

ESTUDIO DE LAS ANOMALIAS EN LA CONDUCTIVIDAD TERRESTRE EN LA ZONA ECUATORIAL PERUANA. I. ANALISIS DEL SISTEMA DE CORRIENTES IONOSFERICAS

S. Duhau^{*} y A. Osella

Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Para poder inferir las características de una anomalía en la conductividad terrestre en la zona ecuatorial, a partir de las variaciones geomagnéticas diarias (v.g.d.) es necesario conocer previamente el sistema de corriente ionosféricas que la producen. Dado que en la zona ecuatorial peruana, las v.g.d. han sido medidas en una extensa zona es posible encontrar un modelo para representar el sistema de corrientes ionosféricas que debe incluir una parte extensa (parte planetaria) y una parte localizada (electrochorro). Los parámetros de dicho modelo se determinan aquí, ajustando el campo producido por dicho sistema en la superficie terrestre con el campo medido. Como en esta zona la corriente se ha medido simultáneamente con el campo, se la puede comparar con los resultados obtenidos con el modelo propuesto y probar así su validez.

ABSTRACT

In order to infer the characteristics of an anomaly in the earth's conductivity in the equatorial region from the daily geomagnetic variations (d.g.v.) it is necessary to know beforehand the ionospheric current system that produces them. As in the Peruvian zone the d.g.v. have been measured over a large region, it is possible to find a model to represent the ionospheric current system which must include an extended (planetary) part and a localized part (the electrojet). The parameters of this model are determined here fitting the field produced by this system at the earth's surface to the measured field. As in this region the current and the field have been measured simultaneously, the former can be compared with the results of the proposed model whose validity is thereby proved.

* Miembro de la Carrera del Investigador Científico del CONICET

1. INTRODUCCION

La zona del ecuador magnético peruano presenta la bien conocida anomalía Andina que fue detectada por Schmucker y otros (1966) en bahías geomagnéticas. Es objeto del presente trabajo contribuir a la descripción de esa anomalía utilizando la información contenida en las variaciones geomagnéticas diarias (vgd)

En la zona ecuatorial peruana estas fueron medidas exhaustivamente por Forbush y Casaverde (1961), asimismo, esta es la única zona donde perfiles latitudinales y verticales de la corriente ionosférica que las produce, el electrochorro ecuatorial, fueran obtenidas mediante mediciones in situ (Maynard, 1967; Davis y otros, 1967; Shumman, 1970).

Este conocimiento simultáneo de las v.g.d. y de las corrientes ionosféricas permitió a Duhau y Osella (1982) revisar la validez de los métodos de separación de las v.g.d. en sus partes de origen interno y externo utilizados previamente (Forbush y Casaverde, 1961; Romanelli y otros, 1982) y proponer un nuevo método que permite una adecuada correlación entre la corriente observada y las parte externa de las v.g.d. en esa zona.

La parte interna y externa de las v.g.d. separadas por Duhau y Osella (1982) se utilizó en el presente trabajo para discutir la distribución de la conductividad del manto superior terrestre. Para ello es necesario conocer el sistema de corrientes externas y proponer un modelo que describa la morfología de la conductividad. En esta primera parte del trabajo se discute exhaustivamente el sistema de corrientes externo y se obtiene un modelo sencillo para su descripción.

2. SEPARACION DE LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS DIARIAS

Las figuras 1 y 2 muestran la parte externa (1a y 2a) y la interna (1b y 2b) de las componentes horizontal H y vertical Z, respectivamente, de las v.g.d. en la zona ecuatorial peruana medidas al mediodía según la separación hecha por Forbush y Casaverde (1961) (curva A), Romanelli y otros (1981) (curva B) y Duhau y Osella (1982) (curva C).

Nótese que tanto el perfil de la parte externa (figura 1a) como el de la interna (figura 1b) de la componente horizontal, dados por (A) y (C), difieren entre sí sólo en el nivel y no en la morfología general, mientras que el dado por (B) difiere marcadamente de los otros dos. Nótese asimismo que el resultado de separar la componente vertical es distinto en los tres casos, y que aunque la suma de la parte interna y la externa debe ser siempre igual al campo total, esta suma es distinta para las curvas (A).

Para explicar estas diferencias en lo que sigue se reseñará brevemente el

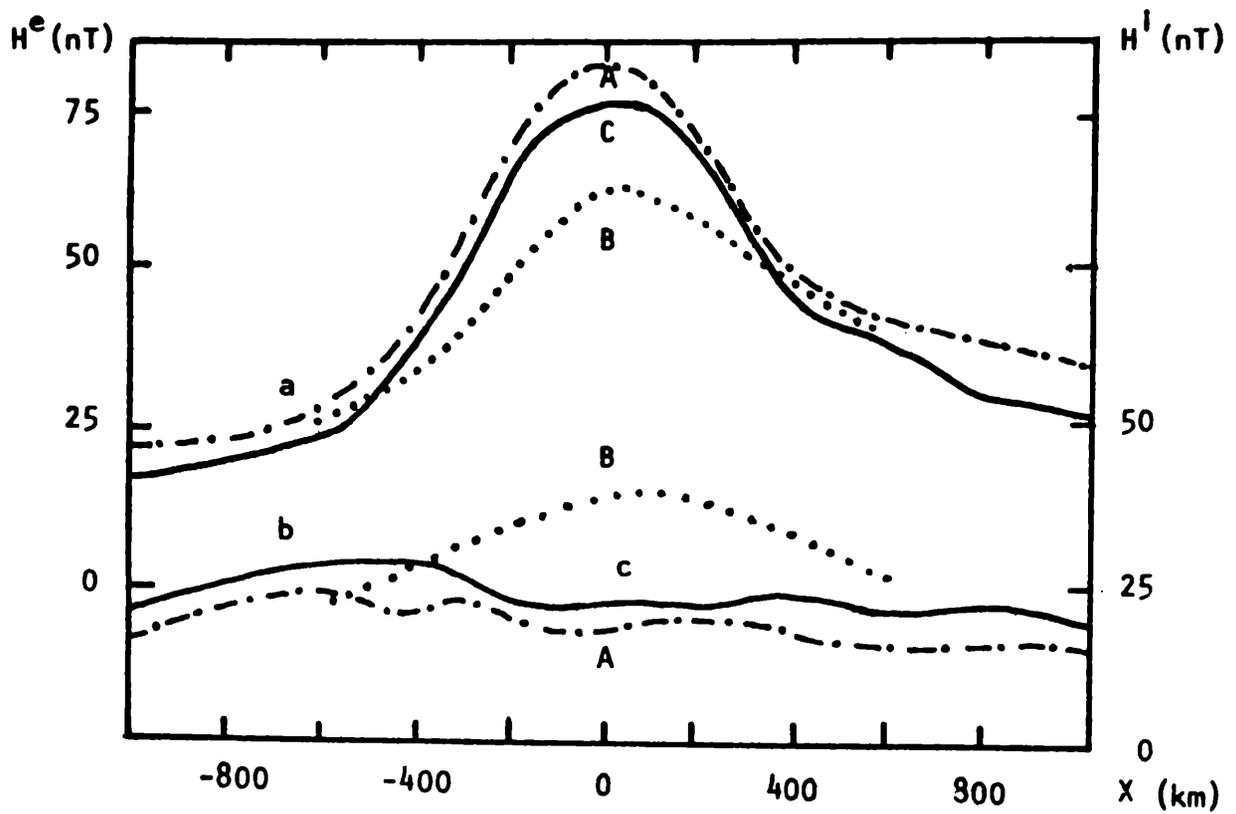


FIGURA 1

a) La parte externa, H^e , y b) la interna H^i de la componente horizontal de las v.g.d. en la zona ecuatorial peruana según Forbush y Casaverde 1961, curvas A, Romanelli y otros 1981, curvas B y Duhau y Osella 1982, curvas C

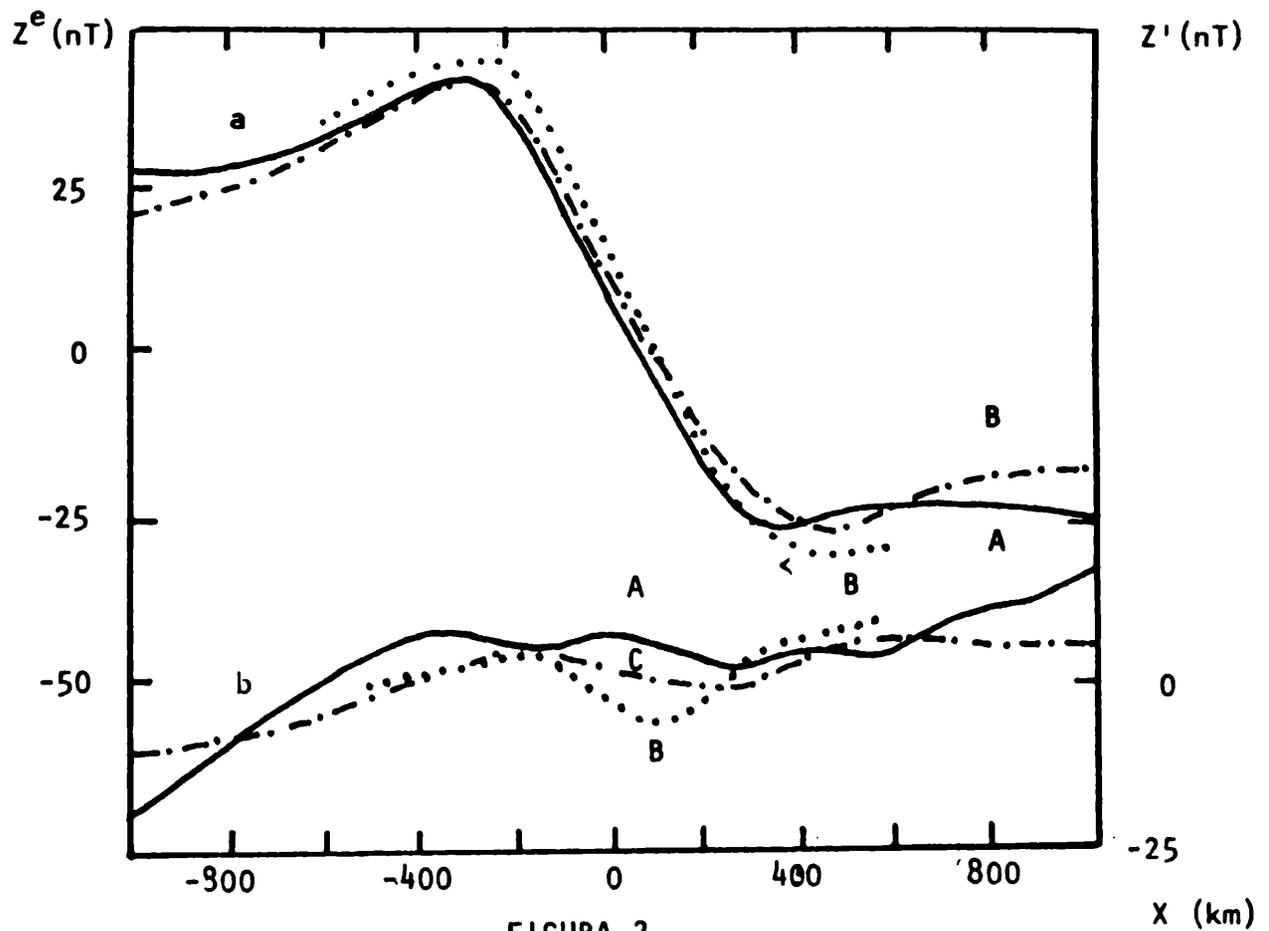


FIGURA 2

a) La partes externa, Z^e , y b) Interna Z^i de la componente vertical de las v.g.d. curvas A, B y C idem que en Figura 1

método utilizado por cada uno de los respectivos autores. Todos ellos utilizan la transformada de Hilbert de las componentes del campo medido:

$$K(f(u)) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(u')}{u - u'} du' \quad (1)$$

que permite separar éstas en sus partes de origen interno y externo según las ecuaciones (Siebert y Kertz, 1957):

$$H^i = \{H - K(Z)\}/2 \quad (2a)$$

$$H^e = \{H + K(Z)\}/2 \quad (2b)$$

$$Z^i = \{Z + K(H)\}/2 \quad (3a)$$

$$Z^e = \{Z - K(H)\}/2 \quad (3b)$$

donde los supraíndices i y e indican la parte interna y la externa respectivamente.

Según las ecuaciones (2a) a (3b) es posible separar el campo siempre y cuando se pueda calcular la transformada de Hilbert (ecuación 1) de ambas componentes, lo cual requiere el conocimiento de las mismas en todo el intervalo de integración, conocimiento del cual siempre se carece en el caso considerado, puesto que, como es habitual en este caso las mediciones abarcarán un entorno bien localizado del ecuador. Los tres trabajos mencionados difieren en la forma en que este problema ha sido resuelto.

Forbush y Casaverde supusieron primero que la componente horizontal tiene una parte planetaria de la forma

$$F = \frac{A}{1 + \left(\frac{x - x_0}{D}\right)^2} \quad (4)$$

donde A, D y x_0 son parámetros a determinar. Luego supusieron que el campo expresado por la ec. (4) debe ser igual al observado sólo en los extremos del intervalo medido, con lo cual resulta aún necesario agregar una condición adicional para poder determinar los tres parámetros.

Supusieron además que la parte interna de la componente horizontal y vertical del campo planetario son una fracción de 0,4 y -0,4 de las partes externas de cada una de esas componentes respectivamente. En base a esta hipótesis y al conocimiento de la transformada de Hilbert de (4) (ver p.e. Siebert y Kertz, 1957):

$$G = \frac{A}{D} \frac{x - x_0}{1 + \left(\frac{(x - x_0)}{D} \right)^2} \quad (5)$$

se pueden separar ambas componentes del campo planetario en su parte interna y externa y, simultáneamente, separar el campo planetario del proveniente del electrochorro que según este procedimiento resulta cero fuera del intervalo medido y de cuyas componentes, por lo tanto, se pueden ahora calcular las transformadas de Hilbert dadas por la ec. (1).

Como dijimos, existen infinitos juegos de parámetros que ajustan (4) al valor de H en los extremos del intervalo medido. Se debe elegir el trío que mejor ajuste la componente Z. (Téngase en cuenta que para ambas, la parte planetaria por un lado, y la incremental por el otro, deben cumplir simultáneamente las ecuaciones (2a) a (3b)).

Sin embargo Forbush y Casaverde encontraron que no existe ningún juego de parámetros que ajuste en forma correcta la componente Z en la zona de Yauca (zona sur), por lo cual usaron sólo la zona norte. Ello explica por que la suma de la parte interna y externa de esta componente en la zona sur (Figuras 2a y b curvas C) resulta menor que el campo total observado en esa zona.

Duhau y Romanelli (1979) encontraron que las hipótesis sobre la parte inducida por el campo planetario podrían no ser correctas en la zona de Perú. Para eliminar estas hipótesis Romanelli y otros (1981) continuaron arbitrariamente las dos componentes del campo total fuera del perfil latitudinal medido. Con el perfil así obtenido calcularon las transformadas de Hilbert de ambas componentes del campo total y luego aplicaron las ecuaciones (2a) a (3b). Nótese que con este método, el intervalo donde el campo puede separarse en sus partes de origen externo e interno se reduce a la mitad del medido por Forbush y Casaverde (ver figuras 1 y 2) ello se debe al error introducido al completar arbitrariamente el perfil fuera del mismo. Una evaluación cuidadosa de la forma adecuada de continuar los perfiles fuera del intervalo medido por dichos autores fue hecha por Duhau y Osella (1982) quienes encontraron que para la componente vertical la forma correcta de completar el perfil es utilizando todas las mediciones globales de las v.g.d. en estaciones que se encuentren más allá de los 1000 km del ecuador magnético local; la figura 3b muestra el perfil que resulta de este procedimiento junto con el utilizado por Romanelli y otros (1981).

En cuanto a la componente horizontal Duhau y Osella encontraron que no existe forma de continuar el perfil latitudinal que permita calcular su transformada con la suficiente exactitud. Ello se debe a que esta componente es aún muy grande en los extremos del intervalo medido.

Por lo tanto estas autoras utilizaron las ecuaciones (1) y (2a,2b) para separar

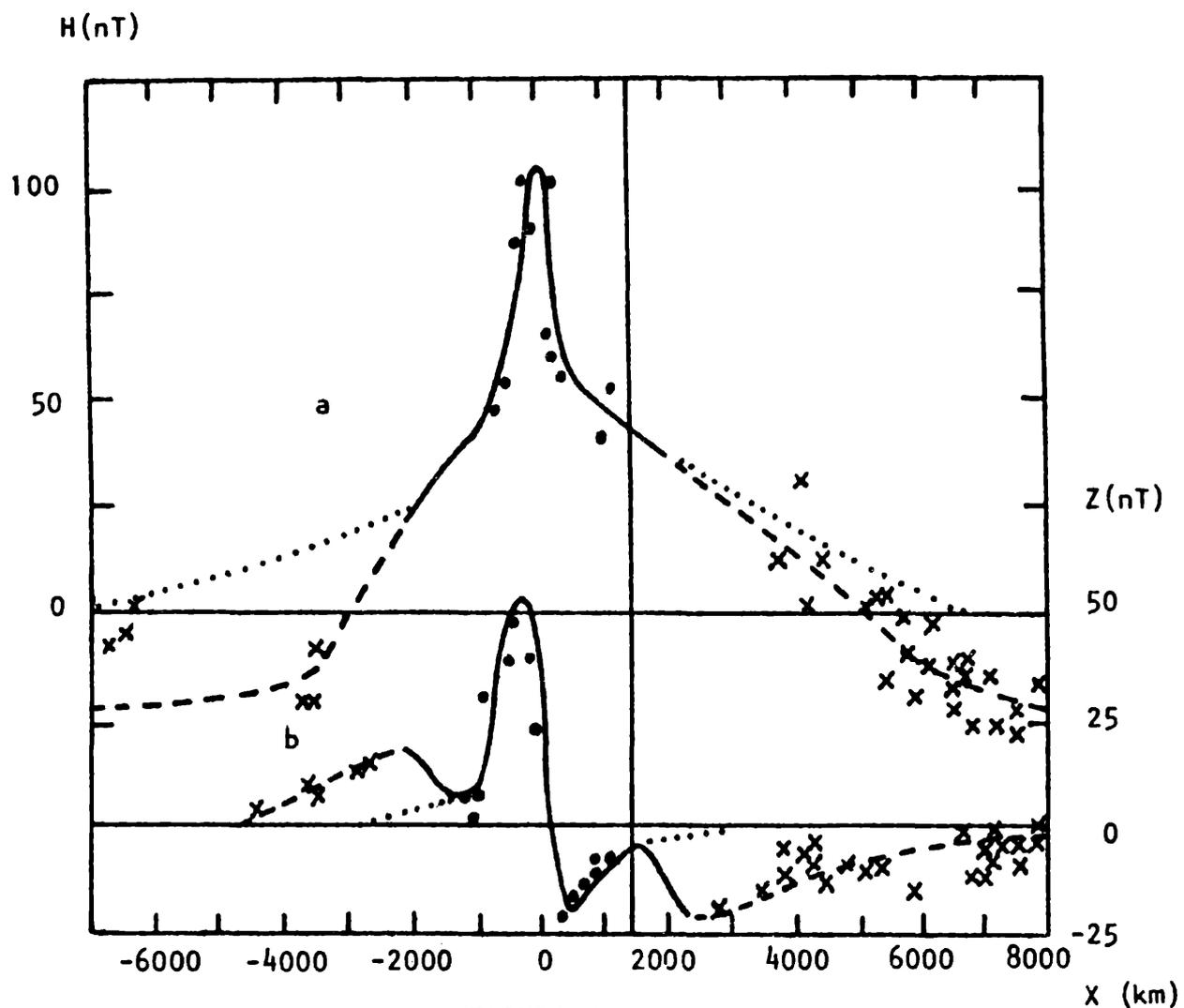


FIGURA 3

a) La componente horizontal, H , y b) la vertical, Z , de las v.g.d. en la zona ecuatorial peruana normalizadas en forma que $H = 100$ nT en Huancayo. Los puntos y la curva llena representan las observaciones de Forbush y Casaverde (1961); las cruces, corresponden a) días quietos Internacionales durante Septiembre y Octubre de 1958 b) al Año Polar Internacional 1932-1933. Las curvas de puntos y trazos son las continuaciones del perfil medido por Romanelli y otros, 1981 y Duhau y Osella, 1982, respectivamente.

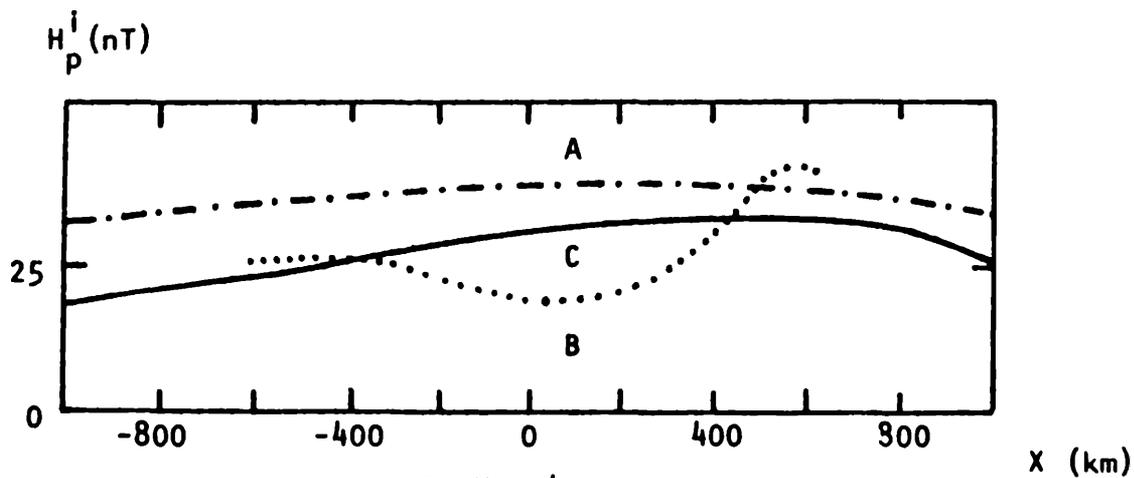


FIGURA 4

La parte planetaria externa de la componente horizontal H_p^e . Curvas A, B y C, idem que la figura 1.

la componente horizontal pero para separar la componente vertical recurrieron a otro método.

Se supuso que la componente horizontal del campo total, H_e , es igual a la parte de dicha componente, H_e^p , fuera del intervalo (-800 km, 800 km) alrededor del ecuador magnético y se ajustó una curva de la familia de funciones dada por la ecuación (4) con la curva real fuera de dicho intervalo, obteniéndose:

$$H_p^e = \frac{34 \text{ nT}}{1 + \left(\frac{x-360}{1.536}\right)^2} \tag{6}$$

donde x está dado en km, la figura (4) curva C, muestra el perfil dado por esta función. De la transformada de Hilbert de la misma (ecuación 5) se obtuvo la parte planetaria externa de la componente vertical Z_p^e

$$Z_p^e = \frac{34 \text{ nT} (x - 360)}{1.536 \left[1 + \left(\frac{x-360}{1.536}\right)^2 \right]} \tag{7}$$

Mientras que la parte incremental externa Z_J^e se obtuvo como:

$$Z_J^e = -K (H_J^e) \tag{8}$$

donde H_J^e es la parte incremental externa de la componente horizontal que se obtuvo restándole a H_e^e , el valor de H_p^e dado por (6).

Sumando (7) y (8) se obtuvo Z^e , restando esta de Z , resultó Z^i . Observese que esta (ver figura 2.b curva C) muestra ahora una notable anomalía en los alrededores de Yauca (-600 km < x < -200 km), esta anomalía fué ya señalada por Schmucker y otros (1966) quienes la detectaron en las bahías geomagnéticas.

3. EL SISTEMA DE CORRIENTES

3.1. El electrochorro

Siendo la forma de los perfiles de las componentes del campo incremental muy poco sensible a cambios en la forma de distribución latitudinal de la densidad de corriente integrada que las produce, se supone para el electrochorro una distribución muy simple dada por Chapman (1951):

$$J_i(x) \begin{cases} = J_0 \left(1 - \frac{x_0}{D} \right) & -D < x < D \\ = 0 & x < -D, \quad x > D \end{cases} \tag{9}$$

Esta distribución de densidad de corriente produce un campo:

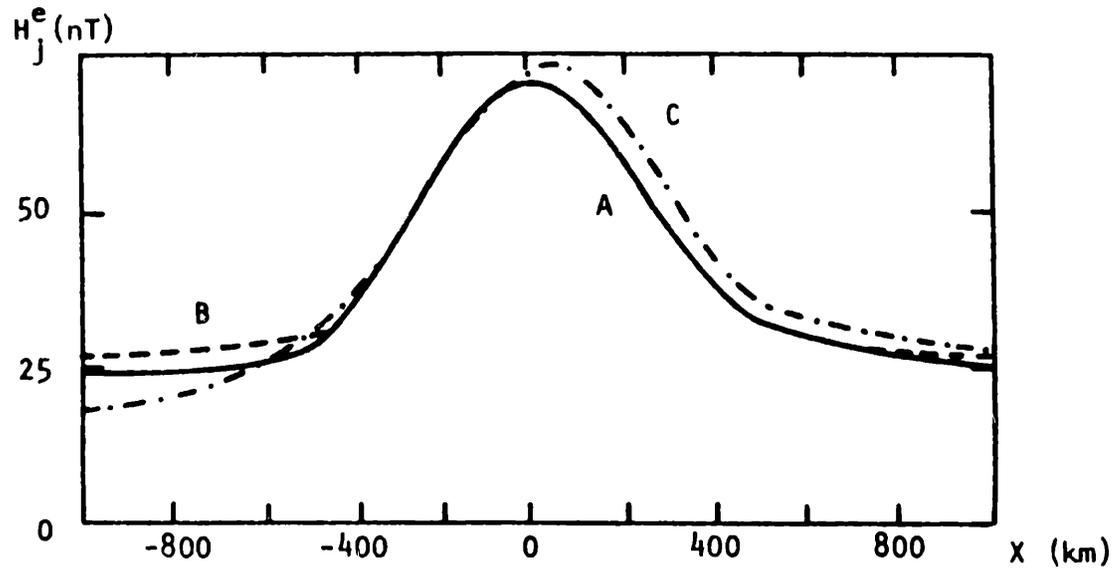


FIGURA 5

La parte incremental externa de la componente horizontal, H_j^e , obtenida por Duhau y Osella (1982), curva A, a partir de la corriente medida, curva B y por Forbush y Casaverde (1961), curva C.

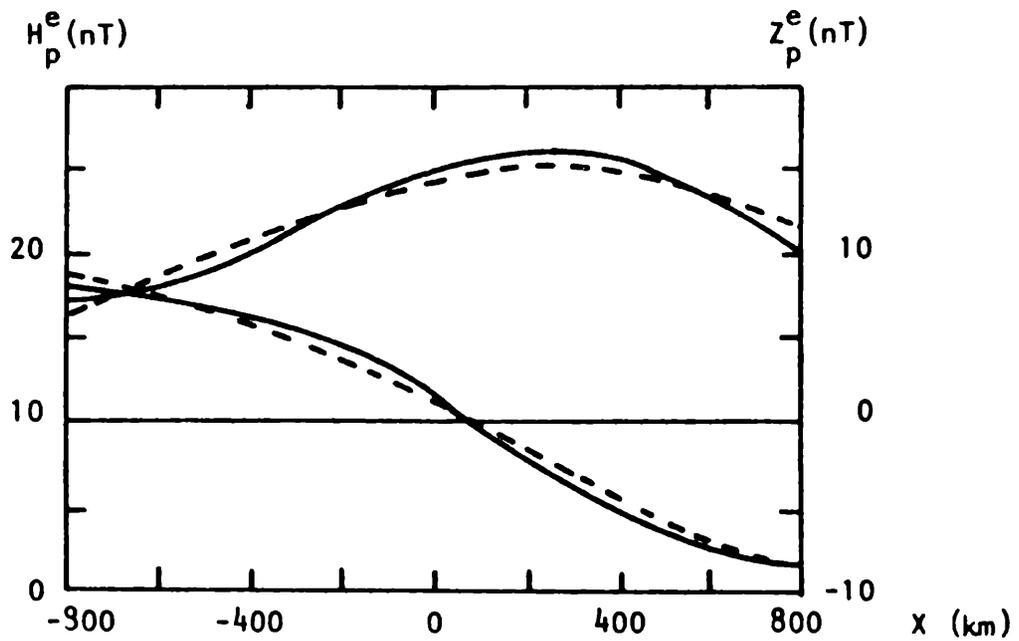


FIGURA 6

Las componentes horizontal, H_p^e , y vertical Z_p^e del campo planetario externo, según las ecuaciones (6) y (7), curvas llenas y las (13) y (14), curvas de trazo, respectivamente.

$$H_J^e(x) = \frac{\mu_0}{2} J_0 K(x, D) \quad (10)$$

con

$$K(x, D) = \frac{1}{\pi Z_0} \int_{-D}^D \frac{1 - \frac{x'^2}{D_0^2}}{1 + \left(\frac{x-x'}{Z_0}\right)^2} dx \quad (11)$$

donde $Z_0 = 107$ km (Davis y otros, 1967)

Si x_1 y x_2 son dos puntos cualesquiera del perfil de H_J^e , de (10) resulta:

$$J_0 = \frac{H_J^e(x_2) - H_J^e(x_1)}{K(x_2, D) - K(x_1, D)} \quad (12)$$

Para un dado D se calculó J_0 para todo posible par de valores de H_J^e en el intervalo (-500 km, 500 km). Se varió sistemáticamente D hasta hallar el valor de este parámetro que diera la menor dispersión en J_0 .

Resultó:

$$D = (400 \pm 10) \text{ km} \quad , \quad J = (0,094 \pm 0,015) \text{ Amp/m}$$

en completo con el valor experimental de estos parámetros (Duhau y Romanelli, 1979):

$$D = (400 \pm 10) \text{ km} \quad , \quad J_0 = (0,093 \pm 0,010) \text{ Amp/m}$$

La figura 5 muestra el campo incremental H_J^e encontrado por Duhau y Osella (19) (curva A), el obtenido de la corriente medida (curva B) y el resultado de Forbush y Casaverde (1961) (curva C). Nótese que la asimetría aparente en este último (curva C) no se observa en los otros dos y que la curva A coincide con la B en el intervalo (-400 km < x < 500 km) y es levemente inferior a ésta fuera de éste intervalo, ello se debe a que en el método aplicado aquí para obtener H_p^e se ha supuesto nulo H_J^e más allá de los 800 km de distancia al ecuador.

3.2. La componente planetaria

Si bien la representación de H_e^p mediante la curva dada por (6) es adecuada cuando se la utiliza para separar la componente vertical en una zona localizada, no representa correctamente el campo lejos de la zona ecuatorial siendo su rango de validez un intervalo aproximado de (-1200, 1200) km alrededor del ecuador magnético.

La morfología global de la componente horizontal de las v.g.d. puede reproducirse adecuadamente si se supone que H_p^e es de la forma (Osella y Duhau, 1983;

Duhau y Osella, 1983):

$$H_p^e = \left[B + A \cos k (x - x_0) \right] \text{ nT} \quad (13)$$

donde x está dado en km y $k = 7.6 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$. La transformada de Hilbert de esta función, cambiada de signo, que da Z_p^e , es:

$$Z_p^e = - \left[A \text{ sen } k (x - x_0) \right] \text{ nT} \quad (14)$$

los parámetros de la ecuación (13) se obtienen ajustando esta a (6) en el intervalo medido, y son: $A = 22 \text{ nT}$, $B = 9 \text{ nT}$, $k = 7.6 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ y $x_0 = 350 \text{ km}$. El resultado puede verse en la figura (6).

La corriente que produce el campo cuyas componentes están dadas por (13) y (14) es:

$$J_p = \frac{2}{\mu_0} \left[A e^{-kZ_0} \cos k (x - x_0) + B \right] \quad (15)$$

Finalmente, la corriente total está dada por la suma de (9) y (15).

4. COMPARACION CON RESULTADOS PREVIOS

En el párrafo 3.1 se mostró que la corriente del electrochorro predicha a partir de la componente horizontal del campo externo hallado por Duhau y Osella (1982) coincide notablemente con la medida, siendo ambas más simétricas respecto del ecuador magnético que la que se obtiene del resultado de Forbush y Casaverde (1961).

En cuanto a la componente planetaria el resultado de Forbush y Casaverde (curva A de la figura 4) aunque morfológicamente similar está siempre por encima del resultado de Duhau y Osella (curva A, de la figura 4). Esto muestra que la suposición hecha por Forbush y Casaverde de que el cociente entre H_p^e y H_p^i es de 0,4, lleva a una subestimación de H_p^i y por ende, a una sobreestimación de H_p^e , como ya fuera sugerido por Duhau y Romanelli (1979).

La densidad de corriente planetaria integrada media predicha por Duhau y Osella se puede obtener promediando (5) entre - 1000 km y 1000 km, y es de 0,045 Amp/m, mientras que la medida en región E, supuesta constante con la latitud, es de 0,034 Amp/m (Duhau y Romanelli, 1979), la diferencia entre ambas resulta ser 0,011 Amp/m lo que representa un 8% de la densidad de corriente integrada total, y puede atribuirse a corrientes que circulan por encima de la región E, ya que, según el resultado teórico de Untiedt (1967) hasta un 10% de la corriente integrada total estaría circulando a esas alturas. Muy por encima de este valor es la diferencia que resulta de calcular la corriente a partir del valor de H_p^e obtenido por Forbush y Casaverde (curva A de la figura 4), puesto que en este

caso la densidad de corriente integrada media resulta de 0,058 Amp/m.

Si a H^e obtenido por Romanelli y otros (curva B de la figura 1a) se le resta el campo incremental que resulta del electrochorro medido en región E se obtiene el resultado graficado en la figura 4, curva B, el cual implicaría, o bien la existencia de otras corrientes laterales de retorno del electrochorro, localizadas en región E, las cuales no han sido detectadas en las mediciones de la densidad de corriente integrada en región E (ver Davis y otros, 1967) o bien corrientes localizadas latitudinalmente de intensidad comparables a las del electrochorro, circulando a alturas de región F, lo cual no es compatible con el valor del campo eléctrico y la baja conductividad a esa altura (ver p.e. Duhau y Azpiazu, 1981).

BIBLIOGRAFIA

- Chapman, S., 1951: The equatorial electrojet as detected from the abnormal electric current above Huancayo, Perú and elsewhere; Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Ser. A, 4, 368.
- Davis, I.N., Burrows, K. y Stolarik, I.D., 1967: A latitude survey of the equatorial electrojet with rocket-borne magnetometers; J. Geophys. Res., 72, 1845.
- Duhau, S. y Azpiazu, M.C., 1981: La corriente integrada en la capa E ecuatorial: Modelo teórico y su aplicación; GEOACTA, 11, N°1, 129.
- Duhau, S. y Osella, A.M., 1982: A correlation between measured E-region current and geomagnetic daily variation at equatorial latitude, J. Geomag. Geoelectr., 34, 213.
- Duhau, S. y Osella, A.M., 1983: The depth of the non-conducting layer at the Nigerian dip equator; J. Geophys. Res., 88, A7, 5523.
- Duhau, S. y Romanelli, L., 1979: Electromagnetic induction at the South American geomagnetic equator as determined from measured ionospheric currents; J. Geophys. Res., 84, 1849.
- Forbush, S. y Casaverde, M., 1961: Equatorial electrojet in Peru; Carn. Inst. Pub., 620.
- Maynard, N.C., 1967: Measurements of ionospheric current of the coast of Peru; J. Geophys. Res.; 72, 1863.
- Osella, A.M. y Duhau, S., 1983: The effect of the depth of the non-conducting layer on the induced magnetic field at the Peruvian dip equator; J. Geomag. Geoelectr., 35, 245.
- Romanelli, L., Hirsch, F.A. y Duhau, S., 1981: Análisis de las variaciones geomagnéticas ecuatoriales en presencia de anomalías en la conductividad te-

rrestre; GEOACTA, 11, N°1, 1981.

Siebert, M. y Kertz, W., 1957: Zur Zerlegung eines lokalen erdmagnetischen Feldes in ausseren und inneren Untell; Nachr. Akad. Wiss. Gottingen, Math-Physik F1, 11a. Math. Phys. Chem. Abt., 87.

Schmucker, U., Forbush, S., Hartmann, O. Giesecke, A., Casaverde, M., Castillo, J., Salgueiro, R. y Pozo, S., 1966: Electrical conductivity anomaly under the Andes, Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 65, 11.

Shuman, B.M., 1970: Rocket measurement of the equatorial electrojet; J. Geophys. Res., 75, 3889.

Untiedt, J. 1967: A model of the equatorial electrojet involving meridional current; J. Geophys. Res., 72, 5799.