

OBTENCION DE PARAMETROS IONOSFERICOS A PARTIR DE LAS
VARIACIONES GEOMAGNETICAS EN EL ECUADOR MAGNETICO

S. Duhau*, F.A. Hirsch y L. Romaneli

Centro Argentino de Estudios de Radiocomunicaciones
y Compatibilidad Electromagnética (CAERCEM)
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Se recopilan mediciones de la corriente ionosférica y se hace un análisis estadístico de la forma de la variación de la misma en las proximidades del ecuador magnético. En base a este resultado y a la componente externa de las variaciones geomagnéticas en Perú, zona donde ambas se conocen simultáneamente, se analiza la validez de inferir ciertos parámetros de la corriente ionosférica a partir de las variaciones geomagnéticas. Se compara la amplificación de la corriente, obtenida de las variaciones geomagnéticas, en distintas zonas geográficas.

ABSTRACT

A compilation of ionospheric current measurements is presented, along with a statistical analysis of the shape variations of the ionospheric current in the neighborhood of the magnetic equator. Using the results obtained above, along with the external component of the geomagnetic daily variations in Perú, where both are known, the soundness of inferring some parameters of the ionospheric currents from the geomagnetic variations, is analyzed. A comparison is made of the current amplification, obtained from the geomagnetic daily variations, in different geographical zones.

* Departamento de Física, Fac. Ciencias Exactas y Naturales (UBA)

En el presente trabajo se ha probado una forma para $\alpha(x)$ más complicada, pero con parámetros que permiten un mejor ajuste de los datos experimentales y de los distintos modelos teóricos (Untiedt, 1967; Richmond, 1973; Gurevich y otros, 1976) dada por:

$$\alpha(x) = \left[\exp(-x/D_1)^{N_1} / (1 + (x/D_2)^{N_2}) \right]^{1/2} \quad (3)$$

En la tabla 1 se detallan los valores de D_1 , N_1 , D_2 , N_2 para cada uno de los modelos mencionados y se muestran en la Fig. 1.

Se observa que las formas de estas curvas son muy similares aunque los parámetros atmosféricos e ionosféricos utilizados en cada caso son muy distintos (Gagnepain y otros, 1977). Esta similitud puede atribuirse a que los mecanismos físicos involucrados en estos modelos son básicamente los mismos.

Sin embargo la gran diferencia entre los parámetros atmosféricos usados se refleja por ejemplo, en las magnitudes de las amplificaciones predichas por los distintos modelos teóricos, puesto que, mientras Untiedt (1967) predice un valor de 2,9 y Gurevich y otros (1976) de 2,7, ambos menores al obtenido de 3,7 en Perú (Duhau y Romanelli, 1979, 1980), el valor predicho por Richmond (1973) es de 7,7 por encima incluso que el obtenido en Nigeria de 5,5 (Duhau y otros, 1980).

De cualquier manera la diferencia entre los parámetros ionosféricos y atmosféricos, no basta para explicar la notable discrepancia entre las amplificaciones obtenidas a partir de las variaciones geomagnéticas entre Perú y Nigeria pues estas zonas son geográfica y geomagnéticamente equivalentes, de lo que se concluye la existencia de algún mecanismo físico no tenido en cuenta hasta ahora, reforzando la conclusión ya adelantada por Duhau y Romanelli (1980 a y b).

2.2 Resultados experimentales.

En la Fig. 2 se muestra una recopilación de los datos de la densidad de corriente integrada obtenida por: (Davis y otros, 1967; Maynard, 1967; Shuman, 1970) en Perú junto con la curva de la forma dada por la ec. 3 que mejor los ajusta.

Las mediciones realizadas al sur del dip ecuatorial son sólo tres, por lo tanto, no permiten discutir en principio una posible asimetría. Sin embargo, la curva hallada incluyéndolos no difiere apreciablemente de la obtenida sin excluirlos, lo que da un indicio que de existir una asimetría, ésta no es marcada, por lo cual en la Fig. 2 se los ha incluido al norte del dip.

De la observación de la misma figura surge a la vista un resultado inesperado, la curva presenta una amplia meseta desde el dip ecuatorial hasta los 200 km

y luego descendiendo rápidamente hasta los 325 km. Se ve allí además, que este comportamiento es muy diferente al presentado por los modelos teóricos, lo cual presenta una evidencia adicional de la existencia de un mecanismo físico no contemplado por ellos que no sólo afecta de manera importante al valor de la amplificación, como fuera discutido en la sección anterior, sino que afecta también la forma de la curva teórica.

En vista a este resultado es importante analizar el error de los datos a partir del cual se ha obtenido.

2.2.1. Análisis del error de las mediciones.

A partir de la descripción del método de medición de la corriente dado por Davis y otros (1967), Maynard (1967) y Shuman (1970) surgen las siguientes fuentes de error:

a) Aproximación de capa infinitesimal.

Para calcular la densidad de corriente integrada $J(x)$ a partir del salto del campo magnético ΔB , medido en la capa E, estos autores aplicaron la aproximación de capa infinitesimal, lo cual según Davis tiene un error menor que el 7%. De hecho éste es bastante menor y es del orden 2%.

b) Normalización de los datos.

Como cada dato fue obtenido en días distintos los autores se vieron en la necesidad de efectuar un proceso de normalización de la corriente $J(x)$. Para ello, consideraron las variaciones geomagnéticas $H(Hu)$ en Huancayo a la misma hora en que fueron efectuadas las mediciones y calcularon:

$$J_N(x) = (100 \text{ nT}/H(Hu)) J(x) \quad , \quad (4)$$

con $J_N(x)$ el valor normalizado de la corriente y se muestran en tabla 2.

Este proceso de normalización presupone que el chorro cambia de magnitud pero no de forma lo cual es una buena aproximación a los efectos de la normalización tal como fuera supuesto por Duhau y Romanelli (1979) ya que el campo $H(Hu)$ resulta de la integral de la corriente a partir de la ley de Biot y Savart. En efecto, si se calcula el campo incremental en Huancayo que resulta de dos hipótesis bien diferentes: a) con $\alpha(x)$ una parábola de 390 km de ancho, $J_0 = 0,093 \text{ Amp.m}^{-1}$ valor éste obtenido de las variaciones geomagnéticas (Duhau y Romanelli, 1979) y b) con $\alpha(x)$ dada por la ecuación (3) con los parámetros que ajustan por cuadrados mínimos, (ver Tabla 1), las mediciones de la densidad de la corriente integrada y el valor experimental de $J_0 = 0,094 \text{ Amp.m}^{-1}$ resulta una diferencia en su valor menor que 2 nT, es decir, un error menor que el 2%.

c) Error de lectura en ΔB .

Observando por ejemplo la Fig. 3 de Shuman (1970) se concluye que este error no puede ser mayor que el 2%.

De este análisis surge que el error en los datos sería menor que el 6%, valor éste que ha sido graficado sobre los datos de la Fig. 2.

El hecho que casi todos los puntos caigan lejos de la curva experimental muestra que la variabilidad observada en los mismos no es producto del error experimental sino que es propia del fenómeno. La discusión hecha en b) del proceso de normalización de los datos muestra además que esa variabilidad no es detectable por las variaciones geomagnéticas.

3. ANALISIS DE LAS CONTRIBUCIONES AL CAMPO GEOMAGNETICO EXTERNO

En la Fig. 3 se muestran superpuestos un electrochorro parabólico dado por la ec. 2 y otro producido por la curva hallada a partir de los datos experimentales (ver ec. 3) observándose que el chorro no cambia sustancialmente de forma, verificando así, la hipótesis discutida en la sección anterior.

En un trabajo reciente Romanelli y otros (1981) han separado el campo geomagnético en sus partes de origen externo e interno. Debido al conocimiento que se tiene de la densidad de la corriente integrada en la capa E, se puede separar el efecto producido por el electrochorro restando esta contribución al campo geomagnético externo cuyo resultado se muestra en la Fig. 4. La curva así obtenida presenta variaciones que no son esperables en el campo producido por una corriente extensa.

Con el objeto de discriminar el origen de tales variaciones, se puede suponer que el campo producido por una corriente extensa que circula a altura de capa E varía linealmente de manera tal que en los extremos del intervalo medido tome los valores del campo planetario externo. Por diferencia entonces, se obtienen los campos remanentes H_p^{er} y Z_p^{er} producidos por corrientes que no circulan en capa E.

Para aislar el sistema de corrientes que los producen se simetrizan y anti-simetrizan dichos campos, el resultado se muestra en las Fig. 5a y b. En la Fig. 6 se muestran estos mismos campos en escala ampliada.

Evidentemente éstos son originados por sistemas complejos de corrientes que fluyen a alturas de capa F. Esta separación nos permitiría proponer tales sistemas, de manera tal que por superposición reproduzcan estos campos, lo que será objeto de un próximo trabajo.

4. CONCLUSIONES

a) Las ampliaciones de la densidad de la corriente integrada predicha por los modelos teóricos son muy distintas de la observada en Perú como de la observada en Nigeria.

b) La curva empírica que describe la densidad de la corriente incremental integrada presenta una forma muy diferente a las predichas por los modelos teóricos.

c) Las discrepancias expresadas en a) y b) entre los modelos teóricos y el resultado experimental, muestran la necesidad de incluir un mecanismo físico no contemplado aún en los modelos teóricos del chorro ecuatorial.

d) La variación con la latitud de la densidad de la corriente integrada presenta una variabilidad no detectable por las variaciones geomagnéticas diarias.

e) Para una correcta correlación entre las variaciones geomagnéticas y las corrientes ionosféricas es necesario incluir sistemas de corrientes que circulan a alturas de capa F.

RECONOCIMIENTOS

La publicación del presente trabajo cuenta con la autorización de la Dirección del CAERCEM. El mismo corresponde a un proyecto del Programa Nacional de Radiopropagación.

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, I.N., Burrows, K. y Stolarik, I.D., 1967: A Latitude Survey of the Equatorial Electrojet with Rocket-Borne Magnetometers; J. of Geophys. Res. 72, 1845.
- Duhau, S. y Romanelli, L., 1979: Electromagnetic Induction at the South American Geomagnetic Equator as Determined from Measured Ionospheric Currents; J. of Geophys. Res., 84, 1849.
- Duhau, S. y Romanelli, L., 1980a: La Inducción Electromagnética en el Ecuador Ni

- geriano; Geoacta N° 10, Vol. 2, 65
- Duhau, S. y Romanelli, L., 1980b: The Ionospheric Current at the Nigerian Equator as Determined from the Geomagnetic Daily Variation; Planet. and Space Sci. (en prensa).
- Duhau, S., Romanelli, L. y Hirsch, F.A., 1980: The Geomagnetic Daily Variations and the Height Integrated current at the Nigerian Dip Equator; (a publicarse).
- Gagnepain, I., Crochet, M. y Richmond, A.D., 1977: Comparison of Equatorial Electrojet Models; J. Atmosph. Terrestr. Phys., 39, 1119.
- Gurevich, A.V., Krylov, A.L. y Tselidina, E.E., 1976: Electric Fields in the Earth's Magnetosphere and Ionosphere; Space Sci. Rev., 19, 59.
- Maynard, N.C., 1967: Measurements of Ionospheric Currents off the Coast of Peru; J. of Geophys. Res., 72, 1863.
- Onwumechilli, A., 1967: Geomagnetic Variations in the Equatorial Zone; "Physics of Geomagnetic Phenomena" (Editado por Matsushita, S. y Campbell, W.H.) Vol. I, 427.
- Richmond, A.D., 1973: Use of the Model to Study the Equatorial Ionosphere; J. Atmosph. Terrestr. Phys., 35, 1105.
- Romanelli, L., Hirsch, F.A. y Duhau, S., 1981: Análisis de las Variaciones Geomagnéticas Ecuatoriales en presencia de Anomalías en la Conductividad Terrestre; Geoacta N° 11 (a publicarse).
- 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 Currents; J. Geophys. Res., 72, 5799.

	D_1 (km)	D_2 (km)	N_1	N_2
Richmond (1973)	215	285	2	4
Untiedt (1967)	275	250	3,2	2
Gurevich y otros (1976)	324	280	2,5	3
Experimental	265	353	8	8

Tabla 1: Valores de los parámetros D_1 , D_2 , N_1 , N_2 de la ec. 3 para los modelos teóricos de corriente hallados por cuadrados mínimos.

	x (km)	$J(x)$ (Amp.m ⁻¹)
Davis y otros (1967)	0	0,136
	14	0,131
	100	0,129
	240	0,114
	- 18	0,141
	- 130	0,118
Maynard (1967)	450	0,031
	830	0,037
Shuman (1970)	49	0,112
	70	0,111
	285	0,067
	350	0,037

Tabla 2: Valores de la densidad de la corriente integrada medida $J(x)$ en función de la distancia al dip ecuatorial dada por los distintos autores.

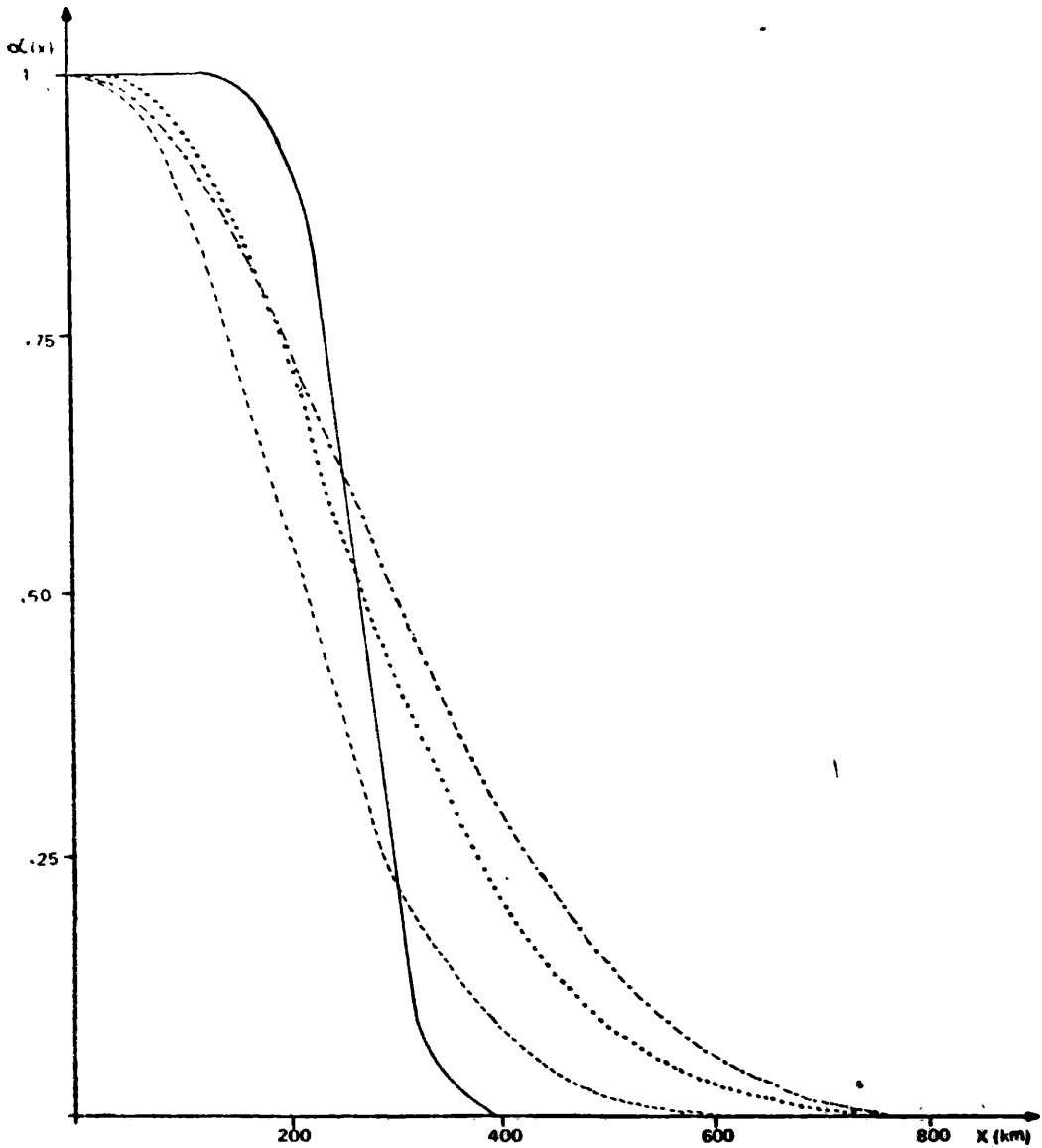
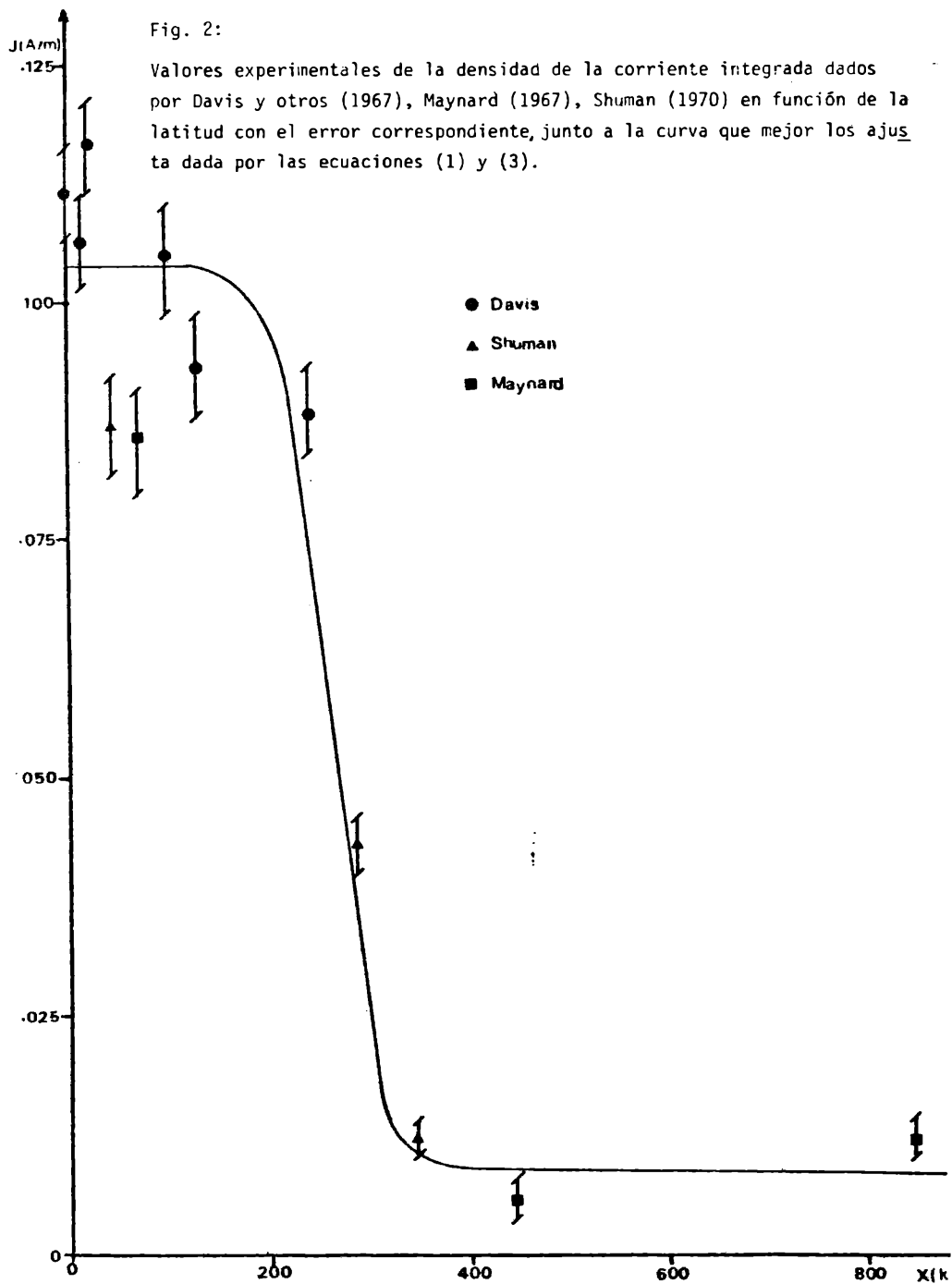


Fig. 1: Ajuste de la ec. 3 para los distintos modelos: Untiedt (1967) (-·-·-·-), Richmond (1973) (-----), Gurevich y otros (1976)(.....) y la proveniente de los datos experimentales (———).



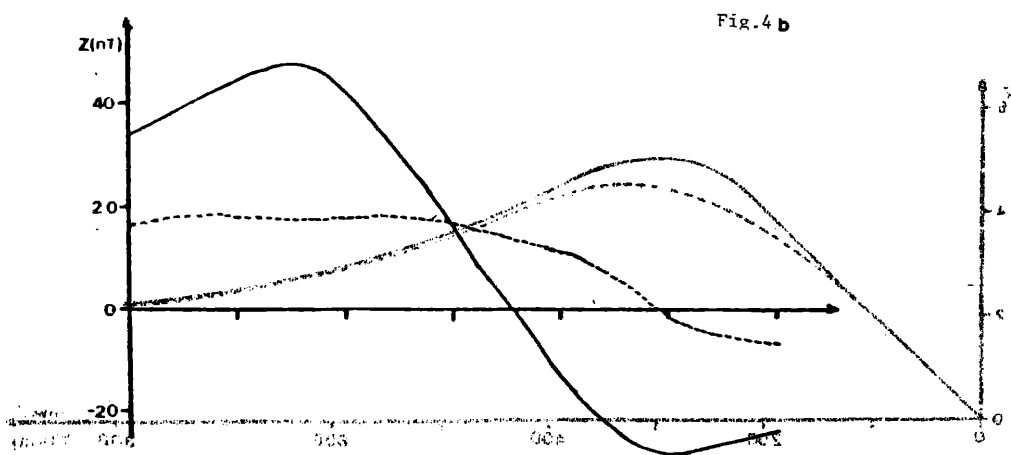
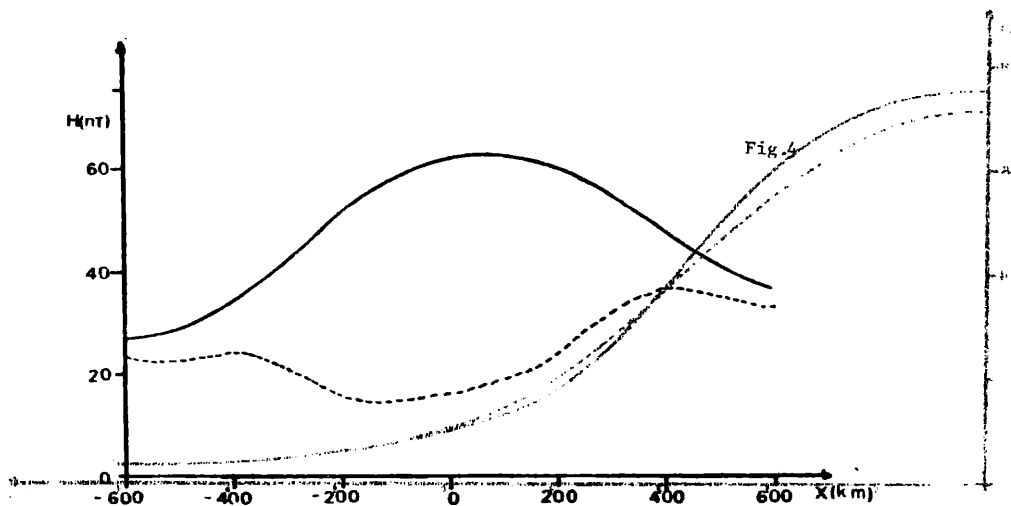


Fig. 4: Componentes H y Z del campo geomagnético. Parte externa de las mismas, (línea llena); campos planetarios externos (línea punteada).

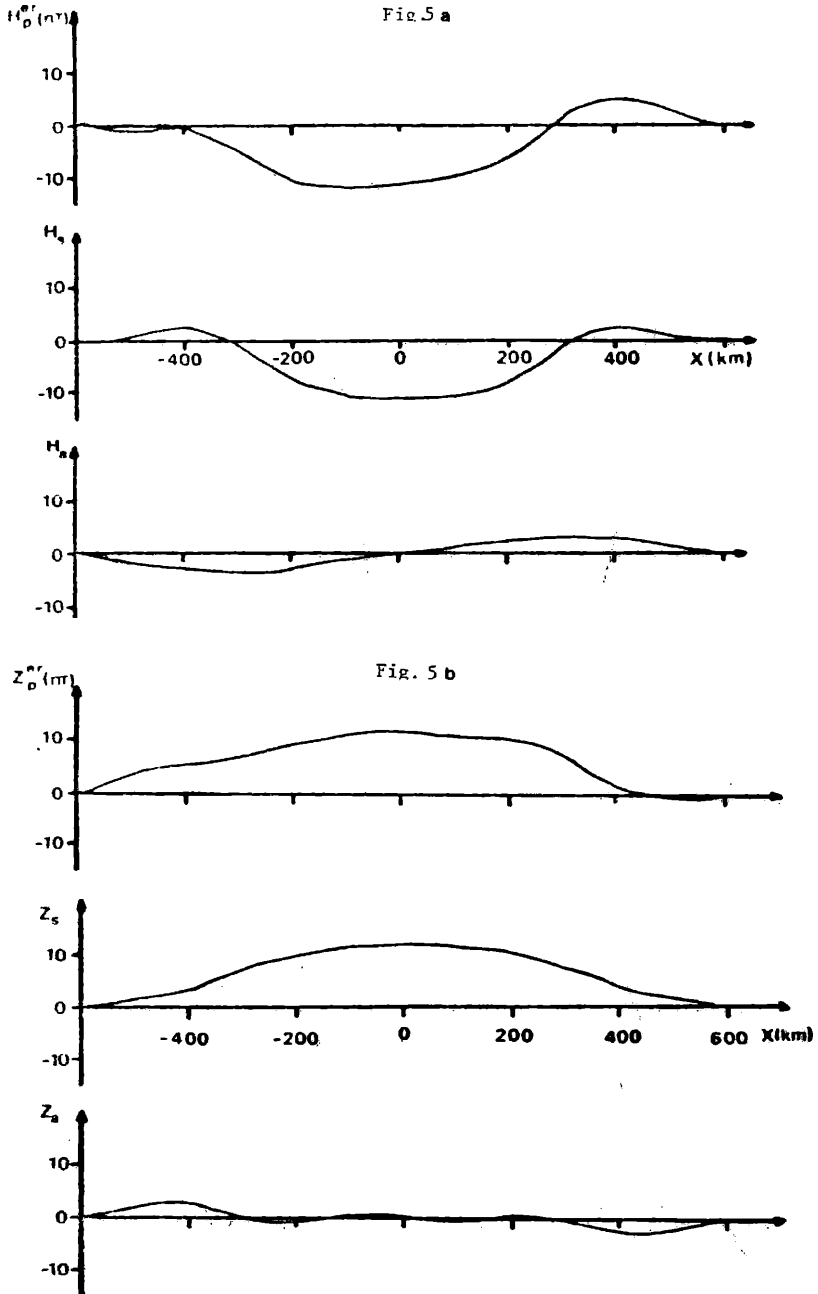


Fig. 5: Campos planetarios remanentes externos y su separación en sus partes simétrica y antisimétrica. (a) componente H, (b) componente Z.

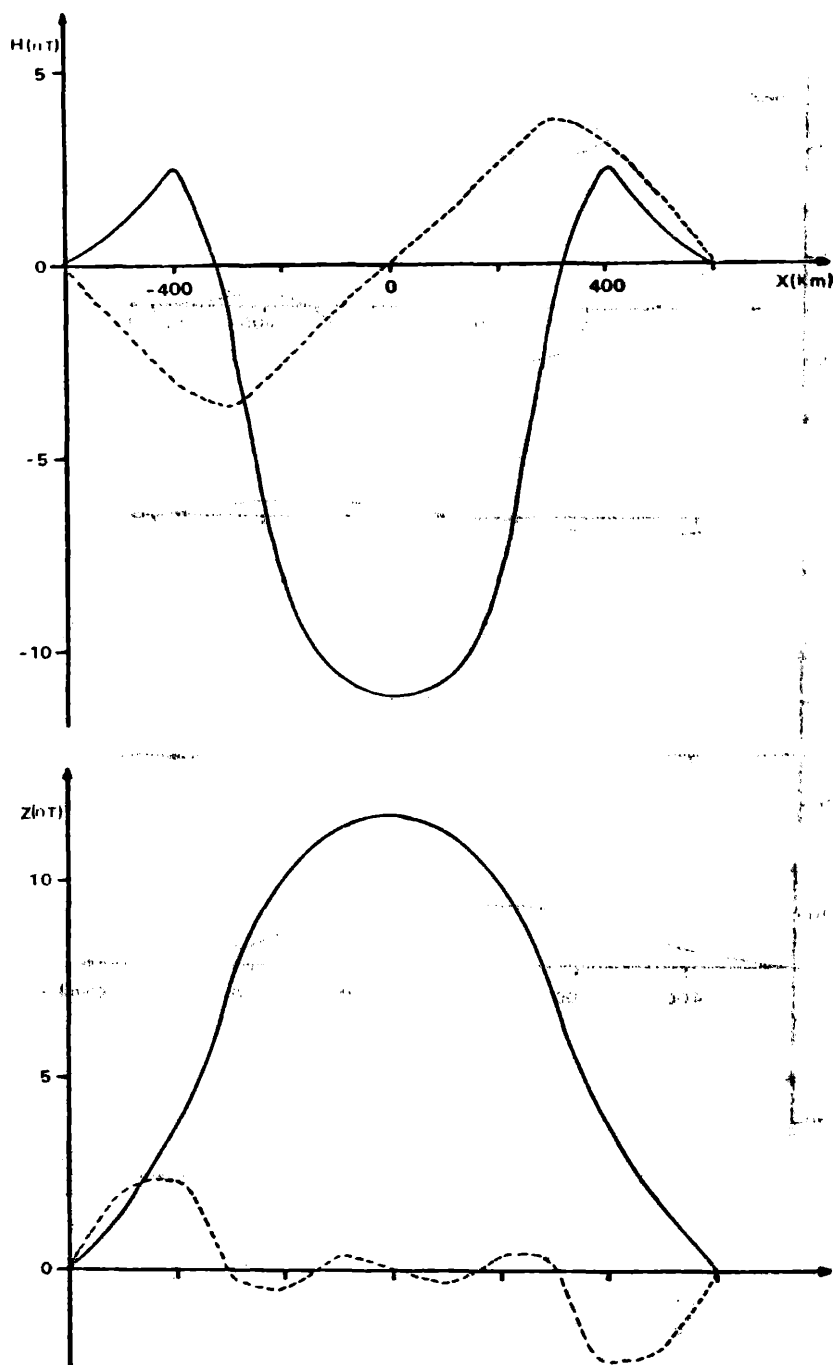


Fig. 6: Partes simétricas (línea llena) y partes antisimétricas (línea punteada) de los campos remanentes en escala ampliada.