



UNIVERSITAT^{DE}
BARCELONA

Determinació de gradients geotèrmics a Catalunya: gènesi de les anomalies i interpretació del règim tèrmic

Manel Fernàndez i Ortiga



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 4.0. Spain License.**

**DETERMINACIÓ DE GRADIENTS GEOTÈRMICS
A CATALUNYA. GÈNESI DE LES ANOMALIES I
INTERPRETACIÓ DEL RÈGIM TÈRMIC.**

Manel Fernàndez i Ortiga

Barcelona, octubre 1988

Memòria presentada al Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia de la Universitat de Barcelona per a optar al grau de Doctor en Ciències Físiques.

Vist-i-plau



Enric Banda i Tarradellas

Director de la Tesi



Manel Fernàndez i Ortiga

Aquest treball és el resultat d'un projecte de cartografia geofísica del gradient geotèrmic a Catalunya, realitzat i finançat a iniciativa del Servei Geològic de Catalunya.

Barcelona, octubre de 1988

AGRAÏMENTS

La confecció d'aquest treball ha estat possible mercès a la col.laboració desinteressada de nombroses persones i institucions a les quals voldria donar el meu agraiement.

En primer lloc, vull agrair al Professor E. Banda, director d'aquesta tesi, la gran quantitat de temps i interès que m'ha dedicat.

Al Servei Geològic de Catalunya, institució que ha posat al meu abast tots els recursos tècnics i econòmics necessaris i, en especial, al seu Cap, el Dr. Cai Puigdefàbregas.

A l'Instituto Geológico y Minero de España, i en particular a C. Garcia de la Noceda, per facilitar les dades tèrmiques corresponents als sondatges petrolers.

Al Dr. E. Rojas, Catedràtic del Departament d'Estructura i Constituents de la Matèria de la Universitat de Barcelona, pel seu ajut i suggeriments en les tècniques de mesura de temperatura.

A tots els Ajuntaments, empreses perforistes i persones anònimes, propietaris de pous d'abastament d'aigua, que amb la seva informació i col.laboració han facilitat la tasca d'adquisició de les dades.

En general, a tots els companys del Servei Geològic de Catalunya que d'una o altra manera han contribuït, amb les seves observacions i paciència, a l'elaboració d'aquest treball. En particular, a Natàlia i Olga que s'han encarregat de l'edició del text i en Pere per la delineació de les figures i el seu assessorament.

Finalment, vull agrair de forma molt especial l'enorme disponibilitat i suport que de forma contínua he rebut per part dels meus companys Montserrat i Hermann. El fet que la pràctica totalitat del software emprat hagi estat desenvolupat per Hermann Zeyen mereix un esment particular.

RESUM

En aquest treball es presenta l'elaboració del mapa de gradients geotèrmics de Catalunya i la seva interpretació geofísica.

La confecció d'aquest mapa s'ha realitzat a partir de 237 punts de mesura, dels quals 137 corresponen a pous d'abastament d'aigua i 100 a sondatges petrolers localitzats, gran part d'ells, a la zona de plataforma. La determinació del gradient geotèrmic als pous d'abastament s'ha fet mitjançant una termoresistència de platí Pt-100 amb quatre conductors i prenent una lectura cada 10 m. La sensibilitat i precisió de les mesures és de 0.01 K i 0.05 K respectivament.

El mapa obtingut té un interval entre isolínies de 5 mK m^{-1} i una resolució mitjana de 25 km. Les correccions degudes als efectes topogràfic i paleoclimàtic suposen un increment mig de 1 a 4 mK m^{-1} sense modificar, de forma apreciable, les tendències generals.

En la interpretació de les dades s'ha desenvolupat un model litosfèric a través dels Pirineus i la Conca Balear, que ha permès copsar la influència dels diferents paràmetres que regeixen el seu règim tèrmic. Tanmateix, s'han assajat diferents models per a explicar les anomalies tèrmiques regionals i locals més importants i establir els possibles mecanismes que les produeixen.

Dels resultats obtinguts es desprèn que la tendència general que mostra el gradient tèrmic a augmentar en direcció NW-SE pot ser deguda al progressiu aprimament litosfèric entre els Pirineus i el Solc de València.

D'altra part, l'anomalia tèrmica regional que afecta la meitat sud del litoral català, és interpretada com un fenòmen de convecció forçada amb circulació profunda d'aigua a través dels materials calcaris presents a la zona. Igualment, el conjunt d'anomalies tèrmiques detectades a la Depressió d'Osona, està determinat per un complex règim hidràulic a través del reompliment sedimentari relacionat, alhora, amb un sistema de falles que afecta la Depressió.

Per últim, de l'anàlisi quantitativa realitzada a l'anomalia de La Garriga-Samalús, es desprèn que les anomalies tèrmiques locals de gran intensitat i associades a fonts termals, presents al llarg de les Serres i Depressions Costaneres i els Pirineus, corresponen a processos de circulació subterrània d'aigua de petita escala, i sota condicions geològiques molt específiques.

En general doncs, es dedueix que el règim tèrmic en els primers quilòmetres de l'escorça està fortament influenciat per fenòmens convectius. Aquestes perturbacions poden arribar a enmascarar totalment els efectes tèrmics associats a processos geodinàmics més profunds.

RESUMEN

En este trabajo se presenta la elaboración del mapa de gradientes geotérmicos de Catalunya y su interpretación geofísica.

La confección de este mapa se ha realizado a partir de 237 puntos de medición, de los cuales 137 corresponden a pozos de abastecimiento de agua y 100 a sondeos petroleros localizados, en gran parte, en la zona de plataforma.

La determinación del gradiente geotérmico en los pozos de abastecimiento se ha efectuado mediante una termoresistencia de platino Pt-100 con cuatro conductores y tomando una lectura cada 10 m. La sensibilidad y precisión de las mediciones son de 0.01 K y 0.05 K, respectivamente.

El mapa obtenido tiene un intervalo entre isolíneas de 5 mK m^{-1} y una resolución media de 25 km. Las correcciones debidas a los efectos topográfico y paleoclimático suponen un incremento medio de 1 a 4 mK m^{-1} sin modificar, de forma apreciable, las tendencias generales.

En la interpretación de los datos se ha desarrollado un modelo litosférico a través de los Pirineos y la Cuenca Balear, que ha permitido establecer la influencia de los distintos parámetros que determinan su régimen térmico. Asimismo, se han ensayado diferentes modelos para explicar las anomalías térmicas regionales y locales más importantes y para determinar los posibles mecanismos que las producen.

De los resultados obtenidos se desprende que la tendencia general que muestra el gradiente térmico aumentando en dirección NW-SE puede ser debida al progresivo adelgazamiento litosférico entre los Pirineos y el Surco de Valencia.

Por otra parte, la anomalía térmica regional que afecta a la mitad sur del litoral catalán, es interpretada como un fenómeno de convección forzada con circulación profunda de agua a través de materiales calcáreos. Igualmente, el conjunto de anomalías térmicas detectadas en la Depresión de Osona, está determinado por un complejo régimen hidráulico a través de la cobertera sedimentaria, relacionado a su vez, con un sistema de fallas que afecta a la depresión.

Por último, del análisis cuantitativo realizado en la anomalía de La Garriga-Samalús, se desprende que las anomalías térmicas locales de gran intensidad y asociadas a fuentes termales, presentes a lo largo de las Sierras y Depresiones Costeras y los Pirineos, corresponden a procesos de circulación subterránea de agua a pequeña escala, y bajo condiciones geológicas muy específicas.

En general pues, se deduce que el régimen térmico en los primeros kilómetros de la corteza está fuertemente influenciado por fenómenos convectivos. Estas perturbaciones pueden llegar a enmascarar totalmente los efectos térmicos asociados a procesos geodinámicos más profundos.

ABSTRACT

The present work describes the elaboration of the map of geothermal gradients of Catalonia and its geophysical interpretation.

The data were acquired at 237 points, consisting of 137 water wells onshore and 100 oil wells, most of which are situated offshore on the continental platform. The geothermal gradient was obtained measuring the temperature every 10 m with a four wire platinum thermoresistance Pt-100 of 0.01.K resolution. The precision of the temperature measurements is considered to be 0.05 K. The isoline interval of the presented map is 5 mK m⁻¹ with a mean spatial resolution of 25 km. The topographic and paleoclimatic corrections generally increase the gradients in about 1-4 mK m⁻¹ without changing considerably the main features of the map.

The interpretation was aborded at diferent scales: A lithospheric model across the Pyrenees and the Valencia Trough allows the study of the influence of some parameters which control the conductive thermal regime at this scale. Moreover, some models have been calculated in order to explain the most important regional and local anomalies and to detect their source mecanisms.

The results show that the general increase of the thermal gradient towards the SE may be due to a decrease in the thickness of the lithosphere in the same direction between the Pyrenees and the Valencia Trough.

The regional thermal anomaly which affects the southern half of the Catalan coastal area is interpreted by forced water convection through deep reaching limestone layers. Also the anomaly pattern in the Osona Depression is produced by a complex hydraulic regime in the sedimentary cover related to a fault system affecting the depression.

Finally, a cuantitative analysis of the anomaly of La Garriga-Samalús indicates that the local thermal anomalies of high amplitude associated to thermal springs which are situated along the Catalan Coastal Range and the Pyrenees correspond to processes of subsurface small scale water circulation in very specific geologic conditions.

In conclusion, the thermal regime of the uppermost few kilometers of the crust is strongly influenced by convective phenomena. These perturbations can reach amplitudes which totally mask the thermal effects associated to deep geodynamic processes.

ÍNDIX

CAPÍTOL I. INTRODUCCIÓ GENERAL

Introducció	1
I.1 Transport de calor a través de la litosfera	1
I.2 Variacions superficials del gradient geotèrmic	2
I.3 Àmbit geogràfic i característiques de la zona d'estudi	3
I.4 Antecedents i objectius	4

CAPÍTOL II. RÈGIM TÈRMIC A LA LITOSFERA. TEORIA

Introducció	7
II.1 Equació general de transport de calor	8
II.1.1 Règim transitori. Emmagatzemament de calor	9
II.1.2 Processos de generació de calor	10
II.1.3 Circulació de fluids	11
II.2 Equació de flux d'un fluid	12
II.3 Mètodes numèrics. Elements finits	15
II.3.1 Equació de flux	16
II.3.2 Equació de transport	19
II.3.3 Acoblament de les equacions de flux i transport de calor	20
II.4 Conclusions	21

CAPÍTOL III. TÈCNIQUES DE MESURA DEL GRADIENT GEOTÈRMIC

Introducció	23
III.1 Determinacions de temperatura a sondatges petrolers	24
III.2 Mesures a pous d'aigua	26
III.3 Instruments i procediment de mesura	28
III.4 Conclusions	31

CAPÍTOL IV. CORRECCIONS APLICABLES A LES MESURES DE GRADIENTS GEOTÈRMICS

Introducció	33
IV.1 Efectes diari i estacional	34
IV.2 Efecte paleoclimàtic	36
IV.3 Efecte topogràfic	41
IV.4 Efectes d'erosió, sedimentació i aixecament	46
IV.5 Altres efectes	56
IV.5.1 Canvis de conductivitat tèrmica del medi	57
IV.5.2 Presència del mar	59
IV.6 Conclusions	60

CAPÍTOL V. ADQUISICIÓ DE DADES

Introducció	63
V.1 Plantejament de la campanya de mesures	63
V.2 Dades auxiliars.	65
V.3 Tractament de les dades	69

V.4	Presentació de les dades70
V.5	Conclusions	74

CAPÍTOL VI. RÈGIM TÈRMIC SUPERFICIAL A CATALUNYA

Introducció	75
VI.1 Descripció geològica	75
VI.2 Criteris generals d'interpretació79
VI.2.1 Variacions laterals	79
VI.2.2 Variacions verticals	80
VI.3 Mapa de gradients tèrmics a Catalunya83
VI.4 Conclusions86

CAPÍTOL VII. MODELITZACIÓ LITOSFÈRICA

Introducció87
VII.1 Model cortical88
VII.2 Conductivitat tèrmica91
VII.3 Producció radiogènica de calor92
VII.4 Gruix litosfèric94
VII.5 Model litosfèric96
VII.6 Anàlisi paramètrica del model99
VII.7 Conclusions	101

CAPÍTOL VIII. ANOMALIES TÈRMiques REGIONALS

Introducció	103
VIII.1 Circulació d'aigua a gran escala. Convecció forçada	103
VIII.2 Anomalia tèrmica de la Depressió d'Osona	107
VIII.2.1 Situació geològica	108
VIII.2.2 Mesures de gradient geotèrmic	112
VIII.2.3 Interpretació termomètrica	113
VIII.3 Anomalia tèrmica del Baix Ebre-Montsià i Plataforma continental	117
VIII.3.1 Situació geològica	117
VIII.3.2 Mesures de gradient geotèrmic	118
VIII.3.3 Model numèric	121
VIII.4 Conclusions	126

CAPÍTOL IX. ANOMALIES TÈRMiques LOCALS

Introducció	129
IX.1 Gènesi de les anomalies tèrmiques locals	129
IX.2 Les fonts termals a Catalunya. Situació i característiques	130
IX.3 Mecanismes generadors d'anomalies tèrmiques locals	134
IX.3.1 Generació de calor per fricció tectònica	134
IX.3.2 Dissipació de calor per intrusió magmàtica	136
IX.3.3 Processos de convecció lliure	139
IX.3.4 Processos de convecció forçada	141
IX.4 L'anomalia tèrmica de La Garriga-Samalús	142
IX.4.1 Situació geogràfica i context geològic	144
IX.4.2 Models geotèrmics	146
IX.4.2.1 Fricció tectònica	146
IX.4.2.2 Intrusió magmàtica	148

IX.4.2.3	Convecció lliure	150
IX.4.2.4	Convecció forçada	151
IX.5	Conclusions	155
CAPÍTOL X. CONCLUSIONS GENERALS		157
X.1	Adquisició de dades i cartografia	157
X.2	Interpretació geotèrmica	158
X.2.1	Interpretació litosfèrica	158
X.2.2	Anomalies tèrmiques regionals	159
X.2.3	Anomalies tèrmiques locals	159
X.3	Perspectives	160
REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES		163
ANNEXES		173

CAPÍTOL I

INTRODUCCIÓ GENERAL

INTRODUCCIÓ

El coneixement de l'evolució tèrmica a l'interior de la Terra juga un paper fonamental en l'estudi i enteniment dels diferents processos geodinàmics ja que, en última instància, aquests són la resposta mecànica a les diferents formes d'alliberament de la seva energia calorífica. Per definició, el paràmetre que expressa la variació de la temperatura del subsòl amb la profunditat és el gradient geotèrmic el qual, a la part més exterior de l'escorça, presenta un valor mig de 30 mK m^{-1} amb importants variacions, tant laterals com verticals, les quals poden ser inclús, de més d'un ordre de magnitud. Aquestes variacions però, tenen dues components: una de petita longitud d'ona (desenes de quilòmetres lateralment i centenars de metres verticalment) i una altra de longitud d'ona molt més gran (centenars de quilòmetres lateralment i desenes de quilòmetres verticalment). Les primeres són, en general, les de més intensitat i estan associades a processos superficials que tenen lloc a la part més superior de l'escorça; en canvi, les altres són molt més febles i estan associades a processos geodinàmics profunds.

I.1 TRANSPORT DE CALOR A TRAVÉS DE LA LITOSFERA

Des del punt de vista tèrmic, la litosfera pot ser definida com la part més exterior de la Terra on el transport de calor s'efectua fonamentalment per conducció. Això implica que la seva estructura presenta un comportament essencialment rígid impedit processos convectius de gran escala. No obstant, la distribució de temperatures al seu interior està condicionada per diversos factors: aportació de calor des de l'astenosfera, generació de calor deguda a la desintegració radiactiva d'elements al seu interior, conductivitat tèrmica i gruix de la pròpia litosfera. És evident que qualsevol procés geodinàmic que variï la distribució o els valors inicials d'aquests paràmetres afectarà el règim tèrmic.

En particular, la litosfera pot ser deformada en resposta als diferents processos tectònics (subducció, rifting, etc.) produint importants diferències en el seu espesor. D'altra part, la distribució dels elements radiogènics pot ser modificada per processos d'intrusió i diferenciació magmàtica i per processos d'erosió, sedimentació i circulació profunda d'aigua subterrània. En tots aquests casos, degut a l'extensió i profunditat dels processos, la variació produïda sobre el gradient geotèrmic serà de baixa intensitat i freqüència.

I. 2 VARIACIONS SUPERFICIALS DEL GRADIENT GEOTÈRMIC

Per raons d'índole tecnològica, les determinacions del gradient geotèrmic es realitzen a profunditats màximes d'alguns milers de metres, sent el més freqüent que aquestes assoleixin valors de tant sols algunes desenes o centenars de metres. En aquesta part més superficial de la litosfera és on el règim tèrmic és més complexe ja que està afectat per una gran quantitat d'efectes pertorbadors de petita longitud d'ona.

En principi, la presència d'aigua subterrània modificarà la forma de transport de calor, afegint-hi una component convectiva. La magnitud d'aquest efecte depèn del gradient hidràulic, del gradient tèrmic i de la permeabilitat del medi, així com de l'estructura geològica de la zona. En general, la quantitat de calor transportada per convecció és molt superior a la transportada simplement per conducció, motiu pel qual les anomalies tèrmiques de més gran intensitat estaran associades, en general, a aquests tipus de processos. Els canvis laterals en la morfologia, litologia i estructura geològica donen lloc als diferents circuits convectius els quals, i degut a la variabilitat d'aquests factors, tindran una extensió quasi sempre inferior al centenar de quilòmetres depenent, obviament, de cada zona.

D'altra part, la distribució de temperatures en profunditat pot ésser afectada per modificacions en la temperatura superficial degut a variacions estacionals, paleoclimàtiques, topogràfiques, processos d'erosió, sedimentació, aixecament, enfonsament, etc. o bé, per canvis litològics que comportin variacions en la conductivitat tèrmica del medi -efecte de refracció tèrmica- .

I.3 ÀMBIT GEOGRÀFIC I CARACTERÍSTIQUES DE LA ZONA D'ESTUDI

L'àmbit geogràfic de la zona d'estudi abasta, en sentit estricte, tot Catalunya. No obstant, pel que fa a l'adquisició pròpia de dades aquestes es circumscriuen a les zones on hi ha disponibilitat de pous d'abastament d'aigua restant excloses, per aquest motiu, els Pirineus i part de la Conca de l'Ebre (Segrià i Urgell). Amb tot, el fet de disposar de dades tèrmiques obtingudes en sondatges petrolers a la zona Sud-Pirenenca i gran part del litoral -en especial a la zona del Delta de l'Ebre- possibilita que algunes interpretacions s'estenguin cap al Nord i l'interior de la Mediterrània. En particular, l'anàlisi de l'estructura tèrmica de la litosfera, que es desenvolupa al capítol VII, s'extén des dels Pirineus al Promontori Balear.

Dins el context geodinàmic europeu, l'àrea d'estudi proposada presenta algunes característiques d'especial relevància. Tèrmicament pertany a una de les regions on es preveuen els màxims valors de flux de calor -Islàndia i Mediterrània Occidental- segons es desprèn d'un model teòric desenvolupat per Chapman et al. (1979). Tectònicament està fortament afectada per l'orogènia alpina la qual dóna lloc a les principals unitats estructurals: Pirineus, Serralades Costaneres (Catalànids) i Conca de l'Ebre. Igualment, el període distensiu post-alpí possibilita la formació de conques sedimentàries que s'extenen al llarg dels Catalànids i extrem nord-oriental de la Conca de l'Ebre acompanyades, en alguns casos, de manifestacions volcàniques recents. En la Mediterrània, aquest procés distensiu dóna lloc a la formació del Solc de València, el qual discorre entre Catalunya i les Illes Balears amb un important aprimament cortical, on s'assoleixen gruixos de 13-14 km.

Per últim, cal afegir l'interès que, des del punt de vista geotèrmic, té la proliferació de manifestacions termals localitzades, principalment, al llarg de les Serralades i Depressions Costaneres i Pirineus.

I.4 ANTECEDENTS I OBJECTIUS

Les primeres mesures de gradient geotèrmic realitzades amb caràcter global a l'estat espanyol i, en particular a Catalunya, es deuen a J.F. Albert-Beltran (1979 a), les quals constitueixen el primer mapa de flux de calor d'Espanya. En aquest estudi, les determinacions del gradient tèrmic van ser fetes a partir de les dades de temperatura BHT (Bottom Hole Temperature) obtingudes en un gran nombre de sondatges petrolers localitzats, principalment, a la zona Sud-Pirenenca i la part costanera entre Barcelona i el Delta de l'Ebre, extenent-se cap a Castelló. Dels resultats es desprèn que gran part de Catalunya està afectada per un règim tèrmic amb gradients relativament elevats, en especial a la plataforma continental en front del Delta de l'Ebre i Castelló; al Nord-Est de Catalunya (Girona, La Selva, Olot i Vallès) i part dels Pirineus, on els gradients assoleixen valors entre 40 i 50 mK m⁻¹. Aquests resultats són interpretats en relació a l'aprimament cortical observat a partir de dades sísmiques (Albert-Beltran, 1979 b).

Posteriorment, l'Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1986a) ha publicat un nou mapa de gradients geotèrmics on, a partir de les dades anteriors corregides i amb l'aportació de noves, es proposen uns valors més moderats però mantenint les zones de l'Empordà, Vallès i Delta de l'Ebre amb gradients de 40-50 mK m⁻¹. Per contra, gran part dels Pirineus i de la Conca de l'Ebre presenten un gradient tèrmic inferior a 20 mK m⁻¹.

Amb tot, la utilització de dades obtingudes a sondatges petrolers planteja alguns problemes: d'una part, el fet que la seva distribució respongui a criteris industrials fa que la seva situació correspongui a zones de característiques geològiques molt específiques sense cap criteri d'aleatorietat, restant grans àrees sense cobrir i obligant a extrapolacions arriscades. D'altra part, la medicció de temperatura es realitza en un règim de no equilibri tèrmic entre el fluid de perforació i la roca de l'entorn, la qual cosa presuposa l'aplicació d'una sèrie de correccions que afecten seriosament la fiabilitat de les mesures. En conseqüència, es plantejà la tasca d'ampliar el nombre de mesures i que aquestes oferissin una major fiabilitat i aleatorietat en la seva distribució utilitzant, per a això, pous d'abastament d'aigua en desús.

En aquest context, els objectius que es pretenen assolir en aquest treball són els següents:

- Aprofundir en el coneixement global del règim tèrmic a Catalunya amb la doble finalitat de contribuir, per una part, a la seva cartografia geofísica bàsica i, per altra, la d'obtenir unes dades de partença per a posteriors estudis geotèrmics.
- Detecció i anàlisi d'anomalies tèrmiques. En aquest sentit, es pretén esbrinar els mecanismes que generen les anomalies geotèrmiques associades a les fonts termals, les quals són de caràcter molt local, així com, d'aquelles que tot i sent de menor intensitat es manifesten en zones relativament extenses.
- Atès que la temperatura, a fondàries moderades, està fortament influenciada per la circulació d'aigua subterrània d'origen meteòric és possible, en principi, utilitzar les termometries com a traçador hidrogeològic. L'objectiu és doncs, palesar la relació entre l'evolució de la temperatura i la circulació d'aigua en un sistema aquífer determinat.
- Modelització litosfèrica. En aquest cas es tracta, més que d'establir un model litosfèric per a la zona estudiada, d'aplicar les diferents metodologies desenvolupades al respecte i parametritzar les variables que intervenen en aquest tipus de modelització en base a les dades disponibles.

El present treball s'ha estructurat en vuit capítols més un d'introducció i un altre de conclusions generals. A cada capítol es fa una introducció breu del tema a tractar i al final s'ofereixen les conclusions parcials més rellevants.

En el Capítol II s'aborda la part teòrica amb una descripció exhaustiva de l'equació general de transport de calor a la litosfera, així com el desenvolupament de la tècnica numèrica d'elements finits per a la seva resolució.

El Capítol III està dedicat a la descripció de les tècniques de mesura emprades en l'obtenció de les dades, tant a sondatges petrolers com a pous d'abastament d'aigua, i es discuteix la seva problemàtica. Igualment, es descriu l'instrumental emprat i els problemes relatius a l'adquisició de dades en pous d'aigua.

En el Capítol IV es descriuen els principals efectes pertorbadors que afecten la determinació del gradient geotèrmic i el tipus de correcció que requereixen.

En el Capítol V s'expliquen les directrius de la campanya de mesures de gradient a pous d'aigua, l'adquisició de dades auxiliars i es fa un recull estadístic de les dades obtingudes integrant, les mesures a sondatges petrolers. Tanmateix, s'inclou una breu descripció dels programes informàtics utilitzats en el tractament de les dades.

Els Capítols VI, VII, VIII i IX estan dedicats íntegrament a la interpretació de les dades. En el Capítol VI es fa una descripció geològica general de la zona d'estudi i s'expliciten els criteris d'interpretació utilitzats per a exposar, finalment, els trets bàsics de la interpretació general del mapa de gradients geotèrmics obtinguts.

En el Capítol VII es realitza un model litosfèric segons un perfil que discorre entre la Conca d'Aquitània i el Promontori Balear, fent-se un estudi paramètric de les variables que intervenen en el model.

En el Capítol VIII s'analitzen les anomalies tèrmiques regionals de la Depressió d'Osona i la vora septentrional de la Conca Balear (Baix Ebre-Montsià i plataforma continental). En aquest segon cas, s'aplica un model numèric per a la seva interpretació.

Finalment, el Capítol IX versa sobre les anomalies geotèrmiques locals associades a les fonts termals i es presenta un model analític per al cas concret de La Garriga-Samalús.

CAPÍTOL II

RÈGIM TÈRMIC A LA LITOSFERA. TEORIA

INTRODUCCIÓ

El règim tèrmic a la litosfera està determinat per la distribució de temperatures a la seva base i la seva superfície, i per la divergència del flux tèrmic conductiu al seu interior. Aquest règim pot ser modificat per variacions en les propietats tèrmiques del medi, variacions en les condicions de contorn i per aportacions o pèrdues de calor. Les aportacions o pèrdues de calor poden ser produïdes per fricció mecànica, reaccions químiques exotèrmiques o endotèrmiques, generació radiogènica de calor, canvis de fase, emmagatzemament de calor, moviment del medi i convecció de fluids. Les variacions en les propietats tèrmiques del medi estan relacionades amb la seva conductivitat tèrmica, densitat i capacitat calorífica. Per últim, les variacions en les condicions de contorn poden estar associades a processos estacionaris, transitoris i a moviments del medi.

És pràcticament impossible donar una solució general que inclogui tots els processos que afecten el règim tèrmic de la litosfera; no obstant, aquests poden ser tractats separadament superposant, posteriorment, les solucions. En aquest sentit, cal distingir els processos superficials que tenen lloc a la part més exterior de l'escorça i que estan produïts per variacions de la temperatura superficial, circulació d'aigua subterrània i canvis litològics; i els processos més profunds que tenen lloc a l'interior de l'escorça i el mantell, els quals estan relacionats amb la distribució de fonts radiogèniques de calor, intrusions magmàtiques, deformació litosfèrica, etc.

Les pertorbacions produïdes sobre el règim tèrmic pels efectes superficials són de la mateixa magnitud i, sovint més grans, que les variacions ocasionades pels processos geodinàmics més profunds, de tal manera que aquests queden totalment enmascarats pels anteriors.

Atès que la mesura de gradients geotèrmics es realitza a la part més superficial de l'escorça, la influència de la circulació subterrània d'aigua és d'especial importància per les grans pertorbacions que introdueix. La quantificació d'aquest efecte pressuposa el coneixement previ de la distribució de velocitats de l'aigua, el qual s'obté a partir de l'equació de flux d'un fluid.

Una eina de gran utilitat en la resolució de l'equació de transport de calor i que permet, igualment, el seu acoplament amb l'equació de flux d'un fluid, és l'aplicació de mètodes numèrics. En particular, el mètode més emprat és el d'elements finits ja que la seva versatilitat permet reproduir configuracions geomètriques molt variades.

En aquest capítol, es dedueix l'equació general de transport de calor a la litosfera considerant els diferents processos que aporten una certa divergència de la densitat de flux tèrmic conductiu. Igualment, es desenvolupa l'equació de flux d'un fluid que permet obtenir el camp de velocitats de l'aigua subterrània i, finalment, es fa una discretització d'aquestes equacions, mitjançant el mètode d'elements finits, que possibilita la seva resolució numèrica.

II.1 EQUACIÓ GENERAL DE TRANSPORT DE CALOR

Suposem un medi material on hi ha definit un camp escalar de temperatures i, per tant, un camp vectorial de gradients tèrmics. Sigui $d\sigma$ un element de superfície en el punt $P(x,y,z)$ amb normal \vec{n} . Segons la llei de Fourier, la quantitat de calor per unitat de temps que travessa $d\sigma$ és

$$\vec{q}_n d\sigma = -\vec{\lambda} (\partial T / \partial \vec{n}) d\sigma$$

o bé

$$\vec{q} = -\vec{\lambda} \text{grad } T \quad (2.1)$$

on

\vec{q}	flux de calor (Wm^{-2})
$\vec{\lambda}$	conductivitat tèrmica del medi (tensor) ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)
grad T	gradient de temperatures (K m^{-1})

Suposem ara un volum V limitat per una superfície tancada \overline{S} . La integral de flux de \vec{q} sobre \overline{S} ens expressarà la quantitat neta de \vec{q} que és generada o absorvida en aquest volum. Per tant,

$$\int_{\overline{S}} \vec{q} \cdot \vec{n} dS = \text{fonts de } \vec{q} \text{ en } V$$

Si reduïm aquest volum a $V \rightarrow 0$ de tal manera que inclogui només el punt $P(x,y,z)$ i apliquem el teorema de la divergència s'obté

$$\operatorname{div}_P \vec{q} = \lim_{V \rightarrow 0} (1/V) \int_{\bar{S}} \vec{q} \cdot \vec{n} \, dS$$

Així doncs, la funció escalar $\operatorname{div} \vec{q}$ ens diu que si en un punt P aquesta no s'anul·la ha d'existir una cessió o absorció neta de \vec{q} en aquest punt. Per tant,

$$\operatorname{div}_P \vec{q} = \text{fonts de calor en } P$$

Per conveni $\operatorname{div}_P \vec{q}$ serà positiva si hi ha cessió de calor i negativa si hi ha absorció. A efectes de càlcul del balanç energètic és útil emprar la relació següent

$$Q = \int_{t_1}^{t_2} \int_{\bar{S}} \vec{q} \cdot \vec{n} \, d\sigma \, dt = \int_{t_1}^{t_2} \int_V \operatorname{div} \vec{q} \, dV \, dt \quad (2.2)$$

on Q és la quantitat de calor cedida o absorvida en el volum V i que flueix a través de la superfície tancada \bar{S} durant un interval de temps (t_1, t_2) .

És evident que si no hi ha absorció ni cessió de calor en cap punt del medi s'obté:

$$\operatorname{div} \vec{q} = 0 \quad \text{o bé} \quad (\partial / \partial \vec{x}) (\vec{\lambda} (\partial T / \partial \vec{x})) = 0 \quad (2.3)$$

Si a més, el medi és homogeni i isòtrop, la conductivitat tèrmica pot ser considerada com una magnitud escalar i, per tant, el règim tèrmic estarà expressat per l'equació de Laplace

$$\nabla^2 T = 0 \quad (2.4)$$

II.1.1 Règim transitori. Emmagatzemament de calor.

Si la distribució de temperatures en el medi és tal que no s'ha establert un règim estacionari, en un element dV es produirà una absorció o cessió neta de calor que servirà per augmentar o disminuir la seva temperatura. El canvi de temperatura en l'element de volum està donat per

$$dQ = c \rho \, dV (\partial T / \partial t) \, dt$$

on c i ρ són la capacitat calorífica i densitat del medi.

Integrant

$$Q = \int_{t_1}^{t_2} \int_V c \rho (\partial T / \partial t) dV dt$$

i igualant amb (2.2) s'obté, tenint en compte el criteri de signes adoptat,

$$\operatorname{div} \vec{q} = - c \rho (\partial T / \partial t) \quad (2.5)$$

En un medi homogeni i isòtrop

$$\lambda \nabla^2 T = c \rho (\partial T / \partial t)$$

sovint, aquesta equació s'escriu com

$$a \nabla^2 T = \partial T / \partial t \quad (2.6)$$

on $a = \lambda / (c \rho)$ és la difussivitat tèrmica del medi.

II.1.2 Processos de generació de calor.

Suposem que en el nostre element de volum es genera una certa quantitat de calor (positiva o negativa). Podem imaginar una funció $A(P,t)$ que ens representi les fonts de calor en un punt P interior a dV a l'instant "t", de tal manera que la calor produïda a l'element de volum és

$$dQ = A(P,t) dV dt$$

o bé

$$Q = \int_{t_1}^{t_2} \int_V A(x,y,z,t) dV dt$$

anàlogament al cas anterior s'obté

$$\operatorname{div} \vec{q} = A(x,y,z,t) \quad (2.7)$$

on A representa la quantitat de calor generada per unitat de temps i volum.

Aquest tipus de font pot representar els processos de generació de calor per fricció mecànica, per desintegració radioactiva, reaccions químiques endotèrmiques o exotèrmiques, etc... En el capítol VII es fa una descripció detallada de les fonts radiogèniques de calor.

II.1.3 Circulació de fluids.

Un altre procés que pot ser considerat com a font de calor, en el sentit que crea una certa divergència de \vec{q} , és la circulació de fluids. És evident que en el seu recorregut, el fluid va intercanviant calor amb el medi en funció de la seva temperatura i velocitat, resultant un fenomen de transport de calor per convecció. En aquest cas, en l'element dV tindrem

$$dQ = c' \rho' \vec{v} \nabla T dV dt$$

o bé

$$Q = \int_{t_1}^{t_2} \int_V c' \rho' \vec{v} \nabla T dV dt$$

i per tant

$$\operatorname{div} \vec{q} = - c' \rho' \vec{v} \nabla T \quad (2.8)$$

on c' i ρ' són la calor específica i densitat del fluid i \vec{v} la seva velocitat.

Cadascun dels processos esmentats anteriorment incorporen una divergència no nul·la a la densitat de flux de calor conductiu i, per tant, poden ser considerats com a fonts de calor. És evident que a la litosfera tenen lloc tots aquests processos simultàniament. Per tant, partint de la hipòtesi que a cada punt es compleix

$$\operatorname{div}_p \vec{q} = \Sigma F_i(P)$$

on $F_i(P)$ representa les diferents fonts de calor en el punt P s'obté, com a equació general de transport de calor o règim tèrmic a la litosfera, la següent expressió:

$$\operatorname{div} \vec{q} = - c \rho \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) + A - c' \rho' \vec{v} \nabla T \quad (2.9)$$

on $\vec{q} = - \vec{\lambda} \nabla T$

II.2 EQUACIÓ DE FLUX D'UN FLUID.

Sigui un medi porós saturat per un fluid i on hi ha definit un camp escalar de pressions. A cada punt del medi es pot associar un nivell piezomètric "h", de tal manera que si es col·loqués un tub vertical fins aquest punt, seria necessari introduir una alçada "h" de fluid amb pes específic $\rho_f g$, tal que

$$h = \int_{z_0}^z dz + \int_{P_0}^P (1/\rho_f g) dP$$

on	h	nivell piezomètric
	z_0	nivell de referència
	z	alçada del punt sobre el nivell de referència
	P_0	pressió de referència
	P	pressió en el punt
	ρ_f	$\rho(P,T)$ densitat del fluid
	g	valor de la gravetat

Si es considera que el fluid és incompressible

$$h = (z - z_0) + (P - P_0) / \rho_f g \quad (2.10)$$

on ara $\rho_f = \rho(T)$

És evident que a partir del camp escalar de pressions és possible definir un camp vectorial de gradients de nivell piezomètric. Sigui $d\sigma$ un element de superfície en un punt amb normal \vec{n} . De forma similar a la llei de Fourier, la llei de Darcy estableix que el volum de fluid per unitat de temps que travessa $d\sigma$ és

$$\vec{v}_n d\sigma = - (\vec{k} \rho_f g / \mu_f) (\partial h / \partial \vec{n}) d\sigma$$

$$\text{o bé} \quad \vec{v} = - (\vec{k} \rho_f g / \mu_f) \nabla h \quad (2.11)$$

on \vec{v} velocitat de flux o de Darcy ($\text{m}^3/\text{m}^2\text{s}$)
 \vec{k} permeabilitat intrínseca o específica (m^2)
 μ_f viscositat dinàmica del fluid (Pa s)

La llei de Darcy pot ser reescrita definint un nou nivell piezomètric, de la següent manera (Smith i Chapman, 1983)

$$h' = (z - z_0) + (P - P_0) / \rho_0 g \quad (2.12)$$

on $\rho_0 = \rho(T_0, P_0)$

per tant, $h = (\rho_0 / \rho_f) (h' + (z - z_0) (\rho_r - 1))$

on $\rho_r = \rho_f / \rho_0$

d'aquesta forma

$$\vec{v} = - (\vec{k} \rho_f g / \mu_f) \nabla ((\rho_0 / \rho_f) (h' + (z - z_0) (\rho_r - 1)))$$

i si es considera $\nabla \rho_f / \rho_f \approx 0$

$$\vec{v} = - (\vec{k} \rho_0 g / \mu_f) (\nabla h' + (\rho_r - 1) \nabla z) \quad (2.13)$$

Com es pot veure, la llei de Darcy expressada en funció d'aquest nou nivell piezomètric permet diferenciar clarament dos components del flux. D'una part, el degut exclusivament a diferències d'un nivell piezomètric que considera la densitat constant i d'altra, el produït per diferències de densitat en el fluid associades a la variació de temperatura.

L'expressió (2.13) pot ser escrita en funció de la permeabilitat hidràulica \vec{K}_0 i d'una viscositat dinàmica relativa μ_r obtenint

$$\vec{v} = - (\vec{K}_0 / \mu_r) (\nabla h' + (\rho_r - 1) \nabla z) \quad (2.14)$$

on $\vec{K}_0 = \vec{k} \rho_0 g / \mu_0$ i $\mu_r = \mu_f / \mu_0$

Igual que en el cas de transport de calor tractat en la secció anterior, podem suposar un volum V limitat per una superfície tancada \bar{S} . La integral de flux de $\rho_f \vec{v}$ sobre \bar{S} ens expressarà la massa de fluid que es aportada o absorvida en aquest volum. Així doncs

$$\int_{\bar{S}} \rho_f \vec{v} \cdot \vec{n} dS = \text{fonts de fluid en } V$$

Com abans, si fem el límit quan $V \rightarrow 0$ de tal manera que inclogui només un punt $P(x,y,z)$ i apliquem el teorema de la divergència s'obté

$$\text{div}_p(\rho_f \vec{v}) = \text{fonts de fluid en } p. \quad (2.15)$$

on $\text{div}_p(\rho_f \vec{v})$ és positiva si es produeix una aportació de fluid i negativa si es tracta d'una absorció de fluid.

Són diversos el processos que poden produir una divergència de massa de fluid no nul·la. En el nostre cas, només tractarem l'associat a aportacions de massa des de l'exterior; és a dir, injecció o extracció d'aigua degut a fonts, pous, infiltració d'aigua meteòrica, etc., els quals són equivalents a la generació de calor tractada en la secció anterior. Els processos d'emmagatzemament de massa associats a règims transitoris no són tractats degut a que l'equació de flux d'un fluid sempre serà aplicada a estats estacionaris.

D'acord amb (2.15) podem escriure

$$\nabla(\rho_f \vec{v}) = F$$

on F són les fonts de fluid per unitat de volum ($\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$).

Substituint la llei de Darcy en aquesta expressió s'obté

$$-\bar{K}_o \rho_o \nabla((\rho_r / \mu_r)(\nabla h' + (\rho_r - 1) \nabla z)) = F \quad (2.16)$$

Aquesta doncs, és l'equació general de flux d'un fluid en règim estacionari. La validesa d'aquesta equació està condicionada pel compliment de la llei de Darcy; és a dir, en condicions de règim laminar i suposant menyspreables les forces d'inèrcia així com, el potencial electrostàtic, osmòtic, etc... Aquests factors depenen de les característiques del fluid i del medi. En particular, l'aplicabilitat de la llei de Darcy és factible -en el cas que el fluid sigui aigua- en medis granulars. No obstant, la seva validesa és discutible en medis fisurats i carstificats.

II.3 MÈTODES NUMÈRICS. ELEMENTS FINITS

Sovint, la resolució de l'equació de transport de calor, l'equació de flux d'aigua o l'acoplament d'ambdues, és difícil d'obtenir analíticament. En particular, dependrà de les condicions de contorn que s'imposin, les quals, degut a les diverses geometries que poden presentar els models, seran de gran variabilitat, sent necessària la incorporació de mètodes numèrics.

En el nostre cas s'ha optat per la utilització de la tècnica d'elements finits ja que presenta un millor acomodament a geometries irregulars. Per simplicitat de càlcul i perquè, en principi, cobreix les necessitats d'aquest treball, és suficient desenvolupar aquesta tècnica en dues dimensions i considerant establert un règim estacionari.

En síntesi, el mètode consisteix en substituir la regió de variació contínua dels arguments d'una equació diferencial qualsevol, per un conjunt finit de punts que constitueixen una xarxa, en principi, irregular. Les malles o elements d'aquesta xarxa són triangulars i en cada un dels nusos s'assigna un valor dels arguments (discretització del model) suposant que entre nus i nus la variació és lineal. Com aquest no és el cas real, el sistema introduirà un error o residu el qual haurà de ser minimitzat, de tal manera que el resultat tendeixi a la solució exacta en augmentar el nombre d'elements. Amb aquesta aproximació s'obté un sistema lineal d'equacions de fàcil resolució.

Sigui doncs, una equació diferencial $L(h)=0$ definida en Ω i les seves condicions de contorn $B(h)=0$ definides en Γ . Suposem una aproximació per a h de la forma

$$h(\vec{x}) \approx \sum \xi_i(\vec{x}) h_i = \hat{h}(\vec{x})$$

on els $\xi_i(\vec{x})$ es defineixen de tal forma que $\xi_i = 1$ en el nus "i" i $\xi_i = 0$ en tots els altres, decreixent linealment cap a zero en els nusos dels elements que envolten el nus "i". L'objectiu és formular aquestes equacions amb una forma integral

$$\int_{\Omega} W(\hat{h}) d\vec{x} + \int_{\Gamma} V(\hat{h}) d\vec{x} = 0$$

de tal manera que W i V siguin lineals i, per tant, es pugui obtenir un sistema d'equacions

$$\vec{A} \cdot \vec{h} = \vec{b}$$

Si es substitueix $\hat{h}(\vec{x})$ a l'operador diferencial s'obté

$$L(\hat{h}) = \varepsilon(\vec{x}) \neq 0$$

on $\varepsilon(\vec{x})$ és el residu.

Es tracta de seleccionar els coeficients \hat{h}_i de tal manera que el residu sigui mínim. El mètode més general és l'anomenat de residus ponderats el qual es basa en imposar

$$\langle \varepsilon(\vec{x}), \omega_i(\vec{x}) \rangle = \int_{\Omega} \varepsilon(\vec{x}) \omega_i(\vec{x}) d\vec{x} = 0 \quad i=1, \dots, N$$

on $\omega_i(\vec{x})$ és una certa funció de ponderació.

En el nostre cas s'ha escollit la funció de ponderació definida per Galerkin

$$\omega_i(\vec{x}) = \xi_i(\vec{x})$$

i per tant

$$\int_{\Omega} \varepsilon(\vec{x}) \xi_i(\vec{x}) d\vec{x} = \int_{\Omega} L(\hat{h}) \xi_i(\vec{x}) d\vec{x} = 0 \quad (2.17)$$

II.3.1 Equació de flux

Desenvolupem el mètode d'elements finits per a l'equació de flux. Aquesta està donada per (2.16)

$$\vec{K}_0 \rho_0 \nabla [(\rho_r / \mu_r)(\nabla h' + (\rho_r - 1) \nabla z)] + F = 0$$

Els arguments variables que són assignats als nusos de la malla per ser paràmetres que varien dins l'element són: h' , $\beta_r = \rho_r / \mu_r$ i $\alpha_r = (\rho_r / \mu_r)(\rho_r - 1)$, mentre que \vec{K}_0 es defineix a l'element i es manté constant per a cada element podent variar d'un element a un altre. Substituint

$$h' \approx \hat{h} = \sum \xi_i h_i \quad \beta_r \approx \hat{\beta}_r = \sum \xi_k (\rho_r / \mu_r)_k, \quad \alpha_r \approx \hat{\alpha}_r = \sum \xi_k ((\rho_r / \mu_r) (\rho_r - 1))_k$$

per $i, k = 1, \dots, N$. Aplicant el principi de Galerkin (2.17)

$$-\int_{\Omega} \bar{K}_o \rho_o \nabla (\hat{\beta}_r \nabla \hat{h} + \hat{\alpha}_r \nabla z) \xi_j \, d\Omega = \int_{\Omega} F \xi_j \, d\Omega \quad (2.18)$$

Cal recordar que tal com s'ha definit \hat{h} aquesta no és una funció doblement derivable, com ho exigeix l'expressió anterior, ja que geomètricament i en 2-D, representa una figura piramidal, existint una discontinuïtat de la primera derivada en les seves arestes. Aquesta dificultat es pot resoldre aplicant al primer terme de (2.18) la primera identitat de Green, segons la qual:

$$\int_{\Omega} (\Phi \nabla^2 \varphi + \nabla \Phi \cdot \nabla \varphi) \, d\Omega = \int_{\Gamma} \Phi \nabla \varphi \, d\Gamma \quad (2.19)$$

on Φ i φ són funcions escalars contínues i derivables i on s'ha pres $\Phi = \bar{K}_o \rho_o \xi_j$ i $\nabla^2 \varphi = \nabla (\hat{\beta}_r \nabla \hat{h} + \hat{\alpha}_r \nabla z)$

Per tant,

$$\begin{aligned} \int_{\Omega} \bar{K}_o \rho_o (\hat{\beta}_r \nabla \hat{h} + \hat{\alpha}_r \nabla z) \nabla \xi_j \, d\Omega = \\ = \int_{\Omega} F \xi_j \, d\Omega + \int_{\Gamma} \bar{K}_o \rho_o (\hat{\beta}_r \nabla \hat{h} + \hat{\alpha}_r \nabla z) \xi_j \, d\Gamma \end{aligned}$$

Els dos termes de la dreta representen d'una part, l'aportació o cessió d'aigua deguda a l'existència de fonts volumètriques en el nus "j" i d'altra, les condicions de contorn de l'equació aplicables al nus "j" (si aquest nus és del contorn), les quals són assimilables a fonts superficials. Així doncs,

$$\int_{\Omega} F \xi_j \, d\Omega + \int_{\Gamma} \bar{K}_o \rho_o (\hat{\beta}_r \nabla \hat{h} + \hat{\alpha}_r \nabla z) \xi_j \, d\Gamma = F_j(\text{vol}) + F_j(\text{sup}) = F_j$$

o bé

$$\int_{\Omega} \bar{K}_o \rho_o (\hat{\beta}_r \nabla \hat{h} + \hat{\alpha}_r \nabla z) \nabla \xi_j \, d\Omega = F_j \quad (2.20)$$

on F_j s'expressa en kg s^{-1} .

Substituint \hat{h} , $\hat{\beta}_r$ i $\hat{\alpha}_r$ per les seves expressions en sumatoris a (2.20) i reagrupant termes s'obté

$$\begin{aligned} \int_{\Omega} \bar{K}_o \rho_o \sum \xi_k (\rho_r / \mu_r) k \sum h_i' \nabla \xi_i \nabla \xi_j \, d\Omega = \\ = F_j - \int_{\Omega} \bar{K}_o \rho_o \sum ((\rho_r / \mu_r) (1 - \rho_r)) k \xi_k \nabla z \nabla \xi_j \, d\Omega \end{aligned}$$

Al ser ξ_i , ξ_j , ξ_k funcions conegudes, les integrals poden ser avaluades analíticament ja que ξ_k és l'única variable i $\int_{\Omega} \xi_k \, d\Omega$ representa el volum de la piràmide definida pels

elements associats al nus "k" i d'alçada ξ_k . Per tant,

$$\int_{\Omega} \xi_k d\Omega = (1/3) \sum_e S^e$$

on \sum_e s'extén a tots els elements que contenen el nus "k" i S^e és la superfície de cadascun d'aquests elements. Així doncs, dividint per ρ_0

$$\begin{aligned} \sum_e (S^e/3) \overline{K}_o^e \sum_k (\rho_r/\mu_r)_k \sum_i h_i' \nabla \xi_i^e \nabla \xi_j^e &= \\ &= (F_j/\rho_0) - \sum_e \overline{K}_o^e (S^e/3) \sum_k ((\rho_r/\mu_r)(\rho_r-1))_k \nabla z \nabla \xi_j^e \end{aligned}$$

Cal precisar que $(1/3) \sum_k (\rho_r/\mu_r)_k$ és justament el valor mig de (ρ_r/μ_r) avaluat per a cada element. Operant

$$\begin{aligned} \sum_i \sum_e (S^e/3) \sum_k (\rho_r/\mu_r)_k^e (K_{xj}^e (\partial \xi_i / \partial x) + K_{zj}^e (\partial \xi_i / \partial z)) h_i' &= \\ &= (F_j/\rho_0) - \sum_e (S^e/3) \sum_k ((\rho_r/\mu_r)(\rho_r-1))_k^e K_{zj}^e \end{aligned} \quad (2.21)$$

on $\overline{K} \nabla \xi_j = (K_{xj}, K_{zj})$ sent

$$\begin{aligned} K_{xj} &= K_{xx} (\partial \xi_j / \partial x) + K_{xz} (\partial \xi_j / \partial z) \\ K_{zj} &= K_{xz} (\partial \xi_j / \partial x) + K_{zz} (\partial \xi_j / \partial z) \end{aligned}$$

Aquesta expressió ens defineix un sistema lineal d'equacions que es pot escriure com

$$\sum A_{ji} \cdot h_i' = B_j$$

on $A_{ji} = \sum_e (S^e/3) \sum_k (\rho_r/\mu_r)_k (K_{xj}^e (\partial \xi_i / \partial x) + K_{zj}^e (\partial \xi_i / \partial z))$

$$B_j = (F_j/\rho_0) - \sum_e (S^e/3) K_{zj}^e \sum_k ((\rho_r/\mu_r)(\rho_r-1))_k$$

on A_{ji} és una matriu en banda i simètrica.

II.3.2 Equació de transport

L'equació de transport de calor en règim estacionari està representada per (2.9)

$$\nabla (\bar{\lambda} \nabla T) - c_f \rho_f \bar{v} \nabla T + A = 0$$

on, $\bar{\lambda} = \phi \bar{\lambda}_f + (1 - \phi) \bar{\lambda}_s$ representa el valor mig de la conductivitat tèrmica del medi i del fluid, sent ϕ la porositat.

En aquest cas, l'únic argument variable que es defineix als nusos de la xarxa és la temperatura, mentre que $\bar{\lambda}$ i $(\rho_f \bar{v})$ es defineixen a cada element. La calor específica del fluid c_f es considera constant a tot l'espai. El producte $(\rho_f \bar{v})$ representa el flux de massa de fluid i és promitjat per a cada element a partir dels seus valors en els nusos. Aquest procediment és més estable degut a que \bar{v} podria ser discontinua en aquells nusos que separen dos elements de diferent permeabilitat. Així doncs

$$T \approx \hat{T} = \sum \xi_j T_i$$

aplicant el principi de Galerkin (2.17)

$$\int_{\Omega} (\nabla (\bar{\lambda} \nabla \hat{T}) - c_f \rho_f \bar{v} \nabla \hat{T}) \xi_j d\Omega = - \int_{\Omega} A \xi_j d\Omega \quad (2.22)$$

També en aquest cas, és necessari aplicar la primera identitat de Green (2.19), ja que la funció \hat{T} no és doblement derivable. En aquesta ocasió però, només s'aplica al terme $\nabla (\bar{\lambda} \nabla \hat{T})$ de (2.22), puix que això permet definir les condicions de contorn únicament a la part conductiva de l'equació. Considerant

$$\nabla^2 \Phi = \nabla (\bar{\lambda} \nabla \hat{T}) \quad \text{i} \quad \Phi = \xi_j$$

s'obté

$$\int_{\Omega} \bar{\lambda} \nabla \hat{T} \nabla \xi_j d\Omega + \int_{\Omega} c_f \rho_f \bar{v} \nabla \hat{T} \xi_j d\Omega = \int_{\Omega} A \xi_j d\Omega + \int_{\Gamma} \bar{\lambda} \nabla (\hat{T}) \xi_j d\Gamma \quad (2.23)$$

Com abans, els dos termes de la dreta de (2.23) poden ser considerats com a fonts de calor volumètriques i superficials, respectivament. Per tant,

$$\int_{\Omega} \bar{\lambda} \nabla \hat{T} \nabla \xi_j d\Omega + \int_{\Omega} c_f \rho_f \bar{v} \nabla (\hat{T}) \xi_j d\Omega = A_j \quad (2.24)$$

on A_j s'expressa en Wats.

Substituint \hat{T} per la seva expressió en sumatoris

$$\int_{\Omega} \bar{\lambda}^e \sum_i T_i \nabla \xi_i \xi_j d\Omega + \int_{\Omega} c_f (\rho_f \bar{v})^e \sum_i T_i \nabla \xi_i \xi_j d\Omega = A_j$$

integrant

$$\sum_e S^e \bar{\lambda}^e \sum_i T_i \nabla \xi_i \nabla \xi_j + \sum_e c_f (\rho_f \bar{v})^e (S^e / 3) \sum_i T_i \nabla \xi_i = A_j$$

operant i reordenant els termes

$$\begin{aligned} & \sum_i \sum_e (S^e (\lambda_{xj}^e (\partial \xi_i / \partial x) + \lambda_{zj}^e (\partial \xi_i / \partial z))) + \\ & + c_f (S^e / 3) (\rho_f^e v_x^e (\partial \xi_i / \partial x) + \rho_f^e v_z^e (\partial \xi_i / \partial z)) T_i = E_j \end{aligned} \quad (2.25)$$

on $\bar{\lambda} \nabla \xi_j = (\lambda_{xj}, \lambda_{zj})$ sent

$$\begin{aligned} \lambda_{xj} &= \lambda_{xx} (\partial \xi_j / \partial x) + \lambda_{xz} (\partial \xi_j / \partial z) & i \\ \lambda_{zj} &= \lambda_{zx} (\partial \xi_j / \partial x) + \lambda_{zz} (\partial \xi_j / \partial z) \end{aligned}$$

Aquesta equació es pot escriure tanmateix, com un sistema lineal d'equacions

$$\sum C_{ji} T_i = D_j$$

on $C_{ji} = \sum_e (S^e (\lambda_{xj}^e (\partial \xi_i / \partial x) + \lambda_{zj}^e (\partial \xi_i / \partial z)) + c_f (S^e / 3) (\rho_f^e v_x^e (\partial \xi_i / \partial x) + \rho_f^e v_z^e (\partial \xi_i / \partial z)))$

$$D_j = A_j$$

En aquest cas, C_{ji} és una matriu en banda no simètrica.

II.3.3 Acoplament de les equacions de flux de fluid i transport de calor

Disposem ja de les expressions per a resoldre numèricament les equacions de flux de fluid i de transport de calor. Recordem que, en el primer cas, la variable incògnita és el nivell piezomètric h^i , en el segon, la temperatura T . En ambdós casos, aquestes variables depenen de la velocitat de flux del fluid. Així doncs, en el cas que intervinguin els dos processos alhora, caldrà resoldre primer l'equació de flux i cercar el valor del flux de massa $(\rho_f \bar{v})$ per a substituir-lo a l'equació de transport de calor i operar iterativament.

De la llei de Darcy (2.14) tenim

$$\vec{f} = -\bar{K}_o (\rho_f / \mu_r) (\nabla h' + (\rho_r - 1) \nabla z)$$

on $\vec{f} = \rho_f \vec{v}$

Substituint h' , ρ_r i μ_r en forma de sumatoris i considerant el flux promig a cada element, s'obté

$$\begin{aligned} \vec{f}^e = & - (\bar{K}_o^e \rho_o / 3) \left(\sum_k (\rho_r / \mu_r)_k \sum h'_i \nabla \xi_i + \right. \\ & \left. + \sum_k ((\rho_r / \mu_r) (\rho_r - 1))_k \nabla z \right) \end{aligned} \quad (2.26)$$

on

$$\begin{aligned} \vec{f}_x^e = & (\rho_o / 3) \left(\sum_k ((\rho_r / \mu_r) (1 - \rho_r))_k K_{xz}^e - \right. \\ & \left. - \sum_k (\rho_r / \mu_r)_k \sum h'_i (K_{xx}^e (\partial \xi_i / \partial x) + K_{xz}^e (\partial \xi_i / z)) \right) \end{aligned} \quad (2.27a)$$

$$\begin{aligned} \vec{f}_z^e = & (\rho_o / 3) \left(\sum_k ((\rho_r / \mu_r) (1 - \rho_r))_k K_{zz}^e - \right. \\ & \left. - \sum_k (\rho_r / \mu_r)_k \sum h'_i (K_{xz}^e (\partial \xi_i / \partial x) + K_{zz}^e (\partial \xi_i / \partial z)) \right) \end{aligned} \quad (2.27b)$$

II.4 CONCLUSIONS

La formulació de l'equació general de transport de calor s'ha basat en l'assumpció que qualsevol procés que produeixi una divergència no nul·la en la densitat de flux de calor conductiu és considerat una font de calor. En aquest sentit, l'equació formulada inclou processos d'emagatzemament de calor, generació de calor i processos convectius.

Igualment, l'equació general de flux d'un fluid s'ha formulat només en règim estacionari i assumint un nivell piezomètric que és independent de la densitat, la qual cosa permet expressar la llei de Darcy en funció de les forces gravitacionals i de flotació separatament.

Per últim, discretitzant ambdues equacions, és possible establir sengles sistemes lineals d'equacions que permeten la seva resolució numèrica. El mètode emprat és el d'elements finits triangulars, amb una variació lineal dels arguments sobre els elements i utilitzant les funcions de ponderació de Galerkin per a minimitzar els residus. L'acoplament entre l'equació de flux d'un fluid i l'equació de transport de calor es realitza iterativament.

Això possibilita resoldre problemes en règim estacionari que involucrin processos de circulació de fluids amb un cert camp tèrmic preestablert. El model numèric desenvolupat permet treballar en dues dimensions en un medi anisòtrop (es contempla la conductivitat tèrmica i la permeabilitat amb caràcter tensorial) i heterogeni.

Igualment, es considera que la densitat del fluid i la viscositat són funció de la temperatura però no de la pressió. La capacitat calorífica del fluid es manté constant a tot l'espai i, tanmateix, la conductivitat tèrmica i la permeabilitat són independents de la pressió i de la temperatura. Per últim, es considera la possibilitat d'aportacions o absorcions exteriors de fluid i calor a qualsevol punt de l'espai.

CAPÍTOL III

TÈCNIQUES DE MESURA DEL GRADIENT GEOTÈRMIC

INTRODUCCIÓ

Són diversos els mètodes que permeten fer una estimació del gradient geotèrmic però, a grans trets, es poden distingir els mètodes indirectes i els directes. En el primer grup, s'engloben aquelles tècniques de mesura que no inclouen medicions directes de temperatura sinó que es dedueixen a partir de diferents processos físics o químics on aquesta intervé com a variable del procés.

En aquest sentit, cal destacar els geotermòmetres químics; els quals, permeten determinar la temperatura en profunditat de l'últim equilibri aigua-roca en virtut que la constant d'equilibri de determinades reaccions característiques és funció de la temperatura a la qual es realitzen (Fournier, 1981, Muffler 1981). A partir d'aquestes temperatures d'equilibri es pot fer una estimació del gradient geotèrmic.

Un altre mètode indirecte es basa en que els materials ferrimagnètics perden les seves propietats magnètiques a l'augmentar la temperatura; el punt crític on la susceptibilitat magnètica desapareix totalment s'anomena temperatura de Curie. A partir de les dades magnètiques es pot determinar el gruix de l'estrat magnètic la base del qual es comporta, aproximadament, com una superfície isoterma.

Igualment, a partir de l'índex de reflectància de la vitrinita es pot obtenir el grau de maduració de la matèria orgànica i per tant, una estimació de la temperatura a la qual ha estat sotmesa en funció de la profunditat (Stegena et al., 1981; Cardott i Lambert, 1985).

Es descriuen també, d'altres tècniques que permeten fer estimacions del gradient geotèrmic basades en mesures gravimètriques, geoelèctriques, magnetotel·lúriques, sísmiques, etc. (Buntebarth, 1984).

En general aquestes tècniques són de gran utilitat per a obtenir una primera aproximació del gradient geotèrmic; no obstant, degut a la seva poca resolució no són utilitzables en estudis que requereixin un coneixement més acurat del règim tèrmic.

Per contra, els mètodes directes presenten una major precisió ja que el gradient geotèrmic es determina a partir de la mesura directa de la temperatura del subsòl a diferents profunditats. Aquestes mesures poden ser efectuades a pous o sondatges profunds, túnels, fons marí, fons de llacs, mines, etc.. No obstant, el grup principal de

dades mesurades en zones continentals i, en especial a Catalunya, prové de les realitzades a pous d'abastament d'aigua i sondatges petrolers. En el que segueix, s'exposa les particularitats d'aquests dos darrers grups de mesures i es discuteix la problemàtica que comporta cada una d'elles.

III.1 DETERMINACIONS DE TEMPERATURA A SONDATGES PETROLERS

Sovint, en el procés de perforació dels sondatges petrolers s'efectuen, a fondàries prefixades, una sèrie de parades tècniques per a realitzar mesures que proveeixin informació vers les diferents propietats de les roques del subsòl. Un dels paràmetres mesurats és la temperatura, la qual es determina a 10 o 15 m de la fondària màxima assolida en el moment de la parada de la perforació. Aquestes determinacions de temperatura es coneixen com a "Bottom Hole Temperature" o BHT.

A part dels errors inherents al procediment i instrumental utilitzat en la mesura de temperatura (Wilson, 1986) el principal problema estriba en que aquesta es realitza en condicions de no equilibri tèrmic amb el medi circumdant. Això és degut a la utilització de llots de perforació, la missió dels quals és extreure el detritus resultant i refrigerar alhora el capçal de perforació, disminuint sensiblement la temperatura en el punt de mesura.

El primer mètode analític per a extrapolar les temperatures BHT a temperatures d'equilibri de la roca va ser descrit per Bullard (1947), on el procés de circulació del fluid refrigerant és assimilat a una font de calor lineal que actua durant un cert temps (temps de circulació del llot) i posteriorment s'atura reestablint-se l'equilibri tèrmic. Aquesta solució s'utilitza freqüentment junt amb l'anomenada tècnica de Horner, la qual es basa en un procés similar d'equilibri de la pressió del fluid refrigerant. No obstant, Dowdle i Cobb (1975) demostren que la tècnica Horner només és aplicable amb garanties quan el temps de circulació del llot és petit (2 a 5 hores), ja que la solució emprada per a l'equilibri de les pressions no s'ajusta exactament al problema d'equilibri de la temperatura. D'altra part, la solució presentada per Bullard (op. cit.) conté una simplificació matemàtica que pot introduir errors de l'ordre de 10°C en l'obtenció de la temperatura d'equilibri, depenent del temps transcorregut des que la circulació del llot és aturada fins que es realitza la mesura, en relació al temps de circulació del llot (Drury, 1984).

Tanmateix, s'han desenvolupat d'altres mètodes analítics tendents a millorar aquesta correcció (Schoeppel i Gilarranz, 1966; Leblanc et al., 1981; Shen i Beck, 1986); en qualsevol cas però, la determinació acurada de les temperatures d'equilibri a partir de les mesures BHT depèn, fonamentalment, del coneixement de determinats paràmetres: profunditat assolida en el moment de la mesura, diàmetre del sondeig, temperatura màxima enregistrada a cada fondària, temps de circulació del fluid i temps transcorregut des que s'atura la circulació fins que es realitza la mesura.

Wilson (1986) conclou que difícilment s'obtenen aquestes dades a partir dels fulls de control del sondatge i per tant, l'aplicació dels mètodes descrits anteriorment es redueixen a una estimació aproximada de la temperatura d'equilibri amb errors relatius de l'ordre de 30 o 40%.

El problema de la manca de dades relatives als sondatges ha estat tractat per Vasseur i Lucazeau (1986, manuscrit inèdit) els quals proposen una correcció empírica per a les temperatures BHT deduïda a partir d'un estudi estadístic comparatiu entre mesures BHT i "Drill Steam Test" (DST) practicades a la conca d'Aquitània. La correcció mitja que es proposa és funció de la fondària, sent màxima entre 3000 i 5500 m amb un valor mig màxim de $+14 \pm 4^\circ\text{C}$. Taula III.1.

Profunditat m	Correcció °C
1000-1500	- 0.2 ± 4
1500-2000	+ 3 ± 6
2000-2500	+ 8 ± 7
2500-3000	+ 7 ± 7
3000-3500	+ 10 ± 8
3500-4000	+ 12 ± 5
4000-4500	+ 14 ± 4
4500-5000	+ 13 ± 5
5000-5500	+ 12 ± 6
5500-6000	+ 4 ± 6
6000-6500	+ 5 ± 2

Taula III.1 Correccions estimades en les determinacions de temperatura BHT a sondatges petrolers (De Vasseur i Lucazeau, 1986).

Així doncs, la manca de dades relatives a la història de la perforació i els errors deguts als models d'extrapolació utilitzats, fan que els valors obtinguts per a la temperatura d'equilibri s'hagin d'usar amb certes precaucions, tenint en compte que pot existir un error de $\pm 20-30\%$. Malgrat això, i a manca de millors dades és freqüent la utilització de mesures BHT en la confecció de mapes regionals de gradients tèrmics i flux de calor.

A part de les mesures BHT ja referides, en els sondatges petrolers s'obtenen determinacions de temperatura a partir d'altres processos com l'esmentat "Drill Steam Test" o DST. Aquestes mesures són considerades com a molt precises, amb un error mig de $\pm 2^{\circ}\text{C}$. No obstant, aquestes dades són de difícil accés i en particular, a la zona estudiada, no se'n té constància de cap, motiu pel qual no es fa una descripció exhaustiva de la seva metodologia.

III.2 MESURES A POUS D'AIGUA

Una altra manera de determinar el gradient geotèrmic és mesurar l'evolució de la temperatura vers la profunditat en el pous d'abastament d'aigua. En general, en aquests tipus de perforacions s'assoleixen fondàries entre 50 i 500 m amb la qual cosa, els efectes pertorbadors externs que afecten les condicions de temperatura superficial -en particular els efectes topogràfic i paleoclimàtic- tindran més relevància que en els sondatges petrolers.

D'altra part, al tractar-se de pous perforats per a l'abastament d'aigua, la seva localització coincidirà, en principi, amb zones on s'espera trobar cabals importants i per tant, l'efecte de circulació d'aigua subterrània pot ser important. Des del punt de vista geològic això implicaria que les mesures de gradient es realitzen en formacions litològiques que, per les seves característiques hidràuliques, es poden considerar com aqüífers; és a dir, que contenen aigua i són alhora capaces de transmetre-la ja sigui per porositat primària -formacions sedimentàries detrítiques sense consolidar (sorres, graves,...)- o bé, per porositat secundària -materials fisurats i/o carstificats (calcàries, gressos calcaris, ...)-.

No obstant, les columnes litològiques dels pous solen estar configurades per diferents materials disposats, generalment, en estrats subhorizontals amb diferents permeabilitats i conductivitats tèrmiques. La conseqüència d'això és que el registre del gradient tèrmic pot presentar una forma molt irregular amb una gran dispersió de valors, dificultant l'obtenció del gradient geotèrmic mig.

En principi, l'efecte inherent a la circulació d'aigua és pràcticament impossible de sustreure, ja que no es coneixen els valors dels paràmetres hidràulics que permetin quantificar-lo de forma acurada. En aquest sentit, Bullard (1938) proposa una tècnica que possibilita la determinació del gradient mig a partir del coneixement de l'evolució de la temperatura amb la profunditat i de la conductivitat tèrmica del medi. En efecte, si en un gràfic es representa la resistència tèrmica des de la superfície fins a certes profunditats i la temperatura corresponent a aquestes fondàries s'obté, en el cas d'un règim purament conductiu i en absència de fonts de calor, una línia recta on el seu pendent determina el flux de calor. A partir d'aquest, es pot definir el gradient mig com la raó entre el flux de calor i la conductivitat tèrmica mitja. Els punts que presenten desajust respecte la recta són interpretats com zones amb circulació d'aigua o fonts de calor.

En el nostre cas però, en general no es disposa de les columnes litològiques dels pous i per tant dels valors de la conductivitat tèrmica. Així doncs, s'ha obtingut per definir el gradient geotèrmic mig com el resultat de fer una regressió lineal per mínims quadràtics de les temperatures vers la fondària. És evident que, en aquest cas, les desviacions respecte el valor mig obtingut hauran de ser interpretades en termes de convecció i/o canvis de conductivitat tèrmica. En el capítol VI es fa una descripció més detallada de la interpretació termomètrica.

D'altra part, en funció de la tecnologia emprada en la construcció d'aquests pous es poden distingir quatre tipus de processos de perforació: percussió, roto-percussió, rotació directa i rotació inversa. D'aquests, els més utilitzats són els dos primers, els quals presenten la particularitat de no utilitzar llocs especials per a l'extracció del detritus ja que, en el primer cas, la neteja es fa per culleratge i en el segon, per aire comprimit aprofitant l'aigua del subsòl. No obstant, qualsevol que sigui el procés de perforació introduirà una pertorbació tèrmica la importància de la qual serà força variable però, en tot cas, inferior a la produïda en els sondatges petrolers. En conseqüència i amb la finalitat d'assegurar l'equilibri tèrmic entre la columna d'aigua i el medi caldrà efectuar les mesures termomètriques passat un cert temps des de la finalització de la perforació. Davant la impossibilitat de calcular la pertorbació produïda s'ha obtingut per seguir el criteri de Leblanc et al. (1981) considerant, que en general és suficient un temps de repòs d'un mes.

Amb tot, el principal problema que es presenta en la mesura de gradients tèrmics a pous d'aigua és l'ocasionat per la connexió hidràulica entre diferents aqüífers. Degut a la pròpia finalitat d'aquests pous, l'entubat -en el cas que existeixi- sol estar ranurat a diferents fondàries les quals coincideixen amb els trams més permeables. D'aquesta manera, si els diferents aqüífers que travessa el pou presenten diferències de nivells piezomètrics, es produirà una circulació vertical d'aigua a través del pou des dels aqüífers amb nivells superiors cap als de nivells inferiors, de tal manera que la temperatura mesurada serà la corresponent a la seva temperatura de mescla.

III.3 INSTRUMENTS I PROCEDIMENT DE MESURA

En tot procés de mesura cal establir un criteri metodològic que faciliti la comparació i posterior interpretació de les dades obtingudes. En aquest sentit i d'acord amb les recomanacions proposades per la Commission of the European Communities (Balling et al., 1981a), la determinació del gradient geotèrmic s'ha de fer seguint els següents criteris:

- a) La sonda termomètrica ha de tenir una precisió absoluta superior a 0.1 K i una sensibilitat de l'ordre de 0.01 K .
- b) Les mesures s'han d'efectuar en equilibri tèrmic sonda-aigua-roca.
- c) L'interval entre dues mesures successives ha d'ésser, com a màxim, de 10 m .

A part de les recomanacions específiques, que afecten bàsicament la qualitat de les mesures, cal tenir en compte una sèrie de consideracions generals d'ordre tècnic que són inherents al procediment de mesura i que condicionen, igualment, l'elecció de l'instrumental a utilitzar.

En principi, els termòmetres a utilitzar han de ser de tamany reduït per a ser introduïts als pous i/o sondatges sense dificultat, mecànicament resistents i han de tenir una capacitat calorífica o inèrcia tèrmica el més petita possible. Els més utilitzats són els termoelèctrics, entre els que cal destacar els termistors i les termoresistències de platí. Tant la sensibilitat com la precisió d'ambdós dispositius són comparables; la diferència estriba en el rang de resistència a mesurar i en la llei de variació amb la temperatura.

Pel que fa al procés de mesura, caldrà observar alguns factors que poden influir en les medicions:

a) Equilibri tèrmic: L'equilibri tèrmic entre la columna d'aigua i el medi circumdant ja ha estat tractat en l'apartat anterior. No obstant, cal assegurar tanmateix, l'equilibri entre la sonda i la columna d'aigua. La inèrcia tèrmica d'un termòmetre està caracteritzada per la seva constant de temps o temps que ha de transcórrer per a que aquest indiqui un 63.2% del valor real d'una nova medició. Tenint en compte que els dispositius termomètrics han d'estar convenientment protegits -amb la qual cosa augmenta la seva inèrcia tèrmica- la constant de temps pot arribar a assolir valors d'algunes desenes de segons. Per tant, serà convenient mantenir la sonda en el punt de mesura un temps prudencial (1 o 2 minuts) abans d'efectuar la medició.

b) Estanqueïtat: Com s'ha dit anteriorment, la fondària dels pous d'abastament pot ser de 50 a 500 m o més, amb columnes d'aigua importants. A tals profunditats, la sonda termomètrica haurà de suportar pressions de 30 a 50 atmosferes o inclús superiors. Per tant, se l'haurà de proveir d'un encapsulat protector perfectament estanc per tal d'evitar possibles filtracions d'aigua que podrien curtcircuitar el dispositiu.

c) Resistència elèctrica del cable: Per a la major part dels pous serà suficient una bobina de cable de 500 m de longitud. La resistència elèctrica d'aquest pot variar entre 50 i 100 $\Omega \text{ km}^{-1}$ en funció del seu diàmetre i tipus de conductor. El problema principal que es presenta és la variació de la seva resistència amb la temperatura la qual està donada per (Kuchling, 1972)

$$R_T = R_{20} (1 + \alpha (T - 20))$$

on R_T i R_{20} són les resistències específiques ($\Omega \text{ mm}^2/\text{m}$) a les temperatures T i 20°C i α és el coeficient de temperatura ($^\circ\text{C}^{-1}$). Si els conductors són de coure $R_{20} = 0.0175$ i $\alpha = 0.004$. És a dir, per a increments de temperatura de 10°C s'obtenen increments de resistència de 2 a 3 ohms. Aquest efecte pot ser de gran importància si l'element termomètric és una resistència de platí ja que la seva constant termomètrica és de l'ordre de $0.4 \Omega \text{ K}^{-1}$. A més, com la temperatura varia al llarg de la columna d'aigua, serà pràcticament impossible compensar el seu efecte. La solució més efectiva és mesurar la resistència elèctrica del dispositiu termomètric amb quatre conductors, amb la qual cosa la resistència del cable és automàticament compensada pel multímetre. No obstant, cal preveure que això augmentarà el pes del cable en un 60-70%, podent ser inoperant.

d) Resistència tèrmica i mecànica del cable: És possible que en zones de gradients anòmals es mesurin temperatures elevades ($> 70^\circ\text{C}$). En aquests casos el cable haurà de ser d'un tipus especial (perflúor-alcoxy, etilè-tetrafluor-etilè, etc.) ja que normalment són de PVC (policlorur de vinil) i aquest material resisteix temperatures

inferiors a 70-80°C . D'altra part, haurà de ser resistent a la tracció mecànica per a suportar el seu propi pes, i amb un coeficient d'elongació el més baix possible, per tal de no falsejar la mesura de longitud degut a l'estirament.

e) **Contrapès:** És important que a la sonda termomètrica s'hi subjecti un contrapès amb una doble finalitat. D'una part, per tensar l'extrem del cable i facilitar la seva introducció al pou i protegir la sonda i, per altra, que serveixi de fusible mecànic ja que és relativament freqüent que la sonda quedi atrapada, en el procés de recollida, en les reduccions de l'entubat o en les platines del tub de la bomba.

f) **Multímetre:** Les especials característiques d'aquestes medicions condicionen el tipus i especificacions tècniques del multímetre a emprar. D'una part, per a obtenir una sensibilitat equivalent a 0.01 K serà necessari que el multímetre tingui un fons d'escala de 6 dígits. En particular, si l'element termomètric és una resistència de platí, haurà de tenir una resolució de 0.001 ohms en una escala superior a 100 ohms. D'altra part, el multímetre haurà de disposar d'un sistema d'alimentació per bateries internes o externes, ja que les mesures es realitzen al camp, i posseir alhora, l'opció de mesurar resistències amb quatre conductors.

Així doncs, tenint en compte els factors esmentats anteriorment, l'instrumental utilitzat en la present campanya es compon dels següents elements:

- **Dispositiu termomètric:** Resistència de platí Pt-100 DIN43760, subministrada per Crison Instruments S.A., amb un encapsulat protector i estanc d'acer inoxidable i amb un recobriment interior d'òxid de silicó. La constant de temps del dispositiu és de 6 s. La constant termomètrica és aproximadament de $0.385 \Omega K^{-1}$. Tanmateix, el contrapès és d'acer inoxidable de 20 mm de diàmetre i 25 cm de longitud, dissenyat de tal manera que permeti el contacte lliure de l'aigua amb la termosonda. El seu pes és de 520 g.

- **Cable:** Es disposa de dues bobines de cable de 500 i 1000 m de longitud, especialment dissenyat per a aquesta tasca per Ralocar S.A.. La seva configuració és de quatre conductors de coure platejat de 0.25 mm^2 multifilars amb un aïllant de FEP (fluoretilè propilè) i un fiador central de kevlar; el revestiment exterior és igualment de FEP. El diàmetre extern és de 3.5 mm amb un pes de 25 kg km^{-1} i una resistivitat de $55 \Omega \text{ km}^{-1}$. La temperatura màxima de treball és de 200°C. El dispositiu que mesura la profunditat a la qual s'efectua la mesura és un comptametres mecànic Hengstler 0225008 de 0.01 m de resolució.

- **Multímetre:** El multímetre emprat es un Hewlett-Packard 3468-A, el qual presenta una resolució de 0.001 ohms en el rang de 0-300 ohms i pot ser alimentat per bateria interna recarregable de 5 hores de duració.

Finalment, cal a dir que totes les termosondes utilitzades han estat prèviament calibrades amb la configuració global de l'equip (sonda, cable, multímetre) en el Departament d'Estructura i Constituents de la Matèria de la Universitat de Barcelona. Per a això, s'han utilitzat dos punts fixes de temperatura corresponents al punt de fusió del gel i ebullició de l'aigua respectivament. A fi de calibrar el multímetre, les lectures obtingudes s'han comparat amb les mesures alhora amb un multímetre Solartron 8071, el qual ofereix un dígit més de precisió. La funció termomètrica d'interpolació entre els dos punts de calibració és (Quinn, 1985)

$$T = (100 \cdot (R_T - R_0) / (R_{100} - R_0)) + D \cdot (T/100 - 1) \cdot T/100$$

on T és la temperatura corresponent a la resistència mesurada R_T . R_{100} , i R_0 són les resistències a 100°C i 0°C respectivament i $D = 1.558$. La precisió i sensibilitat del dispositiu termomètric, obtingudes en els processos de calibració, són superiors a 0.05 K i 0.01 K respectivament.

III.4 CONCLUSIONS

D'entre els mètodes directes de determinació del gradient geotèrmic, cal destacar els que es basen en les mesures de temperatura obtingudes en els sondatges petrolers (BHT) i les obtingudes a pous d'abastament d'aigua.

La determinació del gradient a partir dels registres BHT tenen l'avantatge d'assolir profunditats importants -2000 a 5000 m - i per tant, les correccions degudes a efectes externs (topogràfic i paleoclimàtic) seran poc rellevants. Igualment, els efectes produïts per circulació d'aigua subterrània seran més atenuats ja que el flux de circulació decreix amb la fondària. No obstant, presenten alguns inconvenients d'importància: d'una part, els valors deduïts són, en general, poc precisos amb errors relatius que poden ser de l'ordre de 20 - 30%. D'altra part, degut a la seva finalitat, estan ubicats en zones de característiques geològiques molt determinades i per tant, la seva distribució en àrees extenses serà molt irregular.

Pel que fa als pous d'abastament, el principal avantatge, a més de la major precisió de mesura, és la seva disponibilitat, ja que permet cobrir àmplies zones d'estudi amb un mostreig força regular. Per contra, les mesures estaran influenciades per efectes superficials i principalment, per circulació d'aigua subterrània.

Tècniques de mesura del gradient geotèrmic

L'instrumental utilitzat permet realitzar mesures de temperatura amb una precisió absoluta superior a 0.05 K i una sensibilitat superior a 0.01 K. El gradient geotèrmic és obtingut amb una resolució de l'ordre de 1 mK m^{-1} .

CAPÍTOL IV

CORRECCIONS APLICABLES A LES MESURES DE GRADIENTS GEOTÈRMICS

INTRODUCCIÓ

Les dades obtingudes en les mesures de gradient geotèrmic palesen l'evolució tèrmica en un punt i unes condicions temporals i espaials determinades. Tenint en compte les profunditats assolides, aquestes mesures poden estar influenciades per efectes superficials tals com: variacions de la temperatura superficial, topografia de la regió, evolució geològica, processos convectius, inhomogeneïtats del medi, etc.. Les pertorbacions produïdes sobre el règim tèrmic per aquests efectes són de la mateixa magnitud i, sovint més grans, que les variacions ocasionades pels processos geodinàmics més profunds, de tal manera que aquests queden totalment enmascarats pels anteriors.

La correcció d'aquestes pertorbacions superficials és especialment important en estudis de processos geodinàmics profunds i en la comparació de dades obtingudes a diferents indrets. En aquest sentit, les correccions estàndar comunment utilitzades corresponen als següents efectes (Haenel et al., 1980):

- Variacions de la temperatura superficial
- Efectes d'erosió, sedimentació i aixecament
- Efecte topogràfic

Aquestes correccions són analitzades detalladament en els propers apartats i es quantifica la seva magnitud d'acord amb les característiques particulars de la zona d'estudi proposada. El càlcul de la pertorbació s'ha fet fins una fondària màxima de 500 m ja que és el rang de profunditats assolit en els medicions efectuades a pous d'abastament d'aigua. Evidentment, les correccions aplicables són de signe contrari als efectes calculats. Igualment, sota l'epígraf d'altres correccions, es descriuen qualitativament les pertorbacions produïdes per canvis litològics, presència del mar, intrusions magmàtiques, etc.

D'altra part, l'aplicació de les correccions està en funció de l'efecte que produeixen sobre les temperatures i gradients mesurats i, per tant, amb la sensibilitat de l'instrument utilitzat ja que no té sentit efectuar correccions quan l'efecte de les quals està dins l'error instrumental. D'acord amb això, serà suficient considerar que les correccions aplicables afectin la temperatura en 0.01 K com a màxim, i 1 mK m^{-1} el gradient geotèrmic.

IV.1 EFECTES DIARI I ESTACIONAL

La superfície de la Terra està sotmesa a canvis de temperatura de període diari i anual o estacional. Aquests canvis de temperatura es propaguen cap el seu interior de tal manera que la seva amplitud s'esmorreeix amb la profunditat provocant una pertorbació transitòria amb el consegüent emmagatzemament de calor.

Així doncs, si considerem un medi homogeni i isòtrop, i que les variacions tèrmiques afecten solament la component vertical, l'efecte de les variacions diàries i estacionals de la temperatura superficial estarà donada per l'equació (2.6):

$$a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t}$$

on a: difusivitat tèrmica del medi
 z: profunditat (positiva cap avall)

Assumint que les variacions de temperatura superficial són de forma sinusoidal, les condicions de contorn seran:

$$\begin{aligned} T_s &= T_0 + \Delta T \cos wt \\ T &\rightarrow T_0 \text{ amb } Z \rightarrow \infty \end{aligned}$$

on T_s : temperatura superficial
 T_0 : temperatura mitja superficial
 ΔT : semi-amplitud de la variació superficial
 $w = (2\pi / \tau)$ sent τ el període de la variació.

La solució d'aquesta equació és (Turcotte i Schubert, 1982):

$$T = T_0 + \Delta T \exp(-z(w/2a)^{1/2}) \cos (wt - z(w/2a)^{1/2})$$

La figura 4.1 representa l'increment de temperatura en funció d'una profunditat adimensional $(z(w/2a)^{1/2})$ per a diferents temps i una semi-amplitud de variació de $\Delta T = 10^\circ\text{C}$. Com es pot observar, l'envolvent d'aquesta família de corbes representa

l'increment màxim de temperatures per a diferents temps a una profunditat prefixada. És fàcil demostrar que l'expressió analítica d'aquesta envoltent és

$$T_{env} = \pm \Delta T \exp(-z(w/2a)^{1/2})$$

la qual ens dóna la correcció màxima de temperatura en cada punt.

No obstant, l'evolució del gradient no té perquè ser la mateixa que la de la temperatura ja que dependrà del pendent d'aquesta en cada punt. La pertorbació sobre el gradient geotèrmic està donada per

$$G = \partial T / \partial z = (w/2a)^{1/2} \Delta T \exp(-z(w/2a)^{1/2}) (\sin(wt - z(w/2a)^{1/2}) - \cos(wt - z(w/2a)^{1/2}))$$

i l'envolent d'aquesta família de corbes és

$$G_{env} = \pm \sqrt{2} (w/2a)^{1/2} \Delta T \exp(-z(w/2a)^{1/2})$$

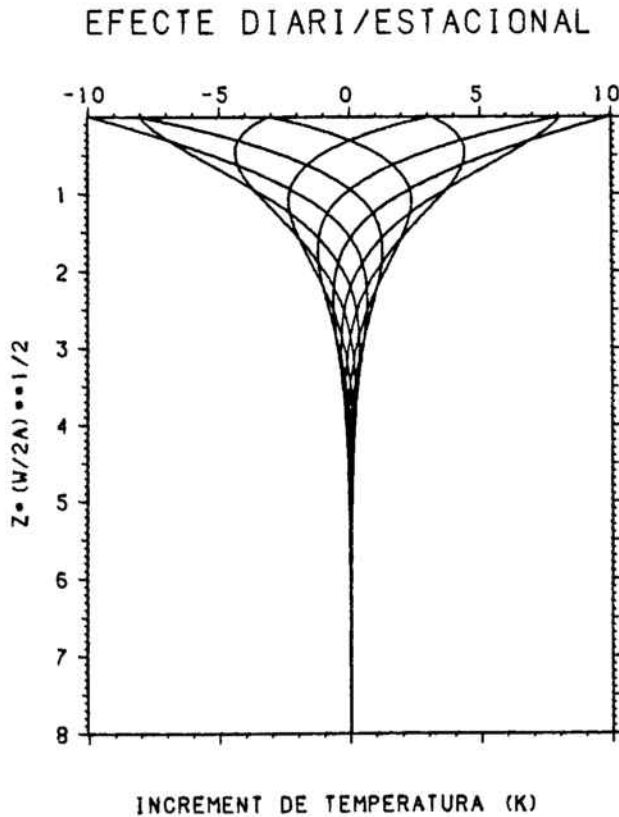


Fig. 4.1 Increment de temperatura en funció de la profunditat adimensional $(z(w/2a)^{1/2})$ per a diferents temps i una variació de la temperatura superficial de $\pm 10^{\circ}\text{C}$

Així doncs, per al cas de les variacions diàries i segons les dades de l'Observatori Fabra de Barcelona (Campo et al., 1986) corresponents a l'any 1979, la màxima variació enregistrada a l'esmentat observatori va ésser de 16.7°C . Per tant, si es considera $\Delta T = 8.5^{\circ}\text{C}$, $w = 7.27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ i $a = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ s'obté que per $z = 1.12 \text{ m}$ l'amplitud de l'oscil·lació respecte la temperatura s'haurà reduït a 0.01 K , valor equivalent a la sensibilitat del termòmetre. Per contra, en referència al gradient, serà necessària una profunditat de $z = 1.85 \text{ m}$ per reduir l'oscil·lació a 1 mK m^{-1} .

Igualment, la màxima variació anual de temperatures mesurades a l'any 1979 a l'Observatori Fabra és de 36.5°C (Campo et al., 1986). En aquest cas tindrem $\Delta T = 18.25^{\circ}\text{C}$, $w = 1.99 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ i $a = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ i per tant, la profunditat a la qual l'amplitud de l'oscil·lació de la temperatura és inferior a 0.01 K és de $z = 23.74 \text{ m}$ mentre que per a obtenir una variació inferior a 1 mK m^{-1} en gradient, resulta $z = 28.48 \text{ m}$.

Cal tenir en compte, que els valors de les amplituds de les oscil·lacions de temperatura diàries i estacionals poden variar d'una zona a altra de Catalunya per efecte, principalment, de la humitat ambiental. En qualsevol cas, les pertorbacions produïdes sobre la temperatura o el gradient geotèrmic per les variacions diàries i estacionals poden ser menyspreades a profunditats superiors a 2 m i 30 m respectivament.

IV.2 EFECTE PALEOCLIMÀTIC

A més de les variacions de temperatures diàries i estacionals, la superfície de la Terra està sotmesa a variacions climàtiques de gran període, de tal manera que gran part de les seves regions han sofert glaciacions en èpoques passades. És d'esperar doncs, que les pertorbacions produïdes per aquest efecte es deixin sentir a profunditats considerables.

Per tal d'obtenir un ordre de magnitud aproximat de la seva penetració, es pot suposar que les variacions paleoclimàtiques són de la mateixa forma que les diàries i estacionals però amb un període de 10^4 anys i una semi-amplitud de 8°C , corresponent a considerar la temperatura mitja actual de 15°C i -1°C per a les èpoques glacials. Amb aquestes hipòtesis s'obté que la profunditat a la qual la penetració de la temperatura és inferior a 0.01 K és de 2200 m aproximadament.

No obstant, per a efectuar la correcció de les mesures de temperatura és necessari emprar models que s'ajustin millor a l'evolució climàtica real. El model més sovint emprat suposa que els períodes glacials i interglacials corresponen a canvis sobtats de temperatura de durada determinada. Això permet representar-los com a funcions de graó, de tal manera que en els intervals de temps $(0, t_1)$, (t_1, t_2) , (t_2, t_3) , ... la temperatura a la superfície de la Terra difereix del seu valor actual en $0, T_1, T_2, \dots$ respectivament.

D'altra part, la solució de l'equació de transmissió de calor

$$\partial T / \partial t = a (\partial^2 T / \partial z^2)$$

amb les condicions

$$T(0, t) = 1 \quad \text{per} \quad 0 < t \leq \infty$$

$$T(z, 0) = 0 \quad \text{per} \quad 0 < z \leq \infty$$

és de la forma (Carslaw i Jaeger, 1959)

$$T = 1 - (2 / \sqrt{\pi}) \int_0^{z / \sqrt{4at}} \exp(-\xi^2) d\xi = 1 - \text{erf}(z / (4at)^{1/2})$$

on $\text{erf}(x)$ és la funció error d' x .

Per tant, l'increment de temperatura en profunditat degut a un canvi de la temperatura superficial segons una funció escalonada com la descrita anteriorment estarà donada per (Jaeger, 1965)

$$\Delta T(z) = \sum R_i \Delta T_i$$

$$\text{on} \quad R_i = \text{erf}(z / (4at_i)^{1/2}) - \text{erf}(z / (4at_{i+1})^{1/2})$$

$$i \quad \Delta T_i = T_i - T_0$$

i on els diferents " t_i " es compten a partir del temps actual i " T_i " és la temperatura que se suposa en el període (t_i, t_{i+1}) .

Tanmateix, la pertorbació produïda en el gradient geotèrmic serà (Cermak, 1971)

$$\Delta G(z) = \sum \bar{R}_i \Delta T_i$$

on ara $\bar{R}_i = (1/(\pi at_i)^{1/2}) \exp(-z^2/4at_i) - (1/(\pi at_{i+1})^{1/2}) \exp(-z^2/4at_{i+1})$

Aquest model de correcció paleoclimàtica és el recomanat per la "Commission of the European Communities" (Balling et al., 1981a) com a estàndart per a la determinació del flux de calor. Igualment, existeixen d'altres models més complexos on es considera, per exemple, una variació linial de la temperatura en les èpoques interglacials (Balling et al., 1981b). En qualsevol cas, el problema principal estriba en conèixer l'evolució de la temperatura superficial al llarg del temps, ja que les correccions resultants són força sensibles a aquesta funció.

Segons Haeberli et al. (1984), a fondàries inferiors a 500 m els períodes de temps que més influència tenen sobre l'amplitud de la correcció de la temperatura són els que van de 0 a 10^4 anys i de 10^4 a 10^5 anys, i en menor proporció però també important el de 10^5 a 10^6 anys. En pous més profunds (500 a 2000 m) els períodes dominants són els de 10^4 a 10^5 anys i de 10^5 a 10^6 anys respectivament.

El període de 0 a 10^4 anys és especialment sensible al model climàtic emprat, de tal manera que petits canvis en aquest poden produir diferències significants en les correccions de temperatura i gradient. Per tant, cal escollir un model d'evolució climàtica que s'ajusti el màxim possible a les condicions particulars de la regió d'estudi. Els models proposats són molt nombrosos i discrepans entre sí; malgrat això, Vasseur i Lucazeau (1983) proposen un model d'evolució climàtica que és el resultat promig de tretze models diferents elaborats per a Europa. Segons això, la temperatura hauria evolucionat de la següent manera:

Temps (anys)		ΔT_i (°C)	Període
0	- 10	0	Present
10	- 120	+ 0.5	Present climatic optimum
120	- 650	- 0.5	Little ice age
650	- 1000	+ 0.7	Little climatic optimum
1000	- 2200	- 0.5	Subatlantic
2200	- 5000	+ 1.2	Subboreal
5000	- 7000	+ 2.0	Atlantic
7000	- 8000	+ 0.7	Bothnian
8000	- 9500	+ 1.0	Boreal
9500	- 10500	- 0.5	Preboreal

En el període de 10^4 a 10^5 anys les dades són molt més inexactes i contradictòries ja que es proposen models on l'increment de temperatura alterna valors positius i negatius de ± 10 °C (Balling et al., 1981b; Beck, 1977); models on la variació màxima és de 0 a -2 °C (Cermak, 1971) i models on l'increment de temperatura és sempre negatiu, oscil.lant entre -4 i -13 °C (Haeberli et al., 1984).

Tenint en compte que Catalunya està situada entre les latituds de $40^{\circ} 30'$ i 43° aproximadament, i que està sotmesa a la influència climàtica de la Mediterrània, s'ha d'esperar que les variacions de la temperatura superficial hagin estat relativament suaus.

Assumint una variació màxima de temperatura de -7 °C i tenint en compte que la temperatura mitja anual a nivell de mar és actualment de 15 °C, s'obtindrien temperatures de 2 a 3 °C a 1000 m i de 0 a -1 °C a 1500 m, suposant un gradient atmosfèric de 5 a 6 °C km⁻¹. Aquestes temperatures concorden amb la presència de morrenes terminals de glaciers als Pirineus entre 1000 i 1500 m (Vilaplana, 1983). No obstant, de les anàlisis polinològiques realitzades al nord-est de França (Woillard i Mook, 1982) es desprèn que durant el període glacial del Würm (10500-65000 anys), la temperatura no es mantení constant, observant-se importants augments de curta durada. Així doncs, a efectes de càlcul de la correcció paleoclimàtica, s'ha considerat que la variació mitja de temperatura en aquest període ha estat de -5 °C, resultant el següent model climàtic:

Temps (anys)	ΔT_i (°C)	Període
10500 - 65000	- 5	Würm
65000 - 100000	0	Riss-Würm interglacial

L'avaluació de les pertorbacions sobre la temperatura del subsòl i el gradient geotèrmic, segons els models d'evolució climàtica referits anteriorment, es presenten en les figures 4.2a i b.

D'aquestes figures es dedueix que la correcció paleoclimàtica és de particular importància a fondàries inferiors a 130 m, on l'error relatiu en la mesura del gradient geotèrmic és superior, en general, al 10 %. A profunditats superiors, fins a 500 m, aquest error pot variar entre el 5 % i el 10 %, segons sigui el gradient nominal.

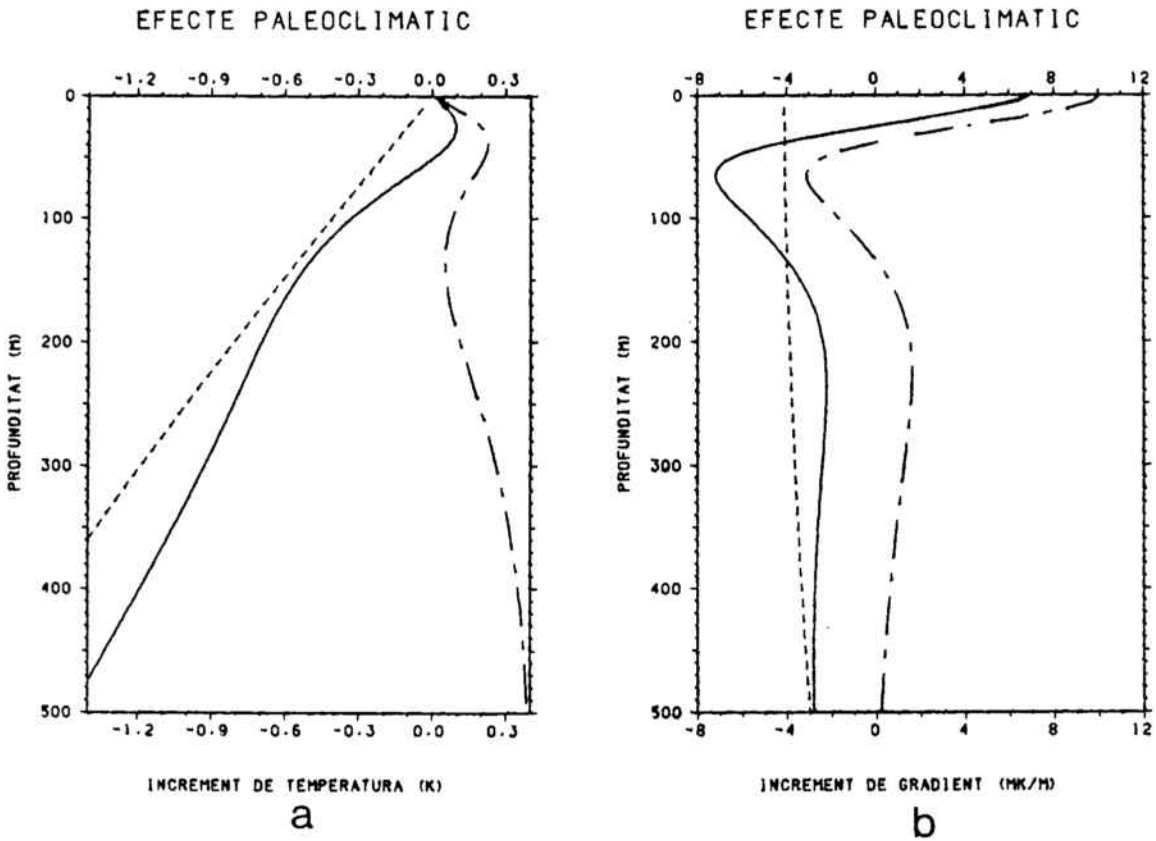


Fig. 4.2 Efecte paleoclimàtic per a diferents períodes: (-.-) 0 a 10⁴ anys; (...) 10⁴ a 10⁵ anys; (-) 0 a 10⁵ anys. a) Influència sobre la temperatura. b) Influència sobre el gradient geotèrmic.

Evidentment, aquests valors, i per tant l'anàlisi resultant, està subjecta al model d'evolució climàtica que sigui emprat, dependent alhora de la latitud geogràfica i del criteri i dades disponibles per part de l'investigador.

IV.3 EFECTE TOPOGRÀFIC

Una altra causa de pertorbacions en el règim tèrmic relacionada amb les condicions de contorn, és l'efecte topogràfic. Aquest efecte és produït per les variacions d'alçada de la superfície del terreny i degut a que la temperatura superficial no evoluciona segons el gradient geotèrmic, sinó que ho fa segons el gradient atmosfèric. Això, provoca distorsions en la distribució de temperatura del subsòl, de tal manera que el gradient geotèrmic augmenta a les valls i disminueix a les muntanyes.

S'ha fet un gran nombre de tractaments matemàtics per abordar aquest problema. Un dels primers és degut a Lees (1910) en el que sobre un espai bidimensional s'ajusta la topografia a una funció analítica mitjançant formes geomètriques senzilles. Jeffreys (1938) elaborà un model on se suposa una variació linial de la temperatura superficial proporcional a la diferència de gradients geotèrmic i atmosfèric i cercà les pertorbacions de la temperatura amb la profunditat. D'altra part, Bullard (1938) amplià el treball de Jeffreys deduint la pertorbació mitja del gradient geotèrmic a una profunditat donada. Birch (1950) proposa alhora una modificació del model anterior, considerant que la superfície topogràfica evoluciona amb el temps degut a fenòmens d'erosió i aixecament. Per últim, Blackwell et al. (1980), han desenvolupat un mètode basat en la prolongació analítica del camp que permet avaluar els efectes deguts a variacions microclimàtiques a l'entorn del punt mesurat.

D'entre aquests models, s'ha escollit el desenvolupat per Jeffreys-Bullard per les següents raons: en primer lloc, el model proposat per Lees i millorat, posteriorment, per Jaeger i Sass (1963), només permet estimar l'ordre de magnitud de l'efecte topogràfic ja que la topografia real és, en general, força irregular com per ser aproximada per una funció analítica senzilla. El model elaborat per Birch és utilitzat sovintment però presenta l'inconvenient que s'ha de conèixer l'evolució topogràfica de la zona amb certa fiabilitat, la qual cosa no és gens fàcil per a àrees extenses. Finalment, el model de Blackwell et al., tot i ser el que més precisió ofereix, és també el que més dades requereix ja que en ell es considera l'orientació i pendent de les muntanyes, vegetació, microclima, etc. i, per tant, és pràcticament aplicable tan sols a estudis molt locals. D'altra part, el model de Jeffreys-Bullard és el recomanat per la "Comission of the European Communities" (Balling et al., 1981a) com a mètode estàndart de correcció topogràfica.

Per al desenvolupament matemàtic d'aquest model definirem, en primer lloc, $T(x,y,z)$ com la temperatura del subsòl amb les coordenades (x,y) centrades al pou i "z" amb origen a un nivell de referència que coincideix amb el nivell del mar i creixent cap avall, h_0 serà l'alçada de la boca del pou s.n.m. (creixent cap amunt) i $h(x,y)$ l'alçada de la superfície de la Terra. Se suposa que la temperatura mitja de la superfície varia linealment amb l'alçada segons el gradient atmosfèric G' . Si assumim que el medi és homogeni i isotròpic, i el règim de temperatures és estacionari, es complirà

$$\nabla^2 T = 0 \quad \text{per} \quad z > -h(x,y)$$

amb les condicions de contorn

$$T(x,y,-h(x,y)) = T_0 - G'(h(x,y)-h_0)$$

on T_0 és la temperatura mitja anual a la boca del pou, i a més

$$\partial T / \partial z = G \quad \text{per} \quad z \rightarrow \infty$$

D'altra part, la temperatura que s'obtidria a una certa profunditat si la superfície de la Terra fos plana és $T_1(z) = T_0 + Gz$. Per tant, la pertorbació que introdueix l'efecte topogràfic sobre la temperatura del subsòl està donada per:

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

Òbviament, la nova funció $\delta T(z)$ verifica l'equació de Laplace; està acotada i és coneguda en un contorn determinat. Així doncs, l'equació a resoldre és:

$$\nabla^2 (\delta T) = 0 \quad \text{per} \quad z > -h(x,y)$$

amb la condició de contorn

$$\delta T(x,y,-h_0) = (G-G')(h(x,y)-h_0)$$

La solució d'aquesta equació en $x=y=0$, és a dir, al llarg del pou és (Balling et al., 1981a)

$$\delta T(0,0,z) = (G-G') \int_0^\infty (r(z+h_0) / (r^2 + (z+h_0)^2)^{3/2}) dr \quad (1/2 \pi) \int_0^{2\pi} (h(r, \phi) - h_0) d\phi$$

Igualment, la pertorbació sobre el gradient geotèrmic és

$$\delta G = (\partial/\partial z) (\delta T) = (G-G') \int_0^\infty (r(r^2 - 2(z+h_0)^2) / (r^2 + (z+h_0)^2)^{5/2}) dr \quad (1/2 \pi) \int_0^{2\pi} (h(r, \phi) - h_0) d\phi$$

on $z + h_0$ representa la profunditat del punt de mesura respecte de la boca del pou, la qual coincideix amb "z" (z està referida al nivell del mar) (fig. 4.3).

Així doncs, en primer lloc cal tenir una estimació dels gradients G i G' . Per al gradient atmosfèric es pot prendre el valor $G' = 0.0067 \text{ K m}^{-1}$, mentre que el gradient geotèrmic no pertorbat " G " pot ser obtingut del seu valor mig regional.

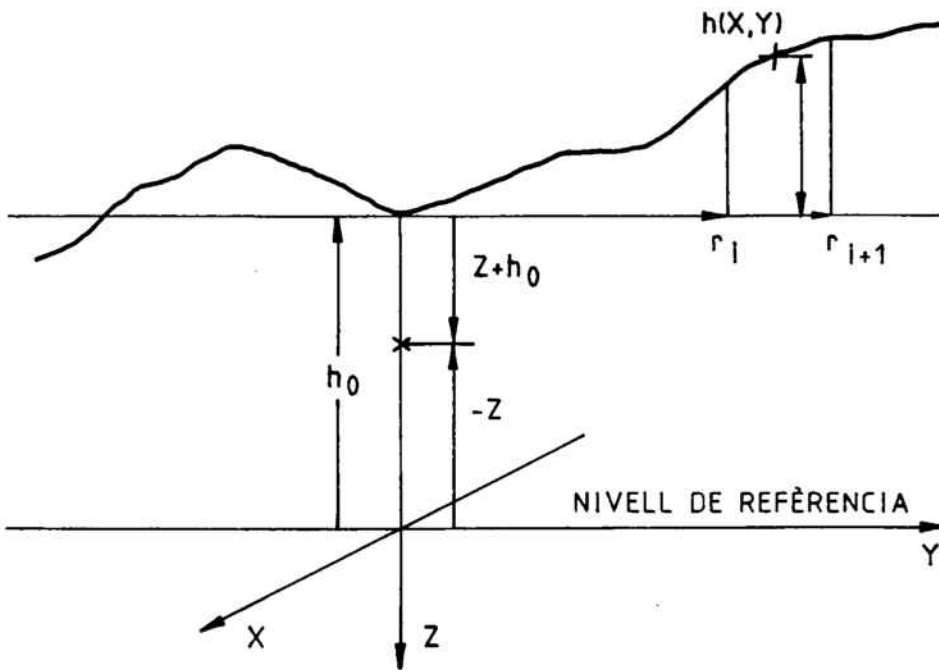


Fig. 4.3 Esquema on es mostren les diferents variables per al càlcul de la correcció topogràfica.

El mètode per a fer l'avaluació numèrica de les integrals consisteix en dividir la superfície del sòl al voltant del pou en cercles concèntrics de radi r_i ($i = 1,N$) els quals, alhora, són subdividits en sectors circulars. D'altra part,

$$(1/2 \pi) \int_0^{2\pi} (h(r,\phi) - h_0) d\phi = H_i(r)$$

on H_i és la diferència d'alçades mitja entre la cota del pou i la superfície del sòl en cada anell circular. Per tant, si s'avalua aquesta diferència d'alçades per a cada sector

circular d'un anell determinat amb l'ajut d'un mapa topogràfic, és fàcil determinar l'alçada mitja H_i de cada anell, els quals tindran una amplada de $r_i - r_{i-1}$.

Les dimensions dels r_i radis són, d'acord amb les recomanacions de la "Commission of the European Communities" (Balling et al., 1981a), les següents: 50, 200, 350, 500, 1000, 1500, 2250, 3250, 4750, 6000, 9000, 15000, 20000, 30000, 50000, 75000, i 100000 metres; i el nombre de sectors de cada anell és, respectivament: 4, 6, 6, 8, 12, 16, 16, 24, 32, 32, 32, 32, 32, 32, 32, 32.

Partint de les expressions anteriors, s'ha fet una anàlisi numèrica per tal d'avaluar els efectes de la topografia sobre la temperatura i el gradient geotèrmic.

En primer lloc, s'ha fet una estimació de les alçades màximes de cada anell per a la topografia de Catalunya excloent el Pirineu. Això s'ha fet fins un radi màxim de 30 km sobre un mapa topogràfic d'escala 1:250000. El resultat s'exposa en la taula IV.1 .

En els anells de radi superior fins a 100 km s'ha suposat, igualment, una alçada màxima de 300 m ja que si bé és cert que a l'augmentar la distància l'alçada pot créixer més, també ho és que el promig tendeix a estabilitzar-se. D'altra part, com veurem posteriorment, a partir d'una distància de 6 km els efectes topogràfics sobre el gradient són menyspreables.

Taula IV.1 Alçades màximes de cada anell per a la topografia de Catalunya excloent els Pirineus.

DISTÀNCIA (m)	ALÇADA MAX. (m)
0 - 50	25
50 - 200	50
200 - 350	50
350 - 500	75
500 - 1000	75
1000 - 1500	100
1500 - 2250	100
2250 - 3250	200
3250 - 6000	300
6000 - 9000	300
9000 - 15000	300
15000 - 30000	300

Les figures 4.4a i 4.4b representen, respectivament, l'evolució de l'efecte topogràfic sobre la temperatura i el gradient geotèrmic vers la profunditat.

D'elles es dedueix que l'efecte màxim s'inscriu en l'interval de 20-30 m per a suavitzar-se paulatinament fins arribar a 150-200 m de fondària, on l'efecte sobre el gradient és quasi constant, amb un valor de 2.5 mK m^{-1} . Com s'ha esmentat anteriorment, aquests efectes representen el límit màxim aproximat de la pertorbació tèrmica degut a la topografia.

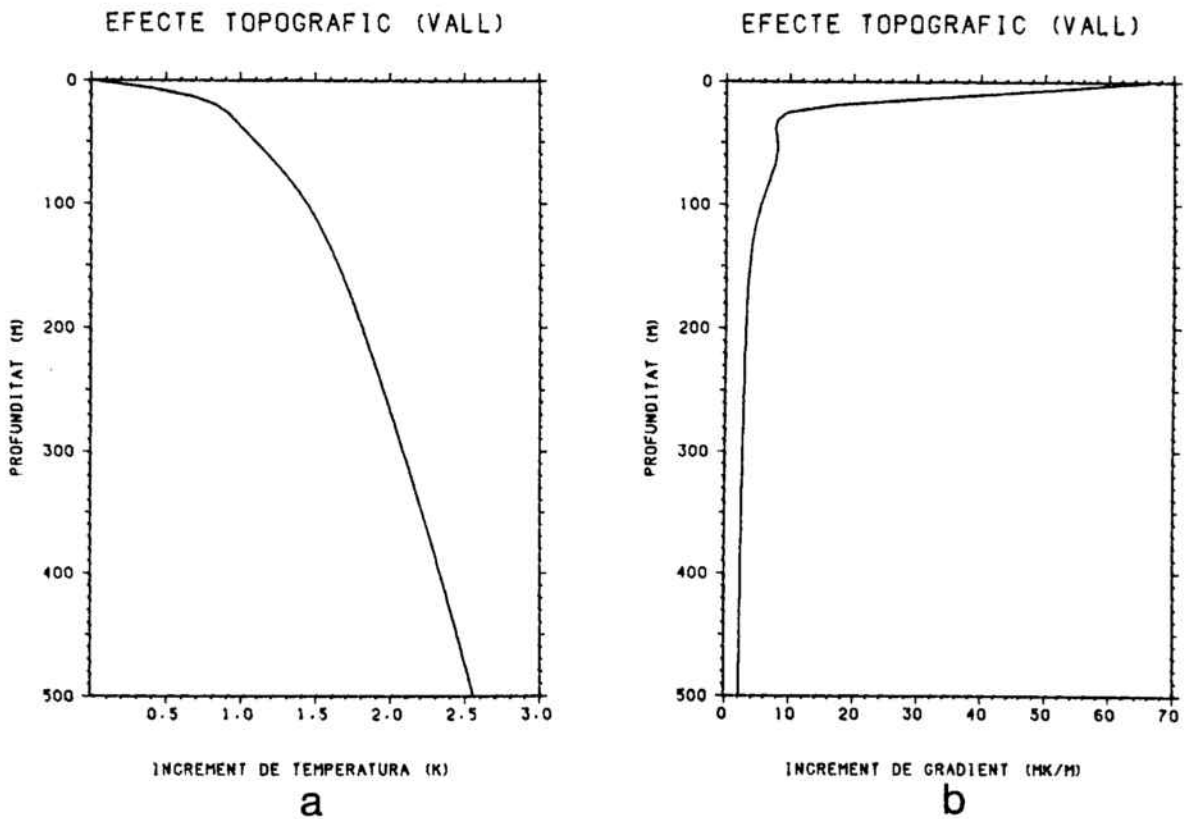


Fig. 4.4 Efecte topogràfic suposant un model de màxima variació topogràfica. a) Influència sobre la temperatura. b) Influència sobre el gradient geotèrmic.

De les expressions integrals deduïdes anteriorment per a les correccions sobre la temperatura i el gradient, es pot veure que per a un model d'anells determinat, l'únic factor que influeix sobre la correcció és l'alçada mitja de cada anell. A més, la seva influència és lineal, de tal manera que si assignem a cada anell una alçada de referència de 1000 m, podrem determinar l'efecte d'un anell qualsevol d'alçada arbitrària fent, tan sols, la proporció respecte l'alçada de referència. Igualment, el fet

que l'alçada mitja d'un anell sigui positiva o negativa solament afecta el signe de la correcció.

En les taules IV.2 i IV.3 es reflecteixen els efectes sobre la temperatura i el gradient produïts per cada anell a diferents profunditats, suposant una alçada mitja de 1000 m.

Aquestes taules proporcionen un mètode ràpid i fàcil per a fer una primera avaluació de l'efecte topogràfic. Evidentment, per a saber l'efecte total a una profunditat determinada, caldrà sumar els efectes parcials de tots els anells.

D'altra part, per a una topografia maximitzada com la descrita anteriorment, es desprèn que a partir d'un radi de 6 km els efectes sobre el gradient poden ser menyspreats, ja que la suma dels efectes dels anells restants és inferior a 1 mK m^{-1} .

IV.4 EFECTES D'EROSIÓ, SEDIMENTACIÓ I AIXECAMENT

Els processos d'erosió, sedimentació i aixecament (uplift) comporten un canvi en la temperatura del subsòl ja que la geoterma inicial s'ha d'adaptar a les noves condicions de contorn. Així doncs, en un procés erosiu, a mesura que la superfície del terreny és erosionada fins una profunditat "z" on hi havia una temperatura $T_0 + Gz$ corresponent al gradient geotèrmic inicial, aquesta és modificada a T_0' i, per tant, hi haurà un augment respecte la distribució inicial de temperatures. En els casos de sedimentació i aixecament, el fenomen presenta característiques similars però ara, el gradient disminuirà. A més, la nova temperatura superficial T_0' pot diferir de la inicial T_0 en funció del gradient atmosfèric, depenent de si hi ha hagut una variació efectiva del nivell topogràfic en els esmentats processos.

Per al tractament matemàtic d'aquest problema se suposarà que la proporció d'erosió, sedimentació o aixecament, té una velocitat constant "U". A més, en lloc de considerar que la superfície del terreny és mòbil, com succeeix realment, se suposarà que aquesta roman fixa i que és el medi qui es mou amb velocitat "U". Amb aquestes hipòtesis, la divergència de la densitat de flux de calor estarà donada per un terme transitori més un altre convectiu. Per tant, l'equació diferencial a resoldre serà:

$$\text{div } \vec{q} = -\rho c (\partial T / \partial t) - \rho c \bar{U} (\partial T / \partial z)$$

o bé

		PROFUNDITAT (m)										
		0.	50.	100.	150.	200.	250.	300.	350.	400.	450.	500.
0.	RADI ANELLS (m)	0.000	-8.336	-2.659	-1.242	-0.711	-0.459	-0.320	-0.236	-0.181	-0.143	-0.116
50.		0.000	-8.952	-10.650	-8.803	-6.660	-5.002	-3.818	-2.979	-2.374	-1.930	-1.596
200.		0.000	-2.201	-3.836	-4.690	-4.889	-4.681	-4.278	-3.815	-3.361	-2.949	-2.586
350.		0.000	-0.948	-1.785	-2.434	-2.867	-3.098	-3.165	-3.115	-2.989	-2.819	-2.628
500.		0.000	-1.029	-2.017	-2.929	-3.737	-4.421	-4.973	-5.394	-5.691	-5.876	-5.965
1000.		0.000	-0.372	-0.739	-1.095	-1.436	-1.758	-2.057	-2.330	-2.577	-2.795	-2.984
1500.		0.000	-0.248	-0.495	-0.739	-0.977	-1.210	-1.436	-1.653	-1.860	-2.057	-2.242
2250.		0.000	-0.154	-0.307	-0.460	-0.611	-0.761	-0.908	-1.053	-1.194	-1.333	-1.467
3250.		0.000	-0.109	-0.218	-0.327	-0.435	-0.543	-0.650	-0.756	-0.861	-0.965	-1.067
4750.		0.000	-0.050	-0.101	-0.151	-0.201	-0.251	-0.301	-0.351	-0.400	-0.449	-0.498
6000.		0.000	-0.062	-0.124	-0.186	-0.248	-0.310	-0.372	-0.434	-0.495	-0.556	-0.617
9000.		0.000	-0.049	-0.097	-0.146	-0.194	-0.243	-0.291	-0.339	-0.388	-0.436	-0.484
15000.		0.000	-0.019	-0.038	-0.057	-0.076	-0.095	-0.114	-0.133	-0.152	-0.171	-0.190
20000.		0.000	-0.019	-0.037	-0.056	-0.075	-0.093	-0.112	-0.130	-0.149	-0.168	-0.186
30000.		0.000	-0.015	-0.029	-0.044	-0.058	-0.073	-0.087	-0.102	-0.116	-0.131	-0.146
50000.		0.000	-0.007	-0.015	-0.022	-0.030	-0.037	-0.045	-0.052	-0.060	-0.067	-0.075
75000.		0.000	-0.004	-0.008	-0.011	-0.015	-0.019	-0.023	-0.027	-0.030	-0.034	-0.038
100000.												

TAULA VI.2: Efecte produït sobre la temperatura en funció de la profunditat i el radi dels anells considerant una alçada mitjà per a cada anell de 1000 m.

Correccions aplicables a les mesures de gradients
geotèrmics

RADI ANELLS (m)	PROFUNDITAT (m)										
	0.	50.	100.	150.	200.	250.	300.	350.	400.	450.	500.
0.	-1.8640	0.2334	0.0485	0.0159	0.0069	0.0036	0.0021	0.0013	0.0009	0.0006	0.0005
50.	-0.2237	-0.1050	0.0182	0.0452	0.0385	0.0280	0.0198	0.0141	0.0103	0.0077	0.0058
200.	-0.0462	-0.0398	-0.0249	-0.0098	0.0009	0.0067	0.0090	0.0093	0.0087	0.0078	0.0067
350.	-0.0193	-0.0182	-0.0150	-0.0108	-0.0065	-0.0028	0.0000	0.0019	0.0031	0.0037	0.0039
500.	-0.0207	-0.0203	-0.0191	-0.0173	-0.0150	-0.0124	-0.0097	-0.0071	-0.0048	-0.0027	-0.0009
1000.	-0.0075	-0.0074	-0.0072	-0.0070	-0.0066	-0.0062	-0.0057	-0.0052	-0.0046	-0.0041	-0.0035
1500.	-0.0050	-0.0050	-0.0049	-0.0048	-0.0047	-0.0046	-0.0044	-0.0042	-0.0040	-0.0038	-0.0036
2250.	-0.0031	-0.0031	-0.0031	-0.0030	-0.0030	-0.0030	-0.0029	-0.0029	-0.0028	-0.0027	-0.0027
3250.	-0.0022	-0.0022	-0.0022	-0.0022	-0.0022	-0.0021	-0.0021	-0.0021	-0.0021	-0.0021	-0.0020
4750.	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010
6000.	-0.0012	-0.0012	-0.0012	-0.0012	-0.0012	-0.0012	-0.0012	-0.0012	-0.0012	-0.0012	-0.0012
9000.	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010	-0.0010
15000.	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004
20000.	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004	-0.0004
30000.	-0.0003	-0.0003	-0.0003	-0.0003	-0.0003	-0.0003	-0.0003	-0.0003	-0.0003	-0.0003	-0.0003
50000.	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001
75000.	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001
100000.	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001	-0.0001

TAULA IV.3: Efecte produït sobre el gradient en funció de la profunditat i el radi dels anells considerant una alçada mitja per a cada anell de 1000 m.

$$\partial T / \partial t + \bar{U} (\partial T / \partial z) = a (\partial^2 T / \partial z^2)$$

amb les condicions

$$T(z,0) = T_0 + Gz$$

$$T(0,t) = T_0 + bt$$

on U: proporció d'erosió o sedimentació
 G: gradient geotèrmic normal
 G': gradient atmosfèric
 b = -G'U
 z: profunditat (positiva cap avall)

L'increment de la temperatura en funció de la profunditat és (Jaeger, 1965)

$$\Delta T(z,t) = (1/2)(G + b/U) [(z + Ut) \exp(Uz/a).$$

$$\operatorname{erfc}((z + Ut)/(4at)^{1/2}) + (Ut - z) \operatorname{erfc}((z - Ut)/(4at)^{1/2})] - GUt$$

on $\operatorname{erfc}(x) = 1 - \operatorname{erf}(x)$ sent $\operatorname{erf}(x)$ la funció d'error d' x .

Tant en els casos de sedimentació com d'aixecament isostàtic o tectònic, U serà positiva; ara bé, en el primer cas generalment es considera que la temperatura superficial roman constant, ja que no hi ha variació del nivell topogràfic i, per tant, $b=0$, mentre que en el segon cas, la temperatura superficial varia d'acord amb el gradient atmosfèric. Igualment, en el cas d'erosió, U serà negativa amb variació de la temperatura superficial.

Per a l'avaluació numèrica de l'increment de temperatura s'han pres cinc velocitats diferents d'erosió, sedimentació o aixecament, corresponents als següents valors: A = 0.05 mm/any; B = 0.1 mm/any; C = 0.5 mm/any; D = 1 mm/any; E = 5 mm/any. Paral·lelament, s'han considerat quatre períodes de temps des que se suposa que s'ha iniciat el procés: 0.1 Ma; 1 Ma; 10 Ma; i 20 Ma.

Evidentment, a mesura que el temps de durada del procés s'incrementa hi ha valors que deixen de tenir sentit ja que la potència de l'estrat sedimentat o erosionat és massa gran. En particular, i excepte possibles casos molt puntuals, la potència màxima d'erosió, sedimentació o aixecament recents a considerar en zones de Catalunya fora del Pirineu serà de 1000 m.

Les figures 4.5-4.10 mostren les pertorbacions produïdes sobre la temperatura i el gradient geotèrmic per efectes d'erosió, sedimentació i aixecament en funció del

Correccions aplicables a les mesures de gradients geotèrmics

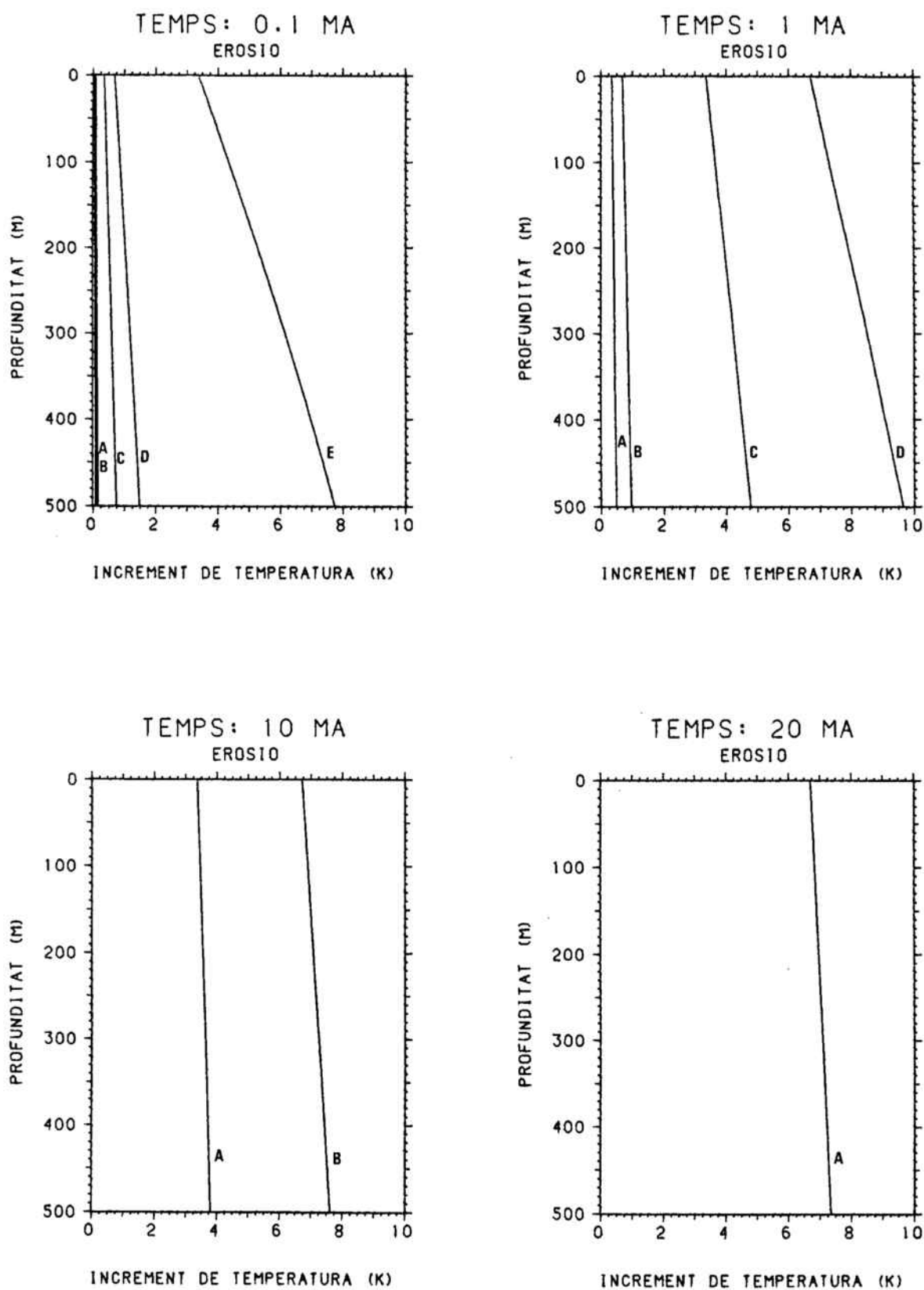


Fig. 4.5. Influència dels processos erosius sobre la temperatura per a diferents proporcions d'erosió i diferents temps d'inici del procés. Les corbes A, B, C, D i E corresponen als valors indicats al text.

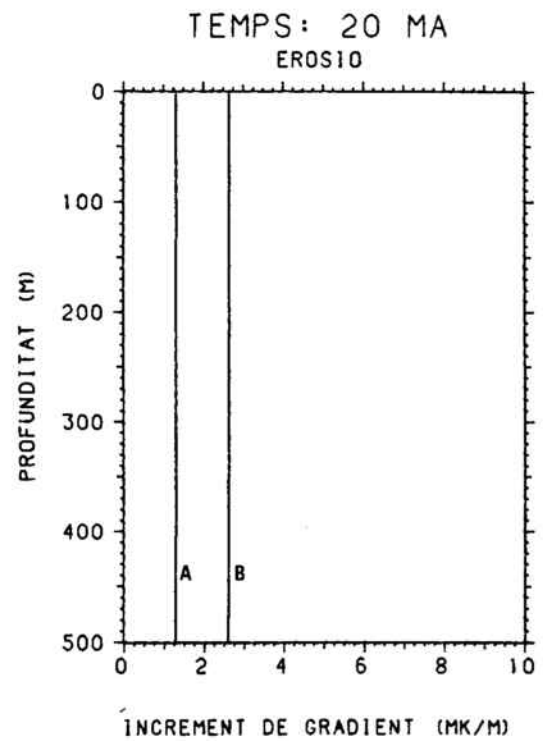
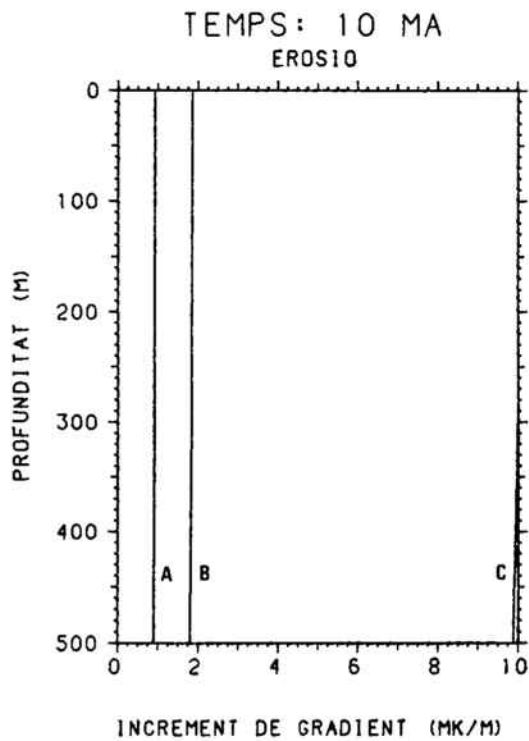
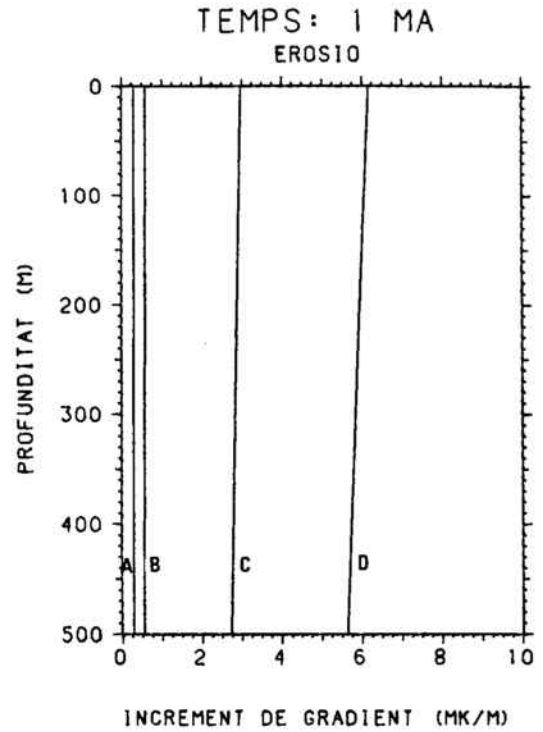
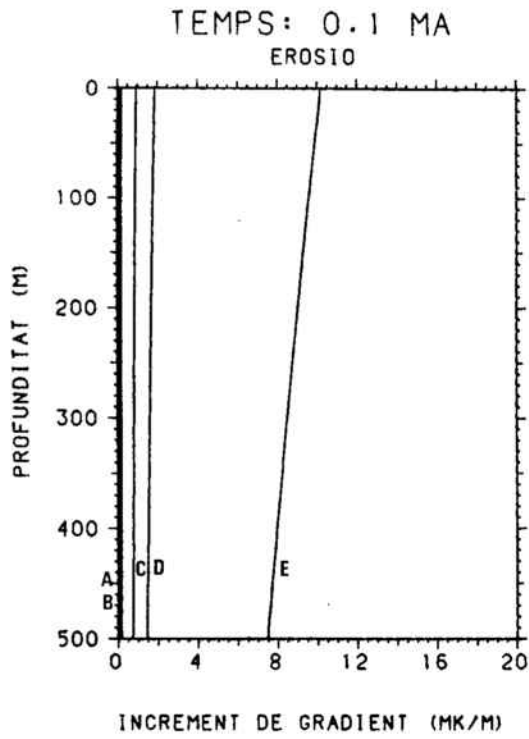


Fig. 4.6. Influència dels processos erosius sobre el gradient geotèrmic per a diferents proporcions d'erosió i diferents temps d'inici del procés. Les corbes A, B, C, D i E corresponen als valors indicats al text.

Correccions aplicables a les mesures de gradients geotèrmics

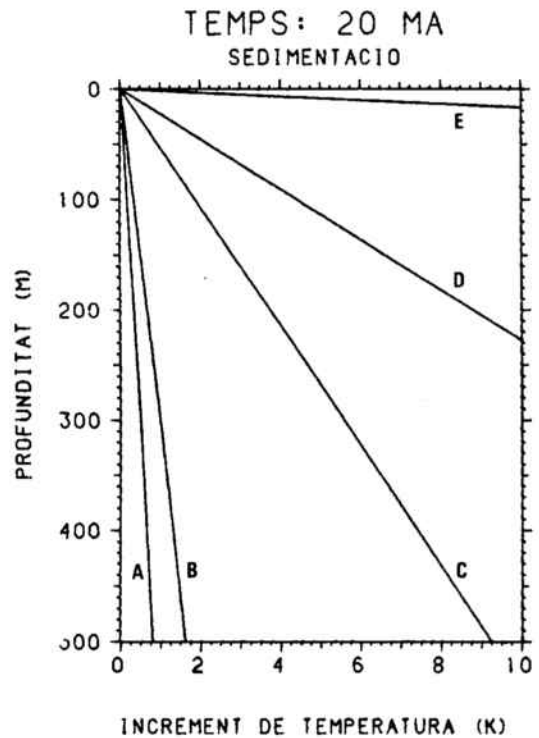
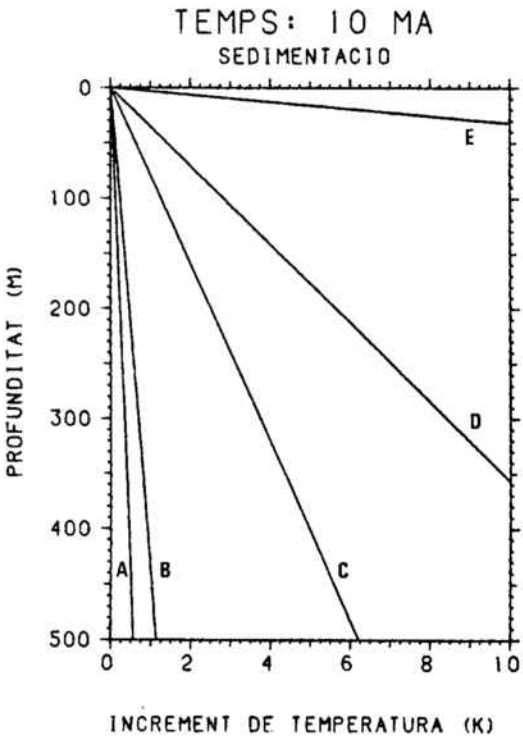
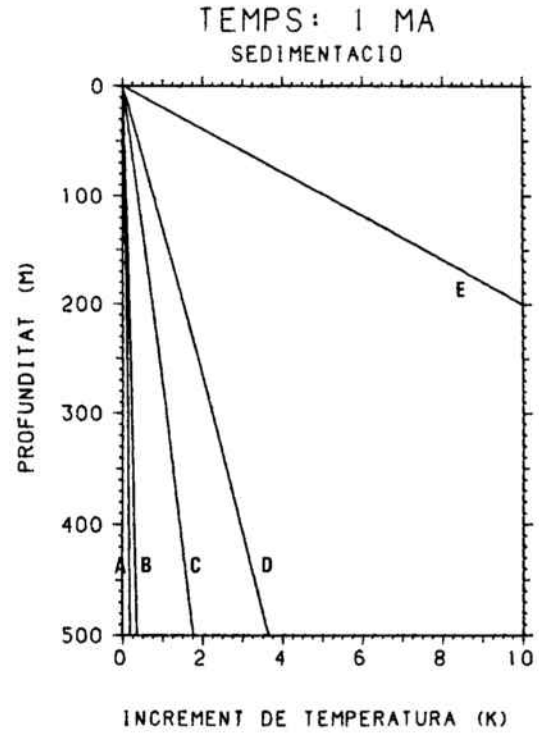
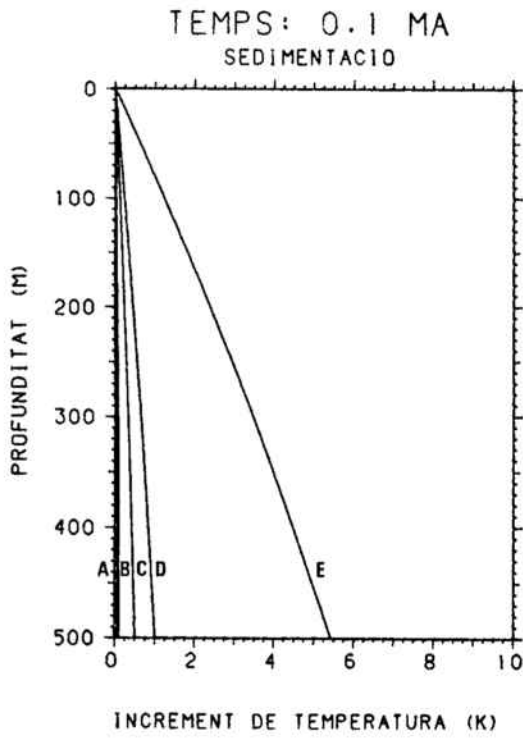


Fig. 4.7. Influència dels processos de sedimentació sobre la temperatura per a diferents proporcions de sedimentació i diferents temps d'inici del procés. Les corbes A, B, C, D i E corresponen als valors indicats al text.

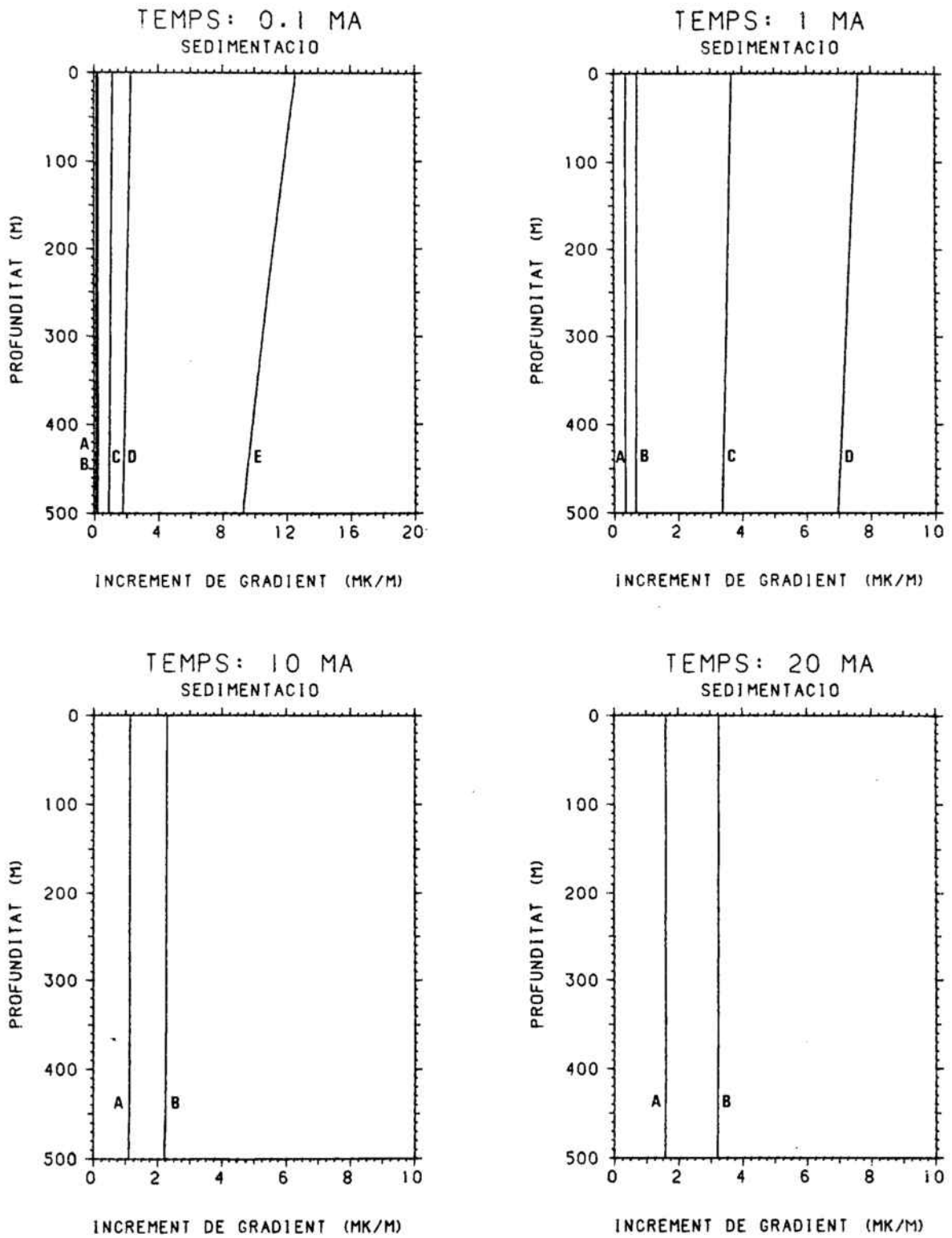


Fig. 4.8. Influència dels processos de sedimentació sobre el gradient geotèrmic per a diferents proporcions de sedimentació i diferents temps d'inici del procés. Les corbes A, B, C, D i E corresponen als valors indicats al text.

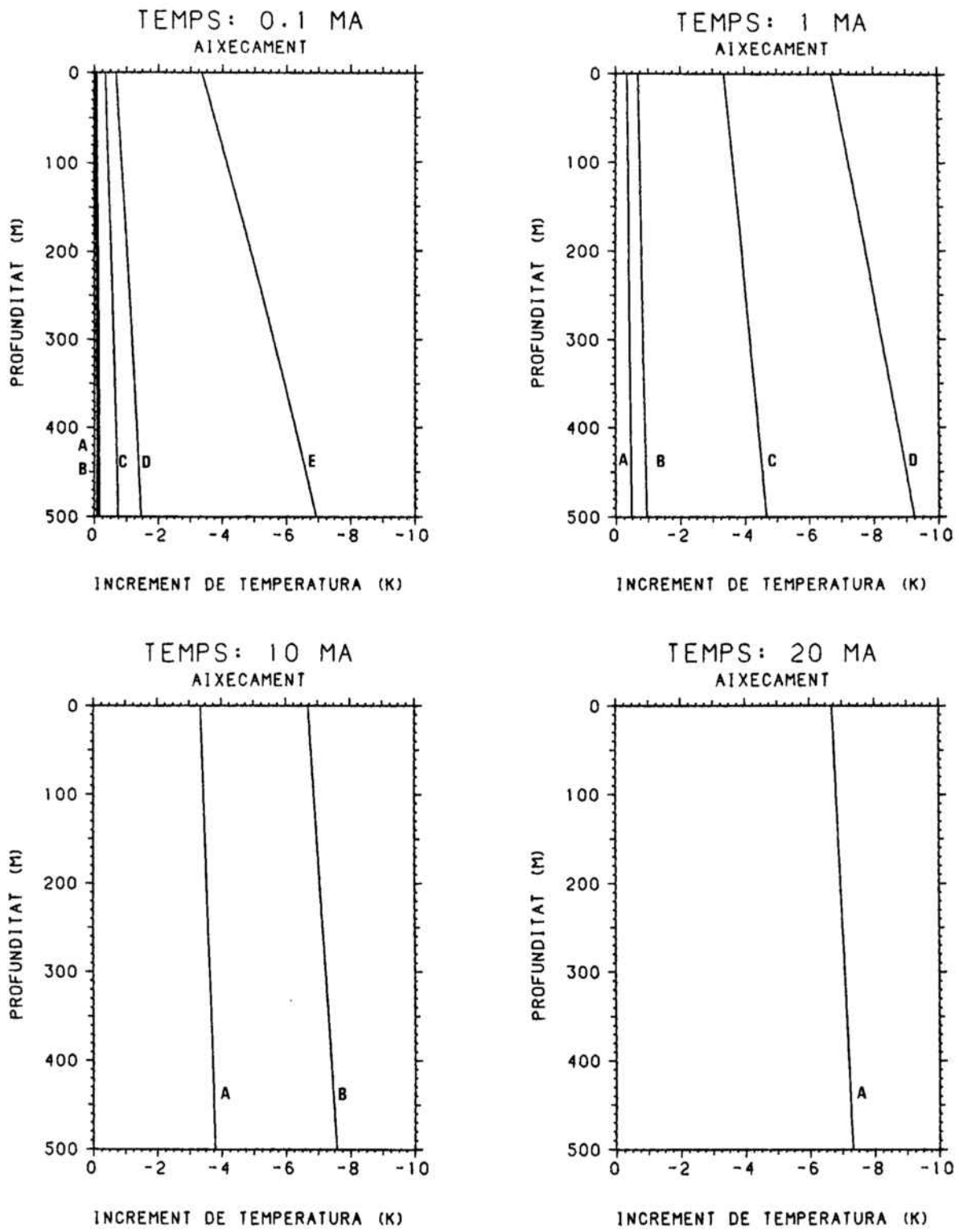


Fig. 4.9. Influència dels processos d'aixecament sobre la temperatura per a diferents proporcions d'aixecament i diferents temps d'inici del procés. Les corbes A, B, C, D i E corresponen als valors indicats al text.

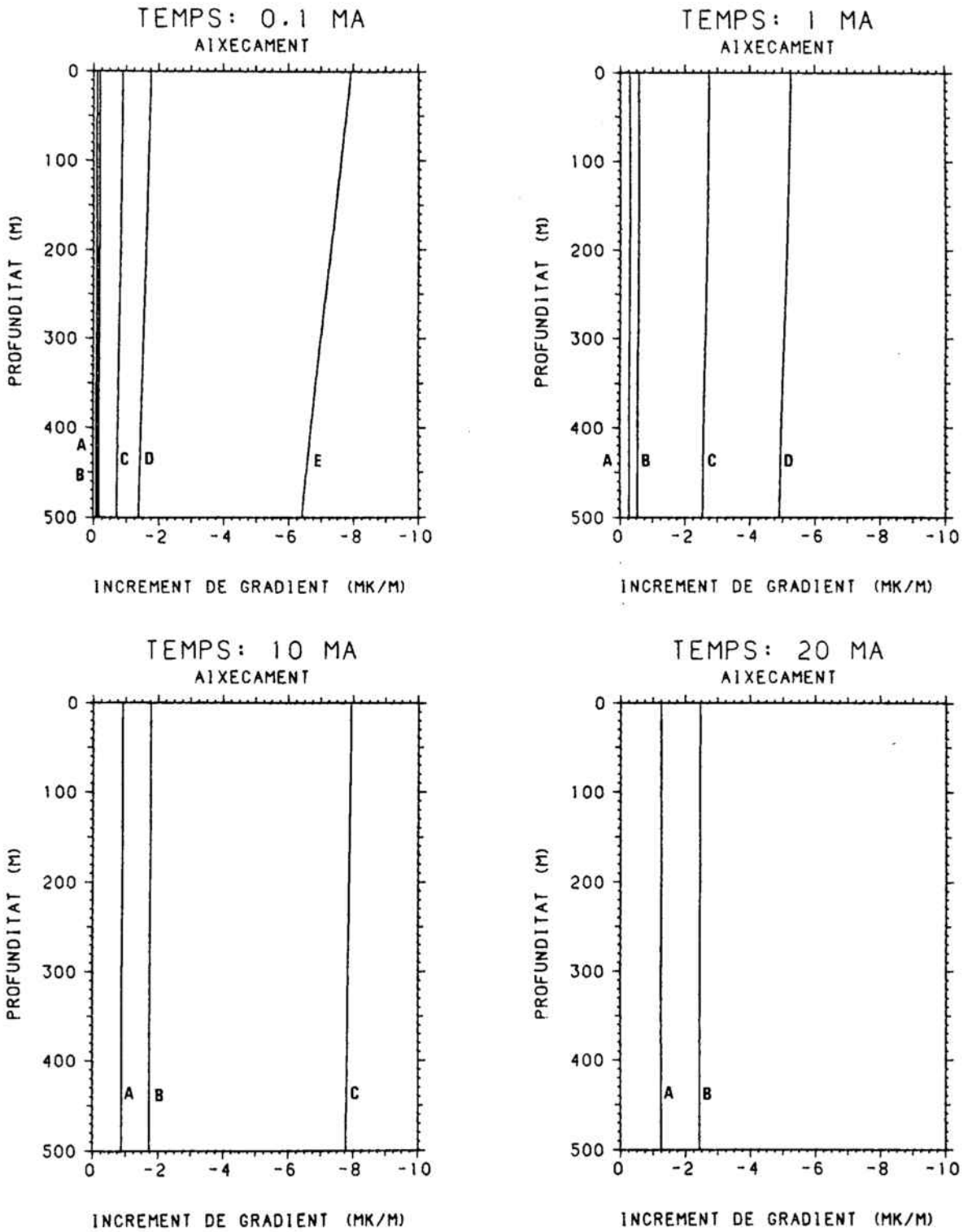


Fig. 4.10. Influència dels processos d'aixecament sobre el gradient geotèrmic per a diferents proporcions d'aixecament i diferents temps d'inici del procés. Les corbes A, B, C, D i E corresponen als valors indicats al text.

temps d'inici del procés i de la seva velocitat. L'avaluació de l'increment sobre el gradient geotèrmic s'ha fet numèricament a partir de les dades corresponents a l'increment de temperatura.

Com a conclusió, es pot dir que els efectes produïts sobre el gradient geotèrmic per erosió, sedimentació o aixecament continus són menyspreables en processos on les velocitats són inferiors a 0.5 mm/any, si aquests s'han iniciat en un temps inferior a 0.1 Ma; 0.1 mm/any per a temps inferiors a 1 Ma; i 0.05 mm/any per a temps inferiors a 10 Ma. Això expressat en potències o gruixos d'erosió, sedimentació o aixecament representa, respectivament, 50 m, 100 m, i 500 m per als diferents temps referits.

D'altra part, si es considera que la potència màxima es de 1000 m, les correccions poden ser de l'ordre de 5 a 8 mK m⁻¹ per a velocitats d'1 mm/any i temps d'inici d'1 Ma i, en general, poden fer-se directament ja que el valor de la correcció és constant amb la profunditat. En el cas particular de considerar una velocitat de 5 mm/any i un temps d'inici de 0.1 Ma, la correcció oscil·la entre 8 i 12 mK m⁻¹ i no és constant, sent necessari de fer la correcció en cada punt.

Per últim, el model que s'ha plantejat té algunes limitacions importants ja que de les hipòtesis inicials es dedueix que aquest és vàlid tan sols per a processos que encara són actius en l'actualitat i on la proporció o velocitat es manté constant des del seu inici. Caldria doncs, fer una avaluació de la influència que podria tenir el fet que aquests processos s'hagin deturat fa un cert temps així com que la velocitat sigui variable amb el temps. Tanmateix, cal tenir en compte que alguns d'aquests processos ocorren alhora; com per exemple l'aixecament i l'erosió. Evidentment, en aquests casos s'han de sumar ambdós efectes.

IV.5 ALTRES EFECTES

Les pertorbacions produïdes pels efectes superficials esmentats anteriorment tenen la particularitat que poden ser fàcilment quantificats degut a que els paràmetres que intervenen són relativament ben coneguts (alçades topogràfiques, models climàtics, proporcions d'erosió, sedimentació, etc.). No obstant, hi ha tot un seguit d'efectes que poden provocar pertorbacions considerables i que, en general, no són avaluable per la seva complexitat. Aquest és el cas dels efectes produïts per canvis en la

conductivitat tèrmica, presència del mar, intrusions magmàtiques i circulació d'aigua subterrània.

D'entre aquests, el més important tant per la magnitud de la pertorbació com per la seva freqüència, és l'efecte associat a la circulació subterrània d'aigua. La resolució matemàtica d'aquest problema s'ha tractat extensament en el capítol II i la seva aplicació a casos concrets es realitza en els capítols VIII i IX, sent innecessari insistir en aquest apartat. Igualment, la presència de cossos intrusius pot afectar el gradient geotèrmic de forma considerable. El problema és tractat com un cos de volum i característiques tèrmiques conegudes que es refreda en un medi de propietats tèrmiques també conegudes i on no hi intervenen canvis de fase. En el capítol IX es desenvolupa la formulació matemàtica requerida en aquest cas i es resol un exemple d'intrusió basàltica.

IV.5.1 Canvis de conductivitat tèrmica del medi

Si es considera un medi isòtrop, el tensor conductivitat tèrmica està expressat per un escalar. Si a més es considera absència de fonts de calor, es compliran les relacions següents:

$$\operatorname{div} \vec{q} = 0$$

$$\vec{q} = -\lambda \operatorname{grad} T$$

Suposant que el medi està limitat per dues superfícies isotèrmiques plano-paral·leles i horitzontals, es dedueix que els vectors flux de calor i gradient tèrmic seran constants i verticals.

No obstant, és freqüent que el medi no sigui homogeni i que estigui compost per capes de diferent conductivitat. Només en el cas que aquestes capes estiguin disposades horitzontalment i siguin d'extensió infinita el flux de calor seguirà tenint una direcció vertical. Al no haver fonts, el flux de calor es mantindrà constant al passar d'una capa a l'altra i, per tant, el gradient geotèrmic serà modificat en relació al contrast de conductivitats tèrmiques.

La relació entre els gradients geotèrmics G_1 i G_2 de dues capes de conductivitats tèrmiques respectives λ_1 i λ_2 és de la forma

$$(G_1/G_2) = (\lambda_2 / \lambda_1)$$

El contrast de conductivitats tèrmiques pot ser important en funció dels materials de cada capa. Així, en el cas d'una conca sedimentària detrítica ($\lambda_1 = 2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) reomplerta sobre un sòcol granític ($\lambda_2 = 3.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), la diferència de gradients tèrmics seria $G_1 = 1.75 G_2$. És a dir, si el flux de calor és de 70 mW m^{-2} el gradient geotèrmic passarà d'un valor de 35 mK m^{-1} en els sediments a un valor de 20 mK m^{-1} en el sòcol.

En el cas d'un medi multicapa es pot definir la resistència tèrmica des de la superfície com

$$R(Z) = \int_0^Z (1/\lambda) dz$$

la qual cosa permet expressar el flux de calor com

$$q = dT/dR$$

de tal manera que el gràfic (R,T) està representat per una línia recta de pendent q.

Igualment, es pot definir la resistència tèrmica mitja del medi fins una fondària z de la següent manera:

$$\lambda_m = z (\sum z_i/\lambda_i)^{-1}$$

on z_i són els gruixos de les diferents capes de conductivitat tèrmica λ_i .

Això permet definir el gradient geotèrmic mig com

$$G_m = q/\lambda_m$$

L'aplicabilitat d'aquests càlculs es redueix a la situació en que les capes siguin paral·leles a les superfícies isotèrmiques que configuren la regió d'estudi. En el cas que les capes estiguin inclinades o que els diferents medis presentin una geometria irregular, el que s'ha dit anteriorment deixa de ser cert. Això és degut a que el flux de calor, en aquests casos, no és vertical sinó que segueix direccions oblíquies, podent ser focalitzat o defocalitzat en determinades regions en funció del contrast de conductivitat tèrmica i de la geometria. Evidentment, el flux de calor ja no es mantindrà constant, produint un efecte de refracció tèrmica. El tractament matemàtic d'aquest problema requereix treballar en dues o tres dimensions, no existint una solució analítica general. Per tant, cal incorporar mètodes numèrics per a la seva resolució.

En aquest sentit, Jones i Oxburgh (1979) quantifiquen la pertorbació produïda sobre el gradient tèrmic i la densitat de flux de calor degut a cossos lenticulars i plegaments horitzontals, en funció del contrast de conductivitats tèrmiques, deduint una variació del flux de calor de ± 5 a 10% sent major en els medis de major conductivitat. D'altra part, Huestis (1984) proposa un tractament matemàtic d'aquest problema basat en la inversió numèrica suposant conegudes el flux de calor superficial i les conductivitats tèrmiques del medi i cercant la distribució de temperatures en profunditat.

V.5.2 Presència del mar

En principi, la presència del mar o de grans llacs incorpora un canvi en les condicions de contorn degut a que la temperatura en el seu fons és, en general, diferent a la temperatura superficial de terra endins. Aquest problema ha estat tractat anàliticament per Lachenbruch (1957), el qual proposa, com a cas més senzill, la pertorbació produïda per la presència del mar suposant que la configuració actual de la costa s'ha produït fa un cert temps t . Igualment, desenvolupa el cas més complex on es considera que s'han produït diferents transgressions i regressions marines, acompanyades de canvis climàtics. Evidentment, la pertorbació de la temperatura és funció d'aquests paràmetres i, en particular, de la diferència de temperatures entre la superfície del terreny i del fons marí, així com, de la distància i profunditat de la mesura respecte a la costa.

De l'aplicació d'aquests càlculs es dedueix que la pertorbació en el gradient geotèrmic mesurat a la illa de Cornwalis, a l'oceà Àrtic, pot ser de l'ordre de -50% considerant una diferència de temperatures superficials de 15°C en un pou situat a 400 m de la costa i entre 100-200 m de fondària.

Aquesta pertorbació és realment elevada degut a les especials condicions climàtiques del casquet polar. No obstant, a les latituds més meridionals, l'efecte és més suau degut a que la diferència de temperatures superficials és menor. En aquest sentit, Fanelli et al. (1974) apliquen la teoria anterior a un conjunt de mesures realitzades a la regió de Toscana (Itàlia), considerant un cert gradient tèrmic en el mar per a deduir la temperatura al seu fons. La pertorbació sobre el gradient en pous situats a 450 i 550 m de la costa i a fondàries de 70-150 m és de tan sols $+ 2 \text{ mK m}^{-1}$.

Finalment, Loddo i Mognelli (1979) proposen un elegant tractament matemàtic que permet avaluar l'efecte de la presència del mar tenint en compte el pendent topogràfic de la plataforma marina i el gradient tèrmic a l'aigua incloent, tanmateix, l'efecte de

les transgressions i regressions marines. El resultat d'aquest tractament no modifica, de forma substancial, els anteriors, els quals donen una idea bastant aproximada de l'ordre de magnitud de la correcció aplicable per aquest efecte al nostre cas.

IV.6 CONCLUSIONS

Les mesures de gradient geotèrmic poden estar afectades per diversos efectes superficials (topografia, variacions de la temperatura superficial, evolució geològica, canvis en la conductivitat tèrmica del medi, etc.). La major part d'aquests efectes produeixen una divergència no nul·la del flux de calor i, per tant, poden ser assimilats a fonts de calor.

Les variacions de temperatura superficial diària i estacional poden produir efectes importants però de molt poca penetració, de tal manera que a partir de 30 m de fondària són totalment inapreciables.

Les pertorbacions màximes sobre el gradient geotèrmic produïdes pels efectes topogràfics i paleoclimàtics, tenint en compte, les característiques particulars de la zona d'estudi, són de 8 i 6 mK m^{-1} respectivament.

D'altra part, els efectes d'erosió, sedimentació, i aixecament han estat quantificats considerant que aquests processos presenten una evolució contínua i constant, iniciant-se fa un cert temps i fins l'actualitat. Les pertorbacions màximes són de l'ordre de 8 a 12 mK m^{-1} .

Finalment, l'efecte de refracció tèrmica pot introduir modificacions en el gradient geotèrmic que són del mateix ordre que el contrast de conductivitats. Tanmateix, la presència de mar produeix un efecte sobre el gradient relativament petit, sent funció de la distància del pou a la línia de costa, de la profunditat de la mesura i de la diferència entre la temperatura superficial terra endins i del fons de la plataforma continental.

Per últim, cal a dir que, a efectes de càlcul s'han considerat tots els efectes separadament suposant que l'efecte total és equivalent a la suma dels efectes parcials. Això no és totalment cert ja que els diferents processos tenen lloc amb certa simultaneïtat i, per tant, les condicions sota les quals es produeixen poden variar de forma apreciable. No obstant, la impossibilitat matemàtica de resoldre una única equació que englobi tots els efectes conjuntament i el desconeixement de les variables que involucren, justifica la utilitat d'un tractament separat.

CAPÍTOL V

ADQUISICIÓ DE DADES

INTRODUCCIÓ

La tasca d'adquisició de dades en una campanya de determinació de gradients geotèrmics comporta característiques molt específiques ja que la disponibilitat de punts de mesura està subjecta a una gran quantitat de factors. Degut a això, és necessari planificar anticipadament la distribució i nombre de punts a mesurar, així com establir certes condicions a l'hora de considerar vàlida la mesura.

Igualment, a part dels valors de temperatura i profunditat, cal disposar d'un conjunt de dades auxiliars que facilitin la localització i interpretació de les diferents termometries. D'altra part, el processat de les dades implica el càlcul del gradient mitjà a cada pou i les correccions corresponents als efectes topogràfic i paleoclimàtic, i l'aplicació de diversos programes d'interpretació i dibuix.

En aquest capítol s'exposa breument cadascun d'aquests punts i finalment es fa una anàlisi de les característiques i distribució dels punts mesurats.

V.1 PLANTEJAMENT DE LA CAMPANYA DE MESURES

En qualsevol campanya geotèrmica a efectuar en àrees relativament extenses hi intervenen dos factors fonamentals a tenir en compte en el seu desenvolupament: la disponibilitat de pous o sondatges aptes per a aquests tipus de mesures i el temps requerit per a realitzar-les.

En el nostre cas, per a l'obtenció de les mesures s'han utilitzat, majoritàriament, pous d'abastament d'aigua en desús (improductius o sense instal·lació de bombeig). La disponibilitat d'aquests pous depèn de factors tan diversos com la demanda d'aigua de la zona, l'existència d'aigües superficials (rius, embassaments,...), profunditat dels sistemes aquífers, característiques litològiques, etc..

D'altra part, el temps invertit en cada mesura, -a part del necessari per a l'emmagatzemament i tractament de les dades-, és relativament elevat resultant un promig d'una o dues medicions de gradient per dia. En aquest temps cal incloure la recopilació prèvia d'informació la qual és molt difícil degut a la manca d'inventaris de punts d'aigua exhaustius i actualitzats, el temps de desplaçament d'un punt a l'altre, els pous inutilitzats degut al seu possible i freqüent enrunament, i els imprevistos inherents a qualsevol treball de camp.

Aquests dos factors, junt amb la duració global de la campanya (en el nostre cas dos anys), delimiten el nombre de punts de mesura a efectuar així com la seva distribució geogràfica.

En el plantejament inicial de la campanya, la recollida de dades incloïa tot Catalunya exceptuant, degut a la manca de perforacions, els Pirineus. Aquesta àrea comprèn una superfície aproximada de 24000 km². Idealment, els punts de mesura haurien d'estar distribuïts homogèniament, considerant que una densitat mitja d'una mesura per cada 150 km², equivalent a un total de 160 mesures, és suficient per a obtenir una primera aproximació del camp tèrmic. És evident que aquesta densitat ha de ser augmentada en aquelles zones on es realitzin estudis locals més detallats (Osona i Baix Ebre-Montsià).

Igualment, la selecció prèvia dels pous s'ha de fer de tal manera que compleixin una sèrie de condicions mínimes per a ser considerats com a punts aptes per a la mesura del gradient geotèrmic. Aquestes condicions han d'estar en consonància amb les característiques generals dels pous que es perforen a l'àrea d'estudi ja que en funció d'això, les restriccions seran més o menys severes. En aquest sentit s'ha considerat que la profunditat mínima del pou ha de ser de 100 m, amb una columna d'aigua superior als 50 m per a possibilitar un mínim de 6 lectures de temperatura. Per a evitar les correccions degudes a efectes de variacions diàries i estacionals de la temperatura superficial, les medicions s'han d'iniciar a una profunditat mínima de 25 m. Per últim, pel que fa a l'equilibri tèrmic de la columna d'aigua, els pous més adients són els no productius o en desús ja que no tenen instal·lació de bombeig. En els casos de pous amb instal·lació de bombeig o pous perforats recentment, és necessari assegurar que l'aigua no hagi circulat en un període mínim anterior a la medicció de 30 dies (Veure III.3).

V.2 DADES AUXILIARS

A més de les dades bàsiques de temperatura i profunditat per a la determinació del gradient geotèrmic, és necessari disposar d'un conjunt de dades auxiliars que possibilitin la localització del punt de mesura i facilitin la interpretació de les diferents termometries. Aquest conjunt de dades està compost per les coordenades (x,y,z) del pou, el nivell piezomètric, la columna litològica, la temperatura superficial mitja anual i el tipus de sonda emprat en la medició.

- **Situació del pou:** Les coordenades dels punts de mesura s'han obtingut a partir dels fulls topogràfics 1:50000, utilitzant el sistema de coordenades UTM (Universal Transverse Mercator). L'elecció d'aquest sistema ha estat determinat per la seva facilitat quant a l'ús, i pel fet que tot el territori se situa dintre els mateix fus (fus 31). L'error estimat en la determinació de les coordenades (x,y) és de 50 m, mentre que l'error d'alçada de la boca del pou sobre el nivell de mar, tenint en compte que l'espaiat entre les corbes de nivell és de 20 m, pot ser de 10 m.

- **Nivell piezomètric:** El coneixement del nivell piezomètric té una doble finalitat. D'una part ens determina l'inici de la columna d'aigua i, per tant, la fondària on cal iniciar les lectures de temperatura. D'altra part, en estudis locals de detall pot ser de gran importància a l'hora de determinar la direcció i magnitud del gradient hidràulic i establir les direccions preferencials de circulació de l'aigua subterrània. Per a aquesta tasca s'ha emprat una sonda de nivell "Ramptor" amb una resolució de 0.01 m.

- **Columna litològica:** Igualment important, per a la interpretació termomètrica, és l'obtenció de la columna litològica que travessa un pou ja que a partir d'ella és possible conèixer la situació dels diferents sistemes aquífers i avaluar, tanmateix, la conductivitat tèrmica dels diferents estrats a partir de taules preelaborades. Malauradament, les columnes litològiques de les perforacions només són recollides, de forma sistemàtica, en els inventaris de punts d'aigua, cosa per la qual és sumament difícil disposar d'elles atès que la major part de pous mesurats no estan inventariats. No obstant, en alguns casos és possible tenir un coneixement aproximat de la litologia a partir de pous circumdants.

- **Temperatura superficial:** La temperatura superficial representa un parell de valors (T,z) addicional que és de gran utilitat en la interpretació de les termometries. En principi la corba definida pels valors mesurats (T,z) hauria de tendir a T_0 en $z=0$, on T_0 representaria la temperatura mitjana anual superficial a la boca del pou. Això, però, no sempre succeeix i en funció de la forma de la corba i de si tendeix o no a T_0 en $z=0$ es pot establir un règim de circulació subterrània d'aigua ascendent o descendent a través de l'aqüífer o bé a través del propi pou per connexió hidràulica de diferents aqüífers.

REFERENCIA: ALP0031 COORD. UTM (X, Y): 388700.4591400
 LON.: 1°40' 2" LAT.: 41°28' 56"
 COMARCA: ALP PENEDES
 MUNICIPI: SANT QUINTI DE MEDIONA
 PROF (M): 173 WPIEZ (M): 40.23 COTA (M): 340 C.L.: 40
 TEMP. SUP. (C): 14.3 GRAD. MIG (MK/M): 1.9 DATA: 28. 1.88

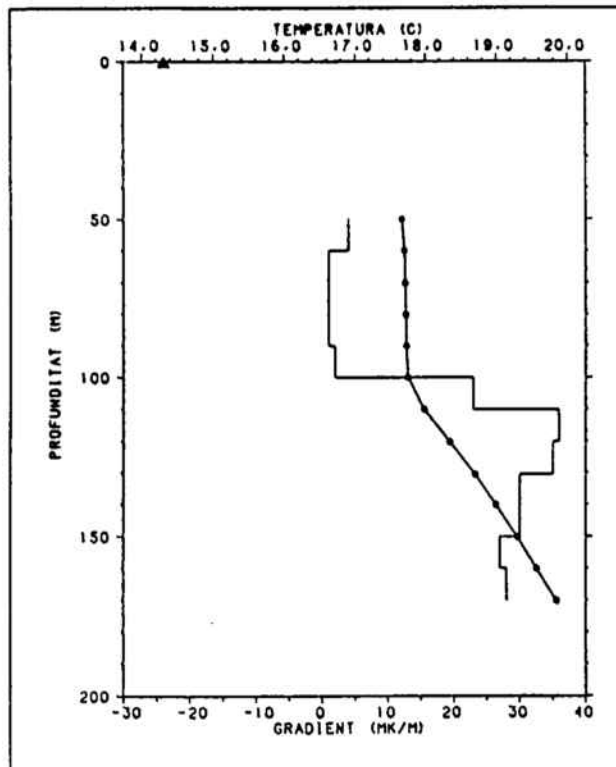


Fig. 5.1. Perfil termomètric on s'evidencia un procés de circulació d'aigua ascendent a través del pou per connexió hidràulica d'aqüífers entre 50 i 100 m de fondària.

La figura 5.1 mostra la termometria d'un pou on els primers 50 m de columna d'aigua estan fortament afectats per un efecte convectiu vertical. La temperatura mitjana superficial és de 14.3°C . Aquesta ens permet establir que la convecció té un direcció cap amunt i es produeix a través del pou degut possiblement a la connexió hidràulica entre l'aquífer principal situat per sota dels 100 m i un aquífer superficial situat a 50 m. Notis que si es prolonga l'evolució tèrmica del tram comprès entre 100 i 170 m fins a $z = 0$ s'obté aproximadament la temperatura superficial mesurada, representada a la figura per un petit triangle.

Donada la inexistència de cap treball previ amb prou detall vers les temperatures superficials mitjanes a Catalunya, ha estat necessari construir un mapa d'isotermes a partir de les dades recollides en diferents estacions meteorològiques. La font inicial de les dades ha estat l'Atlas Climàtic Informatitzat de Catalunya facilitat pel Servei de Medi Ambient del Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya. D'aquest atlas s'han escollit totes les estacions termomètriques que disposessin del registre de temperatures mitjanes màximes i mínimes mensuals durant el període de 1961 a 1970; ja que no es disposa de registres més recents; resultant un total de 79 estacions.

El càlcul de la temperatura mitjana superficial s'ha realitzat fent la mitja aritmètica de les temperatures màximes i mínimes mitjanes mensuals per a cada any i promitjant els valors corresponents al període de 10 anys escollit. Per a poder obtenir la temperatura superficial en un punt qualsevol, les temperatures mitjanes obtingudes a cada estació han estat reduïdes a nivell de mar aplicant un gradient atmosfèric mig de $0.005^{\circ}\text{Cm}^{-1}$. La figura 5.2 representa el mapa de temperatures superficials amb un interval entre les isotermes de 0.5°C .

El fet de prendre un valor constant per al gradient atmosfèric en la reducció de temperatures a nivell del mar, pot introduir errors importants ja que, de fet, el seu valor és força variable. No obstant, els errors es redueixen considerablement en les zones de topografia poc accidentada i amb la proximitat del punt a determinar respecte d'una estació termomètrica. La precisió estimada en la determinació de la temperatura mitja superficial és de 0.5°C .

- **Tipus de sonda:** En el procés de mesura és possible que la sonda quedi atrapada a l'interior del pou o resti malmesa, sent necessari canviar-la per una nova. Aquest canvi suposa un nova calibració i, per tant, una nova funció termomètrica que permeti transformar les dades de resistència elèctrica a temperatura. És evident doncs, que cal disposar d'un codi distintiu que identifiqui la sonda utilitzada en cada ocasió.

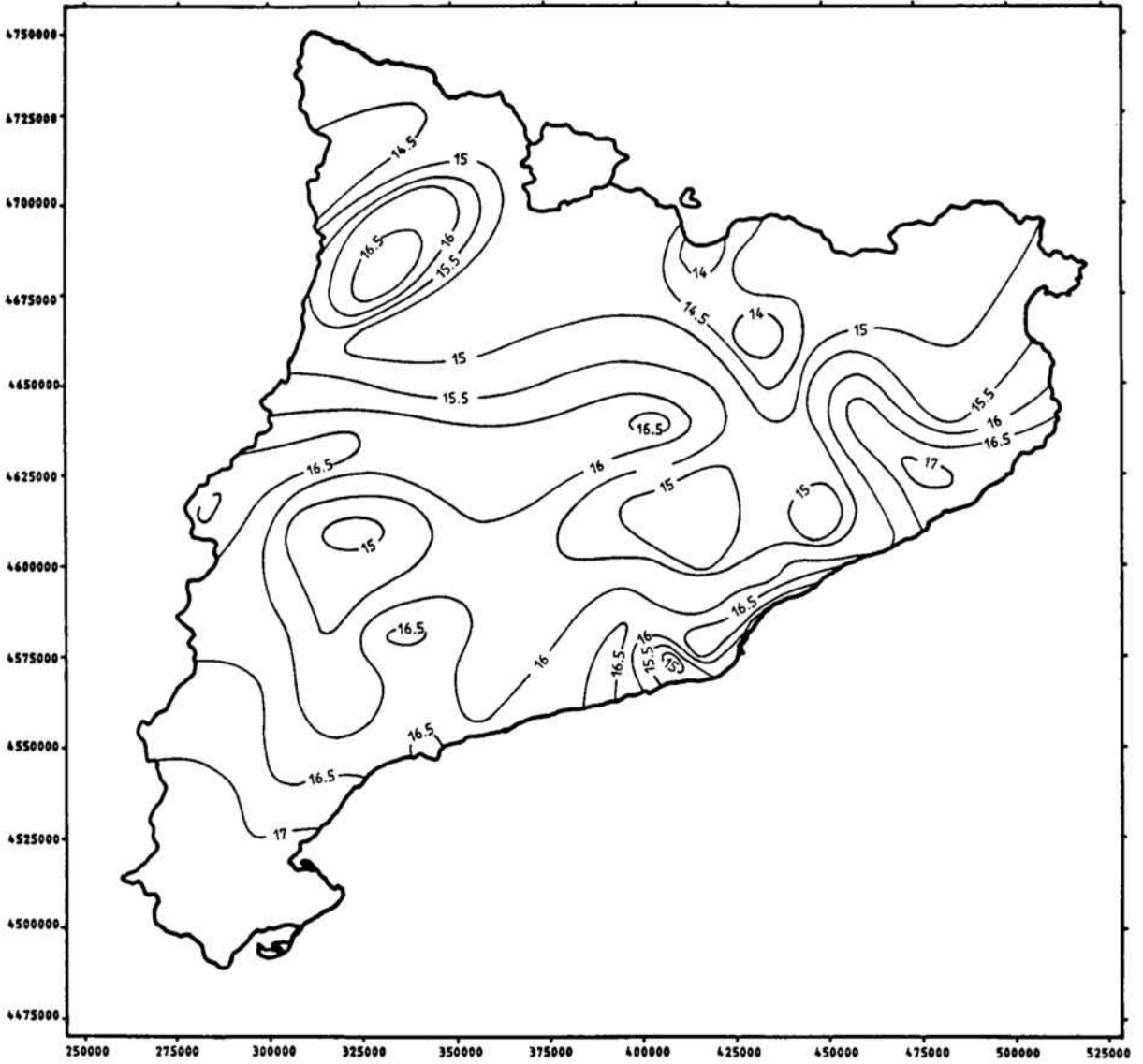


Fig. 5.2. Temperatures mitjanes anuals superficials expressades en °C reduïdes a nivell de mar considerant un gradient atmosfèric constant de $0.005^{\circ}\text{C m}^{-1}$.

V.3 TRACTAMENT DE LES DADES

Per a l'obtenció del mapa de gradients tèrmics de Catalunya i per a la seva interpretació, ha estat necessari desenvolupar un paquet de software que agilitzés les tasques de càlcul. El conjunt de programes s'ha instal·lat a l'IBM 4381 del Departament de Política Territorial i Obres Públiques de la Generalitat de Catalunya amb la possibilitat de sortida gràfica per pantalla i plotter de CALCOMP.

Inicialment, les dades dels fulls de camp són introduïdes a un fitxer seqüencial (POUS) on es recullen les dades auxiliars esmentades en la secció anterior, i les dades de profunditat i lectura del multímetre en unitats de resistència elèctrica. Igualment, per a la correcció topogràfica s'introdueixen els valors promitjats de les variacions topogràfiques de cada anell (Veure IV.3).

El programa POZOCOPY trasllada aquestes dades a un fitxer d'accés directe (POZOS) convertint les dades de resistència elèctrica a temperatura i recalculant les coordenades U.T.M. en coordenades geogràfiques. Tanmateix, aquest programa té la possibilitat d'utilitzar les subrutines TOPO i CLIMA per a efectuar les correccions topogràfiques i paleoclimàtiques. De fet, aquest fitxer d'accés directe configura la base de dades amb la qual es treballa per a qualsevol sortida.

L'accés a les dades d'aquest fitxer es realitza mitjançant dues subrutines. La subrutina BUSPOU permet localitzar la informació dels diferents pous segons diversos ítems d'entrada (coordenades, comarques, gradients, fondària, etc.) permetent, alhora, fer unions o interseccions entre diferents ítems. La subrutina LEEPOU llegeix les dades seleccionades per BUSPOU.

Els programes de sortida gràfica responen a diferents formes d'interpretació. Així el programa POUGRAF permet extreure les termometries individuals de cada pou amb les mesures de temperatura i gradient vers la fondària. El programa CATAPOU situa els pous d'una regió determinada amb el valor del gradient i la referència de cada pou podent variar la forma i el color del símbol en funció de la fondària i el gradient mig.

El programa ESPAPOU permet situar els pous d'abastament d'aigua mesurats junt amb els sondatges petrolers a l'àmbit de la península Ibèrica. Per últim, el programa TPERFIL permet obtenir perfils termomètrics de diferents pous preseleccionats amb la variació topogràfica, nivell piezomètric i les dades de temperatura i profunditat.

El programa de resolució d'equacions diferencials per elements finits s'anomena ELEFINI. Aquest permet la resolució de l'equació de flux per separat i el seu acoplament amb l'equació de transport. La definició dels elements pot ser manual o automàtica podent-se acoplar optativament a la forma dels cossos. La sortida gràfica d'aquest programa permet obtenir la figura dels cossos i la situació dels nusos amb el vector de velocitat de Darcy en cadascun d'ells en el cas de l'equació de transport, així com l'evolució de les isotermes.

V.4 PRESENTACIÓ DE LES DADES

En l'annex 1 es recull un resum de les dades obtingudes en les mesures de gradient geotèrmic als pous d'abastament d'aigua, incloent la seva referència, coordenades UTM, fondària, alçada sobre el nivell de mar, nombre de lectures efectuades, gradient mig mesurat i gradient mig corregit per a ambdós efectes. Igualment, a l'annex 2 s'exposen les dades corresponents als sondatges petrolers amb la seva correcció estimada.

El total de punts de mesura emprats en l'obtenció del mapa de gradients geotèrmics de Catalunya és de 237, dels quals 137 corresponen a pous d'abastament d'aigua i els restants a sondatges petrolers. La figura 5.3 mostra la distribució geogràfica d'aquests punts.

Com es pot observar, la distribució és suficientment homogènia com per a possibilitar una interpretació regional del camp tèrmic. Pel que fa als pous d'abastament d'aigua, les àrees no cobertes corresponen a zones on l'existència de xarxes de regadiu o aqüífers superficials fa innecessària la perforació de pous profunds (cas de les comarques de Segrià i Urgell) i, en general, a zones properes als al.luvials de rius importants, o bé extremadament muntanyoses (la Selva, Ribera d'Ebre, Priorat). Igualment, s'observa una important densificació dels punts de mesura a les comarques d'Osona i Baix Ebre-Montsià, on s'han realitzat estudis termomètrics més detallats (Capítol VIII).

Dels sondatges petrolers, aproximadament el 60% han estat perforats a la plataforma continental i estan agrupats majoritàriament, a la zona del Delta de l'Ebre. El 40% restant es localitzen a terra ferma i cobreixen, bàsicament, la zona Sud-Pirenca i la part central de la Conca de l'Ebre.

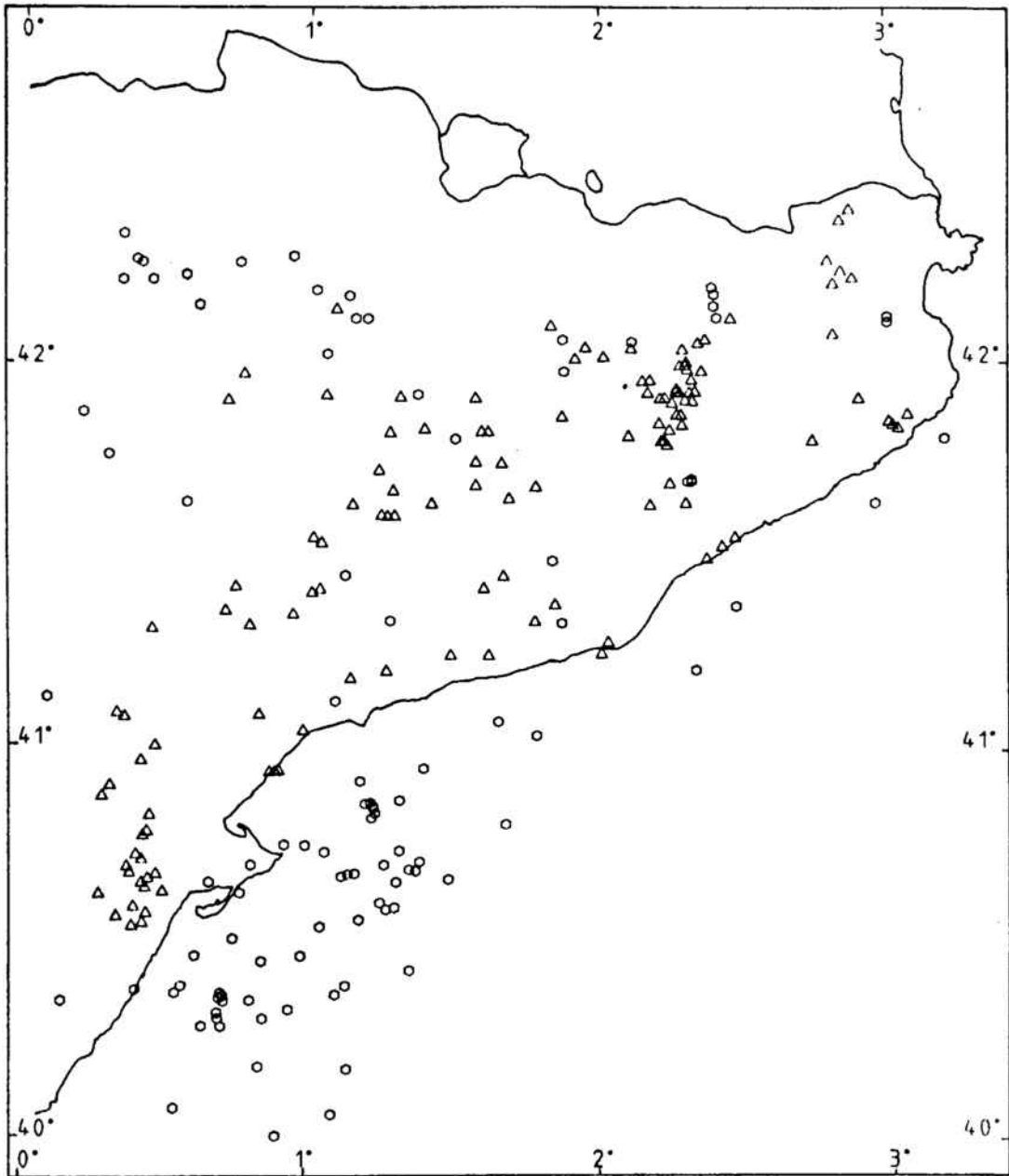


Fig. 5.3. Localització dels punts de mesura del gradient geotèrmic. Els triangles corresponen a pous d'abastament d'aigua i els cercels corresponen a sondatges petrolers.

Les fondàries assolides en els sondatges petrolers oscil·len, en la major part dels casos, entre 2000 i 3000 m mentre que en els pous d'abastament d'aigua aquestes són sensiblement inferiors i variables. La figura 5.4 mostra un histograma on s'han representat les fondàries respecte el nombre de pous d'abastament. D'aquesta figura es dedueix que la major part dels pous depassa els 100 m sent important la quantitat d'ells que assoleixen profunditats entre 150 i 300m. Dels 37 pous inferiors a 100 m, 12 corresponen a la zona d'Osona on ha estat necessari realitzar un gran nombre de mesures. En qualsevol cas, les fondàries són quasi sempre superiors a 80 m.

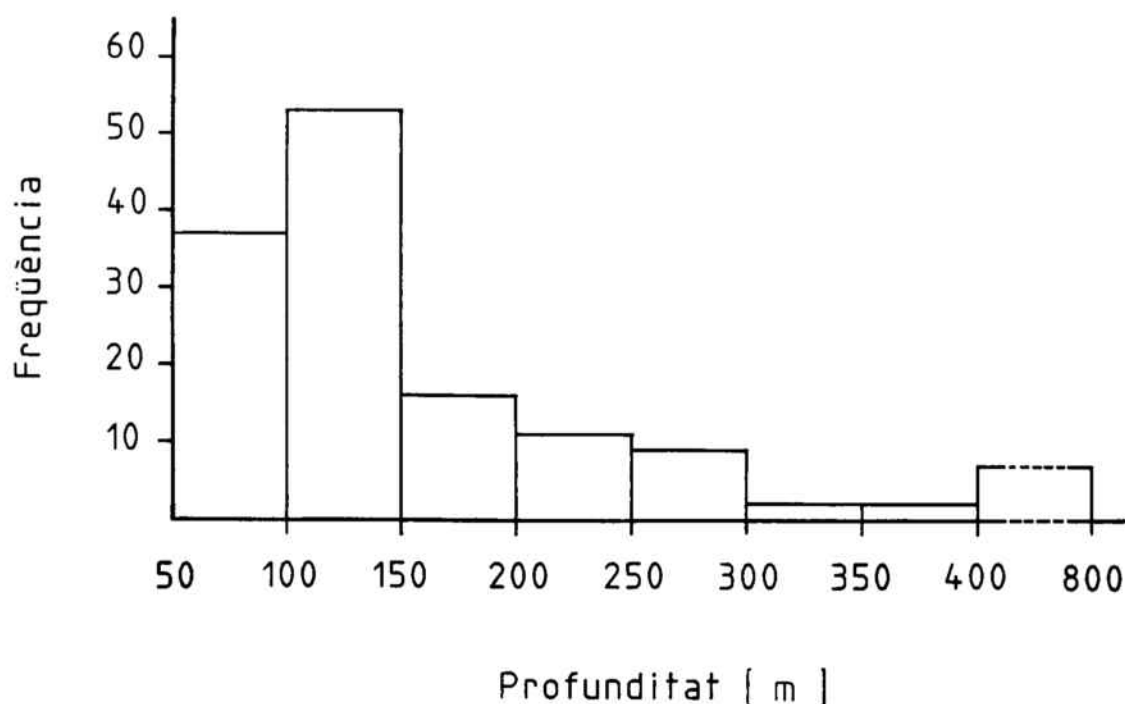


Fig. 5.4. Distribució del nombre de pous d'abastament d'aigua segons la seva fondària.

Respecte els valors de gradient tèrmic mesurat, la distribució del nombre de pous varia sensiblement al tractar-se de sondatges petrolers o de pous d'abastament d'aigua, tal i com es pot observar a la figura 5.5. Així doncs, els gradients mesurats a pous d'abastament presenten una gran dispersió, amb una distribució que cau sobtadament a partir de 40 mK m^{-1} . El valor mig mesurat és de 27 mK m^{-1} amb una desviació estàndard de 20.47. No obstant, la major part de gradients inferiors a 10 mK m^{-1} es localitzen a la zona del Baix Ebre-Montsià.

Per contra, els gradients tèrmics obtinguts en els sondatges petrolers presenten, en conjunt, valors més elevats i estan pràcticament agrupats en el rang de 30 a 50 mK m^{-1} , amb una valor mig de 37 mK m^{-1} i una desviació estàndar de 11.03. Amb tot, no és obvi que aquesta diferència de distribucions estigui relacionada amb el fet que els sondatges petrolers assoleixin fondàries molt més grans i estiguin, per tant, menys influenciats per circulacions d'aigua subterrània ja que la major part dels gradients elevats corresponen a la plataforma del Delta de l'Ebre on es localitza una anomalia tèrmica probablement d'origen convectiu (capítol VIII).

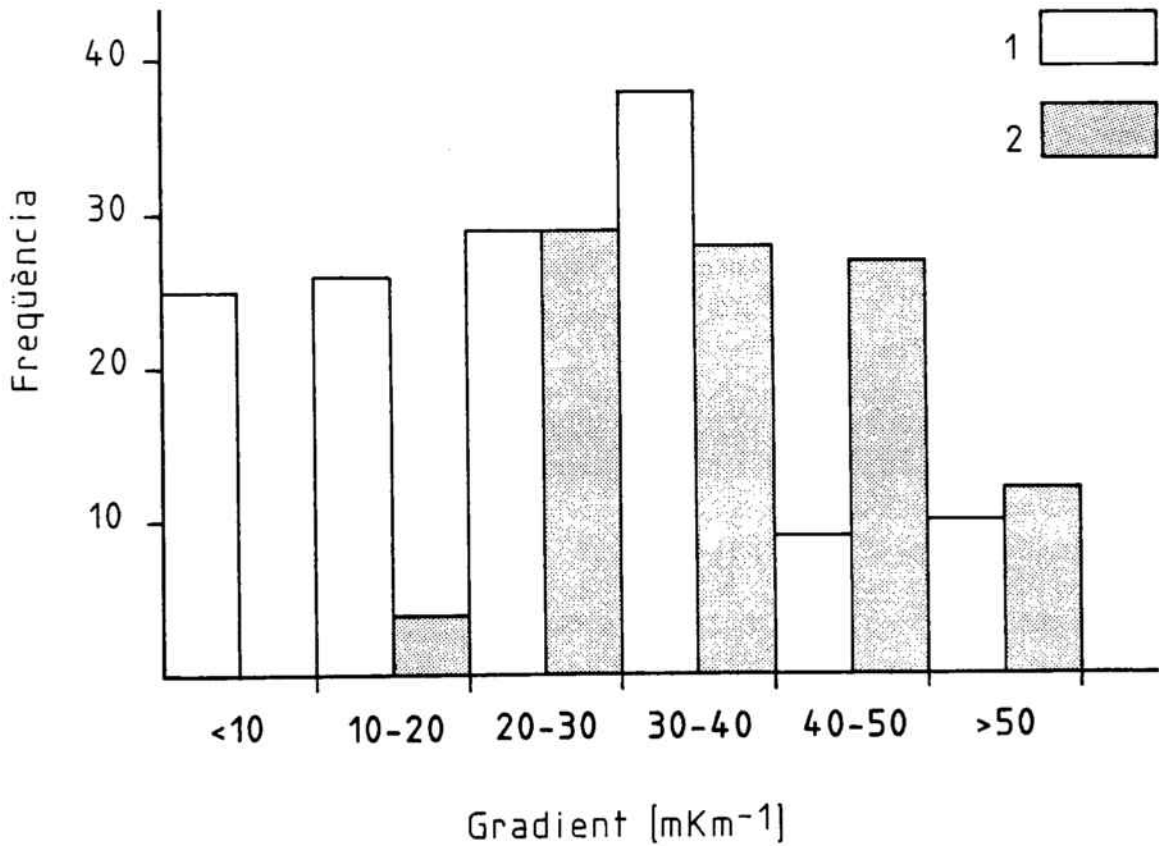


Fig. 5.5. Distribució del nombre de punts de mesura segons el gradient geotèrmic obtingut. 1) Pous d'abastament d'aigua. 2) Sondatges petrolers.

D'altra part, els gradients tèrmics mesurats a sondatges petrolers situats a la zona continental mostren valors similars als obtinguts en pous d'abastament d'aigua propers.

V.5 CONCLUSIONS

El número total de punts de mesura utilitzables per a la configuració del mapa de gradients geotèrmics de Catalunya és de 237, dels quals 137 corresponen a pous d'abastament d'aigua i els restants a sondatges petrolers.

Els pous d'abastament d'aigua estan distribuïts íntegrament en el territori català, encara que per raons de disponibilitat els Pirineus i les comarques de Segrià, Urgell, la Selva i Priorat resten, pràcticament, sense mesures. D'aquests punts, aproximadament 50 estan concentrats a la Depressió d'Osona i la Conca del Baix Ebre-Montsià, on s'han efectuat estudis més detallats. Els sondatges petrolers s'extenen cap a la plataforma litoral i la zona Sud-Pirenenca complementant la informació dels pous d'abastament d'aigua.

La fondària mitjana assolida en els sondatges petrolers és de 2000 a 3000 m amb un gradient mig mesurat de 37 mK m^{-1} i una desviació estàndar de 11.03. El rang mig de fondàries en els pous d'abastament és de 100 a 250 m amb valors extrems de 80 i 700 m. El gradient mig mesurat és de 27 mK m^{-1} i una desviació estàndar de 20.47.

La diferència entre els gradients mitjans mesurats és deguda, d'una part, a que quasi el 60% de sondatges petrolers es concentren en la plataforma del Delta de l'Ebre, on es localitza una anomalia tèrmica extensa d'origen convectiu. D'altra part, gran part dels pous d'abastament d'aigua es veuen afectats per circulacions d'aigua subterrània poc profundes.

CAPÍTOL VI

RÈGIM TÈRMIC SUPERFICIAL A CATALUNYA

INTRODUCCIÓ

L'evolució espacial del gradient geotèrmic està fortament condicionada per factors de tipus geològic. Els canvis litològics, l'existència de falles i fractures, i la pròpia estructura geològica poden propiciar, en major o menor grau, processos de circulació subterrània d'aigua i/o fenòmens de difracció tèrmica que alteren el valor del gradient.

En conseqüència, cal disposar d'un cert coneixement vers les principals característiques que configuren l'estructura i evolució geològica de la zona a estudiar, així com d'alguns criteris d'interpretació que permetin establir correlacions causals entre les mesures realitzades i el seu context geològic.

Amb aquest objectiu s'exposa, en aquest capítol, una síntesi del marc geològic de Catalunya i diversos criteris bàsics d'interpretació termomètrica. Posteriorment, es comenten els trets més rellevants del mapa de gradients geotèrmics obtinguts.

VI.1 DESCRIPCIÓ GEOLÒGICA

Des del punt de vista geològic, Catalunya és una regió de característiques complexes i variades. Aquesta complexitat és el resultat de diferents processos geodinàmics que s'han manifestat amb la individualització de les plaques Euroasiàtica i Africana i els consegüents moviments relatius.

Als nostres efectes, es pot considerar l'inici d'aquesta evolució al finalitzar les fases més intenses del plegament hercinià. En aquest estadi, les roques paleozoiques foren intensament deformades i constitueixen l'actual sòcol a tota l'àrea.

El final de l'orogènia herciniana i el començament de l'alpina s'enmarca en un context de rifting, iniciant-se el període de sedimentació triàssica la qual es localitza en una sèrie de conques distensives on s'hi dipositen, inicialment, materials continentals

(conglomerats, gresos i lutites). Aquestes conques es veuen afectades per transgressions marines periòdiques, durant les quals es dipositen sediments carbonàtics. L'evolució del rifting possibilita l'efusió de roques magmàtiques bàsiques, especialment en el Triàssic Superior, moment en que es sedimenten argil·les, evaporites i carbonats.

El cessament de l'activitat magmàtica i una nova transgressió marina important marquen l'inici del Juràssic. En aquesta transgressió es forma una plataforma carbonàtica que afecta tot el territori excepte el massís de l'Ebre i la part més septentrional de les actuals Serralades Costaneres, les quals corresponen a zones relativament elevades en el rifting Triàssic. En el Juràssic Mig es produeix la separació d'Àfrica i Nord-Amèrica afectant els processos sedimentaris de tal manera que a la Conca Pirenenca s'hi dipositen dolomies en un ambient de plana litoral, mentre que a la conca de les Serralades Costaneres aquesta sedimentació és de margues en un medi de conca marina relativament profunda. Aquestes sedimentacions diferenciades segueixen un procés d'uniformització durant el Juràssic Superior, on s'hi dipositen dolomies i evaporites a les dues conques.

Un nou contexte de rifting atura aquest procés i marca l'inici del Cretàcic, al principi del qual es produeix una important sedimentació de sèries carbonàtiques molt potents en ambient de litoral que se situa als marges de les conques distensives. Aquestes conques subsideixen i es veuen afectades, a la vegada, per variacions eustàtiques controlant la sedimentació alternada de margues i calcàries. En aquest període es produeix un canvi important en l'evolució geodinàmica de la placa Ibèrica. Aquesta es separa d'Europa i es desplaça cap a l'Est amb un moviment de rotació sinistral sincrònic. Aquest procés afecta la Conca Pirenenca produint un metamorfisme tèrmic molt localitzat alhora que s'observa un aprofundiment general cap a l'Oest. El metamorfisme tèrmic no afecta la conca de les Serralades Costaneres, la qual segueix un procés de somerització progressiva fins assolir fàcies continentals.

A partir d'aquí s'inicien les primeres compressions corresponents a l'orogènia Alpina, com a resposta al moviment relatiu de la placa Africana vers l'Euroasiàtica. És durant aquest període orogènic quan es configuren les principals unitats morfoestructurals actuals de Catalunya: els Pirineus, les Serres i Depressions Costaneres o Catalànids i la Conca de l'Ebre, l'evolució de les quals presenta característiques diferenciades.

Així doncs, a partir del Cretàcic Superior i fins l'inici del Neògen, el règim tectònic general va ser de compressió. En la zona de contacte entre les plaques Ibèrica i Euroasiàtica, l'escorça Ibèrica va ser encavalcada per l'escorça euroasiàtica, produint-se un escurçament cortical de 100-120 km (Muñoz, 1988). Com a conseqüència d'això, en els Pirineus Centrals i Orientals es produeix un desplaçament cap al Sud de la cobertera sedimentària mesozoica i del sòcol hercinià. Les unitats

desplaçades o mantells de corriments es poden agrupar en dos grans conjunts: Mantells Superiors i Mantells Inferiors.

Els Mantells Superiors estan constituïts per làmines encavalcants vergents cap al Sud, de materials carbonàtics mesozoics formant, al Pirineu Central, una gran unitat estructural denominada Unitat Central Sud-pirenenca (mantells de Cotiella, Bòixols, Montsec i Serres Marginals). En el Pirineu Oriental aquest conjunt s'extén al Pedraforca i entre Figueres i Montgrí. Els Mantells Inferiors estan formats per materials de sòcol i cobertera, caracteritzada aquesta per una sèrie mesozoica reduïda o en alguns indrets inexistents i per una potent sèrie terciària provinent de l'erosió dels Mantells Superiors.

Els Mantells Superiors van ser els primers en desplaçar-se mentre que els Inferiors ho van fer posteriorment tot i arrossegant els Superiors. De resultes d'aquests processos evolutius els Pirineus, a l'àrea d'estudi, queden configurats en tres grans unitats: Els Mantells Sud-pirenencs, formats per materials carbonàtics mesozoics i terciaris; la Zona Axial configurada per materials de sòcol hercinià (pissarres, esquists i batolits granodiorítics); i la Zona Nord-pirenenca formada per làmines encavalcants de materials de cobertora vergents cap al Nord. Aquesta darrera unitat afecta només el Pirineu francès.

D'altra part, a l'inici de la compressió alpina es forma una conca d'avantpaís asimètrica -la Conca de l'Ebre-. Inicialment, aquesta conca es produeix per flexió litosfèrica, en resposta al règim compressiu, enfonsant-se cap al Nord, mentre que al Sud i a l'Est inclús s'aixeca esdevenint en els nuclis de les Serres Costaneres i de la Serralada Ibèrica. L'emplaçament submarí dels Mantells Superiors provoca un enfonsament progressiu de la conca degut a la càrrega litostàtica. Aquest emplaçament coincideix amb una important transgressió marina, dipositant-se sediments de talús i turbidites. Posteriorment es dipositaren importants paquets d'evaporites a tota la conca. L'apilament dels mantells inferiors va originar un relleu que produí la formació de sistemes detrítics deltàics i fluvials amb gran quantitat de conglomerats en els sectors septentrionals. Igualment, a la part meridional, els encavalcaments de les Serralades Costaneres van originar sistemes detrítics similars. Amb la regressió que té lloc a l'Eocè Superior, la conca queda individualitzada i tancada a qualsevol influència marina posterior, iniciant-se un període de sedimentació continental que va reomplir la conca.

En el Miocè el règim d'esforços torna a canviar iniciant-se un nou procés de rifting que afecta Europa Central i la vora de la Península Ibèrica (Vegas et al. 1980). En aquest període té lloc la separació de les Illes Balears i l'obertura del Solc de València. Igualment, a les Serres Costaneres s'individualitzen un conjunt de conques alineades en direcció NE-SW (Empordà, Vallès-Penedès, Reus-Valls, etc.) en una

estructura de blocs basculats, les quals són posteriorment reomplertes amb materials mio-pliocens i quaternaris. A la part septentrional, es reactiven una sèrie de falles paleògenes de direcció NW-SE al llarg de les quals es produeix un vulcanisme basàltic de característiques intracontinentals (Olot, Hostalric, Girona, etc). En funció de les variacions estratigràfiques i tectòniques, les Serres i Depressions Costaneres es poden dividir en tres dominis: Septentrional, Central i Meridional (Anadón et al., 1979). El domini septentrional es caracteritza per l'absència de sediments juràssecs i cretàccics però, en canvi, el Triàssic està ben desenvolupat. Els dominis Central i Meridional mostren la presència de Juràssic i Cretàccic amb un augment progressiu de la seva potència cap al SW. L'efecte de la distensió neògena en la Conca de l'Ebre i els Pirineus és de poca relevància. La figura 6.1 mostra les principals característiques geològiques actuals de Catalunya.

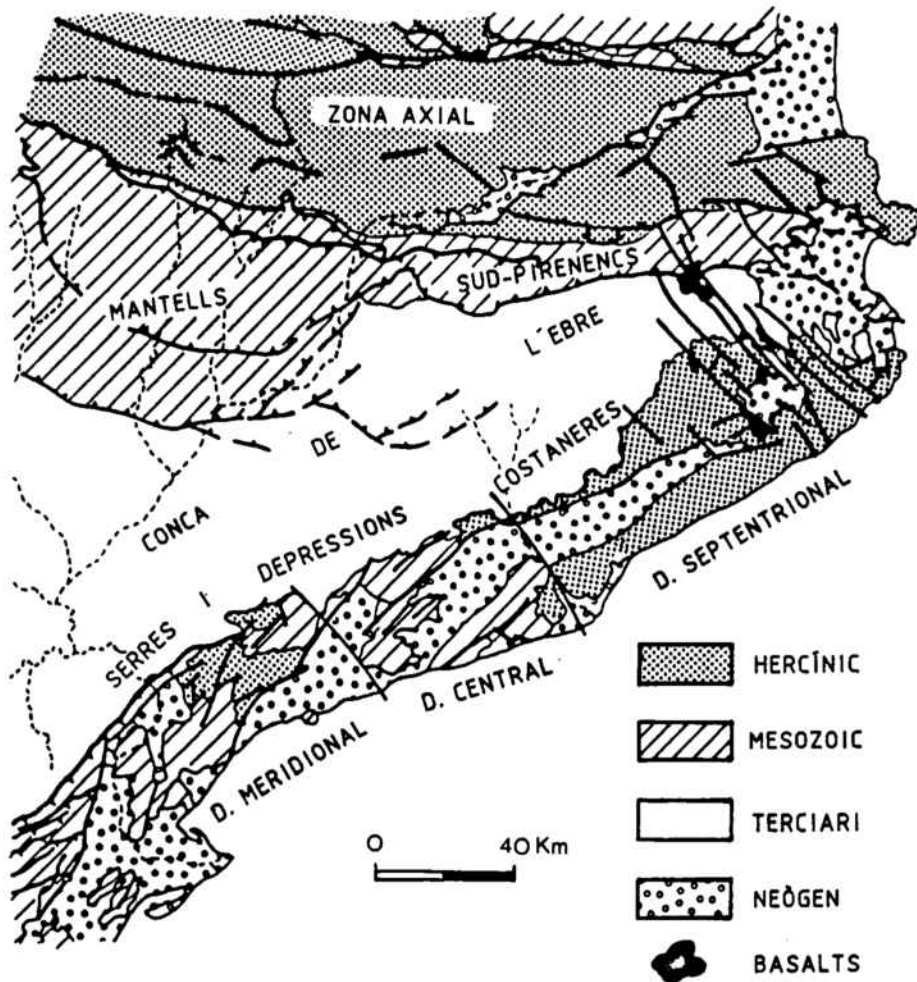


Fig. 6.1.- Esquema geològic general de Catalunya.

VI.2 CRITERIS GENERALS D'INTERPRETACIÓ

El gradient geotèrmic d'una regió determinada pot presentar variacions tant laterals com verticals. En aquest sentit, els registres termomètrics obtinguts poden ser interpretats de dues formes segons s'analitzin les variacions de temperatura horitzontalment o verticalment.

VI.2.1 Variacions laterals.

La interpretació de les variacions laterals del gradient geotèrmic està determinada per dos paràmetres: l'amplitud o intensitat de la variació, i la seva longitud d'ona. Per la pròpia naturalesa del camp tèrmic, les variacions de gran longitud d'ona (centenars o milers de quilòmetres) són d'amplitud reduïda (fins a 50 mK m^{-1}) i estan associades a processos geodinàmics profunds que impliquen variacions en el gruix i estructura de la litosfera (Morgan, 1984).

Igualment, les variacions de longitud d'ona més curta (desenes de quilòmetres) corresponen, fonamentalment, a fenòmens més superficials i en particular a processos de circulació d'aigua subterrània. En aquest cas, la seva intensitat és molt variable però està directament relacionada amb l'extensió de la perturbació. Així doncs, en un procés de circulació subterrània d'aigua a través d'una conca sedimentària es poden produir variacions de 20 a 60 mK m^{-1} de tal manera que les zones de recàrrega estan caracteritzades per gradients baixos mentre que les de descàrrega ho estan per gradients elevats. A l'escala del nostre estudi, aquest tipus d'anomalies les hem denominat anomalies regionals i són analitzades amb més detall al capítol VIII.

Finalment, es poden observar variacions molt intenses (fins a 500 mK m^{-1}) però de molt petita longitud d'ona (centenars de metres) que corresponen a les denominades anomalies tèrmiques locals (veure capítol IX). Aquestes variacions són sempre positives i poden estar associades a circulació d'aigua subterrània o a fenòmens recents d'intrusió magmàtica.

Tanmateix, una dispersió molt elevada en les dades està associada a processos molt superficials vinculats, generalment, a circulació d'aigua a través de fractures o a través de zones amb canvis litològics molt acusats. D'aquesta manera, s'estableix una relació de causalitat entre les anomalies tèrmiques regionals i locals i l'estructura morfològica, litològica i tectònica de la zona.

VI.2.2 Variacions verticals

El gradient geotèrmic a l'interior de la litosfera no és constant sinó que aquest disminueix amb la profunditat degut a la reducció en la concentració d'elements radiactius vers la fondària. No obstant, en el rang que es realitzen les mesures, aquesta variació és inapreciable.

Malgrat tot, en els registres termomètrics s'observa sovint, variacions importants del gradient les quals són atribuïbles, fonamentalment, a canvis en la conductivitat tèrmica del medi o a fenòmens convectius. En aquest cas, la influència de la circulació d'aigua pot manifestar-se de diferents maneres.

Si el gradient augmenta o disminueix de forma contínua amb la profunditat i la temperatura augmenta en ambdós casos, això serà imputable a fluxes de circulació d'aigua descendents i ascendents respectivament, en un medi homogeni (Mansure i Reiter, 1979). En aquest cas, els perfils de temperatura presenten una forma similar a la figura 6.2 a.

Altrament, si en un registre de gradient quasi constant s'aprecien variacions de temperatura d'alta freqüència, de signe positiu o negatiu, seran interpretables en termes de circulació ascendent o descendent a través d'estrats inclinats de major permeabilitat (Drury et al., 1984; Drury i Jessop, 1982) (fig. 6.2b).

Per últim, l'existència de falles i/o fractures, així com de medis amb una permeabilitat secundària ben desenvolupada pot introduir variacions importants en el gradient geotèrmic encara que la columna litològica correspongui al mateix material. El problema estriba en que la seva variabilitat espacial és molt gran, produint una gran dispersió lateral i vertical del gradient respecte el seu valor mig.

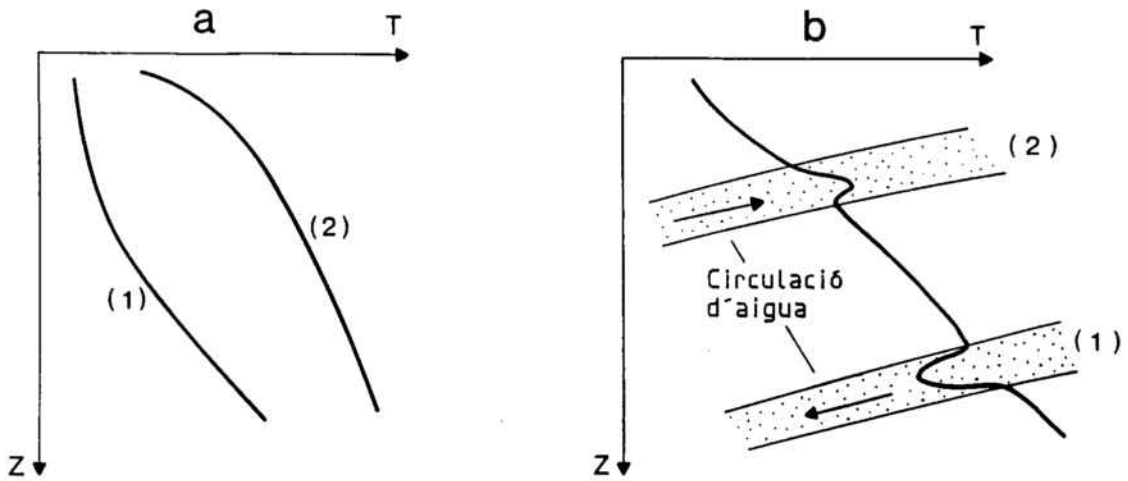


Fig. 6.2.- Evolució de la temperatura amb la profunditat causada per circulació vertical d'aigua a) en un medi homogeni; b) a través d'estrats inclinats. (1) circulació descendent, (2) circulació ascendent.

La figura 6.3 mostra les termometries corresponents a dos pous perforats en granit i situats a una distància de 60 m.

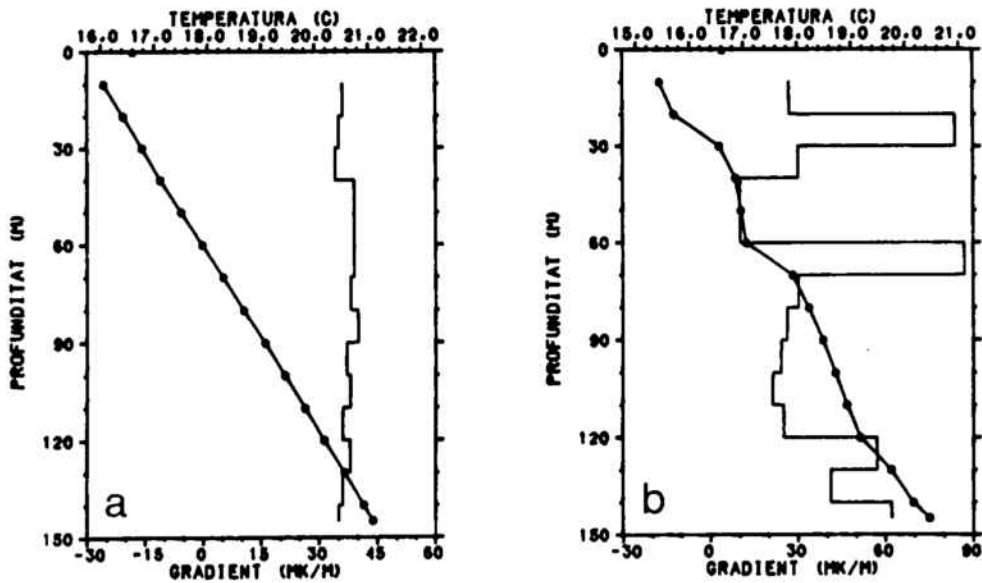


Fig. 6.3.- Termometries realitzades a dos pous propers perforats en granit (a) sense fractures, (b) amb fractures.

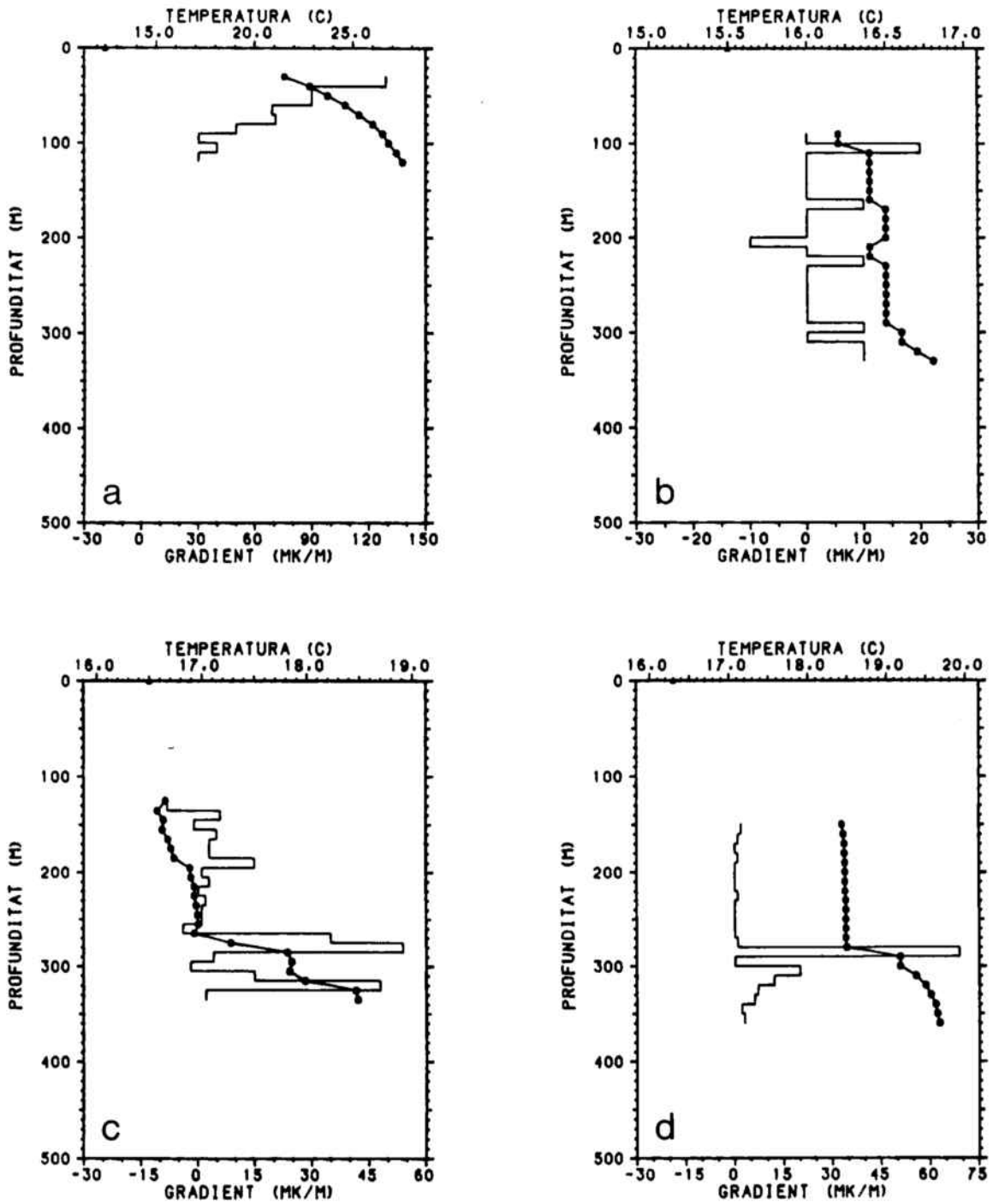


Fig. 6.4.- Termometries realitzades a diferents pous on s'evidencien els efectes de circulació d'aigua. (a) Circulació ascendent en zona de descàrrega, (b) circulació descendent en zona de recàrrega, (c) circulació lateral a través de diferents aquífers, (d) connexió hidràulica entre aquífers a través del pou.

La primera termometria mostra una evolució molt regular de la temperatura sense pertorbacions perceptibles, en canvi, la segona mostra alteracions importants degut a l'existència de fractures i a una possible circulació d'aigua a través d'elles. En particular aquest efecte és notori entre 40 i 60 m i entre 80 i 110 m.

De forma similar, la figura 6.4 mostra alguns dels efectes esmentats anteriorment. El primer cas correspon a un fenòmen de circulació vertical d'aigua en sentit ascendent (zona de descàrrega). En el segon es tracta d'una zona de recàrrega amb una circulació ràpida a través de materials calcaris molt fissurats i possiblement carstificats. El tercer i quart perfil corresponen a dispersions verticals del gradient produïdes respectivament per l'existència de diferents nivells aquífers i per convecció hidràulica entre aquífers a través del pou.

VI.3 MAPA DE GRADIENTS TÈRMICS A CATALUNYA.

Amb els 237 punts de mesura disponibles s'ha dibuixat el mapa de gradients geotèrmics de Catalunya i la seva plataforma litoral (fig. 6.5). La gran variabilitat espacial de les dades ha impossibilitat la utilització d'algoritmes automàtics de dibuix obligant, per tant, a una deliniació manual, amb un interval entre isolínies de 5 mK m^{-1} .

En conseqüència, el traçat de les corbes s'ha efectuat promitjant els valors dels punts més propers de tal manera que les variacions d'alta freqüència han quedat suprimides, dificultant la delimitació de les possibles anomalies tèrmiques. D'altra part, en la confecció d'aquest mapa no s'ha aplicat cap mena de correcció per efectes superficials (topografia, variació paleoclimàtica).

Com a trets bàsics més importants es poden destacar els següents:

- El gradient tèrmic en els Pirineus oscil·la entre 20 i 30 mK m^{-1} amb un increment cap al Sud i l'Est en bon acord amb l'evolució del gruix cortical. En aquesta zona s'han utilitzat bàsicament les dades de sondatges petrolers. Les poques mesures realitzades a pous d'abastament presenten valors extremadament baixos ja que estan influenciats per circulacions d'aigua subterrània en medis calcaris molt fissurats o carstificats.

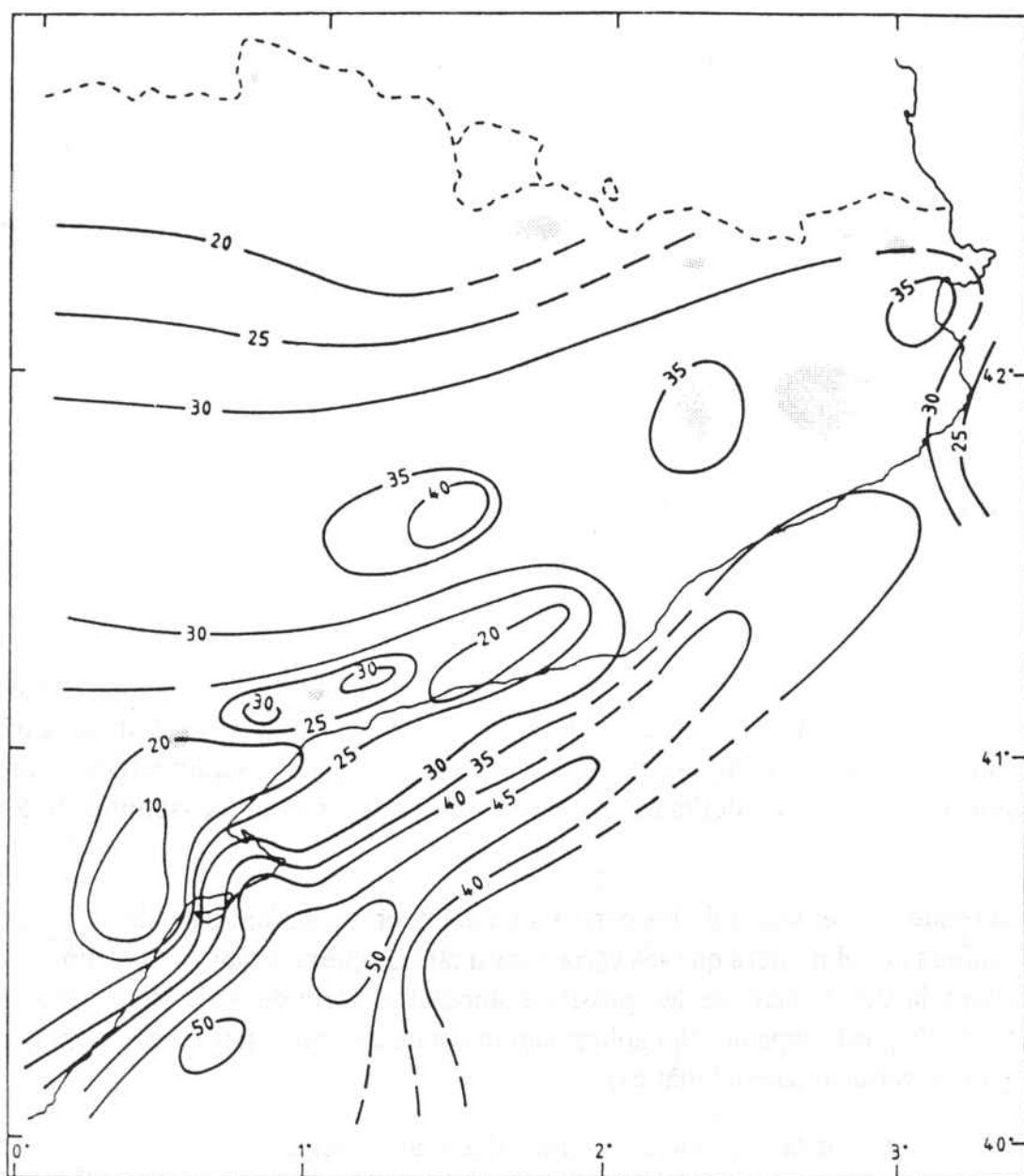


Fig. 6.5.- Gradients tèrmics obtinguts a Catalunya i la plataforma continental. Isolinies cada 5 mK m^{-1} . Les zones ombrujades corresponen a l'anomalia regional d'Osona, el conjunt de fonts termals de la Selva i les anomalies locals de les Serres i Depressions Costaneres i Pirineus.

- La Conca de l'Ebre i el domini septentrional de les Serres i Depressions Costaneres, així com l'extrem oriental dels Pirineus presenten valors entre 30 i 35 mK m^{-1} sent de destacar un màxim local de 40 mK m^{-1} a la part central de la conca, que pot ser degut a fenòmens de difracció tèrmica produïts per la presència d'evaporites. Igualment, el gradient tèrmic es veu incrementat en aquells punts de mesura que se situen sobre els granitoids. La zona ombrejada més gran correspon a la Depressió d'Osona on el rang de variació del gradient oscil·la entre 6 i 115 mK m^{-1} , constituint una de les anomalies regionals que són analitzades amb detall al capítol VIII. Les altres zones ombrejades corresponen a les anomalies tèrmiques locals que s'extenen al llarg de les Serres i Depressions Costaneres i Pirineus, (veure IX).

- Els dominis Central i Meridional de les Serres Costaneres constitueixen la zona de mínim absolut amb valors inferiors a 20 mK m^{-1} . En particular, a la Conca del Baix Ebre s'han mesurat valors inferiors a 10 mK m^{-1} inclús en pous profunds (més de 400 m de fondària). Aquests valors mínims estan propiciats pel gran espessor de materials calcaris presents a la zona, els quals poden presentar una permeabilitat secundària important i actuar, alhora, com a vora de recàrrega hidràulica. Dins aquesta àmplia àrea de mínims destaquen dos màxims relatius de petita extensió corresponents a la vora de la Conca de Reus-Valls i als afloraments de materials granítics.

- Per contra a la plataforma litoral, just en front dels esmentats dominis Central i Meridional, es mesuren els màxims valors de gradient tèrmic (entre 30 i 50 mK m^{-1}). Com es pot observar a la fig. 6.5 hi ha un perfecte acoplament entre les zones de baix i elevat gradient geotèrmic, la qual cosa suggereix un mecanisme de tipus convectiu amb circulació d'aigua a través dels materials mesozoics. En el capítol VIII s'analitza aquesta hipòtesi amb més detall.

Així doncs, les mesures efectuades reflecteixen, bàsicament, el règim tèrmic més superficial ja que estan fortament afectades per fenòmens de circulació subterrània d'aigua i difracció tèrmica deguts a canvis litològics i estructurals. Malgrat això, és possible establir una certa tendència general segons la qual el gradient geotèrmic s'incrementaria en direcció NW-SE seguint la tendència de la variació lateral del gruix litosfèric. Aquest punt és tractat de forma més específica en el capítol VII.

Finalment, l'aplicació conjunta de les correccions topogràfica i paleoclimàtica tendeix a incrementar el gradient mesurat en una quantitat que oscil·la entre 1 i 4 mK m^{-1} . Com es pot observar en l'anex I, la correcció paleoclimàtica, la qual és aplicada a tots els pous per igual, augmenta el valor del gradient en 4 o 5 mK m^{-1} ; en canvi, la correcció topogràfica és específica per a cada pou però degut a que aquests estan localitzats, majoritàriament, en les valls el resultat suposa, en general, una disminució de 2 a 5 mK m^{-1} .

En qualsevol cas, les tendències generals, pel que fa a les variacions del gradient geotèrmic, no es veuen afectades de forma apreciable per aquestes correccions, sent innecessària la confecció d'un mapa de gradients corregits. A més, cal a dir que aquestes s'han efectuat només en els pous d'abastament d'aigua ja que les dades de profunditat i temperatura provinents dels sondatges petrolers són massa imprecises.

VI.4 CONCLUSIONS

La confecció del mapa de gradients geotèrmics de Catalunya s'ha realitzat a partir de 237 punts de mesura. L'interval entre isolínies és de 5 mK m^{-1} , amb una resolució mitjana de 25 km. En aquest mapa, no s'han inclòs les correccions per efectes superficials.

Dels resultats obtinguts, es dedueix una gran dispersió de les dades produïda per factors superficials. D'entre aquests cal destacar els processos de circulació subterrània d'aigua de petita escala i els canvis litològics i estructurals. Aquesta dispersió dificulta la delimitació de les possibles anomalies tèrmiques disminuint, alhora, la resolució del mapa.

El gradient tèrmic mig a Catalunya oscil·la entre 30 i 35 mK m^{-1} presentant un cert increment en direcció NW-SE. Els valors mínims corresponen als Pirineus i els dominis Central i Meridional de les Serres i Depressions Costaneres, mentre que els màxims es localitzen a la Conca de l'Ebre i a la zona de plataforma litoral.

L'aplicació de les correccions topogràfica i paleoclimàtica suposen un increment mig del gradient geotèrmic de 1 a 4 mK m^{-1} sense modificar de forma apreciable les tendències generals. Aquestes correccions han estat efectuades tan sols en els pous d'abastament d'aigua.

CAPÍTOL VII

MODELITZACIÓ LITOSFÈRICA

INTRODUCCIÓ

El transport de calor a la litosfera es realitza, essencialment, per conducció. La distribució de temperatures al seu interior depèn de paràmetres tals com: la producció radiogènica de calor, la conductivitat tèrmica, el gruix litosfèric i l'aportació de calor des de l'astenosfera. Aquests paràmetres poden variar de forma sensible en funció dels processos geodinàmics que afectin la litosfera (deformació mecànica, redistribució d'elements radioactius, canvis de l'estructura dels materials, intrusions, etc.) produint alteracions en el seu règim tèrmic.

D'acord amb les dades disponibles, el flux de calor superficial pot presentar oscil·lacions de l'ordre de 50 mW m^{-2} d'amplitud i alguns centenars de quilòmetres de longitud d'ona. Aquestes freqüències tan baixes impliquen la utilització de perfils de gran extensió en la modelització litosfèrica. Un altre factor a tenir en compte és que els elements radiactius presenten una major concentració a l'escorça, variant sensiblement entre els materials de l'escorça superior i la inferior, sent necessari, per tant, disposar d'un model cortical ben definit.

En aquest sentit, es proposa un perfil litosfèric compost per dos trams amb una longitud total de 600 km aproximadament. El primer tram -tram A-B- discorre entre la Conca d'Aquitània i la Conca de l'Ebre en direcció N-S, mentre que el segon -B-C-, de direcció NW-SE, discorre entre la Conca de l'Ebre i el Promontori Balear (fig. 7.1). L'elecció d'aquest perfil ha estat determinada per la disposició de dades gravimètriques i sísmiques les quals permeten una bona definició de l'estructura cortical. A més, es travessen dues zones amb característiques geodinàmiques molt diferenciades: la zona de col·lisió continental dels Pirineus i la zona de rift del Solc de València, on són d'esperar els valors de màxim i mínim espessor litosfèric respectivament.

Degut a la manca de dades de flux de calor o gradient tèrmic superficial al llarg de tot el perfil, en aquest capítol no es pot establir un model definitiu de règim tèrmic litosfèric a la zona proposada sinó, més aviat, analitzar la influència dels diferents paràmetres i establir o acotar les possibles variacions de flux de calor i gruix litosfèric. Per a això s'ha utilitzat un model bidimensional en règim estacionari aplicant la tècnica de càlcul d'elements finits.

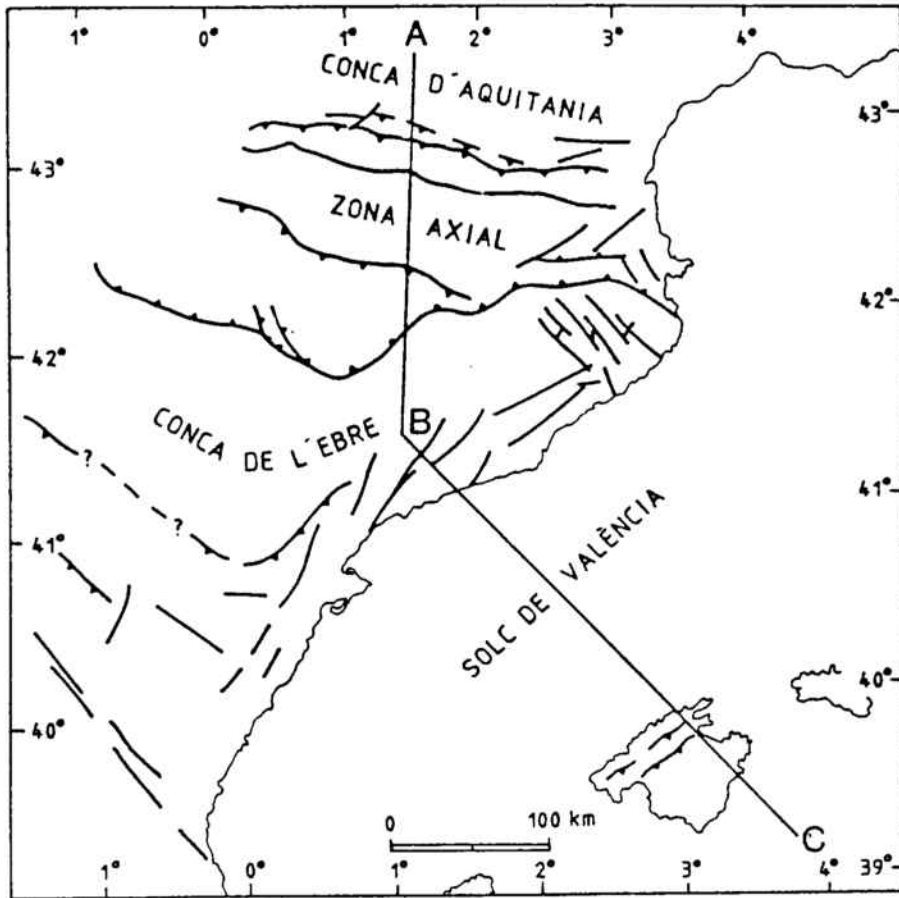


Fig.7.1.- Situació geogràfica del perfil litosfèric proposat (Fernández et al., 1988).

VII.1 MODEL CORTICAL

Un dels paràmetres que més influència té en la modelització litosfèrica és la producció radiogènica de calor. Els elements radiactius però, es concentren en els materials corticals de composició àcida; en particular, a l'escorça superior. D'altra part, els canvis laterals de conductivitat tèrmica associats a una estructura cortical determinada poden donar lloc a fenòmens de refracció tèrmica. Per aquests motius, en qualsevol model litosfèric és indispensable disposar d'un model cortical ben definit.

Un mètode que permet la determinació de models corticals amb bones garanties és la utilització conjunta de dades sísmiques i gravimètriques. D'una part, les dades sísmiques permeten acotar les diferents capes de l'escorça amb una resolució molt gran però només puntualment. En canvi la gravimetria permet deduir l'evolució espacial de l'escorça però necessita de les condicions de contorn aportades per la sísmica.

El primer tram del perfil coincideix amb el perfil ECORS on es disposa d'un gran nombre de dades sísmiques i gravimètriques (ECORS Pyrenees Team, 1988; Torné et al., 1988). Pel que fa al segon tram, es disposa de perfils sísmics de refracció en el Solc de València (Hinz, 1972 i 1973; Gobert et al., 1972) i en el Promontori Balear (Banda et al., 1980). Les dades gravimètriques corresponen al Mapa Gravimètric de Catalunya (Casas et al., 1987) a la zona continental, i les del Mapa d'anomalies de Bouguer de la Mediterrània Occidental (Morelli et al., 1975) i del Mapa gravimètric de Mallorca (IGME, 1981).

La interpretació conjunta d'aquestes dades i la deducció dels consegüents models corticals, ha estat realitzada per Torné (1988). La autora proposa dos models corticals per a la placa Ibèrica els quals es diferencien entre si perquè en un cas utilitza una escorça estructurada en tres capes, mentre que l'altre ho estaria per dues. La introducció d'una capa intermèdia afecta, principalment, els gruixos de l'escorça superior i inferior mantenint-se, no obstant, la morfologia de la cobertera sedimentària i de la Moho en ambdós models.

En el nostre cas, s'ha optat per una escorça configurada en dues capes ja que presenta una major senzillesa i, a més, tant pel que fa a la conductivitat tèrmica com a la producció radiogènica de calor, els resultats no es veuen afectats de forma perceptible. D'altra part, el model cortical utilitzat en la modelització litosfèrica representa una simplificació relativament gran del model deduït per Torné (1988). La figura 7.2 esquematitza el model cortical emprat el qual es caracteritza pels següents trets:

Tram A-B.- Aquest tram travessa, perpendicularment, les estructures dels Pirineus i l'inici de les conques d'avantpaís associades. Geodinàmicament, l'interès del perfil estriba en que la formació dels Pirineus s'inscriu en un context de col·lisió continental entre la placa Ibèrica i l'Europea, esdevenint en un procés de subducció incipient (Muñoz, 1988). La part central d'aquest tram, corresponent a la Zona Axial, està representada per materials metasedimentaris paleozoics amb una potència mitja de 8 km. Les conques d'avantpaís d'Aquitània i de l'Ebre han estat considerades com a capes sedimentàries amb un gruix de 8 km en la Zona Axial i aprimant-se progressivament en direcció Nord i Sud, respectivament, fins a assolir el valor mínim de 2 km. Pel que fa a l'escorça superior, aquesta presenta una estructura clarament diferenciada entre la placa Europea i la Ibèrica. Així, en la placa Europea, presenta un

gruix mig de 18 km mentre que en la placa Ibèrica aquest gruix assoleix valors de 28-30 km. Igualment, l'escorça inferior presenta diferents espessors en la placa Ibèrica i Europea, amb un valor mig de 8 i 12 km respectivament. El màxim gruix cortical correspon a la Zona Axial, amb un valor de 47 km.

Cal tenir present que aquestes dimensions no es correponen exactament amb els valors deduïts per Torné (1988) ja que representen una geometria promitjada per a compensar les simplificacions del model.

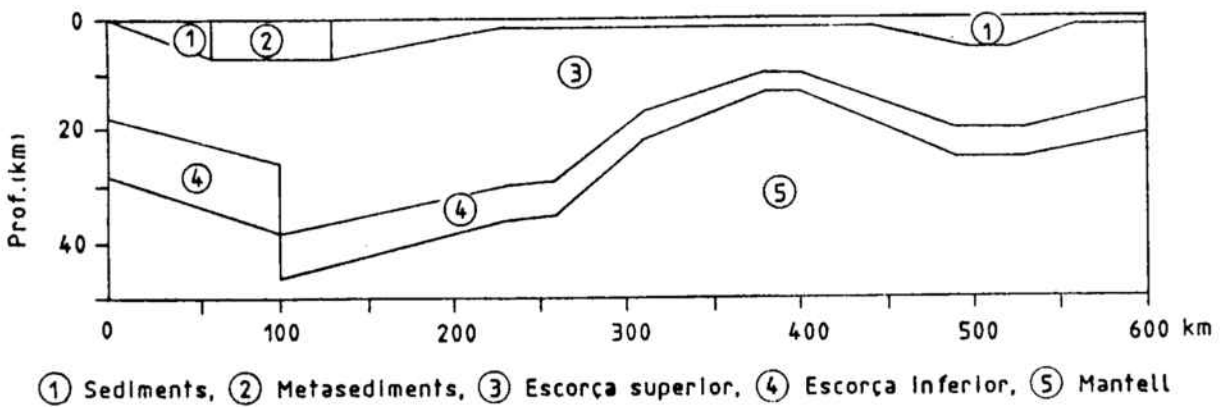


Fig. 7.2.- Model cortical simplificat utilitzat en la modelització litosfèrica (Fernández et al., 1988)

Tram B-C.- El tram B-C es caracteritza per travessar, també perpendicularment, la Conca Balear, la qual correspon a una estructura de graben desenvolupada en un procés de rifting d'edat neògena (Vegas et al., 1980). Aquest rift, podria formar part d'un procés distensiu molt més ampli que s'extendria des de la Conca del Rin fins Alboran (Julivert et al., 1972). En aquest cas, el gruix de l'escorça assoleix el valor mínim de 12 km en el Solc de València, engruixint-se de forma progressiva cap a la Península i el Promontori Balear. És de destacar la gran potència de la capa sedimentària a la illa de Mallorca, amb un espessor de 6 km i un engruiximent cortical que arriba a 25 km. L'escorça inferior també presenta un aprimament considerable en el Solc de València, amb un espessor de 3 km. Tantmateix, del model proposat per Torné (1988) es dedueix l'existència d'una zona anòmala en el mantell superior i que afectaria tota la Conca Balear amb un gruix màxim de 27 km en la seva part central. Aquesta zona anòmala no ha estat considerada en el model litosfèric ja que no es disposa de dades que permetin assignar valors específics de conductivitat tèrmica i producció de calor; per tant, ha estat considerada com a part integrant del mantell.

En síntesi doncs, d'acord amb el comportament tèrmic de les roques que integren l'escorça, s'han diferenciat dues capes més la cobertura sedimentària, la qual s'ha considerat homogènia i formada bàsicament per materials carbonàtics i detrítics excepte a la Zona Axial, on predominen roques de tipus metasedimentari. L'escorça superior està associada a roques ígnees essencialment àcides, mentre que l'escorça inferior estaria composta per roques més bàsiques.

VII.2 CONDUCTIVITAT TÈRMICA

La conductivitat tèrmica depèn de l'estructura i composició del medi i de les condicions físiques a les quals està sotmès. Estrictament, té un caràcter tensorial el qual es manifesta, sobretot, en roques metasedimentàries i en sediments estratificats. No obstant, les roques cristal·lines presenten, a nivell macroscòpic, un comportament isòtrop i, per tant, la conductivitat tèrmica pot ser considerada com un escalar. De fet, a escala litosfèrica es presuposa que el medi respon, a tots els efectes, a un comportament d'aquests tipus.

El rang de variació de la conductivitat tèrmica en roques de l'escorça superior oscil·la entre 1 i 6 $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ depenent de la seva composició química, tamany i disposició dels cristalls. En general, la conductivitat tèrmica augmenta amb el contingut de quars (Drury i Jessop, 1983), encara que en sediments marins el factor predominant és el contingut d'aigua (porositat), més que la composició química (Ratcliffe, 1960). Aquest fet és extensible a totes les roques sedimentàries amb textura granular.

D'altra part, la conductivitat tèrmica d'un medi es també funció de la temperatura. En aquest sentit, s'observa que fins a temperatures inferiors a 400°C la conductivitat decreix amb la temperatura; en canvi, a temperatures superiors es produeix un efecte radiatiu addicional i la conductivitat total augmenta (Schatz i Simmons, 1972).

No obstant, la geoterma que es dedueix aplicant una conductivitat tèrmica constant no difereix substancialment de la que s'obté suposant una dependència amb la temperatura (Morgan, 1984). D'altra part, el marge d'error degut al desconeixement en la composició química dels diferents materials i l'orientació de l'esquistositat en els metasediments, recolza la utilització de models multicapa amb conductivitats tèrmiques constants.

En qualsevol cas, no hi ha un acord general respecte els valors a adoptar per a cada part de la litosfera, depenent del criteri de cada autor. Així doncs, Pollack i Chapman (1977) utilitzen un valor de $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ per a tota l'escorça depenent de la temperatura segons el model d'Schatz i Simmons (1971). Sclater et al., (1980) assignen un valor constant de $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ a l'escorça i $3.4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ al mantell. Cermak i Bodri (1986) proposen $3.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ a l'escorça superior, $2.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ a l'escorça inferior i $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ al mantell, suposant una certa dependència de la conductivitat amb la temperatura.

En el nostre cas, els valors de conductivitat tèrmica assignats als diferents cossos han estat promitjats d'acord amb els adoptats per Morgan (1984) i Furlong i Chapman (1987), resultant els següents: $2.1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ per a sediments i metasediments; $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ per a l'escorça superior; $2.1 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ per a l'escorça inferior i $3.4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ per al mantell. S'ha suposat que aquests valors es mantenen constants a cada cos i, per tant, no hi ha dependència amb la temperatura.

VII.3 PRODUCCIÓ RADIOGÈNICA DE CALOR

Com s'ha dit anteriorment, la producció radiogènica de calor és un dels paràmetres que més influència té en el règim tèrmic litosfèric. Aquesta aportació de calor és deguda a la desintegració radioactiva dels isòtops inestables de l'urani, tori i potasi, la proporció dels quals augmenta, en el cas de les roques ígnees, en relació al seu grau d'acidesa associat a processos de diferenciació, oxidació i solubilitat.

De les mesures efectuades sobre mostres recollides a zones continentals, s'observa que la distribució de U, Th, i K presenta una gran variabilitat, tant a petita escala - dins una mateixa unitat tectònica -, com a gran escala - d'una unitat a altra-. Aquesta variabilitat està relacionada amb els canvis petrològics i amb processos de redistribució dels elements radiactius (magmatisme, erosió, circulació profunda d'aigua, etc.).

No obstant, dins de certes àrees específiques, existeix una relació lineal entre el flux de calor superficial i la producció radiogènica de calor (Birch et al., 1968):

$$q_0 = q_r + B A_0$$

on	q_0	flux de calor superficial (mWm^{-2})
	q_r	flux de calor reduït (mWm^{-2})
	B	espessor característic (km)
	A_0	producció de calor superficial per unitat de volum (μWm^{-3})

Aquesta relació però, no és única sinó que els paràmetres q_r i B varien per a cada província tèrmica. De fet, el concepte de província tèrmica es defineix a partir d'aquelles zones que presenten el mateix flux de calor mantèl·lic q_r (Roy et al., 1972). D'altra part, és fàcil comprovar que aquesta relació es complirà per a qualsevol forma de distribució de fonts radiogèniques de calor que respongui a la següent equació:

$$\int_0^{\infty} A(z) dz = B A_0 \quad \text{i} \quad A(z=0) = A_0$$

En particular, Birch et al. (1968) proposen un model de distribució en el qual, l'escorça es divideix en estrats i dins de cada estrat la producció de calor es manté constant. En canvi, Lachenbruch (1970) proposa una distribució exponencial de la forma $A(z) = A_0 \exp(-z/B)$.

En funció d'aquestes distribucions, la interpretació dels paràmetres q_r i B pot variar. Així doncs, en el cas d'una distribució constant a un estrat, B representaria el gruix de l'estrat i q_r el flux de calor a través de la seva base. En un model multicapa el significat de q_r i B resta més difós. Per a una distribució exponencial, B representa el grau de migració cap amunt dels elements radiogènics i q_r seria, aproximadament, el flux de calor provinent d'una fondària equivalent a $3B$ la qual sol coincidir amb l'espessor de l'escorça. Un avantatge que presenta el model exponencial és que la relació lineal entre el flux de calor superficial i la producció de calor segueix complint-se sota condicions d'erosió diferencial (Lachenbruch, 1970).

D'altra part, Rybach i Buntebarth (1984) proposen una distribució vertical de les fonts radiogèniques basada en una relació empírica entre la producció de calor (A) i la velocitat de les ones sísmiques (v_p). Aquesta relació és de la forma $\ln A = 13.7 - 2.17v_p$ per a roques fanerozoiques, on A s'expressa en μWm^{-3} i v_p en kms^{-1} .

Malgrat tot, l'actual desconeixement vers els processos que influeixen en la distribució d'elements radiogènics a l'escorça fa que no hi hagi cap argumentació teòrica, de tipus petrològica, que afavoreixi un model determinat. De fet, Fountain et al. (1987) mostren que és possible obtenir una relació lineal entre el flux de calor superficial i la

producció radiogènica a partir d'un model cortical sumament heterogeni. D'altra part, Vasseur i Singh (1986) i Nielsen (1987) han assajat distribucions estocàstiques obtenint, també, l'esmentada relació de Birch. Evidentment, aquests resultats provoquen que la interpretació dels parametres B i q_r resti molt confosa i sigui necessària una revisió conceptual com han proposat diversos autors (Sclater et al., 1980; Morgan et al., 1987; Furlong i Chapman, 1987) entre d'altres.

Tenint en compte aquestes observacions i donada la manca de dades experimentals vers la producció radiogènica de calor al llarg del perfil litosfèric proposat, s'ha optat per utilitzar un model mixt suposant una distribució radiogènica exponencial per a l'escorça superior i constant a les altres capes. Els valors adoptats són, d'acord amb Wollenberg i Smith (1987) i Morgan (1984), els següents : 1 i $1.3 \mu \text{ Wm}^{-3}$ per a sediments i metasediments respectivament, $0.2 \mu \text{ Wm}^{-3}$ per a l'escorça inferior, i $0.02 \mu \text{ Wm}^{-3}$ per al mantell. Igualment, a l'escorça superior s'ha adoptat un valor de $4.3 \mu \text{ Wm}^{-3}$ per a la producció superficial (A_0) i un espessor característic de $B = 10 \text{ km}$, considerant que el valor de A_0 és mesurat a la superfície, la qual cosa implica un cert esmorteïment de la producció de calor proporcional al gruix sedimentari.

VII.4 GRUIX LITOSFÈRIC

Un altre paràmetre que pot modificar sensiblement el règim tèrmic de la litosfera és el seu espessor. Mecànicament, la litosfera es defineix com la capa més exterior de la Terra capaç d'oposar una certa resistència a la deformació o, en altres paraules, que la seva capacitat de fluir és menyspreable. Des del punt de vista tèrmic, aquesta definició involucra que el transport de calor a través de la litosfera s'efectua, predominantment, per conducció. No obstant, la capa subjacent, l'astenosfera, es caracteritza per la seva plasticitat i fluidesa i, per tant, el trànsit d'una capa a l'altra està condicionat per un canvi d'estructura dels materials del mantell associat, alhora, a certes condicions de pressió o profunditat i temperatura.

S'han elaborat diverses relacions de pressió o gruix litosfèric (H) i temperatura que permeten acotar la transició litosfera-astenosfera a partir de dades experimentals i estimacions teòriques. En particular, Pollack i Chapman (1977) proposen una corba H - T corresponent a peridotites amb un contingut d'aigua relativament baix (fig. 7.3), la qual a més, representa un model intermedi d'entre els proposats per diferents autors. Com es pot observar, en el rang de profunditats entre 25 i 200 km aquesta

corba pot ser considerada com una funció lineal de la forma $T(z) = 1033 + 3.33z$ on T s'expressa en $^{\circ}\text{C}$ i z en km.

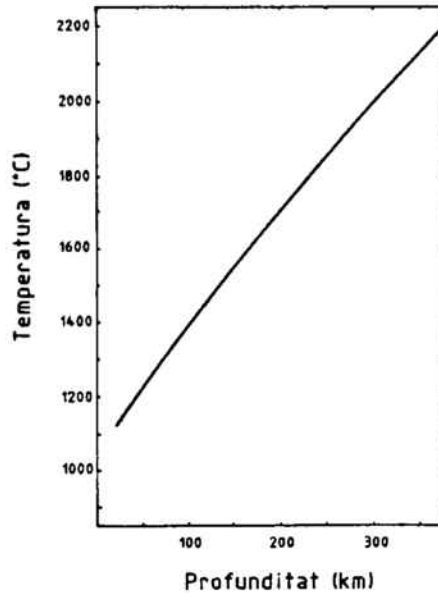


Fig. 7.3.- Evolució de les condicions de temperatura i profunditat per a la transició litosfera-astenosfera. De Pollack i Chapman (1977)

Així doncs, encara que la temperatura de transició decreixi al disminuir l'espessor de la litosfera, aquest decrement és relativament suau de tal manera que un aprimament litosfèric produeix un augment del gradient tèrmic i consegüentment del flux de calor.

Generalment, si es disposa de dades de flux de calor superficial, el gruix litosfèric és un paràmetre incògnita del model. En el nostre cas, l'objectiu és copsar la influència de les diferents variables sobre el flux de calor i, per tant, s'ha considerat l'espessor com una dada coneguda. No obstant, amb la finalitat que aquesta estimació sigui el més realista possible, s'ha fixat, utilitzant dades sísmiques, el gruix litosfèric en els extrems del perfil, la Zona Axial Pirenenca, el Solc de València, i el Promontori Balear; considerant variacions lineals entre cadascuna d'aquestes zones.

D'acord amb aquestes dades, deduïdes a partir de diversos perfils sísmics de dispersió d'ones superficial (Mueller, 1982; Marillier i Mueller, 1985), el límit de la litosfera s'ha situat a 100 km sota la Zona Axial i a 80 km sota el Promontori Balear, sense que existeixin evidències clares en el Solc de València. Malgrat això, considerant que les zones de rift es caracteritzen per un flux tèrmic elevat ($70 - 125 \text{ mWm}^{-2}$) i una litosfera prima (Ramberg i Morgan, 1984), i tenint en compte la indeterminació que mostra l'anàlisi d'ones superficials en aquesta zona, s'ha assignat un espessor de 50 km.

Aquest gruix concorda amb les estimacions teòriques deduïdes per Turcotte i Emerman (1983) vers l'aprimament litosfèric a zones de rift.

VII.5 MODEL LITOSFÈRIC

Un cop s'han acotat els paràmetres d'entrada del model (Taula VII.1), ja és possible abordar la seva resolució. En aquest cas, el procés de transport de calor està determinat per l'equació (2.7); és a dir

$$\text{div } \vec{q} = A(x,y)$$

o bé, considerant la conductivitat tèrmica com a escalar

$$\lambda \nabla^2 T + A(x,y) = 0$$

on A representa la quantitat de calor generada per unitat de volum.

TAULA VII.1.- Valors del paràmetres utilitzats en el model litosfèric.

MALLA: 61 x 38 nusos

PROD. DE CALOR (μWm^{-3})		CONDUCT. TÈRMICA ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)	
Sediments:	1	Sediments:	2.1
Metasediments:	1.3	Metasediments:	2.1
Escorça superior:	4.3 exp. (-0.1 z)	Escorça superior:	2.5
Escorça inferior:	0.2	Escorça inferior:	2.1
Mantell:	0.02	Mantell:	3.4

TEMPERATURA

Temperatura superficial: 15°C

Temperatura a la base de la litosfera: $T_b = 3.33 \cdot H + 1033^\circ\text{C}$

Les condicions de contorn imposades al model són les següents:

- a) El flux de calor lateral en els extrems del perfil és nul.
- b) La temperatura superficial es manté constant a $T_s = 15^\circ\text{C}$.
- c) La temperatura a la base de la litosfera varia segons la relació proposada per Pollack i Chapman (1977); és a dir, $T(z) = 1033 + 3.33z$.

Aquesta equació s'ha resolt utilitzant la tècnica d'elements finits implementada en el programa ELEFINI. La xarxa definida conté 61 x 38 nusos amb un interval de malla lateral regular de 10 km, mentre que verticalment, l'interval és funció del gruix litosfèric acoplant-se, automàticament, a la variació d'aquest i mantenint el nombre de nusos constant.

Els paràmetres de sortida que ofereix el programa són, a part de la distribució de temperatures, el flux de calor superficial i el flux de calor a la base de la litosfera el qual es pràcticament el mateix que el que travessa la Moho ja que la producció de calor al mantell litosfèric és, en el nostre cas, sempre inferior a 1.2 mWm^{-2} .

La figura 7.4 mostra els resultats obtinguts. Respecte el flux de calor superficial, s'observa un mínim en els Pirineus (64 mWm^{-2}) que es manté aproximadament constant al llarg de la Zona Axial i s'incrementa cap a la Conca d'Aquitània, en bon acord amb les dades obtingudes per Vasseur (1982), i cap a la Conca de l'Ebre. Igualment, el flux tèrmic superficial augmenta progressivament cap el SE, de forma quasilineal, fins al Solc de València on assoleix el seu valor màxim (90 mWm^{-2}). Aquest valor sembla raonable si es té en compte que el flux de calor mesurat per Hutchinson et al. (1985) a l'est de Menorca, en la Conca Algero-Provençal, és de $109 \pm 15 \text{ mWm}^{-2}$. El Promontori Balear està caracteritzat per un mínim relatiu acusat (71 mWm^{-2}) propiciat, probablement, pel gran espessor de la cobertera sedimentària. Finalment, a l'extrem meridional del perfil s'observa una tendència ascendent cap a la Conca Sud-Balear.

El flux de calor a la base de la litosfera, assimilable al flux de calor reduït, segueix una evolució semblant a la del flux superficial mantenint una diferència quasi constant de $32\text{-}34 \text{ mWm}^{-2}$. No obstant, aquesta diferència disminueix dràsticament en el Solc de València on el flux de calor reduït assoleix un valor de 72 a 75 mWm^{-2} . De fet, a excepció d'aquesta zona, es compleix la relació empírica deduïda per Pollack i Chapman (1977), segons la qual $q_r = 0.6q_0$, sent q_r el flux de calor reduït i q_0 el flux de calor superficial. En el nostre cas, aquesta proporció oscil·la entre 0.5 i 0.6.

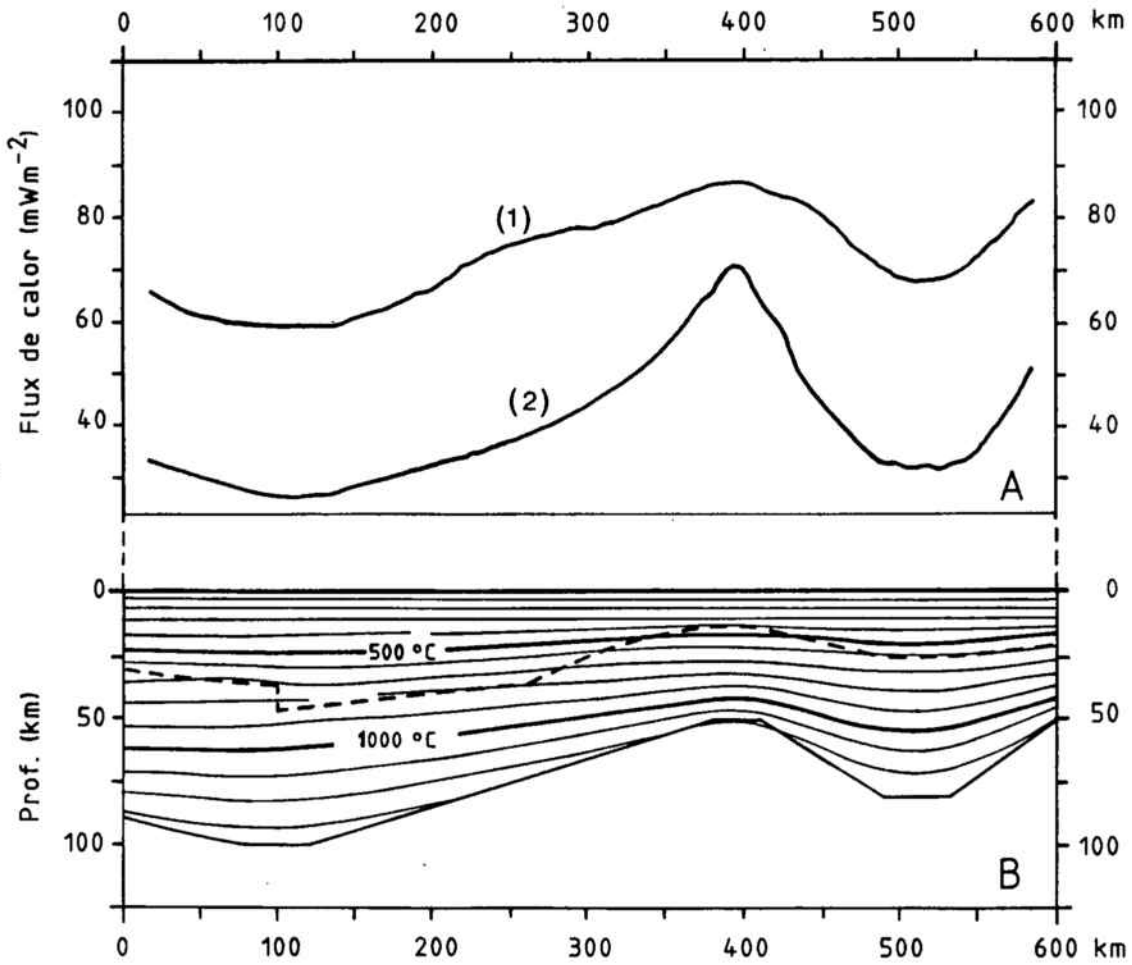


Fig. 7.4.- Resultats obtinguts del model litosfèric, A) (1) Flux de calor superficial, (2) Flux de calor a la base de la litosfera. B) Distribució de temperatures a la litosfera. Línia contínua inferior: límit litosfera-astenosfera. Línia discontínua: límit escorça-mantell.

Qualitativament, els resultats d'aquest perfil són similars als obtinguts per Cermak i Bodri (1986) al llarg d'un perfil que discorre entre l'Escut Ucranià i la Conca Adriàtica, travessant la Conca Panònica. Tot i que el mètode de modelització difereix substancialment - el flux de calor superficial és un paràmetre conegut i l'espessor litosfèric una incògnita - els autors dedueixen, també, un flux de calor residual de 75 mWm^{-2} a la Conca Panònica, on el flux de calor superficial és de $95\text{-}100 \text{ mWm}^{-2}$.

D'altra part, és evident que la relació de Birch et al. (1968) entre el flux de calor superficial i la producció de calor no és aplicable al nostre cas, ja que com s'ha esmentat anteriorment, el flux de calor reduït varia àmpliament. Aquest fet, implica que no és possible definir una única província tèrmica per al perfil proposat.

Per últim, de la distribució de temperatures calculada es dedueix que la temperatura en la Moho varia entre 850°C sota els Pirineus fins 400°C en el Solc de València.

VII.6 ANÀLISI PARAMÈTRICA DEL MODEL

El fet de no disposar de dades experimentals a l'hora d'establir els valors dels diferents paràmetres d'entrada del model, ha obligat a escollir-los a partir dels valors mitjans de diverses taules i treballs publicats. Amb tot, els valors tabulats de conductivitats tèrmiques i producció radiogènica de calor presenten una dispersió relativament elevada i, a més, corresponen a mostres de formacions geològiques, composició i textura que poden diferir substancialment de les corresponents als materials que configuren la regió estudiada. D'altra part, les dades de gruix litosfèric deduïdes a partir de la dispersió d'ones superficials, tenen un marge d'incertesa elevat, podent arribar a ser de l'ordre del 25%.

Per tal de conèixer la magnitud de l'error que poden introduir aquests efectes, s'ha realitzat una anàlisi paramètrica variant cadascun dels paràmetres separatament i contrastant la seva influència sobre el flux de calor superficial. Aquesta anàlisi s'ha efectuat a les tres zones on s'ha fixat el gruix litosfèric - Pirineus, Solc de València i Promontori Balear - podent-se extrapolar els resultats a zones intermèdies. Pel que fa a la conductivitat tèrmica i la producció radiogènica de calor, només s'han parametitzat les variacions corresponents a l'escorça superior ja que és, amb diferència, la capa més influent.

La figura 7.5 mostra les variacions de flux de calor produïdes per variacions en la producció radiogènica superficial (A_0) i en l'espessor característic (B), partint d'uns valors mínims de $A_0 = 3.5 \mu \text{ Wm}^{-3}$ i $B = 7\text{km}$.

El primer resultat sorprenent és que la producció superficial de calor (A_0) és quasi independent de la zona, de tal manera que el flux de calor s'incrementa per igual a tot el perfil. Això és contradictori amb el que s'havia d'esperar ja que en el Solc de València és on l'increment de flux tèrmic hauria de ser menor quan, en realitat, és al

contrari. Aquest efecte és degut a la geometria del model i al contrast de conductivitats tèrmiques entre la cobertura sedimentària i l'escorça inferior, produint-se un efecte de refracció tèrmica que tendeix a focalitzar el flux de calor en aquesta zona.

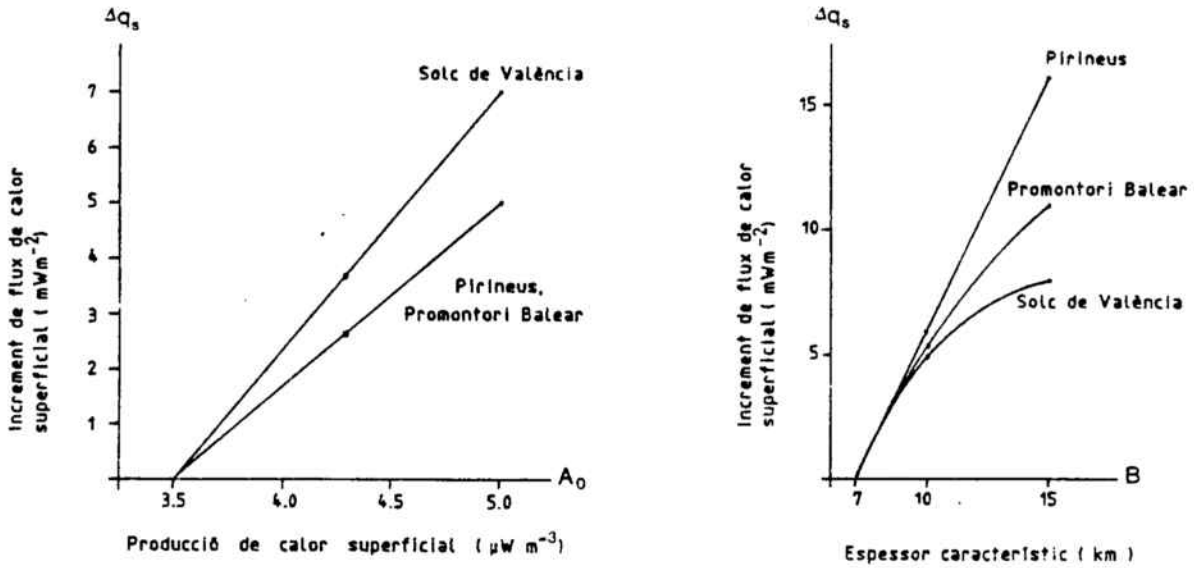


Fig. 7.5.- Variació del flux de calor superficial vers la producció radiogènica a l'escorça superior en funció dels paràmetres A_0 i B .

L'efecte de l'espessor característic és més notable i depèn, fonamentalment, del gruix de l'escorça superior. En els Pirineus, la influència de la variació es manifesta de forma lineal, mentre que en el Promontori Balear i el Solc de València, l'evolució és més complexa arribant-se, en aquest últim cas, a un valor quasi asimptòtic. És d'assenyalar, que una disminució d'aquest paràmetre respecte el valor adoptat en el model (10 km) a penes variaria el flux de calor superficial mentre que un augment ho faria de forma remarcable.

Respecte la conductivitat tèrmica (fig. 7.6), l'increment de flux tèrmic presenta una forma lineal en les tres zones. El Solc de València és on l'increment és major ja que a l'augmentar el contrast de conductivitats, augmenta l'efecte de refracció tèrmica. Amb tot, la influència d'aquest paràmetre és la menys significativa.

Finalment, es dedueix que un increment del gruix del mantell litosfèric té efectes molt significatius (fig. 7.7). Cal a dir que no s'han pres les mateixes variacions per a les tres zones sinó que s'ha considerat un rang de variació entre 40 i 60 km al Solc de València, 75 i 100 km al Promontori Balear, i 100 i 140 km als Pirineus, d'acord amb el grau d'incertesa de les dades. Com era d'esperar, el Solc de València és la zona més sensible a les variacions, amb un rang d'oscil·lació del flux de calor superficial de 20

mWm^{-2} . Per contra, l'error que es pot cometre en l'estimació del gruix litosfèric als Pirineus afecta tan sols en 6 o 7 mWm^{-2} el flux de calor superficial.

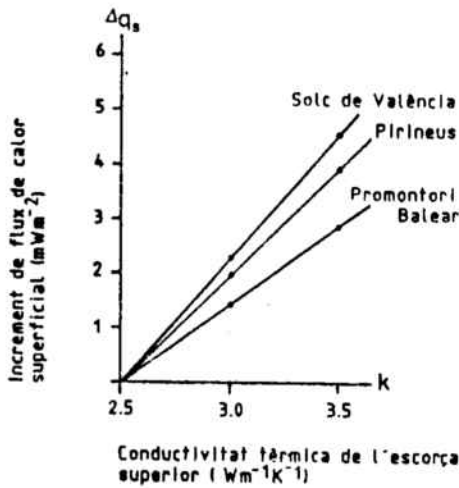


Fig. 7.6.- Variació del flux de calor superficial vers la conductivitat de l'escorça superior.

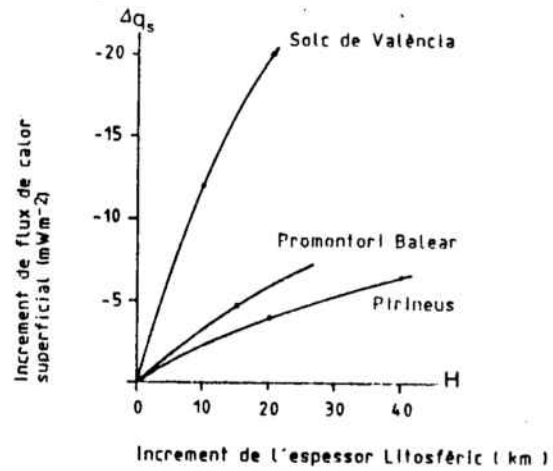


Fig. 7.7.- Variació del flux de calor superficial vers el gruix litosfèric.

VII.7 CONCLUSIONS

Les principals conclusions que es poden extreure dels resultats obtinguts en la modelització litosfèrica són els següents:

- El desconeixement actual vers la distribució dels elements radiogènics a l'escorça no permet afavorir un model únic de producció de calor. El significat de la relació lineal entre flux de calor superficial i producció radiogènica superficial no és gens clar, sobretot la interpretació dels paràmetres q_r i B .
- Qualitativament, l'evolució del flux de calor superficial obtinguda en el model concorda amb les dades experimentals, observant-se un augment progressiu des dels Pirineus cap a la costa. El valor màxim es situaria al Solc de València.
- El flux de calor residual varia de forma significativa al llarg del perfil i, per tant, l'àrea estudiada no es pot considerar com una província tèrmica única.
- El model litosfèric assajat suposa establert un règim estacionari en la distribució de temperatures. No obstant, tenint en compte el temps característic dels processos

tèrmics a escala litosfèrica (50-100Ma als Pirineus i 10-20Ma al Solc de València) i el fet que l'orogènia Alpina és relativament recent, seria desitjable disposar d'un model transitori que verifiqués els resultats.

- De l'anàlisi paramètrica es dedueix que el factor més influent i, per tant, el que necessita estar millor acotat, és la producció radiogènica de calor. En particular, si es considera una distribució exponencial dels elements radiactius, l'espessor característic pot influenciar sensiblement els resultats. D'altra part, en una geometria cortical com la descrita, no és possible assignar una producció de calor constant a l'escorça superior i igual al llarg de tot el perfil, ja que la producció en la zona dels Pirineus esdevindria massa gran.

- La influència de variacions en la conductivitat tèrmica no és gaire significativa ja que aquest paràmetre és el que té un rang de variació més delimitat.

- El gruix litosfèric adquireix una gran importància en les zones de menor espessor de tal forma que el flux tèrmic superficial és molt sensible a petites variacions.

- Amb totes les inexactituds que comporta, la modelització tèrmica de la litosfera representa un dels mètodes més precisos per a determinar el gruix litosfèric, sempre i quan es disposi de dades de flux de calor superficial i d'un model cortical ben acotat.

CAPÍTOL VII

ANOMALIES TÈRMIQUES REGIONALS

INTRODUCCIÓ

Com s'ha esmentat en capítols anteriors, el camp tèrmic d'una àrea determinada pot presentar variacions de diversa longitud d'ona i intensitat. En àrees extenses és relativament freqüent que s'observin anomalies amb longitud d'ona de l'ordre d'algunes desenes de quilòmetres i intensitats de ± 20 a 30 mKm^{-1} . A més, solen coincidir amb estructures geològiques molt determinades (en general vores de conques o depressions) i sovint, tenen una part positiva i una negativa, suggerint un acoblament entre ambdues.

Aquest tipus d'anomalies, denominades anomalies tèrmiques regionals, responen a mecanismes de convecció forçada, on el medi de transport de calor és l'aigua meteòrica, la circulació profunda de la qual està propiciada per l'existència d'un cert gradient hidràulic.

En aquest capítol es desenvolupen, en una primera part, alguns models analítics que donen compte de les pertorbacions tèrmiques produïdes per aquests tipus de processos per analitzar, posteriorment, dues de les anomalies tèrmiques regionals detectades en la confecció del mapa de gradients tèrmics de Catalunya i que es localitzen a la Depressió d'Osona i a la vora septentrional de la Conca Balear.

VIII.1 CIRCULACIÓ D'AIGUA A GRAN ESCALA. CONVECCIÓ FORÇADA

En zones de topografia irregular es produeixen variacions importants del nivell piezomètric establint-se un gradient hidràulic determinat. L'existència d'aquests gradients hidràulics horitzontals provoca el moviment de l'aigua de les zones de major nivell cap a les de menor. Aquests processos són denominats de convecció forçada. Les equacions que els determinen són (2.15, 2.11 i 2.8), és a dir:

Equació de continuïtat:

$$\nabla(\rho_f \bar{v}) = 0$$

Equació de flux o de Darcy:

$$\bar{v} = -(\bar{k} \rho_f g / \mu_f) \nabla h = -(k \rho_f / \mu_f) \nabla \Phi$$

sent $\Phi = g(z + (p / \rho_f g))$ el potencial hidràulic

Equació de transport o d'energia:

$$\lambda_m \nabla^2 T = \rho_f c_f \bar{v} \nabla T$$

Aquest sistema d'equacions és resoluble analíticament si s'assumeixen certes hipòtesis. Per simplicitat, el sistema és reduït a dues dimensions considerant a més, que el medi és homogeni i isòtrop i que la densitat és independent de la temperatura. Igualment, la geometria de l'aqüífer es considera limitada inferiorment per un basament impermeable a $z=0$ i sengles parets també impermeables en $x=0$ i $x=L$. El límit superior del sistema està donat pel nivell piezomètric representat per la superfície $\phi = \phi(x, z_0)$ (fig. 8.1). Cal remarcar que aquestes condicions són aplicables a l'esquema general d'una conca sedimentària. En aquest sentit, Toth (1963) dóna una solució analítica al problema hidràulic considerant una superfície piezomètrica determinada. Aquest autor dedueix que les línies de flux estan fortament influenciades per la geometria (z_0/L) i pel pendent mig del nivell freàtic.

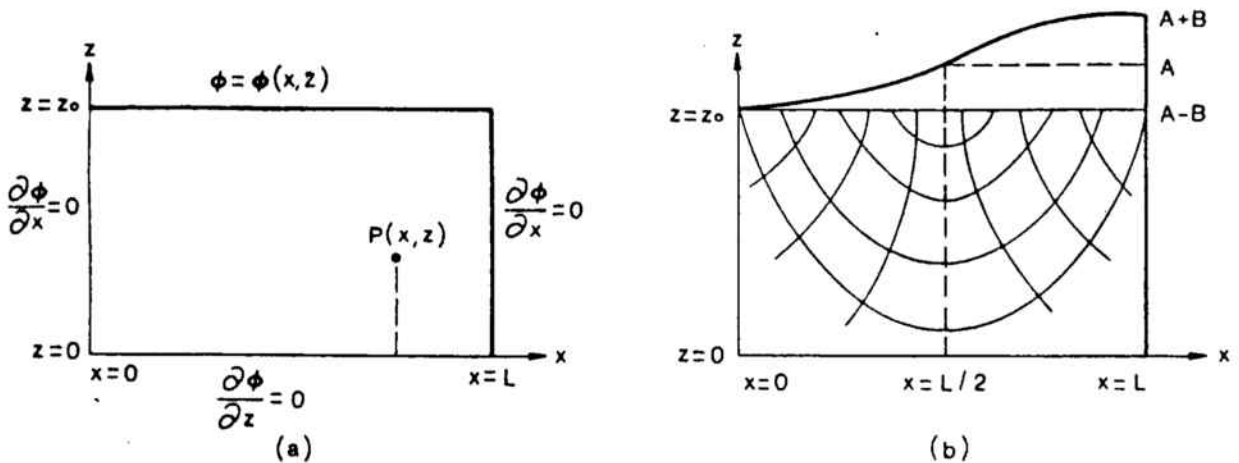


Fig. 8.1.- Diagrama bidimensional mostrant: a) Condicions de contorn per al problema de flux. b) Camp de flux per a una configuració del nivell piezomètric de la forma $A-B \cos(px/L)$ (Domenico i Palciauskas, 1973).

D'altra part, Domenico i Palciauskas (1973) generalitzen aquests resultats per a una forma arbitrària del nivell piezomètric obtenint una solució de la forma:

$$\Phi(x,z) = a_0 + \sum a_n \cosh(n\pi z/L) \cos(n\pi x/L)$$

$$\text{on } a_0 = (1/L) \int_0^L \Phi(x, z_0) dx$$

$$a_n = (2/L \cosh(n\pi z_0/L)) \int_0^L \Phi(x, z_0) \cos(n\pi x/L) dx$$

Igualment, resolen l'equació d'energia determinant la influència de la circulació subterrània d'aigua en el camp tèrmic considerant una temperatura superficial constant T_0 i que en absència de circulació d'aigua la temperatura augmenta amb la profunditat segons $T = T_0 + G(Z - Z_0)$ on G és el gradient tèrmic no pertorbat. La solució obtinguda és:

$$T(x,z) = T_0 + G(z-z_0) + G \left[\frac{K/2\alpha}{(z_0 - z) \cosh(n\pi z/L) + (L \sinh[n\pi(z-z_0)/L]) / (n\pi \cosh(n\pi z_0/L))} \right] \sum a_n \cos(n\pi x/L)$$

on $\alpha = \lambda_m / \rho_f c_f$, $K = k_p g / \mu$ i els "a_n" es determinen a partir de la configuració de la superfície piezomètrica.

A partir d'aquests resultats els autors conclouen que la pertorbació del camp tèrmic és més important a mesura que la proporció z_0/L augmenta. De forma similar demostren que el gradient tèrmic augmenta i decreix en les zones de descàrrega i recàrrega respectivament podent produir anomalies tèrmiques importants.

Dins el mateix esquema d'aqüífer homogeni i isòtrop, és possible calcular la temperatura de surgència de l'aigua que circula per un tub de corrent semicircular (fig. 8.2). En aquest cas, s'assumeix que la circulació d'aigua no afecta la temperatura de les roques adjacents; és a dir, no modifica la distribució inicial de temperatures, la qual se suposa de forma $T = T_0 + Gz$. La temperatura de surgència adimensional θ_e està donada per (Turcotte i Schubert, 1982).

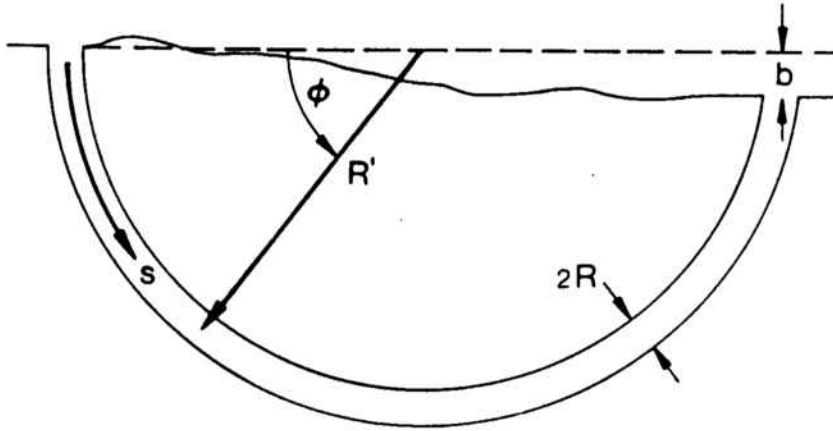


Fig. 8.2.- Aqüífer semicircular de secció circular. La càrrega hidrostàtica a "b" permet la circulació de fluid. (Turcotte i Schubert, 1982).

$$\Theta_e = \frac{[\exp((-48/11)(R'\pi/RPe)) + 1](48/11)(R'/RPe)}{[1 + ((48/11)(R'/RPe))^2]}$$

on $\Theta_e = (T_s - T_0)/G R'$ sent T_s la temperatura real de surgència.
 R' = radi de la semicircunferència descrita pel tub de corrent.
 R = radi del tub de corrent
 Pe = número de Peclet.

La dependència de Θ_e respecte RPe/R' es mostra a la figura 8.3. La temperatura màxima de surgència s'assoleix per a $RPe/R' = 5$ i $\Theta_e = 0.52$; és a dir, el seu valor màxim és aproximadament la meitat de la temperatura màxima assolida en profunditat.

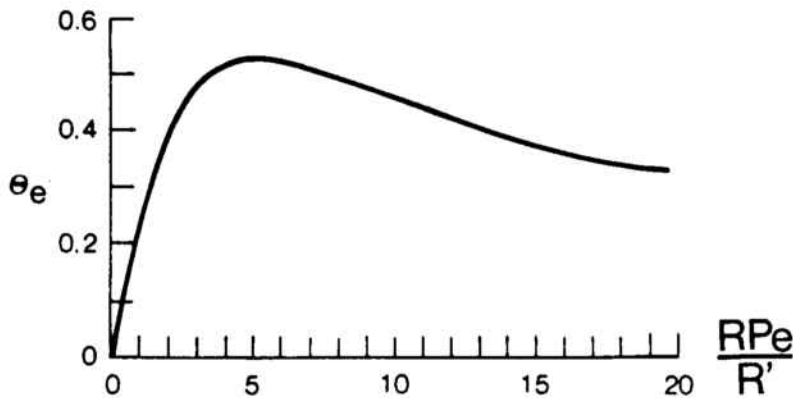


Fig. 8.3.- Dependència de la temperatura adimensional Θ_e en el punt de surgència amb la proporció de flux adimensional a través de l'aqüífer.

En estructures més complexes on cal considerar el medi format per diferents estrats o geometries irregulars i permeabilitats diferencials en una direcció preferencial no és possible aplicar aquestes solucions analítiques ja que no es compleixen, entre d'altres, les condicions d'isotropia i homogeneïtat.

En aquests casos, l'única forma de resolució pràctica del sistema d'equacions anterior és l'aplicació de mètodes numèrics. En particular, Smith i Chapman (1983) utilitzen la tècnica d'elements finits per avaluar les pertorbacions tèrmiques produïdes per circulació d'aigua a través d'una conca sedimentària amb diferents estrats i geometries del basament. De les seves anàlisis es dedueix que el règim tèrmic pot ser alterat de forma significativa quan es compleixen certes condicions de permeabilitat i estructura de la conca.

VIII.2 ANOMALIA TÈRMICA DE LA DEPRESSIÓ D'OSONA

En la determinació de gradients geotèrmics realitzada amb caràcter rutinari a la mK m Depressió d'Osona, es van detectar certes anomalies tèrmiques de gran intensitat. En particular, a la localitat de Mont-rodó (Tona), es van mesurar gradients de més de 100 mK m^{-1} . A partir d'aquests i d'altres indicis, es decidí fer un estudi geotèrmic més exhaustiu que compregués tota la depressió, amb l'objectiu de delimitar les anomalies tèrmiques i establir els seus possibles mecanismes.

Dels 36 registres termomètrics efectuats es dedueix un camp tèrmic superficial molt variable amb anomalies positives i negatives distribuïdes irregularment al llarg de la depressió, on es preveu un règim hidràulic complex. En aquest apartat doncs, es presenten els resultats obtinguts i alguns del trets bàsics referents a la seva interpretació.

VIII. 2.1 Situació geològica

L'àrea d'estudi es localitza a la part oriental de la Conca de l'Ebre, molt a prop del domini septentrional de les Serres i Depressions Costaneres. Des del punt de vista estructural, forma part de la conca d'avantpaís sud-pirenenca, el marge septentrional actiu de la qual (Pirineus) va ser plegat i desplaçat cap el Sud durant la deposició dels sediments eocens; mentre que el marge passiu meridional (Catalànids) va ser deformat per encavalcaments poc importants. Tanmateix, en l'Eocè es desenvolupà un sistema de falles de salt en direcció amb una orientació NW-SE que afectà el sòcol paleozoïc. Posteriorment, durant la distensió neògena, aquest sistema de falles va ser reactivat configurant el sòcol en un sistema en "echelon", enfonsant els blocs orientals i possibilitant la intrusió de roques volcàniques bàsiques, segons es desprèn de la interpretació de l'anomalia magnètica de Tona (Zeyen, 1988). El sòcol paleozoïc es situa, per terme mig, a una fondària entre 1000 i 2000 m (IGME, 1987) amb un enfonsament progressiu cap al Nord.

Estratigràficament, la cobertera sedimentària de la depressió es caracteritza per tres conjunts sedimentaris que configuren el Paleògen (IGME, 1983): conjunt continental inferior, conjunt marí intermedi i conjunt continental superior.

El conjunt continental inferior, discordant sobre el sòcol, correspon, en la seva major part, a materials detrítics vermells formats per gressos i conglomerats provinents de ventalls al·luvials d'edat paleocena-eocena inferior. Estan representats per les Fms. Vilanova de Sau i Romagats (Gp. de Pontils), amb una potència mitjana de 500 m aproximadament (IGME, 1983).

Després d'aquesta sedimentació continental es produeix, en l'Eocè Mig, una important transgressió marina que afecta tota la depressió i configura el conjunt marí intermedi. Dins aquest conjunt cal distingir un tram inferior format per materials calcaris (Fm. Tavertet), subjacent a un estrat poc potent de margues blaves i gressos (Fm. Malla). Ambdues formacions desapareixen cap al sector de Sant Julià i Taradell, de tal manera que la formació suprajacent (Fm. Folgueroles) formada per materials gressosos, microconglomerats i margues es posaria, en aquest sector, directament sobre el conjunt continental inferior. Damunt d'aquests estrats es diposita la potent unitat constituïda per les margues de Vic amb alguns nivells intercalats de gressos (Fm. Igualada). Cap al Nord, aquestes margues passen lateralment a sèries més detríctiques (Fm. Milany).

A la vora occidental de la depressió es reconeixen dues formacions detrítiques (Fm. Sant Bartomeu al Nord i Fm. Centelles al Sud), sobre les quals es disposen, localment al centre de la depressió, diferents nivells evaporítics (guixos de la Noguera).

Posteriorment, i durant la regressió priaboniana (Eocè Superior) es disposa el conjunt continental superior caracteritzat per lutites i llims vermells amb intercalacions de gressos (Fm. Artés). Aquesta formació només aflora a la part més occidental de la depressió.

Per últim, la sedimentació quaternària té un gran desenvolupament a la part més meridional de la depressió, al peu de les zones topogràficament més elevades. Es tracta de materials detrítics al·luvials i col·luvials, formats per argil·les i sorres amb còdols.

Des del punt de vista hidrogeològic, el comportament de les diverses unitats que reomplen la depressió és molt diferent. Així doncs, el conjunt continental inferior pot presentar certa permeabilitat primària, relativament important, sobretot en els trams més superiors. Igualment, els materials calcaris de la Fm. Tavertet i els gressos de la Fm. Folgueroles, així com els materials detrítics de les Fms. Sant Bartomeu i Centelles poden haver desenvolupat una permeabilitat secundària per fisuració i/o carstificació, la qual és especialment remarcable en els gressos de Folgueroles. En canvi, els materials margosos (Fms. Malla i Igualada) es comportarien, bàsicament com impermeables tot i que les margues de Vic poden adquirir certa permeabilitat cap al Nord, a mesura que incorporen materials gressosos (Fm. Milany). De forma similar, el conjunt continental superior (Fm. Artés) es pot considerar poc permeable degut al tamany de gra, excessivament petit, dels seus components.

Amb tot, cal tenir present que aquestes unitats disposades en una estratificació subhoritzontal, cabussen lleugerament cap a l'Oest i estan afectades per discontinuïtats laterals degudes tant a canvis de fàcies com a moviments verticals dels blocs del sòcol.

Els materials quaternaris suprajacents a les margues de Vic poden constituir aquífers de permeabilitat elevada però, en tot cas, superficials.

La figura 8.4 representa un esquema geològic de la zona d'estudi amb les principals unitats terciàries descrites.

Anomalies tèrmiques regionals

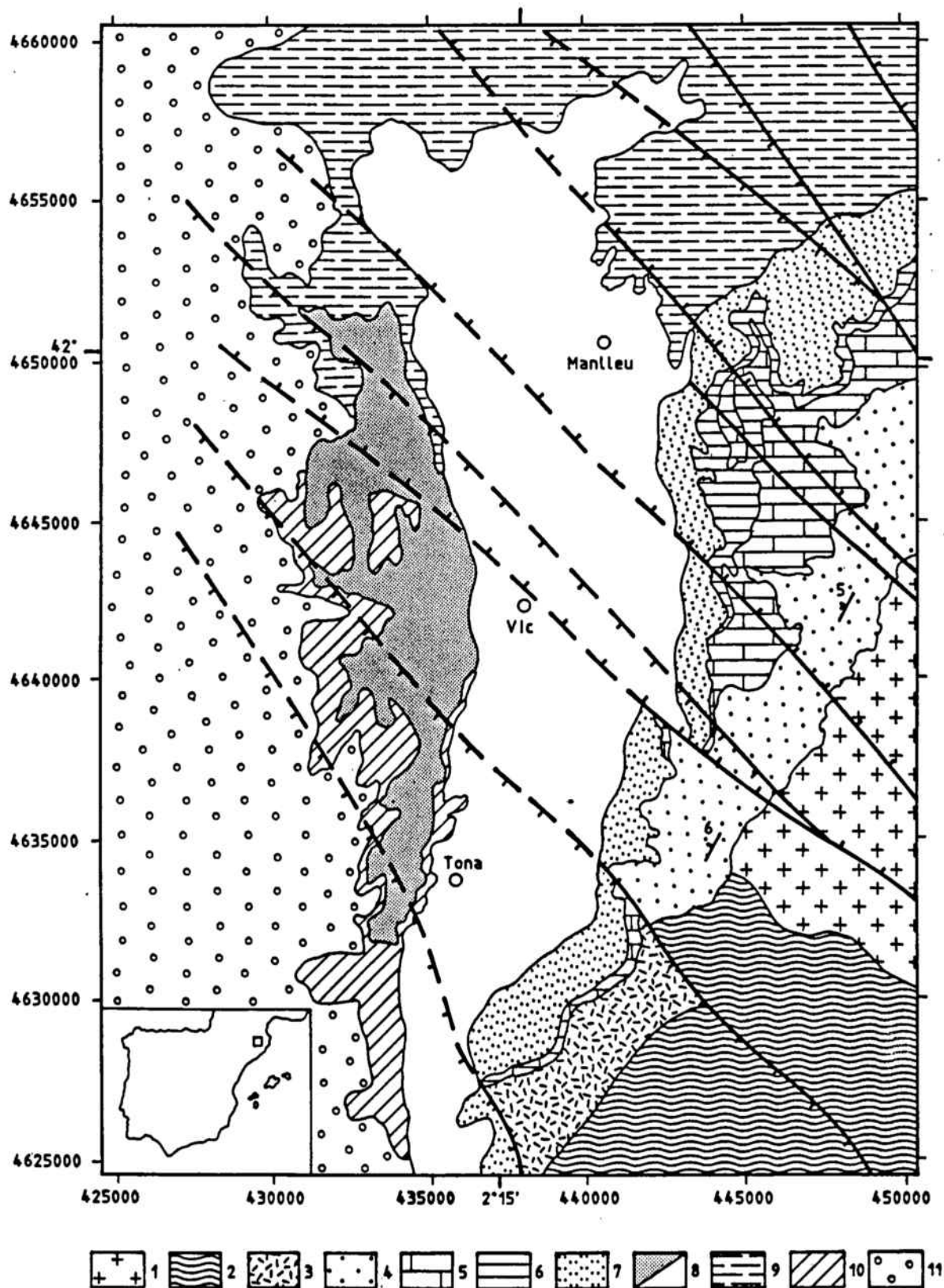


Fig. 8.4.- Esquema geològic de la Depressió d'Osona: 1) granitoids paleozoics, 2) metasediments paleozoics, 3) calcàries i argiles triàsiques, 4) Gp. Pontils, 5) Fm. Tavertet, 6) Fm. Malla, 7) Fm. Folgueroles, 8) Fm. Igualada-Vic, 9) Fm. Milany, 10) Fm. Centelles, 11) Fm. Artès.

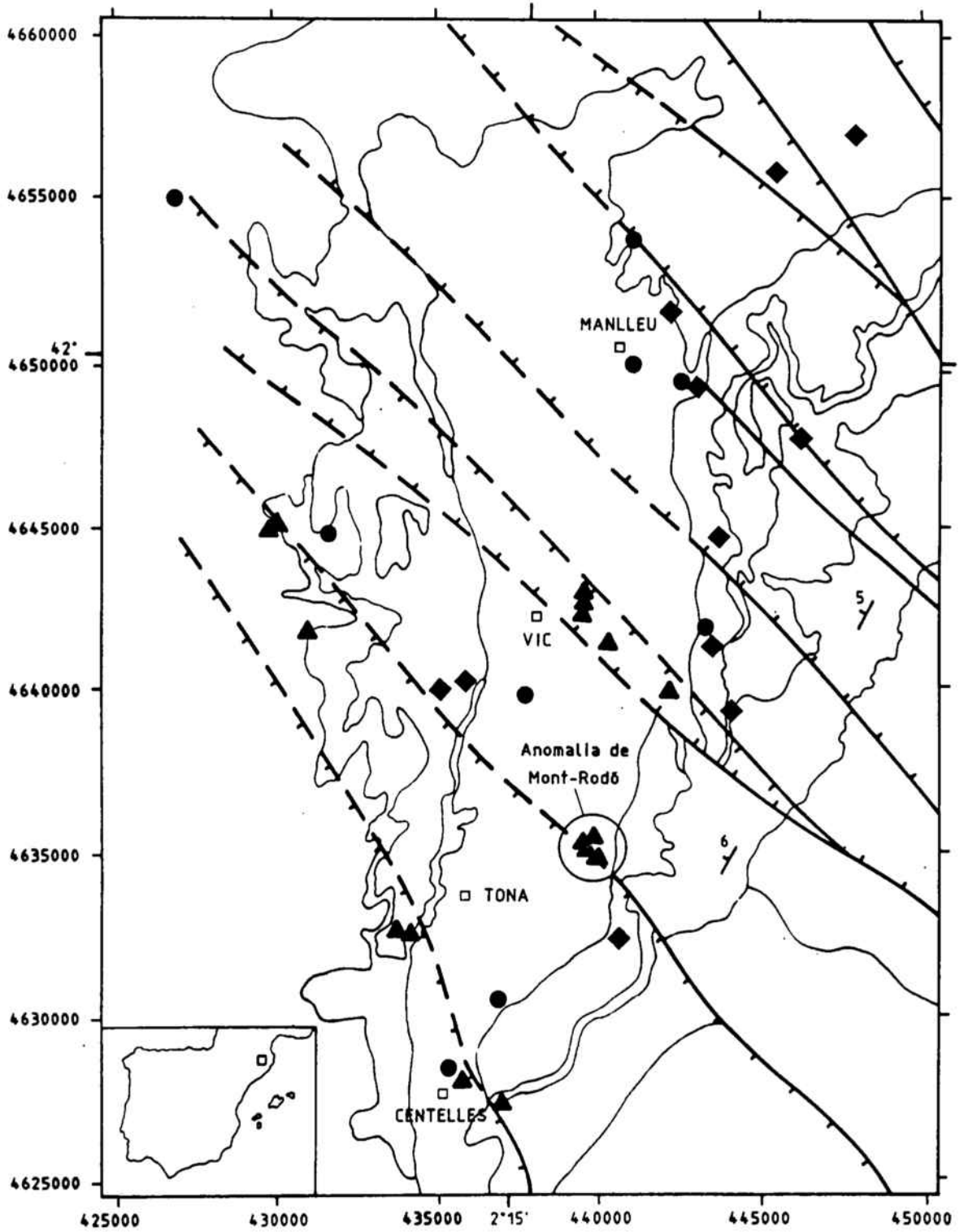


Fig. 8.5.- Situació dels punts de mesura de gradient geotèrmic. Símbols: rombs (gradient inferior a 30 mK m⁻¹); cercles (gradient entre 30 i 35 mK m⁻¹); triangles (gradients superiors a 35 mK m⁻¹).

VIII.2.2 Mesures de gradient geotèrmic

Pel que fa a les mesures de gradient geotèrmic, s'han realitzat un total de 36 termometries en pous d'abastament d'aigua en desús, la major part dels quals careixen d'entubat. La fondària d'aquests pous oscil·la entre 62 i 435 m amb columnes d'aigua superiors a 50 m.

El gradient mig mesurat, sense efectuar cap tipus de correcció, és de 38 mK m^{-1} amb una desviació estandard de 20.9, sent els valors mínim i màxim de 6 i 115 mK m^{-1} , respectivament. En principi, els gradients més baixos estan localitzats en les vores oriental i septentrional de la depressió, mentre que els més elevats es distribueixen, de forma irregular, en les vores meridional i occidental i en la part central (fig. 8.5). En promig, els gradients anòmalament elevats presenten valors que oscil·len entre 40 i 50 mK m^{-1} , a excepció dels localitzats a Mont-rodó els quals assoleixen valors entre 65 i 115 mK m^{-1} .

És evident, que aquests valors anòmals -superiors en $10\text{-}15 \text{ mK m}^{-1}$ al promig regional- no pot ser atribuït a un règim purament conductiu d'origen profund ja que suposaria un aprimament litosfèric considerable. Ni les dades sísmiques (Gallart et al., 1984; Banda, 1988) ni les gravimètriques (Torné, 1988) evidencien un aprimament cortical en aquesta zona. D'altra part, la longitud d'ona d'aquesta anomalia es massa petita ($15\text{-}25 \text{ km}$) com per ser atribuïda a una font profunda. A més, l'estructura geològica no permet assignar una subsidència marcadament superior a la de la resta de la Conca de l'Ebre.

Una altra possibilitat és suposar que el gradient geotèrmic anòmal està produït per la intrusió de materials volcànics a través del sistema de falles de direcció NW-SE. En principi, aquesta hipòtesi té alguns problemes ja que no hi ha cap evidència superficial de l'existència de materials volcànics recents amb un volum prou considerable com per a donar lloc a anomalies tèrmiques importants (veure capítol IX). L'únic indicatiu d'intrusió important i probablement d'edat neògena o quaternària és detectat a l'Oest de Tona, associada a una anomalia magnètica (Zeyen, 1988). No obstant, la zona tèrmicament anòmala de Mont-rodó i, sobretot, Vic i Santa Eugènia de Berga no presenten cap activitat magnètica anormal.

Així doncs, l'únic mecanisme que podria explicar l'evolució del camp tèrmic superficial a la Depressió d'Osona seria la circulació profunda d'aigua subterrània. En aquest sentit però, la distribució tan irregular dels gradients més elevats dificulta una

interpretació senzilla en termes de convecció forçada a través de la depressió, ja que si bé la zona de recàrrega estaria relativament ben delimitada, no es pot dir el mateix de la zona de descàrrega. Amb tot, es pot observar una bona correlació entre els gradients elevats i la seva proximitat a les falles de direcció NW-SE que afecten la depressió, fet que indueix a pensar en una influència important d'aquests accidents tectònics sobre el flux d'aigua.

La configuració geològica de la zona amb canvis de fàcies i discordances laterals, junt amb l'estructura basculada del sòcol i l'existència de diferents nivells aquífers donen lloc, presumiblement, a un règim hidràulic extremadament complex que no pot ser interpretat com un aquífer homogeni, ni tan sols permet aplicar un model numèric bidimensional. Per tant, és necessari realitzar una anàlisi qualitativa de les evolucions termomètriques mesurades i intentar correlacionar-les amb el seu context hidrogeològic.

VIII.2.3 Interpretació termomètrica

Amb la finalitat de facilitar la interpretació termomètrica, els punts de mesura han estat agrupats en quatre conjunts segons el valor de gradient tèrmic mig obtingut: gradient baix (menor de 30 mK m^{-1}), gradient normal (entre 30 i 35 mK m^{-1}), gradient elevat (major de 35 mK m^{-1}), i el grup de pous pertanyents a l'anomalia de Mont-rodó (fig. 8.5).

Gradients baixos: La majoria de pous amb gradients inferiors a 30 mK m^{-1} es localitza a la vora oriental i septentrional de la depressió, sobre els gressos de les Fms. Folgueroles i Milany, les quals es comportarien com a medis permeables per fissuració i/o carstificació. L'evolució termomètrica és, excepte alguns casos, força irregular i mostra una certa tendència a que el gradient s'incrementi amb la profunditat. D'altra part, considerant els trams lineals de les termometries es dedueix, suposant un flux de calor regional de 70 mWm^{-2} , una conductivitat tèrmica de 2.7 a $3.3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, la qual és massa elevada per al tipus de material d'aquesta zona, ja que la conductivitat tèrmica mitjana dels materials sedimentaris oscil·la entre 1.7 i $2.4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$.

Aquests fets, per si sols, serien una clara indicació d'un règim tèrmic convectiu on les esmentades formacions actuarien de zona preferencial de recàrrega de la depressió. No obstant, la temperatura superficial a la qual tendeixen les termometries és molt superior a l'obtinguda a través de l'Atlas Climàtic Informatitzat de Catalunya (veure

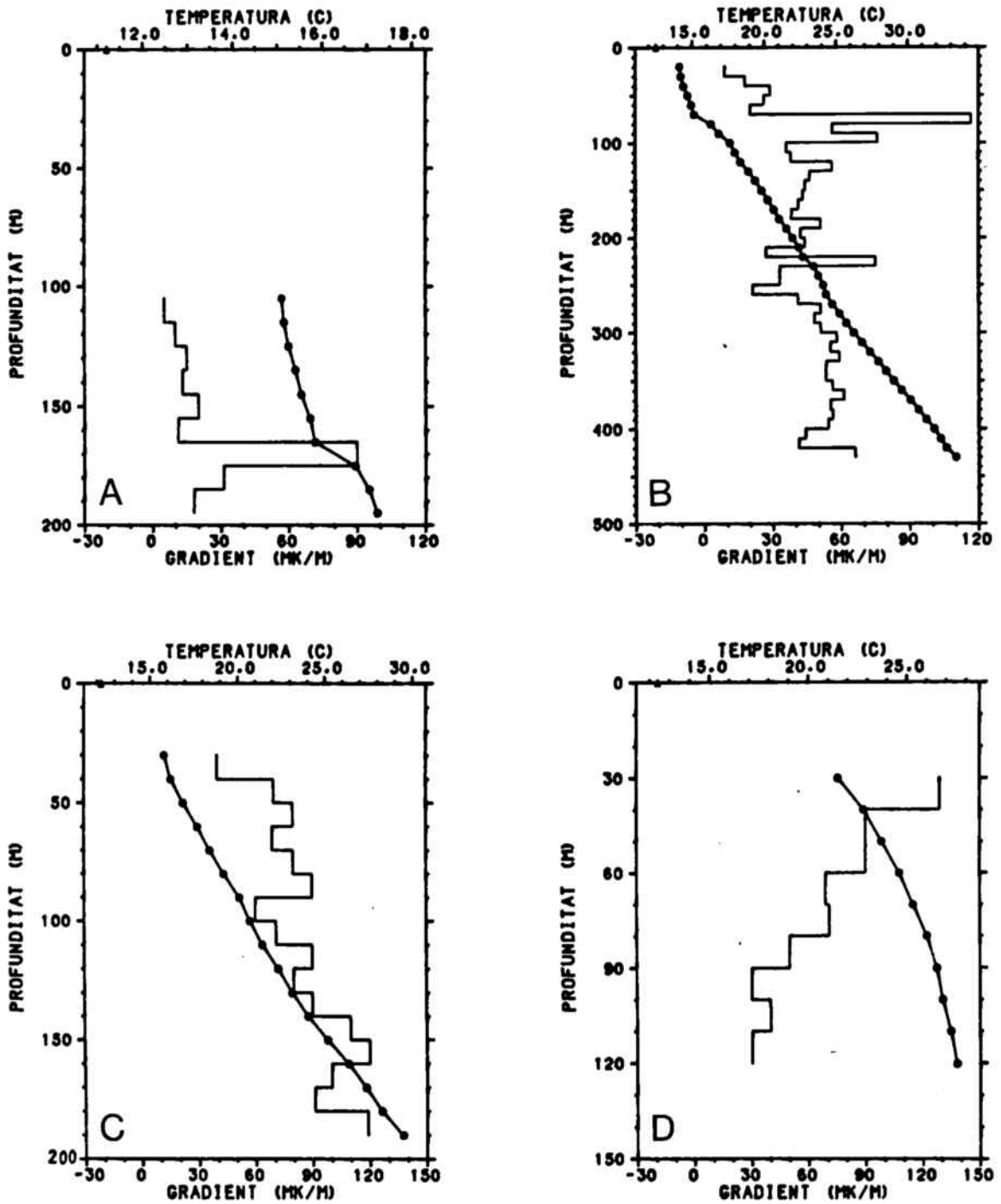


Fig. 8.6.- Exemples de termometries obtingudes a la Depressió d'Osona. A) Termometria en zona de recàrrega. B) Termometria en la part central de la Depressió (Vic). C i D) Termometries corresponents a l'anomalia de Mont-rodó.

V.2.4.), de tal manera que aquest sobrecalementament pot arribar a ser superior a 2°C , qüestionant, per tant, la hipòtesi de convecció avall a través d'aquests aquífers. La figura 8.6a mostra un exemple d'evolució termomètrica d'aquest conjunt de pous.

Gradients normals: La distribució d'aquest conjunt de punts de mesura es localitza més al centre de la depressió, quasi en el contacte amb les formacions permeables però sempre sobre les margues de Vic, excepte un cas que correspon a la Fm. Artés; és a dir, sobre estrats relativament impermeables. En aquest cas, les termometries presenten una evolució pràcticament lineal mentre que les conductivitats tèrmiques deduïdes oscil·len entre 2 i $2.3 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ indicant un règim tèrmic bàsicament conductiu. Amb tot, les temperatures superficials segueixen sent discrepants però el sobrecalementament observat és inferior al del cas anterior, oscil·lant entre 0.6 i 1.2°C .

Gradients elevats: Els gradients elevats es distribueixen molt irregularment a través de la meitat meridional de la depressió afectant, de fet, la part central i les vores meridional, oriental i occidental. En general, les termometries són força lineals no podent-se deduir un règim de convecció ascendent. Aquesta linealitat s'observa inclús a fondàries superiors a 400 m (fig. 8.6b). No obstant, la conductivitat tèrmica que resulta, considerant un règim conductiu, és de 1.1 a $1.6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, la qual és excessivament baixa.

D'altra part, una característica especialment important d'aquests punts és que la pràctica totalitat d'ells estan associats al sistema de falles de direcció NW-SE que afecta la depressió. Per tant, de suposar una circulació ascendent de l'aigua, aquesta haurà de ser d'origen profund; amb una velocitat d'ascensió moderada i a través de materials amb permeabilitat hidràulica aproximadament constant. Pel que fa a la temperatura superficial, en aquest cas s'observa una bona coincidència entre la deduïda termomètricament i l'obtinguda de l'Atlas Climàtic Informatitzat.

Anomalia de Mont-rodó: Són quatre els pous que configuren l'anomalia de Mont-rodó amb gradients tèrmics que oscil·len entre 45 i 115 mK m^{-1} . Tanmateix, les seves evolucions termomètriques són molt diferents de tal manera que, en dos casos, el gradient disminueix progressivament amb la fondària evidenciant, clarament, una convecció ascendent, mentre que en els dos restants, l'evolució és lineal mostrant, inclús, un cert augment del gradient amb la fondària. Aquests pous d'evolució lineal són els que tenen un gradient tèrmic més elevat i alhora tendeixen força bé a la temperatura superficial, mentre que els altres presenten un sobrecalementament superior a 8°C .

En qualsevol cas, els quatre han de ser interpretats en un context de règim convectiu. Les diferències observades en les seves evolucions termomètriques són degudes, possiblement, a variacions en la velocitat d'ascens de l'aigua i per tant, de la permeabilitat del medi. Una dada a tenir en compte és la correspondència entre

gradients elevats i evolucions termomètriques lineals, la qual cosa, implica un origen profund d'aquestes aigües. A la figura 8.6 c,d es poden observar dos dels pous corresponents a aquesta anomalia tèrmica.

Amb les dades geològiques i les anàlisis termomètriques descrites anteriorment, es pot construir un model hidràulic que permeti explicar, a grans trets, les variacions del camp tèrmic observades en aquesta zona.

En principi, les zones de recàrrega de la depressió estarien configurades per les vores septentrional i oriental, on es situen els gradients més baixos. Aquesta hipòtesi és recolzada per l'evolució topogràfica i pel fet que els materials que les componen es comporten com a permeables. En aquest sentit, el Massís del Montseny també podria representar una zona de recàrrega, encara que de menor permeabilitat.

L'aigua infiltrada circularia cap a la depressió a través d'un sistema aquífer multicapa -cal recordar que les Fms. Igualada i Malla es comporten com impermeables-, guanyant profunditat degut al cabussament cap a l'Oest dels estrats, i adquirint un nivell piezomètric més elevat que el seu nivell de circulació. La disposició del basament paleozoic en blocs basculats alteraria aquesta circulació profunda propiciant la seva ascensió pels plans de falla fins a ser drenats per aquífers superiors, donant lloc a les anomalies positives detectades al centre i vores de la meitat meridional de la depressió.

L'origen profund de l'aigua és coherent amb el fet que les formacions permeables es situen en els estrats més inferiors de la depressió. D'altra part, l'aplicació de tècniques geotermomètriques indiquen, per a alguns pous anòmals, temperatures d'equilibri que oscil·len entre 60 i 65 °C (Bosch i Freixes, comunicació personal); és a dir, una fondària de l'ordre de 1500 m , la qual és consistent amb la fondària del sostre del basament.

Dins aquest context, l'anomalia de Mont-rodó correspondria a un esquema lleugerament diferent, amb la zona de recàrrega situada al Massís del Montseny. En aquest cas, l'aigua circularia a través dels metasediments paleozoics (pissarres i esquistes altament fracturats) i per sota del reompliment sedimentari de la depressió, degut a la barrera impermeable dels materials més inferiors del conjunt continental inferior. El mecanisme d'aquesta anomalia seria molt similar al descrit en el capítol IX per a l'anomalia de La Garriga-Samalus, amb una profunditat de circulació de l'ordre de 1000-1500 m .

Finalment, la no concordància amb les temperatures superficials pot ser deguda a un efecte de poca resolució de les dades de l'Atlas Climàtic Informatitzat de Catalunya. De fet, les temperatures superficials d'aquesta zona corresponen, fonamentalment, a les mesurades en les estacions meteorològiques de Tona, Vic, i Sant Quirze de Besora.

En particular, l'estació de Vic i Tona poden estar fortament afectades per fenòmens d'inversió tèrmica, amb la qual cosa la temperatura mitjana anual assignada a les zones circumdants no afectades per aquest fenomen estaria subvalorada. Cal remarcar que justament en els pous situats a la part central de la depressió, la coincidència entre temperatures superficials és acceptable.

Així doncs, l'anomalia tèrmica de la Depressió d'Osona que, a priori, pot ser considerada com una anomalia regional, en realitat està formada per un conjunt d'anomalies tèrmiques locals independents quant a la seva manifestació, però amb un mecanisme generador comú.

VIII.3 ANOMALIA TÈRMICA DEL BAIX EBRE-MONTSIÀ I PLATAFORMA CONTINENTAL.

L'anomalia més destacable, a nivell regional, que s'infereix del mapa de gradients geotèrmics a Catalunya és la que afecta els dominis central i meridional de les Serres i Depressions Costaneres i la seva plataforma continental.

Aquesta anomalia és especialment intensa a la Depressió del Baix Ebre-Montsià on s'assoleixen valors de 0 a 10 mK m⁻¹, així com a la plataforma del Delta de l'Ebre on els valors oscil·len entre 40 i 55 mK m⁻¹. La distribució pràcticament paral·lela d'aquestes anomalies fa pensar en una possible associació, formant part d'un procés de convecció forçada. D'altra part, el gran nombre disponible de dades geotèrmiques i el coneixement geològic que es té de la zona a partir de les columnes estratigràfiques dels sondatges petrolers, possibilita la confecció d'un model numèric que doni suport a la hipòtesi convectiva.

VIII.3.1 Situació geològica

En aquest cas, la zona d'estudi forma part de la vora septentrional de la Conca Balear incloent els Ports de Besseit, la fossa del Baix Ebre i les Serres Costaneres fins la fossa de Reus-Valls. Com a característiques principals cal destacar d'una part, la gran

potència dels sediments mesozoics, la qual pot arribar a assolir valors superiors a 2000 m (Anadón et al., 1979) i d'altra, la seva configuració en petits blocs aixecats i enfonsats. Aquesta estructura és el resultat de l'evolució tectònica la qual, a grans trets, es caracteritza per un període inicial distensiu que afecta tot el Mesozoic i durant el qual es desenvolupa un ampli sistema de fractures ortogonal que esdevé en la disposició de blocs amb moviments verticals diferencials. Durant la compressió paleògena, la conca catalànide emergeix, reactivant-se el sistema de fractures anterior i es configuren les Serralades Costaneres amb importants elevacions topogràfiques. Posteriorment, el procés de rifting neògen a la zona dona lloc al desenvolupament de la Conca Balear amb un enfonsament i basculament progressiu dels blocs més meridionals els quals presenten una important subsidència a la part central de la conca, amb presència de materials volcànics de composició bàsica. Al mateix temps, a la part continental s'individualitzen algunes fosses de direcció NE-SW, les més importants de les quals són la fossa del Baix Ebre i de Reus-Valls.

En el Neògen i Quaternari es produeix el reompliment sedimentari de les esmentades fosses alhora que es desenvolupa una important plataforma continental de més de 50 km d'amplada. En particular, la fossa del Baix Ebre és reomplerta per conglomerats alternant amb argiles i margues en el seu tram inferior, mentre que el superior el formen conglomerats poc cimentats que acaben amb gressos i argiles. La disposició en blocs del sòcol mesozoic és molt irregular amb fondàries que oscil·len entre 0 i més de 600 m. Igualment, aquests blocs han estat erosionats de forma diferent, de tal manera que els sediments mio-pliocens poden ésser discordants sobre el Juràssic o el Triàssic.

Aquest esquema es vàlid també per a la plataforma continental on la potència mesozoica pot variar de forma considerable, des de ser quasi inexistent -de fet segons el sondatge núm. 295 de l'IGME (1987) el Miocè es diposita directament sobre el Paleozoic-, fins a gruixos de més de 2000 m. Igualment, la potència dels sediments neògens i quaternaris, formats bàsicament per argiles amb intercalacions de gressos i un substrat calcari inferior, és força variable encara que, en general, s'incrementa en direcció NW-SE, amb valors que oscil·len entre 2000 i 3000 m.

VIII.3.2 Mesures de gradient geotèrmic

En aquesta zona es diposa d'un total aproximat de 70 punts de mesura de gradient geotèrmic. D'aquests punts, 23 corresponen a pous d'abastament d'aigua i els restants a sondatges petrolers. La figura 8.7 mostra la situació dels punts de mesura i les corbes de gradient obtingudes. Assumint un model de convecció forçada, la zona de

recàrrega correspondria a la part continental, concretament a les formacions calcàries presents en les Serres Costaneres, mentre que la de descàrrega es situaria a la plataforma continental.

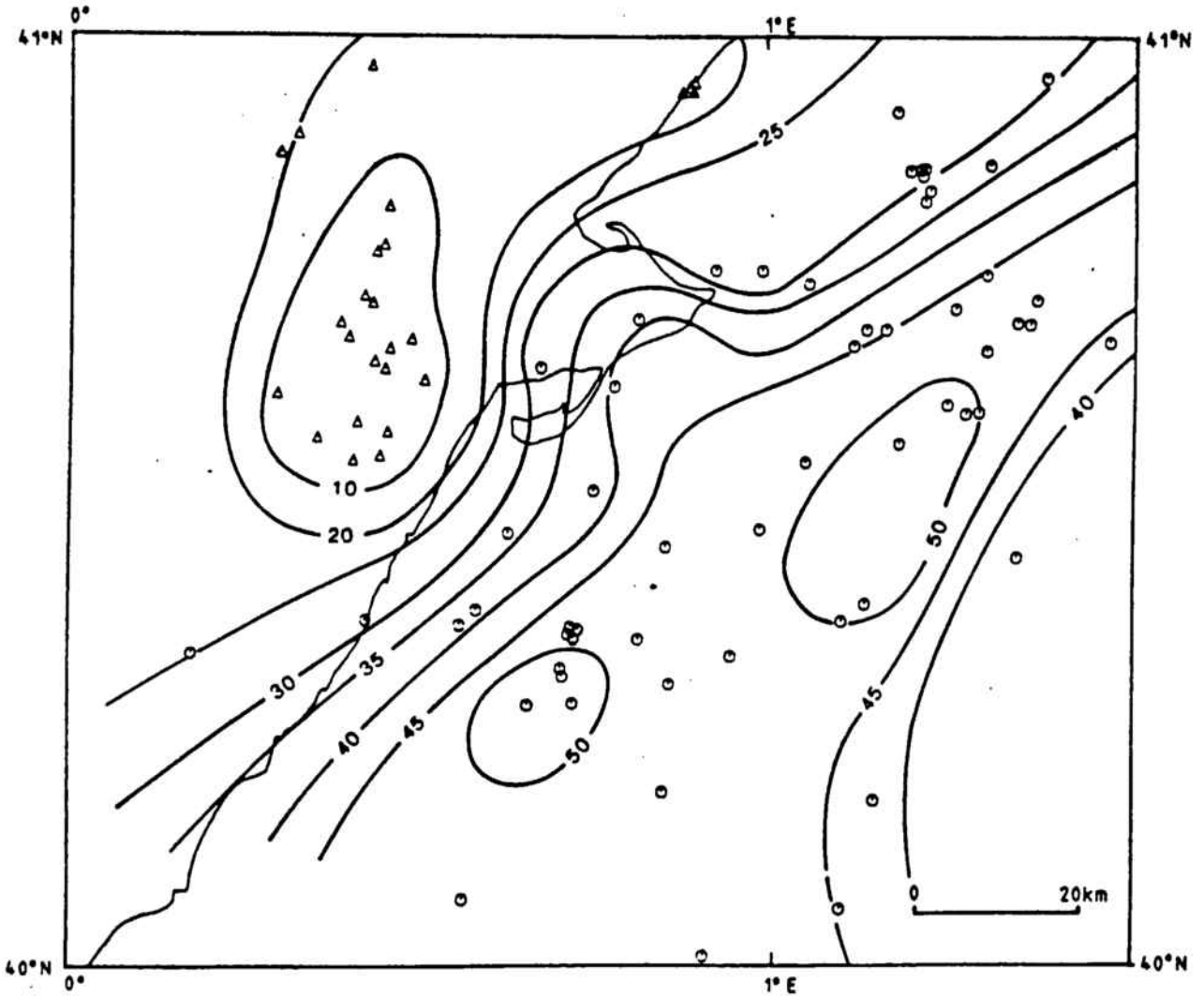


Fig. 8.7.- Situació dels punts de mesura del gradient geotèrmic a la Conca del Baix Ebre i plataforma continental. Els triangles corresponen a pous d'abastament d'aigua i els cercles a sondatges petrolers.

Zona de recàrrega: En realitat són pocs els punts de mesura que es localitzen a les Serres Costaneres; no obstant es disposa d'un gran nombre de medicions en pous d'abastament situats a la Conca del Baix Ebre-Montsià. La pràctica totalitat d'ells mostren gradients inferiors a 10 mK m^{-1} i inclús valors negatius. Aquest fet indica, si més no, una circulació d'aigua ràpida a través dels aquífers plio-quadernaris que reomplen la conca. Amb tot, determinats pous que s'introdueixen en el Mesozoic mostren la mateixa tendència i inclús, tal i com es dedueix del registre termomètric efectuat al pou MTS013 de 770 m de fondària (fig. 8.8) s'observa un decreixement del gradient a partir de 650 m. En aquest pou les calcàries mesozoiques es situen a 500 m aproximadament. Això seria un clar indicatiu de circulació profunda d'aigua a través dels materials calcaris, els quals haurien desenvolupat una permeabilitat secundària important per fissuració i carstificació. És important remarcar el fet que a 770 m la temperatura augmenta tan sols 1.2°C . Les Serres Costaneres estan representades en aquest indret pels Ports de Besseit i les Serres del Maestrat amb una alçada mitja s.n.m. superior a 800 m. En els Ports de Besseit la pluviositat mitja anual és de l'ordre de 1000 mm (S.G.C., 1984).

En definitiva, hi ha suficients indicis com per a suposar que la zona de recàrrega està representada per les Serres Costaneres, on l'aigua s'infiltra i circula a través dels materials mesozoics a fondàries importants.

Zona de descàrrega: Les mesures de temperatura realitzades en els sondatges petrolers perforats a la plataforma continental mostren gradients geotèrmics anòmalament elevats (entre 40 i 55 mK m^{-1}). De les columnes litològiques es dedueix que la sèrie mesozoica està compartimentada en diferents blocs amb desplaçaments verticals diferencials. Tot i això, la potència de materials calcaris és, per terme mig, important superant en alguns casos els 2000 m. Suposant que malgrat el basculament d'aquests blocs hi ha connexió hidràulica entre ells, es pot establir un règim de circulació profunda a través d'aquests materials on l'aigua, ascendiria preferencialment mar endins, a través dels materials miocens i plio-quadernaris per pèrdua de càrrega hidràulica.

Així doncs, la zona de descàrrega s'extendria pràcticament al llarg de tota la plataforma produint una anomalia tèrmica extensa però de baixa intensitat.

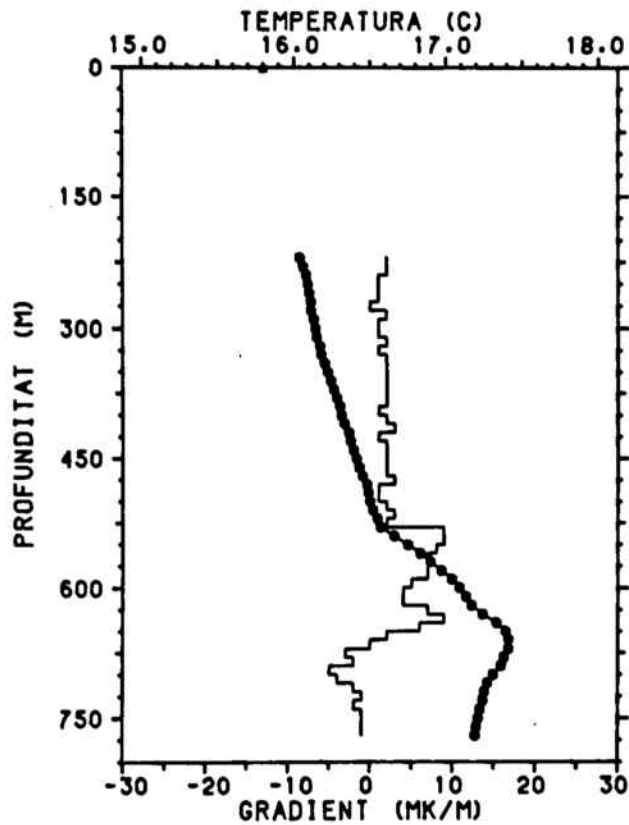


Fig. 8.8.- Termometria realitzada a la Conca del Baix Ebre corresponent al pou d'abastament d'aigua MTS013.

VIII.3.3 Model numèric

La modelització d'aquesta zona anòmala s'ha realitzat utilitzant el mètode de resolució d'elements finits implementat en el programa ELEFINI, el qual permet acoblar l'equació de flux d'aigua i de transport de calor. La geometria del model s'ha establert a partir de les columnes litològiques corresponents als sondatges petrolers situats al llarg del perfil mostrat en la fig. 8.7.

A la part continental i degut a la manca de pous i sondatges s'ha considerat que la conca evoluciona de forma similar a com ho fa la zona del Baix Ebre-Montsià. La fig. 8.9 esquematitza la geometria adoptada amb els diferents cossos.

Les equacions a resoldre són (2.9) i (2.16) és a dir,

$$\nabla (\bar{\lambda} \nabla T) - c_f \rho_f \bar{v} \nabla T + A = 0$$

$$i \quad -\bar{K}_o \rho_o \nabla ((\rho_r / \mu_r) (\nabla h' + (\rho_r - 1) \nabla z)) = F$$

Equació de transport amb les següents condicions de contorn:

- La temperatura a la superfície del model és constant i igual a 15°C.
- El flux de calor vertical a la base del model és constant i igual a 75 mWm⁻².
- El flux de calor lateral als dos extrems del model és nul.
- No hi ha fonts de calor a l'interior del model.

Equació de flux

- A la part superior s'han fixat condicions mixtes (condicions de Cauchy) de tal manera que el nivell piezomètric és constant a la zona de mar i igual a 0 m; mentre que a la zona continental s'han fixat la infiltració d'aigua, equivalent al 20%, a la part topogràficament més elevada i disminuint progressivament fins anul.lar-se a la línia de costa.
- El flux vertical del fluid a la base del model és nul.
- El flux lateral de fluid als dos extrems del model és nul.
- No hi ha fonts de fluid a l'interior del model.

D'altra part, s'ha considerat una variació de la densitat de l'aigua amb la temperatura de la forma (Smith i Chapman, 1983)

$$\rho_f = \rho_o (1 - \beta (T - T_o) - \gamma (T - T_o)^2)$$

on $\beta = 3.17 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
 $\gamma = 2.56 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
 $\rho_o = \text{densitat de l'aigua a } T_o$

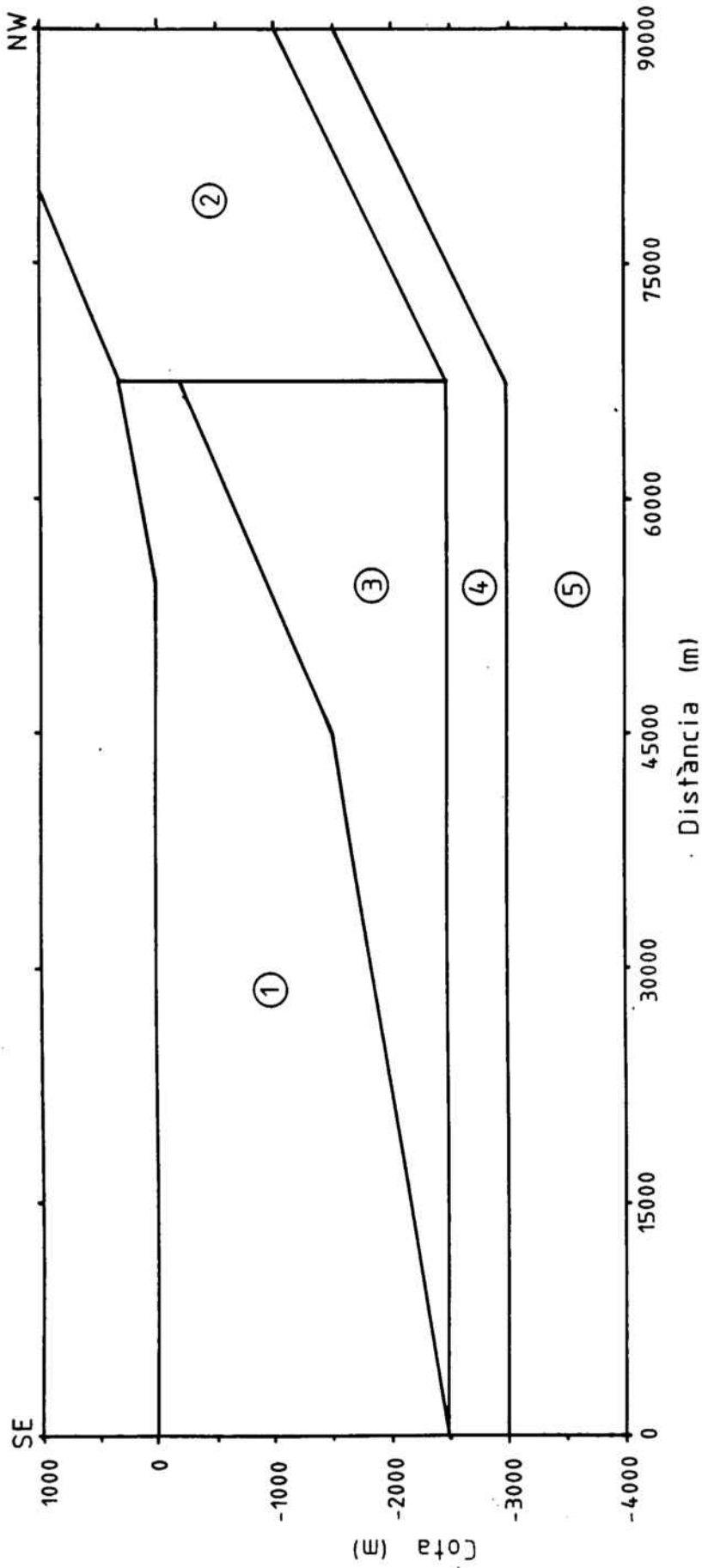


Fig. 8.9.- Esquema de la geometria utilitzada en la modelització de la zona d'estudi. (1) Mio-pliocè i Quaternari, (2 i 3) Cretaci i Juràssic, (4) Triàssic, (5) Paleozoic.

Igualment, la viscositat varia segons l'expressió donada per Smith i Chapman (1983)

$$\mu = 2.4 \times 10^{-5} \times (10^{248.37 / (T + 133.15)})$$

on T s'expressa en °C.

No obstant, en aquest cas s'ha considerat que la màxima variació de la viscositat amb la temperatura és un factor 5 en comptes del factor 7.5 proposat pels autors.

Pel que fa a la permeabilitat dels diferents cossos s'han pres els següents valors:

Cos núm. 1.- Correspon als sediments neògens i quaternaris. La permeabilitat adoptada és $8 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ en sentit horitzontal i $8 \times 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ en sentit vertical. Aquesta permeabilitat diferencial en sentit horitzontal queda justificada per l'estratificació que presenten els sediments.

Cos núm. 2.- Correspon a les calcàries cretàiques i juràsiques dels blocs situats a la part continental, els quals se'ls ha assignat una permeabilitat de $4 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ i $8 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ en sentit horitzontal i vertical respectivament, per a facilitar la infiltració de l'aigua. Aquest criteri pot ser justificat si es té en compte que el desenvolupament de les fractures pot tenir un component vertical més marcat degut a processos de carstificació.

Cos núm. 3.- Correspon igualment a materials cretàics i juràsics però en aquest cas, la pròpia circulació de l'aigua desenvoluparia una permeabilitat diferencial de component horitzontal. Així doncs, s'han pres els valors de $5 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ i $2 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$.

Cos núm. 4.- Correspon als materials triàsics que configuren la base del Mesozoic. Aquests presenten una permeabilitat sensiblement inferior i preferentment horitzontal degut a la seva estratificació. En conseqüència els valors adoptats són de $5 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ en sentit horitzontal i $1 \times 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ en sentit vertical.

Cos núm. 5.- Correspon al basament paleozoic el qual s'ha considerat pràcticament impermeable amb una permeabilitat de $1 \times 10^{-12} \text{ m s}^{-1}$ igual en totes direccions.

D'altra part, la conductivitat tèrmica emprada ha estat la mateixa per a tots els materials amb un valor de $2.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, i igual en totes direccions.

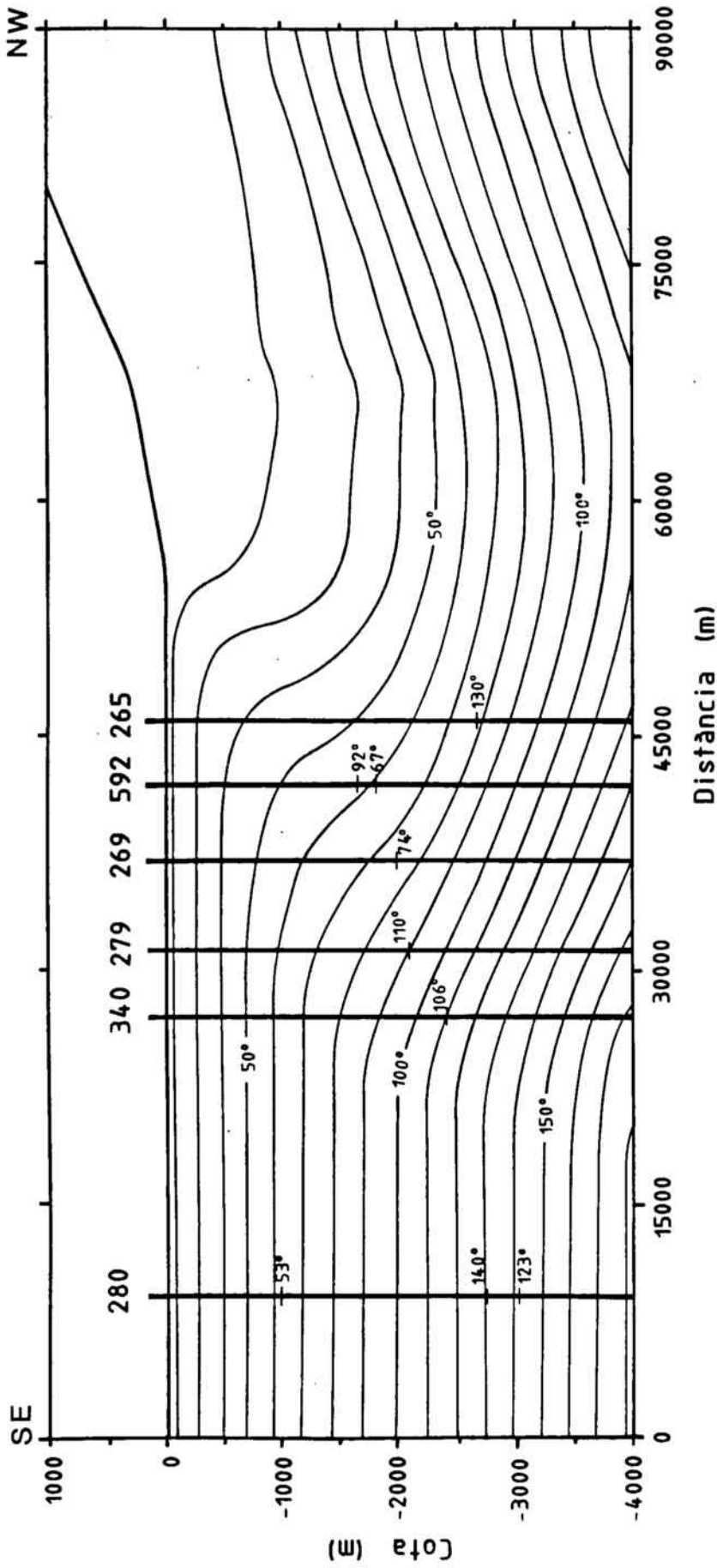


Fig. 8.10.- Isotermes obtingudes en el model numèric emprat i temperatures mesurades en els sondatges petrolers a diferents profunditats.

Els resultats obtinguts es mostren a la figura 8.10 on, a part de les isoterms, s'han grafiat les temperatures mesurades en els sondatges petrolers practicats al llarg del perfil. Com es pot observar, la zona de recàrrega mostra un gradient quasi nul fins a una fondària de 1000 m, el qual va augmentant amb la profunditat. La temperatura màxima assolida al sostre del basament paleozoic no supera els 80°C. Aquests

A partir de la línia de costa, la situació canvia radicalment. Les isoterms s'inflexionen progressivament augmentant el gradient tèrmic a la zona de plataforma fins assolir valors de 63°C, 100°C i 145°C a cotes de 1000, 2000 i 3000 m de fondària respectivament. El problema estriba en que la inflexió de les isoterms es desplaça cap al SE a mesura que aquestes són més elevades de tal manera que les temperatures obtingudes en el model són inferiors a les mesurades en els sondatges propers a la costa. En particular, el primer sondatge difereix en 50°C respecte de la temperatura deduïda. No obstant, aquesta diferència podria estar produïda per l'existència de falles o blocs basculats les quals no s'han considerat en el model. Per contra, a mesura que els sondatges es localitzen cap al SE, les temperatures mesurades i deduïdes tendeixen al mateix valor.

En conseqüència, es dedueix que a grans trets i tenint en compte les simplificacions introduïdes, el model numèric assajat explica bastant bé i de forma quantitativa l'anomalia tèrmica observada en aquesta zona.

VIII.4 CONCLUSIONS

- Els processos de convecció forçada a través de conques sedimentàries poden donar lloc a importants perturbacions en el camp tèrmic. En general, les anomalies produïdes seran extenses -anomalies regionals- i de baixa intensitat (entre 40 i 60 mK m⁻¹).
- Les solucions analítiques assajades només són utilitzables en models amb geometries molt senzilles i suposant que el medi compleix les condicions d'isotropia i homogeneïtat.
- La pertorbació en el règim tèrmic produïda pels processos convectius depèn, en gran manera, de l'estructura del basament de la conca i dels medis que configuren el reompliment sedimentari, així com de l'existència de falles profundes. En qualsevol

cas però, les zones de recàrrega estan associades a gradients baixos mentre que les de descàrrega ho estan a gradients elevats.

- L'anomalia tèrmica de la Depressió d'Osona és interpretada en termes de convecció forçada. No obstant, la seva complexitat estructural impossibilita la utilització de mètodes numèrics que permetin una anàlisi quantitativa. Malgrat això, de les termometries realitzades es dedueix que, en realitat, està configurada per un conjunt d'anomalies tèrmiques locals amb un mecanisme de generació comú. Aquest fet és patent, tanmateix, per la gran dispersió que mostren les dades.

- L'anomalia tèrmica del Baix Ebre-Montsià i plataforma continental és considerada, igualment, com una anomalia convectiva on la circulació d'aigua s'efectua, principalment, a través de les sèries mesozoiques. En aquest cas, l'escala del model i la consistència de les dades permeten la seva modelització numèrica considerant el medi com a granular. El resultat del model concorda amb les dades experimentals.

CAPÍTOL IX

ANOMALIES TÈRMIQUES LOCALS

INTRODUCCIÓ

Les anomalies tèrmiques locals constitueixen les zones on el camp tèrmic presenta els seus valors màxims. El coneixement dels mecanismes que produeixen aquestes anomalies és de gran importància tant des del punt de vista geofísic com de recurs energètic.

En aquest capítol, després de descriure breument la gènesi de les anomalies tèrmiques locals i de presentar la situació i característiques de les principals fonts termals de Catalunya, es proposen quatre tipus de mecanismes locals de generació de calor.

Aquests mecanismes són estudiats d'una forma general fins arribar a una expressió analítica que permeti quantificar la pertorbació tèrmica associada. Posteriorment, els resultats són aplicats a l'anomalia tèrmica de la Garriga-Samalús.

IX.1 GÈNESI DE LES ANOMALIES TÈRMiques LOCALS

S'entén per anomalies tèrmiques locals aquelles variacions del camp tèrmic que es caracteritzen per la seva gran intensitat i, alhora, petita extensió. En particular, les alteracions del gradient geotèrmic poden ser superiors a un ordre de magnitud respecte al seu valor nominal, mentre que l'extensió d'aquestes anomalies difícilment supera alguns km².

Els mecanismes capaços de produir-les són, fonamentalment, dos: circulació profunda d'aigua subterrània i intrusions magmàtiques. La diferència bàsica entre ambdós mecanismes és que, en el primer cas, les anomalies poden desenvolupar-se amb un gradient geotèrmic regional normal depenent, únicament, de la trajectòria i velocitat de circulació de l'aigua; mentre que el segon s'enmarca, necessàriament, en un procés geodinàmic regional diferenciat -rifting o subducció- implicat un gradient geotèrmic regional anòmal. Així doncs, si s'exceptuen les zones d'activitat volcànica, les

anomalies tèrmiques locals correspondran a processos convectius més o menys profunds sent possible, evidentment, la coexistència d'altres mecanismes (fricció tèrmica, intrusions, reaccions químiques exotèrmiques, etc.).

D'altra part, la manifestació més comuna d'aquestes anomalies són les fonts termals ja siguin en fase líquida o de vapor d'aigua. Un fet remarcable és que al tractar-se d'anomalies d'extensió molt reduïda, la zona de descàrrega associada al circuit convectiu haurà de presentar una permeabilitat diferencial elevada. En aquest sentit, les falles poden representar un bon conducte d'ascensió de l'aigua calenta, fet pel qual, les fonts termals estan associades, sovint, a aquests tipus d'estructures.

Esquemàticament doncs, el mecanisme de les anomalies tèrmiques locals que involucren convecció d'aigua consisteix en una circulació suficientment lenta i profunda de l'aigua meteòrica en el seu trajecte descendent, com per a que aquesta assoleixi la temperatura de la roca, i un ascens relativament ràpid que redueixi el seu refredament en el trajecte ascensional. En aquests casos, la caracterització de l'anomalia queda determinada per tres paràmetres; la temperatura de surgència, la temperatura de reserva o temperatura màxima assolida per l'aigua en el seu trajecte i la seva composició química. És evident, que amb aquest esquema, l'escalfament de l'aigua pot ser produït per un gradient geotèrmic normal o anòmal, o inclús, per la presència propera d'un cos intrusiu calent. Igualment, la temperatura de surgència i el quimisme de l'aigua poden estar influenciats per l'efecte de mescles amb aigües fredes més superficials i per la velocitat d'ascensió de l'aigua, dificultant la identificació de l'origen termal de l'aigua. Els dos efectes estan determinats per l'estructura geològica que configura la zona de descàrrega. Generalment, la definició d'aigua termal es fa en base a la seva temperatura de surgència, considerant-la com a tal si aquesta es superior, en al menys 5^o C, a la temperatura mitja ambiental del punt de surgència.

IX.2 LES FONTS TERMALS A CATALUNYA. SITUACIÓ I CARACTERÍSTIQUES

A Catalunya existeix un gran nombre de manifestacions termals que afecten, sobretot, el Nord i l'Est del territori. Aquestes manifestacions són, totes, de tipus hidrotermal, és a dir, en fase líquida i constitueixen el grup més important d'anomalies tèrmiques locals.

Geogràficament es localitzen al llarg del Pirineu i de les Serres i Depressions Costaneres i, en general, estan associades a la presència de falles. Es de destacar l'absència total de manifestacions termals a la Conca de l'Ebre (fig. 9.1).

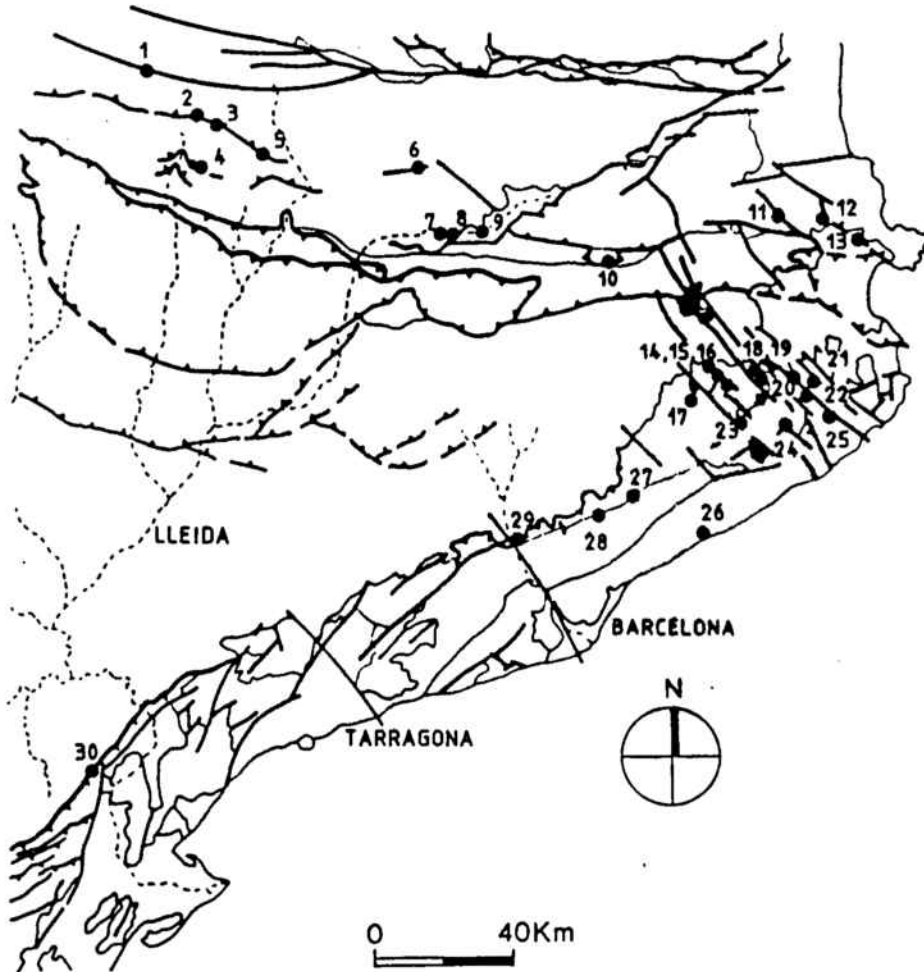


Fig. 9.1. Localització de les principals manifestacions termals a Catalunya.

Dins la tipologia que engloba les fonts termals, es poden distingir dos grups. En el primer, s'inscriuen les fonts estrictament termals; és a dir, aquelles en que la temperatura de surgència es superior a 20 °C. En el segon grup, es classifiquen aquelles fonts que, tenint una temperatura de surgència inferior a 20° C, la seva temperatura de reserva i el seu quimisme evidencien un cert origen termal però, possiblement, han experimentat un procés de refredament en el seu circuit de sortida. Dins d'aquest segon grup, tenen especial relevància les fonts carbòniques de Girona.

D'altra part, els estudis tèrmics, hidràulics i químics realitzats en les fonts del primer grup (Albert Beltran et al., 1979) indiquen que la seva temperatura de surgència oscil·la entre 20° i 70° C sent el rang de variació més comú entre 30° i 60° C. Aquesta temperatura es manté constant al llarg de l'any (de fet no s'han observat variacions importants en el decurs d'aquest segle). Tanmateix, el cabal també resta invariant davant d'èpoques de pluja intensa o seques perllongades, la qual cosa implica que la recàrrega i la capacitat d'emmagatzament dels aquífers és molt superior a la descàrrega i a més, la seva transmissivitat molt reduïda. El temps de residència d'aquestes aigües s'estima, segons les anàlisis isotòpiques, superior a 25 anys en la major part dels casos.

No es pot dir el mateix de les fonts del segon grup, on la presència de CO₂ dificulta en gran manera l'establiment del temps de residència, les zones de recàrrega preferencial i la determinació de la temperatura d'equilibri aigua-roca.

Pel que fa als materials que configuren la zona de descàrrega es poden distingir tres grans grups: Les fonts associades a materials granítics, les que ho són a roques metasedimentaries (preferentment esquistes) i les de tipus carbonàtic. Es evident que en funció d'aquests materials en dependrà el tipus de quimisme de l'aigua i la seva temperatura. Així doncs, les fonts que tenen per encaixant roques carbonàtiques presenten una temperatura de surgència inferior ja que els sistemes de drenatge desenvolupats per carstificació ofereixen una permeabilitat molt elevada i possibiliten la barreja amb aigües superficials en proporcions importants.

Les fonts termals del Pirineu estan associades geològicament, a tres grans massissos intrusius granodiorítics tardihercinians i les seves zones adjacents (Albert Beltran, 1976). El més occidental correpon al Massís de la Maladeta on es localitzen les fonts de Lés, Arties, Tredos, Bohí i Espot. La part central, esta constituïda pel Massís de Montlluis-Andorra incloent les fonts de les Escaldes, Sant Vicenç i Senillers. Per últim, el sector oriental representat pel Massís de Sant Llorenç-la Jonquera, inclou les fonts de la Mercè i Sant Climent de Sescibes. En tots els casos, les surgències es situen en les falles perifèriques d'aquests massissos ja siguin interiors al cos intrusiu o incorporades als materials metasedimentaris encaixants. Químicament, aquestes aigües són bicarbonatades sódiques, bàsiques i molt poc mineralitzades; malgrat això,

en alguns casos es palesa la presència de sulfhídric degut, possiblement, a processos microbiològics (Albert Beltran et al., 1979). Una excepció important és la font de Ribes de Fresser, la qual es situa en els mantells carbonàtics de la zona Sud-Pirenenca. Químicament, l'aigua es de tipus bicarbonatada-càlcica i relativament mineralitzada, en correspondència a la presència de roques calcàries.

Les manifestacions termals de les Serres i Depressions Costaneres es localitzen, majoritàriament, sobre les falles que limiten les fosses distensives neògenes (La Selva, Vallès-Penedès, Reus-Valls, etc.). Les anomalies més intenses corresponen al domini septentrional associades a importants afloraments granodiorítics (Caldes de Montbui, La Garriga, Caldetes, Caldes de Malavella i Sta. Coloma de Farners), amb un quimisme bicarbonatat sòdic i clorurat sòdic, típic del trànsit de l'aigua a través de granitoids. Ja en els dominis central i meridional es localitzen les fonts de la Puda, Fontcalda de Gandesa i Font Santa de Subirats, situades en materials calcaris. En aquests casos, les aigües són sòdico-càlcica, sulfatada magnèsica i bicarbonatada càlcica respectivament, i amb una circulació eminentment càrstica.

A més d'aquestes fonts estrictament termals, hi ha un grup important de fonts, localitzades a la Depressió de la Selva, l'origen termal de les quals és difícil de determinar. No obstant, químicament es poden diferenciar dos grups (París i Albert Beltran, 1976). El primer està caracteritzat per aigües bicarbonatades sòdiques amb temperatures de reserva elevades i qualitativament idèntiques a les aigües termals; mentre que el segon, correspon a un tipus bicarbonatat càlcic amb temperatures de reserva inferiors. Ambdues presenten la característica comuna de ser aigües amb importants quantitats de CO₂ disolt.

Per altra part, en les perforacions rutinaries de pous per abastament d'aigua s'han detectat, en alguns indrets, anomalies tèrmiques locals importants. Aquest és el cas de Montbrió, Tona, Vic, Sant Cugat, etc.. Possiblement, el mecanisme d'aquestes anomalies és idèntic al de les fonts termals amb l'única diferència que, degut al nivell freàtic regional de l'aigua, no arriben a produir surgència espontànea. El drenatge natural d'aquestes anomalies podria estar constituït per rius i rieres properes o per aquífers superficials amb un nivell piezomètric menor.

IX.3 MECANISMES GENERADORS D'ANOMALIES TÈRMiques LOCALS

Anteriorment s'ha esmentat la circulació profunda d'aigua i les intrusions magmàtiques com a mecanismes principals en la generació d'anomalies tèrmiques. Amb tot, cabria considerar la fricció tectònica com un possible mecanisme més, atès que gran part de les anomalies termals estan associades a falles. Igualment, pel que fa a la circulació profunda d'aigua, és possible diferenciar-ne dos tipus. D'una part, l'anomenada convecció lliure la qual respon únicament a diferències de densitat de l'aigua produïdes per diferències de temperatura, i d'altra part, la convecció forçada o advecció que resulta del gradient hidràulic present en una determinada regió.

Els quatre mecanismes (fricció tectònica, intrusió magmàtica, convecció lliure i convecció forçada) són, en principi, aplicables a Catalunya, sent les característiques físiques i geològiques concretes de cada anomalia les que limitaran, en cada cas, l'aplicabilitat del model.

IX.3.1 Generació de calor per fricció tectònica

En ordre a quantificar l'efecte tèrmic produït per la fricció d'una falla, es considerarà un model simplificat on s'estableixen les següents hipòtesis: a) el desplaçament dels blocs és continu i amb velocitat constant; b) els blocs es comporten com sòlids rígids fins una fondària de 14 km on es considera que s'inicia la transició cap a un comportament dúctil (Lachenbruch i Sass 1980, Turcotte et al., 1980); c) no hi ha presència de fluids; d) els esforços aplicats es mantenen constants durant el desplaçament.

En aquestes condicions, la calor generada ve donada per l'expressió:

$$q = \tau \cdot v$$

on q : quantitat de calor per unitat de superfície i temps
 τ : esforç de cisalla
 v : velocitat de desplaçament

Evidentment, el càlcul de τ dependrà del tipus de falla que es tracti (inversa, de salt en direcció o normal). En el nostre cas, i per la seva major aplicabilitat considerem que es tracta d'una falla de salt en direcció o "strike-slip" i amb el pla de falla vertical. Així doncs, si s'assumeix que el medi està inicialment sense fracturar on l'única deformació possible és la vertical (Price, 1966) i adoptant els criteris de fractura de Coulomb-Navier (Jaeger i Cook, 1979) s'obté (Fernàndez i Banda, 1988):

$$\tau = (1/2(1-\nu)) \sin 2\theta [(1-\nu)C_0 + \nu(p-1)\sigma_z] \quad (9.1)$$

on ν : coeficient de Poisson
 X_0 : coeficient de cohesió interna
 $\sigma_z = \rho gh$ esforç litostàtic

i on $p = [(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu]^2$ sent μ el coeficient de fricció interna i $\theta = (1/2) \arctg(1/\mu)$ és l'angle entre el pla de falla i l'esforç principal major.

Fixem-nos que el primer terme de (9.1) està associat al coeficient de cohesió interna C_0 i representa l'esforç necessari per a iniciar o produir una fractura, mentre que el segon terme depen de l'esforç litostàtic i representa l'esforç necessari per a produir desplaçament.

Amb la determinació de τ i suposant coneguda la velocitat de desplaçament v es pot determinar ja l'increment de temperatura en el pla de falla degut a la fricció. Si assumim que el temps transcorregut des de l'inici del desplaçament és molt més gran que el temps característic de conducció, $t_c = z^2/a = 6 \text{ Ma}$, podem considerar un procés en règim estacionari i per tant, l'equació a resoldre serà:

$$\nabla^2 T = 0 \quad (9.2)$$

amb les condicions

$$\begin{aligned} T(y,z,0) &= 0 \\ T(y,0,t) &= 0 \end{aligned}$$

$$(\partial/\partial y) T(0,z,t) = (1/\lambda) q(z)$$

on el pla de falla s'ha assimilat a una font superficial de calor, sent $q(z) = \tau v$

La solució de (9.2) ha estat desenvolupada per Lachenbruch i Sass (1980) per a una font de calor constant respecte la fondària ($q(z) = q_c$) i també per a una font on la seva potència s'incrementa linealment amb la fondària ($q(z) = q_2(z/z_2)$) amb els següents resultats:

- Font constant $q(z) = q_c$

$$T(0,z) = (q_c/4\pi\lambda)[(z_2+z)\ln(z_2+z)^2 - 2z\ln z^2 - (z_2-z)\ln(z_2-z)^2] \quad (9.3)$$

on $z_2 = 14$ km representa la fondària de la zona fràgil de l'escorça

- Font lineal $q(z) = q_2(z/z_2)$

$$T(0,z) = (q_2/8\pi\lambda z_2)[(z_2^2 - z^2)\ln((z_2+z)/(z_2-z))^2 + 4z_2z] \quad (9.4)$$

on q_2 és la potència de la font de calor a la fondària z_2 (14 km).

IX.3.2 Dissipació de calor per intrusió magmàtica

L'emplaçament d'un cos magmàtic prop de la superfície i a una temperatura elevada dona lloc a un procés de dissipació de calor per conducció. Evidentment, aquest cos s'anirà refredant amb el temps fins a adquirir la temperatura corresponent al seu entorn. El model analític que es desenvoluparà suposa una intrusió magmàtica cúbica a una temperatura inicial determinada i on els paràmetres variables són el tamany, la profunditat d'emplaçament i l'edat. Tanmateix, es considera que el medi és homogeni, isòtrop i en total absència d'aigua.

L'equació que dona compte del procés de refredament d'una intrusió amb les condicions esmentades és (2.6):

$$a\nabla^2 T = \partial T/\partial t \quad (9.5)$$

amb les condicions:

$$T(x,y,z,0) = T_0 + Gz \quad \text{en} \quad 0 < z < B-A \quad \text{i} \quad B+A < z < C; \quad -A < x,y < A$$

$$T(x,y,z,0) = T_1 \quad \text{en} \quad B-A < z < B+A; \quad -A < x,y < A$$

$$T(x,y,0,t) = T_0$$

$$T(x,y,z, \infty) = T_0 + Gz \quad \forall x,y,z$$

$$a(\text{intrusió}) = a(\text{medi})$$

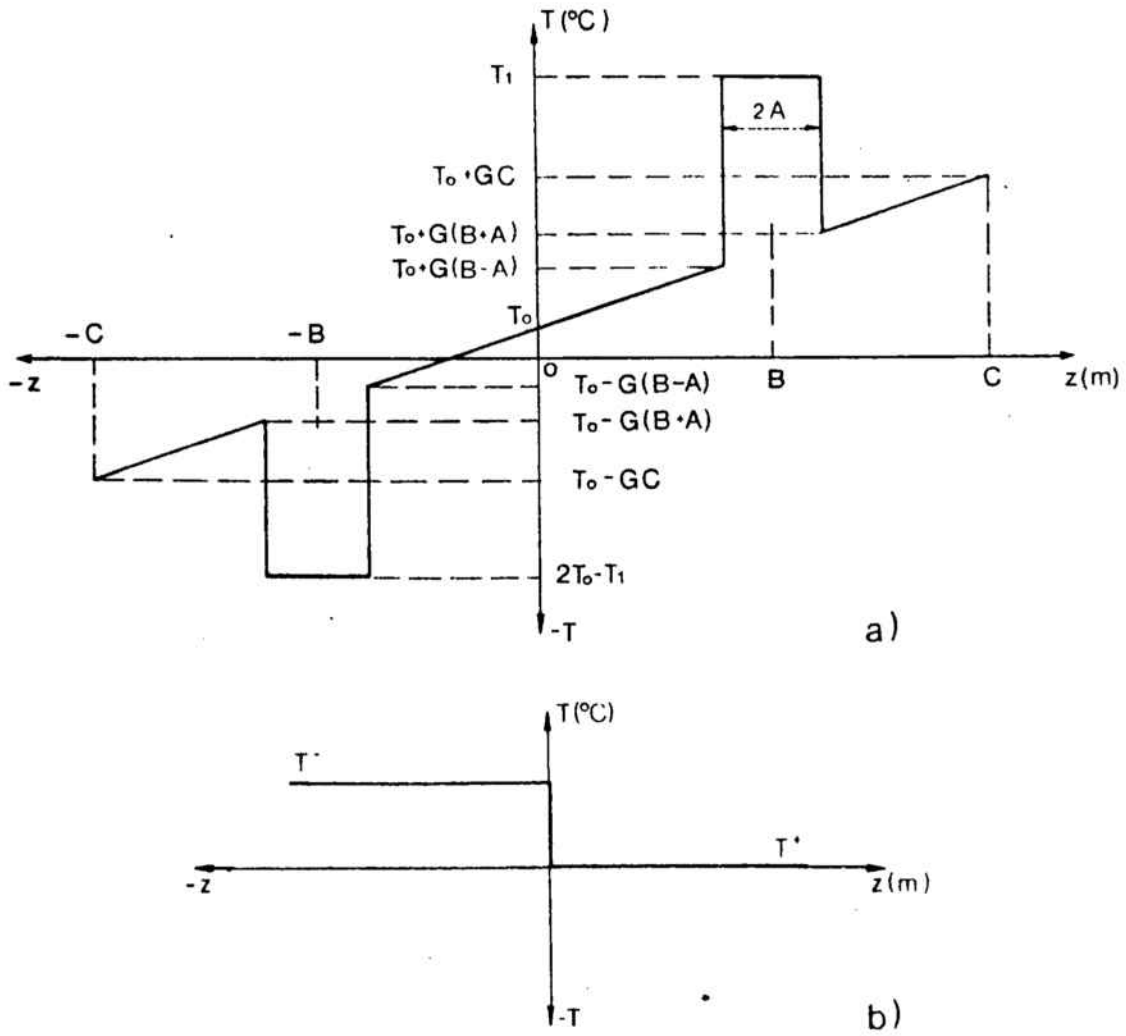
- i on
- z: profunditat (positiva cap avall)
 - G: gradient tèrmic no pertorbat
 - T₀: temperatura superficial
 - T₁: temperatura inicial de la intrusió
 - B: profunditat del centre de la intrusió
 - A: semi-amplada de la intrusió
 - C: límit inferior del model
 - a: difusivitat tèrmica.

Per a mantenir la temperatura $T = T_0$ en $z = 0$ s'ha utilitzat el sistema de les imatges; així doncs, s'ha suposat una distribució inicial de la temperatura antisimètrica (fig. 9.2a) i s'ha utilitzat la solució bàsica corresponent a una distribució en graó (fig. 9.2b), la qual en el cas unidimensional presenta una solució de la forma (Turcotte i Schubert, 1982):

$$T(z,t) = (T^+ - T^-)/2 \operatorname{erf}(z/2(at)^{1/2}) + (T^+ + T^-)/2$$

Aquelles zones on la temperatura inicial és funció del gradient geotèrmic (fora de la intrusió) s'han resolt com una suma infinitesimal de graons obtenint-se la següent solució per a la temperatura mesurada en la vertical de la intrusió:

$$\begin{aligned}
 T(0,0,z;t) = & (1/2)(T_1 - T_0 - EG)[(\operatorname{erf}((z-E)/m) + \operatorname{erf}((z+E)/m))(\operatorname{erf}(A/m))^2] + & (9.6) \\
 & (1/2)(T_0 - T_1 + FG)[(\operatorname{erf}((z-F)/m) + \operatorname{erf}((z+F)/m))(\operatorname{erf}(A/m))^2] + \\
 & (G/2)\left[\int_0^E (\operatorname{erf}((z+\xi)/m) + \operatorname{erf}((z-\xi)/m))d\xi + \int_F^C (\operatorname{erf}((z+\xi)/m) + \operatorname{erf}((z-\xi)/m))d\xi\right] + T_0
 \end{aligned}$$



9.2.- a) La part dreta corresponent a la distribució inicial de temperatures utilitzada en la resolució del model d'intrusió magnètica en un medi amb gradient geotèrmic G . T_0 :temperatura superficial; A : semiampлада de la intrusió; B : fondària del centre de la intrusió; T_1 : temperatura inicial de la intrusió. La part esquerra corresponent a la intrusió antisimètrica. b) Distribució de temperatures en escaló en una dimensió.

on $m = (4at)^{1/2}$
 $E = B - A$ profunditat de la cara superior de la intrusió
 $F = B + A$ profunditat de la cara inferior de la intrusió.

IX.3.3 Processos de convecció lliure

Els processos de convecció lliure deguts a canvis de densitat de l'aigua depenen de la distribució de temperatures, les característiques físiques de la matriu i el fluid, i de la geometria de l'aquífer.

El paràmetre que controla aquest tipus de processos és el número de Rayleigh, l'expressió del qual és:

$$Ra = K \alpha_f \rho_f c_{pf} D (T_1 - T_0) / \lambda_m \quad (9.7)$$

on	K:	permeabilitat del medi (m/s).
	α_f :	coeficient de dilatació volúmica de l'aigua ($^{\circ}\text{C}^{-1}$).
	ρ_f :	densitat de l'aigua (kg m^{-3}).
	c_{pf} :	capacitat calorífica a pressió constant de l'aigua $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$.
	D:	espessor de l'estrat (m).
	$T_1 - T_0$:	diferència de temperatures entre la part inferior i superior de l'estrat ($^{\circ}\text{C}$).
	λ_m :	conductivitat tèrmica mitja del medi ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$).

El número de Rayleigh presenta un valor crític per a que sigui possible l'inici de la convecció. En el cas d'un aquífer confinat, el valor crític o mínim es $4\pi^2$. No obstant, si l'estrat superior és també permeable però no saturat el valor d'aquest paràmetre és 27.1 (Donaldson, 1962).

En qualsevol cas, les equacions que regeixen els processos de convecció són (2.15, 2.11 i 2.8) les quals poden ser reescrites en la forma següent:

Equació de continuïtat:

$$\nabla(\rho_f \bar{v}) = 0$$

Equació de Darcy:

$$\nabla P - \rho_f \bar{g} + (\rho_f g / K) \bar{v} = 0$$

Equació d'energia o de transport:

$$\rho_f c_f \bar{v} \nabla T = \lambda_m \nabla^2 T$$

- on ρ_f, c_f : densitat i calor específic del fluid
 v : velocitat de flux del fluid.
 P : pressió.
 g : vector gravetat
 g : mòdul del vector gravetat
 K : permeabilitat del medi
 λ_m : conductivitat tèrmica del medi saturat
 T : temperatura.

En principi, no hi ha una solució general per a aquest sistema d'equacions. No obstant, Donaldson (1962) va desenvolupar un model numèric per a un medi homogeni i isotròpic configurat en dos estrats del mateix gruix. L'estrat superior es suposà permeable i saturat amb una temperatura constant a la seva superfície superior igual a T_0 . L'estrat inferior es considerà impermeable, sent T_1 la temperatura inicial en el contacte dels dos estrats i $2T_1$ a la superfície inferior de l'estrat impermeable. Evidentment, la circulació d'aigua a través d'aquest segon estrat és nul·la sent el seu efecte d'amortigüació respecte les isoterms de l'estrat superior. Igualment, la densitat és considerada variable amb la temperatura de tal forma que $\rho_f = \rho_0 \{1 - \alpha_f (T - T_0)\}$ sent α_f el coeficient de dilatació volumètrica de l'aigua. Les cèl·lules de convecció són forçades a ser quadrades.

Els resultats obtinguts per Donaldson (1962) són mostrats a la figura 9.3 on s'ha considerat un gruix per a cada estrat de 3 km amb $T_0 = 10^\circ\text{C}$, $T_1 - T_0 = 100^\circ\text{C}$, $Ra = 165$ i $\lambda_m = 1.25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$.

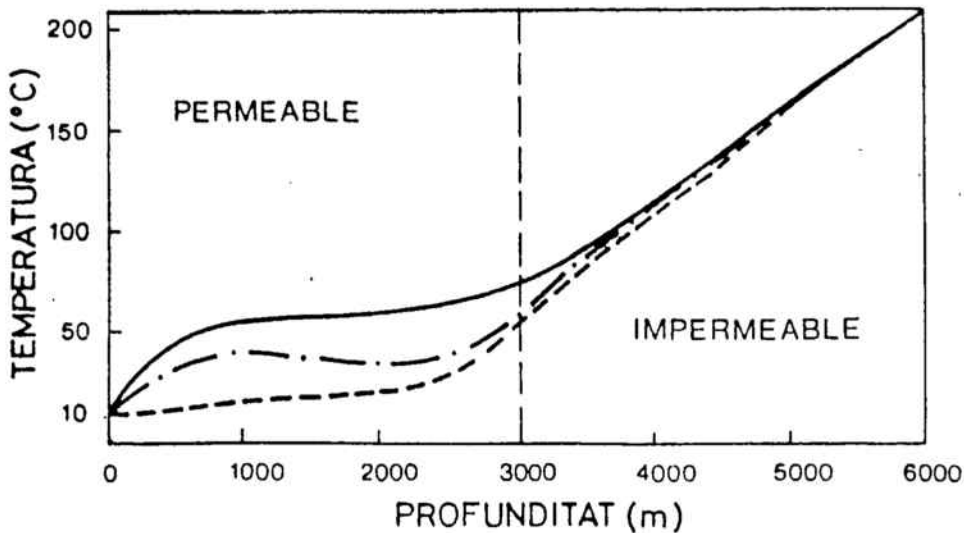


Fig. 9.3.- Variació de la temperatura amb la profunditat en una cèl·lula de convecció quadrada. $Ra = 165$. La línia contínua correspon a la zona de màxim flux ascendent, la línia semicontínua (-.-) correspon a la zona de flux vertical nul, i la línia a traços correspon a la zona de màxim flux descendent. (De Donaldson, 1962).

IX.3.4 Processos de convecció forçada

En el primer apartat del capítol VIII s'ha realitzat una anàlisi qualitativa i quantitativa respecte les pertorbacions produïdes pels processos de convecció forçada sobre el camp tèrmic. Amb tot, en aquesta anàlisi s'ha assumit un medi homogeni i isòtrop i amb una configuració geomètrica determinada, de tal manera que la seva aplicació pràctica es correspon amb la modelització de conques sedimentàries.

No obstant, la major part d'anomalies tèrmiques importants (100 mK m^{-1}) presenten, com ja s'ha esmentat anteriorment, una extensió limitada de tan sols alguns quilòmetres quadrats, requerint que la zona de descàrrega estigui caracteritzada per una permeabilitat diferencial elevada. És evident però, que amb aquestes condicions el medi ja no es pot considerar homogeni i, per tant, els models teòrics relacionats (Domenico i Palciauskas, 1973; Turcotte i Schubert, 1982; Smith i Chapman, 1983) perden la seva aplicabilitat.

Malgrat això, si es considera que el fluid és incompressible i que la seva velocitat es manté constant durant el trajecte ascensional, és possible conèixer l'evolució de la temperatura vers la profunditat. Per a això partirem de les equacions 2.15 i 2.8 on es considera només el cas unidimensional, és a dir:

$$dv/dz = 0$$

$$\rho_f c_{pf} + \bar{v} dT/dz = \lambda_m d^2T/dz^2$$

amb les condicions

$$dT/dz = 0 \text{ i } T = T_r \text{ per a } z \rightarrow \infty$$

$$\text{i } T = T_o \text{ per a } z=0$$

la solució d'aquest sistema està donada per Turcotte i Schubert (1982)

$$T = T_r - (T_r - T_o) \exp(-\rho_f c_{pf} \bar{v} z / \lambda_m) \quad (9.8)$$

on T_r : temperatura de reserva de l'aigua
 T_o : temperatura superficial de l'aigua
 ρ_f, c_{pf} : densitat i calor específic de l'aigua
 λ_m : conductivitat tèrmica aigua-roca
 v : velocitat d'ascensió
 z : profunditat.

Aquesta equació caracteritza l'evolució tèrmica de la zona de descàrrega d'un circuit convectiu.

IX.4 L'ANOMALIA TÈRMICA DE LA GARRIGA-SAMALÚS

En els apartats precedents s'ha fet una descripció de les característiques observables de les fonts termals i s'ha analitzat els possibles mecanismes que poden produir anomalies tèrmiques locals. En aquest apartat, s'estudia el cas concret de l'anomalia tèrmica de La Garriga-Samalús i es discuteix, aplicant els diferents models relacionats anteriorment, la seva possible gènesi.

Aquesta anomalia està constituïda per una font termal amb una temperatura de surgència de 60°C i el seu camp geotèrmic adjacent. El gradient tèrmic mesurat és de 150 a 280 mK m^{-1} ; és a dir, de 5 a 8 vegades més gran que el seu valor normal (IGME, 1984), i amb una extensió aproximada de 5 km^2 formant part d'un conjunt d'anomalies tèrmiques que es reconeixen al llarg de la fossa del Vallès - Penedès. La figura 9.4 mostra els gradients tèrmics mesurats a la zona d'estudi i la seves proximitats.

La selecció d'aquesta anomalia es deguda a que per part de l'Instituto Geológico y Minero de España, (IGME, 1984;1986b) s'han realitzat diversos sondatges d'investigació amb anàlisis químiques, isotòpiques i mineralògiques i es disposa, per tant, d'un gran nombre de dades.

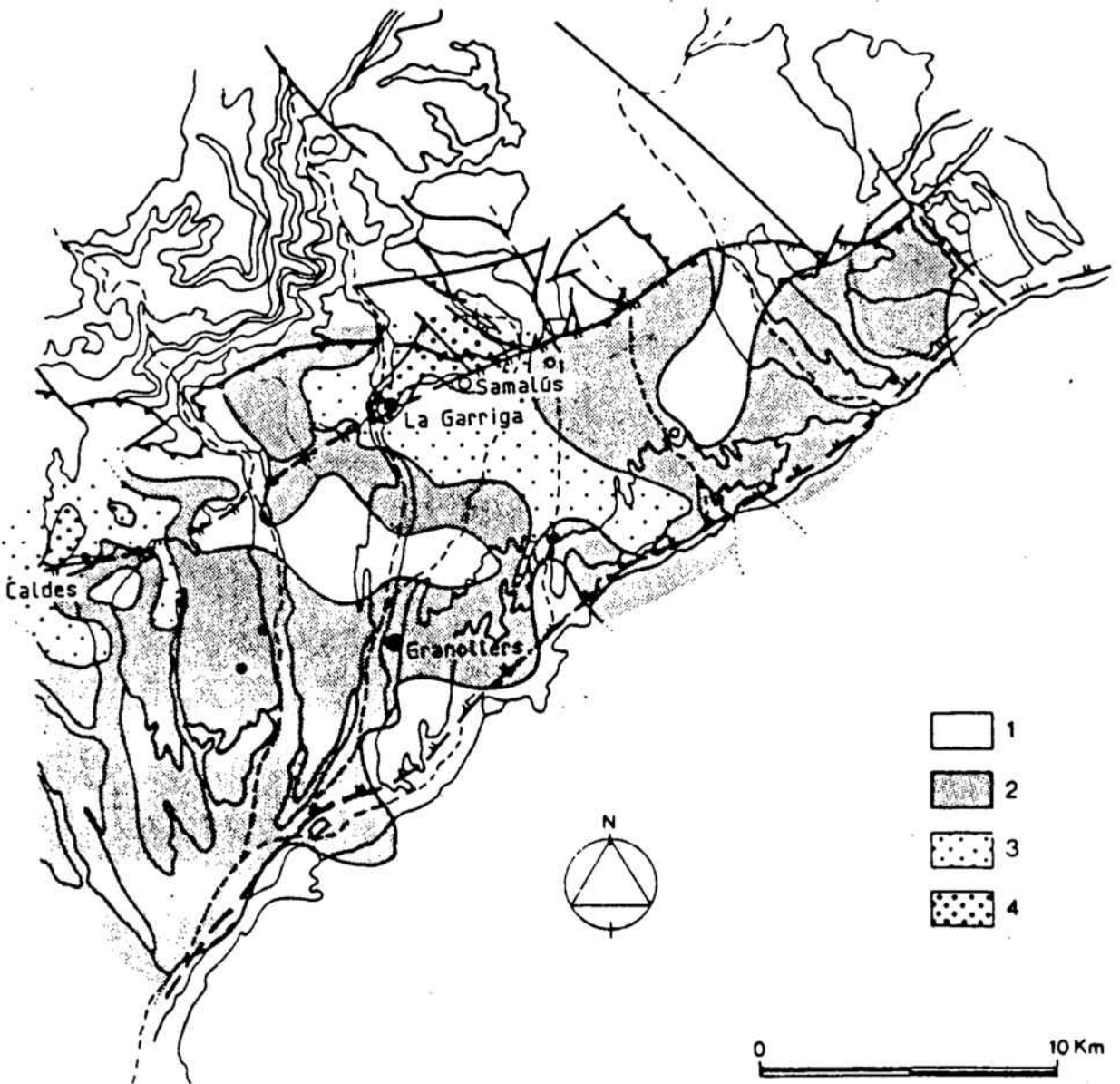


Fig. 9.4.- Gradients tèrmics mesurats a la fossa del Vallès, segons IGME (1984). (1) Menor de 30 mK m^{-1} ; (2) de 30 a 60 mK m^{-1} ; (3) de 60 a 120 mK m^{-1} ; (4) Major de 120 mK m^{-1} .

IX.4.1 Situació geogràfica i context geològic

L'àrea d'estudi d'aquesta anomalia queda delimitada, d'una forma natural, per l'orografia i determinades conques fluvials, podent ser considerat com un sistema tancat. Així doncs, la zona en qüestió està limitada al Nord, pel Massís del Montseny; al Sud, pel Sistema Litoral i el riu Mogent, a l'Est, per la divisòria de conques dels rius Besòs i Tordera i a l'Oest, pel riu Congost (fig. 9.5a).

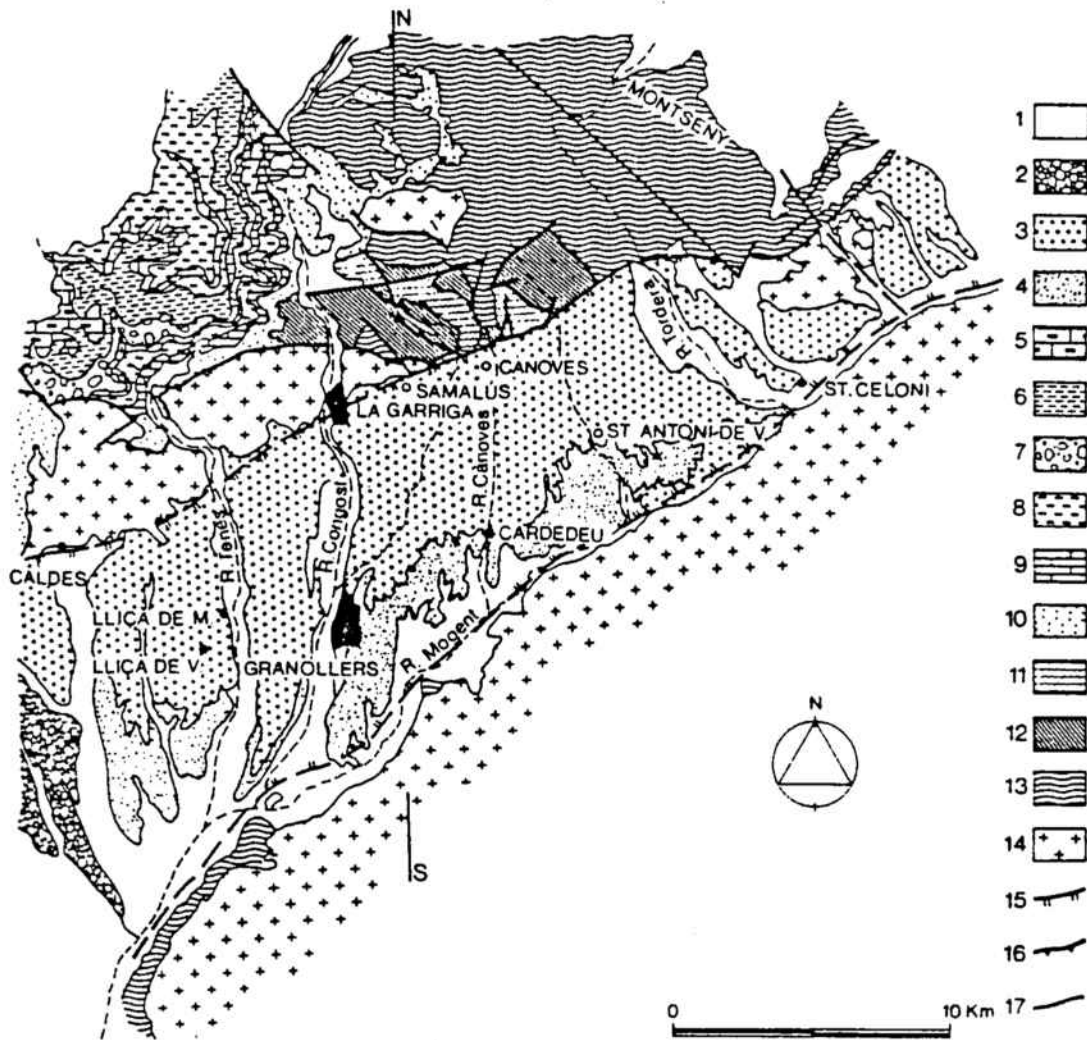


Fig. 9.5 a.- Esquema geològic de la zona d'estudi. (1) Quaternari i Travertins; (2) Conglomerats; (3) Arcoses; (4) Argiles i conglomerats; (5) Calcàries; (6) Gresos, margues i argiles; (7) Conglomerats, gresos i argiles; (8) Argiles i margues; (9) Calcàries i dolomies; (10) Conglomerats, gresos i argiles; (11) Pissarres, conglomerats i quarzites; (12) Pissarra; (13) Micaesquists, paragneiss, esquists i quarzites; (14) Granitoids; (15) Falla normal; (16) Encavalcament; (17) Falla.

Geològicament, el Massís del Montseny està format, en aquest sector, per granitoids tardihercinians i materials metasedimentaris paleozoics (pissarres, filites, esquists i quarzites). La fossa del Vallès conté un reompliment de sediments arcòsics i argil·losos d'edat neògena sent els dipòsits al·luvials dels rius Congost i Mogent i els col·luvials els que constitueixen el recubriment més superficial. El sòcol de la fossa està constituït per materials predominantment metasedimentaris d'edat paleozoica. Tanmateix, a la vora Sud, el Sistema Litoral està conformat per l'associació plutònica tardiherciniana del Maresme.

La falla del Vallès busca, en el sector de la Garriga, 70° cap al SE i es resol en un pla únic (IGME, 1984). El sòcol de la fossa està fracturat en un sistema de blocs, fet que motiva que mentre a la Garriga aquest es troba a 3000 m de fondària, a Granollers es situa a tan sols 1000 m de profunditat. És de destacar l'existència d'una làmina encavalcant granodiorítica situada entre els materials metasedimentaris del Massís del Montseny i el reompliment mio-pliocè de la fossa del Vallès (fig. 9.5b) i que es localitza en la zona on l'anomalia tèrmica és més intensa.

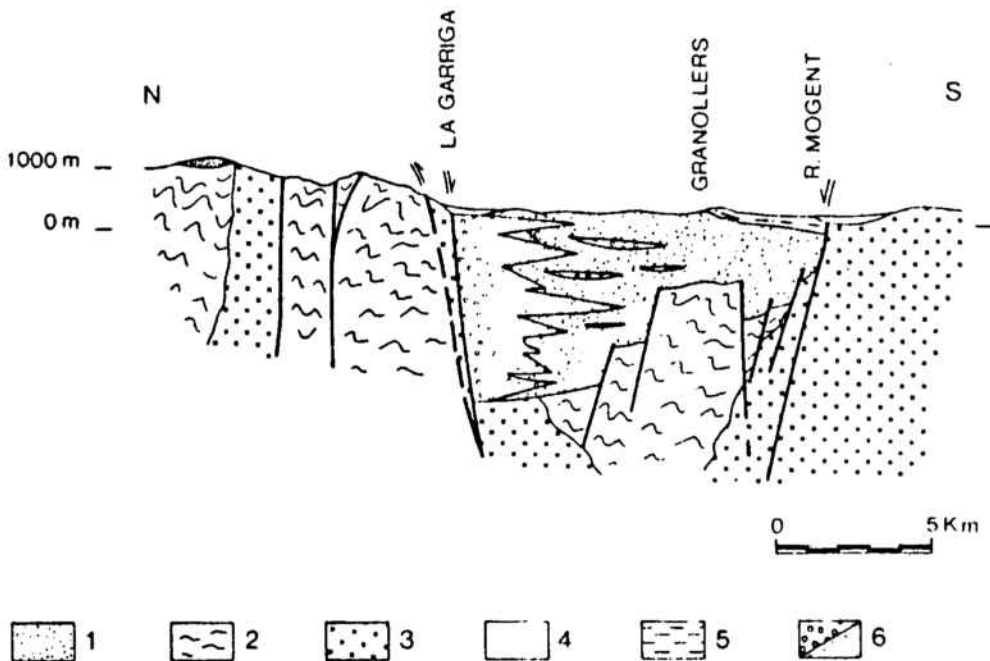


Fig. 9.5 b.- Tall geològic en direcció N-S indicat a la fig. 9.5a. (1) Buntsandstein; (2) Esquists, pissarres, quarzites i fil.lites paleozoiques; (3) Granitoids paleozoics; (4) Aluvial quaternari; (5) Argiles i conglomerats miocens; (6) Conglomerats, arcoses i argiles miocenes.

IX.4.2 Models geotèrmics

Els quatre mecanismes de generació d'anomalies tèrmiques analitzats en els apartats anteriors són, en principi, aplicables al cas que ens ocupa. El model de generació de calor per fricció tectònica queda justificat ja que l'anomalia es situa en el pla de la falla del Vallès. Igualment, la dissipació de calor deguda a un cos magmàtic intrusiu presenta certes possibilitats puix l'anomalia se situa en un règim geodinàmic distensiu amb afloraments basàltics recents a Hostalric i manifestacions volcàniques a Olot i Girona. Els processos de convecció lliure són possibles donada la configuració geomètrica de la conca; en aquest cas, l'anomalia estaria associada a un nus ascendent de la malla. Finalment, la topografia de la zona i la seva estructura geològica poden donar lloc a gradients hidràulics elevats que facilitin un règim convectiu de circulació profunda.

IX.4.2.1 Fricció tectònica

La falla del Vallès-Penedès pot ser considerada, en primera aproximació, com una falla de salt en direcció amb el pla vertical. En realitat, el seu moviment va ser de desplaçament horitzontal en tot el període compressiu alpí, comportant-se com a falla normal en el període distensiu posterior. S'estima que el desplaçament total, amb una component horitzontal clarament predominant, va ser de 20 a 30 km. Igualment el pla de falla no és exactament vertical sinó que en realitat està inclinat 20° aproximadament.

Acceptant aquestes simplificacions, és possible deduir l'esforç de cisalla màxim aplicat a partir de l'equació (9.1). Així doncs

$$\tau(\max) = 0.71 C_0 + 0.30 \rho g z = 1.22 \cdot 10^8 + 8010 z \text{ (Pa)}$$

on els valors adoptats per als diferents coeficients corresponen a un medi granític (Jaeger i Cook, 1979) ($\nu = 0.15$; $C_0 = 1.72 \cdot 10^8$ Pa; $\mu = 0.65$; $\rho = 2670$ kg m⁻³; $g = 10$ ms⁻²)

És evident que si el medi ja està inicialment fracturat, com és el cas més freqüent, C_0 tendeix a zero i s'obté

$$\tau(\text{min}) = 8010 z \text{ (Pa)}$$

on $\tau(\text{min})$ representa l'esforç de cisalla mínim aplicat.

D'altra part, acceptant un desplaçament total de la falla de 30 km, i considerant que aquest s'ha produït de forma continua i constant en els darrers 30 Ma, s'obté una velocitat de desplaçament de $3.3 \cdot 10^{-11} \text{ ms}^{-1}$ (1 mm/any).

En aquest cas, la quantitat de calor per unitat de superfície i temps generada serà

$$q(\text{min}) = q_z = 2.6 \cdot 10^{-7} z \text{ Wm}^{-2}$$

$$\text{o } q(\text{max}) = q_c + q_z = 4 \cdot 10^{-3} + 2.6 \cdot 10^{-7} z \text{ Wm}^{-2}$$

Substituint ara aquests valors en les expressions (9.3) i (9.4) s'obté l'increment de temperatura en el pla de falla en funció de la profunditat. La taula IX.1 mostra els resultats obtinguts. Com es pot observar l'aportació de calor produïda per fricció tectònica és insuficient per a explicar els gradients tèrmics mesurats a la zona de la Garriga-Samalús.

Taula IX.1.- Increment de temperatura amb la profunditat en el pla de falla degut a fricció mecànica, considerant un esforç de cisalla mínim i màxim.

PROFUNDITAT (M)	INCREMENT DE TEMPERATURA (°C)	
	$\tau(\text{min})$	$\tau(\text{màx})$
0	0.00	0.00
500	0.23	1.33
1000	0.46	2.32
1500	0.69	3.16
2000	0.92	3.92
2500	1.15	4.61
3000	1.37	5.24

IX.4.2.2 Intrusió magmàtica

L'evolució termomètrica d'un medi sotmès a la presència d'una intrusió magmàtica ve donada per l'expressió (9.6). Cal recordar que aquesta expressió proporciona les temperatures mesurades sobre la vertical d'una intrusió cúbica en funció de la seva edat, dimensions i profunditat.

Les dades observables referents a l'anomalia tèrmica de la Garriga-Samalús són la seva extensió (5 km^2 aproximadament), la qual limita el tamany de la intrusió a un màxim de 3 km de costat, i les temperatures mesurades en els diferents sondatges, les quals assoleixen valors de 70° a 80°C a 400 m de fondària (IGME, 1984).

La figura 9.6 mostra els resultats obtinguts aplicant (9.6), on s'han considerat els següents paràmetres; $G = 30 \text{ mK m}^{-1}$; $T_0 = 15^\circ\text{C}$; $T_1 = 1200^\circ\text{C}$; $a = 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$; $z = 400 \text{ m}$; A (semiaresta de la intrusió) = 500-1500 m en intervals de 250 m; $E = B - A$ (profunditat de la cara superior de la intrusió) = 500-3000 m; $C = 50000 \text{ m}$; i t (edat de la intrusió) = 10000-60000 anys en intervals de 10000 anys.

Les corbes mostren les temperatures obtingudes a 400 m de fondària en funció de la profunditat de la cara superior de la intrusió i del seu tamany per a una edat donada. La zona ombrejada engloba el conjunt de paràmetres que s'ajusten a la temperatura mesurada a aquesta fondària.

Dels resultats obtinguts es dedueix que un model d'intrusió com el descrit podria explicar, al menys des del punt de vista tèrmic, l'anomalia observada a la zona de La Garriga-Samalús. No obstant, geològicament aquesta possibilitat és més remota ja que l'emplaçament de la intrusió es situa a una profunditat màxima de 2300 m, és a dir sobre el basament de la fossa i amb una edat màxima de 60000 anys, la qual cosa és poc probable. D'altra part, els reconeixements aeromagnètics realitzats a la zona no mostren cap indicatiu en aquest sentit (Zeyen i Banda, 1988).

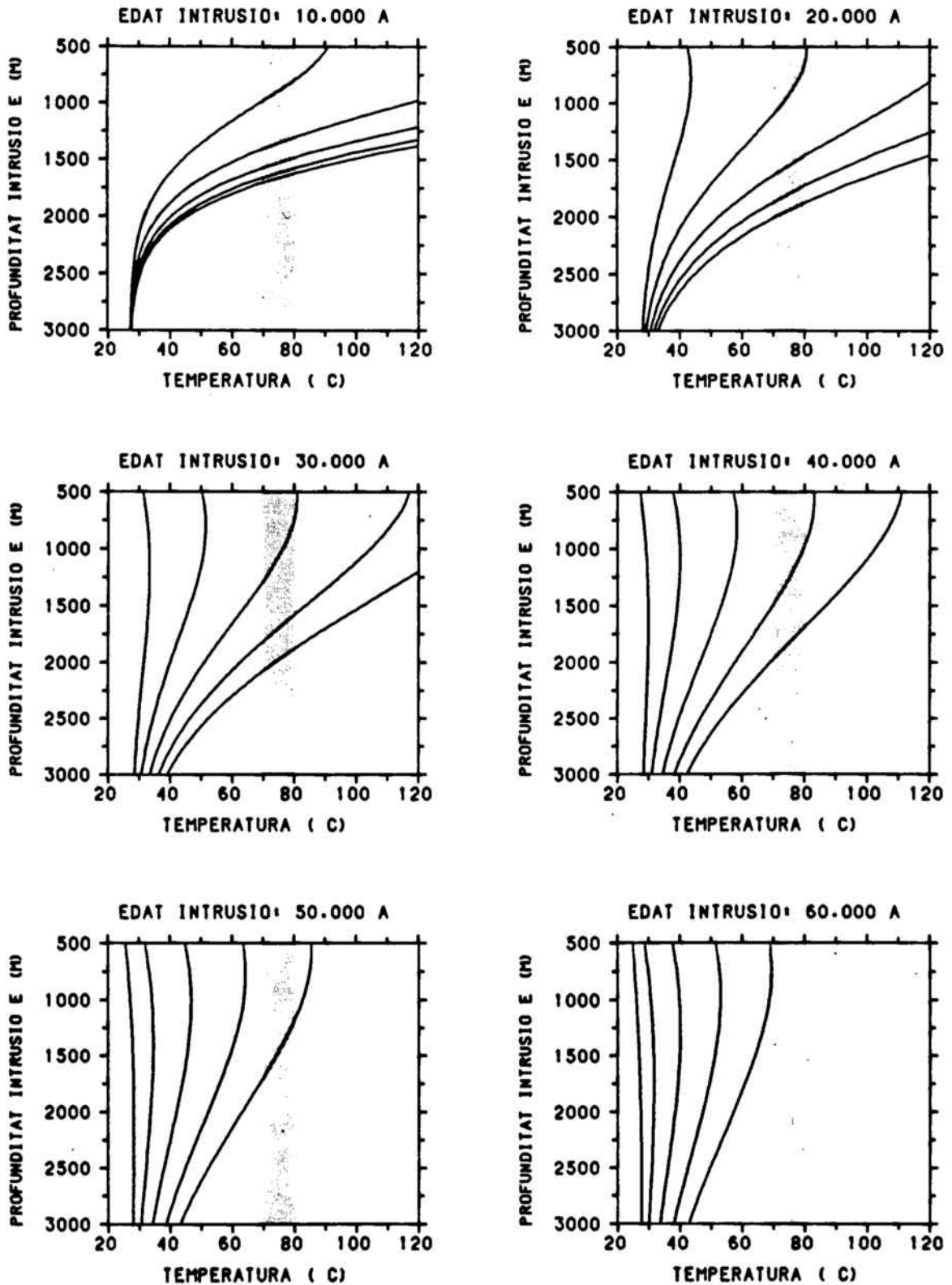


Fig. 9.6.- Temperatura obtinguda a una fondària de 400 m, en funció de la profunditat d'una intrusió de diferents edats (10.000 - 60.000 anys) i semiaresta variable: 1) 500 m; 2) 750 m; 3) 1000 m; 4) 1250 m; 5) 1500 m. La zona ombrejada correspon a la família de paràmetres que s'ajusten a la temperatura mesurada.

IX.4.2.3 Convecció lliure

La configuració geomètrica de la conca del Vallès-Penedès en la zona d'estudi pot possibilitar la formació de cèl·lules convectives. De l'aplicació de (9.7) es dedueix que el valor del número de Rayleigh oscil·la entre 132 i 265 on s'ha considerat $K = 0.003-0.006$ m/dia (IGME, 1984); $T_1 - T_0 = 100^\circ\text{C}$; $D = 3000$ m; $\lambda_m = 3.3$ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$; $\alpha_f = 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$; $\rho_f = 10^3$ kgm^{-3} i $c_{pf} = 4.2 \cdot 10^3$ $\text{J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$

Evidentment, aquest valor està molt per sobre del valor crític per a un aquífer lliure, afavorint el procés de convecció lliure on l'anomalia geotèrmica coincidiria amb un nus ascendent.

És important remarcar que els paràmetres experimentals utilitzats en la zona d'estudi coincideixen bastant bé amb els aplicats per Donaldson (1962) en el seu model teòric (Veure IX.3.3) de tal manera que els seus resultats poden ser extrapolats al nostre cas amb certes garanties. En aquest cas es podria explicar, al menys en part, el conjunt d'anomalies menors que s'observen a la conca (fig. 9.4).

En efecte, segons els resultats obtinguts per l'IGME (1984) en les medicions de gradients geotèrmics efectuades entre els municipis de Caldes de Montbui, Mollet del Vallès, la Garriga i Llinàs del Vallès, es poden observar anomalies positives i negatives que oscil·len entre 10 i 70 mK m^{-1} , les quals coincidarien amb nusos descendents i ascendents de la xarxa convectiva.

Altre aspecte a tenir en compte és, que segons aquest model, la convecció hauria de desaparèixer a partir de la zona on es situa el horst central (4-5 km en direcció SE de la falla del Vallès) ja que la fondària de la fossa es redueix bruscament fins a 1000 m, modificant considerablement el valor del número de Rayleigh fins assolir valors inferiors al crític. Aquest fet està en concordança amb les dades experimentals.

En qualsevol cas, es pot establir la hipòtesis de l'existència d'un règim de convecció lliure que afectaria gran part de la conca; no obstant, aquest model no pot explicar, per si mateix, les anomalies més intenses de La Garriga-Samalús i Caldes de Montbui. Efectivament, tal com es mostra a la figura 9.3, la màxima temperatura assolida en el sòcol és de 75°C mentre que segons les anàlisis químiques realitzades per l'IGME (1984), la temperatura d'equilibri d'aquestes aigües és de $115-130^\circ\text{C}$. D'altra part, la temperatura a 400 m de fondària hauria de ser, segons el model numèric de

Donaldson (1962), de 35-40°C mentre que les obtingudes en les diferents termometries són de 70-80°C.

Per últim, no és possible validar amb absoluta certesa el model convectiu ja que la major part de medicions de gradients tèrmics efectuades per l'IGME s'han fet en sondatges de 40 m de profunditat i per tant, els resultats poden estar influenciats per pertorbacions produïdes per infiltracions d'aigua meteòrica freda en zones de major permeabilitat i/o depressions topogràfiques locals. D'altra part, cal tenir en compte que per a una fondària de 3000 m el valor límit de la permeabilitat per a iniciarse la convecció és de $K = 0.006$ m/dia; per a fondàries de 2500 i 2000 m la permeabilitat ha de ser, com a mínim, de 0.007 i 0.009 m/dia respectivament. Aquests valors estan relativament propers als deduïts experimentalment i, per tant, és necessari extremar les precaucions a l'hora de confirmar l'esmentat model. A més, l'existència probable d'un procés de convecció forçada a través de la conca podria destruir les possibles cèl·lules de convecció si aquest és prou vigorós.

IX.4.2.4 Convecció forçada

En apartats precedents s'ha vist que els processos de convecció forçada poden donar lloc a importants pertorbacions del gradient geotèrmic, de tal manera que la zona de descàrrega està associada a anomalies positives mentre que la de recàrrega ho està a anomalies negatives. Així doncs, en el nostre cas, la zona de descàrrega es correspon amb l'anomalia tèrmica de La Garriga-Samalús mentre que la zona de recàrrega podria situar-se, d'acord amb la morfologia de la regió, en el Sistema Litoral o bé en el Massís del Montseny.

a) Zona de recàrrega en el Sistema Litoral: Aquesta hipòtesis és molt atractiva ja que la major part d'anomalies tèrmiques associades a estructures de graben són interpretades mitjançant models convectius a través de la conca sedimentària corresponent. D'aquesta manera, les anomalies detectades al Rio Grande Rift (Harder i Morgan, 1981; Swanberg, 1983) o a la fossa del Rhin (Scriba et al., 1982; Ungemach, 1982) han estat modelades suposant un circuit convectiu on la zona de recàrrega es situa a un horst lateral, amb una trajectoria de circulació a través del reompliment sedimentari o del sòcol de la conca.

En el nostre cas això suposaria que l'aigua s'infiltra principalment en el Sistema Litoral, circulant en profunditat a través dels sediments mioplíocens de la conca i ascendint pel pla de la falla del Vallès en la zona de La Garriga i Samalús. No obstant,

per a que això sigui possible és necessari que el nivell piezomètric sigui més elevat en la zona de recàrrega que en la de descàrrega. De les dades recollides per l'IGME (1984) es pot deduir l'evolució de la superfície piezomètrica en la fossa del Vallès. Els resultats indiquen una disminució progressiva del nivell en direcció NW-SE. Igualment, la part més meridional de la conca està drenada pel riu Mogent el qual té el nivell a 170 m s.n.m., és a dir 70m per sota del nivell piezomètric dels sondatges de Samalús. Aquests fets fan preveure una evolució del gradient hidràulic que és justament la contrària de la hipòtesis inicial.

b) Zona de recàrrega en el Massís del Montseny: En general, els materials metasedimentaris presenten una permeabilitat molt baixa comportant-se quasi com a impermeables. No obstant, l'existència d'esclatxes i fractures pot desenvolupar una porositat secundària que sense tenir valors elevats permet certa circulació d'aigua. Aquest és el cas del Massís del Montseny on la permeabilitat relativament baixa junt amb la gran pluviositat de la zona -de l'ordre de 1000 mm/any (IGME, 1984)- fa preveure que el nivell freàtic no deu estar excessivament per sota del nivell topogràfic ja que la descàrrega és molt lenta. Acceptant aquesta hipòtesis i analitzant el relleu topogràfic, es dedueix que la zona preferencial de recàrrega estaria situada en el Pla de la Calma a 1200 m d'alçada, junt amb la seva vessant meridional. El gradient hidràulic seria doncs suficientment elevat com per a propiciar una circulació profunda de l'aigua relativament activa.

Un cop delimitada la zona de recàrrega, és possible construir, com a hipòtesis, el següent model hidràulic: l'aigua que surgeix a La Garriga a 60°C s'infiltraria en el Montseny aproximadament en la zona del Pla de la Calma. Aquesta zona representa una superfície de 8-10 km² amb el que hi hauria suficient amb una recàrrega de l'1 ‰ per a obtenir cabals de l'ordre de 5-10 l/s (el cabal estimat en la surgència de La Garriga és de 2-3 l/s). No obstant, l'elevada temperatura de surgència implica que la barreja amb aigües fredes superficials és poc important, sent necessari algun tipus de mecanisme que impedeixi aquest procés de barreja. En el nostre cas seria precisament la làmina encavalcant granodiorítica, situada entre els metasediments paleozoics i el reompliment sedimentari miocè de la conca la que, actuant com a paret impermeable, tendria a desviar cap amunt les línies de flux superficial. Tanmateix, les línies de corrent més profundes no estarien afectades per aquest efecte degut a dos possibles motius: Una primera hipòtesis és que la làmina encavalcant no arribi a la base de la fossa, amb la qual cosa l'aigua més profunda circularia lliurement i ascendiria pel pla de falla. L'altra hipòtesis és que la làmina arribi a la base de la fossa però degut a la dissolució de la sílice sota l'efecte hidrotermal es desenvoluparia una porositat secundària que permetria la circulació de l'aigua. Aquesta ascendiria, degut a la diferència de nivells piezomètrics, pel pla de la falla que posa en contacte la làmina encavalcant granodiorítica amb el reompliment sedimentari de la conca a través d'una

zona cataclastitzada de 300 m de gruix (IGME, 1984) i amb una permeabilitat diferencial relativament elevada. L'aigua pujaria al llarg de gran part del pla de falla -encara que principalment per la zona de Samalús segons es depren de les termometries i anàlisis químiques practicades (IGME, 1984)- fins la cota de 245 m s.n.m. que és justament la cota del llit del riu Congost a La Garriga, la qual cosa fa suposar que aquest actuaria de drenatge de l'anomalia.

La figura 9.7 mostra esquemàticament el model hidràulic proposat. Aquest model és essencialment diferent del proposat per Trilla (1974) per a l'anomalia de Caldes de Montbui ja que en aquest últim es proposa el reompliment mio-pliocè de la conca com a zona preferencial de recàrrega.

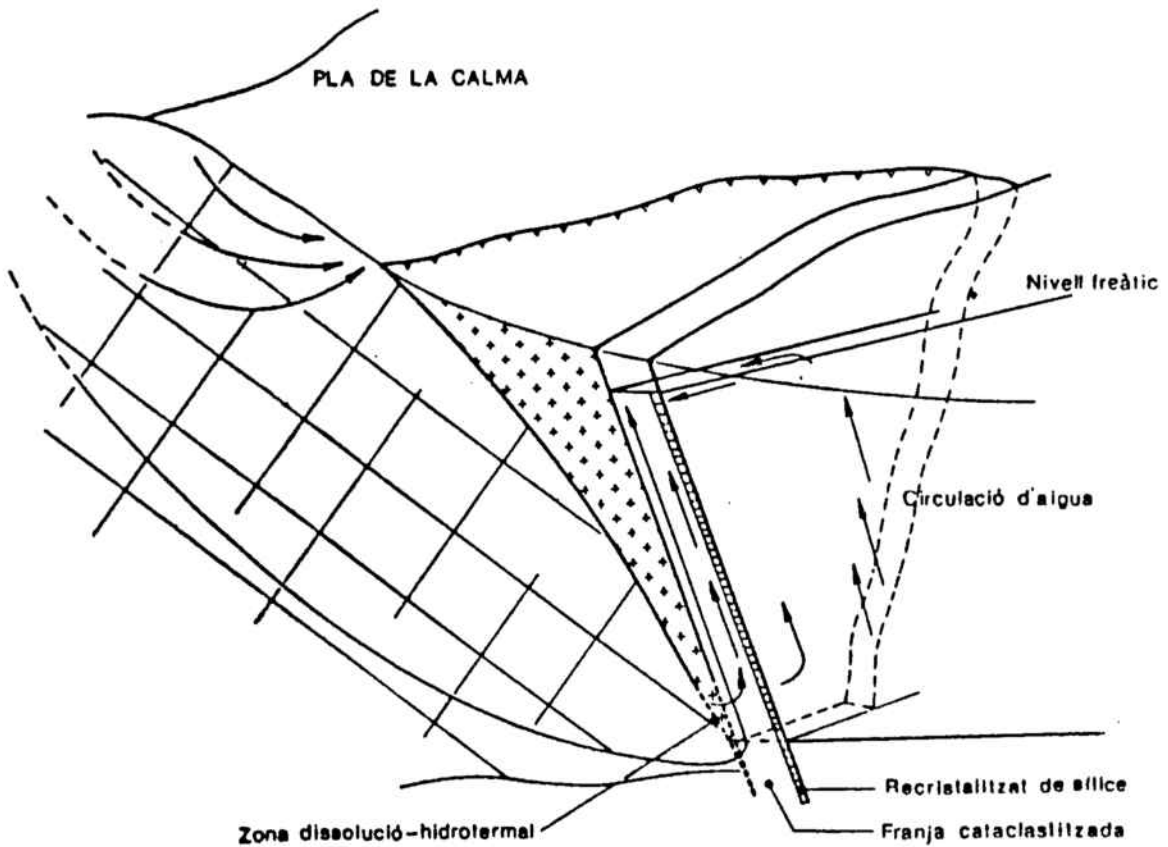


Fig. 9.7.- Esquema del model hidràulic proposat per a l'anomalia tèrmica de La Garriga - Samalús.

Així doncs, es suposa que l'aigua assoleix la seva temperatura més elevada (115-130°C) en el fons de la conca, aproximadament a 3000 m de fondària. La font de calor no seria altra que el gradient geotèrmic regional. Aquesta aigua ascendiria pel pla de falla refredant-se en funció de la seva velocitat d'ascensió. La geoterma resultant pot ser calculada a partir de l'equació (9.8). La figura 9.8 mostra la geoterma obtinguda teòricament i les obtingudes experimentalment. Per a la corba teòrica s'han pres els següents valors: T_0 : 50°C a $z = 135$ m; $T_r = 115$ °C; $\rho_f = 10^3$ kg m⁻³; $c_{pf} = 4185$ Jkg⁻¹K⁻¹; $v = 1.25 \cdot 10^{-9}$ m s⁻¹; $\lambda_m = 3.35$ Wm⁻¹K⁻¹. Les corbes experimentals corresponen als sondatges SA-1, SA-2 i SA-6 (IGME, 1984, 1986b). Les diferències observables entre el model teòric i les corbes experimentals són degudes, probablement, a variacions en la permeabilitat del medi i de la velocitat d'ascensió de l'aigua.

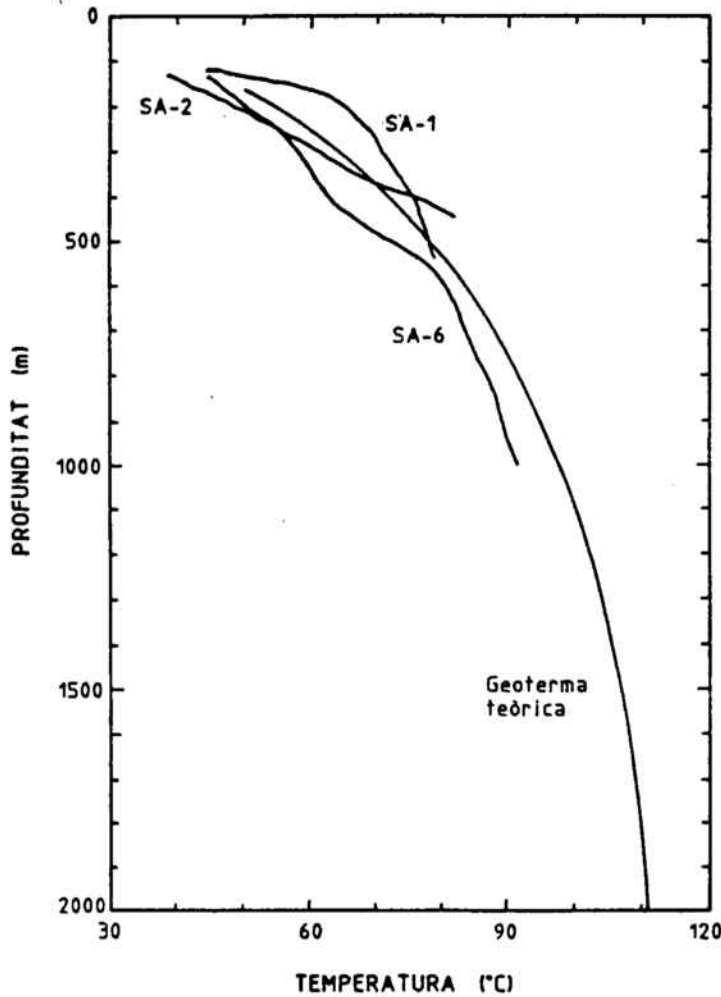


Fig. 9.8.- Geotermes obtingudes a partir de les dades de l'IGME (1984, 1986b) per als sondatges SA-1, SA-2 i SA-6 i geoterma teòrica calculada segons els paràmetres inclosos en el text.

IX.5 CONCLUSIONS

Les anomalies tèrmiques locals es caracteritzen per la seva gran intensitat, reduïda extensió i pel fet que la major part d'elles estan associades a accidents tectònics importants. Igualment, la manifestació més comuna d'aquestes anomalies és la presència de fonts termals.

Pel que fa als mecanismes generadors de les esmentades anomalies, el de convecció forçada és el més plausible ja que els altres (fricció tectònica, intrusió magmàtica i convecció lliure) són, per diferents raons, poc viables. En aquest sentit, la convecció forçada necessita de determinades condicions per a generar una anomalia tèrmica. En primer lloc, la circulació d'aigua ha de ser profunda i alhora lenta en el seu trajecte descendent per a assolir la temperatura de la roca. A més, es necessària l'existència d'un conducte ascendent amb permeabilitat diferencial elevada que permeti l'ascens de l'aigua sense que aquesta es refredi excessivament. Per últim, en el trajecte ascendent ha d'existir un mecanisme que eviti la barreja amb aigües fredes més superficials. Aquestes condicions són proporcionades únicament per determinades estructures geològiques on és imprescindible la presència de falles profundes.

En l'anàlisi que s'ha realitzat vers l'anomalia tèrmica de La Garriga-Samalús s'ha proposat un circuit convectiu que afecta tan sols el horst, sense involucrar la presència de la conca sedimentària. Aquest fet possibilita que el model proposat sigui aplicable, no solament a estructures distensives, sinó també a les compressives, amb la qual cosa les anomalies tèrmiques localitzades als Pirineus podrien respondre al mateix tipus de mecanisme.

CAPÍTOL X

CONCLUSIONS GENERALS

X. CONCLUSIONS GENERALS

Aquest darrer capítol està íegrament dedicat a destacar les conclusions més importants que es poden extreure d'aquest treball, així com, a donar algunes directrius generals referents a la seva continuïtat en àrees més específiques.

Gran part de les conclusions ja han estat exposades parcialment al final de cada capítol; no obstant, globalment poden ser agrupades en aquelles que fan referència a l'aspecte d'adquisició de dades i la seva cartografia i les que fan referència a la interpretació.

X.1 ADQUISICIÓ DE DADES I CARTOGRAFIA

De les dades termomètriques utilitzades s'observa que, tant els pous d'abastament d'aigua com els sondatges petrolers, estan fortament afectats per fenòmens de circulació profunda d'aigua. A més, els sondatges petrolers presenten una distribució geogràfica molt específica i una manca de precisió considerable en l'adquisició de dades termomètriques. Per tant, el fet de disposar de mesures tèrmiques a sondatges petrolers no representa cap garantia quan a la determinació del gradient tèrmic mig conductiu, sent necessària la utilització complementària de mesures a pous d'abastament d'aigua.

En l'aplicació de la correcció topogràfica i en l'àmbit de Catalunya, és suficient avaluar les variacions topogràfiques en un radi màxim de 6 km. Excepte en casos extrems, aquesta correcció no depassa els 4 mK m^{-1} . La correcció paleoclimàtica representa un increment mig del gradient de 2 a 5 mK m^{-1} en funció de la fondària del pou. La superposició d'ambdues correccions suposa un increment de 1 a 4 mK m^{-1} .

Degut a la gran variabilitat espacial que, en general, presenten les dades, cal extremar les precaucions a l'hora de dibuixar les isolínies de gradient. En particular, és indispensable tenir present l'estructura geològica i la distribució dels punts de mesura en la interpretació de les dades.

X.2 INTERPRETACIÓ GEOTÈRMICA

La interpretació de les dades s'ha realitzat a tres nivells d'acord amb els diferents processos geodinàmics que afecten al règim tèrmic: Interpretació litosfèrica, anomalies tèrmiques regionals i anomalies tèrmiques locals.

X.2.1 Interpretació litosfèrica.

Amb un model cortical ben definit, és possible parametritzar la influència de les variables que intervenen en el règim tèrmic litosfèric (producció de calor, conductivitat tèrmica i gruix litosfèric), i avaluar el flux de calor conductiu superficial.

D'aquestes variables, les més importants són la producció radiogènica de calor a l'escorça superior i, en zones especialment primes -zones de rifting-, el gruix litosfèric.

L'anàlisi paramètrica realitzada mostra que no és possible assignar una producció de calor constant i igual al llarg de tot el perfil a l'escorça superior, ja que en aquest cas, el flux de calor superficial esdevindria massa gran als Pirineus o, per contra, el seu increment en direcció NW-SE seria massa suau.

Del model litosfèric presentat, es dedueix un augment del flux de calor superficial quasi lineal entre els Pirineus i el Solc de València amb valors de 64 mWm^{-2} i 90 mWm^{-2} respectivament. Aquesta evolució concorda qualitativament amb l'observada al mapa de gradients geotèrmics.

D'altra part, en les zones on la litosfera presenta un aprimament important, el flux de calor residual augmenta de forma considerable. Aquest increment en l'aportació de calor astenosfèrica implica que aquestes zones aprimades restin definides com a províncies tèrmiques específiques. A més, en aquests casos, no es compleix la relació empírica $q_r = 0.6 q_0$.

Pel que fa a la producció radiogènica de calor i la seva relació amb el flux de calor superficial, cal fer una revisió conceptual vers els models utilitzats actualment i la seva significació geofísica.

X.2.2 Anomalies tèrmiques regionals

Les anomalies tèrmiques regionals són interpretades en termes de convecció forçada d'aigua subterrània a través d'estructures permeables de gran extensió. La pertorbació tèrmica produïda és funció de la geometria de la zona, evolució del gradient piezomètric, estructura geològica, i permeabilitat dels diferents materials.

En particular, l'anomalia localitzada als dominis central i meridional de les Serres i Depressions Costaneres i la seva plataforma continental, és modelada suposant circulació profunda d'aigua a través de les sèries mesozoiques. El context geodinàmic particular en el qual s'incriu aquesta anomalia fa que sigui necessari extreure les precaucions a l'hora d'interpretar l'existència de gradients tèrmics elevats en zones de rift com a conseqüència, únicament, de l'aprimament litosfèric.

Igualment, de l'anàlisi efectuada a l'anomalia tèrmica de la Depressió d'Osona es desprèn que, en aquest cas, aquesta no respon a un mecanisme convectiu a través d'un medi homogeni que afecta tota la depressió sinó que, es comporta, degut a la seva complexitat estructural, com un conjunt d'anomalies tèrmiques locals.

X.2.3 Anomalies tèrmiques locals

L'únic mecanisme capaç d'explicar les anomalies tèrmiques de gran intensitat en zones no actives volcànicament, és la convecció profunda d'aigua. A diferència de les anomalies regionals, en aquest cas és necessari que el trajecte ascendent compleixi

certs requeriments, de tal manera que l'aigua pugui ascendir ràpidament i no es barregi amb aigües fredes més superficials, sent imprescindible la presència de falles profundes.

Aquest esquema és aplicable a estructures distensives i compressives de tal manera que, tant les anomalies associades a les fosses distensives de les Serres i Depressions Costaneres com les localitzades als Pirineus, respondrien bàsicament al mateix mecanisme.

En general doncs, de la gran dispersió espacial que presenten les dades de gradient geotèrmic, es dedueix que el règim tèrmic a Catalunya està fortament influenciat per pertorbacions superficials produïdes, fonamentalment, per processos de circulació d'aigua subterrània.

La dificultat de sostreure aquests efectes superficials del component conductiu del camp tèrmic, fa que sigui sumament difícil abordar la interpretació de fenòmens geodinàmics profunds en àrees de petita extensió i gran complexitat com és el cas de Catalunya. De fet, l'única tècnica aplicable, amb certes garanties, és el filtratge d'alta freqüència, per a la qual cosa és necessari disposar d'un major nombre de dades.

X.3 PERSPECTIVES

És evident, que aquest treball, lluny de representar un estudi acabat sobre el comportament del règim tèrmic a Catalunya suposa, tant des del punt de vista de cartografia geofísica com d'interpretació, una primera aproximació. Així doncs, a part de la necessitat de continuar amb l'adquisició de dades, cal incidir i aprofundir en certs aspectes d'especial importància:

- **Producció radiogènica de calor:** com s'ha dit anteriorment, és necessària una revisió conceptual dels models utilitzats actualment i disposar de mesures d'aquest paràmetre en les principals unitats geològiques.

- **Conductivitat tèrmica:** de fet, el paràmetre ideal que dóna compte dels processos tèrmics a la litosfera, és el flux de calor. La seva determinació involucra el coneixement de la conductivitat tèrmica del medi. Com en el cas anterior, és necessari la realització de mesures de conductivitat de les principals litologies.
- **Termotectònica:** la interpretació tèrmica dels diferents processos geodinàmics necessita la connexió de les equacions de transport de calor i deformació mecànica. Aquesta és una àrea d'investigació que tot just s'està iniciant i en la qual caldria incidir.
- **Hidrogeologia:** una de les àrees d'aplicació més clara de les anàlisis termomètriques és la hidrogeologia, ja que la temperatura, es mostra com un bon traçador hidrogeològic. En aquest sentit, els seguiments temporals de l'evolució tèrmica poden ser de gran utilitat en la interpretació del comportament hidràulic dels sistemes aquífers.
- **Tècniques d'interpretació:** en aquest treball s'ha emprat la modelització en elements finits i règim estacionari com a tècnica d'interpretació. No obstant, gran part dels fenòmens geodinàmics necessiten un tractament en règim transitori, canvis de fase, equacions de deformació, etc., aspectes que cal incloure en els models numèrics.

REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES

REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES

ALBERT BELTRAN, J.F. (1976). Etude geothermique preliminaire du NE Espagnol. Proc. Geothermal Energy, Athens 1, 17-28.

ALBERT BELTRAN, J.F. (1979a). Heat flow and temperature gradient data from Spain. In : Terrestrial heat flow in Europe. Ed.: Cermák & Rybach. Springer-Verlag, Berlin, 261-266.

ALBERT BELTRAN, J.F. (1979b). El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical. Bol. Geol. y Min., XC-I, 36-38.

ALBERT BELTRAN, J.F., COROMINAS, J. i PARIS, C. (1979). El estudio hidrogeológico de los manantiales y su aplicación geológica: caso de las aguas termales, carbónicas y sulfídricas de Cataluña. Acta Geol. Hisp., 14, 391-394.

ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. i SOLÉ SUGRAÑÈS, LL. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. Acta Geol. Hisp., 14, 242-270.

BALLING, N., HAENEL, R., UNGEMACH, P., VASSEUR, G. i WHEILDON, J. (1981a). Preliminary guidelines for heat flow density determination. CEC, EUR 7630 EN, 32 pp.

BALLING, N., KRISTIANSEN, J.I., BREINER, N., POULSEN, K.D., RASMUSSEN, R. i SAVOX, S. (1981b). Geothermal measurements and subsurface temperature modelling in Denmark. Department of Geology. Aarhus University. Denmark. 172pp.

BANDA, E. (1988). Crustal parameters in the Iberian Peninsula. Phys. Earth Planet. Inter., 51, 222-225.

BANDA, E., ANSORGE, J., BOLOIX, M. i CORDOBA, D. (1980). Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). Earth Planet. Sci. Lett., 49, 219-230.

- BECK, A.E. (1977). Climatically perturbed temperature gradients and their effects on regional and continental heat flow means. *Tectonophysics*, 41, 17-39.
- BIRCH, F. (1950). Flow of heat in the Front Range, Colorado. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 61, 567-630.
- BIRCH, F., ROY, R.F. i DECKER, E.R. (1968). Heat flow and thermal history in New York and New England. In: *Studies of Appalachian geology: Northern and maritime* (Zen, E., White, W.S., Haadley, J.B. and Thompson, J.B., Jr., eds). Interscience, New York, 437-451.
- BLACKWELL, D.D., STEELE, J.L. i BROTT, C.A. (1980). The terrain effect on terrestrial heat flow. *J. Geophys. Res.*, 85, 4757-4772.
- BULLARD, E.C. (1938). The disturbance of the temperature gradient in the earth's crust by inequalities of height. *Mont. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Sup.*, 4, 360- 362.
- BULLARD, E.C. (1947). The time necessary for a bore hole to attain temperature equilibrium. *Mont. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Sup.*, 5, 127-130.
- BUNTEBARTH, G. (1984). *Geothermics*. Springer-Verlag, Berlin, 144pp.
- CAMPO, G., PARDO, J. i GAZQUEZ, A. (1986). Resum de les observacions corresponents a l'any 1979. *Butlletí de l'Observatori Fabra. Seccions meteorològica i sísmica*. Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, X, 68, 131-202.
- CARDOTT, B.J. i LAMBERT, M. W. (1985). Thermal maturation by vitrinite reflectance of Woodford shale, Anadarko Basin, Oklahoma. *AAPG Bulletin*, 69, 1982-1998.
- CARSLAW, H.S. i JAEGER, J.C. (1959). *Conductions of heat in solids*. Oxford University Press, 2a. ed., New York, 510 pp.
- CASAS, A., TORNÉ, M. i BANDA, E. (1987). Mapa gravimètric de Catalunya 1:500.000. *Servei Geològic de Catalunya*. ICC, 135pp.
- CERMAK, V. (1971). Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millenium. *Paleograph. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 10, 1-19.
- CERMAK, V. i BODRI, L. (1986). Two-dimensional temperature modelling along five east-european geotraverses. *Journal of Geodynamics*, 5, 133-163.
- CHAPMAN, D.S., POLLACK, H.N. i CERMAK, V. (1979). Global heat flow with special reference to the region of Europe. In : *Terrestrial heat flow in Europe*. Ed.: Cermák & Rybach. Springer-Verlag, Berlin, 41-48.

- DOMENICO, P.A. i PALCIAUSKAS, V.V. (1973). Theoretical analysis of forced convection heat transfer in regional groundwater flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3803-3814.
- DONALDSON, I.G. (1962). Temperature gradients in the upper layers of the Earth's crust due to convective water flows. *J. Geophys. Res.*, 67, 3449-3459.
- DOWDLE, W.L. i COBB, W.M. (1975). Static formation temperature from well logs- An empirical method. *J. Pet. Tech.*, 1326-1330.
- DRURY, M.J. (1984). On a possible source of error in extracting equilibrium formation temperatures from borehole BHT data. *Geothermics*, 13, 3, 175-180.
- DRURY, M.J. i JESSOP, A.M. (1982). The effect of a fluid-filled fracture on the temperature profile in a borehole. *Geothermics*, II, 3, 145-152.
- DRURY, M.J. i JESSOP, A.M. (1983). The estimation of rock thermal conductivity from mineral content - an assessment of techniques. *Zbl. Geol. Paläont. I, Stuttgart*, 35-48.
- DRURY, M.J., JESSOP, A.M. i LEWIS, T.J. (1984). The detection of groundwater flow by precise temperature measurements in boreholes. *Geothermics*, XIII, 3, 163-174.
- ECORS PYRENEES TEAM. (1988). The Ecors deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331, 508-511.
- FANELLI, M., LODDO, M., MONGELLI, F. i SQUARCI, P. (1974). Terrestrial heat flow measurements near Rosignano Solvay (Tuscany), Italy. *Geothermics*, 3, 2, 65-73.
- FERNÁNDEZ, M. i BANDA, E. (1988). Aproximación a la anomalía geotérmica de La Garriga - Samalús (Vallès - Penedès). *Acta Geol. Hisp.*, 23, 1, 1-20.
- FERNÁNDEZ, M., TORNÉ, M. i ZEYEN, H. (1988). Modelo térmico de la litosfera a través de los Pirineos y del Golfo de Valencia, *Proc. II Cong. Soc. Geol. de España, Granada*, 2, 219-222.
- FOUNTAIN, D.M., FURLONG, K.P. i SALISBURY, M.H. (1987). A heat production model of a shield area and its implications for the heat flow - heat production relationship. *Geophys. Res. Letters.*, 14, 3, 283-286.
- FOURNIER, R.O. (1981). Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In : *Geothermal Systems: Principles and case histories*. Ed.: Rybach & Muffler. Wiley & Sons, New York, 109-143.

FURLONG, K.P. i CHAPMAN, D.S. (1987). Crustal heterogeneities and the thermal structure of the continental crust. *Geophys. Res. Letters.*, 14, 3, 314-317.

GALLART, J. OLIVERA, C. i CORREIG, A. (1984). Aproximación geofísica a la zona volcánica de Olot (Girona). Estudio local de sismicidad. *Rev. de Geofísica*, 40, 205-226.

GOBERT, B., HIRN, A. i STEINMETZ, L. (1972). Shots of profile II, recorded on land, north of the Pyrenees. *Bul. Centre Rech. Pau-SNPA*, 6, 2, 433-444.

HAEBERLI, W., RELLSTAB, W. i HARRISON, W.D. (1984). Geothermal effects of 18 ka BP ice conditions in the Swiss Plateau. *Annals of Glaciology*, 5, 56-60.

HAENEL, R., LEGRAND, R., BALLING, N., SAVOX, X., BRAM, K., GABLE, R., MEUNIER, J., FANELLI, M., ROSSI, A., SALOMONE, M., TAFFI, L., PRINS, S., BURLEY, A.J., EDMUNDS, W.M., OXBURGH, E.R., RICHARDSON, S.W. i WHEILDON, J. (1980). Atlas of subsurface temperatures in the European Community. CEC, EUR 6578 EN, 36pp.

HARDER, V. i MORGAN, P. (1981). A groundwater model for Rio Grande Rift geothermal resources. *The Compass of Sigma Gamma Epsilon*, 58, 69-76.

HINZ, K. (1972). Results of seismic refraction investigations (Project Anna) in the western Mediterranean sea, south and north of the island of Mallorca. *Bull. centre Rech. Pau-SNPA*, 6, 2, 405-426.

HINZ, K. (1973). Crustal structure of the Balearic sea. In: S. Mueller Ed., *The structure of the earth's crust, based on Seismic Data. Tectonophysics*, 20, 1-4, 295-302

HUESTIS, S.P. (1984). The inverse problem for heat flow data in the presence of thermal conductivity variations. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 78, 119-137.

HUTCHISON, I., VON HERZEN, R.P., LOUDEN, K.E., SCLATER, J.G. i JEMSEK, J. (1985). Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian Basins, Western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 90, 685-701.

I.G.M.E. (1981). Mapa gravimétrico de Mallorca 1:100.000. Madrid, 11pp.

I.G.M.E. (1983). Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja nº 332. Madrid, 45 pp.

I.G.M.E. (1984). Proyecto de investigación geotérmica en el Vallès mediante sondeos de reconocimiento y síntesis hidrogeotérmica. Madrid, 130pp.

I.G.M.E. (1986a). Síntesis de datos termométricos a nivel nacional. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 201 pp.

- I.G.M.E. (1986b). Proyecto de seguimiento geológico del sondeo de reconocimiento geotérmico Samalús-6 (1000 m) (Vallés - Barcelona). Madrid, 36 pp.
- I.G.M.E. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 465 pp. i 17 mapes.
- JAEGER, J.C. (1965). Application of the theory of heat conduction to geothermal measurement. *Terrestrial Heat Flow. Geophys. Mon. Ser.*, 8, 7-23.
- JAEGER, J.C. i COOK, N.G.W. (1979). *Fundamentals of rocks mechanics*. Ed.: Chapman & Hall, London, 593pp.
- JAEGER, J.C. i SASS, J.H. (1963). Lees topographic correction in heat flow and the geothermal flux in Tasmania. *Geophys. Pur. Appl.*, 54, 53-63.
- JEFFREYS, H. (1938). The disturbance of the temperature gradient in the earth's crust by inequalities of height. *Mont. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Sup.*, 4, 309-312.
- JONES, F.W. i OXBURGH, E.R. (1979). Two-dimensional thermal conductivity anomalies and vertical heat flow variations. In : *Terrestrial heat flow in Europe*. Ed.: Cermák & Rybach. Springer-Verlag Berlin, 98-106.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. i CONDE, L. (1972). I.G.M.E. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1000000, mem. explica., 133 pp.
- KUCHLING, H. (1972). *Physik, Formeln und Gesetze Buch-und Zeit-Verlagsgesellschaft, Köln*, 399pp.
- LACHENBRUCH, A.H. (1957). Thermal effects of the ocean on permafrost. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68, 1515-1530.
- LACHENBRUCH, A.H. (1970). Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat flow relation. *J. Geophys. Res.*, 75, 3291-3300.
- LACHENBRUCH, A.H. i SASS, J.H. (1980). Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. *J. Geophys. Res.*, 85, 6185-6222.
- LEBLANC, Y., PASCOE, L.J. i JONES, F.W. (1981). The temperature stabilization of a borehole. *Geophysics*, 46, 9, 1301-1303.
- LEES, C.H. (1910). On the shapes of the isogeotherms under mountain ranges in radioactive districts. *Proc. Roy. Soc. London, A*, 83, 339-346.

- LODDO, M. i MONGELLI, F. (1979). Effect of sea level changes on the geotemperatures in Mediterranean regions. Part I: theory. *Rivista Italiana di Geofisica*, 5, 53-56.
- MANSURE, A.J. i REITER, M. (1979). A vertical groundwater movement correction for heat flow. *J. Geophys. Res.*, 84, 3490-3496.
- MARILLIER, F. i MUELLER, ST. (1985). The western Mediterranean region as an upper-mantle transition zone between two lithospheric plates. *Tectonophysics*, 118, 113-130.
- MORELLI, C., PISANI, M. i GANTAR, C. (1975). Geophysical anomalies and tectonics in the western Mediterranean. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, XVIII, 67, 211-249.
- MORGAN, P. (1984). The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. *Physics and Chemistry of the Earth*, 15, 107-193.
- MORGAN, P., SAWKA, W.N. i FURLONG, K.P. (1987). Introduction: background and implications of the linear heat flow-heat production relationship. *Geophys. Res. Letters*, 14, 3, 248-251.
- MUELLER, S. (1982). Geodynamic aspects of the Mediterranean-Alpine region. *Rev. de Geofísica*, 38, 103-111.
- MUFFLER, L.J.P. (1981). Geothermal resource assessment. In : *Geothermal systems: principles and case histories*. Ed. : Rybach & Muffler. Wiley & Sons, New York, 181-198.
- MUÑOZ, J.A. (1988). An introduction to the structure of the southeastern Pyrenees. The Ter-Fresser cross-section. *Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics*. Barcelona. 85pp.
- NIELSEN, S.B. (1987). Steady state heat flow in a random medium and the linear heat flow-heat production relationship. *Geophys. Res. Letters*, 14, 3, 318-321.
- PARIS, C. i ALBERT BELTRAN, J.F. (1976). Sobre la génesis de las aguas carbónicas de la Provincia de Gerona. *Acta Geol. Hisp.*, XI, 5, 124-128.
- POLLACK, H.N. i CHAPMAN, D.S. (1977). On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- PRICE, N.J. (1966). *Fault and joint development in brittle and semibrittle rock*. Pergamon Press, 176pp.
- QUINN, A. (1985). *Temperature*, Addison-Wesley ed., Massachusetts, 437 pp.

- RAMBERG, I.B. i MORGAN, P. (1984). Physical characteristics and evolutionary trends of continental rifts. *Tectonics*, 7, 165-216.
- RATCLIFFE, E.H. (1960). The thermal conductivities of ocean sediments. *J. Geophys. Res.*, 65, 1535-1541.
- ROY, R.F., BLACKWELL, D.D. i DECKER, E.R. (1972). Continental heat flow. In: *The nature of the solid earth* (Robertson, E.C., ed) McGraw-Hill, New York, 506-543.
- RYBACH, L. i BUNTEBARTH, G. (1984). The variation of heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 103, 335-344.
- SCHATZ, J. i SIMMONS, G. (1972). Thermal conductivity of earth materials at high temperatures. *J. Geophys. Res.*, 77, 6966-6983.
- SCHOEPEL, R.J. i GILARRANZ, S. (1966). Use of well log temperatures to evaluate regional geothermal gradients. *J. Pet. Tech.*, 667-673.
- SCLATER, J.G., JAUPART, C. i GALSON, D. (1980). The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 1, 269-311.
- SCRIBA, H., PARINI, M. i WERNER, D. (1982). Relations between geothermal anomalies, deep groundwater flow and salinity distribution. In: *Geothermics and Geothermal Energy*. Ed.: V. Cermák & R. Haenel, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1297-202.
- S.G.C. (1984). *Recursos hídrics subterranis de la Vessant Catalana de l'Ebre*, Servei Geològic de Catalunya, 300 pp.
- SHEN, P.Y. i BECK, A.E. (1986). Stabilization of bottom hole temperature with finite circulation time and fluid flow. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 86, 63-90.
- SMITH, L. i CHAPMAN, D.S. (1983). On the thermal effects of groundwater flow. 1. Regional scale systems. *J. Geophys. Res.*, 88, 593-608.
- STEGENA, L., HORVATH, F., SCLATER, J.G. i ROYDEN, L. (1981). Determination of paleotemperature by vitrinite reflectance data. *Earth Evolution Sciences*, 3-4.
- SWANBERG, C.A. (1983). Geothermal resources of rifts: A comparison of the Rio Grande Rift and Salton Trough. *Tectonophysics*, 94, 659-678.

- TORNÉ, M. (1988). Cartografia i interpretació gravimètrica de Catalunya. Universitat de Barcelona. Tesis doctoral, 176 pp.
- TORNÉ, M., DE CABISOLE, B., BAYER, R., CASAS, A., DAIGNIERES, M. i RIBERO, A. (1988). Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics* (en premsa).
- TOTH, I. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins, *J. Geophys. Res.*, 67, 4795-4812.
- TRILLA, J. (1974). Sobre el origen de las aguas termales de Caldes de Montbui. *Acta Geol. Hisp.*, 9, 4, 144-148.
- TURCOTTE, D.L., TAG, P.H. i COOPER, R.F. (1980). A steady model for the distribution of stress and temperature at the San Andreas fault. *J. Geophys. Res.*, 85, 6224-6230.
- TURCOTTE, D.L. i SCHUBERT, G. (1982). *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems.* John Wiley Sons Ed, New York, 450pp.
- TURCOTTE, D.L. i EMERMAN, S.H. (1983). Mechanisms of active and passive rifting. *Tectonophysics.*, 94, 39-50.
- UNGEMACH, P. (1982). From exploration to production, the geothermal case an insight to the first R&D programme in the European Community. In: *Geothermics and Geothermal Energy.* Ed.: V. Cermák & R. Haenel, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 219-240.
- VASSEUR, G. (1982). Synthèse des résultats de flux géothermique en France. *Ann. Geophys.*, 38, 2, 189-201.
- VASSEUR, G. i LUCAZEAU, F. (1983). Bounds on paleotemperatures and paleoclimatic corrections. *Zbl. Geol. Palaont.*, I, 17-24.
- VASSEUR, G. i SINGH, R.N. (1986). Effects of random horizontal variations in radiogenic heat source distribution on its relationship with heat flow. *J. Geophys. Res.*, 91, 10397-10404.
- VEGAS, R., FONTBOTÉ, J.M. i BANDA, E. (1980). Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian Peninsula. In: *Evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas.* Proc. EGS Symp.- Inst. Geogr. Nac., Madrid, Spec. Publ., 201, 109-128.
- VILAPLANA, J.M. (1983). Quaternary glacial geology of Alta Ribagorça Basin (central southern Pyrenees). *Acta Geol. Hisp.*, 18, 3/4, 217-233.

WILSON, N.P. (1986). Thermal studies in sedimentary basins. Ph. D. Thesis Cambridge, 152pp.

WOILLARD, G.M. i MOOK, W.G. (1982). Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies. *Science*, 215, 159-161.

WOLLENBERG, H.A. i SMITH, A.R. (1987). Radiogenic heat production of crustal rocks: an assessment based on geochemical data. *Geophys. Res. Letters*, 14, 3, 295-298.

ZEYEN, H.J. (1988). Reconocimiento aeromagnético de Cataluña. Estudio de las anomalías magnéticas y correlación con las características geológicas. Universidad de Barcelona. Tesis doctoral, 169 pp.

ZEYEN, H.J. i BANDA, E. (1988). Cartografía geofísica en Cataluña. I: El mapa aeromagnético. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1, (1-2), 73-79.

ANNEXES

ANNEX I: Relació de pous d'abastament d'aigua: REF (Referència), X-Y (Coordenades U.T.M.), PROF (Profunditat del pou en metres), NIV (Nivell piezomètric s.n.m. en metres), NL (Nombre de lectures efectuades), GM (gradient mesurat en mKm^{-1}), GT (Gradient corregit per efecte topogràfic en mKm^{-1}), GCL (Gradient corregit per efecte paleoclimàtic en mKm^{-1}), GCOR (gradient corregit per ambdòs efectes en mKm^{-1}).

REF	X	Y	PROF	NIV	NL	GM	GT	GCL	GCOR
ALE0011	488950	4693850	100	135	7	13	13	18	18
ALE0021	483000	4678850	138	270	6	20	21	24	25
ALE0031	486650	4676200	114	145	9	37	37	42	43
ALP0011	403500	4583225	430	380	13	17	17	19	19
ALP0021	398225	4578475	410	365	9	17	18	19	21
BCP0011	322450	4537500	60	13	25	1	-5	2	-3
BCP0021	322000	4538050	145	97	20	12	11	16	15
BCP0031	322600	4538675	130	34	28	10	7	15	12
BCP0041	321100	4537525	160	120	20	14	13	17	16
BEB0011	284750	4521800	165	105	7	2	2	5	5
BEB0021	283100	4514850	190	160	5	5	5	5	5
BPD0011	373400	4569400	270	140	18	3	2	5	4
MTS0071	271075	4504950	210	480	4	-8	-8	-6	-7
NGR0011	310575	4643925	135	620	8	12	9	16	14
NGR0041	338925	4644050	110	440	8	0	-3	5	2
OSN0011	439450	4634800	108	558	8	45	43	50	48
OSN0021	439300	4635225	125	565	10	115	114	120	119
OSN0031	439375	4635250	195	582	17	85	86	89	90
OSN0041	439350	4634950	123	560	10	65	62	70	67
OSN0051	437950	4639600	215	498	19	32	31	35	35
PRT0011	317625	4554625	135	305	11	38	34	42	39
SGR0011	357475	4615625	135	560	5	34	34	37	37
SGR0031	354475	4609550	97	580	5	29	29	34	34
SGR0041	354700	4609375	80	570	4	24	24	33	33
SGR0051	354900	4610050	63	547	6	40	36	43	39
SGR0061	353875	4622050	125	420	10	36	36	41	41
SGR0071	356700	4632750	103	500	6	19	21	24	26

REF	X	Y	PROF	NIV	NL	GM	GT	GCL	GCOR
TRA0011	272375	4533500	138	495	11	28	26	32	31
TRA0021	274625	4535550	75	440	5	11	11	16	16
TRA0031	287675	4546400	294	355	18	19	18	21	19
TRA0091	283900	4542925	142	200	11	20	12	24	17
TRA0151	279200	4556125	68	320	5	24	20	27	24
VOC0011	431350	4609900	276	242	24	48	48	51	50
VOR0011	443600	4615250	558	335	38	83	82	85	84
VOR0012	443600	4615250	558	335	36	85	85	87	86
VOR0021	443800	4615700	476	370	26	128	127	130	129
BEB0031	285500	4526375	130	115	4	-7	-7	-3	-3
BEB0041	283800	4521050	262	125	16	5	4	6	6
BEB0051	282125	4515750	236	165	12	4	3	6	5
MTS0081	279075	4512800	340	270	22	9	8	10	9
MTS0091	280000	4511000	415	255	26	12	12	13	13
MTS0101	280800	4500900	176	173	4	1	1	3	3
MTS0111	280225	4496275	370	175	22	2	2	3	3
MTS0121	285050	4509350	183	135	7	5	5	7	7
OSN0061	436650	4627250	78	445	5	58	52	63	57
OSN0071	435250	4628000	102	520	9	4	31	39	36
OSN0081	439450	4642750	101	470	9	43	43	48	47
OSN0091	439450	4643100	142	475	13	50	50	55	55
OSN0101	447400	4656800	160	845	10	18	22	22	26
OSN0111	441050	4653750	260	575	23	25	27	28	30
OSN0121	440750	4649725	70	440	5	31	30	35	34
VOR0031	437100	4615550	206	470	16	18	19	21	22
OSN0131	434100	4632425	157	664	14	37	34	42	39
OSN0141	433750	4632450	230	680	12	39	37	41	38
OSN0151	442000	4639850	187	550	17	52	52	56	56
OSN0161	443250	4641350	123	575	10	6	6	11	11
OSN0171	443175	4641950	141	560	12	32	32	37	36
OSN0181	440150	4641200	103	495	9	40	40	45	45

REF	X	Y	PROF	NIV	NL	GM	GT	GCL	GCOR
OSN0022	439300	4635225	129	565	11	103	103	108	108
OSN0032	439375	4635250	190	582	16	93	94	97	98
OSN0042	439350	4634950	122	550	11	65	62	69	67
OSN0201	435950	4627950	285	460	19	64	61	66	63
OSN0211	435700	4640000	62	510	5	25	24	28	26
OSN0221	434800	4639850	64	570	5	21	21	24	23
OSN0231	431100	4641700	86	660	4	43	41	49	47
OSN0241	440450	4632250	97	670	8	19	18	23	23
OSN0251	443500	4644650	124	535	6	16	17	21	22
OSN0261	436800	4630550	82	570	7	27	26	31	30
OSN0271	446150	4647650	127	490	4	24	20	28	24
OSN0281	445300	4655500	200	700	10	25	26	28	28
OSN0291	442450	4649300	139	440	12	34	33	39	37
OSN0301	443000	4648950	82	450	5	22	22	28	27
OSN0311	431550	4644650	85	715	6	35	34	39	39
OSN0321	442200	4651350	80	475	6	18	17	22	21
PJS0011	342100	4669250	132	810	12	-10	-17	-5	-12
NGR0051	315550	4651350	143	580	10	0	-5	4	0
VOR0041	441600	4610500	95	205	8	25	23	29	27
OSN0331	429700	4644850	102	675	9	52	49	57	54
OSN0341	429800	4645050	95	710	4	37	37	42	43
GRG0031	309150	4585250	180	415	16	35	31	39	36
GRG0041	287725	4580700	255	330	10	18	18	19	19
GRG0051	311925	4591225	120	320	11	34	31	39	35
GRG0061	315300	4580800	84	620	7	30	29	34	33
GRG0071	328050	4583100	145	630	10	30	29	34	34
URG0011	345675	4612800	98	380	8	35	35	39	40
URG0021	334575	4603750	210	355	18	30	30	34	34
URG0031	337050	4602850	155	380	12	26	25	31	30
OSN0351	439300	4642300	435	479	42	48	48	50	50
SGR0081	359900	4642350	220	610	5	25	26	26	27

REF	X	Y	PROF	NIV	NL	GM	GT	GCL	GCOR
BRD0011	403875	4661775	121	740	10	31	28	36	33
BRD0021	410350	4652100	127	580	4	27	28	31	32
BRD0031	413400	4655100	79	690	4	33	36	39	42
BGS0011	406425	4635225	99	320	7	33	30	38	35
BGS0021	425300	4629300	251	690	16	10	9	12	11
OSN0361	426700	4654900	114	720	10	32	28	36	33
OSN0371	418450	4652800	78	670	6	31	31	35	35
MTS0131	275850	4499300	775	252	56	3	3	5	5
SLS0011	381700	4641700	75	690	5	38	41	42	46
SLS0021	383300	4631900	90	520	6	41	35	46	40
SLS0031	384150	4632250	95	540	7	40	37	45	42
ANA0011	381450	4617250	92	720	7	44	45	49	49
ANA0021	381300	4623650	100	600	7	25	23	30	28
BGS0031	388800	4622900	260	560	23	31	32	34	35
BGS0041	398550	4615900	200	270	18	6	3	10	7
BGS0051	390650	4612800	68	720	5	12	18	17	22
SGR0101	368450	4612250	245	760	10	46	47	48	49
SLV0011	478050	4626600	148	80	15	38	38	42	42
SLV0021	478100	4626650	146	80	15	36	35	40	39
ALP0031	388700	4591400	173	340	8	31	31	34	34
ALP0041	383400	4588200	72	475	6	29	27	32	30
MRM0011	451900	4597700	122	17	10	33	32	38	37
MRM0021	447500	4594350	100	16	9	47	47	51	51
MRM0031	455050	4599500	83	15	7	38	38	42	42
ALE0051	486250	4691150	145	180	8	32	30	36	34
ALE0041	489800	4674350	116	145	6	21	22	27	28
BEP0011	503200	4631250	129	300	9	22	28	27	33
BEP0021	503200	4631050	162	315	12	15	22	19	26
BEP0031	501000	4631950	138	320	12	14	21	19	25
BEP0041	501500	4631550	103	200	8	37	33	42	38
BEP0051	505250	4633600	138	30	11	39	37	44	42

REF	X	Y	PROF	NIV	NL	GM	GT	GCL	GCOR
GRN0021	484300	4672300	91	140	8	69	67	74	72
GRN0031	484200	4657800	72	130	6	25	23	28	27
BLT0011	417150	4568900	99	3	9	25	25	29	29
BLT0021	417900	4570600	111	2	10	29	28	33	33
ALC0011	354500	4565400	95	150	8	38	38	42	42
BCP0051	344400	4563650	108	200	6	34	34	40	39
BCP0061	330450	4549570	124	60	9	23	23	28	28
GRT0011	454950	4662850	222	470	20	26	24	30	28

ANNEX 2.- Relació de sondatges petrolers: GM (gradient mesurat), GE (gradient extrapolat). mKm⁻¹.

NOM	LONGITUD			LATITUD			GM	GE
ALCANAR 1A	0°	44'	45"	40°	32'	39"	38	38
AMPOSTA 1	0°	46'	31"	40°	39'	22"	40	40
AMPOSTA MA1	0°	59'	17"	40°	46'	29"	22	25
AMPOSTA MB 1	0°	42'	32"	40°	23'	31"	33	40
AMPOSTA MB10	0°	42'	45"	40°	23'	57"	40	40
AMPOSTA MC1	0°	43'	2"	40°	23'	11"	46	48
AMPOSTA MC2	0°	43'	26"	40°	23'	47"	56	63
AMPOSTA MC3	0°	44'	10"	40°	24'	50"	38	41
AMPOSTA MDS1	0°	50'	56"	40°	28'	50"	42	46
CASTELLON D1	0°	51'	11"	40°	19'	59"	37	40
CASTELLON D2	0°	56'	29"	40°	21'	39"	43	43
CASTELLON E1	0°	42'	4"	40°	20'	45"	49	55
CASTELLON E2	0°	42'	55"	40°	18'	58"	43	49
CASTELLON E3	0°	39'	7"	40°	18'	57"	44	52
CASTELLON G1	0°	50'	32"	40°	12'	57"	47	47
CENIA 1	0°	37'	32"	40°	30'	6"	17	28
DELTA C1	0°	55'	18"	40°	40'	36"	29	29
DELTA C3	0°	59'	0"	40°	29'	43"	45	48
DELTA DEL EBRO	0°	48'	35"	40°	43'	35"	39	40
DELTA E1	0°	48'	32"	40°	22'	60"	43	47
DELTA J1	0°	53'	58"	40°	2'	21"	45	49
SALSADELLA 1	0°	10'	19"	40°	23'	8"	24	29
SAN CARLOS 1	0°	40'	14"	40°	40'	45"	37	37
SAN CARLOS 3.3	0°	41'	54"	40°	21'	18"	41	45
TOLVA 1	0°	33'	25"	40°	6'	36"	25	25
VINAROZ 1	0°	34'	46"	40°	25'	15"	45	50
VINAROZ 2	0°	33'	20"	40°	24'	20"	34	40
CASPE 1	0°	6'	36"	41°	10'	25"	22	22
ESPLUS 1	0°	18'	31"	41°	47'	18"	26	26
LERIDA 1	0°	34'	52"	41°	39'	45"	34	39
MONZON 1	0°	13'	16"	41°	53'	40"	26	33
CAJIGAR	10°	36'	56"	42°	10'	8"	23	24

NOM	LONGITUD			LATITUD			GM	GE
CAMPANUE 1	0°	20'	54"	42°	21'	33"	22	22
CENTENERA 1	0°	24'	31"	42°	17'	12"	20	20
CENTENERA 2	0°	23'	32"	42°	17'	33"	25	26
ERIÑA 1	0°	56'	21"	42°	17'	35"	23	23
GRAUS 1	0°	20'	59"	42°	14'	19"	23	25
MONESMA 1	0°	34'	4"	42°	14'	42"	31	36
SANTA CREU 1	0°	26'	59"	42°	14'	16"	21	22
TAMURCIA 1	0°	45'	18"	42°	16'	42"	25	25
BOIXOLS 1	1°	8'	4"	42°	11'	3"	14	16
ANGULA 1	1°	18'	33"	40°	45'	38"	40	44
BENICARLO C1	1°	5'	36"	40°	5'	4"	34	38
CASABLANCA 1	1°	21'	11"	40°	40'	48"	41	46
CASABLANCA 2	1°	22'	17"	40°	42'	18"	35	41
CASABLANCA 5	1°	22'	52"	40°	43'	50"	42	48
CASTELLON A1	1°	3'	0"	40°	33'	57"	41	45
CASTELLON B 1	1°	10'	57"	40°	34'	57"	50	55
CASTELLON B 2	1°	16'	40"	40°	36'	44"	46	52
CASTELLON B 3	1°	17'	49"	40°	36'	48"	47	53
CASTELLON B 4	1°	15'	6"	40°	37'	21"	49	53
CASTELLON B 5	1°	18'	31"	40°	40'	41"	46	48
CASTELLON C1	1°	6'	1"	40°	23'	37"	46	50
CASTELLON C2	1°	8'	1"	40°	24'	40"	47	51
GRUMETE FIX	1°	41'	1"	40°	49'	15"	46	46
MONTANAZO D3	1°	29'	6"	40°	40'	57"	31	31
PEÑISCOLA 1	1°	8'	33"	40°	11'	52"	42	46
PULPO 1	1°	15'	52"	40°	43'	29"	43	47
RAPITA 1	1°	20'	58"	40°	27'	16"	32	35
SALMONETE 1	1°	9'	55"	40°	42'	19"	33	33
SARDINA 1	1°	7'	10"	40°	41'	20"	40	42
TARRAGONA C1	1°	11'	3"	40°	56'	19"	40	43
TARRAGONA D1	1°	23'	56"	40°	58'	7"	24	29
TARRAGONA E1	1°	13'	7"	40°	52'	13"	21	22

NOM	LONGITUD			LATITUD			GM	GE
TARRAGONA E3	1°	12'	58"	40°	52'	39"	23	32
TARRAGONA E4	1°	13'	19"	40°	52'	40"	29	36
TARRAGONA E5	1°	13'	19"	40°	50'	34"	21	27
TARRAGONA E6	1°	13'	44"	40°	51'	15"	28	30
TARRAGONA E8	1°	18'	57"	40°	52'	44"	21	23
TARRAGONA F1	1°	8'	15"	40°	42'	22"	40	42
TARRAGONA F2	1°	3'	21"	40°	45'	30"	32	39
ALCANAR MA1	1°	17'	7"	40°	21'	10"	38	44
MAYALS 1	0°	32'	19"	41°	30'	17"	29	29
MONTANAZO A1	1°	47'	12"	41°	2'	53"	33	38
PUIGREIG	1°	53'	19"	41°	58'	30"	25	32
MARTORELL 1	1°	50'	28"	41°	29'	48"	27	30
REUS 1	1°	5'	39"	41°	6'	57"	16	23
SANAHUJA 1	1°	22'	29"	41°	55'	30"	26	32
SENANT 1	1°	7'	34"	41°	28'	27"	44	51
TARRAGONA B1	1°	39'	23"	41°	5'	0"	30	32
ISONA 1	1°	9'	38"	42°	7'	52"	17	26
ISONA 1BIS	1°	11'	38"	42°	7'	52"	18	18
JABALI 1	1°	52'	42"	42°	3'	48"	35	35
SAN CORNELI 1	1°	1'	36"	42°	12'	2"	16	17
TORREBLANCA 1	0°	21'	2"	40°	5'	32"	27	32
BARCELONA C1	2°	28'	25"	41°	22'	28"	34	40
BARCELONA MA1	2°	20'	1"	41°	12'	37"	43	44
ROSAS 3.3	2°	57'	20"	41°	37'	41"	34	36
JUANETAS 1	2°	24'	39"	42°	6'	58"	27	30
PERAFITA 1	2°	6'	45"	42°	3'	1"	67	67
RIDAURA 1	2°	23'	47"	42°	10'	50"	30	32
SAN PRIVAT 1	2°	23'	59"	42°	8'	43"	31	42
EBRO 1	0°	10'	18"	41°	22'	56"	26	27
ROSAS 2.1	3°	11'	45"	41°	47'	28"	22	24
GERONA 2	3°	0'	19"	42°	5'	32"	30	32
GERONA 1	3°	0'	4"	42°	6'	20"	30	30
PINOS 1	1°	30'	26"	41°	48'	39"	23	29

NOM	LONGITUD			LATITUD			GM	GE
COMIOLS 1	1°	3'	49"	42°	2'	0"	18	19
RIDAURA 2	2°	23'	37"	42°	11'	30"	29	30