

ESTUDIOS MAGNETOTELURICOS EN LA CUENCA DEL MAR DE WEDELL,  
CALCULO DE LA MATRIZ DE INDUCCION ELECTROMAGNETICA TERRESTRE

María C. Pomposiello, Hugo G. Fournier

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

José M. Febrer y Juan C. Gasco

Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales

Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

En este trabajo se revisaron datos magnetotelúricos obtenidos en campañas antárticas, en sitios aledaños a las bases argentinas Marambio y Matienzo, cuya interpretación preliminar ya era conocida. El análisis complementario que aquí se presenta pone énfasis en el cálculo detallado de los elementos del tensor impedancia, la forma de descripción mas general de la inducción en la tierra. Del análisis surgen las siguientes conclusiones: 1) un acuerdo general aceptable con los resultados preliminares, 2) argumentos para considerar válida la hipótesis de una estructura con simetría bidimensional en Marambio, 3) evidencias de una estructura de mayor complejidad en Matienzo.

ABSTRACT

In this paper antarctic magnetotelluric data obtained near the argentine bases Marambio and Matienzo were analyzed. Previous preliminary interpretation had been already published. The here presented complementary analysis put emphasis on the calculus of the elements of the impedance tensor, the more general description of the induction in earth phenomena. The conclusions of this analysis are: 1) There is a general agreement with preliminary results, 2) arguments in favour of the two dimensional structure hypothesis are obtained in the Marambio site, 3) there are evidencies of a more complex structure in the Matienzo sounding site.

## 1. CAMPAÑAS MAGNETOTELÚRICAS ANTÁRTICAS

La idea de realizar un estudio magnetotelúrico (MT) en la Antártida surgió en relación con el grupo Geoantar del Instituto Antártico Argentino. La previsible dificultad y costo de implementar un estudio sísmico para la exploración petrolera en la Barrera de hielos de Larsen y en las islas del Mar de Wedell, hizo pensar en la MT como una alternativa pre-sísmica en el área. Los primeros trabajos sísmicos en la isla Seymour han sido llevados a cabo recientemente (Keller y otros, 1986).

La primera campaña MT, de ensayo, se llevó a cabo en la isla Seymour, en un lugar cercano a la base argentina Vice Comodoro Marambio, que fué el primer sondeo MT conocido en territorio antártico. Probada la factibilidad técnica en este ambiente siguieron las campañas MT de 1980 y 1981. En las tres campañas se realizaron un total de siete sondeos MT; dos en la isla Seymour, uno en la isla Robertson, tres en la Barrera de hielos de Larsen y uno en el borde NE de la Península Antártica, (del Valle y otros, 1983)

El instrumental utilizado, construido parcialmente en el Centro Espacial San Miguel, y las técnicas de medición, ya han sido descriptos (Gasco y otros 1982).

## 2. EL SONDAJE MAGNETOTELÚRICO

El sondeo magnetotelúrico (SMT) es un método de prospección de resistividad eléctrica, propuesto por Tikhonov (1950) y Cagniard (1953). Consiste en realizar en un punto la medición simultánea de las fluctuaciones naturales e incesantes del campo magnético terrestre y del campo eléctrico inducido (telúrico) por éstas en la tierra.

El cociente entre las amplitudes de los campos eléctrico y magnético tiene la magnitud de una impedancia y esta relacionado con la resistividad eléctrica del medio terrestre. En este párrafo se da una breve recopilación de algunos conceptos y definiciones que servirán como referencia y guía al lector en las partes siguientes de este trabajo.

El SMT presupone un modelo con las siguientes características:

- La tierra es considerada un conductor semi-infinito de contornos planos, hipótesis que es válida para bloques de dimensiones pequeñas respecto al radio terrestre.
- Las fuentes inductoras se hallan en el sistema magnetófera-ionosfera y la excitación es considerada como una onda electromagnética plana propagándose verticalmente hacia abajo.

La resistividad eléctrica del medio terrestre es simplemente una función de punto.

Sean ahora  $H_x$  y  $H_y$  las componentes horizontales del campo geomagnético, medidas en nT,  $E_x$  y  $E_y$  las componentes horizontales del campo eléctrico, en mV/Km, medidas en un punto de la superficie y  $T$ , en segundos, el período.

Consideremos una oscilación de período  $T$ . Los campos eléctricos y magnéticos horizontales medidos en un punto, puede demostrarse (Kaufman, Keller, 1981) que se hallan relacionados en la siguiente forma

$$E_x = Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \quad (1)$$

$$E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \quad (2)$$

donde los  $Z_{ij}$  son funciones del período, la resistividad del medio y el sitio de medición; no dependen en cambio de la polarización de la onda incidente.

Los elementos  $Z_{ij}$  constituyen el llamado tensor de impedancia, los elementos  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  son denominados impedancias principales y los  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  impedancias auxiliares.

### 2.1 Algunas propiedades del tensor de impedancias

En el caso de un medio con variación unidimensional de la resistividad,  $\rho = \rho(z)$ , las impedancias auxiliares son cero y las impedancias principales son (Kaufman, Keller, 1981),

$$Z_{xy} = E_x/H_y = Z_o \quad Z_{yx} = E_y/H_x = - Z_o \quad (3)$$

donde  $Z_o$  es la impedancia de una onda plana sobre la superficie terrestre. Las resistividades aparentes escalares obtenidas por Cagniard (1953):

$$\rho_x = 0.2 T (E_x/H_y)^2 \quad \rho_y = 0.2 T (E_y/H_x)^2 \quad (4)$$

que estan expresadas en Ohm-metro . Puede verificarse que las mismas son idénticas y concuerdan con lo expresado por (3).

Cuando la distribución de resistividad es bidimensional  $\rho = \rho(x,z)$ , la dirección "y" según la cual la resistividad es invariante es denominada eje de simetría o "RUMBO". En este caso si los ejes de medición coinciden con las direcciones paralela y perpendicular al RUMBO, los elementos auxiliares del tensor son cero y los términos principales serán en general diferentes (Kaufman , Keller, 1981).

Al realizar una rotación del sistema de coordenadas, los elementos del tensor cambian. Se preservan en cambio los siguientes invariantes,

$$\begin{aligned} I_1 &= Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx} \\ I_2 &= Z_{xx} + Z_{yy} \\ I_3 &= Z_{xy} - Z_{yx} \end{aligned}$$

Por lo tanto para una estructura unidimensional o bidimensional, el invariante  $I_2$  es cero. Por esta razón se define un parámetro llamado desviación "DES", en la forma,

$$DES = I_2 / I_3 = | Z_{xx} + Z_{yy} | / | Z_{xy} - Z_{yx} | \quad (5)$$

Valores pequeños de DES indican una estructura esencialmente unidimensional o bidimensional, mientras que valores grandes ocurren cuando hay estructuras tridimensionales.

## 2.2 Cálculo experimental del tensor de impedancia

Hasta ahora ha sido descripto el caso de una onda de período T. En la práctica, las señales observadas son series temporales con un contenido espectral complejo. Las señales experimentales son muestreadas con intervalo de tiempo  $\Delta t$ , durante un intervalo de tiempo total  $\tau = N \Delta t$ .

La transformada de Fourier de esta señal discreta da el valor de las amplitudes espectrales en  $N/2$  valores de la frecuencia. El algoritmo del cálculo espectral no será detallado, una exposición amplia sobre el tema se halla en Bath (1979). Como estimadores espectrales, mejor que la amplitud, se usan las potencias espectrales  $P_{ii}(\omega_n)$ . También pueden definirse las potencias espectrales cruzadas entre dos componentes  $P_{ij}(\omega_n)$ .

Los estimadores estadísticos de las potencias espectrales son obtenidos tomando promedio sobre bandas de frecuencia, las cuales contienen varias de las estimaciones de la amplitud espectral. Las potencias espectrales, o autopotencias, y las potencias cruzadas son definidas de la siguiente manera,

$$P_{ij}(\omega_n) = (\Delta\omega)^{-1} \int_{\omega_n - \Delta\omega/2}^{\omega_n + \Delta\omega/2} C_i C_j^* d\omega = [C_i C_j^*] \quad (6)$$

donde  $C_i$  y  $C_j$  son dos cualquiera de las amplitudes espectrales de Fourier de las componentes de las señales E's o H's, el asterisco indica la operación

compleja conjugada,  $\omega_n$  es la frecuencia central y  $\Delta\omega$  es el ancho de banda donde se efectúa el promedio.

Los elementos del tensor  $Z_{ij}$  son calculados para cada una de las frecuencias centrales  $\omega_n$  con el método de cuadrados mínimos generalizados, resolviendo las ecuaciones (1) y (2). Según este método (Swift, 1967), los elementos  $Z_{ij}$  quedan expresados en función de las potencias espectrales por expresiones de la forma,

$$Z_{xy} = \frac{[H_x H_x^*] [E_x H_y^*] - [E_x H_x^*] [H_x H_y^*]}{[H_x H_x^*] [H_y H_y^*] - [H_x H_y^*] [H_y H_x^*]} \quad (7)$$

En el caso en que  $H_x$  y  $H_y$  sean fuertemente dependientes (esto es la coherencia entre ambas señales es alta) el denominador de (7) tiende a cancelarse dando estimaciones inestables de  $Z_{ij}$ . La coherencia entre dos señales se define como,

$$\text{Coh}(C_i, C_j) = [C_i C_j^*] / ([C_i C_i^*][C_j C_j^*])^{1/2} \quad (8)$$

Una manera de controlar los resultados es sustituyendo los valores obtenidos de los  $Z_{ij}$  en las ecuaciones (1) y (2). De esta manera se pueden calcular las llamadas componentes eléctricas predichas ( $E_{xp}$  y  $E_{yp}$ ) a partir de los valores observados de  $H_x$  y  $H_y$ . Las coherencias entre  $E_x$  y  $E_{xp}$  y entre  $E_y$  y  $E_{yp}$  son denominadas coherencias predichas (Vozoff, 1972).

En general se adopta el criterio, para los cálculos realizados en cada frecuencia, que las coherencias predichas no sean menores de 0.9. Coherencias menores son atribuibles a contaminación de ruido en algunas de las componentes.

Una forma de simplificar la interpretación es determinar el sistema de coordenadas de mayor simetría, o ejes principales del tensor. Este sistema de coordenadas se define como aquél en que las impedancias principales sumadas toman su mayor valor. Una manera de realizarlo es determinando el ángulo  $\alpha$  de rotación del sistema de coordenadas para que se satisfaga la condición siguiente,

$$|Z_{xy}(\alpha)|^2 + |Z_{yx}(\alpha)|^2 = \text{máximo} \quad (9)$$

Una vez obtenido el tensor de impedancias en los ejes principales, tensor que llamaremos  $Z'_{ij}$ , se pueden calcular dos resistividades aparentes como extensión a las fórmulas de Cagniard(1953), expresadas en (4),

$$R_{xy} = 0.2 T |Z'_{xy}|^2 \quad R_{yx} = 0.2 T |Z'_{yx}|^2 \quad (10)$$

### 2.3 Procedimiento de interpretación

Los cálculos de los elementos de matriz de impedancia se realizan en una banda de frecuencias adecuada a los registros experimentales que se dispone. La frecuencia máxima es limitada por la frecuencia de Nyquist; para la frecuencia mínima se impone el criterio de que existan diez oscilaciones en la extensión del registro considerado, a fin de tener una representación estadística suficiente. Efectuados los cálculos, se toma como criterio de aceptación que la coherencia entre  $H_x$  y  $H_y$  sea menor que 0.7, para evitar la cancelación que ocurre en el denominador de (7). También se solicita que las coherencias predichas ( $E_{xp}$  y  $E_{yp}$ ) sean mayores que 0.85, como control sobre el ruido de las señales.

A continuación se trata de interpretar la simetría de la estructura. Como vimos en la sección 2.1, si las resistividades aparentes calculadas por (10) coinciden para cualquier orientación de los ejes de coordenadas y además el parámetro DES es menor que 0.2 se puede concluir que la estructura se acerca al caso unidimensional.

Si el parámetro DES es chico, menor que 0.2, y las resistividades aparentes calculadas por (10) son distintas en los ejes principales del tensor, se puede interpretar como un caso bidimensional.

Para el caso de DES elevado no existe un RUMBO o eje de simetría preponderante, la interpretación debería considerar la introducción eventual de modelos tridimensionales y es obviamente el caso más complejo.

El último paso en la interpretación es la búsqueda de un modelo de asignación de la resistividad eléctrica del subsuelo y su relación con la geología del sitio. A partir de este modelo pueden calcularse teóricamente los elementos del tensor de impedancia,  $Z_t$ , lo que constituye la llamada solución del problema directo. El modelo más verosímil u óptimo,  $Z_{op}$ , es aquél cuya diferencia cuadrática media respecto del tensor determinado experimentalmente,  $Z_e$ , es mínima. El procedimiento se aplica sumando las diferencias cuadráticas en todo el intervalo de períodos medidos. Este procedimiento se designa habitualmente en geofísica solución del problema inverso por cuadrados mínimos.

Cuando las condiciones son favorables, y hay evidencias de grados de simetría unidimensional o bidimensional, el procedimiento de inversión se reduce al ajuste sobre un número menor de elementos del tensor. En el caso unidimensional hay un solo elemento distinto del tensor, que se ajusta con un modelo de  $n$  capas homogéneas e isotrópicas.

## 3. ANALISIS DE LOS RESULTADOS EN LOS SITIOS DE MARAMBIO Y MATIENZO

En la Fig. 1 se indican las posiciones de los dos sitios, Marambio y Matienzo, al este de la Península Antártica. El primero se realizó en las cercanías de la base que lleva ese nombre en la isla Seymour, el segundo, próximo a la Base Matienzo, sobre la Barrera de Hielos de Larsen, en el conjunto de nunataks Foca.

FIG. 1 Sitios de los sondeos magnetoteléuricos en la cuenca del Mar de Wedell. El área punteada corresponde a la Península Antártica e islas adyacentes y el área rayada corresponde a la Barrera de Hielos de Larsen. Los asteriscos marcan la posición de los sondeos MT.

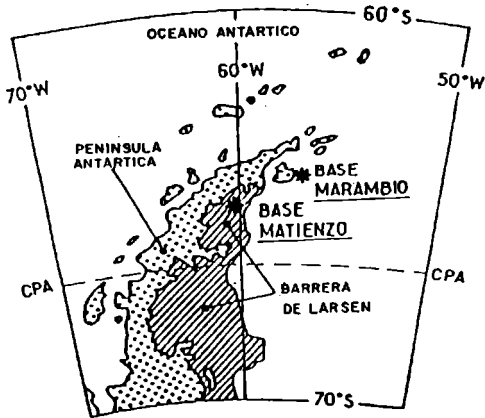


FIG. 1

## 3.1 Resultados en Marambio

Las resistividades aparentes escalares habían sido determinadas, en forma preliminar (Fournier y otros, 1980) y (del Valle y otros, 1983) para el sondeo realizado en este sitio en 1979 y para la repetición en las cercanías realizada en 1980. El análisis de los resultados puso de manifiesto que las curvas de resistividad aparente para los dos sondeos y para ambas direcciones de medida (NS y EO) coinciden para todas las frecuencias observadas. La interpretación con un modelo unidimensional de capas horizontales, muestra una estructura de seis capas,

Espesor (km)	Resistividad (Ohm-m)
0.325	12
4.4	200
2.0	2
58.0	2000
20.0	10
	200

En esta interpretación las rocas sedimentarias están representadas por las tres primeras capas, con un espesor total de 6325 metros. El techo de una capa conductora intercalada se halla a 65 Km. de profundidad. Este valor es interpretado como el límite inferior posible para la base de la litosfera en esa región. Para la nueva elaboración de datos se utilizaron siete secciones de registro, que fueron digitalizados, efectuándose los cálculos tensoriales para la banda de 3.2 a 1258 segundos de período. Los valores de resistividad aparente, según los ejes principales del tensor ( $R_{xy}$ ) y los ejes perpendiculares ( $R_{yx}$ ), promedio de los siete análisis, son mostrados en la Fig. 2. Los dos conjuntos de puntos muestran un marcado paralelismo, con intersección parcial de valores y que están en buena concordancia con los resultados escalares obtenidos previamente. El parámetro DES medio calculado resultó igual a 0.3, lo que indica junto con la semejanza entre ambas curvas de resistividad aparente, que la estructura geológica puede ser asemejada a una distribución bidimensional de gran longitud de onda.

Es quizá inesperado que no se observe una estructura netamente tridimensional para una isla. La presencia del mar, muy conductor eléctricamente, constituye una inhomogeneidad lateral en la costa. Tal discontinuidad produce un efecto de inducción de corrientes en el mar, distorsionando las curvas de resistividad aparente.

Varios autores han intentado evaluar el "efecto costa", ya sea usando modelos analíticos, métodos numéricos o modelos en escala realizados en laboratorio (Dosso, 1973) (Dosso y otros, 1980).

El "efecto costa" produce un aumento de la componente vertical del campo magnético y una disminución de la resistividad aparente, con su máxima expresión en la interfase mar-tierra (la playa). El efecto disminuye notablemente al alejarse de la costa y también al aumentar el período. Cuando la profundidad del océano es sólo una fracción de la profundidad de penetración, el efecto de distorsión tiende a atenuarse drásticamente con la distancia a la línea de costa.

La profundidad de penetración del campo electromagnético, considerando una resistividad promedio de la cuenca de 100 Ohm-m y períodos entre 3.0 a 1000.0 seg., varía entre 8.7 a 160 Km. La relación obtenida comparando esta profundidad con la del mar en 100 Km alrededor de la isla, que estimamos en 0.150 Km, apoya la conclusión que no deben esperarse distorsiones importantes en las curvas de resistividad aparente.

Además se estimó el RUMBO con el procedimiento indicado en (9). El RUMBO es el ángulo que indica la posición de los ejes principales del tensor, su valor medio resultó de 57° medidos desde el Norte al Este. Este valor es cercano a la orientación del eje mayor de la isla Seymour y la Península Antártica.



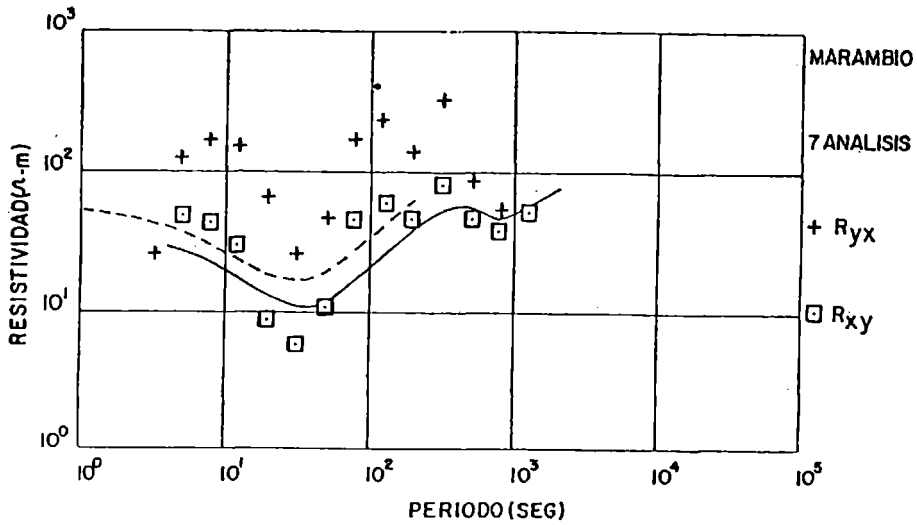


FIG. 2 Puntos calculados de las resistividades aparentes tensoriales en el sitio de Marambio.  $R_{xy}$  es según el eje principal tensorial. En trazo cortado la resistividad aparente preliminar (escalar) de los datos de 1980, en trazo lleno lo mismo para los datos de 1979.

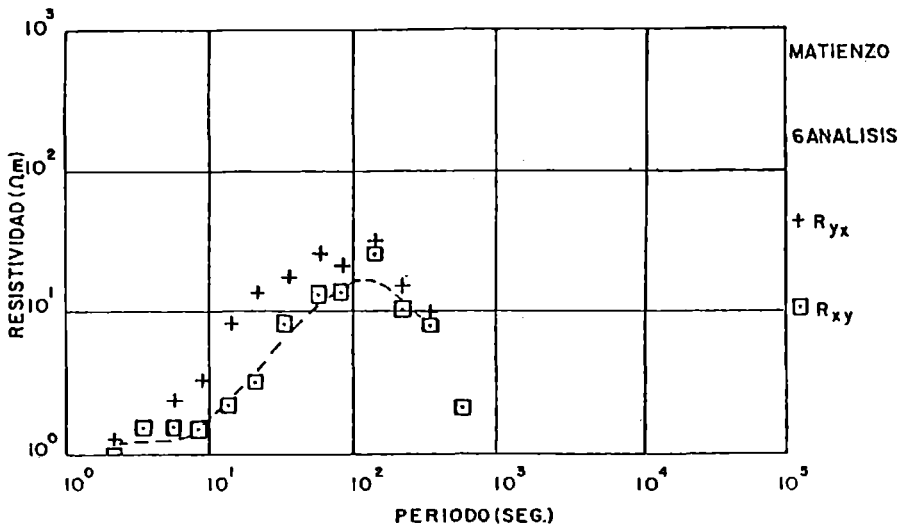


FIG. 3 Puntos calculados de las resistividades aparentes tensoriales en el sitio de Matienzo.  $R_{xy}$  es según el eje principal tensorial. En línea de trazos la curva preliminar (escalar) de 1981.

Esta situación se atribuye al hecho de que si bien hay un RUMBO calculado, coincidente con el eje de la distribución estructural de la disposición de los sedimentos. la longitud de onda del tectonismo en las cercanías del lugar es mucho mayor que el espesor de la cuenca sedimentaria, por lo cual el caso se aproxima localmente a una simetría unidimensional.

### 3.2 Resultados en Matienzo

Como una revisión de los resultados preliminares (del Valle y otros, 1983) se realizó el análisis tensorial para los datos MT obtenidos en el sitio de Matienzo. Se digitalizaron seis secciones de registro, calculando con ellos los elementos tensoriales en la banda de 0.8 a 5012 seg.

En la Fig. 3 se presentan los puntos de resistividad aparente, en los ejes principales del tensor ( $R_{xy}$ ) y en los ejes del sistema ortogonal ( $R_{yx}$ ), que son promedios de los seis análisis. Estas curvas son compatibles con las resistividades escalares obtenidas previamente (del Valle y otros, 1983).

De la interpretación de las curvas de resistividad aparente surge que el espesor de la cubierta sedimentaria en este sitio no superaría los 0.55 Km, coincidiendo con la interpretación escalar.

En el cálculo tensorial el parámetro DES resultó 1.5 y el RUMBO medio igual a 50°. Este rumbo de 50° esta en buen acuerdo con el eje de simetría de la disposición general de los nunataks Foca. Si bien las curvas  $R_{xy}$  y  $R_{yx}$  no son muy diferentes entre sí y además las resistividades aparentes obtenidas sobre los ejes de medida también coinciden, la estructura no puede considerarse bidimensional, ya que el parámetro DES es muy alto. Esto torna incierto el valor propuesto para el espesor de las capas conductoras que asimilamos a la cubierta sedimentaria. La Base Matienzo está en la zona del grupo de colinas denominadas nunataks Foca, emergentes en la Barrera de Hielos de Larsen, constituida principalmente por hielos de origen continental, cuyo espesor promedio se estimó en 180 m (del Valle, información no publicada, 1982).

En la zona afloran rocas volcánicas cuya descripción petrográfica responde al tipo de basaltos olivinos con afinidad alcalina. En los nunataks, la asociación volcánica comprende rocas piroclásticas, diques y coladas. Además, se han reconocido dos sistemas principales de fallas, ambas desarrolladas con posterioridad al depósito de las brechas volcánicas.

La descripción geológica indica que no habría una estructura preponderante: la correlativa distribución de resistividad eléctrica sería tridimensional, no existiendo tampoco una dirección de simetría bien definida. Por tanto no hay garantía que el RUMBO calculado represente una dirección característica de la estructura, como consecuencia del elevado valor del parámetro DES.

#### 4. CONCLUSIONES

Con los cálculos realizados se estimaron las resistividades aparentes en los ejes de medida y en los ejes principales del tensor. Los resultados obtenidos según los ejes de medida, coinciden bien con las estimaciones preliminares realizadas midiendo amplitudes en oscilaciones individuales sobre los registros reproducidos filtrados.

El estudio tensorial introduce mejoras, que permiten discutir cuantitativamente la validez de las hipótesis de interpretación en los sitios de Marambio y Matienzo.

El bajo valor del parámetro DES, definido en (5), en Marambio argumenta en favor de la aproximación bidimensional, aún más con la semejanza entre las curvas de resistividad aparente se torna plausible la aproximación local con un modelo unidimensional. Esta interpretación no muestra diferencia significativa con la propuesta formulada en forma preliminar.

En Matienzo nos encontramos con un elevado valor de DES, lo que hace incierta la interpretación cuantitativa unidimensional. Las evidencias actuales son, en este caso, las de una estructura de complejidad tridimensional, que requiere para resolverla un cubrimiento superficial, con varios sondeos en el área que se desea estudiar.

#### BIBLIOGRAFIA

- Bath, N. 1979: Spectral analysis in geophysics. Elsevier, Amsterdam.
- Cagniard, L.; 1953: Basic theory of the magnetotelluric method. Geophysics, 18, pp. 605-633.
- del Valle, R., Demicheli, J., Febrer, J., Fournier, H., Gasco, J., Irigoien, H. Keller, M. y Pomposiello, M.; 1983: Résultats des premiers sondages magnetotelluriques effectués off shore en bordure NE de la Peninsule Antarctique. C.R.Acad. Sc. Paris, 296, serie II, pp. 1189-1194.
- Dosso, H., 1973: A review of analogue model studies of coast effect. Physics of the earth and planetary interiors, 7, pp. 294-302.
- Dosso, H., Wienaver, J., Hutton V.; 1980: An analogue model study of electromagnetic induction in the British Isles region. Phys. Earth. Plan. Int., 22, pp. 68-85.

- Fournier, H., Keller, M., Demicheli, J., Irigoien, H., 1980: Prospección magnetotelúrica en la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. Contribuciones científicas del Instituto Antártico Argentino, A, 37-44, Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248, Buenos Aires.
- Gasco, J. Febrer, J., Fournier, H.; 1982: Detección de señales magnetotelúricas en la banda de 0.1 a 10 Hz. Geospectra, 11, V.2, pp.143-156.
- Kaufman, A., Keller, G.; 1981: The magnetotelluric sounding method; Elsevier, Amsterdam.
- Keller, M., Kostadinoff, J., Diaz, T.; 1986: Relevamiento sísmico en el sector Norte de la cuenca de pos-arco de la Península Antártica: Trabajo presentado en la 14ª Reunión Científica de la AAGG, Mendoza, Argentina.
- Pomposiello, M., Febrer, J., Gasco, J.; 1981: Cálculo del tensor de inducción electromagnética. 1ª Reunión del Plan de Geomagnetismo, Buenos Aires.
- Swift, C.; 1967: A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States. Ph. D. Thesis. Mass. Inst. Tech.
- Tikhonov, A.; 1950: Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the Earth's crust. Dokl. Akad. Nauk., SSSR, 73, 295-297.
- Vozoff, K.; 1972: The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics, 37, pp. 98-141.