

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

**CONTRIBUIÇÃO DO FLUXO DE CALOR
PARA A CARACTERIZAÇÃO DA LITOSFERA
NA REGIÃO DO ALENTEJO**

Maria Rosa Alves Duque



Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do grau de Doutor em Física, na especialidade de Geofísica.

54 267

ÉVORA - 1991

INDICE

LISTA DE SÍMBOLOS	5
PREFÁCIO	6
CAP1	
FLUXO DE CALOR DE ORIGEM TERRESTRE	
1.1 INTRODUÇÃO	8
1.2 DADOS GLOBAIS DE FLUXO DE CALOR	8
1.3 PRINCIPAIS FONTES DE CALOR	12
1.4 MAPAS DE FLUXO DE CALOR	17
1.4.1 Construção por computador	17
1.4.2 Contorno visual	22
CAP2	
A REGIÃO EM ESTUDO	
2.1 INTRODUÇÃO	25
2.2 ALGUNS DADOS DE NATUREZA GEOLÓGICA	28
2.2.1 Zona de Ossa Morena	28
2.2.2 Zona Sul Portuguesa	32
2.2.3 Rochas Ígneas Pós-Hercínicas	34
2.2.4 Algarve	36
2.3 NEOTECTÓNICA	36
2.4 HIDROGEOLOGIA	37

CAP3

DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CALOR

3.1 INTRODUÇÃO	40
3.2 DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CALOR	42
3.2.1 Principais correcções a introduzir no valor do fluxo	43
3.2.2 Efeitos produzidos por circulação de água no solo	52

CAP4

FLUXO DE CALOR NO ALENTEJO

4.1 INTRODUÇÃO	56
4.2 MEDIÇÕES REALIZADAS	56
4.2.1 Medições de temperatura	56
4.2.2 Medições de condutividade térmica	59
4.3 FLUXO DE CALOR	60
4.3.1 Correcções introduzidas	61
4.3.2 Alguns comentários	63
4.4 ALGUNS FACTORES QUE PODEM INFLUENCIAR O VALOR DO FLUXO DE CALOR	65
4.4.1 Inclinação de estratos	65
4.4.2 Variações do gradiente de temperatura em profundidade	70

CAP5

MAPAS DE FLUXO DE CALOR

5.1 INTRODUÇÃO	78
----------------	----

5.2 MAPA OBTIDO POR CONTORNO VISUAL	78
5.3 TRAÇADO DE ISOLINHAS POR COMPUTADOR	82
5.3.1 Algumas relações entre os dados obtidos e dados gravíticos e aeromagnéticos	82
5.3.2 Mapas de fluxo de calor, condutividade térmica e gradientes verticais de temperatura	84
5.4 ANÁLISE DO MAPA DE FLUXO DE CALOR	88
5.5 DISTRIBUIÇÕES DE TEMPERATURA E DE FLUXO DE CALOR EM PROFUNDIDADE	91
5.5.1 Parâmetros utilizados	94
5.5.2 Modelos a uma dimensão	98
5.5.3 Modelos a duas dimensões	100
5.5.4 Zona Norte do Mapa	104
5.6 ALGUNS COMENTÁRIOS	105
BIBLIOGRAFIA	106
ANEXO I	
DETERMINAÇÃO DE TEMPERATURAS	
I.1 FUROS EM EQUILÍBRIO TÉRMICO	117
I.2 FUROS PERTURBADOS PELOS TRABALHOS DE PERFURAÇÃO	118
ANEXO II	
DETERMINAÇÃO DE CONDUTIVIDADES TÉRMICAS	
II.1 INTRODUÇÃO	121
II.2 MÉTODOS LABORATORIAIS	121
II.2.1 Determinações em regime estacionário	122
II.2.2 Determinações em regime transitório	123

II.3 MEDIÇÕES DE CONDUTIVIDADE TÉRMICA IN SITU	125
II.4 DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE TÉRMICA ATRAVÉS DO CONTEÚDO MINERALÓGICO	126
ANEXO III	
DETERMINAÇÃO DA PRODUÇÃO DE CALOR DEVIDO À EXISTÊNCIA DE ELEMENTOS RADIOACTIVOS	128

LISTA DE SÍMBOLOS

Q - Fluxo de calor medido à superfície da Terra

Q_r - Fluxo de calor proveniente de zonas profundas

A_o - Produção de calor devido ao decaimento de elementos radioactivos, medido à superfície da Terra

A - Produção de calor

θ - Latitude

ϕ - Longitude

ρ - Massa volúmica

C - Calor mássico

K - Condutividade térmica

T_o - Temperatura à superfície da Terra

T - Temperatura

T_c - Temperatura corrigida

T_f - Temperatura real da formação

α - Difusividade térmica

t - Tempo

δT - Correção topográfica

h_o - Altura do colar do furo

V - velocidade

V_p - Velocidade de propagação das ondas sísmicas P

m - Massa

δg - Anomalia de Bouguer

M_g - Anomalia do campo magnético

Δt - Intervalo de tempo

$\text{erfc}(x)$ - Função complementar da função de erro

$\text{erf}(x)$ - Função de erro

PREFÁCIO

O trabalho apresentado desenvolveu-se em duas instituições: o Departamento de Física da Universidade de Évora e o Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa (C.G.U.L.).

O início dos trabalhos de campo ocorreu com as primeiras determinações de fluxo de calor em Portugal, realizadas em 1981 em Portel, num trabalho em que participaram o Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica e o Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa. Posteriormente, o Departamento de Física da Universidade de Évora veio juntar-se a estas instituições colaborando na determinação do fluxo de calor no Alentejo.

Para a concretização deste trabalho foi muito importante a colaboração de várias pessoas e instituições a quem quero expressar os meus agradecimentos. Ao Instituto Geofísico do Infante D. Luís, na pessoa do seu director, Prof. José Pinto Peixoto, pela cedência de instalações e oficinas; ao "Gabinete Para Pesquisa e Exploração de Petróleo" que forneceu a localização e informação relativa a temperaturas, geologia e estratigrafia referente a furos localizados na costa alentejana e algarvia, ao "Serviço de Fomento Mineiro-Delegação de Beja" pela utilização dos furos por eles realizados bem como pela informação relativa à zona em estudo e empréstimo de amostras para medição de condutividade térmica; ao "Laboratório de Lâminas Delgadas" da faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa onde foram preparadas algumas amostras para medição de condutividades; ao "Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica" pela cedência temporária do condutímetro para medição da condutividade térmica de algumas amostras.

Gostaria ainda de agradecer à Dra. Susana Camelo com quem trabalhei na primeira fase do trabalho; aos Profs. António Andrade Afonso e Jorge Miguel Miranda do C.G.U.L. pelo interesse e apoio demonstrado e pelas discussões dos vários assuntos e

problemas que foram surgindo ao longo do trabalho; aos Drs. Fernando Santos, Mário Moreira, Graça Silveira, Rogério Mota, Jaime Sotto-Mayor e Joaquim Luís do C.G.U.L. e António Miguel do Departamento de Física da Universidade de Évora, pela sua ajuda nos trabalhos de campo; aos colegas do C.G.U.L. que me ajudaram na fase final de processamento de texto e aos colegas do Departamento de Física da Universidade de Évora que me ajudaram e apoiaram ao longo de todo o trabalho.

Finalmente gostaria de apresentar os meus agradecimentos ao Prof. Doutor Luís A. Mendes Victor da faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, responsável desde o início pelo projecto para a determinação do fluxo de calor em Portugal, que sugeriu, orientou e acompanhou todo o trabalho.

CAPÍTULO 1

FLUXO DE CALOR DE ORIGEM TERRESTRE

1.1 INTRODUÇÃO

A Terra é por vezes encarada como sendo uma máquina térmica, visto que muitos dos fenómenos importantes que nela ocorrem são causados pela sua energia térmica interna. Estes fenómenos podem ocorrer em grande ou em pequena escala. Como exemplo teremos a tectónica de placas (grande escala), a sismicidade local, o vulcanismo, os movimentos crustais e a maturação de hidrocarbonetos (pequena escala).

Para termos uma ideia de como esta máquina gigantesca funciona, teremos que conhecer a natureza e distribuição das fontes de calor, a temperatura interna e os modos de transferência de calor.

Através destes estudos pode-se inferir sobre os mecanismos dos processos terrestres e reconstruir a história térmica e a evolução tectónica. Contudo, o percurso para tal pesquisa não é fácil pois o problema é essencialmente um problema de inversão no espaço e no tempo, com soluções múltiplas.

1.2 DADOS GLOBAIS DE FLUXO DE CALOR

Os resultados das primeiras medições de fluxo de calor em continentes foram apresentados por Benfield em 1939 (fluxo de calor na Grã-Bretanha) e por Bullard (fluxo de calor na África do Sul) . As primeiras medições obtidas no Oceano Pacífico foram realizadas por Revelle e Maxwell (1952) que utilizaram um instrumento concebido por Bullard. Em 1954 Bullard apresentou dados de fluxo de calor obtidos no Oceano Atlântico.

As medições de fluxo de calor aumentaram lenta mas continuamente nos

primeiros anos, tendo sido compiladas e apresentadas por Birch em 1954 (Uyeda, 1988), 43 medições em regiões continentais e 20 em regiões oceânicas.

Nos anos 60 e 70 o número de determinações de fluxo aumentou grandemente, tendo sido apresentados por Chapman e Pollack (1980), 7217 valores sendo 2808 obtidos em regiões continentais e 4409 em zonas oceânicas.

Em 1979, Cermak apresentou um mapa de fluxo de calor para a Europa. Neste trabalho foram utilizados 2590 valores de fluxo obtidos em áreas continentais e 486 valores obtidos em domínio oceânico. Apesar de existir um número elevado de valores de fluxo, a sua distribuição espacial é fortemente heterogénea, existindo zonas onde praticamente não existiam valores (Jugoslávia, Bélgica, Holanda, Mar Báltico, parte central do Atlântico Norte, Península Ibérica) e zonas com concentrações elevadas de dados (Alemanha, Checoslováquia, Itália, Polónia). Apesar de terem prosseguido as determinações de fluxo de calor, verifica-se ainda uma anomalia na sua distribuição espacial na Europa e também em todo o globo, havendo uma grande concentração de dados nos E. U. A., Canadá e Europa e poucos dados a nível de África, América do Sul e determinadas regiões da Ásia.

Com os dados de fluxo de calor existentes tentou-se fazer uma média dos valores obtidos tendo em vista fazer uma estimativa da perda global de calor por parte da Terra (Lee e Uyeda, 1965; Simmons e Horai, 1968; Lee, 1970; Kappelmeyer e Haenel, 1974; Chapman e Pollack, 1975). O valor médio obtido foi cerca de 60 mW m^{-2} , havendo uma igualdade entre o valor médio do fluxo obtido em zonas continentais e o obtido em zonas oceânicas; a perda global de calor por parte da Terra seria de $3 \times 10^{13} \text{ W}$.

Com o avanço da teoria da tectónica de placas e com o aumento do número de medições de fluxo de calor, os valores médios obtidos deixaram de ter significado, sendo as estimativas actuais feitas com base em modelos geodinâmicos (Chapman e Pollack, 1975; Sclater et al, 1980).

Junto das cristas oceânicas verifica-se a ascensão de materiais do manto que, por arrefecimento à superfície, dão origem a nova crosta oceânica. À medida que se afasta da crista oceânica, a nova crosta vai arrefecendo até maiores profundidades, formando uma placa rígida cada vez mais espessa.

O fluxo de calor junto das cristas oceânicas terá valores elevados que diminuirão à medida que nos afastamos da zona de ascensão de materiais do manto

(Fig 1.1).

Os valores médios de fluxo obtidos nos oceanos, aproximam-se de valores teóricos calculados a partir de alguns modelos, apenas para idades relativamente elevadas mas inferiores a 70 Ma. Nas regiões litosféricas jovens, os valores de fluxo obtidos são inferiores aos previstos teoricamente e nas regiões mais antigas (com idades superiores a 70 Ma) os valores obtidos de fluxo de calor são superiores aos previstos teoricamente (Fig 1.2).

As medições de fluxo de calor são feitas considerando apenas transferência de calor por condução. Lister (1972) apresentou um modelo que considera a crosta ígnea oceânica altamente permeável e atravessada por fendas que permitem a circulação da água do mar dando origem a transferência de calor por convecção, nestas regiões.

À medida que aumenta a idade da crosta forma-se uma camada sedimentar, cada vez mais espessa, que servirá de tampão à circulação da água. É a partir da formação desta zona que os resultados coincidem com os previstos teoricamente.

Davis e Lister (1977) e Lister (1977) apresentaram um modelo de dependência do fluxo com a idade da crosta em regiões oceânicas jovens, para fazer uma correção e poder obter o valor do fluxo de calor se não existisse convecção. A média do fluxo de calor obtido, neste modelo, em regiões oceânicas é cerca de 1,8 vezes superior ao valor médio obtido em zonas continentais (Uyeda, S., 1988).

Nas regiões litosféricas oceânicas com idades superiores a 70 Ma (bacias oceânicas antigas) onde o fluxo medido apresenta valores superiores aos previstos teoricamente, têm sido apresentados modelos que consideram a litosfera aquecida pelo calor libertado por uma distribuição uniforme de elementos radioactivos existente nos 300 Km mais externos do manto (Forsyth, 1977), ou a existência de correntes de convecção de pequena escala que mantêm, em média, uma temperatura constante perto da base da placa (Sclater et al, 1981).

A distribuição de fluxo de calor nos continentes mostra um padrão mais complicado que o observado nos oceanos. O fluxo medido nos continentes pode ser produzido por processos distintos (fusão ou intrusão magmática durante um processo orogénico, extensão da crosta, erosão, geração de calor por elementos radioactivos), com características físicas distintas, e que ocorrem em escalas de tempo de ordens de grandeza diferentes.

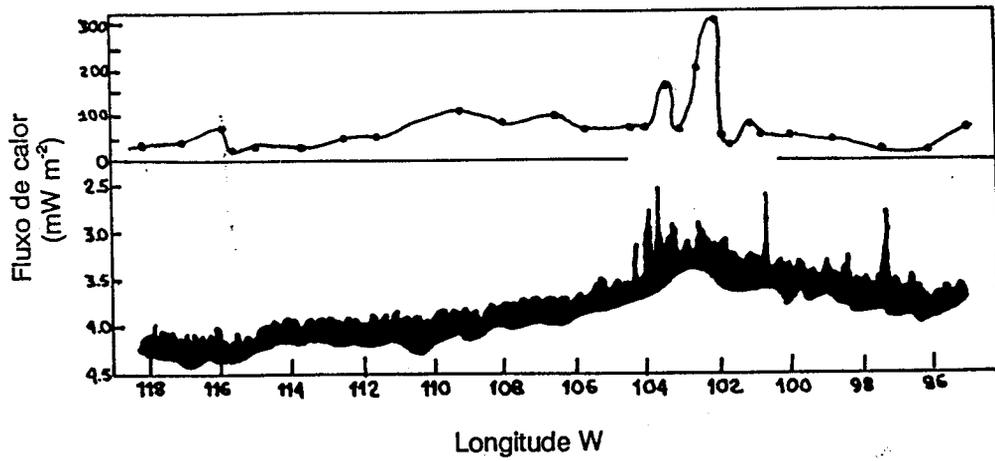


Fig 1.1 Fluxo de calor e topografia obtidos no Oceano Indico (adaptado de Von Herzen e Uyeda, 1963).

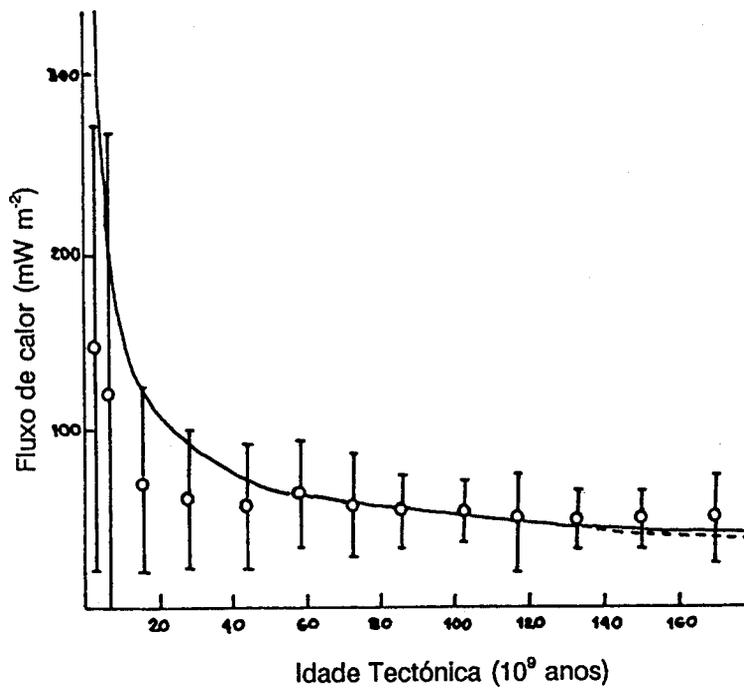


Fig 1.2 Valores médios de fluxo de calor para todos os oceanos em função da idade. As curvas representam valores obtidos com modelos teóricos (adaptado de Sclater et al, 1981).

Assim, os dados de fluxo continental terão que ser examinados de acordo com a região onde foram obtidos, antes de se fazer uma análise global; Polyak e Smirnov (1968) mostraram que eles estão relacionados com a idade tectónica da formação onde foram obtidos (a proporcionalidade é inversa, aumentando o valor do fluxo para regiões tectónicas mais recentes).

Estes estudos foram retomados e desenvolvidos por vários autores (Verma et al, 1970; Sclater e Francheteau, 1970; Vitorello e Pollack, 1980; Sclater et al, 1981). O resultado obtido, em todos eles, conduz à hipótese de uma diminuição exponencial do fluxo com o aumento da idade tectónica da região (Fig 1.3). Nas regiões novas o fluxo de calor apresenta um valor médio elevado e uma grande dispersão de valores. Nas províncias mais antigas, a dispersão e o valor médio do fluxo são menos elevados.

O intervalo de tempo necessário para a diminuição de fluxo de calor nos continentes é uma ordem de grandeza superior ao obtido com os valores de fluxo de áreas oceânicas, como se pode ver comparando as figuras 1.2 e 1.3.

Se analisarmos os valores referentes a áreas cobertas por continentes e por oceanos, verificamos que o calor perdido pela Terra em áreas oceânicas é três vezes superior ao perdido em áreas continentais. As estimativas actuais para a perda global de calor por toda a superfície terrestre apontam para cerca de $4,2 \times 10^{13}$ W (Sclater et al, 1981; Uyeda, S., 1988).

1.3 PRINCIPAIS FONTES DE CALOR

Sendo a Terra um planeta que transfere continuamente para o exterior as quantidades de calor atrás indicadas terá que possuir no seu interior fontes de calor.

Se admitirmos que a Terra se formou a partir de poeiras e partículas sólidas a temperaturas reduzidas, como explicar o actual fluxo terrestre proveniente do seu interior e as altas temperaturas existentes a profundidades elevadas?

Modelos que pretendem explicar a formação e evolução térmica da Terra (Sharpe e Peltier, 1979; Lubimova, 1982) permitem concluir que a estrutura interna bem como o estado térmico da Terra no final da sua formação é idêntico ao que se verifica actualmente.

Quais as principais fontes de calor que terão existido durante o período inicial

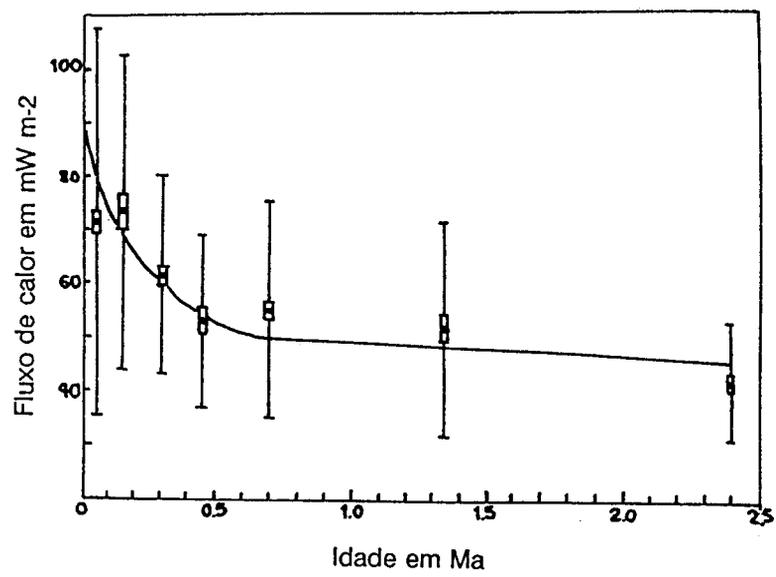


Fig 1.3 Fluxo vertical de calor em continentes, em função da idade (adaptado de Vitorello e Pollack, 1980).

de vida da terra?

Estudos realizados em meteoritos indicam que podem ter existido isótopos radioactivos de vida curta, responsáveis por parte do aquecimento inicial; destes, o mais importante é o Al^{26} que terá dado origem ao Mg^{26} que se encontra actualmente na Terra e que é um elemento estável.

Para além destas fontes de calor, temos ainda que considerar as que resultam do aumento de temperatura devido ao impacto de corpos na superfície terrestre, da compressão adiabática de materiais, da segregação do núcleo e da diferenciação do manto. Todas elas terão contribuído para aumentar a temperatura da Terra durante a sua formação.

Para identificar as fontes de calor actuais vamos considerar em primeiro lugar a crosta terrestre e depois o manto e o núcleo, pois os métodos utilizados são completamente diferentes.

A principal fonte de calor que existe actualmente nas camadas mais externas da Terra é produzida pelo decaimento de elementos radioactivos, sendo os mais importantes o urânio (U^{238} e U^{235}), o tório (Th^{232}) e o potássio (K^{40}).

A avaliação da produção de calor por estes materiais radioactivos é feita, em laboratório, em amostras retiradas da superfície terrestre.

Actualmente, o conhecimento da distribuição de elementos radioactivos em profundidade, na crosta terrestre, não pode ser obtido por observação directa.

As técnicas mais importantes que se utilizam são: (1) o método das províncias de fluxo de calor (Roy et al, 1968) e (2) correlações entre produção de calor por elementos radioactivos e velocidade de propagação das ondas sísmicas (V_p) das rochas da crosta (Rybach, 1876; Smithson e Decker, 1979, etc.).

Partindo das relações entre o fluxo de calor medido e a produção de calor devido à existência de elementos radioactivos, à superfície, numa dada região, Roy et al (1968) concluíram que se pode estabelecer uma relação linear entre estes dois parâmetros

$$Q = Q_r + DA_0 \quad (1.1)$$

Nesta expressão Q representa o fluxo de calor medido à superfície da Terra e A_0 representa a produção de calor devido ao decaimento de elementos radioactivos à

superfície, Q_r representa o fluxo de calor proveniente de zonas mais profundas e D representa a espessura da camada externa onde estão concentrados os elementos radioactivos.

Cada região onde se verifica uma relação deste tipo é chamada "provincia geotérmica". Cada provincia tem um valor característico de Q_r e D.

Esta relação, obtida para rochas plutónicas, foi encontrada mais tarde para terrenos metamórficos e metasedimentares (Kutas, 1977; Jaupart et al, 1981).

Os modelos mais utilizados para caracterizar a distribuição das fontes de calor em profundidade são a distribuição em blocos (Roy et al, 1968) ou a variação exponencial (Lachenbruch, 1970) do tipo

$$A(Z) = A_0 \exp(-Z/D) \quad (1.2)$$

Neste modelo podem-se considerar variações laterais de radioactividade à superfície, por erosão diferencial, mantendo-se D constante.

Jaupart et al (1981) mostraram que a diminuição da concentração dos elementos radioactivos em profundidade não é idêntica para todos eles.

A correlação entre produção de calor por elementos radioactivos (A) e velocidade de propagação das ondas sísmicas (V_p) foi obtida com base em resultados laboratoriais. Novos dados têm sido utilizados para a criticar (Fountain, 1986; Kern e Siesgesmund, 1989) e para a defender (Rybach e Cermak, 1987; Stegena e Meissner, 1990). Todavia, este método só pode ser utilizado em regiões onde foram obtidos modelos sísmicos para a crosta.

Estudando várias províncias geotérmicas Pollack e Chapman (1977) concluíram que era válida a relação

$$Q_r = 0,6Q \quad (1.3)$$

isto é, 40% do fluxo de calor detectado à superfície terá a sua origem na camada de espessura D onde estarão concentrados os elementos radioactivos; os restantes 60% serão provenientes de regiões mais profundas.

Dada a impossibilidade de acesso directo ao manto e ao núcleo, torna-se necessário elaborar modelos sobre a sua constituição.

Admite-se actualmente que a composição das condrites carbonáceas, seja muito próxima da composição da nebulosa a partir da qual se formou a Terra (Ringwood, A.E., 1979). Esta conclusão é baseada na teoria da nucleosíntese, nos estudos de relações químicas e genéticas entre diferentes classes de meteoritos condriticos, na abundância de elementos nos raios cósmicos e na comparação com concentrações existentes no Sol.

As relações entre as concentrações de U, Th e K encontradas para as condrites carbonáceas é de $K/U=2 \times 10^4$ e $Th/U=3,5$. Todavia, em medições realizadas à superfície da Terra obtêm-se valores de $Th/U \approx 3,5$ e $K/U \approx 1 \times 10^4$, pelo que poderemos concluir que existe um déficit de potássio à superfície, que poderá ser aceite, em parte, desde que exista um excesso de potássio em profundidade. Esta hipótese está de acordo com os modelos que consideram a existência de K no núcleo externo (Jacobs, J.A., 1975). O calor produzido pelo K^{40} existente no núcleo externo seria suficiente para provocar movimentos convectivos.

Tentativas feitas no sentido de estimar as concentrações de U e Th no manto (Ringwood, 1979), com base num modelo de equilíbrio térmico que considera que a perda total de calor por unidade de tempo, em toda a superfície da terra é compensada pela geração de calor radioactivo (U, Th, K^{40}) em profundidade, conduziram a um conteúdo médio de urânio de 0.042 p.p.m. no manto, isto é, cerca de 3,2 vezes o conteúdo existente nas condrites ordinárias. Todavia, os resultados obtidos para o tório, com este modelo, são semelhantes aos das condrites.

Esta discrepância entre os valores das concentrações do urânio pode ser devida ao facto de a Terra, na realidade, não estar em equilíbrio térmico.

Os diferentes processos tectónicos que se verificaram no passado e que prosseguem actualmente em algumas regiões, podem ser responsáveis pela transferência de calor de zonas mais profundas para zonas mais superficiais, por convecção.

Os modelos elaborados para a evolução térmica da Terra (Duque, M.R., 1984) demonstram que parte do fluxo de calor detectado à superfície da Terra resulta de uma diminuição da temperatura de formação do núcleo e do manto.

Vitarello e Pollack (1980) apresentaram um modelo em que consideraram calor proveniente de três tipos de fontes: **a)** gerado nas camadas superficiais devido à existência de elementos radioactivos Q_c , **b)** associado com processos tectónicos

(em especial, a actividade ígnea em processos orogénicos) Q_t e c) calor proveniente de zonas mais profundas .

Os valores de Q_c e Q_t apresentam um decaimento exponencial ao longo do tempo e Q_b mantem-se constante. Teremos então

$$Q=Q_c+Q_t+Q_b \quad (1.4)$$

1.4 MAPAS DE FLUXO DE CALOR

O conhecimento da distribuição local ou regional do fluxo de calor é um dado importante na geofísica, sendo utilizado principalmente na determinação de temperaturas em profundidade (na Terra) e como condições fronteira na elaboração de modelos geodinâmicos.

Para poder correlacionar o fluxo de calor com outro parâmetro geofísico ou para poder utilizar os dados de fluxo nas aplicações mencionadas é necessário elaborar um "mapa de fluxo de calor".

Este termo tem sido utilizado para designar, mapas contendo apenas a localização das zonas de medição e os valores obtidos, mapas com isolinhas obtidas por análise harmónica esférica ou por análise polinomial dos dados de fluxo, ou ainda, mapas com isolinhas traçadas com base no conhecimento tectónico da região.

Normalmente o espaçamento das isolinhas é de 10 mW m^{-2} em todas as regiões, excepto em zonas com fluxo de calor muito elevado ou que apresentem variações muito acentuadas de fluxo de calor.

O traçado das isolinhas pode ser feito por métodos automáticos ou por simples interpolação visual dos dados obtidos.

1.4.1 Construção por computador

A distribuição geográfica de dados de fluxo de calor é, em geral, muito irregular. O primeiro passo na construção de mapas de fluxo de calor consiste em fazer interpolações tendo em vista obter numa malha regular de pontos os valores de fluxo, para depois traçar as respectivas isolinhas.

Os métodos utilizados em computador para fazer interpolações utilizando dados irregularmente espaçados podem ser divididos em duas classes: superfícies analíticas e superfícies numéricas. Os primeiros geram superfícies que podem ser representadas por expressões matemáticas, os segundos utilizam algoritmos que geram conjuntos de valores numéricos.

Nos mapas de fluxo de calor têm sido utilizados apenas os que geram superfícies analíticas.

REPRESENTAÇÃO POR HARMÔNICAS ESFÉRICAS

Neste caso, os dados de fluxo de calor são submetidos a análise harmônica esférica. É o método que tem sido utilizado para construir mapas de fluxo de calor para todo o globo ou para regiões extensas.

Considera-se que a superfície da Terra é esférica. Se tivermos um conjunto de dados $Q(\theta_i, \phi_i)$ $i=1,2,\dots,N$ sendo θ_i e ϕ_i a latitude e a longitude geográfica do ponto i , então os dados de fluxo podem ser representados por um desenvolvimento em harmônicas esféricas de ordem M

$$Q(\theta, \phi) = \sum_{n=0}^M \sum_{m=0}^n [(A_{nm} \cos(m\phi) + B_{nm} \sin(m\phi))] P_{nm} \cos(\theta) \quad (1.5)$$

sendo P_{nm} as "Funções associadas de Legendre" normalizadas e A_{nm} e B_{nm} os coeficientes do desenvolvimento.

Devido aos progressos recentes nos estudos de fluxo de calor, têm sido feitas tentativas no sentido de organizar bases de dados, acompanhadas por mapas de isolinhas de fluxo de calor.

O primeiro mapa obtido por este método foi apresentado por Lee e MacDonald (1963) que calcularam os coeficientes de um desenvolvimento em harmônicas esféricas de ordem 2, utilizando 813 valores de fluxo. Posteriormente, apareceram outros trabalhos realizados com números mais elevados de dados de fluxo. Os trabalhos apresentados eram caracterizados por distorções irreais causadas por distribuição desigual de dados, ou mesmo por falta de observações em algumas áreas críticas. Como a solução deste problema com determinações de fluxo é uma

tarefa difícil e de resolução a longo prazo, Chapman e Pollack (1975) compilaram um conjunto de 2592 valores de fluxo correspondentes aos elementos de uma grelha de $5^\circ \times 5^\circ$, que cobria todo o Globo e calcularam os coeficientes das harmónicas esféricas até à ordem 12. O mapa apresentado encontra-se na Figura 1.4. Este mapa representa, ainda hoje a distribuição global de fluxo de calor mais completa que se fez até aos nossos dias.

REPRESENTAÇÃO POR POLINÓMIOS

Este método foi utilizado em áreas relativamente grandes, por exemplo, para representar o fluxo obtido num continente ou numa região.

Um conjunto de dados de fluxo de calor $Q(x_i, y_i)$ $i=1,2,\dots,N$, sendo x_i e y_i as coordenadas dos pontos de medição do fluxo (não é necessário serem coordenadas geográficas) pode ser representado pelo polinómio

$$Q(x,y) = \sum_{m=0}^M \sum_{n=0}^M C_{mn} x^m y^n \quad (1.6)$$

sendo $C_{mn}=0$ para $m+n>M$. M é a ordem do desenvolvimento e C_{mn} são os coeficientes.

A representação polinomial foi utilizada por vários autores para obter mapas de fluxo na Europa. Na figura 1.5 estão representados dois mapas de fluxo de calor na Europa. O primeiro mapa mostra uma representação polinomial (de ordem 6) do fluxo de calor, preparada por Hurtig com base em 2605 valores de fluxo (Cermak e Hurtig, 1977). O segundo mapa mostra uma representação em harmónicas esféricas (de ordem 18) (Chapman et al, 1979). Os dados de base para este trabalho foram retirados dos utilizados na análise global de fluxo de calor (Fig. 1.4) feita por Chapman e Pollack em 1975.

Estas representações polinomiais ou em harmónicas esféricas filtram anomalias de pequeno comprimento de onda, com dimensões inferiores a um valor característico, que depende da ordem da representação utilizada.

No caso da representação polinomial de ordem 6 não são detectadas

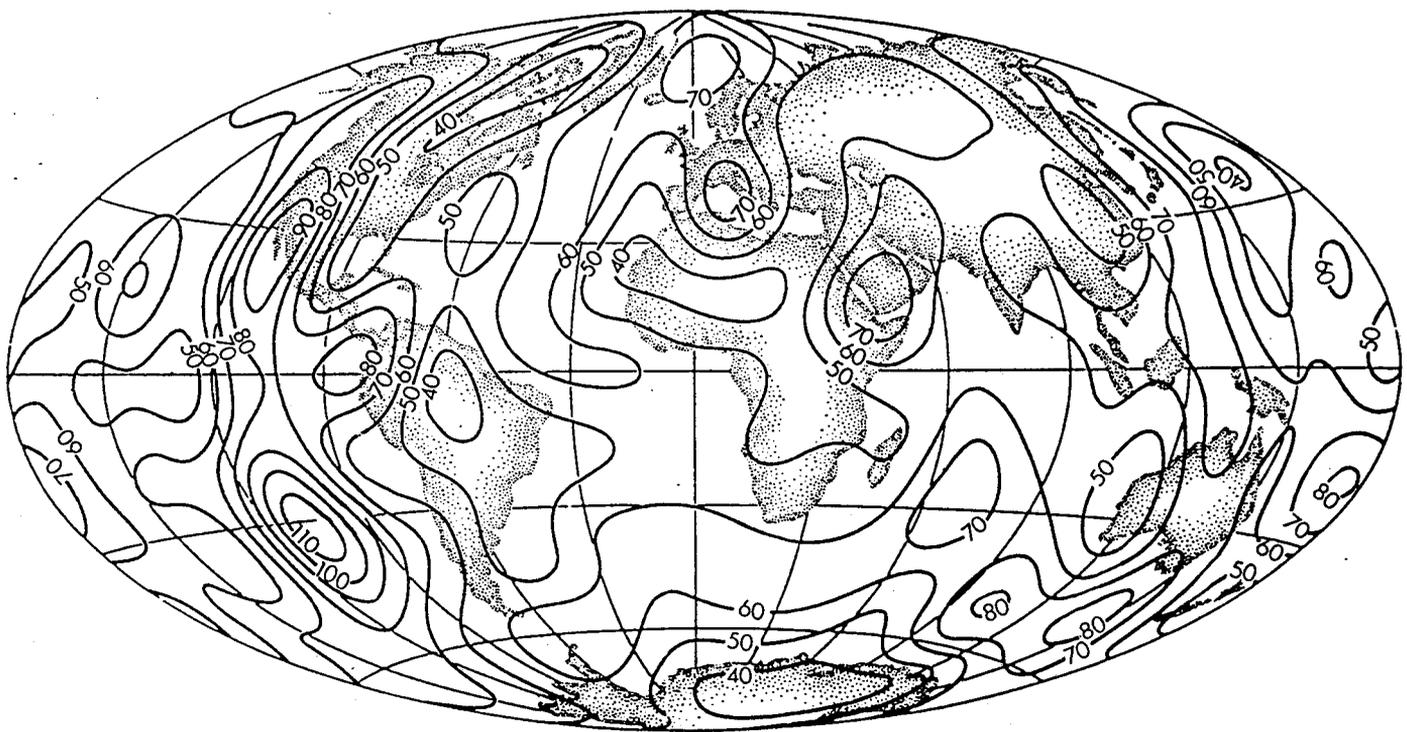


Fig 1.4 Representação global de dados de fluxo de calor obtida por Chapman e Pollack (1975).

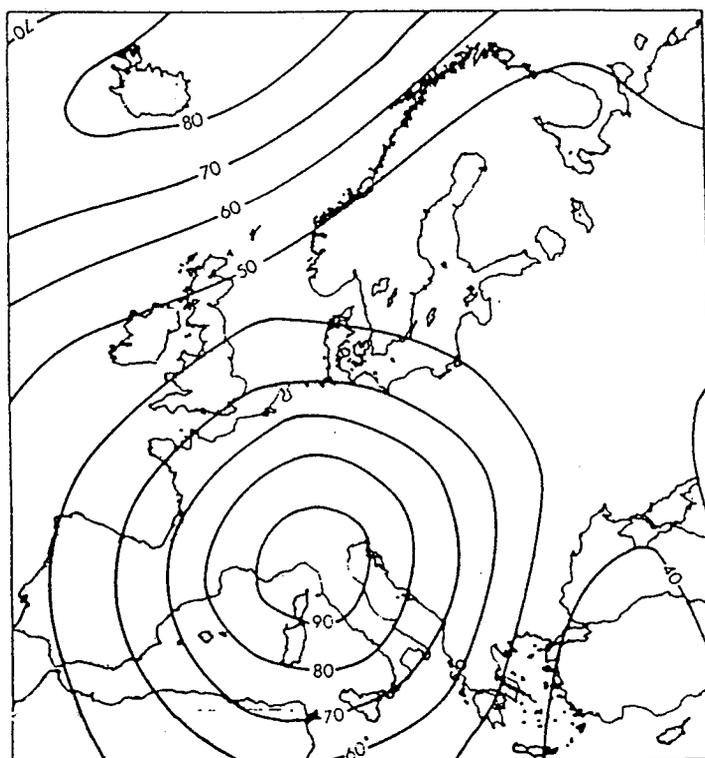
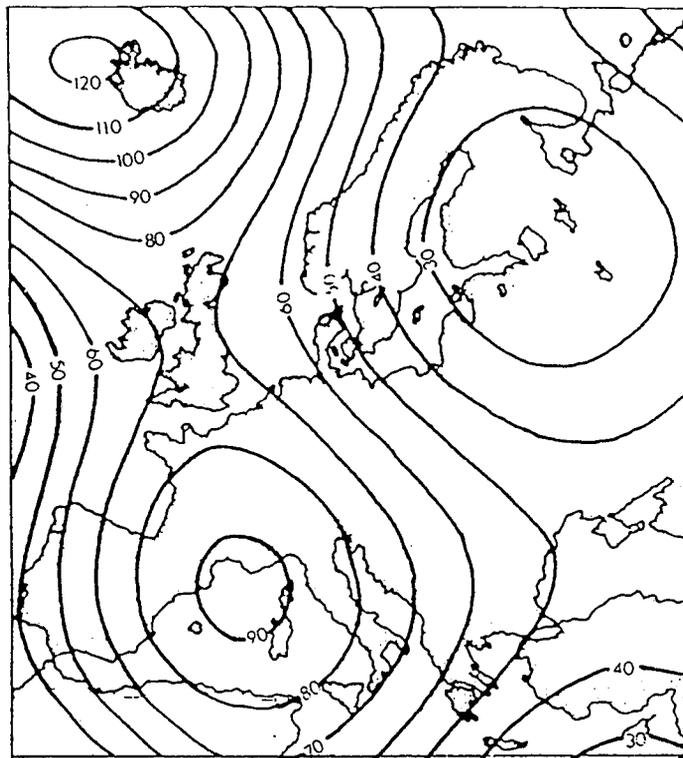


Fig 1.5 Representação global de fluxo de calor na Europa.

a) Representação polinomial (de ordem 6) feita por Cermak e Hurtig.

b) Representação em harmónicas esféricas (de grau 18) feita por Chapman e Pollack.

anomalias com dimensões inferiores a 750 Km. No caso da representação em harmónicas esféricas de ordem 18 não são detectadas anomalias com dimensões inferiores a 1100 km. Como se pode ver, os dois mapas têm um aspecto idêntico.

Para se poderem detectar, com estes métodos, anomalias com dimensões inferiores às descritas (por exemplo a da bacia Panoniana, a do graben do Reno Superior ou a do Mar Tirreno) seria necessário aumentar a ordem da análise ou do polinómio.

OUTROS MÉTODOS DE CONTORNO DE ISOLINHAS

O tratamento de dados geofísicos para obter o contorno de isolinhas por computador faz-se através de métodos puramente numéricos. Como exemplo de isolinhas de fluxo de calor obtidas por métodos numéricos podemos citar o trabalho apresentado por Rybach e Bodmer em 1983.

Nestes métodos, a área em estudo é coberta por uma rede de pontos igualmente espaçados. A cada ponto da rede deverá corresponder um valor de fluxo de calor. Como os dados obtidos são, em geral, dispostos irregularmente, é necessário aplicar um método que permita obter valores adicionais correspondentes a cada nó da rede, com base nos dados existentes.

Os valores em cada nó da rede são calculados com base nos dados de fluxo existentes nas suas vizinhanças. O método utilizado e a área de influência de dados utilizados na interpolação podem variar de acordo com o tipo de trabalho.

Os parâmetros importantes a considerar numa aproximação deste tipo são: uma densidade de dados suficiente, o raio de interpolação, o espaçamento da grelha e o factor de alisamento.

Estes métodos são puramente numéricos, não tendo em conta outro tipo de informação.

1.4.2. Contorno visual

Este método tem sido utilizado com mais frequência. As isolinhas são traçadas por ajuste visual tendo em conta os dados de temperatura e a informação tectónica existente sobre a região. Não existe um critério geral para a construção de isolinhas.

Numa dada unidade tectónica e com um número suficiente de observações, pode-se utilizar a interpolação linear. Em áreas com poucos dados de fluxo de calor a interpolação pode ser feita com base na estrutura tectónica da zona, na relação observada entre o fluxo de calor e a idade do último acontecimento tectono-térmico nos continentes (Polyak e Smirnov, 1968), e na relação entre o fluxo de calor e a idade da crosta nos oceanos (Sclater e Francheteau, 1970).

As correcções destas isolinhas são feitas por comparação com as já existentes ou quando novos dados vêm justificar a sua alteração.

Este método tem sido utilizado na construção de mapas regionais e nacionais de fluxo de calor. Foi também o método utilizado na construção de mapas de fluxo de calor para a Europa (Cermak, V., 1979; Haenel, R. e Staroste, E. (Edit.), 1988).

Apesar de este método depender da visão subjectiva de quem o constroi, ele permite ter em conta a relação entre fluxo e tectónica, a estrutura local, a hidrogeologia, a distribuição de falhas e de nascentes termais, a espessura da crosta, e outras informações geofísicas e geológicas existentes.

Poderemos obter um resultado mais seguro se o mapa obtido por contorno visual for discutido e preparado por vários autores, e se posteriormente for testado por um método numérico.

Na figura 1.6 mostra-se o mapa de fluxo de calor na Europa, obtido por contorno visual. Se o compararmos com os mapas da figura 1.5 podemos ver que neste caso aparecem as anomalias de pequeno comprimento de onda mantendo-se as de grande comprimento de onda que já apareciam nos mapas obtidos por métodos numéricos.

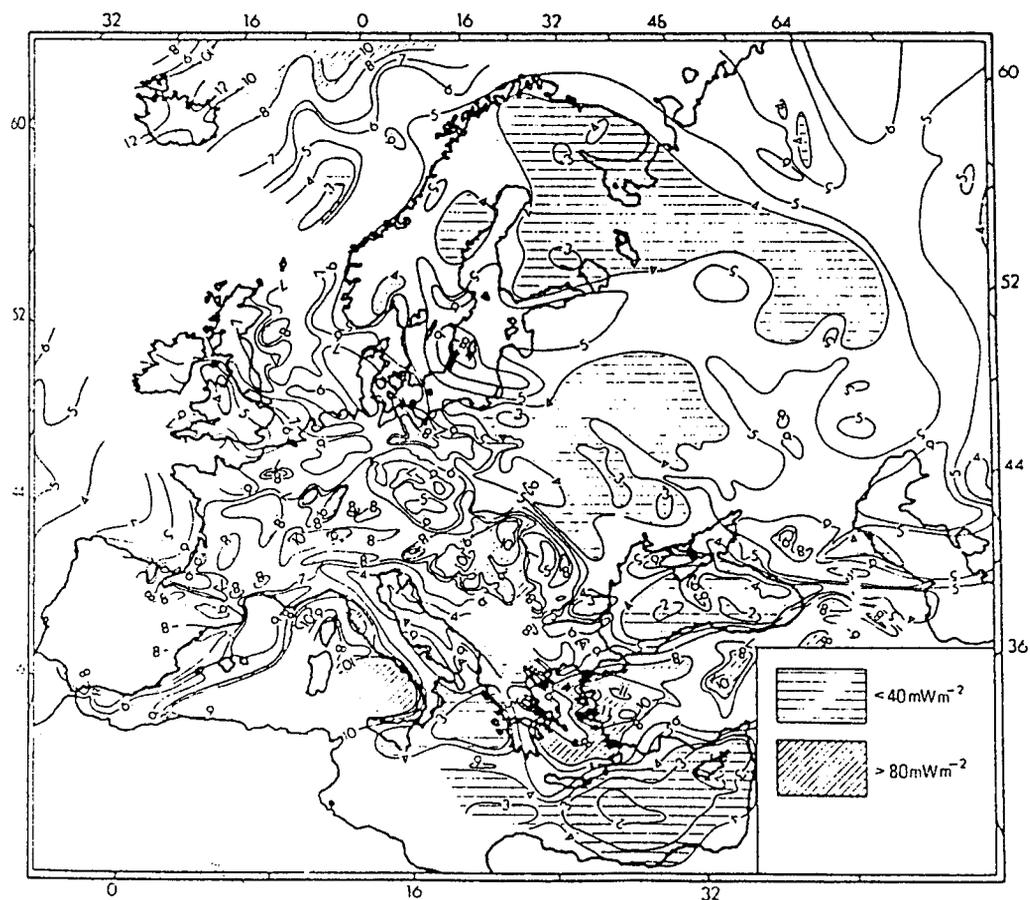


Fig. 1.6 Mapa de fluxo de calor na Europa, obtido por contorno visual (Cermak e Hurtig, 1979). O valor marcado nas isolinhas deve ser multiplificado por 10 para se obter o valor do fluxo de calor em mW m^{-2} .

CAPÍTULO 2

A REGIÃO EM ESTUDO

2.1 INTRODUÇÃO

A região em estudo localiza-se na parte Sul de Portugal e Sudoeste da Península Ibérica, perto do limite entre a Placa Euroasiática e a Placa Africana.

A Oeste encontra-se um ramo da crista médio-atlântica que se junta à crista principal na junção tripla dos Açores.

De acordo com a classificação de Stille (Ribeiro et al, 1979) a Península Ibérica está localizada na Meso-Europa (Fig 2.1) e é constituída essencialmente por um fragmento do soco hercínico, ladeado a Norte e a Sudeste pela cadeia Alpina e a Oeste pelo Oceano Atlântico.

Assim sendo, o estudo da geologia de Portugal está relacionado com o desenvolvimento da cadeia Hercínica, sendo a geologia pós-Hercínica dominada essencialmente pela abertura do Oceano Atlântico e pela Orogenia Alpina.

Baseados sobretudo em diferenciações de metamorfismo, magmatismo e vergência das estruturas geológicas fundamentais, Julivert et al (1980) apresentaram uma divisão do maciço Ibérico em cinco zonas principais, designadas por Zona Cantábrica (ZC), Zona Asturo-Leonesa (ZAL), Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona de Ossa Morena (ZOM) e Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Fig. 2.2).

A região em estudo inclui a Zona Sul Portuguesa, a parte Sul da Zona de Ossa Morena e a formação que separa estas duas zonas e que é designada por "complexo máfico e ultramáfico de Beja". Mais a Sul encontra-se a região do Algarve com formações mais recentes e que apresentam uma cobertura meso-cenozoica sobre o





Fig 2.1 Grandes divisões tectónicas da Europa Ocidental, segundo Stille, 1951 (adaptado de Ribeiro et al, 1979).

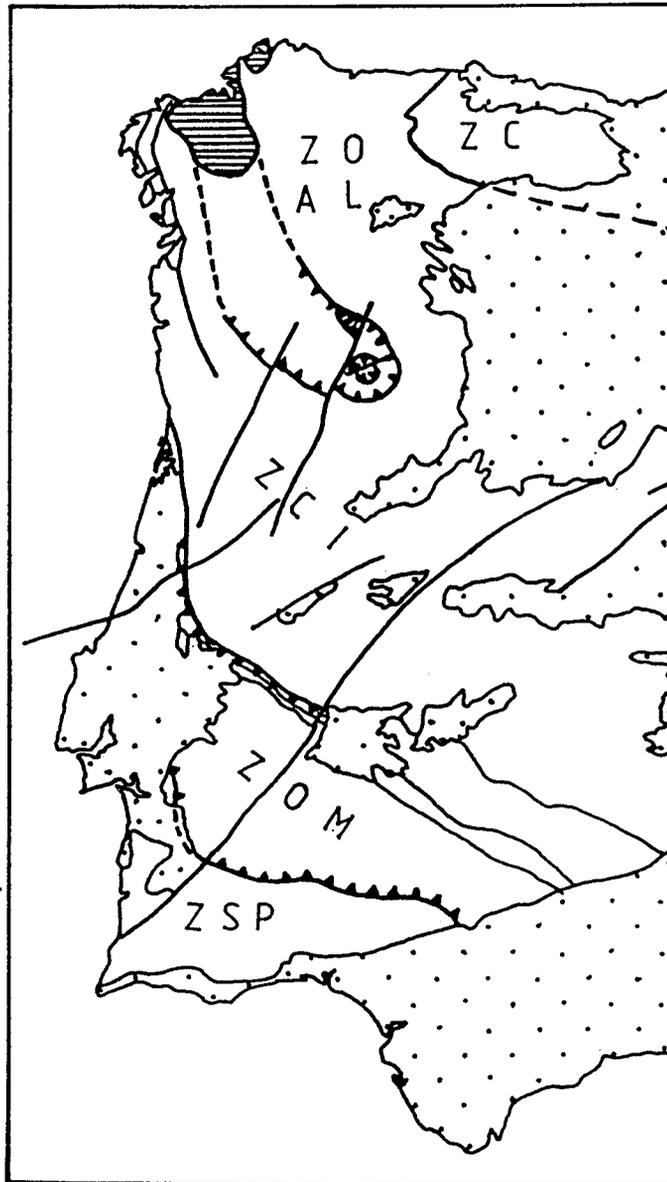


Fig 2.2 Unidades tectónicas do Maciço Ibérico (adaptado de Ribeiro et al, 1979).

soco hercínico.

2.2 ALGUNS DADOS DE NATUREZA GEOLÓGICA

Os terrenos da Zona de Ossa Morena e da Zona Sul Portuguesa foram deformados e metamorfizados durante a Orogenia Hercínica, no fim do período Paleozóico.

A direcção geral das estruturas existentes nesta região é NW-SE, com vergência para SW.

2.2.1 Zona de Ossa Morena

É uma região caracterizada pela existência de materiais do Paleozoico Inferior e do Pré-Câmbrico Superior e pela existência de vulcanismo abundante.

O magmatismo desta região apresenta características próprias--associação frequente de rochas básicas e ácidas, abundância de maciços de carácter fundamentalmente básico e uma certa frequência de composições hiperalcalinas.

A distribuição destes materiais em Portugal efectua-se em duas zonas; a de Beja-Aracena e a de Elvas-Badajoz-Córdova.

A região de Elvas é constituída por granitos alcalinos e hiperalcalinos com a particularidade de poderem coexistir tipos hiperalcalinos sobresaturados (sienitos e granitos) e subsaturados (sienitos nefelíticos). Os granitos mais antigos desta região foram datados de 466 +/- 12 m.a. (Vegas e Muñoz, 1976).

Na zona de Beja-Aracena encontram-se conjuntos de tipo granodiorítico e tonalítico posteriores à primeira fase hercínica e anteriores à terceira fase hercínica de deformação. Encontram-se também granitos tardihercínicos posteriores à terceira fase de deformação. Directamente relacionados com estes granitos tardihercínicos aparecem dioritos e gabros ligeiramente anteriores ou posteriores.

O metamorfismo apresenta uma variação acentuada. Podem identificar-se na região duas cinturas metamórficas principais (a cintura NE e a cintura SW) separadas por zonas de metamorfismo de baixo grau.

A cintura NE, com eixo na faixa blastomilonítica Córdova-Abrantes, caracteriza-se por um metamorfismo de pressão intermédia. O metamorfismo, assim como a

deformação, variam longitudinalmente ao longo desta cintura, aumentando de SE para NW.

A cintura SW corresponde a um alinhamento de domas térmicos, recortando as estruturas variscas (Aracena-Serpa) e alargando-se para NW (Maciço de Évora-Beja). O metamorfismo é de alta temperatura e baixa pressão.

Do ponto de vista paleogeográfico é possível estabelecer domínios e subdomínios na zona de Ossa Morena, por vezes com limites mal definidos.

A região em estudo localiza-se no domínio Évora-Aracena, constituído pelos subdomínios Estremoz-Barrancos e Évora-Beja-Aracena. Nestes subdomínios devemos ainda assinalar na zona em estudo o sector de Barrancos, os Antiformas de Ficalho, Serpa e S. Brissos e o Maciço de Beja.

A ausência de fósseis e a inexistência de informação geocronológica levantam dificuldades no estabelecimento da sequência estratigráfica e na datação das formações em grande parte da região Évora-Beja.

Na tabela 2.1 mostra-se a sequência estratigráfica dos antiformas de Ficalho, Serpa e S. Brissos bem como a idade provável das formações, retiradas da Carta

Litologia	Nome da formação	Idade
Metavulcanitos básicos, xistos sericito cloríticos, liditos e chertes negros. Metavulcanitos ácidos	Complexo vulcano sedimentar de Moura-S. Aleixo	Silúrico
Metavulcanitos básicos, metavulcanitos ácidos, chertes negros, mármore calcários dolomíticos	Complexo vulcano sedimentar de Ficalho	Ordovícico
Dolomitos com horizonte silicioso no topo, mármore com forsterite	_____	Câmbrico Inferior
Rochas quartzo feldspáticas. Série negra. Mica-xistos, anfibólitos, gnaisses anfibólicos, gnaisses biotíticos	_____	Precâmbrico Superior

TABELA 2.1 Litoestratigrafia simplificada dos antiformas de Ficalho, Serpa e S. Brissos (adaptado de J.T. Oliveira (coord.), 1989).

Geológica de Portugal na escala 1: 200000.

As formações mais antigas são datadas do Precâmbrico Superior, não existindo formações com idades do Câmbrio Médio e do Câmbrio Superior.

Na tabela 2.2 mostram-se as diferentes formações que constituem o Maciço de Beja e a idade provável atribuída a cada uma (J. T. Oliveira (coord.), 1989).

Litologia	Nome da formação	Idade
Granitos		Carbónico Médio
Pórfiros	Pórfiros de Baleizão	
Gabros, dioritos, quartzo dioritos e granófiros	Complexo gabro-diorítico	
Dioritos, granodioritos	Dioritos de Monte Novo	Carbónico Inferior
Xistos ardosíferos e xistos grauvacóides	Xistos de Alfundão	
	Dioritos de casa Branca	Devónico Superior a Carbónico Inferior
Gabros e anortositos	Gabros de beja	Devónico Médio a Superior?
Calcários, tufos, cineritos brechas. Basaltos e diabases	Complexo básico de Odivelas	Devónico Inferior a Médio
Anfibolitos, granulitos e "flaser" gabros. Serpentinitos, anfibolitos (meta-basaltos)	Complexo máfico-ultramáfico de Beja-Acebuches	Devónico Inferior a Médio

TABELA 2.2 Principais formações que constituem o Maciço de Beja (adaptada de J.T. Oliveira (coord.), 1989).

As idades das formações variam entre o Devónico Inferior e o Carbónico Médio.

O "Complexo máfico-ultramáfico de Beja-Acebuches" que aqui aparece englobado no Maciço de Beja é considerado por muitos autores como uma unidade que não pertence à zona de Ossa Morena e que faz a separação entre esta zona e a zona Sul Portuguesa.

A estratigrafia do Sector de Barrancos levanta menos dificuldades que a do Maciço de Évora-Beja. A existência de fósseis nesta região faz com que seja mais fácil

a datação das diferentes formações. A tabela 2.3 mostra a estratigrafia apresentada por Perdigão et al (1982) para esta região e as idades respectivas.

Litologia	Unidades	Idades
Rochas subvulcânicas ácidas, intermédio-básicas e brechas	Complexo Ígneo	Pós-Devónico Superior
Turbiditos (grauvaques, siltitos e pelitos) e conglomerados	Formação de Terena	Devónico Superior
Xistos, psamitos e calcários detríticos	Formação de Russianas	Devónico Inferior
Xistos com cloritóide, psamitos e arenitos	Formação de xistos raiados	Silúrico Superior
Xistos, liditos, nódulos siliciosos e xistos cinzentos esverdeados	Formação de xistos com nódulos	Silúrico Inferior
Psamitos e arenitos impuros micáceos, quartzitos	Formação da Serra Colorada	Ordovícico Superior a Médio
Xistos roxos, cinzento-esverdeados, psamitos laminados	Formação de barrancos	Ordovícico Inferior
Xistos micáceos, siliciosos. Arenitos grauva-cóides, conglomerados finos	Formação de Fatuquedo	Câmbrico Superior a Ordovícico Inferior

TABELA 2.3 Estratigrafia apresentada para o sector de Barrancos por Perdigão et al (1982) e materiais constituintes das diferentes unidades.

As formações mais antigas são datadas do Câmbrico superior e a mais recente é datada do Carbónico Superior (Formação de Terena). Deve-se ainda assinalar a inexistência de formações datadas do Silúrico Inferior e do Devónico Médio. O complexo ígneo de Barrancos é posterior às formações indicadas.

Nas bacias do Sado e Moura aparecem ainda depósitos de materiais datados do Cenozóico. Esses depósitos são constituídos por conglomerados, arenitos e margas datados do Paleogénico, por argilas, margas, calcários e conglomerados datados do Miocénico e por areias, arenitos e cascalheiras datados do Pliocénico e

ainda terraços fluviais e depósitos de vertente datados do Plistocénico

2.2.2 Zona Sul Portuguesa

É uma região constituída por materiais do Paleozóico Superior que foram posteriormente metamorfizados e enrugados.

Os materiais mais antigos que nela afloram são datados do Devónico Superior. Nela se podem observar vários carreamentos que se desenvolveram em sequências posteriores ao Devónico Médio. Segundo A. Ribeiro e J. Silva (1983) tratar-se-ia de uma faixa de carreamentos peliculares por baixo da qual se encontrariam os depósitos que constituíam a cobertura existente antes do Devónico Superior, e um soco, virtualmente não deformado.

METAMORFISMO

O fenómeno metamórfico nesta região é um processo longo e complexo. O metamorfismo hidrotermal nesta região é idêntico à alteração hidrotermal observada nas séries ofiolíticas e que é explicada pela circulação convectiva da água do mar através das rochas vulcânicas.

Segundo Munhá (1976) o metamorfismo regional sobrepõe-se ao hidrotermal, tendo ocorrido durante a primeira fase de deformação hercínica na zona Sul Portuguesa.

Ainda, segundo Munhá (1983) o grau metamórfico intensifica-se de Sul para Norte, podendo individualizar-se quatro zonas metamórficas. A zona de metamorfismo mais intenso (facies dos xistos verdes) localiza-se na Formação do Pulo de Lobo. Segundo este autor os dados existentes indicam um regime metamórfico de baixa pressão, compatível com gradientes geotérmicos da ordem de 40-50 °C/Km.

ESTRATIGRAFIA

Esta região pode ser ainda subdividida em vários domínios ou sectores com características geológicas próprias (Oliveira, J.T. et al, 1979).

Á superfície podem identificar-se o Sector Norte, a Faixa Piritosa e o Sector Sul.

a) Sector Norte

No sector Norte podem identificar-se as formações de Santa Iria e da Ribeira de Limas que constituem o grupo de Ferreira-Ficalho, localizado junto ao bordo Sul do Maciço de Beja, imediatamente a Sul do cavalgamento de Ferreira-Ficalho. Segue-se a formação de Pulo de Lobo, altamente deformada, onde aparecem xistos verdes metamórficos. A Sul desta formação aparecem ainda as formações da Atalaia e de Gafo.

Devido à inexistência de fósseis nas formações de Pulo de Lobo, Ribeira de Limas e Atalaia torna-se difícil fazer a sua datação. Ao conjunto das cinco formações indicadas costuma dar-se o nome de Antiforma de Pulo de Lobo que se considera como pertencendo ao período Devónico.

b) Faixa Piritosa

A Faixa Piritosa localiza-se a Sul das formações que constituem o Antiforma do Pulo do Lobo. Neste conjunto estão englobados o Complexo Vulcano Sedimentar da Faixa Piritosa, a Formação Filito-Quartzítica e parte do Grupo de Flysch do Baixo Alentejo.

O Complexo vulcano Sedimentar da Faixa Piritosa é uma unidade estratigráfica bastante heterogénea, com idade compreendida entre o Devónico Superior e o Carbónico Inferior. A espessura do complexo é bastante variável admitindo-se valores de 50-200 metros longe dos centros vulcânicos e de 500-600 metros próximo desses centros. As rochas vulcânicas com maior representação nesta região são rochas ácidas (tufos ácidos com texturas diversas, mas de composição pouco variada, geralmente riolítica). Aparecem também rochas vulcânicas básicas (metabasaltos, metadoleritos e rochas de composição intermédia) e ainda, jaspes, chertes e xistos (negros, siliciosos, borras de vinho), tufitos, xistos argilosos, siltitos, quartzitos e quartzovaques.

A Formação Filito-Quartzítica, datada do Devónico Superior, tem uma espessura que não ultrapassa 200 metros.

O Grupo de Flysch do Baixo Alentejo, datado do Carbónico Médio, é a unidade estratigráfica com maiores dimensões. Ele representa uma sequência de turbiditos

progredindo para Sudoeste e composta por três unidades: Formação de Mértola (Viseano Superior), Formação de Mira (Viseano Superior-Namuriano) e Formação Brejeira (Namuriano Médio-Westefaliano Inferior).

As três formações apresentam uma orientação Nordeste-Sudoeste, mais ou menos paralela à Faixa Piritosa e à fronteira entre a Zona de Ossa Morena e a Zona Sul Portuguesa.

c) Sector Sul

Pertencem a este Sector as formações de Mira e da Brejeira (Grupo de Flysch do Baixo Alentejo), o Grupo da Carrapateira e a Formação de Tercenas.

O Grupo da Carrapateira aparece a Sudoeste das formações de Mira e da Brejeira e é composto por três unidades: Formação de Bordaleta (datada do Tournaisiano Médio e Superior), Formação do Murração (datada do Viseano) e Formação de Quebradas (datada do Namuriano). A formação de Tercenas, datada do Devónico Superior, aflora à superfície no núcleo do antiforme de Aljezur e no antiforme da Bordeira. A espessura desta formação é superior a 100 metros.

Na tabela 2.4 aparecem as unidades litoestratigráficas principais da Zona Sul Portuguesa e a sua constituição.

2.2.3. Rochas Ígneas Pós-Hercínicas

O afloramento pós-hercínico de maior extensão é, sem dúvida, o grande filão dolerítico do Alentejo. Ele atravessa o território português desde a fronteira com Espanha, no Alto Alentejo, até ao Oceano Atlântico a poente de Vila do Bispo.

As datações feitas em amostras retiradas deste filão, em Portugal, deram valores compreendidos entre 168 ± 5 Ma e 199 ± 18 Ma (Schermerhorn, L.J.G., et al, 1978).

Nos antiformas da Bordeira e Aljezur aparecem também filões doleríticos, mas com uma orientação transversal à do filão do Alentejo.

Devemos ainda assinalar a existência dos complexos eruptivos de Sines e Monchique, datados do Cretácico Superior, que são maciços subvulcânicos alcalinos.

Turbiditos (pelitos, grau-vaques e xistos roxos), arenitos e calcários	Formação de Santa Iria	Grupo de Ferreira Ficalho	Sector Norte
Quartzovaques, arenitos filitos e raros tufitos	Formação de Rib. de Limas		
Xistos verdes metamórficos, xistos negros e cinzentos, filitos, quartzitos metavulcanitos ácidos e metabasaltos	Formação do Pulo do Lobo		
Quartzovaques, arenitos e filitos	Formação da Atalaia		
Turbiditos, xistos roxos e metavulcanitos ácidos e intermédio-básicos	Formação de Gafo		
Tufos ácidos. Metabasaltos metadoleritos. Jaspes, chertes, xistos. Tufitos, siltitos, quartzitos e quartzovaques	Complexo Vulcano Sedimentar	Grupo de Piritosa	Faixa
Filito, siltitos, arenitos ortoquartzitos	For. Filito-Quartzítica		
Turbiditos (grauvaques, siltitos e pelitos), conglomerados	Formação de Mértola	Grupo de Flysch do Baixo Alentejo	Sector
Turbiditos (grauvaques, siltitos e pelitos)	Formação de Mira		
Turbiditos (grauvaques, siltitos e pelitos)	Formação da Brejeira		
Pelitos, margas, calcários, calcários dolomíticos e xistos negros	Formação de Bordalete	Grupo da Carrapateira	Sul
Pelitos, margas, calcários, calcários dolomíticos e xistos negros	Formação do Murração		
Xistos negros e calcários dolomíticos	Formação de Quebradas		
Xistos cinzentos, siltitos e arenitos	Formação de Tercenas		

TABELA 2.4 Principais formações existentes na zona Sul Portuguesa e sua constituição (adap. de J. T. Oliveira, 1979).

2.2.4 Algarve

É uma região mais recente que as anteriores. Sobre um soco Hercínico podemos observar materiais datados do Mesozóico e Cenozóico, com uma espessura que pode atingir cerca de 2000 metros.

As formações desta região têm uma orientação E-W ,paralela à Norte e as mais novas (datadas do Quaternário) a Sul.

A formação mais antiga é designada por "arenitos de Silves" que afloram numa banda que se estende desde os arredores de Castro Marim até a Norte do Cabo de São Vicente.

Associado aos arenitos de Silves aparecem o complexo margo-carbonatado e por vezes evaporítico e o complexo vulcano-sedimentar básico com dolomitos intercalados (parte Este). Este complexo vulcano sedimentar ocorre interestratificado nos arenitos e no complexo margo-carbonatado e é formado por tufos básicos, doleritos e basaltos.

Existem ainda pequenos e numerosos afloramentos vulcânicos que atravessam as formações sedimentares do litoral e sublitoral algarvios. Uma parte deste vulcanismo deverá ser contemporâneo da intrusão de Monchique (Cretácico Superior), admitindo-se que tenham ocorrido várias fases de actividade vulcânica, algumas das quais no Cenozóico.

As formações datadas do Jurássico são constituídas essencialmente por calcários, dolomitos e margas e as do Cretácico são constituídas por calcários, margas, dolomitos e ainda argilas, arenitos e conglomerados datados do Cretácico Inferior. Os materiais do Cenozóico são constituídos por calcários, areias, cascalheiras e dunas.

2.3. NEOTECTÓNICA

A actividade neotectónica em Portugal Continental inclui dois tipos principais de deformação: movimentos verticais de âmbito regional, por vezes associados a dobramentos de grande raio de curvatura, que originam levantamento, subsidência ou balançamentos, e movimentos em falhas (J. Cabral, 1986).

No seu conjunto o território português sofreu levantamento durante os períodos Neogénico e Quaternário. Existem, no entanto regiões onde se verificaram fenómenos de subsidência (nas bacias do Tejo e Sado, por exemplo).

Por considerações de ordem geomorfológica J. Cabral (1986) conclui que a superfície alentejana está no seu conjunto basculada para SW, tendo sofrido no Quaternário um levantamento absoluto de 200 a 300 metros, e um levantamento diferencial de SW para NE de 100 metros. Este levantamento Quaternário acentua-se para Sul, verificando-se uma elevação diferencial de 100 a 300 metros, do relevo algarvio em relação à superfície do Baixo Alentejo.

Durante o período referido verificou-se no território português a reactivação de zonas de falha pré-existentes, na sua maioria tardi-hercínicas e muitas delas já reactivadas em episódios tectónicos anteriores como a abertura do Atlântico Norte, a instalação dos maciços eruptivos de Sintra, Sines e Monchique e a Orogenia Alpina.

Os acidentes tectónicos activos dispõem-se segundo as orientações de fracturação hercínica: NNE-SSW, NWSE a NNW-SSE, ENE-WSW e N-S. Existe também uma direcção de falhamento activo WNW-ESE e E-W.

Na região em estudo devemos assinalar a existência das falhas de Odemira-Ávila de direcção NE-SW, a da Vidigueira-Moura de direcção E-W, a de Grândola de direcção WNW-ESE e ainda a falha Tomar-Évora.

A velocidade média de deslizamento verificado nos últimos dois milhões de anos em falhas existentes em Portugal Continental apresenta valores situados entre 0,01 mm/ano e 0,5 mm/ano (J. Cabral, 1986). Na figura 2.3 mostra-se o mapa neotectónico com as falhas principais existentes na região em estudo.

2.4. HIDROGEOLOGIA

Segundo A. Ribeiro et al (1979), devemos considerar três regiões importantes, do ponto de vista hidrogeológico, na área em estudo: a zona do planalto de Évora, o maciço de Beja-Ficalho e o complexo de xistos e grauvaques do Baixo Alentejo e Algarve.

A primeira região é constituída por grandes afloramentos do Câmbrio e do Silúrico, atravessados por intrusões de rochas hercínicas onde predominam os

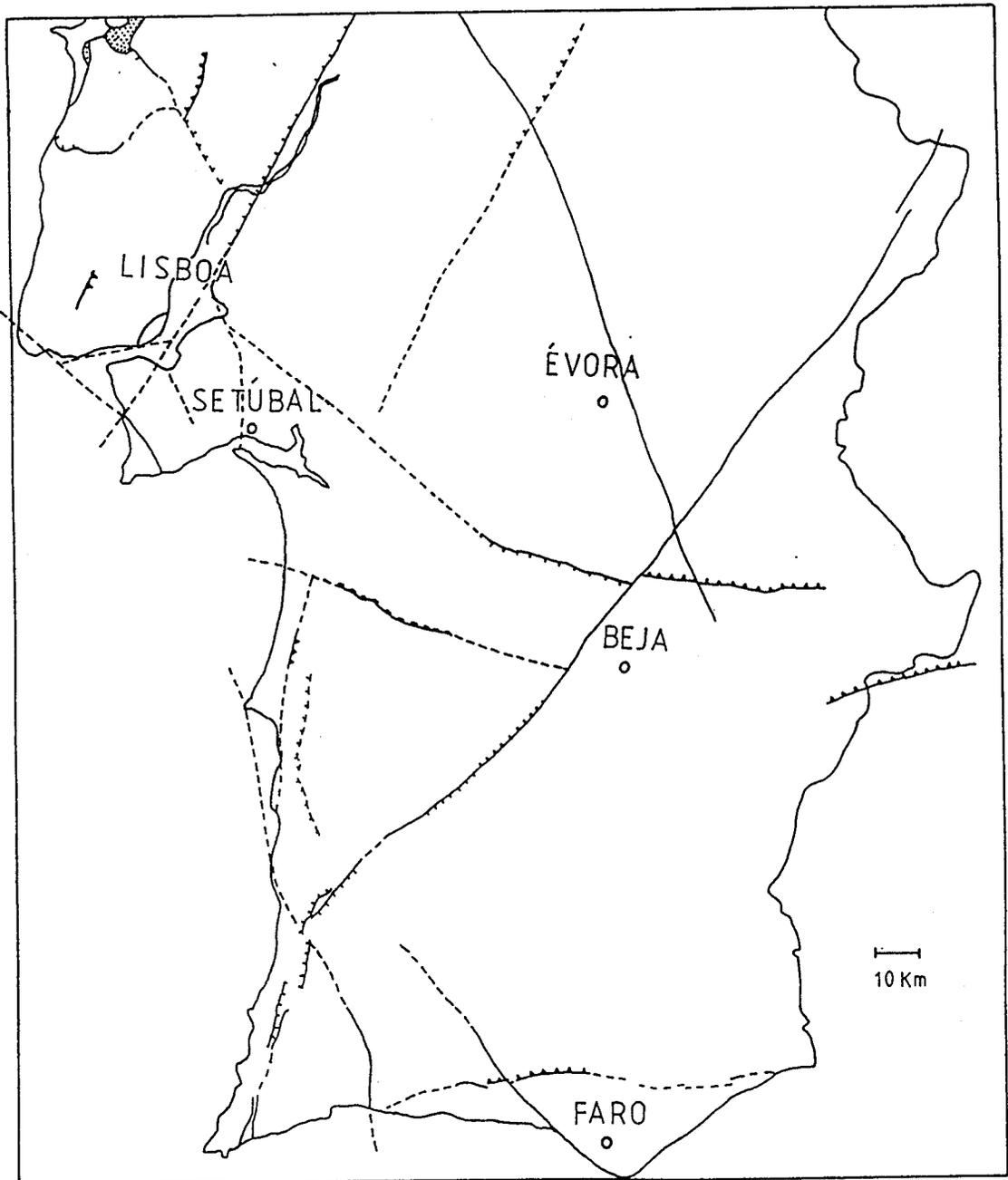


Fig 2.3 Mapa neotectónico correspondente à parte Sul de Portugal (adaptado de J. Cabral, 1986).

granitos. Elas aparecem numa faixa com direcção NW-SE e que se estende até Vila Verde de Ficalho. Do ponto de vista hidrológico são as rochas eruptivas, alteradas e fissuradas, que oferecem melhores condições, pois os terrenos Paleozóicos são pouco permeáveis.

Na zona de Beja existem o complexo gabro-diorítico e o complexo de pórfiros e rochas afins que formam uma banda de direcção NW-SE, entre Alcaçovas, Beja e Vila Verde de Ficalho. O complexo gabro-diorítico apresenta uma alteração superficial que pode atingir uma espessura de 40-50 metros. A permeabilidade nesta região é muito variável, existindo algumas captações (Carta Hidrogeológica do Sul de Portugal, 1989) com débitos superiores a 7 l/s.

O complexo de xistos e grauvaques ocupa uma região compreendida entre Grândola, Aljustrel, Mértola, Vila Real de Santo António e o Cabo de S. Vicente, onde surgem por vezes quartzitos e raros vulcanitos, nem sempre fortemente metamorfizados.

É uma região onde se encontram vários filões e cavalgamentos, mas com uma permeabilidade muito reduzida, sendo do ponto de vista hidrológico as condições pouco favoráveis e os débitos muito reduzidos.

São ainda importantes, do ponto de vista hidrogeológico, os terrenos da bacia do Sado onde se podem encontrar aquíferos em formações datadas do Miocénico e do Pliocénico.

As formações onde se podem encontrar aquíferos no Algarve, são essencialmente calcários datados do Jurássico e do Miocénico. Os débitos obtidos nas sondagens realizadas em calcários do Jurássico variam entre 1,2 l/s e 300 l/s (Portimão). Nos calcários e grés do Miocénico os débitos obtidos variam entre 6,7 e 100 l/s (Albufeira).

São ainda importantes os aquíferos existentes em materiais do quaternário (Vila Real de Santo António, Castro Marim, Monte Gordo) e nos aluviões como o de Aljezur.

CAPÍTULO 3

DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CALOR

3.1 INTRODUÇÃO

Na determinação do fluxo de calor é usual considerar-se que a transferência de calor se realiza na direcção vertical, por condução, em regime estacionário. Estas simplificações podem ser feitas devido ao facto de a constante de decaimento dos elementos radioactivos existentes na crosta (principais fontes de calor) ser tão elevada que podemos considerar o processo praticamente estacionário. As medições de fluxo são feitas em furos situados numa região restrita da superfície da Terra e com uma profundidade desprezável face ao raio da Terra, sendo desprezado o efeito de curvatura da Terra.

Se considerarmos uma transferência de calor através de um corpo constituído por material no estado sólido e sem fontes de calor, a equação da condução do calor através do corpo será (Carslaw e Jaeger, 1959).

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} + \frac{\partial Q_z}{\partial z} \right) = 0 \quad (3.1)$$

sendo ρ a massa volúmica do corpo, C o calor mássico e Q_x , Q_y e Q_z os fluxos de calor segundo planos paralelos a ox , oy e oz .

Se o corpo em estudo for constituído por um material homogéneo e isotrópico, com uma condutividade térmica independente da temperatura, então :

$$\begin{aligned} Q_x &= -K \frac{\partial T}{\partial x} \\ Q_y &= -K \frac{\partial T}{\partial y} \\ Q_z &= -K \frac{\partial T}{\partial z} \end{aligned} \quad (3.2)$$

e a equação da condução de calor será:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t} = 0 \quad (3.3)$$

sendo α a difusividade térmica do material constituinte do corpo. Se existirem fontes de calor que forneçam calor a uma taxa constante, por unidade de volume e por unidade de tempo ($A(x,y,z,t)$) e se a condutividade térmica (K) se mantiver constante, teremos:

$$\nabla^2 T - \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{A(x,y,z,t)}{K} \quad (3.4)$$

Se a transferência de calor se realizar em regime estacionário ($\partial T / \partial t = 0$) e se não existirem fontes de calor ($A(x,y,z,t) = 0$), teremos:

$$\nabla^2 T = 0 \quad (3.5)$$

Voltemos agora ao nosso caso concreto. Se considerarmos a região em estudo

lateralmente homogênea, teremos apenas um problema a uma dimensão. De acordo com a Lei de Fourier o fluxo de calor por condução, na direcção vertical e em regime estacionário, será dado por:

$$Q = K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.6)$$

sendo K a condutividade térmica do meio em estudo e dT/dZ o gradiente de temperatura na direcção vertical.

Para a determinação de Q necessitamos determinar o valor da condutividade térmica do meio e medir valores da temperatura em profundidade para poder calcular o valor do respectivo gradiente.

No ANEXO I estão descritos os métodos utilizados para obter os valores da temperatura em profundidade e no ANEXO II descrevem-se os métodos utilizados para determinar os valores da condutividade térmica dos materiais constituintes da região em estudo.

3.2 DETERMINAÇÃO DO FLUXO DE CALOR

Na determinação do fluxo de calor utilizam-se os valores de temperatura medidos, depois de corrigidos, para que representem efectivamente a temperatura do solo na região em estudo. Considera-se ainda que o meio em estudo não sofre perturbações devido a escoamento hidrológico na região, variações de condutividade térmica ou alterações climáticas à superfície. Nestas condições, o fluxo de calor pode ser calculado utilizando dois métodos diferentes: o método do intervalo e o método de Bullard.

No método do intervalo determina-se o gradiente de temperatura num dado intervalo de profundidades e combina-se o resultado obtido com o valor médio da condutividade térmica calculado para o mesmo intervalo.

Os intervalos de profundidade são escolhidos de acordo com as unidades litológicas principais atravessadas pelo furo. Se só for atravessada uma unidade litológica, ou se as unidades litológicas forem delgadas e numerosas, pode-se considerar apenas um intervalo no furo.

O valor médio da condutividade térmica obtem-se fazendo a média harmónica dos valores de condutividade obtidos em amostras correspondentes ao intervalo em estudo

$$\frac{1}{K_M} = \left(\frac{1}{N}\right) \sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{K_i}\right) \quad (3.7)$$

Por vezes utiliza-se a média aritmética em vez da média harmónica, mas é preferível

utilizar a última, porque a variação de temperatura ao longo de um intervalo é directamente proporcional à resistividade térmica ($1/K$).

Se considerarmos uma transferência de calor por condução, a uma dimensão e em regime estacionário, num meio constituído por várias camadas, sem fontes ou sumidouros de calor, a temperatura a uma dada profundidade pode ser obtida por

$$T(Z) = T_0 + Q_0 \sum_{i=1}^N (\Delta Z_i / K_i) \quad (3.8)$$

sendo T_0 a temperatura à superfície, Q_0 o fluxo de calor e K_i a condutividade térmica das rochas existentes no intervalo ΔZ_i .

O quociente $\Delta Z/K$ chama-se resistência térmica. Os valores correspondentes aos n intervalos de profundidade existentes entre a superfície e a profundidade em estudo devem ser somados.

Representando num gráfico $T(z)$ em função de $\Delta z/K$, mantendo-se o fluxo constante, obtem-se uma recta de declive Q_0 e ordenada na origem T_0 . Este método foi utilizado por Bullard em 1939 e por isso chama-se actualmente o "Método de Bullard".

3.2.1. Principais correcções a introduzir no valor do fluxo

As perturbações do campo de temperatura na Terra, causadas por processos físicos de transferência de calor através da sua superfície, são designados por "efeitos de terreno".

Estes efeitos são produzidos por topografia, variações climáticas e microclimáticas e variações nas propriedades radiativas e térmicas dos materiais constituintes do solo. Estas perturbações podem ser estacionárias (topografia) ou variar ao longo do tempo (alterações de temperatura à superfície provocadas por variações climáticas, alterações na topografia ou elevação, sedimentação ou erosão em regiões tectonicamente activas, etc.).

PROCESSOS ESTACIONÁRIOS

O efeito da topografia no campo de temperatura perto da superfície foi reconhecido no século XIX. A identificação das fontes de efeitos de terreno continuou até aos nossos dias, tendo-se desenvolvido paralelamente técnicas numéricas para métodos de correcção, existindo actualmente diversos métodos que podem ser aplicados num leque grande de circunstâncias.

Consideremos então um modelo da Terra que consiste num semi-espaco isotrópico e homogéneo, livre de fontes de calor locais, com uma superfície de fronteira modificada por topografia (Fig.3.1). Se considerarmos que a transferência de calor se realiza apenas por condução, a temperatura na Terra deverá satisfazer a equação de Laplace

$$\nabla^2 T = 0 \quad (3.9)$$

As correcções podem ser feitas se resolvermos esta equação com condições fronteira apropriadas. Infelizmente as condições fronteira reais nunca são bem conhecidas.

Actualmente, conhece-se a utilização de oito métodos distintos para calcular as correcções de terreno para os valores de fluxo de calor. Na Tabela 3.1 mostram-se estes métodos, classificados segundo a técnica matemática utilizada e apresentam-se algumas das restrições impostas

O método do ângulo sólido é o mais divulgado; os métodos de Monte Carlo e dos elementos fronteira são os menos utilizados (Powell et al, 1988).

Os primeiros quatro métodos conduzem a soluções rápidas mas são, por vezes, aproximações imperfeitas dos efeitos de terreno esperados; os quatro últimos permitem controlar a precisão da solução à custa de modelos numéricos mais complicados e com elevados tempos de cálculo.

Na selecção do método a utilizar deve-se ter em conta as características do local em estudo, sendo as mais importantes a relação entre as dimensões do relevo local e a profundidade da medição a ser corrigida (1), e o número de dimensões espaciais necessário para descrever convenientemente a geometria do relevo local

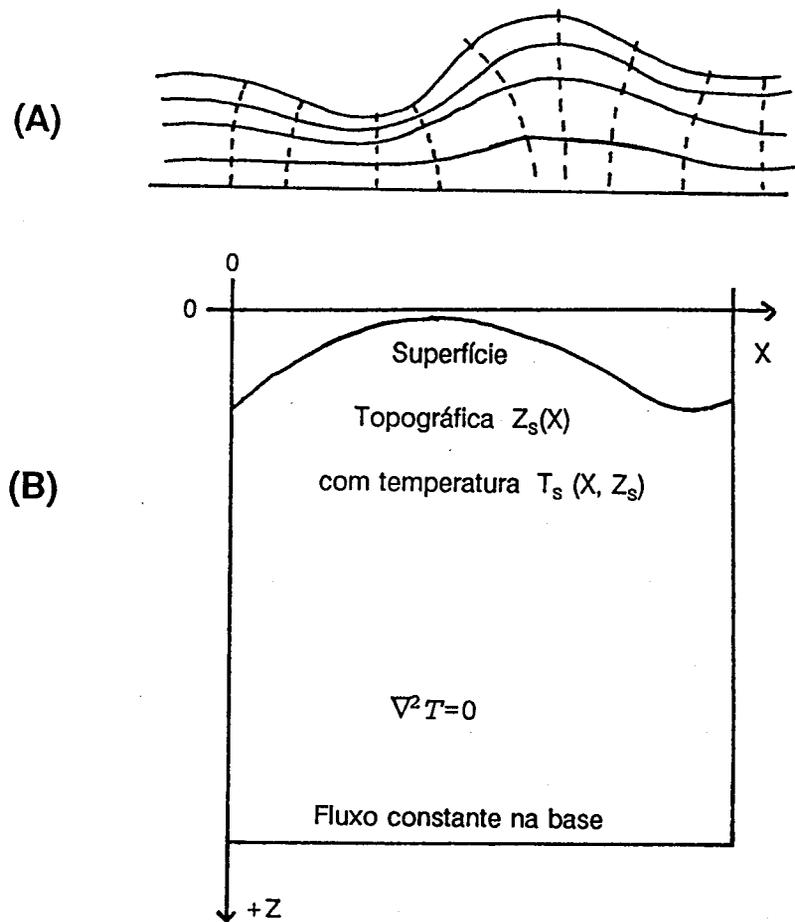


Fig 3.1 (A) Esquema das perturbações provocadas pela topografia no campo térmico perto da superfície.

(B) Esquema utilizado nas correcções topográficas. A condutividade térmica é considerada homogénea e isotrópica. Não existem componentes horizontais de fluxo.

(2). A correcção topográfica é elevada perto das variações abruptas de declive, sendo mais elevada para relevo mais elevado. As variações de temperatura à superfície, devido a efeitos microclimáticos, podem dar origem a correcções mais acentuadas que as provocadas pelo relevo. As variações de condutividade térmica também podem ser importantes.

Para fazer as correcções de terreno deve-se começar por utilizar um método simples e estacionário para estimar o valor da correcção. Os métodos mais rápidos e que não exigem processos de computação sofisticados são o método do ângulo sólido (Jeffreys, 1938; Bullard, 1938; Blackwell et al, 1980; Lachenbruch, 1969), método da transformação conforme (Lachenbruch, 1969; Blackwell, 1980) ou um método de inversão não linear (Kappelmeyer e Haenel, 1974). Se num dado local se puder representar a topografia a duas dimensões, os métodos mais convenientes

Técnica utilizada	Dim ^a	K hetero ^b	T _s ^c	Tempo ^d
Ângulo sólido	2,3	Não	Sim	Sim
Transf. Conforme	2	Não	Não	Não
Inversão não linear	2,3	Não	Não	Não
Inversão linear	2,3	Não	Sim	Não
Diferenças finitas	2,3	Sim	Sim	Sim
Monte Carlo	2,3	Sim	Sim	Sim
Elementos Finitos	2,3	Sim	Sim	Sim
Elementos fronteira	2,3	Sim	Sim	Sim

a) Número de dimensões espaciais utilizadas

b) Pode-se considerar que a condutividade térmica não é homogénea

c) Pode-se considerar a temperatura superficial arbitrária

d) Pode-se adaptar o método a efeitos dependentes do tempo

TABELA 3.1 Métodos utilizados para fazer correcções de terreno, considerando um regime estacionário.

serão o da transformação conforme e o da inversão não linear. Se a topografia não

puder ser descrita a duas dimensões, deverá utilizar-se o método do ângulo sólido.

Nas regiões onde sejam necessários modelos adicionais podem-se considerar dois tipos de métodos: os que consideram a temperatura à superfície arbitrária, mas só são válidos se a condutividade térmica das camadas interiores for homogênea [método do ângulo sólido, método da inversão linear (Blackwell et al, 1980) e método dos elementos fronteira] e os que consideram a temperatura à superfície arbitrária e a condutividade térmica arbitrária [Método das diferenças finitas (Kappelmeyer e Haenel, 1974; Sclater et al, 1970), método dos elementos finitos (Lee e Henyey, 1974; Geertsma, 1971) e por vezes o método dos elementos fronteira]. Os métodos mencionados podem ser utilizados em problemas a duas ou três dimensões e encontram-se descritos por Powell et al, 1988.

PROCESSOS TRANSITÓRIOS

Os efeitos térmicos transitórios que perturbam a temperatura no interior da Terra, perto da superfície, estão relacionados com a evolução da topografia ao longo do tempo (erosão, sedimentação, orogenias, etc.) e com as variações de temperatura à superfície da Terra (variações climáticas, paleoclimáticas, alterações na vegetação, alterações na localização de rios ou lagos, etc.).

a) EFEITOS PRODUZIDOS POR ALTERAÇÕES DE TEMPERATURA À SUPERFÍCIE DA TERRA

Se considerarmos variações periódicas de temperatura à superfície (variações diárias e variações anuais), é possível mostrar que quanto menor for o período destas variações, menor será a profundidade até onde se fazem sentir os seus efeitos. Assim, as variações diárias penetram apenas até alguns centímetros e as anuais podem penetrar até cerca de 30 ou 40 metros, enquanto as variações climáticas correspondentes às épocas das glaciações produzem ainda variações de temperatura significativas a profundidades de alguns quilómetros.

Se considerarmos o meio homogêneo, isotrópico, e livre de fontes ou sumidouros, pode-se calcular a perturbação em profundidade, resultante de uma variação de temperatura à superfície, resolvendo a equação da difusão do calor

$$\alpha \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} = \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3.10)$$

onde α representa a difusividade térmica, T a temperatura e t o tempo contado a partir do presente.

Se a temperatura à superfície tivesse sofrido uma alteração ΔT_0 no instante t antes do actual, a perturbação produzida seria (Carslaw e Jaeger, 1959)

$$\Delta T(Z,t) = \Delta T_0 \operatorname{erfc}[Z/(4\alpha t)^{1/2}] \quad (3.11)$$

Se considerarmos várias alterações de temperatura ΔT_n em instantes t_n , antes do actual, a perturbação de temperatura será

$$\Delta T(Z,t) = \sum_{n=1}^N \Delta T_n \operatorname{erfc}[Z/(4\alpha t_n)^{1/2}] \quad (3.12)$$

É esta a expressão utilizada se a variação de temperatura à superfície for traduzida por uma série de alterações em degrau.

Se a temperatura à superfície apresentar uma variação sinusoidal $\Delta T_0 \cos \omega t$ com período $p = 2\pi/\omega$, teremos

$$\Delta T(Z,t) = \Delta T_0 e^{-A} \cos B \quad (3.13)$$

sendo

$$\begin{aligned} A &= Z(\omega/2\alpha)^{1/2} \\ B &= (\omega t - A) \end{aligned} \quad (3.14)$$

O comprimento de onda L e a velocidade de propagação das ondas S são dados por:

$$\begin{aligned} L^2 &= 4\pi \alpha P \\ S^2 &= (4\pi \alpha / P) \end{aligned} \quad (3.15)$$

Mundry (1974) apresenta soluções mais gerais, para uma Terra plana e estratificada. Clauser (1984) apresentou um método baseado na utilização da transformada de Laplace, para o efeito de uma variação superficial de temperatura, harmónica, arbitrária, numa Terra plana e estratificada. Nielsen e Balling (1985) apresentaram uma solução analítica, para o efeito de uma alteração instantânea de temperatura à superfície, considerando uma Terra plana e estratificada.

Estes métodos permitem-nos calcular as perturbações de temperatura em profundidade provocadas por alterações de temperatura à superfície.

A reconstituição do clima em meio continental é feita através de indícios geológicos que permitem calcular o conteúdo de gelo sobre os continentes, e do estudo de pólenes e fósseis vegetais encontrados nos sedimentos.

Para as variações Holocénicas, têm sido utilizados dados históricos (Duplessy, 1979) ou baseados na época de abertura das vindimas (Legrand, 1979).

Beck (1977), baseado em dados correspondentes a variações na razão O_{18}/O_{16} e considerando que as variações de temperatura são dependentes da latitude, apresentou um modelo para a variação de temperatura à superfície da Terra, que pode ser aplicado a qualquer latitude.

Têm sido feitas tentativas no sentido de tentar obter as variações de temperatura à superfície através de dados geotérmicos. Beck e Judge (1969) e Vasseur et al (1983) deduziram informações acerca de variações climáticas com base em dados geotérmicos obtidos num furo. Chapman et al (1984) obtiveram informações do mesmo tipo com base em dados recolhidos em vários furos localizados na mesma região.

Os modelos citados mostram que as correcções paleoclimáticas são importantes e que variam com a condutividade térmica do terreno e com a profundidade do furo.

b) EFEITOS PRODUZIDOS POR EVOLUÇÃO TOPOGRÁFICA

As modificações das camadas superficiais da Terra são provocadas por mecanismos diversos que ocorrem em escalas de tempo diferentes.

Nas correcções de terreno costumam estar incluídas a elevação sem deformação interna, a erosão que remove o material à superfície e expõe as zonas mais profundas, e a sedimentação que faz com que a superfície fronteira se afaste da superfície da Terra. Outros processos geológicos ou orogénicos tais como desnivelamentos provocados por falhas, cavalgamentos, intrusão ou extrusão de magma, etc., não são incluídos nos efeitos de terreno, apesar de poderem provocar alterações acentuadas no campo térmico da região onde estão inseridos.

Na Fig.3.2 mostram-se as perturbações provocadas nos gradientes de temperatura por elevação e por erosão (Misener e Beck, 1960).

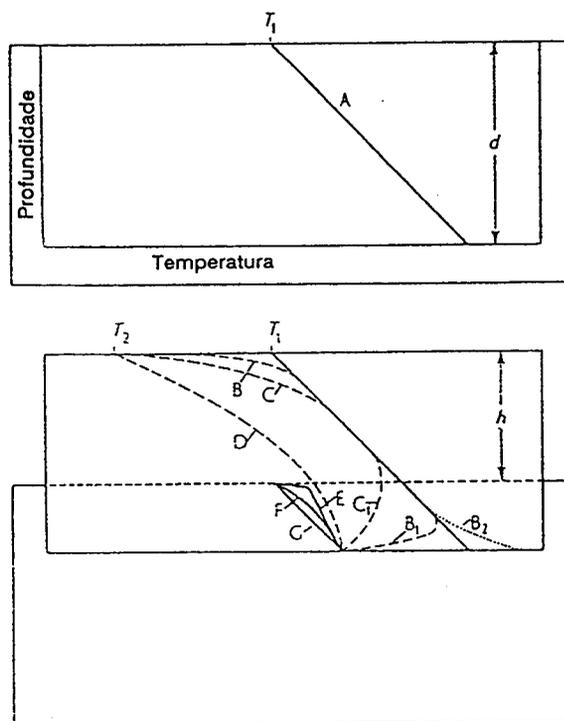


Fig 3.2 Representação esquemática do efeito da elevação e da erosão no gradiente de temperatura à superfície (Misener e Beck, 1960).

(A) Perfil T-Z inicial. (B) ocorreu uma elevação rápida h que fez com que a temperatura à superfície diminuisse. O perfil A modificou-se ao longo do tempo, passando a B e depois a C e D. Se a temperatura do bloco, à profundidade d-h, permanecer constante, a parte inferior do perfil passará de A para B₁, C₁ e D. Se em seguida se verificar uma erosão súbita à superfície, os perfis passarão a ser E, F e G.

O efeito da elevação e da erosão consiste em aumentar o gradiente de temperatura e, por isso, o fluxo de calor.

Os efeitos térmicos da erosão ou sedimentação são descritos pela equação da advecção do calor. Se considerarmos o problema a uma dimensão teremos

$$\alpha \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} = \frac{\partial T}{\partial t} + V \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (3.16)$$

sendo α a difusividade térmica do meio e V a velocidade do meio em relação à superfície fronteira. Se utilizarmos o sistema de eixos da Fig.3.1, a sedimentação corresponde a um vector V com o sentido do eixo OZ e a erosão corresponde a um vector V com sentido contrário.

Esta equação foi resolvida por vários autores, sendo os resultados apresentados por curvas que mostram o efeito produzido ao longo do tempo (Kappelmeyer e Haenel, 1974; Stegena e Dovenyi, 1983).

Em regiões com uma topografia acentuada é necessário fazer uma correcção a duas ou mais dimensões. Os métodos utilizados são idênticos aos descritos nas correcções topográficas. O problema principal relacionado com estas correcções é o do conhecimento detalhado das taxas de erosão, elevação ou sedimentação. Quando elas são desconhecidas estas correcções são ignoradas.

Tal como nas correcções climáticas, as alterações superficiais de longo período, afectam grandes profundidades não sendo necessário conhecer em pormenor os detalhes das variações; para pequenas profundidades, devem ser conhecidos com pormenor os detalhes das alterações geométricas e a sua história, para se fazer uma correcção adequada.

3.2.2. Efeitos produzidos por circulação de água no solo

A transferência de calor por advecção, associada a circulação subterrânea de água, pode causar perturbações significativas na determinação do fluxo de calor numa dada região.

Bullard (1939) reconheceu que os processos de transferência de calor por condução eram insuficientes para explicar as observações de temperatura feitas em furos. Smith e Chapman (1983) fizeram um resumo dos trabalhos publicados até aquela data sobre efeitos de escoamento subterrâneo de água, no regime térmico da crosta superior. Nesses trabalhos reconhece-se que quando se verifica escoamento de fluidos a transferência de calor não é puramente convectiva nem puramente condutiva.

Em algumas regiões, principalmente em áreas tectónicas estáveis com baixo relevo e rochas cristalinas impermeáveis à superfície, parece ser dominante a transferência de calor por condução. Em bacias sedimentares permeáveis e em zonas tectonicamente activas e com alto relevo, parecem existir regiões onde o regime térmico é controlado por advecção.

Drury e Jessop (1982) e Drury (1984) consideram que existem três situações em que a determinação do fluxo de calor pode ser afectada por escoamento subterrâneo de água: (1) escoamento de água no furo, (2) perda ou ganho de água em fracturas durante a perfuração e (3) escoamento de água através de rochas porosas ou fracturadas que circundam o furo. As situações (1) e (2) são próprias do furo em estudo e produzidas pelo fluido de arrefecimento durante a perfuração ou circulação de água no furo. Elas reconhecem-se nos gráficos de temperatura em função da profundidade por darem origem a zonas praticamente isotérmicas (1) ou por produzirem picos acentuados no gráfico (2). O escoamento de água numa zona de fractura (3) pode provocar uma alteração no gradiente de temperatura. Podem ainda existir fracturas que não provoquem alterações no gráfico de temperatura em profundidade.

A circulação de fluido no furo e o desaparecimento de um regime puramente condutivo provoca geralmente o aparecimento de uma curvatura típica (côncava se o escoamento se realiza de zonas menos profundas para mais profundas e convexa

no caso contrário) nos gráficos de temperatura em função da profundidade.

O fluxo mais fácil de detectar e corrigir é o fluxo vertical. Bredehoeft e Papadopulos (1965) apresentaram uma solução analítica para o cálculo da velocidade de Darcy considerando escoamento a duas dimensões e em regime estacionário, entre dois pontos a uma temperatura constante.

Mansure e Reiter (1979) mostraram a utilidade de gráficos de temperatura em função de gradientes de temperatura, no cálculo do fluxo total de calor e na dedução de propriedades do escoamento.

Domenico e Palciauskas (1973) apresentaram uma solução analítica para o campo de temperatura num domínio rectangular homogéneo com um escoamento em regime estacionário e condutividade hidráulica isotrópica. Este trabalho ilustra a importância dos factores que controlam a distribuição de temperatura numa bacia, nomeadamente propriedades térmicas e hidráulicas e especialmente a geometria do domínio do escoamento.

Drury et al (1984) e Kukkonen (1988) consideraram escoamento laminar em regime estacionário numa fractura plana e calcularam a taxa mássica de fluido que sobe ou desce consoante a inclinação da fractura, considerando o processo a duas dimensões.

Os escoamentos a duas ou três dimensões são complicados e os seus efeitos térmicos são por vezes difíceis de reconhecer, principalmente se o escoamento não é interceptado por algum furo.

Nestes casos o gráfico de temperaturas em função de profundidades pode ter a aparência de um gráfico obtido em regime puramente condutivo, mas o fluxo de calor obtido ser superior, inferior ou até igual ao fluxo não perturbado.

As conclusões que se apresentam em seguida foram retiradas de Smith e Chapman (1983), Drury e Lewis (1983) e Drury (1984).

1. Em terrenos com uma permeabilidade baixa ($< 5 \times 10^{-17} \text{ m}^2$) o regime térmico é puramente condutivo. As velocidades de escoamento de água são demasiado baixas para dar origem a uma transferência de calor por advecção.

2. A transição de um regime puramente condutivo para um regime dominado por advecção é rápida. Por isso, nas determinações de fluxo de calor em rochas com permeabilidades superiores a 10^{-15} m^2 devem ser considerados efeitos advectivos.

3. Os regimes térmicos com efeitos advectivos importantes são afectados pela

configuração topográfica da toalha de água, a distribuição espacial e o valor da permeabilidade, anisotropia hidráulica e profundidade de escoamento activo.

4. Os aquíferos produzem perturbações significativas no campo térmico de uma bacia se a permeabilidade do meio circundante for suficiente para permitir recarga e descarga do aquífero. As perturbações aumentam com a permeabilidade, espessura e profundidade do aquífero.

5. Se a parte superior de um aquífero ou de um sistema de fracturas for constituída por rochas de baixa permeabilidade, o regime térmico dominante nessas rochas será condução, mas o fluxo de calor obtido pode ser muito diferente do valor do fluxo proveniente de maiores profundidades.

6. As diferenças entre valores de fluxo de calor obtidos entre secções de um furo situadas acima e abaixo de um sistema de fracturas onde se suspeite existir escoamento significativo podem ser utilizadas para calcular propriedades importantes do fluxo.

7. O regime térmico numa região com topografia moderada ou acidentada e com permeabilidade não uniforme, pode ser muito complexo. Deve-se ter muito cuidado quando se interpretam valores de fluxo de calor obtidos nestas regiões, em termos de fluxo regional de calor.

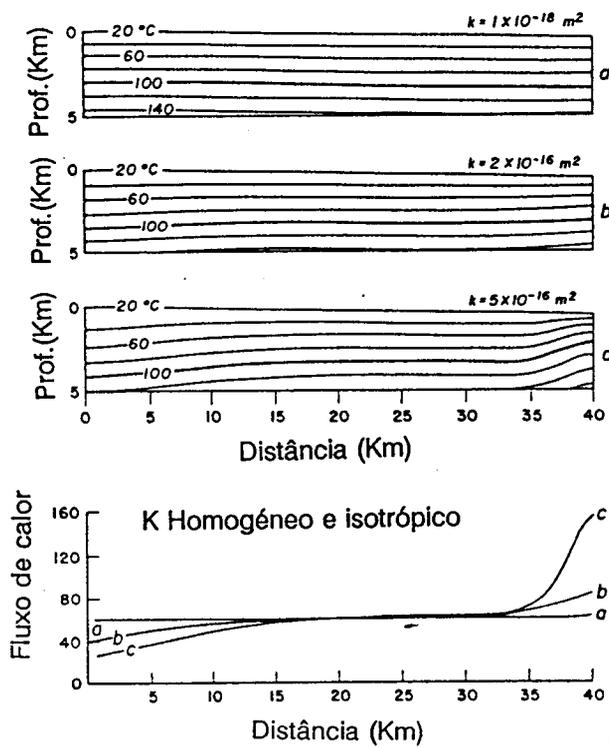


Fig 3.3 Efeitos térmicos do escoamento de água numa bacia com permeabilidade homogénea e isotrópica e uma toalha de água segmentada (Smith e Chapman, 1983).

CAPÍTULO 4

FLUXO DE CALOR NO ALENTEJO

4.1 INTRODUÇÃO

As determinações de fluxo de calor e medições de temperatura em profundidade, utilizadas neste trabalho, foram realizadas entre 1981 e 1990, num trabalho em que estiveram envolvidos o Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (I.N.M.G.), o Departamento de Física da Universidade de Évora e o Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa (C.G.U.L.).

A região em estudo abrange parte do Alentejo e Algarve e está situada entre as latitudes $38^{\circ} 20' 35''$ N e $36^{\circ} 53' 11''$ N e as longitudes $7^{\circ} 19' 36''$ W e $9^{\circ} 02' 09''$ W.

Os furos utilizados nas medições e situados na costa alentejana e na costa algarvia foram realizados para prospecção de petróleo; os restantes furos foram realizados para prospecção de minério.

Na figura 4.1 mostra-se a localização dos furos onde se obtiveram valores de fluxo de calor ou apenas de gradientes de temperatura.

4.2 MEDIÇÕES REALIZADAS

4.2.1 Medições de temperatura

As temperaturas correspondentes aos furos realizados para prospecção de petróleo foram obtidas pelas companhias prospectoras durante os trabalhos de perfuração, e são temperaturas obtidas no fundo do furo (BHT) durante a realização de diagrfias.

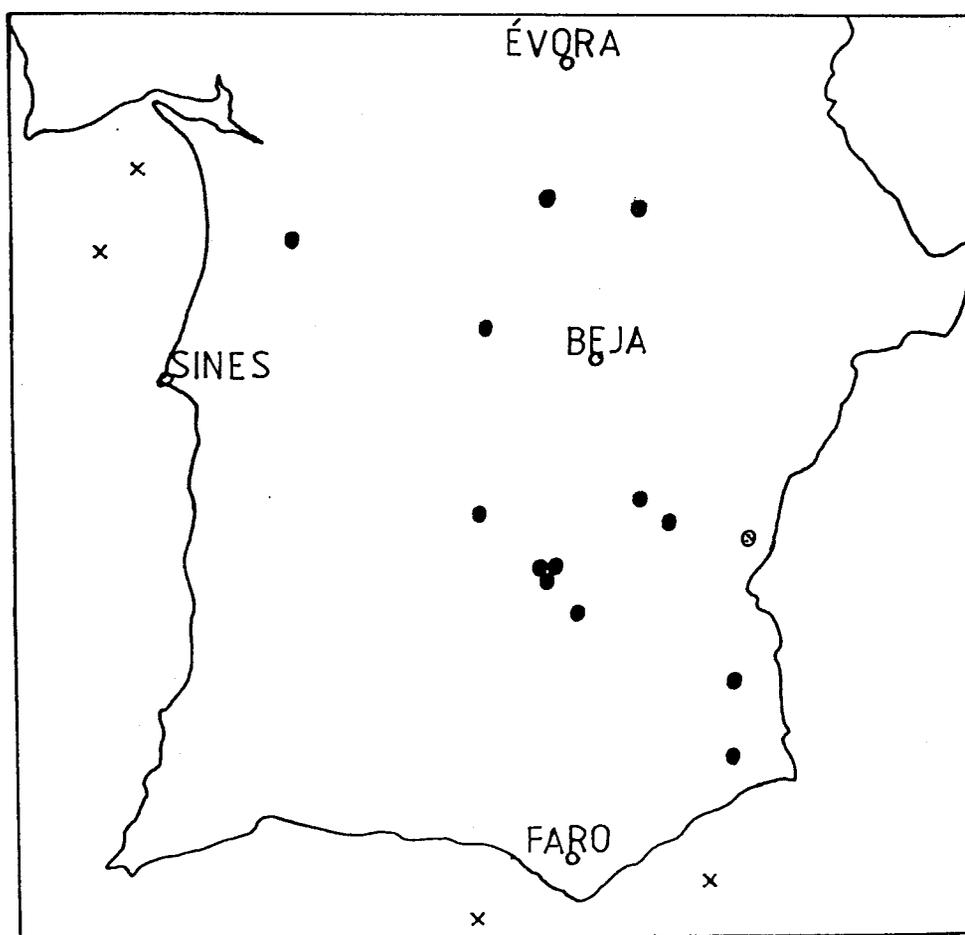


Fig 4.1 Localização dos furos utilizados para medição de temperaturas.

x Dados obtidos em furos feitos para pesquisa de petróleo.

● Furos com determinações de fluxo.

⊗ Furo com determinação de grad T.

As temperaturas obtidas no fundo do furo (BHT) foram corrigidas com base no método apresentado por Horner (Jones et al, 1984) sempre que para uma dada profundidade existiam pelo menos duas medições de temperatura (BHT), obtidas em instantes diferentes.

O valor da temperatura no fundo dos furos aumenta quando pára a circulação do fluido de refrigeração. Assim, se considerarmos como instante inicial o instante em que pára a circulação e se fizermos medições de temperatura, verificamos que o seu valor aumenta à medida que aumenta o intervalo de tempo. Seja T a temperatura medida, t o intervalo de tempo em que ocorre circulação e Δt o intervalo de tempo que decorre entre o instante em que termina a circulação e o instante em que se faz a medição de temperatura; a temperatura corrigida T_c será dada por:

$$T = T_c + A \ln [\Delta t / (t + \Delta t)] \quad (4.1)$$

Se num gráfico representarmos T em função de $\ln [\Delta t / (t + \Delta t)]$, o valor de T_c será dado pela ordenada na origem.

Os valores de temperatura obtidos nestes furos, a diversas profundidades, foram apresentados por Mendes-Victor, L. A. e Duque, M.R. em 1988.

Nos furos realizados para prospecção mineira foram obtidos valores de temperatura em intervalos de 5 ou 10 metros, tendo-se utilizado para o efeito uma sonda que tinha como elemento sensor um termistor com uma resistência de 8000 Ω a 25° C e uma outra que tinha como elemento sensor um termopar cobre-constantan.

A precisão das temperaturas obtidas é de 1/20° C no caso da sonda com termistor e de 0.02° C no caso da sonda com termopar.

Os valores da temperatura à superfície e do gradiente de temperatura são obtidos fazendo um ajuste de uma recta aos pontos obtidos, utilizando o método dos mínimos quadrados.

Na tabela 4.1 mostra-se a localização geográfica dos furos, os valores dos gradientes de temperatura e os valores da temperatura à superfície obtidos através dos dados registados nos furos. Os furos onde não aparece valor de temperatura á superfície foram realizados para prospecção de petróleo e situam-se no mar

NOME	COORDENADA		GRAD	T(O)
	LAT	LONG	(° C/Km)	(° C)
RUIVO 1	36 53 11	08 11 29	21	---
ALGARVE 1	36 59 04	07 33 59	28	---
T 7	37 13 35	07 32 45	19	20.3
CST 1	37 22 22	07 32 00	22	19.5
CVH 1	37 33 08	07 53 24	23	19.1
SO 14	37 36 00	07 57 32	30	18.6
SA 14	37 36 16	07 58 02	28	18.7
NG 1	37 36 47	07 58 36	27	18.7
BC3	37 39 44	07 29 00	23	19.5
BC 4	37 39 44	07 29 20	25	19.5
SB 7	37 40 42	07 41 00	22	19.5
C. V.	37 42 18	08 07 30	30	19.1
C. G.	37 43 41	07 43 34	37	19.5
F. A.	38 03 00	08 06 18	92	19.8
SDC 3	38 03 54	07 19 36	22	16.8
SD 8	38 07 24	07 25 45	33	17.3
PESCADA 1	30 08 07	09 02 09	21	---
CD 1	38 08 48	08 32 54	22	17.7
PORTEL S32	38 16 42	07 44 54	25	13.8
VIANA, V A	38 18 18	07 57 54	48	16.8
GOLFINHO 1	38 20 35	08 57 12	34	---

TABELA 4.1 Valores de gradientes de temperatura e temperatura à superfície, obtidos na região em estudo.

2.2. Medições de condutividade térmica

Nos furos realizados para prospecção de petróleo não foram feitas medições de condutividade térmica. Os valores utilizados foram obtidos em tabelas, com base na descrição litológica dos furos.

Nos restantes furos a condutividade térmica foi medida, em laboratório, em amostras provenientes das sondagens e com comprimento igual ou superior a 10 cm. A condutividade térmica é medida perpendicularmente à direcção do fluxo, considerando-se isotropia da amostra.

O aparelho utilizado é um condutímetro de fabrico japonês, SHOWA DENKO, modelo QTM-D2. O método utilizado é transitório (ver ANEXO II) e baseia-se na condução radial de calor num sólido infinito (amostra), produzido por um filamento

quando percorrido por uma corrente eléctrica; o aumento de temperatura no filamento depende do intervalo de tempo durante o qual passa a corrente eléctrica e da condutividade térmica da amostra

$$K = \frac{Q^*}{4\pi} \ln(t_2/t_1) / (T_2 - T_1) \quad (4.2)$$

sendo K a condutividade térmica, Q^* o calor emitido por unidade de comprimento e por unidade de tempo. O aparelho utilizado fornece valores de condutividade térmica com uma precisão de $\pm 5\%$. As amostras utilizadas foram retiradas dos furos onde foram feitas as medições de temperatura e foram serradas ao meio obtendo-se assim duas amostras semi-cilíndricas em cada profundidade. Em cada uma das faces foram realizadas, no mínimo, três medições de condutividade, obtendo-se assim, no mínimo, 6 valores de condutividade térmica em cada amostra.

Nos casos em que a porosidade das amostras o exigia procedeu-se a saturação no vazio para que os poros fossem preenchidos com água tendo-se feito em seguida as medições de condutividade.

4.3. FLUXO DE CALOR

Nos furos realizados para prospecção de petróleo, e quando se conheciam valores de temperatura correspondentes a várias profundidades, calcularam-se os valores do fluxo de calor e do erro associado utilizando o método apresentado por Vasseur e Lucazeau (1985) e que se baseia na teoria da inversão pelo método dos mínimos quadrados desenvolvida por Tarantola e Valette (1982).

Nos furos realizados para prospecção de minério, considerou-se que a transferência de calor se realizava apenas por condução, na direcção vertical e num meio isotrópico. Nestas condições o valor do fluxo de calor pode ser obtido através do produto da condutividade térmica pelo gradiente de temperatura. As técnicas utilizadas encontram-se descritas em 3.2.

Na tabela 4.2 podem ver-se os valores médios da condutividade térmica e os valores do fluxo de calor obtidos nos furos.

NOME	COND. TÉRMICA (W K ⁻¹ M ⁻¹)	FLUXO DE CALOR (mW M ⁻²)
RUIVO 1	---	63
ALGARVE 1	---	73
T 7	3.21	61
CST 1	3.41	74
CVH 1	3.72	95
SO 14	4.65	136
SA 14	3.35	93
NG 1	3.69	99
SB 7	3.33	67
C. V.	3.03	91
C. G.	3.03	104
F. A.	2.44	219
PESCADA 1	---	65
CD 1	3.35	71
PORTEL, S32	4.06	98
VIANA, V. A.	3.83	184
GOLFINHO 1	---	90

TABELA 4.2 Valores médios de condutividade térmica e fluxo de calor obtidos na região em estudo.

4.3.1 Correções introduzidas

Não foram aplicadas correções paleoclimáticas nos dados de fluxo de calor por se desconhecer a existência de um modelo que traduza as variações de temperatura, na região em estudo, durante as glaciações que ocorreram no início do período quaternário e no intervalo de tempo que daí decorreu até aos nossos dias, e por não existir um furo suficientemente profundo e com características que nos permitissem inferir sobre as variações climáticas verificadas à superfície.

Uma tentativa de aplicação do modelo de Beck (1977) em alguns furos da região em estudo (Duque, M. R., 1984) mostrou que as alterações introduzidas por estas correções eram da ordem de 2%.

Para se evitar o efeito das variações diárias e das variações anuais de temperatura, no valor de temperatura medido nos furos, só foram considerados valores de temperatura obtidos a profundidades superiores a 40 metros.

Foram aplicadas correções topográficas aos valores obtidos, sempre que a topografia o exigia. O método utilizado considera a temperatura à superfície arbitrária

e uma condutividade térmica homogênea --- **Método do Ângulo Sólido**, apresentado por Bullard em 1938.

Neste método a superfície topográfica é representada por uma superfície plana de referência, cuja temperatura varia linearmente com a altitude do relevo, com um gradiente g^* .

Consideremos a figura 4.2.; h_0 representa a altitude do colar do furo. O nosso objectivo é corrigir a temperatura medida no furo $T(0,0,z)$ de modo a obter a temperatura corrigida $T_1(z)$, ou seja, queremos calcular a correcção

$$\delta T(z) = T(0,0,z) - T_1(z) \quad (4.3)$$

devido à topografia da região.

A hipótese básica do método é a de que as variações topográficas são suficientemente pequenas para que, no plano $z = -h$ o valor de

$$\delta T = T[x,y,-h(x,y)] - T_1(-h_0) \quad (4.4)$$

seja aproximadamente igual ao que existiria se a temperatura T variasse linearmente com z , ou seja

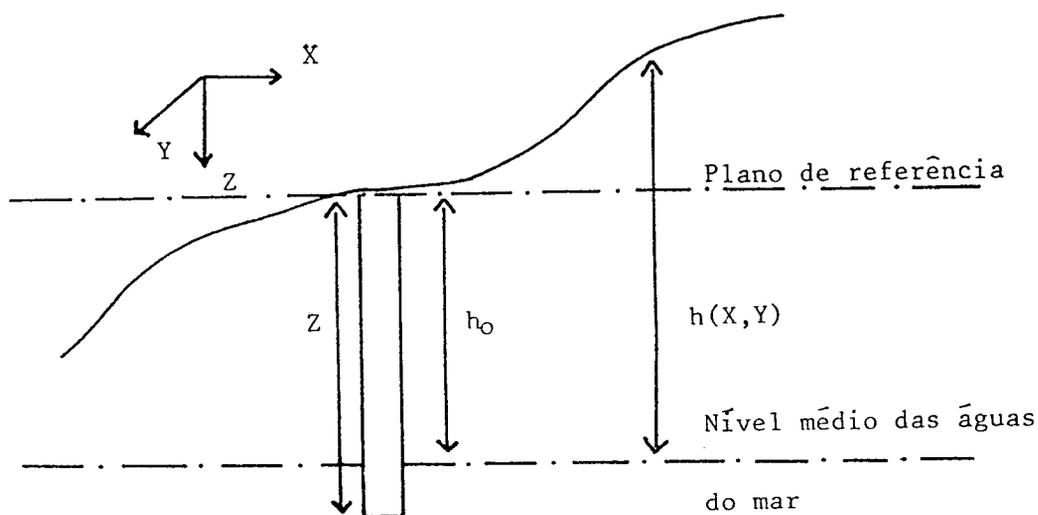


Fig 4.2 Representação esquemática do furo, relevo local e coordenadas utilizadas.

$$\delta T(x,y,-h_0) = (g-g^*)[h(x,y)-h_0] \quad (4.5)$$

Fazendo o prolongamento analítico descendente de δT pelos métodos clássicos obtem-se

$$\delta T = \frac{g-g^*}{2\pi} \iint \frac{[h(x'',y'')-h_0](z+h_0)}{[(x-x'')^2+(y-y'')^2+(z+h_0)^2]^{3/2}} dx'' dy'' \quad (4.6)$$

Para a resolução deste integral, o terreno em volta do furo foi dividido em coroas circulares sendo estas divididas em sectores circulares onde se calcula a altitude média. O número de coroas circulares utilizadas e raio respectivo depende da topografia da região e da precisão desejada. No presente trabalho foi utilizado o raio máximo de 2250 metros, tendo-se exigido uma aproximação de 0.02° C. A correcção é feita para cada profundidade de medição de temperatura fazendo-se depois um ajuste de uma recta aos novos valores obtidos, utilizando o método dos mínimos quadrados, para determinar o valor do novo gradiente de temperatura.

Não foram considerados os efeitos da erosão nem da evolução topográfica, por falta de elementos suficientemente detalhados para poder fazer essa correcção.

4.3.2 Alguns comentários

Os mapas da distribuição mundial de fluxo de calor e o estudo da relação entre fluxo de calor e idade da formação geológica onde foi obtido, permitem fazer uma previsão de 60 a 70 mW m⁻² para o fluxo de calor na região em estudo, com valores inferiores nas bacias sedimentares.

Uma análise da tabela 4.2 permite-nos concluir que apenas os valores de fluxo obtidos na costa alentejana (furos Pescada 1 e CD1), na costa algarvia e no Algarve (furos Ruivo1, Algarve 1 e T7) apresentam valores relativamente próximos de 60 mW m⁻². Os restantes furos apresentam valores mais elevados, sendo o maior valor cerca de 2,6 vezes superior ao valor previsto.

Podemos também verificar que o valor do fluxo aumenta para Norte até à zona

de Ferreira do Alentejo onde se obtém o maior valor, diminuindo novamente para Norte.

Se examinarmos os valores dos gradientes de temperatura na tabela 4.1, podemos concluir que a variação detectada nos valores do fluxo se verifica também nos gradientes de temperatura, obtendo-se o valor mínimo no furo T7, localizado na formação de Mira, (19°C/Km) e o valor máximo no furo de Ferreira do Alentejo, localizado no Complexo básico-ultrabásico de Beja-Acebuches (78°C/Km). Devemos salientar o valor relativamente baixo do gradiente de temperatura (22°C) e do fluxo de calor (67 mW m^{-2}) obtidos no furo SB7, localizado no Complexo vulcano-sedimentar da faixa piritosa; este facto poderá ser explicado, em parte, por se verificar no gráfico de temperatura em função da profundidade, uma ligeira curvatura, que pode ser provocada por circulação de água no furo, diminuindo o valor do gradiente de temperatura.

Os valores obtidos para a temperatura à superfície, são superiores, em cerca de 2°C , à temperatura média do ar registada em estações meteorológicas existentes na região em estudo. O furo de Portel apresenta um valor ($13,6^{\circ}\text{C}$) inferior ao valor médio do ar na região (15°C), sugerindo uma possível entrada de água no furo. O furo T7 apresenta o valor mais elevado ($20,3^{\circ}\text{C}$).

Na tabela 4.2 pode ver-se que o valor mais elevado da condutividade térmica foi obtido no furo SO14, localizado na formação de Mértola (minas Neves Corvo); devemos ainda salientar os valores relativamente elevados obtidos nos furos de Viana e Portel localizados a latitudes mais elevadas, na zona de Ossa Morena, e atravessando materiais pertencentes a séries cristalofílicas azóicas de idade indeterminada. O valor mais baixo corresponde ao furo de Ferreira do Alentejo. Deve-se salientar ainda o valor relativamente baixo obtido nos furos de Castro Verde (formação de Mértola) e de Corte Gafo (formação de Gafo), que apesar de não pertencerem à região de baixas condutividades parecem estar ainda influenciados por ela, apresentando valores relativamente baixos de condutividade térmica e valores relativamente elevados de gradiente de temperatura. Deve ainda acrescentar-se que as medições feitas nestes dois furos atingiram pequenas profundidades, podendo os resultados obtidos estar afectados por esse facto.

Fazendo uma comparação dos valores obtidos com valores tabelados,

podemos concluir que os valores apresentados na tabela 4.2 são ligeiramente superiores aos valores médios tabelados em regiões idênticas. Tal facto poderá ser explicado em parte por se tratar de uma zona que sofreu fenómenos de metamorfismo acentuados e onde se encontram quantidades apreciáveis de diferentes tipos de minério (os furos utilizados foram feitos em zonas de prospecção e o facto de não se ter encontrado minério em quantidade suficiente para exploração não significa que não exista quantidade suficiente para elevar ligeiramente o valor da condutividade térmica).

4.4 ALGUNS FACTORES QUE PODEM INFLUENCIAR O VALOR DO FLUXO DE CALOR

Devido à discrepância existente entre os valores de fluxo de calor obtidos em alguns furos e o previsto teóricamente foi necessário fazer um estudo mais detalhado dos resultados obtidos a diferentes profundidades e da região onde estão inseridos.

A variação de temperatura em profundidade pode fornecer indicações importantes relativamente a possíveis entradas de água nos furos (picos acentuados, variações abruptas ou anulações de gradiente), no entanto uma variação de temperatura não significa necessariamente circulação de água ou variação de fluxo de calor, pois podem existir variações de condutividade térmica, mantendo-se o fluxo constante.

As variações do fluxo de calor em profundidade podem ser provocadas por uma concentração anómala de elementos radioactivos (fonte de calor), por circulação de água ou por refacção, se existirem estratos inclinados atravessados pelo furo em estudo.

4.4.1. Inclinação de estratos

As determinações de fluxo de calor foram feitas considerando transferência de calor por condução, na direcção vertical, num meio homogéneo e isotrópico.

Se a medição do fluxo de calor for feita perto de zonas de contacto de estratos inclinados e com condutividades térmicas diferentes teremos perturbações no valor do fluxo de calor. O valor obtido será inferior ao real se a medição for feita na camada de rocha com condutividade térmica menor, sendo superior ao real no caso contrário.

Para se saber se os valores obtidos num dado furo estão influenciados por fenómenos de refração deve-se fazer um gráfico do fluxo de calor em função da condutividade térmica, estando os valores mais elevados de fluxo associados aos maiores valores de condutividade.

Os gráficos de fluxo em função da condutividade térmica para os furos da zona em estudo mostraram que, apenas para algumas profundidades, se nota uma variação linear do fluxo com a condutividade nos furos T7, SB7 e FERREIRA; nas restantes profundidades a variação do fluxo com a profundidade é aleatória. Nos restantes furos não se verifica qualquer relação.

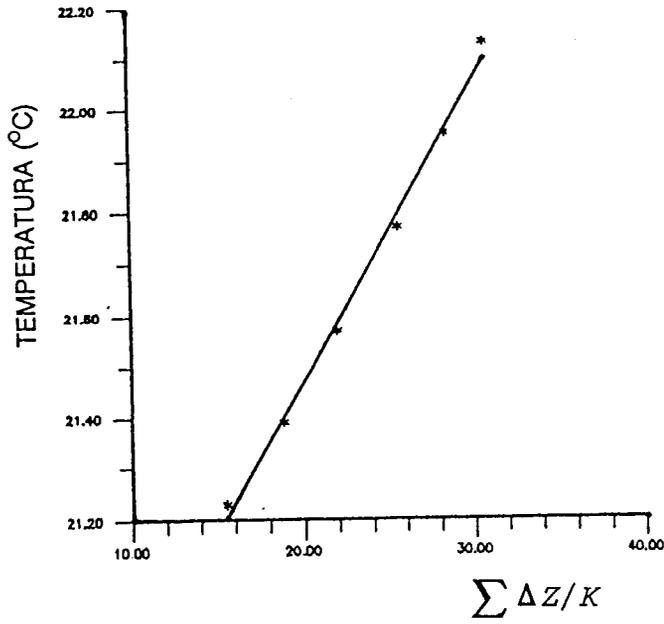
Os gráficos de Bullard obtidos com os dados provenientes destes furos (Fig 4.3) mostram que a dispersão de valores é pequena e a temperatura extrapolada para a superfície é idêntica à obtida no método dos intervalos no furo T7, superior (2,6%) no furo SB7 e inferior (3,4%) no furo de FERREIRA.

Os valores do fluxo de calor são ligeiramente superiores nos furos SB7 (3%) e FERREIRA (12%), sendo inferior no furo T7 (3%). Na tabela 4.3 mostram-se os resultados obtidos nos três furos em estudo com o método dos intervalos (A) e com o método de Bullard (B).

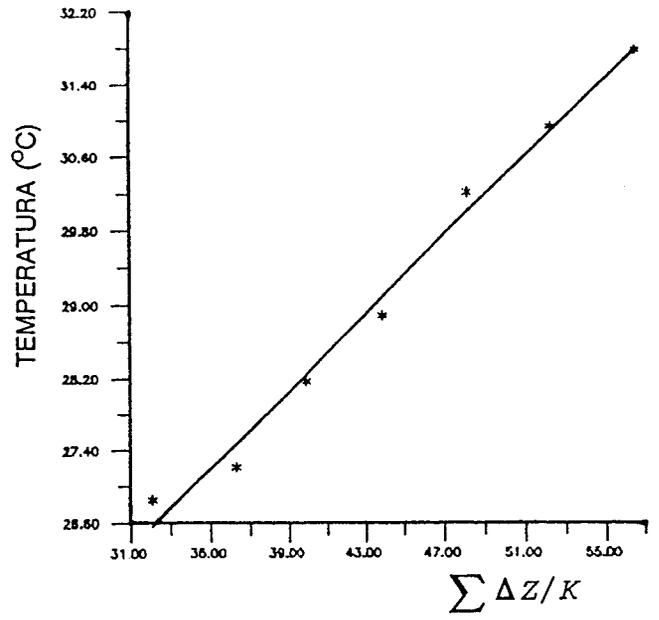
FURO	A		B	
	FLUXO (mW/M ²)	T(O) (° C)	FLUXO (mW/M ²)	T(O) (° C)
T 7	61	20,3	59	20,3
SB 7	67	19,5	69	20,0
FERREIRA	187	20,5	209	19,8

TABELA 4.3 Valores de fluxo de calor e temperatura à superfície obtidos com o método dos intervalos (A) e com o método de Bullard (B).

FURO T7



FURO F.A.



FURO SB7

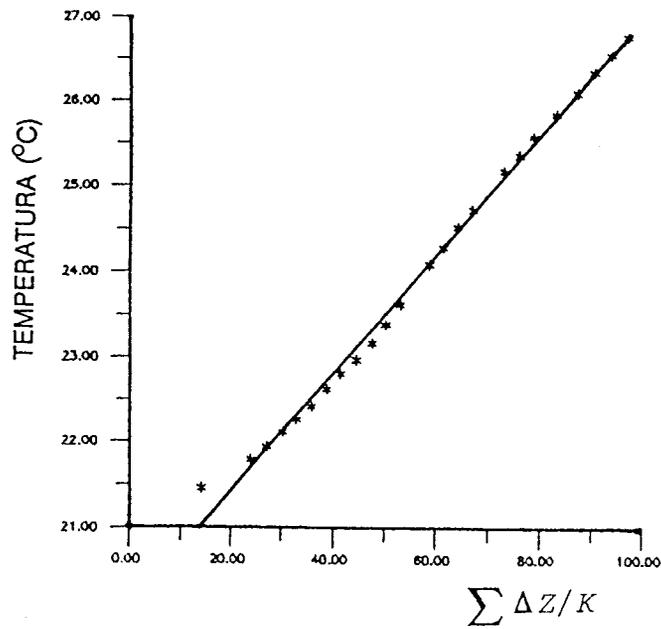


Fig 4.3 Gráficos de Bullard para os furos indicados ($\sum \Delta Z/K$ vem expresso em $W K^{-1} m^2$).

FURO DE FERREIRA

Sendo o furo de Ferreira o que apresenta valores de fluxo mais elevados e com diferença acentuada entre os dois métodos, e tendo em vista a quantificação do efeito da refração com a inclinação de estratos e variações laterais de condutividade térmica, foram feitos modelos (Duque, M. R., 1987) em que se considerava uma camada inclinada, de baixa condutividade térmica, situada entre camadas de condutividades mais elevadas. No trabalho referido fez-se um estudo da variação das anomalias de fluxo de calor com a inclinação da camada de baixa condutividade e também com o contraste de condutividades utilizado.

Na figura 4.4 mostram-se os valores de fluxo vertical de calor à superfície a) considerando o modelo apresentado em b). Podemos ver uma região com anomalias positivas (o valor máximo é representado por M) e uma região de anomalias negativas (o valor mínimo é representado por m).

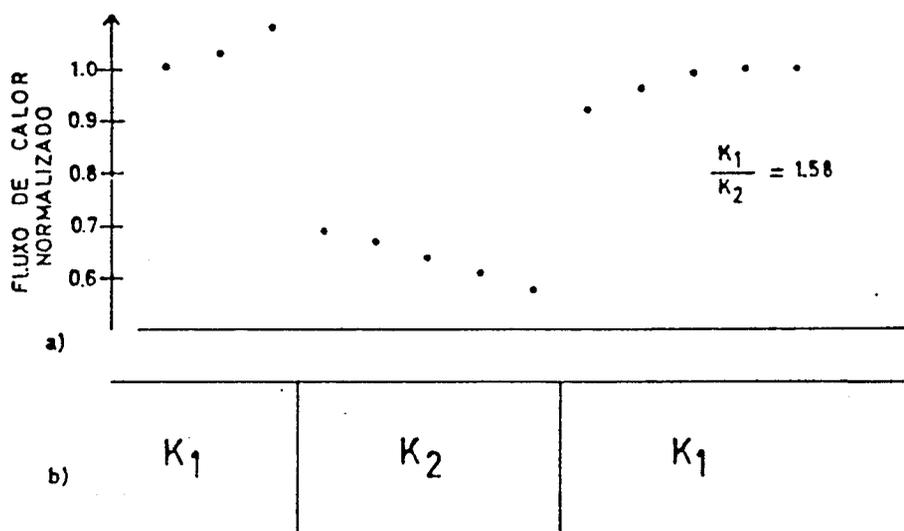


Fig 4.4 a) Fluxo vertical de calor à superfície para um meio com condutividade térmica 1,58 vezes superior à da camada K₂.

b) Modelo utilizado.

Na figura 4.5 mostram-se as isolinhas de fluxo vertical de calor para um modelo em que se considera uma camada de baixa condutividade, com uma inclinação de 60° , situada entre materiais com uma condutividade superior.

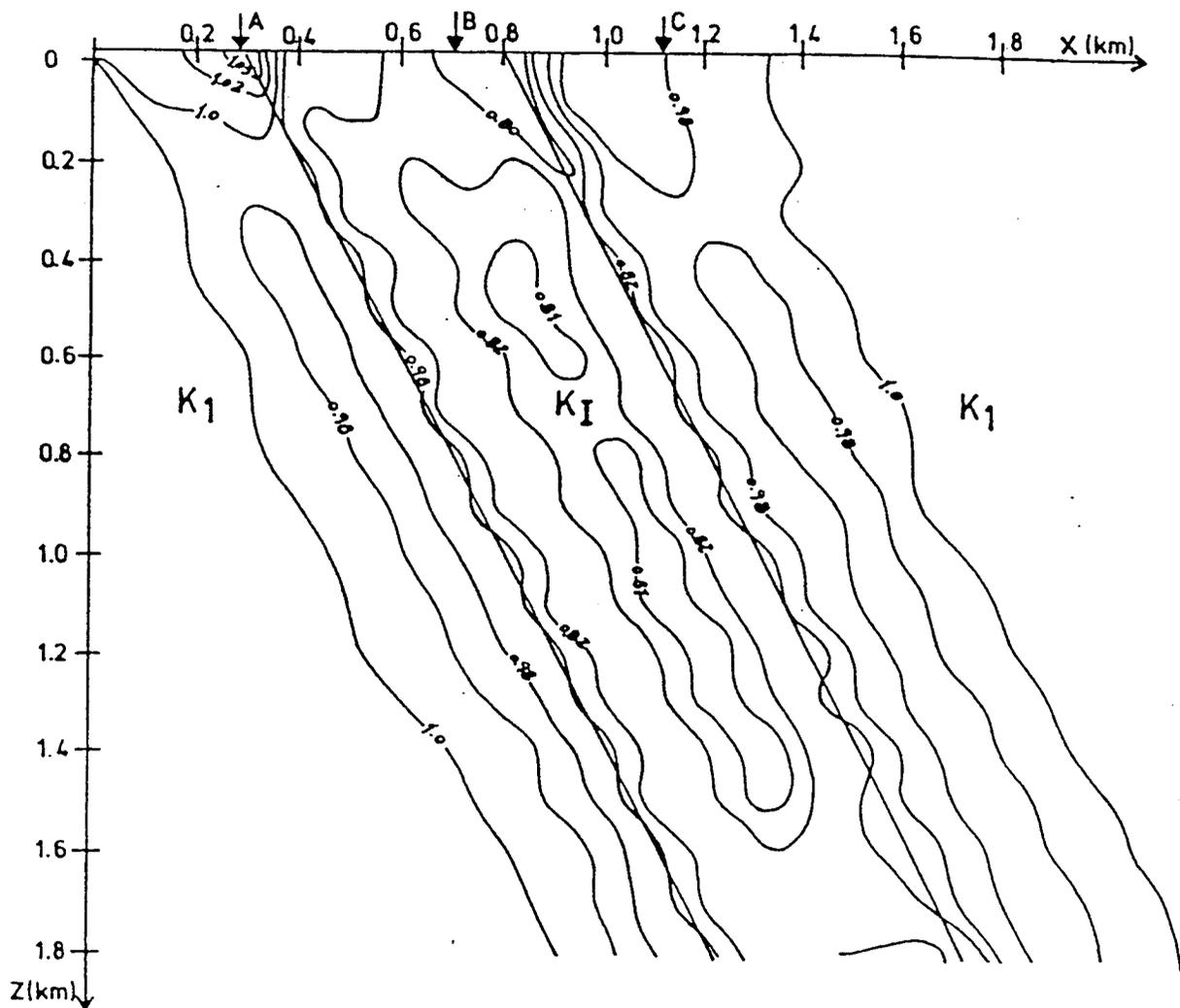


Fig 4.5 Camada com uma inclinação de 60° e condutividade térmica K_I , inferior à do meio que a circunda, K_1 ($K_1/K_I=1,25$). Fluxo vertical de calor.

A tabela 4.4 mostra as anomalias obtidas para camadas com diferentes inclinações e valores diferentes de condutividade.

θ	K_1/K_2	M	m
45	1.25	1.03	0.78
45	1.58	1.05	0.59
60	1.25	1.02	0.78
60	1.58	1.04	0.60
83	1.25	1.01	0.78
83	1.58	1.03	0.60

TABELA 4.4 Valores máximos e mínimos do fluxo de calor à superfície, considerando a existência de uma camada inclinada

Do exame da tabela 4.4 e das figuras 4.4 e 4.5 podemos concluir que a anomalia de fluxo de calor aumenta com o contraste de condutividades, apresentando valores mais elevados para uma inclinação de 45°. O valor máximo das anomalias obtidas com estes modelos é de 5% para a anomalia positiva e de 41% para a anomalia negativa.

4.4.2. Variações do gradiente de temperatura em profundidade

As variações dos gradientes de temperatura obtidos nos furos, podem ser provocadas por refração térmica devido a variações laterais de condutividade térmica, por variações da condutividade térmica em profundidade ou porque o campo da temperatura foi perturbado. Esta perturbação pode ser provocada por variações climáticas ou por movimentação de água no furo ou em fracturas.

VARIAÇÕES DA CONDUTIVIDADE TÉRMICA COM A PROFUNDIDADE

Um exame dos valores da condutividade térmica, obtidos nos diferentes furos,

permite-nos concluir que se verificam em todos eles variações acentuadas de condutividade térmica.

Os furos onde se encontraram diferenças mais acentuadas entre o valor máximo e o valor mínimo são os furos de Portel e SB7, onde o maior desvio em relação ao valor médio corresponde a cerca de 30% deste valor.

Um exame das variações do gradiente de temperatura em profundidade mostrou que nos furos CST1, SA14 (Neves Corvo), NG1 (Neves Corvo), SB7, CD1 e Portel se detectam variações nos gradientes de temperatura a que correspondem variações nos valores da condutividade térmica, mantendo-se o fluxo praticamente constante. Nos furos T7, CVH1 (Neves Corvo) e SO14 (Neves Corvo) não existem variações significativas do gradiente de temperatura em profundidade.

MOVIMENTAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

O movimento de água no solo conduz geralmente a perturbações locais do campo geotérmico. Por vezes também aparecem perturbações regionais mas que são mais difíceis de detectar.

Existem dois tipos de movimentos de água no solo que se distinguem pelos seus efeitos térmicos.

Quando a água das chuvas se infiltra e, por percolação, atinge camadas mais profundas, absorve calor do meio por onde circula, aumentando a sua temperatura e diminuindo a temperatura do meio por onde circula.

Nestes casos as temperaturas obtidas na região onde circula a água são inferiores ao valor real dando origem a gradientes de temperatura elevados, quando se alcançam profundidades onde se consegue obter o valor real da temperatura. Nestes casos o valor da temperatura à superfície, estimado a partir do gráfico de temperatura em profundidade, será inferior ao valor real da temperatura à superfície do solo na região onde está localizado o furo.

Como se pode ver na Tabela 4.1 os furos estudados apresentam temperaturas à superfície relativamente elevadas, excepto o furo de Portel (13,6° C). Devem ainda assinalar-se os valores de temperatura relativamente elevados obtidos nos furos.

O segundo caso corresponde a circulação de água proveniente de camadas

profundas, com temperaturas elevadas, que vai aquecendo o meio por onde circula à medida que diminui a sua temperatura. Por vezes estas circulações atingem a superfície formando nascentes termais.

Na Fig. 4.6 mostra-se um mapa de Portugal com a localização de nascentes hidrotermais (Aires de Barros, L., 1989). Para além das nascentes assinaladas teremos que considerar Santo António de Tavira com uma temperatura de 25° C (Calado, C., 1989).

Na parte Sul do país notam-se apenas nascentes termais perto de Moura e em Monchique, não se notando qualquer nascente térmica na região de fluxo elevado. Tal facto não significa, no entanto, que não existam circulações de água quente em profundidade, sem atingirem a superfície (como exemplo temos a circulação de água descoberta a SE de Moura, com uma temperatura superior a 30° C).

MOVIMENTOS VERTICAIS DE ÁGUA NOS FUROS

Atendendo às variações dos valores da condutividade térmica medidos nas amostras retiradas dos furos, utilizou-se para detectar movimentos verticais de fluido e fazer as correcções respectivas, o método apresentado por Reiter et al em 1989.

Este método considera transferência de calor por condução e advecção, em regime estacionário. O escoamento é uniforme e o fluido incompressível.

Na presença de movimento de fluido, o fluxo total de energia inclui um termo associado ao movimento do fluido e um outro associado à condução do calor.

Este fluxo total é dado por (Mansure e Reiter, 1979):

$$E = -K \frac{\partial T}{\partial Z} + C_p V (T - T') \quad (4.7)$$

Esta expressão pode ser escrita na forma

$$K \frac{\partial T}{\partial Z} = C_p V (T - T') - E \quad (4.8)$$



Fig 4.6 Mapa com a localização de nascentes hidrotérmicas em Portugal (adap. de Aires de Barros, L., 1989).

ou

$$Q = C_p V (T - T') - E \quad (4.8a)$$

sendo Q o fluxo de calor por condução e E a energia envolvida no processo.

Fazendo o gráfico de Q em função de T (Reiter et al, 1989) obteremos uma recta de declive m

$$m = \frac{dQ}{dT} = C_p V \quad (4.9)$$

e ordenada na origem -E.

Integrando esta expressão ao longo de uma região com descarga contínua, teremos

$$Q_{z2} - Q_{z1} = C_p V (T_2 - T_1) \quad (4.10)$$

As zonas onde se verifica escoamento podem ser detectadas gráficamente. O declive da recta que melhor se ajusta aos dados experimentais permite-nos calcular o valor da velocidade de escoamento, através da expressão (4.10).

Na tabela 4.5 mostram-se as profundidades onde foram detectadas circulações nos diferentes furos, as velocidades de escoamento, a energia envolvida, e o sentido do escoamento. Neste trabalho foram utilizados os valores de $C = 4180 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ e $\rho = 10^3 \text{ Kg m}^{-3}$.

Como se pode verificar, as velocidades de escoamento detectadas situam-se entre $0.3 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ (furo SB7) e $4.5 \times 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ (furo de Viana). No furo CVH1 não foi detectado movimento vertical. Nos furos CST1 e Viana foram detectados, a diferentes profundidades, movimentos de fluido com sentidos opostos.

Devemos salientar ainda os valores de E, relativamente elevados, obtidos nos furos de Portel, Ferreira e Viana onde foram detectadas velocidades relativamente elevadas (3.9 mm dia^{-1} no furo de Viana, 2.6 mm dia^{-1} no furo de Portel e 1.7 mm dia^{-1} no furo de Ferreira).

A equação (4.10) mostra que a diferença entre os valores de fluxo de calor por condução, obtidos nas fronteiras de uma camada onde se verifica um escoamento constante, é igual e de sinal contrário à variação do transporte de calor por convecção, desde que não existam fontes ou sumidouros.

As expressões (4.9) e (4.10) mostram que a diferença entre o calor transferido por convecção nas fronteiras de uma camada onde se verifica um escoamento constante e uniforme, pode ser calculada pelo produto do declive da recta Q-T pela diferença entre as temperaturas correspondentes.

FURO	Z ₁ (m)-Z ₂ (m)	Vx10 ⁻⁸ (ms ⁻¹)	E(mW)	Direc. do mov.
T 7	60-100	0.6	529	↓
CST 1	80-110	-0.6	838	↑
	120-150	0.8	646	↓
CVH 1	---	---	---	---
NG 1	110-140	-1.3	1319	↑
SA 14	90-120	-1.1	1286	↑
SO 14	130-190	0.5	335	↓
SB 7	100-150	0.6	513	↓
	160-190	1.0	948	↓
	300-330	0.3	282	↓
C. G.	40-80	-1.4	1459	↑
F. A.	90-110	-2.0	2651	↑
	110-130	-1.8	2593	↑
PORTEL	90-110	-3.0	2174	↑
V. A.	90-120	-1.0	1059	↑
	130-150	4.5	4081	↓
	170-190	1.8	1624	↓
	190-210	-1.9	2636	↑
CD 1	80-100	0.8	595	↓
	140-170	0.6	467	↓
	180-220	0.5	384	↓

TABELA 4.5 Movimentos de água detectados nos furos e velocidades respectivas.

A diferença de temperaturas $T_2 - T_1$, é um parâmetro difícil de obter pois é difícil determinar com exactidão o intervalo de profundidades onde se verifica o escoamento constante e uniforme. Se não for possível observar completamente o intervalo onde se verifica o escoamento, o valor obtido para o transporte de calor por convecção será inferior ao real

Na tabela 4.6 mostram-se os valores de fluxo de calor obtidos antes e depois de ser feita esta correcção.

FURO	Q (mW m ⁻²)	Q _c (mW m ⁻²)	Δ Q/Q (%)
T 7	61	66	7.6
CST 1	74	79	6.3
CVH 1	95	95	0.0
NG 1	99	98	1.1
SA 14	93	80	13.9
SO 14	136	158	13.9
SB 7	67	76	11.8
C. V.	91	91	0.0
C. G.	104	96	7.7
F. A.	219	197	10.0
PORTEL	98	87	11.2
V. A.	184	200	8.0
CD 1	71	72	1.4

TABELA 4.6 Comparação entre valores de fluxo de calor antes e depois de serem feitas correcções para circulação de fluidos.

As correcções obtidas situam-se entre 1.1 e 13.9% do valor do fluxo. As correcções mais acentuadas verificam-se em furos onde a condutividade térmica é elevada (Portel e SO14) e onde se verificam curvaturas, características de circulação, nos gráficos de temperatura em função da profundidade (Viana e SB7). Devemos ainda salientar os valores das correcções feitas nos furos SA14 e SO14. Estes dois furos estão localizados numa região onde se verificam contrastes acentuados de condutividade térmica (o valor médio obtido em SA14 foi 3.35 WK⁻¹m⁻¹ e em SO14 4.65 W K⁻¹m⁻¹).

Tal facto pode, em parte, ser responsável pelo elevado valor de fluxo medido em SO14 e pelo valor relativamente baixo obtido em SA14. Devemos ainda salientar que o sentido de circulação é diferente nos dois furos dando origem a uma diferença mais acentuada entre os valores de fluxo obtidos nos dois furos.

Nos furos CVH1 e C.V. não foram detectados movimentos verticais de fluido. Nos furos realizados para prospecção de petróleo (Ruivo1, Algarve1, Pescada1 e Golfinho) não foram feitas correcções, por se considerar insuficiente o número de medições de temperatura existentes.

Comparando os valores obtidos, depois de feita esta correcção, verificamos que a alteração mais significativa reside no facto de o valor do fluxo de calor obtido em Viana e em Ferreira ser praticamente igual.

CAPÍTULO 5

MAPAS DE FLUXO DE CALOR

5.1 INTRODUÇÃO

Para a construção dos mapas de fluxo de calor, foram utilizados os dados de fluxo de calor, condutividade térmica e gradiente vertical de temperatura, apresentados no capítulo 4.

A fraca densidade de dados na região (11 valores de fluxo disponíveis) forçou a utilização de um método de interpolação e extrapolação, baseado em relações obtidas entre os parâmetros térmicos apresentados no capítulo 4 e os dados gravíticos e aeromagnéticos, para proporcionar o traçado de mapas mais detalhados do fluxo de calor e da condutividade térmica, em toda a região.

Utilizou-se ainda informação gravítica correspondente à região em estudo (obtida no mapa de Isoanómalas de Bouguer, escala 1:1000.000, apresentado pelo Serviço Geográfico e Cadastral em 1958 (Fig 5.1-I) e os apresentados por L. Torres em 1988 (Fig 5.1-II)). Foram ainda utilizados os dados aeromagnéticos apresentados por J.M. Miranda em 1989 (Fig 5.2) e ainda alguma informação geológica existente sobre a região em estudo.

5.2 MAPA OBTIDO POR CONTORNO VISUAL

O mapa obtido por este método encontra-se na figura 5.3-I. Fundamentalmente as isolinhas foram traçadas fazendo correlações entre os valores obtidos através das medições. Foram tidas em consideração as estruturas que aparecem delineadas nos mapas gravítico e aeromagnético e a localização dos dados de fluxo em relação às mesmas. Também foram consideradas as zonas tectónicas e paleogeográficas existentes na região em estudo.

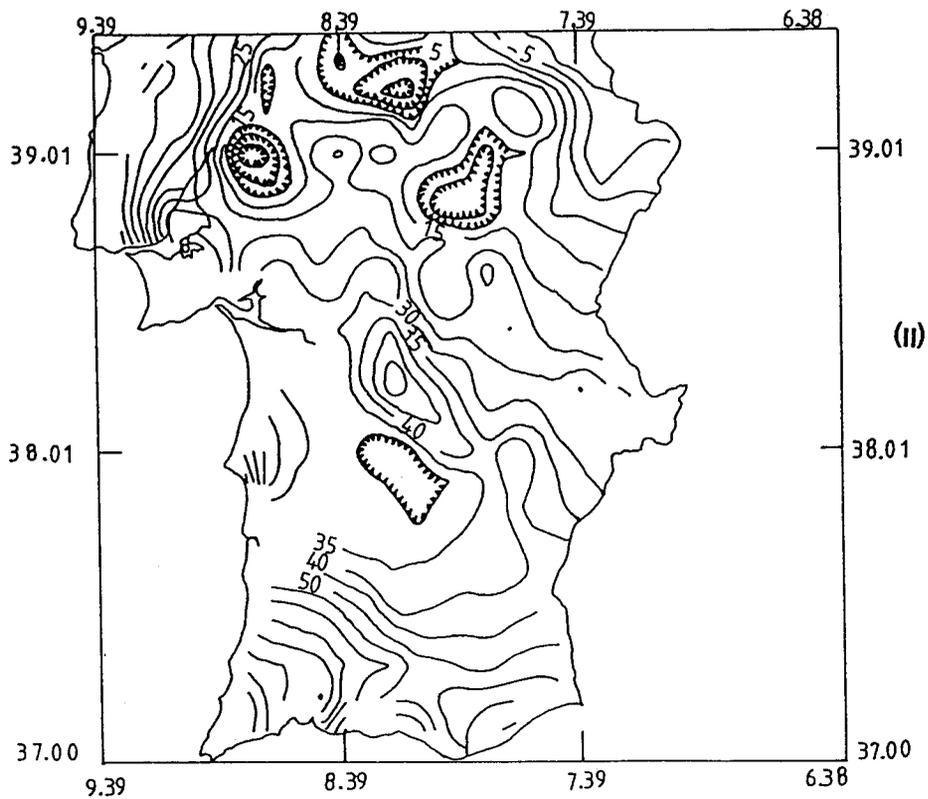
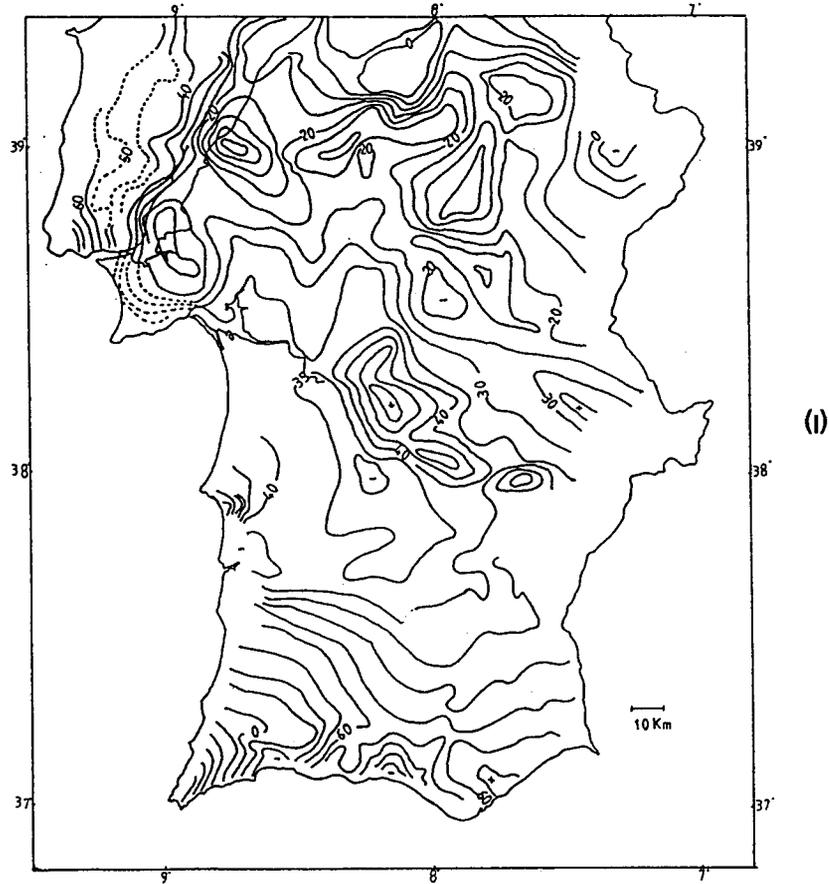


Fig 5.1 Isoanómalas de Bouguer para a região em estudo.

I-Adaptado do mapa de Isoamómalas de Bouguer, Serviço Geográfico e Cadastral, 1958.

II-Adaptado de Torres, L., 1988.

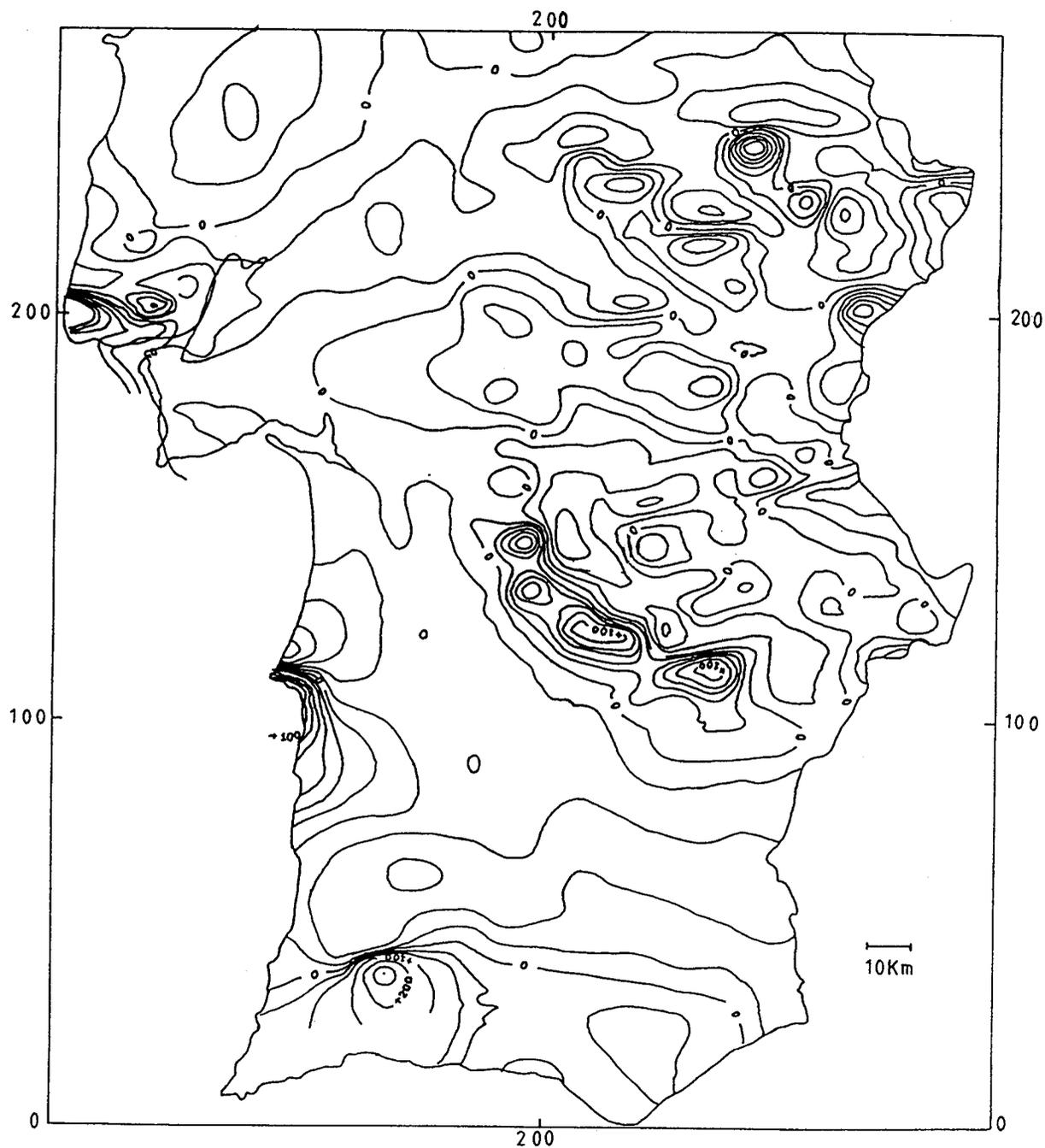


Fig. 5.2 Anomalias do campo magnético (adaptado de Miranda, J.M., 1989). Foram utilizadas Coordenadas Militares (em Km), projecção de Gauss, Elipsóide International, datum de Lisboa.

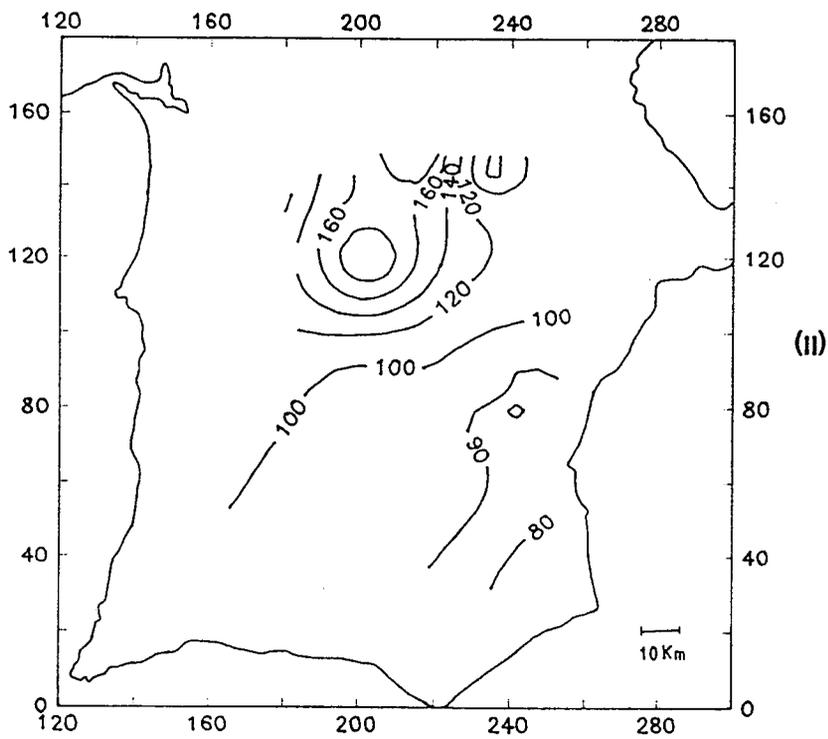
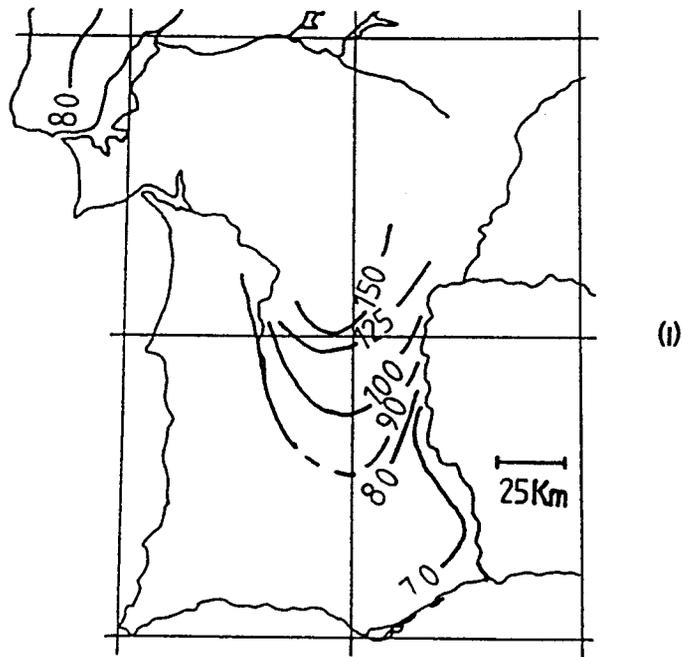


Fig 5.3 Mapas de fluxo de calor
 I - obtido por contorno visual.
 II - obtido por métodos numéricos

5.3 TRAÇADO DE ISOLINHAS POR COMPUTADOR

No traçado de mapas de fluxo de calor, gradientes verticais de temperatura e condutividade térmica, assistido por computador, foi utilizado o módulo de programas "SURFER".

Na figura 5.3-II está representado o mapa de fluxo de calor com base nos valores de fluxo medidos.

Se compararmos este mapa com o obtido por contorno visual (Fig. 5.3-I) verificamos que o contorno da região onde se verificam os valores mais elevados do fluxo aparece aqui com forma circular verificando-se o mesmo na zona de Portel onde o fluxo medido apresenta valores menos elevados (este facto é devido à existência de poucos dados na região).

5.3.1. Algumas relações entre os dados obtidos e dados gravíticos e aeromagnéticos

A análise dos mapas com anomalias de Bouguer (Fig 5.1) mostra uma zona anómala positiva, na região situada perto da fronteira entre a Zona de Ossa Morena (ZOM) e a Zona Sul Portuguesa (ZSP). Na parte Sul do país (Z.S.P.) os valores das isoanómalas de Bouguer são mais elevados e aumentam à medida que se caminha para Sul.

Se examinarmos o mapa (fluxo de calor - contorno visual), Fig 5.3-I, verificamos que ele apresenta valores elevados na região perto da fronteira entre a Zona de Ossa Morena (ZOM) e a Zona Sul Portuguesa (ZSP), verificando-se uma diminuição de valores à medida que caminhamos para Sul.

Na figura 5.4 apresenta-se um gráfico onde estão representados os valores do fluxo de calor (Q) obtidos na zona Sul Portuguesa em função do valor da respectiva anomalia de Bouguer (δg). A relação obtida é traduzida por um polinómio de grau 4

$$Q=701-29.5 (\delta g)+0.29 (\delta g)^2+4.20 \times 10^{-3} (\delta g)^3-6.29 \times 10^{-5} (\delta g)^4 \quad (5.1)$$

O desvio mais acentuado, dos valores utilizados, em relação a este polinómio corresponde a 3.9 por cento do valor do fluxo.

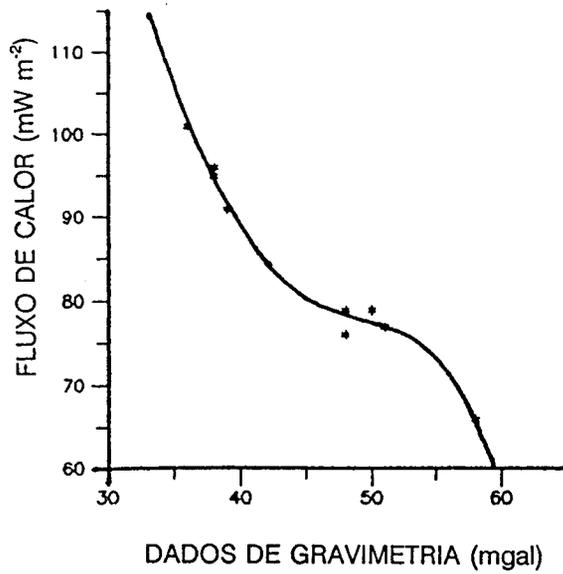


Fig 5.4 Relação entre valores de fluxo de calor e anomalias de Bouguer, obtidos na Zona Sul Portuguesa.

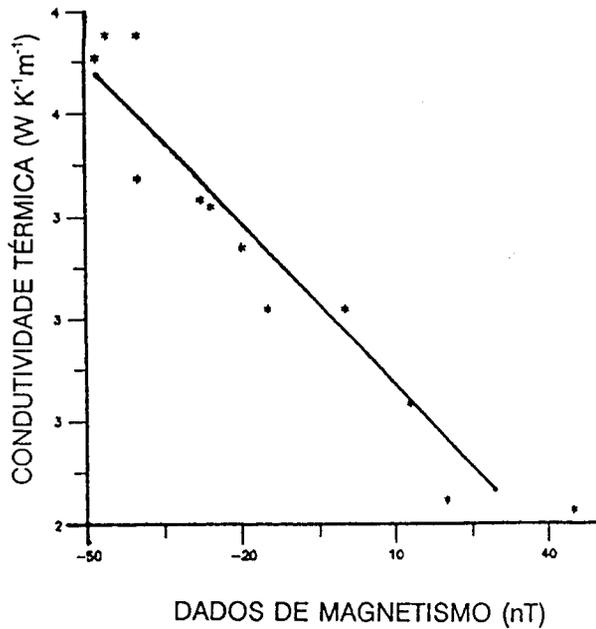


Fig 5.5 Relação entre valores de condutividade térmica e anomalias do campo magnético.

A análise do mapa de isoanómalas do campo magnético (Fig 5.2) e dos valores médios da condutividade térmica obtidos nos vários furos (Tabela 4.2) permitiram-nos obter a relação

$$C.T. = -1.57 \times 10^{-2} Mg + 2.96 \quad (5.2)$$

sendo Mg o valor da anomalia do campo magnético e C.T. o valor médio da condutividade térmica. O coeficiente de correlação obtido foi 95%.

O gráfico da condutividade térmica em função da anomalia do campo magnético encontra-se representado na figura 5.5.

Esta relação é válida para toda a região em estudo, incluindo também valores da condutividade térmica correspondentes a furos feitos para pesquisa de petróleo na região de Lisboa-Estremadura (furos de Campelos, Benfeito e Sobral) (Duque, M.R., Mendes Victor, L.A., 1988, 1990).

Os valores que apresentam desvios mais acentuados correspondem a furos pouco profundos, onde os valores da condutividade térmica dos depósitos de cobertura podem ter um papel importante, não sendo o valor médio obtido representativo da condutividade média da crosta na região. Obtêm-se também desvios mais acentuados em regiões onde o campo geomagnético é fortemente heterogéneo havendo alternadamente pequenas regiões com anomalias positivas e com anomalias negativas.

5.3.2. Mapas de fluxo de calor, condutividade térmica e gradientes verticais de temperatura

As relações descritas em 5.3.1 e o método do traçado de mapas descrito em 5.3 permitiram-nos fazer o traçado de mapas de fluxo de calor, condutividade térmica e gradientes verticais de temperatura onde se inclui a informação obtida através de dados gravíticos e magnéticos, com o traçado feito por métodos numéricos.

Na figura 5.6 mostra-se o mapa de fluxo de calor, na figura 5.7 estão representadas as isolinhas de condutividade térmica e na figura 5.8 o mapa de gradiente vertical de temperatura.

Vamos utilizar o mapa de fluxo de calor da figura 5.6 por ser o que contém

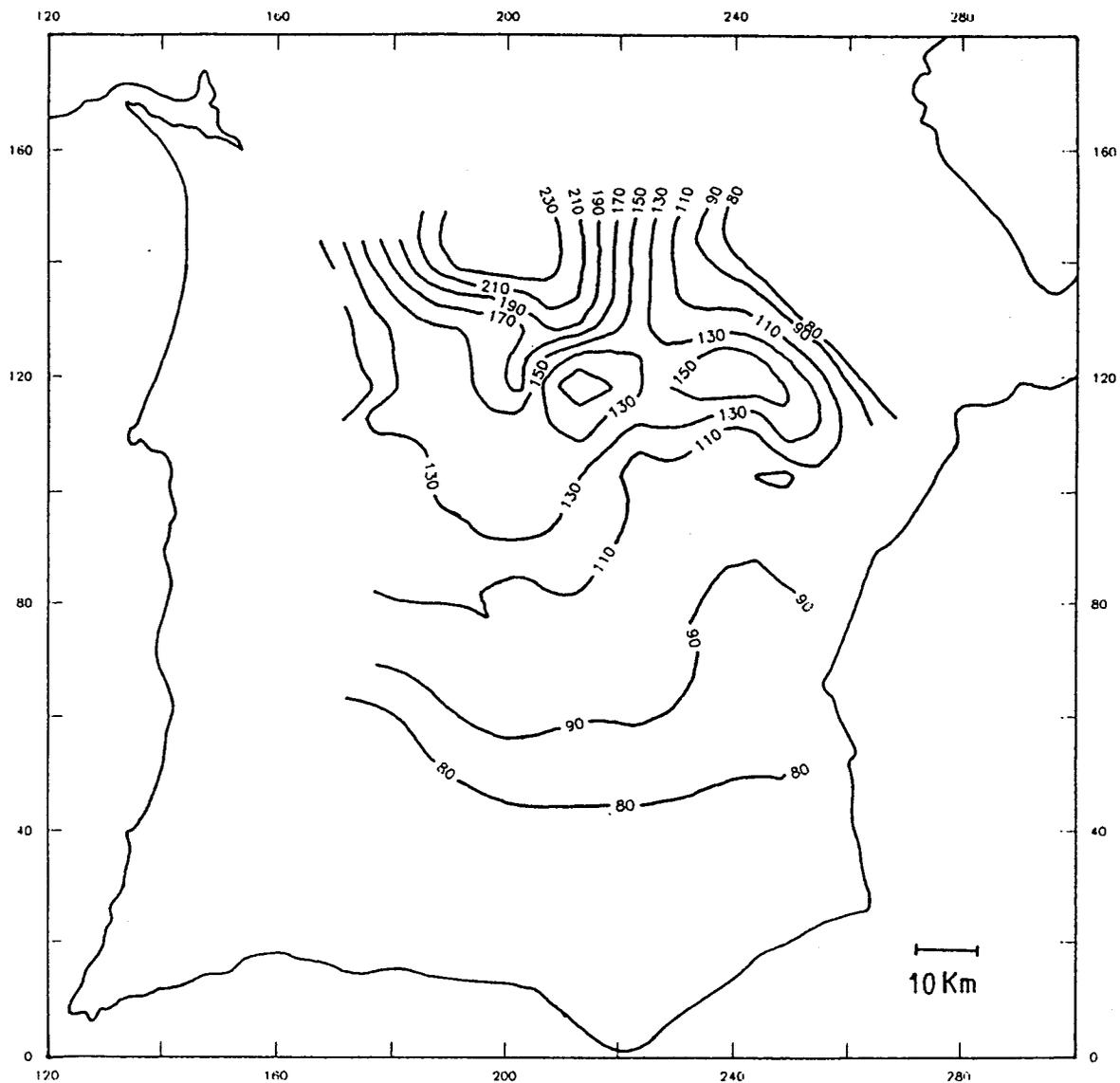


Fig 5.6 Mapa de fluxo de calor (mW m^{-2}). Foram utilizadas Coordenadas Militares (em Km), projecção de Gauss, Elipsóide Internacional, datum de Lisboa.

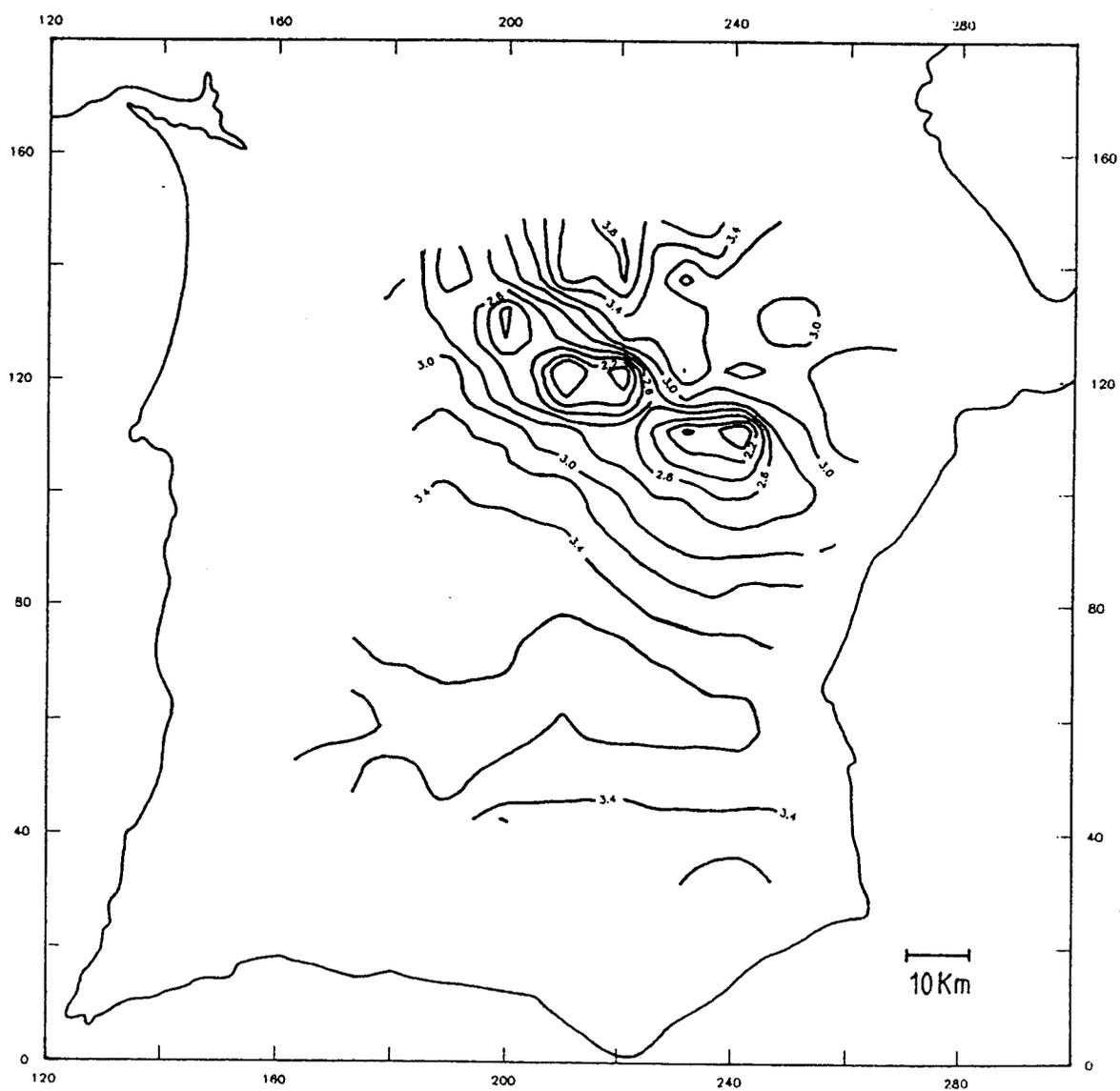


Fig 5.7 Mapa de condutividade térmica ($W K^{-1}m^{-1}$). Foram utilizadas Coordenadas Militares (em Km), projecção de Gauss, Elipsóide Internacional, datum de Lisboa.

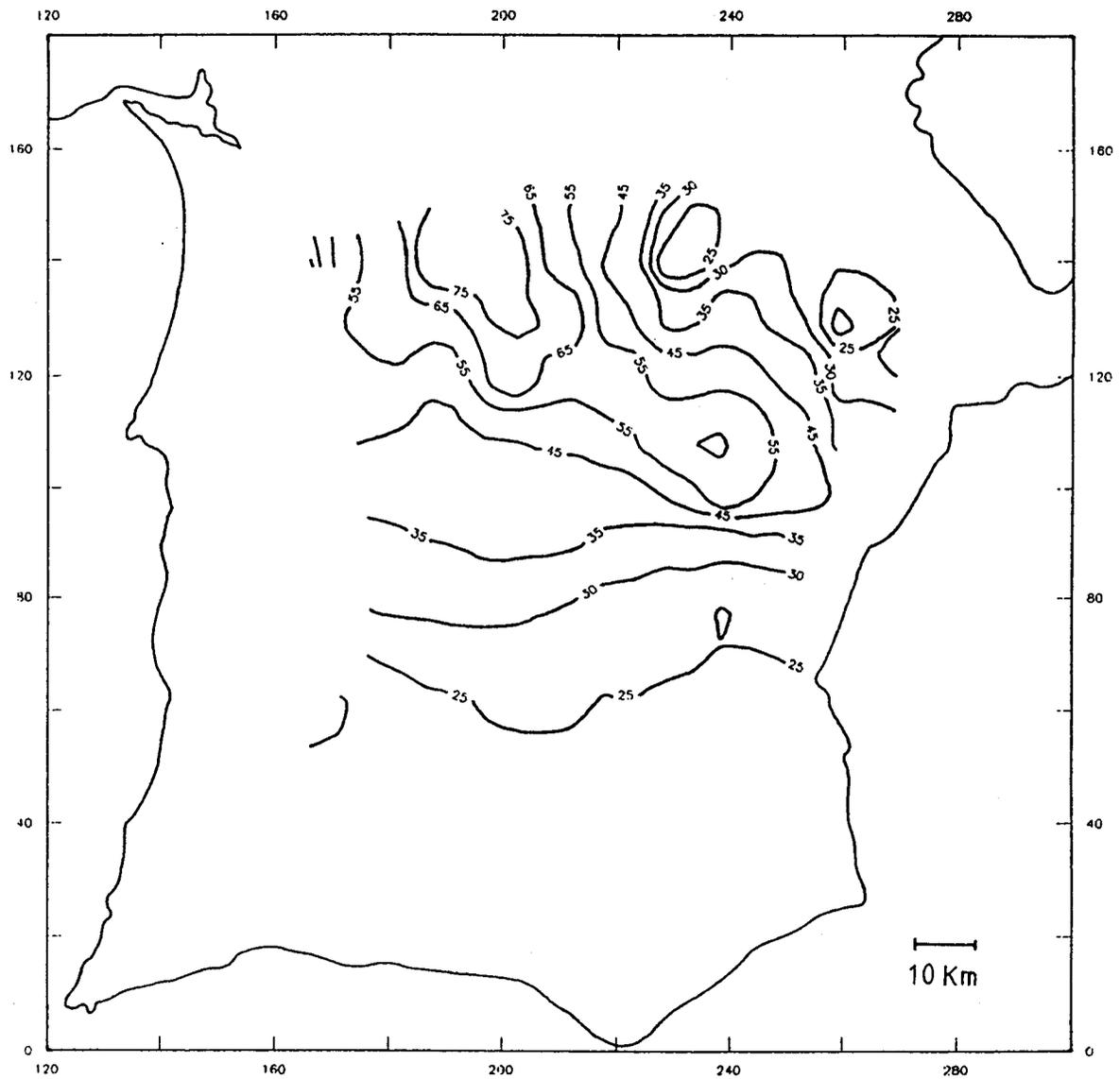


Fig 5.8 Mapa de gradiente vertical de temperatura ($^{\circ}$ C/Km). Foram utilizadas Coordenadas Militares (em Km), projecção de Gauss, Elipsóide Internacional, datum de Lisboa.

mais informação e ser mais promenorizado.

Comparando os mapas das figuras 5.6, 5.7 e 5.8, podemos verificar que as regiões anómalas coincidem e que a região com valores elevados do fluxo de calor e de gradientes verticais de temperatura corresponde a uma região de valores relativamente mais baixos da condutividade térmica. Todavia, estas regiões não se sobrepõem completamente, verificando-se que o valor mínimo da condutividade térmica se localiza para Sul do centro da anomalia principal de fluxo de calor.

Nos mapas de gradiente vertical de temperatura e nos de fluxo de calor, verifica-se uma diminuição do respectivo valor numa região que corresponde a uma parte considerável das formações de Mira e de Mértola com valores próximos de 25°C/Km e 90 mW m^{-2} . Verifica-se também um aumento dos valores da condutividade térmica numa região situada a Este e Sudeste da vila do Alvito (parte Noroeste do mapa) e que parece corresponder a afloramentos de rochas verdes pertencentes a Séries Cristalofílicas Azoicas e tendo como idade provável o Câmbrico-Ordovícico. Para esta região os valores de fluxo de calor estão compreendidos entre 160 e 200 mW m^{-2} .

5.4 ANÁLISE DO MAPA DE FLUXO DE CALOR

No mapa de fluxo de calor (Fig 5.6) podem considerar-se duas regiões com características diferentes. Uma região corresponde a latitudes mais elevadas, onde se observam valores elevados de fluxo de calor, e cujos máximos se encontram próximo de Ferreira do Alentejo (Por questões de ordem prática vamos chamar a esta região a "Zona Norte" (do mapa)). Nesta região estão incluídas as formações que constituem o Maciço de Évora-Beja, o complexo máfico e ultramáfico de Beja e parte dos Antiformas de Ficalho, Serpa e S. Brissos.

A outra região fica situada mais a Sul, é constituída praticamente por toda a Zona Sul Portuguesa, e os valores de fluxo de calor variam entre 70 e 120 mW m^{-2} . (Por questões de ordem prática vamos chamar a esta região "Zona Sul" (do mapa)). Nesta região estão incluídas as formações que constam na Tabela 2.4, com excepção do Grupo da Carrapateira e da formação de Tercenas, localizadas a SW da região em estudo.

Lefort et al (1981), utilizando mapas de isoanómalas de Bouguer (Fig. 5.1), definiram uma série de oito cavalgamentos na Zona sul Portuguesa através do exame de variações importantes nos gradientes horizontais, inflexões regulares de isoanómalas transversais ou brusca reorientação de isolinhas.

O cavalgamento mais importante é, sem dúvida, o de Ferreira-Ficalho que é assinalado por uma anomalia de Bouguer positiva muito acentuada e por uma anomalia positiva, muito forte, do campo magnético.

No mapa de fluxo de calor podemos ver que ao referido cavalgamento corresponde uma região com valores mais elevados de fluxo.

No mapa de anomalias do campo magnético (Fig 5.2) podemos verificar que a "zona Sul" é caracterizada pela existência de anomalias negativas de baixa amplitude (em geral inferior a 10 nT (Miranda, J.M., 1989)). Se atendermos à relação detectada entre valores de anomalias do campo magnético e valores médios de condutividade térmica, não será de estranhar que esta região seja caracterizada por valores relativamente elevados de condutividade térmica. No entanto, como nos mapas gravíticos (Fig 5.1) se pode observar na "Zona Sul" um aumento no valor das anomalias à medida que caminhamos para Sul, e atendendo à relação obtida entre valores de anomalias de Bouguer e fluxo de calor, verifica-se no mapa de gradientes verticais de temperatura uma diminuição na mesma direcção.

A "Zona Norte" do mapa é caracterizada pela existência de uma região de valores muito baixos de condutividade térmica e muito elevados de fluxo de calor. Esta região, relacionada com o complexo máfico e ultramáfico de Beja, corresponde a uma região de anomalias magnéticas positivas e anomalias de Bouguer positivas. Existem ainda várias anomalias magnéticas positivas, de dimensões reduzidas e amplitude intermédia. A esta região correspondem valores de condutividade térmica compreendidos entre 3.0 e 3.8 W K⁻¹m⁻¹. No mapa de fluxo de calor podemos observar variações acentuadas no valor do fluxo. Os valores mais elevados de fluxo de calor correspondem a anomalias gravíticas mais acentuadas.

Na região em estudo têm sido realizados alguns perfis sísmicos profundos (Mendes,A., et al, 1971, Mueller, St. et al, 1973, Prodehl,C. et al, 1975, Hirn, A. et al, 1981, Caetano, H.,1983).

Na figura 5.9 podem ver-se os perfis sísmicos apresentados por Prodehl et al,

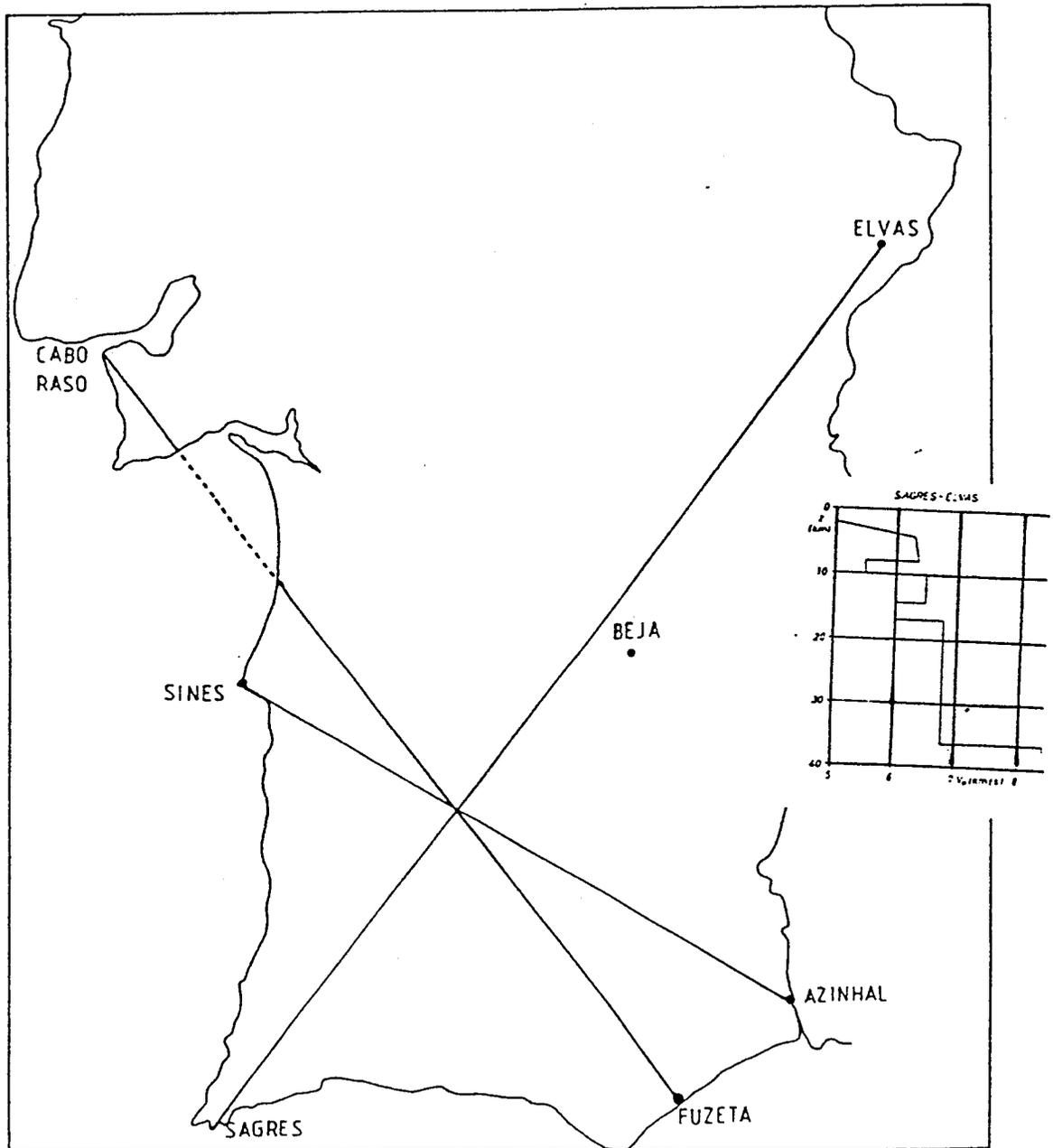


Fig 5.9 Perfis sísmicos realizados na zona em estudo e modelo de velocidades em função da profundidade (apresentados por Prodehl et al, 1975).

1975. Os perfis Sines-Azinhal e Fuzeta-Cabo Raso, podem ser considerados como perfis inversos e o perfil Sagres-Elvas tem uma direcção perpendicular aos dois perfis referidos.

A estrutura da crosta, obtida através do perfil Sines-Fuzeta é, segundo os autores referidos, confirmada pelos resultados obtidos no perfil Sagres-Elvas.

O modelo de velocidades em função da profundidade, correspondente ao perfil Sagres-Elvas, está representado na Figura 5.9.

Estes perfis mostraram que a espessura da crosta varia ao longo dos perfis, apresentando o valor mais elevado (34-35 Km) à latitude de Sagres e Fuzeta e o menos elevado (30 Km) à latitude de Sines e Beja. Esta variação da espessura verifica-se principalmente nas camadas superiores da crosta (Mueller et al, 1973).

Na zona em estudo, em particular na área próxima da falha de Odemira-Ávila, foi feito um estudo promenorizado sobre a profundidade da Moho naquela região e a sua relação com a falha referida (Hirn et al, 1981, Caetano, H., 1983). Na figura 5.10 estão representados os perfis realizados na campanha referida.

Na figura 5.11 mostram-se os valores de profundidade da Moho, apresentados por Caetano, H. (1983). Nela se pode verificar que a profundidade da Moho varia ao longo da falha, apresentando valores diferentes de um e outro lado da mesma. A Moho localiza-se a uma maior profundidade no lado Sul da falha, obtendo-se os desníveis (entre o lado Norte e o lado Sul) mais acentuados para W da falha.

Se não utilizarmos os dados apresentados por Caetano, H. (1983) por tratarem em pormenor apenas uma zona restrita da região em estudo, podemos observar que na região onde Prodehl, C. et al (1975) detectaram valores menos profundos da Moho (latitudes de Sines e Beja) se obtêm valores mais elevados de fluxo de calor e que nas latitudes onde a Moho se apresenta mais profunda (Sagres e Fuzeta) os valores de fluxo são menos elevados (para além da informação contida no mapa da figura 5.6 devemos ainda considerar os valores de fluxo de calor obtidos no Algarve em furos feitos para prospecção de petróleo (Tabela 4.2)).

5.5 DISTRIBUIÇÕES DE TEMPERATURA E FLUXO DE CALOR EM PROFUNDIDADE

Com os dados provenientes das medições de fluxo de calor (Q) e temperatura (T) perto da superfície, é possível fazer-se o prolongamento analítico "para baixo" de

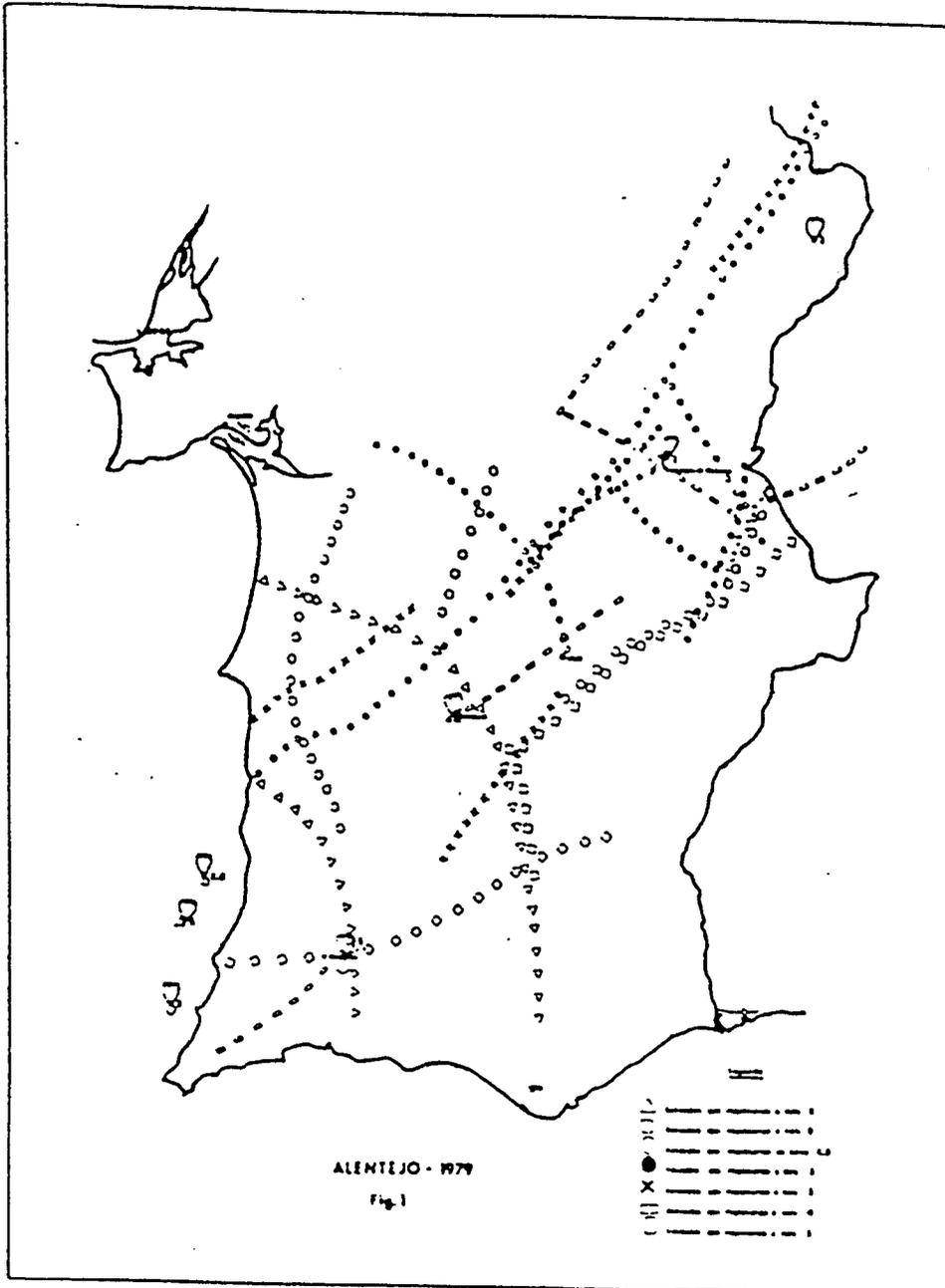


Fig 5.10 Perfís sísmicos realizados no Alentejo em 1979 (Hirn et al, 1981.)

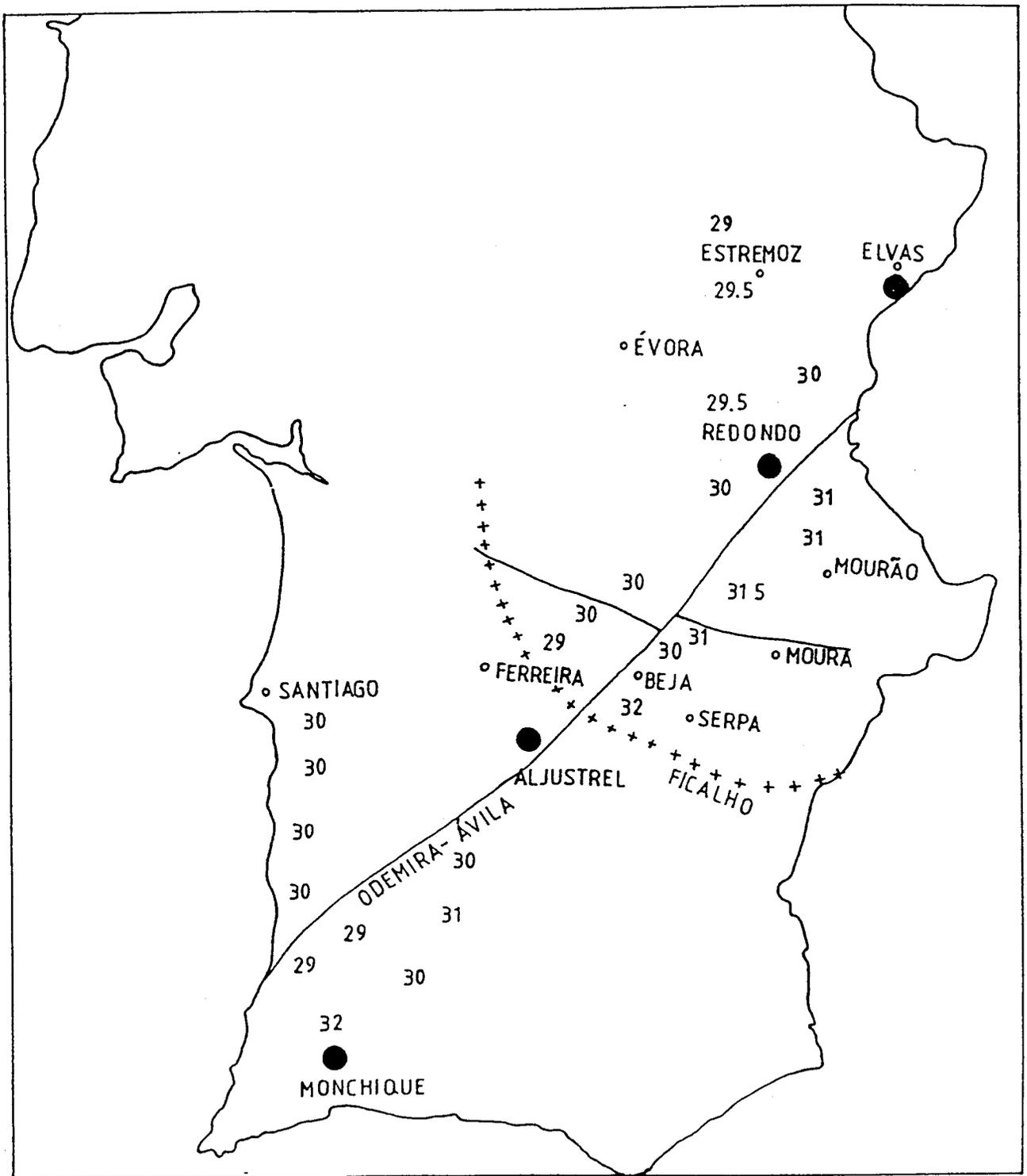


Fig 5.11 Profundidades da Moho (apresentadas por Caetano, H., 1983).

Q e T de modo a obter-se informação sobre as distribuições de temperatura e de fluxo de calor em profundidade. Este conhecimento é importante, por exemplo, para estimar propriedades térmicas da Terra ou para modelar processos geodinâmicos profundos.

Como o valor do fluxo medido perto da superfície (Q) depende de numerosas propriedades e processos internos da Terra, o seu prolongamento analítico "para baixo" não é uma tarefa simples; são necessárias simplificações e hipóteses.

Em geral o prolongamento analítico de Q fica limitado à crosta e parte superior do manto onde a temperatura deve ser suficientemente baixa para que a transferência de calor por radiação e convecção seja de importância secundária e possa ser desprezada. A hipótese mais utilizada consiste em considerar transferência de calor por um processo puramente condutivo e em regime estacionário. Apesar da simplificação introduzida por esta hipótese, o prolongamento analítico de Q não tem solução única pois ela depende das distribuições, em profundidade, das fontes de calor (A) e da condutividade térmica (K), devendo ainda ter-se em atenção que os erros associados às medições realizadas na superfície (Q e T) se reflectem no resultado obtido. Para resolver o problema deve ser introduzida informação "a Priori". O tipo e forma como a informação é introduzida caracterizam as diferentes aproximações utilizadas.

5.5.1 Parâmetros utilizados

a) ESTRUTURA DA CRUSTA

A estrutura da crosta utilizada foi a indicada nos modelos sísmicos existentes sobre a região.

Caetano, H. (1983) apresenta modelos de velocidade correspondentes aos vários perfis apresentados na figura 5.10 e que consideram para a camada superficial, valores de 4,2 Km/s (sedimentos) ou 5,5 Km/s, valores entre 6,0 e 6,4 Km/s para a crosta intermédia e 6,7 Km/s para a crosta profunda. Estes são apenas valores médios obtidos nos perfis, não havendo informação relativa às modificações existentes ao longo de um dado perfil. Segundo o mesmo autor o cavalgamento de Ferreira-Ficalho é um acidente tectónico que afecta não só as estruturas superficiais mas as profundas, inclinando-se sob a zona de Ossa Morena.

O estudo e análise de dois perfis realizados na região de Alqueva permitiu (Baptista, M.A., Contreiras, M.L., 1984) a construção de um modelo para a região localizada próximo da fronteira entre a zona Sul Portuguesa e a zona de Ossa Morena. No modelo obtido (Fig 5.12), uma camada de alta velocidade (6,8 Km/s) aí introduzida pode ser interpretada como a expressão em profundidade do cavalgamento de Ferreira-Ficalho. Segundo este modelo, o cavalgamento referido e a falha de Vidigueira-Moura passam, em profundidade, a um carreamento de grande amplitude (Fig 5.12).

Mueller et al (1973) apresentaram o modelo de estrutura da crosta apresentado na Fig. 5.9, a partir de dois perfis perpendiculares (Sagres-Elvas e Sines-Fuzeta) que atravessam a Zona Sul Portuguesa, concluindo que os resultados obtidos no perfil Sines-Fuzeta são confirmados pelos do perfil Sagres-Elvas.

O modelo apresentado considera a existência de duas camadas, onde se verifica inversão de velocidades ($V=5.5$ Km/s), localizadas entre a crosta superior (onde V varia entre 4.5 Km/s na parte superior e 6.5 Km/s na parte inferior) e a crosta inferior ($V=7$ Km/s). No manto superior são detectadas velocidades de 8.15 Km/s.

Este modelo foi utilizado para obter a distribuição de temperatura e de fluxo de calor, em profundidade, na Zona Sul Portuguesa, por ser o que contém mais informação.

b) PRODUÇÃO DE CALOR NA CRUSTA

A produção de calor em profundidade, devido à existência de elementos radioactivos, foi estimada com base nas relações entre velocidade de propagação das ondas sísmicas (V_p) e produção de calor (A) (ver ANEXO III) apresentada por Rybach e Buntebarth (1984), com as correcções correspondentes aos efeitos da temperatura e da pressão na velocidade das ondas sísmicas (Cermak, 1989).

Esta relação entre a velocidade de propagação das ondas sísmicas e a produção de calor não se pode aplicar nas camadas superiores da crosta, onde se detectam variações acentuadas na velocidade e as microfendas e fracturas permitem a penetração de água proporcionando a redistribuição de U e Th alterando o conteúdo radioactivo original das rochas.

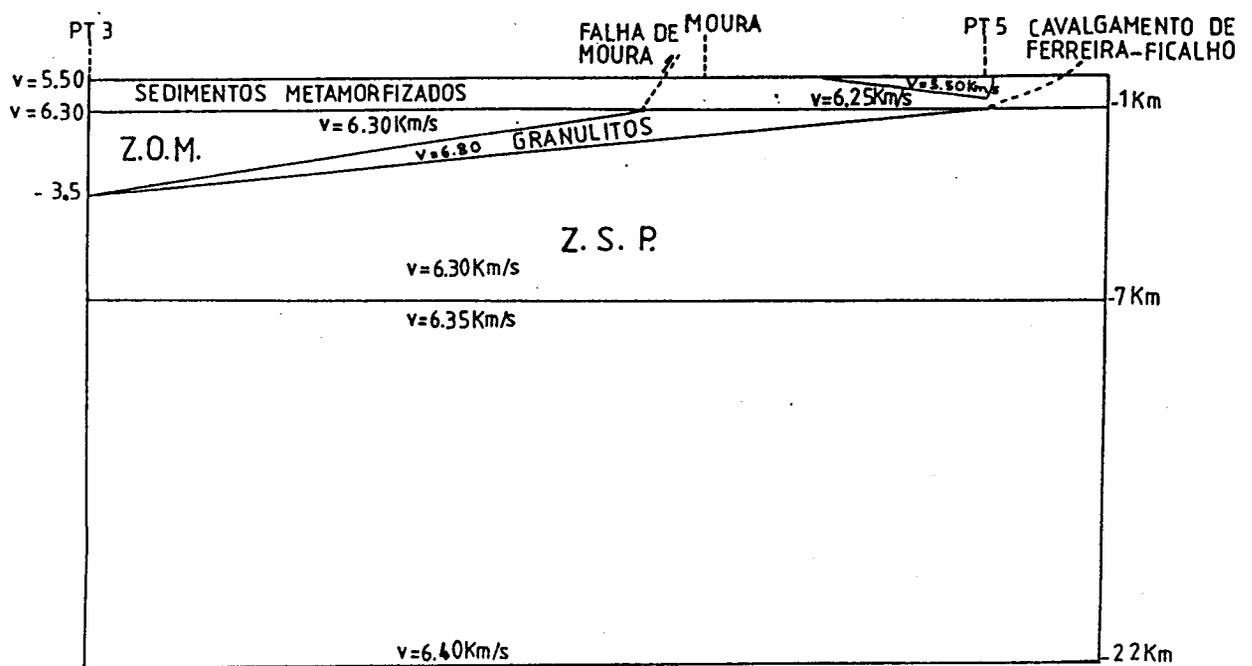


Fig 5.12 Modelo apresentado para a fronteira entre a Zona Sul Portuguesa e a Zona de Ossa Morena (adaptado de Baptista, M. A. e Contreiras, M.L., 1984).

Nas camadas superiores a estimativa da produção de calor devido à existência de elementos radioactivos foi baseada na relação empírica apresentada por Pollack e Chapman (1977) com base nos valores de Q_r e Q obtidos em várias províncias geotérmicas (Cap 1, pag a).

Para a produção de calor à superfície utilizou-se a relação

$$A_0 = 0.4Q / D \quad (5.3)$$

onde A_0 representa a produção de calor à superfície, considerando-se que na camada de espessura D se verifica uma diminuição exponencial da produção de calor

$$A(Z) = a_0 \exp(-Z/D) \quad (5.4)$$

A existência de camadas de baixa velocidade no modelo sísmico utilizado, e o facto de não se conhecer a sua origem, levou a considerar duas distribuições diferentes de elementos radioactivos em profundidade.

Os modelos aqui utilizados consideram que:

A - as camadas de baixa velocidade correspondem a regiões onde a produção de calor é elevada, tendo-se aplicado directamente a relação entre V_p e A .

B - nas camadas de baixa velocidade não se pode aplicar a relação entre V_p e A , sendo a produção de calor nestas camadas deduzida a partir da produção de calor nas camadas superior e inferior.

c) CONDUTIVIDADE TÉRMICA

De acordo com resultados experimentais obtidos em laboratório e apresentados por vários autores (Schatz e Simmons, 1972; Kappelmeyer e Haenel, 1974; Cermak et al, 1990), considerou-se que a condutividade térmica varia com a temperatura. Não foi considerada a alteração no valor da condutividade térmica provocada por variações de pressão.

Os modelos utilizados consideram:

1- uma variação com a temperatura de acordo com as relações apresentadas por Zoth e Haenel (1988)

2 - a condutividade térmica varia com a temperatura de acordo com a expressão (Cermak et al, 1990, Shen et al, 1990)

$$K=K_0 (1+CT)^{-1} \quad (5.5)$$

Na crosta superior foi considerado $K_0=3.0 \text{ W K}^{-1}\text{m}^{-1}$ e $C=0.001 \text{ K}^{-1}$. Na crosta inferior considerou-se o valor de K constante sendo $K_0=2.0 \text{ W K}^{-1}\text{m}^{-1}$ e $C=0$. No manto superior e para $T>500^\circ \text{ C}$ $K_0=2.5 \text{ WK}^{-1}\text{m}^{-1}$ e $C=-0.00025 \text{ K}^{-1}$. Neste último caso C apresenta um valor negativo pois para valores de temperatura superiores a 500° C verifica-se um aumento nos valores da condutividade térmica devido à contribuição da transferência de calor por radiação (Schatz e Simmons, 1972).

5.5.2 Modelos a uma dimensão

Se considerarmos a região em estudo lateralmente homogênea, podemos considerar transferência de calor apenas na direcção vertical. Nessas condições a equação da condução do calor reduz-se apenas a

$$\frac{\partial}{\partial Z} (K \frac{\partial T}{\partial Z}) = A(z) \quad (5.6)$$

Os cálculos realizados correspondem a dois modelos de distribuição de fontes de calor em profundidade (A e B) (5.5.1-a) e dois modelos de distribuição de condutividade térmica em profundidade (1 e 2) (5.5.1.-c). O cálculo da temperatura em profundidade foi feito para o valor máximo (a) e para o valor mínimo (b) de fluxo de calor obtido na "Zona sul" do mapa (Fig 5.13).

RESULTADOS OBTIDOS

De acordo com o que foi dito em 5.5.1., foram feitos quatro modelos correspondentes a (a) e quatro modelos correspondentes a (b). Os resultados obtidos encontram-se na Tabela 5.1. Na figura 5.14 mostram-se os valores de temperatura em profundidade, obtidos para (a) e (b) com os modelos 2A (Fig 5.14-1)

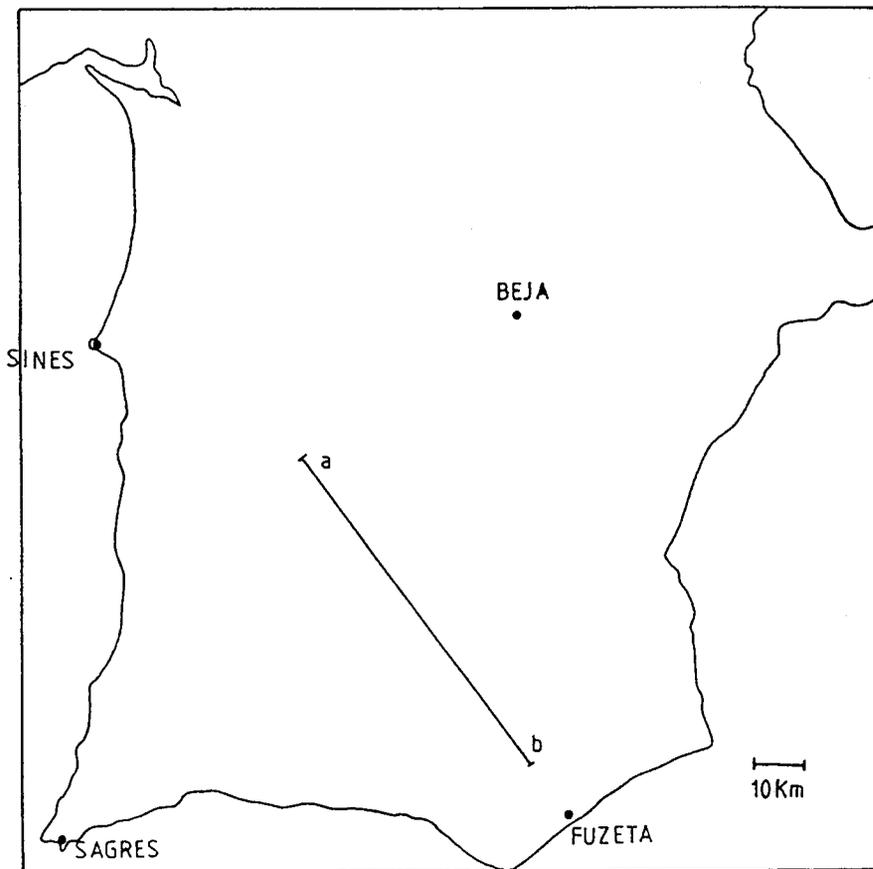


Fig 5.13 Mapa com a localização do perfil estudado no modelo a duas dimensões.

e **2B** (Fig 5.14-II).

O exame da Tabela 5.1 permite-nos concluir que, com exceção do valor obtido em (a) com o modelo **1B**, os valores de temperatura obtidos para a base da crosta, são inferiores às temperaturas de fusão dos respectivos materiais. Os diferentes valores de fluxo de calor gerado na crosta, obtidos com os modelos **2A** e **1A**, vêm pôr em evidência a influência da temperatura na velocidade de propagação das ondas sísmicas e na correspondente geração de calor na crosta.

Os valores do fluxo de calor proveniente do manto (Q_M), obtidos com os modelos **1A** e **2A**, são valores relativamente baixos (em especial os obtidos em b). Os valores de Q obtidos com os modelos **1B** e **2B** são relativamente elevados, ma situam-se dentro do intervalo de valores obtidos em território Europeu (Cermak, 1989). Tal como o fluxo de calor à superfície, o fluxo de calor proveniente do manto apresenta valores mais elevados em (a); devemos no entanto assinalar que a diferença entre os valores

	MOD 1A		MOD 1B		MOD 2A		MOD 2B	
	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
T_c	1000	562	1388	945	681	497	939	713
Q_c	71	61	32	26	79	64	32	26
Q_M	39	13	78	47	31	10	78	48

TABELA 5.1 Resultados obtidos com os modelos a uma dimensão

T_c designa a temperatura na base da crosta

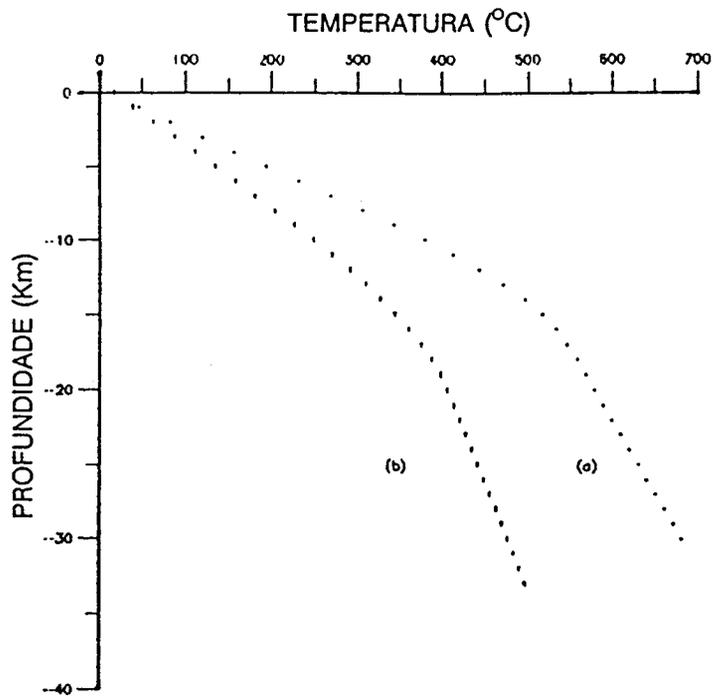
Q_c designa o fluxo de calor originado na crosta

Q_M designa o fluxo de calor proveniente do manto.

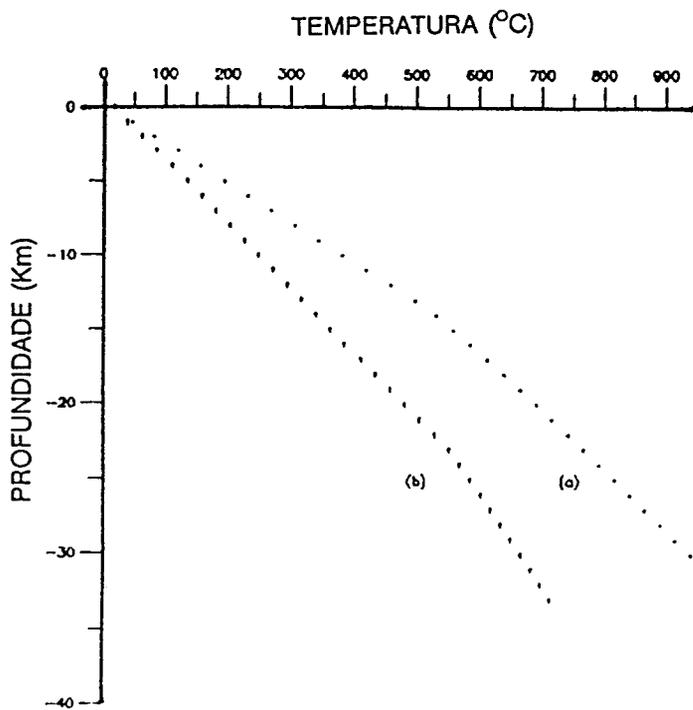
obtidos em (a) e (b) apresenta valores menos elevados na base da crosta, obtendo-se o menor valor com o modelo **2A**.

5.5.3. Modelos a duas dimensões

A existência de um perfil sísmico (Sines-Fuzeta) com o modelo respectivo de



(I)



(II)

Fig 5.14 Temperaturas obtidas para a crosta considerando apenas transferência de calor na direcção vertical, utilizando o modelo 2A (I) ou o modelo 2B (II).



velocidades sísmicas e espessura das diferentes camadas permitiu-nos propor um modelo de condução do calor a duas dimensões (ver Fig 5.13).

A distribuição de temperaturas na crosta até profundidades próximas da Moho, foi obtida através da resolução da equação da condução do calor, a duas dimensões, num meio homogéneo e em regime estacionário

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) = A(x,z) \quad (5.7)$$

sendo $K(x,z)$ a condutividade térmica e $A(x,z)$ a produção de calor.

Foi utilizada a técnica das diferenças finitas e o método de relaxação.

A solução da equação deve satisfazer as seguintes condições fronteira:

-- $T(x,z=0) = T_0(x)$ sendo $T_0(x)$ a temperatura à superfície (no nosso modelo esta temperatura variava entre 15° C e 17° C)

--Nas fronteiras laterais ($x=0$ e $x=L$) o gradiente horizontal de temperatura é nulo

--A temperatura na base da crosta tem um valor fixo

No modelo proposto $L=100$ Km.

O fluxo de calor medido à superfície, nas fronteiras laterais do modelo, é o utilizado em (a) e (b). As distribuições de condutividade térmica (K) e de produção de calor (A), em profundidade, nas fronteiras laterais do modelo, são as utilizadas em 5.5.2. para os modelos a uma dimensão. As temperaturas correspondentes às várias profundidades, nas fronteiras laterais, são as obtidas nos modelos **1A** e **1B**.

Nas partes internas do modelo considerou-se uma variação linear de temperatura.

A distribuição das fontes de calor foi feita utilizando o modelo **A** (Fig. 5.15-I) ou o modelo **B** (Fig. 5.15- II) para as diferentes camadas constituintes da crosta.

Os valores da condutividade térmica utilizados na camada superficial foram extraídos do mapa da condutividade térmica da Fig 5.7. Nas restantes camadas da crosta superior considerou-se que existia uma variação linear da condutividade térmica entre as fronteiras laterais.

O valor da condutividade térmica na crosta inferior foi considerado constante.

Os resultados obtidos para a temperatura na crosta e o fluxo de calor na sua base encontram-se na figura 5.15.

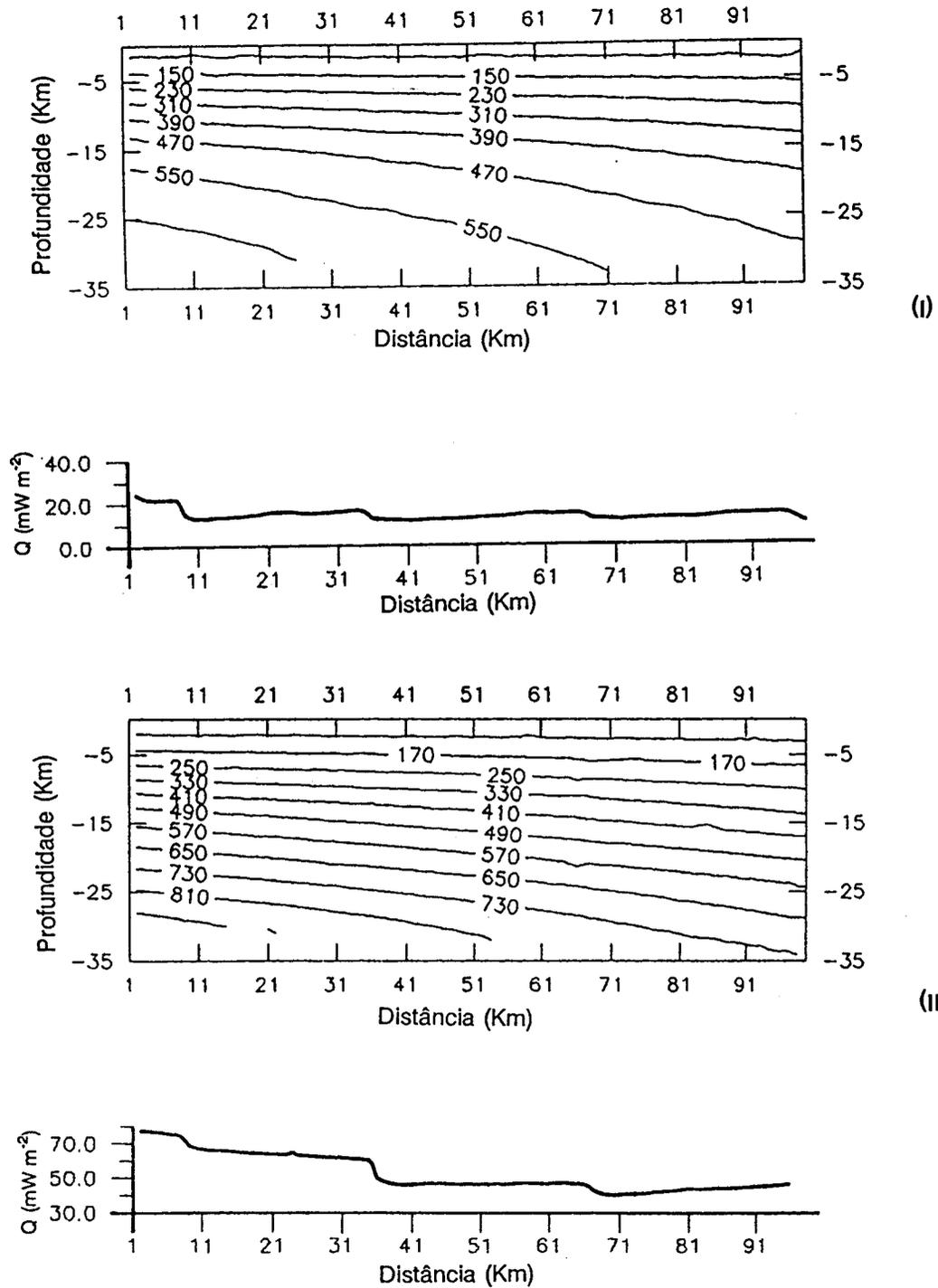


Fig 5.15 Distribuição de temperaturas (em ° C) e fluxo de calor na base da crosta considerando transferência de calor a duas dimensões e utilizando os modelos 2A (I) e 2B (II).

Podemos ver uma distribuição idêntica de temperatura utilizando os dois modelos de fontes de calor.

A temperatura apresenta valores mais elevados na base da crosta de menor espessura. As isotérmicas inclinam-se para maiores profundidades na região onde a crosta apresenta maior espessura..

Os valores do fluxo vertical de calor, calculado para as camadas inferiores da crosta, mostram uma distribuição idêntica nos dois modelos, obtendo-se os valores mais elevados na região onde a Moho se localiza a menor profundidade.

A diferença entre o valor máximo e o valor mínimo é superior à diferença entre os valores obtidos considerando apenas transferência de calor na direcção vertical (modelo a uma dimensão).

Como se vê pelas figuras 5.15-I e 5.15-II a variação do fluxo vertical, obtido nas camadas mais profundas da crosta, ao longo da região em estudo é idêntica nos dois modelos, sendo a diferença entre os valores máximo e mínimo de fluxo de calor mais elevada no modelo B.

5.5.4.Zona Norte do Mapa

Esta região é caracterizada por anomalias acentuadas de fluxo de calor. É a região onde foram obtidos os valores mais elevados de fluxo de calor.

Do ponto de vista tectónico ela inclui parte da fronteira entre a Zona de Ossa Morena e a Zona Sul Portuguesa. É uma região atravessada por numerosas falhas de onde se destacam a falha de Odemira-Ávila e a falha da Vidigueira.

O reduzido número de dados de fluxo de calor existentes nesta região associado á sua complexidade tectónica e geológica, bem como a inexistência de modelos associados a perfis sísmicos na zona impede um estudo mais aprofundado e a obtenção de estimativas da temperatura na base da crosta. Devemos no entanto referir que a região correspondente ao modelo apresentado por Baptista et al (1984), onde camadas, que em geral são constituintes da crosta inferior, se situam praticamente à superfície, é a região com valores de fluxo menos elevados. Os valores mais elevados de fluxo parecem estar associados ao complexo ultrabásico de Beja. Os valores anormalmente elevados aí obtidos juntamente com o facto de se

verificarem gradientes horizontais (de temperatura e de fluxo de calor) acentuados, em toda a Zona Norte (as zonas de Portel e Moura apresentam os valores menos elevados) e o facto de na Carta Hidrogeológica do Sul de Portugal (1989) se verificar que na área de valores elevados de fluxo os terrenos se apresentam fissurados e por vezes com permeabilidade elevada leva-nos a propor que nesta região a transferência de calor não se realize apenas por condução. A circulação de águas profundas na região pode ser um factor importante e a ter em conta em futuros modelos térmicos.

5.6 ALGUNS COMENTÁRIOS

Os modelos apresentados e as hipóteses utilizadas foram os que nos pareceram mais correctos, atendendo à informação disponível sobre a região. Existem no entanto alguns pontos que gostaríamos de focar.

No modelo sísmico utilizado aparecem, em toda a Zona Sul Portuguesa, duas camadas com inversão de velocidades, não se conhecendo a sua origem. Estas inversões não aparecem nos modelos apresentados por Caetano, H. (1983).

A distribuição da produção de calor em profundidade foi deduzida com base na relação entre V_p e A . Para além da discussão existente sobre a validade desta relação (ver ANEXO III) existe ainda o problema das camadas de baixa velocidade. As duas aproximações utilizadas (modelos A e B), que correspondem a situações fronteira, conduziram a resultados coerentes, pelo que não nos é possível com a informação existente optarmos por alguma delas.

A utilização da expressão (5.3) para a distribuição das fontes de calor nas camadas mais externas pode ser posta em causa pelo facto de no modelo sísmico utilizado não nos aparecer a tradicional "crusta granítica" constituinte das camadas mais externas da crosta continental e que se considera como a principal fonte do calor produzido na parte mais externa da Terra.

A utilização de modelos a uma dimensão não nos parece ser a mais desejável devido às variações laterais na condutividade e na produção de calor que provocam a existência de gradientes horizontais de temperatura.

BIBLIOGRAFIA

- AIRES DE BARROS, L.**, 1989. Geothermal resources in Portugal. *Anais da UTAD*, 2, 11-22.
- ARAÚJO, A.**, 1989. Estrutura de uma geotransversal no rio Guadiana entre Moura e Mourão. Trabalho apresentado em Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 92 pp.
- BAPTISTA, M. A., CONTREIRAS, M. L.**, 1984. Novos métodos de processamento de sinais sísmicos-aplicação à campanha do Alqueva. Relatório de estágio. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- BECK, A. E.**, 1957. A steady state method for the rapid measurement of the thermal conductivity of rocks. *J. Sci. Inst.*, 34, 186-189.
- BECK, A. E., JUDGE, A. S.**, 1969. Analysis of heat flow data - I. Detailed observations in a single borehole. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 18, 145-158.
- BECK, A. E.**, 1977. Climatically perturbed temperature gradients and their effect on regional and continental heat flow means. *Tectonophysics*, 41, 17-39.
- BECK, A. E.**, 1988. Thermal properties In: R. Haenel, L. Rybach e L. Stegena (Ed) *Handbook of Terrestrial Heat Flow Determinations*. Kluwer Academic Publishers, 87-124.
- BECK, A. E., BALLING, N.**, 1988. Determination of virgin rock temperatures In: R. Haenel, L. Rybach e L. Stegena (Edit), *Handbook of Terrestrial Heat Flow Determinations*. Kluwer Academic Publishers, 59-85.
- BENFIELD, A. E.**, 1939. The terrestrial heat flow in Great Britain. *Proc. Roy. Soc. London, Ser A*, 173, 428-450.
- BIRCH, F.**, 1948. The effects of Pleistocene climatic variations upon geothermal gradients. *Am. J. Sci.*, 246, 729-760.
- BLACKWELL, D. D., STEELE, J. L., BROTT, C.A.**, 1980. The terrain effect on terrestrial heat flow. *J. Geophys. Res.*, 85, 4757-47

- BULLARD, E.C.**, 1938. The disturbance of the temperature gradient in the Earth's crust by inequalities of height. *Monthly Notices Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl.*, 4, 309-312.
- BULLARD, E. C.**, 1939. Heat flow in South Africa. *Proc. Roy. Soc. London, Ser A*, 173, 474-502.
- BULLARD, E. C.**, 1947. The time necessary for a bore hole to attain temperature equilibrium. *Monthly Notices Roy. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 5, 127-130.
- BULLARD, E. C.**, 1954. The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean. *Proc. Roy. Soc. London, Ser A*, 222, 408-429.
- BUNTEBARTH, G.**, 1980. *Geothermics. An Introduction.* Universitext. Springer Verlag, 144 p.
- CABRAL, J.**, 1986. A Neotectónica de Portugal Continental--Estado actual dos conhecimentos. *Maleo*, vol 2, 14, 3-5.
- CAETANO, H.**, 1983. *Structure Crustale De La Zone Sud Portugaise Et De La Zone Ossa Morena D'Après Les Études de Sismologie Experimentale.* Thèse 3E Cycle. Université Pierre et Marie Curie, 145 pp.
- CALADO, C.**, 1989. Ocorrência de águas termais em Portugal Continental. Algumas condições hidrogeológicas e jurídico-administrativas na sua exploração como recurso geotérmico. *Anais da UTAD*, 2, 85-94.
- CAMELO, S.**, 1987. Fluxo de calor terrestre de Portugal. Relatório Interno do INMG. 72p.
- CAMELO, S.**, 1987. Analysis of bottom-hole temperature and preliminary estimation of heat flow in Portuguese sedimentary basins. *Revista Brasileira de Geofísica*, vol 5, 2, 139-142.
- CARSLAW, H. S., JAEGER, J.C.**, 1959. *Conduction of heat in solids.* Oxford University Press, London, 510p.
- CARVALHOSA, A. B., CARVALHO, A. M. G.**, 1970. Notícia explicativa da folha 43-B (Moura). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- CERMAK, V.**, 1979. Heat flow map of Europe. In: V, Cermak e L. Rybach (Edit.), *Terrestrial Heat Flow In Europe.* Springer Verlag, Berlin, 3-40.
- CERMAK, V.**, 1982. Crustal temperature and mantle heat flow in Europe. *Tectonophysics*, 83, 123-142.
- CERMAK, V.**, 1983. The construction of heat flow density maps. *Zbl. Geol. Palaont.*

Teil I, 57-69.

- CERMAK, V.**, 1989. Crustal heat production and mantle heat flow in Central and Eastern Europe. *Tectonophysics*, 159, 195-215.
- CERMAK, V., BODRI, L., TANNER, B.**, 1990. Deep crustal temperature along the central segment of the EGT. *Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project*, 423-429.
- CHAPMAN, D. S., POLLACK, H. N.**, 1975. Global heat flow: a new look. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 28, 23-32.
- CHAPMAN, D. S., POLLACK, H. N., CERMAK, V.**, 1979. Global heat flow with special reference to the region of Europe. In: V. Cermak e L. Rybach (Edit.), *Terrestrial Heat Flow In Europe*. Springer Verlag, Berlin, 41-48.
- CHAPMAN, D. S., POLLACK, H. N.**, 1980. Global heat flow: spherical harmonic representation. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 61, 383.
- CHAPMAN, D. S., HOWELL, J., SASS, J. A.**, 1984. A note on drillhole depths required for reliable heat flow determinations. *Tectonophysics*, 103, 11-18.
- CLAUSER, C.**, 1984. A climatic correction on temperature gradients using surface temperatures series of various periods. *Tectonophysics*, 41, 17-39.
- CORREIA, A., MACIEL, C., DUQUE, M. R.**, 1979. Estudo das anomalias do gradiente geotérmico e medição do fluxo de calor no território do continente e nos Açores. Relatório de estágio. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 161 p.
- COSTA, F. E.**, (Coord.), 1989. Carta Hidrogeológica Do Sul De Portugal. Escala 1:200 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- DAVIS, E. E., LISTER, C. R. B.**, 1977. Heat flow measured over the Juan de Fuca Ridge: Evidence for widespread hydrothermal circulation in a highly heat transportive crust. *J. Geophys. Res.*, 82, 4845-4860.
- DAVIS, E. E.**, 1988. Oceanic heat flow density. In: R. Haenel, L. Rybach e L. Stegena (Edit.), *Handbook of Terrestrial Heat Flow Determinations*. Kluwer Academic Publishers, 233-260.
- DIAS, R. M.**, 1986. Estudo de um sector do autóctone de Trás-os-Montes Oriental a ENE de Torre de Moncorvo. Trabalho apresentado em Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Faculdade de ciências da Universidade de Lisboa.

- DOMENICO, P. A., PALCIAUSKAS, V. V., 1973.** Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional ground-water flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3803-3814.
- DRURY, M. J., JESSOP, A. M., 1982.** The effect of a fluid-filled fracture on the temperature profile in a borehole. *Geothermics*, 11, 3, 145-152.
- DRURY, M. J., 1984.** Perturbations to temperature gradients by water flow in crystalline rock formations. *Tectonophysics*, 102, 19-32.
- DUPLESSY, J.C., 1979.** L'étude quantitative des climats anciens. *La Météorologie*, 16, 17-34.
- DUQUE, M. R., 1984.** Modelos térmicos da crosta e manto superior. Trabalho apresentado em Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Universidade de Évora.
- DUQUE, M. R., 1987.** Geothermal heat flow anomalies caused by thermal conductivity contrast. *Revista Brasileira de Geofísica*, 5, 2, 111-115.
- DUQUE, M. R., MENDES-VICTOR, L. A., 1988.** Novas determinações de fluxo de calor e temperatura em profundidade no Sul de Portugal. 6ª Conferência Nacional de Física-FÍSICA 88, Aveiro.
- DUQUE, M. R., MENDES-VICTOR, L. A., 1988.** Heat flow and thermal gradients in Portugal. *Proceedings of the 5th Workshop "The Iberian Peninsula"*, Estoril, pp 131-136.
- DUQUE, M. R., MENDES-VICTOR, L. A., 1990.** Algumas relações entre fluxo de calor e outros parâmetros geofísicos obtidos no Sul de Portugal. 7ª Conferência Nacional de Física-FÍSICA 90, Lisboa, 367-368.
- FORSYTH, D. W., 1977.** The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges. *Tectonophysics*, 38, 89-118.
- FOUNTAIN, D. M., 1986.** Is there a relationship between seismic velocity and heat production for crustal rocks ?. *Earth Planet. Sci. Letters*, 79, 145-150.
- GEERTSMA, J., 1971.** Finite-element analysis of shallow temperature anomalies. *Geophys. Prospecting*, 19, 662-681.
- HAENEL, R., RYBACH, L., STEGENA, L., 1988.** Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determinations. Kluwer Academic Publishers.
- HAENEL, R., STAROSTE, E. (EDIT.), 1988.** Atlas of Geothermal Resources In The European Community, Austria And Switzerland. Verlag Th. Schaefer, Hannover.

- LEE, T-C., HENYEY, T. L., 1974.** Heat flow refraction across dissimilar media. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 39, 319-333.
- LEFORT, J. P., ALVEIRINHO DIAS, J., MONTEIRO, J. H., RIBEIRO, A., 1981.** L'Organisation des structures profondes du socle à l'Ouest de la faille Porto-Tomar-Badajoz: Apport des données géophysiques. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, 67, 1, 57-63.
- LISTER, C. R. B., 1972.** On the thermal balance of a midocean ridge. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 26, 515-535.
- LISTER, C. R. B., 1977.** Estimators for heat flow and deep rock properties based on boundary layer theory. *Tectonophysics*, 41, 157-171.
- LUBIMOVA, E. A., 1982.** Heat flow- from the early Earth's history to the present. *Tectonophysics*, 83, 143-149.
- LUHESHI, M. N., 1983.** Estimation of formation temperatures from borehole measurements. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 74, 747-776.
- MANSURE, A. J., REITER, M., 1979.** A vertical groundwater movement correction for heat flow. *J. Geophys. Res.*, 84, B7, 3490-3496.
- MENDES, A., MOREIRA, V. S., MUELLER, St., PRODEHL, C., 1971.** A estrutura da crosta terrestre no sudoeste da Península Ibérica. I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica, Madrid, 333-339.
- MENDES-VICTOR. L. A., 1979.** Utilização da Cartografia Nos Problemas Correntes da Geofísica. Separata do Boletim da Sociedade de Geografia de Lisboa, 263-284.
- MENDES-VICTOR, L. A., CORREIA, A., DUQUE, M. R., MACIEL, C., CAMELO, S., ALMEIDA, L. C., 1982.** Primeiras determinações de fluxo de calor em Portugal. *Boletim Informativo do INMG*, 56, 3-13.
- MENDES-VICTOR, L. A., CAMELO, S., DUQUE, M. R., 1986.** Fluxo de calor em Portugal-Alentejo. 5ª Conferência Nacional de Física-FÍSICA 86, Braga.
- MIDDLETON, M. F., 1979.** A model for bottom hole temperature stabilization. *Geophysics*, 44, 1458-1462.
- MIRANDA, J. M., 1989.** O Levantamento Aeromagnético de Portugal. Contribuição Para o Conhecimento Da Estrutura Geológica Do Continente Português. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 155 pp.

- MISENER, M., BECK, A. E.**, 1960. The measurement of heat flow over land. In: Methods and Techniques in Geophysics, vol 1, Interscience Publishers, New York, 10-61.
- MOUGENOT, D.**, 1988. Géologie de la Marge Portugaise. Thèse de Doctorat D'État ès Sciences Naturelles. Université Pierre et Marie Curie, 257pp.
- MUELLER, S., PRODEHL, C., MENDES, A. S., MOREIRA, V. S.**, 1973. Crustal structure in the southwestern part of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 20, 307-318.
- MUNDRY, E.**, 1974. Harmonic temperature waves in a horizontally layered medium. J. Geophys. Res., 40, 767-773.
- MUNHA, J.**, 1976. Nota preliminar sobre o metamorfismo na Faixa Piritosa Portuguesa. Comunic. Serv. Geol. Portugal, LX, 151-161.
- MUNHA, J.**, 1983. Low grade regional metamorphism in the Iberian Pyrite Belt. Comunic. Serv. Geol. Portugal, 69, 1, 3-35.
- MURPHY, H. D., LAWTON, R. G.**, 1977. Downhole measurements of thermal conductivity in geothermal reservoirs. Journal of Pressure and Vessel Technology, 99, 607-611.
- NICOLAYSEN, L. L., HART, R. J., GALE, N. H.**, 1981. The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville with implications for continental heat flow. J. Geophys. Res., 86, 10653-10661.
- NIELSEN, S. B., BALLING, N.**, 1985. Transient heat flow in a stratified medium. Tectonophysics, 121, 1-10.
- OLIVEIRA, J. T., HORN, M., PAPROTH, E.**, 1979. Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Southern Portugal and on the palaeogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany. Comunic. Serv. Geol. Portugal, t65, 151-168.
- OLIVEIRA, J. T.**, 1983. The Marine Carboniferous of South Portugal: A stratigraphic and sedimentological approach. In: M.J. Lemos de Sousa, J.T. Oliveira (ed), The Carboniferous of Portugal, Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 29, 3-37.

- OLIVEIRA, J. T. (Coord.)**, 1984. Carta Geológica de Portugal, à escala 1:200 000. Notícia Explicativa da Folha 7. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- OLIVEIRA, J. T. (Coord.)**, 1989. Carta Geológica do Sul de Portugal, Escala 1:200 000, Folha 7 e Folha 8. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- PARSONS, B., SCLATER, J. G.**, 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827.
- PERDIGÃO, J., OLIVEIRA, J. T., RIBEIRO, A.**, 1982. Notícia explicativa da folha 44-B (Barrancos). Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- PINET, C., JAUPART, C.**, 1987. The vertical distribution of radiogenic heat production in the precambrian crust of Norway and Sweden: Geothermal implications. *Geophys. Res. Letters*, 14, 3, 260-263.
- POLLACK, H. N., CHAPMAN, D. S.**, 1977. On the regional variation of heat flow geotherms and the thickness of the lithosphere. *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- POLYAK, B. G., SMIRNOV, Y. B.**, 1968. Relationships between terrestrial heat flow and tectonics of continents. *Geotectonics*, 4, 205-213.
- POWELL, W. G., CHAPMAN, D. S., BALLING, N., BECK, A. E.**, 1988. Continental heat-flow density. In: R. Haenel, L. Rybach, I. Stegena (Edit.), *Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination*, Kluwer Academic Publishers, 167-222.
- PRODEHL, C., MOREIRA, V. S., MUELLER, St., MENDES, A. S.**, 1975. Deep seismic sounding experiments in Central and Southern Portugal. XIV General Assembly of the European Seismological Commission, 261-266.
- REITER, M., COSTAIN, J. K., MINIER, J.**, 1989. Heat flow data and vertical groundwater movement, examples from Southwestern Virginia, *J. Geophys. Res.*, 94, B9, 12423-12431.
- REVELLE, R., MAXWELL, A. E.**, 1952. Heat flow through the floor of the Eastern North Pacific Ocean. *Nature*, 170, 199-200.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A.F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D., MONTEIRO, J.H.**, 1979. Introduction à la Géologie Générale Du Portugal, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.

- RIBEIRO, A., SILVA, J. B.,** 1983. Structure of the South Portuguese Zone. In: M.J. Lemos de Sousa e J.T. Oliveira (ed), *The Carboniferous of Portugal*, Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 29, 83-89.
- RIBEIRO, A., SILVA, J. B., DIAS, R., ARAUJO, A., MARQUES, F., MERINO, H., FONSECA, P.,** 1988. Geodynamics and deep structure of The Variscan Fold Belt in Iberia. Fifth EGT Workshop-The Iberian Peninsula, 57-64.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., CABRAL, J., MADEIRA, J., BRUM, A. P., MONIZ, C.,** 1988. Alpine geodynamics of the West-Iberian margin. Fifth EGT Workshop-The Iberian Peninsula, 91-98.
- RINGWOOD, A. E.,** 1979. *Origin of the Earth and Moon*. Springer Verlag.
- ROY, R. F., BLACKWELL, D. D., BIRCH, F.,** 1968. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, 1-12.
- RYBACH, L.,** 1976. Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *Pageoph.*, vol 114, 309-317.
- RYBACH, L., BUNTEBARTH, G.,** 1982. Relationships between the petrophysical properties density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 57, 367-376.
- RYBACH, L., BODMER, Ph.,** 1983. Processing and representation of heat flow density maps. Part II. Construction and contouring of heat flow density maps. *Zbl. Geol. Palaont. Teil I*, 87-92.
- RYBACH, L., CERMAK, V.,** 1987. The depth dependence of heat production in the continental lithosphere, derived from seismic velocities. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 311-314.
- SCHATZ, J. F., SIMMONS, G.,** 1972. Thermal conductivity of earth materials at high temperatures. *J. Geophys. Res.*, 77, 6966-6983.
- SCHERMERHORN, L. J. C., PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E.H., VERDUMEN, E.A.TH., VERSCHURE, R.H.,** 1978. Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geology*, 86, 299-309.
- SCLATER, J. G., FRANCHETEAU, J.,** 1970. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 20, 509-542.

- SCLATER, J. G., JONES, E. J. W., MILLER, S. P., 1970.** The relationship of heat flow, bottom topography and basement relief in Peake and Freen Deaps, Northeast Atlantic. *Tectonophysics*, 10, 283-300.
- SCLATER, J. G., ANDERSON, R. N., BELL, M. L., 1971.** Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, 7888-7915.
- SCLATER, J. G., PARSONS, B., JAUPART, C., 1981.** Oceans and continents: similarities and differences in the mechanisms of heat loss. *J. Geophys. Res.*, 86, 11535-11552.
- SHARPE, H. N., PELTIER, W. R., 1979.** A thermal history model for the Earth with parameterized convection. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 59, 171-203.
- SHEN, P. Y., BECK, A. E., 1986.** Stabilization of bottom hole temperature with finite circulation time and fluid flow. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 86, 63-90.
- SHEN, P. Y., WANG, K., BECK, A. E., 1990.** Two-dimensional inverse modeling of crustal thermal regime with application to East European Geotraverses. *J. Geophys. Res.*, 95, B12, 19903-19925.
- SIBBITT, W. L., DODSON, J. G., TESTER, J. W., 1978.** Thermal conductivity of rocks associated with energy extraction from hot dry rock geothermal systems. In: V. L. Mirkovich (Edit), *Thermal Conductivity 15*, Plenum Publishing Corporation, 399-421.
- SIMMONS, G., HORAI, K., 1968.** Heat flow data 2. *J. Geophys. Res.*, 73, 20, 6608-6629.
- SMITH, L., CHAPMAN, D. S., 1983.** On the thermal effects of groundwater flow. 1. Regional scale systems. *J. Geophys. Res.*, 88, B1, 593-608.
- SOARES DE ANDRADE, A., OLIVEIRA, V., 1983.** Guia das excursões no bordo Sudoeste da Zona de Ossa Morena. Excursão nº3-Transversal Beja-Odivelas-Alvito. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, 69, 2, 273-277.
- STEGENA, L. G., MEISSMER, R. O., 1990.** Heat production and seismic velocity of crustal rocks. *Terra Nova*, 2, 87-90.
- TARANTOLA, A., VALETTE, B., 1982.** Generalized nonlinear inverse problems solved using least squares criterion. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 20, 2, 219-232.
- TORRES, L., LISBOA, M., 1988.** Standardization of gravity and magnetic data of part of Iberia including offshore data. *Proceedings of the Fifth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project-The Iberian Peninsula*, 111-121.

- UYEDA, S.**, 1988. Implications In: R. Haenel, L. Rybach, L. Stegena (edit.), Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination, Kluwer Academic Publishers, 317-351.
- VASSEUR, G., BERNARD, Ph., VAN DE MEULEBROUCK, J., KAST, Y., JOLIVET, J.**, 1983. Holocene paleotemperatures deduced from geothermal measurements. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoacol.*, 43, 237-259.
- VASSEUR, G., LUCAZEAU, F.**, 1985. The problem of heat flow density determination from inaccurate data. *Tectonophysics*, 121, 25-34.
- VEGAS, R., MUÑOZ, M.**, 1976. El contacto entre las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena en el SW de España. Una nueva interpretación. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*, T LX, 31-51.
- VERMA, R. K., HAMZA, V. M., PANDA, P.K.**, 1970. Further study of the correlation of heat flow with age of basement rocks. *Tectonophysics*, 10, 301-319.
- VIGNERESSE, J. L., JOLIVET, J., CUNEY, M., BIENFAIT, G.**, 1988. Étude Géothermique du Massif Armoricaïn. *Hercynica*, IV, 1, 45-55.
- VITORELLO, I., POLLACK, H. N.**, 1980. Continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *J. Geophys. Res.*, 85, 983-995.
- VON HERZEN, R. P., UYEDA, S.**, 1963. Heat flow through the Eastern Pacific ocean floor. *J. Geophys. Res.*, 68, 14, 4219-4250.

ANEXO I

DETERMINAÇÃO DE TEMPERATURAS

I.1 FUROS EM EQUILIBRIO TÉRMICO

As medições de temperatura em profundidade são feitas em furos, galerias de minas ou no fundo de lagos.

Para fazer as medições referidas utilizam-se sondas que têm na sua extremidade o elemento sensor que pode ser constituído por termómetros de quartzo, resistências de platina, termistores ou termopares.

As sondas são introduzidas até à profundidade onde se pretende medir a temperatura e a medição é feita à superfície (alteração de resistência se se utilizarem resistências de platina ou termistores, ou diferenças de potencial se se utilizarem termopares). A determinação da temperatura correspondente é feita através da curva de calibração obtida previamente em laboratório.

A medição de temperatura pode ser feita a intervalos regulares de profundidade (5 ou 10 metros) ou pode ser medida continuamente. Neste último caso a sonda é descida a uma velocidade constante e as medições são realizadas em intervalos de tempo regulares, fixados previamente, e que dependem do dispositivo experimental utilizado. Este método tem a vantagem de nos poder mostrar todas as variações de temperatura que ocorrem no furo e que poderiam passar despercebidas com medições feitas em intervalos de 5 ou 10 metros, mas tem o inconveniente de a sonda não estar, a uma dada profundidade, o tempo necessário para adquirir o equilíbrio térmico com o meio que a rodeia e a temperatura medida pode não ser a real.

Os sensores mais utilizados actualmente, devido à sua pequena massa, baixo custo e características próprias (existem alguns que sofrem uma variação de

resistência acentuada para variações de temperatura de 0.001 ° C) são os termistores. As resistências de platina e os termómetros de quartzo são utilizados sobretudo em laboratório, na calibração de sondas.

1.2 FUROS PERTURBADOS PELOS TRABALHOS DE PERFURAÇÃO

As técnicas descritas referem-se a medições feitas em furos que retomaram a temperatura de equilíbrio existente antes das formações terem sido perturbadas pelos trabalhos de perfuração.

O valor elevado dos custos de perfuração e o facto de em muitos países a lei prever que os furos feitos para gás, petróleo ou outro fim, sejam fechados e selados quando cessam os trabalhos e o furo é abandonado, levou a que se desenvolvessem métodos que permitem utilizar dados de temperatura obtidos, por exemplo, no intervalo dos trabalhos de perfuração ou quando estes terminam.

Nos furos feitos para pesquisa de petróleo ou gás fazem-se medições de temperatura no fundo do furo (BHT-Bottom Hole Temperature) quando páram os trabalhos de perfuração e se fazem diagrafias.

Se a uma dada profundidade existirem várias medições de temperatura obtidas em instantes diferentes, pode-se utilizar um modelo que faça a extrapolação dos dados para $t = \infty$.

O método mais utilizado é o de Horner (Leblanc et al, 1982) que se baseia no modelo apresentado por Bullard (1947).

No modelo de Bullard considera-se que durante a circulação das lamas existe um sumidouro de calor, de forma axial e infinitamente longo, sendo a taxa de extracção de calor $-Q$. O final da circulação das lamas é simulado pela junção de uma fonte de calor com uma taxa de transferência $+Q$.

A solução deste problema, se considerarmos a o raio do furo, será (Bullard, 1947)

$$t(A, T) = t_F + \left(\frac{q}{4\pi K}\right) \ln\left(\frac{\Delta t}{t + \Delta t}\right) \quad (1.1)$$

para $\Delta t > 0$ e

$$\frac{a^2}{4\alpha t} < 1 \quad (1.2)$$

Nesta expressão, $T(a,t)$ designa a temperatura nas paredes do furo de raio a , T_f representa a temperatura real da formação, K a condutividade térmica, α a difusividade térmica, t o tempo de circulação das lamas e Δt o intervalo de tempo que decorre entre o final da circulação e o instante em que se faz a medição de temperatura.

Sempre que para uma dada profundidade existam pelo menos dois valores de temperatura obtidos em instantes diferentes, podemos representar gráficamente T em função de $\ln [\Delta t / (t + \Delta t)]$. A ordenada na origem será o valor de T_f (é este o método de Horner).

Ao utilizar este método deve-se sempre verificar se a condição (1.2) é satisfeita. Para isso é necessário conhecer o raio do furo e verificar se os intervalos de tempo Δt são suficientes para se verificar esta condição.

No método de Horner considera-se que o furo é suficientemente estreito para poder ser considerado como uma fonte linear, e que não existe qualquer contraste entre as propriedades físicas das lamas e as das rochas circundantes.

Os modelos feitos e que consideram estes dois factores podem ser englobados em dois grupos distintos: os que consideram que a temperatura das lamas se mantem constante (Middleton, 1979; Luheshi, 1983) e os que consideram uma fonte de calor de forma cilíndrica constante.

Existe ainda o problema de se considerar que a transferência de calor se realiza apenas por condução. Durante os trabalhos de perfuração a pressão das lamas é superior à pressão dos fluidos existentes nas formações. Este facto dá origem a transferência de fluidos de circulação do furo para as formações adjacentes, havendo portanto transferência de calor e de massa. Em 1983, Luheshi considerou escoamento simétrico e radial e Shen e Beck (1986) consideraram escoamento lateral de fluido num meio homogéneo. A temperatura das lamas foi considerada constante, nos dois modelos.

Beck e Balling (1988) fizeram a comparação de resultados obtidos com o método de Horner, o método de Bullard, o modelo I que considera que a superfície

interna do furo é mantida a uma temperatura constante durante a circulação e o modelo II que considera que durante a circulação se mantem um fluxo constante através da parede do furo ($r=a$) Fig. I.1.

Da comparação de resultados Beck e Balling concluem que os valores de T_r obtidos com o método de Horner são inferiores aos obtidos com outros métodos. O erro aumenta quando diminui o tempo de circulação e quando aumenta a anomalia inicial de temperatura. Como esta anomalia aumenta com a profundidade então os gradientes de temperatura obtidos com o método de Horner são inferiores aos valores reais.

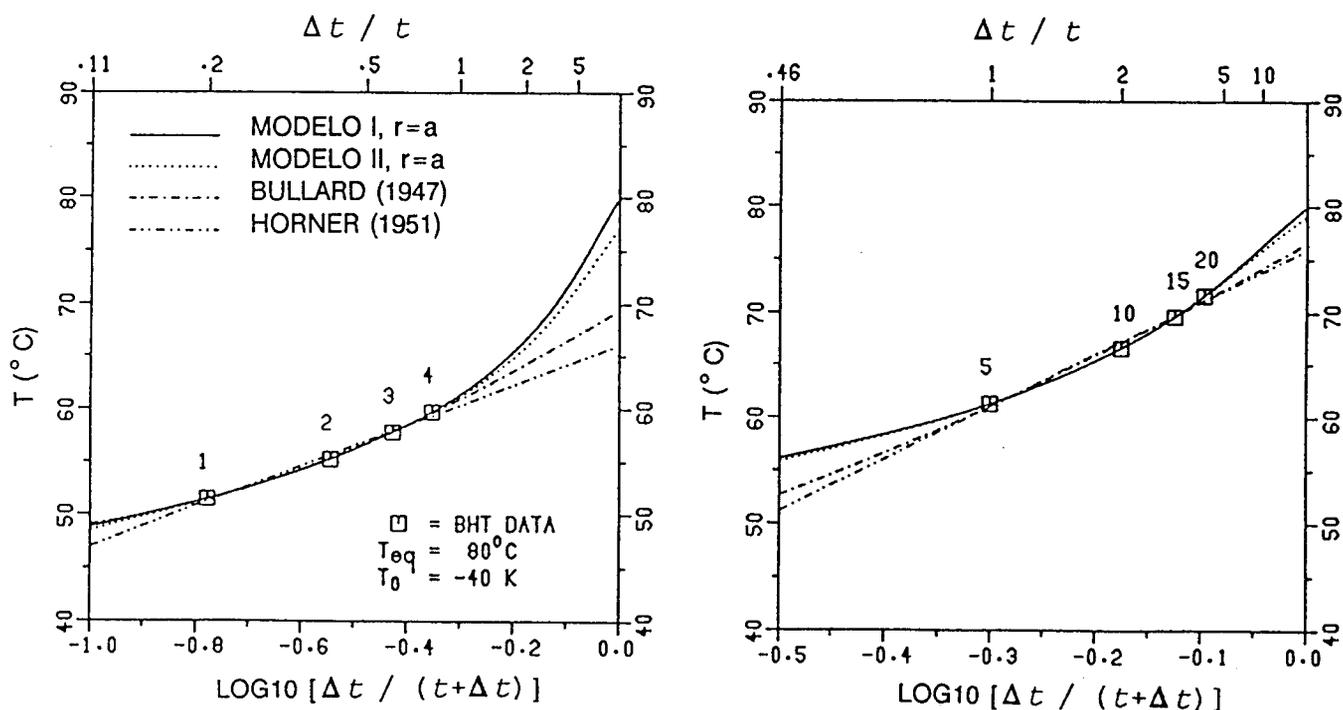


Fig. I.1 Utilização de vários métodos na correcção da temperatura medida no fundo de um furo a seguir aos trabalhos de perfuração. T_0 é a temperatura inicial e T_{eq} é a temperatura de equilíbrio.

ANEXO II

DETERMINAÇÃO DE CONDUTIVIDADES TÉRMICAS

II.1 INTRODUÇÃO

As determinações de condutividade térmica em rochas podem ser feitas em laboratório ou in situ. Em qualquer dos casos teremos uma resistência de contacto entre a amostra e o aparelho utilizado para medir a temperatura, que deverá ser eliminada. Esta resistência de contacto depende de muitos parâmetros incluindo a estrutura da amostra, as dimensões e formas dos grãos que a constituem, os raios de curvatura das superfícies de contacto e as condutividades térmicas dos materiais envolvidos.

Existem, no entanto, técnicas em que, em alguns casos, os efeitos das resistências de contacto se tornam desprezáveis ou susceptíveis de determinação, podendo-se aplicar a respectiva correcção aos valores obtidos.

II.2 MÉTODOS LABORATORIAIS

As amostras utilizadas nestes métodos têm forma cilíndrica ou de pequenos discos.

Os métodos utilizados actualmente permitem obter valores de condutividade térmica em intervalos de tempo relativamente pequenos. As medições são feitas em várias amostras do mesmo tipo de rocha, utilizando-se o valor médio dos resultados obtidos. Os erros associados aos valores de condutividade devem ser inferiores a 5%

As determinações feitas em laboratório baseiam-se em dois processos

distintos: os que consideram determinações em regime estacionário e os que consideram determinações em regime transiente.

Nas determinações em regime estacionário consideram-se, em geral, fluxos longitudinais com transferência de calor apenas numa direcção. Nas determinações em regime transiente podem-se considerar fluxos longitudinais ou fluxos radiais.

II.2.1 Determinações em regime estacionário

Nestes métodos obtém-se directamente o valor da condutividade térmica da amostra a partir da medição do fluxo de calor e do gradiente de temperatura através da amostra.

Os aparelhos mais utilizados para amostras de rocha sólida são os comparadores de condutividades. A ideia de base consiste em comparar a condutividade da amostra em estudo com a de um material de referência existente no sistema.

Os aparelhos utilizados nestas determinações são constituídos essencialmente por duas "fontes" de temperatura, uma "quente" e outra "fria", mantidas a uma temperatura constante, entre as quais são colocadas as amostras. O conjunto é isolado lateralmente para se evitar perdas de energia devido ao fluxo radial. A temperatura é medida nas extremidades das amostras.

Como a distância entre os sensores de temperatura é conhecida, se as perdas laterais de calor forem desprezáveis, o fluxo de calor através do sistema pode ser determinado se se medir o gradiente de temperatura na amostra de referência. O valor do fluxo de calor obtido pode ser utilizado para calcular a condutividade térmica da amostra desconhecida depois de se medir o gradiente de temperatura nas suas extremidades.

O material de referência pode possuir uma condutividade térmica relativamente elevada, e a amostra de referência terá a forma de uma barra cilíndrica com alguns centímetros de comprimento (Misener e Beck, 1960) ou possuir uma condutividade térmica relativamente baixa, por vezes da ordem de grandeza das amostras a medir, utilizando-se então amostras de referência com a forma de um disco com uma espessura idêntica à das amostras de condutividade desconhecida.

Um dos problemas que surgem com a utilização destes métodos é o do

intervalo de tempo necessário para se estabelecer equilíbrio térmico. Existem aparelhos que podem demorar horas a atingir o estado de equilíbrio, mas Beck (1957) apresentou um aparelho em que o estado de equilíbrio era atingido 10 minutos depois de ser feita a montagem.

Os aparelhos descritos são submetidos a pressões da ordem de alguns KPa, para estabilizar o sistema e tornar mais uniformes as resistências térmicas de contacto. Em princípio, a resistência térmica de contacto deveria diminuir à medida que a pressão aumenta mas, em amostras duras existe o perigo de danificar as faces das amostras de referência ou de partir a amostra, e em amostras porosas existe o risco de danificar a estrutura natural da amostra e obter resultados que não correspondem à estrutura real. Uma descrição detalhada destes métodos pode ser obtida em Correia et al (1979).

II.2.2 Determinações em regime transitório

Em geral, a grandeza medida nestes métodos não é a condutividade térmica mas sim a difusividade térmica, sendo por isso necessário fazer a determinação da densidade das amostras e do seu calor mássico para obter o valor da condutividade.

Nestes métodos podem ser utilizados fluxos longitudinais e fluxos radiais. Pode-se, assim, obter valores de condutividade medidos em duas direcções perpendiculares e determinar o grau de anisotropia do material em estudo.

Existem vários métodos transientes para a determinação da condutividade (Correia et al, 1979; Beck, A.E., 1988). Vamos falar apenas dos métodos que utilizam um aquecimento periódico numa face da amostra (método de Angstron) e do método da sonda, por serem os mais utilizados.

Se numa face de uma amostra, que consideramos de dimensão semi-infinita, for aplicada uma perturbação de temperatura de período τ

$$T(x) = T_0 \cos \left(\frac{2\pi t}{\tau} \right) \quad (\text{II.1})$$

a temperatura a uma distância x da superfície será

$$T(x) = T_A + T_o \exp\left(\frac{-2\pi x}{\lambda}\right) \cos\left[2\pi\left(\frac{t}{\tau} - \frac{x}{\lambda}\right)\right] \quad (11.2)$$

sendo T_A um termo transiente e λ o comprimento de onda.

O local onde são feitas as medições de temperatura deve ser suficientemente afastado da face não perturbada de modo a ser satisfeita a condição de sólido semi-infinito. Se tal não for possível devem ser aplicadas correcções de modo a introduzir os efeitos das fronteiras (Carslaw e Jaeger, 1959).

Da equação (11.2) podemos concluir que num ponto a uma distância x da face que sofreu a variação de temperatura se nota uma diminuição de amplitude dada por $T_o \exp[-\chi(\pi/\alpha\tau)^{1/2}]$, existe um desfazamento $\theta = \chi(\pi/\alpha\tau)^{1/2}$ e a perturbação propaga-se a uma velocidade $v = 2(\pi\alpha/\tau)^{1/2}$. O valor da difusividade térmica α pode ser obtido medindo as amplitudes ou as diferenças de fase em relação à perturbação inicial.

No método da sonda utiliza-se uma transferência radial de calor. Neste método utiliza-se uma sonda que fornece calor à amostra, a uma taxa constante. É um método muito utilizado porque para valores de r igual a 0,5 ou 1,5 mm, a condutividade ou a difusividade térmica podem ser obtidas em intervalos de 2 ou 3 minutos.

Estes métodos têm a desvantagem de a transferência de calor se verificar numa parte restrita da amostra. Se o meio for heterogéneo poderemos obter valores irreais.

As amostras devem ser suficientemente longas para que se possa ignorar a condução axial de calor, e o seu raio deve ser suficientemente grande para que possa ser considerado matematicamente infinito, pelo menos no intervalo de tempo necessário para a medição.

A sonda é introduzida no furo feito na amostra, e no instante $t=0$ começa a ser fornecido calor à amostra e começam a ser feitas medições de temperatura em intervalos de tempo regulares.

O furo e a sonda devem ser construídos de modo a haver um bom contacto térmico entre eles. Nestas condições, e se considerarmos uma sonda de raio r suficientemente pequeno e fornecendo calor a uma taxa Q por unidade de comprimento e por unidade de tempo teremos (Carslaw e Jaeger, 1959)

$$\Delta T = \frac{Q}{4\pi K} E_i [r^2/(4\alpha t)] \quad (II.3)$$

sendo E_i a função de erro.

Para intervalos de tempo elevados esta expressão pode ser aproximada por

$$\Delta T = \frac{Q}{4\pi K} [\ln t + \ln(4\alpha/r^2) - 0.5772] \quad (II.4)$$

Se num gráfico representarmos T em função de $\ln t$, obteremos uma recta de declive $Q/4\pi K$.

O diâmetro da sonda, o seu comprimento e os materiais utilizados devem ser seleccionados de modo a minimizar os desvios de uma fonte linear ideal. Numa primeira aproximação a expressão (II.4) pode ser utilizada se $t \gg r_f^2/\alpha$ sendo r_f o raio do furo.

II.3 MEDIÇÕES DE CONDUTIVIDADE TÉRMICA IN SITU

Os métodos laboratoriais utilizam amostras obtidas em furos ou galerias. Devido às suas dimensões essas amostras podem não ser representativas das formações existentes ou não cobrir toda a zona em estudo, principalmente em zonas de fractura ou zonas alteradas da crosta. As pressões verificadas na crosta são bastante diferentes das utilizadas em laboratório.

Com o fim de evitar os problemas expostos têm sido feitas medições in situ. O método da sonda, já descrito para medições em laboratório, é o mais utilizado. Surgem no entanto problemas que têm que ser resolvidos.

O comprimento das sondas deverá ser 15 a 30 vezes superior ao diâmetro do furo, sendo o comprimento utilizado para fins geotérmicos cerca de 4 metros (Murphy e Lawton, 1977). Para obter variações de temperatura de alguns graus por hora em sondas com estas dimensões é necessário aplicar diferenças de potencial elevadas, havendo problemas de isolamento que são agravados pelas temperaturas elevadas obtidas em alguns furos profundos.

Como é difícil assegurar um contacto bom e uniforme entre as paredes da sonda e as paredes do furo, os períodos de aquecimento têm que ser maiores.

Devem ser considerados também os erros introduzidos pela presença de fluido entre a sonda e a parede do furo. É difícil fazer a correção destes erros devido à existência de fenómenos de convecção no fluido, induzidos pelo aquecimento da sonda.

Esta técnica tem a vantagem de abranger um grande volume de rocha devido ao comprimento da sonda e ao intervalo de tempo em que decorre a experiência; ela pode ser útil em furos onde não existam amostras ou onde a condutividade térmica apresente variações acentuadas com a temperatura ou com a pressão.

II.4 DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE TÉRMICA ATRAVÉS DO CONTEÚDO MINERALÓGICO

A condutividade térmica de uma rocha depende das condutividades, conteúdo e distribuição dos seus constituintes. Os constituintes são grãos de minerais no estado sólido, fronteiras entre grãos e fendas de dimensão e formas várias que por vezes estão preenchidas com fluidos.

Na literatura apareceram várias expressões para o cálculo da condutividade de uma amostra a partir da condutividade de cada um dos seus constituintes.

Os modelos mais conhecidos são o da condutividade em série

$$K_s = \left[\sum_{r=1}^n (\phi_r / K_r) \right]^{-1} \quad (II.5)$$

sendo ϕ_r a fracção volumétrica do constituinte r com condutividade K_r , e o da condutividade em paralelo

$$K_p = \sum_{r=1}^n \phi_r K_r \quad (II.6)$$

No modelo de Hashin e Shtrickman (Drury e Jessop, 1983) a condutividade máxima K_u de um sistema multicomponente é dada por

$$K_u = K_{\max} + A_{\max} / (1 - \alpha_{\max} A_{\max}) \quad (II.7)$$

sendo

$$K_{\max} = \max(K_1, K_2, \dots, K_n) \quad (11.8)$$

$$A_{\max} = \sum_{K_r \neq K_{\max}}^n [(K_r - K_{\max})^{-1} + \alpha_{\max}]^{-1} \phi_r \quad (11.9)$$

$$\alpha_{\max} = (3K_{\max})^{-1} \quad (11.10)$$

K_1, K_2, \dots, K_n representam as condutividades térmicas dos constituintes 1, 2, ..., n respectivamente.

Existem expressões semelhantes para o cálculo da condutividade mínima.

Nenhum dos modelos descritos descreve adequadamente o arranjo dos grãos, as fronteiras entre eles, etc. Existem vários métodos que permitem considerar a existência de uma fase fluida e que dependem do modo como o fluido está distribuído na matriz sólida. As expressões mais simples consideram um arranjo plano de fases com conductâncias em série ou paralelo, mas só são significantes se a rocha for homogénea e contiver fendas bem orientadas. Se o fluido tiver uma condutividade inferior à da matriz, a condutividade máxima do modelo de Hashin-Shtrickman corresponde ao caso de bolhas preenchidas com fluido e dispersas na matriz sólida. A condutividade inferior corresponde a esferas sólidas imersas numa matriz contínua de fluido. A média dos dois valores corresponderá a uma situação intermédia.

ANEXO III

DETERMINAÇÃO DA PRODUÇÃO DE CALOR DEVIDO À EXISTÊNCIA DE ELEMENTOS RADIOACTIVOS

A determinação da produção de calor na crosta, devido à existência de elementos radioactivos, é feita geralmente em laboratório, em amostras de rochas obtidas à superfície da Terra ou em furos.

Todos os elementos radioactivos fornecem calor à crosta, mas a contribuição de alguns é muito pequena, e assim, considera-se que apenas as contribuições do U^{238} , U^{235} , Th^{232} e K^{40} são significativas.

Segundo Rybach (1976) a produção de calor numa dada rocha, pode ser calculada utilizando a expressão

$$A=10^{-5}\rho(9,52C_U+2,56C_{Th}+3,48C_K) \quad (III.1)$$

desde que se conheçam as concentrações do Urânio (C_U) do Tório (C_{Th}) e do Potássio (C_K) e a respectiva massa volúmica (ρ).

Na expressão (III.1), a produção de calor A vem espessa em μWm^{-3} , o valor de ρ em Kgm^{-3} , as concentrações de U e Th em p.p.m. (1 p.p.m. = 10^{-6} Kg Kg^{-1}) e a concentração de K em percentagem.

Existem várias técnicas de análise que permitem determinar as concentrações destes elementos. Para o Urânio e Tório temos: fluorimetria, fluorescência de raios x, espectrometria, análise de activação, espectrometria de massa, espectrometria de raios gama. A concentração de Potássio pode ser determinada por absorção atómica, fluorescência de raios x, análise de activação, espectrometria de massa e espectrometria de raios gama. Dos métodos mencionados só a espectrometria de raios γ , é que permite obter as concentrações de U, Th e K simultaneamente. É o método mais utilizado.

As amostras, são constituídas por rochas pulverizadas provenientes da superfície da Terra ou de furos, que são introduzidas em caixas de plástico ou alumínio para serem posteriormente analisadas. O tempo de análise varia com as dimensões da amostra e o dispositivo utilizado, não devendo a massa da amostra ser superior a 1 Kg nem o tempo de análise ser superior a um dia.

O equipamento consiste essencialmente em um ou vários detectores de radiação γ e num analisador de canais. Depois de obtido o espectro, pode-se calcular a concentração dos vários elementos, sabendo-se que os picos correspondentes ao U, Th e K são 1.46, 2.62, e 1.76 Mev respectivamente.

Medições radiométricas feitas em aviões, utilizando espectrometria de raios γ , podem ser utilizadas para determinar as produções de calor respectivas e cartografá-las. A profundidade a que se referem estas medições é bastante reduzida (cerca de 1 metro, para rocha consolidada) e por isso o método não é muito utilizado. Para profundidades elevadas, e quando se não tem acesso a amostras, têm que se utilizar métodos indirectos para obter a produção de calor.

A distribuição de calor provocado, em profundidade, pelos elementos radioactivos da crosta superior, pode ser feita através da relação existente entre fluxo de calor e produção de calor obtidos à superfície (Roy et al, 1968--ver Cap 1). Lachenbruch (1970) propôs um modelo para a distribuição vertical de calor em profundidade.

Um outro método consiste em fazer o estudo de secções verticais da crosta que estão expostas, e determinar directamente um perfil vertical médio da produção de calor (Nicolaysen et al, 1981; Pinet e Jaupart, 1987). Neste método é difícil saber qual a validade da média feita. Os valores obtidos devem ser comparados com os dados de fluxo de calor e mostrar resultados compatíveis com os processos de condução de calor (Jaupart, 1983).

Rybach e Buntebarth (1982) deduziram uma relação entre a produção de calor (A) e a velocidade de propagação das ondas sísmicas (V_p)

$$\ln A = 16.5 - 2.74 V_p \quad (\text{III.2})$$

que foi obtida utilizando dados laboratoriais para uma pressão de 50 MPa, à temperatura ambiente.

Os mesmos autores apresentaram uma relação entre a massa volúmica das

rochas (ρ) e a produção de calor (A)

$$\ln A = 22.5 - 8.15\rho$$

(III.3)

Estas relações são postas em causa por Fountain (1986) e Kern e Siegesmund (1989) que apresentam dados onde não se verifica a relação dizendo que ela não se verifica porque a velocidade sísmica e a massa volúmica estão relacionadas com os minerais principais existentes nas rochas enquanto a produção de calor (ou concentração em U, Th e K) pode ocorrer em concentrações elevadas em minerais com um volume tão pequeno nas rochas que a sua influência na massa volúmica e na velocidade sísmica é desprezável, mas que podem influenciar fortemente a produção de calor.

