

## LA SUPERROTACION DE LA ATMOSFERA EN LAS PROXIMIDADES DEL ECUADOR MAGNETICO

Silvia Duhau y Alfredo Louro  
Departamento de Física  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

### RESUMEN

A los efectos de explicar el fenómeno de superrotación de la atmósfera se han propuesto modelos que incluyen el acoplamiento eléctrico entre la capa E y la F. En esos modelos se han utilizado perfiles semiempíricos de densidad electrónica que no reproducen adecuadamente las condiciones ecuatoriales. En consecuencia se elabora un modelo semiempírico de densidad electrónica más acorde con esas condiciones y se lo aplica a la predicción del coeficiente de rotación medio. Se encuentra que la distribución de los electrones no influye notablemente en la superrotación por debajo de los 300 km de altura, aunque podría influir más arriba y que el modelo predice una fuerte correlación entre la densidad de corriente y la distribución electrónica a alturas de capa F.-

### ABSTRACT

In order to explain the phenomenon of superrotation of the atmosphere, several models have been proposed which include electric coupling between the E and F layers. In those models, semiempirical electron density profiles which do not reproduce equatorial conditions correctly have been used. Therefore a model of electron density that reproduces these conditions better is proposed and applied in predicting superrotation. It is found that below 300 km the average rotational rate does not increase appreciably when computed with the proposed electron density model, although it might increase higher up. Also, it is found that at F region heights the computed density current distribution depends strongly on electron density.-

## 1. INTRODUCCION

La velocidad de rotación de la termósfera ha sido evaluada a partir del cambio que en la inclinación en la órbita de los satélites produce el arrastre de la misma (ver p.e. King-Hele, 1972; King-Hele y Walker, 1977). Esta evaluación ha mostrado que el coeficiente de superrotación,  $A$ , definido como el cociente entre el valor medio diario de la velocidad angular de rotación de la atmósfera y la de la tierra, aumenta con la altura, siendo del orden de la unidad a los 150 km y alcanzando un máximo a los 370 km, altura a la cual la atmósfera rota en promedio aproximadamente 30% más rápido que la tierra.-

Las causas de este fenómeno y sus características a distintas alturas, no han sido aún bien determinadas (ver p.e. Rishbeth y Kohl, 1976; Rishbeth, 1977). La explicación más aceptada es que el efecto se debe al arrastre que la ionósfera ejerce sobre la atmósfera neutra (Rishbeth, 1971). Sin embargo Matura (1968, 1974) lo ha atribuido fundamentalmente a la fuerza de Coriolis, y Blum y Harris (1974, 1975) han afirmado que es muy difícil decidir sobre la importancia que cada una de estas fuerzas, y de las restantes, tienen en la determinación de la velocidad de la atmósfera.-

En todos los estudios del movimiento de la termósfera se incluye un término que representa el arrastre de los iones sobre las partículas neutras (Kohl y King, 1967; Chaliner, 1968; 1969, 1970; Matura, 1968; 1974, Rishbeth; 1971, Heelis y otros, 1974; Blum y Harris, 1974, 1975; III y otros, 1975). Pero no existe acuerdo en cuanto a la importancia que el campo eléctrico tiene sobre ese arrastre; mientras Rishbeth lo considera un factor fundamental, Blum y Harris lo dejan de lado en sus cálculos.-

El único autor que ha propuesto un modelo que permite predecir simultáneamente la velocidad de la atmósfera y el campo eléctrico, ha sido Rishbeth (1971). Este modelo es muy sencillo y tiene la ventaja de que permite establecer la relación entre el campo eléctrico y el viento. El modelo de Rishbeth fue modificado por Heelis y otros (1974) quienes le quitaron algunas hipótesis simplificativas con una consecuente complicación de las ecuaciones.-

King-Hele y Walker (1977) encontraron que hasta los 300 km, altura a la cual  $A$  alcanza un valor de 1,24, no existe diferencia entre la superrotación a latitudes bajas y medias, pero más arriba, sigue aumentando sólo a latitudes bajas, alcanzando en esas latitudes un valor máximo de 1,3, a los 350 km. La altura del máximo, según Rishbeth (1971), es 300 km y su valor calculado de 1,2. Heelis y otros (1974) obtuvieron un valor de  $A = 1,1$  a los 240 km, en acuerdo con el valor medido a esa

altura pero no aclararon si su modelo predice valores mayores a alturas superiores.

El modelo semiempírico de densidad electrónica utilizado en los dos trabajos mencionados, lo mismo que en algunos otros (Kohl y King, 1967; Hellis y otros, 1974; Ill y otros, 1975), se basa en un perfil tipo Chapman, sin embargo, este tipo de perfil representa una densidad electrónica que no está de acuerdo con las observaciones en capa F. Por otra parte, ambos toman una altura del máximo de densidad electrónica que no reproduce el peculiar ascenso de la capa F ecuatorial durante el día y, sobre todo, al atardecer.-

En el presente trabajo se elabora un modelo semiempírico de densidad electrónica más acorde con las observaciones y se utilizan las ecuaciones de Rishbeth, especialmente aptas por su simplicidad, para evaluar la importancia de este parámetro en el cálculo de la superrotación.-

## 2. CALCULO DE LA SUPERROTACION

### 2.1. Parámetros atmosféricos e ionosféricos

A fin de aislar el efecto de la densidad electrónica, se han tomado para los restantes parámetros los mismos valores que fueron utilizados por Rishbeth.-

Para la densidad electrónica este autor propone el perfil:

$$N_e(h) = N_m \exp(1 - Z - \exp(-Z)) \quad (1)$$

Con:  $N_m$ , densidad electrónica máxima y  $Z = (h - h_m)/H_F$  donde  $h$  es la altura medida desde la superficie terrestre,  $h_m$  es la altura donde ocurre el máximo de densidad electrónica y  $H_F$  es la escala de altura del oxígeno:  $H_F = kT/gm_o$ .

La forma del perfil de densidad electrónica en capa F dista bastante de ser la dada por (1) (ver Fig. 1), y la altura máxima  $h_m$ , que Rishbeth toma igual a 300 km durante todo el día, sufre variaciones notables durante el mismo, sobre todo al anochecer cuando la capa experimenta un brusco ascenso y posterior descenso pudiendo alcanzar alturas del orden de los 600 km (ver Fig. 2).-

Se elaboró por lo tanto un modelo semiempírico de densidad electrónica compuesto por expresiones analíticas sencillas que describen adecuadamente las características cualitativas de la variación diaria de la densidad electrónica en la zona ecuatorial.-

El modelo elaborado consiste de dos formas distintas de perfil según el período del día. Entre las 7 y 16 horas se aplica:

$$N_e = N_m \exp (AZ^2 + BZ^3); \quad (2)$$

$$Z = h - h_m, \quad 150 \text{ km} < h < h_m,$$

Los coeficientes A y B se estimaron ajustando por cuadrados mínimos la curva descrita por (2) a los perfiles determinados por Thomas (1962) durante el mes de Septiembre de 1957.-

Para las restantes horas del día, se utilizó:

$$N_e = N_m \exp (Z'/D_1)^{n_1} / (1 + Z'/D_2)^{n_2} \quad (3)$$

$$Z' = h_m - h, \quad 150 \text{ km} < h < h_m$$

Procediendo de igual modo con los parámetros  $n_1$ ,  $n_2$ ,  $D_1$  y  $D_2$ .

A las 6 y las 18 horas se completó el perfil de alturas inferiores con un tramo de densidad electrónica constante, para reproducir el valle que presenta el perfil a esas horas (Goldberg y otros, 1974). En la Fig. 3 se ha graficado la variación de  $N_e$  durante el día y a una altura fija de 250 km, que se obtiene de (1), y de (2) y (3) tomando para  $N_m$  el valor promedio de este parámetro obtenido de los ionogramas de Huancayo durante el mes de Septiembre de 1967 (que es el utilizado por Rishbeth), junto con la medida por Waldteufel y Mc Lure (1969) en un día quieto del mismo mes y año, mediante el radar de dispersión ionosférica de Jicamarca. El número de manchas solares del día elegido (Septiembre 13 de 1967) era  $R = 65$ , muy próximo al promedio de ese mes:  $R = 75$ .-

## 2.2. Condición de contorno sobre la corriente

Como el propósito de este trabajo es, como se dijo, analizar la importancia de la densidad electrónica en el problema de superrotación se han tratado de utilizar las mismas hipótesis y ecuaciones que propusiera Rishbeth, sin embargo la modificación introducida en ese parámetro lleva a la necesidad de revisar la condición de contorno sobre la corriente utilizada por este autor.-

A efectos de encontrar la corriente que circula desde el borde inferior de la capa F proveniente de la capa E, Rishbeth supone el circuito de la Fig. 4a.; para cerrar el cual considera que la corriente que sale vertical a la capa E,  $j'_z$ , está vinculada con la corriente alineada con el campo magnético en capa F,  $j'$ , mediante la relación:

$$j'_z = j' \sin I' \quad (4)$$

esta condición fue propuesta por Maeda y Murata (1965) quienes la utilizaron para estudiar las corrientes magnetosféricas debidas a asimetrías en el campo eléctrico alrededor del Ecuador, y es actualmente utilizada cada vez que quieren vincularse

las corrientes que circulan en capa E, corrientes de dínamo, con las ionosféricas y magnetosféricas (ver p.e. Schieldge y Venkateswaran, 1973; Yasuhara y otros, 1975). En (4),  $I'$  es la inclinación magnética a la altura de la base de la capa F (150 km) y a la latitud considerada.-

Rishbeth encuentra que  $j'_z$  se anula para una determinada línea de campo que ingresa a la capa E a una latitud  $\theta'$ , más allá de la misma, la corriente fluye hacia arriba y hacia el ecuador, mientras que entre esa latitud y el ecuador la corriente retorna hacia abajo, estableciéndose así un circuito que se cierra a través de la capa E, como lo muestra la Fig. 4a.-

Luego la corriente total que sale de la capa E entre  $\theta = 0$  y  $\theta = \theta'$  es igual a la corriente  $J_E$  que circula por la misma latitud  $\theta'$ , y que se evalúa mediante un modelo sencillo de la conductividad en la capa E. El circuito vincula ambas corrientes y permite calcular el campo eléctrico correspondiente a la línea de campo magnético que entra en la capa E a la latitud  $\theta'$ .-

Cuando, en vez del perfil de Chapman (ec. (II)), se utiliza el modelo de densidad electrónica discutido en el párrafo 2.1. (ecs-(2) y (3)), resulta que  $j'$  es siempre positiva lo que impide cerrar el circuito. Por otra parte esta corriente crece drásticamente hacia el ecuador, lo cual impide una adecuada definición de la altura base de la capa F.-

Si en vez de (4), se considera que la condición de contorno es (Duhau, 1979):

$$j'_z = j'_H \sin I' + j'_1 \cos I' \quad (5)$$

donde  $j'_1$  es la componente normal a las líneas de campo magnético de la densidad de corriente en la base de la capa F, el circuito se cierra. La corriente total que fluye a una latitud dada en la capa E es igual al flujo total de corriente que entra en la capa F entre el ecuador y esa latitud, no solo a la latitud  $\theta'$ , sino a cualquier otra, por lo tanto el cálculo, que Rishbeth hace sólo a los 300 km, altura correspondiente a  $\theta' = 9^\circ$ , puede repetirse para otras alturas. La Fig. 4 (b) muestra cómo se cierra el circuito cuando se utiliza (5).-

### 3. RESULTADOS Y DISCUSION

Se calculó la superrotación a los 300 y a los 250 km, el resultado se ha graficado en la Fig. 5. Nuestro cálculo da un valor de  $\Lambda$  ligeramente superior al obtenido por Rishbeth. Ambos son inferiores al medido, a los 300 km. Existe cierta evidencia de que la superrotación disminuye con la actividad solar (King-Hele y Walker, 1977); pero las curvas que se muestran en la Fig. 5 representan un prom

medio de las mediciones para cualquier actividad, y en el presente trabajo el cálculo ha sido hecho para una actividad fija ( $F_{10.7} = 130$ ). Por lo tanto, mientras no se conozca mejor la dependencia de la superrotación con la actividad solar no es posible decidir si la discrepancia encontrada es significativa.-

En la Fig. 6 se ha graficado el cociente entre las componentes normal,  $\phi_z$  y paralela  $\phi_{||}$ , a las líneas de campo magnético, del flujo total de corriente que penetra en la capa F en un entorno del ecuador (Fig. 6b) y en un intervalo de latitudes fuera del mismo (Fig. 6a). Nótese que salvo entre las 0 y las 6 horas, durante las cuales son comparables, el flujo normal es mucho mayor que el paralelo no sólo en el entorno del ecuador donde el primero es máximo, sino también fuera del mismo. Esto quiere decir que el flujo de corriente que ingresa en la capa F en dirección normal a las líneas de campo magnético es importante, no solo en la zona del electrochorro ecuatorial, como fuera mostrado por Duhau (1980), sino a otras latitudes.-

Nótese que la corriente encontrada es un efecto inmediato de la densidad electrónica utilizada. Esto implica que en la capa F la distribución electrónica afecta sustancialmente la distribución de corrientes y viceversa.-

Llama la atención que, a pesar de esta fuerte dependencia entre la distribución de los electrones y de la corriente, la superrotación predicha por dos modelos de densidad electrónica distintos, sea prácticamente la misma. Ello en parte se debe a que los dos modelos utilizados son más similares durante la noche, salvo en las primeras horas posteriores al anochecer, que durante el día; y es durante la noche que el arrastre de la ionósfera sobre la atmósfera se hace más notable (Rishbeth, 1971). Sin embargo, como puede observarse en la Fig. 5, el promedio de  $\lambda$  entre las 18 y 24 horas calculado a los 300 km con el perfil tipo Chapman (ec. 1) es de 1,38 y con el modelo más realista (ecs. (2) y (3) es de 1,44 es decir un 15% más grande, diferencia que ya es apreciable, y que se debe al brusco ascenso de la capa al atardecer. En la Fig. 6a. se ha graficado el ángulo  $\theta$ , al cual ingresa a la capa E la línea de campo geomagnético a lo largo de la cual el campo eléctrico es máximo, a esa latitud ocurre el máximo de  $J_E$ ; nótese que durante las horas posteriores al atardecer este ángulo aumenta notablemente, lo cual implica que la línea de campo magnético en la cual el campo eléctrico es máximo corta al ecuador a alturas bastantes mayores que los 300 km, y permite esperar que el arrastre de la ionósfera sobre la atmósfera siga aumentando durante esas horas a alturas superiores cuando se lo calcule con un modelo de densidad electrónica que reproduzca adecuadamente el ascenso de la capa durante las mismas. Para efectuar el cálculo a alturas superiores, se requiere elegir un modelo de densidad electrónica para alturas por encima del máximo de concentración, por lo que dejamos este cálculo para un trabajo futuro.-

## BIBLIOGRAFIA

- Blum P.W. y Harris I., 1974: Some new aspects on the superrotation of the thermosphere; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 36, 967.
- Blum P.W. y Harris I., 1975: Full non-linear treatment of the global thermospheric wind system-II. Results and comparison with observations; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 37, 213.-
- Chaliner R.A., 1968: The apparent rotation of the upper atmosphere; *Planet. Space Sci.*, 16, 557.-
- Chaliner R.A., 1969: Neutral-air winds in the ionospheric F-region for an asymmetric global pressure system; *Planet. Space Sci.*, 17, 1097.-
- Chaliner R.A., 1970: Neutral-air winds in the ionospheric F-region for an asymmetric global pressure system; *Planet. Space Sci.*, 18, 1485.-
- Duhau S. 1980: La corriente vertical en la base de la capa F ecuatorial *Rev. Geofis. IPIG* (en prensa).-
- Goldberg R.A., Aikin A.C., Krishna Murthy B.V., 1974: Ion composition and drift observations in the night equatorial Ionosphere. *J. Geophys. Res.* 76, 2473.-
- Heelis R.A., Kendal P.C., Moffett R.J., Windle D.W., 1974: Electrical coupling of the E- and F-region and its effect on F-region drifts and winds; *Planet Space Sci.*, 22, 743.-
- Ill M., Clairemidi J. y Falin J.L., 1975: Neutral Winds in the F-region; *Planet Space Sci.*, 23, 401.-
- King-Hele D.G., 1972: Measurements of upper Atmosphere rotational speed from changes in Satellite orbits; *Space Research Akademie Verlag, Berlin, Vol. XII*, 847
- King-Hele D.G. y Walker D.M.C., 1977: Upper atmosphere zonal winds: variation with height and local time; *Planet. Space Sci.*, 25 313.-
- Kohl H. y King J.W. 1967: Atmospheric winds between 100 and 700 km and their effects on the ionosphere; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 29, 1045.-
- Maeda K.I. y Murata H., 1965: Ionospheric Dynamo Theory with the consideration for magnetospheric current along the geomagnetic lines of force; *Rep. Ionos.Space Res. Japan*, 19, 272.-
- Matura N., 1968: Effect of the ionosphere on the upper atmospheric rotation; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 30, 763.-
- Matura N., 1974: Electric fields deduced from the thermospheric model; *J. Geoph. Res.*, 79, 4679.-
- Rishbeth H., 1971: Polarization fields produced by winds in the equatorial F-region *Planet. Space Sci.* 19, 357.-
- Rishbeth H., 1977: Dynamics of the equatorial F-region; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 39, 1159.-
- Rishbeth H. y Kohl H., 1976: Topical questions of ionospheric physics: a working

- group report. J. Atmosph. Terr. Phys., 38, 775.-
- Schildge J.P. y Venkateswaran S.V., 1973: The ionospheric dynamo and ecuatorial magnetic variations; J. Atmosph. Terr. Phys., 35, 1045.-
- Thomas J.O., 1962: The electron density distribution in the F. region of the ionosphere. Electron density Profiles in the ionosphere and exosphere; Proceeding of a Nato Advanced Institute; Pergamon Press, New York, Pag. 143.-
- Waldteufel P. y McClure J.P., 1969: Mesures de densités et températures électroniques par diffusion incohérente; Annals Geophys., 25, 785.-
- Yasuhara F., Kamide Y. y Akasofu S.I., 1975: Field aligned and ionospheric Currents; J. Atmosph. Terr. Phys., 23, 1355.-



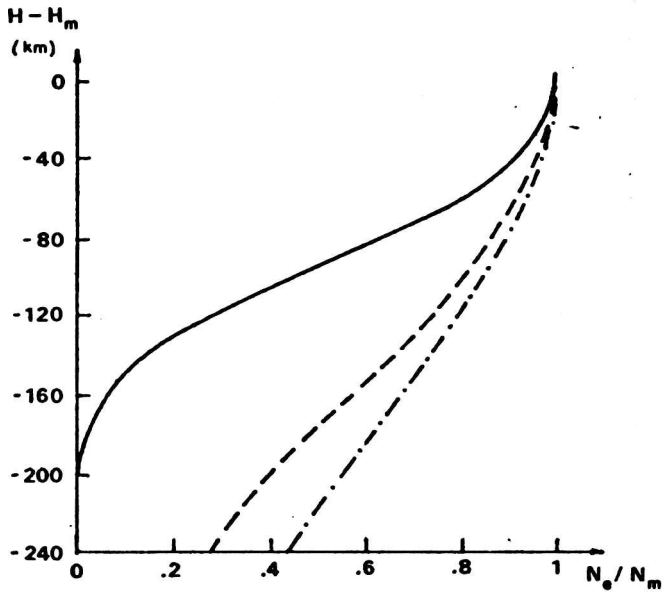


Figura 1

Perfiles de densidad electrónica: promedio mensual obtenido por Thomas (1962) de los ionogramas de Huancayo (latitud magnética)  $11^{\circ}4'$  durante Septiembre de 1957, 12 horas-19 horas. La línea llena representa al perfil de Chapman (ec. (1)), con  $H_F = 70$  km.

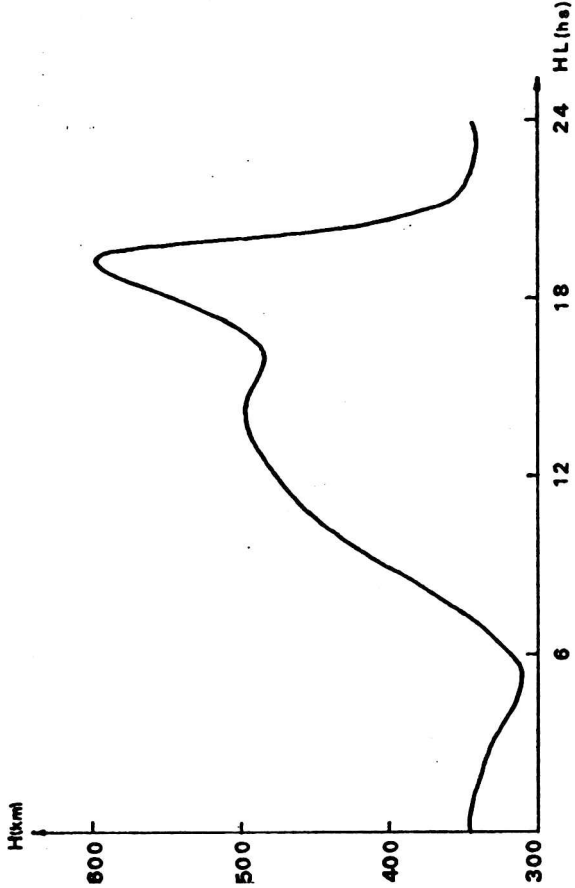


Figura 2

Altura del máximo de concentración electrónica durante el mes de Septiembre de 1957 en Huancayo (Thomas, 1962).-

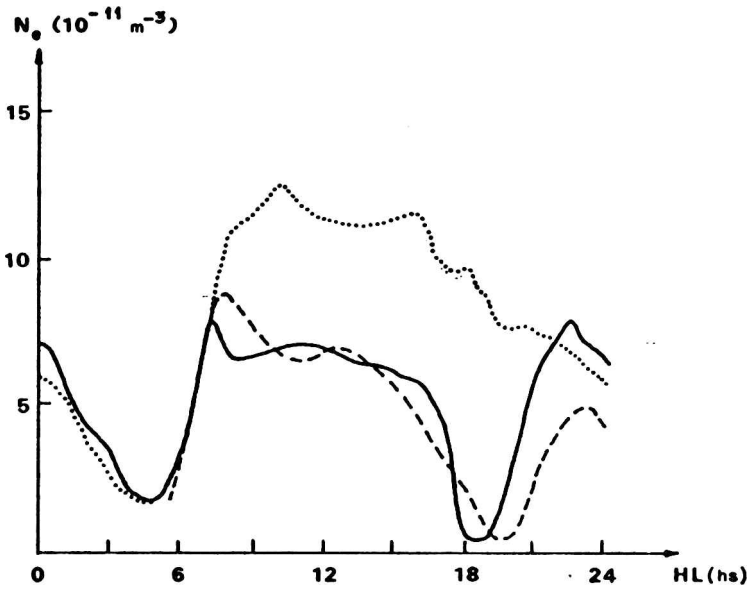


Figura 3

Variación de la densidad electrónica con la hora local: (----) medida por Wadteufel y McLure (1969) en Jicamarca el 13 de Septiembre de 1967 (—); obtenidas del perfil de Chapman (ec. (1)) con  $h_m = 300$  km constante (Rishbeth, 1971) (...) perfil dado por las ecuaciones (2) y (3).-

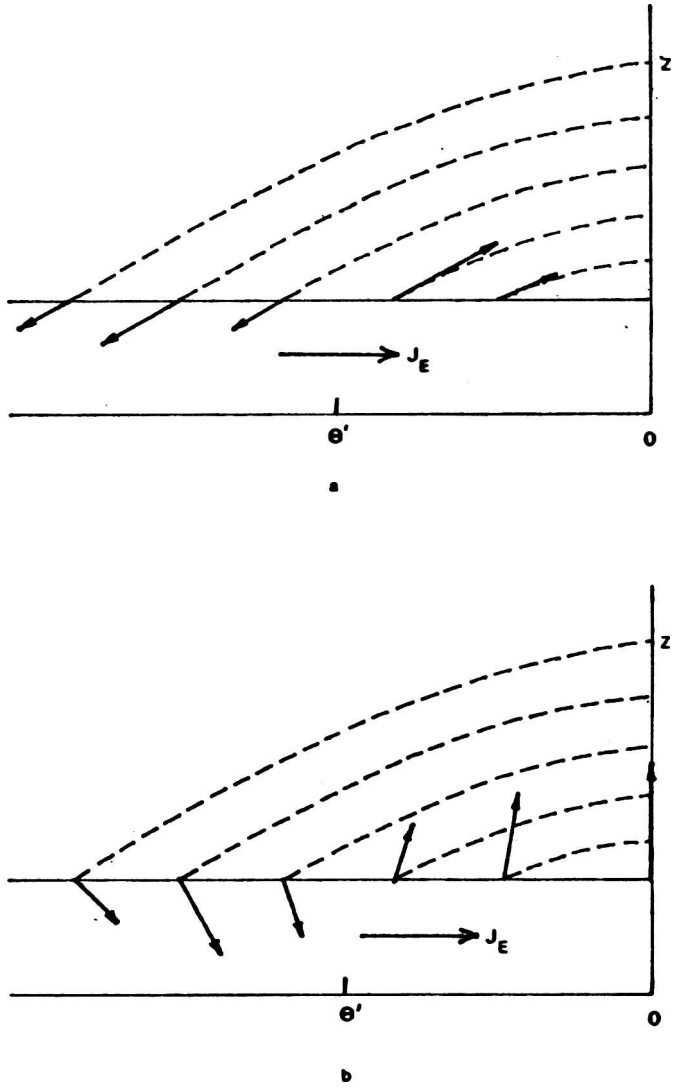


Figura 4

Esquema del sistema de corrientes que circulan entre la capa E y la Ca pa F ecuatoriales.-

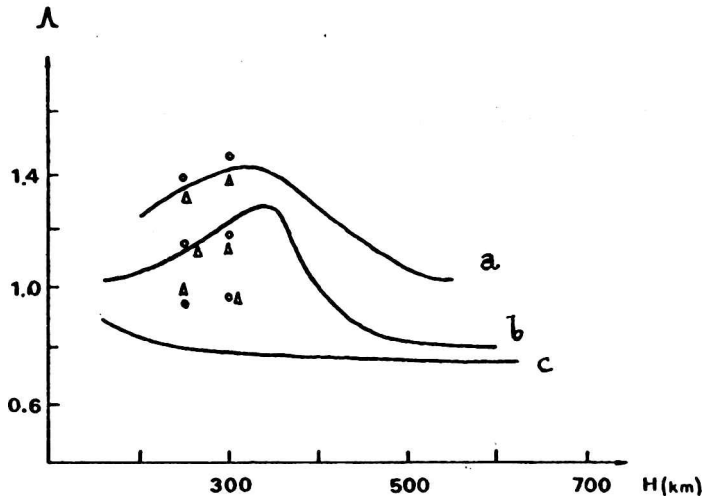


Figura 5

Variación del coeficiente de superrotación con la altura. Las curvas corresponden a los resultados de King-Helle y Walker (1977) a: promedio entre las 18 y 24 horas; b: promedio diario; c: promedio entre las 4 y 12 horas. Los triángulos indican los resultados del presente cálculo con un perfil de Chapman; los círculos con las expresiones (2) y (3).-

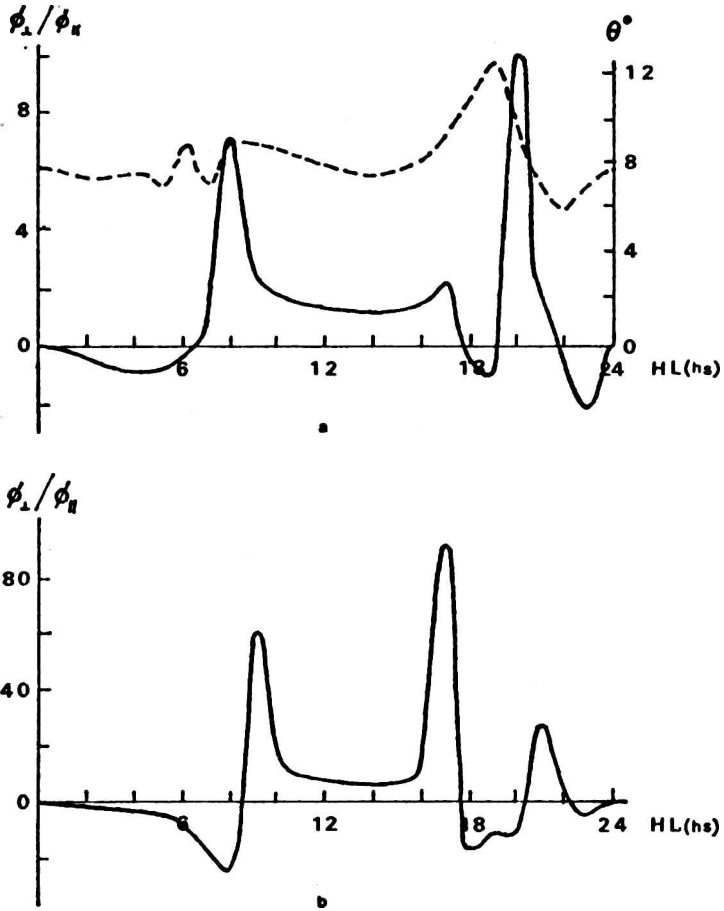


Figura 6

Cociente entre las componentes normal,  $\phi_{\perp}$ , y paralela,  $\phi_{\parallel}$ , a las líneas de campo magnético, del flujo total de corriente, que ingresa en la capa F, (a): en el intervalo  $4^{\circ} < \theta < 6^{\circ}$  (b): en el intervalo  $0 < \theta < 4^{\circ}$ . La línea cortada en la Fig. 6 (a) indica el ángulo,  $\theta^{\circ}$ , al cual ingresa a la capa E la línea de campo geomagnético a lo largo de la cual el campo eléctrico es máximo.-