

# Inversión 3D de datos magnetotelúricos de largo periodo en la parte occidental de la Cordillera Bética

David Granja

*Universidad de Granada, España*

**Resumen.** Las principales anomalías electromagnéticas situadas en la parte más occidental de la Cordillera Bética permiten avanzar en el conocimiento de la estructura cortical. Con este fin, se han utilizado datos de magnetotelúrica (MT) de largo periodo que han permitido obtener la variación de resistividad en profundidad en esta área. Mediante la inversión 3D de las impedancias y de los “*phase tensor*” que incluye la influencia de la batimetría, se han generado secciones horizontales de resistividad a diferentes profundidades que permiten identificar anomalías conductoras que se asocian a la presencia de cuerpos geológicos profundos.

Esta investigación ha permitido identificar dos anomalías conductoras en el Bajo Guadalquivir: una septentrional más superficial y una meridional más profunda (hasta 5 km). La forma de estas anomalías sugiere el incremento heterogéneo en la potencia de sedimentos hacia el SE de la cuenca antepaís del Guadalquivir, hacia el límite con la Cordillera Bética.

La anomalía conductora de los Alcornocales es elongada N-S y se extiende desde 2.5 a 12 km de profundidad. Podría corresponder a una acumulación de materiales detríticos finos (arcillas, limos) asociadas a las unidades de los Flysch.

Se confirma mediante la inversión 3D la presencia de un cuerpo conductor denominado Villafranca, identificado en estudios previos mediante modelización forward 3D. Este cuerpo altamente conductor ( $0.5 \Omega \text{ m}$ ) se observa desde los 14 hasta 30 km de profundidad y se interpreta que se asocia a la posible presencia de sulfuros emplazados en la corteza media y profunda.

El cuerpo conductor de Casares, no identificado en investigaciones anteriores, se interpreta que podría deberse bien a la presencia de rocas conductoras asociadas a las unidades de tipo Flysch, aunque desconectado del cuerpo de Los Alcornocales, bien a la existencia de zonas de falla profunda mineralizada que limitan los macizos de peridotitas, o bien a la presencia de cuerpos de peridotitas en profundidad.

**Palabras clave:** Cordillera Bética, Magnetotelúrica, inversion 3D, phase tensor.

## INTRODUCCIÓN

El método magnetotelúrico es una técnica geofísica que permite conocer la distribución de la conductividad eléctrica de la litósfera utilizando medidas del campo electromagnético natural de la tierra (Chave y Jones, 2012). Este método es complementario de otros métodos basados en diferentes propiedades físicas tales como los métodos sísmicos, gravimétricos y magnéticos (Fernández, 1996). Sus resultados están influenciados por la presencia de zonas marinas que constituyen los principales conductores someros de la corteza terrestre.

La Cordillera Bética es un orógeno alpino localizado en el S y SE de la Península Ibérica (Vera et al., 2004), limitado al norte por el Macizo Ibérico que constituye su antepaís y se extiende bajo el Mar de Alborán hacia el Rif. Las Cordilleras Bética y Rifeña son orógenos curvos que se unen en el Arco de Gibraltar (Figura 1). Se han originado por la convergencia de las placas tectónicas Africana-Euroasiática desde el Neógeno (Dewey et al., 1989). El Macizo Ibérico se formó durante la Orogenia Varisca a finales del Paleozoico como resultado de la convergencia y colisión de dos continentes mayores, Laurussia y Gondwana (Vera et al., 2004).

Estudios geofísicos previos en la Cordillera Bética Occidental han permitido ubicar y establecer la geometría de los principales cuerpos intrusivos intermedios y básicos, así como establecer las estructuras corticales mayores y determinar el espesor del relleno sedimentario de la cuenca del Guadalquivir (Ruiz-Constán, 2009; González-Castillo et al., 2015). No obstante, aún no se conoce en detalle la estructura eléctrico-resistiva de la litósfera en este sector. Los estudios de la estructura cortical profunda de la parte occidental de la Cordillera Bética son claves para entender la evolución geológica del margen meridional del Macizo Ibérico y del Arco de Gibraltar.

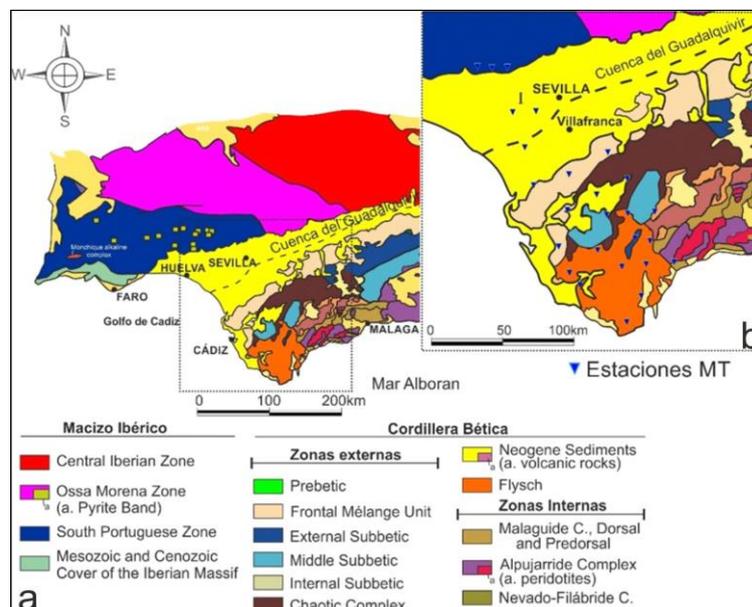


Figura 1. Contexto geológico regional de la zona de estudio (a) y posición de las estaciones de registro magnetotelúrico (b). En el extremo superior derecho se incluye la posición de las estaciones de registro (Modificado de Ruano, 2003 y Pedrera, 2009).

## MÉTODO

El método magnetotelúrico permite caracterizar la resistividad eléctrica del subsuelo a partir de la medida en superficie de las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético naturales. La interacción del campo magnético primario con la tierra genera un campo magnético secundario. Por efecto del fenómeno de inducción electromagnética, los campos eléctrico y magnético que se registran en superficie no son independientes. El cociente entre el campo magnético y el campo eléctrico se denomina Impedancia y es dependiente principalmente de la conductividad eléctrica del subsuelo.

Mediante el tensor de impedancias obtenemos los ocho elementos desconocidos (cuatro reales;  $\rho_{axy}, \rho_{axx}, \rho_{ayx}, \rho_{ayy}$  y cuatro imaginarios;  $\varphi_{xy}, \varphi_{xx}, \varphi_{yx}, \varphi_{yy}$ ) y cuatro ecuaciones que resolver para cada frecuencia estudiada.

La matriz compleja que relaciona las componentes horizontales del campo eléctrico ( $\vec{E}$ ) y magnético ( $\vec{H} = \vec{E}/\mu_0$ ) para cada frecuencia dada ( $\omega$ ). Mediante la estimación del tensor de impedancias, se obtiene la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) y fase ( $\varphi$ ) para cada frecuencia analizada.

Un procesamiento robusto de los datos fue realizado mediante el programa Frankfurt MTools. Las series temporales de largo periodo fueron procesadas utilizando el código de procesamiento de datos robusto (Varentsov, 2007) que permiten obtener las funciones de transferencia, (resistividad aparente y fase) y “*tipper vector*”.

### Inversión 3D de sondeos magnetotelúricos en la Cordillera Bética occidental

La inversión 3D fue realizada mediante el código de inversión 3D de datos magnetotelúricos ModEM, (Egbert and Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014). Este programa utiliza el algoritmo desarrollado por Egbert y Kelbert (2012), que constituye una formulación general para resolver problemas electromagnéticos inversos en el dominio de frecuencias. El programa está basado en la solución del siguiente algoritmo matemático complejo:

$$\Psi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \lambda(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{prior})^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_{prior})$$

En este algoritmo de inversión el objetivo es minimizar la función  $\Psi$  (Egbert and Kelbert 2012). Dónde:  $\mathbf{d}$  son los datos observados,  $\mathbf{m}$  el modelo de conductividad,  $\mathbf{f}(\mathbf{m})$  la respuesta forward,  $\mathbf{C}_d$  la covarianza,  $\mathbf{m}_{prior}$  el modelo anterior,  $\mathbf{C}_m$  el modelo de covarianza, y  $\lambda$  el parámetro de equilibrio.

A partir del algoritmo Egbert y Kelbert (2012), se realizó la inversión 3D de los parámetros tensor de impedancias y los “*tipper vector*”. Los programas de preparación del modelo inicial de inversión para el código ModEM desarrollados por el grupo de investigación del Profesor Andreas Junge (Frankfurt) han permitido incluir la batimetría y la línea de costa en el modelo. Se asignó un valor promedio de resistividad del agua de mar de  $0.25\Omega$  m. Se ejecutaron 37 iteraciones para lograr un RMS de 9.289. El tiempo de cálculo necesario para cada una de las iteraciones supera

generalmente las 24 h utilizando ordenadores de alto rendimiento. Para un primer modelo de aproximación este valor se considera aceptable. Como resultado se generó un cubo de 61\*66\*43 celdas, el tamaño de las celdas es de 2.5\*2.5\*0.3 km en la zona con mayor resolución de información.

## RESULTADOS

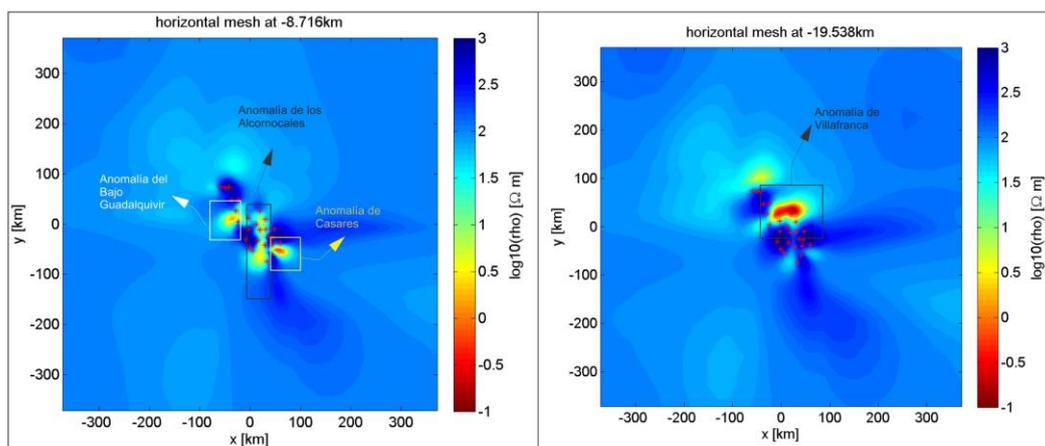
Los resultados se presentan mediante secciones horizontales de resistividad de distintas profundidades. Esencialmente se han diferenciado cuatro anomalías:

**Anomalías del Bajo Guadalquivir:** Se encuentran al Noroeste del área de este estudio, localizadas en la zona baja de la cuenca del Guadalquivir. Esta anomalía está compuesta por dos cuerpos, el septentrional más somero que el meridional. Se observan desde superficie y desaparecen aproximadamente a los 5 km de profundidad, con valores de resistividad aproximados entre 0.5 a 1.5  $\Omega\text{m}$  (Figura 2).

**Anomalía de los Alcornocales:** Se ubica en la parte central del área estudiada, en la zona del Parque Natural de los Alcornocales. Los valores de resistividad están comprendidos entre 0.25 y 1.75 ( $\Omega\text{m}$ ). Este cuerpo conductor aparece aproximadamente entre los 2.5 y 12 km de profundidad (Figura 2).

**Anomalía de Casares.** – Se trata de un cuerpo conductor que aparece al SE del área estudiada en las cercanías de la población de Casares. Se extiende desde la superficie hasta aproximadamente los 12 km (Figura 2) de profundidad, con valores de resistividad muy bajos (entre 0.25 y 1  $\Omega\text{m}$ ).

**Anomalía de Villafranca.** – Esta anomalía conductora se ubica en las cercanías de la población Villafranca (Figura 2). Se extiende desde los 12 kilómetros de profundidad hasta aproximadamente la base de la corteza (cerca de 30 km). Los valores de resistividad de esta anomalía oscilan entre los 0.125 de 0.75  $\Omega\text{m}$ .



**Figura 2.** Secciones horizontales a distintas profundidades que muestran la Anomalía conductora de Villafranca.

## CONCLUSION

Se han detectado dos anomalías conductoras del Bajo Guadalquivir (0,5 a 1,5  $\Omega$ m): la septentrional más superficial y la meridional que alcanza hasta 5 km de profundidad. La forma de estas anomalías sugiere el incremento heterogéneo en la potencia de sedimentos hacia el SE de la cuenca antepaís del Guadalquivir, hacia el límite con la Cordillera Bética.

La anomalía de los Alcornocales es elongada N-S, con una longitud máxima de 80 km y se extiende desde 2.5 a 12 km de profundidad. Podría corresponder a una acumulación de materiales detríticos finos (arcillas, limos) asociadas a las unidades de los Flysch.

La presencia del cuerpo conductor de Villafranca que había sido identificado mediante la modelización forward 3D, se confirma con los resultados de la inversión 3D. Se trata de un cuerpo extremadamente conductor (0.05  $\Omega$  m) con una profundidad entre los 14 y 30 km y se interpreta asociado a la posible presencia de sulfuros emplazados en la corteza media y profunda.

El cuerpo de Casares, es de naturaleza desconocida y podría atribuirse bien a la presencia de rocas conductoras asociadas a las unidades de tipo Flysch, aunque desconectado del cuerpo de Los Alcornocales, bien a la existencia de zonas de falla profunda mineralizada que limitan los macizos de peridotitas, o bien a la presencia de cuerpos de peridotitas en profundidad.

## REFERENCIAS

1. Chave, A.D., Jones, A.G., (2012). The Magnetotelluric method: Theory and Practice. Cambridge University Press..
2. Dewey, J. F. H., M.L.; Turco, E.; Hutton, D.H.W. and Knott, S.D. (1989). "Kinematics of the Western Mediterranean. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), Alpine Tectonics." Geol. Soc. Spec. Publ. 45: 265-283.
3. Kelbert, A., N. M. Meqbel, G. D. Egbert & K. Tandon (2014). ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data, *Comp. Geosci.*, 66, 40-53.
4. Fernández-Ledo, J., (1996). Aplicación del método magnetotelúrico al estudio de la estructura litosférica de los Pirineos. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
5. Gonzalez Castillo, L. (2015). Crustal structure and active deformation in the westernmost Betic Cordillera and its foreland. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
6. Ruiz Constán, A. (2009). Lithospheric structure of the western Betic Cordillera and its foreland: implications in the recent tectonic evolution. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
7. Varentsov Iv.M., (2007). Arrays of simultaneous EM soundings: design, data processing and analysis. In Spichak, V.V. Eds., *Electromagnetic sounding of the Earth's interior: Methods in geochemistry and geophysics.*
7. Vera, J., Ancochea, E., Barnolas, A., Bea, F., Calvo, J.P., Civis, J., de Vicente, G., Fernández-Gianotti, J., García-Cortes, A., Pérez-Estaún, A., Pujalte, V., Rrodriguez-Fernández, L.R., Sopena, A., Tejero, R., (2004). *Geología de España*, Madrid.