

# ESTUDIO DE LAS ANOMALIAS EN LA CONDUCTIVIDAD TERRESTRE EN LA ZONA ECUATORIAL PERUANA. II. DETERMINACION DE LA PROFUNDIDAD DE LA CAPA NO CONDUCTORA

A.M. Osella

Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

## RESUMEN

Se estudia la anomalía manifiesta en la parte interna de las variaciones geomagnéticas diarias (v.g.d.) en la zona ecuatorial peruana proponiendo una representación sencilla para el sistema de corrientes ionosféricas hallado en el trabajo previo. El campo inducido en la superficie de la tierra por dicho sistema de corrientes se calcula proponiendo un modelo para la distribución de la conductividad terrestre. La profundidad de la capa no conductora,  $p$ , se halla ajustando los resultados con la parte interna de las v.g.d.

Este método permite omitir la hipótesis usual, cuando se estudia la zona ecuatorial, que supone que el cociente entre la parte interna y la externa del campo planetario es 0,4 hallándose que en este modelo dicho cociente es función de  $p$ .

## ABSTRACT

The anomaly found in the internal part of the geomagnetic daily variations (g.d.v.) at the Peruvian dip equator is studied introducing a simple model for the ionospheric current system found in the previous work. The field induced at ground by that system is computed using a model for the distribution of the earth conductivity. The depth of the non-conducting layer,  $p$ , is found by fitting the results with the internal part of the g:d.v..

This method allows to remove the usual hypothesis, when dealing with equatorial zones, which supposes the quotient between the internal and external parts of the planetary field to be equal to 0.4; with the model proposed here, this quotient is found to be a function of  $p$ .

## 1. INTRODUCCION

El análisis de las variaciones geomagnéticas diarias (v.g.d.) para la zona ecuatorial peruana, realizado por Duhau y Osella en la parte I del presente trabajo (Duhau y Osella, 1983), confirma en forma evidente la presencia de una anomalía en la conductividad terrestre. Dado que en esa zona se encontró además el sistema de corrientes ionosféricas, hallado a partir de la parte externa de las v.g.d., es posible estudiar esa anomalía proponiendo previamente un modelo para representar la distribución de la conductividad terrestre y ajustando sus parámetros de modo tal que el campo inducido por el sistema de corrientes frente a esta distribución reproduzca la parte interna de las v.g.d..

En la zona ecuatorial peruana existen fundamentalmente dos anomalías en la distribución de la conductividad: la bien conocida Anomalía Andina (Schmucker, 1969) y la debida a la presencia de la costa oceánica (ver p.e. Schmucker, 1969; Aldrich y otros, 1975; Honkura, 1978). Por lo tanto, para analizar la parte inducida se tendrá que tener en cuenta ambos efectos.

## 2. MODELO DE CONDUCTIVIDAD EN ZONAS SIN ANOMALIAS

En zonas donde no existen anomalías en la conductividad es usual proponer un modelo sencillo para representar su distribución: una capa no conductora hasta una profundidad  $p$  y un semiespacio perfectamente conductor debajo de ésta.

Para determinar en que zonas es posible aplicar este modelo, hay que analizar previamente la ubicación de las estaciones donde Forbush y Casaverde (1961) han medido las v.g.d. (ver fig. 1). Dado que todas las estaciones son costeras, sólo se puede aplicar este modelo a la componente horizontal, ya que ésta no se ve afectada en forma notable por la presencia de la costa oceánica (ver p.e. Cox y Filloux, 1974; Duhau y Osella, 1982) y además, fuera de la zona cercana al ecuador magnético, donde estaría ubicada la Anomalía Andina (Schmucker, 1969). Por lo tanto, en la presente sección se determinará la profundidad de la capa no conductora al norte y al sur del ecuador magnético, calculando previamente el campo inducido por el sistema de corrientes hallado por Duhau y Osella en el trabajo anterior y ajustando  $p$  de modo de reproducir la parte interna de las v.g.d..

### 2.1. Cálculo del campo inducido

El sistema de corrientes ionosféricas en la zona ecuatorial tiene dos contribuciones: una parte externa (planetaria),  $J_p$ , y una localizada (electrochorro),  $J_j$ , y que, según hallaron Duhau y Osella en la parte I, están dadas por:

$$\vec{J}_p = \left\{ C e^{-kz} \cos(k(x - x_0)) + B \right\} \delta(z+h) \hat{y} \quad (1a)$$

con:  $C = 0.0352 \text{ A/m}$        $B = 0.0144 \text{ A/m}$        $k = 7.6 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$        $x_0 = 350 \text{ km}$

$$\vec{J}_j = \begin{cases} J_0 \left(1 - \frac{x^2}{D^2}\right) \delta(z+h) \hat{y} & -D < x < D \\ 0 & x < -D ; x > D \end{cases} \quad (1b)$$

con  $J_0 = 0.094 \text{ A/m}$        $D = 400 \text{ km}$

En las ec. (1a) y (1b),  $x$ ,  $y$ ,  $z$  representan la terna cartesiana de ejes, con  $x$  positivo hacia el norte,  $y$  positivo hacia el este y  $z$  positivo hacia abajo y  $h$  es la altura a la cual se supone que se halla la lámina infinitesimal de corrientes y que se elige  $h = 107 \text{ km}$  que es la altura a la cual la densidad de corriente medida es máxima (ver p.e. Davis y otros, 1967). La parte planetaria del sistema de corrientes produce un campo en la superficie cuyas componentes vertical,  $Z_p^e$ , y horizontal,  $H_p^e$ , están dadas por (Osella y Duhau, 1983):

$$Z_p^e(x,0) = -\frac{\mu_0 C}{2} \sin(k(x - x_0)) \quad (2a)$$

$$H_p^e(x,0) = H_{p,c}^e + H_{p,v}^e = \frac{\mu_0 B}{2} + \frac{\mu_0 C}{2} \cos(k(x - x_0)) \quad (2b)$$

Usando el modelo de conductividad propuesto, las componentes  $Z_p^i$  y  $H_p^i$  del campo inducido resultan (Osella y Duhau, 1983):

$$Z_p^i = -\alpha Z_p^e \quad (3a)$$

$$H_p^i = \alpha H_{p,v}^e + H_{p,c}^e \quad (3b)$$

con

$$\alpha = e^{-2kp} \quad (4)$$

donde  $p$  es la profundidad de la capa no conductora.

El campo planetario inducido, dado por las ec. (3a) y (3b), difiere del usado por los diversos autores que han trabajado previamente en la zona ecuatorial (ver p.e., Forbush y Casaverde, 1961; Onwumechilli, 1967), quienes suponían que:

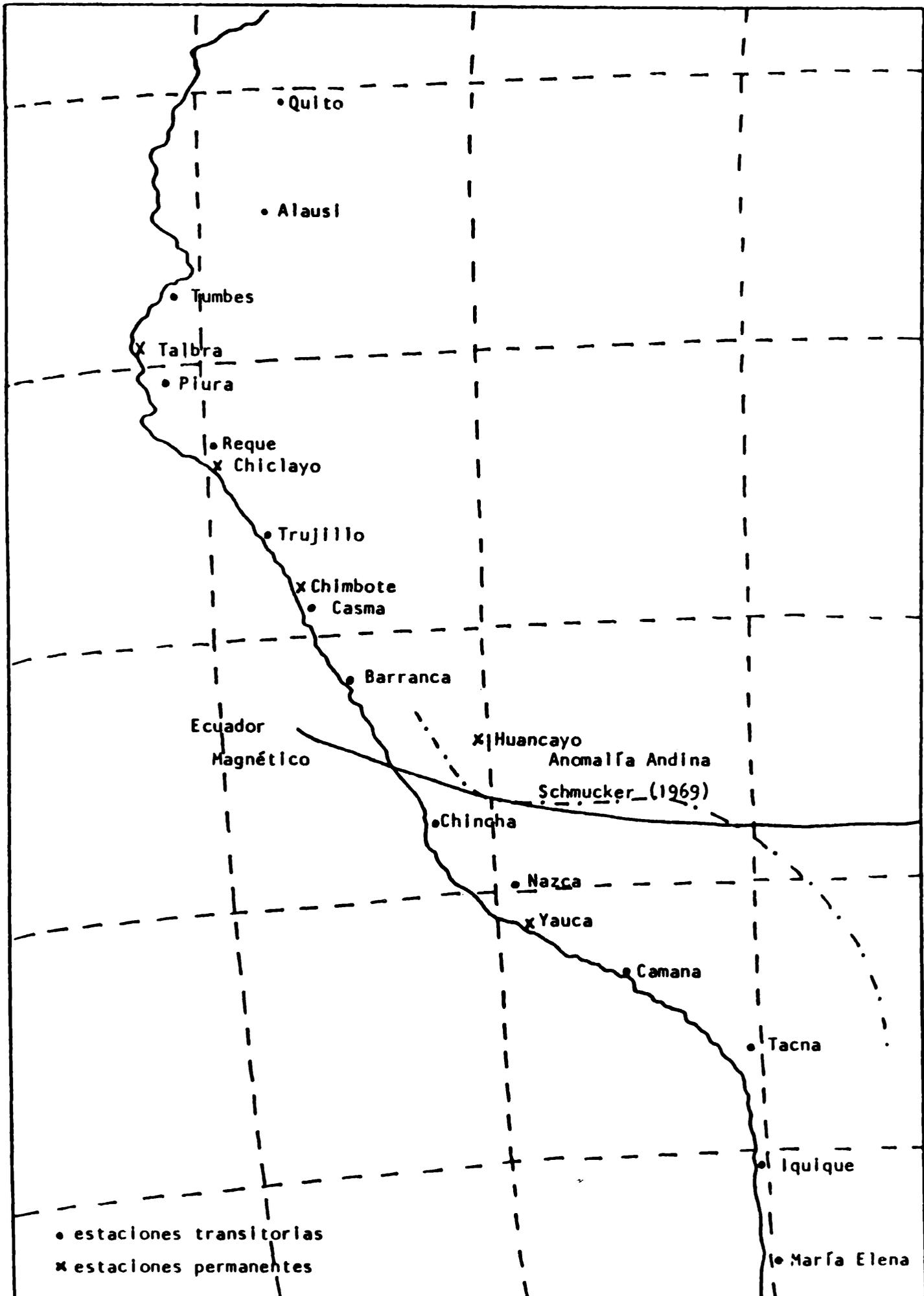


FIGURA 1 Ubicación de las estaciones geomagnéticas utilizadas por Forbush y Casaverde (1961).

$$Z_p^i = -0.4 Z_p^e \tag{5a}$$

$$H_p^i = 0.4 H_p^e \tag{5b}$$

que es lo que resulta de promediar las amplitudes de los tres primeros coeficientes del análisis en armónicos esféricos de las v.g.d. globales.

Nótese que, según las ec. (3a) y (3b), la parte inducida del campo planetario ya no es una fracción constante de la parte externa de dicho campo, sino que varía localmente, dependiendo de la profundidad de la capa no conductora en cada zona.

Es interesante mostrar que si la ec. (3b) se promedia en una longitud de onda ( $\lambda = 2\pi/k$ ), se obtiene:

$$\frac{1}{\lambda} \int_0^\lambda \frac{H_p^i(x)}{H_p^e(x)} dx = \alpha \tag{6}$$

con  $\alpha$  dado por la ec. (4); este coeficiente da también el cociente entre la parte interna y externa de la componente vertical (ec. 3a) y resulta igual a 0.4 para  $p = 600$  km, que coincide con la profundidad promedio de la capa no conductora que se obtiene del análisis en armónicos esféricos de las v.g.d. globales (ver p.e. Eckardt otros, 1963). Quiere decir entonces que el campo planetario inducido dado por las ec. (3a) y (3b) que se obtiene a partir de un modelo plano y que varía localmente coincide, en promedio, con los resultados obtenidos haciendo el análisis en armónicos esféricos del campo geomagnético global.

La parte localizada del sistema de corrientes produce un campo cuyas componentes son (Osella y Duhau, 1983):

$$Z_j^e(x) = - \frac{J_o \mu_o}{2} G(x, h) \tag{7a}$$

$$H_j^e(x) = \frac{J_o \mu_o}{2} F(x, h) \tag{7b}$$

con

$$G(x, h) = \frac{1}{\pi} \left\{ \frac{1}{2} \cdot \left( 1 - \frac{x^2}{D^2} + \frac{h^2}{D^2} \right) \ln \frac{(x+D)^2 + h^2}{(x-D)^2 + h^2} + \frac{2x}{D} - \frac{hx}{D^2} \left( \text{artg} \frac{x+D}{h} - \text{artg} \frac{x-D}{h} \right) \right\} \tag{8a}$$

$$F(x,h) = \frac{1}{\pi} \left\{ \left(1 - \frac{x^2}{D^2} + \frac{h^2}{D^2}\right) \left(\operatorname{arctg} \frac{x+D}{h} - \operatorname{arctg} \frac{x-D}{h}\right) - \frac{2h}{D} + \frac{xh}{D^2} \ln \frac{(x+D)^2 + h^2}{(x-D)^2 + h^2} \right\} \quad (8b)$$

El campo inducido está dado por:

$$Z_j^i(x) = -\frac{J_0 \mu_0}{2} G(x, h+2p) \quad (9a)$$

$$H_j^i(x) = -\frac{J_0 \mu_0}{2} F(x, h+2p) \quad (9b)$$

con G y F dadas por las ec. (8a) y (8b) respectivamente.

El campo inducido total se obtiene de las ec. (3a) y (9a) y (3b) y (9b), respectivamente:

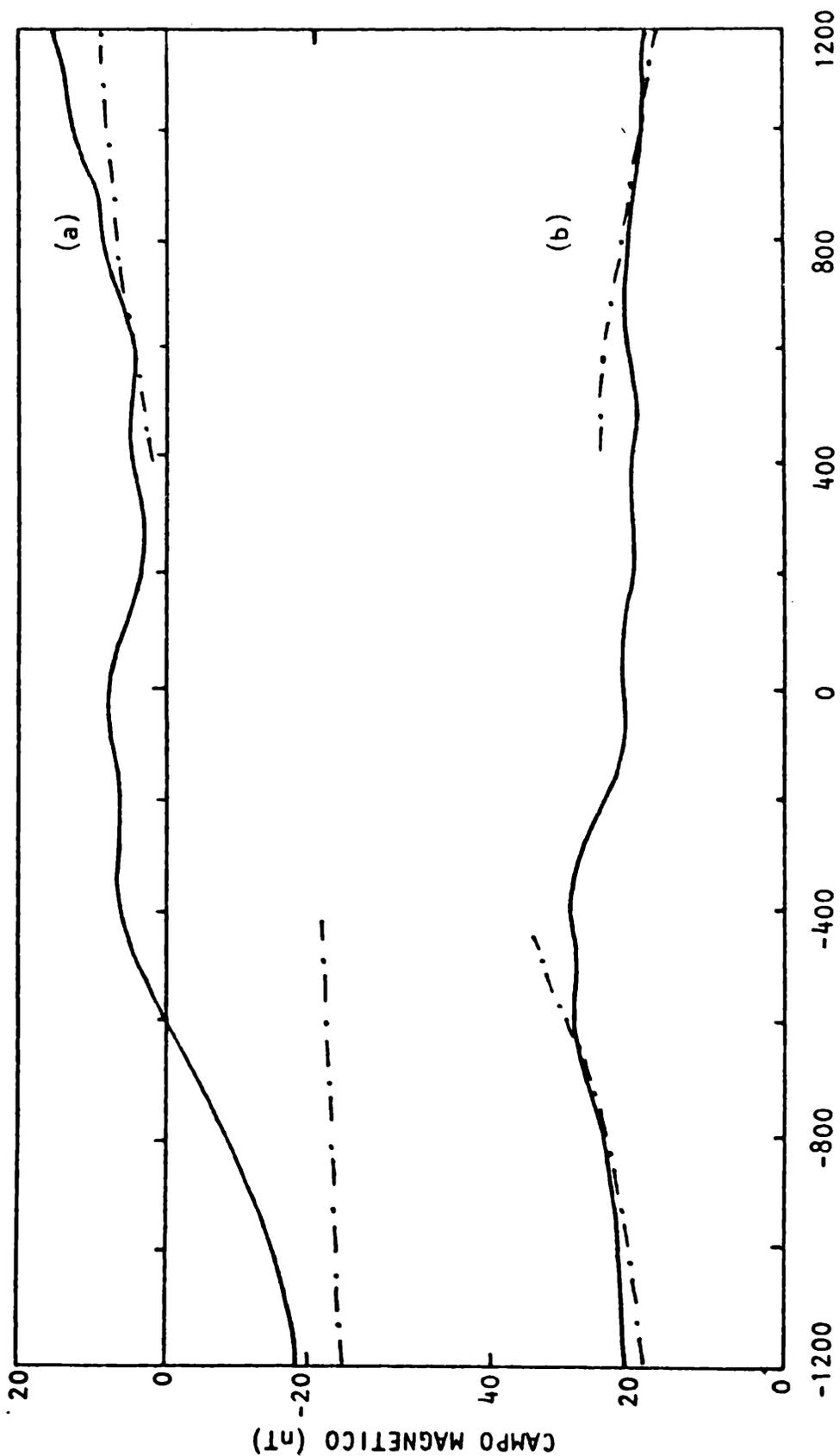
$$Z^i = Z_p^i + Z_j^i \quad (10a)$$

$$H^i = H_p^i + H_j^i \quad (10b)$$

## 2.2. Determinación de p

Se buscó por cuadrados mínimos el valor de p que mejor ajustaba la componente horizontal del campo inducido con la parte interna de las v.g.d. en los intervalos (800km, 1300km) y (-1200km, -700km) respecto del ecuador magnético. Los valores hallados son:  $p = (450 \pm 50)$  km en el norte y  $p = (150 \pm 50)$  km en el sur. Con estos valores de p se calculó la componente vertical del campo inducido.

La Fig. 2 muestra las componentes vertical (curva a) y horizontal (curva b) de la parte interna de las v.g.d. halladas por Duhau y Osella en el trabajo anterior y las correspondientes al campo inducido, con los valores de p hallados. Nótese que en el norte el ajuste es bueno en ambas componentes, no ocurriendo lo mismo en el sur, donde no se ha podido ajustar la componente Z. Esto implica la presencia de una anomalía que afecta en forma notable a la componente vertical y también, aunque en menor medida, a la componente horizontal.



DISTANCIA AL ECUADOR MAGNETICO (km)

FIGURA 2

Componentes vertical (curva a) y horizontal (curva b) de la parte interna de las v.g.d. (línea llena), según Duhau y Osella (1983) y las correspondientes al campo inducido, calculados con  $p=450$  km al norte del ecuador y con  $p=150$  km al sur del mismo (línea de rayas y punto).

## 3. ESTUDIO DE LA ANOMALIA

El resultado obtenido en la sección previa muestra una notable diferencia en la profundidad de la capa no conductora al norte y al sur del ecuador magnético, lo cual conduce a una discontinuidad en la conductividad en la zona central alrededor del ecuador magnético. Este resultado muestra la necesidad de proponer un modelo para la distribución de la conductividad, que tenga en cuenta ese desnivel.

Schmucker (1969), estudiando las bahías geomagnéticas en la zona ecuatorial peruana, encontró que éstas presentaban anomalías al sur del ecuador y supuso que podrían ser producidas por una elevación de la zona conductora del manto, con una sección que podría estar dada por la que se muestra en Fig. 3a, y cuya ubicación se muestra en la Fig. 1. Notó, además, que las bahías no presentaban anomalías al norte del ecuador. Este último resultado es coincidente con el hallado aquí para las v.g.d., ya que el buen ajuste logrado tanto en la componente horizontal como en la vertical, al norte, confirma la uniformidad de la capa no conductora en esa zona.

Por lo tanto, en la presente sección, se propone un modelo para la distribución de la conductividad dado por un manto a una profundidad  $p$  con una elevación semicircular, como muestra la Fig. 3b y se calcula el campo inducido frente a esta distribución.

## 3.1. Cálculo del campo inducido

Sea  $G(\vec{r}, \vec{r}')$  la función de Green que da el campo producido en  $\vec{r}$  por una distribución de corrientes unitaria ubicada en  $\vec{r}'$ , frente a la configuración dada (ver Fig. 3b). La componente vertical del campo total,  $Z$ , está dada por:

$$Z(x, z) = \int J(x', z') G(\vec{r}, \vec{r}') dx' dz' \quad (11)$$

con la distribución de corrientes,  $J$ , dada por:

$$J(x', z') = J(x') \delta(z' - (h+p)) \quad (12)$$

Como en general es difícil encontrar  $G$ , dado que el problema es bidimensional se puede usar una transformación conforme, que transforme el contorno dado en una línea recta y calcular luego la función de Green en el plano transformado.

Sea  $W = g(x+iz) = g(w)$  la función que transforma el contorno dado en el plano  $w$  en el eje real del plano  $W$ . Entonces, se puede demostrar (Osella y Duhau, 1983) que:

$$G(x, x') = \text{Im} \left\{ - \frac{i\mu_0}{2\pi} \left( \frac{1}{W_1 - W'_1} - \frac{1}{W_1 - W'^*_1} \right) \left[ \frac{\partial g(w)}{\partial w} \right]_x \right\} \quad (13)$$

donde:

$$W_1 = g(x+ip) \quad W'_1 = g(x+i(p+h)) \quad W'^*_1 = g^*(x+i(p+h))$$

Por lo tanto, si se conoce la función  $g$ , usando las ec. (11) y (13) se calcula la componente vertical del campo total. A partir del sistema de corrientes, se calcula dicha componente del campo externo, y de la diferencia se obtiene la componente vertical del campo inducido,  $Z^i$ . La componente horizontal se obtiene aplicando a  $Z^i$  la transformada de Hilbert:

$$H^i(x) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{Z^i(x')}{x-x'} dx' \quad (14)$$

### 3.1. Aplicación al modelo propuesto

La función  $W = g(w)$  que transforma al contorno dado en la Fig (3b) en el eje real de  $W$  es:

$$W = g(w) = \frac{1}{2} \left( \frac{w}{R_0} + \frac{R_0}{w} \right) \quad (15)$$

Reemplazando en la ec. (13) se halla la función de Green y luego reemplazando en la ec. (11) se calcula  $Z$ , usando el sistema de corrientes hallados en el trabajo previo.

Los parámetros  $R_0$  y  $p$  se ajustaron usando un método de cuadrados mínimos, resultando:

$$p = 450 \text{ km} \quad R_0 = 250 \text{ km}$$

El campo inducido resultante, junto con la parte interna de las v.g.d. se muestran en la figura 4. El buen ajuste en la zona norte se extiende ahora también hacia el ecuador en ambas componentes siendo esto más evidente en la horizontal, donde es notoriamente bueno en todo el rango entre -200 km y 1200 km, pero en la zona sur el valor calculado de esta componente está bien por debajo del observado, lo cual estaría indicando que la elevación del manto, la cual hemos supuesto se encuentra en el rango (-250km,250km) (ver figura 3b) se extendería bastante más al sur.

Para la componente  $Z$  el ajuste es ahora mejor en todo el intervalo observado pero la discrepancia que subsiste entre el valor predicho y el observado se da en un intervalo mayor y es de mayor magnitud y no parece ser atribuible a la misma causa.

Se ha calculado el efecto que puede producir la presencia de la costa en la componente vertical, usando un modelo introducido en un trabajo previo (Duhau y Osella, 1982) y éste no supera los 2 ó 3 nT.

El mayor apartamiento se da alrededor de la zona de Yauca, donde ya Schmucker (1967) había encontrado un comportamiento anómalo de las bahías. Esto podría estar mostrando la existencia de una anomalía en la conductividad que al estar muy localizada afecta en mayor proporción la componente vertical que la horizontal.

#### BIBLIOGRAFIA

- Aldrich, L.T., Bannister, J.R., del Pozo, S., Salgueiro, R. and Beach, L., 1975: Electrical conductivity studies in South America: Chile - Bolivia; Carnegie Inst. Washington Yearbook, p. 292.
- Cox, C. and Filloux, J., 1974: Two-dimensional numerical models of the California electromagnetic coastal anomaly; J. Geomag. Geoelect., 26, 257.
- Davis, T.N., Burrows, K. and Stolarik, J., 1967: A latitude survey of the equatorial electrojet with rocket-borne magnetometers; J. Geophys. Res., 73, 1845.
- Duhau, S. y Osella, A.M., 1982: Inducción electromagnética producida por una corriente ionosférica localizada en las proximidades de una costa oceánica; GEOACTA Vol. 11, N2, 157.
- Duhau, S. y Osella, A.M., 1983: Estudio de las anomalías en la conductividad terrestre en la zona ecuatorial peruana. I. Análisis del sistema de corrientes ionosféricas; GEOACTA, 12, (en prensa).
- Eckhardt, D., Larner, K. and Madden, T., 1963: Long period magnetic fluctuations and mantle electrical conductivity estimates; J. Geophys. Res., 68, 6279.
- Forbush, S. and Casaverde, M., 1961: Equatorial electrojet in Peru; Carnegie Inst. Washington, Publ. 620.
- Honkura, Y., 1978: Electrical conductivity anomalies in the earth; Geophys. Surveys, 3, 225.
- Onwumechilli, C.A., 1967: Geomagnetic variations in the equatorial zone en Physics of Geomagnetic Phenomena; edited by Matsushita y Campbell, Vol. 1, pp. 426.
- Osella, A.M. and Duhau, S., 1983: Analysis of the anomalies in the earth conductivity at equatorial latitudes; Planet. Space Sci., (en prensa).
- Schmucker, U., 1969: Conductivity anomalies with special reference to the Andes, en The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors, S.K. Runcorn ed., Wiley-Interscience, London, p. 125.

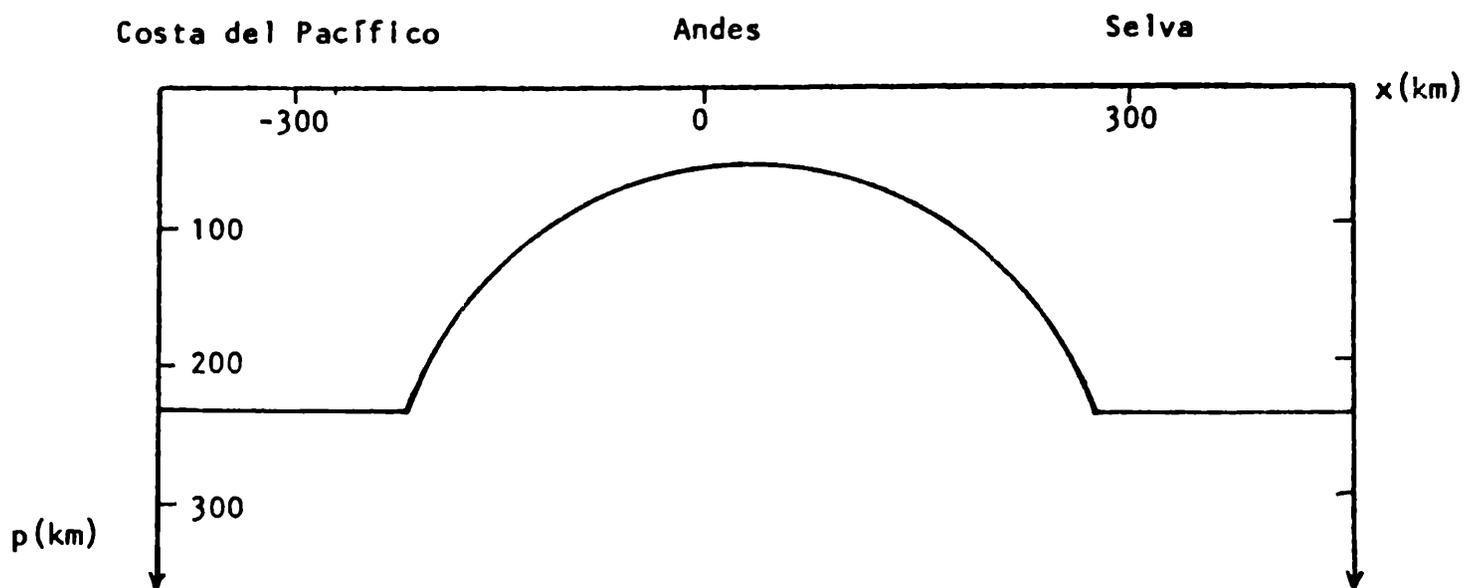


FIGURA 3a

Sección a través de la Anomalía Andina en el sur de Perú según Schmucker y otros (1969).

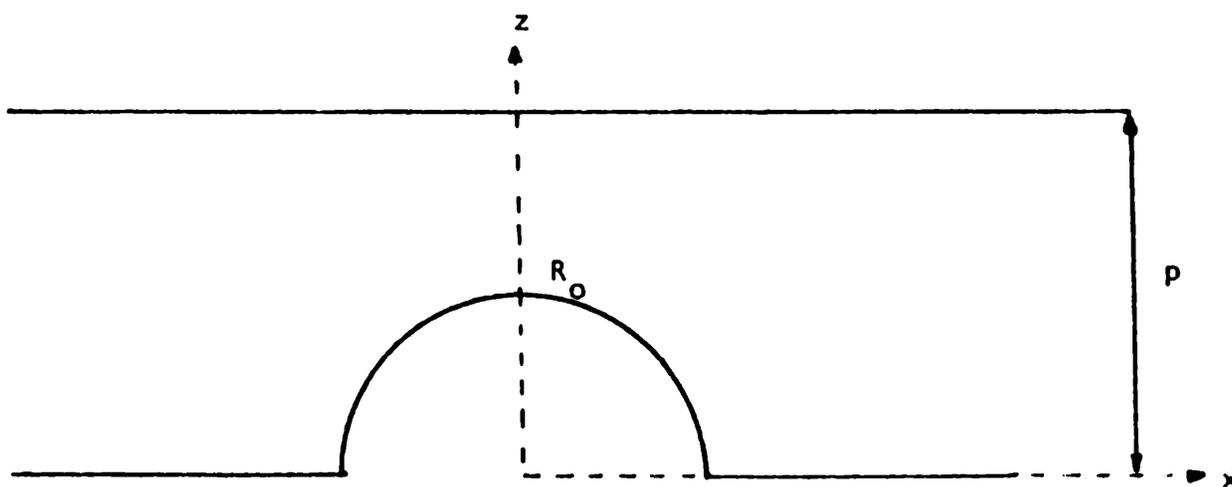
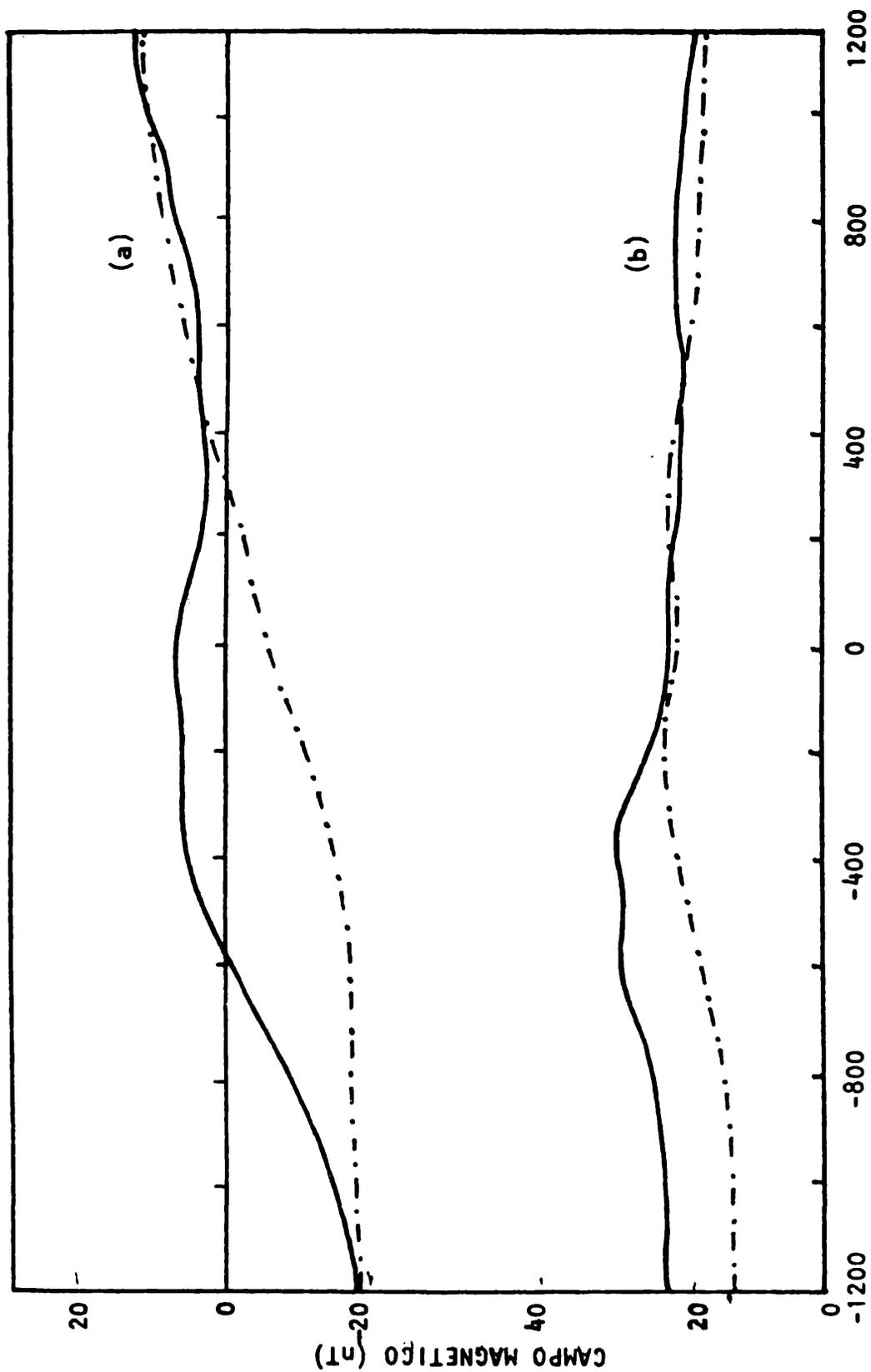


FIGURA 3b

Esquema de la sección propuesta en el presente trabajo para reproducir la Anomalía Andina.



DISTANCIA AL ECUADOR MAGNETICO (km)

FIGURA 4

Componentes vertical (a) y horizontal (b) de la parte interna de las v.g.d. (línea llena) y las correspondientes al campo inducido frente a la configuración representada en la fig. 3b., con  $p = 450$  km y  $R_0 = 250$  km (línea de rayas y puntos).