

# El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional

J. Pous y A. Marcuello

Dpto. de Geodinámica y Geofísica, Universidad de Barcelona, Martí Franqués s/n, 08028 Barcelona, España  
E-mails: jaume@geo.ub.es - alex@geo.ub.es

## RESUMEN

El método magnetotelúrico ha ido adquiriendo en los últimos años un papel destacado en la investigación de estructuras corticales profundas. En este trabajo se discuten algunos de los aspectos relevantes del método en aplicaciones de ámbito regional: su resolución, el problema de la distorsión galvánica y el análisis de la dimensión y dirección de la estructura. Mediante ejemplos se introducen algunas de las típicas estructuras corticales que pueden ser detectadas mediante esta técnica geofísica. La conductividad eléctrica es un parámetro físico muy sensible a la presencia de fluidos, a las fases minerales conductoras, como por ejemplo el grafito presente en metasedimentos, y a la presencia de fusión parcial. Todo ello hace que el método magnetotelúrico sea una técnica de gran utilidad para la investigación de la estructura cortical y el manto litosférico. Se discuten los resultados obtenidos en diversas campañas de magnetotelúrica en Pirineos, Cordillera Cantábrica, Béticas y en las estructuras variscas de Ossa Morena.

Palabras clave: Bética, Cordillera Cantábrica, corteza, magnetotelúrica, Ossa Morena, Pirineos, resistividad eléctrica

## *The magnetotelluric method: description and contributions to regional studies*

### ABSTRACT

*The magnetotelluric method is today a relevant geophysical approach, independent of and complementary to classical methods such as the seismic and gravity ones. We report some of the key aspects of the magnetotelluric method when applied to regional studies. First, we discuss the resolution, the galvanic distortion, and the tensor nature of the magnetotelluric data which allows us to study the dimensionality and directionality of the structure. Using examples from different regional magnetotelluric surveys, we introduce the conductive structures that can usually be detected with this technique. Sensitivity of electrical conductivity to the presence of fluids, to conducting mineral phases such as graphite contained in metasediments, and to partial melting renders the magnetotelluric method a suitable tool for imaging structural features in the crust and upper mantle. We present and discuss the results obtained in the Pyrenees, the Cantabrian Mountains, the Betic Range and in the Variscan structures of the Ossa Morena Zone.*

*Key words: Betic Range, Cantabrian Mountains, crust, electrical resistivity, magnetotellurics, Ossa Morena, Pyrenees*

## Introducción

Una detallada información sobre las bases del método magnetotelúrico puede encontrarse en muchos trabajos (p.ej. Jones, 1992). Nuestro interés aquí es discutir algunos de los aspectos que lo diferencian de otros métodos más conocidos (p. ej. sísmica de reflexión) principalmente por lo que respecta a sus aplicaciones, resolución y limitaciones. Se discutirán algunos resultados de las campañas de magnetotelúrica que se han estado realizando durante los últimos años en diferentes contextos geológicos de la Península Ibérica a escala regional, haciendo hincapié en aquellas estructuras que mejor pueden resolverse mediante esta técnica geofísica. Se describirán los

estudios realizados en orógenos alpinos (Pirineos, Cordillera Cantábrica y Cordillera Bética), cuencas sedimentarias de antepaís (cuenca del Ebro, del Duero y del Guadalquivir) y orógenos más antiguos (estructuras variscas en las zonas Surportuguesa, Ossa Morena y Centroibérica).

## Fundamentos del método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica que consiste en medir simultáneamente en un mismo punto de la superficie de la Tierra las variaciones temporales naturales de los campos eléctrico y magnético. Estas variaciones son debidas a movimientos de

cargas eléctricas en la ionosfera. Desde la ionosfera, las fluctuaciones se propagan sin (apenas) atenuación y cuando inciden en la superficie de la Tierra, al ser ésta un conductor, se atenúan. El campo electromagnético externo (primario) interacciona con la Tierra conductora induciendo un campo secundario. Un observador situado sobre la superficie de la Tierra registra las fluctuaciones del campo total. Debido al fenómeno de inducción electromagnética los campos, eléctrico y magnético, observados en la superficie no son independientes. El cociente entre ambos se denomina impedancia y depende de las características electromagnéticas del subsuelo, principalmente la conductividad eléctrica (hablaremos indistintamente de conductividad eléctrica o su inverso, la resistividad eléctrica).

Se denomina profundidad de penetración (*skin depth*) la profundidad a la cual la amplitud de los campos se reduce un factor  $e$  de su valor en la superficie de la Tierra.

$$\delta = 0.5\sqrt{(\rho T)} \quad (1)$$

donde  $\delta$  está en km, la resistividad  $\rho$  en  $\Omega\text{m}$  y el período  $T$  en s. De esta expresión se deduce que los componentes de período largo del tren de ondas penetran más que los de período corto. Por tanto, la impedancia como función del período  $T$  contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades (de aquí el nombre que a veces se da de *sondeo magnetotelúrico*). El período de interés para estudios regionales abarca desde 0.01 s hasta  $10^4$  s. Este intervalo se amplía a períodos más pequeños para estudios más locales y superficiales dando lugar al método *audiomagnetotelúrico*. De la expresión (1) vemos también que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método magnetotelúrico sea especialmente interesante en la investigación de estructuras situadas por debajo de grandes bloques resistivos, a diferencia de los métodos eléctricos de corriente continua que no pueden atravesar una capa muy resistiva. La respuesta máxima de los magnetómetros que habitualmente se utilizan se sitúa en un determinado rango de períodos, de manera que existen equipos de período corto para el estudio de las capas más superficiales (*audiomagnetotelúrica*) ( $< 10^{-1}$  s) y equipos de período largo para la investigación de las estructuras profundas de la corteza y manto ( hasta  $10^4$  s).

Una estación o sondeo magnetotelúrico consiste en el registro simultáneo durante cierto tiempo de las variaciones temporales de 5 componentes: tres magnéticas  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$  y dos eléctricas  $E_x$ ,  $E_y$ . Siendo  $x$  e  $y$  direcciones horizontales perpendiculares y  $z$ , la direc-

ción vertical. En el dominio de frecuencias la relación entre las componentes horizontales, para cada frecuencia es de la forma:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{aligned} \quad (2)$$

En estas ecuaciones tanto los campos como los coeficientes son magnitudes complejas. Estos coeficientes constituyen las componentes de un tensor  $2 \times 2$  denominado tensor de impedancias que depende de la distribución de conductividad del subsuelo, por lo que su obtención para cada frecuencia o período nos permitirá conocer la estructura del subsuelo en términos de este parámetro físico.

Así en (2) los datos son las amplitudes complejas  $E$  y  $H$  para cada período (obtenidas tras transformar los registros temporales al dominio de frecuencias) y las incógnitas son las componentes del tensor de impedancias. Para cada período tenemos pues ocho incógnitas (las cuatro componentes reales del tensor y las cuatro imaginarias) y cuatro ecuaciones (dos de la parte real y dos de la imaginaria). Por ello los registros de las variaciones temporales de los campos se disponen de manera que una misma frecuencia quede registrada un elevado número de veces. Como para cada frecuencia tenemos cuatro ecuaciones (2), el sistema queda entonces sobredeterminado y se resuelve mediante métodos estadísticos (mínimos cuadrados o de procesado robusto). Generalmente el tiempo de registro es de algunos segundos para los períodos inferiores a 1 s, de algunas horas para los períodos hasta 100 s y de algunos días para períodos más largos. De esta manera se asegura un suficiente número de datos para cada período y, por tanto, una mejor estadística.

A partir de las componentes del tensor de impedancias se define, para cada período  $T$ , la resistividad aparente y la fase. Para la componente  $Z_{xy}(T)$  por ejemplo se tiene:

$$\begin{aligned} \rho_{axy}(T) &= T/(2\pi\mu) |Z_{xy}(T)|^2 \\ \phi_{xy}(T) &= \arctan\{Im(Z_{xy}(T))/Re(Z_{xy}(T))\} \end{aligned} \quad (3)$$

donde  $\mu$  es la permeabilidad magnética (habitualmente la del vacío). De igual manera se definen estas magnitudes para las otras 3 componentes del tensor de impedancias.

### **Funciones de transferencia geomagnética**

En el dominio de las frecuencias la componente magnética vertical  $H_z$  está relacionada con las horizontales de la forma siguiente:

$$H_z = aH_x + bH_y \quad (4)$$

donde  $a$  y  $b$  son las funciones de transferencia geomagnética (también se las denomina *tipper*). Son magnitudes complejas y dependen de la conductividad eléctrica del medio. Se trata de magnitudes principalmente sensibles a variaciones laterales de la conductividad del medio. El vector ( $\text{Re}(a)$ ,  $\text{Re}(b)$ ) para una frecuencia dada se denomina vector de inducción real (igualmente se define el vector imaginario con las componentes imaginarias de  $a$  y  $b$ ). El vector de inducción real dibujado sobre el plano horizontal ( $x$ ,  $y$ ) tiene la propiedad de ser perpendicular a las estructuras conductoras del medio, de manera que su representación sobre un mapa es una herramienta útil para localizar la distribución en planta de las estructuras más conductoras.

### **Análisis de los datos: dimensionalidad y distorsión galvánica**

El hecho de realizar las medidas tensorialmente, es decir en dos direcciones perpendiculares, es consecuencia de la sensibilidad de las mismas respecto a la dimensionalidad y direcciones principales de la estructura de conductividades eléctricas. Esta circunstancia es una característica del método magnetoteléurico de manera que puede realizarse un análisis de la dimensionalidad y dirección de la estructura a diferencia de otros métodos geofísicos, por ejemplo la sísmica de reflexión en la que es preciso realizar perfiles cruzados para detectar estructuras 3D. Para medios unidimensionales (1D) las componentes diagonales del tensor de impedancias son nulas y las antidiagonales son iguales y de signo contrario. Si el medio es bidimensional (2D), es posible, mediante sucesivas rotaciones del tensor, encontrar dos direcciones perpendiculares entre sí, para las que las componentes diagonales se anulan mientras que las antidiagonales son no nulas y distintas entre ellas. Una de estas direcciones coincide con la dirección de la estructura (*strike*). El caso tridimensional (3D) se identifica por un comportamiento del tensor distinto a los otros dos casos anteriores. Una vez que se ha determinado la dimensión del modelo (y sus direcciones principales), las resistividades aparentes, fases y funciones de transferencia geomagnética, como funciones del período, se interpretan en términos de variación de la resistividad eléctrica con la profundidad.

#### *Distorsión galvánica (static shift)*

Cuando existen inhomogeneidades locales superfi-

ciales que presenten fuertes gradientes o cambios en la resistividad, se produce una acumulación de cargas en las fronteras que pueden crear un campo anómalo local que altere la respuesta regional. Este campo canaliza las corrientes en las zonas más conductoras de las heterogeneidades. Su efecto es más notorio en áreas resistivas (por ejemplo en rocas cristalinas). Estas distorsiones, conocidas como galvánicas, afectan principalmente al campo eléctrico y son independientes de la frecuencia. Su influencia en el campo magnético no es importante para períodos largos. El caso general de una tierra 2D real consistirá en un modelo regional 2D afectado por una heterogeneidad local 3D. Se suele representar por 3D/2D. Matemáticamente esta distorsión se describe como:

$$Z_{exp} = RCZ_0R^T \quad (5)$$

donde  $Z_{exp}$  es el tensor experimental,  $Z_0$  el tensor regional libre de distorsión,  $C$  la matriz de distorsión, real e independiente del período,  $R$  la matriz de rotación. Para averiguar si una estructura es por ejemplo 2D se resuelve el sistema de ecuaciones (5) buscando el ángulo de rotación para el que la matriz de distorsión sea independiente de la frecuencia. Se determina así la dirección de la estructura y el tensor regional  $Z_0$  salvo un factor real que se denomina "static shift". Este factor escalar sólo afecta al módulo de las componentes del tensor y no a la fase. Por tanto afecta sólo a la resistividad aparente. En la representación logarítmica las curvas de resistividad aparente aparecen desplazadas verticalmente por este factor. Esto representa una indeterminación en el nivel de la resistividad de la capa más superficial que suele resolverse mediante diferentes procedimientos: métodos estadísticos (promediando los niveles de todas las estaciones o sondeos realizados en una zona), incorporación de información *a priori* sobre algún parámetro del modelo (de esta forma queda fijado el nivel de resistividad aparente), uso de *logs* de resistividad (y por tanto se mide directamente la resistividad de la primera capa), y el uso de sondeos electromagnéticos con fuente artificial (TDEM) que, al no estar afectados por la distorsión galvánica, permiten obtener la resistividad de la primera capa.

#### **Resolución**

La equivalencia es uno de los problemas inherentes a los métodos geofísicos, puesto que se trata de métodos de medida indirectos. En magnetoteléurica la equivalencia más importante es la denominada equivalencia en  $S$  (conductancia). En medios 1D, cuando

tenemos una capa conductora en medio de dos resistivas no puede resolverse unívocamente la resistividad y espesor de la capa conductora, sino su conductancia (cociente entre espesor y resistividad). Cuando el modelo es 2D (o 3D) y se dispone de suficiente densidad de estaciones, la interpretación conjunta de las componentes del tensor de impedancias mejora la resolución de estos parámetros. Si además se dispone de registros del campo magnético vertical, la interpretación simultánea con las funciones de transferencia geomagnética puede llegar a restringir mucho la ambigüedad de la equivalencia pero siempre existe un cierto grado de ambigüedad en la determinación de la base de los conductores profundos.

La segunda limitación en cuanto a la resolución es el efecto de apantallamiento que originan los conductores superficiales. Debido al efecto de "skin depth" un conductor superficial, como el producido por una cuenca sedimentaria, enmascara la estructura profunda. Aquí se mezclan por una parte el efecto de la atenuación de los campos con la conductividad, de manera que para alcanzar una misma penetración debemos registrar períodos más largos, pero además, al tener que recurrir a períodos muy largos para una estructura situada a una profundidad moderada también se pierde resolución puesto que es como si ésta se "alejara". Con un ejemplo ilustraremos este efecto. Supongamos una corteza constituida por 2 capas: corteza superior cristalina de  $10^4 \Omega\text{m}$  y 20 km de espesor, una corteza inferior de  $5 \Omega\text{m}$  y 1 km de espesor y un manto de  $1000 \Omega\text{m}$  (Fig. 1, curva a). Supongamos ahora que tenemos una cuenca sedimentaria superficial de 3 km de espesor y una resistividad de  $10 \Omega\text{m}$ . En la figura observamos las respuestas para una secuencia de espesores de la corteza inferior conductora. Se observa que la corteza inferior conductora es detectable en el caso (a), pero cuando hay una cuenca sedimentaria conductora sólo es detectable si su espesor es superior a 2 km.

### Resistividad de los materiales

La resistividad eléctrica es un parámetro físico ampliamente utilizado en la investigación de estructuras superficiales, tanto en los métodos eléctricos de corriente continua como en los electromagnéticos. En las capas superficiales de la corteza la conducción eléctrica es de tipo iónico y las diferencias de resistividad están asociadas a los diferentes tipos de rocas y a sus características respecto al fluido intersticial (agua) que contienen. A partir de cierta profundidad (algunos pocos km) la concentración de sales es elevada, lo cual hace disminuir considerablemente la

resistividad efectiva de la roca. Medidas de la resistividad eléctrica realizadas en laboratorio indican que los constituyentes de la corteza (seca) tienen resistividades superiores a  $10^7 \Omega\text{m}$ . En cambio, la presencia de agua salina en los poros hace disminuir la resistividad varios órdenes de magnitud, en función de la concentración, porosidad y conexión entre poros.

A gran profundidad, la presión y la temperatura intervienen en la resistividad de las rocas. La presión, al cerrar los poros, tiende a disminuir la conductividad. Sin embargo, existe un límite a este efecto cuando las asperezas de las superficies de las grietas entran en contacto. En este punto aunque la presión siga aumentando la porosidad varía poco y disminuye el ángulo diedro de las paredes de los poros facilitando un aumento de la conexión de los mismos (Mibe *et al.*, 1999). La temperatura empieza a ser relevante a partir de unos  $200 \text{ }^\circ\text{C}$ , cuando empieza a ser importante la conducción electrónica (del tipo de semiconductores) a través de los minerales de la matriz rocosa. Medidas realizadas en laboratorio (Kariya and Shankland 1983) indican que al pasar de  $400$  a  $800 \text{ }^\circ\text{C}$ , las rocas secas típicas de corteza inferior aumentan la conductividad entre 2 órdenes de magnitud (rocas

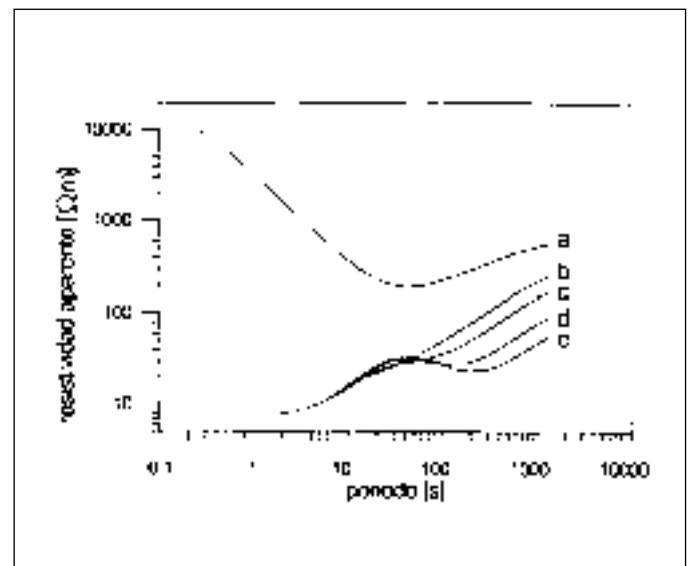


Fig. 1. Curva (a): Resistividad aparente para un modelo de corteza de  $10^4 \Omega\text{m}$  y 20 km de espesor (corteza superior y media), una corteza inferior conductora de  $5 \Omega\text{m}$  y 1 km de espesor, y un manto de  $1000 \Omega\text{m}$ . Curva (b), el mismo modelo pero con una cuenca conductora superficial de  $10 \Omega\text{m}$  y 3 km de espesor. Curvas (c), (d) y (e): igual que (b) pero con espesores de la corteza inferior conductora de 2, 4 y 6 km respectivamente

Fig. 1. Curve(a): Apparent resistivity for a crust of  $10^4 \Omega\text{m}$  and 20 km, a lower crust of  $5 \Omega\text{m}$  and 1km and a mantle of  $1000 \Omega\text{m}$ . Curve (b): the same as (a) but with a surface basin of  $10 \Omega\text{m}$  and 3km. Curves (c), (d) and (e): the same as (b) but thickness of the conductive lower crust of 2, 4 and 6 km respectively

silícicas) y 3 órdenes de magnitud (rocas máficas). La presencia de fluidos aumenta el efecto, puesto que el propio fluido experimenta un aumento en la conductividad.

Definimos condiciones "normales" aquéllas en las que la resistividad efectiva de la roca es el resultado de la influencia del fluido salino (suficiente aunque la porosidad sea pequeña) y de un componente de tipo electrónico en la matriz rocosa a profundidades con más de 200 °C. En estas condiciones, las cortezas superior y media se caracterizan por valores promedio de  $10^3$ - $10^4$   $\Omega$ m. Al aumentar la profundidad, la resistividad disminuye por el efecto de la temperatura. A niveles de corteza inferior puede disminuir hasta 2 órdenes de magnitud. Sin embargo, la corteza inferior presenta frecuentemente una capa de resistividad de algunos órdenes de magnitud aun inferior (Jones 1992) a la que le correspondería por la temperatura. Este comportamiento se correlaciona con un aumento de la reflectividad sísmica y se atribuye a una concentración superior de fluidos en la parte superior de la corteza inferior correspondiente a una temperatura del orden de 400°-500°C (Marquis and Hyndman 1992). Los fluidos quedarían atrapados por una capa impermeable relacionada con la transición frágil-dúctil. Sin embargo, este es un tema de debate actual ya que existen ciertas dudas petrológicas para la existencia de fluidos libres en la corteza inferior en áreas estables antiguas (p. ej., Yardley and Valley 1997) y esta hipótesis quedaría restringida a zonas jóvenes (cenozoicas).

Frente a las condiciones "normales", cuando hablamos de "zonas conductoras anómalas" nos referimos a resistividades notablemente inferiores, de sólo algunas decenas y, en ocasiones, unidades de  $\Omega$ m. Los principales mecanismos que hacen aumentar sustancialmente la conductividad son: 1- presencia de fluidos debido a un aumento de la porosidad y/o de la conexión entre poros, 2- fusión parcial, 3- presencia de fases conductoras (grafito, sulfuros,...). Determinar cuál es el mecanismo en una zona anómala no es evidente. Por lo general, el contexto geodinámico de la zona, la forma geométrica y profundidad de las anomalías conductoras y la información adicional disponible serán elementos claves para su interpretación.

## Estudios regionales

Con el desarrollo de los nuevos equipos de adquisición de datos y del procesado robusto de las series temporales, durante la década de los 80 se empezó a utilizar de forma sistemática el método magnetotelú-

rico en estudios de ámbito regional. Existen muchos ejemplos que ilustran su comportamiento en una gran variedad de contextos geológicos, lo cual permite caracterizar las anomalías conductoras asociadas a cada tipo de estructura. Para estudios de ámbito cortical el método geofísico de mayor resolución es la sísmica de reflexión profunda y, dado que la conductividad eléctrica es un parámetro físico independiente de los parámetros elásticos que controlan la sísmica, la combinación de ambos métodos en ocasiones ha resuelto ambigüedades propias de cada método. Existen varias compilaciones de casos de perfiles sísmicos y magnetotelúricos coincidentes en una misma zona (p. ej. Hyndman and Shearer, 1989; Jones, 1998) que muestran el grado de complementariedad de ambas técnicas. Citemos por ejemplo, en un contexto de *subducción de placa oceánica*, la investigación de la subducción de la placa Juan de Fuca bajo la placa norteamericana mediante sísmica y magnetotelúrica (Kurtz *et al.*, 1986). Una capa conductora de 30  $\Omega$ m a una profundidad de 5 km en el océano Pacífico buza hacia el E hasta alcanzar más de 40 km bajo la isla de Vancouver describiendo la geometría de la subducción. Este conductor coincide con una zona de elevada reflectividad sísmica, denominada zona reflectora "E" (Green *et al.*, 1987; Cassidy and Ellis 1991). Calvert y Clowes (1990) estudiaron la forma de los reflectores y dedujeron a partir de la geometría y amplitudes de los mismos (20% de coeficiente de reflexión) la presencia de una zona de cizalla que actuaría como capa impermeable para atrapar a los fluidos que liberan los sedimentos arrastrados por la placa. Cassidy y Ellis (1991), mediante un estudio de teleseismos y analizando las ondas de cizalla, observaron que la zona coincidía con una de baja velocidad (disminución de 1 km/s en ondas S) y un coeficiente de Poisson anómalo ( $> 0.34$ ). Los datos sísmicos se explican mediante fluidos con una porosidad entre 0.1-1% y concuerdan con la resistividad obtenida con magnetotelúrica que necesita la presencia de fluidos salinos en un sistema de poros conectados con una porosidad alrededor de 1%.

El contexto geodinámico marca la causa de las anomalías conductoras por lo que el comportamiento es muy distinto según sea la edad y evolución de las estructuras investigadas. Así, en *orógenos antiguos* (paleozoicos y anteriores) el tiempo es demasiado grande para que el agua pueda permanecer y la presencia de grafito u otras fases conductoras asociadas a metasedimentos son las causantes de las anomalías conductoras. Una de las anomalías más sorprendentes es la NACP (Northamerican Central Plains) bajo el orógeno Trans-Hudson en Norteamérica (Jones, 1998). Se trata de una anomalía muy conduc-

tora ( $< 1 \Omega\text{m}$ ) situada por debajo de 10 km de profundidad. Se ha detectado en diversos perfiles de magnetotelúrica a lo largo de todo el orógeno y está asociada a fases conductoras, como el grafito, como elemento predominante de rocas esquistosas.

En zonas de *sutura antiguas*, como la del Iapetus en el sur de Escocia (p. ej., Banks *et al.*, 1996) y en Irlanda (Whelan *et al.*, 1990) aparecen anomalías conductoras situadas en la corteza media que muestran una geometría con un buzamiento hacia el N. El techo de esta anomalía conductora se correlaciona con la sutura identificada por un conjunto de reflectores sísmicos (Freeman *et al.*, 1988). La correlación de los conductores con la falla de Uplands indica un giro de  $20^\circ$  respecto a la falla sugiriendo una subducción oblicua. También en este caso las elevadas conductividades encontradas se asocian a metasedimentos ricos en grafito.

En *orógenos recientes* la distribución de temperaturas puede causar la presencia de *fusión parcial*. En el sur del *plateau* del Tibet se han identificado zonas altamente conductoras (resistividad inferior a  $3 \Omega\text{m}$ ) asociadas a fusión parcial en la corteza a 25 km de profundidad (Chen *et al.*, 1996).

Otras estructuras corticales de interés son las *fallas subverticales* que no pueden detectarse con sismica de reflexión y, en cambio, son fácilmente detectadas mediante la conductividad eléctrica si contienen agua, metasedimentos conductores o ponen en contacto dos formaciones de distinta resistividad. Un estudio regional de MT en la falla de San Andrés detectó una zona de elevada conductividad (menor de  $10 \Omega\text{m}$ ) con evidencias de abarcar toda la corteza (Eberthart-Phillips *et al.*, 1995). Un estudio de MT de alta resolución (frecuencias altas) en la zona de Parkfield (con una distancia de 100 m entre estaciones) reveló con precisión que la zona de fractura tiene una anchura de 500 m hasta al menos una profundidad de 4 km (Unsworth *et al.*, 1997). En este caso la elevada conductividad se debe a fluidos salinos impregnando la zona altamente fracturada.

### Perfiles de la magnetotelúrica en la Península Ibérica

Durante la década de los noventa se han realizado estudios de magnetotelúrica en diferentes contextos geodinámicos de la Península Ibérica. En la actualidad disponemos de suficiente información para establecer comparaciones y deducir comportamientos generales que se van repitiendo en los modelos de resistividad eléctrica. Aquí repasaremos algunos de los perfiles realizados en Pirineos, Cordillera

Cantábrica, Béticas y Ossa Morena. Los períodos registrados han sido generalmente entre 0.04 s y 4000 s, por lo que el ámbito de investigación ha sido toda la corteza y parte superior del manto litosférico.

### Pirineos

Las primeras medidas realizadas en los Pirineos consistieron en un perfil N-S (Fig. 2a), desde la cuenca del Ebro, atravesando los Pirineos centrales hasta la cuenca de Aquitania (Pous *et al.*, 1995a). Este perfil coincide aproximadamente con el de sismica de reflexión ECORS-Pirineos (Choukroune *et al.*, 1989). A nivel de corteza superior y media (Fig. 2b) cabe destacar, en primer lugar, los sedimentos de las cuencas del Ebro y cuenca de Aquitania, los cuales están bien diferenciados por una resistividad de  $5 \Omega\text{m}$ . Se detectan conductores subverticales que se correlacionan con fallas cartografiadas en superficie. Entre ellas la

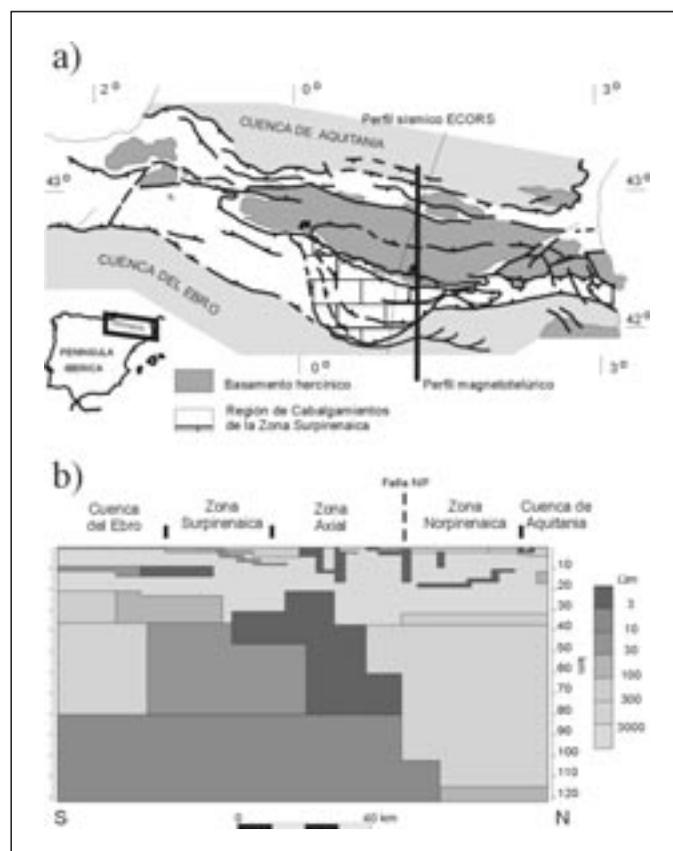


Fig. 2. (a): Mapa geológico de los Pirineos con indicación del perfil de magnetotelúrica y del perfil de sismica de reflexión ECORS. (b): Modelo de resistividad eléctrica en Pirineos, Cuenca del Ebro y de Aquitania

Fig. 2. (a): Geological map of the Pyrenees with the magnetotelluric and seismic profiles. (b): Electrical resistivity model

falla norpirenaica, el cabalgamiento de Gavarnie y la falla entre los macizos de Arize y Trois Seigneurs. En la corteza media existen dos conductores: uno situado bajo la Zona Surpirenaica y buzando hacia el norte, el otro bajo la zona norpirenaica y buzando hacia el sur, reproduciendo la imagen de doble cuña orogénica. La existencia de estos conductores en la corteza superior y corteza media, con resistividades alrededor de 5-10  $\Omega\text{m}$  se debe a la presencia de agua en los sedimentos y en las zonas de fractura. El conductor inclinado situado bajo la Zona Surpirenaica se prolonga hasta conectar con los sedimentos terciarios de la cuenca del Ebro. Ésta es una evidencia de que se trata de la superficie de despegue basal. Hay una correlación geométrica con los reflectores identificados como dicho nivel en la sección sísmica ECORS-Pirineos (Choukroune *et al.*, 1989).

La corteza inferior y manto litosférico se caracterizan por valores normales de la resistividad (algunos cientos de  $\Omega\text{m}$ ). El resultado más espectacular es la presencia de una zona altamente conductora en la corteza inferior y manto situada bajo la zona axial. Con una resistividad de 3  $\Omega\text{m}$  se ha interpretado como fusión parcial de la corteza inferior de Iberia que subduce bajo la placa europea (Pous *et al.*, 1995b). Hay evidencias adicionales que apoyan esta interpretación. En primer lugar, el estudio de cortes compensados necesita una subducción de gran envergadura para equilibrar los acortamientos de más de 150 km (Muñoz 1992). Una modelización numérica realizada por Beumont y Quinlan (1994) muestra que la topografía y geometría del orógeno es compatible con una subducción a gran escala de la corteza inferior de Iberia. Esta subducción es compatible también con las anomalías de geoide (Ledo *et al.*, 2000) y coincide con una zona de baja velocidad detectada mediante tomografía con teleseismos (Souriau and Granet 1995). Una modelización geotérmica bidimensional integrando datos de gravimetría (densidad), sísmica, presión litostática y litología muestra que se alcanzan temperaturas capaces de producir la fusión de moscovita y biotita (Glover *et al.*, 2000). Estos autores realizan una modelización considerando la conductividad causada por fluidos según la litología, presión y temperatura. Concluyen que, con estos mecanismos, el modelo de resistividad eléctrica se explica totalmente con la excepción de la anomalía conductora situada bajo la Zona Axial. Calculan que se necesita un porcentaje de al menos un 4.7 % de fusión parcial para explicar dicha anomalía. Nuevas medidas de magnetotelúrica en Pirineos Occidentales (Ledo *et al.*, 2000) han detectado la presencia de esta anomalía conductora más hacia el oeste a lo largo de la cadena Pirenaica.

### Cordillera Cantábrica

Se han realizado diversos perfiles de magnetotelúrica en la zona alpina de la cordillera Cantábrica (Fig. 3a) (Pous *et al.*, 2001). En la figura 3b se presenta el modelo de resistividades correspondiente al perfil N-S (Fig. 3a), desde la cuenca del Duero hasta prácticamente la línea de costa. En la parte sur del modelo un

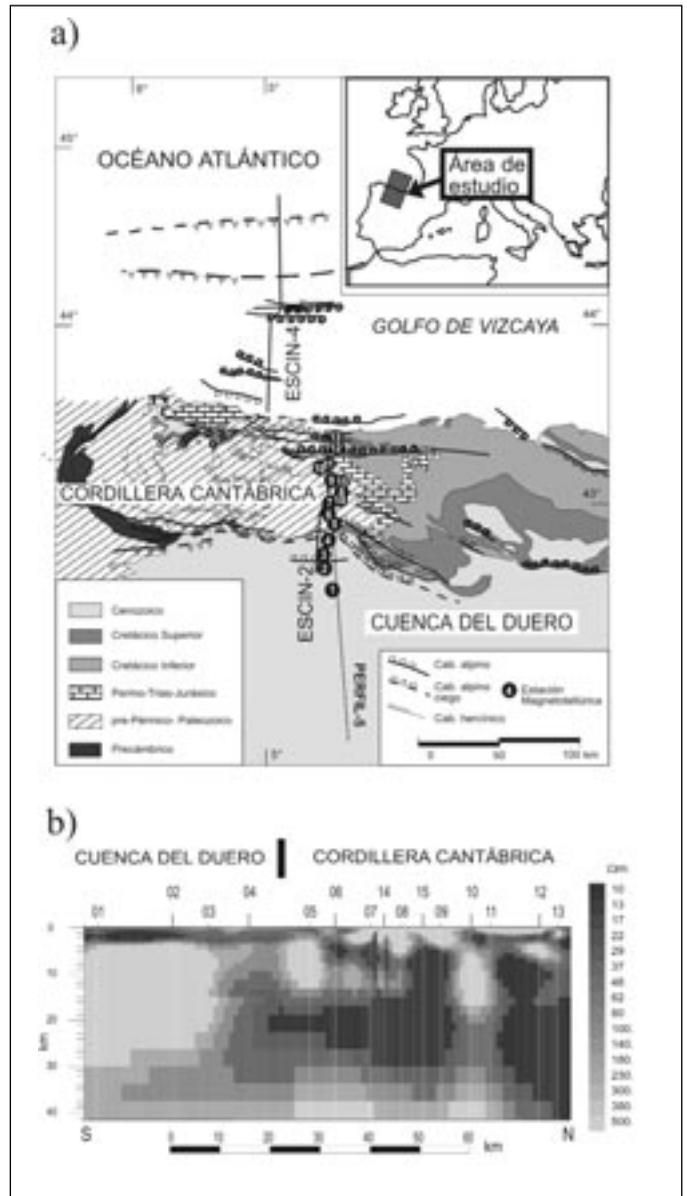


Fig. 3. (a): Mapa geológico del extremo norte de la Península Ibérica, con la situación de las estaciones de magnetotelúrica y perfiles de sísmica. (b): Modelo de resistividad eléctrica de la Cuenca del Duero y la Cordillera Cantábrica

Fig. 3. (a) Geological map of northern Iberian Peninsula indicating the location of the magnetotelluric and seismic profiles. (b): Electrical resistivity model

conductor superficial de 2.5 km de espesor describe los sedimentos terciarios de la cuenca del Duero. Este conductor conecta con otro inclinado hundiéndose hacia el norte, bajo los sondeos 6 a 9 y por debajo de la Cordillera Cantábrica. Esta geometría sugiere que se trata del nivel de despegue basal del margen cántabro sobre Iberia. Este conductor coincide con los reflectores sísmicos E y D del perfil de sismica de reflexión ESCIN2 (Pulgar *et al.*, 1996). Más al norte hay otros dos conductores buzando también hacia el norte en la corteza superior. Uno bajo los sondeos 10-12 que, en superficie, se correlaciona con la falla de Cabuérniga y alcanza una profundidad de 10 km, y el segundo, más al norte, bajo los sondeos 12 y 13 asociado a la falla de San Vicente de la Barquera. La geometría de esta secuencia de conductores buzando hacia el norte concuerda con la hipótesis de que la Cordillera Cantábrica es consecuencia del cabalgamiento del basamento varisco sobre la cuenca del Duero (Alonso *et al.*, 1996). Las anomalías conductoras son causadas por la presencia de agua en los sedimentos y zonas de fracturas.

La corteza inferior se caracteriza por ser claramente más conductora bajo la Cordillera Cantábrica. La resistividad es en promedio de 50  $\Omega\text{m}$ , con la excepción de dos zonas muy conductoras bajo las estaciones 15 y al norte del perfil bajo la estación 13. La geometría del conjunto de la corteza inferior reflejada por este conductor es la de un buzamiento (subducción) hacia el norte, alcanzando la máxima profundidad en el extremo norte del perfil y concordando con los datos de sismica de refracción (Fernández-Viejo *et al.*, 1998) que predicen una profundidad de más de 50 km bajo la línea de costa. Siendo la Cordillera Cantábrica la prolongación occidental de los Pirineos puede haber una relación con la anomalía conductora bajo la zona Axial. De existir alguna conexión, en la Cordillera Cantábrica, se trataría de un conductor situado más al norte del perfil, cuyo comienzo pudiera ser el detectado bajo las estaciones 12 y 13. Se necesitarían registros de magnetotelúrica más al norte, en mar, para establecer dicha conexión.

### Cordillera Bética

En la parte central de la cordillera Bética se han realizado diversas campañas de sondeos magnetotelúricos (Fig. 4a) (Pous *et al.*, 1999). La figura 4b muestra el modelo de resistividades correspondientes a un perfil de dirección NO-SE que atraviesa, desde la cuenca del Guadalquivir, la zona Bética Externa y la zona Bética Interna. En la parte NO del modelo los sedimentos de la cuenca del Guadalquivir (sondeos

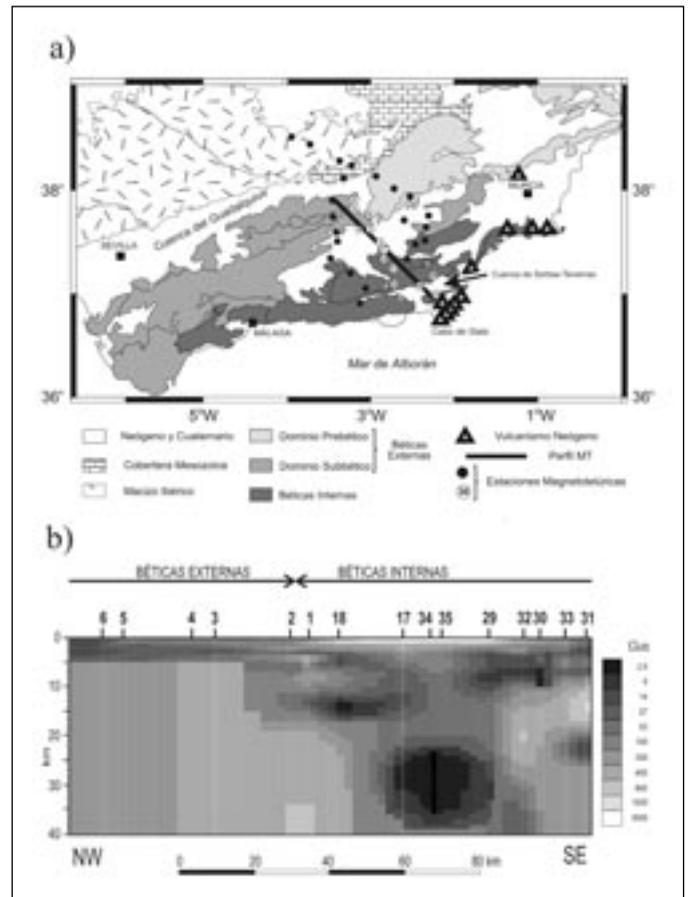


Fig. 4. (a): Mapa geológico de las Béticas, con indicación de las estaciones de magnetotelúrica. (b): Modelo de resistividad eléctrica (Cuenca del Guadalquivir, Béticas Externas y Béticas Internas)  
 Fig. 4. (a): Geological map of the Betic Range, containing the magnetotelluric profile. (b): Electrical resistivity model

6-3) se caracterizan por una resistividad de 5  $\Omega\text{m}$  y un espesor de 5 km. Este conductor se mantiene a lo largo de la Bética Externa, aunque con una mayor resistividad (alrededor de 30  $\Omega\text{m}$ ). A partir del sondeo 2 se hunde hacia el SE por debajo del complejo Nevado-Filábrides perteneciente a la zona Bética Interna. Esta imagen sugiere que los sedimentos de Guadalquivir y Bética Externa se prolongan por debajo de la zona Bética Interna (sondeo 17) alcanzando una profundidad de 10 km y se trata, por tanto, de un nivel de despegue.

A profundidades de corteza media destaca la presencia de dos zonas conductoras. Una bajo los sondeos 1 a 17 a 15 km de profundidad y la otra en la parte SE del modelo, más superficial, bajo los sondeos 29 a 33. El primero está situado bajo el contacto entre Bética Externa y Bética Interna por lo que debe interpretarse como fallas cenozoicas desarrolladas dentro del dominio ibérico. El segundo se ha inter-

pretado como un sistema de despegues extensivos miocenos que se correlaciona con el grupo de reflectores sísmicos denominados UCR (García-Dueñas *et al.*, 1994). La baja resistividad de todos estos conductores se debe a la presencia de fluidos, impregnando los sedimentos del Guadalquivir y Bética Externa, y a los sistemas de fallas y rocas afectadas por las mismas.

En la corteza inferior, bajo la Bética Interna, se sitúa a poco más de 20 km de profundidad un conductor cuya base no está bien determinada aunque llega al menos hasta 40 km. En esta misma zona un estudio de tomografía sísmica local (Carbonell *et al.*, 1998) ha detectado un área de baja velocidad. Considerando un flujo de calor de 70 mW/m<sup>2</sup> en la zona Bética Interna (Fernández *et al.*, 1998) un simple modelo geotérmico 1D indica que la temperatura es suficiente para llegar a fusión parcial de material cortical.

### Sutura entre Ossa Morena y Zona surportuguesa

Un perfil de magnetotelúrica de 210 km de longitud (Fig. 5a) atraviesa las 3 unidades del SO de la Península Ibérica: Zona Surportuguesa, Ossa Morena y Zona Centroibérica. El modelo de resistividades eléctricas (Fig. 5b) muestra 3 zonas conductoras en la corteza media e inferior (Almeida *et al.*, 2001). Un conductor (C1, fig. 5b) bajo las estaciones 5 a 1, está correlacionado con la sutura entre la Zona Surportuguesa y Ossa Morena. La elevada conductividad eléctrica se debe aquí al grafito contenido en la secuencia metasedimentaria de la zona. Cerca de la falla de Ferreira-Ficalho (FF) se encuentran materiales serfítico-grafíticos con un contenido en C entre 5% y 11% (Fontseca 1995). El segundo conductor (C2) se encuentra en el centro de Ossa Morena, está inclinado hacia el sur y se correlaciona en superficie con la falla de Serra da Ossa. Esta correlación y la geometría del conductor sugieren la forma de una falla lístrica. Más al norte, el conductor C3 pone en evidencia que el contacto entre Ossa Morena y la zona Centroibérica es un límite relevante. Se correlaciona con la zona de cizalla de Tomar-Badajoz-Córdoba (17 km x 370 km) y está caracterizada por una zona conductora (entre estaciones 34 a 36, Fig.5b). Litológicamente está constituida por metasedimentos, anfíboles, migmatitas y ortogneises. Estos conductores se asocian a metasedimentos con un contenido importante en grafito si bien es significativa la extensión de la zona conductora más al norte hasta la estación 40, que puede estar relacionada con la zona de cizalla y ser, por tanto, el efecto de una zona de alteración.

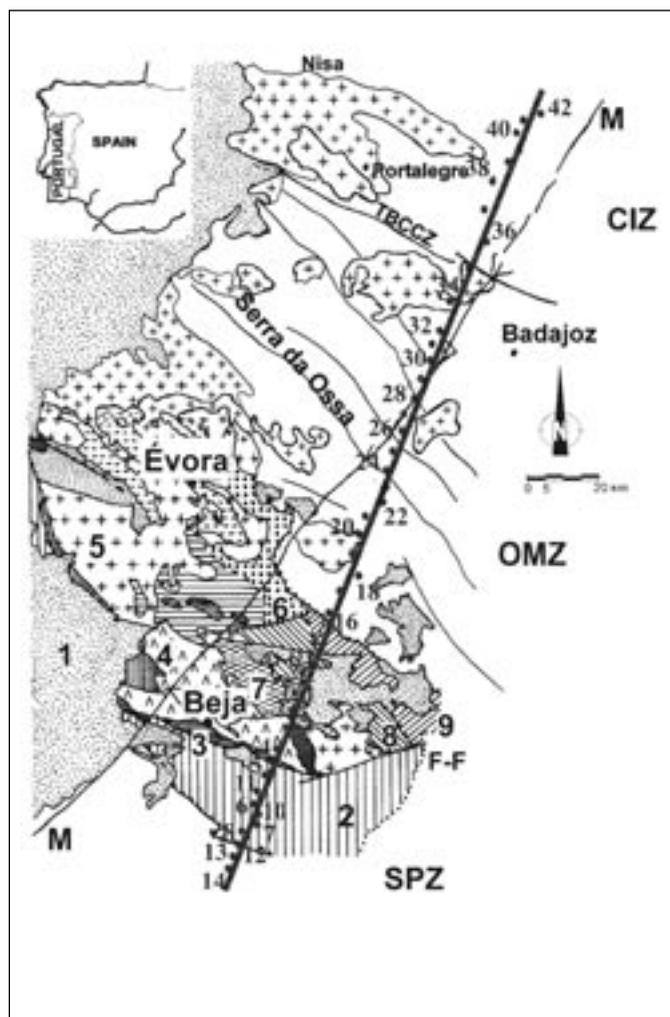


Fig. 5. (a): Mapa geológico de la zona de la sutura Varisca, con indicación del perfil de magnetotelúrica (puntos) a través de la Zona Surportuguesa, Ossa Morena y Zona Centroibérica. OMZ: Zona de Ossa Morena; SPZ: Zona Surportuguesa; CIZ: Zona Centroibérica; M: Falla Messejana; F-F: falla Ferreira Ficalho; TBCCZ: zona de cizalla de Tomar-Badajoz-Córdoba. 1: Cobertera Terciaria; 2: Formación de Pulo do Lobo; 3: Ofiolitas; 4: Complejo ígneo de Beja; 5: Granito; 6: Migmatitas y metamorfismo de alto grado; 7: Esquistos de Moura; 8: Mármoles y dolomías de Moura-Ficalho

Fig. 5. (a): Geological map of the Variscan suture indicating the magnetotelluric profile. OMZ: Ossa Morena Zone; SPZ: Southportuguese Zone; CIZ: Centrobiberian Zone; M: Messejana fault; F-F: Ferreira-Ficalho thrust; TBCCZ: Tomar-Badajoz-Córdoba shear zone. 1: Tertiary cover; 2: Pulo do Lobo accretionary Terrane; 3: Ophiolitic sequences; 4: Beja igneous complex; 5: Granitic massifs; 6: Migmatites and high grade metamorphic rocks; 7: Xistos de Moura formation; 8: Moura-Ficalho marbles and dolomitic rocks

### Conclusiones

De los experimentos de magnetotelúrica realizados en la Península Ibérica podemos extraer las siguientes conclusiones. En primer lugar, la sensibilidad de la conductividad eléctrica a la presencia de fluidos,

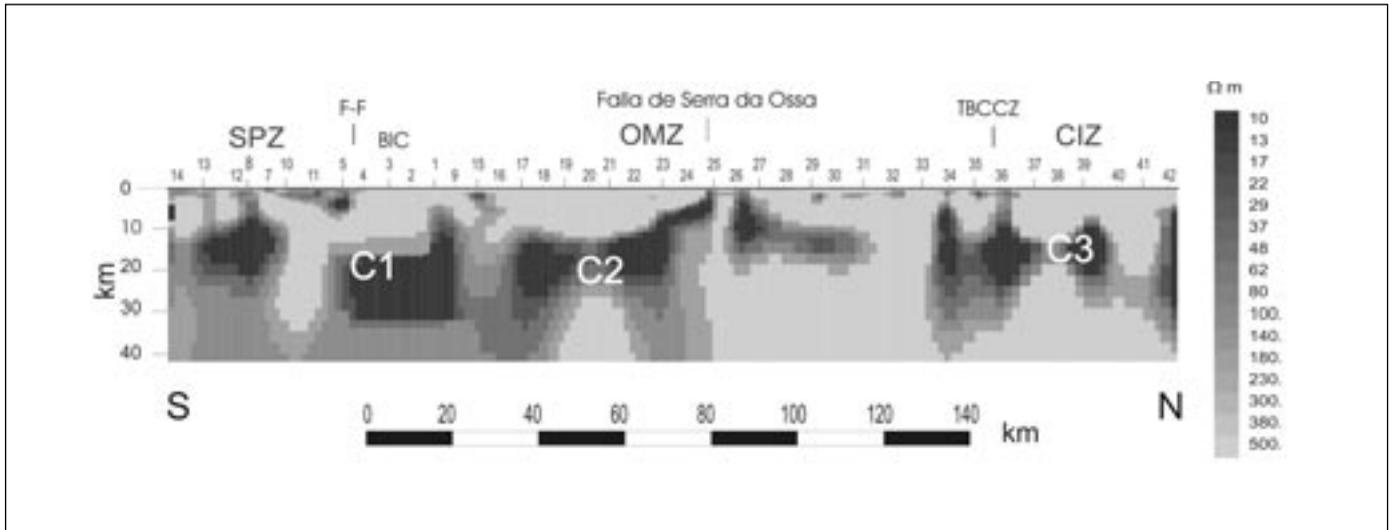


Fig. 5. (b): Modelo de resistividad eléctrica a través de las Zonas Surportuguesa, Ossa Morena y Centroibérica  
 Fig. 5. (b): Electrical resistivity model along the profile

aunque con una porosidad pequeña, ha permitido determinar geometrías estructurales en orógenos jóvenes y aportar información sobre las propiedades reológicas de la corteza. En áreas antiguas, las zonas conductoras son debidas principalmente a fases conductoras contenidas en metasedimentos y aportan información valiosa no sólo de la geometría actual sino de su historia tectónica.

Las formaciones sedimentarias se caracterizan por valores elevados de la conductividad. Es por ello que presentan un marcado contraste con un basamento resistivo y por tanto son un objetivo fácil de identificar. Igual sucede con las fallas subverticales. La elevada conductividad es debida al aumento de porosidad asociado a la zona de fractura. Precisamente la detección de conductores asociados a fracturas que aumentan la porosidad y, por tanto, llevan asociado una mayor presencia de fluidos por debajo de los basamentos cristalinos resistivos es también uno de los objetivos más factibles de identificar mediante esta técnica geofísica.

Uno de los resultados más espectaculares ha sido la detección, bajo los orógenos, de conductores, inclinados o subhorizontales, a dos profundidades: corteza media y corteza inferior. A nivel de corteza media se han identificado, en los orógenos de edad alpina, secuencias de conductores inclinados concordantes con las direcciones de deslizamientos. En el caso de Pirineos, donde el perfil de magnetotelúrica constituye una transecta completa del orógeno, estos conductores se han detectado en los dos extremos y muestran una inclinación simétrica. Algunas de estas líneas de conductores conectan con los conductores

superficiales asociados a los sedimentos de las cuencas de antepaís. La propia geometría de continuidad sugiere que se trata de superficies de despegue basal por las que los bloques deformados cabalgan sobre los materiales más jóvenes.

Los métodos electromagnéticos juegan también un papel importante en la detección de vestigios asociados a antiguas suturas, como se ha visto en el caso de la sutura entre Ossa Morena y la Zona Surportuguesa. En el momento de redactar este artículo se están realizando nuevas campañas en Ossa Morena con nuevos perfiles paralelos al de la Figura 5a con el fin de caracterizar el régimen de transpresión del orógeno varisco.

A nivel de corteza inferior, se han identificado también zonas de elevada conductividad en los orógenos de edad alpina. En Pirineos y su prolongación occidental, la cordillera Cantábrica, la presencia de una zona anómala de elevada conductividad puede ser un indicio del límite norte de la placa Ibérica, el cual se caracteriza por un engrosamiento cortical (subducción) y fusión parcial por relajación térmica. En Cantabria, sin embargo de confirmarse esta hipótesis el máximo engrosamiento estaría bajo el mar, más al norte de la zona estudiada.

## Referencias

- Almeida, E., Pous, J., Monteiro Santos, F., Fonseca, P., Marcuello, A., Queralt, P., Nolasco, R. y Mendes-Victor, L. 2001. Electromagnetic imaging of a transpressional tectonics in SW Iberia. *Geophysical Research Letters*, 28, 439-442.

- Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. y Barba, P. Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: *Tertiary basins of Spain: Tectonics, Climate and Sea-Level Changes*, edited by P.F. Friend and C.J. Dabrio, pp 214-227, Cambridge University Press, Cambridge, 1996.
- Banks, R., Livelybrooks, D., Jones, P. y Longstaff, R. 1996. Causes of high crustal conductivity beneath the Iapetus suture zone in Great Britain. *Geophysical Journal International*, 124, 433-455.
- Beaumont, C. y Quinlan, G. 1994. A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-reflectivity patterns in compressional orogens. *Geophysical Journal International*, 116, 754-783.
- Calvert, A. J. y Clowes, R. M., 1990. Deep, high-amplitude reflections from a major shear zone above the subducting Juan de Fuca plate. *Geology*, 18, 1091-1094.
- Carbonell, R., Sellarés, V., Pous, J., Dañobeitia, J. J., Queralt, P., Ledo, J. J. y García-Dueñas, V. 1998. A multidisciplinary geophysical study in the Betic chain (southern Iberia Peninsula). *Tectonophysics*, 288, 137-152.
- Cassidy, J. F. y Ellis, R. M., 1991. Shear waves constraints on a deep crustal reflective zone beneath Vancouver Island. *Journal of Geophysical Research*, 96, 19843-19851.
- Chen L., Booker, J., Jones, A. G., Wu, N., Unsworth, M., Wei, W. y Tan, H., 1996. Electrically conductive crust in southern Tibet from the INDEPTH magnetotelluric surveying. *Science*, 274, 1694,1696.
- Choukroune, P. y ECORS Team, The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics* 9 (1989) 23-39.
- Eberhart-Phillips, D., Stanley, W. D., Rodríguez, B. D. y Lutter, W. J., 1995. Surface seismic and electric methods to detect fluids related to faulting. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12919-12936.
- Fernández-Viejo, G., J. Gallart, J. A. Pulgar, J. Gallastegui, J. J. Dañobeitia and D. Córdoba. 1998. Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophysical Research Letters*, 25, 4249-4252.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A., Ramalho, E. 1998. Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, 291, 29-53.
- Fontseca, P. E. 1995. Estudo da Sutura Varisca no SW Ibérico, nas regioes de Serpa-Beja-Torralva e Alentejo-Viana do Alentejo. Ph. D. Thesis. University of Lisbon, pp. 325.
- Freeman, B., Klempner, S. L. y Hobbs, R. W. 1988. The deep structure of northern England and the Iapetus suture zone from BIRPS deep seismic reflection profiles. *Journal of Geological Society of London*, 145, 727.
- García-Dueñas, V., Banda, E., Torné, M. Córdoba, D. y ESCI-Béticas Working group, 1994. A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results. *Tectonophysics*, 232, 77-89.
- Glover, P. W. J., Pous, J., Queralt, P., Muñoz, J. A., Liesa, M. y Hole, M. 2000. Integrated two-dimensional lithospheric conductivity modelling in the Pyrenees using field-scale and laboratory measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 59-72.
- Green, A. G., Milkereit, B., Mayrand, L., Spencer, C., Kurtz, R. D. y Clowes, R. M., 1987. LITHOPROBE seismic reflection profiling across Vancouver Island. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 89, 85-90.
- Hyndman, R. D. y Shearer, P. M. (1989). Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophysical Journal International*, 98, 343-365.
- Jones, A. 1998. Waves of future: Superior inferences from collocated seismic and electromagnetic experiments, *Tectonophysics*, 286, 273-298.
- Jones, A. G., 1992. Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain, D.M. Arculus, R.J., Kay, R.W. (Eds.), *Continental lower crust*. Elsevier, Amsterdam, pp.81-143.
- Kariya, K. A. y Shankland, T. J., 1983. Electrical conductivity of dry lower crustal rocks, *Geophysics*, 48, 52-61.
- Kurtz, R. D., DeLaurier, J. M. y Gupta, J. C. 1986. A magnetotelluric sounding across Vancouver Island sees the subducting Juan de Fuca plate. *Nature*, 321, 596-599.
- Ledo, J., C. Ayala, J. Pous, P. Queralt, A. Marcuello y J. A. Muñoz. New geophysical constraints on the deep structure of the Pyrenees. *Geophysical Research Letters*, 27, 1037-1040, 2000.
- Marquis, G. y Hyndman, R. 1992. Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships. *Geophysical Journal International*, 110, 91-105.
- Mibe, K., Fujii, T. y Yasuda A. 1999. Control of the location of the volcanic front in island arcs by aqueous fluid connectivity in the mantle wedge, *Nature* 401,259-262.
- Muñoz, J. A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in: K. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, pp. 235-246.
- Pous, J. Ledo, J. J., Marcuello, A. y Daignières M. 1995a. Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees, *Geophysical Journal International* 121, 750-762.
- Pous, J., Muñoz, J. A., Ledo, J. J. y Liesa, M., 1995b. Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees, *Journal of the Geological Society of London*, 152, 217-220.
- Pous, J., Queralt, P., Ledo, J. J. y Roca, E., 1999. A high electrical conductive zone at lower crustal depth beneath the Betic Chain (Spain). *Earth and Planetary Sciences Letters*, 167, 35-45.
- Pous, J., Queralt, P. y Marcuello, A. 2001. Magnetotelluric signature of the Western Cantabrian Mountains. *Geophysical Research Letters*, 28, 1795-1798.
- Pulgar, J. A., J. Gallart, G. Fernández-Viejo, A. Pérez-Estaún, J. Álvarez-Marrón y ESCIN Research Group. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data, *Tectonophysics*, 264, 1-19,1996.
- Souriau, A. y Granet, 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *Journal of Geophysical Research* 100, 18117-18134.

Unsworth, M. J., Malin, P. E., Egbert, G. D. y Booker, J. R., 1997. Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, California. *Geology*, 25, 359-362.

Whelan, J. P., Brown, C., Hutton, V. R. S. y Dawes, G. J. K. 1990. A geoelectric section across Ireland from magnetotelluric soundings. *Physical Earth and Planetary Interiors*, 60, 138-146.

Yardley, B. W. D. y Valley, J. W. 1997. The petrologic case for a dry lower crust. *Journal Geophysical Research*, 102, 12173-12185.

Recibido: Junio 2002

Aceptado: Diciembre 2002