

## **SOBRE LA MEDICION DEL VECTOR ELECTROTELURICO Y SUS APLICACIONES**

J. M. Febrer, J. A. Demicheli, P. C. Esponda

Departamento de Geofísica. Observatorio  
Nacional de Física Cósmica

**En esta comunicación se comentan las aplicaciones de la información electrotelúrica en la investigación geofísica, y en particular su aporte a las determinaciones sobre la estructura interna de la corteza y el manto superior terrestre.**

**This report deals with the applications of electrotelluric information concerning geophysical research, and, particularly, its contributions to determinations on the internal structure of the terrestrial crust and the upper mantle.**

### **1. INTRODUCCION**

La medición de corrientes telúricas como medio de recoger datos sobre las variaciones del electromagnetismo terrestre, ha atravesado distintas etapas de evolución. Un detallado relato de esa evolución ha sido publicado por H. Fournier (1966). En la presente comunicación nos interesa mencionar algunas de las ideas que en torno al tema se han formulado en los últimos años, y en especial, aquellas sobre las que estamos trabajando actualmente.

## II. EL VECTOR ELECTROTELURICO

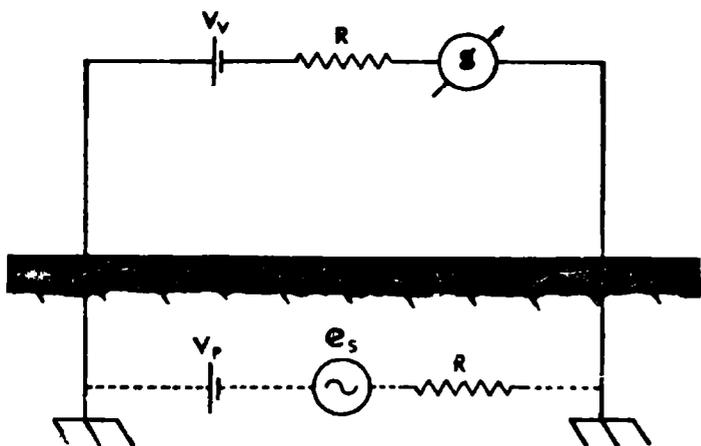
La presencia de un vector eléctrico en la superficie terrestre y la similitud morfológica de su variación con los registros de perturbaciones magnéticas, de ocurrencia simultánea, no fue bien entendida hasta alrededor de 1930, época en que se planteó el problema de la inducción electromagnética sobre la tierra sólida como una consecuencia de perturbaciones diversas que dan lugar a un movimiento de cargas en la ionósfera y magnetósfera.

El problema electromagnético así planteado consiste en una distribución de corrientes rodeando un cuerpo conductor sobre el que se produce inducción en volumen. Las mediciones que son tomadas sobre la superficie del conductor contienen información, en consecuencia, tanto de la naturaleza de la fuente primaria como de la estructura del conductor. Una de las metas del análisis de estos datos es distinguir entre ambas contribuciones.

El vector electrotelúrico es considerado como la parte eléctrica de una señal electromagnética, siendo entonces posible estudiar sobre él: la amplitud, la composición espectral, el estado de polarización, la coherencia de la señal y el desfase respecto del vector magnético.

La determinación del vector electrotelúrico, a través de medidas de diferencias de potencial sobre la superficie de la tierra, presenta dos dificultades: a) Las variaciones del potencial electroquímico en los electrodos de tomas; b) La influencia de la geología y topografía locales.

La primera de ellas marca un límite con respecto a la longitud de períodos en que pueden obtenerse registros confiables. Esto hace inadecuado el método para estudiar perturbaciones electromagnéticas de período relativamente largo (variación secular). Sin embargo, la experiencia ha demostrado que el uso de electrodos no polarizables y de correcciones adecuadas, permite estudiar las variaciones solares y lunisulares. El efecto de fluctuación en el estado de polarización de los electrodos es, por otra parte, despreciable para la variación diaria, y "a fortiori", para el estudio de micropulsaciones. Ver figura 1.



**Figura 1. Esquema de un registrador de potencial electrotelúrico.**

En cuanto a la influencia de la topografía y geología local, en la interpretación de los datos tomados en un lugar dado, puede ser determinada de varias formas, entre ellas, por el registro simultáneo en dos regiones relativamente cercanas, para comparar las distintas frecuencias presentes en una perturbación. También puede tenerse información al respecto, registrando el vector telúrico en una estación, según distintas direcciones, para detectar anisotropías en el terreno.

Estos datos pueden ser comparados con los resultados de una prospección de resistividad eléctrica utilizando una fuente artificial para crear una distribución de campo eléctrico, por ejemplo: sondeo vertical con el método de Wenner.

### **II.1. Aplicaciones de la medida del vector electrotelúrico:**

En la última década se ha renovado el interés en la medida del vector electrotelúrico, lo que en parte se debe al interés despertado por el estudio de las micropulsaciones y de la estructura fina de las perturbaciones geomagnéticas, especialmente en la banda de las frecuencias extra bajas.

El análisis de ambos factores da una información permanente del estado de perturbación de la ionósfera y magnetósfera, mostrando la aparición correlativa de fenómenos resultantes; por ejemplo, del arribo de flujos de partículas emanadas de las explosiones solares. En este sentido estos datos son un complemento eficaz de métodos de sondaje por muestreo, obtenidos actualmente por medio de satélites artificiales, pues al utilizarse la tierra misma como inductor se recibe información sobre una extensión mayor de estos fenómenos. El registro de corrientes telúricas en condiciones típicas es comparable al de un magnetómetro de elevada sensibilidad, superior a  $0,1\gamma$  como equivalente, sobre un rango extenso de frecuencias.

Por otra parte, el estudio de la geología profunda, arribando progresivamente al estado de una disciplina cuantitativa, se sirve cada vez más de todos los parámetros geofísicos disponibles, como lo muestra la mayoría de los resultados recientes y la resonancia que obtuvo el proyecto del Manto Superior en ese sentido.

Dentro de este marco, la determinación de la distribución de la conductividad eléctrica de la corteza y manto superior es considerada un valioso elemento para estimar el estado térmico del interior de la tierra y de allí explicar los inquietantes interrogantes de los mecanismos de formación de montañas.

El registro del vector telúrico aplicado en el método magnetotelúrico (MMT) de estimación de la conductividad de la tierra sólida, es otra de las posibilidades que han surgido y cuyo empleo se ha extendido considerablemente en la última década.

El MMT concurre como complemento y alternativa a otros métodos como es el denominado de sondaje geomagnético. Ambos métodos presentan una identidad teórica como ha sido señalado por varios autores (Furnier, 1970; Price, 1962).

Muy sintéticamente puede decirse que el MMT tiene mayor sensibilidad, mientras que el de sondaje geomagnético permite una mayor independencia respecto de las condiciones geológicas o topográficas netamente locales. La aplicación de uno u otro es así dictada por la conveniencia, en cuanto al lugar en que es aplicado y al tipo de estudio que quiere llevarse a cabo. En tal sentido cabe mencionar las resoluciones 2 y 3, en Geomagnetismo, de la Conferencia Internacional sobre Problemas de la Tierra Sólida, efectuada en Buenos Aires en 1970.

### III. EL METODO MAGNETOTELURICO

El comienzo de una aplicación extensa del MMT puede situarse "a posteriori" del trabajo de Cagniard (1953). Su desarrollo está basado esencialmente en la teoría del efecto pelicular (skin effect) de las corrientes alternadas en un conductor. Del propósito inicial (estudio de la conductividad eléctrica en capas relativamente superficiales de la corteza, orientado a la búsqueda de minerales), el método ha sido extendido y desarrollado para estudiar, además, la distribución de conductividad en la profundidad de la corteza y manto superior. Los datos que han de ser medidos en un lugar, en forma simultánea, son las componentes horizontales de los campos de variación geomagnética y electrotelúrico.

El análisis de Cagniard implica, en primer lugar, el análisis espectral de los registros. Las componentes espectrales de cada frecuencia pueden ser tratadas como una onda plana, monocromática, incidiendo sobre un medio conductor. Del tratamiento se extrae un escalar función experimental de la frecuencia denominada resistividad aparente  $\rho_{ap}(f)$ .

Esta función resistividad aparente es entonces comparada con funciones similares teóricas, calculadas con modelos compuestos de medios homogéneos e isotropos distribuidos en estratos planos. Si se observan similitudes entre las curvas empíricas y la curva para alguno de los modelos, se concluirá que en alguna aproximación, este modelo particular es representativo (uno u otro) de la distribución real en la tierra.

Para el caso simple de una onda plana incidiendo sobre una tierra considerada como un semiplano infinito, con conductividad uniforme  $\sigma$ , la impedancia superficial se define como la razón entre las intensidades —para una frecuencia dada— de los campos eléctricos E y magnéticos H, en la forma:

$$\frac{E_y}{H_x} = \frac{E_x}{H_y} = (\rho\omega\mu)^{1/2} e^{i\frac{\pi}{4}} \quad (1)$$

donde  $x$  e  $y$  son los dos ejes horizontales ortogonales en que se descomponen los campos  $\rho$  es la resistividad aparente en ohmios metro,  $\mu$  es la permeabilidad en henrios/metro,  $\omega$  la frecuencia angular en radianes. De la (1) podemos despejar:

$$\rho = \frac{T}{2 \pi \mu g} \left( \frac{E_x}{H_y} \right)^2$$

donde  $T$  es el período en segundos.

Si se calcula la resistividad, según (2), para los componentes espectrales medidas en un lugar para un período dado, obtendremos un valor que aproxima en forma integrada el efecto de la distribución real de la resistividad y puede interpretarse como si, para esa frecuencia, el subsuelo fuera un espacio semi-infinito con resistividad constante  $\rho$ . Por otra parte, dentro de la solución que conduce a (1) se encuentra la profundidad de penetración  $\delta$  (skin depth) de la onda en el medio, la cual se expresa:

$$\delta = \left( \frac{2 \rho}{\mu g \omega} \right)^{1/2}$$

y esta es la profundidad efectiva a la que se toma información.

El modelo teórico para dos capas de distinta conductividad  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ , con espesor  $h$  para la primera capa, fue publicado por Cagniard (1956) junto con el correspondiente gráfico de la resistividad aparente en razón de la frecuencia. Modelos más completos han sido publicados por otros autores (Fournier, 1963; Fournier, 1968; Srivastava, 1967).

Cuando el método fue aplicado en sus comienzos, la aparición de resultados que no eran explicados por la teoría suscitó una serie de objeciones respecto de las condiciones de validez de la misma. La principal dificultad residía en el valor de la resistividad, que calculado según la ecuación (2) presentaba considerables fluctuaciones, para un mismo lugar, en días diferentes.

Un intento de explicar esta determinación en los valores fue dada por Price (1967), ver Fig. 2. Este autor plantea la teoría del MMT, en las condiciones más generales, introduciendo en su análisis no solamente la introducción en la tierra sólida sino también las características de la fuente de excitación (ionosférica-magnetosférica) en forma más detallada; tamaño, ubicación y magnitud. Esta interpretación, de aplicación más engorrosa, no alcanzaba sin embargo a explicar en forma satisfactoria las fluctuaciones mencionadas.

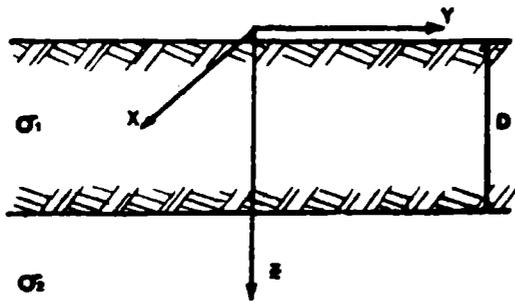


Figura 2. Modelo de dos capas propuesto por A.T. Price. La extensión lateral de la fuente ionosférica resulta muy significativa en el cociente  $E/H$  para  $D \times 30$  km.

Por otra parte, Cantwell y Madden, (1960) han demostrado mediante cálculos que la comparación del método de Cagniard y de Price revela diferencias insignificantes para modelos adaptados a distribuciones de conductividad de carácter realista.

Estos autores, calculando sobre el modelo propuesto por Cantwell y Mc. Donald, ver figura 3, han encontrado los intervalos de validez en frecuencia y dimensión de la fuente perturbadora para los cuales las teorías son equivalentes. Estos resultados muestran que, de acuerdo a los tipos de perturbación que han sido dosificados, en la gran mayoría de los casos puede aplicarse la teoría más simple de Cagniard, con suficiente aproximación.

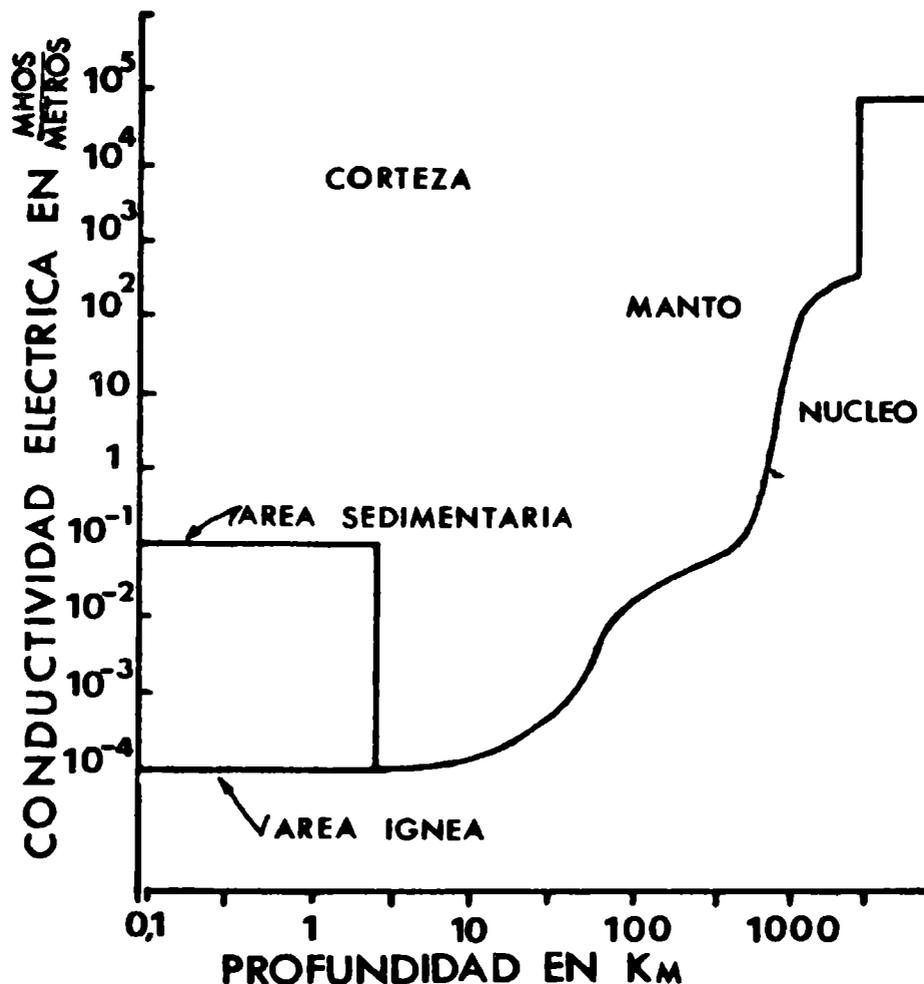


Figura 3. Modelo de conductibilidad eléctrica para el manto, tomado de Cantwell y Madden.

Pero, a través de otra línea de ideas, se ha encontrado una explicación para las fluctuaciones de la resistividad antes mencionadas. Los modelos de conductividad subterránea hasta aquí indicadas suponen una distribución de conductividad en forma estratificada con propiedades de homogeneidad e isotropía en cada capa. Aparentemente estas hipótesis simples fueron motivadas por el deseo de preservar la sencillez en los cálculos más bien que por las condiciones reales, ya que la condición de isotropía no parece ser la más adecuada para tratar situaciones en la corteza, donde se encuentran, netamente diferenciadas, zonas de distintas características en sentido horizontal (Ej.: Sobre la costa de mar).

La introducción de un ente tensorial para representar las propiedades del cociente E/H en relación a la frecuencia (Smith, Bostick, 1962), permite el tratamiento en forma efectiva de modelos teóricos que, si bien conservan la geometría estratificada, proveen la posibilidad de estudiar las anisotropías en las propiedades eléctricas, mediante la sugerencia de que las componentes espectrales de las fluctuaciones de los campos magnéticos y eléctricos horizontales están relacionados por medio de un tensor de admitancia:

$$H_i = Y_{ij} E_j \quad i, j, = 1,2 \quad (4)$$

De este modo, a partir de la medición de los campos eléctrico y magnético, se trata de determinar las componentes del tensor  $Y_{ij}$  como función de la frecuencia de las perturbaciones. Las fluctuaciones que de un día a otro fueran observadas en la determinación de la resistividad aparente escalar, quedan explicadas en el contexto de esta teoría, que las predice como función del ángulo entre los ejes de la anisotropía y la dirección de polarización de la onda incidente.

En el caso que se trate de estudiar distribuciones profundas de conductividad, la influencia de la geología y topografía superficial puede ser un factor de disturbo cuya contribución a de ser separada.

La dependencia del tensor de admitancia con la frecuencia puede informar hasta que profundidad están presentes las anisotropías e inhomogeneidades de las primeras capas.

**3.1. Aplicaciones del Método Magnetotelúrico:** Una de las ventajas del uso del MMT es que, en principio, permite inferir la distribución de conductividad debajo de un dado lugar, a partir de medidas tomadas en una sola estación.

Sin embargo debe tenerse muy en cuenta que este es el caso en la suposición de un modelo estratificado de capas. Cuando la estructura difiere de este modelo, como puede ser el contorno de una transición océano-continente o en el borde de un área diferenciada, como un basamento sedimentario, es necesario llevar la medición sobre un conjunto de estaciones distribuidas sobre el área que se desea explorar. En otras palabras, si se encuentran presentes variaciones no horizontales de la conductividad el método no queda invalidado pero será necesario el uso de modelos de distribución más complejos y un adecuado cubrimiento geográfico.

El tipo de distribuciones de conductividad que han sido estudiados con este método pueden clasificarse en dos grandes categorías:

- i) Anomalías regionales de conductividad
- ii) Existencia global de capas intercaladas, de conductividad diferenciada.

En los trabajos del primer tipo se han llevado a cabo numerosos estudios zonales que han dado lugar a la ubicación de comportamientos anómalos de la conductividad (respecto de un modelo de capas horizontales). Algunas de ellas son de carácter superficial como puede ser una cuenca sedimentaria muy conductora sobre un basamento cristalino, o inversamente un afloramiento basáltico dentro de un depósito sedimentario.

Por otra parte, para explicar las anomalías atribuidas a causas profundas han sido propuestos canales de conductividad diferenciada, tales como el propuesto por Rikitake-Whitham (1964). Compuesto de un cilindro de generatriz horizontal y de elevada conductividad a una cierta profundidad. Este ha sido uno de los modelos intentados para explicar la anomalía magnética y telúrica de Alert, Canadá.

Ha sido sugerido por varios autores (Rikitake, 1969) que la existencia de estas anomalías de conductividad pueden ser mejor explicadas si los datos geomagnéticos son complementados con el estudio paralelo de la distribución geotérmica en esas regiones, debido a la gran sensibilidad a la temperatura de las propiedades conductivas de algunas rocas. Dentro del rango de 1000 a 1300° C, un pequeño incremento de temperatura puede dar lugar a considerables variaciones de la conductividad, en contraste con las propiedades elásticas de las mismas, que permanecen casi invariables.

En cuanto al segundo tipo de distribución de conductividad, nos referiremos al extenso trabajo de H. Fournier (1970). Reuniendo una considerable cantidad de datos magnetotelúricos procedentes de por lo menos cuarenta y dos estaciones diseminadas en Europa, Asia y América del Norte, este autor ha propuesto la existencia de una capa de baja conductividad intercalada en el manto superior. Esta capa tendría una existencia casi global a una profundidad de entre 50 a 70 Km. con un espesor aproximado de 30 Km. (ver figura 4).

Tanto en la profundidad como en el espesor de la capa se observan variaciones locales susceptibles de interpretación por correlación con otros parámetros geofísicos, como el gradiente geotérmico en las zonas de fuerte actividad tectónica.

Esta capa parece identificarse con la capa de baja velocidad sísmica (Low Velocity Layer-LVL), a partir de la comparación con los resultados obtenidos, en los mismos lugares, con métodos de la Sismología.

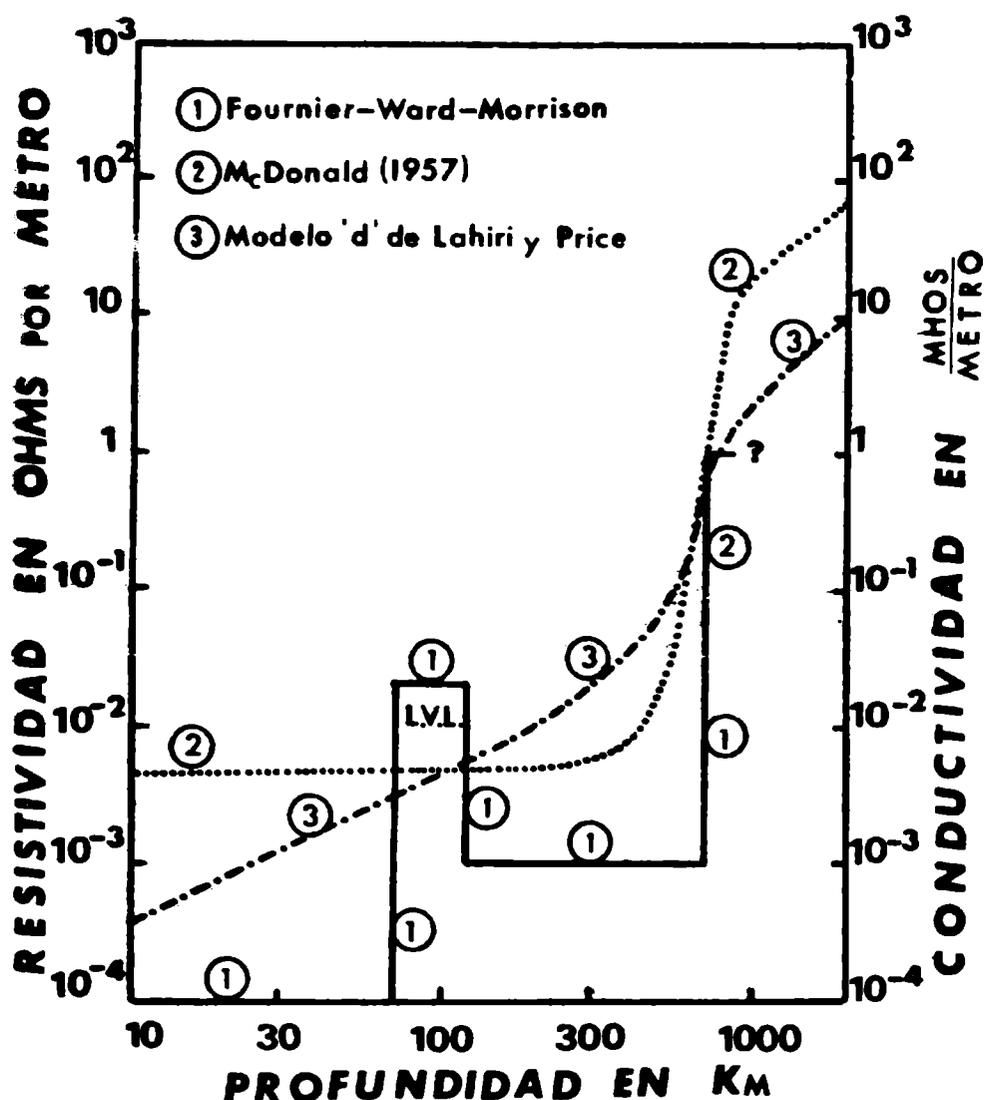


Figura 4. Modelo de conductibilidad eléctrica para el manto, tomado de H. Fournier.

En el estado actual de la técnica magnetoteléfica, se estima que el límite de la profundidad a que puede obtenerse información confiable está alrededor de los 1000 Km., fijando el límite de los períodos máximos que deben registrarse para alcanzarla, en el orden de la variación diaria. Los datos magnetoteléuticos de muchos autores (Fournier et al, 1963; Caner, Auld, 1968) muestran el comienzo de un notable incremento de la conductividad a esas profundidades. Fournier denomina a esta región "la capa conductora última" Dado que ese incremento de la conductividad parece atribuible al incremento de temperatura, esta región podría contener en su interior la energía responsable de la gran tectónica.

Para finalizar, transcribimos un párrafo tomado del trabajo de Fournier (1970):

"Se puede asimismo imaginar que la LVL y la capa conductora última son en parte responsables de la transmisión de las fuerzas mecánicas necesarias para la edificación de las cadenas de montañas. Estas capas (relativamente) conductoras de la electricidad dependen en cuanto a sus propiedades del estado térmico y la composición cristalográfica de los constituyentes profundos. La oscilación de estas capas en el tiempo y el espacio pueden aparecer a consecuencia de la variación de algún parámetro, como la temperatura, y de allí la importancia de los estudios de gradiente geotérmico"

## IV. CONCLUSIONES

Los trabajos que hemos analizado nos permiten concluir que las determinaciones de conductividad eléctrica en la tierra sólida prometen, en el estado actual de su desarrollo, la posibilidad de alcanzar un mejor conocimiento de la estructura del interior de la tierra y de los mecanismos tectónicos. En especial debe mencionarse la perspectiva de usar la medición de la conductividad eléctrica —junto al estudio de la química del interior de la tierra, que provee la relación necesaria entre conductividad y temperatura— como un termómetro indirecto para acceder a profundidades que pueden alcanzar los 1000 Km.

Debe tenerse presente que estos trabajos han de ser coordinados con los resultados de la Sismología y la Geotermia, así como con los de la Geología, hasta alcanzar la formulación de modelos consistentes con todos los datos disponibles.

El método magnetotelúrico y el sondaje geomagnético deben ser considerados como concurrentes para el estudio de conductividad y debe tenderse en lo posible a su aplicación conjunta, señalándose que, encarado el desarrollo de uno de ellos, la ejecución del otro sólo requiere un esfuerzo adicional relativamente pequeño.

Por otra parte, el desarrollo de modelos teóricos bi y tridimensionales, que resulten matemáticamente manejables, es recomendado por la mayoría de los especialistas en el tema.

Este quizá sea el camino para dar respuesta a los interrogantes planteados por el origen de las anomalías de conductividad que han sido detectadas y a cuya comprensión completa aún no se ha arribado (Rikitake, 1969).

## BIBLIOGRAFIA

- Cagniard, L., 1953: Basic theory of magnetotelluric of geophysical prospecting; Geophysics, v.18, p. 605-35.*
- Cagniard, L., 1956: Electricité Tellurique; Handbuch der Physik-Geophysik, v.1, p.407-69.*
- Caner, B. y Auld, D. R., 1968: Magnetotelluric determination of upper mantle conductivity structure at Victoria; Can. J. Earth Sci., v.5 p. 1209-1220.*
- Cantwell, T. y Madden, T., 1960: Preliminary report on crustal magnetotelluric fields; Journ Geoph., Res. v. 65, p. 4068-72.*
- Fournier, H., Ward, N. y Morrison, H. F., 1963: Magnetotelluric evidence for the low velocity layer; series n. 4, n. 76, Univ. of California.*
- Fournier, H., 1966: Essai d'un historique des connaissances magnetotelluriques; Note 17-Inst. de Physique du Globe.*
- Fournier, H., 1968: Proposition d'une methode pour déterminer la structure du premier millier de kilomètres de la terre d'après la resistivite apparente; Acta Geophysica Polonica, v.16, n. 3.*
- Fournier, H., 1970: "These". Comunicación del autor.*
- Price, A. T., 1962: The theory of Magnetotelluric method when the source field is considered; Journ. Geoph. v.67, n. 5.*