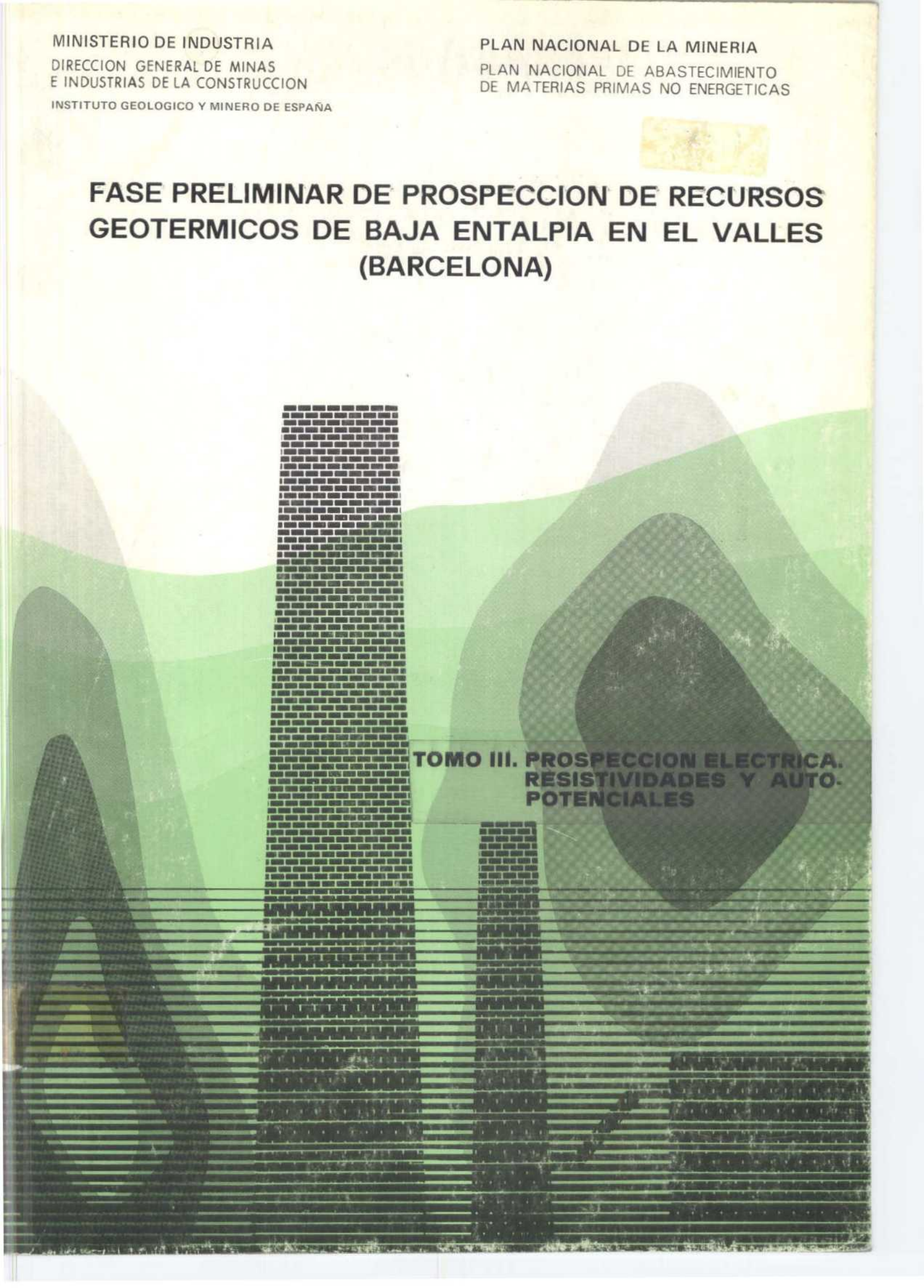


**FASE PRELIMINAR DE PROSPECCION DE RECURSOS  
GEOTERMICOS DE BAJA ENTALPIA EN EL VALLES  
(BARCELONA)**



**TOMO III. PROSPECCION ELECTRICA.  
RESISTIVIDADES Y AUTO-  
POTENCIALES**

**INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

00502

**FASE PRELIMINAR DE PROSPECCION  
DE RECURSOS GEOTERMICOS DE  
BAJA ENTALPIA EN EL VALLES  
( BARCELONA )**

**TOMO III. PROSPECCION ELECTRICA.  
RESISTIVIDADES Y AUTOPOTENCIALES**

**COMPANIA GENERAL DE SONDEOS S.A.**

DICIEMBRE 1977

**TOMOS QUE COMPRENDE ESTE INFORME**

**TOMO I - ESTUDIO GEOLOGICO, HIDROGEOLOGICO  
Y GEOTERMICO.**

**TOMO II - PROSPECCION GRAVIMETRICA.**

**TOMO III - PROSPECCION ELECTRICA ( Resistividades  
y Autopotenciales ).**

**TOMO IV - ANEXOS.- ANALISIS QUIMICOS Y CURVAS  
DE S.E.V.**

**TOMO V - MAPAS Y FIGURAS FUERA DEL TEXTO**

**INDICE**

	Paginas,-
<u>RESISTIVIDAD.-</u>	
1.- <u>INTRODUCCION</u> .....	1
2.- <u>METODO EMPLEADO</u> .....	3
3.- <u>EQUIPO DE MEDIDA</u> .....	6
4.- <u>TRABAJO REALIZADO</u> .....	7
5.- <u>RESULTADOS OBTENIDOS Y PRESENTACION</u> .....	9
6.- <u>INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS</u> .....	11
6.1.- Interpretación cuantitativa.....	12
6.2.- Interpretación cualitativa.....	13
7.- <u>CONCLUSIONES</u> .....	21
 <u>AUTOPOTENCIAL.-</u>	
1.- <u>INTRODUCCION</u> .....	1
2.- <u>TRABAJO REALIZADO</u> .....	5
3.- <u>INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS</u> .....	6
4.- <u>CONCLUSIONES</u> .....	7

## INDICE DE FIGURAS INCLUIDAS EN EL TEXTO

- Nº 1.- Resistividad-Gradiente de temperatura.
- Nº 2.- Relaciones entre resistividad y salinidad, litología y temperatura.
- Nº 3.- Bloque diagrama indicando la morfología del resistivo (Supuesto de naturaleza cristalina).
- Nº 4.- Relación entre salinidad y resistividad del agua.
- Nº 5.- Relación entre salinidad, resistividad y temperatura.
- Nº 6.- Respuesta de la geometría del zócalo a los sondeos -- eléctricos asimétricos.

## INDICE DE MAPAS FUERA DE TEXTO

### RESISTIVIDAD.-

- GE - 1.- Situación de los S.E.V.
- GE - 2.- Perfiles geoelectricos del al 5.
- GE - 3.- Perfiles geoelectricos del 6 al 9.
- GE - 4.- Isobatas del resistivo.
- GE - 5.- Carta vertical de resistividades paralela a la falla occidental.
- GE - 6.- Cartas verticales de resistividad perpendiculares a la falla occidental.
- GE - 7.- Mapa de isorresistividades para  $\frac{AB}{2} = 200$
- GE - 8.- Mapa de isorresistividades para  $\frac{AB}{2} = 300$
- GE - 9.- Mapa de isorresistividades para  $\frac{AB}{2} = 500$
- GE- 10.- Mapa de isorresistividades para  $\frac{AB}{2} = 700$
- GE - 11.- Mapa de interpretación estructural.

### AUTOPOTENCIAL.-

- GA - 1.- Perfiles de resistividad y autopotencial
- GA - 2.- Mapa de anomalías sin corregir
- GA - 3.- Mapa de anomalías corregido.

Curvas de SEV: Anexos (Tomo 4)

**RESISTIVIDAD**



## **INTRODUCCION**

## 1.- INTRODUCCION

Dentro del Proyecto de Investigación Geotérmica - Preliminar en El Vallés (Barcelona), que la COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. realiza para el Ministerio de Industria, se programó una prospección geofísica por diversos métodos. Entre ellos Resistividades, en su variante de Sondeos Eléctricos - Verticales (S.E.V.).

El objetivo será determinar, en lo posible, la geometría del basamento en el borde occidental de la depresión de El Vallés, en el área comprendida entre Senmenat y La Garriga. También se trataría de localizar las zonas con mayores posibilidades geotérmicas en base a las anomalías de resistividades que se pudieran encontrar.

La aplicabilidad de la prospección por resistividad a la exploración geotérmica está contrastada por los muchos trabajos realizados hasta la fecha.

Se han descrito muchos casos ilustrativos entre los que cabe señalar: Keller, 1970; Meidav, 1970; Zohdy, Anderson and Muffler, 1973; Risk and Dawson, 1970; Corwin 1975, etc.

Como regla general la conductividad eléctrica de los electrolitos aumenta del orden del 2,5% por cada incremento de un grado centígrado en la temperatura (Meidav and Tonani, 1975). Adicionalmente el agua caliente tiene un mayor poder disolvente por lo que se hace más salina y en consecuencia más conductora. Además a causa del mayor poder disolvente del agua caliente la porosidad puede crecer en la zona central del área geotérmica disminuyendo la resistividad de la roca.

Consecuencia de todo esto es que las rocas alteradas hidrotermalmente se caracterizan por resistividades más bajas que la roca fresca adyacente.

Esto es válido para sistemas geotérmicos en que no exista vapor.

Las condiciones en campos geotérmicos del tipo "dry steam-system" son muy diferentes. Los estudios llevados a cabo en Larderello (Battini and Menut, 1961), Japón (Hayakawa, 1966) y Los Geysers (Stanley, Jackson and Hearn, 1973) concluyeron que tales sistemas se caracterizan por una resistividad mayor que las rocas de su alrededor.

Las ideas anteriores pueden resumirse en los gráficos números 1 y 2 tomados de Meidav and Tonani, 1975.

La zona estudiada puede verse en el mapa GE-1 que refleja la situación de los S.E.V. realizados; así como su orientación.

La utilización del método de resistividades se decidió considerando la existencia de un contraste suficiente, en las propiedades eléctricas, entre los materiales de relleno de la depresión (arcositas y limos) y el zócalo de naturaleza cristalina.

Veremos después que este modelo tan simple se complica por la presencia de niveles conglomeráticos de gran potencia y compacidad que actúan como sustrato resistivo en algunas zonas.

Resistividad  
 $\Omega \cdot m$

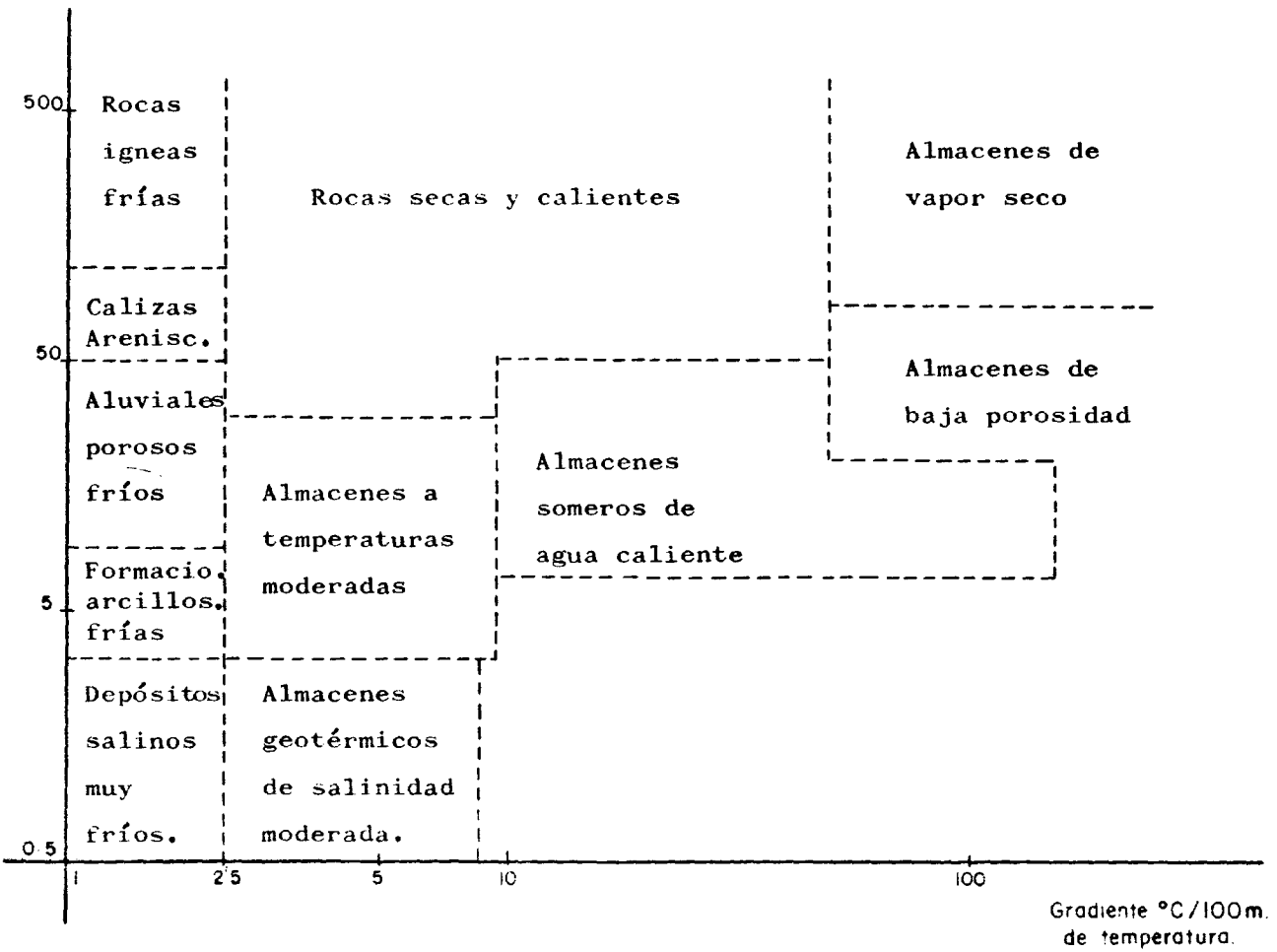


Fig. Nº 1.- Relación resistividad - gradiente de temperatura

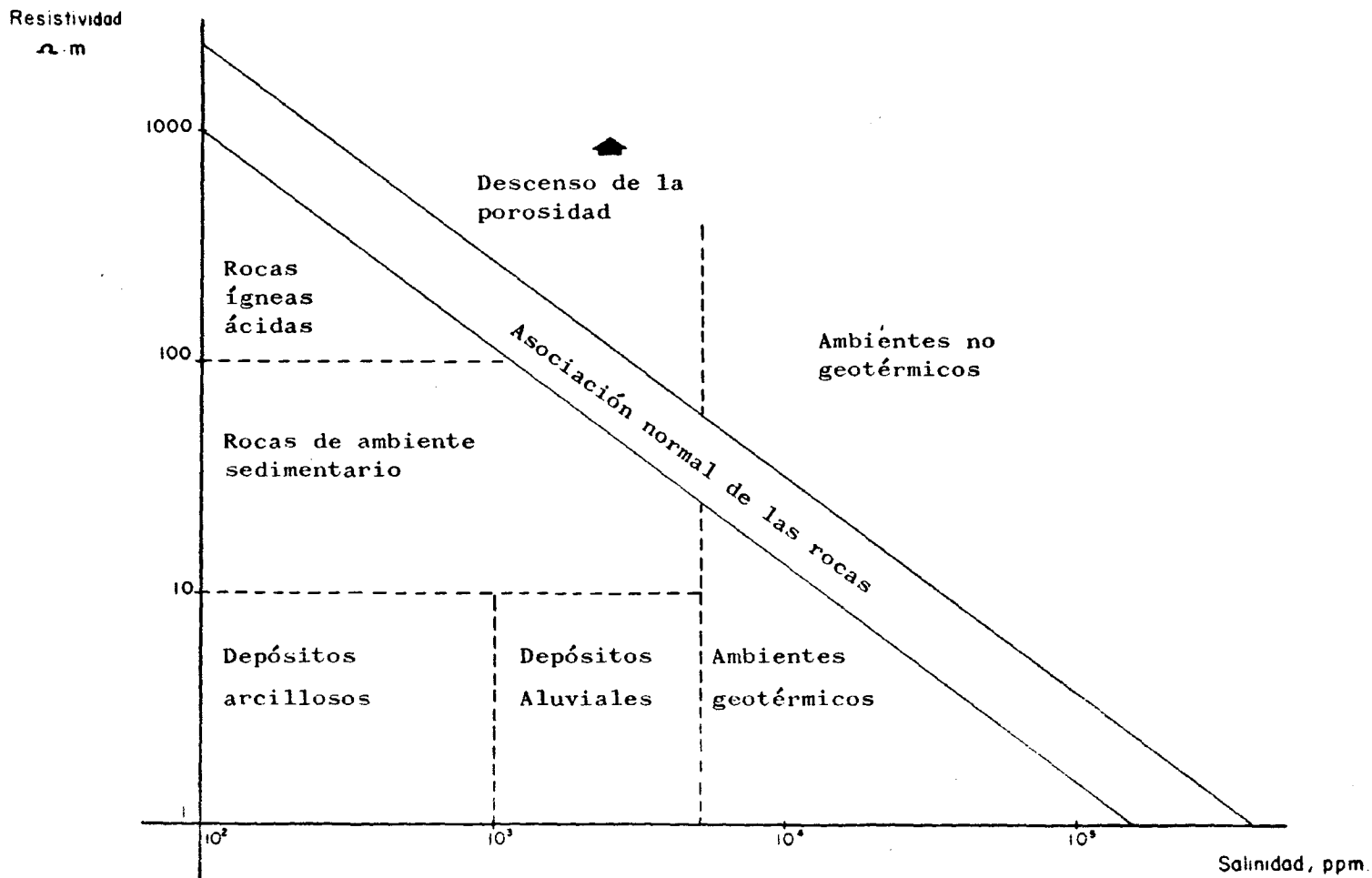


Fig. Nº 2.- Relación resistividad, salinidad, litología y temperatura

## **METODO EMPLEADO**

## 2.- METODO EMPLEADO

El trabajo se realizó por el método de Resistividades, mediante Sondeos Eléctricos Verticales.

Empleamos un dispositivo Schlumberger con separación máxima de 3000 metros entre electrodos de corriente (A, B). En todas las medidas se mantuvo  $AB \geq 5 MN$ , siendo M y N - los electrodos de potencial.

Cabría pensar que al tratar de detectar el zócalo, supuesto a profundidades mayores de 300 metros en muchos puntos, se hubieran realizado sondeos eléctricos del tipo dipolo-dipolo. Utilizando este dispositivo se podría alcanzar mayor penetración con menor dificultad operativa que con el dispositivo Schlumberger.

No utilizamos esta modalidad porque los cambios laterales de facies limitan su validez. En los materiales que rellenan la fosa de El Vallés los cambios laterales de facies son frecuentes.

Con el dispositivo geoelectrico utilizado se investigan cambios "litoeléctricos" (conjunto litológico eléctricamente diferenciado) según la vertical del punto en que se efectúa el S.E.V.

Para ello, de un dispositivo electródico tetrapolar simétrico AMNB se desplazan los electrodos de corriente (A, B) distancias fijas del punto cuya vertical se investiga, coincidente con el centro de MN (electrodos de potencial).

La distancia entre estos electrodos permanece constante mientras sean posibles lecturas correctas de potencial. En caso contrario se aumenta MN con la condición, antes dicha, de que  $5 MN \ll AB$ .

Para cada posición de los electrodos A y B se determina la intensidad de corriente I y la diferencia de potencial  $\Delta V$ . Con estos valores se calcula la resistividad aparente mediante la fórmula.

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

donde K es una constante que depende de la geometría del dispositivo para la estación considerada.

El número así obtenido se lleva como ordenada en un sistema bilogarítmico cuya abscisa es la semidistancia entre los electrodos de corriente. Uniendo los valores de  $\rho_a$ , calculados para las sucesivas estaciones del sondeo, se obtiene la variación de dicho parámetro en función de la semiseparación  $\frac{AB}{2}$  que constituye la curva del S.E.V. del punto que se investiga.

Estas curvas se interpretan cuantitativamente comparándolas con otras teóricas, calculadas para modelos previamente obtenidos que se suponen constituidos por capas horizontales e ilimitadas, de resistividad constante. Con esta interpretación se determinan espesores y resistividades verdaderas de las diferentes capas que forman el corte litoeléctrico del punto sondeado.



Disponiendo los S.E.V. alineados se puede trazar, para cada perfil así formado, un corte geoelectrico en el que las distintas capas que integran el subsuelo están representadas por sus resistividad.

**EQUIPO DE MEDIDA**

### 3.- EQUIPO DE MEDIDA

Para la ejecución del trabajo hemos empleado un equipo de resistividades del tipo GEOTRON. Este equipo se compone de:

- a) Amperímetro con sensibilidad de hasta 1 mA.
- b) Voltímetro de gran impedancia de entrada y capaz de medir hasta décimas de mA.
- c) Fuente de alimentación por pilas secas que pueden suministrar una tensión de salida de 400 V. (máximo).
- d) Electrodo impolarizables (M.N.) compuestos por un vaso poroso lleno de disolución saturada de sulfato de Cu y una varilla sumergida del mismo metal.
- e) Electrodo de corriente (A,B) constituidos por una barra de hierro.
- f) Cables de conexión con doble aislamiento y longitud máxima de 1.500 metros.

Todo el material, manejado por un Ingeniero Técnico de Minas, nos permitió obtener unas medidas de suficiente calidad pese a ciertos problemas derivados de la topografía y de la buena conductividad de los materiales limosos que condicionaron pequeños  $\Delta V$  en las lecturas finales de algunos S.E.V.

## **TRABAJO REALIZADO**

#### 4.- TRABAJO REALIZADO

Se planteó, en principio, realizar una serie de -  
perfiles aproximadamente perpendiculares a la traza de la fa-  
lla principal; que limita la fosa de El Vallés por su borde -  
Oeste.

Los perfiles se situaron, sobre mapa, a distancias  
del orden de 1.500 metros y los S.E.V., dentro de cada perfil  
entre 300 y 500 metros. Las dificultades topográficas, combi-  
nadas con la gran longitud AB, obligaron a variar notablen-  
te las anteriores dimensiones. En definitiva se efectuaron -  
los perfiles en la posición que refleja el mapa nº GE-1.

En total se efectuaron 40 S.E.V., distribuidos de  
acuerdo con su apertura AB:

Con AB 200 m.	-	3 S.E.V.
Con AB 400 m.	-	1 S.E.V.
Con AB 1000 m.	-	2 S.E.V.
Con AB 1500 m.	-	10 S.E.V.
Con AB 2000 m.	-	22 S.E.V.
Con AB 3000 m.	-	2 S.E.V.

En los números 6, 15, 17 y 23 se realizaron, ade-  
más, los sondeos eléctricos asimétricos con el electrodo de  
infinito situado en dirección perpendicular a la del S.E.V. -  
Estos sondeos eléctricos serían asimilables, a efectos de re-  
quisito, a S.E.V. de AB = 2.000 metros. Por esta razón pode-  
mos decir que el número total de sondeos eléctricos hechos es  
de 48.

Los tres S.E.V. de  $AB = 200$  m. corresponden a los números 38, 39 y 40 que fueron realizados sobre afloramientos de: areniscas del Buntsandstein, granito y conglomerados terciarios respectivamente.

Esto se hizo con el fin de tener una escala de valores de resistividad correspondiente a los materiales de la zona, aparte de las formaciones de relleno de la depresión.

Los sondeos eléctricos asimétricos a que antes hemos hecho referencia los denominaremos izquierdo o derecho según queden a nuestra izquierda o derecha cuando, situados en el punto del S.E.V., miramos hacia el punto donde se encuentra el electrodo de infinito.

## **RESULTADOS OBTENIDOS Y PRESENTACION**

## 5.- RESULTADOS OBTENIDOS Y PRESENTACION

Los valores de resistividad aparente calculados a partir de los datos de campo los representamos en impresos bi logarítmicos de módulo 6,25 cm. Llevamos resistividad aparente en ordenadas y semiseparaciones electródicas,  $\frac{AB}{2}$ , en abscisas. El uso del módulo de 6,25 cm., viene impuesto por las curvas teóricas empleadas en la interpretación.

Estas curvas están representadas a esta escala.

Una vez obtenidas las curvas de S.E.V. las interpretamos cualitativa y cuantitativamente. Resultado de la interpretación cuantitativa son los perfiles geoelectricos que del 1 al 9, aparecen agrupados en los planos nºs GE 2 y 3. Hemos representado los perfiles a escala horizontal igual a la vertical con valor de 1:5.000. En estos cortes geoelectricos representamos cada capa litoeléctrica por su valor de resistividad. Como elementos con gran contraste de resistividad cabe definir:

- a) Los materiales de relleno de la fosa que funcionan en general como un conjunto más o menos homogéneo a efectos eléctricos.
- b) El basamento resistivo. No podemos llegar a definir su orden de resistividad con precisión. Estimamos sea del orden de 400 ohm.m. Lo que reflejamos en los citados cortes geoelectricos es la presencia de tal nivel resistivo en los puntos donde los S.E.V. la manifiesten.



Tomando en cada punto de S.E.V. la profundidad a que se encuentra el horizonte de apoyo resistivo podemos construir el mapa nº GE-4 que representa las isobatas de la formación resistiva que aparece por debajo del primer paquete de limos - arcosas - arcillas y cuya naturaleza en principio pudiera ser de tipo cristalino o bien conglomerática muy cementada.

La interpretación cualitativa de las curvas de - S.E.V. nos permite obtener los mapas GE-5 y GE-6 que representan cortes verticales de resistividad que comentaremos en el capítulo de interpretación de resultados. Asimismo tomando resistividad aparentes de las curvas de S.E.V. para diversos -  $\frac{AB}{2}$  podemos obtener mapas de isorresistividades para cada  $\frac{AB}{2}$ .

En nuestro caso hemos obtenido los mpas GE-7, GE-8 GE-9 y GE-10 para  $\frac{AB}{2} = 200, 300, 500$  y  $700$  m. Dentro de la reserva con que hay  $\frac{2}{2}$  que considerar estos mapas podemos obtener una información valiosa cuando conozcamos sus limitaciones y condiciones de validez. Aquí resultan eficaces por las razones que veremos más adelante al hablar de la interpretación.

Asimismo incluimos en el anejo de este informe la colección de curvas de S.E.V. obtenidas.

## **INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS**

## 6.- INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

Distinguimos entre interpretación cualitativa y -  
cuantitativa.

Conviene indicar que las curvas obtenidas son de buena calidad hasta aparturas AB del orden de 700-800 metros. A mayores separaciones de los electrodos A y B, dada la alta conductividad de los materiales de relleno de la depresión, - la medida de  $\Delta V$  se hace tan pequeña que roza el límite de sensibilidad del equipo de medida. Unamos a esto el hecho de que, dada la industrialización de la zona, existen corrientes parásitas frecuentes que causan retrasos en las medidas y pérdida de sensibilidad en las mismas.

En consecuencia la parte final de las curvas de S.E.V. puede presentar alguna irregularidad aunque se observe la tendencia a la subida de la curva.

Además, en general, los materiales que afectan al campo eléctrico se comportan de forma similar hasta profundidades suficientemente grandes. En consecuencia las curvas de S.E.V. presentan un aspecto del tipo H muy abierto. En forma simplificada serían curvas de dos capas con una primera de gran potencia y la segunda resistiva sin llegar a alcanzar su verdadero valor de resistividad.

La pérdida de precisión en las últimas lecturas, precisamente en la zona que más interés tiene, a fin de fijar la posición del zócalo, hace que la interpretación esté sujeta a un cierto error. De este modo las potencias adjudicadas

en los cortes geoelectricos han de tomarse como orden de magnitud y de modo comparativo entre S.E.V. próximos; nunca en valor absoluto.

#### 6.1.- Interpretación cuantitativa

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores se han interpretado las curvas de S.E.V. por superposición sobre el ábaco de dos capas auxiliado por los gráficos de Ebert.

Hay varios S.E.V. que no presentan la subida final resistiva y por tanto no nos permiten alcanzar el objetivo propuesto.

En general tendríamos un modelo geoelectrico de dos capas. La primera con un orden de magnitud de 20-60 ohm.m. y la segunda, resistiva, que estimamos de 400 ohm.m.

La obtención de los cortes geoelectricos no presenta ningún problema especial, por su simplicidad.

Para la ejecución del mapa de isobatas hemos tomado los valores de potencia del recubrimiento de los cortes geoelectricos. A pesar de la escasez de datos en algunas zonas, hemos construido el mapa nº GE-4.

Ya hemos comentado que para el horizonte de apoyo resistivo caben principalmente dos posibilidades: Zócalo cristalino o niveles conglomeraticos potentes y compactos. Por esta razón en la interpretación que sigue a continuación cuando hablamos de zonas de fractura, del tipo de las señaladas en

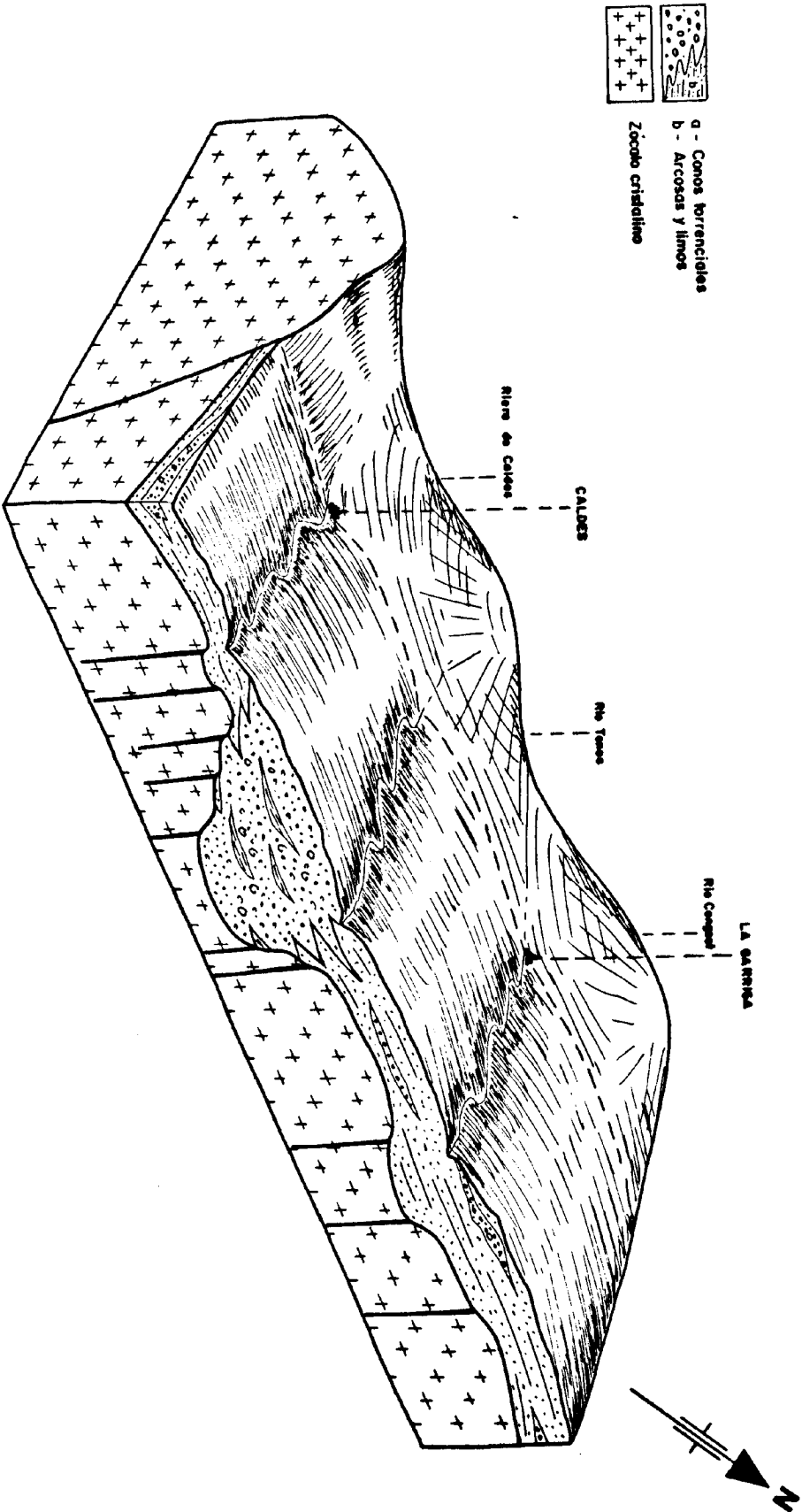


Fig. No 3.- Bloque diagrama de la zona estudiada con la morfología del zócalo

el mapa de isobatas, lo hacemos en el supuesto de zócalo cris talino. Ese mismo mapa si el "zócalo" fuera conglomerático - nos indicaría discontinuidades laterales del nivel resistivo; propias de la geometría de conos torrenciales.

Basándonos en criterios geológicos y geofísicos procedentes del propio mapa de isobatas, así como de las cartas verticales de resistividad y mapas de isoresistividades; hemos señalado posibles zonas de fractura.

Estas fallas aparecen reflejadas en el mismo mapa. Parecen ser sensiblemente perpendiculares a la falla principal y configurarían una estructura en forma de "teclas de piano" con bloques más o menos hundidos, en lo que parece ser el zócalo.

Destaca como bloque hundido el comprendido aproximadamente entre los perfiles 3 y -5. Son asimismo bastante claras las fallas existentes en las zonas de la riera de Caldes y del río Congost.

Representamos en el gráfico nº 3 un bloque diagrama que de manera esquemática muestra los datos anteriores, - siempre en el supuesto de que el resistivo fuera cristalino. Tal gráfico no sería válido en otro caso.

#### 6.2.- Interpretación cualitativa:

Desde el punto de vista cualitativo comentaremos los mapas de resistividades y las cartas verticales de resistividad.

En los primeros, realizados para  $\frac{AB}{2} = 200, 300, 500$  y  $700$  metros respectivamente, observamos unas características similares. En efecto, en todos vemos una zona de valores máximos en el área comprendida entre Caldes de Montbuf y Santa Eulalia de Ronsana. Una zona de mínimos entre Sentmenat y Caldes de Montbuf (anomalía nº 1) más próxima a esta última. Otra zona de mínimos a ambos lados de La Garriga, (anomalía nº 2) con la salvedad de que para  $\frac{AB}{2} = 500$  y  $700$  esta zona se reduce y se desplaza hacia el NE de La Garriga.

La interpretación de estos mapas de resistividad ha de hacerse con muchas reservas. En principio a mayor  $\frac{AB}{2}$  corresponde mayor profundidad investigada. Ahora bien las condiciones litológicas o tectónicas de cada caso pueden limitar el enunciado anterior. Además hay que tener presente que en cada medida influyen todas las capas del subsuelo y es el peso relativo de cada una lo que hace que esa medida se atribuya a un determinado nivel. En nuestro caso observamos un modelo de dos capas del tipo  $\rho_1 < \rho_2$ . Esto simplifica bastante el problema porque, si suponemos una cierta homogeneidad a la primera capa, la resistividad debe aumentar con la distancia  $\frac{AB}{2}$  al crecer la influencia del basamento resistivo frente al recubrimiento:

Efectivamente vemos que el valor de resistividad de los mínimos aumenta según:

	AB 200	AB 300	AB 500	AB 700	
Anomalia 1	13	14	15	18	Caldes
Anomalia 2	14	17	20 ?	20 ?	La Garriga

De igual forma si observamos los valores de resistividad del máximo (anomalía 3) vemos que varían así:

	AB	AB	AB	AB	
	200	300	500	700	
Anomalía 3	40	50	67	78	Cono torrencial

La zona de máximo de resistividad parece corresponder en principio, a un levantamiento del horizonte de apoyo que haría subir la resistividad del conjunto. Ahora bien esta zona corresponde al mapa de isobatas con un bloque claramente hundido.

La explicación de esta alta resistividad hay que buscarla entonces en la naturaleza de los materiales de la fosa y ver las consecuencias que el hundimiento del citado bloque haya podido tener en la deposición del relleno.

Efectivamente el hundimiento del bloque debió producir un cambio brusco de pendiente originándose entonces un torrente de cierta magnitud. Se cono de deyección se ve que coincide bastante bien con la zona de anomalía.

La rotura de pendiente debió ser causa de la deposición de materiales gruesos que rellenando esta zona justifican su mayor resistividad frente a los limos y arcillas que predominan en el resto de la cubeta.

Las curvas de S.E.V. de esta zona son análogas a las del resto del área estudiada con la diferencia, única y característica, de presentar un desplazamiento vertical hacia arriba consecuencia de la mayor resistividad de los materiales detríticos del cono.



Para las dos zonas de mínimos cabría pensar en la existencia de mayor potencia de materiales finos que en las zonas adyacentes; es decir resistivo a mayor profundidad. Esta hipótesis no es correcta porque el mapa de isobatas nos muestra que en esos puntos y en los adyacentes la potencia del relleno es análoga.

Por otra parte la litología es similar en todas las zonas, o por lo menos no lo suficientemente diferente para justificar la presencia de esos mínimos.

Cabe pensar como causas determinantes de esas bajas resistivas en las siguientes:

- a) Porosidad
- b) Salinidad de las aguas
- c) Temperatura.

Utilizando el método Kaulakoglu, para cálculo de porosidades, se han deducido unos valores del orden de 5% para Caldes y 9% para La Garriga.

Mediante este método se calcula la porosidad en función de  $\rho_r$  = resistividad de la roca almacén,  $\rho_t$  = resistividad del agua caliente en la surgencia,  $t$  = temperatura de salida del agua y  $T$  = temperatura de foco del almacenamiento estimada por termómetros geoquímicos.

En nuestro caso conocemos  $\rho_t$ , tanto de las aguas de Caldas como de La Garriga, y para  $\rho_r$  hemos tomado un valor de la resistividad calculada mediante un SEV paramétrico.

La salinidad expresada como residuo seco es de - 1500 ppm. en Caldes y 500 ppm. en La Garriga, siendo las primeras clorurado - sódicas y las segundas bicarbonatado - sódicas.

Archie dedujo que entre la resistividad de una formación acuífera saturada, no arcillosa, la resistividad  $\rho_w$  del agua del acuífero, y la porosidad total  $P$  existen las dos relaciones sencillas siguientes:

$$\rho = F \cdot \rho_w \quad (1)$$

$$F = \frac{1}{p^m} \quad (2)$$

donde  $F$  es el "factor de formación" y  $m$  el "coeficiente de cementación" ó también "coeficiente de distribución de poros".

De las anteriores ecuaciones se deduce la fórmula de uso común:

$$p^m = a \cdot \frac{\rho_w}{\rho} \quad (3)$$

Otros autores, (Humble y Wyllie), han demostrado que, para una cuenca acuífera determinada, se obtienen mejores resultados con la fórmula:

$$p^m = a \cdot \frac{\rho_w}{\rho} \quad (4)$$

No obstante, nosotros emplearemos la expresión 3.

Disponemos de datos de salinidad de las aguas y pasamos de salinidad a resistividad utilizando los gráficos de BOSSIER and CADDO que se reproducen en la figura 4.

Llevando al gráfico las concentraciones en ppm.; que están en la relación 3 a 1 y obtenemos una relación de resistividad de 1 a 22 para una temperatura de 25° C y concentraciones de 1500 y 500 ppm. Esto nos muestra, en principio, la gran influencia de la naturaleza de las sales disueltas -

Concentración  
ppm.

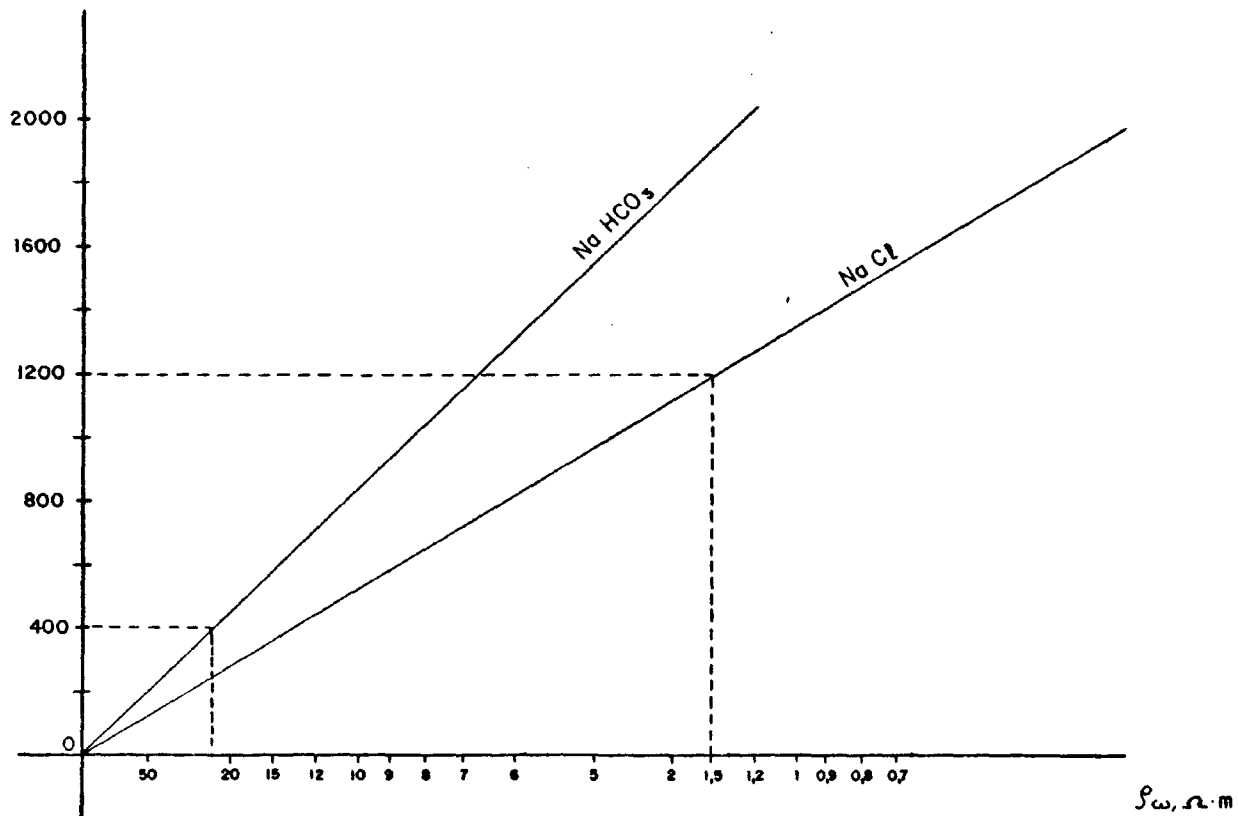


Fig. nº 4.- Relación entre salinidad y resistividad del agua a 25° C.

además de su concentración.

Teniendo en cuenta que el agua termal surge en Caldes a 70° y en La Garriga a 60° corregimos los datos anteriores por medio del gráfico 5 que nos permite observar como al aumentar la temperatura, la diferencia de resistividades se hace más pequeña para iguales incrementos en la salinidad. Dado que el gráfico 5 es para disoluciones de ClNa adaptamos los valores de resistividad para disoluciones de NaHCO<sub>3</sub> utilizando las relaciones resistividad - concentración deducidas del gráfico 4.

Obtenemos entonces como resistividad de las disoluciones de ClNa con 1500 ppm. a 70° (Caldes) 1,6 ohm.m. y para las de NaHCO<sub>3</sub> con 500 ppm a 60° (La Garriga) una resistividad aproximada de 8,6 ohm.m. Con esto la relación de resistividades pasa a ser de 1 a 5,3.

Aplicamos la expresión (3) a los datos anteriores adoptando para "m" un valor de 2,30 que correspondería a rocas consolidados, en que la porosidad por la fracturación es más importante que la intersticial. Tal consideramos que es nuestro caso.

Tenemos entonces:

$$\left. \begin{array}{l} \text{Caldes} \\ \text{La Garriga} \end{array} \right\} \begin{array}{l} e_1 = \frac{1,6}{52.3} = 0,039 \\ e_2 = \frac{8,6}{92.3} = 0,054 \end{array} \quad e_2 > e_1$$

En consecuencia se justifican los valores de re-

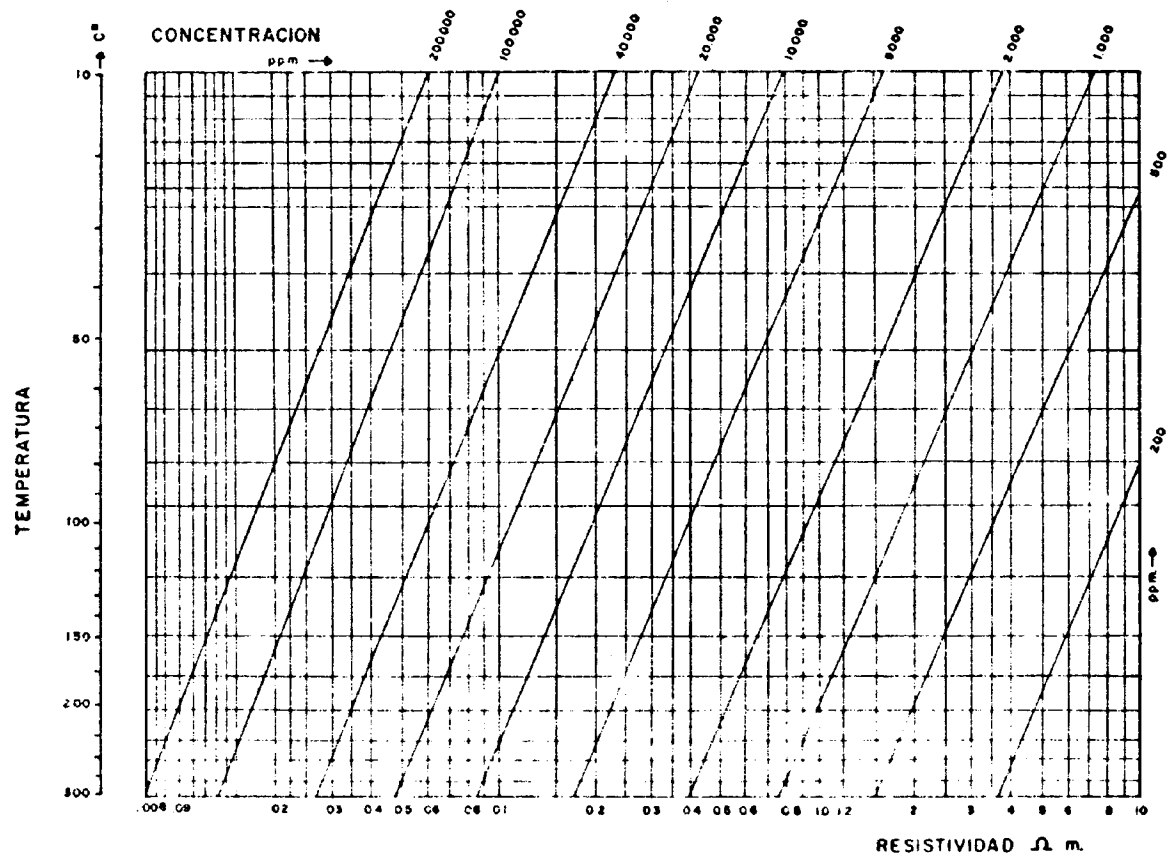


Fig 5.- Relación salinidad, resistividad y temperatura para soluciones de ClNa.

sistividad inferiores en la anomalía 1 que en la 2. En este fenómeno tiene gran influencia la naturaleza de las disoluciones, además de la temperatura, que entra indirectamente, en los demás factores de la expresión (3).

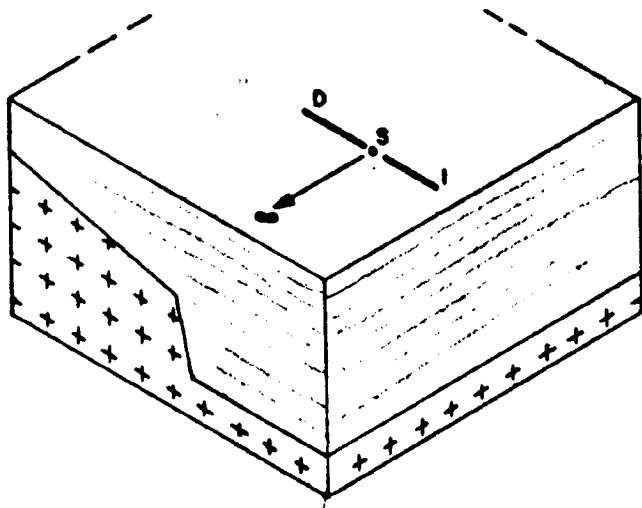
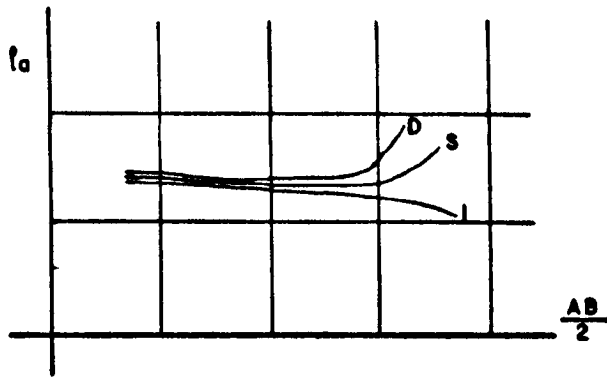
Respecto a la temperatura hay que indicar que en general los valores relativamente bajos de resistividad aparecen asociados con áreas geotérmicas (Jackson, 1973; Peeples and Stodt, 1975). En algunos casos se ha demostrado (Arnorsson, Björnsson, and Gudmundsson, 1975) que la variación de resistividad en un área refleja variaciones de temperatura del subsuelo más que porosidad de la roca y salinidad del agua. En nuestro caso no podemos comprobar hasta que punto esto es cierto por la distinta naturaleza y concentración de las sales disueltas.

Las anomalías 1 y 2 de nuestra zona de estudio están asociadas con manifestaciones termales, por lo que cabe pensar como última causa de los bajos valores de resistividad en la temperatura anormalmente alta de su entorno.

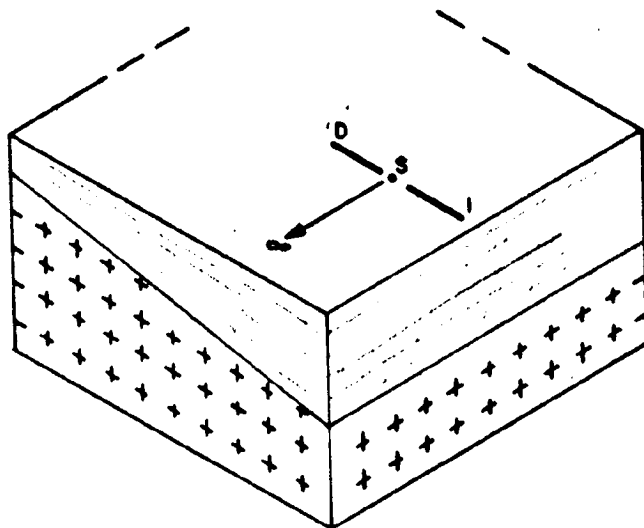
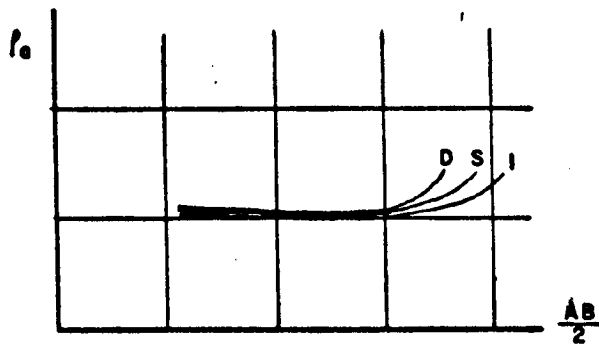
En cuanto al menor valor absoluto de los mínimos de la zona de Caldes cabe justificarlo según lo expuesto anteriormente respecto a la salinidad.

Las cartas verticales de resistividad nos han servido para fijar la posición de alguna de las posibles fallas que no quedaban suficientemente claras en el mapa de isobatas.

También puede observarse en alguna de ellas un cierto "buzamiento" de los horizontes de igual resistividad



a) Existencia de escarpe



b) Hundimiento progresivo del zócalo.

Fig. nº. 6.- Respuesta de la geometría del zócalo a los sondeos eléctricos asimétricos.

aparente. Esto sería indicativo de la adaptación de los materiales de relleno al zócalo que se va hundiendo hacia el centro de la cubeta.

Los sondeos asimétricos tenían como objeto detectar la presencia de posibles escarpes producidos por fallas - de rumbo NE-SO.

Fueron realizados cumpliendo las condiciones teóricas requeridas, especialmente en lo que respecta a la posición del electrodo de infinito.

Las respuestas que cabría esperar las sintetizamos en el gráfico nº. 6.

Las medidas realizadas en el punto 6 responden a un modelo de tipo a. El 15 corresponde al modelo b así como el 17. En cuanto al 23 sería también del grupo a pero realizado más hacia el centro de la depresión con lo que no se llega a detectar la influencia del zócalo.

A pesar de las pocas medidas realizadas con este dispositivo parece demostrarse su utilidad. La ejecución de un mayor número de sondeos eléctricos de este tipo se salta del objeto de este trabajo.



## **CONCLUSIONES**

Ya hemos reseñado que existe una incertidumbre en cuanto a la naturaleza del horizonte resistivo que actúa de sustrato.

En la zona de Castellar del Valles-Sentmenat se estimaba el zócalo cristalino a unos 300 metros de profundidad, sin embargo un sondeo mecánico ha demostrado que tal "zócalo" era un nivel potente de naturaleza conglomerática muy compacto y por consiguiente de alta resistividad.

Además la posterior prospección gravimétrica apoyada por algunos perfiles sísmicos ha puesto de manifiesto - que el salto de falla en la zona aludida es del orden de 2000 metros. El mapa gravimétrico muestra un fuerte gradiente en todo este borde de falla, con dos mínimos muy claros frente a Caldes y La Garriga por lo que el hundimiento del zócalo debe ser análogo en ambas zonas. Esto nos lleva a la conclusión de que lo que en prospección eléctrica ha funcionado como horizonte resistivo de apoyo, en esta zona, ha sido algún nivel conglomerático potente perteneciente a los grandes conos de deyección del área, del tipo del de Castellar del Valles que por sus enormes dimensiones justificarían la gran potencia y extensión que parecen tener estos niveles conglomeráticos.

## **AUTOPOTENCIAL**

## **INTRODUCCION**

## 1.- INTRODUCCION

Cuando se miden las diferencias de potencial eléctrico entre puntos relativamente próximos de la superficie terrestre, sobre zonas sin perturbación de origen artificial, - usualmente se encuentran pequeños valores, de unos cuantos milivoltios por cada 100 metros. Existen, por el contrario, otros lugares donde se aprecian bruscas caídas de tensión, que producen por consiguiente un flujo de corriente.

Las causas que producen estas corrientes pueden ser de dos tipos: cósmicas (solar, erupciones, etc) o superficiales (electrocapilaridad, oxidación, desequilibrio térmico).

Las corrientes de tipo telúrico se manifiestan a lo largo de enormes distancias dando origen a pequeñas diferencias de potencial en cualquier lugar. Sobre estas variaciones globales de potencial se superponen otras producidas por fenómenos locales y que alcanzan mayor magnitud estando limitados en zonas muy concretas. Tal fenómeno se define como autopotencial (SP) y puede tener varias causas que enumeramos a continuación:

- a) Fuerzas electroquímicas desarrolladas por la oxidación de masas metálicas enterradas.
- b) Movimiento de fluidos a lo largo de conductos con una diferencia de presión entre sus extremos ("streaming potentials").
- c) Efecto termoeléctrico por el cual un cuerpo a elevada temperatura puede generar un campo eléctrico ("thermoelectric coupling").

Pasando por alto la primera, que no sería el caso de nuestro estudio nos centraremos un poco más en las dos últimas.

Se han publicado varios trabajos sobre anomalías de autopotencial en relación con actividad geotermal (Zhody, Anderson and Muffler 1973, Corwin 1973, 1975, Banwell 1970, y Nourbehecht 1963 entre otros) y parece deducirse una relación estrecha entre anomalías de autopotencial (SP) con los sistemas o zonas de circulación de aguas termales.

Las anomalías producidas por efecto termoeléctrico suelen presentar valores entre 5 y 10 mV y su signo depende de la magnitud de los coeficientes termoelectricos entre las formaciones calientes y frías según una expresión del tipo.

$$f_1(r,0) = \Delta V(r) / [(c_1 - c_2)\Delta T]$$

El movimiento de fluidos en el subsuelo genera potenciales electrocinéticos cuyo valor viene dado por la siguiente expresión: (MacInnes 1961 y Dakhnov 1962).

$$E = \frac{\rho \epsilon \zeta}{4 \pi \eta} \Delta P$$

Sin entrar en la explicación de tal expresión digamos que es difícil estimar la magnitud de las anomalías que se pueden esperar en diversas situaciones geológicas aunque en el caso de fallas con una circulación notable no es difícil encontrar anomalías de 50 a 100 mV.

Por lo que respecta al signo de las anomalías, y sin que exista una explicación convincente que lo justifique, se observa que los fluidos ascendentes producen anomalías positivas mientras los fluidos descendentes las producen negativas.

En conclusión es más condicionante la existencia de fluidos en movimiento que la actividad geotermal a efectos de originar anomalías.

Una prospección geofísica por este método está afectada por una serie de fuentes de error que enmascaran las medidas y hay que tratar de eliminar en la interpretación. Estas son las dos principales:

- a) - Corrientes telúricas - Suelen tener periodos mayores de 1 segundo y sus potenciales son del orden de  $\pm 15$  mV/Km y afectan especialmente a la repetibilidad de las lecturas. Su eliminación puede conseguirse en base a un registro de las mismas en periodos de tiempo suficientemente amplios.
- b) - Cambios en la composición del terreno - Por su distinto comportamiento frente a un campo eléctrico. Preferentemente cambios de facies, aunque también contenido de humedad. Este problema se ha estudiado con suficientes medios por Ives and Janz 1961 sin llegar a conclusiones definitivas. Su eliminación es subjetiva en función del conocimiento - que se tenga del área de estudio.

La decisión de aplicar tal método geofísico al caso de El Vallés partió del conocimiento previo del sistema -

que a este efecto se resumía en la surgencia de aguas termales, con su ascensión presumiblemente asociados a las fallas del borde Oeste de la depresión.

Si este mecanismo se repetía en zonas donde el agua caliente no alcanzara la superficie se trataría de localizar, por sus anomalías, estas zonas de ascensión de fluidos termales.



## **TRABAJO REALIZADO**

## 2.- TRABAJO REALIZADO

SE programaron diez perfiles perpendiculares al borde Oeste de la depresión del Vallés, siguiendo caminos de fácil acceso. Se hicieron medidas de diferencia de potencial a lo largo de estos perfiles con dos distancias entre electrodos. La primera de 2-3 metros para conocer la influencia de la capa más superficial y la continuidad del gradiente de anomalías SP. La segunda, con distancia de 40 metros entre electrodos, se aplicó sobre puntos separados entre 200 y 300 metros sobre cada perfil.

Sobre los mismos perfiles se midieron resistividades eléctricas ("trainé" eléctrico) con dispositivos Schlumberger de 40 y 80 metros con el fin de conocer las variaciones en la uniformidad de la conductividad del subsuelo y poder efectuar la corrección adecuada.

En total se midieron 55.6 Km. de perfil para ambos fines con 218 estaciones de lectura. Para ello se empleó un equipo METRIX de gran impedancia de entrada, electrodos -impolarizables, etc. para las lecturas de autopotencial (SP). Los perfiles de resistividad se efectuaron con un equipo GEOTRON análogo al utilizado en la prospección por SEV.

## **INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS**

### 3.- INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

Todas las lecturas obtenidas se han corregido de acuerdo con los criterios expuestos en la introducción y con estos se obtienen unos valores de anomalía que representamos en forma de perfiles en el plano GA-1.

Sobre estos perfiles se representan resistividades y autopotenciales para los dos dispositivos empleados.

Si ahora tomamos los valores de autopotencial y los llevamos al plano podemos trazar las isolfneas correspondientes que, con su signo, nos definirán las posibles zonas anómalas. De esta manera se ha obtenido el plano GA.2 que representa las líneas isoanómalas con intervalos de 10 mV sin corregir el efecto de la influencia superficial, o lo que es lo mismo, sin tener en cuenta las lecturas de autopotencial obtenidas con el dispositivo corto.

Corrigiendo el anterior mapa por las lecturas del sistema corto obtendríamos el plano GA.3 que sustancialmente se diferencia poco del GA.2 salvo en que se reducen las anomalías negativas. Por lo demás las zonas de anomalía son las mismas.

## **CONCLUSIONES**

00502

4.- CONCLUSIONES

Todas las anomalías aparecen a lo largo de la falla del borde occidental de la depresión y sobre materiales graníticos.

El modelo, a que antes hicimos referencia, de anomalías positivas en las zonas de aguas ascendentes parece cumplirse en la anomalía de La Garriga pero no en la anomalía de Caldes. Tal vez sea consecuencia de la naturaleza de las sales disueltas.

En conclusión las dos zonas con anomalías más claras aparecen en Caldes y La Garriga que son las arcas con manifestaciones termales. En el resto del área estudiada no aparece ninguna anomalía de interés.