

## LA INDUCCION ELECTROMAGNETICA EN EL ECUADOR NIGERIANO

Silvia Duhau y Lilia Romanelli  
Departamento de Física, Facultad  
de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

### RESUMEN

Se correlacionan las variaciones geomagnéticas con las corrientes ionosféricas en la zona ecuatorial nigeriana utilizando un método previamente introducido por las autoras en el análisis del electrochorro ecuatorial de Perú. Se comparan las conclusiones obtenidas en ambas zonas. En base a los resultados se realiza un análisis crítico de los métodos teóricos de obtención de las corrientes externas e inducidas a partir de las variaciones geomagnéticas. Se encuentra la necesidad de introducir un nuevo método que tenga en cuenta variaciones horizontales en la conductividad terrestre.-

### ABSTRACT

By means of a method previously introduced by the authors for the analysis of the equatorial electrojet in Perú, the geomagnetic variations are correlated with the ionospheric currents in the Nigerian equatorial region. The conclusions obtained for both locations are compared. A critical analysis of the theoretical methods for obtaining the external and induced currents from the geomagnetic variations is performed based on the results.-

It is shown that it is necessary to introduce a new method that takes into account the horizontal variations of the conductivity of the earth.-

## 1. INTRODUCCION

Debido al conocimiento cada vez mayor que se tiene de los parámetros ionosféricos son numerosos los cálculos que se han hecho de las corrientes ionosféricas mediante diversos métodos teóricos. Esto conduce a que exista actualmente un renovado interés en inferir, de las variaciones geomagnéticas, las corrientes ionosféricas que las producen; pues ello provee un método indirecto de conocer la variabilidad de las mismas.-

Sin embargo, no está claro si existe actualmente un método teórico capaz de correlacionar, en un caso general, correctamente ambos fenómenos en las proximidades del ecuador magnético (Duhau y Romanelli, 1979 a).-

Las dificultades particulares que el problema presenta en la zona ecuatorial peruana han sido discutidas por Duhau y Romanelli (1979 a, 1979 c) utilizando el conocimiento que en esa zona se tiene de la densidad de corriente integrada, debido a las mediciones hechas por Davis y otros (1967), Maynard (1967) y Shuman (1970), y un método simple de correlación previamente introducido con ese propósito.-

Utilizando el mismo método en este trabajo se analizan las variaciones geomagnéticas obtenidas por Ogbuehi y Onwumchilli (1964) en Nigeria; este análisis muestra las particularidades del problema en esa zona, lo que permite discutir cuales son las restricciones que impiden la aplicación en la misma, de los métodos teóricos que han sido propuestos para inferir las corrientes ionosféricas a partir de las variaciones geomagnéticas.-

## 2. CARACTERISTICAS DE LAS CORRIENTES INDUCIDAS POR LOS SISTEMAS IONOSFERICOS PLANETARIO E INCREMENTAL EN EL ECUADOR MAGNETICO

Debido a las diferencias existentes entre las características de las corrientes inducidas en la tierra por sistemas ionosféricos extensos y por sistemas localizados resulta necesario, cuando se estudian estas corrientes en las proximidades del ecuador magnético, separar allí las variaciones geomagnéticas en su parte "planetaria" (extensa), y su parte "incremental" o electrochorro ecuatorial (localizada). (Ver p.ej. Duhau y Romanelli 1979 b).-

Se acepta generalmente (Forbush y Casaverde, 1961; Onwumchilli, 1967; Shuman 1970; Fambitakoye y otros, 1976), que la parte planetaria inducida es una fracción  $\beta_{ph} = 0,4$  y  $\beta_{pz} = -0,4$  de la externa, para la componente horizontal y la vertical de las variaciones geomagnéticas respectivamente; fracciones que resultan del aná-

lisis en esféricos armónicos de las variaciones geomagnéticas globales. Sin embargo, en el ecuador peruano, Duhau y Romanelli (1979 c), encontraron que  $\beta_{pz} = 0,7$  podría ser un valor adecuado para esa zona, lo cual indicaría que una anomalía en la conductividad terrestre podría afectar localmente el valor de esa fracción.-

Respecto de la parte incremental, se suele suponer (ver p.ej. Forbush y Casa verde, 1961; Onwemechilli, 1967; Oldenburg, 1976) que la tierra es una esfera perfectamente conductora a partir de una profundidad dada,  $h_0$ , tal que la corriente inducida es la imagen especular de la externa, es decir que fluye a una profundidad  $z_t = z_0 + 2 h_0$ , donde  $z_0$  es la altura a la que circula la corriente externa; tal como fuera propuesto por Chapman (1951), quien estimó  $z_t = 600$  km ( $z_0 = 250$  km). Una corriente a esta profundidad produce una modificación apreciable del campo en la superficie. Sin embargo, la importancia de esta contribución a distintas latitudes no está bien establecida (Fambitakoye; 1973; Ducruix y otros, 1977; Duhau y Romanelli, 1979 c).-

La hipótesis de Chapman ha sido generalizada por Park (1974) quien a partir del resultado exacto, concluyó que la corriente inducida sobre un semiespacio de conductividad  $\sigma$ , por una línea de corriente de magnitud compleja  $I = I_0 \exp(i\omega t)$  y que circula paralela a su borde superior a una distancia  $h = z_0 + h_0$  del mismo se puede representar, con buena aproximación, por una imagen especular a ésta a una distancia compleja  $h + 2 \delta \exp(-i \pi / 4)$ , de la superficie del semiespacio conductor, donde  $\delta$  es la distancia piel sin colisiones,  $\delta = (\mu_0 \omega \sigma)^{-1/2}$ , tal que sobre la superficie terrestre vale:

$$B = -\frac{I}{2\pi} \frac{z_t + 2\delta \exp(-i \pi/4) - i y}{(z_t + 2\delta \exp(-i \pi/4))^2 + y^2} \quad (1),$$

donde las dos componentes del campo magnético: la componente paralela al semiespacio,  $H$ , y la normal al misma,  $Z$ , se han representado en forma compleja como:

$$B = H + i Z, \quad (2),$$

y la coordenada "y" es normal a la dirección de la corriente y paralela al borde del semiespacio.-

En el caso particular en que  $\sigma$  es infinito,  $\delta$  es cero y (1) describe, como es lógico, el campo producido por una corriente imagen de la inductora como la utilizada por Chapman.-

Si se toma  $I = I_0 \cos \omega t$ , para  $t=0$  e  $y = 0$  de (1) se obtiene:

$$\text{Re}(B) = H = (I_0 / 2 \pi) \left( L(1 + 2\delta^2 / L^2) \right)^{-1} \quad (3),$$

con:  $L = z_t + \sqrt{2\delta}$

Según la estimación de la conductividad terrestre hecha por Price (1931) utilizando la parte interna de las variaciones geomagnéticas globales, y los resultados de mediciones magnetotelúricas (ver p.ej. Price, 1967) la conductividad terrestre promedio es menor que 0,3 s m-1 en los primeros 600 km y luego crece bruscamente siendo ya a los 900 km del orden de los 10 s m-1.-

Esto implica que en condiciones normales según (3), la corriente imagen se halla a más de 1000 km de profundidad.-

Una corriente ubicada a esa profundidad produce un campo despreciable en la superficie. Se concluye que es esperable que el electrochorro no presente una parte inducida apreciable en aquellas zonas en las cuales para la parte planetaria valgan los valores globales  $\beta_{ph} = 0,4$  y  $\beta_{pz} = -0,4$ . Por otra parte, la presencia de una corriente incremental interna apreciable revela un apartamiento, respecto de su promedio global, de la conductividad terrestre en la zona, que en principio tal como pasa en Perú, podría verse reflejado también en un cambio de los coeficientes globales.-

Además, una discontinuidad horizontal en la conductividad terrestre, tal como la que sucede por ejemplo en una zona costera, puede producir un campo interno vertical en la misma dirección que el externo y no necesariamente opuesto, como lo es el producido por una corriente imagen especular de la externa. Es decir, no siempre la corriente interna incremental estará bien representada por una única corriente imagen de la externa, como la propuesta por Chapman. Esta representación será válida sólo si la conductividad se mantiene constante en una zona de dimensiones mucho mayores que las del electrochorro.-

### 3. CORRELACION DE LA CORRIENTE IONOSFERICA CON LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS DIARIAS EN EL ECUADOR MAGNETICO

#### 3.1. Método teórico

Un método simple de separar la parte planetaria de la incremental en el ecuador magnético cuando la corriente externa es conocida fue introducido por Duhau y Romanelli (1979 a, 1979 c). Dicho método tiene la ventaja de que permite analizar la importancia de la parte interna del campo incremental sin hacer ninguna suposición a priori acerca de la magnitud de la parte interna del campo planetario.-

En lo que sigue se lo resume brevemente. El campo planetario,  $H_p$ , y el campo incremental en el origen,  $H_i(0)$ , se obtienen dado el valor del campo,  $H(x)$ ,

en dos latitudes cualesquiera,  $x_1$  y  $x_2$ , mediante la expresión:

$$H_i(0) = (H(x_1) - H(x_2)) / (k(x_1, \alpha) - k(x_2, \alpha)), \quad (4a),$$

$$H_p = (k(x_2, \alpha)H(x_1) - k(x_1, \alpha)H(x_2)) / (k(x_2, \alpha) - k(x_1, \alpha)), \quad (4b)$$

donde:

$$k(x, \alpha) = k(x, z_0) + \alpha k(x, z_t), \quad (5),$$

con:

$$k(x, y) = (1/\pi y) \int A(x') / (1 + (x-x')/y)^2 dx', \quad (6)$$

donde:  $A(x) = J_i(x)/J_0$ , siendo  $J_i(x)$ , la distribución en latitud de la densidad de corriente incremental y  $J_0$  su valor en  $x=0$ , esta última vinculada al campo incremental dado por (4a) mediante la relación:

$$J_0 = (2/\mu_0) (H_i(0) / (1 + \beta_i) k(0, \alpha)), \quad (7),$$

donde  $\beta_i$  es un parámetro cuyo valor depende de la suposición hecha sobre la corriente incremental inducida, y el mismo significado tiene el parámetro  $\alpha$  en esta ecuación y en las ecuaciones (4a) (4b) y (5); según se detalla en la Tabla I.-

Una ecuación análoga a la (7) vale entre el campo planetario  $H_p$  dado por (4b) y la corriente externa planetaria  $J_p$ :

$$J_p = (2/\mu_0) H_p / (1 + \beta_{ph}); \quad (8);$$

y finalmente, la corriente total  $J(x)$  vale:

$$J(x) = J_0 A(x) + J_p \quad (9).$$

Campo interno incremental	$\alpha$	$\beta_i$
a) Nulo (Fambitakoye 1973)	0	0
b) Una fracción constante del externo	0	$\neq 0$
c) Producido por una corriente imagen (Chapman 1951)	1	0

Tabla I

Valores del parámetro  $\alpha$  en las ecuaciones (4a,b) y (5) y del parámetro  $\beta_i$  en la ecuación (7).-

## 3.2. La densidad de corriente en el ecuador magnético

Para poder utilizar las ecuaciones (4a) y (4b) es necesario calcular K según la ec. (5), lo que implica conocer la función A. (x), es decir, conocer la forma en que varía la densidad de corriente integrada con la latitud.-

Una función que describe adecuadamente los datos observacionales en Perú y resultados teóricos es (Duahu y otros, 1979):

$$A(x) = \left( \exp(-x/D_1)^{N_1} / (1 + x/D_2)^{N_2} \right)^{1/2} \quad (10),$$

Los parámetros que ajustan por cuadros mínimos datos observacionales de la corriente en Perú son  $D_1 = 264$  Km,  $D_2 = 417$  km,

$$N_1 = 8, N_2 = 8, J_o = 0,089 \text{ Amp m}^{-1} \text{ y } J_p = 0,034 \text{ Amp m}^{-1}$$

Por otra parte una parábola:

$$A(x) = (1 - (x/D)^2) \quad (11),$$

requiere un solo parámetro para su definición. Valores de  $D = 390$  km, de  $J_o = 0,093 \text{ Amp m}^{-1}$  y de  $J_p = 0,034 \text{ Amp m}^{-1}$  son los que ajustan mejor esta curva a los datos peruanos.-

Con las expresiones (10) y (11), suponiendo en ambos casos  $z_o = 107$  km (Davis y otros, 1967), se calculan sendos valores de  $k(x, z_o)$  según la ecuación (6). Estos valores difieren en 3% en  $x=0$  y menos en los restantes puntos. Este hecho, sumado a la simplicidad de la parábola muestra la conveniencia de utilizar ésta, en lugar de la curva (10), para calcular  $k(x, z_o)$ .-

El valor del parámetro D se obtiene también a partir de las variaciones geomagnéticas, como aquél que hace mínima la dispersión cuadrática media de los valores de  $H_i(0)$  y  $H_p$ , calculados con distintos pares de puntos a partir de las ecuaciones (4a) y (4b), fijados previamente el par  $\alpha, \beta_1$ .-

Determinado el valor de D, los valores de  $J_o$  y  $J_p$  se encuentran a partir de las ecuaciones (7) y (8) y pueden compararse también con sus valores medidos en Perú, los cuales son  $J_o = 0,093 \text{ Amp m}^{-1}$  y  $J_p = 0,047 \text{ Amp m}^{-1}$ , este último incluye la contribución medida en capa E ( $0,034 \text{ Amp m}^{-1}$ ) y la contribución de la capa F (Duahu y Romanelli, 1979 a).-

Ornumechilli (1967) determinó la corriente en Nigeria a partir de las variaciones geomagnéticas medidas por Ogbuehi y Ornumechilli (1964) en esa zona y encontró una corriente:

$$J_p = 0,058 \text{ Amp m}^{-1}, J_o = 0,121 \text{ Amp m}^{-1} \text{ y:}$$

$$A(x) = \left( 1 + (x/a)^2 b \right) / \left( 1 + (x/a)^2 \right)^2, \quad (12)$$

son  $b = -2,2$ ,  $a = 588 \text{ km.}$

En la Fig. (1) se ha graficado esta corriente junto con la medida en Perú. La diferencia entre ambas en las proximidades del ecuador, podría deberse a algún mecanismo que cerca del mismo límite la corriente en Perú, tal como por ejemplo un estado más turbulento allí; como lo mostraría una mayor frecuencia de aparición de esporádicas (Giraldez, 1979). Pero dado que tanto en Perú como en Nigeria, el choque se encuentra aproximadamente a la misma distancia del ecuador geográfico, no hay ningún mecanismo que permite esperar la existencia de una corriente de retorno tan notable en Nigeria si no existe este fenómeno en Perú ni ha sido confirmado por la teoría (Richmond, 1973). Si se tiene en cuenta que Onwumechilli midió el campo magnético sólo hasta los 500 km del ecuador y que a efectos de computar este campo es despreciable la contribución de corrientes que circulan más allá de 600 km del punto en consideración, se concluye que estos datos magnéticos dan información hasta los 1000 km. aproximadamente. Resulta por lo tanto que la extrapolación de la curva más allá de este valor no es única. Se observa, además que la curva varía muy poco entre los 600 y los 1200 km, se puede por lo tanto tomar como valor planetario el promedio en esta zona, de lo que resulta  $J_p = 0,017 \text{ Amp m}^{-1}$ , valor mucho menor que el medido en Perú.

### 3.3. Las variaciones geomagnéticas en Nigeria

La Fig. 2 muestra la variación de la componente horizontal de las variaciones geomagnéticas con la distancia al ecuador magnético, según los datos obtenidos por Ogbuehi y Onwumechilli (1964) en Nigeria y Forbush y Casaverde (1961) en Perú.

El ecuador magnético se halla ubicado  $13^\circ$  al sur del geográfico en Perú y  $10^\circ$  al norte en Nigeria. Debido a este hecho y con el objeto de poder comparar, se han tomado las variaciones en Perú al norte del ecuador magnético y en Nigeria al Sur. Además se han normalizado ambas curvas de manera que en Huancayo, Perú, y en una latitud magnética equivalente ( $x = 150 \text{ km}$ ), en Nigeria, el campo magnético sea de 100 nT.

De la observación de la Fig. 2 resulta evidente que, o bien la amplificación de las variaciones es bastante mayor en Nigeria que en Perú, o bien el electrochoque ecuatorial es bastante más ancho en Perú que en Nigeria. El método dado en 3.2. permite analizar este problema.

El resultado de su aplicación se detalla en la Tabla II. Para calcular el caso (c) de esta tabla se ha tomado una corriente imagen I a 510 km de profundidad en Nigeria, que es la profundidad a las que según Onwumechilli y Ogbuehi (1967) se encuentra circulando esta corriente.-

	$\alpha$	$\beta_i$	$\beta_{ph}$	$J_p$	$J_o$	D	a
a)	0	0,65	0,4	0,044	0,093	390	3,1
b)		0	0,4	0,044	0,153		4,47
c)	1	0	0,4	0,032	0,126	390	3,93

Tabla II

El ancho D, los valores de las densidades de corrientes integradas: planetaria,  $J_p$ , e incremental,  $J_o$ , necesarias para producir la componente horizontal de las variaciones y la amplificación  $a = (J_p + J_o)/J_p$  para los casos de la Tabla I.-

El ancho del electrochorro predicho por nuestro método es el mismo en Perú que en Nigeria. Sobre la amplificación no se puede dar una conclusión definitiva.-

Para Nigeria, el caso (a) sería el único compatible con las observaciones de la corriente en Perú. Para este caso, la contribución incremental interna sería muy elevada y mostraría la existencia de una fuerte anomalía en la conductividad terrestre que contradictoriamente, no se vería reflejada en un aumento del coeficiente  $\beta_{ph}$  sobre su valor global. La misma incompatibilidad presenta el caso (c). Esta contradicción puede explicarse de dos maneras distintas:

- a) La corriente en el ecuador nigeriano está mucho más amplificada que en Perú en cuyo caso vale el caso b), es decir, la conductividad en el ecuador nigeriano es normal no hay contribución interna incremental, y la parte interna planetaria es la global.-
- b) Vale el resultado (a), pero la anomalía en la conductividad es tan localizada, que la contribución interna planetaria aparecería como una contribución incremental.-

Como se discutió en el punto 3.2., las condiciones ionosféricas podrían ser



distintas en Perú que en Nigeria lo que impide descartar en principio la posibilidad de que en distintas zonas geográficas existen diferencias en la amplificación de la densidad de corriente integrada, aunque ningún modelo teórico lo ha previsto hasta el presente (ver p.ej. Gagnepain y otros, 1977).-

#### 4. ANALISIS DE LOS METODOS TEORICOS UTILIZADOS PARA CORRELACIONAR LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS EN NIGERIA CON LAS DENSIDADES DE CORRIENTE INTEGRADA.-

Onwumechilli (1967) encontró una corriente planetaria bastante mayor que la medida en Perú y la hallada aquí para Nigeria, y una distribución de la densidad de corriente incremental, mucho más ancha; esto se compensa por una fuerte corriente de retorno que conduce finalmente a producir un campo total equivalente, con una corriente "efectiva" planetaria mucho menor que la medida en Perú.-

Esta discrepancia no es explicable solamente, como dijéramos, en términos de diferencias en los parámetros ionosféricos. Nuestro resultado permite entrever las posibles causas de la misma.-

Para obtener la parte planetaria de la componente horizontal de las variaciones geomagnéticas en la zona incremental, Onwumechilli extrapola, según una curva lentamente creciente, la componente horizontal de las variaciones fuera de esa zona, utilizando el campo así hallado encuentra la corriente que lo produce; de la cual obtiene la parte planetaria de la componente vertical del campo, con la suposición adicional de que la parte interna planetaria está bien descrita por los coeficientes globales.-

De esta manera separa el campo total en su parte planetaria e incremental y aplicando los operadores de Kertz a las componentes horizontal y vertical de esta última encuentra un campo interno incremental apreciable, lo cual implicaría según lo discutido en 2, la presencia de una anomalía en la conductividad. De existir ésta, estaría muy localizada lo que llevaría a que se inducieran corrientes internas planetarias que deformarían el campo invalidando la extrapolación hecha por Onwumechilli e impedirían describir en la zona incremental, el campo planetario interno mediante los coeficientes globales.-

Adicionalmente, el problema descrito lleva a que se "mezclen" los sistemas de corrientes planetario e incremental, hecho que invalida la aplicación del operador de Kertz para separar el campo incremental en sus partes interna y externa y pone en cuestión la existencia de la corriente imagen de la externa y circulando a 510 km de profundidad, hallada por este autor, como la generadora de la parte incremen

tal interna del campo.

Utilizando la teoría inversa lineal de Bakers y Hilbert, Oldenburg (1976) en contró la misma corriente externa incremental que Onwumchilli. Pero para hacerlo utilizó el campo incremental dado por este autor y partió de un modelo que considera la tierra como una esfera en conductividad infinita a partir de los 200 km de profundidad, es decir partió de las conclusiones de Onwumchilli, lo cual, no permite corroborar su validez. Por otra parte es lógico que partiendo del mismo campo incremental se obtenga la misma corriente externa mediante dos métodos matemáticos distintos si, además, la contribución interna es la misma porque en un caso el autor encuentra y en el otro parte de la misma distribución de conductividad terrestre.-

Por lo tanto, para poder dilucidar si diferencias de amplificación de las variaciones geomagnéticas entre Perú y Nigeria, se deben o no a una fuerte anomalía de la conductividad en esta zona a partir exclusivamente de datos geomagnéticos, es indispensable contar con un método teórico que permita, a diferencia de los descriptos, detectarla.-

#### CONCLUSIONES

- a) En condiciones de conductividad terrestre normal (promedio) el electrochorro no induce corriente apreciable y la parte planetaria interna es una fracción de la externa dada por los coeficientes globales, coeficientes que resultan del análisis en esféricos armónicos del campo geomagnético global.-
- b) El electrochorro ecuatorial es el mismo ancho en Nigeria que en Perú.-
- c) La componente horizontal de las variaciones geomagnéticas tiene una amplificación mayor en Nigeria que en Perú lo cual puede deberse a:
  - i) Una diferencia sustancial en la amplificación de la corriente externa.-
  - ii) Una anomalía en la conductividad terrestre muy localizada.-
- d) Los métodos teóricos utilizados hasta el presente se basan en suposiciones previas que no son válidas cuando existe una anomalía en la conductividad, por lo que no son aptos para dilucidar el problema mencionado en (c).-
- e) Es necesario investigar la existencia de posibles mecanismos hidromagnéti-

cos en la ionósfera ecuatorial que puedan producir corrientes con distintas amplificaciones en zonas geográfica y magnéticamente equivalentes.-

#### BIBLIOGRAFIA

- Chapman S., 1951: The Equatorial Electrojet as Detected from the Abnormal Electric Current Distribution above Huancayo Perú and Elsewhere; Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol, A,4, 368.-
- Davis. T.N., Burrows, K. y Stolarik, J.D. 1967: A Latitude Survey of the Equatorial Electrojet with Rocket-Borne Magnetometers: J. of Geophys. Res., 72, 1845.-
- Ducruix, J., Courtillot, V. y Le mouel, J., 1977: On the induction Effects Associated with the Equatorial Electrojet, J. of Geophys. Resl, 82, 335.-
- Duhau, S. y Romanelli, L., 1979 a: Corriente Inducida por el Electrochorro en Sudamárica Ecuatorial; Geoacta n° 9, 81.
- Duhau, S. y Romanelli, L., 1979 b: Las variaciones geomagnéticas en la Zona Ecuatorial Sudamericana. Rev. Geophys.I.P.G.H. (en prensa).-
- Duahu, S. y Romanelli, L., 1979 c: Electromagnetic Induction at the South American Geomagnetic Equator as Determined from Measured Ionospheric Currents; J. of Geophys. Res., 84, 1849.-
- Duhau, S., Romanelli, L. y Hirsch, F., 1979: Indications of anomalous conductivity at the Peruvian Equator (a publicarse).-
- Fambitakoye, O., 1973: Effects Induits par L'Electrojet Equatorial au Centre de L'Afrique; Ann. Geophys., 29 149.-
- Fambitakoye, O., Mayaud, P.N. y Richmond, A.D., 1976: Equatorial Electrojet Daily Variations Sq III. Comparison of Observations with a physical model. J. Atmosph. Terrestr. Phys., 38, 113.-
- Forbush, S., y Casaverde, M., 1961: Equatorial Electrojet in Perú Carn. Inst. Publ., 620.-
- Gagnepain, J., Crochet, M. y Richmond, A.D., 1977: Comparison of Equatorial Electrojet Models; J. Atmosph. Terrestr. Phys., 39, 1119.-
- Giraldez, A., 1979: Características de las capas E-esporádicas Ecuatoriales; Geoacta N° 10.-
- Maynard, N.C., 1967: Measurements of Ionospheric Currents off the Coast of Peru; J. of Geophys. Res., 72, 1863.-
- Oldenburg, D.W., 1976: Ionospheric Current Structure as Determined from Ground-based Magnetometer Data; Geophys. J.R. Astr. Soc., 46, 41.-
- Ogbuehi, P.O. y Omwumechilli, A., 1964: Daily and Seasonal Changes in the Equatorial Electrojet in Nigeria. J. Atmosph. Terrest. Phys., 26, 889.-

- Onwumechilli, A. y Ogbuehi, P.D., 1967: Analysis of the magnetic field of the equatorial electrojet. *J. Atmosph. Terrestr. Phys.*, 29.-
- Onwumechilli, A. 1967: Geomagnetic Variations in the equatorial Zone; "Physics of Geomagnetic Phenomena"; (Edited by Matsushita, S. y Campbell, W.H.) Vol. I, 427.-
- Park, D., 1974: Magnetic Field at the Earth's Surface Produced by a Horizontal Line Current; *J. Geophys. Res.*, 79, 4802.-
- Price, A.T., 1931: Electromagnetic Induction in a Permeable Conducting Sphere; *Proc. London. Math. Soc.*, 33, 233.-
- Price, A.T., 1967: Electromagnetic induction within the Earth; "Physics of Geomagnetic Phenomena", (Edited by Matsushita, S. y Campbell. W.H.); Academic Press, Vol. I., 236.-
- Richmond, A.D., 1973: Use of the Model to Study the Equatorial Ionosphere; *J. Atmosph. Terrestr. Phys.*, 35, 1105.-
- Shuman, B.M., 1970: Rocket Measurement of the Equatorial Electrojet; *Geophys. Res.*, 75, 3889.-

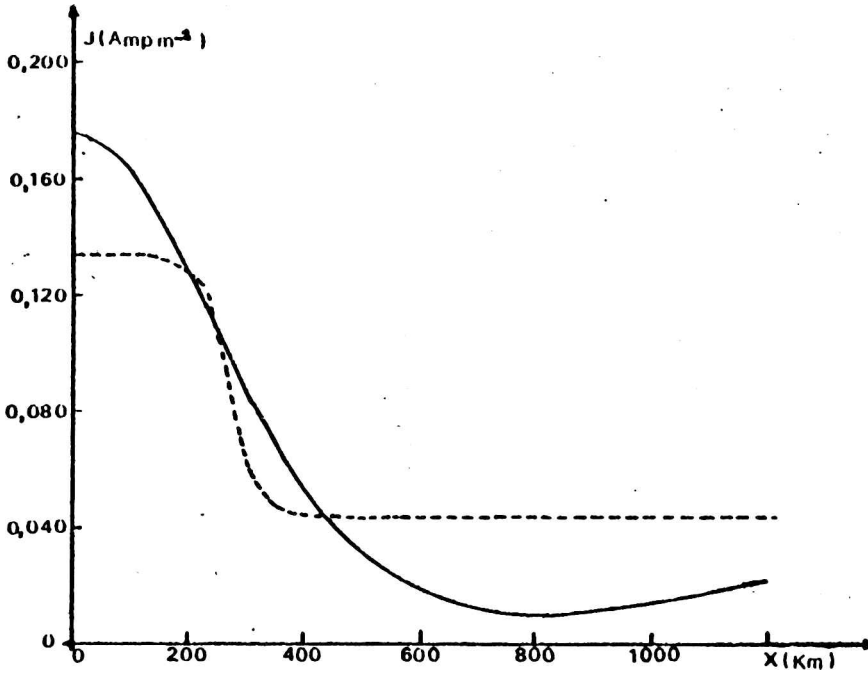


Figura 1

Variación de la densidad de corriente integrada con la distancia latitudinal al ecuador durante el mediodía. Línea cortada: curva que mejor ajusta por cuadrados mínimos las mediciones hechas en Perú por Davis y otros (1967) Maynard (1967) y Shuman (1970). Línea llena: inferida de las variaciones geomagnéticas diarias en Nigeria por Onwumechilli (1967). Ambos resultados normalizados de forma que el campo horizontal en Huancayo (Perú) y una latitud equivalente  $x = 150$  km. (Nigeria) sea de  $100$  nT.-

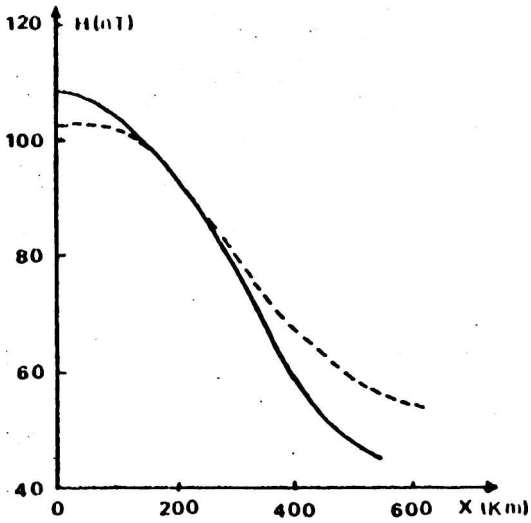


Figura 2

Las variaciones geomagnéticas diarias en el equinoccio. Línea llena: al sur del ecuador magnético en Nigeria según las mediciones de Ogbhehi y Onwumechilli (1964). Línea cortada: al norte del ecuador magnético en Perú según las mediciones de Forbush y Casaverde (1961). Normalizadas de la misma forma que la corriente en la Fig. 1-