

ANALISIS DE LOS MODELOS TEORICOS DEL ELECTROCHORRO ECUATORIAL

S. Duhau^{*}, M. de la Vega y M.C. Azpiazu

Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Los modelos teóricos de la dinámica de la Región E de la ionosfera ecuatorial no reproducen adecuadamente los valores medidos de la corriente y del campo eléctrico en esa zona. En el presente trabajo se estudia la influencia de los gradientes este-oeste y de la acción de los vientos neutros sobre la ionósfera, se muestra que estos factores no pueden explicar las discrepancias obtenidas. Debido a esto se revisan exhaustivamente todos los parámetros intervinientes concluyéndose que aquéllas podrían deberse a que el campo eléctrico vertical se ha sobreestimado porque la inestabilidad de dos haces presente en esa zona de la ionósfera, que no se ha introducido en los modelos teóricos, podría limitar el crecimiento del campo eléctrico.

ABSTRACT

The theoretical models of the equatorial E-region dynamics are inadequate to reproduce the measured electric fields and currents. The east-west variations and the influence of the neutral wind on the ionosphere are studied in the present paper and it is concluded that their inclusion does not improve the accordance between the predicted and the experimental values of the current density distribution. Then, the parameters of the theoretical model are exhaustively revised and it is found that the vertical electric field could be overestimated because of the presence of the two-stream instability in the E-region, that has not been included in the models, could limit the growth of the electric field.

* Miembro de la Carrera del Investigador del CONICET

1. INTRODUCCION

Se denomina electrochorro ecuatorial a la intensa corriente que circula en la dirección este-oeste entre los 100 y 130 km de altura sobre el ecuador magnético. Se han propuesto varios modelos teóricos para describirlo, pero se han encontrado discrepancias entre la corriente predicha por los mismos y la medida. En un trabajo previo (Duhau y Azpiazu, 1981a) (A partir de ahora, trabajo 1) se encontró que si se tiene en cuenta el fuerte desequilibrio térmico existente a alturas de región E (Duhau y Azpiazu, 1981b) mejora notablemente la predicción de la altura donde la corriente del electrochorro es máxima sobre el ecuador y el ancho latitudinal de mismo. Sin embargo en ese trabajo no fueron discutidas posibles discrepancias en la amplitud.

La causa de esta restricción se debió a que, como es usual en estos modelos, se supuso que el campo eléctrico en la dirección este-oeste, E_{ϕ} , es aquél que produce una corriente cuya magnitud permite una adecuada correlación con las variaciones geomagnéticas diarias.

En el presente trabajo se estudia exhaustivamente la elección correcta de este parámetro, así como también se tienen en cuenta los efectos provenientes del gradiente en la dirección este-oeste, el viento neutro y la variabilidad de la atmósfera neutra.

Se encuentra que ninguno de estos efectos es capaz de explicar la discrepancia hallada entre la corriente medida y la predicha.

Matsushita (1951) encontró que las E_{sq} están bien correlacionadas con la intensidad del electrochorro lo que provee un indicio de que las inestabilidades del plasma ionosférico presentes en la zona ecuatorial pueden ser las causantes de la discrepancia encontrada.

Por lo tanto en el presente trabajo se estima la posible influencia de la inestabilidad de tipo 1, como factor limitante del crecimiento del campo eléctrico.

2. MODELO TEORICO

2.1. Ecuaciones

Se utilizan las ecuaciones hidromagnéticas usuales ya que las frecuencias de interés caen dentro de su rango y el sistema de coordenadas dipolar (Figura 1).

En este sistema de coordenadas, las ecuaciones son:

$$\mathbf{J} = \sigma_0 E_{\beta} \hat{\beta} + \sigma_1 (\bar{\mathbf{E}}_{\perp} + \bar{\mathbf{V}} \times \bar{\mathbf{B}}_0) + \sigma_2 \hat{\beta} \times (\bar{\mathbf{E}}_{\perp} + \bar{\mathbf{V}} \times \bar{\mathbf{B}}_0) \quad (1)$$

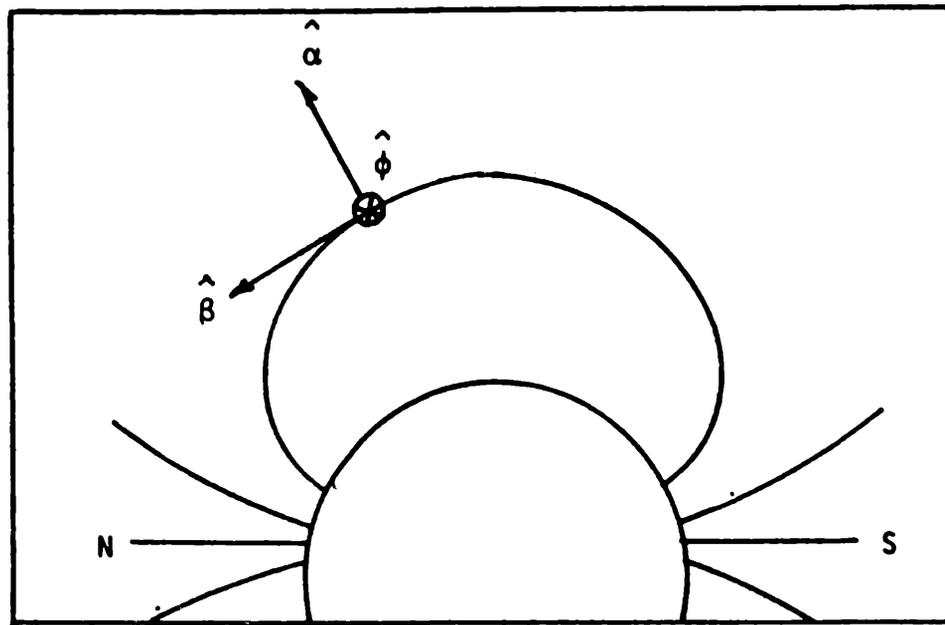


FIGURA 1
Sistema de coordenadas dipolar

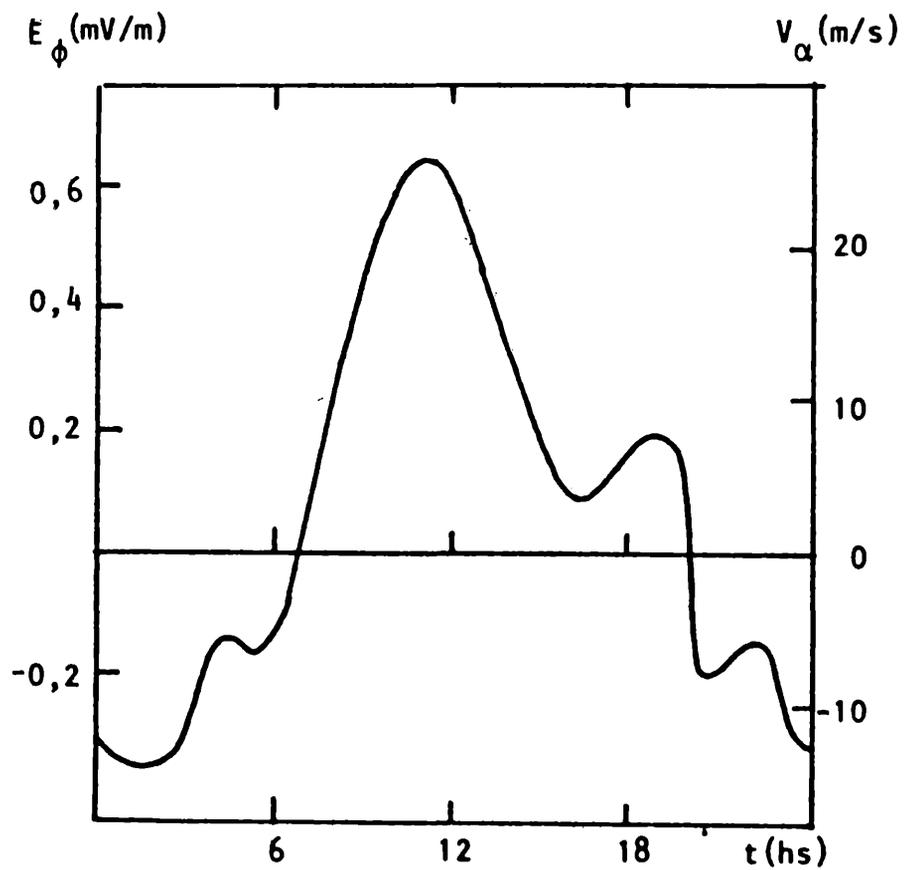


FIGURA 2
Velocidad iónica vertical, V_{α} , medida por Fejer y otros (1979) sobre el ecuador magnético peruano a alturas de la región F y el campo eléctrico horizontal, E_{ϕ} , correspondiente.

$$\bar{\nabla} \cdot \bar{J} = 0 \quad (2)$$

$$\bar{\nabla} \times \bar{E} = 0 \quad \begin{cases} \frac{\partial}{\partial \phi} (h_{\beta} E_{\beta}) - \frac{\partial}{\partial \beta} (h_{\phi} E_{\phi}) = 0 & (3) \\ \frac{\partial}{\partial \beta} (h_{\alpha} E_{\alpha}) - \frac{\partial}{\partial \alpha} (h_{\beta} E_{\beta}) = 0 & (4) \\ \frac{\partial}{\partial \alpha} (h_{\phi} E_{\phi}) - \frac{\partial}{\partial \phi} (h_{\alpha} E_{\alpha}) = 0 & (5) \end{cases}$$

donde σ_0 , σ_1 y σ_2 son la conductividad paralela, de Pedersen y de Hall respectivamente, \bar{V} el viento neutro y \bar{E} el campo eléctrico. Integrando la ecuación (2) a lo largo de una línea de campo magnético desde un punto β_1 , situado en la base de la zona de conducción (a los 90 km de altura) hasta el punto simétrico (β_2) situado al otro lado del ecuador y utilizando la expresión de \bar{J} dada por la ecuación (1) se obtiene:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_{\beta_1}^{\beta_2} h_{\phi} h_{\beta} d_{\beta} (\sigma_1 E_{\alpha} - \sigma_2 E_{\phi} + \sigma_1 v_{\phi} B + \sigma_2 v_{\alpha} B) + \\ & + \frac{\partial}{\partial \phi} \int_{\beta_1}^{\beta_2} h_{\alpha} h_{\beta} d_{\beta} (\sigma_1 E_{\phi} + \sigma_2 E_{\alpha} - \sigma_1 v_{\alpha} B + \sigma_2 v_{\phi} B) = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

Como $\sigma_0 \gg \sigma_1$ y $\sigma_0 \gg \sigma_2$, se puede suponer que $\sigma_0 \rightarrow \infty$ (Richmond 1973) con lo cual de la ecuación (1) se desprende que $E_{\beta} \rightarrow 0$ entonces de las ecuaciones (3) y (4) resulta que $h_{\phi} \cdot E_{\phi}$ y $h_{\alpha} \cdot E_{\alpha}$ son constantes a lo largo de una línea de campo (condición de equipotencialidad). Usando este resultado, la ecuación (6) se reduce a:

$$\frac{\partial}{\partial \alpha} (E_{\alpha} h_{\alpha} \Sigma_1 - E_{\phi} h_{\phi} \Sigma_2) + \frac{\partial}{\partial \phi} (E_{\phi} h_{\phi} \Sigma_1' + E_{\alpha} h_{\alpha} \Sigma_2) + \frac{\partial A}{\partial \alpha} + \frac{\partial C}{\partial \phi} = 0 \quad (7)$$

donde

$$\Sigma_1 = \int_{\beta_1}^{\beta_2} \frac{h_{\phi} h_{\beta}}{h_{\alpha}} \sigma_1 d\beta, \quad \Sigma_1' = \int_{\beta_1}^{\beta_2} \frac{h_{\alpha} h_{\beta}}{h_{\phi}} \sigma_1 d\beta, \quad \Sigma_2 = \int_{\beta_1}^{\beta_2} h_{\beta} \sigma_2 d\beta,$$

$$A = \int_{\beta_1}^{\beta_2} h_{\phi} h_{\beta} B (\sigma_1 v_{\phi} + \sigma_2 v_{\alpha}) d\beta \quad \text{y} \quad C = \int_{\beta_1}^{\beta_2} h_{\alpha} h_{\beta} B (\sigma_2 v_{\phi}' - \sigma_1 v_{\alpha}) d\beta$$

El sistema de ecuaciones (5) y (7) se resuelve usando como condición de contorno E_{α} y E_{ϕ} a los 300 km de altura. Si en las ecuaciones (5) y (7) despreciáramos las derivadas longitudinales se obtiene el modelo de Richmond:

$$h_{\phi} E_{\phi} = \text{cte. en todo espacio}$$

$$E_{\alpha} = \frac{h_{\phi}}{h_{\alpha}} \frac{\Sigma_2}{\Sigma_1} E_{\phi} - \frac{A}{h_{\alpha} \Sigma_1} \quad (8)$$

2.2. Modelo de conductividad

La conductividad se obtiene de las ecuaciones hidromagnéticas, las expresiones son las usuales (ver trabajo 1). Para estimar las derivadas longitudinales que son equivalentes con muy buena aproximación a las derivadas temporales, se supuso que la variación temporal es de la forma de un coseno, cayendo de noche a 1/20 del valor del mediodía (Maeda, 1981)

$$\vec{\sigma}(t) = \vec{\sigma}_m (0,525 - 0,475 \cos(0,2618 t)) \quad (9)$$

donde t está expresado en horas, siendo 12 al mediodía, y $\vec{\sigma}_m$ es la conductividad determinada a esta hora. Esta es una buena aproximación excepto en las horas del anochecer y amanecer donde la variación es más rápida que la expresada por un coseno. En (9), las componentes de $\vec{\sigma}_m$ valen con buena aproximación:

$$\sigma_{2m} = q^2 n_e 2,10^{23} \quad \text{en toda la region E} \quad (10)$$

$$\sigma_{1m} = q^2 n_e 40(6,06 n(N_2) + 4,75 n(O_2)) \quad h=90\text{km} \quad (11)$$

$$\sigma_{1m} = q^2 n_e 41,5(6,76 n(N_2) + 5,13 n(O_2) + 4,36 n(O)) + \frac{2,22 \times 10^{40}}{n} \quad h>100 \text{ km} \quad (12)$$

donde q es la carga del electrón, n_e su concentración, $n(j)$ la concentración de la especie neutra j y $n = n(N_2) + n(O_2) + n(O)$. Como los coeficientes de las distintas especies neutras en las ecuaciones (11) y (12) son semejantes entre si, conviene promediarlos y así obtener una única expresión para σ_{1m} en función de la densidad de la atmósfera neutra para toda la región E:

$$\sigma_1 = q^2 n_e (2,28 \cdot 10^2 n + \frac{2,22 \times 10^{40}}{n}) \quad (13)$$

2.3. Parámetros

Para resolver el sistema de ecuaciones (5) y (7) u (8), se requiere conocer E_{α} y E_{ϕ} a una dada altura, la conductividad y el perfil de vientos. Para comparar los resultados, también se darán las mediciones de corriente. Se tendrá especial cuidado en tomar todos estos valores en iguales condiciones ionosféricas.

2.3.1. La conductividad

Los parámetros de los que depende la conductividad son T_e , T_n , $n(O_2)$, $n(N_2)$, $n(O)$, $n(O^+)$, $n(O_2^+)$, $n(NO^+)$ y n_e . Excepto n_e , se usaron los datos en el trabajo 1. La concentración de los electrones se obtuvo de la medición efectuada por Maynard (1967), hecha en forma simultánea con la medición de la corriente (ver punto 2.3.4.)

2.3.2. Campo eléctrico en la región F

El campo eléctrico en la región F se conoce a partir de la relación $\bar{E} = -\bar{V}_i \times \bar{B}$ donde \bar{V}_i es la velocidad iónica. De las mediciones de \bar{V}_i realizadas en Jicamarca ($12^\circ \text{ S } 76,99^\circ \text{ O}$ en el ecuador magnético peruano) se seleccionaron:

v_α : se obtuvo del promedio dado por Fejer y otros (1979) de las mediciones realizadas durante los años 75-76 en el período equinoccial. Estos años corresponden a un mínimo de actividad solar (en promedio $F_{10.7} = 73$). Los datos usados por estos autores corresponden, casi en su totalidad, a días geomagnéticamente quietos. En la figura 2 se pueden ver v_α y E_ϕ .

v_ϕ : se obtuvo del promedio dado por Fejer y otros (1981) de las mediciones realizadas durante los años 74-77 en el período equinoccial. Estas mediciones prácticamente no dependen de la actividad geomagnética (Fejer y otros, 1981). En la figura 3 se pueden ver v_ϕ y E_α .

2.3.3. Perfil de viento

Como muy poco es lo que se sabe observacionalmente acerca de los vientos ecuatoriales se consideraron dos perfiles de viento, uno medido por Bedinger (1977) y otro teórico dado por Richmond (1973).

La medición de Bedinger fué hecha en las cercanías de Jicamarca ($12,5^\circ \text{ S}$, $76,8^\circ \text{ O}$) al mediodía, con baja actividad solar ($F_{10.7} = 70,8$) y relativamente quieto ($k_p = 3^-$) geomagnéticamente y en época de solsticio (3 de julio). El modelo teórico de Richmond es el modo (1,1) de mareas, que la teoría indica como el predominante en la región, y que incluye efectos disipativos. En la figura 4 se pueden ver estos dos perfiles.

2.3.4. Corriente medida en el ecuador

La corriente fué medida en la zona ecuatorial en marzo de 1965 por Davis y otros (1967) y Maynard (1967). Se efectuaron mediciones a distintos horarios y latitudes ($0^\circ - 19^\circ \text{ S}$). La medición con que se comparan los resultados es la obtenida por el vuelo UNH 55-5, hecho sobre el ecuador magnético peruano ($11^\circ 15' \text{ S}$, $31^\circ 20' \text{ O}$), durante el cual se midió simultáneamente la densidad electrónica. El vuelo ocurrió a las 11 hs del 12 de marzo de 1965 que fué un día de baja actividad solar

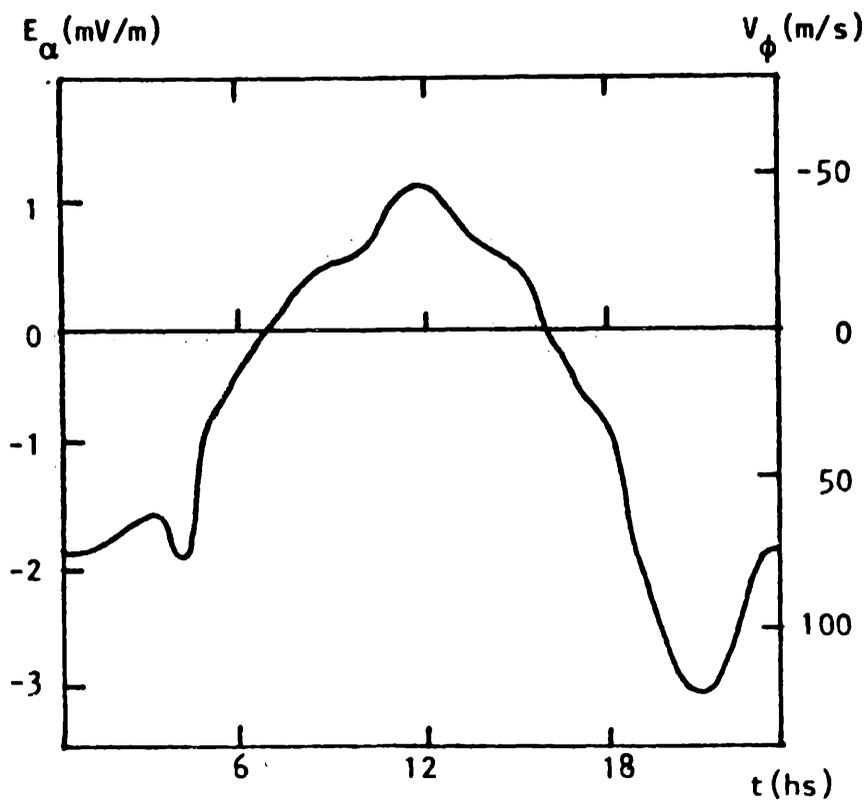


FIGURA 3

Velocidad ionica horizontal V_ϕ medida por Fejer y otros (1981) sobre el ecuador magnetico peruano a alturas de la región F y el campo eléctrico vertical E_α correspondiente.

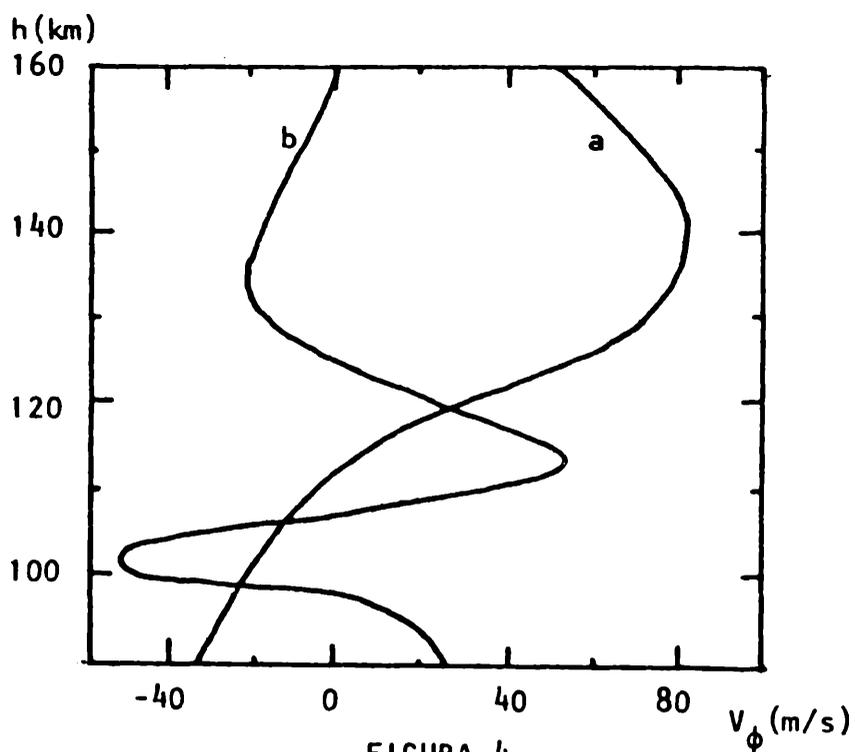
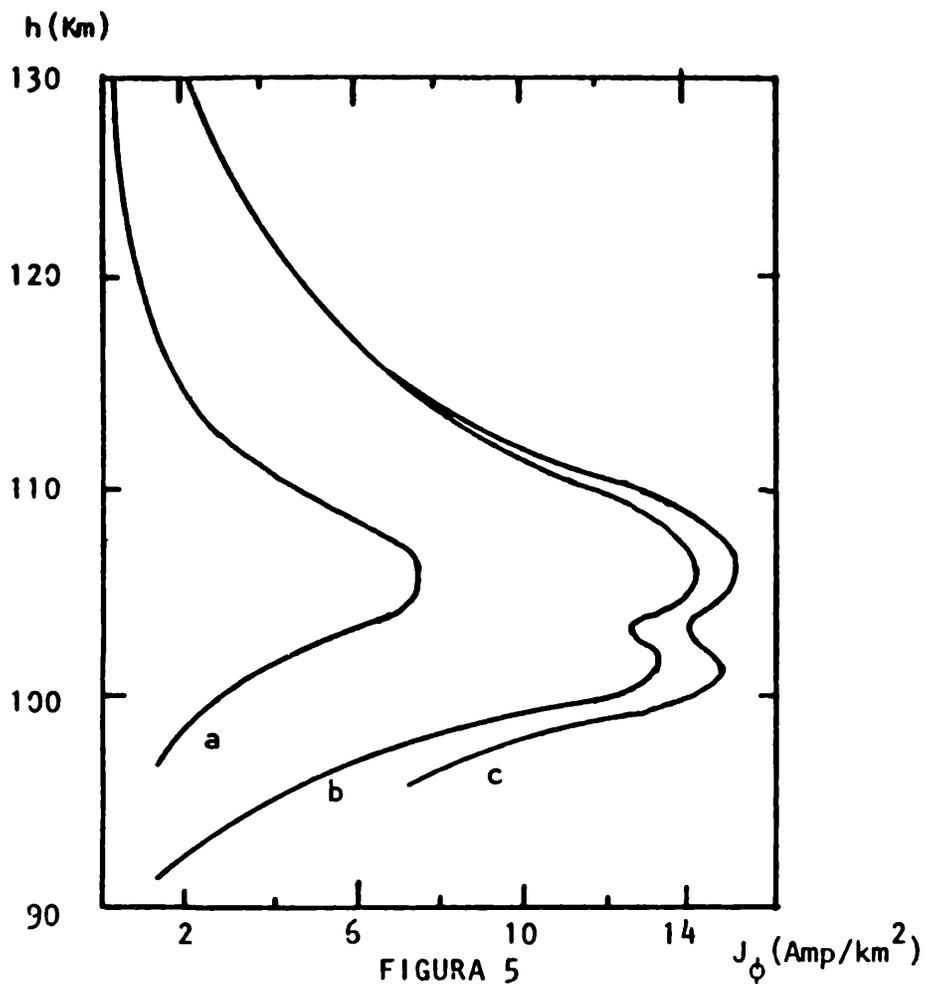
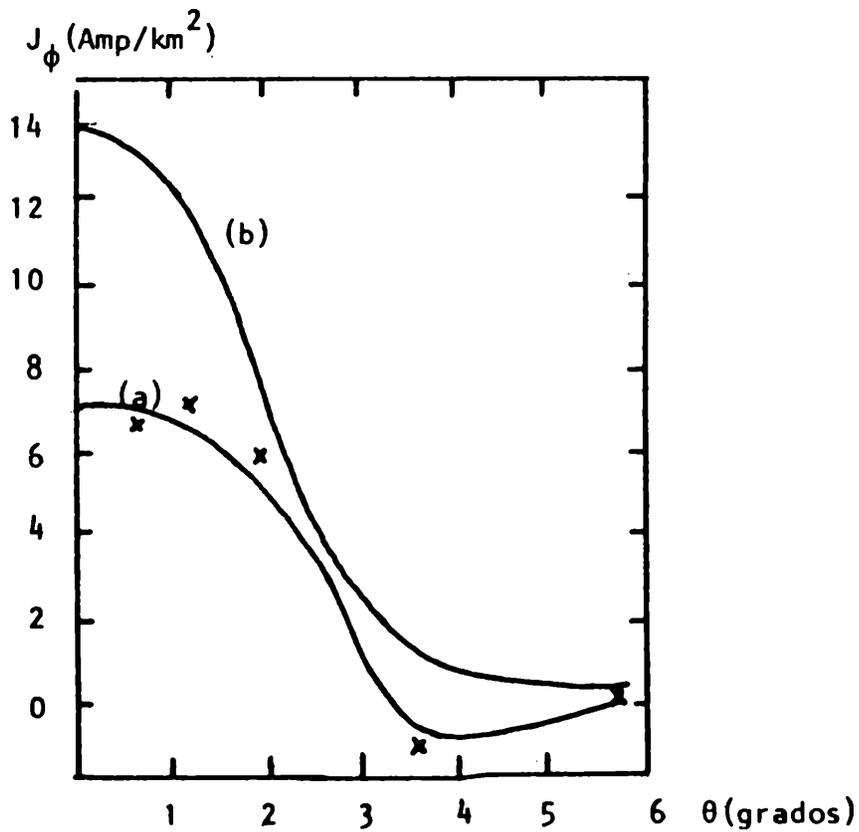


FIGURA 4

Perfil de viento neutro al mediodia sobre el ecuador magnetico peruano.
 a) Observado por Bedinger (1977).
 b) Calculado por Richmond (1973).



Perfil de densidad de corriente; J_ϕ , a) Observado por Maynard (1967); b) calculados en el presente trabajo; c) sin considerar y c) considerando, derivadas longitudinales.



Densidad de corriente J_ϕ en función de la latitud geomagnética a los 106 km de altura. a) Observado por Davis y otros (1967) b) calculado en el presente trabajo.

($F_{10.7} = 73$) y geomagnéticamente quieto ($k_p = 1_0$). La fecha corresponde a condiciones equinocciales. En las figuras 5 y 6 se puede ver la corriente J_ϕ detectada; en 5 graficada en función de la altura en el ecuador magnético y en la 6 graficada a los 106 km de altura en función de la latitud.

3. RESULTADOS

En el gráfico 7 se ve el campo eléctrico E_α obtenido sin considerar los gradientes este-oeste ni el viento neutro. En esta aproximación, E_ϕ es tomado constante e igual a $0,63\text{mV/m}$ que es valor medido en la región F (ver figura 2). También se graficó el campo calculado considerando el gradiente este-oeste.

La corriente calculada a partir de estos campos se puede ver en la figura 5. Se aprecia que la contribución del gradiente este-oeste a la corriente en el pico de corriente es del 10% y que la diferencia entre el modelo teórico y la medición es del 100% a alturas del pico de corriente. El doble pico de corriente que se observa en el modelo teórico se debe a una oscilación (a los 104 km de altura) que presenta la concentración electrónica utilizada.

Como de los vientos se tienen datos de los 90 a 160 km de altura, su contribución a la corriente se tuvo que estudiar sin considerar el gradiente este-oeste. Debido a la simetría del sistema la contribución de v_α es nula. La contribución a la corriente de los vientos dados en el apartado 2.3.3 se graficaron en la figura 8. Se ve que aunque las corrientes producidas por los dos perfiles de viento son muy distintas como los mismos vientos, la contribución máxima a la corriente por debajo de los 115 km de altura de cualquiera de los dos es de un 10% de la corriente total calculada, mientras que a los 130 km ya son del mismo orden. Es decir, este efecto no puede explicar la diferencia del 100% entre lo calculado y lo medido a alturas del máximo de corriente. Otra posible causa de la discrepancia hallada, podría ser debida a la variabilidad de la atmósfera neutra.

En el apartado 2.2 se vio que σ_2 no depende de la atmósfera neutra en la región E, mientras que σ_1 puede ser dado por (13) en buena aproximación. Despreciando los gradientes este-oeste y los vientos neutros se calculó J para la región comprendida entre los 90 y 130 km de altura, tomando σ_1 según la expresión (13), pero reemplazando allí n por $n \cdot f(h)$. Partiendo de n provista por el modelo de atmósfera neutra de Jacchia y $f(h) = 1$, se fue variando el perfil en altura hasta que la corriente calculada coincidiera con la medida por Maynard. En la figura 9 se graficó n de Jacchia y la concentración hallada (o sea $n \cdot f(h)$) que reproduce correctamente (dentro de un error del 10%) la corriente medida, se observa que la densidad requerida para lograr este ajuste difiere en gran parte del perfil en casi un 100% de la prescripta por el modelo de Jacchia, lo

cual está muy por encima de cualquier posible error del modelo dado que, todos los modelos de atmósfera neutra y las mediciones individuales coinciden dentro de un 10% por encima de los 115 km de altura y por debajo de los 105 km (ver p. e. Duhau y Azplazu, 1983).

En la figura 6 se graficó la corriente calculada en función de la latitud a los 106 km de altura, para esto se utilizó la condición de equipotencialidad. Se aprecia sobre el ecuador la diferencia del 100% entre lo calculado y lo medido ya mencionada. La altura para la cual se da el mayor apartamiento corresponde a la de mayor intensidad de corriente y es donde se detectan irregularidades electrónicas con mayor intensidad (Fejer y otros, 1975). A los 2,2° del ecuador, las curvas teórica y experimental concuerdan. Esa latitud corresponde al campo eléctrico sobre el ecuador a los 118 km, altura a la cual no se detectan irregularidades. A partir de los 3,5° del ecuador aproximadamente empieza a ser importante la contribución del viento neutro (Maynard, 1967) ya que corresponde a campos eléctricos ecuatoriales fuera de la zona del electrochorro donde estos son menos intensos. Sintetizando el análisis anterior, puede afirmarse que la corriente medida difiere notoriamente de la predicha mediante los modelos usuales. Esto puede afirmarse con bastante seguridad debido a la cuidadosa y exhaustiva selección de los parámetros que se ha hecho en el presente trabajo. Por su parte, el último punto tratado muestra la posible influencia de las irregularidades electrónicas sobre la corriente.

4. IRREGULARIDADES ELECTRONICAS

Las irregularidades electrónicas encontradas en el electrochorro son debidas a las inestabilidades de los dos haces (Farley, 1963 y Buneman, 1963) y del gradiente de la deriva (Simon, 1963 y Rogister y D'Angelo, 1970). Se va a estudiar cualitativamente la influencia del primer tipo de inestabilidades. Estas son ondas longitudinales que crecen espontáneamente a partir de una pequeña perturbación cuando la velocidad relativa entre los electrones y iones supera cierto umbral. Ello se debe a que las partículas con velocidades próximas a la velocidad de fase de la onda interactúan con ésta; si son más las partículas desaceleradas que las aceleradas por la onda, ésta gana energía y crece.

Rogister (1971) propuso un mecanismo cuasi-lineal para estabilizar la inestabilidad mediante la reducción del campo eléctrico E_{α} y consiguientemente la reducción de la corriente. Cualitativamente, el resultado que encontró es el siguiente: por efecto de la turbulencia se produce un flujo de electrones hacia abajo, para preservar la neutralidad de carga, se produce una disminución del flujo medio de iones hacia arriba, se reduce el campo eléctrico

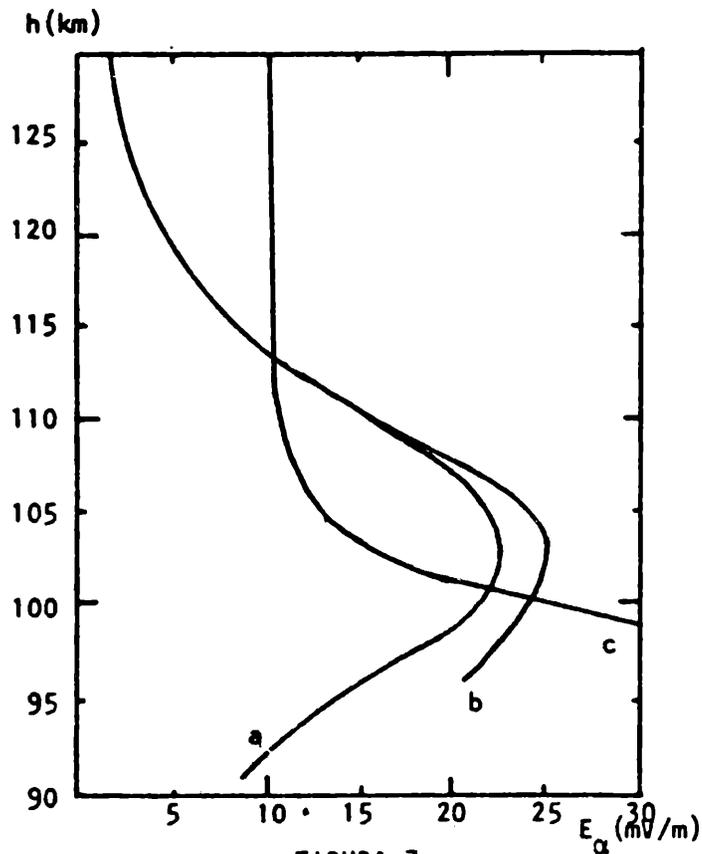


FIGURA 7
 Campo electrico vertical calculado a) sin considerar, b) considerando, derivadas longitudinales y c) campo electrico estable (ver ecuación 15)

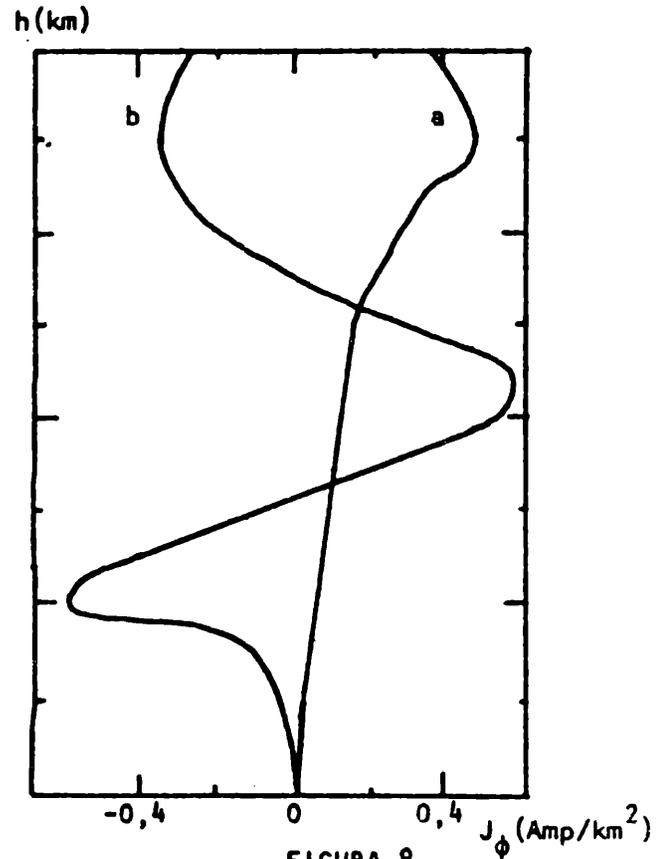


FIGURA 8
 Perfil de densidad de corriente producida por efecto del viento neutro a) medido por Bejinger b) calculado por Richmond

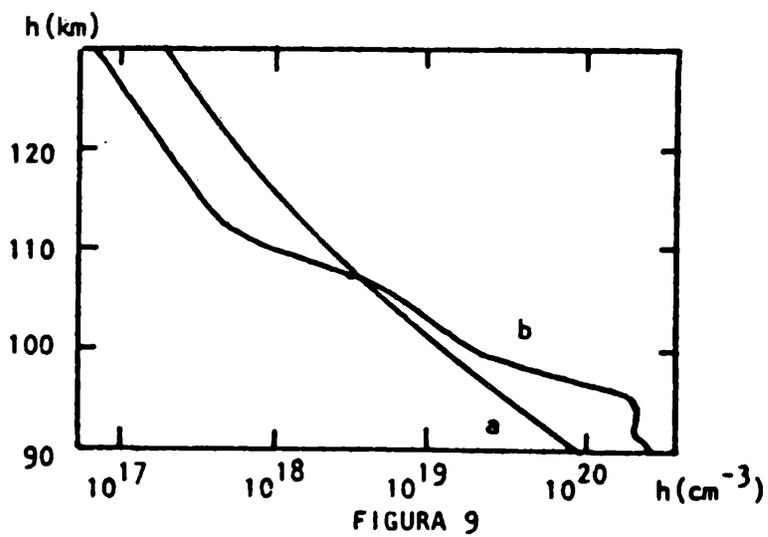


FIGURA 9
 Perfil de la concentración total de las especies neutras, n, a) modelo de Jacchia, b) el que reproduciría la corriente observada.

en la dirección vertical y, por lo tanto, disminuyendo la corriente horizontal y limitando el crecimiento de la inestabilidad.

Cuantitativamente, el resultado de Rogister es:

$$E_{\alpha} = - E_{\phi} \frac{\nu_i}{\Omega_i} (1-\psi)^{-1} \left[1 + \left(\frac{\nu_i}{\Omega_i} \right)^2 (1-\psi)^{-2} \frac{\langle \delta n_e \delta n_e \rangle}{\bar{n}_e^2} \right]^{-1} \quad (14)$$

donde $\psi = (\nu_e \nu_i) / (\Omega_e \Omega_i)$ y ν_e , Ω_e y ν_i , Ω_i son las frecuencias de colisión de las partículas neutras y de ciclotrón los electrones y iones respectivamente y $\langle \delta n_e \delta n_e \rangle$ es el promedio cuadrático espacial de las fluctuaciones de \bar{n}_e , δn_e . Se ve que E_{α} disminuye al aumentar el nivel de turbulencia ($\langle \delta n_e \delta n_e \rangle$). El E_{α} límite al cual se estabiliza el sistema es:

$$E_{\alpha}^{\text{estable}} = B_0 C_s (1-\psi) \quad (15)$$

donde C_s es la velocidad acústica de los iones y B es el campo magnético.

A los 106 km de altura $C_s (1-\psi) = 457$ m/s, mientras que la velocidad relativa entre iones y electrones (considerando los iones quietos) es a partir de nuestros cálculos de 766 m/s, es decir que la inestabilidad está excitada.

En la figura 7 se grafica el comportamiento estable dado por (15). Vemos que entre los 107 y 115 km el campo calculado previamente supera este valor límite. La disminución que tendría que sufrir E_{α} podría explicar la diferencia de amplitud hallada en la corriente.

5. CONCLUSIONES

Se ha buscado discernir hasta que punto los modelos teóricos usuales de dinámica de la región E ecuatorial reproducen correctamente las observaciones. Para esto se han incluido todos los efectos posibles dentro de la teoría usual, así como también se han revisado cuidadosamente los parámetros del modelo para asegurar la equivalencia de las condiciones ionosféricas en las cuales estos fueron obtenidos. Se encontró:

- a) Una discrepancia del 100 % entre la corriente predicha y la observada a las alturas del máximo de corriente
- b) La discrepancia no puede atribuirse ni al efecto del viento neutro, ni al gradiente este-oeste, ni a una adecuada estimación de los parámetros de la atmósfera neutra dado que:
 - 1) Aunque el viento neutro no es bien conocido, se ha podido estimar que su influencia sobre la corriente es menor que el 10% por debajo de los 115 km de altura y dentro de un intervalo en latitud de 3,5° a cada lado del

ecuador magnético.

- ii) Del mismo orden de magnitud, en toda la región E, es el efecto que resulta de incluir el gradiente este-oeste en las ecuaciones.
- iii) Para lograr ajustar lo predicho a lo observado es necesario variar en casi un orden de magnitud la densidad de los componentes neutros, lo cual está muy por encima de la incerteza de este parámetro.
- c) Una disminución en el campo eléctrico del máximo de corriente podría atribuirse a la turbulencia existente en esa zona producida por las inestabilidades presentes, siendo este efecto capaz de explicar la diferencia encontrada.

BIBLIOGRAFIA

- Bedinger, J.F., 1977: Observation of neutral winds during an equatorial electrojet; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 39, 241.
- Buneman, O., 1963: Excitation of field aligned sound waves by electron streams; *Phys. Rev. Lett.*, 10, 285
- Davis, T.N., Burrows, K. y Stolarik, S.D., 1967: A latitude survey of the equatorial electrojet with rocket-borne magnetometers; *J. Geophys. Res.*, 73, 1845.
- Duhau, S. y Azpiazu, M.C., 1981a: La corriente integrada en la capa E ecuatorial: modelo teórico y su aplicación; *Geoacta XI*, 1, 129.
- Duhau, S. y Azpiazu, M.C., 1981b: Non-thermal equilibrium between electrons and neutrals at ionospheric E-region heights; *Geophys. Res. Lett.*; 8, 7, 819.
- Duhau, S. y Azpiazu, M.C., 1983: Obtención de la temperatura vibracional del N_2 a partir de la densidad del ión de oxígeno atómico; *Geoacta XII*, 1.
- Farley, D.T., 1963: A plasma instability resulting in field-aligned irregularities in the ionosphere; *J. Geophys. Res.*, 68, 6083.
- Fejer, B.G., Farley, B.B. y Woodman, B.F.; 1975: Oblique VHF radar spectral studies of the equatorial electrojet; *J. Geophys. Res.* 80, 1307.
- Fejer, B.G., Farley, E.T., Woodman, R.F. y Calderón, C. 1979: Dependence of equatorial F region vertical drifts on season and solar cycle; *J. Geophys. Res.* 84, 5792.
- Fejer, B.G., Farley, D.T. y Gonzales, C.A., 1981: F region east-west drifts at Jicamarca; *J. Geophys. Res.* 86, 215.
- Maeda, K, 1981: Internal structure of the equatorial ionospheric dynamo; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 43, 393.
- Matsushita, S., 1951: Intense E_s ionization near the magnetic equator; *J. Geomagnetic. Geoelec.*, 3, 44.

- Maynard, N.C., 1967: Measurements of ionospheric currents off the coast of Perú; J. Geophys. Res., 72, 1863.
- Richmond, A.D., 1973: Equatorial electrojet, I. Development of a model including winds and instabilities; J. Atmos. Terr. Phys. 35, 1083.
- Register, A., 1971: Nonlinear theory of type 1 irregularities in the equatorial electrojet; J. Geophys. Res. 76, 7754.
- Register, A. y D'Angelo, N., 1970: Type 2 irregularities in the equatorial electrojet; J. Geophys. Res., 77, 6298.
- Simon, A. 1963: Instability of a partially ionized plasma in crossed electric and magnetic fields; Phys. Fluids, 6, 392.

INDICE DE AUTORES

	Página
ACHAVAL, Elena M. de (de ... y LEVI L.): Estructura cristalina y distribución de trabajos en policristales de hielo.	145
ANDRIETTI, Gabriela I. (de MALAKA I.C., SIMONELLI S.C. y ...): Verificación de los pronósticos de temperaturas mínimas y máximas para el Observatorio Central Buenos Aires.	19
AZPIAZU, M.C. (de DUHAU S. y ...): Obtención de la temperatura vibracional del N ₂ a partir de la densidad del ión de oxígeno atómico.	319
AZPIAZU, M.C. (de DUHAU S., DE LA VEGA M. y ...): Análisis de los modelos teóricos del electrochorro ecuatorial.	339
BARRERA, Daniel F. (de VARGAS W.M. y ...): Análisis de la consistencia de lluvias y caudales en una cuenca hídrica.	181
BERBERY, Ernesto H.: Relaciones reflectividad-intensidad de precipitación (Z-R) resultantes de diferentes criterios teóricos y estadísticos de datos experimentales.	109
CREER, Kenneth M. (de SINITO A.M., VALENCIO D.A., ... y VILAS J.F.): Análisis de las variaciones paleoseculares del campo magnético terrestre sobre la base de estudios paleomagnéticos y radiométricos en sedimentos lacustres.	1
DE LA VEGA, M. (de DUHAU S., ... y AZPIAZU M.C.): Análisis de los modelos teóricos del electrochorro ecuatorial	339
DUHAU, S. (de ... y AZPIAZU M.C.): Obtención de la temperatura vibracional del N ₂ a partir de la densidad del ión de oxígeno atómico.	319
DUHAU, S. (de ... y OSELLA A.M.): Estudio de las anomalías en la conductividad terrestre en la zona ecuatorial peruana. I. Análisis del sistema de corrientes ionosféricas.	295
DUHAU, S. (de ..., DE LA VEGA M. y AZPIAZU M.C.): Análisis de los modelos teóricos del electrochorro ecuatorial.	339
FORTE LAY, Juan A. (de TROHA A. y ...): Probabilidad de valores mínimos extremos de almacenaje de agua en el suelo en la provincia de Buenos Aires.	169
GIRALDEZ, Alberto E.: Evolución de ondas gravitatorias en las regiones E y F de la ionosfera.	31
GIRALDEZ, Alberto E. (de MOSERT de GONZALEZ M.E., ... y RADICELLA S. M.): Efecto del campo geomagnético en la predicción de la frecuencia de apantallamiento de las E-esporádicas.	217
HIRSCH, Francisco A. (de ... y ROMANELLI L.M.): Generalización de una ley de distribución empírica aplicable a problemas geofísicos.	331
LEVI, Laura (de ACHAVAL E.M. de y ...): Estructura cristalina y distribución de burbujas en policristales de hielo.	145
LEVI, Laura (de LUBART L. y ...): Crecimiento de embriones de granizo de tipo "Graupel".	157
LICHTENSTEIN, Erich R.: Asociación de la depresión del noroeste argentino con otros fenómenos meteorológicos.	133
LUBART, Luisa (de ... y LEVI L.): Crecimiento de embriones de granizo de tipo "Graupel".	157

	Página
MALAKA, Ingeborg C. (de ..., SIMONELLI S.C. y ANDRIETTI G.I.): Verificación de los pronósticos de temperaturas mínimas y máximas para el Observatorio Central Buenos Aires.	19
MANZANO, José R. (de ... y TOLEDO B.P.): Comportamiento de las concentraciones iónicas atómicas y moleculares sobre Sudamérica, observadas con satélites pasantes S3-1 y S3-2.	247
MANZANO, José R. (de ZOSSI de ARTIGAS M.M. y ...): Comportamiento geomagnético e ionosférico durante las subtormentas del día 4 de enero de 1975.	265
MAYER, Federico (de SOTO J.R., OLEA M.O. y ...): Contribución a la extensión austral del modelo del Geoide.	281
MAZZEO, Nicolás A. (de ... y VENEGAS L.E.): El desplazamiento horizontal de los contaminantes en una capa de superficie atmosférica neutralmente estratificada.	47
MAZZEO, Nicolás A. (de ... y VENEGAS L.E.): Una discusión sobre las "constantes" b y c de la hipótesis de la semejanza lagrangeana aplicada a la dispersión vertical atmosférica de los contaminantes.	55
MOSERT de GONZALEZ, Marta E. (de ..., GIRALDEZ A.E. y RADICELLA S.M.): Efecto del campo geomagnético en la predicción de la frecuencia de apantallamiento de las E-esporádicas.	217
NECCO, Gustavo V. (de ... y VELASCO I.): Marcha anual del campo térmico en la troposfera y baja estratosfera sobre áreas continentales argentinas.	71
OLEA, Mario O. (de SOTO J.R., ... y MAYER F.): Contribución a la extensión austral del modelo del Geoide.	281
OSELLA, A.M.: Estudio de las anomalías en la conductividad terrestre en la zona ecuatorial peruana. II. Determinación de la profundidad de la capa no conductora.	307
OSELLA, A.M. (de DUHAU S. y ...): Estudio de las anomalías en la conductividad terrestre en la zona ecuatorial peruana. I. Análisis del sistema de corrientes ionosféricas.	295
RADICELLA, Sandro M. (de MOSERT de GONZALEZ M.E., GIRALDEZ A.E. y ...): Efecto del campo geomagnético en la predicción de la frecuencia de apantallamiento de las E-esporádicas.	217
RIOS, Víctor H.: Efectos de la deriva electromagnética en la región F y protonosfera.	197
ROMANELLI, Lilia M. (de HIRSCH F.A. y ...): Generalización de una ley de distribución empírica aplicable a problemas geofísicos.	331
SALLE, Armando: Memora de la relación señal-ruido en el apilado	83
SALLE, Armando: Plano Flotante.	97
SCHNEIDER, Otto (de VAN ZELE M.A. y ...): Efecto de la distancia lunar en las mareas geomagnéticas de la Isla de Año Nuevo.	121
SCHVARZER, Oscar N.: Interpretación y utilidad de las matrices de varianza-covarianza en un proceso de ajuste y su aplicación para la detección de errores sistemáticos	231
SIMONELLI, Silvia C. (de MALAKA I.C., ... y ANDRIETTI G.I.): Verificación de los pronósticos de temperaturas mínimas y máximas para el Observatorio Central Buenos Aires.	19

	Página
SINITO, Ana M. (de ..., VALENCIO D.A., CREER K.M. y VILAS J.F.): Análisis de las variaciones paleoseculares del campo magnético terrestre sobre la base de estudios paleomagnéticos y radimétricos en sedimentos lacustres.	1
SOTO, Jaime R. (de ..., OLEA M.O. y MAYER F.): Contribución a la extensión austral del modelo del Geoide.	281
TOLEDO, Bernardino P. (de MANZANO J.R. y ...): Comportamiento de las concentraciones iónicas atómicas y moleculares sobre Sudamérica, observadas con satélites pasantes S3-1 y S3-2.	247
TROHA, Adrián (de ... y FORTE LAY J.M.): Probabilidad de valores mínimos extremos de almacenaje de agua en el suelo en la provincia de Buenos Aires.	169
VALENCIO, Daniel A. (de SINITO A.M., ..., CREER K.M. y VILAS J.F.): Análisis de las variaciones paleoseculares del campo magnético terrestre sobre la base de estudios paleomagnéticos y radimétricos en sedimentos lacustres.	1
VAN ZELE, María A. (de ... y SCHNEIDER O.): Efecto de la distancia lunar en las mareas geomagnéticas de la Isla Año Nuevo.	121
VARGAS, Walter M. (de ... y BARRERA D.F.): Análisis de la consistencia de lluvias y caudales en una cuenca hídrica.	181
VELASCO, Inés (de NECCO G.V. y ...): Marcha anual del campo térmico en la troposfera y baja estratosfera sobre áreas continentales argentinas.	71
VENEGAS, Laura E. (de MAZZEO N.A. y ...): El desplazamiento horizontal de los contaminantes en una capa de superficie atmosférica neutralmente estratificada.	47
VENEGAS, Laura E. (de MAZZEO N.A. y ...): Una discusión sobre las "constantes" b y c de la hipótesis de la semejanza lagrangeana aplicada a la dispersión vertical atmosférica de los contaminantes.	55
VILAS, Juan F. (de SINITO A.M., VALENCIO D.A., CREER K.M. y ...): Análisis de las variaciones paleoseculares del campo magnético terrestre sobre la base de estudios paleomagnéticos y radimétricos en sedimentos lacustres.	1
ZOSSI de ARTIGAS, M.M. (de ... y MANZANO J.R.): Comportamiento geomagnético e ionosférico durante las subtormentas del día 4 de enero de 1975	265

C O N T E N I D O

	Página
Análisis de las variaciones paleoseculares del campo magnético terrestre sobre la base de estudios paleomagnéticos y radimétricos en sedimentos lacustres. ANA N.SINITO, DANIEL A.VALENCIO, KENNETH M.CREER y JUAN F.VILAS	1
Verificación de los pronósticos de temperaturas mínimas y máximas para el Observatorio Central Buenos Aires. INGEBORG C.MALAKA, SILVIA SIMONELLI y GABRIELA I.ANDRIETTI	19
Evolución de ondas gravitatorias en las regiones E y F de la ionosfera. ALBERTO E.GIRALDEZ	31
El desplazamiento horizontal de los contaminantes en una capa de superficie atmosférica neutralmente estratificada. NICOLAS A.MAZZEO y LAURA E.VENEGAS	47
Una discusión sobre las "constantes" b y c de la hipótesis de la semejanza lagrangeana aplicada a la dispersión vertical atmosférica de los contaminantes. NICOLAS A.MAZZEO y LAURA E.VENEGAS	55
Marcha anual del campo térmico en la troposfera y baja estratosfera sobre áreas continentales argentinas. GUSTAVO V.NECCO e INES VELASCO	71
Mejora de la relación señal-ruido en el apilado. ARMANDO SALLE	83
Plano flotante. ARMANDO SALLE	97
Relaciones reflectividad-intensidad de precipitación (Z-R) resultantes de diferentes criterios teóricos y estadísticos de datos experimentales. ERNESTO H.BERBERY	109
Efecto de la distancia lunar en las mareas geomagnéticas de la Isla Año Nuevo. MARIA A.VAN ZELE y OTTO SCHNEIDER	121
Asociación de la depresión del noroeste argentino con otros fenómenos meteorológicos. ERICH R.LICHTENSTEIN	133
Estructura cristalina y distribución de burbujas en policristales de hielo. ELENA M. de ACHAVAL y LAURA LEVI	145
Crecimiento de embriones de granizo de tipo "Graupel". LUISA LUBART y LAURA LEVI	157
Probabilidad de valores mínimos extremos de almacenaje de agua en el suelo en la provincia de Buenos Aires. ADRIAN TROHA y JUAN A.FORTE LAY	169
Análisis de la co sistencia de lluvias y caudales en una cuenca hídrica. WALTER M.VARGAS y DANIEL F.BARRERA	181
Efectos de la deriva electromagnética en la región F y protonosfera. VICTOR H.RIOS	197
Efecto del campo geomagnético en la predicción de la frecuencia de apantallamiento de las E-esporádicas. MARTA E.MOSERT de GONZALEZ, ALBERTO GIRALDEZ y SANDRO M.RADICELLA	217

	Página
Interpretación y utilidad de las matrices de varianza-covarianza en un proceso de ajuste y su aplicación para la detección de errores sistemáticos.	
OSCAR N.SCHVARZER	231
Comportamiento de las concentraciones iónicas atómicas y moleculares sobre Sudamérica, observadas con satélites pasantes S3-1 y S3-2.	
JOSE R.MANZANO y BERNARDINO P.TOLEDO	247
Comportamiento geomagnético e ionosférico durante las subtormentas del día 4 de enero de 1975.	
M.M.ZOSSI DE ARTIGAS y JOSE R.MANZANO	265
Contribución a la extensión austral del modelo del Geoide.	
JAIME R.SOTO, MARIO O.OLEA y FEDERICO MAYER	281
Estudio de las anomalías en la conductividad terrestre en la zona ecuatorial peruana. I. Análisis del sistema de corrientes ionosféricas.	
S.DUHAU y A.M.OSELLA	295
Estudio de las anomalías en la conductividad terrestre en la zona ecuatorial peruana. II.Determinación de la profundidad de la capa no conductora.	
A.M.OSELLA	307
Obtención de la temperatura vibracional del N ₂ a partir de la densidad del ión de oxígeno atómico.	
S.DUHAU y M.C.AZPIAZU	319
Generalización de una ley de distribución empírica aplicable a problemas geofísicos.	
FRANCISCO A.HIRSCH y LILIA M.ROMANELLI	331
Análisis de los modelos teóricos del electrochorro ecuatorial.	
S.DUHAU, M.DE LA VEGA y M.C.AZPIAZU	339