

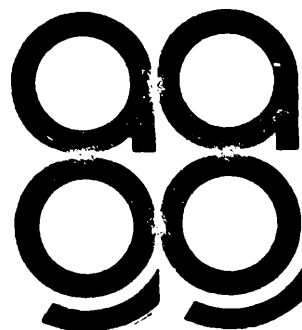
ISSN 0326 - 7237

1987

G E O A C T A

VOLUMEN 14

NUMERO 1



publicado por:

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

C. C. 106 - Suc. 28

1428 - BUENOS AIRES

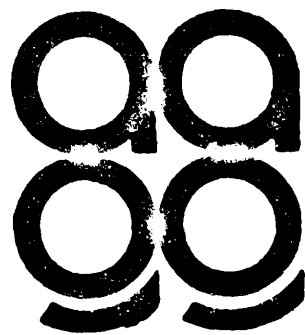
ISSN 0326 - 7237

1987

G E O A C T A

VOLUMEN 14

NUMERO 1



publicado por:

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

C. C. 106 - Suc. 28

1428 - BUENOS AIRES

COMISION DIRECTIVA:

Presidenta:

Lic. María L. Altinger de Schwarzkopf

Vicepresidente:

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Secretario:

Dr. Alberto Giraldez

Tesorero:

Lic. Francisco Hirsch

Vocales titulares:

Ing. Luis María Cabanillas

Dr. José Manzano

Ing. Antonio Introcaso

Ing. Antonio D'Alvia

Vocales suplentes:

Ing. Manuel J. Mamani

Ing. Marcelo Keller

Lic. Raúl Perdomo

Ing. Jorge Giordano

SUBCOMISION DE PUBLICACIONES:

Ing. Oscar A. Parachu

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Dr. Otto Schneider

Ing. Rodolfo Martín

Ing. Carlos Novogrudsky

Dr. Alberto E. Giráldez

Dr. José Manzano

Ing. Roberto Quintela

Dr. José A. Hoffmann

Dr. Erich R. Lichtenstein

Ing. Fernando Vila

Ing. Simón Gershanik

Ing. Juan Castano

EDITORES:

Agrim. Mario Ornstein

Lic. María Luisa Altinger

Colaboradores en la revisión de trabajos que se publican en GEOACTA:

Dr. Walter Fernández	Universidad de Costa Rica
Dr. Alberto Foppiano	Universidad de Concepción, Chile
Dr. Isidoro Orlanski	Universidad de Princeton, USA
Dr. Carlos Mechoso	Universidad de California, USA
Prof. Rafael N. Sánchez	Universidad Laval, Canadá
Ing. Eduardo Bustamante	CONICET
Dr. Gustavo Necco	Universidad de Buenos Aires
Dr. Vicente R. Barros	CONICET
Dra. Julia Paegle	Universidad de Utah, USA
Dr. Humberto Fuenzalida	Universidad de Chile
Dr. José Rutlant Costa	Universidad de Chile
Dr. Aldo Viollaz	Universidad de Tucumán

La publicación del N° 1, Volumen 14 de GEOACTA, ha sido realizada con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), el cual no se hace responsable de su contenido.

EFFECTO DE UNA CORTANTE VERTICAL CONSTANTE
DEL VIENTO EN LA CONVECCION "NO PROFUNDA"
PARTE I: DESCRIPCION DEL MODELO Y DISCUSION
DE LA DINAMICA DE LAS SOLUCIONES NUMERICAS

Matilde Nicolini

Departamento de Meteorología de la Facultad
de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Se simula la convección húmeda no profunda con un modelo bidimensional dependiente del tiempo. Se analizan y comparan los campos de las variables dinámicas y termodinámicas cuando se considera una atmósfera de referencia en reposo respecto de los que resultan de suponer perfiles verticales lineales del viento con distintos valores de la cortante vertical. Se confirman los resultados encontrados por otros autores que utilizan modelos numéricos similares en cuanto al efecto inhibitorio de un perfil lineal del viento inicial en la convección húmeda, organizada en rollos transversales, cuando se aísla el efecto de la cortante de otros efectos tales como una evaporación activa en los bordes de la nube y la precipitación.

ABSTRACT

A two-dimensional time dependent model has been developed for investigating the influence of a one-directional and constant vertical wind shear on the evolution of shallow moist convection. The experimentation is focalized in the effect of wind shear not including the effects resulting from active evaporation in the cloud boundary and precipitation. Differences in the fields of thermodynamic and dynamical variables in relation to different lineal vertical wind profiles in the reference atmosphere, considering a case of atmosphere at rest as reference solution, are included and analyzed. The results are in agreement with those found by other investigators using similar numerical models in the sense that the presence of a lineal wind profile inhibits the growth of Cu moist convection organized in transversal rolls.

1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS

En los últimos 20 años distintos autores han investigado la dinámica de la convección térmica en presencia de un flujo medio con cortante constante. A partir de las sugerencias de Jeffreys (1928) los estudios teóricos de, entre otros, Kuo (1963) y Asai (1970) encuentran que un flujo con cortante constante en un fluido tridimensional estratificado en forma inestable, estabiliza las perturbaciones transversales. El proceso físico consiste en una conversión positiva de energía cinética de las perturbaciones en energía cinética del flujo básico hacia el cual termina por fluir, en forma indirecta, la energía potencial disponible en el fluido. El proceso inverso se verifica cuando las perturbaciones son longitudinales.

Lipps (1971) realiza un análisis de la energética para rollos transversales y longitudinales respectivamente y compara sus resultados con los de estudios anteriores para amplitudes de las perturbaciones tanto infinitesimales como finitas. Sus resultados son aplicables a distintos fluidos y en particular a la atmósfera seca.

Steiner (1973) investiga el problema tridimensional utilizando una atmósfera de referencia típica de la costa este de Australia en días con Cu de poco desarrollo y no precipitantes. Introduce una clausura de primer orden en los términos turbulentos.

Pashtushkov (1975) utiliza un modelo tridimensional de convección profunda y encuentra que, cuando la inestabilidad térmica inicial en la atmósfera supera cierto valor, la presencia de una cortante constante del viento intensifica la convección. Obtiene un valor intermedio de la cortante tal que dicha intensificación es máxima.

Si bien una de las configuraciones en bandas de nubes Cu más frecuentemente observada en la atmósfera terrestre es un sistema de rollos longitudinales, existen también evidencias de rollos transversales y de líneas en arcos (Malkus y Riehl, 1964; Warner y otros, 1979).

En el presente trabajo se simula como en Asai (1964) la convección en rollos transversales y se investiga el efecto de una atmósfera de referencia saturada en movimiento, en la evolución de la convección no profunda. El modelo desarrollado difiere del utilizado por Asai en el tratamiento termodinámico, en la función espacial de la perturbación inicial de la temperatura potencial, en las dimensiones del dominio de integración y en los esquemas numéricos utilizados. Mantiene la misma parametrización para los términos turbulentos aunque supone un valor diferente para el coeficiente de intercambio turbulento.

En esta primera parte del trabajo el objetivo es presentar el modelo y comparar los resultados con los obtenidos en investigaciones anteriores en lo

que se refiere al desarrollo y configuración de la convección húmeda no profunda en rollos transversales y el tiempo que se demora en culminar la etapa de desarrollo, relativamente al comportamiento que se obtiene cuando la atmósfera se encuentra inicialmente en reposo.

2. MODELO Y ECUACIONES BASICAS

2.1 Suposiciones, sistema de ecuaciones, atmósfera de referencia, condiciones de contorno e iniciales

Se enumeran a continuación las suposiciones básicas utilizadas en la derivación del sistema aproximado de ecuaciones utilizado en el modelo:

- Se desprecia el efecto de rotación de la tierra.
- El agua se presenta sólo en sus fases líquida y vapor.
- No se incluye la precipitación y el agua líquida se desplaza con la velocidad del aire.
- Siempre que $r_v > r_{vs}$ tiene lugar condensación y el agua líquida presente en regiones no saturadas evapora instantáneamente hasta alcanzar la saturación.
- Se identifican los términos turbulentos con los que se obtienen al utilizar promedios de las variables en el área de la malla espacial. Los movimientos correspondientes a escalas inferiores a la de la malla se representan en las ecuaciones por términos de la forma $\widetilde{A''u''}$ donde u'' es la componente del vector movimiento en una de las direcciones x o z y el símbolo \sim indica el promedio espacial

$$\widetilde{A}(x, z, t) = (1/\Delta^2) \int_{-\Delta/2}^{\Delta/2} \int_{-\Delta/2}^{\Delta/2} A(x+\Delta, z+\Delta, t) dx dz$$

de una cantidad dada A en una malla cuadrada de retícula constante e igual a Δ . Por su parte el símbolo $''$ indica la desviación $A'' = A - \widetilde{A}$.

- Los términos turbulentos en las ecuaciones se tratan de acuerdo a la hipótesis

$$\widetilde{A''u''} = -K \partial \widetilde{A} / \partial x;$$

siendo K el coeficiente de intercambio turbulento supuesto constante en el espacio y en el tiempo para las distintas propiedades. En Nuñez y Nicolini (1981) se analizan los valores que se asignan o resultan para el coeficiente K en distintas simulaciones numéricas. De acuerdo a los antecedentes en el tema y siguiendo a Ogura (1963) se supone un valor de $K=40 \text{ m}^2/\text{seg}$.

- Se incluyen las suposiciones hechas por Ogura y Phillips (1962) en su

análisis de escala para convección no profunda.

- Se supone a diferencia de Asai un proceso adiabático reversible para el aire que asciende mientras que el descenso no necesariamente seguirá un proceso adiabático seco.

Se extiende la investigación iniciada en Nicolini y Nuñez (1985) donde se desarrolla un modelo de convección húmeda no profunda en ausencia de viento en el entorno. En el presente trabajo la convección se limita a un plano vertical de espesor L_z paralelo a la dirección del flujo básico unidireccional y se supone que se dispone en rollos transversales, es decir con su eje perpendicular al plano en cuestión.

En el sistema de ecuaciones aproximado inelástico Boussinesq que se presenta a continuación η es la componente de la vorticidad normal al plano de movimiento, g la aceleración de la gravedad, Θ y T la temperatura potencial y la temperatura del aire respectivamente, r_v y r_l las relaciones de mezcla del vapor de agua y del agua líquida, C_p el calor específico a presión constante, L_v el calor latente de evaporación, u y w las componentes horizontal y vertical del movimiento, respectivamente, ψ es la función corriente. ∇^2 y J representan las expresiones matemáticas para el laplaciano y el jacobiano respectivamente, $T_{\infty} = 285,15^\circ\text{K}$ es una temperatura de referencia, $\Theta = 288^\circ\text{K}$, R_v es la constante del vapor de agua y e_{s_0} es la tensión de vapor de saturación a T_{∞} .

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = J(\hat{\psi}, \eta) - \langle u \rangle \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\partial B}{\partial x} + K \nabla^2 \eta^* \quad (1)$$

$$\frac{\partial \phi'}{\partial t} = J(\hat{\psi}, \phi') - \langle u \rangle \frac{\partial \phi'}{\partial x} + K \nabla^2 \phi'^* \quad (2)$$

$$\frac{\partial r}{\partial t} = J(\hat{\psi}, r) - \langle u \rangle \frac{\partial r}{\partial x} + K \nabla^2 r^* \quad (3)$$

$$\frac{\partial \langle u \rangle}{\partial t} = \left(\bar{\eta}^*_{z=L_z} - \bar{\eta}^*_{z=0} \right) \frac{K}{L_z} \quad (4) \quad \eta = \nabla^2 \hat{\psi} \quad (5)$$

$$u = \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial z} + \langle u \rangle \quad (6) \quad w = - \frac{\partial \hat{\psi}}{\partial x} \quad (7)$$

siendo $B = g \left(\frac{\Theta'}{\Theta} + 0,608 r_v - r_l \right)$ el empuje ascensional

$$\phi' = \frac{\Theta'}{\Theta} + \frac{L_v}{C_p T_{\infty}} r_v \quad r = r_v + r_l$$

$$\tau_{vs} = \left[\frac{R_d e_s(T_0)}{R_v p_a(z)} \right] \left[1 + \left(\frac{L_v}{R_v \Theta^2} \right) \Theta^* + \frac{1}{2} \left(\frac{L_v}{R_v \Theta^2} \right)^2 \Theta^{*2} \right] \quad (8)$$

$$e_s(T_0) = e_{sso} \exp \left[\frac{L_v (T_0 - T_{so})}{R_v T_{so}} \right] \quad (9)$$

Las variables indicadas con prima representan desviaciones respecto de los correspondientes valores en un estado básico isoentrópico en reposo tal como el que definen Ogura y Phillips (1962) caracterizado por Θ , $T_a(z)$ y $p_a(z)$ mientras que las variables indicadas con asterisco representan desviaciones respecto a una atmósfera de referencia saturada no-isoentrópica en movimiento, caracterizada por subíndices cero.

Las variables indicadas con barra y las indicadas con $\langle \rangle$ representan valores medios en la dimensión horizontal y en el área del recinto de integración respectivamente.

El criterio para determinar si el aire se encuentra o no saturado y el cálculo de Θ^* , r_v y r_q es el mismo que en Nicolini y Nuñez (1985), excepto la expresión para $e_s(T_0)$ (ver(9)).

La atmósfera de referencia, no-isoentrópica, está representada por condiciones ambientales que varían en los distintos experimentos numéricos sólo en los valores de la cortante vertical del viento. En todos los experimentos se ha considerado un perfil del viento inicial lineal tal que su valor medio en la vertical sea nulo (si la dirección x es la zonal el viento será del este en la mitad inferior del recinto de integración y oeste en la mitad superior).

Se ha supuesto que dicha atmósfera está saturada y presenta una estratificación de la temperatura condicionalmente inestable ($\partial T_0 / \partial z = -7,2^\circ/\text{km}$). Esta suposición permite aislar para su estudio el efecto de una cortante vertical más o menos intensa en la convección y minimizar efectos de enfriamiento por mezcla en los bordes de la nube como los que observan otros autores (Steiner (1973)) cuando el entorno no está saturado.

Respecto de las condiciones de contorno se suponen cíclicas en los bordes laterales mientras que los límites superior e inferior del recinto están representados por paredes rígidas, lisas y deslizantes.

El esquema de diferencias finitas utilizado en la resolución del sistema de ecuaciones (1)-(4) es centrado en el tiempo y en el espacio para los términos no-advectivos. Para los términos advectivos se utiliza, en la ecuación de vorticidad el Jacobiano de Arakawa y en las otras ecuaciones de pronóstico un Jacobiano $J(\psi, A)$ propuesto por Lilly (1965) que conserva A y \bar{A} promediados en el dominio y que conviene usar cuando se utilizan grillas desfasadas como en este trabajo.

Es posible demostrar que cuando se utiliza el Jacobiano de Arakawa para la ecuación (1) la energía cinética total en el dominio se conserva, eliminando la posibilidad de inestabilidad no lineal, siempre que la función corriente se anule en ambos límites horizontales del dominio (Lipps, 1971). Para que se

cumpla esta condición es que se define una función corriente $\hat{\psi}$ en (6) que se relaciona con la función corriente ψ utilizada en Nicolini y Nuñez (1985) a través de:

$$\psi = \hat{\psi} + \langle u \rangle z \quad (10)$$

y que cumple $\hat{\psi} = 0$ en ambos límites horizontales dada la condición límite para w e imponiendo que el valor constante $\psi(z=0)$ coincida con cero.

Al utilizar la relación (10), los términos advectivos en las ecuaciones (1) a (3) están representados por los Jacobianos $J(\hat{\psi}, \eta)$, $J(\hat{\psi}, A)$ y por los términos $\langle u \rangle \partial \eta / \partial x$, $\langle u \rangle \partial \phi / \partial x$ y $\langle u \rangle \partial r / \partial x$. La relación (4) resulta de integrar la componente horizontal de la ecuación de movimiento en el recinto de integración y de utilizar las condiciones de contorno.

Si se introduce la condición límite $\partial u^* / \partial z = \partial u_0 / \partial z = 0$ en $z = 0$ y en $z = L_z$ la ecuación (4) se reduce a $\partial \langle u \rangle / \partial t = 0$. Dado que se ha supuesto un perfil inicial del viento caracterizado por $\langle u_0 \rangle = 0$, se cumple $\langle u \rangle = 0$ para todo tiempo, anulándose los segundos términos en las ecuaciones de pronóstico (1) a (3). De esta manera se ha querido simplificar el problema eliminando la ecuación (4) del sistema y posponiendo a un trabajo futuro la discusión del efecto de considerar la tensión turbulenta en superficie en la evolución de la convección.

Las condiciones en los límites horizontales para las variables termodinámicas suponen $\partial \phi^* / \partial z = \partial r^* / \partial z = 0$ eliminando los intercambios verticales de la entropía y de la relación de mezcla del agua total r a través de dichos bordes del recinto. Estas condiciones permiten simplificar el tratamiento energético.

Respecto a la forma de iniciar la convección se especifica una perturbación inicial de la temperatura potencial que sigue una ley de decrecimiento exponencial en la horizontal tal como en Nicolini y Nuñez (1985).

Se ha encontrado que las dimensiones del recinto más convenientes para los experimentos a realizar son de 3,0 km de altura y 6,0 km de extensión horizontal. La malla es cuadrada y de retícula constante e igual a 100 metros.

Se realizaron 5 experimentos numéricos:

- R: atmósfera de referencia en reposo ($\eta_0 = du_0/dz = 0$)
- VL1: cortante inicial del viento $\eta_0 = 1,6 \times 10^{-3} \text{ seg}^{-1}$
- VL2: cortante inicial del viento $\eta_0 = 3,0 \times 10^{-3} \text{ seg}^{-1}$
- VL3: cortante inicial del viento $\eta_0 = 4,0 \times 10^{-3} \text{ seg}^{-1}$
- VL4: cortante inicial del viento $\eta_0 = 5,0 \times 10^{-3} \text{ seg}^{-1}$

3. RESULTADOS

El experimento R con atmósfera inicial en reposo se utiliza como referencia para los otros experimentos.

En las Fig. 1a y 2a se presenta la estructura de la convección a los 15 minutos de integración, que coincide con la culminación del desarrollo, a partir de los campos de θ^* , w , ψ^+ y r_2 . El comportamiento es similar al analizado en Nicolini y Nuñez (1985) aunque la dimensión horizontal del dominio ha sido ampliada en el presente trabajo. Se confirma la simetría característica de los distintos campos respecto del eje vertical que coincide con $x = 3$ km cuando el entorno se encuentra en reposo. Posteriormente se observa una reactivación de la convección cuando la nube interfiere con el borde superior del recinto formándose otras ascendentes a los costados del tronco columnar inicial.

En el ciclo de vida de la convección se reconocen dos etapas a partir de la finalización de la etapa organizativa: la primera es una etapa activa en la que tiene lugar la intensificación de la convección y la segunda cuando la convección decae. Resulta evidente, si se comparan las Fig. 1a y 2a con las Fig. 1b y 2b que el desarrollo es más rápido y más intenso en ausencia de un flujo inicial. Mientras que en el experimento R los máximos absolutos se encuentran alrededor de los 16 minutos esto sucede en el caso VL2 recién alrededor de los 22 minutos.

Una diferencia evidente en cuanto a las características de la convección con o sin cortante vertical es la destrucción de la simetría en el primer caso. La nube se inclina cortante abajo (Fig. 2b). Tanto el eje de la ascendente como el del núcleo caliente se inclinan en la dirección de la cortante, aumentando su pendiente respecto a la vertical con el tiempo durante la etapa de desarrollo. La inclinación del eje del núcleo caliente es mayor que la del eje de la corriente ascendente (Fig. 1b). Este desfase reduce el transporte vertical de calor. La asimetría se manifiesta también en una descendente más intensa cortante abajo. Este hecho ha sido señalado por Malkus (1954).

Los resultados del experimento VL1 son intermedios entre los obtenidos en los experimentos R y VL2 mientras que el experimento VL3 presenta las mismas características aunque más acentuadas que en el experimento VL2 en el sentido de una demora aún mayor en alcanzarse los valores extremos (25 minutos) y de una inclinación mayor de los ejes de la ascendente y de la zona de empuje térmico positivo respecto de la vertical. El experimento VL4 presenta características diferentes a los tres anteriores, en el sentido de observarse una disminución sustancial de la intensidad de la convección, con tendencia a un estacionamiento en los valores que se alcanzan en la etapa de organización. No

se reconoce una etapa de desarrollo activa como presentan los otros experimentos y la evolución parece depender más de las características del impulso inicial y de la turbulencia. Se reproduce en la Fig. 3 el campo de r_{ρ} a los 30 minutos en que finaliza la integración numérica y en que los valores máximos coinciden con los que se alcanzan alrededor de los 13 minutos en el experimento VL2. La nube resultante se ha elongado visiblemente en la dirección de la cortante.

En la Fig. 4 se ha graficado la evolución temporal de los valores máximos de las variables w , Θ^* y r_{ρ} para los distintos experimentos. Se confirman las características mencionadas anteriormente y un comportamiento en el caso VL4 claramente diferente al de los otros experimentos. Respecto a los valores de w , un análisis de dicha figura permite inferir una relación inversa entre el valor de la cortante vertical del flujo inicial y los máximos de la velocidad ascensional. En cuanto a los valores extremos tanto de Θ^* como de r_{ρ} en los experimentos VL1 y VL2 exceden a los alcanzados en el caso de atmósfera de referencia en reposo (R). Este resultado que no se verifica en los casos de mayor cortante vertical se discute en la Parte II de este trabajo en relación con los términos de la ecuación de variación temporal de la integral de la energía potencial. No se descarta sin embargo la posible influencia de los bordes verticales y/o horizontales en este comportamiento.

Asai (1964) encuentra en un caso con cortante vertical constante e igual a $5 \times 10^{-3} \text{ seg}^{-1}$ un crecimiento débil de la convección hasta los 8 minutos de integración y un decaimiento a partir de ese tiempo sin extenderse la circulación convectiva a la mitad superior de la capa de aire (su recinto de integración tiene una extensión vertical de 5 km). Se realizó un experimento adicional (VJ2) con un perfil inicial tipo chorro con un valor medio de la cortante en la mitad inferior de la capa de $5,6 \times 10^{-3} \text{ seg}^{-1}$ en el cual se encuentra que los valores de w aumentan en los primeros minutos para empezar a decrecer en forma irreversible, indicando un efecto supresor de la cortante desde los inicios de la convección.

4. CONCLUSIONES

La aplicación de un modelo numérico convectivo al problema de la interacción dinámica de una nube Cu con su entorno confirma el efecto inhibitorio de una cortante constante en dos dimensiones encontrada por otros autores.

Los resultados de los experimentos numéricos realizados indican que el efecto de la cortante vertical de un perfil lineal del viento inicial en la convección se manifiesta principalmente en un debilitamiento y en un retardo en

el desarrollo de la misma. Dichos resultados permiten suponer la existencia de una cortante crítica que dependería de las condiciones de estabilidad térmica y del impulso inicial, ambos prefijados en los experimentos. Una vez superado ese valor de la cortante no sólo se observa una amortiguación sustancial de la convección sino una tendencia a un estacionamiento o una supresión de la misma.

La evidencia observacional de nubes Cu organizadas en rollos transversales en presencia de perfiles curvos del viento en el entorno y los resultados de Asai (1970) respecto de una dependencia del efecto inhibitorio de la cortante respecto de la forma del perfil vertical del viento en convección seca conducen a plantear como investigación futura la experimentación numérica utilizando perfiles no lineales del viento inicial en convección húmeda.

BIBLIOGRAFIA

- Asai, T., 1964: Cumulus convection in the atmosphere with vertical wind shear: numerical experiment, *J. of the Met. Soc. of Japan*, Ser.2, 42, 245-259.
- Asai, T., 1970: Three-dimensional features of thermal convection in a plane Couette flow, *J. Met. Soc. of Japan*, Ser. 2, 48, 18-29.
- Jeffreys, H., 1923: Some cases of instability in fluid motion. *Proc. Roy. Soc., (A)*, 118, 195-208.
- Kuo, H.L., 1963: Perturbations of plane Couette flow in stratified fluid and origin of cloud streets. *The Physics of Fluids*, 6, 195-211.
- Lilly, D.K., 1965: On the computational stability of numerical solutions of time-dependent non-linear geophysical fluid dynamics problems, *Mon. Wea. Rev.*, 93, 11-26.
- Lipps, F.B., 1971: Two-dimensional numerical experiments in thermal convection with vertical shear, *J. of Atm. Sci.*, 28, 3-19.
- Malkus, J.S., 1954: Some results of trade-cumulus investigation, *J. of Met.*, 11, 220-237.
- Malkus, J.S. y Riehl, H., 1964: Cloud structure and distributions over the tropical Pacific Ocean, University of California Press, Berkeley, 229 pág.
- Nuñez, M.N. y Nicolini, M., 1981: Sobre un análisis de escala para la convección atmosférica, incluyendo los efectos de turbulencia. *Meteorológica*; 12, Nº 2, 87-104
- Nicolini, M. y Nuñez, M.N., 1982: Experimentación numérica de la convección húmeda bajo distintas condiciones atmosféricas, *GEOACTA*, Vol. XII Nº 2, 1-13
- Ogura, Y., Phillips, N.A., 1962: Scale analysis of deep and shallow convection

- in the atmosphere. J. of Atm. Sci., 19, 173-179.
- Pashtushkov, R.S., 1975: The effects of vertical wind shear on the evolution of convective clouds, Quart. J.R. Met., 101, 281-291.
- Steiner, J.T., 1973: A three-dimensional model of cumulus cloud development, J. of Atm. Sci., 30, 414-435.
- Warner, C., J. Simpson, D.W. Martin, D. Suchman, F.R. Mosher, R.F. Reinking, 1979: Shallow convection on day 261 of GATE, Mesoscale arcs. Mon. Wea. Rev., 107, 1617-1635.

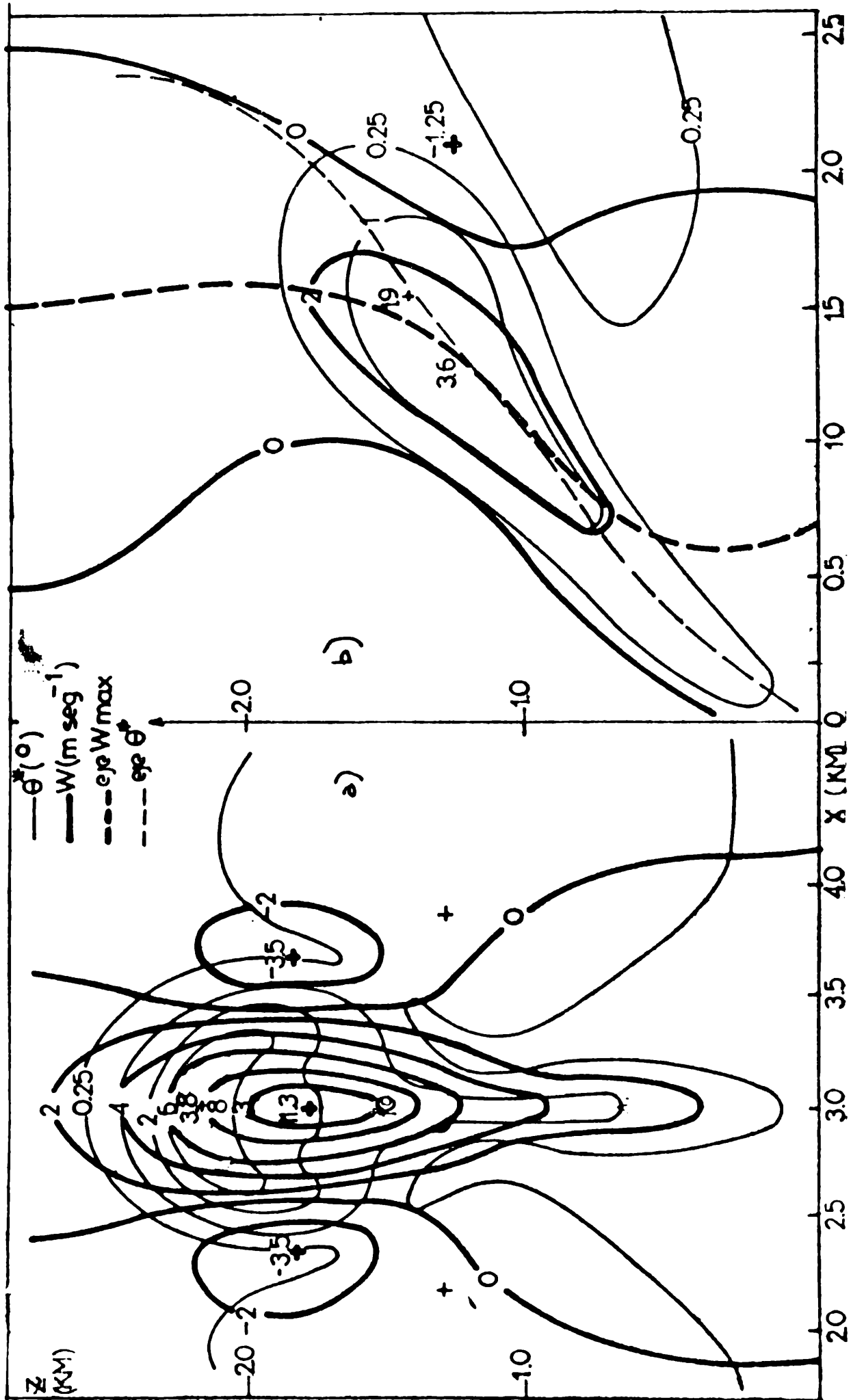


Fig. 1: Campos de la velocidad vertical (v) y de la perturbación de la temperatura potencial (θ') a los 15 minutos.

la) experimento R
 lb) experimento VL2

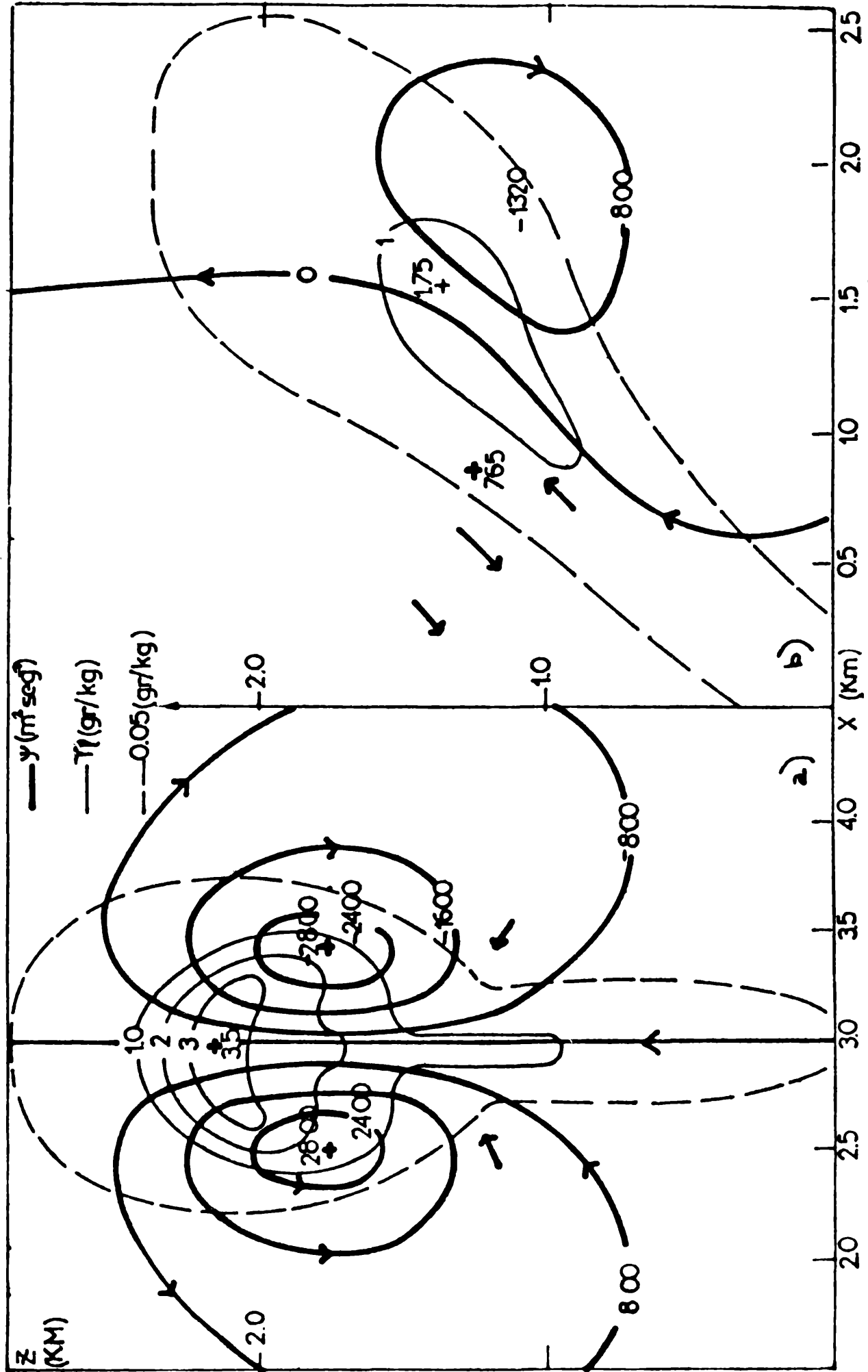


Fig. 2: Campos de la relación de mezcla de mezcla del agua líquida (r_L) y de la función corriente (ψ) a los 15 minutos.

2a) experimento R

2b) experimento VL2

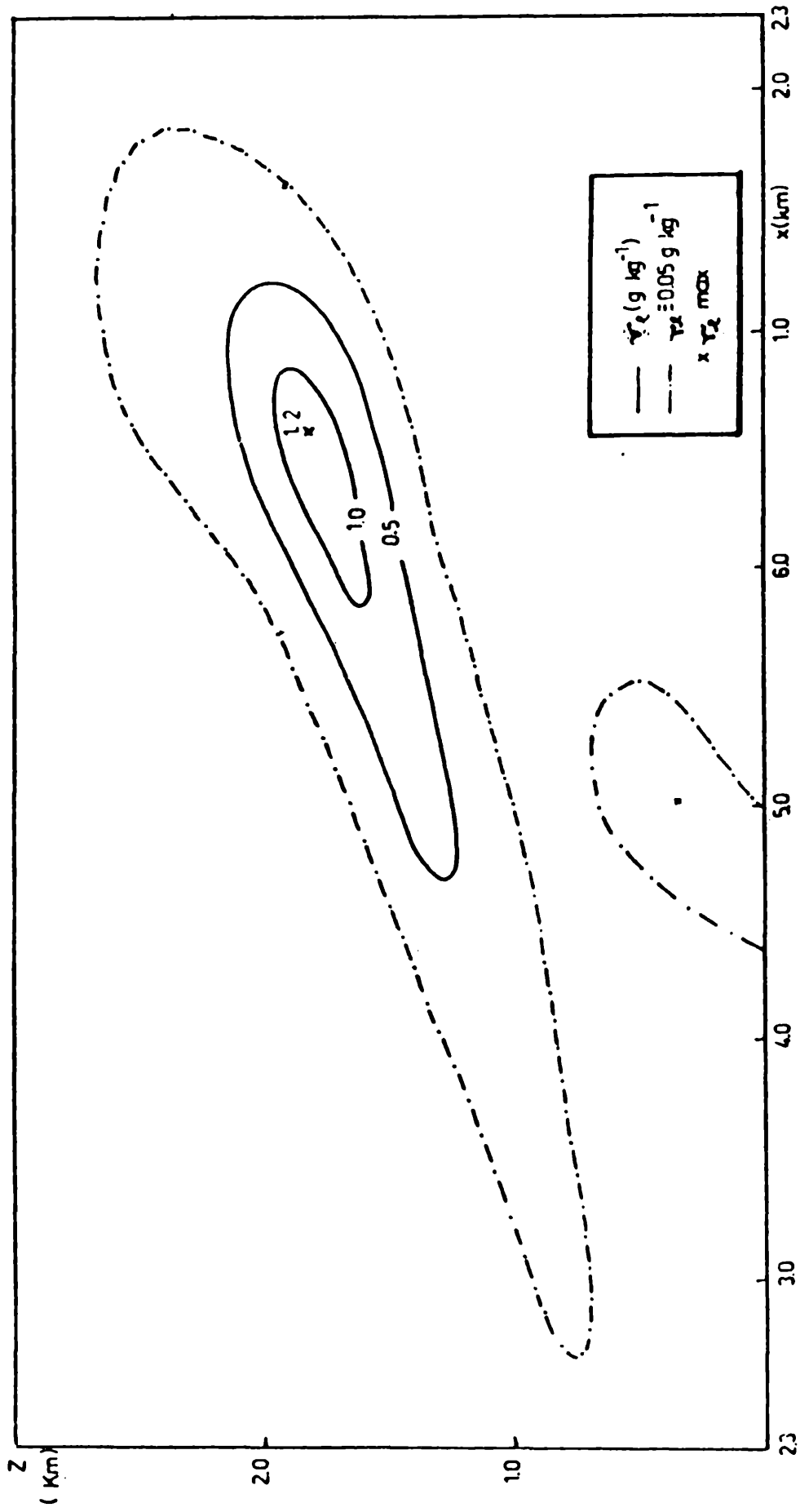


Fig. 3: Campo de la relación de mezcla de agua líquida (r_l) al cabo de 30 minutos de integración (experimento VI4).

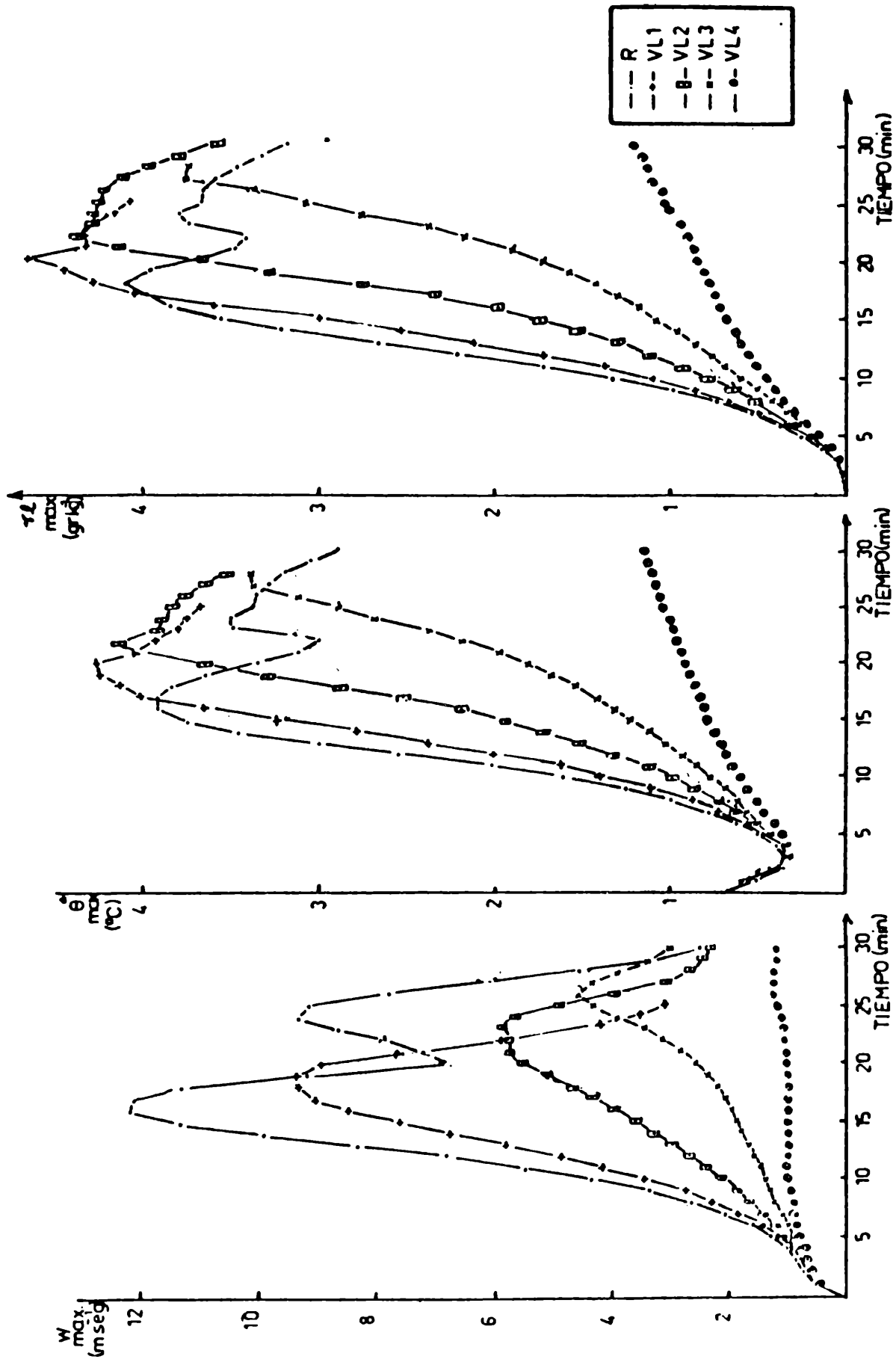


Fig. 4: Variación temporal de los valores máximos de la velocidad vertical (w), de la perturbación de la temperatura potencial (θ^s) y de la relación de mezcla del agua líquida (r_l) para los experimentos R, VL1, VL2, VL3 y VL4.

EFFECTO DE UNA CORTANTE VERTICAL CONSTANTE
DEL VIENTO EN LA "CONVECCION NO PROFUNDA"
PARTE II: DESARROLLO DE LAS ECUACIONES ENERGETICAS
Y DISCUSION DE LA EVOLUCION ENERGETICA DE LA CONVECCION

Matilde Nicolini

Departamento de Meteorología de la Facultad
de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Se presentan las relaciones que rigen los procesos de generación, transformación y disipación de los distintos tipos de energía en la convección húmeda no profunda bidimensional para el sistema de ecuaciones inelástico Boussinesq utilizado en el modelo numérico desarrollado. El análisis de la evolución temporal de las distintas integrales de energía y de los distintos términos de las ecuaciones energéticas resulta una forma eficiente de estudio de la dependencia del carácter del desarrollo de una nube convectiva respecto de la cortante vertical del viento.

El porcentaje de energía potencial transformada en energía cinética perturbada que se convierte en energía cinética del flujo medio aumenta al aumentar la magnitud de la cortante vertical inicial del viento. Dicho porcentaje, al ser positivo, es un indicador de la magnitud del efecto inhibitorio de la cortante. Este efecto se debe por una parte a un transporte contra gradiente de cantidad de movimiento horizontal que resulta en un aumento de la energía cinética del flujo predominante y en una reducción de la conversión de energía potencial en cinética.

ABSTRACT

Relations governing generation, conversion and dissipation of different forms of energy in bidimensional shallow moist convection are presented for the anelastic Boussinesq system of equations used in the numerical model developed. The analysis of the time evolution of the different area-integrated energies and of the different terms in the energy equations allows to gain a better

understanding of the dependence between convective cloud growth and the vertical wind shear.

The amount of potential energy converted in eddy kinetic energy that finally converts in mean kinetic energy increases when the value of vertical wind shear is increased, in an active convective regime. This positive amount gives information about the weakening effect of the wind shear. This effect is partially due to the resulting countergradient momentum transport which accounts for an increase in the mean kinetic energy obtained from the eddy kinetic energy and also as a result of a weaker conversion of potential energy in eddy kinetic energy in shear convection.

1. OBJETIVOS

En la parte I del presente trabajo se han analizado y comparado los campos espaciales de las distintas variables dinámicas, termodinámicas y de humedad y su evolución en el tiempo para distintos valores de la cortante vertical del viento, supuesta constante en la vertical.

La segunda parte se propone explicar la dependencia entre el factor cortante y la evolución de la convección a partir de la evolución temporal del signo y magnitud de los términos de generación, conversión, y disipación de las distintas formas de energía, consistentes con el sistema de ecuaciones inelástico Boussinesq presentado en la primer parte. Esta forma complementaria de estudiar el problema de la convección en cortante ha sido utilizada por Asai (1970) en un análisis lineal de la convección seca mientras que Asai (1964), Steiner (1973) y Lipps (1977) la emplean en el estudio de la dinámica de la convección húmeda de amplitud finita.

2. ECUACIONES DE ENERGIA

Ogura y Phillips (1962) analizaron la suma de las energías potencial e interna y encontraron que sólo la parte perturbada de la energía potencial respecto de la correspondiente a una atmósfera adiabática (energía potencial disponible) es relevante para la energética de las ecuaciones inelásticas en la convección seca.

Mientras Ogura y Phillips (1962) obtienen que en convección seca se conserva la energía total en ausencia de términos turbulentos, Lipps y Hemler (1982) encuentran que la energía total no se conserva debido a la presencia de los términos de empuje vinculados a la sustancia agua en la componente vertical de la ecuación de movimiento. Sin embargo, Steiner (1973) y Lipps (1977) definen

una energía potencial para convección húmeda no profunda que permite conservar la suma de dicha forma de energía más la energía cinética en ausencia de fuentes o sumideros de calor y de intercambios turbulentos. La expresión para la integral de la correspondiente energía potencial específica considerando un sistema integrado por aire húmedo y agua es la indicada:

$$E_p = - \frac{\rho}{L_x L_z} \int_0^{L_z} z \left\{ \int_0^{L_x} \left[\frac{\theta'}{\Theta} + 0,608 r_v - r_l \right] dx \right\} dz \quad (1)$$

Resulta importante aclarar los procesos de conversión de energía que tienen lugar en la convección térmica húmeda cuando se halla presente una cortante del viento.

Si se definen las integrales de energía:

$$E_k = \left\langle \frac{1}{2} (\bar{u}'^2 + \bar{w}'^2) \right\rangle ; \quad E_m = \frac{1}{L_z} \int_0^{L_z} \frac{1}{2} \bar{u}^2 dz \quad (2)$$

Las ecuaciones de energía que se derivan del sistema de ecuaciones aproximado y de las condiciones de contorno fijadas son:

$$\frac{\partial E_p}{\partial t} = -C(E_p, E_k) + G(E_p) - Dis(E_p) \quad (3)$$

$$\frac{\partial E_k}{\partial t} = C(E_p, E_k) - C(E_k, E_m) - Dis(E_k) \quad (4)$$

$$\frac{\partial E_m}{\partial t} = C(E_k, E_m) - Dis(E_m) \quad (5)$$

donde las cantidades a la derecha se definen como:

$$C(E_p, E_k) = \rho \left\langle w \left[\frac{\theta'}{\Theta} + 0,608 r_v - r_l \right] \right\rangle \quad (6)$$

$$C(E_k, E_m) = \frac{1}{L_z} \int_0^{L_z} \bar{u}' w' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} dz \quad (7)$$

$$G(E_p) = \left(\frac{L_x}{C_p T_{00}} - \frac{R_v}{R_d} \right) \rho \left\langle -w r_v + z \frac{\partial r_v}{\partial t} \right\rangle \quad (8)$$

$$Dis(E_k) = -K \langle \vec{v}' \cdot \nabla^2 \vec{v}' \rangle = K \langle \eta'^2 \rangle \quad (9)$$

$$Dis(E_p) = \rho K \langle z (\sigma^2 \phi^* - \nabla^2 \tau^*) \rangle \quad (10)$$

$$Dis(\bar{E}_m) = \frac{K}{L_z} \int_0^{L_z} \bar{\eta} \bar{\tau}^* dz \quad (11)$$

Las ecuaciones anteriores corresponden a las velocidades de variación de las integrales de energía potencial (E_p), energía cinética perturbada (E_k) y energía cinética media (E_m) en su forma abreviada, indicando con $Dis(E_p)$, $Dis(E_k)$ y $Dis(E_m)$ a las disipaciones de las distintas formas de energía debido a la turbulencia. Los términos restantes representan: $G(E_p)$ es el término fuente de E_p debido a la liberación de calor latente en la condensación que se convierte en su mayor parte en el calentamiento del aire y en una pequeña porción se transforma en E_k (conversión representada por $C(E_p, E_k)$). El término $C(E_k, E_m)$ depende del transporte en la vertical de la cantidad de movimiento horizontal. Si éste transporte es hacia arriba (en contra del gradiente de u) se convertirá energía de la convección en energía del flujo básico resultando en un debilitamiento del movimiento convectivo.

3. RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados obtenidos en los experimentos numéricos R, VL1 a VL4 cuyas condiciones iniciales difieren sólo en el valor de la cortante vertical del viento y han sido detallados en la Parte I.

En la Fig. 1 se han graficado los distintos términos de la ecuación de energía potencial, para los experimentos R, VL2 y VL3. Se observa que los valores de la conversión $C(E_p, E_k)$ en la Fig. 1a no alcanzan a representar un 20% de la magnitud de $G(E_p)$. El 80% restante se invierte en el calentamiento de la atmósfera que representa una forma de energía interna no disponible para la convección.

En la Fig. 2 se han graficado para los mismos experimentos las curvas que describen los distintos términos de la ecuación de la energía cinética perturbada E_k . En ausencia de viento inicial (Exp. R) $\partial E_k / \partial t$ depende exclusivamente de la conversión $C(E_p, E_k)$ y de la disipación turbulenta $Dis(E_k)$. La eficiencia de la conversión de E_p en E_k depende de la correlación

existente entre w y Θ^* y de su distribución en la vertical. En la Fig. 2 se observa que la variación de E_k acompaña a la de $C(E_p, E_k)$ aunque los valores son menores debido a la contribución negativa progresivamente mayor en el tiempo, dada por la disipación $Dis(E_k)$. Los términos turbulentos fuerzan una disminución de E_k a partir de los 19 minutos, predominando a partir de ese tiempo, la conversión de E_k en energía turbulenta sobre la conversión $C(E_p, E_k)$. La $Dis(E_k)$ aumenta hasta alcanzar un máximo, cuando $C(E_p, E_k)$ comienza a disminuir en forma definida.

Un análisis de los resultados del experimento VL1 no señala diferencias significativas respecto de R por lo que no se han graficado en las Fig. 1 y 2. Sin embargo en la Parte I, al analizar la Fig. 4 se han encontrado valores extremos de Θ^* y de r_q superiores en los experimentos VL1 y VL2, respecto de los que corresponden al caso R. Una posible explicación es la siguiente: mientras la condensación no es prácticamente reducida por efecto de la cortante débil a moderada, ésta fundamentalmente demora el desarrollo y lo amortigua en parte, al reducir la correlación entre w y Θ^* . La condensación del vapor de agua tiene lugar en la ascendente durante un tiempo mayor posibilitando la generación de una mayor cantidad de energía potencial, que se convierte menos en energía cinética E_k , a causa de la cortante. De esta manera es posible que se alcancen, lejos de los bordes de la nube donde la difusión de propiedades es mayor, valores máximos más elevados de Θ^* y de r_q , respecto del caso R. En el experimento VL2 se reducen aún más los valores de $C(E_p, E_k)$ indicando que la cortante tiene un efecto inhibitorio sobre la convección que aumenta al aumentar el valor de la cortante. Así, mientras para el caso R su valor es de $143,2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ seg}^{-3}$ para VL4 apenas supera los $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ seg}^{-3}$. No se encuentra ni un calentamiento medio mayor de la capa ni valores máximos de Θ^* mayores en los casos con cortante débil a moderada (VL1 y VL2). Por lo tanto, estos valores elevados de $\Theta_{\text{máx}}^*$ y de $r_{q,\text{máx}}$ están localizados en el núcleo caliente de la nube, en la etapa en que ésta se encuentra próxima al borde superior. Este hecho, los asocia en parte con posibles interferencias debidas a este límite. El comportamiento de los máximos de Θ^* y de r_q en el caso VL3 indica un debilitamiento de la condensación en presencia de cortante moderada. Por su parte, en el caso VL4 (Fig. 3a), el agua que condensa en la ascendente en un ambiente con cortante intensa, es arrastrada hacia fuera de la misma, evaporando en una gran proporción. Si bien $C(E_p, E_k)$ también se reduce notablemente, la gran disminución de la condensación es decisiva en limitar el calentamiento y los valores de $r_{q,\text{máx}}$.

Se comparan a continuación los distintos términos de la ecuación que describe la variación temporal de la energía cinética E_k para los distintos experimentos VL1 a VL4, que han sido representados en las Fig. 2 y 3b. Respecto

del caso R la presencia de una cortante vertical del viento, introduce la contribución de la conversión $C(E_k, E_m)$ a la variación $\partial E_k / \partial t$. En estas figuras, interesa comparar los valores de dicha conversión. Se encuentra que en todos los casos es positiva, confirmando los resultados de otros autores para convección bidimensional, con atmósfera de referencia saturada (Asai, 1964). Al aumentar la cortante desde un valor correspondiente a cortante débil (caso VL1), $C(E_k, E_m)$ aumenta alcanzando un máximo para una cortante moderada de 3×10^{-3} seg^{-1} (caso VL2) y luego disminuye para cortantes intensas. Si se compara el valor del cociente $C(E_k, E_m) / C(E_p, E_k)$ se encuentra en cambio que su valor aumenta, siendo igual a 0,12 para VL1; 0,33 para VL2; 0,41 para VL3 estacionándose en el mismo valor para VL4, caso en el cual el régimen convectivo no activo se caracteriza por valores muy reducidos de $C(E_p, E_k)$. Este resultado indica que el efecto inhibitorio de la cortante, representado por una conversión positiva $C(E_k, E_m)$, aumenta al aumentar la magnitud de dicho factor, para convección no profunda bidimensional activa, cuando la cortante no varía con la altura.

Respecto de la magnitud de $\text{Dis}(E_k)$, es siempre positiva y se reduce al aumentar la cortante, dependiendo fundamentalmente de la magnitud de las perturbaciones de la vorticidad. Su valor máximo se verifica poco después de que $C(E_p, E_k)$ alcanza su valor máximo. Su magnitud es comparable a la de la conversión $C(E_k, E_m)$ y representa un 25% de $C(E_p, E_k)$, oponiéndose ambos términos al crecimiento de la E_k . A partir del momento en que la suma de estas dos contribuciones iguala a la $C(E_p, E_k)$, la E_k comienza a disminuir, significando que la convección comienza a decaer.

En la Fig. 4 se presentan las curvas de evolución temporal de la E_k , para los distintos experimentos. Se observa que a medida que aumenta la cortante, se reducen los valores de E_k y se prolonga el tiempo de duración de la etapa de desarrollo de la convección. En el caso VL4 los valores de E_k son más de un orden de magnitud menor que en el caso VL2, encontrándose que E_k en el caso VL4 se ha reducido en un 98% respecto del caso R.

En la Fig. 5 se ha dibujado la evolución temporal de la distribución vertical de la correlación $\overline{u'w}$ y del valor medio horizontal de la velocidad horizontal perturbada $\overline{u^*}$ para el experimento VL2. Es posible observar que el flujo vertical medio en la horizontal de cantidad de movimiento aumenta con el tiempo durante la etapa de desarrollo. Su valor máximo se eleva simultáneamente con la elevación en el máximo de $\overline{u^*}$. Durante esta etapa predominan valores positivos que indican un transporte de cantidad de movimiento hacia arriba en la dirección en la que aumenta la velocidad del flujo predominante, resultando efectivo este transporte en inhibir la convección y hacerla decaer rápidamente. De esta manera se encuentra que cuando el perfil es lineal predomina un flujo contragradiente de cantidad de movimiento, prácticamente

durante todo el tiempo de evolución de la convección.

4. CONCLUSIONES

La metodología empleada para explicar la dependencia entre el factor cortante y la evolución de la convección en términos de las conversiones de energía asociadas, resulta eficiente. Se encuentra un efecto inhibitorio del factor cortante vertical del viento en la convección húmeda en rollos transversales cuando el perfil del viento es lineal que responde básicamente a dos causas: una disminución de la conversión de la energía potencial en cinética perturbada y a una conversión positiva de energía cinética perturbada en cinética media. Este efecto inhibitorio aumenta al aumentar la cortante. Relacionando los resultados del análisis energético con la evolución de los campos espaciales se encuentra que existe una relación entre el signo de la transferencia $C(E_p, E_w)$ y la inclinación del eje de la corriente ascensional relativa a la inclinación del perfil del flujo de mayor escala a la convectiva. En los experimentos realizados el eje de la corriente ascensional se inclina en el mismo sentido que en el perfil del flujo básico, coincidiendo con que este último sustrae energía de la convección. La perturbación convectiva conserva a lo largo de su desarrollo el signo de la vorticidad alrededor de un eje horizontal que coincide con el de la vorticidad del flujo de mayor escala a la convectiva.

Dado que el transporte convectivo de cantidad de movimiento $\overline{u'w}$ en las condiciones fijadas y en dos dimensiones resulta contragradiante no es posible parametrizarlo en un modelo de mayor escala a la simulada como un proceso difusivo, tal como tiende a representarse la convección no profunda.

BIBLIOGRAFIA

- Asai, T., 1964: Cumulus convection in the atmosphere with vertical wind shear: numerical experiment, J. of the Met. Soc. of Japan, Ser.2, 42, 245-259.
- Lipps, F.B., 1977: a study of turbulence parametrization in a cloud model, J. Atm. Sci., 34, 1751-1772.
- Ogura, Y., Phillips, N.A., 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. J. of Atm. Sci., 19, 173-179.
- Steiner, J.T., 1973: A three-dimensional model of cumulus cloud development, J. of Atm. Sci., 30, 414-435.

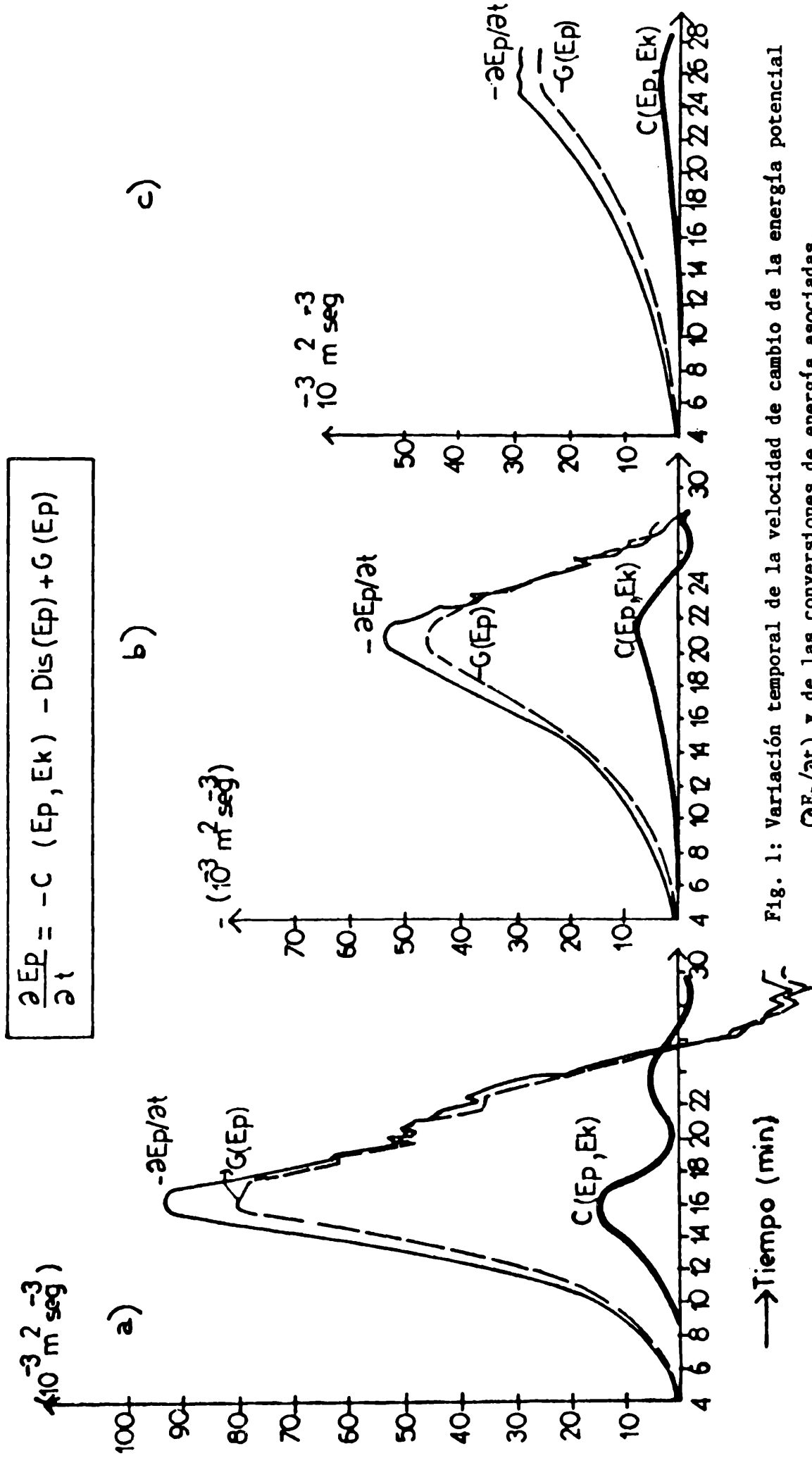


Fig. 1: Variación temporal de la velocidad de cambio de la energía potencial $(\partial E_p/\partial t)$ y de las conversiones de energía asociadas.

1a) experimento R 1b) experimento VL2 1c) experimento VL3

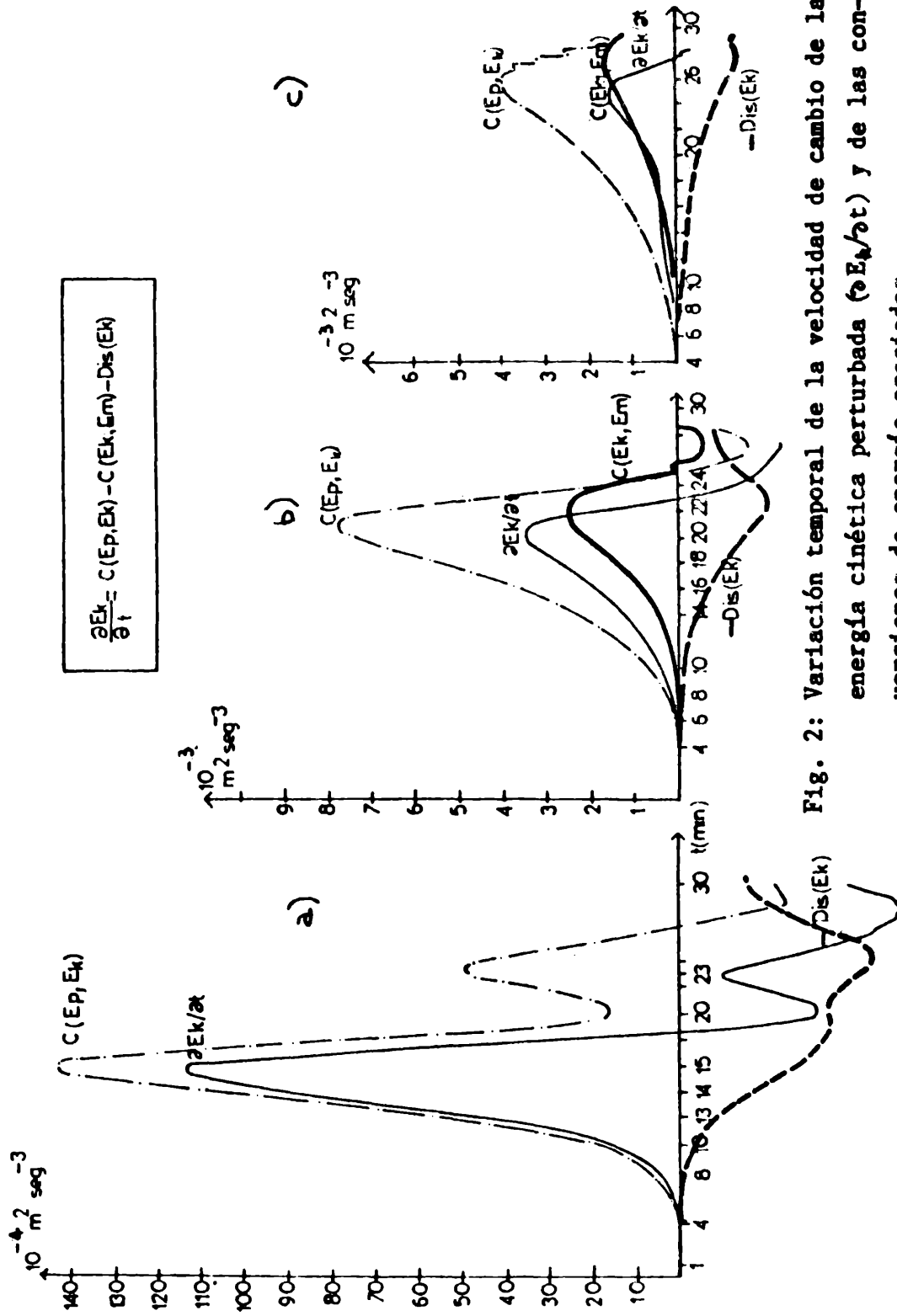


Fig. 2: Variación temporal de la velocidad de cambio de la energía cinética perturbada ($\partial E_k / \partial t$) y de las versiones de energía asociadas.

1a) experimento R 1b) experimento VL2 1c) experimento VL3

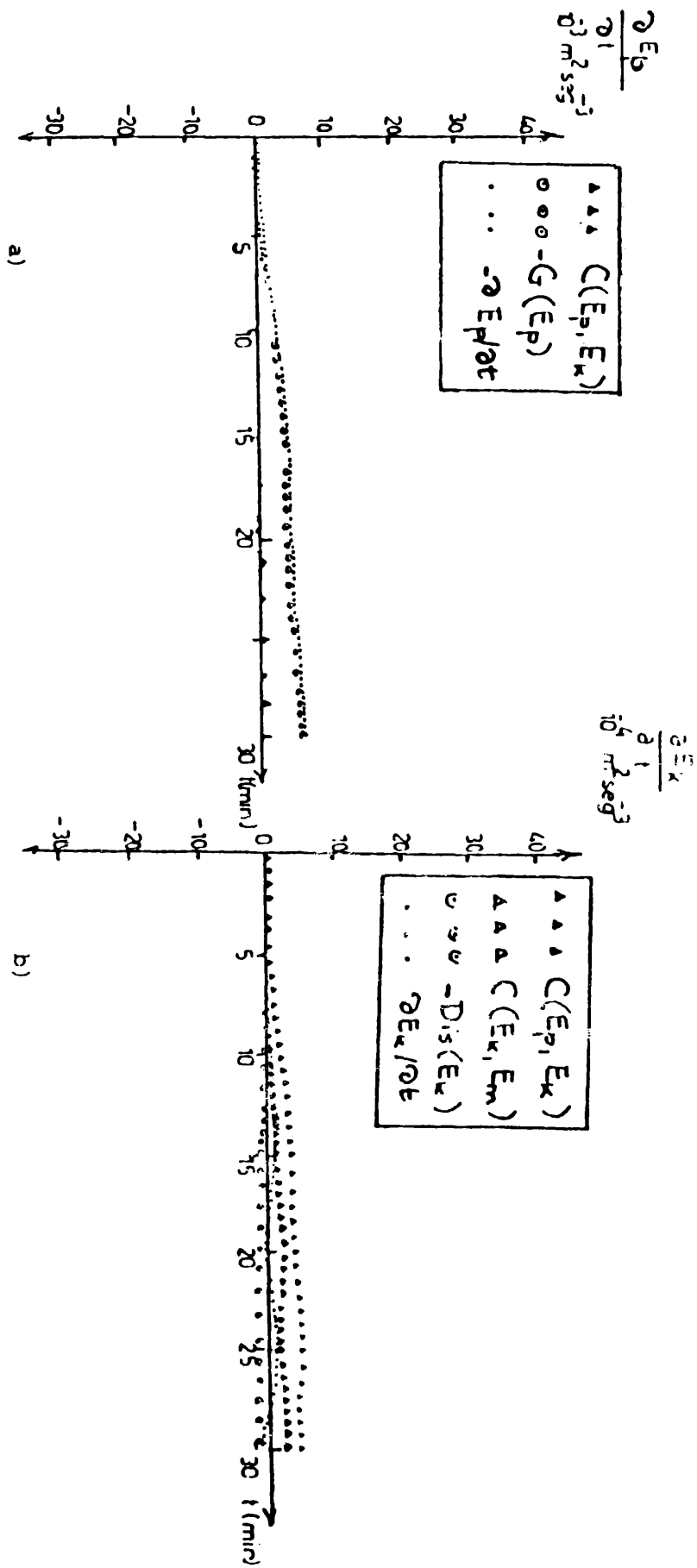


Fig. 3: a) Variación temporal de la velocidad de cambio de la energía potencial ($\frac{dE_p}{dt}$) y de las conversiones de energía asociadas (experimento VL4)
 b) Variación temporal de la velocidad de cambio de la energía cinética perturbada ($\frac{dE_k}{dt}$) y de las conversiones de energía asociadas. (experimento VL4).

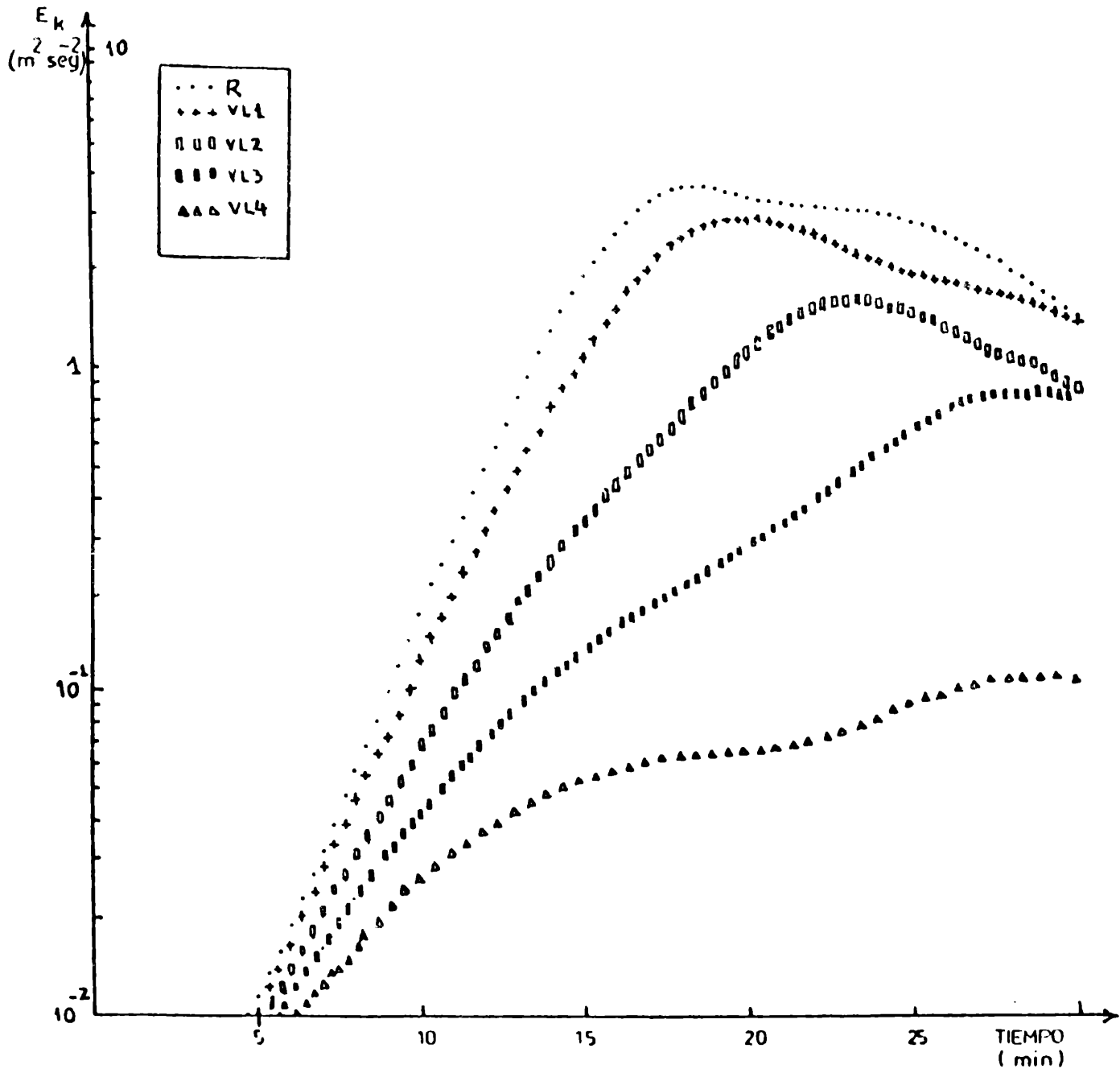


Fig. 4: Evolución temporal de la energía cinética perturbada específica (E_k) en los experimentos R, VL1, VL2, VL3 y VL4.

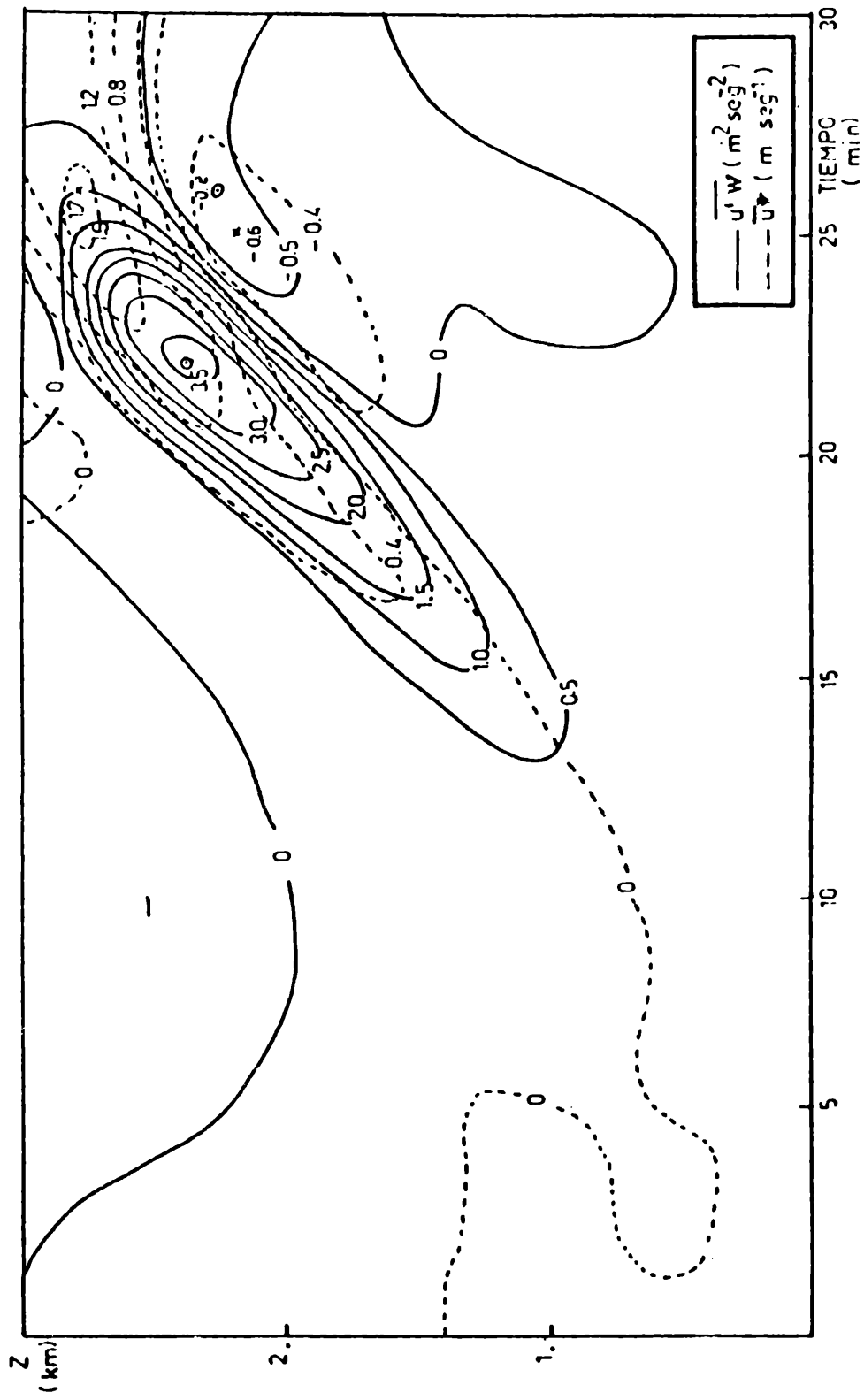


Fig. 5: Corte vertical temporal de la correlación $\overline{u'w}$ y del valor medio en la horizontal de la perturbación de la componente horizontal del movimiento $\overline{u^*}$ (Exp. VL2).

NUEVOS ENFOQUES PARA CALCULAR LA
EVAPORACION Y LA TRANSPIRACION

Roberto M. Quintela, Osvaldo F. Canziani y Silvia Valtorta
Centro de Investigaciones Biometeorológicas
Buenos Aires (ARGENTINA)

RESUMEN

En este trabajo se presenta un modelo matemático desarrollado por F. I. Morton, en Canadá, para calcular la evaporación en grandes áreas, obviando las conocidas dificultades que se encuentran en este tipo de cálculos. El modelo se basa en algunas suposiciones simplificativas con respecto a la disponibilidad de agua en el suelo, así como soslaya para ciertas condiciones del entorno, las complejas interrelaciones entre el suelo, la vegetación y la atmósfera.

La técnica utilizada permite la aplicación de un modelo simple para calcular la evapotranspiración real como función de la temperatura del aire y la humedad, tal como se miden en un abrigo meteorológico. Se presenta, también, un ensayo de aplicación de este modelo a diferentes regiones climáticas de la Argentina.

ABSTRACT

This paper present a mathematical model developed by F. I. Morton, in Canada, to calculate the evaporation on large areas obviating the known difficulties found in this type of computations. The model is based on some simplifying assumptions regarding the soil water availability as well as on the bypassing, under certain environmental conditions, of the complex interrelations between the ground, the vegetation cover and the atmosphere.

The technique used enables the application of a simple model to compute the real evapotranspiration as a function of the air temperature and humidity as measured in a normal meteorological shelter. An essay of the application of this model to various different climatic regions of Argentina is also presented.

1. INTRODUCCION

La evaporación y la transpiración son grandes consumidores del agua y de la energía disponibles en el suelo y en la vegetación y asumen fundamental importancia en muchos procesos en que la transferencia vertical del agua (evaporación e infiltración) adquieren predominio sobre la transferencia horizontal (escurrimiento superficial y subterráneo). Tal es el caso de la característica hídrica dominante en la provincia de Buenos Aires (falta de desagüe y de red hidrográfica) y en otras zonas de la Argentina, que se han visto assoladas en los últimos años por inundaciones muy importantes.

Estas consideraciones, unidas al interés teórico de los procesos físicos involucrados en el fenómeno de la transferencia, han suscitado la dedicación de numerosos investigadores que, tanto en el exterior como en nuestro país, se han dedicado a estudiar el tema.

El problema de la determinación de la evapotranspiración real, a partir de la potencial o por medio de medidores directos (lisímetros o atmómetros de distinto tipo) siempre ha sido controvertible y, en general, se depende, en su estimación, de suposiciones cuestionables sobre la disponibilidad de agua en el suelo y, normalmente, no hay conocimiento medido de las complejas interacciones entre el suelo, la vegetación y la atmósfera. Tales son los complicados procesos de transporte turbulento de masa y energía en las capas bajas. El problema se complica cuando se quiere extender los procesos a áreas grandes, partiendo de determinaciones a nivel puntual.

F. I. Morton (1965, 1971, 1975, 1976, 1983, 1985) se ha ocupado de esta temática, en algunos casos con otros colaboradores, adoptando un punto de vista original y fuertemente discutido por algunos colegas. Los autores de esta comunicación decidieron estudiar las ideas de Morton, incluyendo un contacto epistolar -no siempre coincidente en los resultados obtenidos- con el investigador mencionado y, por último después de un largo análisis, presentar esta comunicación, incluyendo los resultados obtenidos, y las conclusiones a que se ha llegado.

Por razones de espacio obvias, se presentan aquí sólo algunos aspectos fundamentales del método.

2. FORMULACION DEL MODELO.

La formulación básica parte de la muy conocida ecuación de Penman (1948), combinada con la teoría de Priestly y Taylor (1972), sobre difusión unidimensional.

Morton (1966) sostiene que la suposición generalizada de que la E_p opera como un factor causal en la estimación de la evaporación areal E_A , es errónea. Afirma que esta idea no es muy consistente, por los efectos de los cambios que

origina la disponibilidad de agua sobre la temperatura y la humedad del aire. La suposición básica de Morton, en cambio, es que la E_p es un valor potencial que varía en respuesta a cambios en la evaporación real (areal). Esto conduce a plantear una relación complementaria, tal que:

$$\delta E_p + \delta E_A = 0 \quad (1)$$

El primer término puede expresarse por la fórmula de Penman:

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R-G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} h(q_s - q) \quad (2)$$

donde: $R-G = LE + H$

es decir: Radiación neta incidente menos flujo de calor en el suelo = calor latente más calor sensible, intercambiados entre el suelo y el aire.

$\Delta = \frac{q_s}{T}$ pendiente de la curva q_s, t

$\gamma = \frac{c_p}{L} = \frac{\text{calor específico del aire a } p = \text{cte}}{\text{calor de vaporización}}$

$q =$ humedad específica (q_s de saturación)

$h =$ coeficiente de transmisión

De la (1) si $q = 0 \rightarrow E_{A(q=0)} = 0; E_{p(q=0)} = E_{p'}$

$$\therefore E_p - E_{p'} + E_A - E_{A(0)} = 0$$

$$\boxed{E_p + E_A = E_{p'}} \quad (3)$$

Si $q = \text{máx} \rightarrow E_{p''} = E_{p(q \text{ máx})} = E_{A(q \text{ máx})}$

$$E_p - E_{p''} + E_A - E_{p''} = 0$$

$$\boxed{E_p + E_A = 2E_{p''}} \quad (4)$$

De (3) y (4) se deduce:

$$E_p + E_A = E_{p'} = 2 E_{p''} \quad (5)$$

Para comprobar la validez de esta relación complementaria, que establece que la evaporación potencial en un área completamente húmeda ($E_{p''}$) es igual a la mi-

tad de la evaporación potencial en un área contigua completamente árida (E_p), se necesita una gran área permanentemente irrigada junto a un desierto completamente árido. Davenport y Hudson (1967) efectuaron investigaciones de este tipo en el Sudán, en campos de algodón irrigados, encontrando valores algo mayores de 0.5, que es el que resulta de la teoría expuesta (fig. 1). El U. S. Weather Bureau efectuó estudios similares en Death Valley (California), determinándose una ecuación de regresión $E_{p''} = 0.36 + 0.518 E_p$, que se acerca a $E_{p''} = 0.50 E_p$,

La figura 2 ilustra sobre el mecanismo que rige la relación complementaria entre E_p y E_A . A medida que aumenta la disponibilidad de agua en el suelo, E_p disminuye y E_A aumenta, hasta alcanzar una situación de equilibrio, para la cual $E_{TW} = p''$, que es la evapotranspiración areal con suelo saturado y sin limitaciones en la disponibilidad de agua. En cambio, en sus trabajos más recientes, Morton (1982, 1985) denomina evapotranspiración potencial la que corresponde a la temperatura de equilibrio, para la cual la ecuación de balance de energía y la ecuación de la transferencia de vapor para una superficie saturada dan el mismo valor.

La figura 3 muestra gráficamente en un área dada que E_A es el valor areal que corresponde al valor puntual E_p . Las fig. 4 y 5 ilustran sobre experiencias que parecen reforzar la tesis de Morton.

Bouchet (1963) había establecido que la suma de E_p y E_A es igual a la radiación global absorbida. Luego, Priestley y Taylor (1972), mediante la teoría de la difusión unidimensional, calcularon que la evaporación desde un área saturada y sin advección ($E_{p''}$) es igual a ψR_A , donde ψ es un factor calculable:

$$\psi = q - q_s(T') - \left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_{T=T'} (T - \bar{T}) \quad (6)$$

siendo $\left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_{T=\bar{T}}$ la pendiente de la curva de vapor saturado a la temperatura media \bar{T} .

Priestley (1959), en la suposición de que el rango de variación entre dos estados es pequeño y por lo tanto que puede linearizarse la curva q_s, T , dedujo que $\psi_0 = 0$, en todos los casos. La solución será, entonces, para todos los t y z :

$$\frac{LE}{H} = \frac{L}{c_p} \left(\frac{\partial q_s}{\partial T}\right)_{T=\bar{T}} = \frac{\Delta}{\gamma} \quad (7)$$

La función ψ está vinculada con la relación de Bowen por la ecuación:

$$\beta = \frac{1 - \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}}{\alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}} = \frac{H}{LE} \quad (8)$$

El valor α puede ser útil, también, para analizar datos desde superficies no saturadas.

Las condiciones limitantes de las ecuaciones (2) o (7) son:

a) es improbable que H sea negativo (inversión):

$$LE \leq R - G \quad \alpha < \frac{\Delta + \gamma}{\gamma}$$

b) es improbable que el déficit de saturación sea negativo (condensación)

$$LE > \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R - G) \quad \alpha > 1$$

$$c) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \begin{cases} 0.56 & \text{--- a } t_s = 10^\circ\text{C} \\ 0.82 & \text{--- a } t_s = 35^\circ\text{C} \end{cases}$$

Combinando expresiones, se deduce:

$$E_p + E_A = 2\psi(R_A + M)$$

donde R_A = radiación global y M es un término empírico que tiene en cuenta la energía advectiva (M resulta despreciable para grandes áreas).

El valor de $\psi = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$ ha sido obtenido experimentalmente, en varios estudios, en especial los ya citados de Davenport y Hudson (1967).

Por último se llega a

$$E_A = (2\psi - \frac{\Delta}{\Delta + \gamma})R_A + 2\psi M - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(q_s - q) \quad (9)$$

3. RESULTADOS OBTENIDOS

La aplicación del modelo CRAE de Morton por los autores de esta comunicación, produjo una serie de resultados que se detallan a continuación:

- 3.1. Los primeros resultados, aplicados a cuatro estaciones de distintas regiones climáticas, siguiendo el modelo de Morton (1975), no fueron satisfactorias, especialmente en lo que respecta a la evapotranspiración potencial, que dió valores superiores a los obtenidos por otros métodos.
- 3.2. La correspondencia mantenida con Morton y la recepción de publicaciones más recientes sobre el tema - en las que se modifica el concepto de evapotranspiración potencial - permitieron recalcular todo el proceso, llegándose finalmente a los valores que se muestran en las figs. 6 y 7.

Las estaciones en las que se aplicó el método fueron: Observatorio Central Buenos Aires ($\varphi = 34^\circ 35' S$; $\lambda = 53^\circ 29' W$); Bordenave ($\varphi = 37^\circ 51' S$; $\lambda = 63^\circ 01' W$); Cerro Azul ($\varphi = 27^\circ 39' S$; $\lambda = 55^\circ 26' W$); San Juan Aero ($\varphi = 31^\circ 34' S$; $\lambda = 68^\circ 25' W$); Mendoza Aero ($\varphi = 32^\circ 50' S$; $\lambda = 68^\circ 47' W$), Córdoba Aero ($\varphi = 31^\circ 19' S$; $\lambda = 64^\circ 13' W$) y Paraná Aero ($\varphi = 31^\circ 47' S$; $\lambda = 60^\circ 29' W$).

Se utilizaron valores medios correspondientes al período 1961-70 (Estadísticas Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional).

Los resultados obtenidos para E_A en las estaciones situadas en zonas húmedas y subhúmedas son aceptables, no así los correspondientes a zonas áridas. La aseveración de Morton de que los altos valores estimados para San Juan y Mendoza "parecen reflejar los efectos de la irrigación" no parece ser convincente, porque la estación no está en zona regada y el agua evapotranspirada de esa zona no parece que afecte los valores del abrigo, del cual se obtuvieron los datos básicos. La evaporación en los embalses, relativamente cercanos, tampoco puede incidir tan marcadamente (Rodríguez de Lucero, 1974).

Cabe señalar que los valores calculados por Morton para Paraná, Córdoba, San Juan y Mendoza, derivados del Monthly Climatic Data for the World, difieren de los obtenidos en este trabajo.

Evidentemente, la calibración segura del modelo con valores obtenidos de otras fuentes, sólo puede considerarse como segura si se poseen datos de balance de agua en una cuenca experimental o el método del balance de energía.

Por ello, se efectuó una comparación para el período 15 de febrero al 14 de marzo de 1982, del cual se tenían valores obtenidos por balance de energía, efectuados por el Centro de Investigaciones Hídricas de la Región Semiárida (CIHRSA) en la cuenca del río La Suela (Niemann y Da Porta, 1982). Como puede verse en la fig. 8, para dicho período, calculado con valores diarios hay una sorprendente analogía (92 mm para Córdoba Aero y 85 mm, para La Suela). Por supuesto que las condiciones del suelo en ambas estaciones son bastante distintas, hay sólo similitud geográfica.

Por último, se aplicó el índice de aridez y el índice de estado del suelo, de acuerdo con el criterio de Morton, resultando valores compatibles con la realidad física, aunque la escala es semi-empírica.

$$\frac{(E_p - E_A)}{(E_p + E_A)} \quad \text{Índice de Aridez}$$

0 → húmedas

- a) Cerro Azul $10^{-5} (227-153) (227+153) = 10^{-5} (74 \times 380) = 0.27120$
 b) Buenos Aires $10^{-5} (228-108) (228+108) = 10^{-5} (120 \times 336) = 0.28320$
 c) Bordenave $10^{-5} (244-88) (244+88) = 10^{-5} (156 \times 332) = 0.51792$

d) San Juan $10^{-5} (285-75) (285+75) = 10^{-5} (210 \times 360) = 0.75600$
 1 → áridas

$$\frac{E_p - E_A}{2} \cdot \text{Humedad del suelo}$$

a) Cerro Azul	37	muy húmedo
b) Buenos Aires	60	húmedo
c) Bordenave	78	semiseco
d) San Juan	105	seco

4. CONCLUSIONES

- 4.1.- Cabe destacar el acierto de la concepción de Morton y Bouchet sobre la naturaleza complementaria de E_p y E_A (Solomon, Christiansen, etc.)
- 4.2.- La forma en que introduce la teoría de Prestley en la fórmula de Penman, para adaptarla a su concepto de evapotranspiración potencial es cuestionable (Solomon, Gillespie y King).
- 4.3.- Los sucesivos trabajos de Morton (desde 1966 hasta 1985) han aportado nuevas ideas que mejoran los resultados obtenidos.
- 4.4.- Los autores de este trabajo han tratado de modificar el modelo, introduciendo parámetros de ajuste en la evapotranspiración potencial (clásica) pero los resultados muestran que solo tienen validez puntual y no areal, (dudosamente regional).
- 4.5.- Los valores de E_A obtenidos con el modelo son aceptables para la zona húmeda y no para la zona árida. Sólo se ha podido chequear un valor de comparación con balances efectuados con métodos rigurosos y el resultado ha sido positivo. Se ha calibrado la E_A para Córdoba con la obtenida en el CIHRSA en Carlos Paz por el método de balance de energía.
- 4.6.- En algunos de sus trabajos, Morton afirma que el modelo se puede aplicar utilizando la evapotranspiración potencial (clásica). Hemos comprobado que los resultados se alejan de los obtenidos por otros métodos.
- 4.7.- Las críticas efectuadas por Gillespie y King (1967) han sido rebatidas por Morton en los mismos Proc. Amer. Soc. Civ. Eng., en base a calibraciones del modelo efectuadas contra balances de agua en cuentas experimentales, con argumentos convincentes.
- 4.8.- En conclusión, los autores han presentado este trabajo por entender que, a pesar de su carácter controvertible, las ideas de Morton y de Bouchet merecen ser estudiadas y abren un nuevo enfoque para el cálculo de la evapotranspiración real.

- 4.9.- Se proyecta calibrar el modelo CRAE (Ref. 11) en distintos períodos y coberturas del suelo, en relación al método de balance de energía.

BIBLIOGRAFIA

1. Bouchet R. J. (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. Proc. General Assembly Berkeley. Int. Ass. Sci. Hydrol. 62; p. 134-142.
2. Christiansen J. E. (1966). Discussion of "Potential evaporation and river basin evaporation". J. Hydraul. Div., Proc. Amer. Soc. Civ. 92(HY5): 225-230.
3. Gillespie T. J. and King K. M. (1966) - Idem a 2.
4. Morton F. I. (1965). Potential evaporation and river basin evaporation. J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 91(HY6): p. 67-97.
5. Morton F. I. (1971). Catchment evaporation and potential evaporation - further development of a climatologic relationship. J. Hydrol. 12: 81-99.
6. Morton F. I. (1975). Estimating evaporation and transpiration from climatological observations. J. Appl. Meteorol. 14(4): 488-497.
7. Morton F. I. (1976). Climatological estimates of evapotranspiration. J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 102 (HY3): 275-291.
8. Morton F. I. (1983). Operational estimates of lake evaporation. J. Of Hydrol. 66: 77-100.
9. Morton F. I. (1983). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. 66: 1-76.
10. Morton F. I. Ricard F. and Fogarasi S. (1985). Operational estimates of areal evapotranspiration and lake evaporation - Program WREVAP - National Hydrology Institute, 70 p. Ottawa.
11. Morton F. I. (1985). The complementary relationship areal evapotranspiration model: how it works. Proc. National Conference in Advances in Evapotranspiration, Am. Soc. Agric. Eng., Chicago, p. 377-384.
12. Perman H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. of the Roy. Soc., Serie A., Vol. 193: p. 120-145, London.
13. Priestley C. H. B. (1959). Turbulent transfer in the lower atmosphere. The University of Chicago Press., 130 p.
14. Priestley C. H. B. and Taylor R. J. (1972). On the assesment of the surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Mon. Weath. Rev. 100: 81-92.
15. Quintela R. M. (1962). Estudios experimentales sobre evaporación. SMN. Publ. C. N° 1, Buenos Aires.
16. Solomón S. (1966). Idem a 2.

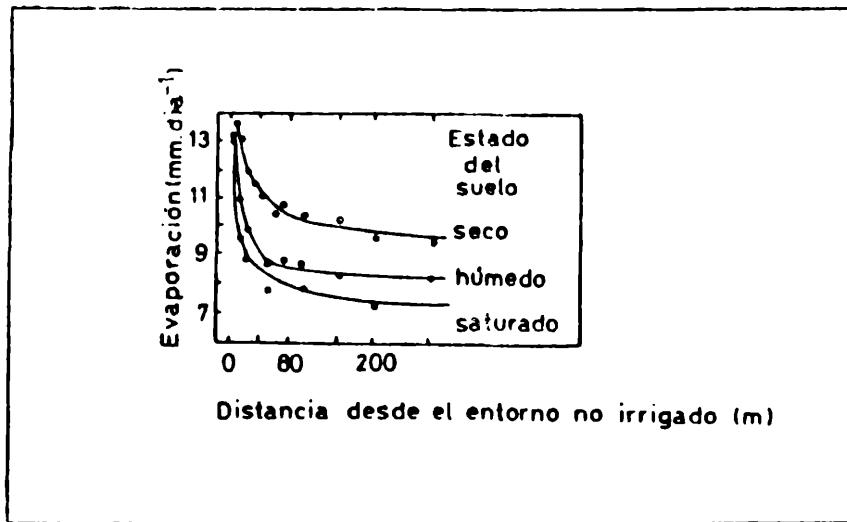


Fig.1

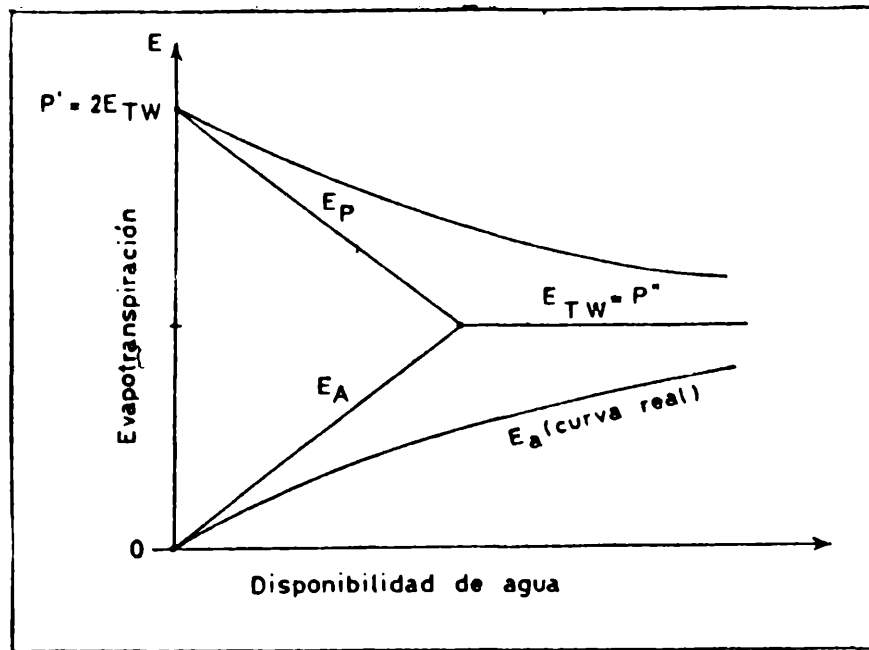


Fig.2

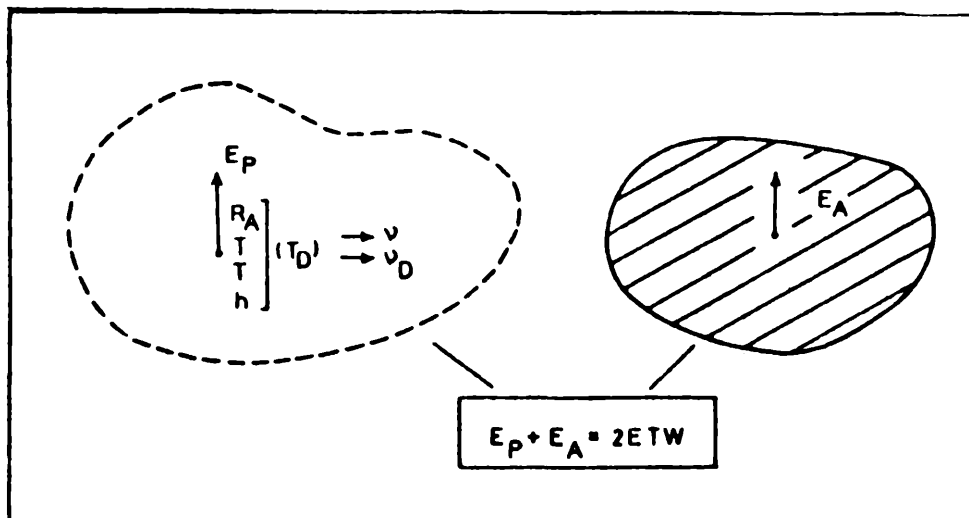


Fig.3

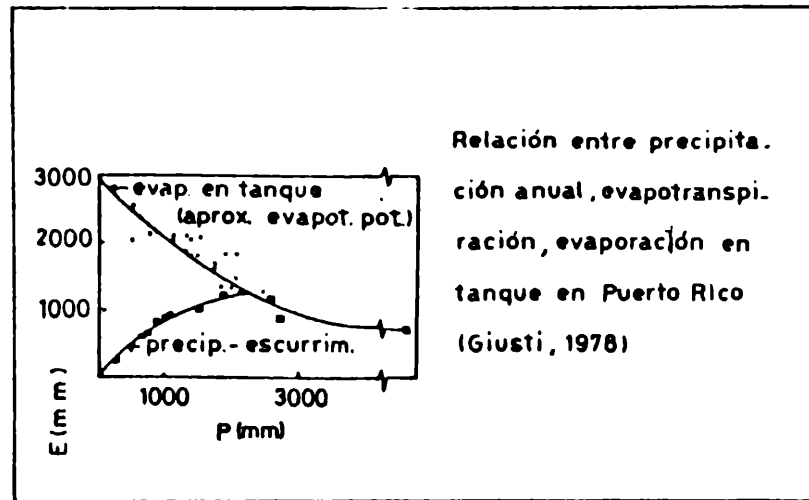


Fig.4

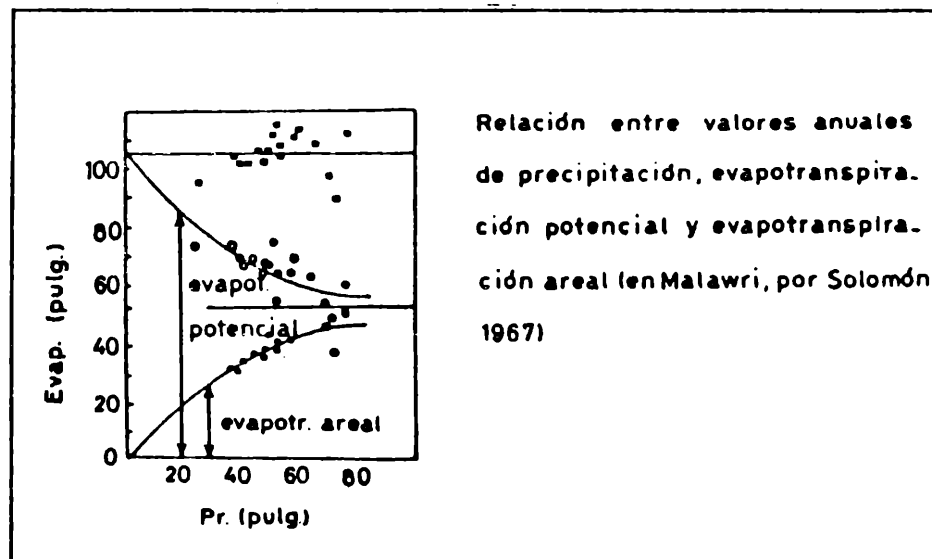


Fig.5

S.M.N.: OBSERVATORIO CENTRAL Buenos Aires φ -34°30' Período: 1961-70

MES	v_D	v	Δ	B	G	ψ	μ	M	E	R_A	E_p 14/día	E_A 14/día	E_p mm/mes	E_A mm/mes
DIC	16.95	27.93	1.69	117	558.17	0.90	0.18	0	647.82	366.25	445.78	213.47	234.23	112.16
ENE	18.31	30.57	1.93	119	576.82	0.92	0.19	0	723.34	379.99	471.53	227.65	247.75	119.61
FEB	18.42	24.44	1.77	120	532.28	0.91	0.18	0	653.43	342.19	427.19	195.60	202.73	92.83
MAR	17.17	25.34	1.55	114	400.15	0.88	0.18	0	482.03	237.50	311.09	106.91	163.45	56.17

Fig.6

	Bordenave		Cerro Azul		San Juan		Mendoza		Cordoba		Paraná		Córdoba Aereo	CIHRS (Cuenca del río La Suela)
	E_p	E_A	E_p	E_A	E_p	E_A	E_p	E_A	E_p	E_A	E_p	E_A		
Diciemb	251	103	240	155	303	80	241	63	213	97	227	123		
Enero	274	97	233	156	302	84	259	74	211	126	231	140		
Febrero	161	215	491	126	252	64	206	78	169	100	182	104		15/8 - 14/3/82
Marzo	108	171	160	91	222	52	274	43	143	73	155	85	92	85

Fig.7

Fig.8

INTRODUCCION AL ESTUDIO BIOCLIMATICO DE LA CIUDAD DE BUENOS AIRES Y CONURBANO

Roberto M. Quintela, Juan A. Forte Lay, Adrián Troha y Liliana B. Spescha.

Centro de Investigaciones Biometeorológicas, CONICET.

Buenos Aires, República Argentina.

RESUMEN

Se inicia con este trabajo una investigación acerca del clima de la ciudad de Buenos Aires y su conurbano, el análisis del impacto del mismo sobre la vida humana y vegetal y la posible influencia andrógena sobre las características fundamentales del medio ambiente. En esta primera parte del estudio se analizan las condiciones ambientales del verano.

La metodología de trabajo se efectúa tomando en consideración dos fuentes: el estudio estadístico en función de series históricas y datos obtenidos mediante observaciones con equipos móviles. Finalmente se efectúa un análisis comparativo primario de las condiciones estivales en la ciudad y en estaciones del conurbano bonaerense.

ABSTRACT

This survey starts a research work about the climate of the city of Buenos Aires and its urban girdle, the analysis of its impact on human life and vegetation and the possible androgenic influence on basic characteristics of the local environment. In this first part of the survey the summer environmental conditions are analyzed.

The working methodology is developed taking into consideration two data sources: the historical data series, through appropriate statistical treatment, and data obtained through observations made by mobile teams. Finally an elementary comparative analysis of the summer conditions in the city and in observing stations of the Buenos Aires urban girdle was made.

1. INTRODUCCION

En la Argentina, Brazol (1949), Quintela y Vasino (1955) y Hoffman y Medina (1970), entre otros, han desarrollado el tema del hombre y su ambiente climático mediante distintos enfoques. Estos investigadores se basaron fundamentalmente, en los trabajos de Bedford (1948), Missenard (1946), Backer (1939), Brunt (1943), Knoche (1932), Knoche y Borzacov (1946), Van Mieghem (1943), Olgay (1960), Carrier (1927), etc.

El estudio bioclimático que se inicia, se concretará solamente a analizar la influencia andrógena sobre el clima de la ciudad de Buenos Aires en verano y las posibles diferencias existentes en los distintos puntos del gran Buenos Aires. El presente trabajo se trata de una introducción al tema y el CIBIOM espera contribuir al logro de una amplia colaboración entre entidades y científicos interesados en el problema.

Las grandes ciudades han producido, a través de su avance edilicio, verdaderos microclimas que, generalmente, difieren sensiblemente de los climas del entorno; incidiendo fundamentalmente en la temperatura, la humedad y el régimen de precipitaciones (Hounan, 1963; Houghton and Iaglou, 1923; WMO, 1970) Este fenómeno ha dado lugar a la denominación de "isla térmica".

La ciudad de Buenos Aires, ha sufrido una evolución edilicia de gran magnitud, especialmente en sus zonas central y norte; sin embargo, se ha dado un fenómeno singular; su población, que se acerca a los 3 millones, practicamente no ha variado según los últimos cuatro censos. Por otra parte, el llamado Gran Buenos Aires ha llegado a los 10 millones de habitantes lo que lo coloca en el octavo lugar entre las aglomeraciones urbanas del mundo.

2. METODOLOGIA

Como el trabajo tiene el objetivo de determinar las condiciones ambientales de la ciudad de Buenos Aires en función de elementos climáticos y su modificación probable por acción del hombre, se ha establecido la siguiente metodología: a) Búsqueda y análisis de antecedentes. b) Estudio estadístico en función de series históricas (muy escasas por el momento). c) Observaciones meteorológicas de campo (estaciones móviles). d) Análisis comparativo de observaciones de estaciones del Gran Buenos Aires y estaciones móviles.

En razón de las posibilidades limitadas, en cuanto a disponibilidad de información, instrumental, etc., se ha decidido iniciar este estudio con valores

de temperaturas del termómetro seco y húmedo, precipitación, velocidad y dirección del viento para el período de verano; extendido de noviembre a marzo.

Se presenta aquí un resumen del trabajo efectuado.

3. ANTECEDENTES TECNICOS (TEORICOS Y OBSERVACIONALES)

Las áreas centrales de la ciudad se calientan más que el conurbano. La influencia de la ciudad es mayor cuando en el tipo de tiempo predomina la radiación, especialmente en verano y es menor durante el invierno. Sin embargo en la ciudad de Buenos Aires existen en invierno contrastes muy marcados de la temperatura entre las zonas urbana y rural, como resultado de fuertes inversiones en la temperatura superficial ($>5^{\circ}\text{C}$ en invierno). Bajo estas condiciones, el enfriamiento en la noche es menor en la zona urbana que en los suburbios, debido a la absorción y re-radiación de energía desde las superficies urbanas por las capas elevadas de aire contaminado (esto es válido también para el verano).

Como resultado de la "isla térmica" sobre la ciudad hay, también, una marcada reducción en la ocurrencia de heladas en el centro de la misma. El número medio de heladas se reduce de 70 por año en áreas rurales a 40 por año en los suburbios y prácticamente no ocurren en el centro de la ciudad. También se detectan efectos sobre la precipitación. Los factores siguientes inducen cambios en la precipitación (Landsberg, 1956): a) la ciudad provee abundantes cantidades de núcleos de condensación y de congelación, como resultado de la contaminación. b) la turbulencia del aire aumenta debido a la rugosidad de las superficies urbanas. c) la convección térmica aumenta por los contrastes de temperatura urbana-rural.

No es posible decidir cual de los efectos mencionados juega el rol más importante. Como en verano la capa de aire caliente se mueve sobre la ciudad, recibe energía adicional debida al alto valor del calor de absorción de los materiales urbanos, observándose como consecuencia un refuerzo de la convección sobre el área capitalina. Cuando el aire fluye sobre el área urbana, la turbulencia del aire agregada a las altas temperaturas urbanas y el subsecuente desarrollo de los cúmulos, conducirían a una abundante precipitación sobre la ciudad. Conviene señalar, sin embargo, que no todos los investigadores están de acuerdo con las conclusiones anteriores.

4. APLICACIONES AL GRAN BUENOS AIRES. ANALISIS ESTADISTICO

4.1 Generalidades

Las causas probables del microclima de ciudad parecen ser las siguientes (Landsberg, 1975): a) incremento de la rugosidad del terreno (efecto orográfico) especialmente debido a las grandes masas de edificios y como consecuen-

cia, incremento de la turbulencia del viento. b) reemplazo del suelo natural por materiales impermeables y por techos con sistemas de drenaje, que disminuyen la evaporación. c) modificación de las constantes físicas del suelo; disminuye el albedo y aumenta la conductividad térmica, con lo que se altera el balance de radiación. d) la gran masa de la ciudad, está sujeta a cambios importantes por acción de la sombra y de los rayos solares, en forma intermitente y esto altera las características térmicas de las capas más bajas. e) existe un aumento de la convección, lo que produce nubosidad y aumento de las lluvias. En las ciudades costeras como Buenos Aires, la brisa de mar (o río) condiciona el proceso. f) el efecto de las actividades humanas produce un aumento de la energía calórica que directa o indirectamente afecta a la atmósfera baja.

4.2 Temperatura

Desde el punto de vista bioclimático, el régimen de temperaturas, por sí solo, no es representativo del bienestar o del discomfort que experimentan los habitantes de una gran ciudad. Los máximos absolutos superiores a la temperatura de la piel (33°C) son escasos en Buenos Aires, donde las sensaciones de discomfort en verano por el régimen de temperaturas se deben a: a) persistencia de temperaturas altas por varias horas, aún las de la noche. b) temperaturas mínimas muy altas. c) persistencia de situaciones meteorológicas "de bloqueo" por el centro de alta presión del Atlántico que impide el avance de los frentes fríos del sudoeste. d) veranos muy prolongados (noviembre a marzo).

Para caracterizar el régimen térmico de la Ciudad de Buenos Aires; Quintela y Vasino (1955) adoptaron el criterio (derivado de las pautas básicas para aire acondicionado) de establecer la frecuencia de las temperaturas del termómetro seco mayores o iguales de 30 °C y del punto de rocío mayores de 20°C. En ese trabajo, los autores mencionados analizaron el período 1931-50 y su finalidad principal fue determinar las condiciones básicas externas de diseño para instalaciones de aire acondicionado.

Posteriormente, Quintela (1978) con un propósito distinto, de orden climatológico, extendió el estudio para el período 1931-75 y en este trabajo se lo prolonga hasta 1984. (Fig. 1 y 2).

Basado en un criterio de persistencia de temperaturas altas, puede considerarse una tentativa de clasificación de veranos de características distintas adoptando una escala cuyos límites estarían definidos por el desvío típico (Fig. 6). Para el record estudiado; desde 1931 a 1984 (54 años) resultan: 21 veranos normales, 6 veranos calurosos, 11 veranos muy calurosos, 9 veranos frescos, 7 veranos muy frescos.

Hay que tener en cuenta que, cuando hablamos de veranos normales, implícita-

mente nos estamos refiriendo a períodos estivales muy calurosos (desde el punto de vista del confort humano) (Fig. 3). En consecuencia esta clasificación tiene un valor relativo; lo real es que en la ciudad de Buenos Aires hay pocos días en verano (20%) en que las condiciones de confort sean convenientes para el ser humano.

4.3 Humedad

La humedad es un elemento decisivo para caracterizar la incomodidad que causa, a gran proporción de sus habitantes, el clima de Buenos Aires. Los indicadores de la humedad, ya sea el punto de rocío o la temperatura del bulbo húmedo, se mantienen por arriba de un umbral de tolerancia durante muchas horas. Aquí juegan un papel preponderante el río de la Plata, enorme fuente de producción de vapor y la persistencia de vientos del sector E-y NE, en capas bajas portadores de masas de aire calientes y húmedas.

Dentro del período investigado la temperatura de rocío una vez (1974) fue mayor de 27°C. Se advierte que la temperatura del punto de rocío es en verano, casi siempre, muy elevada en Buenos Aires. En el 15% de las horas excede los 20°C y en el 7,6% está por sobre los 21°C. En febrero de 1984, mes que fue excepcionalmente húmedo, la media mensual alcanzó a 19,0 °C y en varias horas de dicho mes se determinaron valores de hasta 26,0°C.

4.4 Estudio de tendencias

Se analizaron las series de temperaturas máximas y mínimas medias mensuales para el período 1949-1983 de los meses de noviembre a marzo en el Observatorio Central de Buenos Aires.

Con los valores diarios de temperaturas máximas y mínimas se obtuvieron las series de valores mensuales, las cuales fueron docimadas para determinar su homogeneidad (en forma preliminar dado el escaso tiempo disponible) mediante la aplicación del test de corridas por arriba y abajo de la media aritmética. Los resultados fueron aceptables.

Se realizaron luego los promedios móviles de 5 años y el ajuste lineal de las series.

Puede observarse aún a simple vista, una tendencia positiva en la serie de temperaturas mínimas mensuales, de 0,04°C de incremento anual para los meses citados.

Para el caso de las máximas medias mensuales la situación es distinta, ya que no existe una tendencia bien definida. Los meses de Noviembre, Enero, Febrero y Marzo denotan una disminución del orden de 0,02 a 0,03°C anual, pero

en el mes de Diciembre se observa un leve incremento en el mismo período.

En la Fig. 4 se pueden observar los promedios móviles y el ajuste lineal para las dos series integrando todos los meses analizados.

Un análisis similar se realizó para la estación Morón situada en el W del Gran Buenos Aires, para el período 1957-1981, obteniéndose iguales resultados (Fig. 9).

Cabe destacarse que comparando ambas localidades puede observarse una misma tendencia y valores muy semejantes para las temperaturas máximas medias, pero no ocurre esto con las temperaturas mínimas medias, que si bien presentan tendencia semejante, los valores son inferiores en algo más de 1°C en la localidad de Morón.

5. ENSAYO DE APLICACION DE INDICES DE BIENESTAR (O CONFORT)

5.1 Generalidades

Los índices de bienestar (en especial para microclimas interiores) y las clasificaciones antropoclimáticas (para espacios abiertos) son numerosos, pero dado lo complejo de la interacción hombre-clima son de aplicación parcial y, a veces, controvertida.

Los más conocidos han sido citados por Quintela y Vasino (1955) y fueron aplicados en algunas experiencias efectuadas en la Facultad de Ingeniería (Quintela, Schimitt y Ferrari, inédito).

Para estudios bioclimáticos en la Argentina se han aplicado la temperatura equivalente, la clasificación de Koppen y el climatograma de Knoche (Knoche y Borzacov, 1947), la entalpía (Brazol, 1954), el índice de Thornthwaite (Burgos y Vidal, 1951) y el índice de Olgyay (Hoffmann y Medina, 1970).

En este trabajo se ensaya un nuevo índice que se denominará IBC (índice bioclimático CIBIOM), que consiste en una relación lineal empírica dada por:

$$IBC = (1,4 T + 0,3 U - 0,4 \Delta T) - X$$

donde T = temperatura del termómetro seco, U = humedad relativa, ΔT = amplitud térmica diaria y X = nubosidad.

Se adopta para X una escala arbitraria: (cubierto = 2; nublado = 1 y despejado = 0). Se eligieron los parámetros que intervienen en la fórmula, por ser los que habitualmente reproduce la prensa diariamente.

Los resultados obtenidos hasta ahora son los siguientes: a) la gran mayoría de las personas consultadas coinciden subjetivamente con la sensación de confort dada por la escala IBC calculada diariamente según:

IBC < 40 : fresco (F); 40-44 : bienestar (B); 45-49 : caluroso (C); 50-53 : muy caluroso (MC) y > 53 : calor sofocante (CS).

El coeficiente de correlación simple entre el IBC y otros índices, da los siguientes valores (por ejemplo, enero 1984): con T_{hum} : $r = 0.93$; con e , $r = 0.91$; con T_{rocio} , $r = 0.95$; con T_{max} , $r = 0.74$; con T_{min} , $r = 0.77$; con TE , $r = 0.88$

Estos resultados se repiten, salvo pequeñas diferencias, para los otros meses estudiados. c) con la temperatura efectiva, a pesar del coeficiente alto, aparecen valores diarios aislados que no concuerdan. d) la temperatura equivalente ($\sim T = 2e$) abre una gama demasiado extensa y pierde eficacia por tal motivo. e) el IBC no resulta conveniente aplicarlo en días lluviosos porque en esos casos la HR se mantiene muy alta y el IBC exagera la sensación térmica de discomfort. f) parece justificado considerar como bueno el resultado obtenido con el IBC y se estima conveniente mantenerlo en experimentación, especialmente para decidir su aplicación más amplia (temporal y espacial) o aplicar alguna modificación.

Cabe aclarar que los coeficientes se han obtenido por ajuste empírico, en función de sensaciones subjetivas. Se estima que cuando se logre mayor grado de experimentación (por ejemplo, en cámaras microclimáticas) se justificará un ajuste por métodos matemáticos.

5.2 Verano 1983-84

En Noviembre de 1983 el CIBIOM decidió iniciar el estudio del tema, realizando (paralelamente al análisis de las series históricas) un plan de observaciones simultáneas con estaciones móviles y además aplicando algunos índices de confort para el período comprendido entre Noviembre 1983 y Marzo 1984.

Se aprecia que los resultados obtenidos permiten establecer algunas conclusiones, por supuesto provisionarias y que serán perfeccionadas en el futuro. Para ello se precisa complementar un amplio plan de colaboración con otros institutos y servicios.

6. CARACTERISTICAS METEOROLOGICAS DEL VERANO 1983-84.

En las Fig. 5, 7, 8 y 10 se resumen algunas de las características del período estudiado:

- 6.1 La amplitud térmica diaria fué (como es normal) relativamente pequeña, especialmente en Aeroparque y O.C. Buenos Aires. En Ezeiza y El Palomar tiende a aumentar la amplitud, por estar más alejadas del río de la Plata y estar menos sometidas al calentamiento nocturno que eleva las temperaturas mínimas de la ciudad (Fig. 4).
- 6.2 La frecuencia porcentual de la humedad relativa horaria muestra humedades muy altas ($>70\%$) en gran parte de las horas, lo que se acentúa en Aero-

parque. Se evidencian las nieblas matutinas en Ezeiza, lo que determina el aumento del número de horas con HR \geq 90%.

6.3 Las sensaciones de confort (en base al Índice Bioclimático CIBIOM) revelan que el 80% de los días el clima de Buenos Aires es de desconfort, para una gran parte de los encuestados. Cabe señalar que el verano 1983-84 fue normal, desde el punto de vista de las temperaturas \geq 30°C y muy húmedo teniendo en cuenta el punto de rocío \geq 20°C. (Fig. 7 y 8).

6.4 La Fig. 8 muestra claramente la longitud del verano. Ya en Noviembre hubo 16 días calurosos, los que van aumentando mes a mes hasta un máximo en Febrero de 10 días con calor sofocante, 10 días muy calurosos, 6 calurosos y solo 3 de bienestar.

6.5 La Fig. 10 muestra sobre un diagrama de confort (psicrométrico) un día de características meteorológicas estivales. Se advierte en la mayor parte de los días que el trazado T-U cae muy alejado de la zona de confort.

6.6 Observaciones de campo efectuadas en el verano 1983-84.

Fué un verano normal, en función de los valores horarios de temperatura, y húmedo si se tienen en cuenta los puntos de rocío. Estas consideraciones han sido confirmadas en los relevamientos efectuados por el CIBIOM en el período estival Noviembre 1983 a Marzo 1984.

De los resultados obtenidos hasta el momento se puede inferir que:

a) No son comparables las observaciones efectuadas en el O.C. Buenos Aires y las estaciones Aeroparque y Ezeiza, con psicrómetro no ventilado y en abrigo, con las obtenidas por el CIBIOM al aire libre con psicrómetros de aspiración tipo Assmann.

b) En las horas de máxima temperatura no se observaron en el centro de la ciudad valores muy superiores a los de otros puntos de la misma.

c) En transectas realizadas en un tiempo menor a una hora, se han observado valores crecientes de temperatura desde unos 50 Km del centro hasta los lugares abiertos dentro de la Capital, de más de 2°C, especialmente en las últimas horas de la tarde.

d) Las observaciones efectuadas en el patio del edificio en que está instalado el CIBIOM (Serrano 669, Capital Federal) con dos psicrómetros de aspiración, han mostrado que la temperatura del termómetro seco está fuertemente influida por microcorrientes de aire de naturaleza turbulenta, que hacen oscilar dicho valor en \pm 0,5°C.

e) Se han detectado algunas "islas de calor" internas, como la de plaza

Arenales (Villa Devoto), donde se han observado, sistemáticamente, valores mayores en 1°C (aproximadamente) que los registrados en Serrano 669 y en el Parque Centenario con el mismo instrumental.

7. CONCLUSIONES PRELIMINARES

Salvo las anomalías mencionadas, el bioclima estival de Buenos Aires, en esta primera etapa se comportó del siguiente modo:

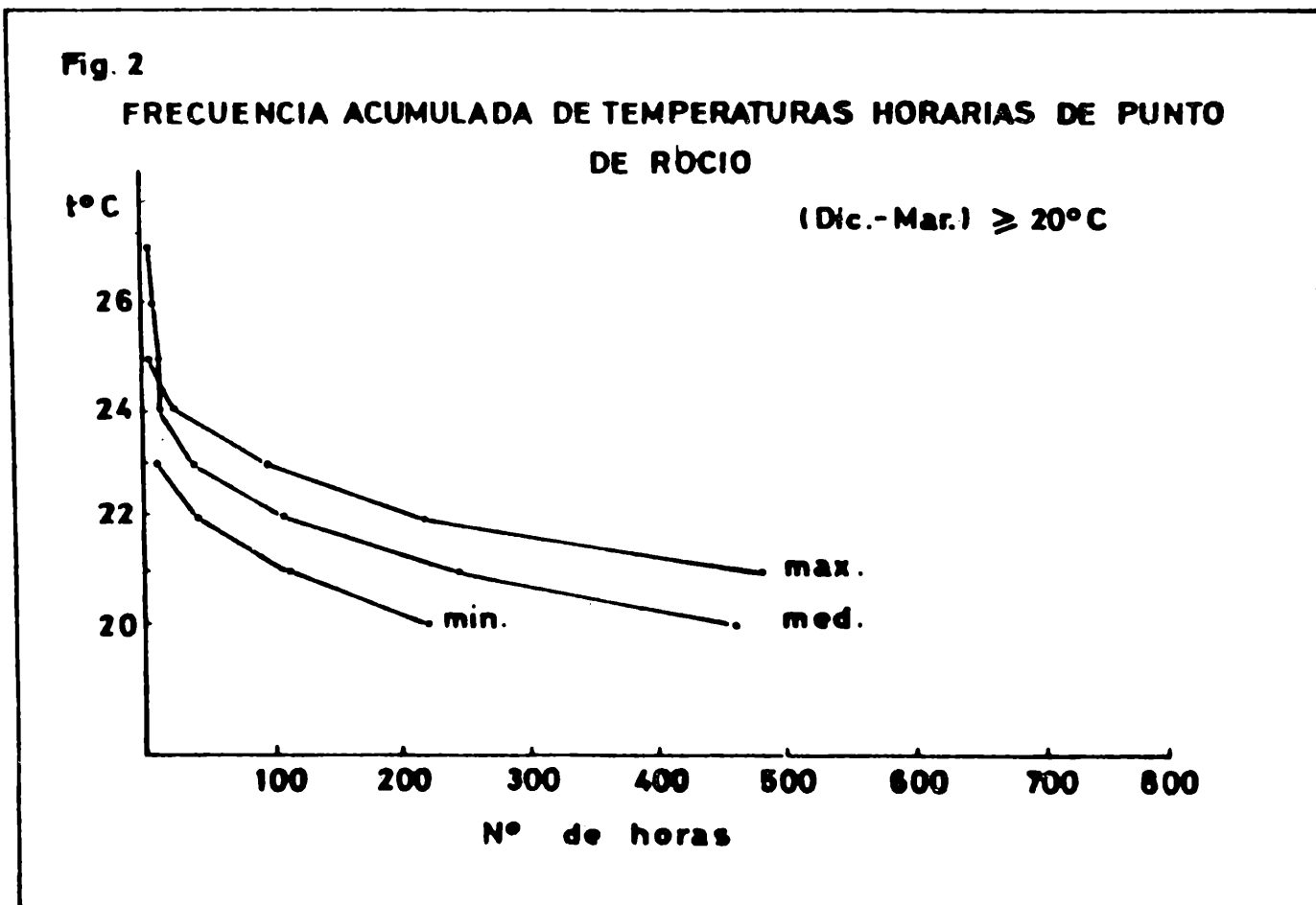
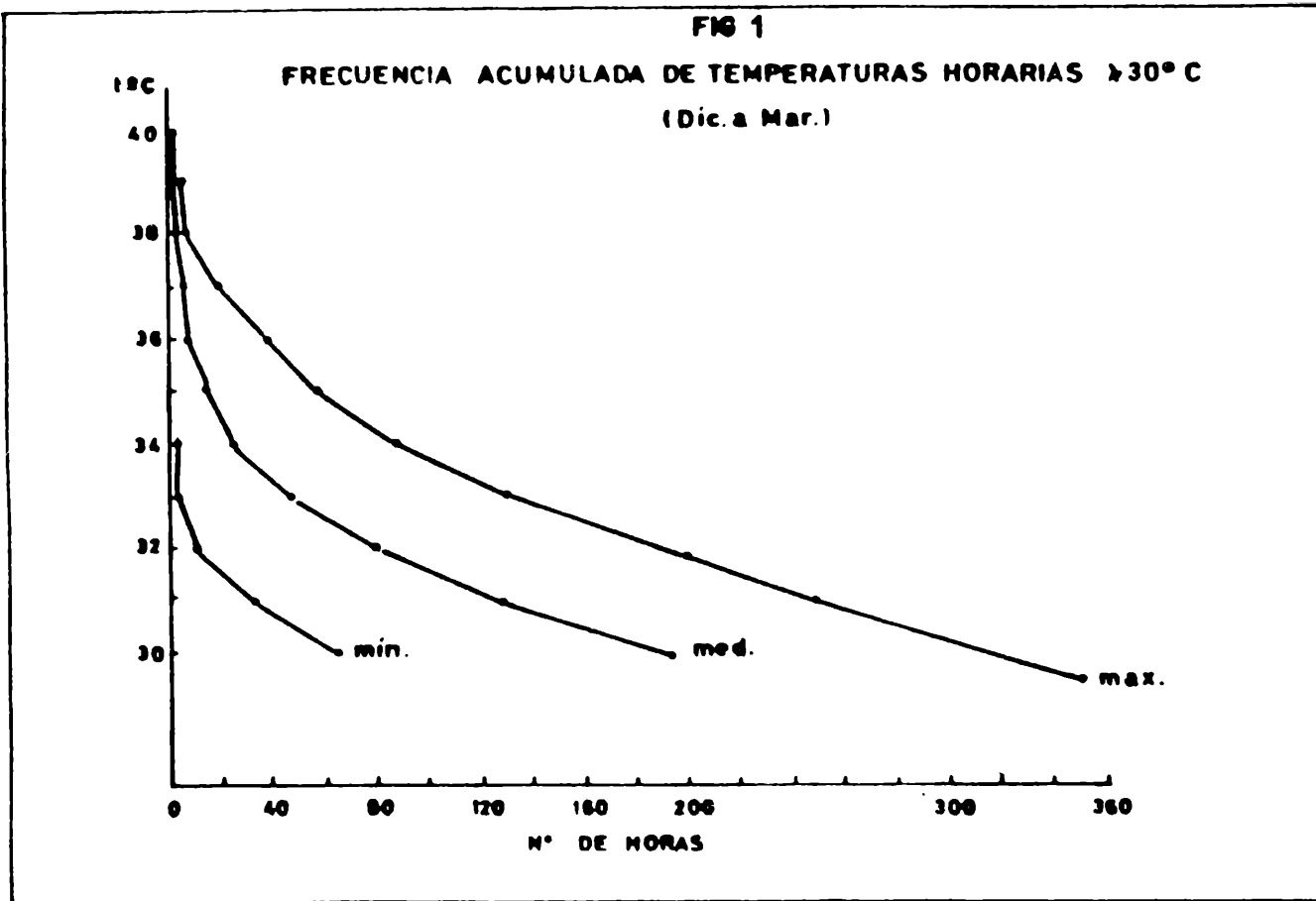
- a) A la hora en que se produce la temperatura máxima, hay una tendencia a que las temperaturas sean relativamente similares en los distintos barrios ($\pm 1^\circ\text{C}$)
- b) Las temperaturas en la zona central de Buenos Aires con respecto a las de los alrededores tienden a ser mayores, por efecto de un menor enfriamiento de la zona densamente edificada, en las horas previas al ocaso y durante la noche
- c) La sensación térmica en la zona central es más desfavorable para los seres humanos por efecto de la radiación reflejada por los edificios y pavimentos, la ausencia de corrientes de aire libre (se produce "viento encajonado"), mayor polución, mayor cantidad de calor transferido y de gases emitidos por automotores, aparatos de aire acondicionado, etc.
- d) Hay que intensificar los estudios comparativos entre estaciones, tratando de "filtrar" las series y mejorar el instrumental para mediciones isocronas.
- e) Hay que poner especial énfasis en la determinación de la humedad, con instrumental de precisión y observaciones de altura, para estudiar inversiones.

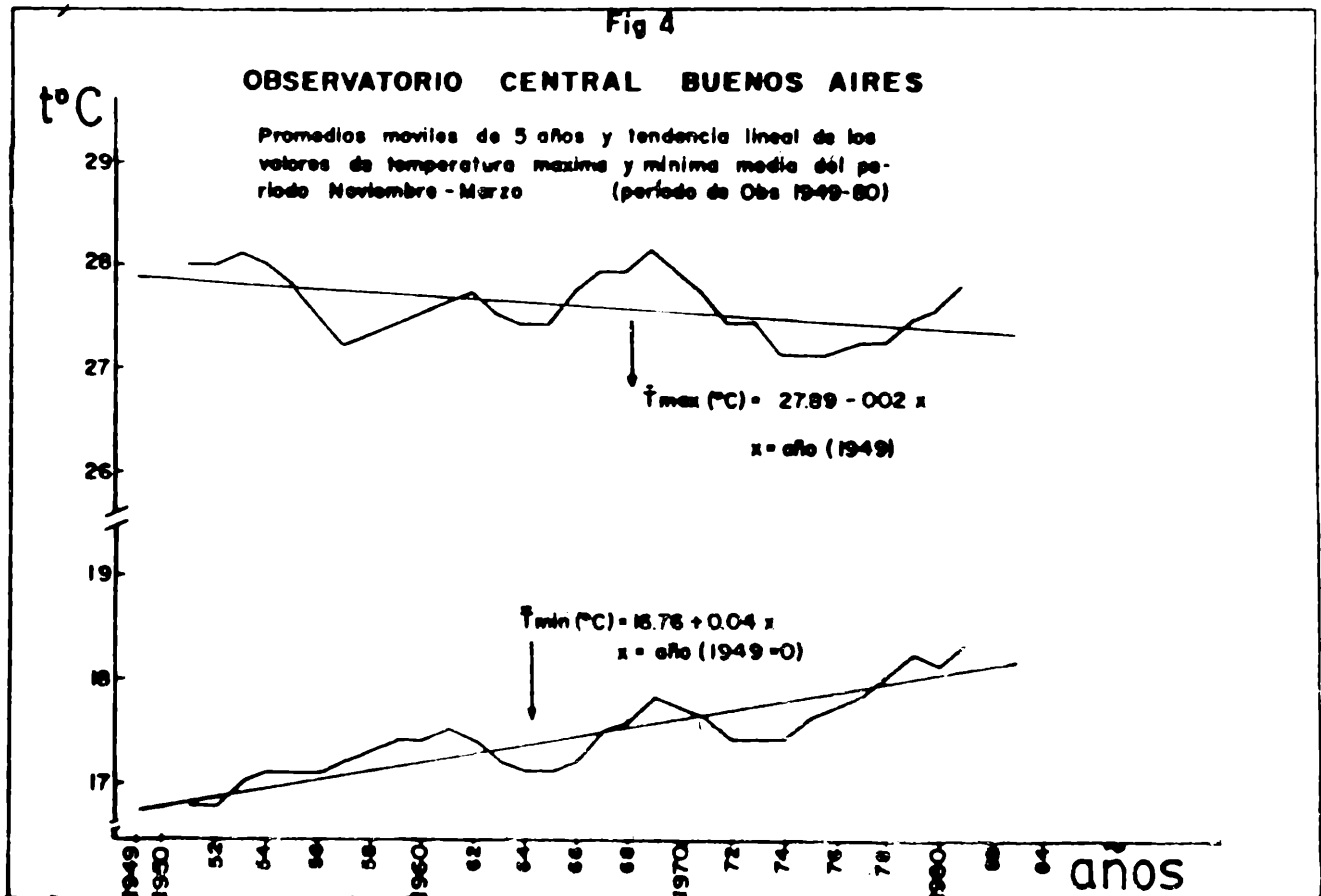
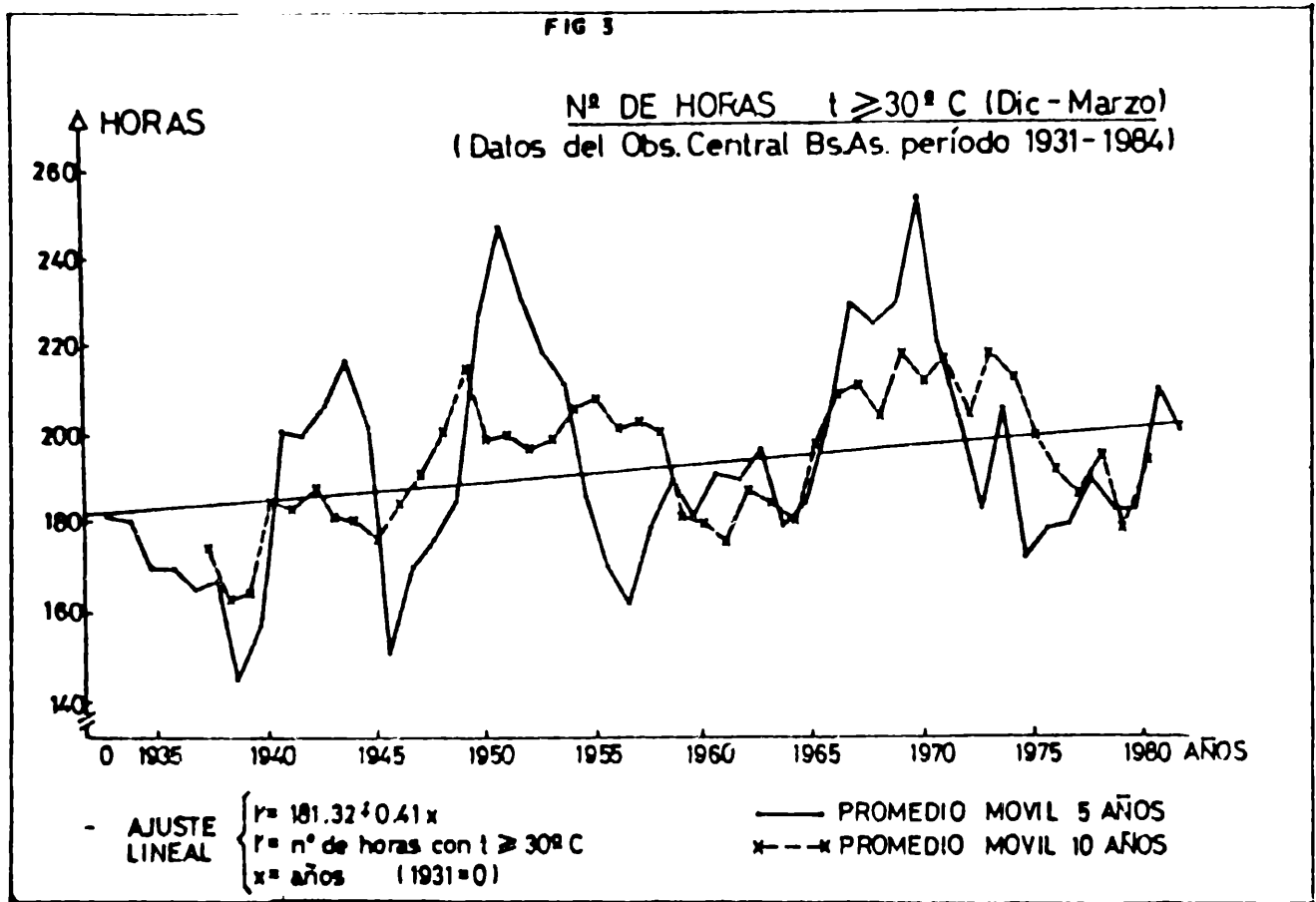
8. AGRADECIMIENTOS

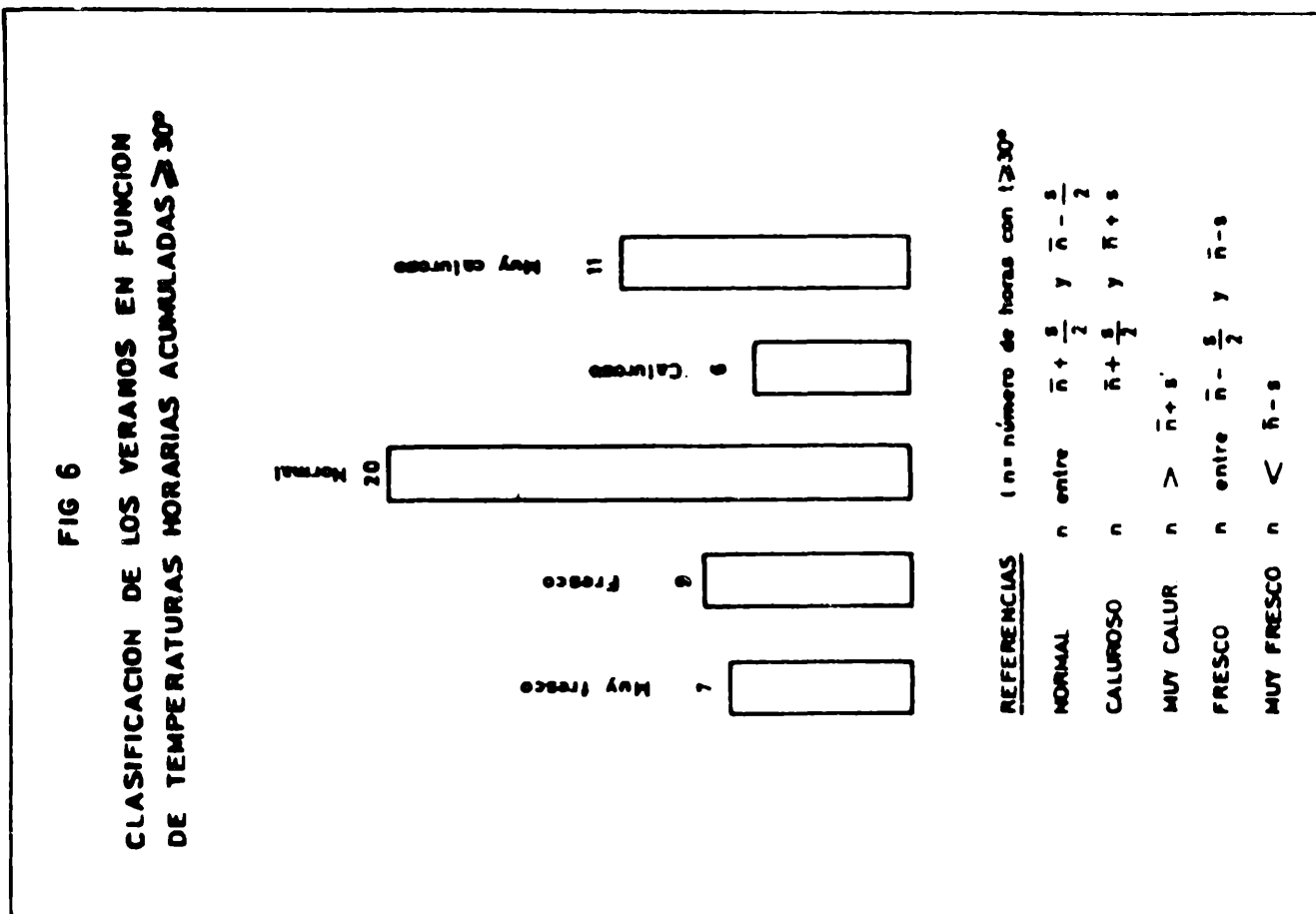
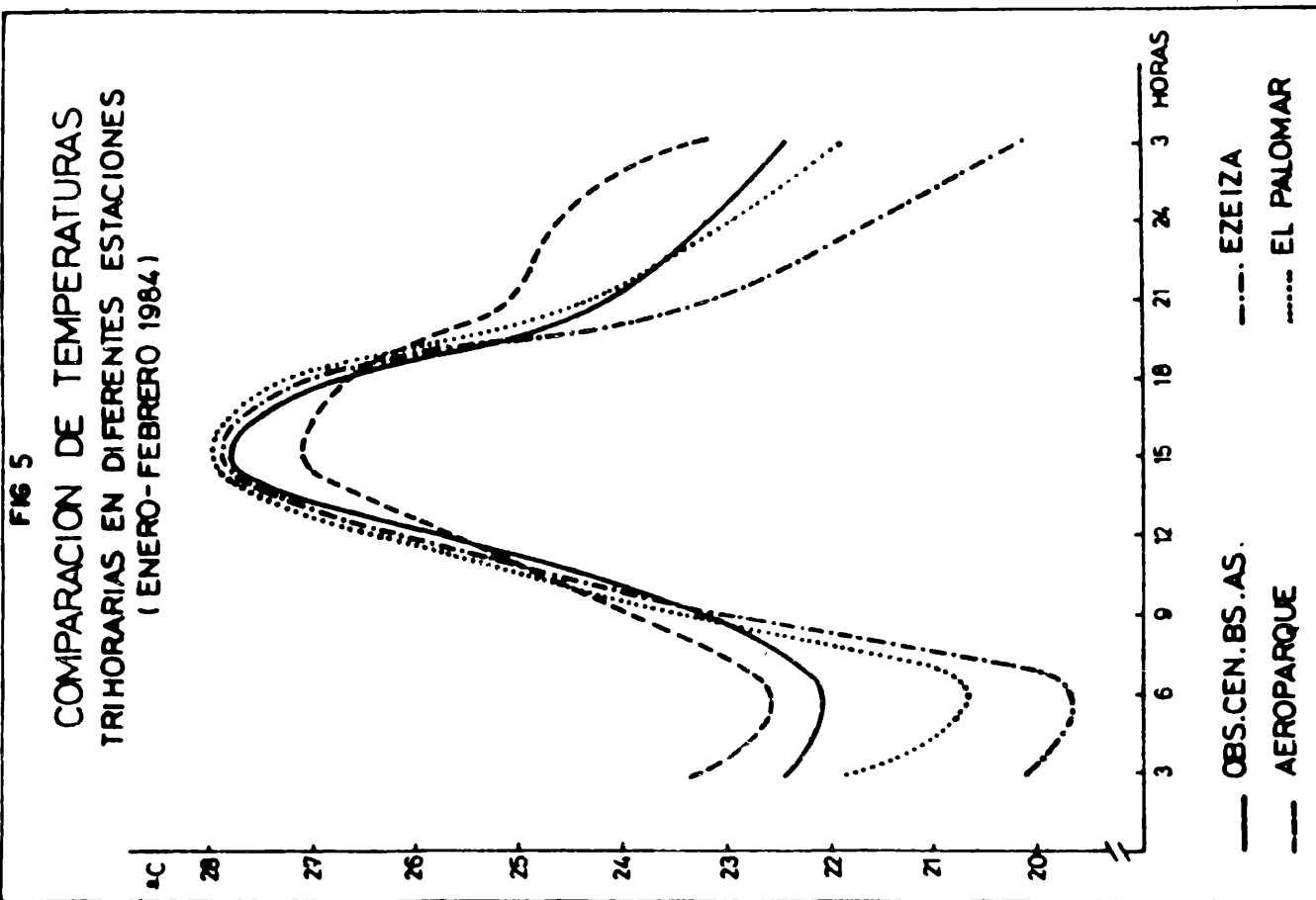
Se agradece al Señor Director General del Servicio Meteorológico Nacional por la provisión al CIBIOM de la información básica utilizada y a la Lic. Sta. Silvia Nuñez por sus valiosas sugerencias y críticas constructivas.

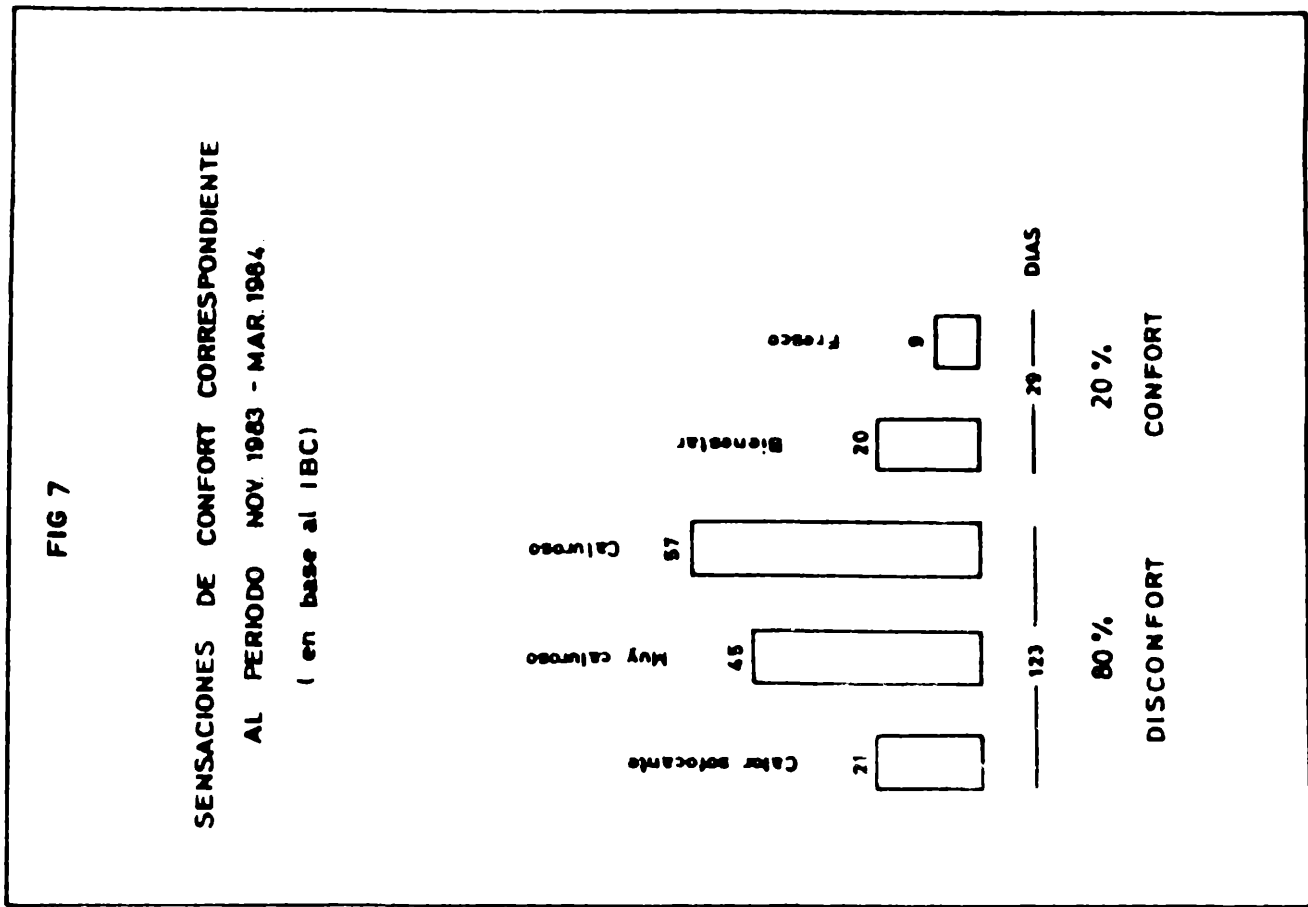
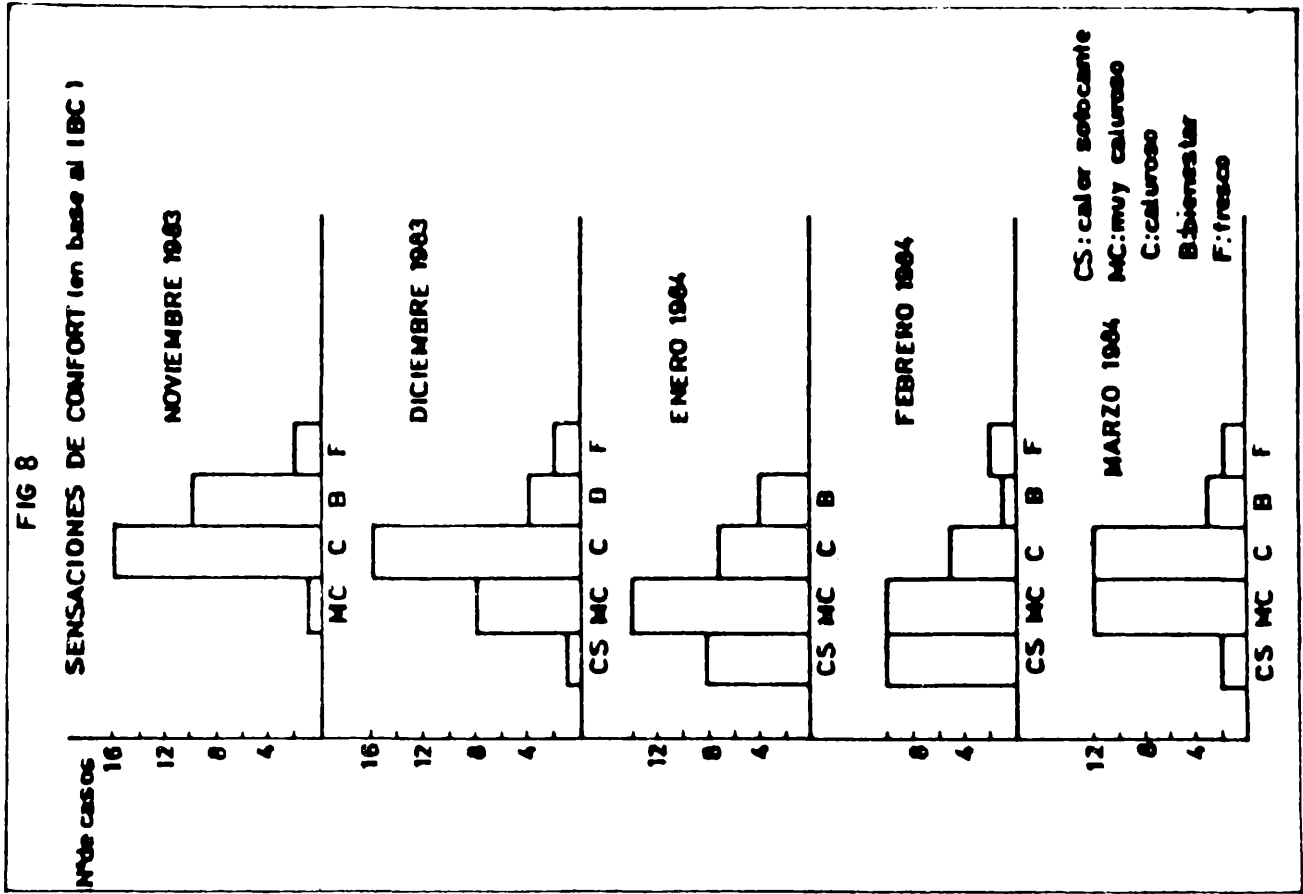
9. BIBLIOGRAFIA

1. American Society of Heating and Vent. Engineers Heating, Ventilating Air Conditioning Guide. New York, 1960.
2. Atkinson B.W. The effect of an urban area on the precipitation from a moving thunderstorm. Journal of applied meteorology. Vol. 10. (1971).
3. Bornstein R.D. Observations of the urban heat island effect in New York City Journal of applied meteorology (1968).
4. Brazol D. El climograma termodinámico. Círculo de Aeronáutica Buenos Aires (1949).
5. Brazol D. Bosquejo bioclimático de la República Argentina. Meteoros IV (4), 1954.
6. Burgos J.J. Clima de la provincia de Buenos Aires en relación con la vegetación natural y el suelo INTA (suelos), Pub. N°128, Buenos Aires, 1971.
7. Cinturón Ecológico Area Metropolitana. Estudio climatológico de la zona costera del río de la Plata. Buenos Aires 1980.
8. Changnon S.A. Recent studies of urban effects on precipitation in the United States. Bull. Amer. Meteor. Society. Vol 50 (1969).
9. Geiger R. The climate near the ground. Harvard University, Cambridge, Mass U.S.A., 1965.
10. Huntington E. Civilization and climate. New York, 1935.
11. Hoffmann. Frentes, masas de aire y precipitaciones en la Argentina. Meteorológica, Vol II, N°1, 2 y 3.
12. Huff F.A. and Changnon S.A. Precipitation modification by major urban areas. Bull. Amer. Meteor. Society. Vol 54 N°12 (1973).
13. Hounan C.E. Meteorological factors affecting physical confort. Int. J. Biometeor. Vol 11 N°2 (1967).
14. Jauregui E. Anthropogenic effect on the urban climate of a large latinamerican metropolis. Report of the meeting of experts on Urban and Building Climatology. Geneve 1982.
15. Landsberg H. The climate of towns in Man's role in changing the face of the earth. Chicago 1956.
16. Missenard A. L'homme et le climat. Paris. 1937.
17. Quintela R.M,y Vasino C.J. Bases de la climatización artificial en Buenos Aires. Meteoros V (4), 1955.









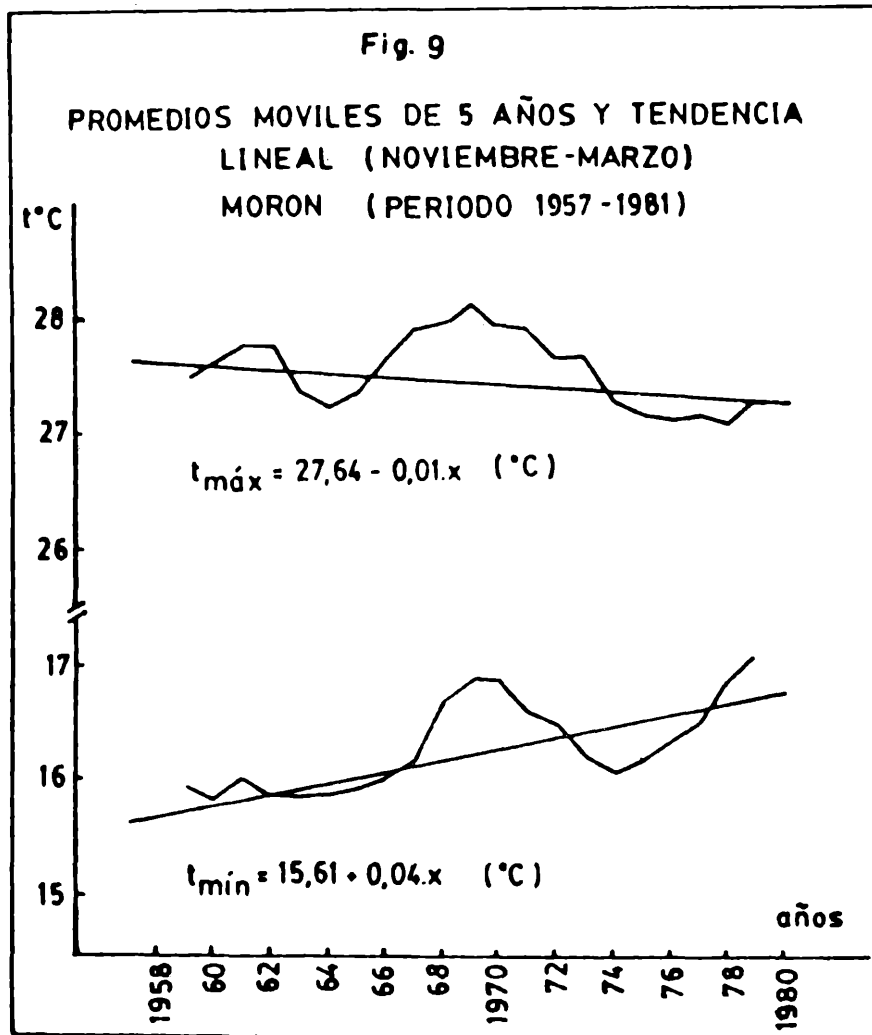
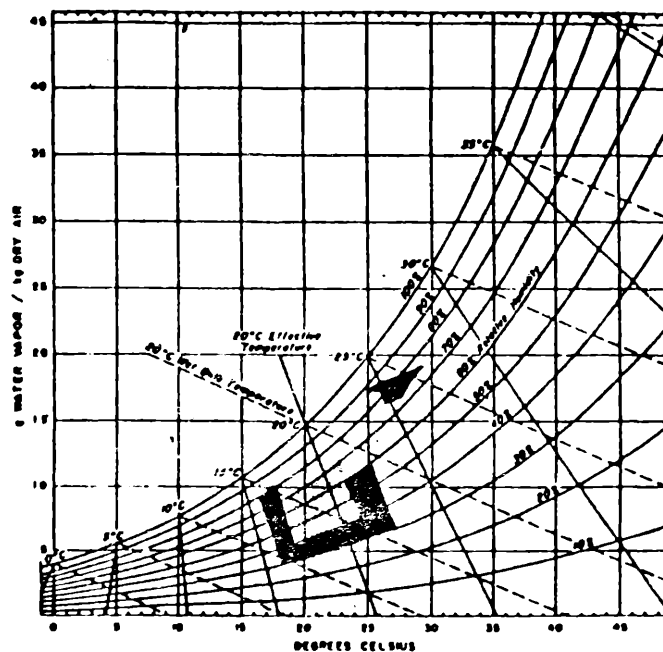


FIG 10

Representación en el diagrama psicrométrico del día 18 de Febrero de 1984.



t med : 26°C
 t max : 30°C
 t min : 25°C

Viento : NE
 HR media : 81%
 IBC : 56

PRIMEROS SONDEOS MAGNETOTELURICOS DE LA PROVINCIA DE
MENDOZA (ARGENTINA) Y SU RELACION CON LA TECTONICA GLOBAL

Manuel Mamaní, H. Fournier, C.E. Moyano,

E. Borzotta, A. Maidana

Centro Regional de Investigaciones Científicas y
Tecnológicas Mendoza (Argentina)

J.M. Febrer, J.C. Gasco

Centro Espacial San Miguel, CNE

San Miguel Pcia. de Buenos Aires

RESUMEN

Se informa acerca de los primeros resultados obtenidos en cuatro sondeos magnetotelúricos realizados en la provincia de Mendoza (Argentina), en los siguientes sitios: San Martín, El Sosneado, Agua Escondida y el Payún Matrú, ubicados según un perfil aproximadamente NS en los 69° de longitud oeste y extendiéndose en latitud desde los 33°S a 37°S.

Las interpretaciones de estos sondeos sugieren la presencia de un sistema de 2 capas conductoras bajo la Corteza Terrestre, con conductividades integradas decrecientes hacia el sur. La capa conductora ubicada a menor profundidad tiene un techo el cual se ubica aproximadamente a 50 km en los tres primeros sondeos e incrementa ligeramente su espesor hacia el sur. Por otro lado la segunda capa conductora ubicada a mayor profundidad tiene un techo que varía desde 110 km de profundidad en San Martín a 180 km en Payún Matrú y probablemente disminuye su espesor hacia el sur.

La interpretación de Payún Matrú no está en armonía con los restantes sondeos pues no se presenta en él la primera capa conductora (probablemente debido a alteraciones litológicas relacionadas al volcán Payún Matrú, en cuyas adyacencias se realizó el sondeo).

En el marco de la Tectónica Global, estos resultados sugieren que estas capas conductoras podrían deberse a un desdoblamiento de la astenosfera causado por la subducción de la placa de Nazca, la cual presenta un cambio de pendiente en esta región. (Barazangi e Isacks 1976).

ABSTRACT

The paper informs on first results obtained in four magnetotelluric soundings carried out in the province of Mendoza (Argentina) in the following sites: San Martín, El Sosneado, Agua Escondida, Payún Matrú. The MT soundings are located on an approximately NS profile at 69° West and extended in latitude from 33°S to 37°S.

Briefly, the interpretations of these MT soundings suggest the presence of a two conductive layer system under the Earth Crust, with decreasing integrated conductivities from North to South. The upper conductive layer has the top at approximately 50 km depth in the three first soundings and it increases slightly its thickness from North to South. On the other hand, the second conductive layer, deeper than the first one, has the top between 110 km in San Martín and 180 km in Payún Matrú and its thickness probably decreases from North to South.

The interpretation of Payún Matrú MT sounding is not in agreement with the previous ones, because it does not show the first conducting layer (probably because of lithologic alterations related with Payún Matrú volcano in whose neighborhood this MT sounding was made).

In relation with the Global Tectonic, these results suggest that both conductive layers could have their origin in a division of the Asthenosphere into two layers due to the subduction of the Nazca plate, which presents a change of its dip in this region. (Barazangi & Isacks 1976).

INTRODUCCION

Presentamos los resultados de cuatro sondeos magnetotelúricos (MT) realizados en la provincia de Mendoza. La selección de los lugares de sondeo se hizo teniendo en cuenta dos criterios, el primero comprobar si zonas potencialmente aptas para una explotación geotérmica presentaban indicios favorables en un perfil de conductividades, y el segundo, trazar un corte aproximadamente longitudinal de las estructuras profundas del subsuelo.

De acuerdo al primer criterio (ver informe de Geomines 1983 e informe de ISESSA 1982) se seleccionaron los sitios de El Sosneado (35°05' latitud sur 69°34' longitud oeste) y Payún Matrú (36°37' latitud sur y 69°19' longitud oeste), este último en las cercanías del volcán del mismo nombre. Se añadieron a este estudio los sitios de San Martín (33°04' latitud sur y 68°28' longitud oeste) y Agua Escondida (36°05' latitud sur y 68°21' longitud oeste), lo que ha permitido considerar una cadena aproximadamente longitudinal de estaciones (fig. 1).

GEOLOGIA REGIONAL

El sondeo de San Martín fue ubicado en la comarca septentrional de Mendoza (E.O. Rolleri y C. Fernández Garrasino 1979), que atraviesa la provincia desde el NNO al SSE.

El relleno de la cuenca está compuesto de sedimentitas de edad triásica, constituidas por el Grupo Rincón Blanco y el Grupo Cerro Cocodrilo, seguidas por el Terciario, con las formaciones Papagayo, Divisadero Largo y Mariño, y finalmente el Cuartario con formaciones de litología variable.

El que corresponde a Agua Escondida está ubicado en la localidad del mismo nombre y está incluido en la Provincia Geológica San Rafaelino Pampeana (P. Criado Roqué y G. Ibañez 1979), que tiene una

continuidad desde el SO de la ciudad de Mendoza hasta el Río Colorado, abarcando el sector central de la Provincia y contactado hacia el occidente por el Golfo Neuquino, con la característica de que este bloque se constituyó en el borde levantado, hasta donde llegó la ingresión marina del Mesozoico.

Estructuralmente se sugiere que la Provincia Geológica San Rafaelino Pampeana y la Cordillera Frontal corresponden a una similar evolución geológica, diferenciada de la Precordillera por la presencia de vulcanitas permo-triásicas.

El sondeo realizado en la localidad de El Sosneado, geológicamente está emplazado en el borde oriental de la Cordillera Principal (M. Yrigoyen 1979), precisamente en los conglomerados cuaternarios. (Aubouin et al. 1973).

El volcán Payún Matrú se encuentra a 2000 m por encima del nivel de la llanura del sur de la provincia de Mendoza; a esta zona se la denomina Payunia y se destaca por los característicos derrames basálticos. El vulcanismo central que dio origen al complejo estructural mayor del volcán está cubierto por el intenso vulcanismo posterior a la formación de la caldera, que cubrió las laderas y que dio origen a los conos adventicios, ubicados hacia el lado oriental y occidental de la caldera con un desarrollo de pendiente suave, a diferencia de los costados sur y norte donde son más empinados.

En estas condiciones es difícil reconstruir la estructura volcánica; sin embargo, el centro efusivo primario puede ser ubicado en la actual caldera, que debido a las erupciones sufrió un colapso vertical. En base a las dos etapas diferenciadas se pueden definir dos dominios, la caldera que se encuentra a 3000 msnm y que tiene una forma aproximadamente circular con 63 km² de superficie (E. Llamblás 1946) donde se diferencian grandes unidades morfolitológicas, andesitas, traquiandesitas de la Narra, tobas del Portezuelo, basal

tos del Mollar, traquita de la Calle y hialotraquitas de la Explanada. El otro dominio está constituido por los procesos volcánicos posteriores, caracterizados por erupciones de basaltos olivínicos, como son los basaltos de los Morados Grandes, basaltos de la Media Luna, con chimeneas localizadas en el aparato volcánico central. (E. González Díaz 1972).

En cuanto a la edad, Groeber (1973) ubica los eventos entre el Terciario Medio y Cuartario Superior.

Hacia el suroeste a 9 ó 10 km del borde de la caldera, se encuentra el cerro Payún o Payén, ubicado sobre un cono clásico y separado del Payún Matrú por un portezuelo, que tiene una cota máxima de 3700 m, donde no se observan coladas asociadas.

La columna estratigráfica de la región del Payún Matrú y de Agua Escondida son bastante similares, el número de entidades geológicas diferenciadas es pequeña, mayoritariamente son rocas ígneas y en defecto son sedimentarias (E. González Díaz 1972).

TECNICAS Y METODOLOGIAS EMPLEADAS EN EL ESTUDIO

En cada uno de los sitios se dispuso del instrumental de manera usual, es decir, se midieron las variaciones de los campos eléctrico y magnético según las direcciones NS y EW; para períodos cortos de 0.1 a 100 seg, mediante el uso de barras de inducción para el campo magnético y el uso de electrodos de plomo separados entre sí aproximadamente 200 m para el campo eléctrico.

Para períodos largos, desde 10 seg hasta la variación diaria, se midieron las tres componentes del campo magnético con un magnetómetro del tipo de compuerta de flujo (Flux-Gate) y las dos componentes de campo eléctrico de la misma manera que para períodos cortos. Las señales fueron filtradas con filtros pasabandas para los períodos cortos, determinándose la relación E/H para cada período a tra-

vés del empleo de registradores de banda continua de papel. Este cociente está relacionado con la resistividad aparente mediante la siguiente expresión (Cagniard 1953).

$$\text{Resistividad} = 0.2 T \left(\frac{E}{H} \right)^2$$

Donde el período T se expresa en segundos, el campo eléctrico E en mv/km y el campo magnético H está expresado en gammas.

Para períodos largos mayores que 100 seg las señales fueron filtradas con filtros pasabajos y registrados en banda de papel, de allí se obtuvieron gráficamente tanto los períodos como las amplitudes de las señales respectivas.

Se realizó un análisis unidimensional de los datos, utilizándose para la obtención del perfil de conductividades un programa que usa el algoritmo de Marquardt (1963) para la obtención de la estructura unidimensional que mejor ajusta por cuadrados mínimos no lineales las resistividades aparentes medidas.

ANALISIS DE LOS RESULTADOS E INTERPRETACION

Analizando los resultados obtenidos sobre ábacos tetralogarítmicos que vinculan las diferentes variables involucradas, es decir E/H, resistividad, T y profundidad, se puede observar lo siguiente.

El sondeo MT realizado en San Martín (punto-1, fig. 1), en la banda de períodos correspondiente a la información obtenida mediante barras de inducción y el magnetómetro Flux-Gate, indica en sentido creciente de profundidad una primera capa conductora que constituiría el paquete sedimentario con un espesor de 7 km, luego a los 40 km se inicia una capa conductora cuyo espesor es de 20 km y finalmente a 110 km una capa conductora con 60 km de potencia, la cual posee bajo valor de resistividad (5 ohmm) y con la conductividad integrada de 12000 Siemens. Comparando ambas curvas de resistividades aparentes (correspondientes a la línea telúrica NS y telúrica

EW), es visible que la estructura en profundidad presenta bidimensionalidad a partir de los 50 km hacia profundidades crecientes (las curvas de resistividad aparentes en el ábaco tetralogarítmico se apartan a partir de los 1000 seg), lo cual podría estar relacionado a la subducción de la placa de Nazca, en el marco de la tectónica global.

El segundo sondeo realizado, denominado de El Sosneado (punto 2, fig. 1) muestra una capa conductora cuyo techo se encontraba a 50 km de profundidad con un espesor de 30 km, la conductividad integrada es de 3000 Siemens. La interpretación de este sondeo permite visualizar una segunda capa conductora más profunda, cuyo techo se encontraría a 150 km y cuyo espesor aún no fue definido.

El tercer sondeo (punto 3, fig. 1), llamado de Agua Escondida, presenta una primera capa conductora cuyo techo se encontraría a 50 km de profundidad y su espesor es de 25 km con la conductividad integrada de 500 Siemens. Más profundo (rango de frecuencias más bajas), se percibe el inicio de una segunda capa conductora cuyo techo se encuentra a 150 km, no definiéndose la profundidad de la base.

El cuarto sondeo, correspondiente al Payún Matrú (punto 4, fig. 1), fue realizado en las cercanías del volcán del mismo nombre, el cual está ubicado al este de la faja cordillerana, en el Dpto. de Malargüe. Este sondeo presenta resultados diferentes que no concuerdan con la tendencia general observada en los sondeos anteriores. La curva de resistividades aparentes graficada en el ábaco tetralogarítmico (fig. 3) muestra dos pequeñas capas conductoras que totalizan 1,6 km de espesor, muy superficiales, a partir de las cuales se inicia una capa altamente resistiva (2000 ohmm) y gran espesor, hasta los 180 km de profundidad, donde comienza la capa conductora de 15 km y de 100 ohmm de resistividad. No se observa la primera capa conductora presente en los sondeos anteriores.

CONCLUSIONES

Presentando en un gráfico profundidades en función de distancias a lo largo de un perfil aproximado NS (fig. 2), y haciendo uso de los resultados obtenidos, se observa que los tres primeros sondeos sugieren un desdoblamiento de la astenosfera, lo cual podría deberse a la subducción de la placa de Nazca bajo el margen continental activo sudamericano. De esta forma el gráfico indicaría una profundización de la placa hacia el sur para estas latitudes, lo que sería coherente con un cambio del ángulo de subducción de la placa oceánica descendente, el cual, según los estudios de focos sísmicos (Barazangi e Isacks 1976), se ubica en los 33°S presentando un buzamiento de 10° al norte de dicha latitud y de 25 a 30° al sur.

Los resultados preliminares del sondeo del Payún Matrú no siguen la tendencia general. La curva de resistividades no muestra la primera capa conductora, probablemente debido a alteraciones de carácter local del material cortical y el manto superior, a causa de la actividad del volcán. Un elemento a tener en cuenta y que puede actuar como parámetro de control es la finalización de la fosa de Chile y la dorsal de Juan Fernández, la que subduce a una latitud coincidente con la ubicación latitudinal del volcán Payún Matrú.

Por otro lado, los resultados de este sondeo presentan además una capa conductora ubicada muy profundamente en el manto superior, con techo a los 180 km, 30 km más que la correspondiente a la segunda capa conductora de Agua Escondida, siendo el espesor de 15 km.

Desde el punto de vista geotérmico, la posibilidad de encontrar una cámara magmática a poca profundidad, con la temperatura que tendría que tener, debería manifestarse a través de un estrato de baja resistividad; sin embargo, esto no es observado en el perfil de conductividades del sondeo del Payún Matrú.

Agradecimientos. Se agradece al Departamento de Electrónica y demás personal del IIACE por la colaboración prestada, que contribuyó a la realización de la campaña. Al Grupo de Geofísica del Centro Espacial San Miguel, por la participación en la campaña. Al Dr. Wolfgang Volkheimer por la lectura del trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- Auboin, J., Borrello, A.V., Genioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R., Vicente, J.C., 1973: Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales; Revue de Geographie Physique et de Geologie Dynamique, vol. XV, fasc. 1-2, 11-72.
- Barazangi, M. and Isacks, B.L., 1976: Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America; Geology, 4, 686-692.
- Criado Roque, P. e Ibañez, G., 1979: Provincia Geológica San Rafaelina-Pampeana; Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1, 837-869.
- Cagniard, L., 1953: Basic theory of magnetotelluric method of geophysical prospecting; Geophysics, 18, 605-635.
- Febrer, J., Demicheli, J., García, E., Fournier, H., 1977: Magnetotelluric sounding in Pilar, Córdoba, Argentina; Acta Geod. Geophysics Mon. Hungría, 12, 29-31.
- Fournier, H., Febrer, J., Mamani, M., Baldis, B., Pomposiello, M.C., Gasco, J.C., Demicheli, J., García, E., 1983: Magnetotelluric results along a 1200 km long deep profile with an important geothermal area at its north-west end in the provinces of Tucumán and Santiago del Estero in Argentina; Acta Geodaet., Geophys. et Montanist, Hungría, 18(4), 489-499.
- Geomines, 1983: Trabajos de reconocimientos geotérmicos en la zona

del Payún Matrú; Gobierno de Mendoza, Ministerio de Obras y Servicios Públicos.

González Díaz, E., 1972: Descripción geológica de la Hoja 30d, Payún Matrú; Ministerio de Industria y Minería, Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Argentina.

González Díaz, E., 1972: Descripción geológica de la Hoja 30c, Agua Escondida; Ministerio de Industria y Minería, Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires, Argentina.

Groeber, P., 1937: Descripción geológica de la Hoja 30c, Puntilla del Huincan, Provincia de Mendoza; Dirección Nacional de Minería.

ISESSA, 1982: Investigación geotérmica de la zona El Sosneado; (Provincia de Mendoza-Secretaría de Energía de la Nación), Gobierno de Mendoza, Ministerio de Obras y Servicios Públicos.

Llambías, E.J., 1966: Geología y petrografía del volcán Payún Matrú; Acta Geológica Lilloana, tomo VIII, 265-310.

Marquardt, D.W., 1963: Soc. Indust. Appl. Math., vol 2.

Rolleri, E.O. y Fernández Garrasino, C.A., 1979: Comarca septentrional de Mendoza; Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1, 771-809.

Yrigoyen, M.R., 1979: Cordillera Principal; Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1, 651-694.

TABLA I
PRIMEROS SONDEOS MAGNETOTELURICOS EN LA PROVINCIA DE MENDOZA
SINTESIS CUANTITATIVA

PARAMETRO	SAN MARTIN	EL SOSNEADO	AGUA ESCONDIDA	PAYUN MATRU
Latitud	33°04'S	35°05'S	36°05'S	36°37'S
Longitud	68°28'W	69°34'W	68°21'W	69°19'W
Primera capa conductora:				
Profundidad techo (km)	40	50	50	
Espesor (km)	20	30	25	
Resistividad (ohm m)		10	50	
Conductividad integrada (Siemens)		3000	500	
Segunda capa conductora:				
Profundidad techo (km)	110	150	150	180
Espesor (km)	60	No definido	No definido	15
Resistividad (ohm m)	5			100
Conductividad integrada (Siemens)	12000			

Resumen de resultados.

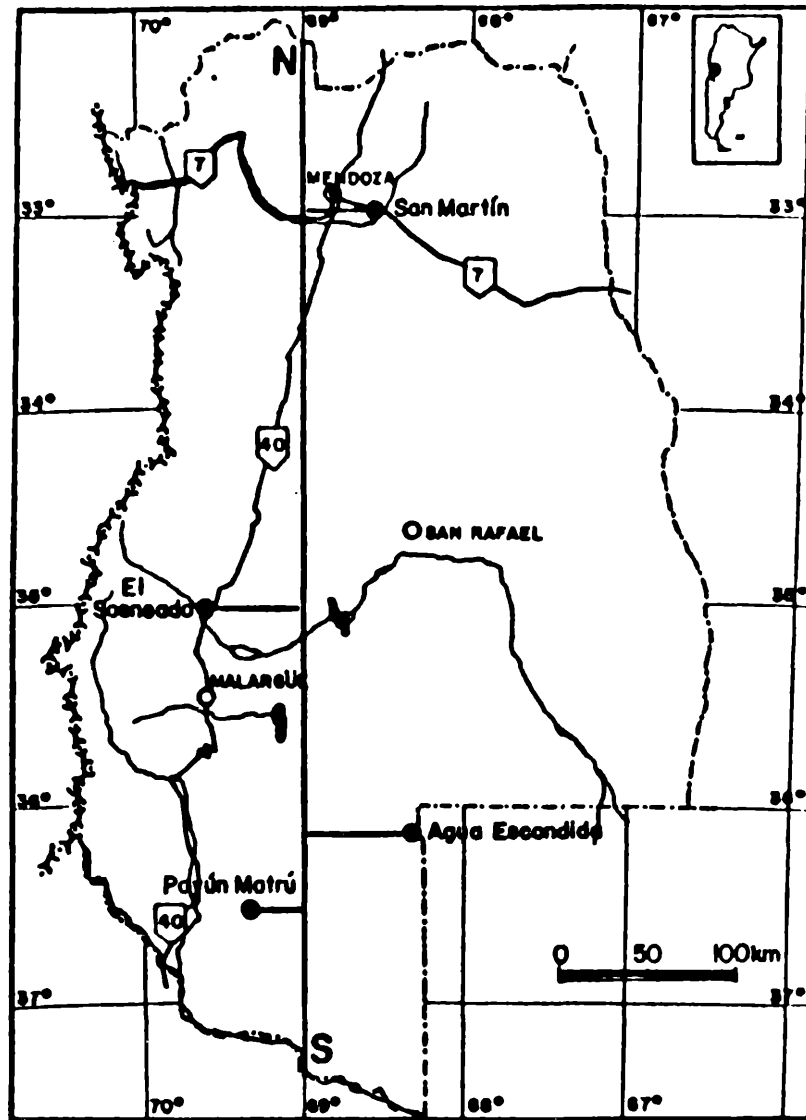
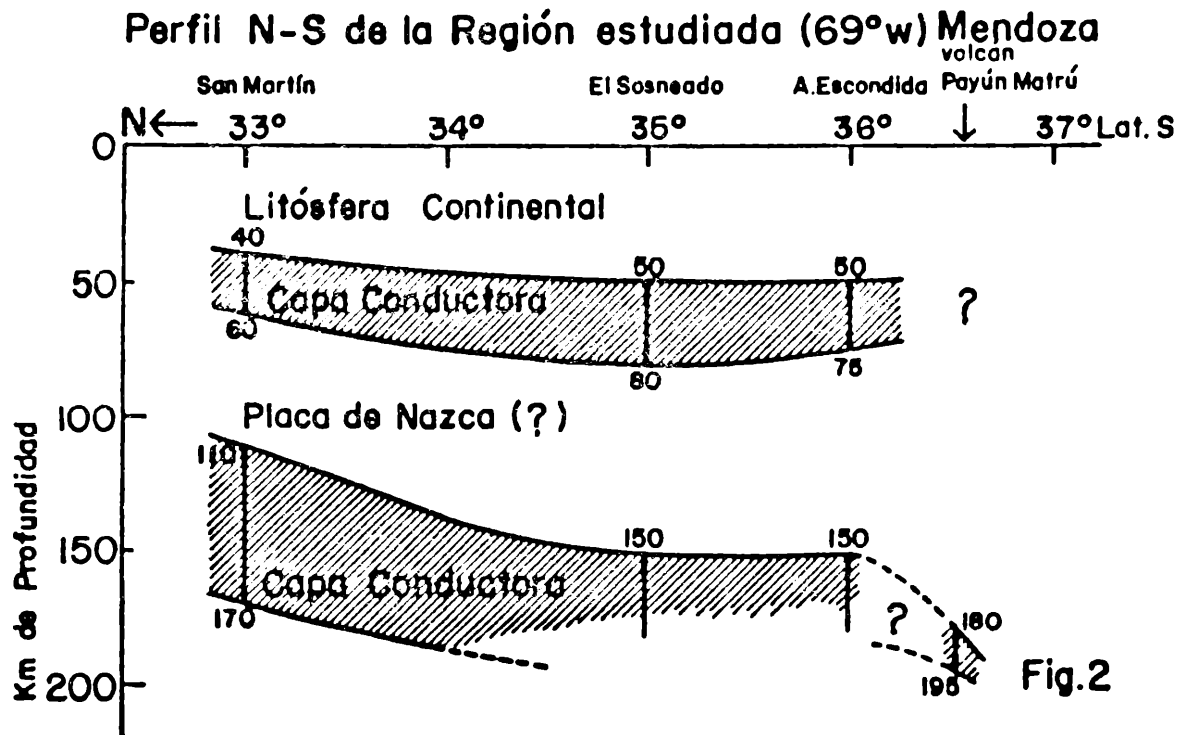


Fig.1

Ubicación de los sondeos magnetotelúricos en la provincia de Mendoza. 1. San Martín. 2. El Sosneado. 3. Agua Escondida. 4. Payún Matrú.



Perfil NS de los sondeos MT, campaña 1984. Abscisa, latitud; ordenada, profundidad. 1. San Martín. 2. El Sosneado. 3. Agua Escondida. 4. Payún Matrú.

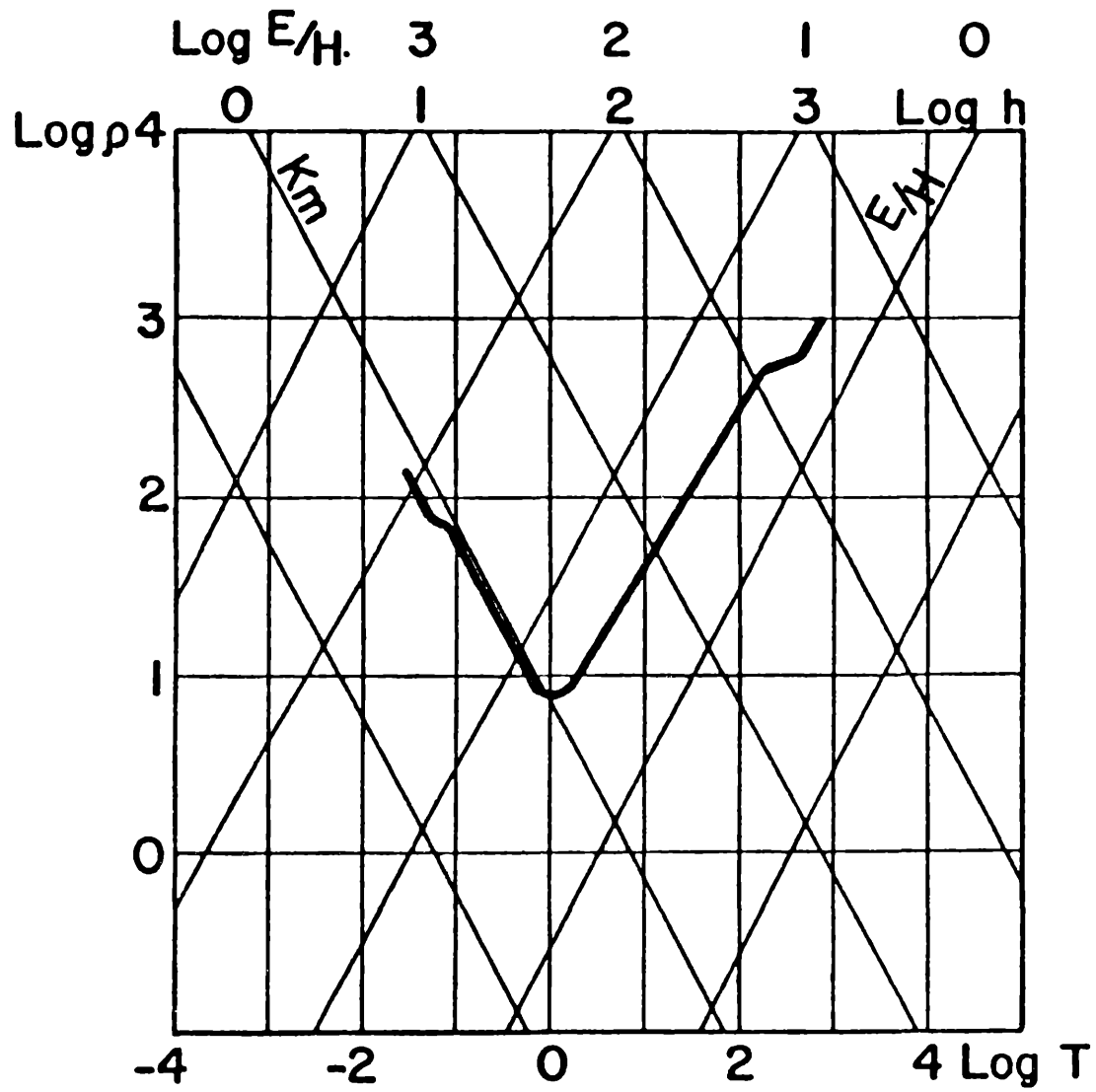


Fig. 3

Representación de un diagrama tetralogarítmico del sondeo realizado en el Payún Matrú.

Log. h: profundidad de los estratos (en km).

Log. E/H: relación entre campo eléctrico y campo magnético.

Log. ρ : resistividad (ohmm).

Log. T: período (en segundos).

APLICACION DE METODOS DE PRONOSTICO DE TORMENTAS SEVERAS

Cristina E. Rossler y María L. Altinger de Schwarzkopf

Departamento de Meteorología - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires - República Argentina

RESUMEN

Para verificar la eficiencia de los métodos de pronóstico de tormentas propuestos por Colquhoun (1982) y por Miller (1967), se utilizó la situación meteorológica del 9 de noviembre de 1983 que presentaba como característica principal una línea de inestabilidad que afectó a las provincias del centro y norte de la Argentina.

Los resultados obtenidos con la aplicación del esquema lógico de Colquhoun fueron definidos y coincidentes con el grado de actividad convectiva que se desarrolló en Santa Rosa, Comandante Espora, Ezeiza y Salta. Los valores ambiguos que resultaron de calcular los parámetros propuestos por Miller sugieren la poca eficiencia del método en situaciones en las que, como en esta, la baroclinicidad no es intensa. En cambio, aplicando la carta compuesta de Miller se logra definir un área como región de origen de la línea de inestabilidad.

Se concluye que para fines operativos es más conveniente la aplicación del esquema lógico de Colquhoun.

ABSTRACT

The meteorological situation of november 1983 was analyzed the principal characteristic of this situation was a squall line which affected the northwest region of Argentina to verify the efficiency of the Colquhoun's (1983) and Miller's (1967) Methods for the forecast of severe thunderstorms.

Results of applying the logic sheet of Colquhoun show a definite and coincident with correlation the convective activity which developed in Santa Rosa, Comandante Espora, Ezeiza y Salta at that time. The ambiguous values that follow from applying Miller's Table suggest the poor efficiency of this method in situations with low baroclinicity.

On the other hand, with the application of the composite Miller's chart, the squall line source region was obtained.

It is concluded that, the application of Colquhoun's Method is more convenient and recommended for operational purposes.

1. INTRODUCCION

En este trabajo se analiza la situación meteorológica del 9 de noviembre de 1983 que presenta como característica principal una línea de inestabilidad que afectó a las provincias del centro y norte del país la que, además de producir serios daños por granizo en Salta y Santiago del Estero, hizo que las líneas aéreas comerciales no pudieran cubrir los servicios habituales entre el aeroparque de la Ciudad de Buenos Aires y el centro y noroeste del país. El objetivo principal fue aplicar tanto la metodología de Colquhoun (1982) como la de Miller (1967) y verificar, en este caso particular, su eficiencia como herramientas de pronóstico del carácter severo de las tormentas.

2. SITUACION METEOROLOGICA DEL 9 DE NOVIEMBRE DE 1983

Se analizaron las cartas meteorológicas y radiosondeos de los días 8, 9 y 10. En el día 8 se observó un frente frío sin actividad en el sudoeste de la Provincia de Buenos Aires, una lengua de aire cálido y húmedo en el nivel de 850mb, por delante del frente, y una región muy seca en 700mb sobre las provincias del litoral. La situación de altura mostraba una cuña en 500mb sobre los 67°W en concordancia con el campo de espesores. El día 9 el aire húmedo no varió mayormente su posición desde el día anterior. El eje de la lengua húmeda en 850mb se hallaba aún en la línea Salta-Córdoba-Santa Rosa y la fuerte subsidencia se mantuvo sobre el litoral. En 500mb se observó la influencia de una vaguada entrante. Al mediodía (15Z) la masa de aire tropical alcanzó los 35°S donde se observaba un fuerte gradiente de humedad asociado al frente frío que a esa hora presentaba una ondulación al sudeste de Bahía Blanca. A las 15 horas (18Z), una línea de inestabilidad avanzaba hacia el norte de la Provincia de Buenos Aires con marcada actividad convectiva (Fig.1). Seis horas más tarde (00Z), esta línea de inestabilidad alcanzó su completo desarrollo extendiéndose a lo largo de más de 1000Km desde Uruguay hasta el norte de Santiago del Estero (Fig.2).

3. METODOS DE ANALISIS

3.1. Esquema lógico de Colquhoun

Colquhoun (1982) presenta, como apoyo al pronóstico de tormentas y tormentas severas un esquema lógico basado en una serie de parámetros físicos y termodinámicos (Fig.3). Para el cálculo del flujo de masa, de la velocidad y de la intensidad de la tormenta, descri-

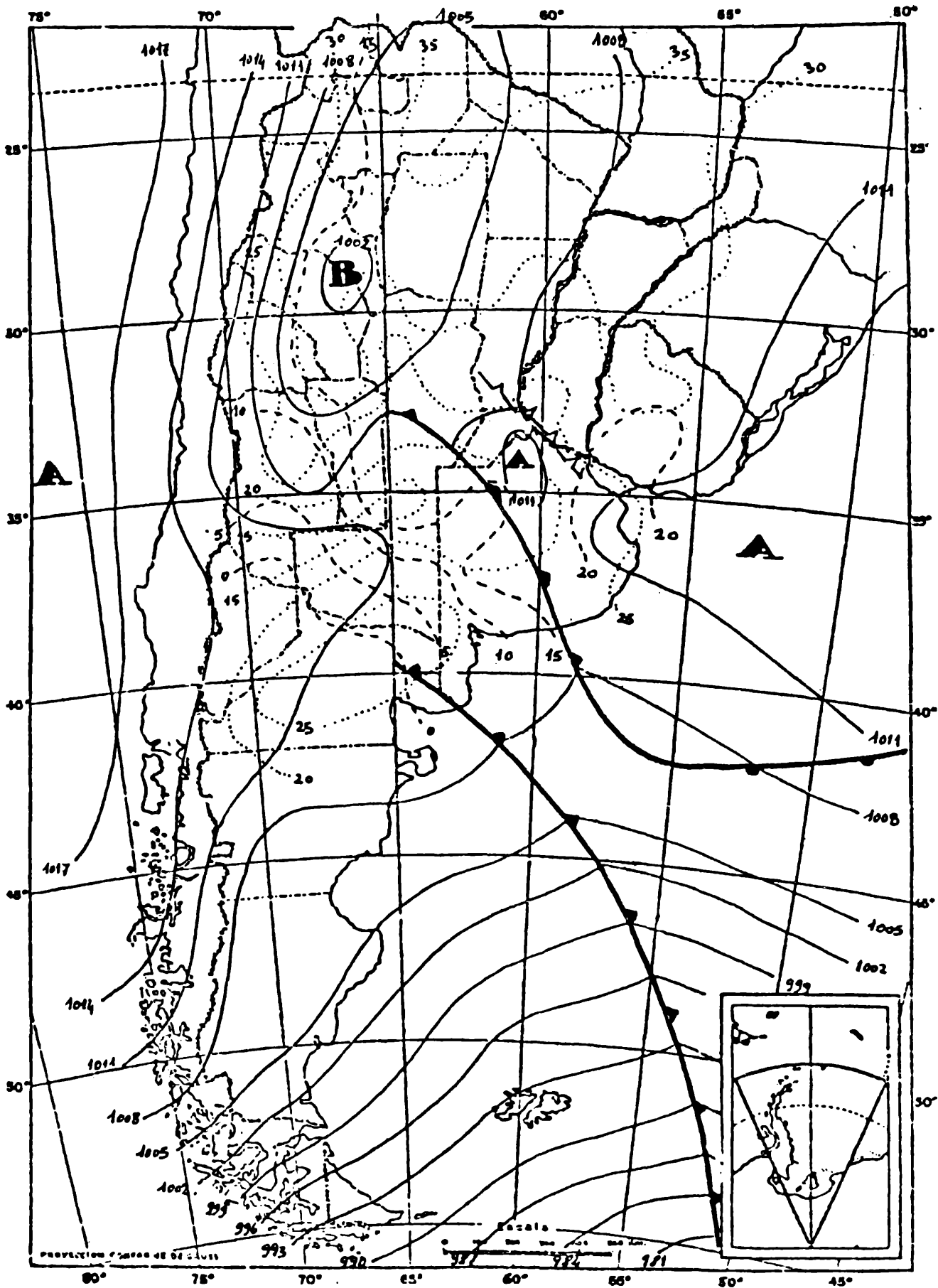


Fig.1: Carta de superficie. 9 de noviembre de 1983 - 18Z

- Isobaras en mb
- Isothermas en °C
- - - - - Isothermas de punto de rocío en °C

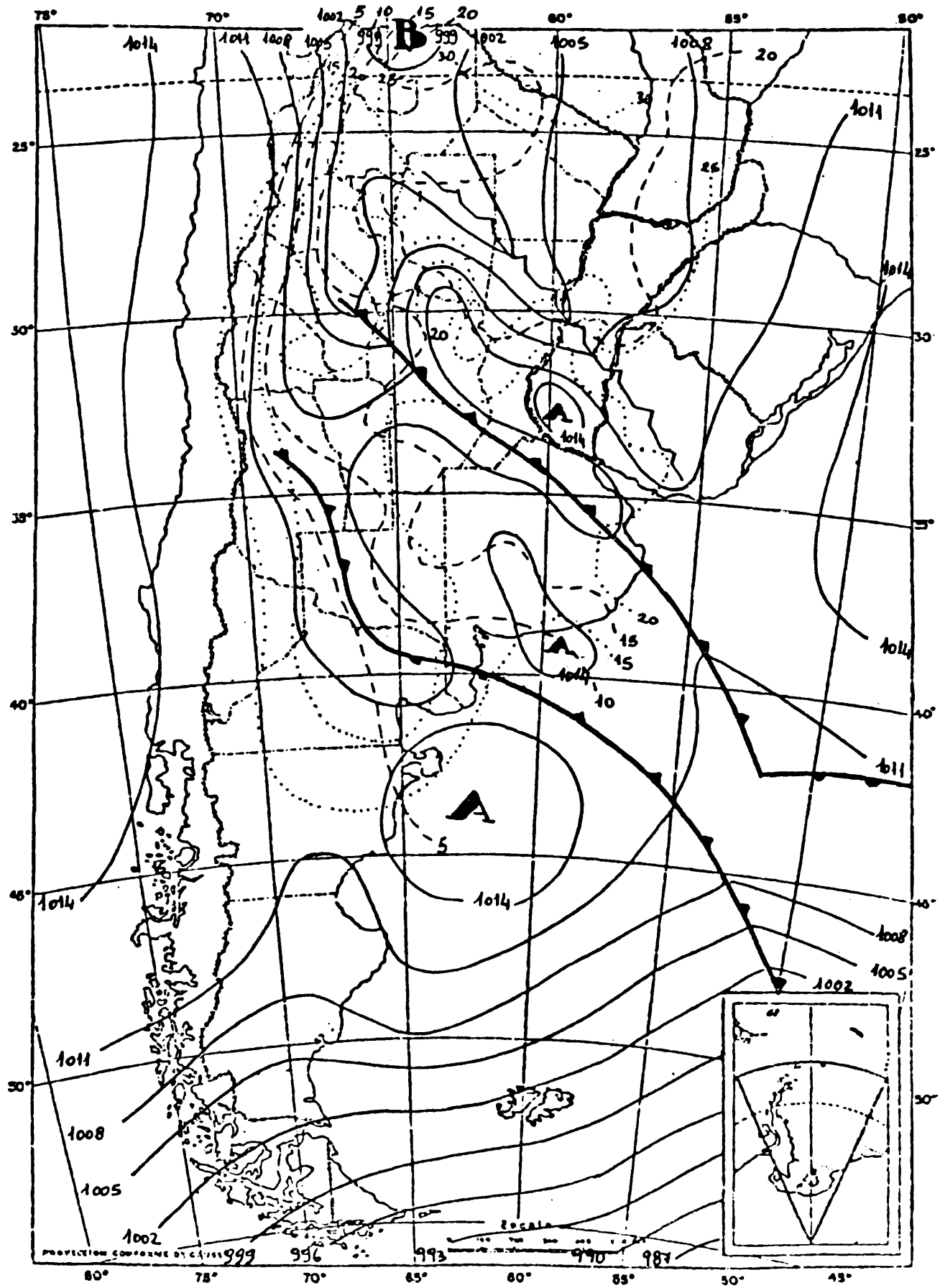


Fig.2: Carta de superficie. 10 de noviembre de 1983 - 00Z

- Isobaras en mb
- Isothermas en °C
- - - - - Isothermas de punto de rocío en °C

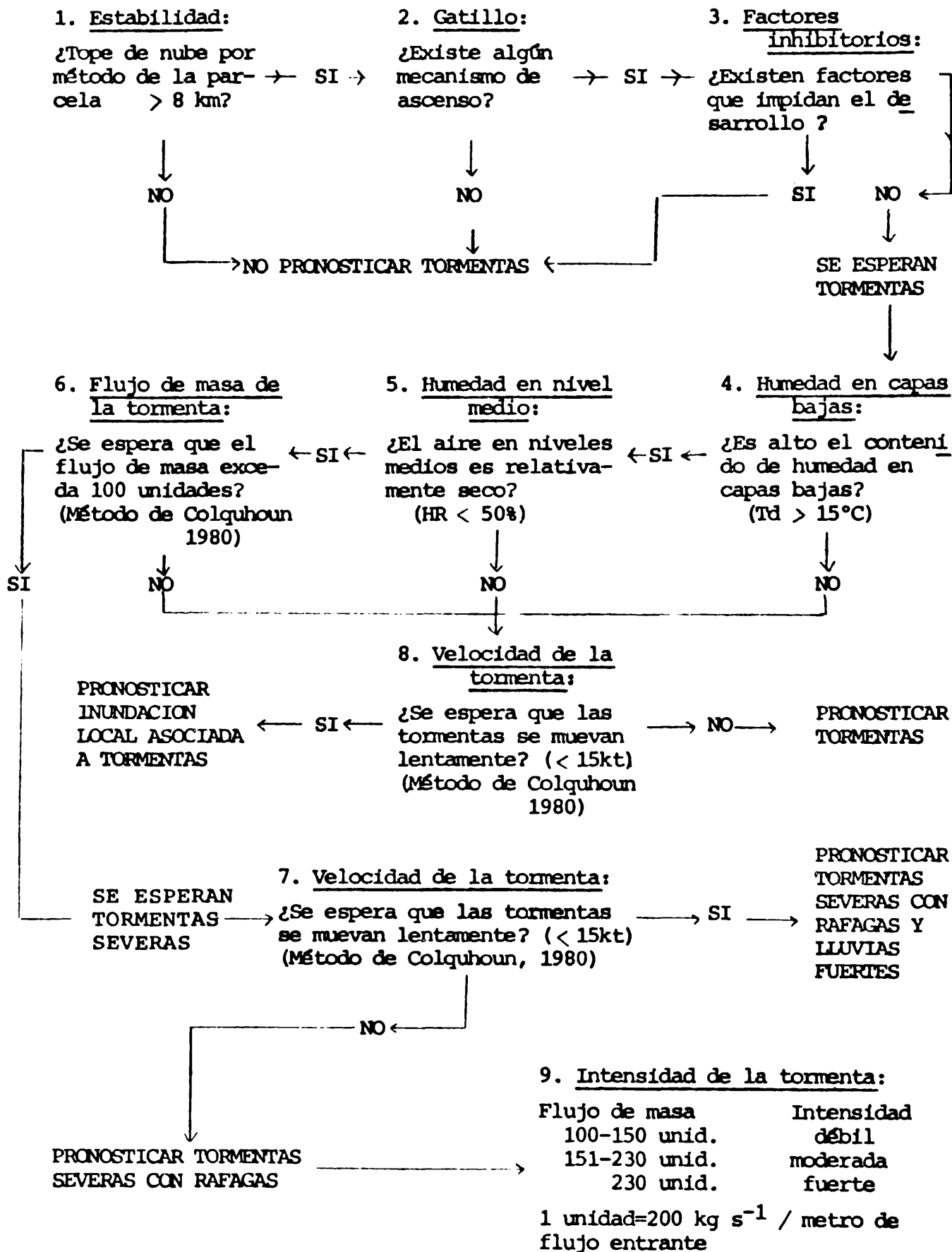


Fig.3: Esquema lógico para el pronóstico de tormentas y tormentas severas (Colquhoun, 1982)

be un método de pronóstico donde supone que la corriente ascendente y la descendente transportan igual cantidad de aire y que la tormenta alcanza su máxima intensidad al trasladarse con la velocidad que resulta de maximizar la relación de flujo de aire en el sistema ascendente/descendente. Utiliza para ello el perfil vertical del viento en el entorno de la tormenta entre superficie y 450mb (Colquhoun 1980).

3.2. Método de Miller

En su manual de análisis y pronóstico de tormentas severas, Miller (1967) presenta una lista de los parámetros más importantes y sugiere guías para clasificar su intensidad (Tabla 1). Además menciona otros que pueden ser útiles en la definición de un pronóstico. En la aplicación de estas reglas Miller, a través de una carta compuesta, visualiza la situación sinóptica donde superpone las características más significativas que son favorables para el desarrollo de tormentas severas. Por ejemplo la intersección de la corriente en chorro alta con la corriente en chorro de niveles medios y las áreas de difluencia en la configuración de los campos de viento.

4. RESULTADOS

4.1. Aplicación del método de Colquhoun

Para cada una de las estaciones se aplicó el esquema lógico propuesto por Colquhoun para la situación del 9 de noviembre de 1983, obteniendo el resultado que muestra la Tabla 2.

4.2. Aplicación del método de Miller

Se evaluó para el 9 de noviembre a las 12Z, la intensidad de los parámetros propuestos por Miller y los resultados están expresados en la Tabla 3.

La figura 4 muestra la carta compuesta que se obtuvo considerando los parámetros sinópticos que se detallan en la misma. Analizando esta carta se tomó como zona propicia para la generación de tormentas la isolínea de índice Total Totals de 50.

5. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

El esquema lógico de Colquhoun pronosticó correctamente la convección en Santa Rosa, Comandante Espora, Ezeiza y Salta, como se puede ver en la Tabla 4, donde se indica la hora en que comenzó la actividad convectiva el día 9. En las dos últimas estaciones las tormentas pronosticadas correspondieron al pasaje de la línea de inestabilidad que afectó asimismo a la zona de Córdoba. Evidentemente

Tabla 1: Parámetros clave para el pronóstico de tormentas severas
(Miller, 1967)

Parámetros	débil	moderado	fuerte
1. Advección de vorticidad en 500mb	Neutral o AVP	AVN-ángulo entre isochipsas y líneas de vorticidad < 30°	> 30°
2. Estabilidad Lifted index Total totals	> -2 < 50	-3 a -5 50 a 55	< -6 > 55
3. Nivel medio Jet Cortante	< 35Kts 15Kts/90mn	35 a 50Kts 15 a 30Kts/90mn	> 50Kts 30Kts/90mn
4. Nivel superior Jet Cortante	55Kts 15Kts/90mn	55 a 85Kts 15 a 30Kts/90mn	85Kts 30Kts/90mn
5. Jet de capas bajas	< 20Kts	20 a 35Kts	> 35Kts
6. Humedad en capas bajas	< 8°C	8 a 12°C	> 12°C
7. Campo de temperatura máximo en 850mb	Al este del eje húmedo	Sobre el eje húmedo	Al oeste del eje húmedo
8. Línea de no-variación de temperatura en 700mb-12h	< 20°	Angulo entre la línea y el viento 20 a 40°	> 40°
9. Entrada de aire seco en 700mb	< 0°	Angulo entre el viento y las isodrosotermas 25 a 40° y viento < 25Kts	> 40° y viento > 25Kts
10. Caída de presión en superficie - 12h	< 1mb	1 a 5mb	> 5mb
11. Variación de la altura de 500mb - 12h	< 30m	30 a 60m	> 60m
12. Altura de cero de bulbo húmedo	Sobre 3300m Bajo 1500m	2700 a 3300m 1500 a 2100m	2100 a 2700m
13. Presión de superficie sobre el área	< 1010mb	1010 a 1005mb	> 1005mb
14. Punto de rocío en superficie	< 55°F	55 a 65°F	> 65°F

Tabla 2: Esquema lógico de Colquhoun (1982) para el 9 de noviembre de 1983 a las 12Z.

	SAL	SIS	OSA	DOZ	EZE	EPO
1. Ocurrencia de tormentas (Método de la parcela)	SI	N O	SI	N O	SI	N O
2. ¿Existe un mecanismo de gatillo?	SI	P R O N O S T I C A R	SI	P R O N O S T I C A R	SI	P R O N O S T I C A R
3. ¿Hay factores que impidan el desarrollo de tormentas?	NO		SI	NO	NO	NO
4. ¿Es alto el contenido de humedad en capas bajas?	SI		NO	NO	SI	NO
5. ¿Es relativamente seco el aire en niveles medios?	SI		P R O N O S T I C A R	P R O N O S T I C A R	SI	P R O N O S T I C A R
6. ¿El flujo de masa de la tormenta excede 100 unid.? (Método de Colquhoun)	NO	T O R M E N T A S	NO	T O R M E N T A S	SI	T O R M E N T A S
7. ¿Se espera que la tormenta se mueva lentamente?	-				NO	
8. Idem 7	SI				-	
9. Intensidad de la tormenta severa	-		T O R M E N T A S		moderada	
	PRONOSTICAR	INUNDACION ASOCIADA A TORMENTAS	T O R M E N T A S		TORMENTAS SEVERAS CON RAFAGAS	

Especificaciones: SAL: Salta
 SIS: Resistencia
 OSA: Santa Rosa
 DOZ: Mendoza
 EZE: Ezeiza
 EPO: Comandante Espora

Tabla 3: Intensidad de los parámetros propuestos por Miller (1967) para el 9 de noviembre de 1983 a las 12Z.

	SAL	SIS	DOZ	OSA	EZE	EPO
1. Advección de vorticidad en 500mb	F	M	M	F	F	M
2. Estabilidad						
Lifted index	M	D	D	M	M	D
Total totals	D	D	M	M	D	M
3. Nivel medio						
Jet	D	D	M	M	F	F
Cortante	D	D	D	D	D	M
4. Nivel superior						
Jet	D	M	M	F	F	F
Cortante	D	D	D	D	M	D
Jet de capas bajas	D	D	D	D	D	D
Humedad en capas bajas	F	F	M	M	F	F
Campo de temperatura máximo en 850mb	M	M	M	M	M	M
Línea de no-variación de temperatura en 700mb						
				falta de datos		
Entrada de aire seco en 700mb	D	D	D	D	D	D
Caída de presión en superficie-12h	M	D	D	D	D	D
Variación de la altura de 500mb-12h	D	D	M	D	D	D
Altura de cero de bulbo húmedo	D	M	M	F	F	D
Presión de superficie sobre el área	F	D	M	D	D	D
Punto de rocío en superficie	F	F	D	M	F	D

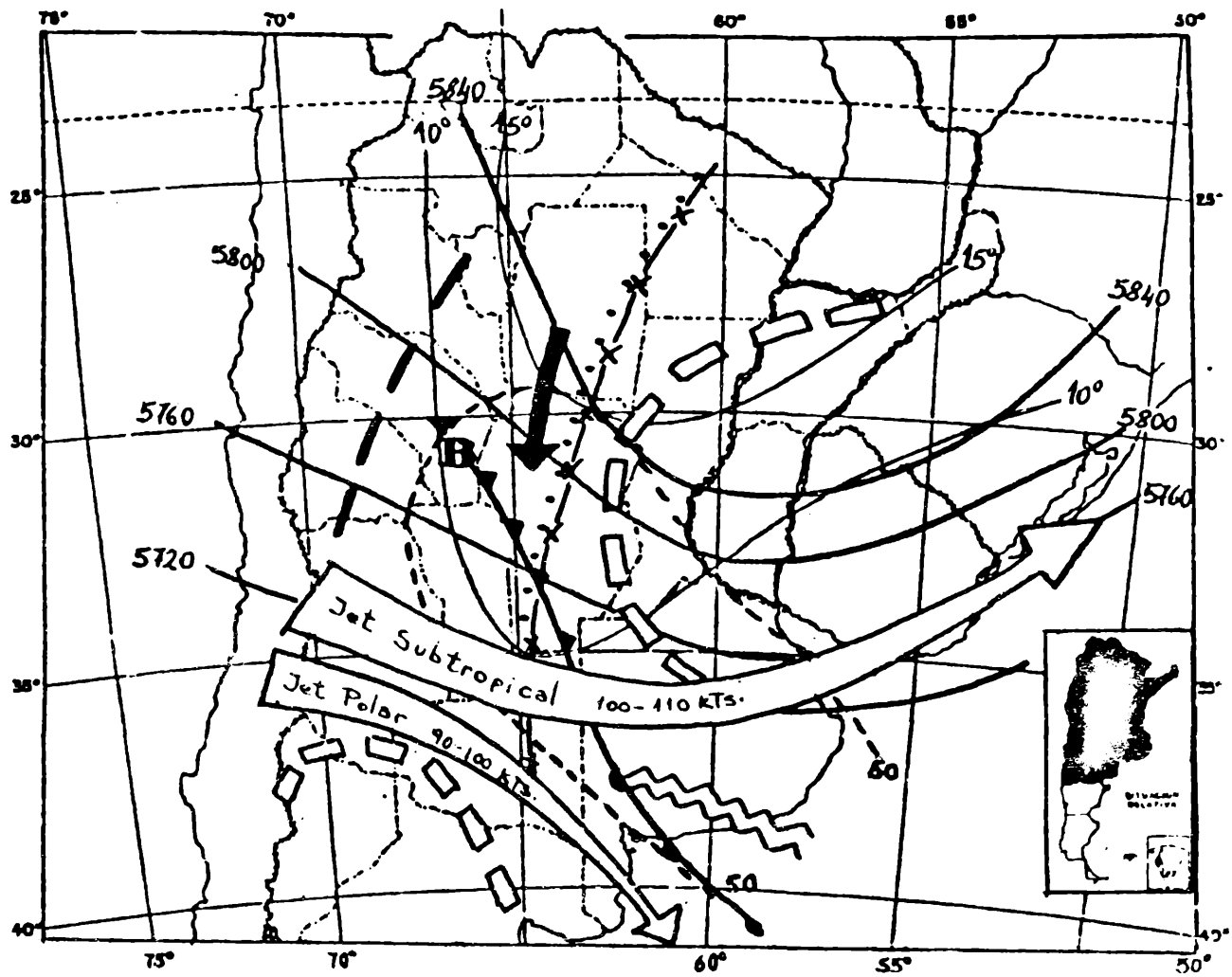



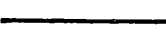


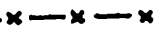






Fig.4: Carta compuesta con los parámetros pronosticados de tormenta severa (según Miller, 1967) para el 9 de noviembre de 1983 a las 12 Z.

Especificaciones:

-  Posición del frente en superficie
-  Corriente en chorro en niveles altos
-  Topografía absoluta de 500mb
-  Isolíneas de temperatura de punto de rocío en 850mb
-  Corriente en chorro en niveles bajos
-  Eje de aire cálido en 850mb
-  Eje de aire húmedo en 850mb
-  Posición del eje de vaguada en onda corta en 500mb
-  Zona de difluencia
-  Entrada de aire seco en 700mb
-  Zona de índice total igual o mayor de 50

el pronóstico obtenido para Resistencia de NO TORMENTA indica que el radiosondeo efectuado allí a las 9 horas (12Z) registró condiciones aún lejanas de la región inestable crítica. Las tormentas en Mendoza, no detectadas por el esquema lógico, se debieron al pasaje de un segundo frente que, durante el transcurso del día, se desplazó desde la Patagonia.

Tabla 4: Horas en que el observador meteorológico registró el comienzo de la actividad tormentosa el día 9 de noviembre de 1983.

Estación	Hora
Córdoba	15:30 hs
Salta	20:05 hs
Santa Rosa	1:00 hs
Cdte. Espora	No se registraron tormentas
Ezeiza	13:20 hs
Mendoza	20:15 hs
Resistencia	23:15 hs

Con respecto a los parámetros de Miller, se halló una aceptable definición de los parámetros sinópticos. Los parámetros de escala subsinóptica quedaron limitados a una estimación debido a la inadecuada densidad de la red de estaciones y, especialmente, a la ausencia del radiosondeo de Córdoba. Los parámetros que alcanzaron la gradación "fuerte" y "moderada" son los que clásicamente se mencionan como de mayor importancia en la generación de tormentas severas pero una cantidad no despreciable alcanzó solo una definición "débil" sin que influyera sobre ellos las razones expuestas antes.

Esta ambigüedad ya fue señalada por Maddox (1982) y dificultaría la aplicación con fines operativos de la Tabla de Miller.

Por el contrario, en la carta compuesta, se logra visualizar un área que se extiende desde Olavarría hasta el norte de San Juan, como región de origen de la línea de inestabilidad que luego se desplazó sobre las provincias del centro y noreste.

Las líneas aéreas comerciales no pudieron cubrir los itinerarios entre Buenos Aires y los aeropuertos del noroeste del país. Las tormentas que se desarrollaron durante la tarde del 9 de noviembre produjeron intensas granizadas en el noroeste del país teniendo su máximo desarrollo en la Provincia de Tucumán donde además ocasionaron daños en árboles y viviendas.

6. CONCLUSIONES

La situación sinóptica del 9 de noviembre de 1983 no puede considerarse dentro de las clásicas que, en principio, presentan la mayor cantidad de factores propicios para la formación de tormentas severas. Los valores ambiguos que resultan de calcular los parámetros propuestos por Miller sugieren la poca eficiencia del método desde el punto de vista operativo notada por varios autores especialmente Maddox (1982) quien limitó la aplicación del método a los casos netamente baroclínicos. En el esquema lógico de Colquhoun, aparentemente, no es necesario tener en cuenta esta restricción ya que los resultados fueron más definidos y a la vez coincidentes con el grado de actividad convectiva que se desarrolló.

Comparando el método de Colquhoun y la Tabla de Miller se puede ver que el esquema lógico formula con mayor precisión el pronóstico de tormentas sobre un punto de la región, mientras que la carta compuesta de Miller proporciona una buena definición de la zona sobre la que se generarán las tormentas.

Para los fines operativos sería más conveniente la aplicación conjunta del esquema lógico de Colquhoun y de la carta compuesta de Miller, teniendo en cuenta que, obtenida la región de generación de tormentas con ésta última, el esquema lógico proporcionaría, además de la intensidad de la convección, el área de extensión de las tormentas durante el día.

7. BIBLIOGRAFIA

- Colquhoun, J.R., 1980: A method of estimating the velocity of a severe thunderstorm using the vertical wind profile in the storm's environment; Preprint Vol. 18 Conference on Weather Forecasting & Analysis; Amer. Met. Soc.
- Colquhoun, J.R., 1982: A logic sheet to assist forecasting thunderstorm; Proc. 12 Severe Local Storms; Confer. Amer. Met. Soc.
- Maddox, R.A. and Doswell III, C.A. 1982: Forecasting severe thunderstorm: A brief evaluation of accepted techniques; Proc. 12 Severe Local Storms; Amer. Met. Soc.
- Miller, R.C., 1967: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the military weather warning center; Tech. Rep. 200 Air Weather Service (MAC); USAF.
- Necco, G.V. y Velasco, I., 1980: Valores medios extremos y desviaciones estandar de datos aerológicos; UBA; FCEyN, Departamento de Meteorología.

EL VECTOR PERTURBACION DE LAS TORMENTAS GEOMAGNETICAS
EN ISLA AÑO NUEVO

Maria del Carmen Vecchi (1) y Otto Schneider (1)(2)

(1) Consejo Nacional de Investigaciones Cientificas y Técnicas

(2) Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA

1) Introducción

En un estudio anterior (Vecchi, Van Zele y Schneider 1984; en adelante: VZS) se analizaron algunos aspectos de la morfología de las tormentas geomagnéticas en Isla Año Nuevo (lat. geogr. $-54^{\circ}6'$; long. geogr. $295^{\circ}9'$; lat. geomag. $-43^{\circ}2'$), en adelante: (AN, manifiestos en la componente horizontal H, la más claramente sensible a estas perturbaciones en latitudes no polares. El presente trabajo complementa aquel análisis considerando también los dos restantes elementos magnéticos, la declinación (D) y la componente vertical (Z), con miras a verificar el comportamiento del vector perturbación durante el desarrollo de una tormenta tipo en sus fases inicial, principal y residual.

2) Antecedentes

En las tormentas plenamente desarrolladas de latitudes no polares se observa (Sugiura y Chapman 1960): a) un comienzo brusco o marcado, seguido de un período de muy pocas horas en las que H es incrementada, en tanto que Z experimenta cambios menores no muy definidos; b) una fase principal, con un marcado descenso de H en ambos hemisferios, durante un lapso del orden de unas 12 horas, acompañado de un incremento numérico de Z, o sea una inclinación más acentuada, en ambos hemisferios; c) una fase residual, que se extiende por varios días, caracterizada por una recuperación de ambas componentes, más lenta en Z que en H. Los cambios en D, durante las tres fases, son menos definidos.

Los signos y valores específicos que asumen las componentes durante el desarrollo de la tormenta son expresión de un hecho ya señalado en forma parcial a fines del siglo pasado (Van Bemmelen 1895 y trabajos posteriores) y luego demostrado de un modo más elaborado durante la primera mitad del nuestro, en estudios, entre otros, de Schmidt (1924), Bartels (1931), McNish (1933) y Slaucitajs y McNish (1937), a saber que el vector perturbación durante las fases principal y residual tiende a alinearse en el

plano del meridiano geomagnético del lugar. No coincide, sin embargo, con la dirección paralela a la del eje del campo dipolar, sino que asume una inclinación menor (numéricamente) que la correspondiente a dicho campo. Esta desviación no es despreciable, siendo en latitudes medias del orden de los 20° a 30°, sugiriendo la presencia, en el campo global de la perturbación, de efectos otros que el de la corriente anillo ecuatorial, ya sea ionosféricos o internos.

3) Datos

Con el fin de posibilitar la combinación de los aportes de Z y D con el de H, ya disponible este último como resultado del trabajo VZS, el presente estudio se limita también al análisis de las 25 tormentas antes investigadas, siendo aquellas que durante el funcionamiento de IAN (1902 a 1917) se caracterizaron por un comienzo "brusco" (sc) o "abrupto" (a); para más detalles nos remitimos a VZS. Queda por resolver en estudios posteriores la conveniencia, o no, de englobar en un solo conjunto las "tormentas pronunciadas" aquí contempladas, con las (3 veces más numerosas) de comienzo paulatino o desarrollo menos pronunciado. En efecto, algunos resultados de Sugiura y Chapman (1960) sugieren la posibilidad de que en tal conjunto el beneficio del mayor volumen de la muestra compense con creces la desventaja causada por la admisión de datos afectados por un mayor ruido estadístico.

Al igual que en VZS, se han utilizado sucesiones de 73 valores horarios instantáneos, aquí de Z y D, abarcando así tres días a partir del comienzo de cada tormenta.

4) Procedimiento de análisis

Las etapas del análisis y procedimientos adoptados para Z y D fueron los mismos que en el estudio previo VZS, comprendiendo: a) la determinación y eliminación de la variación solar tranquila S_q subyacente; b) la depuración en concepto de DS, el "disturbio en tiempo local"; c) el ordenamiento de los datos en tiempo tormenta y superposición de los 25 casos, con el fin de obtener la marcha media D_{st} , el "disturbio en tiempo tormenta". Las sucesiones resultantes para Z y D, combinadas con su análoga para H, permitieron estudiar la evolución del vector perturbación en tiempo tormenta.

5) Resultados

Denominaremos con h , z y d las componentes del vector perturbación, con origen en el nivel pre tormenta; aquí d , expresado en nanoteslas, es la componente normal (positiva hacia el E) a la proyección horizontal del vector no perturbado.

La marcha, en tiempo tormenta, $Dst(z)$ y $Dst(d)$, responde en su desarrollo y signo al esquema global hallado anteriormente en otras regiones del Hemisferio Sur*; en particular se verifica que z , después de unas tres horas correspondientes a la fase inicial pasa a asumir valores negativos (de unos $-15nT$) en las fases principal y residual, en tanto que d acusa en estas dos fases valores que oscilan alrededor de unos $+10nT$, magnitud ésta que a primera vista podría parecer elevada a la luz de hallazgos análogos anteriores (Sujiura y Chapman 1960), pero que es la apropiada para asegurar la disposición espacial del vector perturbación, como se verá.

Dicha orientación espacial está representada en la figura 1, hora por hora, mediante los ángulos acimutal (ϵ) y de altura (α) de los puntos que en la bóveda celeste resultan de prolongar hasta ella el vector perturbación. Los puntos correspondientes a la fase inicial están numerados de I a 3, mientras que el 4 representa la entrada a las fases principal y residual. En ellas el vector perturbación tiende a asumir alturas α sobre el horizonte generalmente inferiores a los 30° , ubicándose en acimutes cercanos al Sur, que en la posición geográfica de IAN coincide prácticamente con el meridiano geomagnético. Esto se visualiza en la figura 2, donde el punto I representa la orientación media del vector durante las primeras tres horas de tiempo local; el punto II el promedio análogo correspondiente a las 48 horas de perturbación residual, (a partir de la hora 24 de tiempo tormenta) y el III el promedio de todo el proceso.

El resultado fundamental es el que surge de considerar, por último, el punto A, que marca el Polo Geomagnético Austral (polo del campo dipolar no perturbado). En efecto, los ángulos mencionados son, respectivamente:

* Chapman y Bartels (1940) dan una reproducción fiel del mapa mundi de Slautitajis y McNish (1936), pero en su epigrafe está invertido el signo de z .

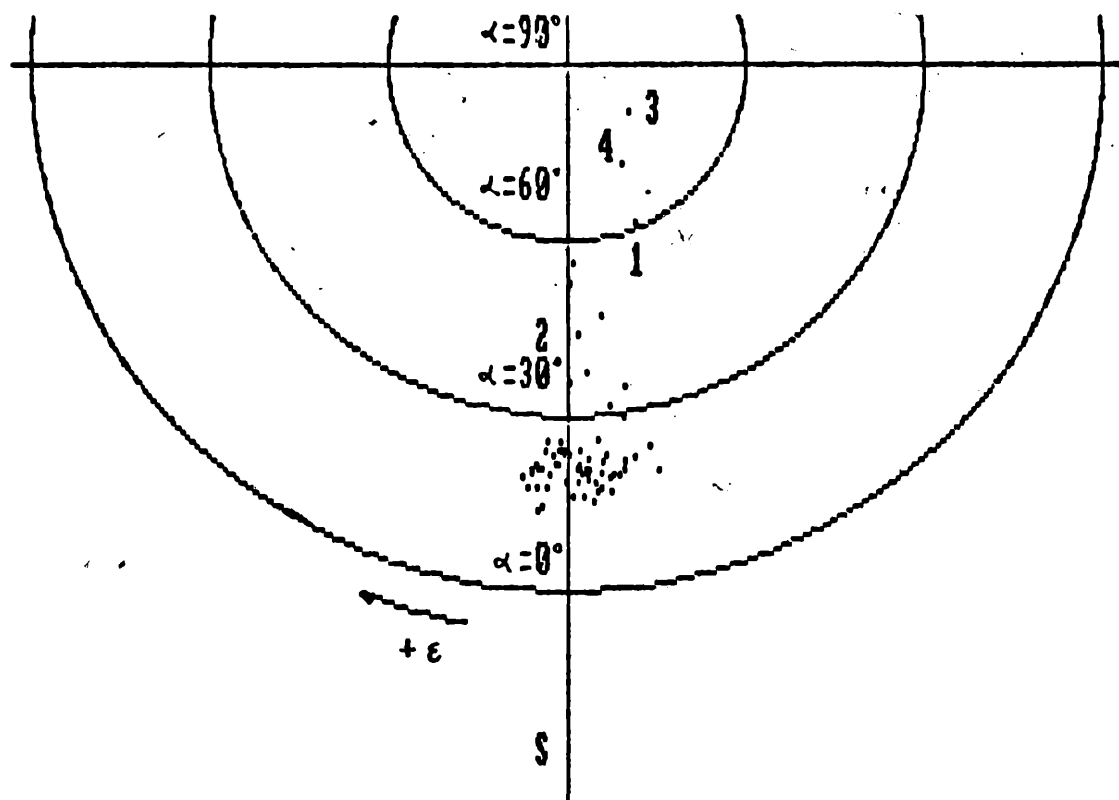


Figura 1: Isla Año Nuevo- Altura y azimut del vector perturbación, tormentas pronunciadas.

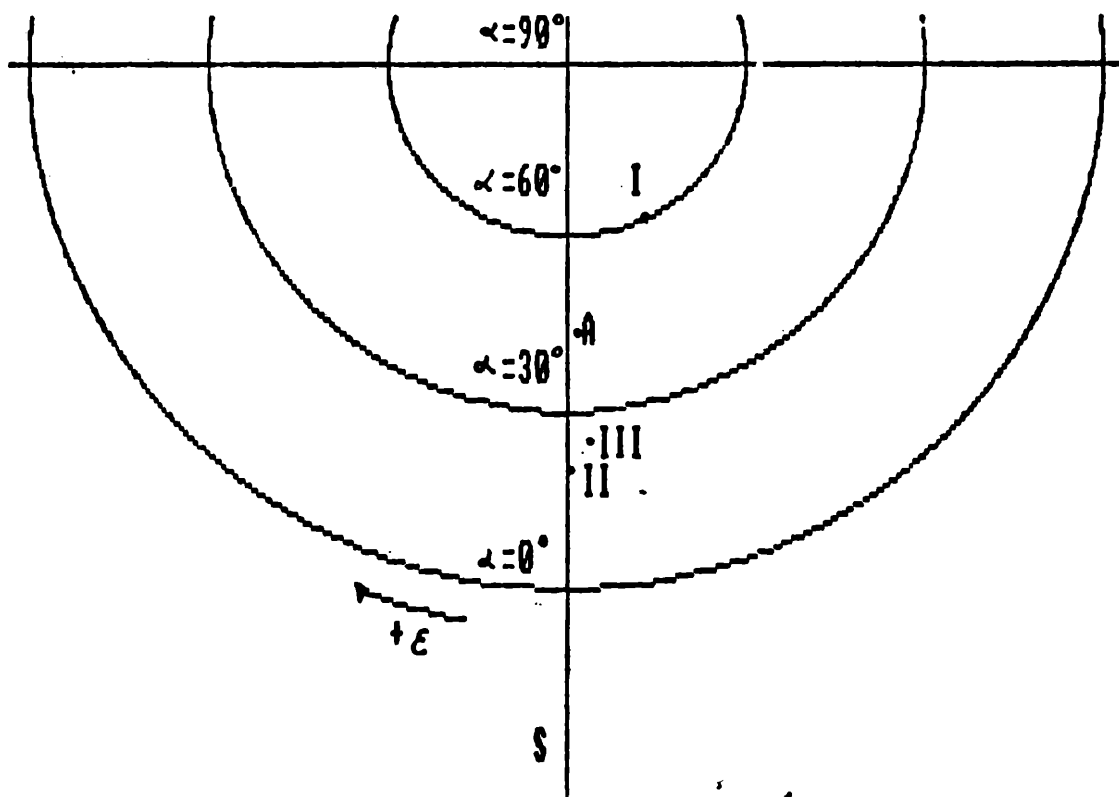


Figura 2: Isla Año Nuevo. Promedios vector perturbación de tormentas pronunciadas. I: fase inicial, II: fase residual, III: promedio general, A: polo geomagnético austral.

<u>Punto</u>	<u>Altura(°)</u>	<u>Acimut(°)</u>
I	60°8	-25°9
II	20°6	- 0°2
III	25°4	- 3°1
A	43°6	- 1°5

Se confirman, de este modo, los siguientes hechos: a) el vector perturbación se ubica con aproximación satisfactoria en el plano del meridiano geomagnético (el cual en IAN coincide prácticamente con el geográfico, como lo señala la pequeñez del ángulo acimutal de A); b) el vector perturbación está algo inclinado respecto de la dirección al polo A, y la discrepancia es de la magnitud esperada.

Reconocimiento

Este estudio fue realizado en el marco del proyecto PID 3095200 subsidiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Agradecemos al Instituto Antártico Argentino el acceso a los datos del Observatorio Isla Año Nuevo y la realización de una parte sustancial de los cálculos iniciales, tarea que estuvo a cargo de la Srta. Catalina T. Cano. La Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA, nos brindó amplias facilidades en el ámbito del Departamento de Ciencias Geológicas, que nos complacemos en reconocer. La Lic. María Andrea van Zele aportó valiosos comentarios constructivos, y la Srta. Miriam G. Nieto colaboró eficazmente en el procesado final de los datos.

BIBLIOGRAFIA

- Bartels, J. (1931).- Geophysical stereograms. *Terrestr. Magn.* 36, 187-198.
- Chapman, S. y Bartels, J. (1940).- *Geomagnetism*. Oxford.
- McNish, A.G. (1933).- Sudden commencements at Watheroo. *Comptes Rendus Assemblée de Lisbonne 1933. Assoc. Magn. Electr. Terr.*, Bull. N°9, 234-240.
- Schmidt, A. (1924). *Das erdmagnetische Aussenfeld.* *Zs.f. Geophysik*, 1, 3-13.
- Slaucitajs, L. y McNish, A.G. (1936).- The field of magnetic storms as deduced from the mean difference of magnetic intensity on quiet and disturbed days. *Int. Union Geod. Geoph.. Assoc. Terr. Magn. Electr.*, Bull. N°10, Edinburgh Meeting, 289-301.
- Sugiura, M. y Chapman, S. (1960).- The average morphology of geomagnetic storms with sudden commencement. *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.- Phys. Klasse, sonderheft Nr.4.*
- Van Bemmelen, W. (1895).- Die erdmagnetische Naschstörung. *Meteorol. Zs.* 12, 321-329.
- Vecchi, M. del C., Van Zele, M.A. y Schneider, O. (1984).- Tormentas geomagnéticas en Isla Año Nuevo. Presentado en la XIIIa. Reunión Científica de Geofísica y Geodesia, Bariloche. A ser publicado en GEOACTA. (en prensa).

Marcelo Keller
Instituto Antártico Argentino
José Kostadinoff
Instituto Argentino de Oceanografía
M. Trinidad Diaz
Instituto Antártico Argentino

**RELEVAMIENTO SISMICO EN EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE FOS-ARCO
DE LA PENINSULA ANTARTICA**

RESUMEN

Durante los meses de enero y febrero de 1986 se efectuó en la isla Marambio *, Antártida, un relevamiento geofísico conjunto entre el Instituto Antártico Argentino (IAA) y el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO). El objeto fue determinar estructuras y espesores de la pila sedimentaria que se encuentra en este sector de la cuenca del mar de Weddell noroccidental. En dicho relevamiento se utilizaron los métodos de sísmica de reflexión y refracción, gravimetría y magnetometría, sobre los terrenos aflorantes de edades cretácica y terciaria.

Los registros sísmicos muestran la presencia de horizontes reflectores dentro del paquete sedimentario, dispuestos subhorizontalmente, levemente inclinados hacia el NW (tendencia que se mantiene en los horizontes más profundos), e interrumpidos por fallas, algunas de ellas no visibles en superficie, pero evidenciadas en los perfiles gravimétricos y magnetométricos. Se pudo determinar un importante espesor sedimentario mayor de 2,1 segundos, que confirma las suposiciones elaboradas a partir de estudios geológicos y geofísicos realizados en años anteriores por el IAA.

* Seymour en la literatura inglesa

ABSTRACT

In January and February 1986 a geophysical survey was carried out in Marambio Island by the Instituto Antártico Argentino (IAA) and the Instituto Argentino de Oceanografía (IADO). The objective was to determine structures and thicknesses of this area of the North-West Weddell Sea Basin. Seismic reflection and refraction methods as well as gravity and magnetics were used on the Cretaceous and Tertiary outcrops.

Seismic records show subhorizontal reflective layers gently dipping towards the NW, cut by faults, not visible on the surface but observed in the magnetic and gravity profiles. An important sedimentary thickness was determined which confirms previous geological and geophysical studies carried out by the IAA.

1. INTRODUCCION

La isla Marambio, perteneciente al grupo de islas James Ross, se halla ubicada en el mar de Weddell 100 Km al E de la península Antártica a los 64°15' de Latitud Sur y 56° 43' de Longitud Oeste y está separada de las islas James Ross y Cerro Nevado por los estrechos Bouchard y Arguindeguy respectivamente.

Tiene 20 Km de largo en dirección NE-SW y un ancho máximo de 8 Km entre cabo Bodman y bahía Pinguino; se destaca en su relieve una meseta de 200 m de altura, constituida por rocas terciarias y depósitos cuaternarios sobre los que se asienta la Base Marambio (Fig.1).

A partir de 1973, con los estudios iniciados por el IAA y que fueron recopilados en la Contribución Científica Nº 217 (Rinaldi et al, 1978), comienza a darse mayor interés a las investigaciones en la isla Marambio.

Durante los meses de enero y febrero de 1986, el IAA en colaboración con el IADO llevaron a cabo un relevamiento sísmico de reflexión de 6,9 Km de longitud en los terrenos cretácicos aflorantes en la isla, a lo largo de la dirección NE-SW. Además se hicieron observaciones de gravedad y magnetismo sobre el mismo perfil sísmico.

Este trabajo tuvo como objetivos definir las estructuras internas y el relieve del basamento en este sector de la cuenca de pos-arco, juntamente con la determinación de la velocidad de propagación superficial de ondas compresionales en la capa de suelo congelado (permafrost), común en estas latitudes.

2. MARCO GEOLOGICO

El desarrollo de la cuenca sedimentaria, a la que se hace referencia, en este estudio está vinculado a la migración hacia el NW de un antiguo arco magmático ubicado en el actual mar de Weddell cuya actividad volcánica y plutónica ha tenido representación en la parte oriental de la península Antártica desde el Jurásico hasta el Terciario inferior. Esta estructura geotectónica controló la sedimentación a lo largo del borde oriental de la península Antártica e islas adyacentes, a espaldas de ese arco, en una cuenca denominada de pos-arco (del Valle et al., 1983 #1 y 1986; del Valle y Fourcade 1986 y del Valle y Nuñez, 1986).

El basamento de esta cuenca estaría representado por las metamorfitas del Complejo designado como "Trinity Peninsula Series" (Adie 1957) atribuidas al Triásico por Thomson (1977) y Edwards (1977). La sedimentación está documentada a partir del Oxfordiano superior (Jurásico, Malm) hasta el Cenozoico superior con características de haber ocurrido preferentemente en mares poco profundos, según un esquema de cuatro ciclos propuesto por del Valle et al (1983 #1) y del Valle y Fourcade (1986); la máxima acumulación en esta cuenca se produjo durante el Cretácico superior (Campaniano).

La isla Marambio está formada por areniscas y pelitas del Cretácico superior alto (Campaniano-Maestrichtiano) pertenecientes al Grupo Marambio y sedimentitas clásticas del Terciario inferior (Grupo Seymour) dispuestas en discordancia sobre las anteriores.

Existen también afloramientos cuartarios de escasa potencia, constituidos por depósitos de playa, detritos fluviales y depósitos glaciares (gravas y bloques erráticos) de composición metamórfica y granítica, estos últimos expuestos sobre la meseta.

Los movimientos tectónicos del Terciario y Cuartario son los responsables de la fracturación que afecta a la isla en tres direcciones, N-S, E-W y ENE-WSW (Rinaldi et al., 1978).

La unidad litológica Cretácica sobre la que se realizaron estas investigaciones es la Formación López de Bertodano que aflora en la mayor parte de la isla e integra el Grupo Marambio perteneciente al tercero de los ciclos sedimentarios citados. Se caracteriza por tener abundantes fósiles en muy buen estado de conservación con un espesor medido de 4600 y de 7000 m integrando información de superficie (del Valle et al., 1983 #1).

Este paquete sedimentario se dispone homoclinalmente con rumbo NE-SW e inclinación general de 8 a 10° al SE (Rinaldi et al., 1978). Se distingue por tener un relieve sumamente irregular, elaborado por una intensa acción glacifluvial y una capa de suelo congelado que sólo se descongela superficialmente hasta una profundidad de unos 20 cm durante las horas de sol del verano.

3. ANTECEDENTES GEOFISICOS

Existen antecedentes de estudios geofísicos realizados en la isla por el IAA desde 1979, año en que comenzaron a ejecutarse sondajes magnetoteléuricos (Fournier et al., 1979; del Valle et al., 1983 #2) Mediante este método se determinaron tres capas bien diferenciadas en cuanto a sus valores de resistividad: una primera de 0,325 Km de espesor y $12 \Omega \cdot m$; otra zona de 4,4 Km de espesor aproximado y $200 \Omega \cdot m$ y finalmente una de aproximadamente 2 Km de potencia y $2 \Omega \cdot m$, que dan en total un espesor cercano a los 6,7 Km. Estas tres capas en conjunto se pueden considerar de baja resistividad en comparación con la capa sobre la que apoyan y cuyo valor es de $2000 \Omega \cdot m$, el cual sería consistente con la presencia de rocas del basamento de la cuenca, en tanto que las primeras corresponderían a rocas sedimentarias (del Valle y Fourcade, 1986).

Ohsz (1975) realizó una serie de pruebas sísmicas sobre la meseta de la isla, en las que utilizó, principalmente, el método de refracción y obtuvo mediante un tendido simétrico para reflexión, señal de reflectores hasta 1,2 seg. de profundidad.

4. METODOLOGIA

En el campamento base establecido en la isla, se materializó un punto origen cuyas coordenadas fueron obtenidas por posicionamiento satelitario TRANSIT; se utilizó un equipo JMR4-4A tras 50 pasos de satélite considerados de buena calidad. Este punto de coordenadas $\phi = 64^{\circ} 16' 22''$ S y $\omega = 56^{\circ} 44' 56''$ W, se tomó como arranque para el trabajo topográfico.

4.1 Sísmica

Se utilizó, principalmente, el método de sísmica de reflexión de 24 canales con la técnica del punto común profundo (stacking) a lo largo de 6,9 Km, en una línea ubicada en dirección NE-SW, en la parte central de la isla, sobre los terrenos cretácicos aflorantes (Fig.1).

Tanto la distancia entre la fuente y el primer receptor como la separación entre estacas fue de 100 m y se empleó un arreglo de 21 geófonos por estaca con distancia variable y peso constante.

La información fue registrada en un sismógrafo TEXAS INSTRUMENTS DFS III de 48 canales con un intervalo de muestreo de 4 msec. y una longitud de registro de 5 seg.

Debido a las características del terreno y a los inconvenientes logísticos que dificultaban la realización de perforaciones, se decidió usar cordón detonante FAMICORD de 40 gr/m y 7000 m/s de velocidad de detonación, como fuente de energía.

Las cargas (6 Kg por posición) se dispusieron en dos zanjas paralelas al tendido sísmico y separadas 2 m entre sí a una profundidad de 20 a 30 cm; sin embargo, en los puntos donde la topografía se presentaba excesivamente abrupta, se optó por colocar el cordón en un solo pozo a 1 m de profundidad, a modo de carga puntual.

Para producir las explosiones se utilizaron detonadores eléctricos disparados por cable desde el campamento.

El perfil de refracción realizado sobre terrenos terciarios contó con un tendido corto de 12 canales y separación de 10 m entre estacas con una distancia fuente-receptor de 100 m; se registró la información en un sismógrafo portátil de 24 canales GEOMETRICS 2415 F

4.2 Gravedad y Magnetismo

Junto con el estudio sísmico se hicieron observaciones de gravedad y magnetismo; y se han tomado como base los puntos de posición y cota conocidos del perfil sísmico.

Se contó con un gravímetro LACOSTE & ROMBERG G-748 geodésico, con lectura digital, cuyas mediciones fueron vinculadas con el punto base de las observaciones argentinas en la Antártida. Dicho punto está ubicado en las inmediaciones de la Base Marambio (Skvarca et al., 1979) y su valor es de 982219.61 mgals. Durante el tiempo que demandó el trabajo, el instrumento se transportó en mochila por terreno accidentado, y se observó una deriva de 0,02 a 0,06 mgals por hora.

Para magnetometría se utilizaron un magnetómetro portátil GEOMETRICS G-816 y otro de estación modelo G-826 A, instalado en el campamento base, con el cual se obtuvo un registro continuo para control de las variaciones diurnas del campo magnético. Durante el tiempo en que se hicieron observaciones a lo largo del perfil, no se registraron tormentas magnéticas ni oscilaciones de alta frecuencia que entorpecieran las mediciones.

5. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

5.1 Sísmica

Se logró un cubrimiento del 1200% en la mayoría de los puntos comunes profundos. Con el perfil topográfico se efectuaron las correcciones estáticas para una velocidad de 2600 m/s.

El procesamiento de los registros sísmicos consistió en el demultiplexeo y recuperación de la amplitud, aplicación de filtro FK, editado de trazas ruidosas, ordenamiento por punto común profundo, análisis de velocidad y suma preliminar, corrección dinámica, enmudecimiento frontal, ecualización con ventanas de 500 mseg, aplicación de correcciones estáticas residuales, filtro pasabanda 10-40 Hz, ecualización con ventanas de 1000 mseg y filtro de coherencia.

Las velocidades que se usaron en el proceso, no pueden ser tenidas en cuenta para el cálculo de los espesores en metros, en virtud de inconvenientes en la registración e indeterminaciones en el espesor de la capa congelada.

5.2 Gravimetría

A partir de los datos de campo corregidos, se calcularon las anomalías de aire libre y Bouguer, estas últimas considerando una densidad promedio de 2,57 g/cm³ obtenida a partir de rocas sedimentarias de la comarca. El cálculo de la corrección topográfica se vio imposibilitado dado que sólo se dispone de cartas en escala 1:20000 de la isla Marambio, la que resulta pequeña para los fines de la corrección, para un trabajo local como el encarado. Finalmente, las anomalías se graficaron a lo largo del perfil medido (Fig.4)

5.3 Magnetometría

Los valores observados en cada punto estación fueron corregidos por la variación temporal del campo magnético, usando los registros obtenidos en la estación base. La determinación de las anomalías magnéticas, a partir de estos valores, se hizo tomando como referencia un campo regional extraído de los mismos registros de variación diurna y cuya forma, dada la poca extensión del perfil medido resulta, en general, similar a la del IGRF (International Geomagnetic Reference Field), sin ser coincidente con éste. Una vez removido el regional, no se observan en el perfil gradientes residuales.

6. PERMAFROST Y CAPA METEORIZADA

A lo largo del perfil de reflexión se pudo observar terreno bien consolidado, con buena capacidad de transmisión de la energía sísmica a excepción de los primeros centímetros que sufrían descongelamiento durante las horas de sol. Esto se debe a la presencia del

permafrost hasta una profundidad que no fue posible determinar con el método de sísmica de refracción, dada la menor velocidad que tienen las capas inmediatamente subyacentes a la capa congelada. Sin embargo, en la zona de afloramientos terciarios (Fig.1), se obtuvo una velocidad de 2700 m/s para la capa superficial del permafrost. Corte (1982) ha estimado la profundidad del suelo congelado en la isla Marambio en 300 m; se basó para ello en el gradiente geotérmico de 1°C para esta zona, y determinó que la variación estacional de la temperatura afecta a los primeros 25 m del terreno.

Según este concepto y dado que durante el verano, cuando se ejecutó este estudio, las temperaturas oscilaron entre 0°C y -5°C, se puede decir que la velocidad encontrada está dentro de los valores de variación de la velocidad con la temperatura para permafrost en terrenos limo-arcillosos que citan Scott et al. (1978) (Fig.2).

Ohisz (1975) realizó pruebas de refracción sobre la meseta de la isla, en terrenos cuaternarios y terciarios, las que arrojaron una velocidad de 3460 m/s para la capa superficial congelada; este valor difiere del obtenido por los autores y podría atribuirse a variaciones litológicas (mayor granulometría), ya que la parte superior de la secuencia, de 275 m de espesor, está compuesta por abundantes intercalaciones de areniscas y conglomerados.

7. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

7.1 Sísmica

En la sección sísmica tomada en conjunto, podrían marcarse dos zonas, según el carácter de las reflexiones. Una primera zona que llega hasta los 2,1 seg., en la que se destacan horizontes reflectores discontinuos que en la parte superior tienden a hacerse subhorizontales, levemente buzantes hacia el NE, y otra ubicada por debajo de los 2,1 seg. de aspecto más homogéneo y sin reflectores definidos. Dentro de la primera zona, el último horizonte destacable es el nombrado con la letra A (Fig.3) y desde allí hacia la parte superior, se van definiendo mejor los reflectores, hasta la profundidad de

1,2 seg. en que se aprecian discontinuidades relacionadas a fallamiento (B,C,D, Fig.3) que también tienen su expresión gravimétrica y magnetométrica (Fig.4). La señalada con la letra B se vincula con el contacto fallado Cretácico-Terciario de rumbo ENE-WSW que es visible en superficie, en tanto que la C se correspondería con un juego de fallas locales de similar orientación y débil respuesta gravimétrica, ubicadas dentro del Cretácico. Por debajo de los 2,1 seg. no parece existir un cambio importante en el carácter de la señal como el que podría esperarse del basamento, ya que por ser metamórfico y estar fracturado y plegado, sería dable esperar como respuesta difracciones y reflexiones poco definidas.

El horizonte más profundo A, se puede asociar a los dos primeros ciclos sedimentarios más antiguos del Jurásico superior-Cretácico inferior que rellenaron esta cuenca de pos-arco, y que del Valle y Fourcade (1986) relacionan con la capa de baja resistividad detectada por el método magnetotelúrico. Estos autores vinculan los ciclos III y IV, a los que pertenecen los Grupos Marambio y Seymour respectivamente, con la capa de alta resistividad de 4.4 Km de potencia determinada por magnetotelúrica y que podría asimilarse a la zona de horizontes reflectores mejor definidos de la sección sísmica. Paterlini et al. (1984), en su estudio aeromagnético en el mar de Weddell noroccidental, citan que no encontraron anomalías magnéticas hacia el NE y E de la isla, hasta los 150 km de la misma, que pudieran ser reflejo de elevaciones en el basamento, en tanto Keller et al. (1985), mencionan la presencia de un lecho marino casi plano de suave pendiente hacia el E hasta 130 Km de la costa. Según estos datos y los obtenidos de la sección sísmica, se puede suponer que esta cuenca se extiende hacia el NE y E con espesores sedimentarios comparables a los sugeridos por la sísmica, al menos hasta donde se tiene conocimiento por estudios realizados en el área. Los perfiles sísmicos marinos de reflexión, citados en este último trabajo, también confirman la presencia de sedimentos dispuestos en capas subhorizontales, al SE de la isla Joinville.

7.2 Gravimetría y magnetometría

El perfil de anomalías de Bouguer (Fig.4) no presenta grandes variaciones de amplitud (+ 33 mgals a + 37 mgals); se observó una sola

de éstas, importante, aproximadamente a 1 Km al sur de la Quebrada Díaz (Fig.1), coincidente con las discontinuidades observadas en los reflectores sísmicos superiores (B, Fig.3 y 4) y con la falla que se ve en superficie correspondiente al límite Cretácico-Terciario. El perfil de Bouguer, a partir de esta anomalía y hacia el NE, toma valores decrecientes en concordancia con la inclinación de los reflectores superficiales en esa misma dirección.

En el perfil magnético de campo total es posible observar una correspondencia entre las anomalías magnéticas nombradas B, C, y D (Fig.4) y las mismas en el perfil sísmico. (Fig.3).

Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento a la empresa GEOSOURCE, al Ing. Claudio Cardama de SISMOS y al Ing Jorge Turú de YPF por la colaboración prestada en cuanto al asesoramiento y procesamiento de los datos sísmicos y al personal de la Fuerza Aérea Argentina y al Comando Antártico de Ejército por su apoyo logístico en las tareas de campo. Se agradece especialmente a YPF por haber facilitado los equipos de registración sísmica.

BIBLIOGRAFIA

- Adie, R.J. 1957: The Petrology of Graham Land III: Metamorphic Rocks of the Trinity Peninsula Series. FIDS Sc. Rp. Nº 2, pp 1-26.
- Corte, A. 1982: Geomorfología criogénica de la isla Seymour (Base Vicecomodoro Marambio). Antártida Argentina. A.G.A: Revista XXXVII (3): 331-347.
- del Valle, R.A., N. Fourcade y F. Medina. 1983 #1: Geología del extremo norte del borde oriental de la península Antártica e islas adyacentes entre los 63º 25' y los 65º 15' de Latitud Sur. IAA, Contribución Nº 276.

- del Valle, R.A., J. Demicheli, J. Febrer, H. Fournier, J.C. Gasco, H. Irigoien, M. Keller y C. Pomposiello. 1983 #2: Resultats des premieres sondages magnetotelluriques (M-T) effectués au large de la bordure NE de la Péninsule Antarctique. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 296. Série II, pp. 1189-1193.
- del Valle, R.A., F. Medina y N. Fourcade. 1986: La Formación Flora en bahía Botany (Botánica), península Antártica. IAA, Contribución Nº 289.
- del Valle, R.A. y J. Nuñez. 1986: Estructuras tectónicas en el borde de la península Antártica y su posible relación con el cinturón de compresión del arco volcánico. IAA, Contribución Nº 321
- del Valle, R.A. y N. Fourcade. 1986: La cuenca sedimentaria pos-Triásica del extremo nororiental de la península Antártica. IAA Contribución Nº 323.
- Edwards, C.W. 1977: New Paleontologic Evidence of the Triassic Sedimentation in West Antarctica. in Craddock (Ed.) Antarctic Geoscience, Madison. Wisc. pp 325-330.
- Fournier, H., M. Keller, J. Demichelli y H. Irigoien. 1979: Prospección magnetotelúrica en la isla Vicecomodoro Marambio. Antártida. IAA, Contribución Nº 235.
- Keller, M., J.H. Nuñez y M.T. Diaz. 1985: Algunos aspectos morfológicos del sector noroccidental de la cuenca del mar de Weddell. IAA, Contribución Nº 313.
- Ohsz, J. 1975: Informe sobre tareas cumplidas en la Base Vicecomodoro Marambio (Inédito). YPF.
- Paterlini, M., J. H. Nuñez y M. Keller. 1984: Relevamiento aeromagnético regional en el mar de Weddell noroccidental. Antártida. IAA, Contribución Nº 306.
- Rinaldi, C.A., J. Morelli, H. L. Rosenman y R.A. del Valle. 1978: Geología de la isla Vicecomodoro Marambio. IAA, Contribución Nº 217.
- Scott W.J., P.V. Selliman and J.A. Hunter. Geophysics in the study of permafrost. 1978. Third International Conference on Permafrost. Proceedings Vol.2, pp.93-115.
- Skvarca, P. J.C. Ignazzi y J.L. Masciotra. New Gravity tie to "Vicecomodoro Marambio" Island in the Antarctic Continent. 1979. Contribuciones a la geodesia aplicada. Facultad de Ingeniería. Universidad de Buenos Aires.

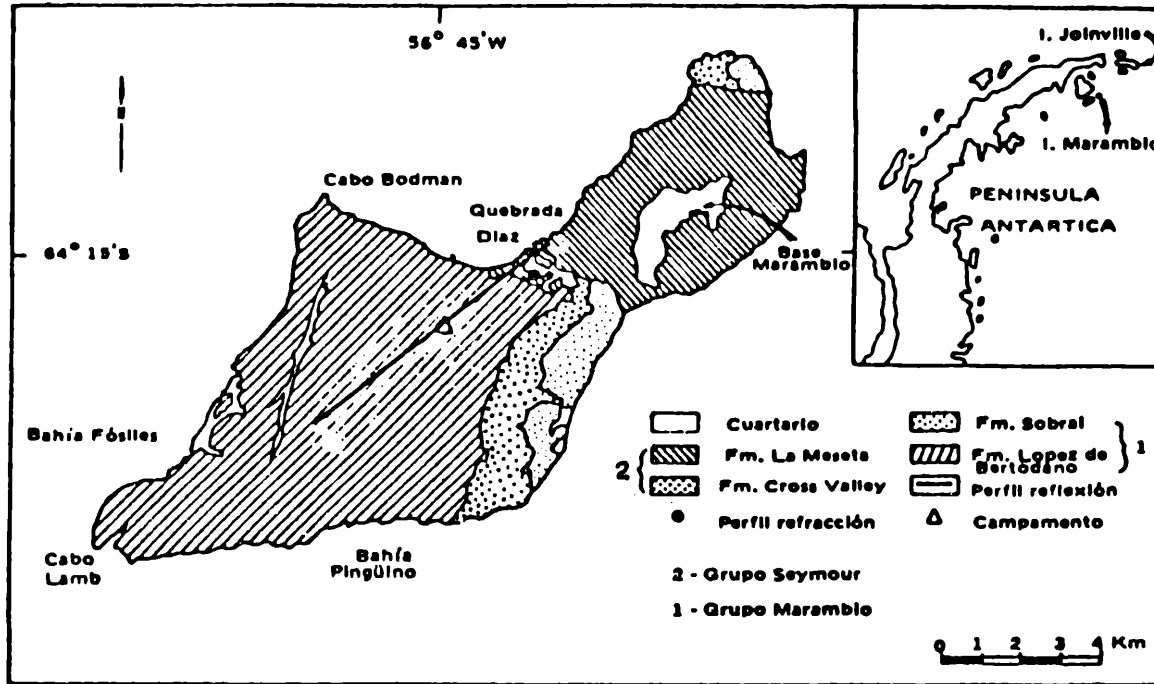


FIG. 1 Mapa de ubicación

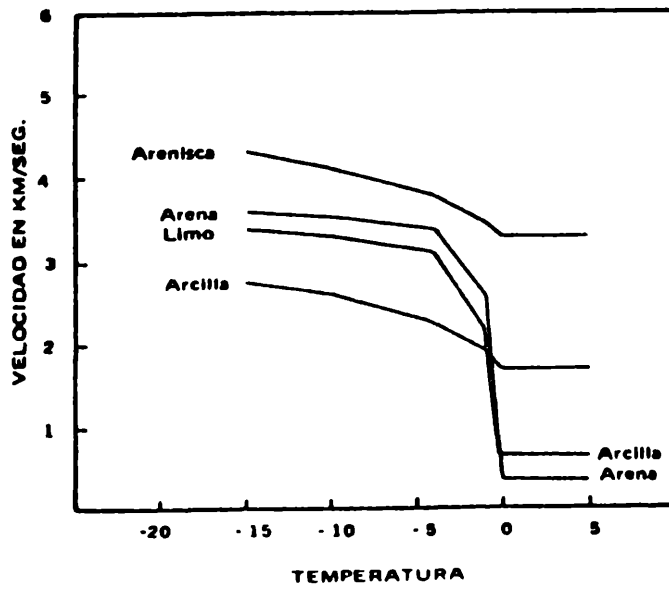


FIG. 2 Dependencia de la velocidad con la temperatura

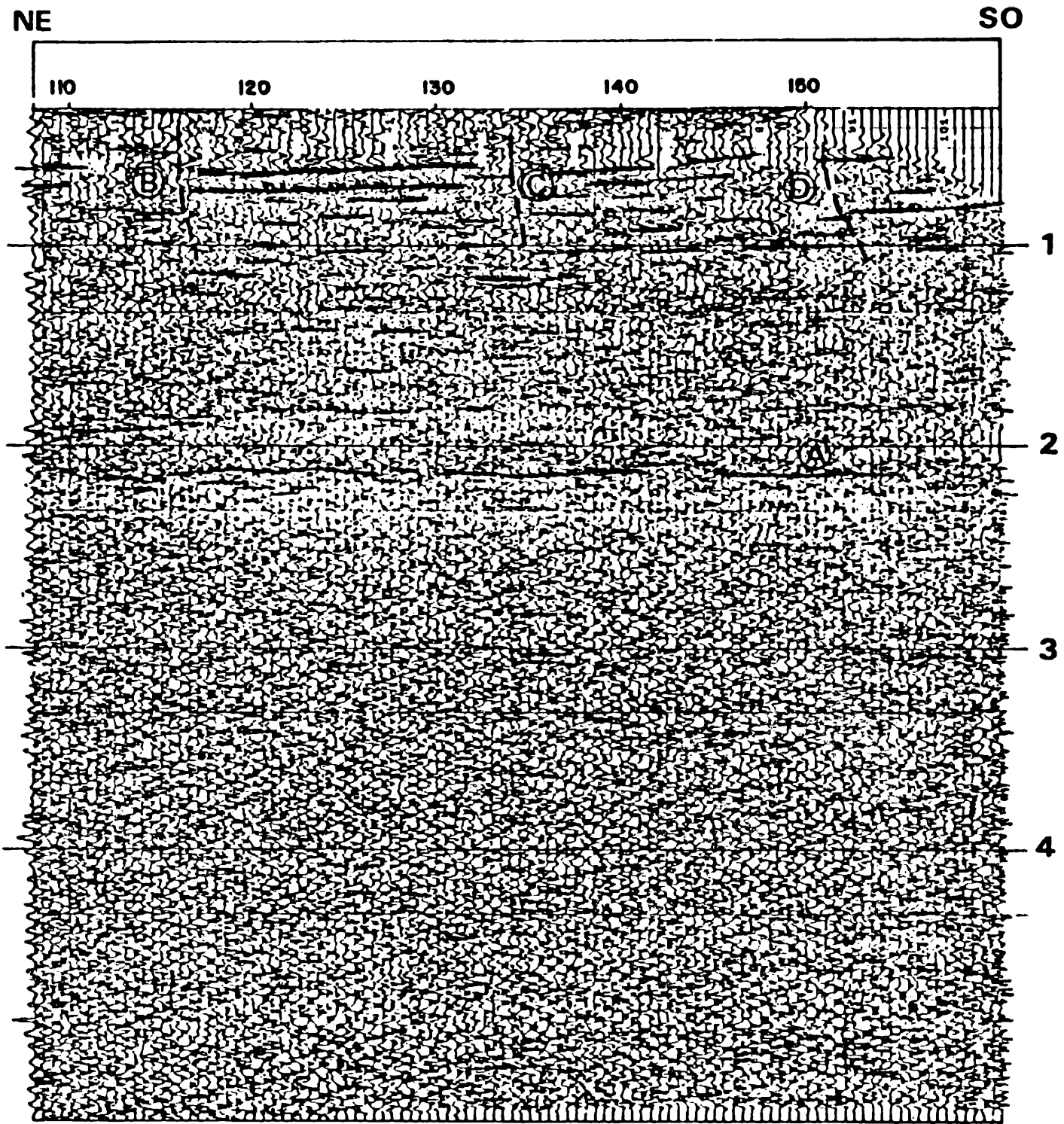


FIG. 3 Sección sísmica

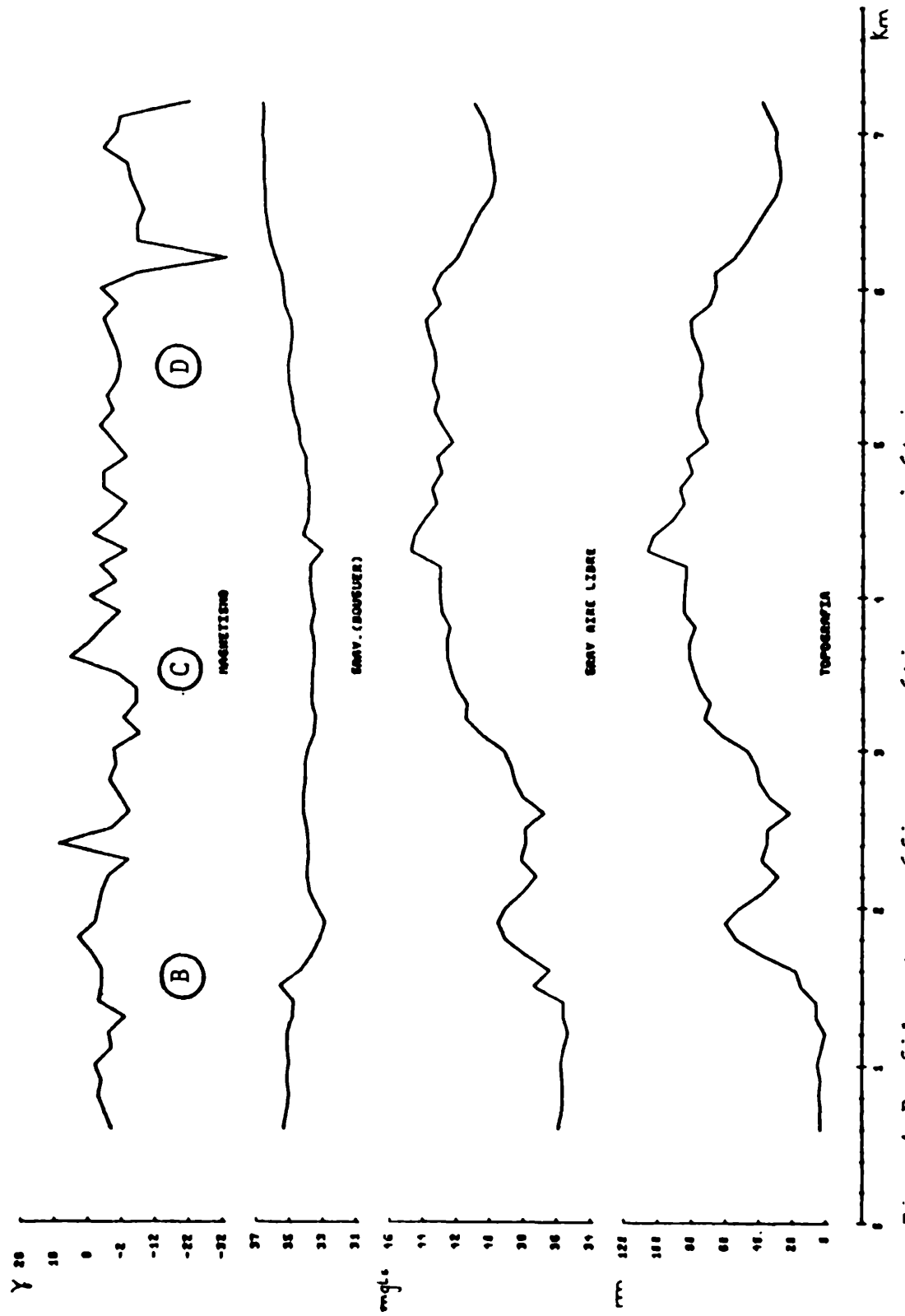


Fig. 4 Perfiles topográfico, magnético y gravimétricos.

SOBRE ALGUNOS PROCEDIMIENTOS QUE
SIMPLIFICAN LA UTILIZACION DE LA FORMULA DE PERMAN

R.M. Quintela y O.E. Scarpati

Centro de Investigaciones Biometeorológicas

H. Conti y R. Moschini

Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria

RESUMEN

En esta comunicación se trata de obtener nuevas mejoras en la aplicación de la fórmula de Perman, entendiéndose que es uno de los mejores estimadores de la evapotranspiración potencial, en opinión de la mayoría de los investigadores en la materia, por lo menos en determinadas condiciones climáticas. La objeción más frecuente para su utilización es que resulta complicada, por la cantidad de parámetros que requiere su formulación.

Para lograr esa simplificación se parte de dos premisas: a) la muy buena correlación que se obtiene entre las mediciones del atmómetro Piche y el término aerodinámico de la fórmula y b) la ayuda que proporcionan nomogramas y ecuaciones que permiten obviar la medición directa de la radiación global. Se procesaron datos diarios de Piche y de otras variables meteorológicas de rutina, de las estaciones Castelar, Las Breñas, Cerro Azul y San Juan, habiéndose obtenido resultados positivos, con errores mínimos.

ABSTRACT

The objective of this paper is to obtain new improvements on the application of Perman's formula. Most scientifics involved in potential evapotranspiration studies consider that Perman's formula is one of the best estimators almost in certain climatic conditions. The objection, frequently, is its complications because the amount of necessary parameters.

For obtain that simplification we part of two premises: a) the very good correlation between Piche evapotranspirometer and the aerodynamic term of Perman's formula and b) nomograms and equations that provid help making not necessary the global radiation meditation.

Daily values of Piche and other meteorological rutine variates were proceeding of Castelar, Las Breñas, Cerro Azul and San Juan stations, obtaining positive results with minimum errors.

1. INTRODUCCION

La fórmula de Perman (1948) es la más ampliamente difundida en el mundo occidental para el cálculo de la evapotranspiración potencial. A través de los años, numerosos autores han introducido modificaciones en la misma pa-

ra lograr un uso más racional y eficiente (Frere (1972) Doorenbos y Pruitt (1977), Monteith (1981), etc.). En la Argentina, Quintela (1970,1979,1982) Damarío y Cattáneo (1982), Sierra y Pórfido (1978), Niemann y Da Porta (1980) entre otros, se han ocupado del tema. En general, puede afirmarse que existe consenso en admitir que su aplicación es conveniente en zonas húmedas y sub-húmedas y que el inconveniente mayor que presenta es su complejidad.

El objetivo de esta comunicación es, precisamente, presentar un método gráfico que permita su cálculo en forma expeditiva, disponiendo solamente de variables meteorológicas obtenidas del abrigo y del atmómetro Piche.

La fórmula de Perman está constituida por dos términos, comunmente designados como radiactivo uno y advectivo, el otro:

$$E_P = E_R + E_A$$

$$E_R = f (R_g, t, t', \frac{h}{H})$$

$$E_A = f (e_a, e_d, U)$$

donde:

R_g = radiación global.

t = temperatura del termómetro seco.

t' = temperatura del termómetro húmedo.

$\frac{h}{H}$ = heliofanía relativa.

e_a = tensión de vapor actual.

e_d = tensión de vapor a la temperatura de saturación.

U = velocidad del viento a 2 m de altura.

En algunas fórmulas de Perman se reemplaza R_g por I_{gA} (radiación en el límite de la atmósfera) valor que se obtiene de tablas. También es necesario conocer la $F'(t) = A$, que es la pendiente de la curva de vapor de saturación a la temperatura t .

Cabe señalar que, en general, para determinaciones diarias o aún semanales, la aplicación de cualquier ecuación semiempírica, como la de Perman u otras (Blaney - Criddle, Blaney-Morin, Thornthwaite, Christiansen, etc) introduce errores importantes. Es por tal motivo que en este trabajo se ha establecido como umbral mínimo temporal la década y luego el mes, en la convicción, comprobada "a posteriori", que los errores que se puedan cometer en esos períodos con el método expeditivo, son del mismo orden de magnitud que los que se incurren en el déficit de la tensión de vapor calculado con una temperatura media, o la humedad media, u otras variables. (Stanhill, 1962).

2. METODOLOGIA

Tal como se ha mencionado, la metodología se orientó a calcular por estimaciones gráficas, separadamente, los dos términos de la fórmula de Perman.

Para tener una evidencia más completa de la efectividad del método elegido se seleccionaron 4 estaciones del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), representativas (aproximadamente) de zonas climáticas diferentes: Cerro Azul (Misiones), Castelar (Buenos Aires), Las Breñas (Chaco) y San Juan (San Juan), a las cuales, de acuerdo con el criterio de Thornthwaite, les corresponde un Índice Hídrico (I.H.) igual a 60 (muy húmedo); 20 (húmedo); -5 (subhúmedo seco) y -30 (árido), respectivamente.

En consecuencia, el punto 2.1 se refiere al cálculo del término advectivo y el 2.2 al término radiactivo.

2.1 Término advectivo (TA)

En base a trabajos de Stanhill (1962), Brochet y Gerbier (1977) y otros, se efectuó un análisis de correlación simple, decádico y mensual, entre los valores de evaporímetro Piche y el término advectivo de Perman, calculada en la forma clásica. Utilizando soporte computacional del CIBIOM y del INTA se procesaron 5 años de información diaria correspondiente al período 1968-72 para Castelar y 1970-74 para el resto de las estaciones. Los datos básicos fueron proporcionados por el Area de Agrometeorología del INTA (Castelar), adecuadamente validados. Para el procesamiento se utilizó el programa SAS, que incluyó un análisis de varianza.

Es oportuno recordar que en decenios pasados, el evaporímetro Piche fue usado como medidor de la evaporación en redes de distintos países (Brasil, por ejemplo), comprobándose en numerosos casos que sus resultados no eran aceptables y en casos de compatibilización de redes (por ejemplo en los mapas de la OEA para el estudio hidrometeorológico de la cuenca del Plata) fue muy difícil armonizar los datos del tanque A (Argentina y Uruguay) y el Piche (Brasil). Muchos otros ejemplos podrían mencionarse en igual sentido, de tal modo que a partir del decenio de 1950 el Piche fue conservado en redes, para comparaciones de poder evaporativo del aire, solamente evaluables entre sí.

En este trabajo se adoptó como valor aceptable del coeficiente de correlación 0,8; con la reserva conocida que no es una condición suficiente, porque sólo mide el grado de aproximación entre dos series, que pueden no ser representativas del fenómeno que se quiere evaluar. En el caso estudiado, se puede dar como buen estimador del déficit de saturación al término advectivo de Perman y, por ende, válida la hipótesis formulada. Además se reforzó el aserto con los estadísticos primarios, como puede verse en el punto 3.

El aspecto escala, dado por el grado de dispersión de todos los

datos considerados, puede considerarse como medianamente satisfactorio, calificativo que le cabe a la fórmula de Perman en su totalidad.

También se consideró aceptable la hipótesis de la regresión lineal, ya que en todos los casos el intervalo de confianza para el término b en dichas regresiones, fue estimado utilizando la hipótesis $H_0: b = 0$. Luego, evaluando por el método de Student, dió valores para t que en todos los casos superaron los valores críticos. Por lo tanto la hipótesis $b = 0$ pudo ser rechazada.

El t crítico se estimó con 50 pares de valores para las regresiones decádicas, 150 pares aproximadamente para las mensuales y $(n - 2)$ grados de libertad.

2.2. Término radiactivo (TR)

Se encaró el trabajo desde dos puntos de vista: a) la utilización del monograma de Purvis modificado (Quintela, et al, 1970), nuevamente adaptado para este trabajo y b) el estudio, mediante análisis estadístico, de la correlación entre la radiación global y el término radiactivo ($R_g - TR$).

Asimismo, se calibraron los resultados obtenidos aplicando la fórmula de Perman con los coeficientes $a = 0,25$ y $b = 0,52$, obtenidos en Castelar mediante datos de un solarímetro fotovoltaico a placa de silicio, instalado por la CNIE (Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales).

Se calcularon los errores standard medios, los que oscilaron entre un 55 y un 80% de varianza.

Cabe señalar que cuando se habla de valores decádicos, estos corresponden a los mismos 10 días de 5 años consecutivos.

3. RESULTADOS

3.1 Correlación Piche - TA

El primer intento de exploración se efectuó con valores mensuales para Castelar, efectuándose un análisis primario mensual (Fig.1.a) que dió resultados muy promisorios. En función de los mismos, se siguió aplicando el mismo criterio para las estaciones restantes; de tal modo se obtuvieron los gráficos siguientes:

Figura 1.b. Las Breñas (decádico)

Figura 1.c. San Juan (decádico)

Figura 2.a. Castelar. Segunda década de enero

Figura 2.b. Castelar. Segunda década de julio

Figura 2.c. Cerro Azul. Tercera década de enero

Figura 2.d. Cerro Azul. Tercera década de julio

Figura 2.e. Las Breñas. Primera década de enero

Figura 2.f. Las Breñas. Tercera década de julio

Pueden observarse los buenos resultados obtenidos para Castelar (todos los $r > 0,83$) y Cerro Azul ($r > 0,80$); para las Breñas (sobre 36 grupos de valores decádicos, sólo 7 $< 0,80$) y para San Juan (sobre 36 grupos de valores decádicos, 15 fueron menores de 0,80 y sólo uno alcanzó a 0,54). En el caso de las Breñas, estación ubicada en el límite de la aplicación de la fórmula de Perman, los estadísticos covarianza, desviación standard y coeficiente de variación dan resultados aceptables. Para San Juan los resultados no son tan buenos, por el hecho previsible (observado por muchos autores) de que los términos de Perman no son aptos para aplicar en zonas áridas (Quintela 1981, Sierra y Pórfido, 1978).

3.2 Correlación $R_g - TR$

Se efectuó un cálculo análogo al anterior para las dos estaciones más comprometidas: San Juan y Las Breñas. En ambas se observa un comportamiento muy deficiente de la correlación desde abril hasta setiembre. Un ensayo efectuado para Castelar demuestra un comportamiento similar, aunque atenuado (Figuras 3.a. y 3.b.)

3.3 Diagrama de Purvis, modificado

Se modificó el diagrama de Purvis (1961), (Figuras 4.a. y 4.b.), para poder ingresar en él con la temperatura de bulbo húmedo (que es la que mide el observador) y en dos ejemplos tomados al azar, el día 15 de enero de 1972, se obtuvieron los resultados siguientes; combinando ambos términos.

<u>Castelar</u>	<u>TR</u>	<u>TA</u>	
Perman (I_{ga})	4,36	+ 1,46	= 5,78 mm día ⁻¹
Perman - Frere			= 6,40 "
Piche y Purvis	4,70	+ 1,70	= 6,40 "
<u>Las Breñas</u>			
Perman (I_{ga})	4,76	+ 2,10	= 6,86 "
Perman - Frere			= 6,30 "
Piche y Purvis	4,90	+ 2,00	= 6,90 "

Se trata de un día en el que las condiciones meteorológicas fueron térmicamente similares en ambas estaciones, con mayor heliofanía en Las Breñas, pero mayor déficit de humedad, lo que justifica los más altos valores del Piche.

Cabe señalar que en la Figura 4.a. (monograma) I_{ga} es la radiación en el límite superior de la atmósfera (langleys).

4. CONCLUSIONES

4.1 Se aprecia que los resultados obtenidos evidencian que la factibilidad del método gráfico aquí presentado es aceptable, como una primera eva-

luación, especialmente para un observador que sólo posee datos del abrigo y del Piche

4.2 Se considera que el reemplazo del término radiactivo por la radiación global es solo factible en la estación estival y aún así se debe ser cauteloso en el procedimiento.

4.3 Cabe señalar que no se ha hecho aplicación del método en zonas de vientos intensos, en los cuales los resultados pueden no ser satisfactorios.

AGRADECIMIENTO

Se agradece al Ing. Rafael Rodríguez del INTA, su valioso aporte en la programación y procesamiento de la información.

BIBLIOGRAFIA

- 1.- Brochet P. et Gerbier N. (1977). Un méthode operationnelle pratique de calcul de l'evapotranspiration potentielle. La meteorologie. VI Serie (II).
- 2.- Damario E.A. y Cattáneo C.L. (1982). Estimación climática de la evapotranspiración potencial en la Argentina según el método de Perman (1948). Revista de la Facultad de Agronomía 3 (3): 271-292, Buenos Aires.
- 3.- Doorembos J. and Pruitt W.O. (1977). Crop water requeriments. FAO. Irrigation and drainage paper N°24, 124 p., Roma.
- 4.- Frere M. (1972). A method for the practical application of the Perman formula for the estimation of potential evapotranspiration and evaporation from free water surfaces. FAO - AGP - AS/1972/2, Roma.
- 5.- Monteith J. (1981). Evaporation and surface temperature. Quart J.R. Met. Soc. 107 N°451.p. 1-27.
- 6.- Niemann E.J. - Da Porta (1981) - Actual and potential evapotranspiration. Its influence on the water balance of "La Suela" representative basin. Preliminary results of a measurement campaign to determine the energy balance. CIHRSA, 20 p., Carlos Paz, Córdoba.
- 7.- Perman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy Soc. A 193: 120-146, London.
- 8.- Purvis J. C. (1961) Graphical solution of the Perman equation for potential evapotranspiration. Monthly Weather. Review.
- 9.- Quintela, R.M., Medina L. y Plaza L. (1970). Contribución al conocimiento del régimen de evaporación de la República Argentina, S.M.N. Publ. Serie 6 N°8, 24 p., Buenos Aires.
- 10.- Quintela, R.M. (1977). La evaporación en zonas áridas en la República Argentina. S.M.N. Publ. Serie B. N°17, 35 p., Buenos Aires.
- 11.- Quintela, R.M. (1982). Informe sobre evaporación en grandes cuerpos de agua. Revista de Geofísica I.P.G.H. N°16. México.

- 12.- Sierra, E. y Pórfido O. (1978). Evaluación comparativa de diversas fórmulas de evapotranspiración potencial en la región pampeana. *Meteorológica* 8/9: 99 - 107, Buenos Aires.
- 13.- Stanhill G. (1962). The use of the Piche evaporimeter in the calculation of evaporation. *Quart J.R. M. Soc.* (88).
- 14.- Thornthwaite C.W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *The Geographical Review* XXXVIII (1): 55-94.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

Figura 1: Correlación Evaporímetro Piche - Término Adveectivo (Perman)

- 1.a. Castelar (1968-72). Mensual
- 1.b. Las Breñas (1970-74). Decádico
- 1.c. San Juan (1970-74). Decádico.

Figura 2: Relación Evaporímetro Piche - Término Adveectivo (Perman)

- 2.a. Castelar
- 2.b. Castelar
- 2.c. Cerro Azul
- 2.d. Cerro Azul
- 2.e. Las Breñas
- 2.f. Las Breñas

Figura 3: Correlación Radiación global - Término Radiactivo (Perman)

- 3.a. San Juan
- 3.b. Las Breñas

Figura 4: Diagrama de Purvis modificado

- 4.a.
- 4.b.

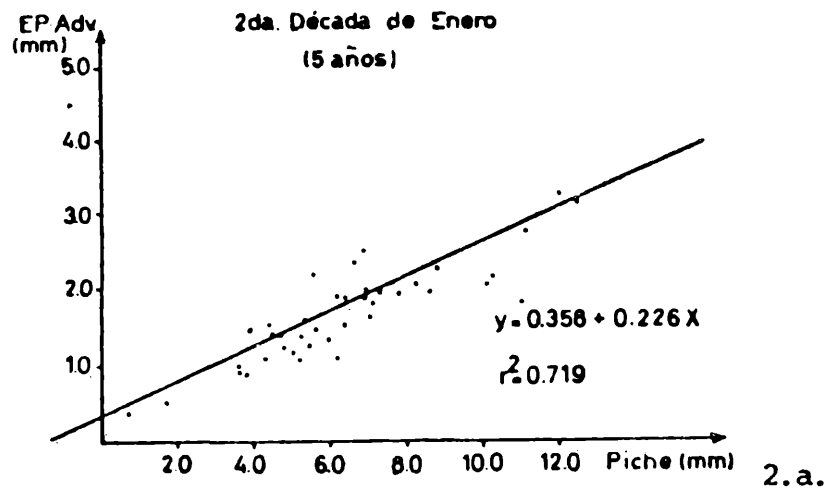
	a	b	r	S_{YX}
DICIEMBRE	0.2090	0.2522	0.9279	0.2780
ENERO	0.3580	0.2279	0.8357	0.3816
FEBRERO	0.3237	0.2311	0.8760	0.3001
VERANO	0.2900	0.2388	0.8860	0.3248
MARZO	0.2426	0.2353	0.8306	0.2630
ABRIL	0.3039	0.2058	0.8366	0.1673
MAYO	0.2569	0.1842	0.8492	0.2070
OTOÑO	0.2365	0.2211	0.8550	0.2295
JUNIO	0.0696	0.2744	0.8891	0.1689
JULIO	0.1005	0.2514	0.8581	0.1875
AGOSTO	0.1101	0.2610	0.8718	0.1879
INVIERNO	0.0896	0.2634	0.8802	0.1826
SEPTIEMBRE	0.1598	0.2610	0.9061	0.2103
OCTUBRE	0.0491	0.2964	0.8618	0.3234
NOVIEMBRE	0.2896	0.2304	0.8315	0.2758
PRIMAVERA	0.1599	0.2615	0.8685	0.2794
AÑO	0.1508	0.2552	0.9140	0.2645

MES DEC	r ²	r	r̄	MENSUALES			
				MES	r ²	r	r̄
01-1	0.89	0.94	0.86				
01-2	0.86	0.93		enero	0.87	0.93	0.87
01-3	0.84	0.92	—				
02-1	0.77	0.88	S _r				—
02-2	0.91	0.95		febrero	0.83	0.91	S _r
02-3	0.84	0.92	0.08				
03-1	0.89	0.94					0.08
03-2	0.51	0.71		marzo	0.84	0.92	
03-3	0.87	0.93					
04-1	0.60	0.77					
04-2	0.62	0.79		abril	0.77	0.88	
04-3	0.91	0.95					
05-1	0.69	0.83					
05-2	0.49	0.70		mayo	0.61	0.78	
05-3	0.68	0.82					
06-1	0.71	0.84					
06-2	0.65	0.81		junio	0.77	0.88	
06-3	0.81	0.90					
07-1	0.90	0.95					
07-2	0.85	0.92		julio	0.85	0.92	
07-3	0.84	0.92					
08-1	0.61	0.78					
08-2	0.83	0.91		agosto	0.78	0.88	
08-3	0.73	0.85					
09-1	0.77	0.88					
09-2	0.85	0.92		septiem.	0.82	0.91	
09-3	0.83	0.91					
10-1	—	—					
10-2	0.45	0.67		octubre	0.42	0.65	
10-3	0.48	0.69					
11-1	0.65	0.81					
11-2	0.79	0.89		noviemb.	0.73	0.85	
11-3	0.73	0.85					
12-1	0.81	0.90					
12-2	0.83	0.91		diciemb.	0.81	0.90	
12-3	0.80	0.89					

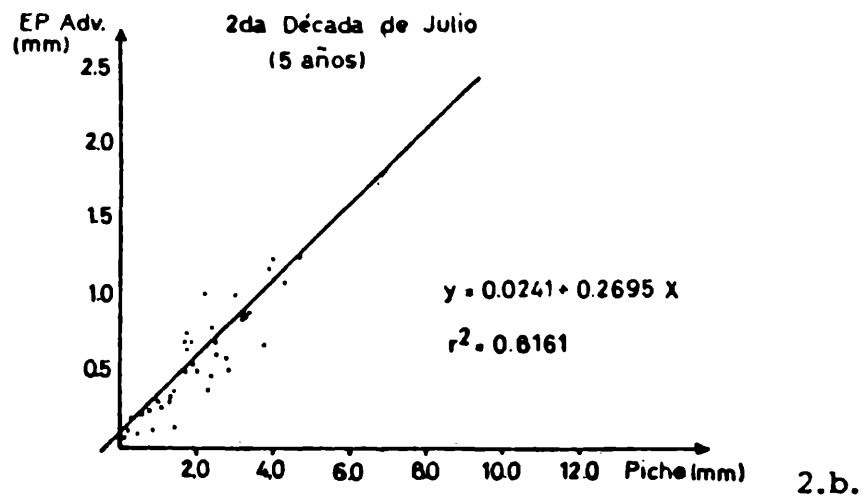
MES DEC	POR DECADAS			MENSUALES		
	r^2	r	S_r	r^2	MES	r
01-1	0.72	0.85	0.08	0.68	enero	0.80
01-2	0.62	0.79	\bar{r} 0.81			
01-3	0.74	0.86				
02-1	0.65	0.81		0.69	febrero	0.83
02-2	0.67	0.82				
02-3	0.75	0.87				
03-1	0.77	0.88	0.60	marzo	0.77	
03-2	0.59	0.76				
03-3	0.51	0.71				
04-1	0.48	0.69	0.60	abril	0.77	
04-2	0.83	0.91				
04-3	0.46	0.68				
05-1	0.61	0.78	0.79	mayo	0.89	
05-2	0.90	0.95				
05-3	0.88	0.94				
06-1	0.83	0.91	0.74	junio	0.86	
06-2	0.77	0.88				
06-3	0.62	0.79				
07-1	0.53	0.72	0.57	julio	0.75	
07-2	0.53	0.72				
07-3	0.62	0.79				
08-1	0.34	0.58	0.51	agosto	0.71	
08-2	0.60	0.77				
08-3	0.57	0.75				
09-1	0.75	0.87	0.70	sept.	0.83	
09-2	0.59	0.77				
09-3	0.80	0.89				
10-1	0.69	0.83	0.67	octub.	0.81	
10-2	0.67	0.82				
10-3	0.67	0.82				
11-1	0.59	0.77	0.70	noviem.	0.83	
11-2	0.76	0.87				
11-3	0.72	0.85				
12-1	0.80	0.89	0.63	diciem.	0.79	
12-2	0.68	0.82				
12-3	0.48	0.69				

Todos los valores
 $r^2 = 0.77$
 $r = 0.88$
 $n = 1826$

CASTELAR



CASTELAR



CERRO AZUL

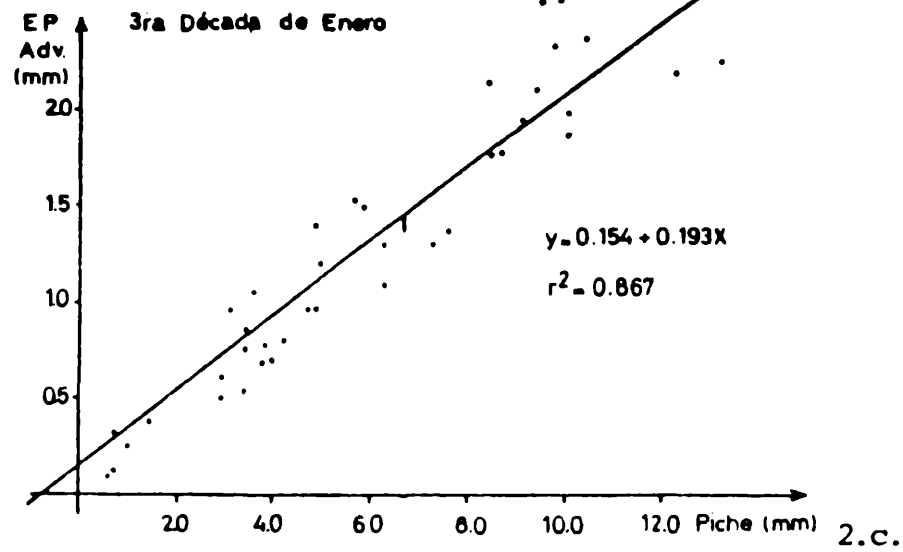
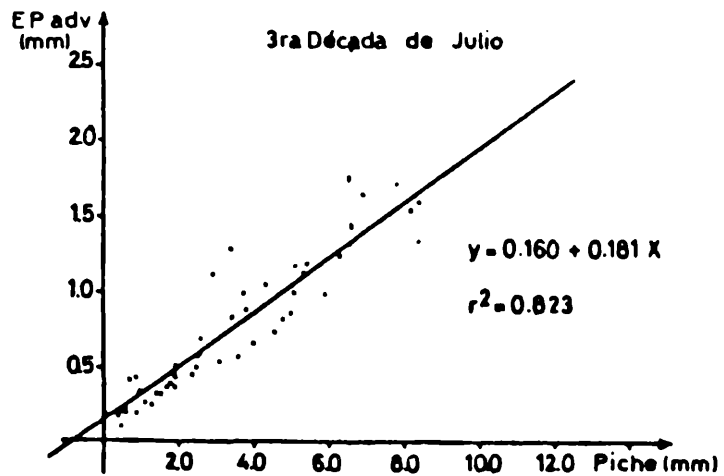


Fig. 2: Relación Evaporímetro Piche - Término Advectivo (Penman)

CERRO AZUL

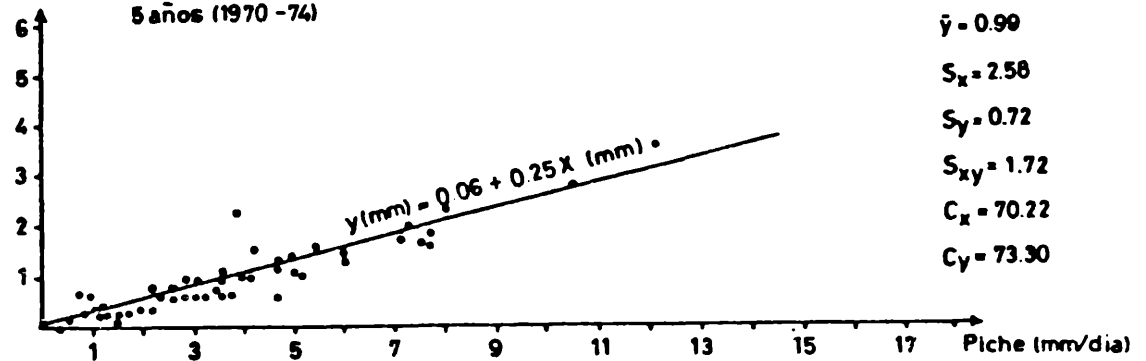


2.d.

LAS BREÑAS

Correlacion Piche - T.A. Penman

T.A. Penman (mm/día)
3ra década julio
5 años (1970 -74)



$r^2 = 0.84$
 $\bar{x} = 3.68$
 $\bar{y} = 0.99$
 $S_x = 2.58$
 $S_y = 0.72$
 $S_{xy} = 1.72$
 $C_x = 70.22$
 $C_y = 73.90$

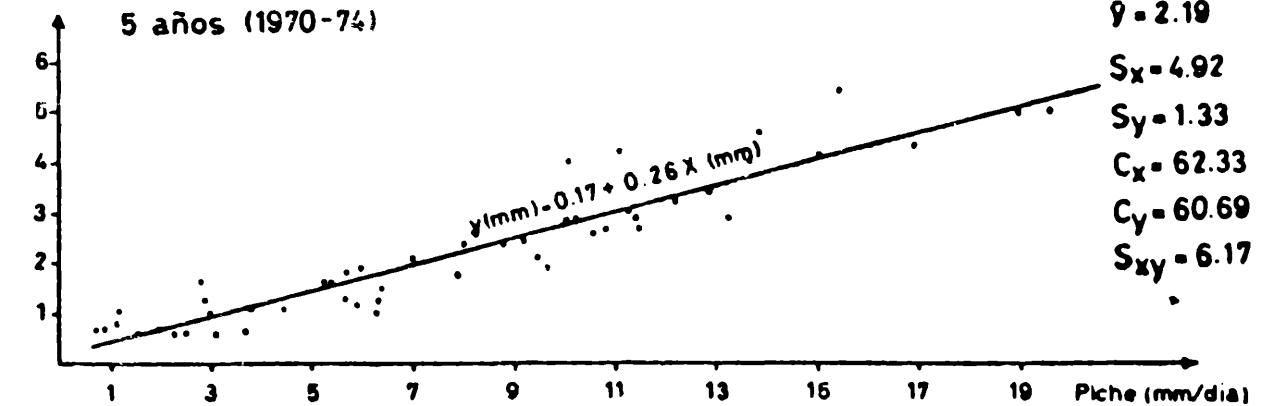
2.e.

LAS BREÑAS

Correlacion Piche-T.A.

1ra década enero

5 años (1970-74)



$r^2 = 0.90$
 $\bar{x} = 7.89$
 $\bar{y} = 2.19$
 $S_x = 4.92$
 $S_y = 1.33$
 $C_x = 62.33$
 $C_y = 60.69$
 $S_{xy} = 6.17$

2.f.

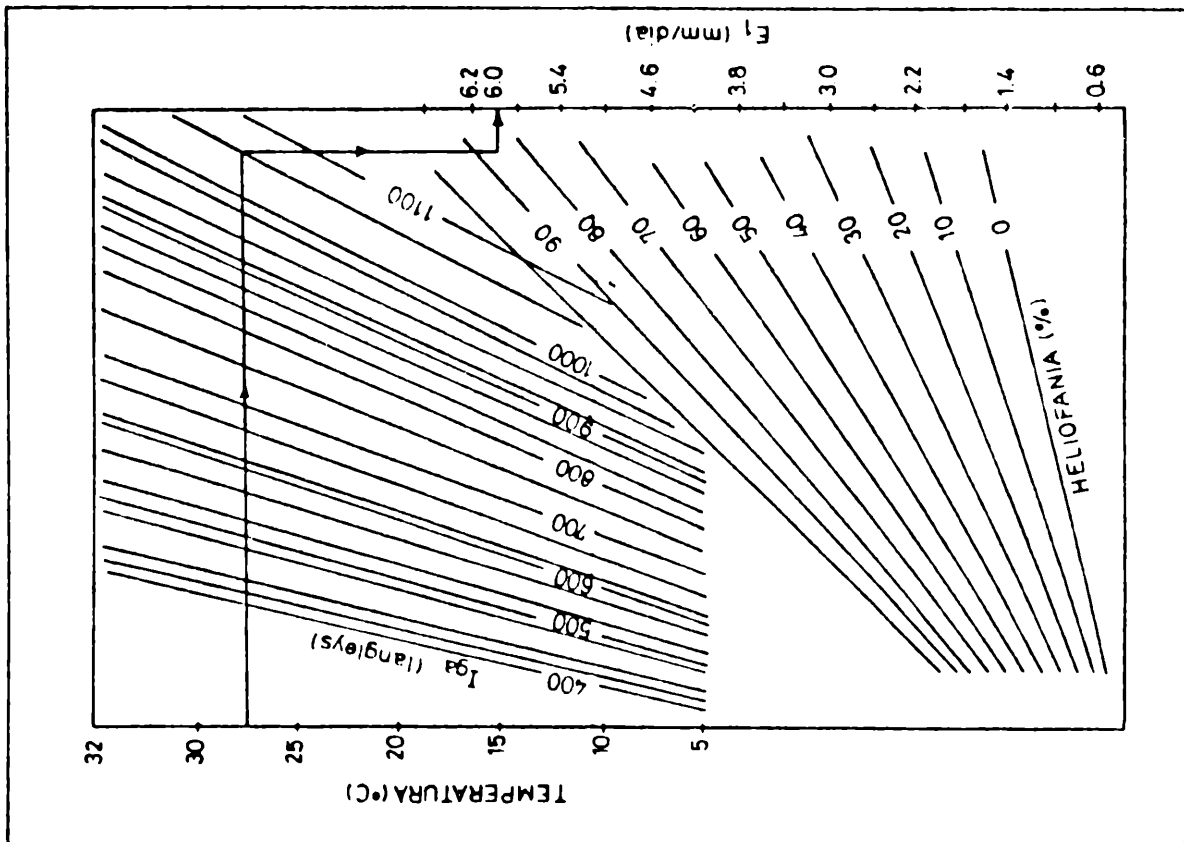
Fig. 2: Relación Evaporímetro Piche - Término Advectivo (Perman)

POR DECADAS			MENSUALES			
MES DEC	r^2	r	\bar{r}	r^2	MES	\bar{r}
01-1	0.83	0.91				
01-2	0.71	0.84	0.66	0.74	enero	0.86
01-3	0.57	0.75				
02-1	0.62	0.79	S_r			
02-2	0.81	0.90		0.78	febrero	0.88
02-3	0.82	0.91	0.25			
03-1	0.79	0.89				
03-2	0.64	0.80		0.65	marzo	0.81
03-3	0.79	0.89				
04-1	0.62	0.79				
04-2	0.39	0.62		0.54	abril	0.73
04-3	0.34	0.58				
05-1	0.17	0.41				
05-2	0.23	0.48		0.14	mayo	0.37
05-3	-	-				
06-1	0.05	0.22				
06-2	0.31	0.56		0.19	junio	0.44
06-3	0.64	0.80				
07-1	0.29	0.54				
07-2	0.23	0.48		-	julio	-
07-3	0.11	0.33				
08-1	0.07	0.26				
08-2	0.15	0.39		0.27	agosto	0.52
08-3	0.01	0.10				
09-1	0.26	0.51				
09-2	0.82	0.91		0.61	septiembre	0.78
09-3	0.77	0.88				
10-1	0.52	0.72				
10-2	0.63	0.79		0.61	octubre	0.78
10-3	0.73	0.85				
11-1	0.75	0.87				
11-2	0.75	0.87		0.74	noviembre	0.86
11-3	0.65	0.81				
12-1	0.75	0.87				
12-2	0.55	0.74		0.57	diciembre	0.75
12-3	0.32	0.57				

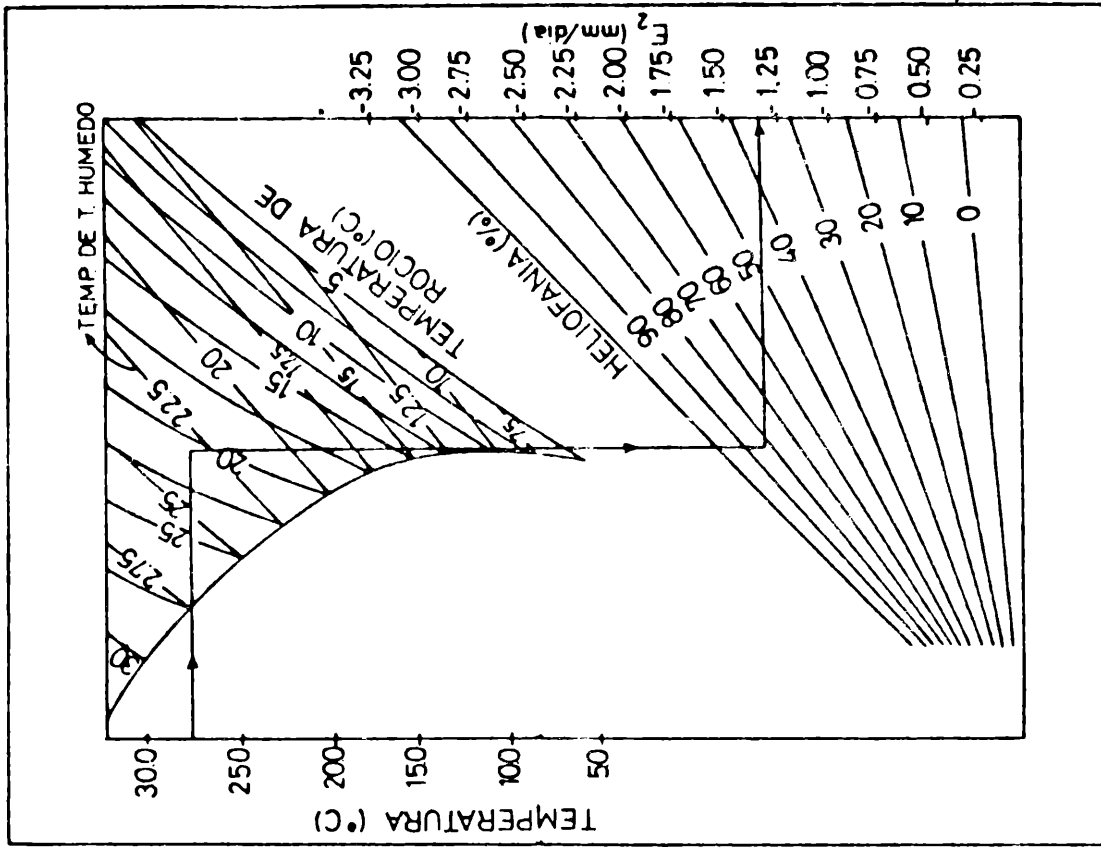
$\bar{r} = 0.71$ $S_r = 0.18$

POR DECADAS				MENSUALES			
MES DEC	r^2	r	\bar{r}_{17}	r^2	MES	r	\bar{r}_6
01-1	0.85	0.92	0.93	0.88	enero	0.94	0.91
01-2	0.85	0.92	$S_{r_{17}}$				
01-3	0.92	0.96					
02-1	0.85	0.92					
02-2	0.94	0.97	0.04	0.88	febr.	0.94	S_{r_6}
02-3	0.86	0.93					
03-1	0.90	0.95		0.91	marzo	0.95	0.94
03-2	0.90	0.95					
03-3	0.98	0.99					
04-1	0.88	0.94					
04-2	0.75	0.87		0.69	abril	0.83	
04-3	0.58						
05-1	0.44			0.42	mayo		
05-2	0.48						
05-3	0.32						
06-1	0.20			0.69	junio		
06-2	0.69						
06-3	0.10						
07-1	0.05		0.40	julio			
07-2	0.47						
07-3	0.57						
08-1	0.46		0.52	agost.			
08-2	0.50						
08-3	0.56						
09-1	0.36		0.64	sept.			
09-2	0.83						
09-3	0.82						
10-1	0.66		0.68	oct.			
10-2	0.65						
10-3	0.83						
11-1	0.72	0.85		0.82	noviem.	0.91	
11-2	0.93	0.96					
11-3	0.76	0.87					
12-1	0.84	0.92					
12-2	0.91	0.95		0.85	diciem.	0.92	
12-3	0.88	0.94					

3.b.



4.a.



4.b.

Fig. 4: Diagrama de Purvis modificado

TECNICAS PARA EL TRAZADO AUTOMATICO DE ISOLINEAS, A PARTIR DE DATOS
DISTRIBUIDOS ARBITRARIAMENTE (*)

María G. Del Franco (**)

Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

El relevamiento de datos reales y la aplicación de modelos de cálculo numérico da origen a topografías sobre las cuales es frecuentemente necesario trazar contornos.

Tanto la distribución de los datos como el método con que se obtienen estos valores, plantean requerimientos particulares.

La distribución de los datos genera distintos tipos de retículas y origina la aplicación de alguna variante adecuada de lo que, genéricamente, puede denominarse "trazado automático de isolíneas". Se presenta aquí un software que resuelve el problema de graficar campos, cualquiera sea la distribución de los datos. Para el caso particular de una distribución aleatoria, la característica es que se pueden utilizar los datos "in situ" sin llevarlos a una red regular por medio de interpolaciones.

Se establecen por último las diferencias entre el tratamiento aquí planteado y el ofrecido por otros softwares disponibles para fines similares.

ABSTRACT

There exists in the laboratory a frequent need to draw contours on different kinds of topographies arisen from the acquisition of actual meteorological data and the subsequent application of numerical models to them.

Both the method used to obtain data and the distribution of these data themselves -which generate distinct grids in each case- suggest to the user different treatments and give rise to several options that may be called, in general, "automatic plotting of isolines".

The aim of the present work is to set up the adequate treatment of data for each case, and also to establish the best way to develop graphs in each practical instance.

(*) Este trabajo es resultado de algunos emprendimientos que fue necesario desarrollar para resolver diversos problemas de graficado dentro del grupo de investigación "Diagnóstico Climático", dirigido por el Dr. Walter M. Vargas.

(**) Profesional Adjunto de la Carrera de apoyo a la investigación y desarrollo CONICET.

A method for plotting fields defined by irregularly distributed data is described. The measured points are used as nodes of an especially built net, so as to apply the data in situ.

Differences between the method proposed and those offered by other routine packages available in the literature are finally discussed.

1. INTRODUCCION

Se considera el caso en que se conoce un número limitado de valores de una topografía definida por una cierta superficie

$$Z = f(x, y)$$

para la cual se han de trazar contornos.

Estos valores conocidos pueden ser resultado de la aplicación de algún método de cálculo numérico, o de observaciones. En el primer caso los nodos de coordenadas (x_i, y_i) conforman una retícula definida previamente. El conjunto de puntos puede caracterizarse como elementos de una matriz de rango $N \times M$:

$$A_{ij} = f(x_i, y_i) \quad \begin{array}{l} i = 1, \dots, N \\ j = 1, \dots, M \end{array}$$

de modo que, sea la red equiespaciada o no, siempre se puede tratar como una red regular.

En el segundo caso, en cambio, la distribución irregular permite solamente ordenar el conjunto de valores:

$$A_i = f(x_i, y_i) \quad i = 1, \dots, P$$

El objetivo de este trabajo es definir las diferencias de tratamiento y plantear la solución para obtener los gráficos.

2. CARACTERIZACION DE LOS DISTINTOS CASOS

Jover Alba y Del Franco (1981) resuelven el problema de graficación cuando se dispone de una superficie definida sobre una red regular equiespaciada, cuyos datos son resultado de la aplicación de algún modelo numérico.

Posteriormente, Del Franco (1982) describe la adaptación del método para abarcar algunas características de campos o de retículas que, si bien no contradicen las hipótesis en que se basó el desarrollo, dificultan al menos su aplicación gráfica inmediata, como ser la presencia de zonas de la topografía a tratar que son paralelas al plano horizontal (o mesetas), o bien una mayor exigencia de precisión en los gráficos de las curvas.

Requerimientos posteriores de graficación, como la aplicación a topografías definidas sobre retículas regulares no equiespaciadas, exigieron una forma más adecuada para el tratamiento de la red.

Otro problema a resolver fue el planteado cuando no se dispone de una red regular, o sea el caso de campos definidos por datos reales. La solución clásica, que consiste en llevar los datos distribuidos aleatoriamente a una red re-

y las coordenadas de sus nodos se deben fijar previamente. Para calcular los valores sobre los nodos, se elige una interpolación conveniente.

Existen varios métodos de análisis objetivo con los cuales se pueden obtener los valores en las coordenadas de los nodos de la red, a partir de lo cual el problema queda reducido a lo tratado en el punto 3. Las Figuras 3a y 3b muestran un ejemplo de puntos distribuidos arbitrariamente, resuelto con análisis objetivo.

4.2 Graficación mediante redes irregulares

Los resultados de lo expuesto en el punto 4.1 fueron satisfactorios en tanto no se intentó el trazado de contornos para datos como precipitación, evapotranspiración, frecuencias de precipitación, etc. Es sabido que los campos definidos por este tipo de parámetro presentan gradientes fuertes y por consiguiente irregularidades en los contornos definidos a partir de ellos.

Si bien la característica de tener fuertes gradientes resta elegancia a los gráficos, les está íntimamente asociada, y reducirla (o suavizar los gradientes) no es más que alejarse de la realidad. Esto es lo que sucede cuando se llevan datos de este tipo a una red regular por medio de análisis objetivo: se obtienen contornos que, con el conocimiento físico del parámetro tratado, no son verosímiles.

Fue necesario entonces un replanteo del método de trazado de isolíneas, pensándolo en términos de la utilización de los datos reales en sus coordenadas de ocurrencia.

4.2.1 Definición de la retícula. La utilización de las coordenadas de los datos reales como nodos exige armar una retícula no convencional. Con este fin se relacionan los puntos con dato por medio de segmentos formando triángulos. La elección del triángulo como elemento unitario o celda de retícula se basa en que de este modo es posible aproximar la topografía con funciones lineales, que son fáciles de invertir con poco costo de cómputo. Una condición importante en esta construcción es que la diferencia de longitud entre los lados de cada triángulo sea pequeña, ya que con este recaudo disminuye sensiblemente el error de aproximación.

La red se construye estableciendo las relaciones entre los puntos con dato del siguiente modo: Se llama Q_i al punto de coordenadas (x_i, y_i) , Q_j al de coordenadas (x_j, y_j) y $Q_i Q_j$ al segmento que los une. Si P es el número de puntos con dato, se define la matriz

$$\left\{ MR_{ij} \right\} \quad i, j = 1, \dots, P$$

que se corresponde con la triangulación del siguiente modo:

$$MR_{ij} = 0 \text{ cuando no hay relación entre } Q_i \text{ y } Q_j$$

$$MR_{ij} = 1 \text{ cuando existe } Q_i Q_j, \text{ que es lado de un triángulo}$$

gular por medio de interpolaciones, no fue en algunos casos satisfactoria. Tal es el caso de ciertos parámetros que, como la precipitación, exigen para una mejor aproximación al "trazado verdadero", que el dato se utilice en sus coordenadas de ocurrencia. Para esto se realizó un desarrollo especial del método gráfico.

En los puntos que siguen se presentará cada uno de estos casos en forma particular.

3. CAMPOS QUE PRESENTAN DATOS REGULARMENTE DISTRIBUIDOS

3.1 Retícula regular equiespaciada

Cuando los datos están distribuidos de este modo, la aplicación del trazado automático es inmediata. Basta con conocer las características específicas del campo. Por ejemplo: si es necesario o no realizar una o varias densificaciones, entendiéndose por esto la obtención de pseudo-datos mediante interpolaciones; si se debe utilizar la opción del bordeado de mesetas o si se requiere rellenar artificialmente la retícula para simular tierra, continente o porciones de la superficie que no interesa graficar.

Como en este caso la retícula se genera automáticamente, los únicos elementos que debe proporcionar el usuario para su construcción son: el tamaño de los incrementos en el plano (X,Y) y el rango de la matriz con que se corresponden los datos, con lo que se obtiene la salida gráfica del tamaño deseado (Del Franco, 1982).

3.2 Retícula regular no equiespaciada

Este tipo de red puede generarse automáticamente en el caso de que responda a alguna transformación (por ejemplo, la estereográfica polar, Figura 1.a).

Pero también se puede obtener una red regular no equiespaciada por medio de mediciones que definan cada uno de sus nodos (Fig. 2a).

En cualquiera de los dos casos, los datos se pueden corresponder siempre con una matriz de rango $M \times N$ a los efectos del cálculo de isolíneas.

La variante para estas situaciones es que se deben proporcionar las matrices con los valores de las coordenadas de cada nodo. Estas matrices ingresan al programa de graficación para ser utilizadas directamente en el cálculo de las interpolaciones. Las Figuras 1b y 2b muestran trazados con retículas regulares no equiespaciadas.

4. CAMPOS CON DATOS DISTRIBUIDOS IRREGULARMENTE

4.1 Graficación a partir de un análisis objetivo

Una forma de resolver el problema del trazado de isolíneas cuando los datos no se corresponden con una red regular, es utilizar los mismos para calcular valores en los nodos de una red regular. Esta puede ser equiespaciada o no

$MR_{ij} = 2$ cuando existe $Q_i Q_j$ y además pertenece al borde del convexo definido por la triangulación.

4.2.2 Obtención de las isolíneas. Para encarar la búsqueda de los puntos de altura H que constituirán la isolínea H , se cuenta con:

A_i , $i = 1, \dots, P$ Valor que alcanza la superficie a graficar en el i -simo nodo.

X_i, Y_i , $i = 1, \dots, P$ coordenadas horizontales de A_i

MR_{ij} , $i, j = 1, \dots, P$ matriz que define la retícula.

Con los elementos así identificados se inicia la búsqueda examinando los segmentos del borde sucesivamente hasta encontrar uno que contenga la altura H de corte. A partir de allí, se continúa buscando en los segmentos interiores del convexo hasta llegar por último a otro segmento de borde. Toda vez que se detecta un segmento $Q_i Q_j$ tal que:

$$(A_i - H) \cdot (H - A_j) \leq 0$$

se calculan las coordenadas horizontales que corresponden al punto de altura H . A medida que estas coordenadas son calculadas, van formando parte de los vectores HX, HY cuyos elementos definen finalmente una poligonal en el plano (X, Y) . Esta poligonal no es más que la proyección de la intersección del plano horizontal de altura H con la aproximación a la superficie $Z = f(x, y)$ definida por la triangulación en el espacio. La poligonal es luego suavizada mediante funciones Spline de 3er. orden e inmediatamente graficada.

4.2.3 Densificación de la red. Puede ocurrir que la distribución de nodos no sea homogénea. Tal es el caso de las estaciones meteorológicas de la zona húmeda, árida y semi-árida argentina (Figura 4). Se presentan dos aspectos en la definición de la red que se muestra en la Figura 5a: por un lado no se cumple que la diferencia entre los lados en los triángulos sea pequeña, que como ya se dijo es una condición importante para la construcción de la retícula; por otra parte (como consecuencia) hay diferencias grandes en los valores de las áreas de los triángulos definidos.

Se resolvió entonces densificar la red mediante la obtención de pseudo datos. Para esto se fijó una longitud máxima aceptable L_m para los lados de los triángulos. Considerando este máximo se mantuvo la estructura de la red en aquellos triángulos cuyos lados tenían medida menor que L_m y se subtriangularon aquellos en los cuales la medida de al menos un lado excedía la cota fijada.

Para obtener el valor de la superficie en los nuevos vértices se realizó una interpolación basada en el método de Cressman (Haltiner y Williams, 1980). Se fijó un radio R dentro del cual se toman los datos reales que intervendrán en el cálculo del nuevo valor (o pseudo-dato). Cuando la cantidad de puntos encontrados es menor que un cierto N_p fijado de antemano, se incrementa R pro-

gresivamente hasta contar con los N_p datos necesarios para realizar el cálculo.

Los valores de R , L_m y N_p dependen de la red inicial y se deben fijar de tal modo que sean pocos los casos en los cuales haya que realizar incremento de R ; por otra parte, un N_p grande suavizaría demasiado el gradiente de la superficie en el nuevo vértice. Una elección adecuada de L_m requiere que al menos el 50% de los valores de la red final corresponda a datos reales, a pesar de que en ella intervengan pseudo-datos. (Figura 5b).

5. COMENTARIOS SOBRE LAS DIFERENCIAS ENTRE ESTE DESARROLLO Y OTROS PAQUETES DE SOFTWARE DISPONIBLES

El método aquí descrito con sus variaciones para distintos tipos de retícula, tiene la característica de utilizar al triángulo como elemento de paso para la obtención de los puntos con los cuales se construirá la isolínea. Para esto, o bien cada celda unidad de retícula regular se considera dividida en dos triángulos, o bien se construye directamente la retícula irregular con triángulos como celdas unitarias.

Los métodos disponibles, como el desarrollado por Calcomp (1974) o el Irish Software (1985) son similares a este desarrollo en cuanto a la suavización e interpolación de la isolínea se refiere ya que utilizan también funciones spline de 3er. orden.

El caso de retículas regulares equiespaciadas presentado en el punto 3.1 es resuelto tanto por Calcomp como por el Irish Software con ventajas en el aspecto de la presentación de resultados. El desarrollo aquí presentado en cambio, ofrece una mayor flexibilidad en lo que al tratamiento de campos atípicos se refiere.

Para las retículas regulares no equiespaciadas (3.2) no hay solución a través del Calcomp. El Irish Software trabaja en primera instancia sobre una red equiespaciada cuyos resultados en términos de coordenadas son recalculados posteriormente según la transformación elegida. El método que aquí se propone, en cambio exige el ingreso de los puntos de la retícula con sus coordenadas ya definidas. Y con esto se presenta la ventaja de poder trabajar no solamente con redes definidas por una transformación conocida, sino con cualquier red que cumpla con la condición de ser asimilable a una red regular.

El problema presentado en la sección 4.1 tiene, por lo tanto una solución más flexible aplicando el desarrollo aquí propuesto, ya que a partir de puntos dispersos en forma arbitraria se pueden calcular redes regulares equiespaciadas, redes regulares no equiespaciadas definidas por transformación y también redes regulares no equiespaciadas definidas por otros métodos. Para cualquiera de ellas se aplica a continuación el trazado automático de isolíneas según el caso.

Ninguno de los paquetes de programas citados hasta aquí resuelve el problema encarado en 4.2: el trazado de isolinneas sobre una red irregular.

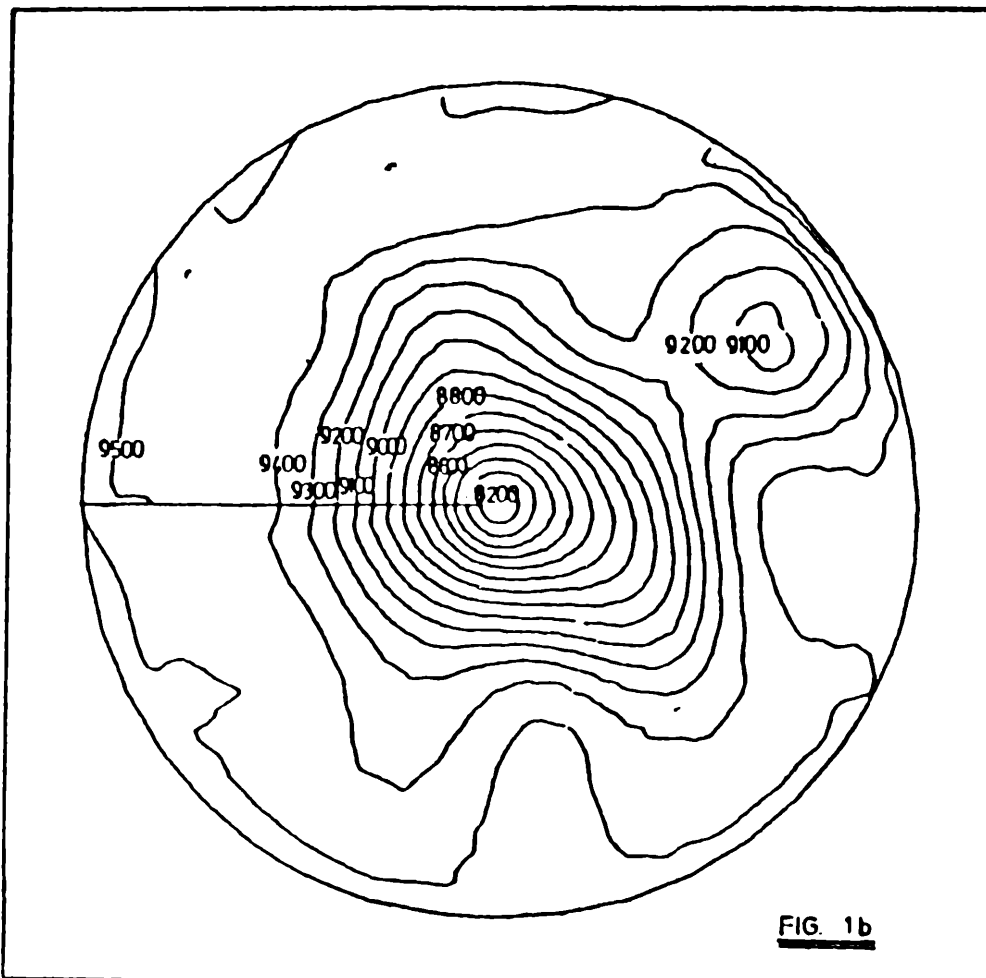
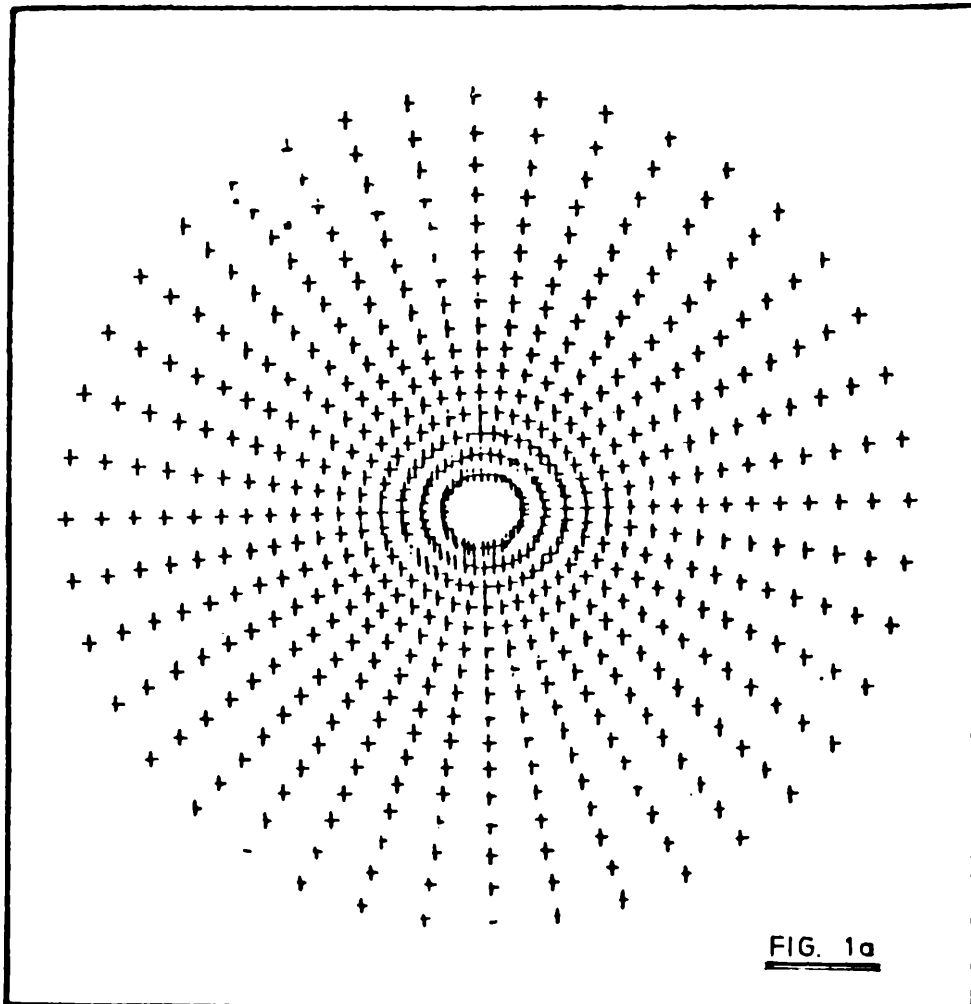
Agradecimientos. Deseo agradecer al Lic. Gorki Jover Alba del Servicio Meteorológico de la Armada, quien además de participar en la génesis de este desarrollo me brindó importantes sugerencias. A los Lic. Ernesto H. Berbery y Guillermo J. Berri por sus valiosos aportes y por haber permitido la publicación de oráficos de sus tesis doctorales en los que se aplica este trabajo. Y especialmente a mi director Dr. Walter M. Vargas, quien creyó en la conveniencia de desarrollar esta técnica y de su difusión.

BIBLIOGRAFIA

- Barrera, Daniel F., 1986; Determinación de los campos de correlación de la precipitación diaria en escala Meso- β en la región litoral argentina. Presentado en el 1er. Congreso Interamericano de Meteorología, Brasilia, octubre de 1986.
Anales , pg 252
- Berbery, Ernesto H., 1987; Estudio de los efectos de la Orografía sobre la circulación atmosférica sinóptico-planetaria, en casos marcadamente barotrópicos y baroclínicos. Tesis doctoral. Departamento de Meteorología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Berri, Guillermo J., 1987; Estudio del comportamiento termohidrodinámico de la capa límite atmosférica sobre el Río de la Plata y sus inmediaciones, mediante un modelo de simulación numérica. Tesis doctoral. Departamento de Meteorología. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- California Computer Products, Inc, 1974; Contour. A basic contowring program Calcomp. California.
- Del Franco, María G. y Jover Alba, Gorki, 1981; Trazado automático de isolinneas para una topografía dada. Presentado en el Simposio "La Meteorología en el Ambito Marino". Sociedad Científica Argentina (a publicar).
- Del Franco, María G. , 1982; Aplicaciones del trazado automático de líneas de nivel; Meteorológica XIII, 1 , 97-109.
- Haltiner, G. y Williams, R.T., 1980; Numerical prediction and dynamic meteorology; John Wilson and Sons, 2nd edition. New York.
- Hamilton, J., 1985; Contour Package. Supplementary user manual; Irish Meteorological Service. Dublin.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Figura 1a: Ejemplo de retícula regular no equiespaciada obtenida por medio de la transformación estereográfica polar. $\Delta\phi = 5^\circ$, $\Delta\lambda = 9^\circ$
- Figura 1b: Trazado automático de isolíneas con la retícula definida en la Figura 2a. Corresponde a la simulación numérica de un campo de alturas geopotenciales en 300 mb para el hemisferio Sur. Berbery, 1987.
- Figura 2a: Ejemplo de retícula regular no equiespaciada dibujada a mano. Una coordenada es paralela a la costa del Río de la Plata y la otra, localmente perpendicular. Berri, 1987.
- Figura 2b: Trazado automático de isolíneas usando la retícula de la Figura 3a. Corresponde a la simulación numérica de un campo de temperaturas a 1 cm de altura sobre el suelo. Berri, 1987.
- Figura 3a: Trazado automático de isolíneas a partir de análisis objetivo sobre datos dispersos. Se obtuvo una red regular equiespaciada de 12 filas por 17 columnas con 6 puntos para el cálculo de cada valor. Las isolíneas son de correlación espacial de precipitación diaria en la región litoral argentina, valores anuales. Barrera, 1986.
- Figura 3b: Mismo caso que la Figura 5a, pero para una red regular no equiespaciada, radial circular, distancia radial = 20 Km, distancia angular = 20° , radio total = 200 km. Las isolíneas corresponden a valores del mes de julio 1968-1972. Barrera, 1986.
- Figura 4 : Estaciones de medición meteorológica utilizadas en la región húmeda y semiárida argentina.
- Figura 5a: Triangulación de la región húmeda y semiárida argentina. Se usaron como vértices de los triángulos las coordenadas de las estaciones de medición de la Figura 4.
- Figura 5b: Trazado automático de isolíneas usando la retícula densificada a 124 puntos . Corresponde a un campo de diferencia Precipitación-Evaporación, promedios del mes de julio de 1916.



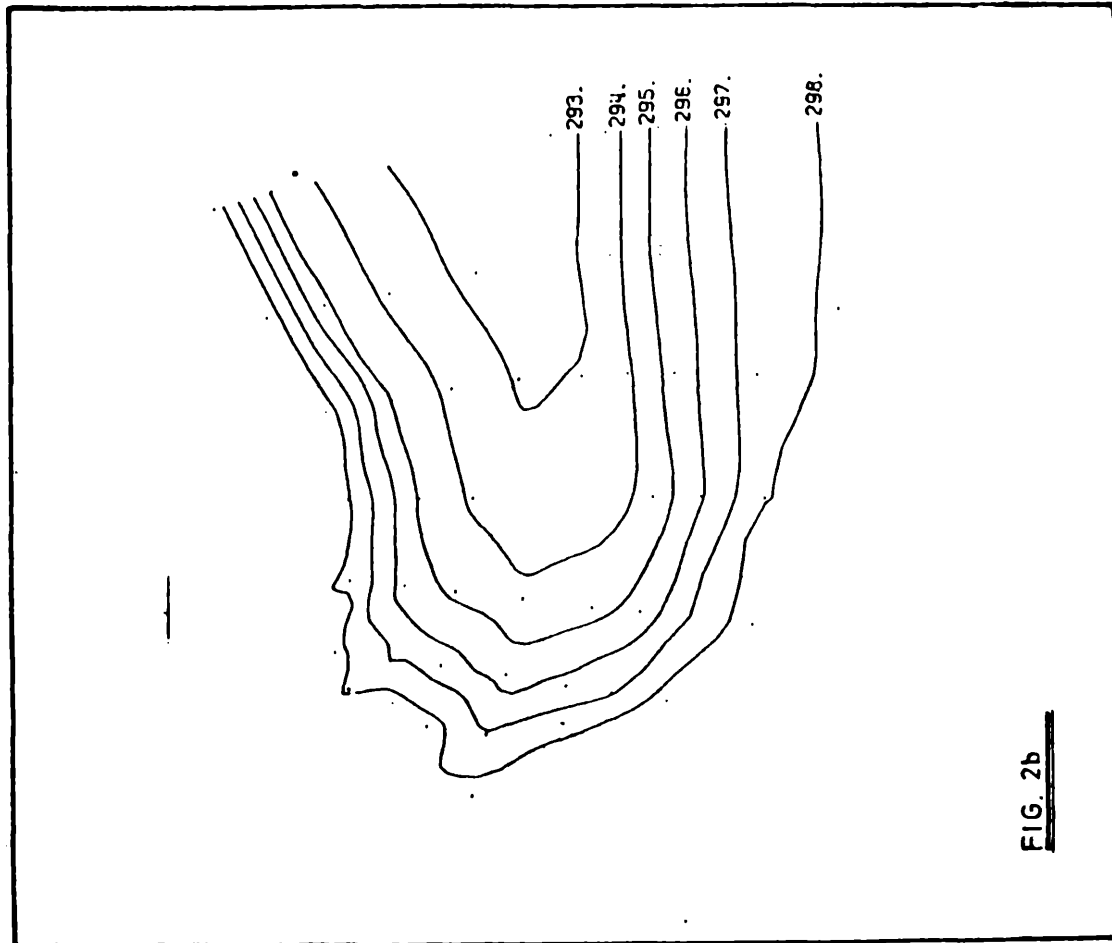


FIG. 2b

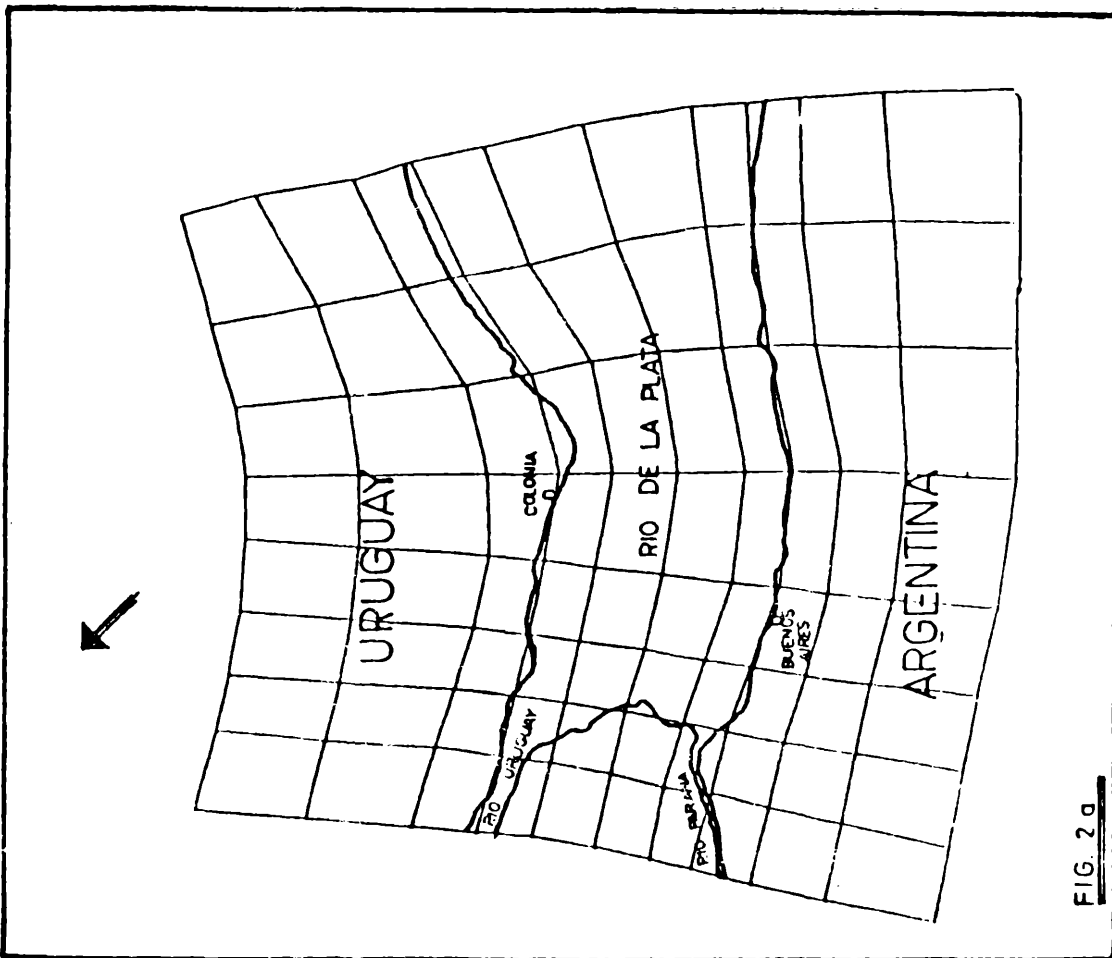
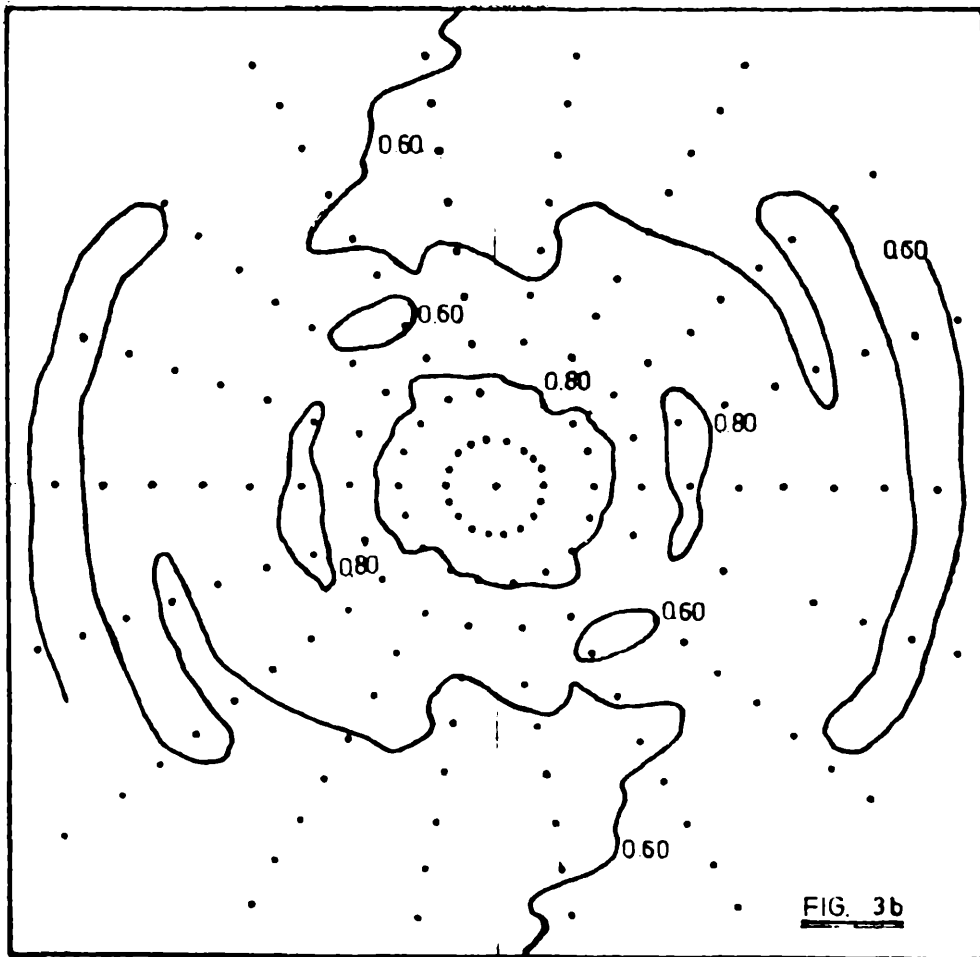
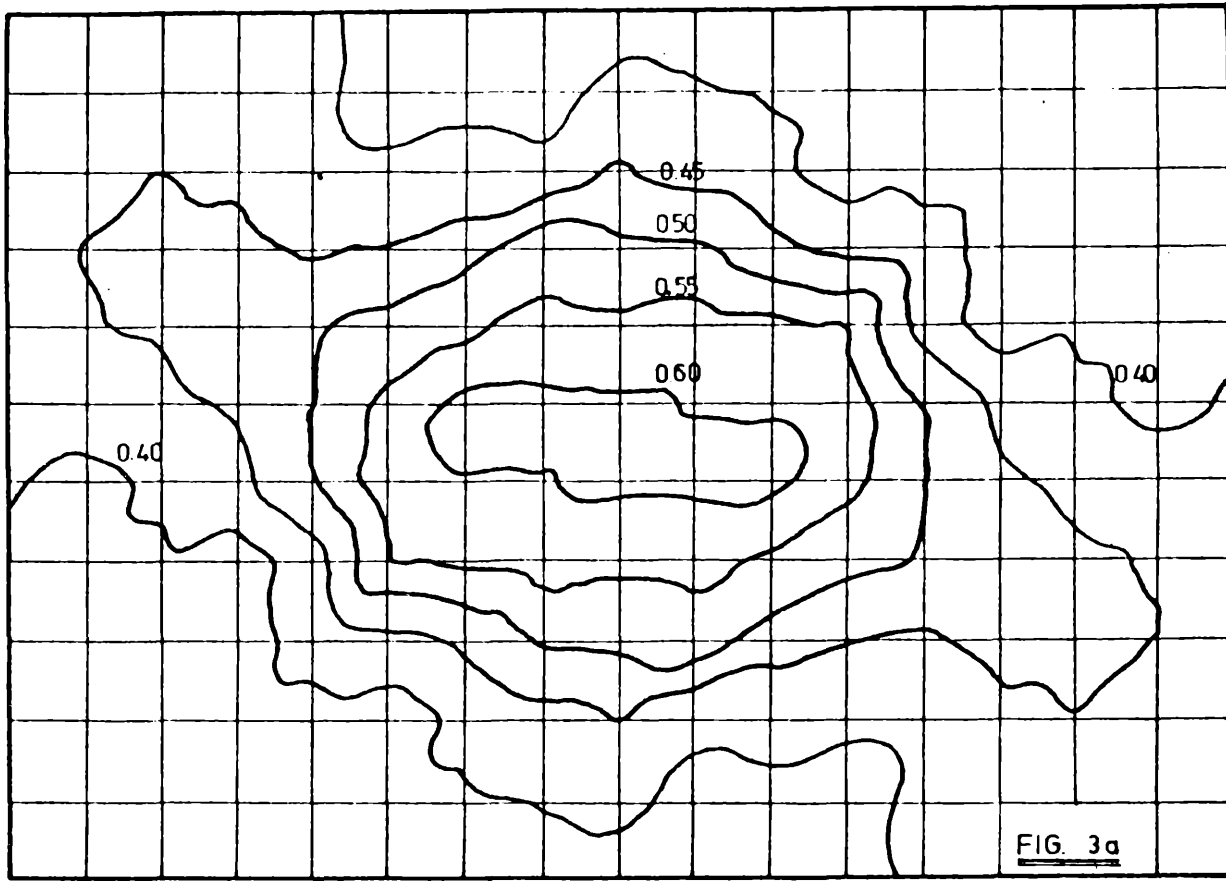
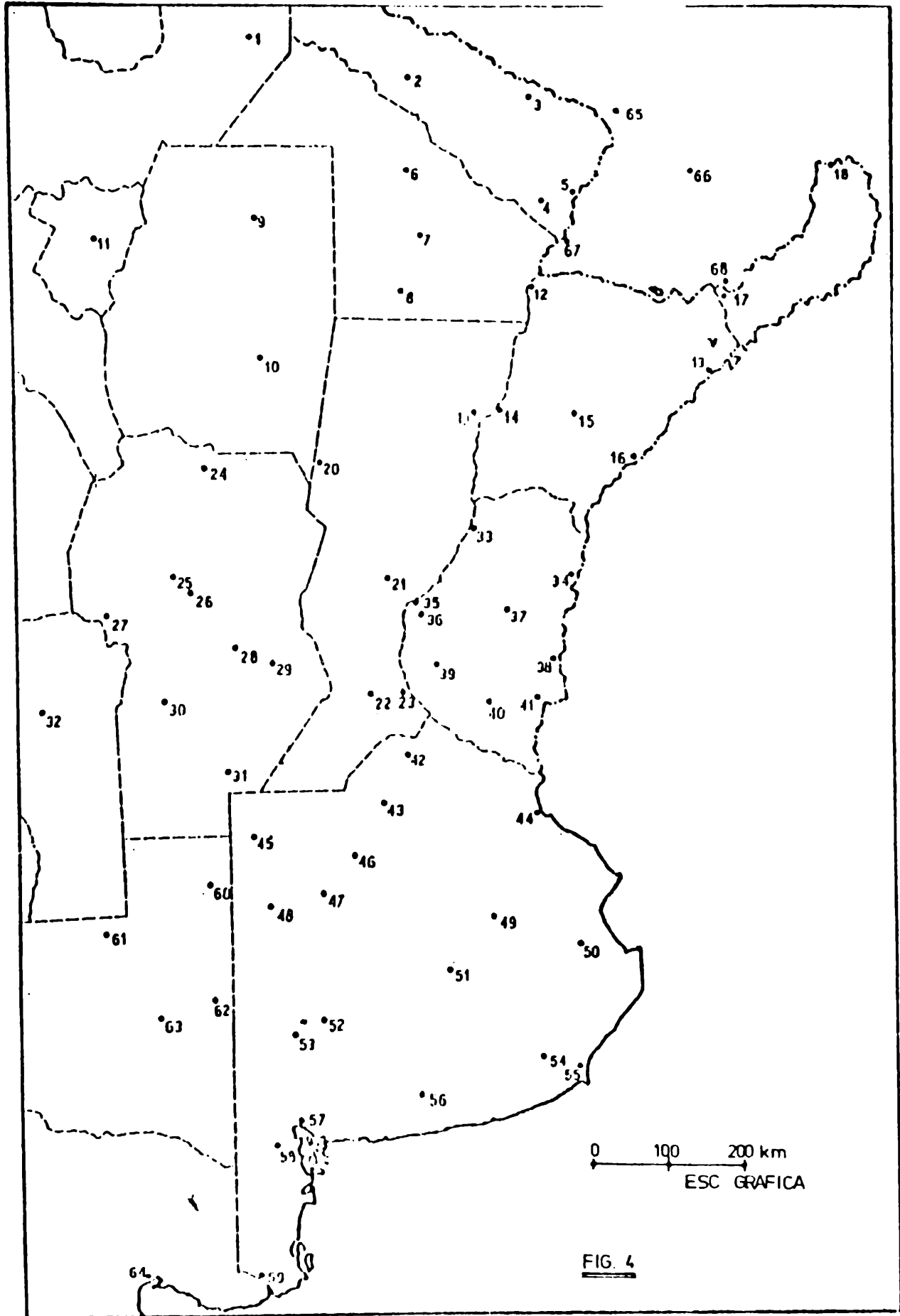
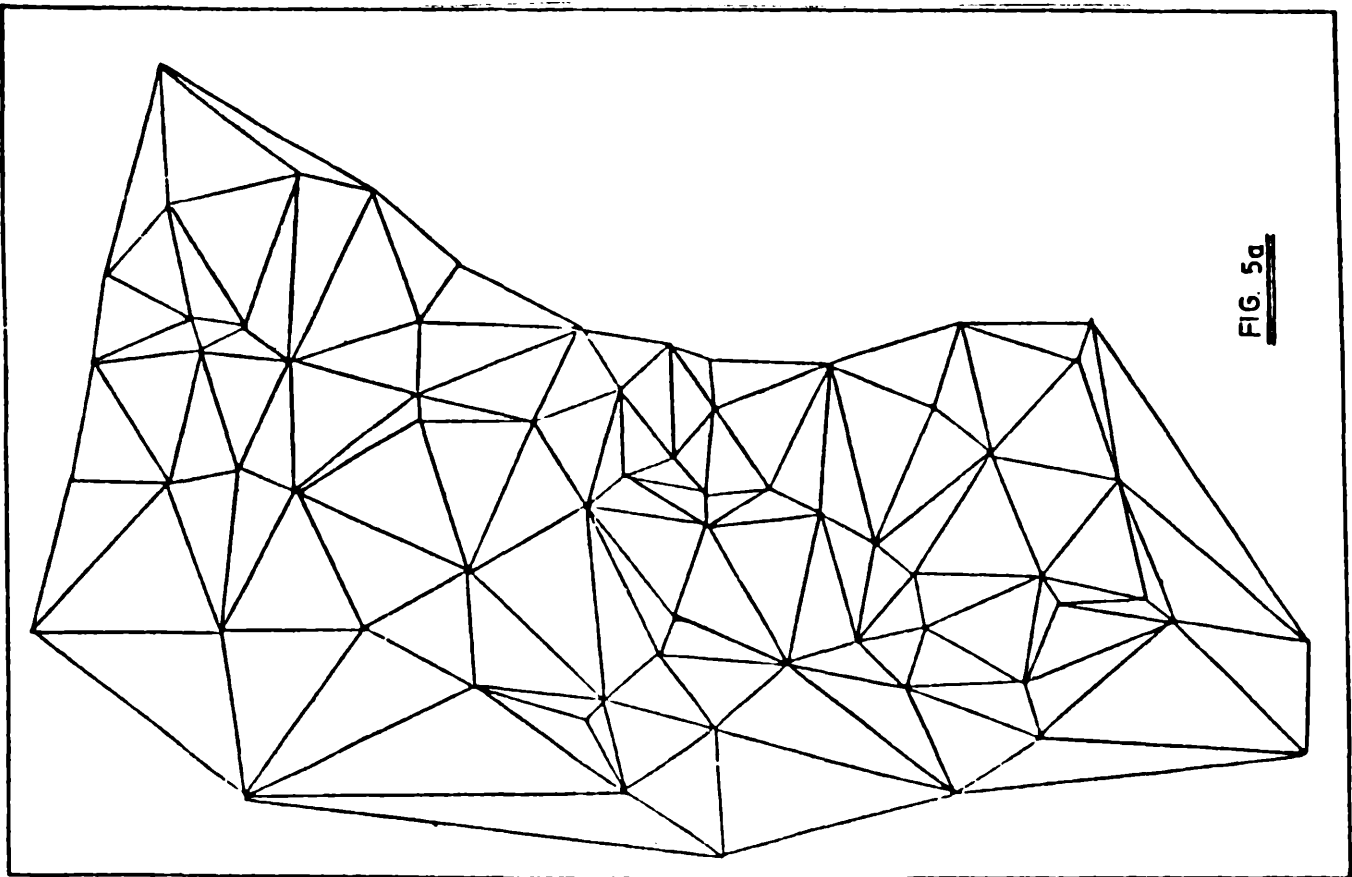
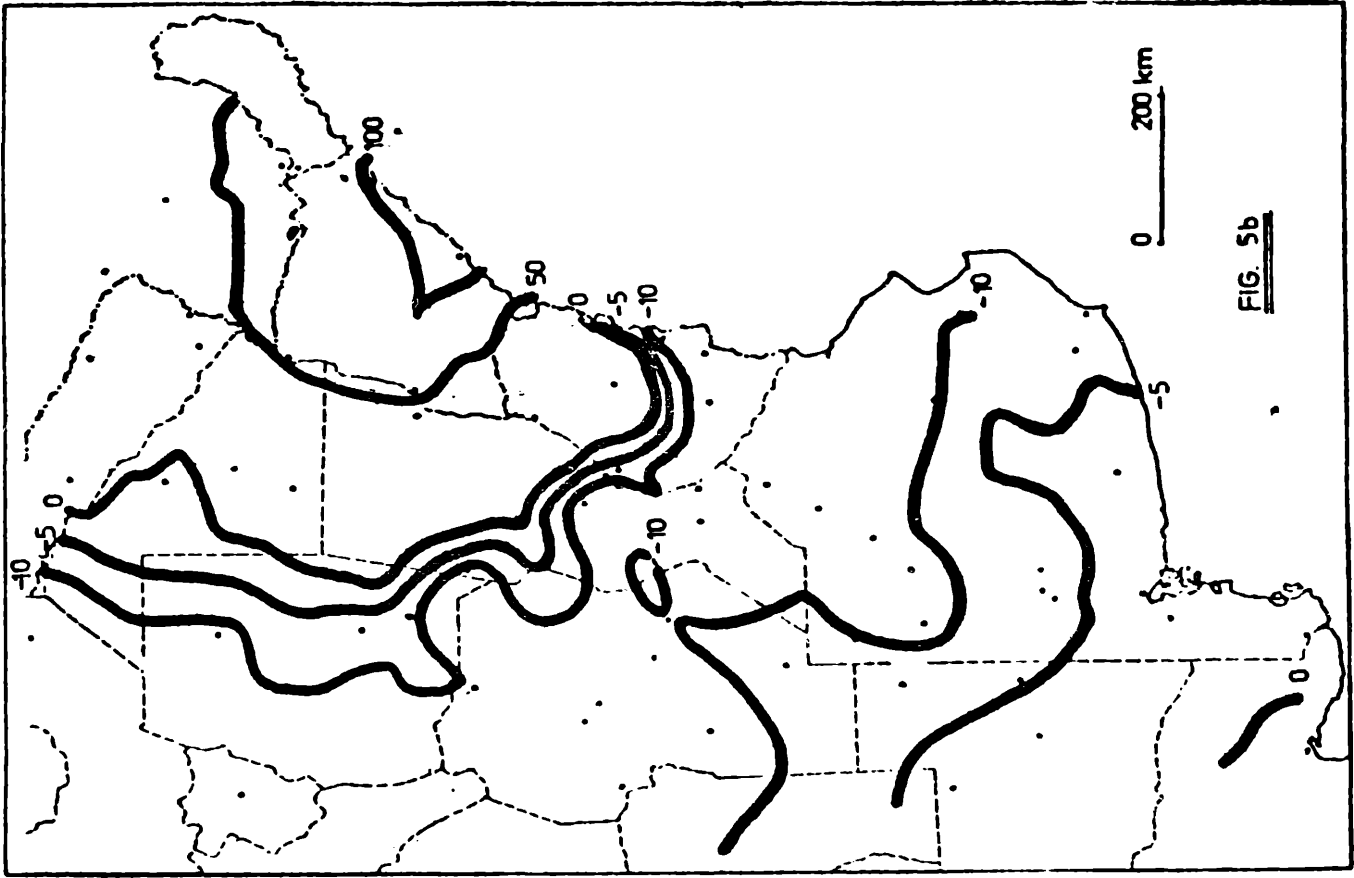


FIG. 2a







UTILIZACION DE UN BALANCE HIDROLOGICO DIARIO PARA LA ESTIMACION DE LAS
NECESIDADES DE RIEGO COMPLEMENTARIO EN LOS CULTIVOS DE TRIGO
Y MAIZ EN LA REGION PAMPEANA

R.A.del Barrio, J.A.Forte Lay y A.Troha

Centro de Investigaciones Biometeorológicas, (CONICET).

Buenos Aires, República Argentina.

RESUMEN

Se empleó el método de estimación del Balance Hidrológico Diario del suelo utilizando la evapotranspiración potencial calculada según Penman-Frére afectada por un factor de cultivo (K_c) que depende de la especie y del estado fenológico de la misma.

Se consideró el nivel de almacenaje como un índice del estado hídrico del suelo con el objeto de calcular la cantidad de riegos a aplicar en las zonas en estudio, adoptándose como niveles de capacidad de campo a 300 mm. en maíz y 200 mm. en trigo.

El estudio se efectuó para una serie de localidades de la Región Pampeana con características edafoclimáticas diferentes.

Se determinaron para cada localidad y dentro de éstas para cada cultivo estudiado, el número de riegos necesarios por mes, bimestre, trimestre y semestre, tomando en cuenta a la vez, los distintos niveles de probabilidad con determinada cantidad de riegos a aplicar. El estudio se llevó a cabo para el período 1911-1985 en forma global y comparando los resultados de los períodos 1911-1970 con los de 1971-1985.

ABSTRACT

It was used a daily soil water budget method, using Penman-Frére estimation of potential evapotranspiration related to a crop coefficient (K_c) which depends on type of crop and its phenological stages.

It was assessed soil water storage level as an index of soil water status in order to calculate the number of irrigations to be applied in each site, using 300 mm. and 200 mm. as field capacity levels for maize and wheat, respectively.

The study was carried in some stations located in the Pampean Region with different edafoclimatic characteristics.

For each station and crop there were calculated the irrigation needs within monthly, bimonthly, quarterly and half yearly periods, taking into account the different probability levels. The study was carried in a whole for 1911-1985 period and the results from 1911-1970 were tested against those from 1971-1985 period.

INTRODUCCION

Las deficiencias de agua afectan el crecimiento y desarrollo de los cultivos. Actúan, no solo en cuanto a su intensidad y duración, sino también de acuerdo al estado fenológico del cultivo durante el cual tienen lugar.

Aún en regiones relativamente húmedas como es el caso del este de la pampa pampeana se ha demostrado que el riego complementario aumenta considerablemente el rendimiento de los cultivos.

En la evaluación de las posibilidades de optimización de este recurso en la producción agrícola es indispensable el conocimiento de la cantidad de agua que requiere el cultivo para lograr un desarrollo óptimo, así como de la cantidad disponible a lo largo de su ciclo de crecimiento.

El riego debería efectuarse mientras el tenor de agua en el suelo esté todavía lo suficientemente alto como para satisfacer las necesidades que la demanda atmosférica determina en la planta, sin que ésta llegue a un stress que produciría una disminución del rendimiento o calidad de la cosecha.

En nuestro país no es abundante la bibliografía sobre estimación de las necesidades de riego compensatorio de cultivos en áreas subhúmedas. Entre otros pueden citarse el de Valencia (1977), Garay y Suero (1979), Condromaz y Nani (1980) y Forte Lay y del Barrio (1983).

El presente trabajo intenta, sobre la base de balances hidrológicos diarios, determinar probabilidades de necesidades de riego complementario en algunas localidades de la Región Pampeana para los cultivos de trigo y maíz.

MATERIALES Y METODO

Se utilizaron las series pluviométricas diarias de seis estaciones de distinto régimen pluviométrico distribuidas en la Región Pampeana y cuyo registro corresponde al período 1911-1985.

Las series pluviométricas fueron docimadas para determinar su homogeneidad. Los resultados fueron aceptables.

Se realizaron balances hidrológicos diarios utilizando valores de evapotranspiración potencial diaria según Penman-Frère (FAO, 1972), calculados a partir de los correspondientes mensuales medios obtenidos por Damario y Cattáneo (1982); empleando una relación lineal entre la evapotranspiración relativa y la cantidad total de agua en el suelo como una medida de la retención del agua edáfica.

La capacidad de campo utilizada fue la correspondiente a una lámina de agua de 200 mm de espesor para el trigo y 300 mm para el maíz. Estos valores se consideran similares para todos los suelos estudiados debido al conocimiento de

la existencia de una relación entre la profundidad de exploración radical y la textura del suelo (Troha y Forte Lay, 1984 y Brenzoni et al, 1986).

Se consideró un factor K de cultivo para cada especie que afecta la evapotranspiración potencial de referencia de acuerdo al estado fenológico del mismo, incluyendo los períodos anteriores a la siembra (barbecho) y posteriores a la cosecha (rastrojo), calculados de acuerdo a lo expuesto por Doorenbos y Pruitt, (1977); Zeljkovich y Rebella, (1980); Weir y Díaz, (1983) y Forte Lay et al, (1984).

Según Doorenbos y Pruitt, (1977), el rendimiento de un cultivo de trigo o maíz es máximo cuando el nivel de agotamiento del agua edáfica no supera el valor de 1,5 atmósferas de tensión. Esto equivale aproximadamente al 80% de la capacidad de campo de los suelos estudiados (Fuente: Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas de la Facultad de Agronomía de la Universidad de Buenos Aires).

Por lo tanto, el umbral antedicho fue considerado como un nivel crítico, alcanzado el cual, se simula la aplicación de un riego que lleva al suelo a capacidad de campo y es contabilizado para el cálculo de las necesidades de riego de los períodos considerados.

Estos últimos comprenden el período base mensual y los diferentes arreglos de períodos consecutivos: bimestrales, trimestrales y semestrales.

Esta simulación se llevó a cabo desde 1911 hasta 1985, subdividiéndose además el estudio en dos períodos: 1911-1970 y 1971-1985, para evaluar comparativamente los resultados obtenidos ya que durante este último período se ha detectado un aumento considerable de las precipitaciones durante el semestre cálido en algunas localidades de la región, (Quintela et al, 1984) y que resulta de gran interés para fines agrohidrológicos prácticos.

RESULTADOS Y DISCUSION

Se obtuvo para cada localidad y cultivo considerado, el número total de riegos que se deben aplicar, ya sea por mes, bimestre, trimestre y semestre; considerando que sólo se simularon los riegos durante el ciclo evolutivo de las especies estudiadas, analizándose todo el espectro de probabilidades empíricas, (1 a 99%).

Debe destacarse que en el trabajo aquí expuesto no se analiza la factibilidad económica ni el tipo de riego a utilizar.

Para evaluar convenientemente las técnicas propuestas se analizaron en forma individual las dos especies consideradas.

a) Maíz

La capacidad de campo utilizada fue de 300 mm para todos los suelos

estudiados, considerándose la aplicación de riego entre los meses de octubre y marzo en las estaciones del norte y centro de la pradera pampeana y entre noviembre y abril para las del sur, en concordancia con las épocas de siembra utilizadas normalmente en cada una de estas regiones.

En la Figura 1 se puede visualizar el número de riegos a aplicar por mes para cada localidad estudiada y para los niveles de probabilidad del 50, 80 y 90%, indicativos de la cantidad de riegos que son suficientes una vez cada dos, cuatro de cada cinco y nueve de cada diez años respectivamente.

En la zona típicamente maicera representada por la localidad de Pergamino, se observa como es lógico, una menor necesidad de riego, llegando en el mes de máximos requerimientos (enero) a 2 riegos de 60 mm cada uno para la probabilidad del 90%.

La localidad de Balcarce, por su parte, muestra una necesidad de riego algo mayor, aunque en el mes de enero los requerimientos son similares a los de Pergamino.

A medida que nos desplazamos hacia el sudoeste el requerimiento de riego aumenta, llegando en Anguil y Bordenave a 3 riegos en enero para la probabilidad del 90%.

En la Figura 2 se analiza el número de riegos mensuales a aplicar para las probabilidades del 80 y 90%, en los períodos 1911-1970 y 1971-1985. (este último muestra un semestre cálido notoriamente más lluvioso en algunas estaciones del área).

El número de riegos requerido es algo inferior para el período 1971-1985, acentuándose las diferencias para el caso de las localidades más secas como, por ejemplo, Anguil.

b) Trigo

La capacidad de campo utilizada fue de 200 mm para todos los suelos estudiados.

El período con riego comprendió desde junio a noviembre en el centro y norte de la pradera pampeana y de agosto a diciembre en el sur de la misma.

En la Figura 3, para las probabilidades del 50, 80 y 90% se observa que una zona típicamente triguera, representada por la localidad de Balcarce, es la de menores requerimientos de riego durante el ciclo de cultivo siendo muy similar a Pergamino. Además, durante el momento de la espigazón del trigo, son necesarios 2 riegos de 40 mm cada uno para el 80 y 90% de probabilidad en ambas localidades. El número de riegos necesarios va aumentando de este a oeste, llegándose a un máximo de 3 riegos para el 90% de probabilidad en las demás localidades en estudio.

Del análisis por período (1911-70/1971-85) no se observaron diferencias apreciables.

Para ambos cultivos, la Tabla 1 muestra el número de riegos acumulados por bimestre y trimestre. Se verifican las mismas tendencias que en los resultados anteriores.

CONCLUSIONES

- 1.- Se ha desarrollado una metodología que permite calcular las necesidades de agua reales para alcanzar el rendimiento óptimo de los cultivos de maíz y trigo.
- 2.- Se demuestra la existencia de necesidades de riego importantes aún en regiones de secano consideradas muy aptas para dichos cultivos.
- 3.- El número de riegos necesarios para satisfacer las necesidades reales en el 90% de los años es, como máximo, de 2 y 3 riegos de 60 mm cada uno en el momento crítico del cultivo de maíz y de 6 y 10 riegos de 60 mm cada uno durante todo el ciclo, para Pergamino y Anguil respectivamente.
- 4.- La cantidad de riegos necesarios para satisfacer las necesidades reales en el 90% de los años es, como máximo, de 2 y 3 riegos de 40 mm cada uno en el momento crítico del cultivo de trigo y de 4 y 9 riegos durante todo el ciclo para Balcarce y Bordenave respectivamente.
- 5.- Dividiendo el período analizado en los subperíodos 1911-70/1971-85 se observan diferencias apreciables en las necesidades de riego para el cultivo de maíz, espacialmente en la localidad de Anguil.

Agradecimientos: Los autores desean expresar su agradecimiento al Ing.Agr. E.Damario por haber proporcionado los datos de evapotranspiración potencial medios mensuales estimados según Penman-Frére.

Al Servicio Meteorológico Nacional y al Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria por la información pluviométrica brindada.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Fig.1; Necesidades de riego mensuales en el cultivo de maíz para 3 niveles de probabilidad.(Período 1911-1985) .
- Fig.2; Necesidades de riego mensuales en el cultivo de maíz para 2 niveles de probabilidad.(Períodos 1911-70 y 1971-85) .
- Fig.3; Necesidades de riego mensuales en el cultivo de trigo para 3 niveles de probabilidad.(Período 1911-1985) .

BIBLIOGRAFIA

- 1) Brenzoni,E.O.; J.A.Forte Lay; A.Troha y M.M.Villagra,1986.Estudio de la profundidad del sistema radical del cultivo de trigo en un Hapludol típico mediante metodología radioisotópica. XI Congreso A.A.C.S.Neuquén. En prensa.

- 2) Condromaz, A.E. y L.A.Nani, 1980. Estimación de la sequía y necesidades de agua en base a datos climáticos para cuatro localidades de la provincia de Entre Ríos. XI Reunión de la A.A.C.S. Tomo I:95-108, Paraná.
- 3) Damario, E.A. y C.L.Cattáneo, 1982. Estimación climática de la evapotranspiración potencial en la Argentina según el método de Penman 1948. Rev. Fac. de Agronomía 3(3):271-292.
- 4) Doorembos, J. and W.O.Pruitt, 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. FAO. Irrigation and drainage paper (24) FAO, Roma. 144 p.
- 5) Forte Lay, J.A. y R.A.del Barrio, 1983. Método para la estimación de las necesidades de riego complementario en la Región Pampeana. XI Congreso Nacional del Agua. Tomo II:127-149. Córdoba.
- 6) Forte Lay, J.A.; A.Troha y M.M.Villagra, 1985. Estudio de la dinámica del agua en los suelos bajo pradera permanente, barbecho y cultivos estacionales. XII Congreso Nacional del Agua. Mendoza. En prensa.
- 7) Garay, A.F. y E.E.Suero, 1979. Requerimientos de agua del cultivo de papa en Balcarce. E.E.R.A. (INTA). Tirada interna, 12 p.
- 8) Frère, M., 1972. A method for the practical application of the Penman formula for the estimation of potential evapotranspiration and evaporation from free water surfaces. FAO-AGP: AS/1972/2, Rome.
- 9) Quintela, R.M.; J.A.Forte Lay; A.Troha y S.M.Suárez, 1984. Características bioclimáticas de las regiones subhúmedas secas y semiáridas de la llanura y bosque pampeano centrales. VIII Reunión Nacional para el Estudio de las Regiones Áridas y Semiáridas. Trelew. En prensa.
- 10) Troha, A. y J.A.Forte Lay, 1984. Probabilidades de valores mínimos extremos de almacenaje de agua en el suelo en la provincia de Buenos Aires. GEOACTA. Vol XII(1):169-180.
- 11) Valencia, R., 1977. Necesidad de riego en maíz para obtener buenos rendimientos en zonas húmedas. Comisión Nacional para la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Agua.
- 12) Weir, E. y R.Díaz, 1983. Requerimientos hídricos máximos y coeficiente del cultivo de trigo en la subregión triguera II norte. E.E.R.A. INTA-Marcos Juárez. Informe técnico N°30. 5 p.
- 13) Zeljkovich, L.T.de y C.M.Rebella, 1980. Necesidades de agua de un cultivo de maíz en la región de Pergamino. Presentado en la II Reunión Nacional de Maíz. En prensa.

LOCALIDAD	PROB. (%)	MAIZ												TRIGO							
		BIMESTRE						TRIMESTRE						BIMESTRE			TRIMESTRE				
		ON	ND	DE	EF	FM	MA	OND	NDE	DEF	EFM	FMA	JA	AS	SO	ON	ND	ASO	SON	OND	
MARCOS	50	1	1	2	2	1		2	2	3	2		1	1	2	2		1	2	3	
JUAREZ	80	1	2	3	3	2		3	3	4	3		1	1	2	4		2	2	4	
	90	2	2	4	3	2		3	4	4	4		1	1	3	4		2	3	5	
PERGAMINO	50	0	1	2	2	1		1	2	2	2		0	0	1	2		0	1	2	
	80	0	1	2	2	1		1	3	3	3		0	1	2	2		1	2	3	
	90	1	2	3	3	2		2	3	4	3		1	1	2	3		1	2	3	
SAN MAURICIO	50	1	2	3	3	1		2	3	4	3		1	1	2	3		1	2	4	
	80	2	2	4	4	2		3	4	5	4		1	1	3	4		2	3	5	
	90	2	3	4	4	2		4	5	5	4		1	1	3	4		2	3	5	
ANGUIL	50	1	2	3	3	1		3	4	4	3		1	1	2	3		2	2	4	
	80	2	3	4	4	2		3	5	5	4		1	1	3	4		2	3	4	
	90	2	3	4	4	2		4	5	6	4		1	1	3	4		2	3	5	
BAICARCE	50	1	2	2	1	0		2	3	2	1		0	1	2	2		1	2	3	
	80	2	3	3	2	1		3	3	3	2		0	1	3	3		1	3	4	
	90	2	3	3	2	1		3	4	3	2		1	2	3	3		2	3	4	
BORDENAVE	50	2	3	3	1	0		4	4	3	1		1	1	3	3		2	3	4	
	80	3	4	4	2	1		4	5	4	2		2	2	3	4		2	4	5	
	90	3	4	4	2	1		5	5	4	2		2	2	4	4		3	4	5	

TABLA 1. Necesidades de riego por bimestre y trimestre para los cultivos de trigo y maíz con 3 niveles de probabilidad (período 1911-85).

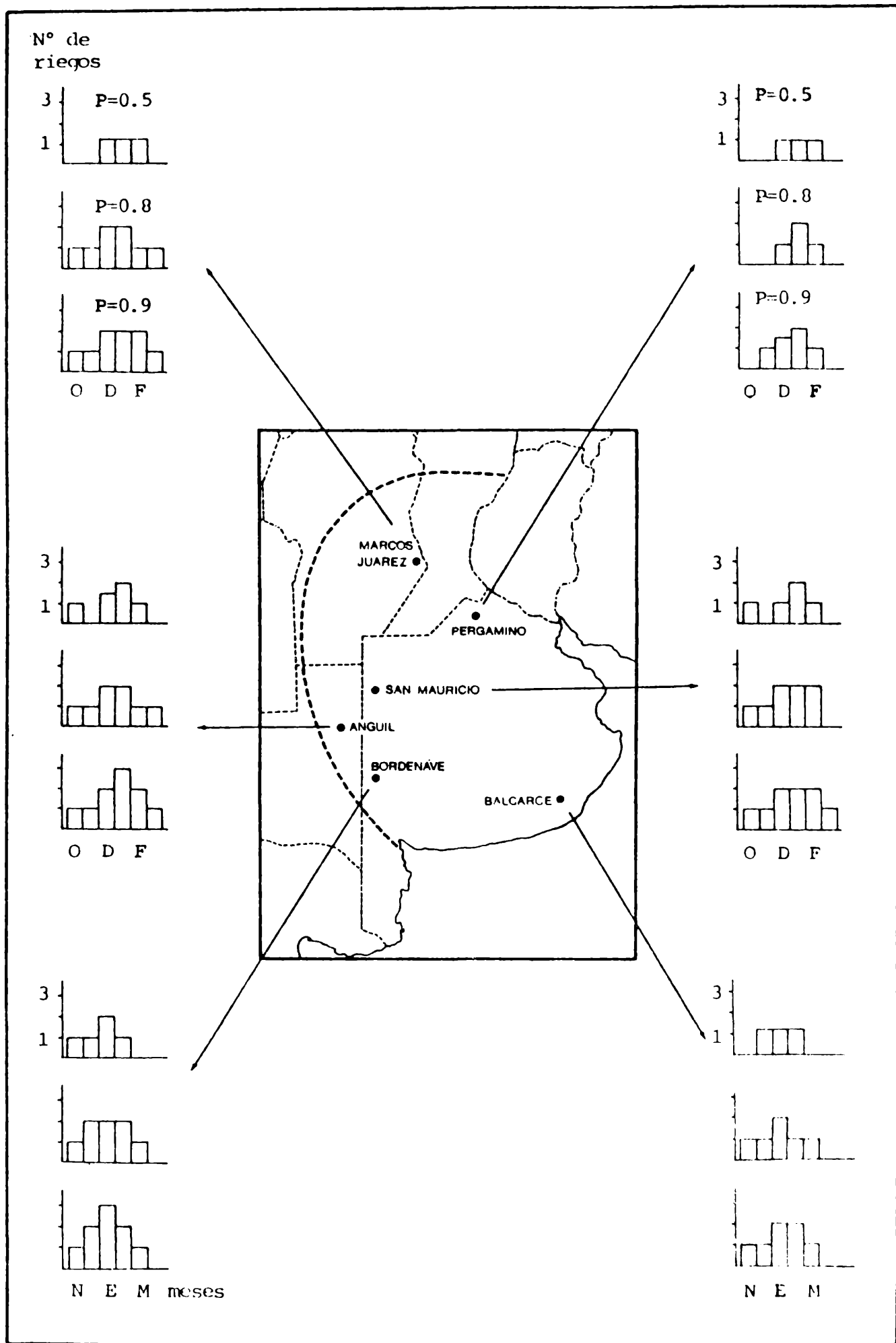


Figura 1

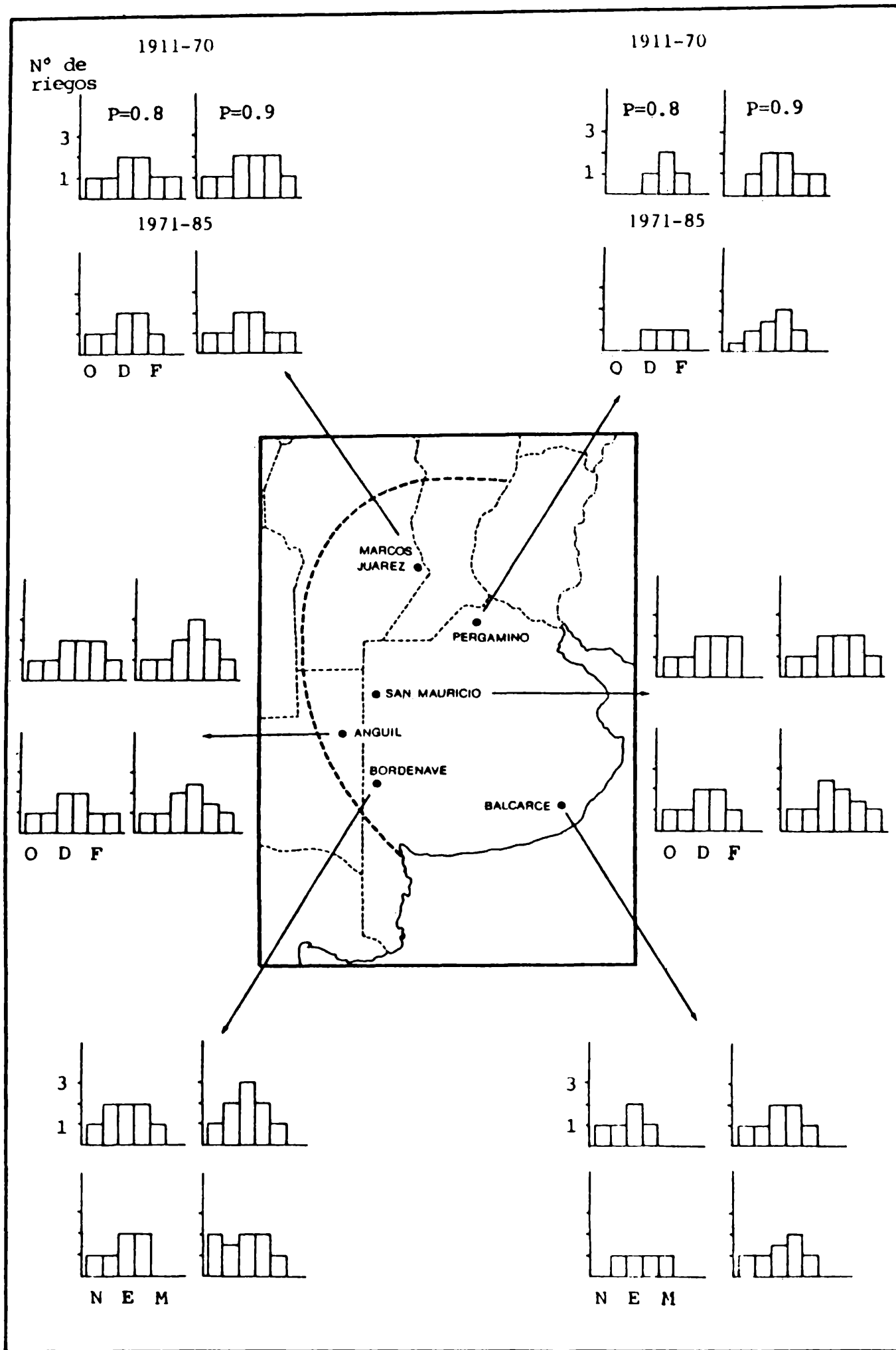


Figura 2

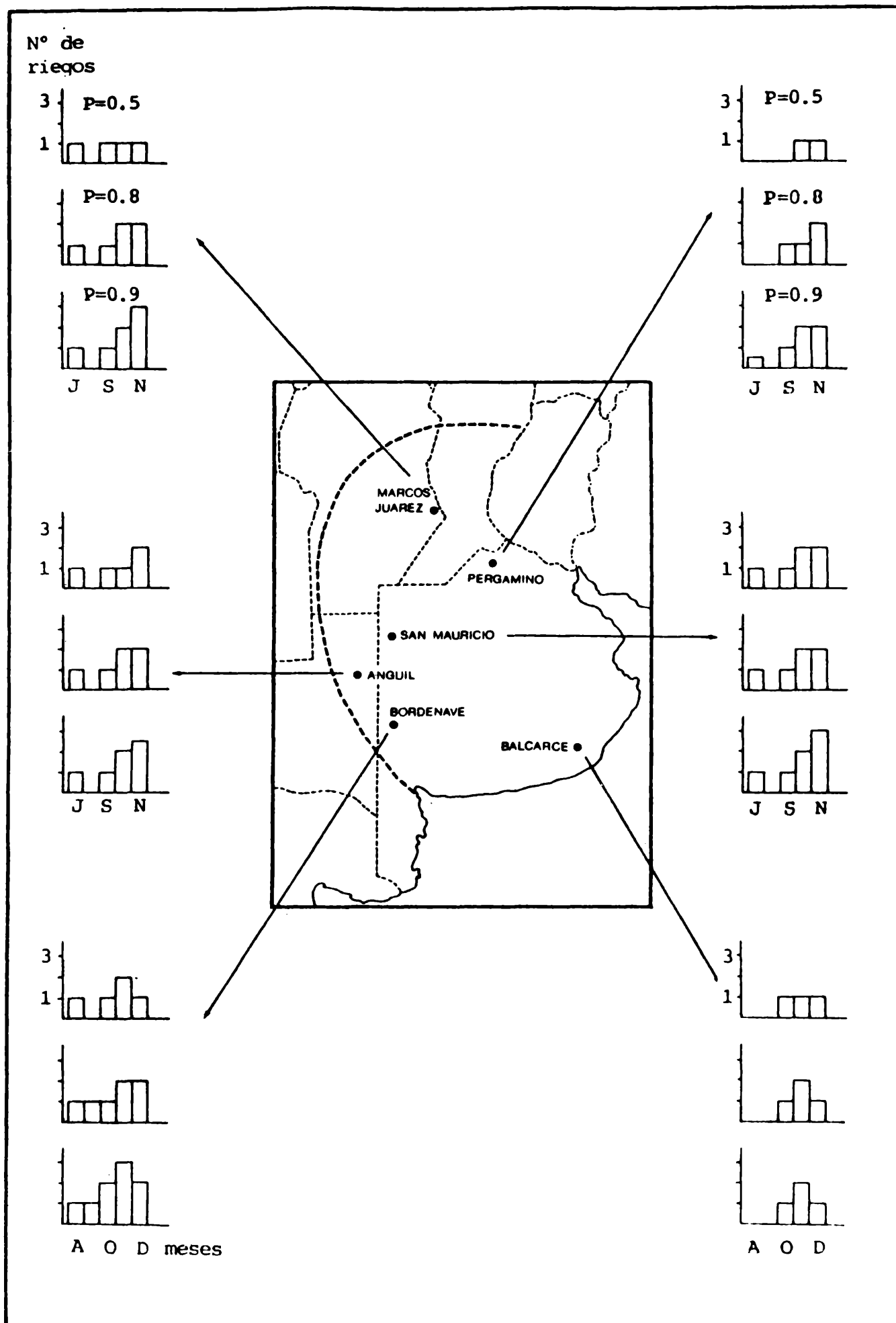


Figura 3

DISTRIBUCION DE PROBABILIDAD DE VALORES DE HUMEDAD EDAFICA

Juan A. Forte Lay y Adrián Troha

Centro de Investigaciones Biometeorológicas (CIBIOM-CONICET).

Buenos Aires, República Argentina.

RESUMEN

Se utilizó el balance hidrológico de Thornthwaite-Mather para estimar la reserva de agua en el suelo, empleando la evapotranspiración potencial media diaria según Perman. Este estudio fue realizado utilizando precipitaciones diarias del período 1911-80 para 6 localidades de la Región pampeana.

Aunque las series estimadas de almacenaje de agua en el suelo son diarias, resultó conveniente agruparlas como promedio en períodos pentádicos, decádicos, quincenales y mensuales para evitar un exceso de información superflua.

Con el objeto de obtener una distribución teórica de frecuencias que ajustara adecuadamente las distintas series de almacenaje de agua anteriormente mencionadas, se empleó la función de distribución de probabilidades Beta (I) de 2 parámetros.

Se calcularon las probabilidades de ocurrencia de valores de almacenaje de agua edáfica para todos los períodos mencionados. Su utilización permite definir períodos secos y húmedos de acuerdo a su intensidad, duración y probabilidad de ocurrencia, lo cual será de suma utilidad para la planificación agrícola de secano.

ABSTRACT

A daily water balance, after Thornthwaite-Mather, was used to estimate the water reserve in the ground, the mean daily potential evapotranspiration utilized was derived from Perman's equation. The study was made with the daily precipitations from six localities in the Pampean Region and for the period 1911-80.

Although the computed series for the soil water storage are daily, it was convenient to group them as average for pentadic, decadic, fortnightly and monthly period to obviate an excess of superfluous information.

With the aim of obtaining a theoretical distribution of frequencies adequately adjusting to the above mentioned different water storage series, a two parameters Beta (I) probabilities distribution was employed.

The occurrence probability of storage values of edafic water were computed for the whole 1911-80 period. Its use allows to define dry and wet periods in accordance with the intensity, duration and occurrence probability, an information which will be of important value and utility for the dry-barren land agriculture planning.

INTRODUCCION

La cantidad de agua contenida en el suelo y disponible para los cultivos en un momento determinado, es un elemento agroclimático de fundamental importancia para la planificación agrícola de secano.

El almacenaje o reserva de agua en el suelo, depende de factores edáficos, atmosféricos y biológicos que actúan simultáneamente y el conocimiento de su climatología sólo puede ser obtenido a partir de series largas de observaciones directas de humedad del suelo, las cuales no están generalmente disponibles, o de valores estimados mediante métodos de balance hidrológico, cuya validez al compararlos con series de valores observados ha sido reiteradamente demostrada en numerosos trabajos realizados por el CIBIOM (Forte Lay y Burgos, 1978; Burgos y Forte Lay, 1978; Burgos, Troha y Forte Lay, 1980; Forte Lay y Villagra, 1983; Forte Lay, Troha y Villagra, 1985).

El objetivo de este trabajo fue el de emplear una función teórica de distribución de frecuencias que ajustara adecuadamente a las series de valores de almacenaje obtenidos por balance hídrico diario, tomando como antecedente más importante un trabajo de Ravelo y Decker (1979) que utilizaron con éxito la misma función teórica para ajustar la distribución de un índice de humedad del suelo en Columbia, Missouri, U.S.A.

MATERIALES Y METODO

Para estimar las series de almacenaje de agua en el suelo (en adelante series empíricas), se utilizó el balance hidrológico diario de Thornthwaite y Mather (1955), empleando la evapotranspiración potencial media diaria según Penman, calculada en base a valores mensuales medios obtenidos por Damario y Cattaneo (1982).

Se ha demostrado fehacientemente el buen ajuste brindado por este método cuando se lo compara con valores medidos de humedad del suelo cubierto por una pradera permanente.

El estudio fue realizado utilizando registros pluviométricos diarios del período 1911-1980 para seis localidades de la región pampeana, diferenciadas por sus características edafohidrológicas.

La capacidad máxima de retención (capacidad de campo) elegida fue la equivalente a una lámina de agua de 300 milímetros de espesor, la que según trabajos anteriores realizados en el CIBIOM (Burgos y Forte Lay, 1978; Burgos Troha y Forte Lay, 1980; Forte Lay, Troha y Villagra, 1985) resultó ser la más representativa para la región en estudio y que equivale aproximadamente a una profundidad de algo más de 1 m en los suelos arenosos y de 0,60-0,70 m en los arcillosos.

Aunque las series estimadas de almacenaje de agua en el suelo son diarias, resultó conveniente agruparlas como promedio en períodos pentádicos, decádicos, quincenales y mensuales para evitar un exceso de información superflua y disminuir la dispersión.

Con el objeto de obtener una distribución teórica de frecuencias que ajustara adecuadamente a las distintas series de almacenaje de agua anteriormente mencionadas, se empleó la función de distribución de probabilidad Beta (I) de 2 parámetros. La misma está acotada por 2 límites (cero y uno) y se adapta muy bien a distribuciones empíricas de frecuencia de variables aleatorias que tengan límites máximo y mínimo definidos (transformando dichos límites a cero y uno respectivamente) como es el caso de la humedad del suelo, cuyos valores posibles se encuentran entre cero y capacidad de campo.

La función Beta de 2 parámetros (Beta incompleta tabulada por Pearson, 1948) y que está relacionada con las distribuciones GAMMA tiene dos parámetros (alfa y beta) y esta definida por

$$B(\alpha, \beta) = \int_0^1 x^{\alpha-1} \cdot (1-x)^{\beta-1} dx = \frac{\Gamma(\alpha) \cdot \Gamma(\beta)}{\Gamma(\alpha + \beta)} \quad \begin{array}{l} \text{siendo } \alpha > 0 \\ \text{y } \beta > 0 \end{array}$$

Los parámetros $\hat{\alpha}$ y $\hat{\beta}$ fueron calculados a partir de la media aritmética de la muestra y la varianza de la misma (Hahn y Shapiro, 1968 y Yevjevich, 1972) de acuerdo a:

$$\beta = \frac{(1 - \bar{X})}{S^2} \cdot (\bar{X} \cdot (1 - \bar{X}) - S^2); \quad \alpha = \frac{\beta \cdot \bar{X}}{(1 - \bar{X})}$$

La función de densidad de probabilidad está dada por

$$f(x) = \frac{x^{\alpha-1} \cdot (1-x)^{\beta-1}}{B(\alpha, \beta)}$$

Se demostró un excelente ajuste mediante las pruebas de Chi-cuadrado y Smirnov-Kolmogorov.

Mediante un programa de computación fue posible calcular las frecuencias empíricas de ocurrencia de valores de almacenaje de agua edáfica (1 a 99%) para todos los períodos mencionados, calculándose al mismo tiempo las probabilidades de acuerdo a las distribuciones teóricas respectivas.

RESULTADOS Y DISCUSION

En las figuras 1, 2, 3 y 4 se han representado gráficamente las frecuencias porcentuales de almacenaje de agua edáfica que surgen de las series empíricas correspondientes y la función teórica de ajuste para la tercera pentada de los meses de Enero, Abril, Julio y Octubre, respectivamente. Debiendo destacarse que se ha presentado dicha pentada solamente como ejemplo, obsérvándose aún un mejor ajuste para los períodos decádicos quincenales y mensuales.

Como es lógico suponer, en las estaciones más húmedas y en los meses en que el balance hídrico determina valores más altos de humedad edáfica (Ej. Balcarce y Pergamino en los meses de Julio y Octubre), se observa que las distribuciones de frecuencia tienen una asimetría fuertemente negativa, por el contrario, en las estaciones más secas y en los meses en que el balance hídrico determina valores de humedad edáfica más bajos (Ej. Anguil y San Mauricio en Enero), se observan asimetrías positivas.

En las demás situaciones hay una tendencia hacia una asimetría negativa aunque las distribuciones son más simétricas.

En todos los casos la función Beta se comportó satisfactoriamente para ajustar las distribuciones empíricas.

En la figura 5 se observan los valores de almacenaje que se pueden esperar para cada pentada a lo largo del año agrícola, de acuerdo a la distribución empírica y teórica de ajuste en la localidad de San Mauricio.

La gráfica para la probabilidad del 20% expresa que se contará con un almacenaje igual o superior una vez cada 5 años. Con un criterio similar se han dibujado las gráficas para el 50 y 80% de probabilidad.

Puede observarse también en este caso que el ajuste entre la curva construida a partir de frecuencias empíricas y la que se obtuvo a partir de las correspondientes frecuencias teóricas es muy aceptable.

Este tipo de representación permite visualizar la probabilidad de ocurrencia de períodos secos y húmedos y su intensidad.

En la figura 6 se han fijado dos niveles de almacenaje, 40 y 70% de la capacidad de campo que pueden expresar 2 niveles de sequía: absoluta y condicional respectivamente (Burgos y Forte Lay, 1978); definiéndose para cada época del año las probabilidades de ocurrencia de valores iguales o mayores a dichos niveles de almacenaje.

De estas dos últimas gráficas se puede extraer por ejemplo que en la localidad de San Mauricio, aunque se verifica una estación de suelo más húmedo que comienza en Marzo y concluye en Octubre o Noviembre, el riesgo de sequía es alto durante todo el año, ya que el período de mayores precipitaciones se concentra en la época en que el suelo se encuentra seco por la gran evapotranspiración.

En la figura 6 se observa que ni siquiera la mitad de los años (probabilidad 50%) el suelo se encuentra con valores iguales o mayores al nivel de sequía condicional durante la época húmeda.

También con este tipo de representaciones gráficas (obtenidas de la salida de un programa de computación que realiza todo el proceso de balance, cálculo de frecuencias y ajuste), se pueden maximizar las probabilidades de éxito de los cultivos, efectuando las siembras en los momentos más oportunos para hacer coincidir las fases críticas de los cultivos con los períodos más favorables desde el punto de vista hídrico; como así también contar con criterios para estimar las fechas de comienzo y fin de las estaciones húmedas y secas en regiones de lluvias estacionales, etc.

Por otra parte, si se contara con registros pluviométricos completos de series largas y confiables de una red densa, sería posible dibujar isolíneas en mapas que muestren los campos de los parámetros más importantes que definen la climatología del agua en el suelo, los que analizados para los sucesivos períodos calendarios permitirán un conocimiento más detallado del que hoy se tiene de la dinámica del agua en el suelo.

CONCLUSIONES

La distribución teórica de frecuencias Beta (I) de 2 parámetros ajusta muy bien a las distribuciones empíricas de valores de almacenaje de agua para períodos iguales o mayores a los 5 días, lo cual se comprobó mediante las pruebas de bondad de ajuste de Chi-cuadrado y Smirnov-Kolmogorov.

El ajuste para series empíricas diarias no es aconsejable pues aumenta la dispersión de los valores y no tiene sentido práctico.

La metodología de trabajo empleada permite contar con una información valiosa que puede servir para comprender la climatología del agua edáfica que a su vez es de fundamental importancia para la planificación agrícola de secano.

Agradecimientos: Los autores desean expresar su agradecimiento al Ing. Agr. E.A. Damario por haber proporcionado los datos de evapotranspiración potencial medios mensuales estimados según Penman-Frère y al Servicio Meteorológico Nacional y al Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria por la información pluviométrica brindada.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Fig. 1: Frecuencias porcentuales de almacenaje de agua edáfica empíricas y según función teórica de ajuste Beta (I) para la 3^a pentada del mes de Enero.
- Fig. 2: Frecuencias porcentuales de almacenaje de agua edáfica empíricas y según función teórica de ajuste Beta (I) para la 3^a pentada del mes de Abril.
- Fig. 3: Frecuencias porcentuales de almacenaje de agua edáfica empíricas y según función teórica de ajuste Beta (I) para la 3^a pentada del mes de Julio.
- Fig. 4: Frecuencias porcentuales de almacenaje de agua edáfica empíricas y según función teórica de ajuste Beta (I) para la 3^a pentada del mes de Octubre.
- Fig. 5: Valores de almacenaje empíricos y según función teórica de ajuste Beta (I) para todas las pentadas del año agrícola en la localidad de San Mauricio y según 3 niveles de probabilidad.
- Fig. 6: Probabilidades de ocurrencia para 2 niveles de almacenaje (sequía condicional y absoluta) a lo largo de las pentadas del año agrícola para la localidad de San Mauricio.

BIBLIOGRAFIA

- 1) Burgos, J.J. y Forte Lay, J.A. 1978. Método para habilitar la información de la red pluviométrica en el estudio areal del régimen de la sequía edáfica. Taller de trabajo Argentino-Estadounidense sobre sequías. Mar del Plata. Diciembre 1978.
- 2) Burgos, J.J.; Troha, A. y Forte Lay, J.A. 1980. Capacidad de agua y verificación de modelos de estimación de valores mínimos de almacenaje en algunos suelos áridos y semiáridos. IDIA (INTA). Supl. 36:87-95.
- 3) Damarío, E.A. y Cattaneo, C.L. 1982. Estimación climática de la evapotranspiración potencial en la Argentina según el método de Penman 1948. Rev. de la Facultad de Agronomía, 3(3):271-292.
- 4) Forte Lay, J.A. y Burgos, J.J. 1978. Verificación de métodos de estimación de la variación del almacenaje de agua en el suelo. Taller de trabajo Argentino-Estadounidense sobre sequías. Mar del Plata. Diciembre 1978.
- 5) Forte Lay, J.A. y Villagra, M.M. 1983. El balance hidrológico de Thornthwaite-Mather (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de sus resultados. XI Congreso Nacional del Agua. Tomo I aguas superficiales 1:89-119.
- 6) Forte Lay, J.A.; Troha, A. y Villagra, M.M. 1985. Estudio de la dinámica del agua en el suelo bajo pradera permanente, barbecho y cultivos estacionales. XII Congreso Nacional del Agua. Mendoza, Mayo 1985. En prensa.
- 7) Hahn, G.J. and Shapiro, S.S. 1968. Statistical models in Engineering. John Wiley and Sons, New York pp 355.
- 8) Pearson K. 1948. Table of the Incomplete Beta function. London. Biometrika, University College.
- 9) Ravelo, A.C. y Decker, W.L. 1979. The probability distribution of a soil moisture index. Agricultural Meteorology 20:301-312.
- 10) Thornthwaite, C.W. y Mather, J.R. 1955. The water balance. Publication in Climatology. VIII(1):104 p. Drexel Inst. of Techn., New Jersey.
- 11) Yevjevich, V. 1972. Probability and Statistics in hidrology. Water Resources publications. Fort Collins. Colorado, U.S.A.

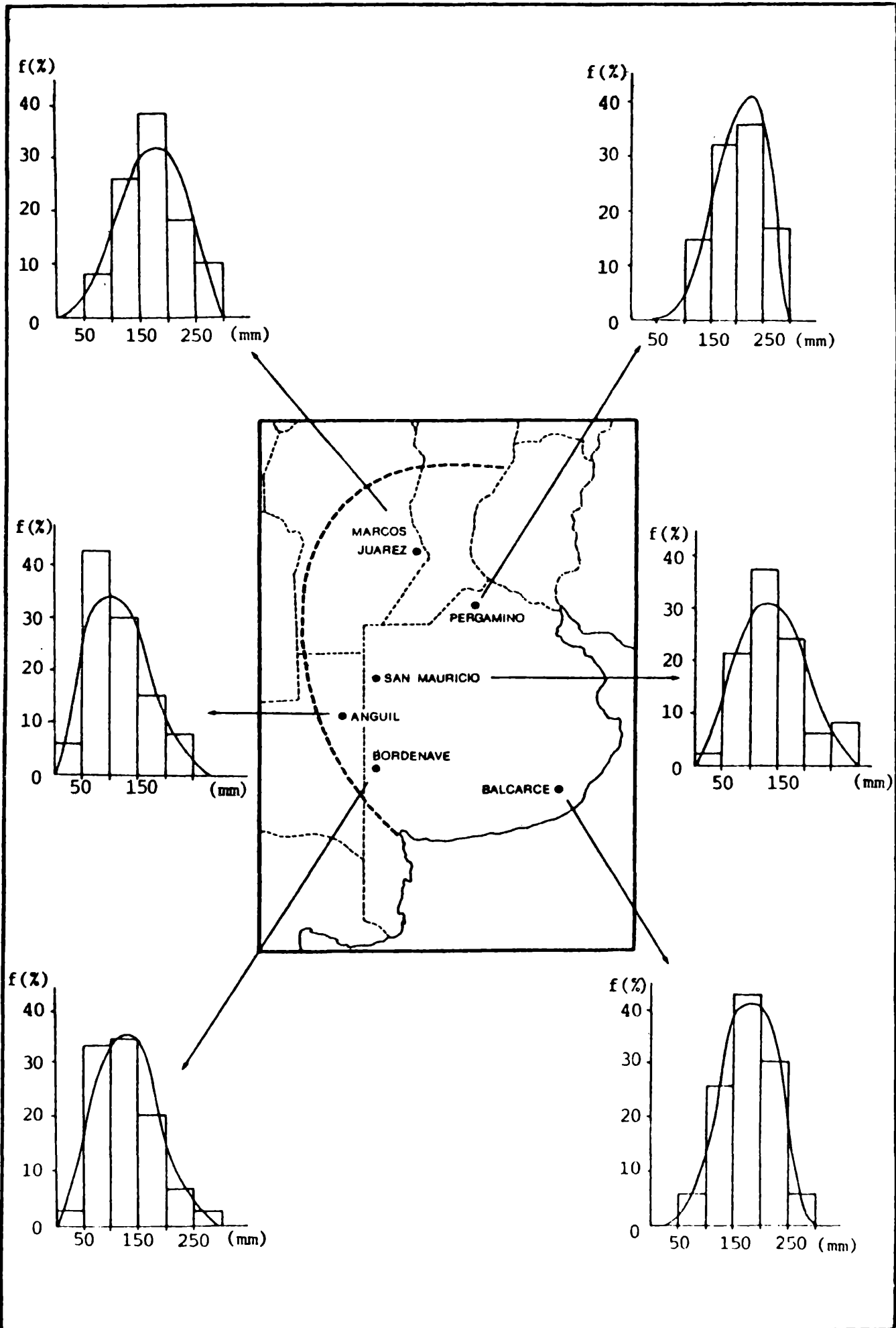


Figura 1

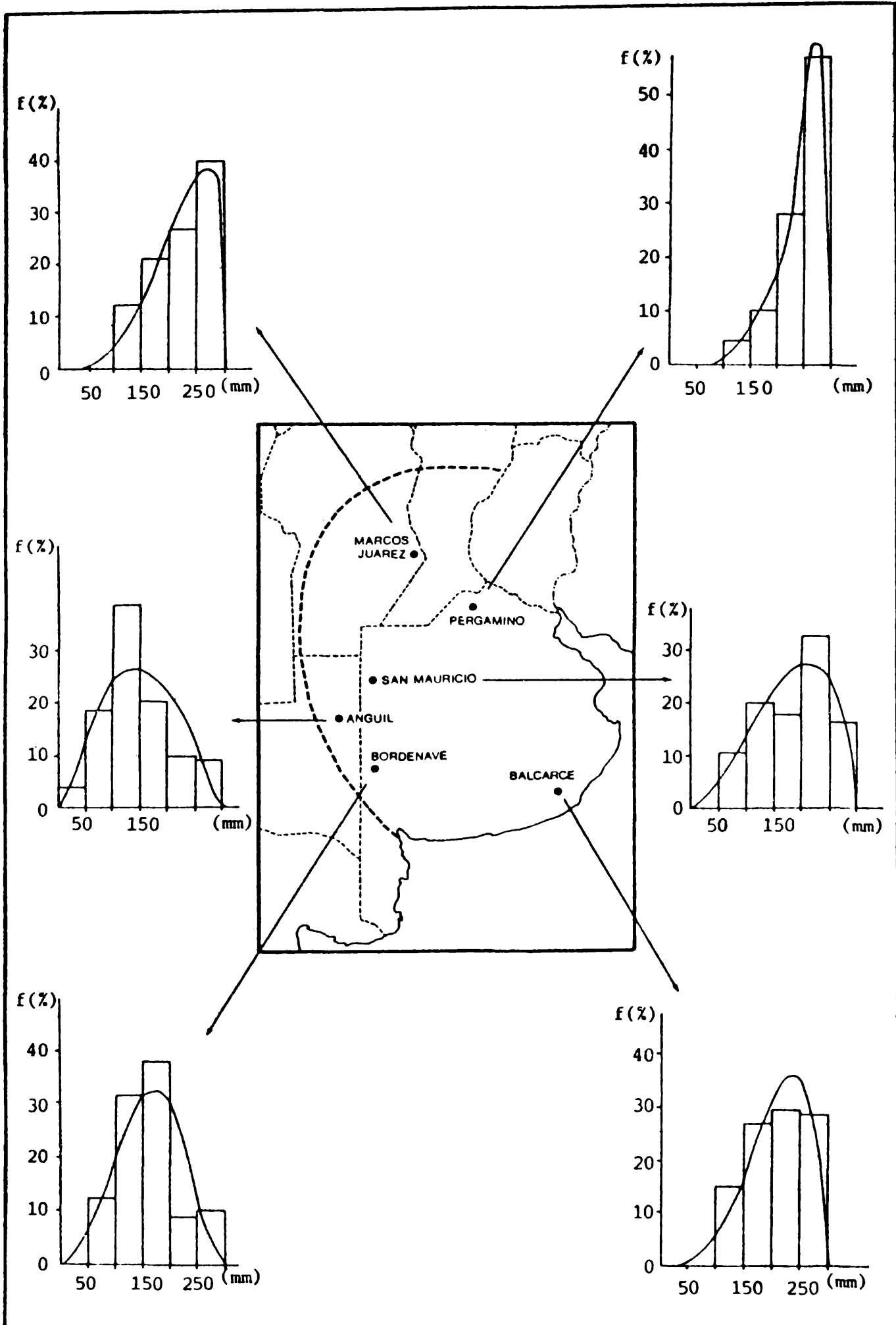


Figura 2

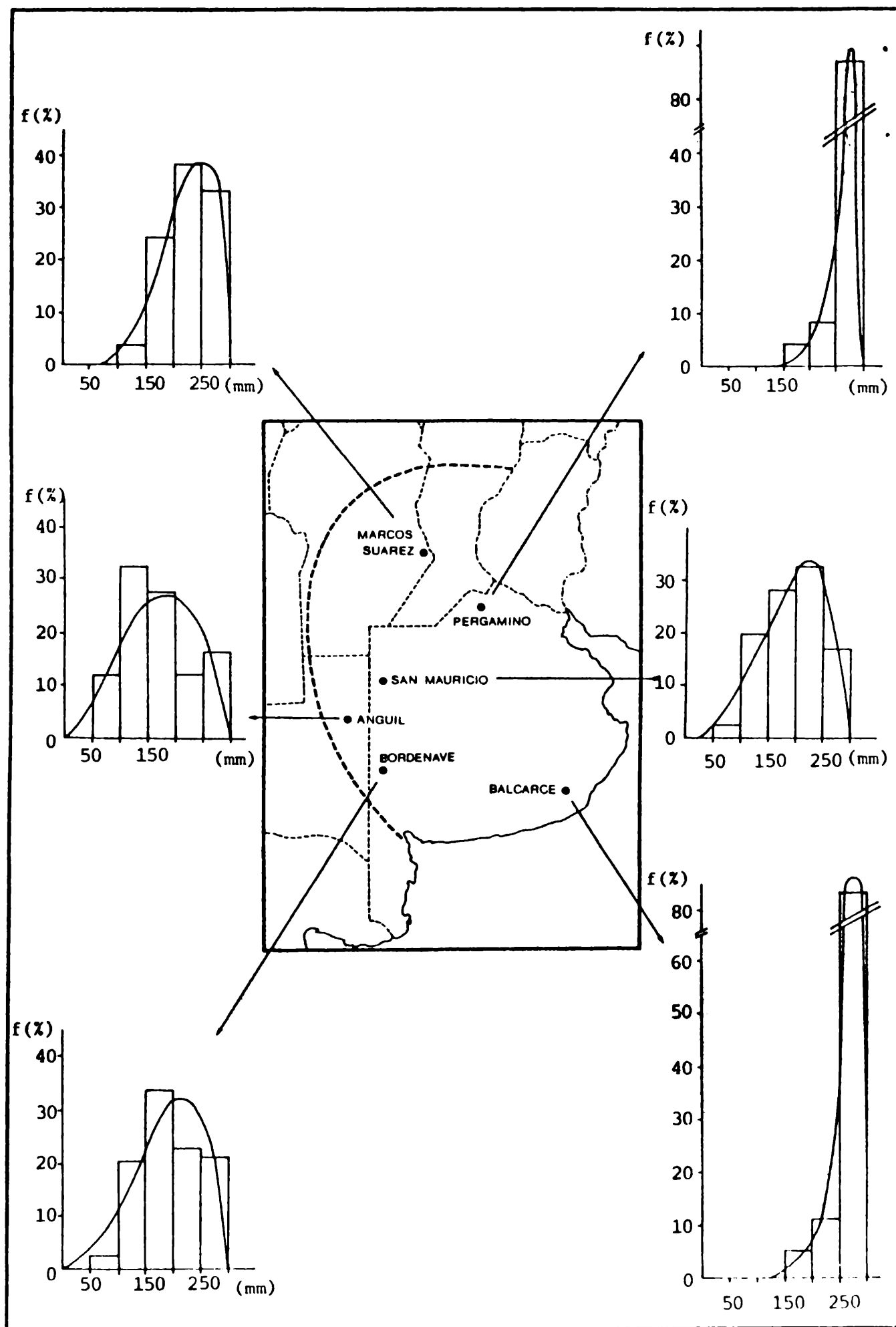


Figura 3

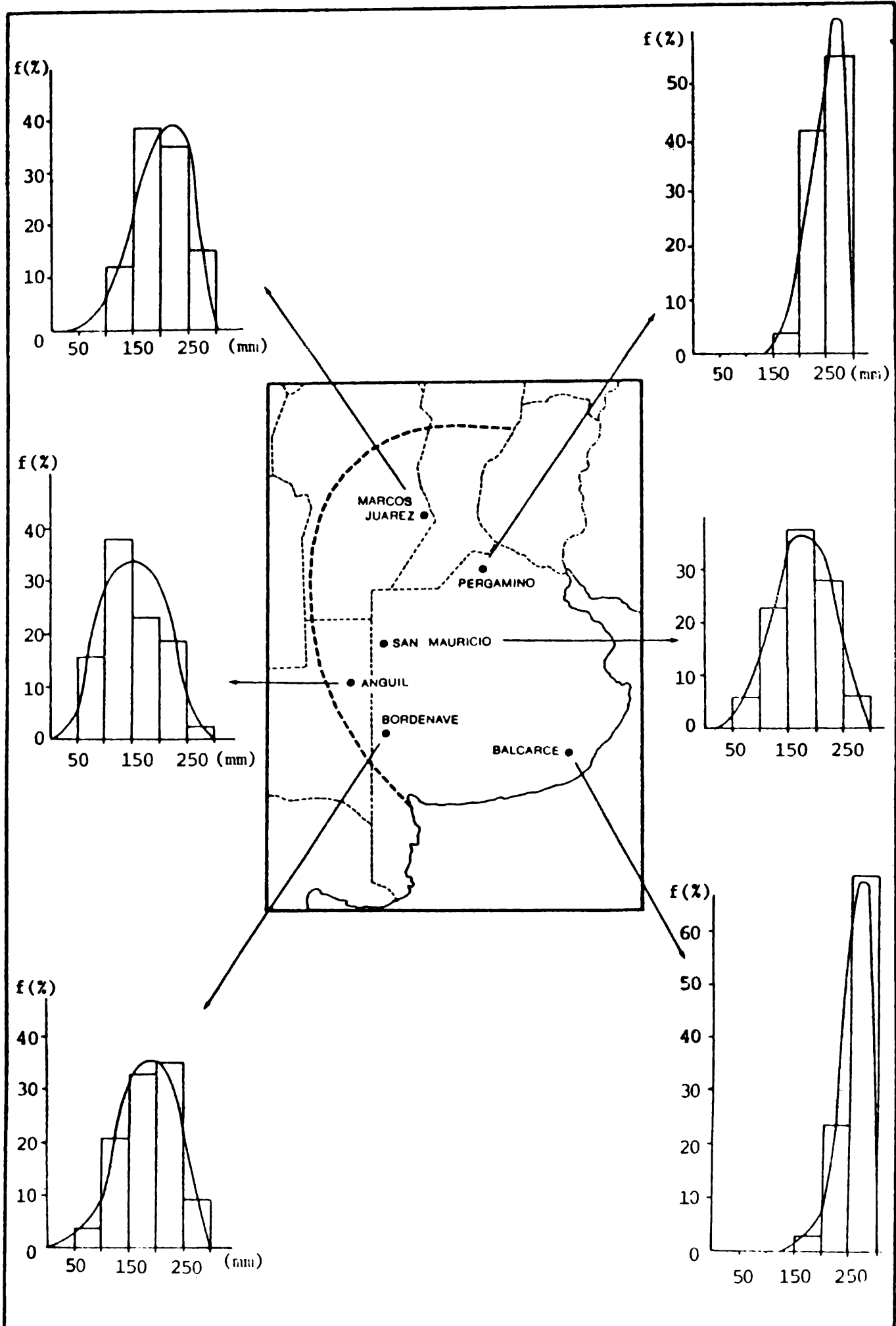


Figura 4

MODELADO DEL NO^+ PARA PASAJES DEL SATELITE
S3-2 SOBRE EL HEMISFERIO SUR #

V.H. Ríos * y J.R. Manzano *

Laboratorio de Ionósfera - Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología -
Universidad Nacional de Tucumán - Tucumán - Argentina.

RESUMEN

Se analiza teóricamente el comportamiento del ión NO^+ , de importancia fundamental en los mecanismos de ionización de la región F, siendo los resultados confrontados con las mediciones del satélite S3-2 en su pasaje N° 1550 sobre la región sudamericana durante un día solar y geomagnéticamente tranquilo, el 25 de marzo de 1976.

El análisis, realizado desde el punto de vista químico solamente, muestra que:

i) la producción de NO^+ debida a la reacción entre N^+ y O_2 , no puede ser ignorada.

ii) la teoría expuesta lleva a resultados satisfactorios debajo de los 300 km solamente, ocurriendo un apartamiento significativo, en comparación con los resultados experimentales, arriba de esa altura.

iii) el desacuerdo está requiriendo términos de transporte en la ecuación de continuidad arriba de los 300 km, y, quizás, un reajuste de los coeficientes de las reacciones y el uso de modelos actualizados de atmósfera neutra.

ABSTRACT

The behaviour of NO^+ , an ion of fundamental importance on the F-region ionization mechanisms, has been theoretically analyzed and the results confronted with the S3-2 satellite measurements on its N° 1550 passage over the south-american region during a solar and geomagnetic quiet day, the 25 of March 1976.

The analysis, carried out only from the chemical point of view, shows that

i) the NO^+ production due to the $\text{N}^+ - \text{O}_2$ reaction can not be ignored.

ii) The expounded theory leads to satisfactory results only below 300 km, with significant departure, compared with experimental results, above that altitude.

iii) the disagreement is requiring transport terms in the continuity equation above 300 km, and, perhaps, a readjustment of the reactions coefficients and the usage of up to date neutral atmosphere models.

Trabajo parcialmente financiado por el CONICET a través del PRONARP.

* Miembro de la Carrera del Investigador del CONICET.

INTRODUCCION

El ion molecular NO^+ ocupa una posición única en los mecanismos de ionización de la región F y el conocimiento de los procesos básicos que determinan su distribución y abundancia, es fundamental para entender la química de dicha región.

Los principales procesos químicos que controlan la concentración del NO^+ en la ionosfera son bastante conocidos debido a los resultados brindados por los laboratorios y las mediciones in-situ de satélites, realizadas con satélites como el Atmosphere Explorer (D.G. Torr y M.R. Torr, 1978).

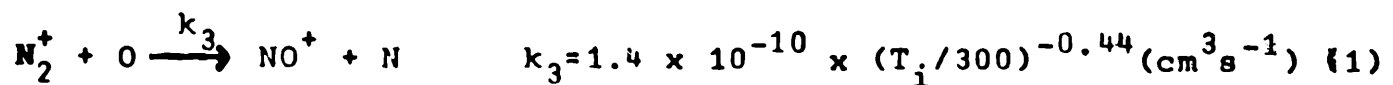
Sin embargo, las incertezas que permanecen todavía, están relacionadas con la dependencia de estos procesos con la temperatura, como así también con los roles de las especies metastables y la excitación de varios reactantes.

La relación entre la química del NO^+ y la del N_2^+ es bastante significativa aunque en esta última aún persisten discrepancias entre la teoría y las observaciones.

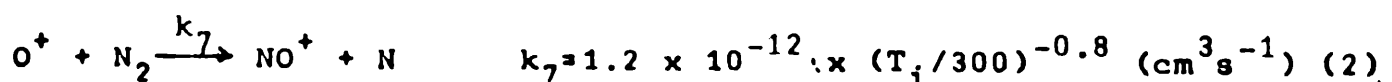
Un propósito fundamental, surgido recientemente, se apoya en el uso de la teoría corriente y su confrontación con los valores experimentales nocturnos de densidades iónicas de NO^+ y N_2^+ . El presente trabajo busca la misma meta comparando los valores teóricos y experimentales de las densidades iónicas medidas por el satélite S3-2 el 25/3/76 en su pasaje sobre el hemisferio sur y para un período tranquilo de actividad solar y magnética.

TEORIA

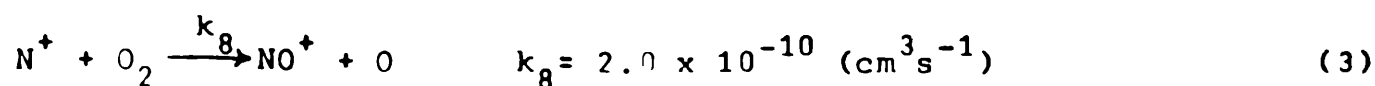
La química iónica del NO^+ en la región F es comparativamente simple y las reacciones fundamentales de producción y pérdida se consideran a continuación. Los procesos más relevantes de producción del NO^+ pueden resumirse de la manera siguiente:



Mc Farland et. al. (1974) y D.G. Torr et. al. (1977)

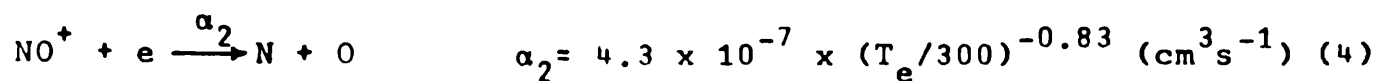


M.R. Torr et. al. (1977) y Albritton et. al. (1977)



Huntress y Anicich (1976)

y los procesos de pérdida



Walls y Dunn (1974) y Torr et.al.(1976)

donde T_i y T_e son las temperaturas iónica y electrónica, respectivamente.

Bajo la condición de equilibrio fotoquímico podemos calcular la densidad del NO⁺ a partir de la relación

$$[NO^+] = \frac{k_3 [N_2^+](O) + k_7 [O^+](N_2) + k_8 [N^+](O_2)}{\alpha_2 [e]} \quad (5)$$

donde $[R]$ significa concentración de R

Una relación aproximada empleada por Breig (1984) para el cálculo de $[NO^+]$ en equilibrio químico, está dada por:

$$[NO^+]_{BREIG} = \frac{k_3 [N_2^+](O) + k_7 [O^+](N_2)}{\alpha_2 [e]} \quad (6)$$

la cual se obtiene despreciando el último término de la (5).

La relación (5) nos dice que para determinar la concentración de NO⁺ es necesario conocer la concentración de N₂⁺, lo que hace necesario el estudio de la química de este ión molecular. La química del N₂⁺ en la región F sigue siendo una fuente de controversias e incertezas. Estas dificultades son originadas principalmente por el ión metastable O⁺(²D) como fuente de producción del N₂⁺ y por el posible incremento de las pérdidas del N₂⁺ debido a su excitación vibracional interna.

Las primeras inconsistencias encontradas entre la teoría y las mediciones del Atmosphere Explorer fueron atribuidas a un coeficiente de pérdida incorrecto para el N₂⁺ via recombinación disociativa (Oppenheimer et.al., 1976; 1977; Orsini et.al., 1977 a,b). Siguiendo los argumentos dados por Biondi (1978) y los estudios de laboratorio de Zipf (1980), estas inconsistencias fueron transferidas al ion O⁺(²D) y han sido propues

tas reducciones del coeficiente que implica pérdida del mismo, a través de la reacción con el N_2 (ecuación 9)(ver por ejemplo Torr y Orsini, (1978); D.G. Torr y M.R.Torr,(1979, 1980) M.R.Torr y D.G. Torr, (1980); Torr et.al., (1980)). Subsecuentes medidas de Laboratorio (Johnsen y Biondi, 1980; Rowe et.al., 1980), reconfirmaron sin embargo un valor alto para este coeficiente de velocidad de pérdida, como había sido adoptado en los primeros estudios.

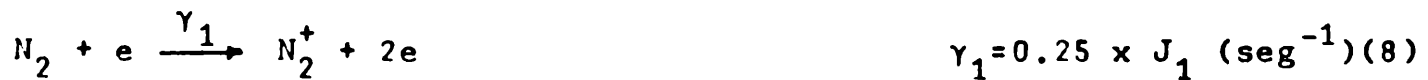
Recientes sugerencias alternativas (D.G. Torr et.al., 1980, 1981; Torr y Torr, 1982; Abdon et.al., 1982) invocaron también un aumento en las pérdidas de N_2^+ , el cual surgiría de la excitación vibracional.

El desarrollo histórico y los cambios de filosofía en este problema están documentados en el trabajo de D.G.Torr y M.R.Torr (1978, 1979) y Torr y Torr (1982).

Los procesos más relevantes de producción del N_2^+ se dan a continuación. En ellos adoptamos los coeficientes de velocidad y notación del trabajo de D.G.Torr y M.R.Torr (1978).



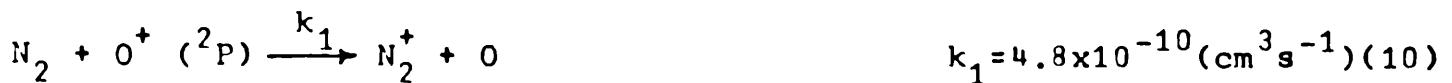
Kirby et. al. (1979)



Oppenheimer et. al. (1977)



Rowe et. al. (1980)



Rusch et.al. (1977)

El valor de J_1 para la fotoionización fué calculado con flujos solares acordes al período de tiempo específico de las observaciones del satélite S3-2. Las velocidades de ionización atribuídas a fotoelectrones han sido obtenidas a partir de los resultados de Oppenheimer et.al.(1977)

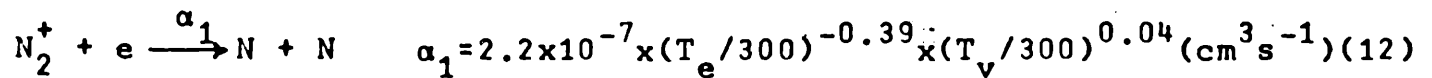
Bajo condiciones de equilibrio químico, las concentraciones de N_2^+ ,

O^+ (²D) y O^+ (²P) pueden ser determinadas directamente a partir de los procesos de producción y pérdida.

Este procedimiento es considerado válido para las especies menores que se encuentran "embebidas" dentro del ión dominante O^+ cerca del pico de la capa F, condiciones que se cumplen para la trayectoria del satélite. Para la teoría existente la velocidad de producción del N_2^+ puede ser obtenida a partir de las ecuaciones (7), (8) y (9) dando como resultado

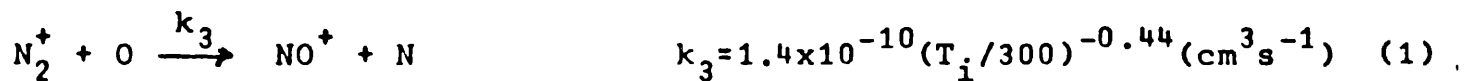
$$P_{N_2^+} = \{ (J_1 + \gamma_1) + k_1 [O^+ (^2P)] + k_2 [O^+ (^2D)] \} [N_2] \quad (11)$$

y la pérdida asociada al N_2^+ se debe fundamentalmente a la reacción:



Zipf (1980)

y a la reacción (1) dada más arriba



A partir de las ecuaciones (12) y (1) se obtiene el valor de la pérdida de N_2^+ ,

$$L_{N_2^+} = \{ \alpha_1 [e] + k_3 [O] \} [N_2^+] \quad (13)$$

Bajo condiciones de equilibrio químico es posible igualar (11) y (13) obteniéndose así la concentración del N_2^+ ,

$$[N_2^+] = \frac{\{ (J_1 + \gamma_1) + k_1 [O^+ (^2P)] + k_2 [O^+ (^2D)] \} [N_2]}{\alpha_1 [e] + k_3 [O]} \quad (14)$$

Para emplear la relación (14) es necesario obtener las concentraciones de los estados metastables del O^+ , lo cual implica conocer su química.

Los procesos de producción y pérdida del $O^+ (^2D)$ y $O^+ (^2P)$ se plantean

a continuación:

Producción de $O^+(^2D)$



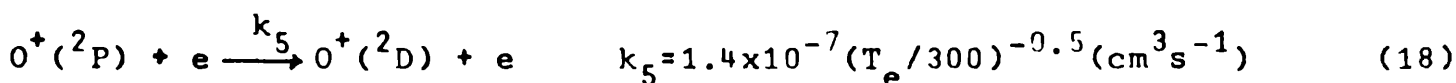
Oppenheimer et. al. (1977)



Zeippen (1982)



Pradhan (1976)

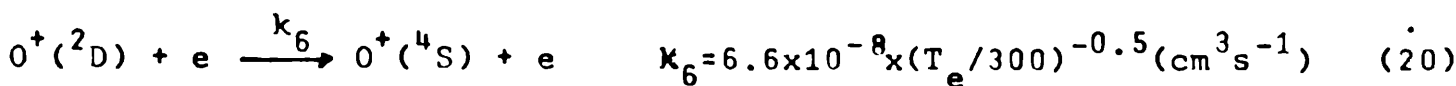


Pradhan (1976)

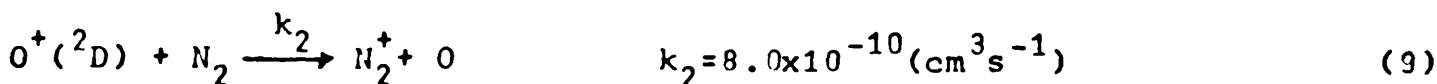
A partir de las ecuaciones (15) a (18) se puede obtener la producción de $O^+(^2D)$,

$$P_{O^+(^2D)} = J_2 [O] + \gamma_2 [O] + \beta_1 [O^+(^2P)] + k_5 [O^+(^2P)] [e] \quad (19)$$

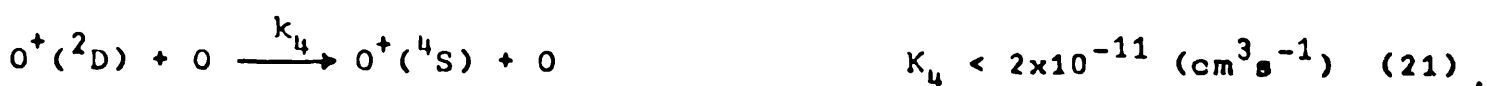
Pérdida de $O^+(^2D)$



Pradhan (1976) y Johnsen y Biondi (1980)



Rowe et. al. (1980)



Orsini et. al. (1977b) ; D.G.Torr y M.R.Torr (1978)

La pérdida del O⁺(²D) puede obtenerse a partir de las ecuaciones (9), (20) y (21),

$$L_{O^+(\sup{2}D)} = k_6[e][O^+(\sup{2}D)] + k_2[N_2][O^+(\sup{2}D)] + k_4[O][O^+(\sup{2}D)] \quad (22)$$

El valor de k_2 , obtenido de Rowe et al (1980), es mayor que el obtenido por Johnsen y Biondi (1980). Los valores de k_5 y k_6 para la extinción de los estados metastables del O⁺ han sido obtenidos del trabajo de Pradhan (1976). El valor de J_2 experimental dado por Oppenheimer et al (1977) para la fotoionización, concuerda con los valores calculados en base al modelo dado por los mismos autores, para las condiciones de la órbita analizada. Bajo condiciones de equilibrio químico, la concentración de O⁺(²D) será:

$$[O^+(\sup{2}D)] = \frac{((J_2 + \gamma_2)[O] + (k_5[e] + \beta_1)[O^+(\sup{2}P)])}{(k_6[e] + k_2[N_2] + k_4[O])} \quad (23)$$

Esta última ecuación muestra la relación entre los dos estados del ión oxígeno. Para los cálculos, en términos de O⁺(²P), hemos supuesto que, a la altura que nos interesa, $[O^+] + [O^+(\sup{2}D)] + [O^+(\sup{2}P)] = [e]$, correspondiendo el primer sumando al estado fundamental del O⁺. Luego:

$$[O^+(\sup{2}P)] = \frac{([e] - [O^+]) (k_6[e] + k_2[N_2] + k_4[O^+]) - (J_2 + \gamma_2)[O]}{(k_6 + k_5)[e] + k_2[N_2] + k_4[O] + \beta_1} \quad (24)$$

Esta expresión permite obtener O⁺(²D) a partir de la ecuación de neutralidad de carga, lo que nos lleva al N₂⁺ necesario para el cálculo de la concentración de NO⁺ (Ec.5). Los valores de O⁺ son obtenidos de las mediciones del S3-2. Los valores de las concentraciones de neutros se obtuvieron a partir del modelo estático de Jacchia (1977).

RESULTADOS Y DISCUSION

En la fig. 1 se muestra la trayectoria de la órbita 1550 del satélite S3-2 sobre el hemisferio sur para el día 25/3/76. A partir de las ecuaciones (19) y (22) hemos graficado en las figs. 2 (a y b) cada uno de los términos correspondientes a la producción y pérdida del O⁺(²D), para diferentes alturas sobre la órbita considerada. En la fig. 2a se muestran los términos de producción, observándose que el proceso de fotoionización por radiación solar y fotoelectrones sobre el oxígeno atómico es decididamente más importante que el proceso debido al ión

$[O^+(^2P)]$, aunque este último no necesariamente pueda despreciarse.

En la fig. 2b se presenta la pérdida de $[O^+(^2D)]$ donde se destacan dos mecanismos principales, desactivación por impacto electrónico y la reacción con N_2 , esta última con un coeficiente k_2 obtenido de las medidas realizadas en laboratorio (Johnsen y Biondi, 1980; Rowe et al., 1980). El coeficiente k_6 está basado en el cálculo teórico realizado por Pradhan (1976). De la figura observamos que la velocidad de pérdida debido al N_2 es mayor que la correspondiente a desactivación hasta alturas cercanas a los 300 km. A partir de esta altura hay una inversión. El término correspondiente a la desactivación con O se hace significativo abajo de los 260 km. En la fig. 3 se representan los valores calculados para los términos de producción y pérdida del N_2^+ . En la producción, fig. 3a, los iones N_2^+ son originados a partir de procesos inducidos por el sol sobre el nitrógeno molecular N_2 ; esto es, directamente a partir de la fotoionización e indirectamente a través del impacto ionizante de fotoelectrones. Sin embargo, la principal fuente de N_2^+ bajo las condiciones presentes, surge de la reacción con el ión metastable $O^+(^2D)$. Este mecanismo se hace completamente dominante en todo el rango de alturas involucrado. Sin embargo, la otra fuente de producción del N_2^+ a partir del $O^+(^2P)$ no es despreciable, como se observa en la figura 3a.

En la fig. 3b se muestran las pérdidas del N_2^+ , observándose que el proceso de intercambio con el O es predominante solo a baja altura, siendo superado por el proceso de recombinación disociativa a partir de aproximadamente los 260 km.

La producción del NO^+ se realiza a través de los procesos (1), (2) y (3) y cada término ha sido calculado separadamente (fig. 4a). De ella deducimos que existen dos procesos principales correspondientes a las reacciones (1) y (2), aunque el término correspondiente a la reacción (3) no resulta despreciable arriba de los 300 km. En consecuencia no se considera justificado ignorar este término, como lo hace Breig (1984), al menos arriba de los 300 km. La producción debida al O es preponderante a la de N_2 en regiones bajas pero esta relación se invierte arriba de los 280 km aproximadamente.

Debe mencionarse que los valores de las concentraciones de O^+ y N^+ han sido obtenidos a partir de los datos experimentales del satélite S3-2 para la órbita considerada en este trabajo (fig. 5). El valor de N_2^+ corresponde al calculado en este trabajo. El valor suma de los procesos de producción parcial también está representado en fig. 4a.

En la fig. 4b se muestran los valores de la densidad del N_2^+ calcula-

dos a partir de la relación (14), para lo cual ha sido necesario obtener las concentraciones de los iones metastables y la concentración electrónica. Esta última fué determinada para cada punto considerando la neutralidad de carga:

$$\left[e \right] = \sum_{i=1}^N \left[M_i^+ \right] \quad (25)$$

Siendo $\left[M_i^+ \right]$ = concentración del ión M_i^+

El valor calculado para la concentración de NO^+ a partir de la relación (5) ha sido graficado también en la figura 4b, conjuntamente con los valores experimentales obtenidos con el espectrómetro de masas del satélite.

Se observa que los valores calculados están en acuerdo con los experimentales solo en la región de alturas inferiores a los 300 km, apartándose en un 100% arriba de la citada altura. Esto indicaría la necesidad de; a) incluir los términos de transporte en las ecuaciones. Esta tarea será encarada en un trabajo posterior, b) reajustar los coeficientes de las reacciones correspondientes, con referencia a modelos más realistas de los perfiles de temperatura, c) utilización de modelos actualizados de atmósfera neutra (por ejemplo; MSIS 83, Alcayde 81)

CONCLUSIONES

El análisis teórico realizado y su comparación con las mediciones del satélite S3-2, nos conducen a las siguientes conclusiones:

a) El término de producción de NO^+ debido a la reacción dada por la ecuación (3), no debe ser despreciado.

b) La teoría esbozada lleva a resultados satisfactorios solamente abajo de los 300 km, apartándose significativamente arriba de dicha altura.

c) La diferencia en defecto de los valores calculados para NO^+ en comparación con los medidos, sugiere la necesidad de una o varias de las siguientes alternativas: i) introducción de términos de transporte en las ecuaciones de continuidad; ii) reajuste de los coeficientes de las reacciones correspondientes mediante el uso de perfiles de temperatura más realistas; iii) utilización de modelos actualizados de atmósfera neutra, tales como el MSIS 83 o el Alcayde 81.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Profesor Philbrick C.R. y al Laboratorio Geofísico de la Fuerza Aérea en Hanscom (EE.UU.), por suministrar los datos del satélite S3-2.

PIBLOGRAFIA

- Abdou, M.A.; D.G. Torr; P.G. Richards, and M.R. Torr (1982): "The effect on thermospheric chemistry of a resonant charge exchange reaction involving vibrationally excited N_2^+ ions with atomic oxygen". *J. Geophys. Res.*, 87, 6324 - 6330.
- Albritton, D.L.; I. Dotan; W. Lindinger; M. McFarland; J. Tellinghuisen, and F.C. Fehsenfeld (1977): "Effects of ion speed distributions in flow drift tube studies on ion - neutral reactions". *J. Chem. Phys.*, 66, 410 - 421.
- Biondi, M.A. (1978): "Objections to the $N_2^+ + e$ dissociative recombination coefficients inferred from analysis of Atmosphere Explorer measurements". *Geophys. Res. Lett.*, 5, 661 - 664.
- Breig E.J.; W.B. Hanson and J.H. Hoffman (1984): "Ionospheric chemistry of NO^+ ". *J. Geophys. Res.*, 89, 2359 - 2368.
- Huntress, W.T., Jr., and V.G. Anicich (1976): "On the reaction of N^+ ions with O_2 ". *Geophys. Res. Lett.*, 3, 317 - 318.
- Johnsen, R., and M.A. Biondi (1980): "Laboratory measurements of the $O^+(^2D) + N_2$ and $O^+(^2D) + O_2$ reaction rate coefficients and their ionospheric implications". *Geophys. Res. Lett.*, 7, 401 - 403.
- Kirby, K.; E.R. Constantinides, S. Babeu, M. Oppenheimer, and G.A. Victor (1979): "Photoionization and photoabsorption cross sections of He, O, N_2 and O_2 for aeronomic calculations". *Atomic Data and Nuclear Data Tables*, 23, 63 - 81.
- McFarland, M.; D.L. Albritton; F.C. Fehsenfeld; E.E. Ferguson, and A.L. Schmeltekopf (1974): "Energy dependence and branching ratio of $N_2^+ + O$ reaction". *J. Geophys. Res.*, 79, 2925 - 2926.
- Oppenheimer, M.; A. Dalgarno, and H.C. Brinton (1976): "Ion chemistry of N_2^+ and the solar ultraviolet flux in the thermosphere". *J. Geophys. Res.*, 81, 3762 - 3766.
- Oppenheimer, M.; E.R. Constantinides; K. Kirby - Docken; G.A. Victor; A. Dalgarno, and J.H. Hoffman (1977): "Ion photochemistry of the thermosphere from Atmosphere Explorer C. measurements". *J. Geophys. Res.*, 82, 5485 - 5492.

- Orsini, N.; D.G. Torr; H.C. Brinton; L.H. Brace; W.B. Hanson; J.H. Hoffman, and A.O. Nier (1977 a): "Determination of the N₂⁺ recombination rate coefficient in the ionosphere". *Geophys. Res. Lett.*, 4, 431 - 433.
- Orsini, N.; D.G. Torr; M.R. Torr; H.C. Brinton; L.H. Brace; A.O. Nier; and J.C.G. Walker (1977 b): "Quenching of metastable ²O oxygen ions in the thermosphere by atomic oxygen". *J. Geophys. Res.*, 82, 4829 - 4833.
- Pradhan, A.K. (1976): "Collision strengths for [OII] and [SII] ". *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 177, 31 - 38.
- Rowe, B.R.; D.W. Fahey; F.C. Fehsenfeld, and D.L. Albritton (1980): "Rate constants for the reactions of metastable O⁺ ions with N₂ and O₂ at collision energies 0.04 to 0.2 eV and the mobilities of these ions at 300 k". *J. Chem. Phys.*, 73, 194 - 205.
- Rusch, J.W.; D.G. Torr; P.B. Hays, and J.C.G. Walker (1977): "The OII (7319 - 7330 Å) dayglow". *J. Geophys. Res.*, 82, 719 - 722.
- Torr, D.G.; M.R. Torr; J.C.G. Walker; L.H. Brace; H.C. Brinton; W.B. Hanson; J.H. Hoffman; A.O. Nier, and M. Oppenheimer (1976): "Recombination of NO⁺ in the ionosphere". *Geophys. Res. Lett.*, 3, 209 - 212.
- Torr, D.G.; N. Orsini; M.R. Torr; W.B. Hanson; J.H. Hoffman, and J.C.G. Walker (1977): "Determination of the rate coefficient for the N₂⁺ + O reaction in the ionosphere". *J. Geophys. Res.*, 82, 1631 - 1634.
- Torr, D.G.; and N. Orsini (1978): "The effect of N₂⁺ recombination on the aeronomic determination of the charge exchange rate coefficient of O⁺(²D) with N₂". *Geophys. Res. Lett.*, 5, 657 - 659.
- Torr, D.G., and M.R. Torr (1978): "Review of rate coefficients of ionic reactions determined from measurements made by the Atmosphere Explorer satellites". *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 327 - 340.
- Torr, D.G., and M.R. Torr (1979): "Chemistry of the thermosphere and ionosphere". *J. Atmos. Terr. Phys.*, 41, 797 - 839.
- Torr, D.G.; P.B. Richards, and M.R. Torr (1980): "Ionospheric composition: the seasonal anomaly explained". *AGARD. Conf. Proc.*, N° 295, 18.
- Torr, D.G., and M.R. Torr (1980): "Determination of the thermal rate

- coefficient, products, and branching ratios for the reaction of $O^+(^2D)$ with N_2 ". *J. Geophys. Res.*, 85, 783 - 787.
- Torr, D.G.; P.G. Richards, and M.R. Torr (1981): "The effect of vibrationally excited N_2^+ ions on thermospheric chemistry"(abstract). *Eos Trans. AGU.*, 62, 339.
- Torr, M.R.; J.P. St. Maurice, and D.G. Torr (1977): "The rate coefficient for the $O^+ + N_2$ reaction in the ionosphere". *J. Geophys. Res.*, 82, 3287 - 3290.
- Torr, M.R., and D.G. Torr (1980): "Temperature dependence of the rate coefficient for charge exchange of metastable $O^+(^2D)$ with N_2 ". *Geophys. Res. Lett.*, 7, 103 - 105.
- Torr, M.R.; D.G. Torr, and R.A. Ong (1980): "Comparison of the N_2^+ photochemistry at different phases of the solar cycle". *J. Geophys. Res.*, 85, 2171 - 2176.
- Torr, M.R., and D.G. Torr (1982): "The role of metastable species in thermosphere". *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 91 - 144.
- Walls, F.L., and G.H. Dunn (1974): "Measurement of total cross sections for electron recombination with NO^+ and O_2^+ using ion storage techniques". *J. Geophys. Res.*, 79, 1911 - 1915.
- Zipf, E.C. (1980): "The dissociative recombination of vibrationally excited N_2^+ ions". *Geophys. Res. Lett.*, 7, 645 - 648.
- Zeippen, C.J. (1982): "Transition probabilities for forbidden lines in the $2p^3$ configuration". *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, 198, 111 - 125.

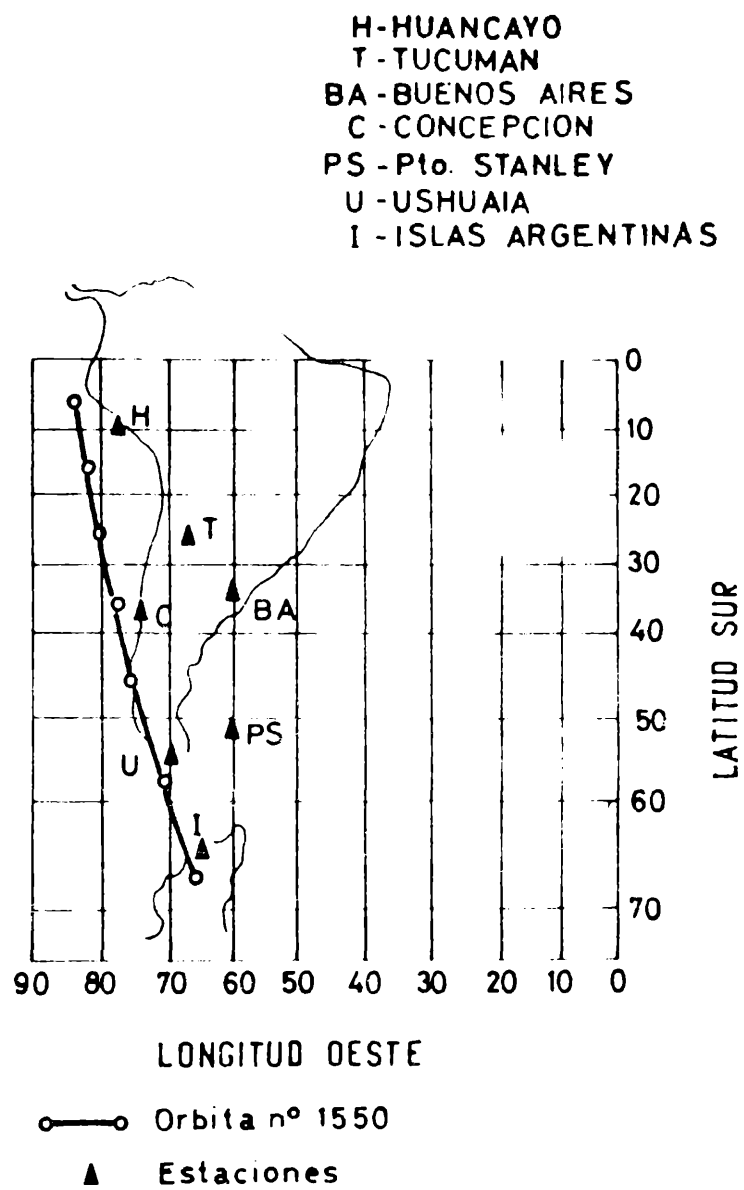


Fig. 1) Trayectoria del satélite S3-1 en su pasaje N° 1550 sobre Sudamérica.

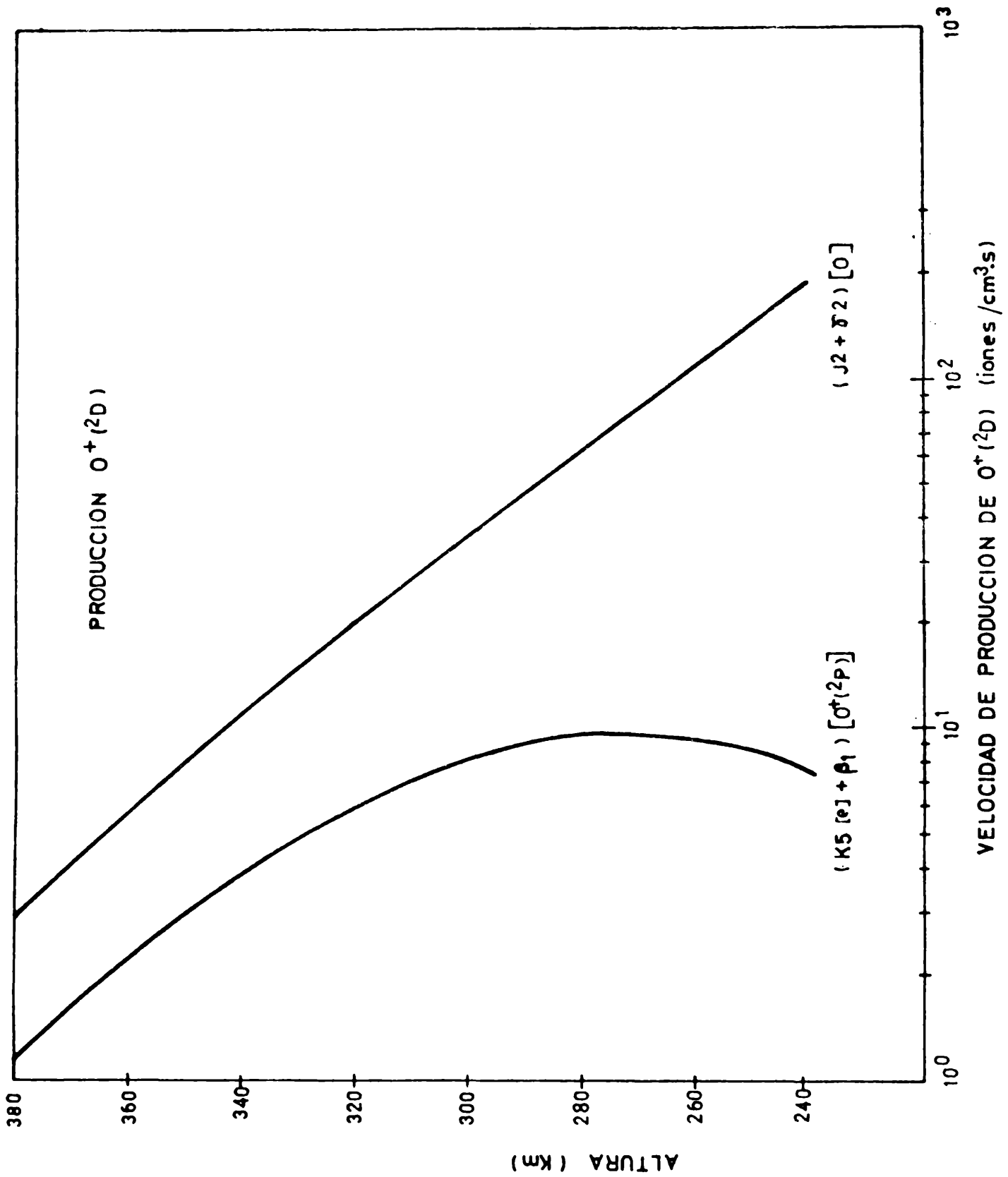


Fig. 2a) Producción del ión $O^+(^2D)$ en función de la altura, de acuerdo a la ecuación (19).

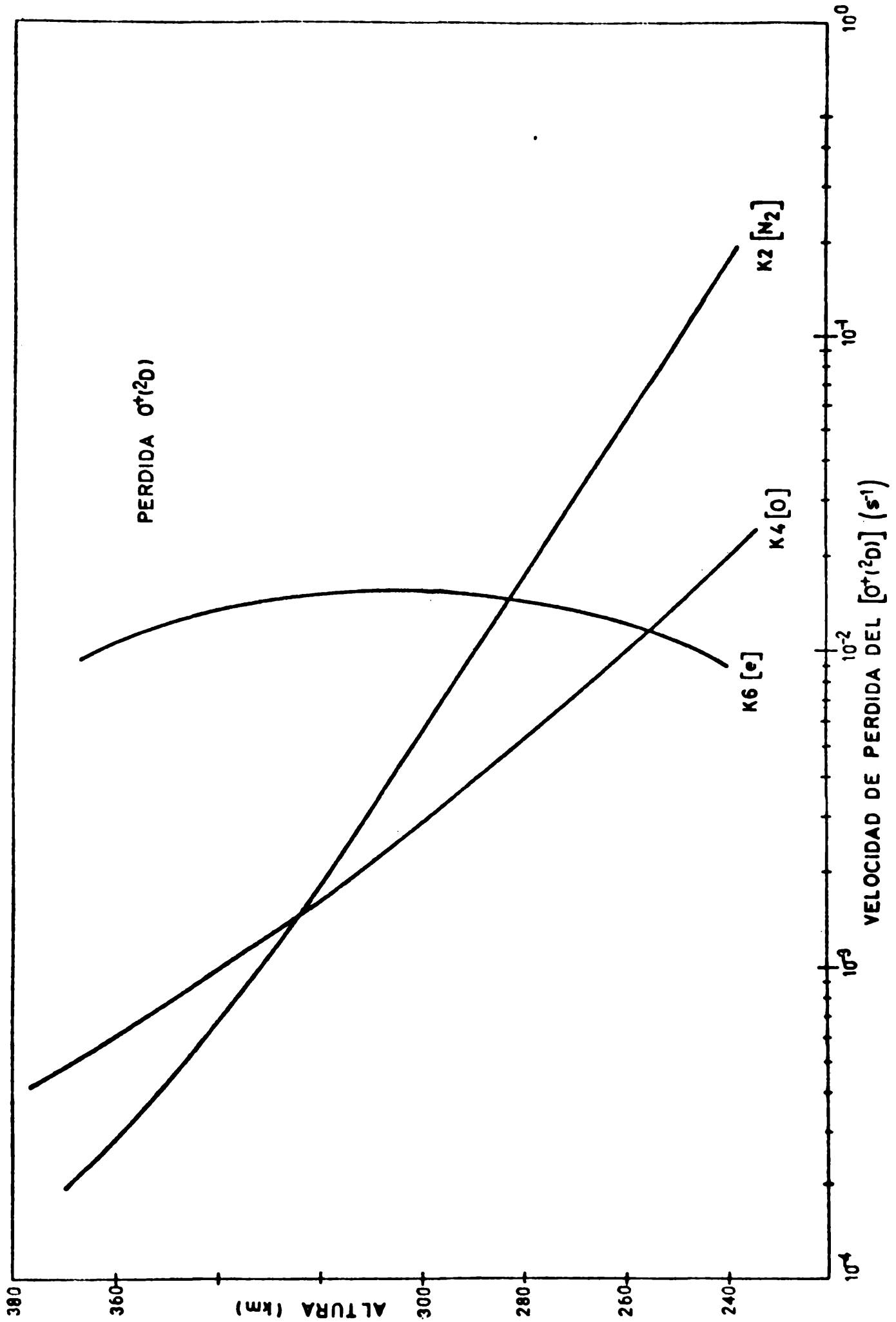


Fig. 2b) Pérdida del ión $O^+(^2D)$ en función de la altura, de acuerdo a la ecuación (22).

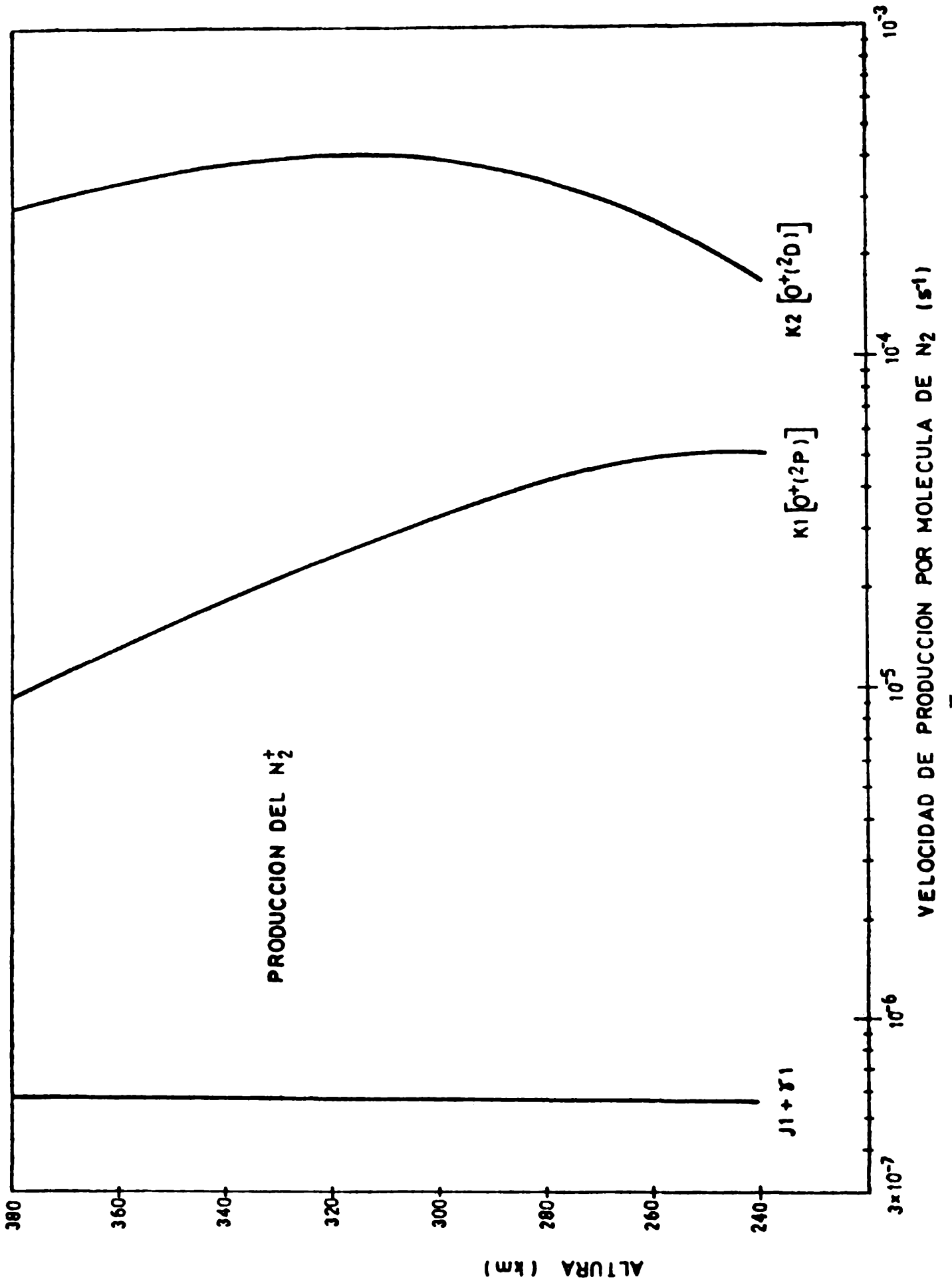


Fig. 3a) Producción del ión N_2^+ en función de la altura, de acuerdo a la ecuación (11)

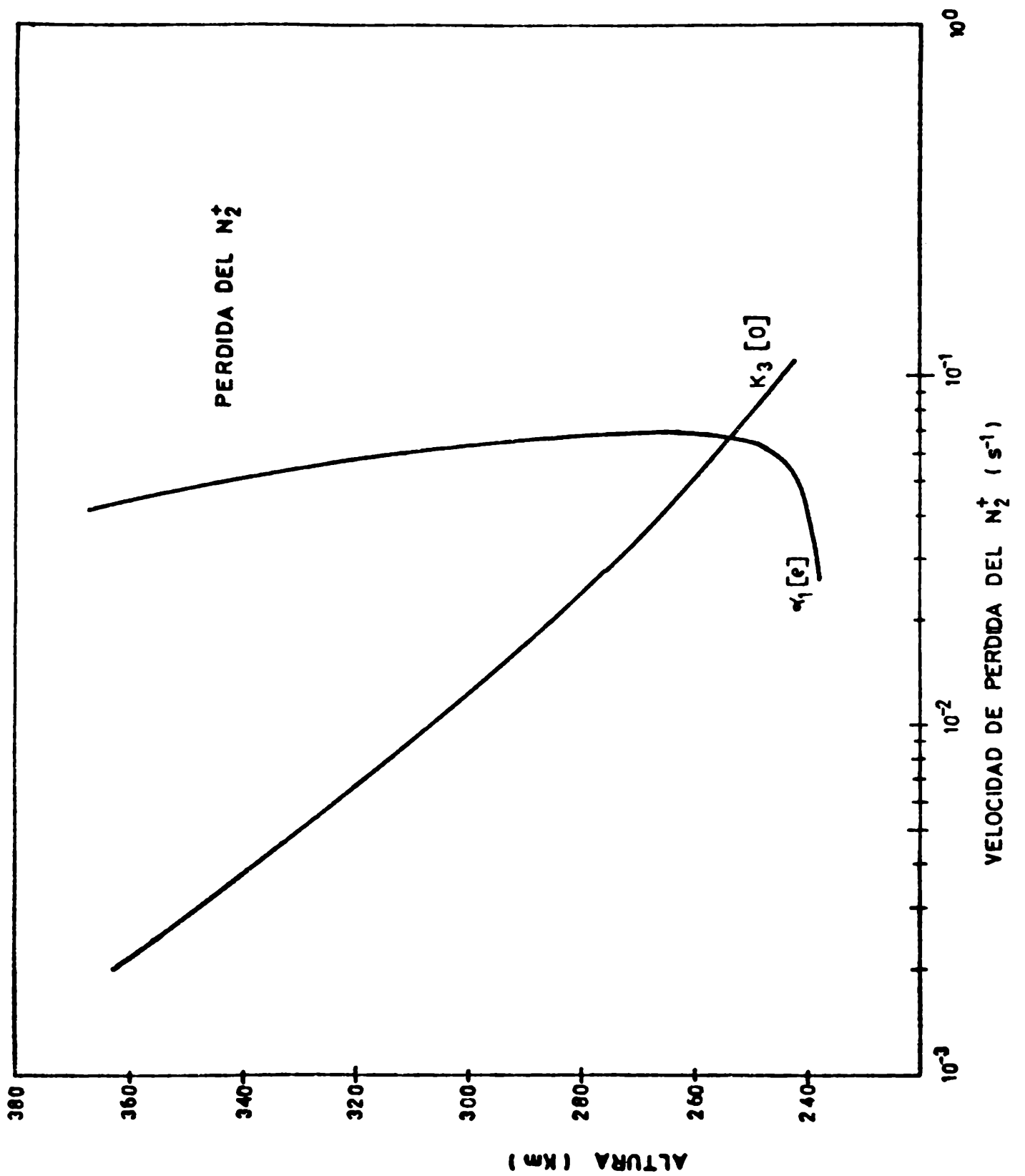


Fig. 3b) Pérdida del ión N₂⁺ en función de la altura, de acuerdo a la ecuación (13).

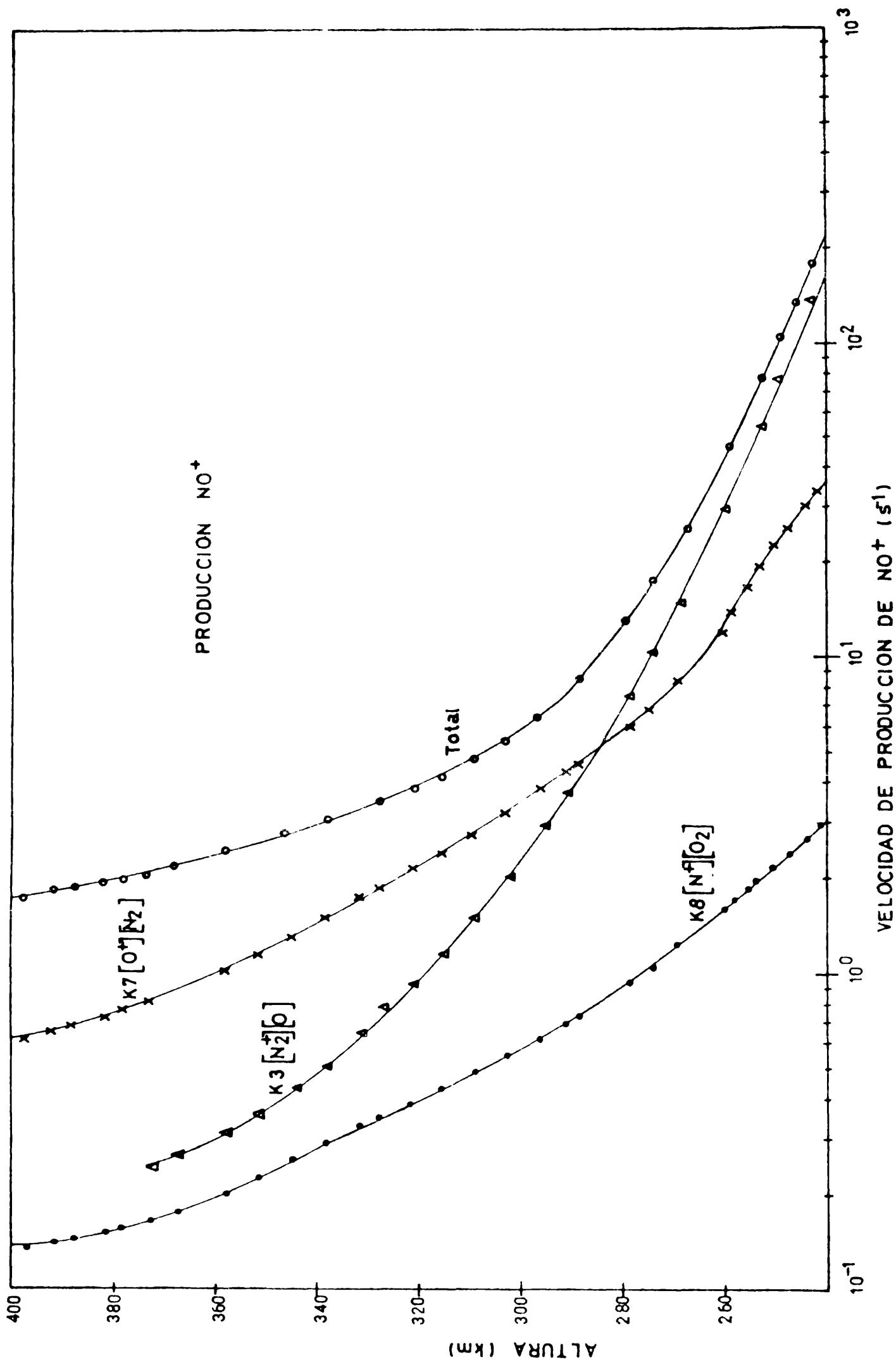


Fig. 4a) Diferentes términos de la producción de NO^+ en función de la altura, según ecuación (5). Se incluye la producción total.

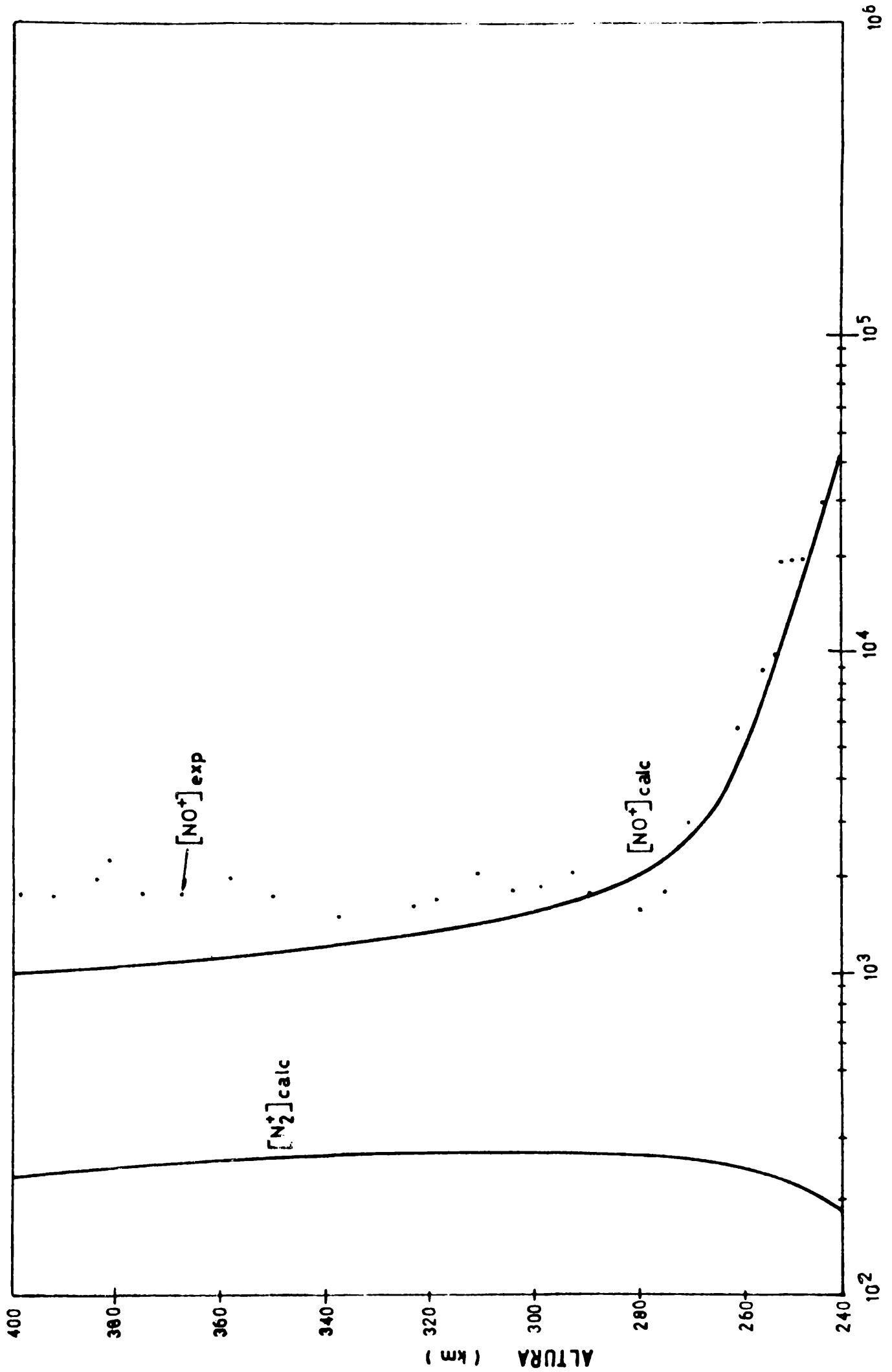


Fig. 4b) Valores del NO⁺ medidos por el satélite S3-2 y calculados. Se muestran también los valores calculados del N₂⁺.

PERIGEO
 ALT. (km) = 239.29
 LONG. (E) = 278.58
 LAT. (DEG) = -20.70
 TMG (S) = 13284.8
 TIEMPO LOCAL 22.20 (M)

MSIV S3-2 REV. No. 1550.
 DIA DE LA ORBITA 25/3/76

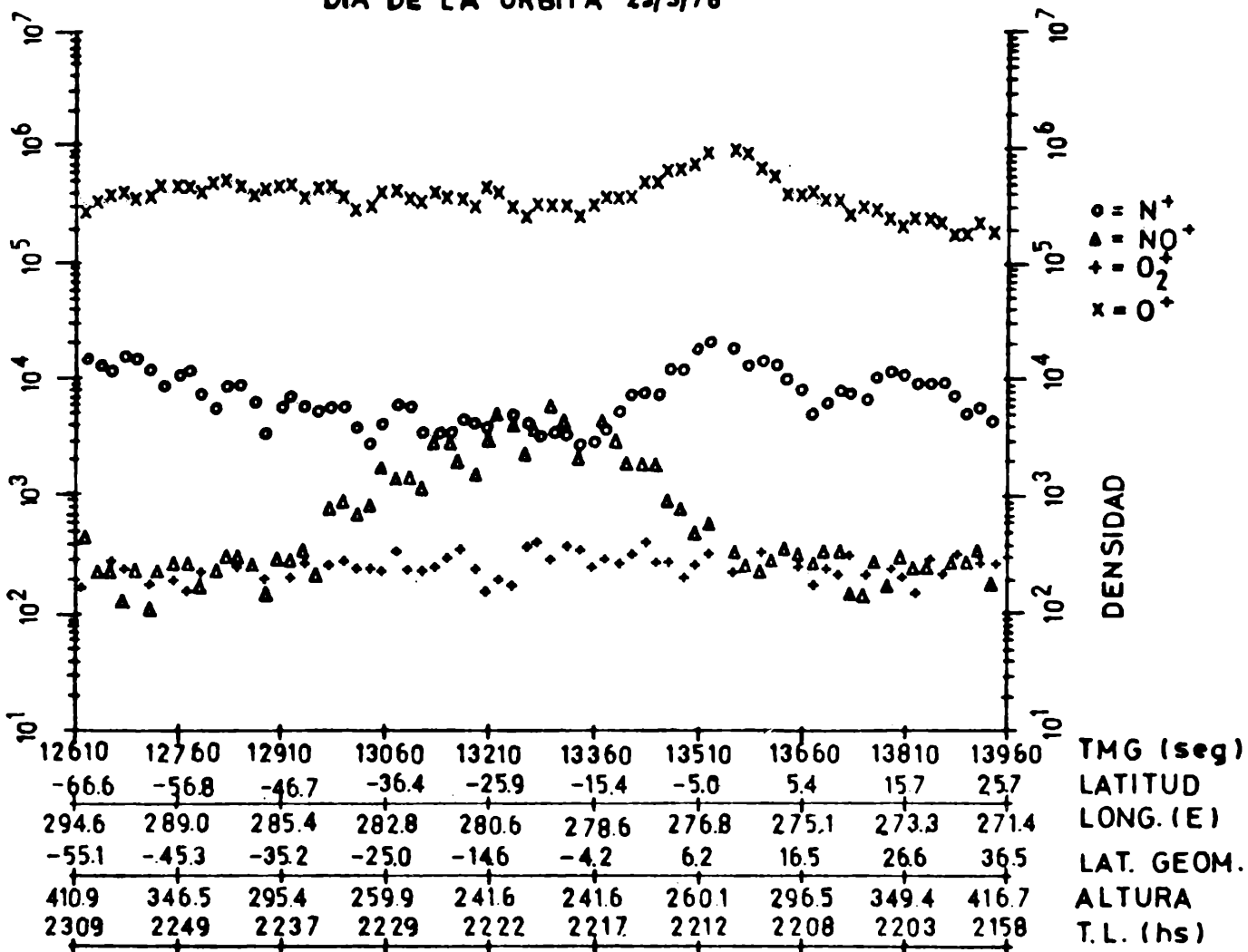


Fig. 5) Densidad de iones atómicos y moleculares medidos por el satélite S3-2 en su pasaje 1550 sobre sudamérica.

ESTUDIO DE LA VARIACION ANUAL Y SEMIANUAL DEL CAMPO
GEOMAGNETICO EN ALTAS LATITUDES AUSTRALES

M.A. Van Zele y Otto Schneider

RESUMEN

El objetivo del trabajo es caracterizar las variaciones anuales y semianuales del campo geomagnético registradas en distintas latitudes del hemisferio sur. Para ello se utilizan valores nocturnos de días tranquilos de registros efectuados en Islas Argentinas y Vostok, y de un intervalo que contiene el mediodía geomagnético en Polo Sur. La contribución del campo cuasi-estacionario y secular es representada por un polinomio de tercer grado a lo largo de los 12 años de datos considerados; eliminada ésta, los residuos son ajustados por una serie de Fourier de términos anual y semianual. Los resultados reproducen las características esperadas: las variaciones anual y semianual tienen en un mismo observatorio amplitudes comparables, siendo mayores en altas latitudes, por efecto de la variación de la localización media del electrochorro auroral. Mientras que las fases de la variación anual de Z en la zona polar y de latitudes medias son tales que los máximos se presentan en los mismos meses del año en ambos hemisferios, en la zona auroral la variación es estacional.

ABSTRACT

The characteristic features of the annual and semi-annual variations of the geomagnetic field at different latitudes of the Southern Hemisphere are analysed. To this end quiet-day night-time values are used, as recorded at Argentine Islands and Vostok, as well as values belonging to an interval centered on geomagnetic noon, from South Pole station. The contribution stemming from the quasi-stationary field and from Secular Variation is represented by a third-degree polynomial expression fitted to the full 12-years record here considered; after removal of these parts, the residuals are harmonically analysed for their annual and semi-annual oscillations. The results confirm the expected features: in each of the observatories, the annual and semi-annual ranges are comparable; in high latitudes these ranges are bigger, due to the variations of the mean position of the auroral electrojet. The phases of the annual variation in the auroral zone are such that maxima occur in the same months in both hemispheres; within the polar region, however, and in mid latitudes the variation is seasonal.

1.- Introducción

Las variaciones del campo geomagnético registradas en la superficie del planeta son producidas principalmente por variaciones de corrientes que circulan en el interior (núcleo), en el exterior (ionosfera-magnetosfera), y a corrientes inducidas en la corteza y manto superior por las anteriores. Así como las primeras son responsables de cambios lentos (variación secular), las segundas lo son de las de mayor frecuencia (solar, lunar, etc.). Las variaciones anual y semianual son atribuidas a agentes exteriores (Malin y Mete Isikara, 1976).

Este estudio contempla datos registrados durante el periodo [1957,1971] en Islas Argentinas ($-54,0^\circ$ lat. geom., $4,6^\circ$ long. geom.), Polo Sur ($-78,7^\circ$ lat. geom., $0,0^\circ$ long. geom.) y Vostok ($-89,5^\circ$ lat. geom., $116,4^\circ$ long. geom.).

2.- Metodología

2.1 Criterio de selección

El estudio se basa en registros hechos en días muy tranquilos, considerándose tales los que satisfacen

para el día elegido	$A_p \leq 5$ y $(M < 10 \text{ o } S < 10)$
para el 1er. día precedente	$M \leq 15$
para el 2do. día precedente	$M \leq 20$
para el 3er. día precedente	$M \leq 25$
para el 4to. día precedente	$M \leq 30$

siendo M el promedio semidiario de los índices a_a y S la amplitud diaria de actividad en un observatorio del hemisferio sur (Mayaud, 1973; Mayaud y Romaña, 1977). Las condiciones impuestas a los días precedentes tienen por finalidad atenuar perturbaciones residuales originadas en la corriente anillo ecuatorial, método ya considerado en otro estudio similar (Vecchi, Curto y Schneider; 1979). El número de días considerado en cada observatorio para las componentes vertical (Z) y horizontal (H) en cada año figura en la tabla 1.

	Vk/Z	Vk/H	PS/Z	PS/H	IA/Z	IA/H
1957					4	4
1958					11	11
1959					6	6
1960	4	4	4	4	4	4
1961	21	21	16	19	22	22
1962			18	19	22	22
1963	14	14	37	37	38	38
1964	48	48	44	44	48	48
1965	70	70	70	70	70	70
1966	51	51	50	50	51	51
1967	34	34	34	35	35	35
1968	9	9	9	9	9	9
1969	24	24	19	17		
1970	29	29	29	29		
1971	18	18	17	17		

Tabla 1: N° de días tranquilos elegidos en los observatorios Polo Sur (PS), Vostok (Vk) e Islas Argentinas (IA) por año, para las componentes Z y H.

Los valores del campo registrados en días tranquilos resultan principalmente del campo cuasiestacionario (o permanente), la variación secular, anual, semianual y diaria solar (Sq) y lunar (L). La variación secular debe ser previamente eliminada dada la posible contaminación que puede introducir en el efecto buscado.

A fin de evitar considerar una contribución de Sq a la variación anual, contemplamos valores nocturnos de registros de observaciones efectuados en Islas Argentinas y Vostok, y un intervalo que contiene el mediodía geomagnético en Polo Sur. En particular, el valor que se asigna a cada día elegido es el promedio de los valores horarios de los intervalos trihorarios [5,8] T.U. en Islas Argentinas, [14,17] T.U. en Polo Sur, [18,21] T.U. en Vostok

2.2 Determinación de las variaciones de origen externo

La contribución del campo cuasi-estacionario y la variación secular se calcula ajustando por cuadrados mínimos los promedios

trihorarios señalados, correspondientes a los días elegidos, por un polinomio de 3er. grado en función de un número que representa la fecha del día elegido, contado sucesivamente a partir de un día 1, definido como el 1-1-1960 en Vostok y Polo Sur, y el 1-1-1957 en Islas Argentinas.

La variación secular de la componente Z en Islas Argentinas, Polo Sur y Vostok se representa en la figura 1.

El residuo entre el valor asignado a cada día elegido y la imagen de ese día por el polinomio es considerado el resultado de variaciones de corrientes principalmente externas.

2.3 Determinación de parámetros que caracterizan las variaciones anual y semianual.

Debido a la periodicidad de las fluctuaciones que se pretende representar, se ajustan, año por año, los residuos mencionados antes a una función de la forma

$$(1) \quad f(T) = a_1 \cos T + b_1 \sin T + a_2 \cos 2T + b_2 \sin 2T,$$

siendo $T = 2\pi k / K$

$K = 365$ ó 366 según el año considerado

k contado a partir del 1ro. de enero de cada año

a_1 y b_1 los coeficientes anuales y

a_2 y b_2 los semianuales.

Cuando los datos considerados para determinar en (1) los coeficientes de Fourier por cuadrados mínimos no están equiespaciados, el valor de cada coeficiente depende del total de coeficientes que se haya decidido determinar, por lo que los resultados así encontrados no son estrictamente comparables a los que se obtendrían si sólo se pretendiera hallar la variación anual (o semianual).

Del ajuste de los residuos por una función de la forma (1) se determinan para cada año los 4 coeficientes mencionados, pero sólo se consideran aquellos resultados en que el número de días elegidos en ese año es mayor que 14, es decir, un 4% como mínima cantidad de la muestra, criterio que se adoptó en consideración de la poca satisfactoria convergencia de los coeficientes resultantes cuando éstos se calculan sobre la base de muestras menores.

Los residuos y la curva (1) para el año 1965, para los 3 observatorios se representan en las figuras 2 y 3.

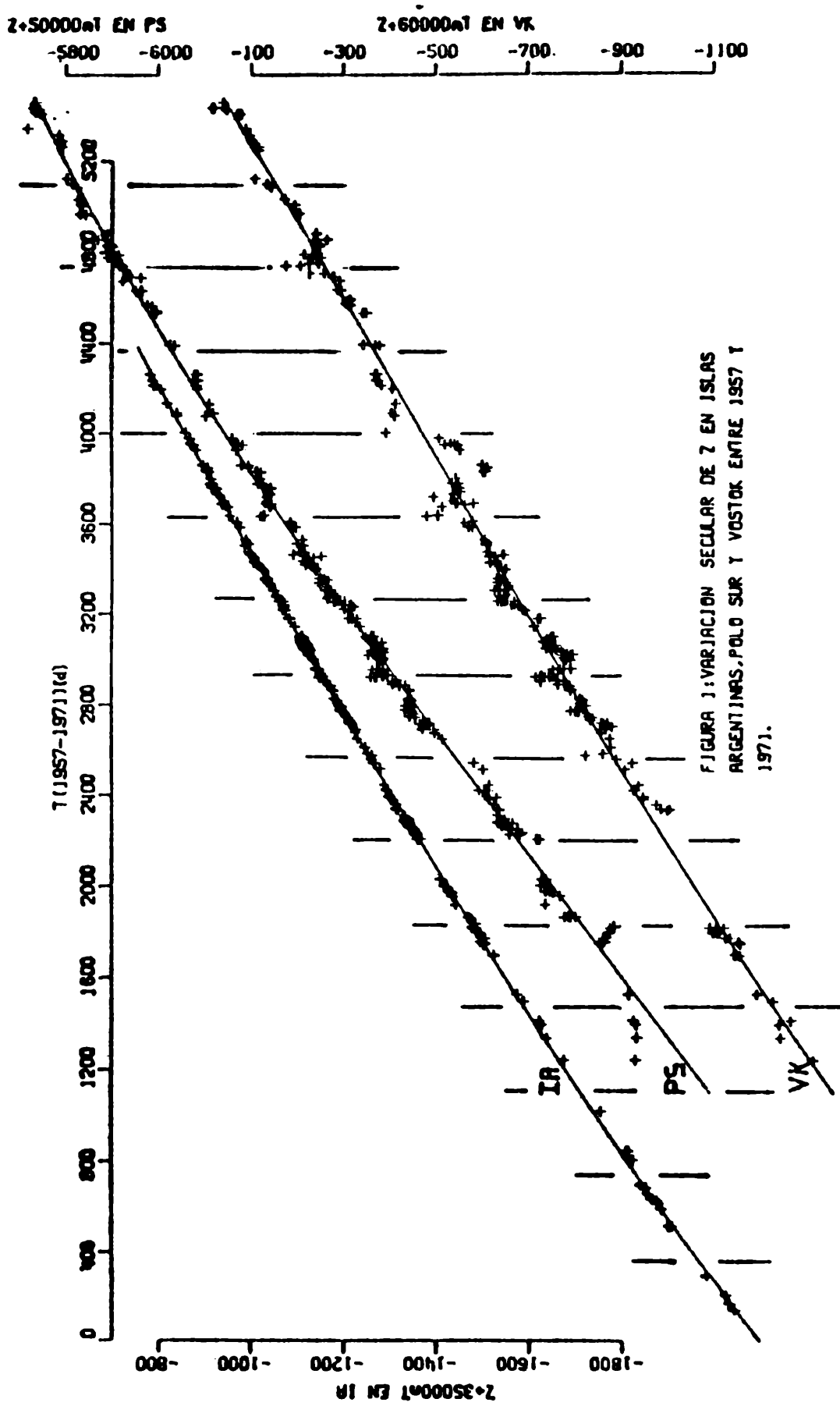


FIGURA 3: VARIACION SECULAR DE Z EN ISLAS ARGENTINAS, POLO SUR Y VOSTOK ENTRE 1957 Y 1971.

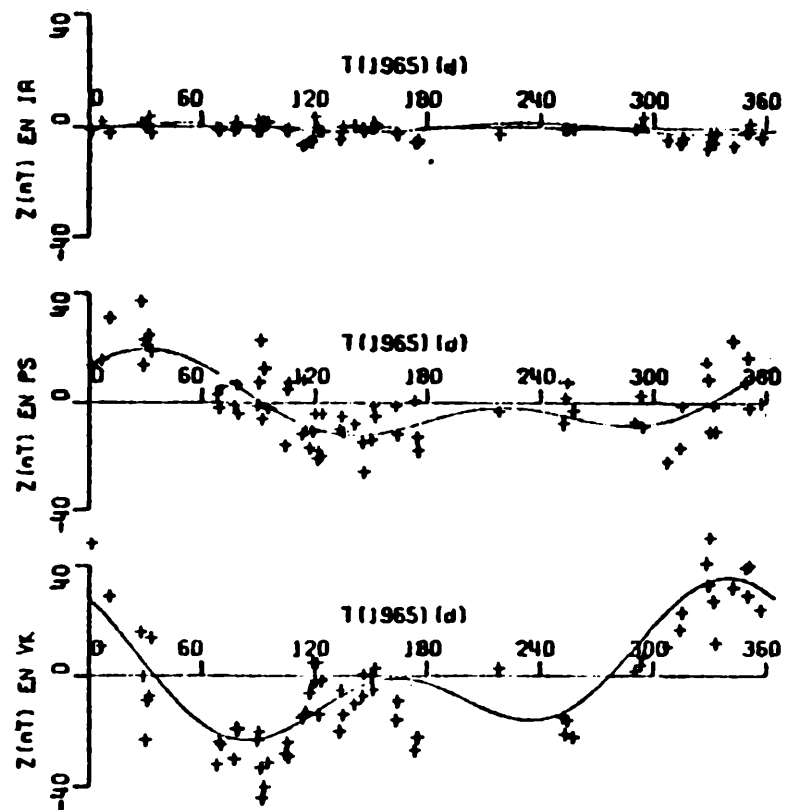


Figura 2: residuos de la componente Z y su ajuste anual y semianual en los observatorios IA, PS y V_k para el año 1965

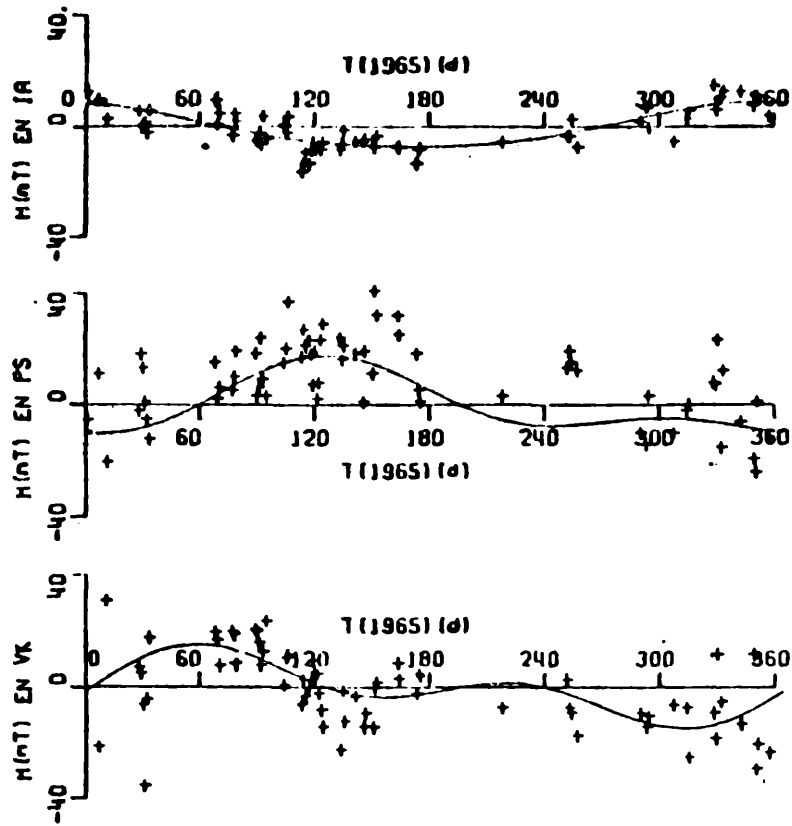
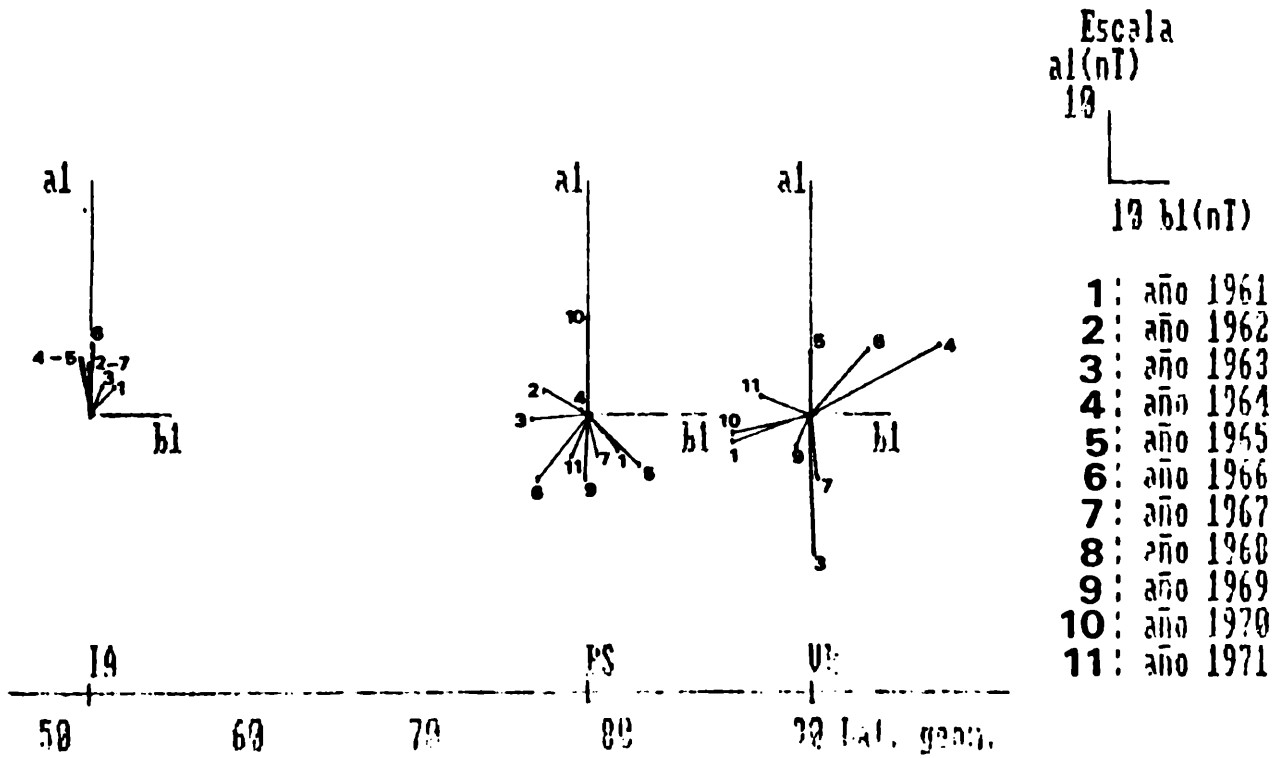
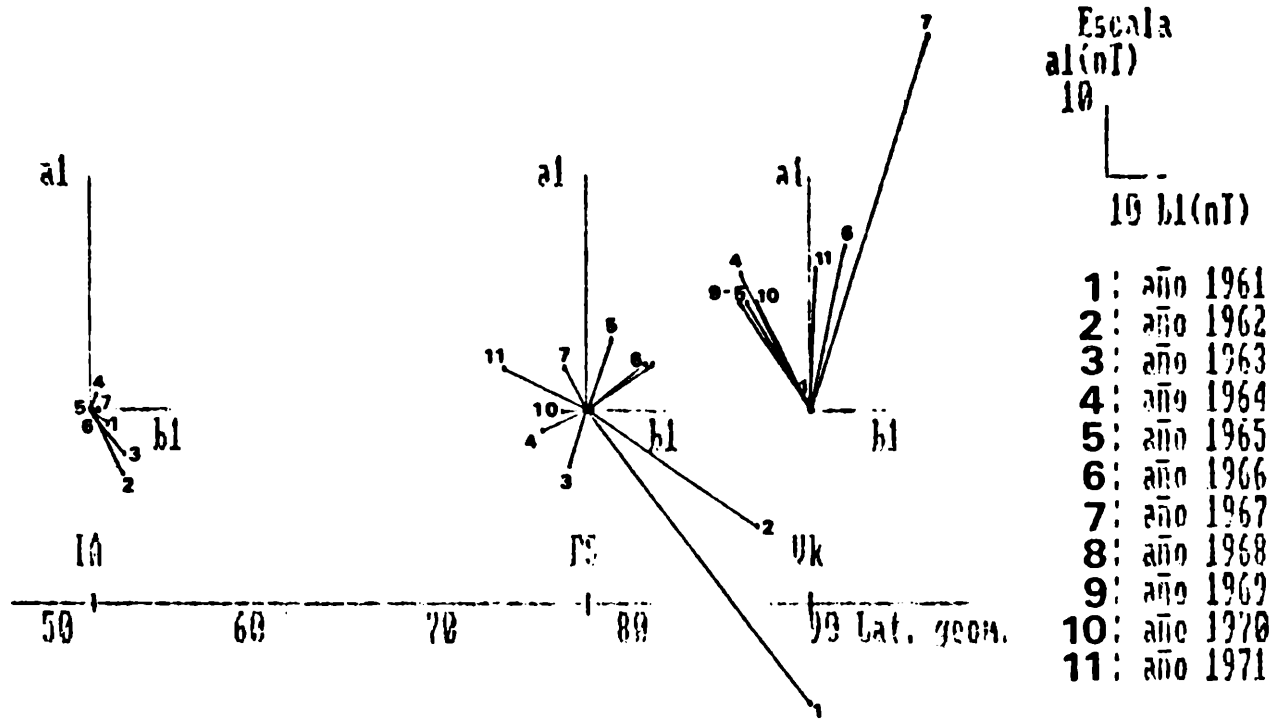


Figura 3: idem 2 para H.

Los coeficientes anuales y semianuales obtenidos para las componentes Z y H en los años indicados están representados en las figuras 4, 5, 6 y 7.



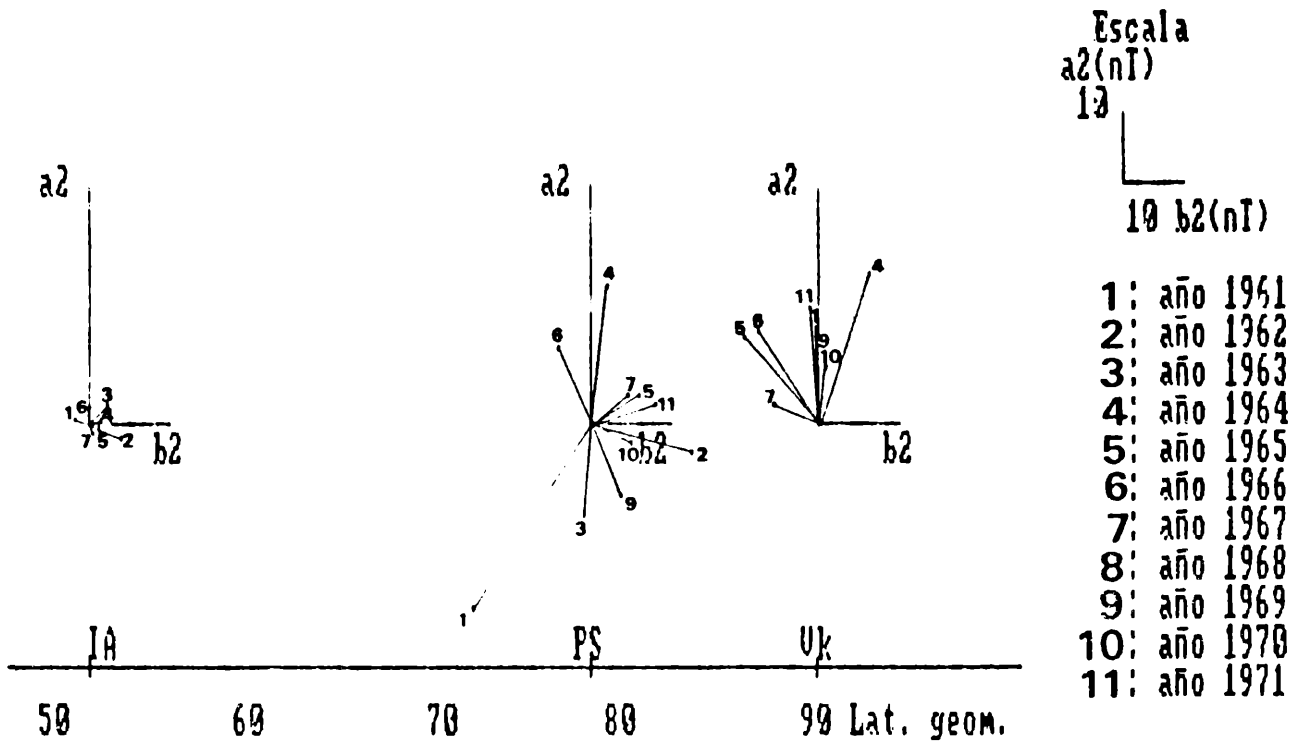


Figura 6: Variación semianual de la componente vertical Z en función de la latitud geomagnética según los coeficientes de Fourier calculados para días muy tranquilos

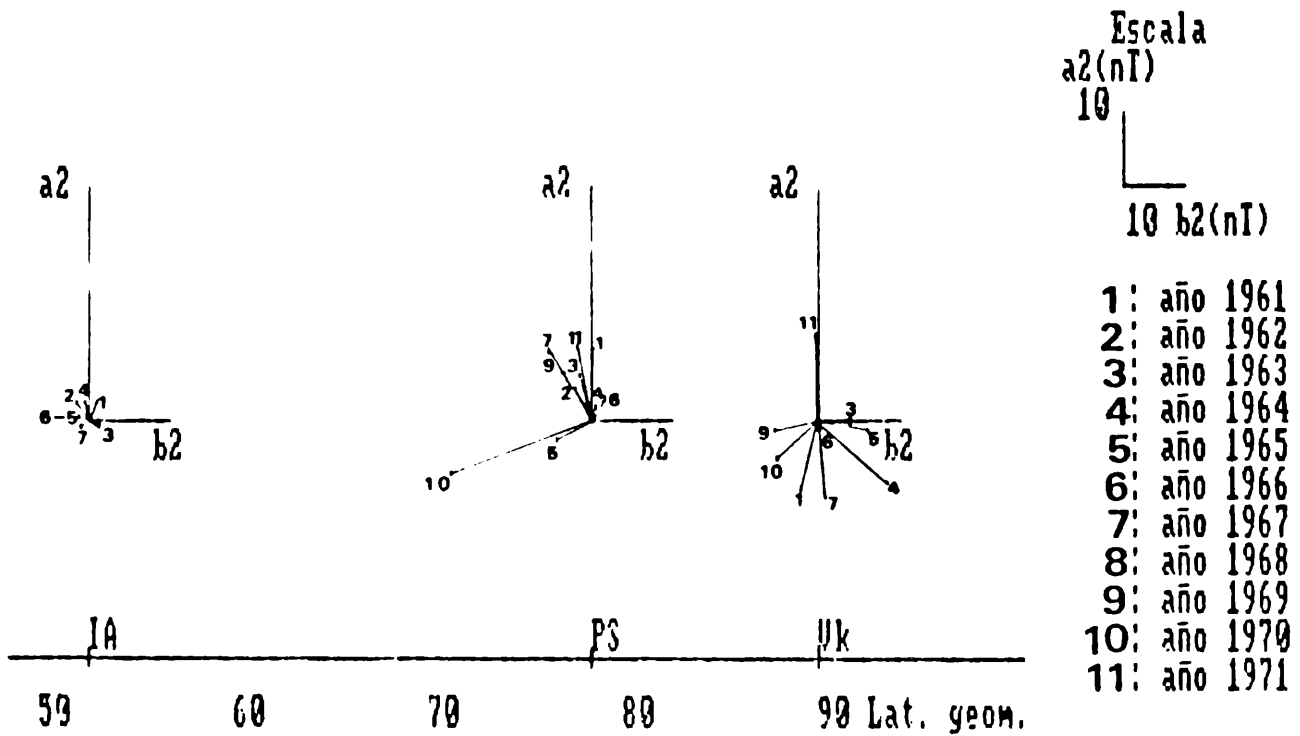


Figura 7: Idem figura 6 para la componente horizontal H .

3.- Resultados obtenidos.

De las figuras 4, 5 6 y 7 puede inferirse:

-) la amplitud de la onda anual es del mismo orden que la semianual en cada observatorio.
-) la variación anual de la componente Z
 - i) en Vostok es pronunciada, alcanzando su máximo durante el semestre estival austral;
 - ii) en Polo Sur alcanza el máximo en distintas épocas del año: hasta 1964 en el semestre invernal austral y a partir de 1965 en el estival austral;
 - iii) en Islas Argentinas muestra una amplitud mucho menor que la de los observatorios antes mencionados, y su valor es el característico en latitudes medias; su máximo se ubica en el primer semestre del año;
-) la variación anual de la componente H
 - i) en Vostok culmina en distintas épocas del año.
 - ii) en Polo Sur alcanza su máximo en el semestre invernal austral;
 - iii) en Islas Argentinas culmina en el verano austral; en ambos casos la amplitud de H es comparable a la de la variación anual de Z en el mismo observatorio.

4.- Conclusiones

Las variaciones anuales, interpretadas primitivamente como el resultado de una acción dinamo en la ionosfera (Vestine, 1954), Currie, 1966), han sido relacionados con la variación de la posición media de la corriente anillo en la magnetosfera y de la latitud del electrochorro auroral en la ionosfera, todo lo cual depende del ángulo de incidencia entre el viento solar y el eje geomagnético (Malin, y Mete Isikara, 1976)

Pueden definirse entonces tres tipos de variaciones anuales según que el observatorio esté ubicado en una latitud media o baja, en la zona auroral, o en el interior del casquete polar.

En latitudes medias o bajas la variación anual presenta un comportamiento global (planetario); H alcanza su máximo en el semestre estival del hemisferio respectivo, como se ve para Islas Argentinas, mientras que en Victoria (observatorio del hemisferio norte de latitud geomagnética comparable) se alcanza en el semestre estival boreal (Naqai y Fukushima, 1979). Ello sería causado (Malin, y Mete Isikara, 1976) por el movimiento hacia el

norte (durante el verano austral) y sur (durante el verano boreal) de la posición media de la corriente anillo por la compresión del campo magnético terrestre por el viento solar. La componente Z tiene el coeficiente a_1 preferentemente negativo o nulo en esas latitudes (Figura 3 del trabajo de Malin and Mete Isikara (1976)).

Las amplitudes medias anuales de H y Z son comparables y del orden que Currie (1966) da para latitudes medias. Las amplitudes semianuales de ambas componentes resultan menores que las anuales, lo que ese autor encuentra para Z , no así para H , la que debería resultar algo mayor que la anual.

La morfología de la variación anual se modifica a medida que aumenta la latitud; la del Polo Sur es comparable a la de Baker Lake en el hemisferio norte (figura 4 de Naqai y Fukushima, 1979): la componente H tiene preferentemente su máximo en los meses entre mayo y agosto en ambos hemisferios, mientras que Z presenta una variación estacional: hasta 1964 el máximo se alcanza en los semestres invernales, y a partir de 1965 en los estivales, en ambos hemisferios. Ello indicaría que la "zona auroral para Z " (si se quiere adoptar este concepto "ad hoc") está desplazada hacia mayores latitudes que la de H como proponen Naqai y Fukushima (1979). Sería interesante dilucidar si la "zona auroral para Z " varía con el ciclo undecenal solar (o el de 22 años del campo magnético solar), pues la variación anual de Z en polo Sur parecería indicar un comportamiento polar hasta 1964 y auroral a partir de 1965, el que respondería a la variación de la posición media del electrochorro. (El bienio 1964-1965 es de mínima actividad solar).

La culminación de Z en el semestre estival observada en Vostok es lo esperado para un observatorio del casquete polar: el electrochorro hacia el oeste en el lado nocturno en diciembre está desplazado hacia el norte. El efecto polar es similar en fase al global, pero su amplitud es mucho mayor, lo que indicaría que la sede de corrientes no es tan lejana como la corriente anillo ecuatorial, sino ionosférica. La componente H no responde al comportamiento polar, el cual predice su culminación en el semestre estival.

Reconocimientos:

Este trabajo ha sido realizado en dependencias de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y es parte del estudio del régimen geomagnético de la República Argentina que apoya el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por medio del proyecto PID-0952, habiéndose

beneficiado también, en parte, por el Subsidio BB38a/80. Los valores medios horarios de la componente Z del Observatorio de Vostok han sido cedidos por el World Data Center C2 de Kynto (Japón) y el World Data Center B2 de Moscú (URSS).

Referencias:

- Currie, R.G., 1966; The geomagnetic spectrum, 40 days to 5,5 years; J. Geophys. Res., 71, 4579.
- Malin, S.R.C y Mete Isikara, A., 1976; Annual variation of the geomagnetic field. Geophys. J.R. astr. Soc., 47, 445-457.
- Mayaud, P.N. (1973); A hundred years series of geomagnetic data 1868-1967, IAGA Bulletin N°33.
- Mayaud, P.N. y Romaña, A. (1977); Supplementary geomagnetic data 1957-1975, IAGA Bulletin N°39.
- Nagai, T. y Fukushima, N., 1979. Annual variation of the geomagnetic field in polar regions. Antarctic Record N° 63. Nat. Inst. of Polar Research, Tokyo, 298-310.
- Verchi, M. del C., Curto, H. y Schneider, U. (1979). Expresión del campo geomagnético cuasi-estable mediante los niveles nocturnos de sus elementos. Geoacta, vol 10.
- Vestine, E.H., 1954; J. Geophys. Res., 59,93.

ANALISIS ESPECTRAL DE LA RELACION ENTRE LA COMPONENTE
MERIDIONAL DEL VIENTO Y LA DEPRESION DEL PUNTO DE ROCIO

Silvia C. Simonelli, Jesús M. Gardiol y Eduardo A. Piacentini

Servicio Meteorológico Nacional

Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

Se utilizó la técnica del análisis espectral para estudiar el comportamiento de la componente meridional del viento en Resistencia, la depresión del punto de rocío en Ezeiza y sus correlaciones, en el nivel de 850 HPA. a partir de las observaciones de 12:00 TMG correspondiente al año 1972.

El espectro de la componente meridional del viento presenta máximos importantes en períodos de 13 y 8 días. En el caso de la depresión del punto de rocío estos valores máximos aparecen en los 8 y 26 días. La máxima correlación entre ambas variables se encuentra a los 9 días, correspondiendo a las variaciones sinópticas.

ABSTRACT

A technique of spectral analysis was used in order to study the behavior of South-North component of wind in Resistencia (Argentina), as well as the dew point depression in Ezeiza (Argentina) and their correlations. In this work we selected the data of 850 HPA from 12:00 UTC observations of 1972.

The spectral of South-North component of the wind shows the larger values for periods of 13 and 8 days. On the other hand, for dew point depression the corresponding maximums turn up for periods of 26 and 8 days.

The most important correlation between both variables appears for 9 days. This value is related with synoptic variation

DATOS UTILIZADOS

El análisis espectral se realizó para la componente meridional del viento y la depresión del punto de rocío en el nivel de 850 HPA en las estaciones meteorológicas Ezeiza y Resistencia. Para ello fueron utilizadas las observaciones de 12:00 UTC correspondientes al año 1972.

Las series se completaron interpolando los valores de depresión de punto de rocío y dirección e intensidad del viento, de las cartas sinópticas analizadas en la Central de Análisis del Servicio Meteorológico Nacional.

METODOLOGIA

Existen diferentes metodologías para el análisis espectral. En este trabajo se aplicó la transformada de Fourier a las series temporales de las variables, en un período determinado.

La serie de Fourier se define por la expresión:

$$\hat{X}(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^n a_k \cos(360 k f_0 i \Delta t) + \sum_{k=1}^n b_k \operatorname{sen}(360 k f_0 i \Delta t) \quad (1)$$

$$i = 0, 1, \dots, N-1$$

Donde: n es un número par de observaciones de la serie.

f es la frecuencia fundamental

t es el tiempo de muestreo.

a_k y b_k son los coeficientes de Fourier que

cumplen con la condición de ortogonalidad y están dados por las siguientes expresiones:

$$a_k = \frac{2}{N} \sum_{i=0}^{n-1} X_i \cos\left(\frac{360 k i}{N}\right) \quad (2)$$

$$b_k = \frac{2}{N} \sum_{i=0}^{n-1} X_i \operatorname{sen}\left(\frac{360 k i}{N}\right) \quad (3)$$

quedando así definido $n/2$ constantes de a_k y de b_k en función de los valores muestrales x_i .

El promedio de los valores muestrales define a la constante $a_0/2$; la serie queda así definida para $N/2$ armónicas, sumas de senos y cosenos, con

argumento múltiplo del período fundamental $P = T$.

La frecuencia más alta que se puede obtener esta dada por $1/2 T$, que corresponde a un período de dos intervalos de muestreo, esta frecuencia se denomina de corte o de Nyquist.

El valor cuadrático medio puede descomponerse, a través de un caso particular del teorema de Parseval, en contribuciones de armónicas, usando para ello las condiciones de ortogonalidad y la ecuación de Fourier:

$$\frac{\sum x_i^2}{N} = \left(\frac{R_0}{2}\right)^2 + \sum_{k=1}^{N-1} \frac{R_k}{2} + R_{\frac{N}{2}}^2 \quad (4)$$

Tomando la varianza de x resulta:

$$\sigma^2 = \sum_{k=1}^{N-1} \frac{R_k}{2} + R_{\frac{N}{2}}^2 \quad (5)$$

Las contribuciones de cada armónica K a la varianza total es $R_k/2 \sigma^2$, con excepción de la última que es $R_{\frac{N}{2}}^2 / \sigma^2$ (Panofsky y Brier, 1958).

Graficando la varianza de la armónica K en función de la frecuencia Kf_0 se obtiene el espectro de línea de Fourier o períodograma.

La transformación de la transformada de Fourier al períodograma de la serie tiene la ventaja de suavizar el espectro (Tukey, 1950; Blackman y Tukey, 1958).

Se puede definir una función de densidad espectral normalizada $G(f)$:

$$\sigma_x^2 = \int_0^{\infty} \sigma_x^2 G(f) df \quad (6)$$

$$\int_0^{\infty} G(f) df = 1 \quad (7)$$

donde $G(f)df$ es la contribución de una dada frecuencia f a la varianza total.

La curva de densidad espectral normalizada se obtiene graficando $G(f)$ en función de f .

Una serie temporal $x(t)$ puede expresarse de la siguiente forma:

$$x(t) = \bar{X} + x'(t) \quad (8)$$

Aplicando el análisis armónico queda expresado como:

$$X(t) = \bar{X} + 2\pi \int_0^{\infty} [A(f) \cos 2\pi f t + B(f) \sin 2\pi f t] df \quad (9)$$

Suponiendo la serie con media cero y aplicando el Teorema de Parseval, se puede calcular la varianza de x :

$$\sigma_x^2 = \overline{x'^2(t)} \quad (10)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} [x'(t)]^2 dt = 2\pi^2 \int_0^{\infty} [A^2(f) + B^2(f)] df \quad (11)$$

Cuando el período (T) es muy grande

$$\overline{x'^2} = 2\pi^2 \int_0^{\infty} \lim_{T \rightarrow \infty} \left[\frac{A^2(f) + B^2(f)}{T} \right] df \quad (12)$$

Si la frecuencia se halla entre f y $f + \Delta f$:

$$G(f) = 2\pi^2 \lim_{T \rightarrow \infty} \left[\frac{A^2(f) + B^2(f)}{T} \right] \quad (13)$$

El coeficiente de autocorrelación de la serie se define:

$$R(\tau) = \frac{\overline{x'(t) x'(t + \tau)}}{\overline{x'^2}} \quad (14)$$

donde τ es el "lag" o desplazamiento temporal.

Por el teorema de Wiener-Khinchin, el coeficiente de autocorrelación puede expresarse por medio de la transformada de Fourier de la función de densidad espectral como:

$$R(\tau) = \int_0^{\infty} G(f) \cos 2\pi f \tau df \quad (15)$$

y aplicando el Teorema de Fourier queda expresada la función de densidad espectral en función del coeficiente de autocorrelación:

$$G(f) = 4 \int_0^{\infty} R(\tau) \cos 2\pi f \tau d\tau \quad (16)$$

resultando $R(\tau)$ y la función de densidad espectral modificada $G(f)/2\sqrt{2\pi}$, transformadas de Fourier una de la otra.

Para una variable discreta se realiza la integración trapezoidal, quedando:

$$G(f) = 2\Delta t \left[R_0 + 2 \sum_{n=1}^{m-1} R_n \cos(2\pi f n \Delta t) + R_m \cos(2\pi f m \Delta t) \right] \quad (17)$$

si se supone $f = k/2m\Delta t = kf_N/m$, entonces:

$$G(f) = 2\Delta t \left[R_0 + 2 \sum_{n=1}^{m-1} R_n \cos\left(\frac{\pi n k}{m}\right) + R_m \cos(\pi k) \right] \quad (18)$$

La elección del desplazamiento máximo (m) es de suma importancia, ya que cuanto mayor es m , tanto mayor es el poder de resolución del espectro y la inestabilidad de la serie.

Se puede mostrar (Otnes y Enochson, 1972) que la relación entre la varianza del estimador y el valor medio (estabilidad), esta dada por:

$$\epsilon^2 = \frac{\text{var}(G(f))}{G^2(f)} \approx \frac{m}{N} \quad (19)$$

Si se desea que los estimadores espectrales se encuentren entre un 30 o un 40% de su valor medio, el desplazamiento máximo no deberá superar un 10% de la longitud total del registro.

Un error que se introduce, al calcular los estimadores, es la falsa representación (aliasing), que se debe al hecho de que con observaciones a intervalos discretos Δt , aparecen en las bajas frecuencias las oscilaciones de alta frecuencia, obteniéndose así una idea errónea del espectro. Esto puede observarse en las frecuencias cercanas a la frecuencia de corte o Nyquist (f_c).

Para evitar ese efecto se debe tomar un t tan pequeño como sea posible, consistente con el tiempo de promedio de las observaciones y descartando las altas frecuencias del espectro.

Para eliminar las perturbaciones que se introducen al utilizar un período fundamental finito, es conveniente usar una ventana espectral temporal; esto asegura que la serie sea estrictamente periódica y que sus extremos sean iguales. La ventana es de la forma:

$$X'_i = X_i \cdot 0.5 \left[1 - \cos \left(\frac{i-1}{0.1N} \pi \right) \right] \quad 1 \leq i \leq 0.1N \quad (20)$$

$$X'_i = X_i \cdot 0.5 \left[1 - \cos \left(\frac{N-i}{0.1N} \pi \right) \right] \quad 0.9N \leq i \leq N \quad (21)$$

El grado de relación existente entre dos series temporales $x(t)$ e $y(t)$, puede conocerse a través del espectro cruzado, el cual suele expresarse en forma compleja por la ecuación:

$$G_{xy}(f) = C_{xy}(f) + i Q_{xy}(f) \quad (22)$$

donde $C_{xy}(f)$ es la función de densidad coespectral y dada por:

$$C_{xy}(f) = \int_0^{\infty} [R_{xy}(L) + R_{xy}(-L)] \cos 2\pi f L dL \quad (23)$$

y $Q_{xy}(f)$ es la función de densidad espectral de cuadratura, expresada por:

$$Q_{xy}(f) = \int_0^{\infty} [R_{xy}(L) - R_{xy}(-L)] \cos 2\pi f L dL \quad (24)$$

donde

$$R_{xy}(L) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t) y(t+L) dt \quad (25)$$

es el coeficiente de autocorrelación cruzado, definiéndose L el desplazamiento en el tiempo de una variable respecto de la otra.

El espectro de cuadratura se utiliza para ampliar la información obtenida con el coespectro; en este espectro, cada frecuencia de las oscilaciones de una de las variables está desplazada $1/4$ del respectivo período, antes de correlacionarse en forma cruzada con la otra.

El ángulo de fase entre las armónicas de las series temporales, se puede determinar mediante una relación entre el espectro de cuadratura y el coespectro. Esta relación está dada por la siguiente expresión:

$$\phi(f) = \arctg \left[Q_{xy}(f) / C_{xy}(f) \right] \quad (26)$$

Para hallar la bondad de las relaciones entre las dos variables para diferentes frecuencias, se define la función coherencia cuadrática, dada por:

$$CH(f) = \frac{C_{xy}^2(f) + Q_{xy}^2(f)}{S_x(f) S_y(f)} \quad (27)$$

La coherencia cuadrática varía entre 0 y 1, pudiéndose interpretarla como un coeficiente de correlación al cuadrado. Si la coherencia es igual a cero, en una frecuencia dada, se dice que $x(t)$ e $y(t)$ son incoherentes, es decir, no están correlacionados.

Si $x(t)$ e $y(t)$ son estadísticamente independientes $CH(f) = 0$ para todas las frecuencias. Si $CH(f) = 1$ para cualquier frecuencia, entonces $x(t)$ e $y(t)$ son totalmente coherentes.

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

La metodología fue aplicada a una serie de 184 observaciones correspondientes a la estación fría (abril-setiembre).

Las variables utilizadas se dividieron en dos grupos: una variable independiente (componente meridional del viento en Resistencia) y una variable dependiente (depresión del punto de rocío de Ezeiza).

Se utilizó como paso de tiempo 24 hs. En los extremos de las series de observaciones se aplicó una ventana temporal coseno para asegurar la periodicidad de las mismas (ecuaciones N° 20 y 21).

Espectros

La figura 1 representa el espectro de la componente meridional del viento en Resistencia. Puede observarse que a los 13 días aparece un máximo coincidente con la máxima contribución a la varianza total debido a la circulación general de la atmósfera. Esto podría deberse, probablemente, a la penetración del anticiclón semipermanente del Océano Atlántico en el continente a la latitud de Resistencia.

Un segundo máximo se encuentra a los 8 días, correspondiendo esta contribución a las ondas sinópticas.

La Figura 2 muestra el espectro de la depresión del punto de rocío en Ezeiza. La máxima contribución a la varianza total aparece a los 8 días que corresponden nuevamente a la onda sinóptica.

Cabe aclarar que para los cálculos realizados se tomó un desplazamiento máximo de $m=92$, lo que trajo aparejado un mayor poder de resolución de los espectros pero restándole estabilidad.

Para estabilizar la serie y para que los estimadores se encuentren entre el 30% y el 40% de su valor medio se redujo el desplazamiento máximo a $m=30$. Se obtuvieron así los espectros de la componente meridional del viento y de la depresión del punto de rocío que se muestran en las Figuras 3 y 4 respectivamente.

Espectro cruzado

La Figura 5 corresponde al coespectro entre la componente meridional del viento en Resistencia y la depresión del punto de rocío en Ezeiza. El coespectro, puede interpretarse como las contribuciones de las oscilaciones de diferentes frecuencias al transporte de vapor de agua en el nivel considerado (850 mb). Puede observarse, que las mayores contribuciones del coespectro al espectro cruzado se obtienen para aquellos fenómenos cuyos períodos son de 8 y 17 días aproximadamente; siendo ambas contribuciones positivas.

En la Figura 6 se muestra el espectro de cuadratura entre la componente meridional del viento en Resistencia y la depresión del punto de rocío en Ezeiza. En este caso, la máxima contribución al espectro de cuadratura se da en fenómenos de períodos de 26, 10 y 8 días respectivamente.

El espectro cruzado, Figura 7, se obtiene de la relación entre el coespectro y el espectro de cuadratura.

De las Figuras 5 y 6 se deduce que las variables se hallan desfasadas en 90° para los procesos cuyos períodos son de 19, 13 y 7 días respectivamente.

Coherencia y función de fase

Con el objeto de investigar las correlaciones entre dos variables para diferentes períodos de oscilación, fueron estimados a partir de las ecuaciones (27) y (28) la coherencia y la función de fase.

Para simplificar el graficado de la fase, los ángulos fueron agrupados de la siguiente forma:

- a) para ángulos entre 45° y 315° se consideró que las variables estaban en fase $\phi = 0^\circ$.
- b) para ángulos entre 45° y 135° se consideró $\phi = 90^\circ$.
- c) para ángulos entre 135° y 225° se tomó $\phi = 180^\circ$.
- d) para ángulos entre 225° y 315° se consideró que las variables estaban fuera de fase, es decir $\phi = 270^\circ$.

Los ángulos de fase y de coherencia se hallan representados en la figura 8. Las líneas horizontales corresponden a las fases para aquellos períodos en que se mantuvo constante sobre un rango de períodos.

Se puede observar que los valores de la coherencia para los 9 días (0.33) y para los 7 días (0.28), son relativamente más altos que para los 13 días.

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos se puede inferir:

- Las mayores contribuciones a la varianza total de la componente meridional del viento corresponde a las armónicas cuyos períodos son de 13 y 8 días.

Para la depresión del punto de rocío, las mayores contribuciones corresponden a las armónicas cuyos períodos son de 26 y 8 días.

- La mínima contribución a la varianza total de la depresión del punto de rocío aparece a los 13 días, en contraposición a lo observado en la componente meridional del viento. Este mínimo indicaría que las perturbaciones hidrodinámicas en ese período no afectan al campo de humedad.

- La componente meridional del viento y la depresión del punto de rocío presentan una relativamente buena correlación para períodos menores de 9 días.

El desfasaje entre ambas variables es de 90° , o sea, que los valores máximos

- Otnes, R.K. y Enochson, L. (1972). Digital time series analysis, Wiley & Sons.
- Panofsky, H.A. y Brier, G.W. (1958). Some applications of statistics to Meteorology. Pennsylvania State University.
- Tukey, J.W. (1950). The sampling theory of power spectrum estimates. Symposium on Application of Autocorrelation Analysis to Physical Problems Washington.

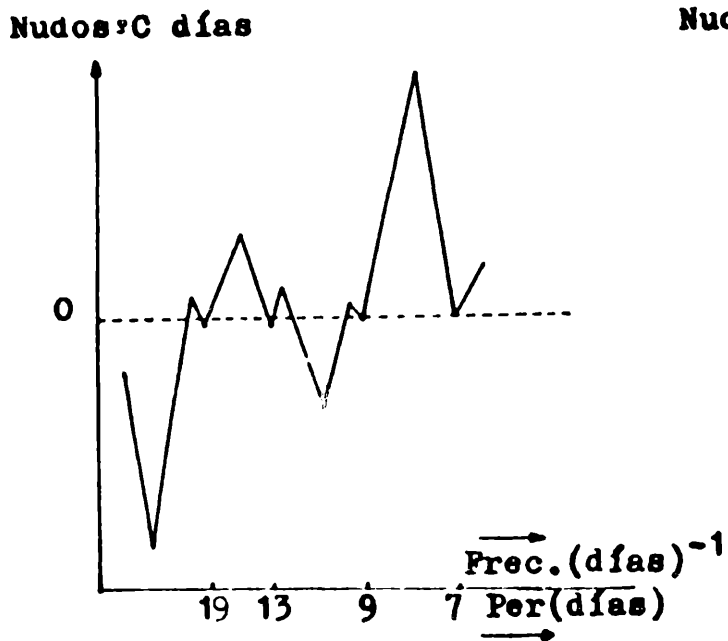


Figura 5: Coespectro entre la componente meridional del viento en Resistencia y la depresión del punto de rocío en Ezeiza.

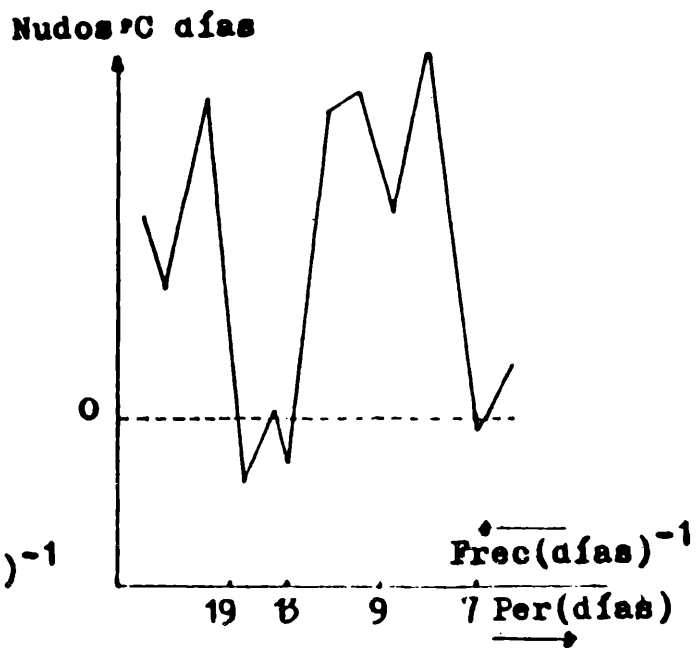


Figura 6: Espectro de cuadratura entre la componente meridional del viento en Resistencia y la depresión del punto de rocío en Ezeiza.

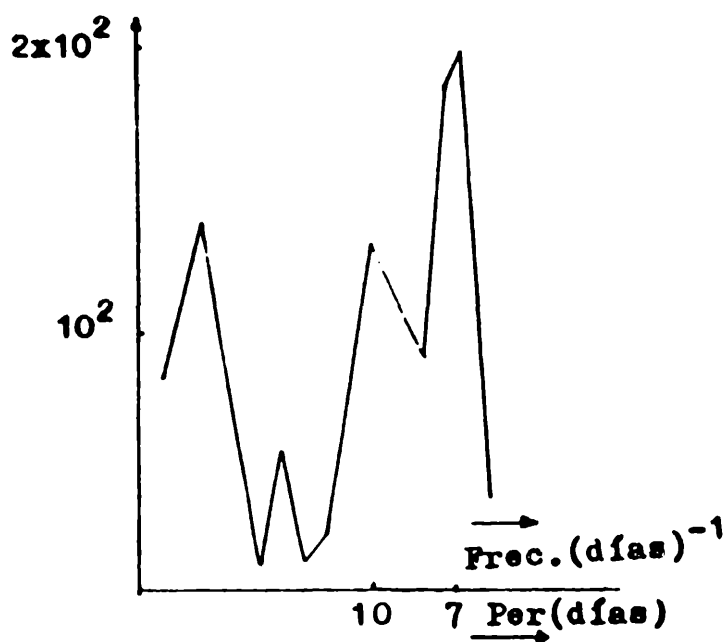


Figura 7: Espectro cruzado entre la componente meridional del viento en Resistencia y la depresión del punto de rocío en Ezeiza.

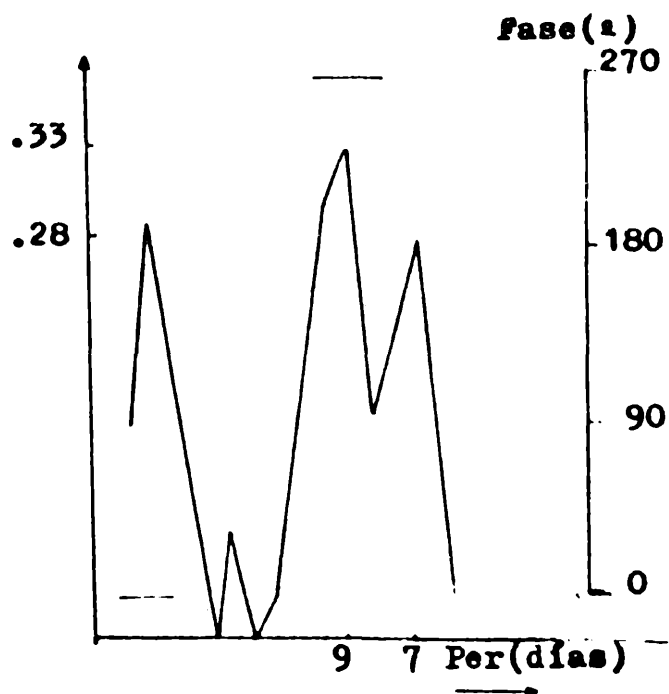


Figura 8: Coherencia y ángulos de fase entre la componente meridional del viento en Resistencia y la depresión del punto de rocío en Ezeiza.

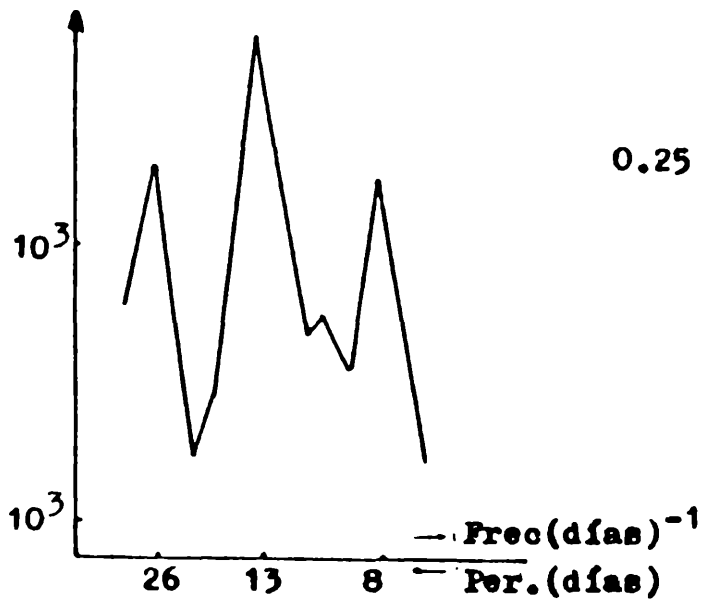


Figura 1: Espectro de la componente meridional del viento en Resistencia.

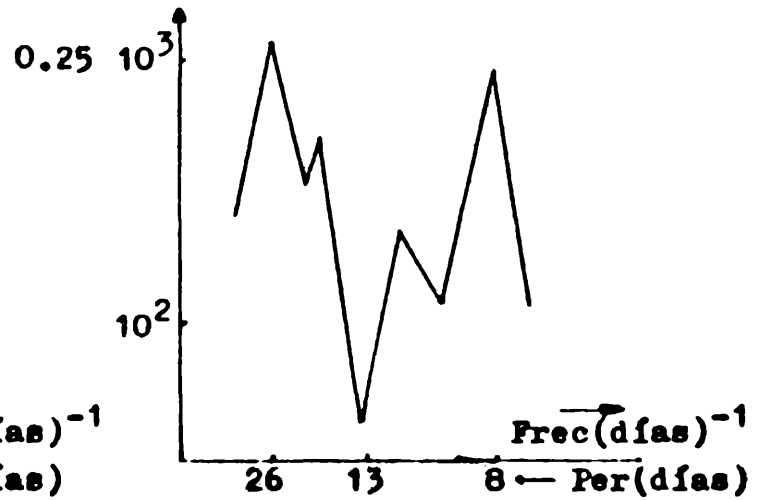


Figura 2: Espectro de la depresión del punto de rocío en Ezeiza

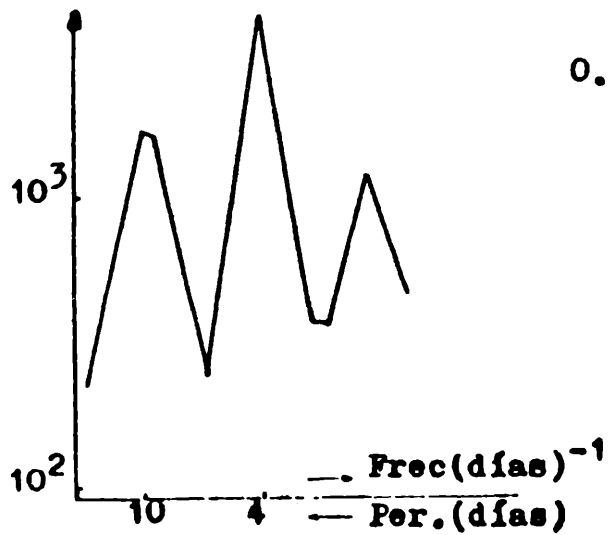


Figura 3: Espectro de la componente meridional del viento en Resistencia. (m=30)

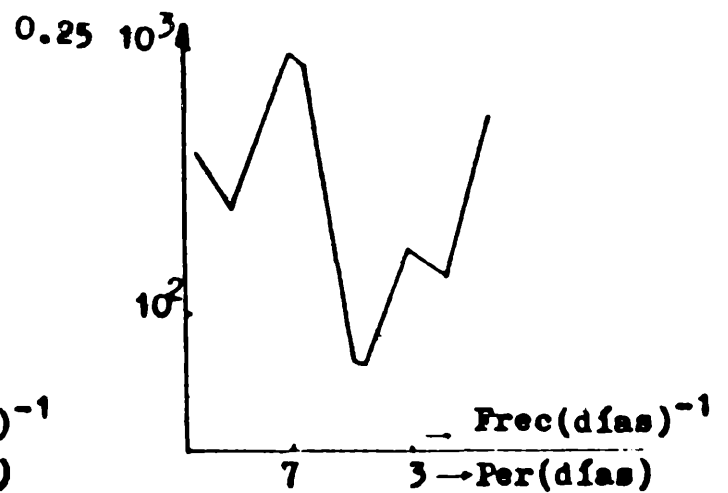


Figura 4: Espectro de la depresión del punto de rocío en Ezeiza. (m=30)

ESTUDIOS NO CONVENCIONALES DE EXCESOS Y DEFICIENCIAS
DE AGUA EN LA REGION PAMPEANA

Ricardo A. del Barrio y Roberto M. Quintela
Centro de Investigaciones Biometeorológicas (CONICET)
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

A partir de los valores diarios de almacenaje de agua en el suelo obtenidos con el Balance Hidrológico Diario de Thornthwaite y Mather, (utilizando la evapotranspiración potencial de Penman-Frère), se calcularon los almacenajes promedios para cada década (10 días) de cada mes de una serie de localidades dentro de la Región Pampeana.

Se definieron como décadas secas o húmedas aquellas en que el almacenaje promedio de las mismas estuviera por debajo o por encima, respectivamente, de un determinado nivel crítico. Para cada década del año se obtuvieron las frecuencias de décadas secas y húmedas y secas y húmedas precedidas por una década seca o húmeda respectivamente, así como las probabilidades de ocurrencia correspondientes. Estas últimas presentan, para el caso de décadas secas y décadas secas consecutivas, valores máximos en verano y mínimos en invierno, inversamente a lo que ocurre con las décadas húmedas y húmedas consecutivas.

Además, aplicando una metodología de trabajo similar, se calcularon las frecuencias y probabilidades de ocurrencia de períodos consecutivos con precipitaciones superiores a 30 y 50 mm, umbrales que están en relación al régimen pluviométrico de cada localidad analizada. Los resultados obtenidos determinaron probabilidades de ocurrencia muy bajas para dos o más décadas consecutivas.

ABSTRACT

Decadic (ten days) values of the mean average soil water storage were computed for a number of localities in the Pampean region. The input data were obtained from the Thornthwaite-Mather's Daily Hydrological Balance, using potential evapotranspiration

estimates derived from the Penman-Frère formula.

These decadic values were organized in relation to a defined critical value of the soil water storage so enabling the definition of dry and wet decades as those which average storages were below or above that reference critical level. The year's frequencies of dry and wet decades and dry and wet decades preceded by a dry or a wet decade respectively were computed together with their corresponding occurrence probabilities. The values obtained showed summer maxima and winter minima probabilities for the case of dry decades and consecutive dry decades. The inverse showed to be the case for wet and consecutive wet decades.

Furthermore, the application of a similar methodology enabled the calculation of the occurrence frequencies and probabilities of consecutive periods with decadic rainfalls above of 30 and 50 mm. These thresholds are related to the rainfall regime of each analyzed locality. The results obtained showed very low occurrence probabilities for two or more consecutive decades.

INTRODUCCION

El conocimiento de las frecuencias y probabilidades de ocurrencia de períodos de días secos o húmedos consecutivos es de gran importancia para los técnicos relacionados con las actividades agrohidrológicas.

El uso de datos diarios de precipitación permite analizar una amplia gama de índices relacionados con la ocurrencia de estos fenómenos (Stuff, 1969; Vidal et al, 1979; Vargas, 1981; Stern et al, 1982; Stern and Dale, 1983; Del Barrio, 1986).

Cuando se analiza específicamente la dinámica del agua en el suelo como factor causal del crecimiento y/o desarrollo de los cultivos es conveniente el estudio de días secos o húmedos consecutivos a partir de ecuaciones de balance de agua (W.M.O., 1975).

En el presente trabajo se utilizaron una serie de técnicas estadísticas con dos objetivos principales:

- a) Determinar las frecuencias y probabilidades de ocurrencia de períodos secos o húmedos consecutivos a partir de valores de almacenaje de agua de los suelos, obteni-

dos por la aplicación del Balance Hidrológico Diario de Thornthwaite y Mather (1955) empleando la ecuación de Penman-Frere (1972) como método de estimación de la evapotranspiración potencial diaria.

- b) Determinar las frecuencias y probabilidades de ocurrencia de períodos consecutivos con precipitaciones superiores a un umbral dado.

La elección de las localidades se realizó en base a los estudios de Burgos y Vidal (1951) y Burgos (1963) que delimitaron zonas climáticas áridas, semiáridas y subhúmedas de nuestro país, en función del índice hídrico de Thornthwaite (1948).

En este trabajo se han elegido para su estudio once localidades ubicadas en tres zonas bioclimáticamente distintas; subhúmeda húmeda, subhúmeda seca y semiárida, dentro de la Región Pampeana y con características edafológicas distintivas entre sí (Moscatelli, et al, 1980). (Figura 1).

MATERIALES Y METODO

Los datos de precipitación diaria fueron cedidos por el Servicio Meteorológico Nacional y corresponden a registros de por lo menos 50 años de todas las localidades estudiadas.

a) Almacenaje de agua del suelo

Se utilizó el balance hidrológico diario basado en la metodología propuesta por Thornthwaite y Mather (1955), empleando la ecuación de Penman modificada por Frère (1972) como método de estimación de la evapotranspiración potencial diaria, por haberse comprobado en trabajos anteriores del CIBIOM (Forte Lay y Burgos, 1978; Forte Lay y Troha, 1985), su buen ajuste con resultados obtenidos experimentalmente.

A partir de los valores diarios de almacenaje de agua del suelo obtenidos con el balance se dividió cada mes en tres períodos equiespaciados (1 a 10; 11 a 20 y 21 a 28, 29, 30 y 31) según corresponda y se calcularon los almacenajes promedios de cada una de estas décadas.

Se definió como década seca aquella en la que el almacenaje promedio de los 10 días fuera menor que un nivel dado y como dé-

cada húmeda aquella en que el almacenaje medio fuera mayor o igual a dicho umbral; trabajándose con niveles de sequía correspondientes al 75% y al 50% de la capacidad de campo.

Estos umbrales corresponden a lo definido por Forte Lay y Burgos (1978) como niveles de sequía condicional y absoluta respectivamente.

A lo largo del ciclo de un cultivo de la región pampeana una disminución del contenido del agua del suelo por debajo del 75% de su capacidad de campo durante un período crítico del crecimiento y/o desarrollo del cultivo condiciona una merma en su rendimiento final, mientras que una disminución del contenido hídrico del suelo por debajo del 50% de la capacidad de campo (punto de marchitez permanente), en cualquier momento del ciclo ocasionaría la muerte del cultivo por stress hídrico.

En este trabajo se estableció una capacidad máxima de retención de agua de 300 mm para todos los suelos estudiados correspondiendo, por lo tanto, niveles de sequía de 225 mm y 150 mm para los umbrales antedichos.

Para cada década del año se obtuvieron las frecuencias de décadas secas y húmedas precedidas por una década seca o húmeda respectivamente.

Se calcularon las probabilidades de ocurrencia simples o condicionales según correspondiera, de cada uno de los eventos antedichos y se determinaron, a través del análisis de probabilidades sucesivas de un mismo evento, las probabilidades de ocurrencia de varias décadas secas o húmedas consecutivas a partir de una dada década (Oldeman y Frère, 1982).

Es entonces posible calcular la probabilidad, por ejemplo, de tres décadas consecutivas, comenzando con la década 1, en la siguiente forma:

$$P_{(D_1)} * P_{(D_2/D_1)} * P_{(D_3/D_2)}$$

donde

$P_{(D_1)}$ = probabilidad que la década 1 sea seca

$P_{(D_2/D_1)}$ = probabilidad que la década 2 sea seca si la 1 fue seca.

$P(D_3/D_2)$ = probabilidad que la década 3 sea seca si la 2 fue
seca

b) Precipitaciones excesivas

Aplicando una metodología de trabajo similar se definió en forma general como década con precipitaciones excesivas aquella donde las mismas fueron superiores a dos umbrales, 30 y 50 mm, para todas las localidades analizadas.

Análogamente a lo expresado en el apartado a) se obtuvieron las frecuencias de décadas con precipitaciones excesivas, tanto simples como condicionales a la ocurrencia de precipitaciones excesivas en la década precedente .

Se calcularon las probabilidades simples y condicionales de los eventos antedichos y las probabilidades de ocurrencia de varias décadas consecutivas con precipitaciones excesivas a partir de una década dada.

RESULTADOS Y DISCUSION

En las Figuras 2 y 3 se muestran las probabilidades de ocurrencia de 2,3,6, y 9 décadas secas o húmedas consecutivas, a partir de una dada década a lo largo del año, para ambos niveles de sequía edáfica considerados en las localidades de San Mauricio y Dolores (Pcia. de Buenos Aires).

En todos los casos estudiados, las probabilidades de ocurrencia de décadas secas consecutivas presentan un valor máximo en verano y un valor mínimo en invierno, definiendo una tendencia decreciente en sentido oeste-este de la región pampeana. Por ejemplo, en verano se observan probabilidades de ocurrencia de nueve décadas secas consecutivas (umbral: 150 mm) que fluctúan desde un máximo en Hilario Ascasubi (83,8%) hasta un mínimo en Pergamino (1,3%), mientras en invierno dichas probabilidades bajan a 53,5% y 0,3% respectivamente.

Por su parte, las probabilidades de ocurrencia de décadas húmedas consecutivas tienen una tendencia temporal y espacial inversa a las anteriores. Así, se observan probabilidades de ocurrencia de dos décadas húmedas consecutivas (umbral: 250 mm) de 0% en Hilario Ascasubi y 27% en Pergamino durante los meses de verano y de 6,8% y 94,6% respectivamente en invierno.

Los resultados obtenidos configuran una herramienta útil que permite detectar, durante la estación de crecimiento de cada cultivo, períodos que pudieran ser riesgosos con respecto a las disponibilidades de agua para el crecimiento y desarrollo de los cultivos.

Conociendo el ciclo, características y períodos críticos de cada cultivo, la metodología aquí expuesta permite un planeamiento agrícola racional basado en la optimización del uso del recurso agua por las plantas.

b) Precipitaciones excesivas

En la Figura 4 se observan las probabilidades de ocurrencia de 2 décadas consecutivas con precipitaciones mayores a 30 y 50 mm a partir de una década dada a lo largo del año, en las localidades de San Maurício y Dolores.

En todas las situaciones analizadas, las probabilidades de ocurrencia de décadas consecutivas con precipitaciones mayores o iguales a 30 y 50 mm son muy bajas, concentrándose en el semestre cálido hacia el oeste de la región.

Las probabilidades de ocurrencia de más de tres décadas consecutivas con esos niveles de precipitación tendían a cero en todas las localidades estudiadas.

CONCLUSIONES

- 1.- Las probabilidades de ocurrencia de décadas secas y de décadas secas consecutivas a partir de los valores de almacenaje de agua de los suelos presentan un valor máximo en verano y mínimo en invierno. Para décadas húmedas y décadas húmedas consecutivas la relación es inversa, observándose las mayores probabilidades durante los meses invernales y las menores durante el verano, cualquiera sea la localidad estudiada.
- 2.- Las probabilidades de ocurrencia de décadas secas consecutivas varían de acuerdo a las zonas bioambientales consideradas. Las mayores probabilidades corresponden a la localidad de H. Ascasubi (Región Pampeana Semiárida), en

cualquier época del año. Se observa luego un decrecimiento de las probabilidades al pasar a localidades ubicadas en la Región Pampeana Subhúmeda-seca y Subhúmeda-húmeda.

- 3.- Para el caso de probabilidades de ocurrencia de décadas húmedas consecutivas, los mayores valores corresponden a las localidades de Azul, Pergamino, Dolores y Balcarce, decreciendo hacia el oeste y sudoeste con valores mínimos en Ascasubi, Anguil, Bordenave.
- 4.- Las probabilidades de ocurrencia de décadas consecutivas con precipitaciones mayores o iguales a 30 y 50 mm no presentan una tendencia espacial definida y los valores obtenidos son muy bajos, no superando el nivel de 32% para dos décadas consecutivas con precipitaciones mayores o iguales a 30 mm y del 15% para el caso de dos décadas con precipitaciones iguales o superiores a 50 mm.

Agradecimientos. Los autores desean expresar su agradecimiento a la Lic. Marta Ferreiro por su colaboración en la elaboración de los programas de computación necesarios para la realización del presente trabajo.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Fig 1: Ubicación geográfica y bioclimática de las localidades estudiadas
- Fig 2: Probabilidades de ocurrencia de 2,3,6 y 9 décadas secas consecutivas a partir de una década dada a lo largo del año, para ambos niveles de sequía edáfica considerados en las localidades de San Mauricio y Dolores (Provincia de Buenos Aires).
- Fig.3: Probabilidades de ocurrencia de 2,3,6 y 9 décadas húmedas consecutivas a partir de una década dada a lo largo del año, para ambos niveles de sequía edáfica considerados en las localidades de San Mauricio y Dolores (Pcia. de Buenos Aires).
- Fig.4: Probabilidades de ocurrencia de 2 décadas consecutivas con precipitaciones mayores a 30 y 50 mm a partir de una década dada a lo largo del año, en las localidades de San Mauricio y Dolores (Pcia. de Buenos Aires).

BIBLIOGRAFIA

- 1) Burgos, J.J. y A.L. Vidal, 1951. Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite. Meteoros, Año I, N°1.
- 2) Burgos, J.J., 1963. El clima de las zonas áridas de la República Argentina. IDIA. Tomo XVII N°4
- 3) Del Barrio, R.A., 1986. Métodos de análisis de días secos consecutivos. Revista de la Facultad de Agronomía 7(1):97-103
- 4) Forte Lay, J.A. y J.J. Burgos, 1978. Verificación de métodos de estimación de la variación del almacenaje de agua en los suelos pampeanos. Taller Argentino-Estadounidense sobre sequías, Mar del Plata, Argentina.
- 5) Forte Lay, J.A., A. Troha y M.M. Villagra, 1985. Estudio de la dinámica del agua en suelos bajo pradera permanente, barbecho y cultivos estacionales. XII Congreso Nacional del Agua. Mendoza, Argentina. Mayo 1985.
- 6) Frère, M., 1972. A method for the practical application of the Penman formula for the estimation of the potential evapotranspiration and evaporation from free water surfaces. FAO-AGP : AS/1972/2, Roma.
- 7) Moscatelli, G., Salazar Lea Plaza y otros, 1980. Mapa de suelos de la provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000 A.A.C.S. Reunión IX: 1079-1089.
- 8) Oldeman, L.R. and M. Frère, 1982. A study of agroclimatology of the humid tropics of southeast Asia. Tech.Rep. FAO/WMO Rome. 229 pp.
- 9) Stern, R.D.; M.D. Dennet and I.C. Dale, 1982. Methods of analysing daily rainfall measurements to give useful agronomic results. I) Direct methods, Exp. Agric. 18:223-236
- 10) Stern, R.D. and I.C. Dale, 1983. Statistical methods for tropical drought analysis. WMO Report. Project AZ1, 41 p.
- 11) Stuff, R., 1969. Probabilidades de lluvia en la Estación Experimental Agropecuaria Pergamino. Informe Técnico N°93. INTA, Argentina, 16 p.
- 12) Thornthwaite, C.W. and J.R. Mather, 1955. The water balance. Publications in Climatology. VIII (1): 104 p. Drexel Inst. of Tech., New Jersey.

- 13) Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38: 85-94.
- 14) Vargas, W.M., 1981. Las secuencias de días secos y días con precipitación en Buenos Aires. Meteorológica XII (2): 73-86.
- 15) Vidal, N.A.; C.A. Cousillas y A.F. Garay, 1979. Análisis de las precipitaciones de Balcarce. I) Régimen pluviométrico. Informe Técnico EERA INTA, Balcarce, 23 p.
- 16) WMO, 1975. Drought and Agriculture. Tech. Note N°138 (WMO N°392).

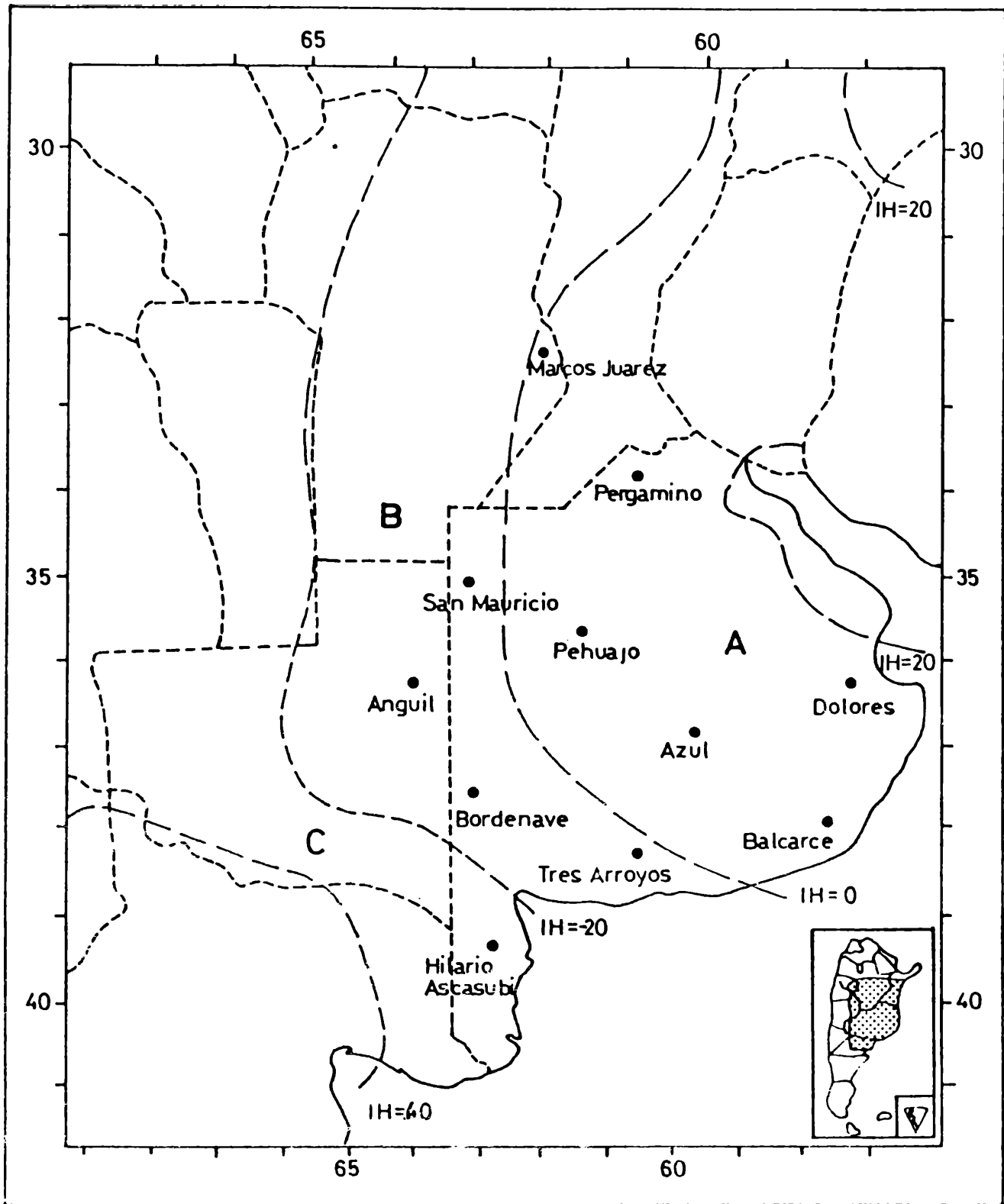
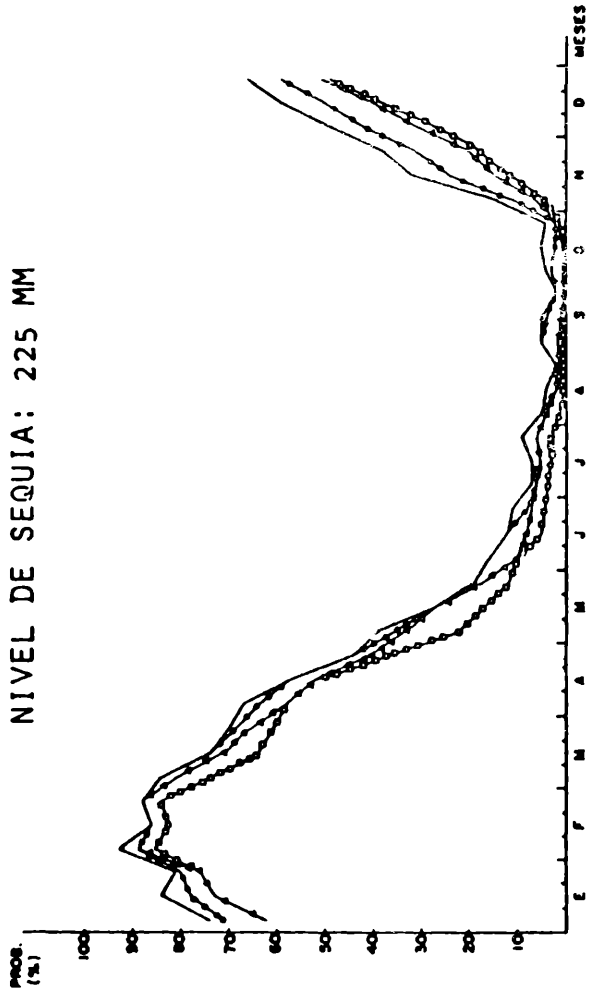
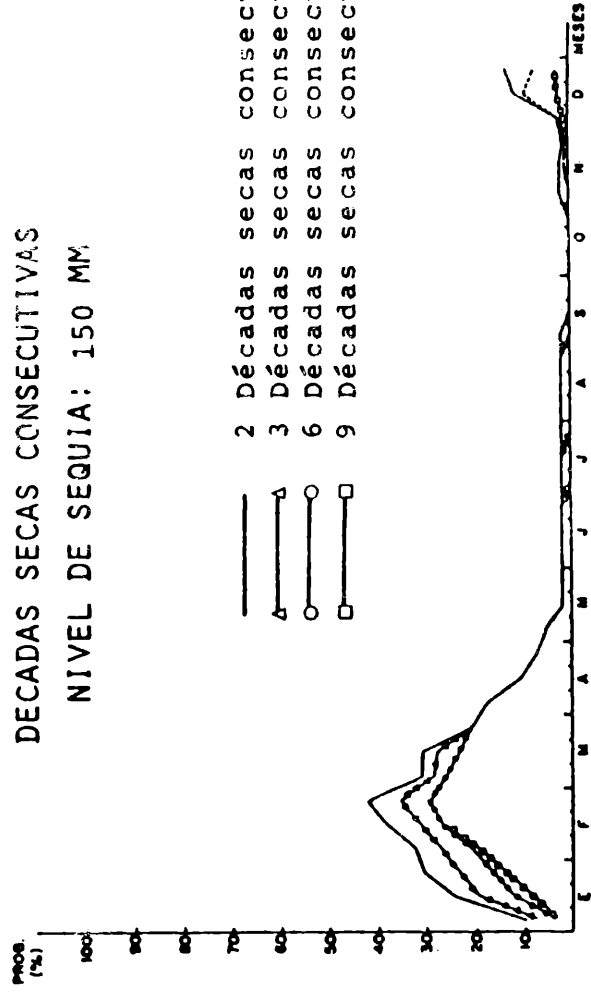


Figura 1

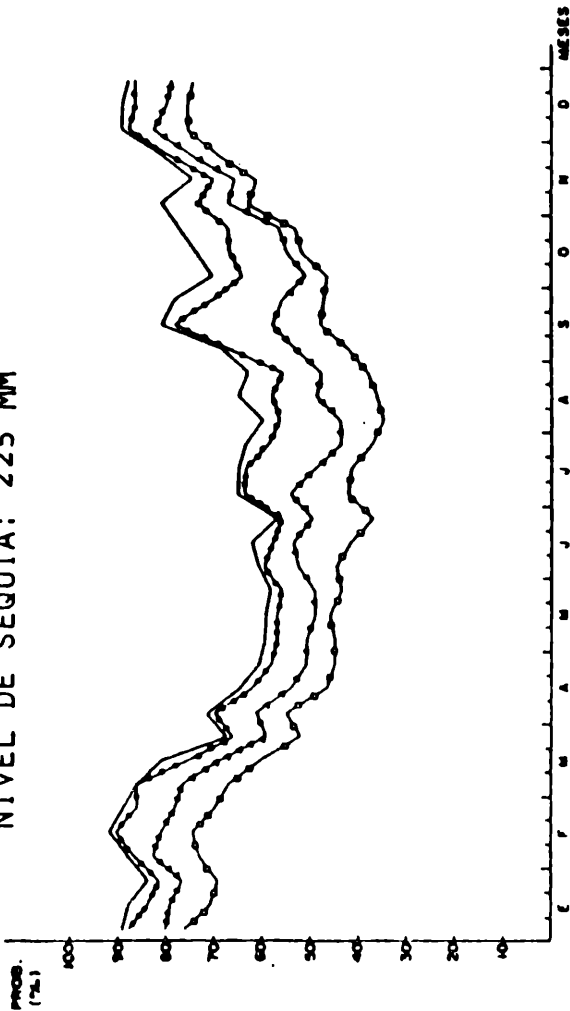
DOLORES
 DECADAS SECAS CONSECUTIVAS
 NIVEL DE SEQUIA: 225 MM



DECADAS SECAS CONSECUTIVAS
 NIVEL DE SEQUIA: 150 MM



SAN MAURICIO
 DECADAS SECAS CONSECUTIVAS
 NIVEL DE SEQUIA: 225 MM



DECADAS SECAS CONSECUTIVAS
 NIVEL DE SEQUIA: 150 MM

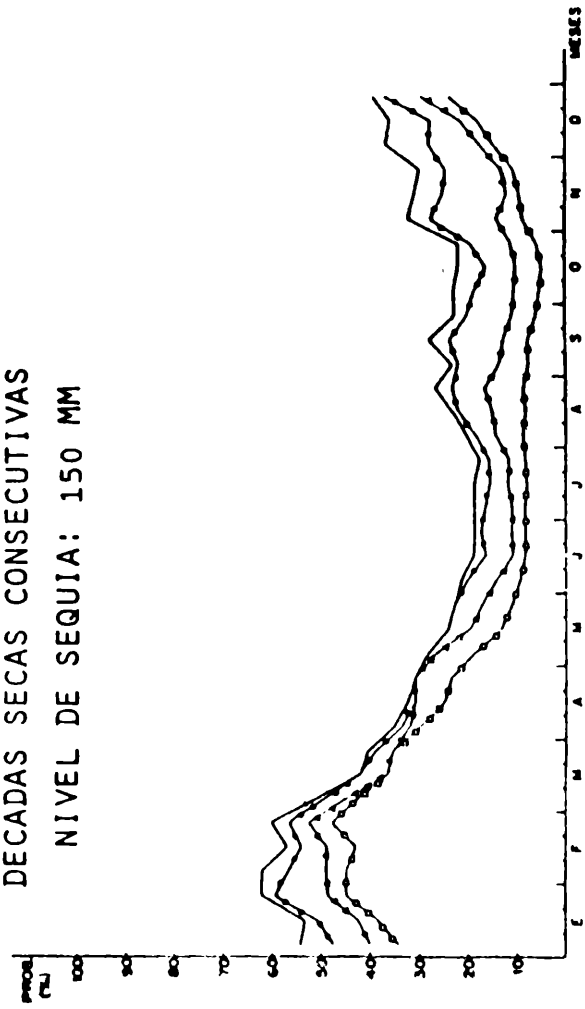
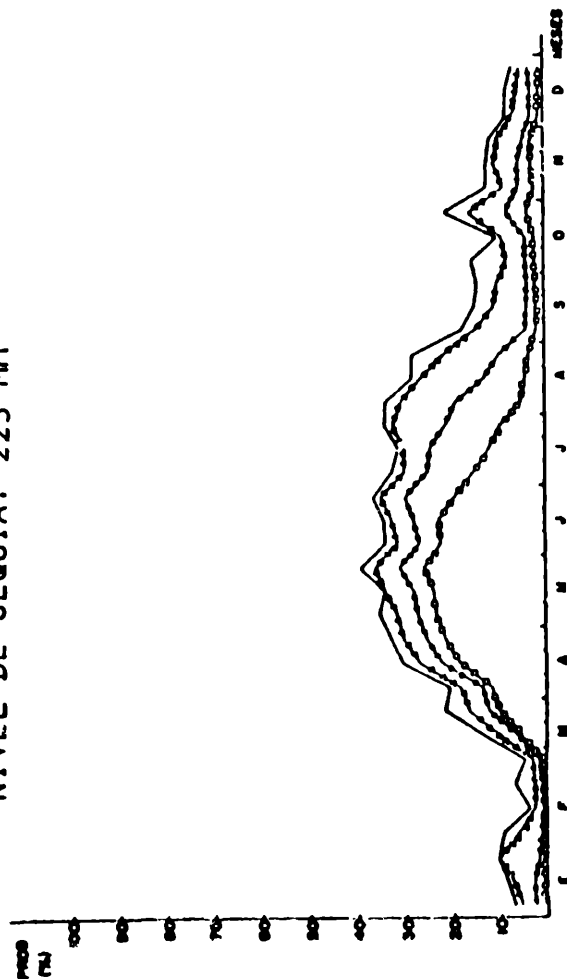


Figura 2

SAN MAURICIO

DECADAS HUMEDAS CONSECUTIVAS

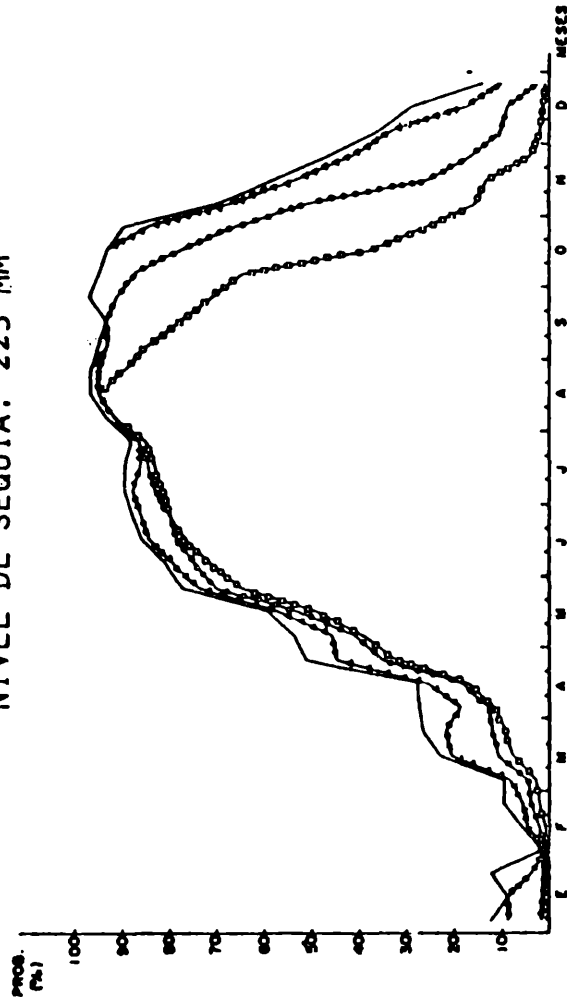
NIVEL DE SEQUIA: 225 MM



DOLORES

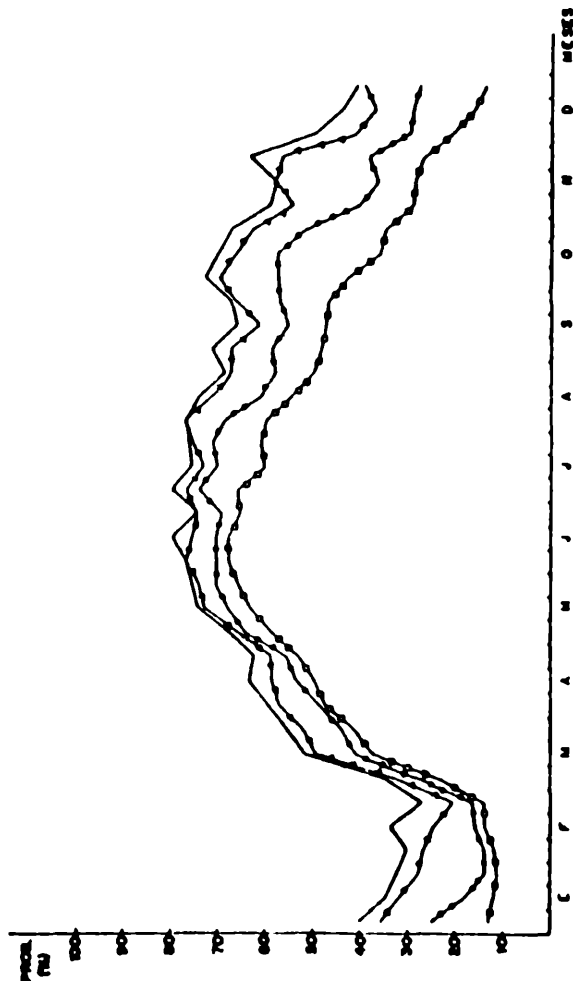
DECADAS HUMEDAS CONSECUTIVAS

NIVEL DE SEQUIA: 225 MM



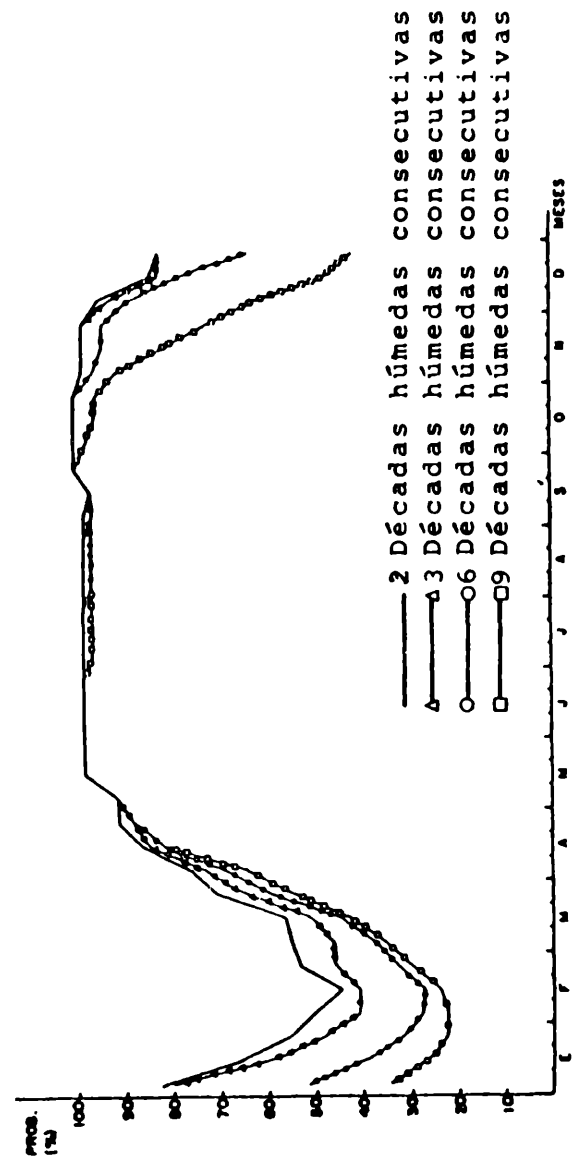
DECADAS HUMEDAS CONSECUTIVAS

NIVEL DE SEQUIA: 150 MM



DECADAS HUMEDAS CONSECUTIVAS

NIVEL DE SEQUIA: 150 MM



- 2 Décadas húmedas consecutivas
- △ 3 Décadas húmedas consecutivas
- 6 Décadas húmedas consecutivas
- 9 Décadas húmedas consecutivas

Figura 3

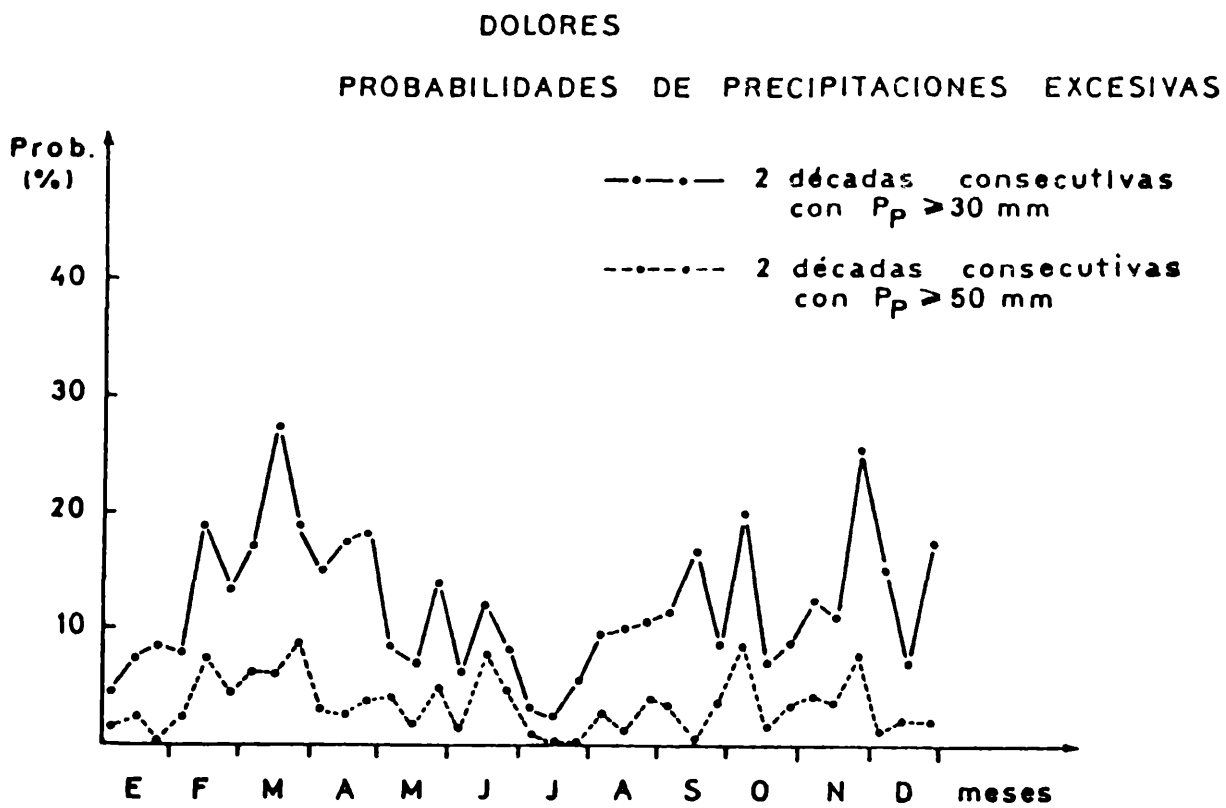
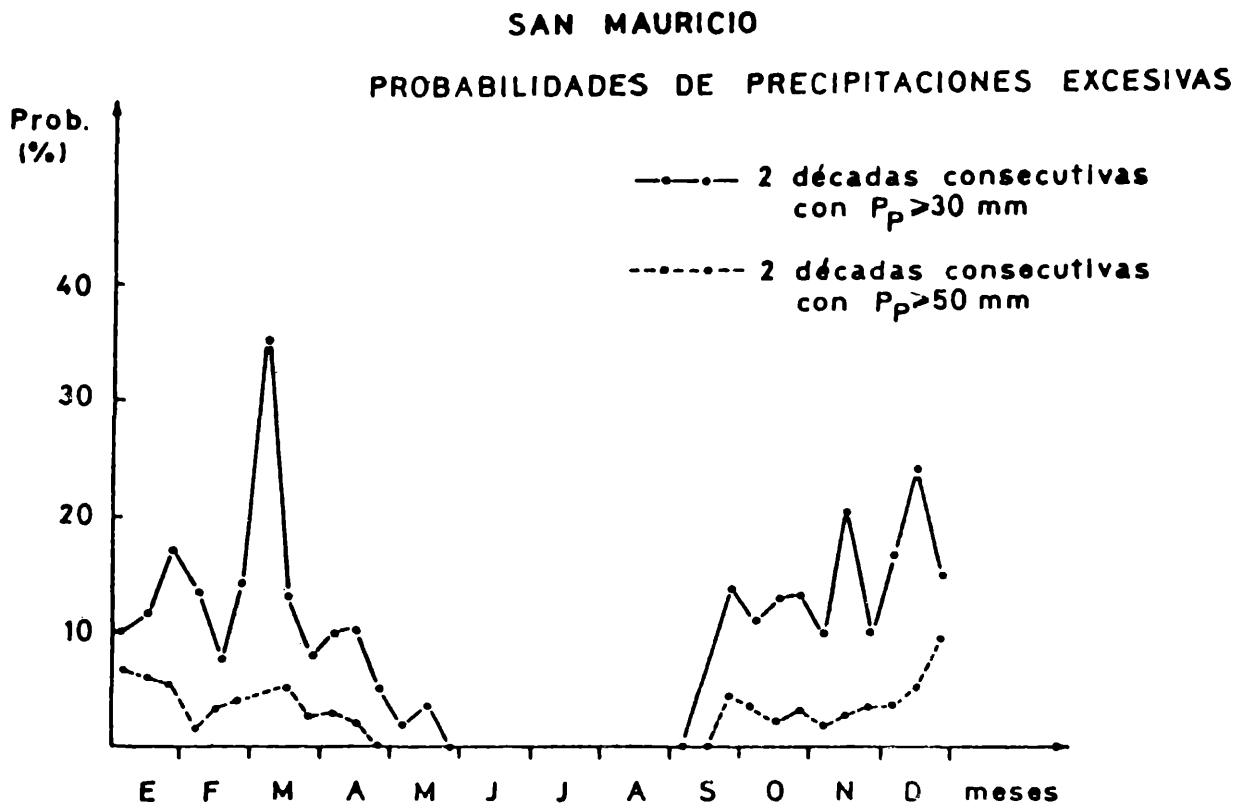


Figura 4

UN METODO PARA LA ESTIMACION DEL VIENTO

ZONAL MEDIO EN LA TERMOSFERA

Pablo O. Canziani y Santiago Marinaro

L.I.A.R.A. - PRO.NA.RP.

Vicente López - República Argentina

RESUMEN

Se deduce una expresión para estimar una relación para el viento zonal medio U en la termosfera. Se calcula U a partir de las mareas del viento calculadas según el modelo de mareas de J.M. Forbes y la densidad electrónica modificada. La densidad electrónica modificada se obtuvo eliminándole a la densidad electrónica total la variación diurna con el modelo empírico de Ching y Chiu.

ABSTRACT

An equation is deduced to estimate the mean zonal wind U in the thermosphere. U is calculated using the wind tides obtained from J.M. Forbes' tidal model and the modified electron densities. The modified electron density was obtained by eliminating the diurnal variation of the total electron density using Ching and Chiu's empirical model.

INTRODUCCION

El viento zonal medio es un parámetro importante en el cálculo de las mareas termosféricas, según el modelo de J.M.Forbes. Es posible determinarlo a partir de mediciones realizadas con radares de retrodispersión. En base a datos de este tipo R.G.Roble et al.(1977) desarrollaron modelos de vientos y temperaturas medias, que son los utilizados en el citado modelo de mareas. A continuación se presenta un método para estimar el viento zonal utilizando datos corregidos de la densidad electrónica y valores de mareas de viento calculadas según el modelo de mareas.

METODOLOGIA

Para despejar el viento zonal medio U , se utiliza la ec. de continuidad de las masas. Se genera un sistema de 2 ecuaciones, una para la marea solar diurna y otra para la semidiurna. De este sistema de ec. es posible despejar U (Canziani, 1985); en un referencial fijo a la tierra:

$$\begin{aligned}
 U = & \rho_0 (4 \rho_2^2 v_1^2 + \rho_1^2 v_2^2)^{1/2} [4 \rho_2^2 v_1^2 + \rho_1^2 v_2^2 - 2 \rho_1 \rho_2 v_1 v_2 \cdot \\
 & \cos(\lambda_1 + 2\phi_2 - 2\lambda_2 - \phi_1)]^{-1} \{u_1 v_2 \cos(\psi_1 + 2\phi_2 - B) - \\
 & 2 u_2 v_1 \cos(2\psi_2 + \phi_1 - B) - \sin \theta [\cos(\phi_1 + 2\phi_2 + \pi/2 - B) \cdot \\
 & \frac{\partial v_1}{\partial \theta} v_2 - v_1 \frac{\partial v_2}{\partial \theta} - v_1 v_2 \frac{\partial \phi_1}{\partial \theta} - 2 \frac{\partial \phi_2}{\partial \theta} \cos(\phi_1 + 2\phi_2 - B)] + \\
 & \sin \theta [v_2 \frac{\partial w_1}{\partial z} \cos(\eta_1 + 2\phi_2 + \pi/2 - B) - v_1 \frac{\partial w_2}{\partial z} \cdot \\
 & \cos(2\eta_2 + \phi_1 + \pi/2 - B) - v_2 w_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial z} \cos(\eta_1 + 2\phi_2 - B) + \\
 & 2 v_1 w_2 \frac{\partial \eta_2}{\partial z} \cos(2\eta_2 + \phi_1 - B)] \} \quad (1)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \text{donde: } B = & [2 \rho_2 v_1 \sin(2\lambda_2 + \phi_1) - \rho_1 v_2 (\lambda_1 + 2\phi_2) \cdot \\
 & 2 \rho_2 v_1 \cos(2\lambda_2 + \phi_1 - \rho_1 v_2 \cos(\lambda_1 + 2\phi_2))]^{-1}
 \end{aligned}$$

- u_i : amplitud del viento zonal
 v_i : amplitud del viento meridional
 w_i : amplitud del viento vertical
 ψ_i : fase del viento zonal
 ϕ_i : fase del viento meridional
 η_i : fase del viento vertical
 ρ_0 : densidad neutra media
 ρ_i : marea de densidad neutra
 λ_i : fase de la marea de densidad neutra
 $i = 1$ diurna $i = 2$ semidiurna.

Las mareas de vientos se obtuvieron a partir del modelo de Forbes. Por otra parte se disponía únicamente de la densidad electrónica. Se consideró que las fluctuaciones de la densidad electrónica son causadas por la dinámica del sistema y los procesos de fotoionización. Se supuso que estas mareas están compuestas por una superposición lineal de ambos fenómenos. Trabajando únicamente con la componente dinámica de la variación de la densidad electrónica, se postuló que la densidad electrónica media es proporcional punto a punto a la densidad neutra y que esta proporción es la misma para las mareas diurnas y semidiurnas.

Dado que el fenómeno de fotoionización es esencialmente diurno, se utilizó para eliminar esta componente, el modelo desarrollado por Ching y Chiu (1973) y Chiu (1975) que describe la variación diurna de foF2. La Fig.I muestra los espectros obtenidos para la densidad electrónica, luego de eliminada la componente de la fotoionización en la variación diurna. No fue posible aplicar este método sobre Islas Argentinas, observándose allí efectos no deseados. Según Chiu, el modelo no es confiable en la región antártica en el solsticio de verano, debido a los fenómenos magnetosféricos. En estos casos se utilizó la densidad electrónica original total.

Se destaca, en la Fig.I, la preponderancia de la marea semidiurna donde alcanza valores del mismo orden de la diurna. Esto coincide con los resultados propuestos por el modelo de mareas.

ANALISIS DE LOS RESULTADOS

La Fig.II muestra la evolución del viento zonal U en la termósfera entre el equinoccio y el solsticio según Roble. Se observa el paso de un sistema equinoccial simétrico respecto del ecuador a un sistema antisimétrico en los solsticios (positivo hacia el este, negativo hacia el oeste).

La Fig.III presenta las estimaciones realizadas, y la Tabla I, la comparación con los valores predichos por el modelo de Roble.

En junio se destaca el máximo sobre Buenos Aires y Concepción, con vientos del orden de los $60-70 \text{ ms}^{-1}$. Estos se aproximan bien a los valores teóricos, aunque el máximo teórico está ubicado sobre Malvinas. Sobre Islas Argentinas los valores experimentales son mucho menores que los teóricos. No es posible determinar ningún tipo de relación con R .

Las estimaciones para diciembre indican vientos muy fuertes, en contrándose sobre Malvinas valores de hasta 300 ms^{-1} . Para Islas Argentinas se observa gran variabilidad en los resultados, no siendo posible justificarlos físicamente. La diferencia entre las estimaciones y los valores teóricos son grandes, alcanzándose factores de hasta 6.

En los equinoccios se detecta la estructura propuesta por Roble, con la inversión cerca de los 50° y el máximo entre los $25-35^\circ$, con fuertes gradientes. Los valores, salvo en Islas Argentinas, y en menor grado Malvinas, son ligeramente mayores que los teóricos (ver Tabla I). Como antes, esto indicaría dificultades en el modelaje de la termósfera en altas latitudes, aún en los equinoccios. No se ob-

serva ninguna relación entre el n° de Wolf y los vientos.

CONCLUSIONES

De lo expuesto anteriormente, se puede concluir que:

- i) La metodología para estimar las densidades electrónicas y sus fluctuaciones por causas dinámicas es válida. Se observa que, a diferencia de la densidad electrónica total, la componente semidiurna es importante.
- ii) La utilización de las densidades electrónicas modificadas en lugar de las densidades neutras es válida en latitudes medias. No es sin embargo utilizable en altas latitudes, coincidiendo con Chiu.

La estimación del viento zonal se realizó combinando los resultados de las mareas de densidad electrónica modificada con las mareas de viento calculadas a partir del modelo de J.M.Forbes. Puede observarse que:

- iii) El comportamiento latitudinal se aproxima bastante bien al propuesto por Roble.
- iv) Se observa que en altas latitudes los resultados no son buenos.
- v) En el solsticio de verano los vientos estimados son siempre mucho mayores que los teóricos.

Agradecimientos

Los autores agradecen el paciente asesoramiento del Dr. Giraldez en la realización del presente trabajo y la colaboración de la Srta. Mercedes Alsó en la realización de los espectros gráficos.

BIBLIOGRAFIA

- Canziani, Pablo O. (1985) Tesis de Licenciatura, U.B.A.
- Ching, B.K. y Chiu, Y.T. (1973) A phenomenological model of ionospheric density; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 35, 1615-1630.
- Chiu, Y.T. (1975) An improved phenomenological model of ionospheric density; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 37, 1563-1570.
- Forbes, J.M. y Gillette, D.F. (1982) A Compendium of Theoretical Atmospheric Tidal Structures, Part I: Model description Due to Realistic Thermal and Gravitational Excitation, Environmental Research Papers No. 780(1). USAF.
- International Reference Ionosphere, 1979.
- Roble, R.G., Dickinson, R.E. y Ridley, E.C. (1977) Seasonal and solar cycle variations of zonal mean circulation in the thermosphere, *J. Geophys. Res.* 82, 5493-5504.

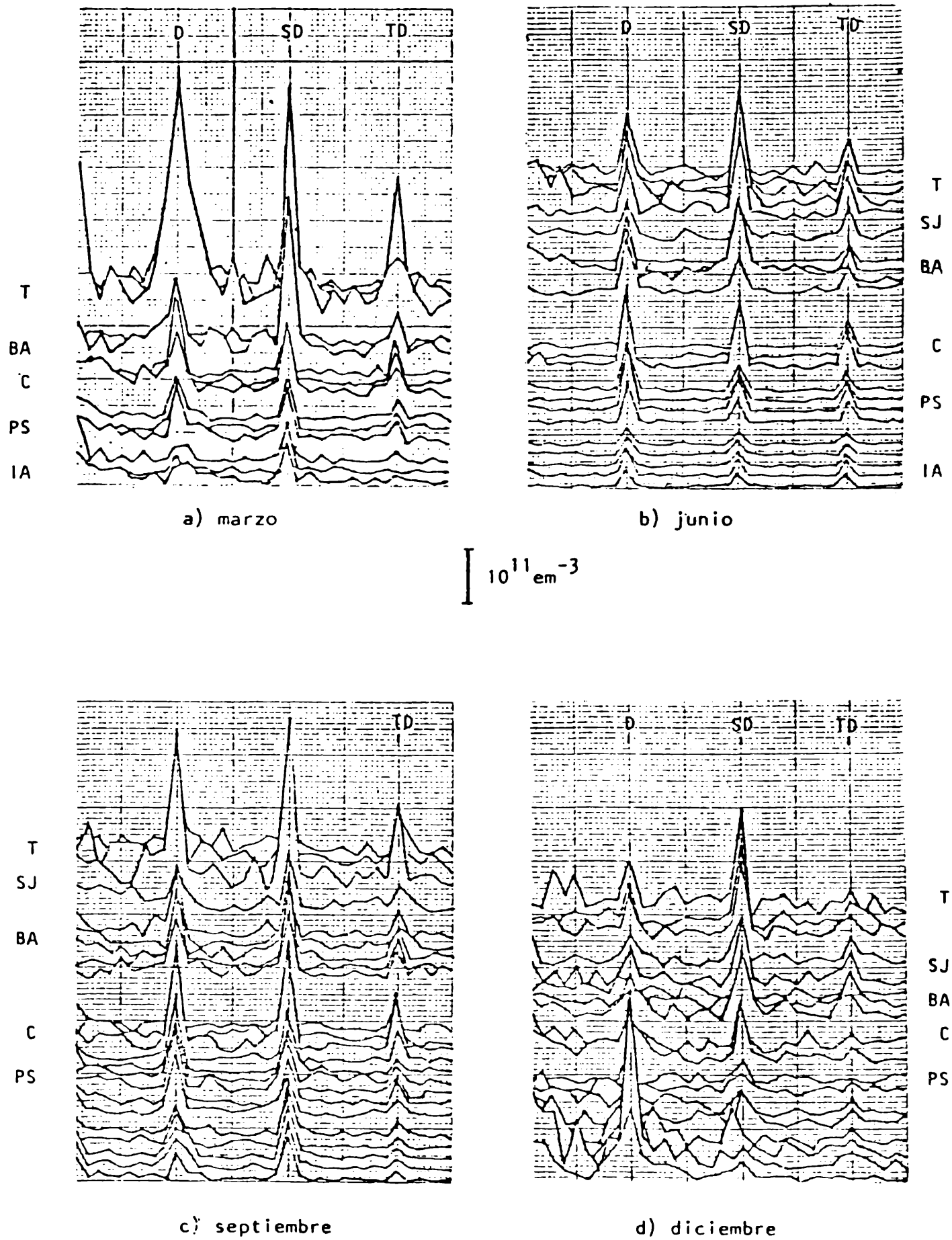


Fig.I: Espectros de la densidad electrónica modificada.

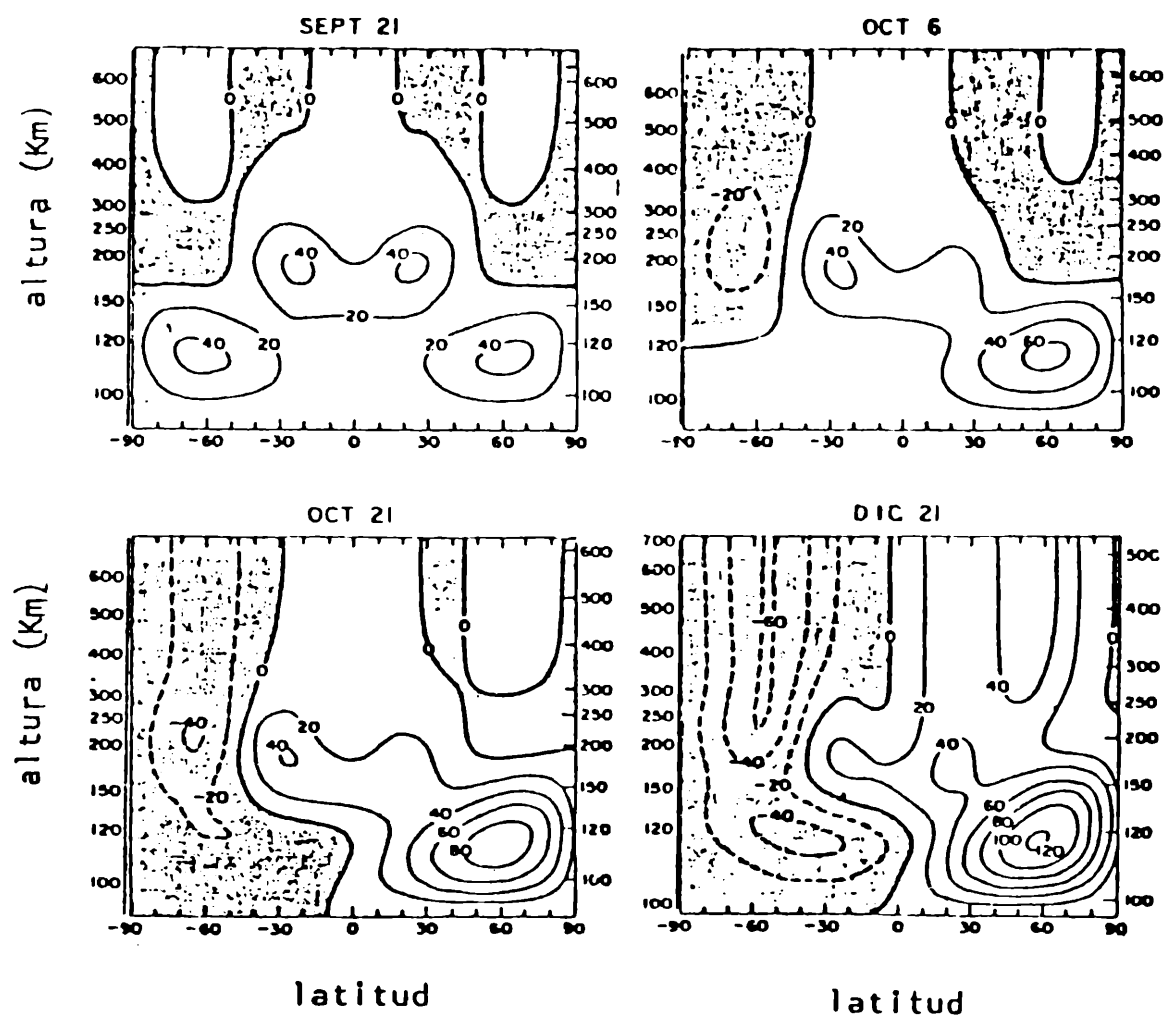
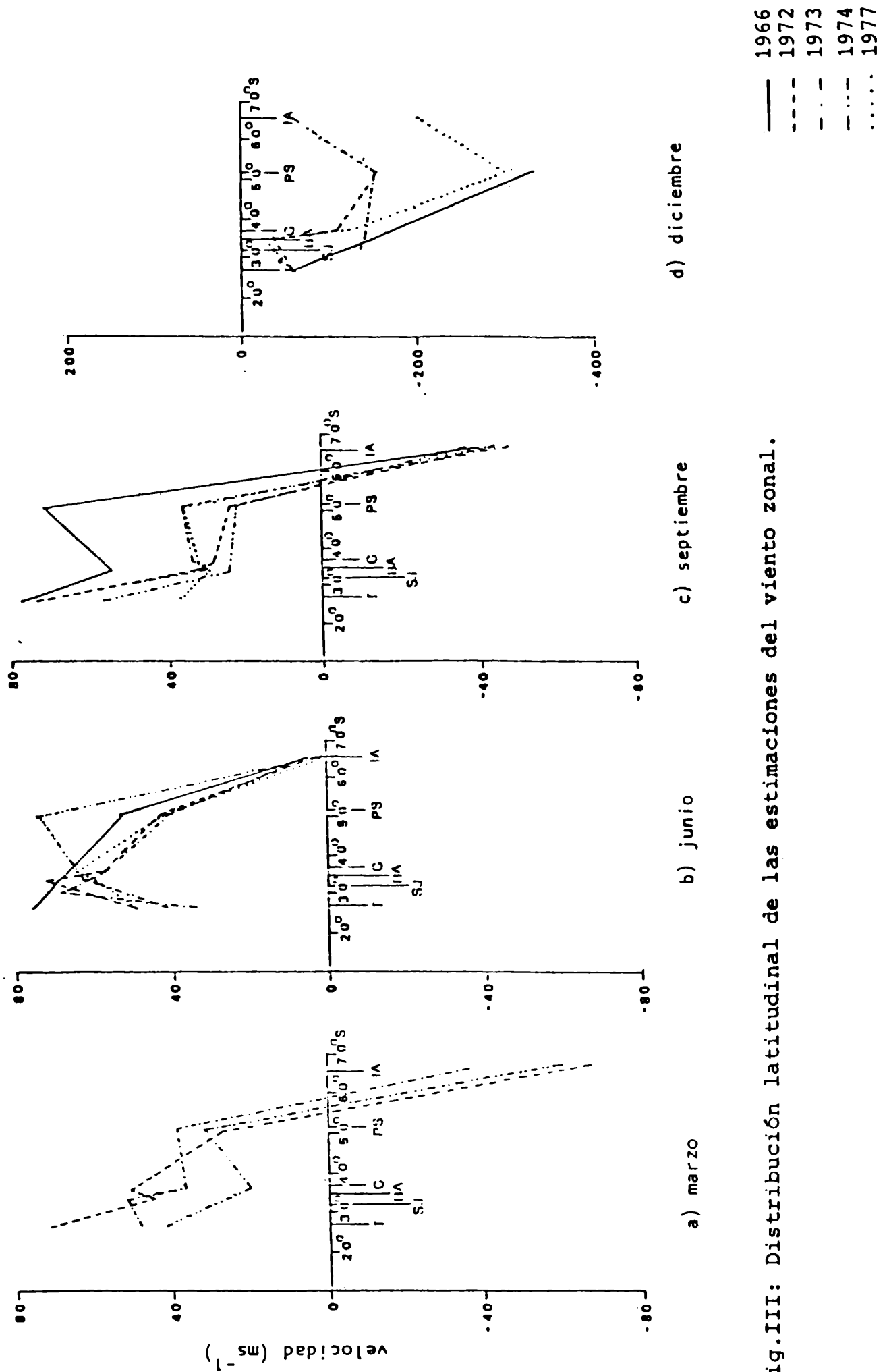


Fig.II: Evolución del viento zonal U entre el equinoccio y el solsticio según el modelo de Roble.



AMPLITUD PARA: ESTACION	MARZO					JUNIO					SEPTIEMBRE					DICIEMBRE				
	U_E ($m s^{-1}$)	σ_U ($m s^{-1}$)	U_T ($m s^{-1}$)	U_E/U_T	U_E ($m s^{-1}$)	σ_U ($m s^{-1}$)	U_T ($m s^{-1}$)	U_E/U_T	U_E ($m s^{-1}$)	σ_U ($m s^{-1}$)	U_T ($m s^{-1}$)	U_E/U_T	U_E ($m s^{-1}$)	σ_U ($m s^{-1}$)	U_T ($m s^{-1}$)	U_E/U_T	U_E ($m s^{-1}$)	σ_U ($m s^{-1}$)	U_T ($m s^{-1}$)	U_E/U_T
TUCUMAN	53.7	15.4	25.0	2.2	49.8	15.9	30.0	1.7	58.7	17.0	25.0	2.4	-71.1	35.4	-10.0	7.1				
BUENOS AIRES	47.9	5.3	20.0	2.4	66.6	5.1	45.0	1.5	34.4	11.6	20.0	1.7	-80.11	60.3	-20.0	4.0				
CONCEPCION	35.9	15.1	20.0	1.8	60.4	3.6	45.0	1.3	31.4	2.7	20.0	1.6	-106.8	9.9	-20.0	5.3				
PUERTO ARGENTINO	32.4	6.0	-5.0	-6.5	50.6	14.2	55.0	0.9	38.0	19.7	-5.0	-7.6	-235.9	116.2	-60.0	3.9				
ISLAS ARGENTINAS	-54.7	16.3	-5.0	10.9	2.8	2.2	30.0	0.1	-42.4	3.9	-5.0	8.6	-116.2	91.2	-50.0	2.3				

Tabla I: Comparación entre el viento zonal estimado U_E y el viento zonal teórico U_T (σ_U dispersión).

ESTUDIO DE LAS MAREAS SOLARES TERMOSEFERICAS EN EL HEMISFERIO SUR

PARTE I: METODOLOGIA Y MAREAS DE LA DENSIDAD ELECTRONICA

Pablo O. Canziani y Santiago Marinaro

L.I.A.R.A. - PRO.NA.RP.

Vicente López - República Argentina

RESUMEN

Se analizaron los procesos termosféricos en base a la teoría de mareas atmosféricas de J. M. Forbes. Se utilizaron datos de foF2 y h'F, en condiciones de actividad solar media, de sondeadores ionosféricos ubicados en el hemisferio sur.

Del análisis de las frecuencias de oscilación de la densidad electrónica máxima de la capa F2 se confirmó la existencia de mareas diurnas y sus subarmónicos. Por otra parte, se estudió la estructura latitudinal de las mareas diurnas y semidiurnas, así como las variaciones estacionales, tanto en amplitud como en fase. Se observó la presencia del control magnetosférico en altas latitudes en el solsticio de verano.

ABSTRACT

Thermospheric processes were analyzed according to the atmospheric tidal theory, developed by J. M. Forbes. foF2 and h'F ionosonde data, corresponding to the southern hemisphere, under medium solar activity, were used.

The existence of diurnal tides and subharmonics was confirmed, from the analysis of the oscillation frequencies of the F2 layer peak electron density. Furthermore, the latitudinal structure of the diurnal and semidiurnal tides was studied, both in amplitude and phase, as well as their seasonal variations. At high latitudes, during the summer solstice, presence of magnetospheric control was observed.

INTRODUCCION. EL MODELO TEORICO

En la última década se desarrollaron diversos modelos para describir los principales procesos atmosféricos en términos de mareas diarias y sus subarmónicos. El modelo más completo a la fecha es el de J.M.Forbes (1982a,b) basado en el modelo clásico de Chapman y Lindzen (1970).

El análisis del modelo, para la atmósfera neutra, en condiciones de actividad solar media, arroja los siguientes resultados:

a) Marea solar diurna ($n = 1$, periodo 24 hs.)

1. Por debajo de los 100 km, en bajas latitudes se destaca un crecimiento exponencial de la amplitud y progresión de fase con la altura para los vientos y la temperatura.
2. Por debajo de los 100 km, en altas latitudes no se observa prácticamente ningún crecimiento exponencial ni progresión de fase con la altura.
3. A partir de los 200 km las amplitudes y fases se acercan asintóticamente a valores constantes. Esto se debe al fenómeno de equilibrio difusivo, así como a la inexistencia de fuentes de excitación en la alta termosfera.
4. En la región de los 90-150 km, las mareas son excitadas en partes iguales por fenómenos de orden local y propagación ascendente.

b) Marea solar semidiurna ($n = 2$, periodo 12 hs.)

1. Se observa un comportamiento en altura similar al de las mareas diurnas: crecimiento exponencial y progresión de fase por debajo de los 120 km y comportamiento asintótico por encima de los 200 km.
2. En la baja termosfera, en latitudes medias y altas, las mareas de viento semidiurnas tienen por lo menos la misma amplitud que las diurnas.

3. En la alta termósfera los vientos semidiurnos tienden a tener magnitudes similares a los diurnos en bajas latitudes.

La validez del citado modelo desarrollado en base a datos obtenidos esencialmente en el hemisferio norte y extrapolados al hemisferio sur, necesita ser corroborado experimentalmente en ambos hemisferios. En el presente trabajo se procedió a un análisis experimental para latitudes medias en el hemisferio sur.

ANALISIS EXPERIMENTAL DE LAS MAREAS TERMOSEFERICAS

Los sondeadores ionosféricos forman en el hemisferio sur una red apropiadamente densa para el estudio de la alta termósfera. Se disponen de datos de $h'F$, la altura virtual de la capa F y $foF2$ la frecuencia crítica de la capa F2. A partir de $foF2$, se puede deducir la densidad electrónica N_e ($e\ m^{-3}$) según:

$$N_e = \frac{\pi m_e}{e^2} f_c^2 \quad (1)$$

donde m_e : masa del electrón
 e : carga electrónica
 f_c : frecuencia crítica en megaciclos.

Al disponer de series de datos regularmente espaciados, y cuya longitud se puede determinar según los requerimientos indicados más adelante, es posible realizar análisis espectrales de estas para obtener información sobre las frecuencias de oscilación, amplitud y fase. Se estudia entonces el comportamiento de las mareas neutras en base a mediciones del comportamiento de los electrones. En efecto, el movimiento de masa de las partículas neutras mayoritarias (viento neutro) afecta la distribución iónica, oscilando ésta con las mismas frecuencias del viento neutro (Giraldez, 1984).

Considerando el caso particular de la capa F, sea N_e la densi-

dad eléctrica perturbada a primer orden:

$$N_e(z, t) = N_{e,0}(z) + N'_e(z, t) \quad (2)$$

$N_{e,0}$: valor medio de la densidad electrónica.

N'_e : perturbación linealizable de la densidad eléctrica.

Sea \vec{v} el viento neutro perturbado.

$$\vec{v} = \vec{v}_0(z, t) + \vec{v}' \exp [i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})] \quad (3)$$

y v_i , la velocidad inducida en los iones.

$$v_i = (v \cdot \hat{e}_B) \hat{e}_B \quad (4)$$

\hat{e}_B : dirección del campo magnético terrestre de magnitud B .

La ecuación de continuidad es:

$$\frac{\partial N_e}{\partial t} + \vec{v} \cdot (N_e \vec{v}_i) = Q - L \quad (5)$$

Q : velocidad de producción de electrones

L : velocidad de pérdida de electrones.

Considerando perturbaciones a primer orden:

$$\frac{\partial N'_e}{\partial t} + \vec{v} \cdot (N_{e,0} \vec{v}'_i) + \vec{v}' \cdot (N_{e,0} \vec{v}_i) + \vec{v} \cdot (N'_e \vec{v}_{i0}) = \delta Q - \delta L \quad (6)$$

Si se tiene un medio estratificado, siendo z la altura considerada:

$$\vec{v} N_e = - \frac{\partial N_e}{\partial z} \hat{e}_z \quad (7)$$

y reemplazando v_i en términos de v , se obtiene:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N'_e}{\partial t} + \{N_{e,0}[-i(\vec{v}' \cdot \hat{e}_B) \hat{e}_B \cdot \hat{e}_z] + \frac{\partial \vec{v}'_{i,z}}{\partial z}\} + (\vec{v}' \cdot \hat{e}_B) \frac{\partial N_{e,0}}{\partial z} \hat{e}_B \cdot \hat{e}_z \\ \cdot \exp[i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})] + (\vec{v}'_0 \cdot \hat{e}_B) \frac{\partial N'_e}{\partial z} \hat{e}_B \cdot \hat{e}_z + N'_e \frac{\partial v_{i,z}}{\partial z} \\ = \delta Q - \delta L. \end{aligned} \quad (8)$$

donde $v_{i,z} : v_x \cos \theta \sin I \cos I + v_y \sin \theta \sin I \cos I$

θ : ángulo polar de B

I : dip magnético.

Por otra parte, foF2 mide la máxima densidad electrónica:

$$\frac{\partial N'_e}{\partial z} = \frac{\partial N_{e,0}}{\partial z} = 0. \quad (9)$$

Dado que v' es proporcional a $\exp(i\omega t)$ y por lo tanto armónico, entonces la perturbación de la densidad es también armónico con la misma frecuencia aunque diferente fase. δQ y δL representan fenómenos cuya escala temporal es mucho menor que la de las mareas, y como dependen en forma lineal de N_e , no afectan la frecuencia. La presencia de los vientos de fondo introduce desfasajes. Se tiene entonces que:

$$N'_e = N_{e,0} \left(v_i \cdot \vec{k} + \frac{\partial v_{i,z}}{\partial z} \right) \exp[i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})] \quad (10)$$

Esto justifica el uso de los datos de sondeadores ionosféricos para el estudio de mareas neutras. Mediante el análisis espectral de las series de foF2 y h'F, se determina la existencia de los armónicos diurnos y subarmónicos, para luego realizar un análisis en la titud de la amplitud y fase de las mareas diurnas y semidiurnas de

la densidad electrónica y del viento vertical.

Se seleccionaron los sondeadores indicados en la Tabla I. Estos forman aproximadamente una línea en el eje Norte-Sur, evitando así la inclusión de cualquier dependencia longitudinal, incluida en el modelo. Se eligieron los equinoccios y los solsticios en periodos de actividad solar media dada por el número de Wolf del Observatorio de Zurich ($40 < R < 80$). Dado que la dinámica equinoccial tiene una duración breve (aproximadamente un par de semanas antes y después del equinoccio) (Roble et al., 1977), los intervalos de muestreo se eligieron dentro de las cuatro semanas centradas en torno de los equinoccios y solsticios. Los intervalos fueron fijados en 10 días consecutivos (240 valores horarios) lo que permitía, cuando se disponía de valores diarios de R , seleccionar periodos de actividad solar relativamente estable. Cuando sólo se tenían promedios mensuales de R se tomaron los 10 días centrados en los equinoccios o solsticios (Tabla II).

Para el análisis espectral se utilizó la transformada de Fourier, ya que esta permitía elegir la longitud de las series de forma tal que las frecuencias muestreadas coincidieran con las frecuencias buscadas. Dada la longitud de las series, la frecuencia de Nyquist es de 2 horas. Periodos de este orden corresponden a ondas gravitatorias. Son fenómenos aleatorios, de corta duración (~ 3 h). Por lo tanto, no se produce "aliasing" y solo aparecen como ruido en el espectro.

MAREAS DE LA DENSIDAD ELECTRONICA EN LA CAPA F2

Análisis cualitativo de los espectros

La Fig. I muestra los espectros para la densidad electrónica. Fueron construidos con las estaciones ordenadas por latitud, de mayor a menor, graficando para cada una todos los espectros obtenidos

para el período bajo consideración.

Un rasgo destacable de las mareas de densidad electrónica es la fuerte componente diurna (D) observada en todas las estaciones y para los 4 períodos del año. La relación señal-ruido es del orden de 10 para la diurna en todas las épocas del año aunque en verano el ruido es ligeramente mayor. Esta componente alcanza valores máximos en los equinoccios, intermedios en diciembre y mínimos en junio. Se observa siempre un crecimiento en magnitud hacia el ecuador.

Para la semidiurna (SD) se observa un comportamiento similar aunque mucho más suave. La marea teridiurna (TD, período 8 h) tiende a desaparecer en altas latitudes. Se observa que en Islas Argentinas, en diciembre, la semidiurna no está bien definida.

Análisis cuantitativo de las mareas

Las densidades electrónicas medias (Fig.II) tienen valores del orden de 10^{12} e m^{-3} mientras que a 250 km la densidad neutra es del orden de 3.1×10^{15} part. m^{-3} . La estructura latitudinal es similar para los cuatro períodos bajo consideración, con valores máximos sobre Tucumán y valores mínimos sobre Islas Argentinas. Como para la componente diurna, los valores medios máximos se obtienen en los equinoccios, salvo en Malvinas e Islas Argentinas donde estos se observan en diciembre. Salvo en marzo, no se observa ningún ordenamiento según el valor de R .

La marea solar diurna

En líneas generales las mareas diurnas (Fig.III) se comportan en amplitud como las densidades medias. En el solsticio de invierno las amplitudes valen aproximadamente $3/4$ de los valores de la densidad media. La fase (indicada por la hora del máximo) se ubica

entre las 13 y las 15 hora local.

En el solsticio de verano se obtiene la mayor diferencia entre las amplitudes y la densidad media. Sobre Malvinas solo es $1/5$ del valor medio, mientras que para las demás estaciones la relación es de $1/2$ aproximadamente. La fase presenta una fuerte variación latitudinal, con unas catorce horas de diferencia entre Tucumán e Islas Argentinas. Aquí se destaca claramente la desaparición del control atmosférico y su reemplazo, en altas latitudes, por el control magnetosférico. Este último predice un máximo a las 6 UT, o sea en torno de las 2 hora local. Esto corrobora las variaciones observadas en los espectros de diciembre en altas latitudes.

Los equinoccios presentan un comportamiento similar tanto en amplitud como en fase. La amplitud es aproximadamente $2/3$ de la densidad media. El comportamiento de la fase es similar al de junio aunque retrasadas en por lo menos una hora. La estructura latitudinal es menos marcada.

La relación entre las amplitudes y el número de Wolf es el mismo que la de las densidades medias. No se observa ninguna relación para la fase.

La marea solar semidiurna

Es mucho menor que la diurna y presenta una mayor variabilidad tanto en amplitud como en fase. En términos generales presenta una tendencia decreciente de norte a sur con poca variación en amplitud entre los equinoccios y el solsticio de verano. En junio se observa una tendencia al aumento de la amplitud sobre Malvinas.

La fase de junio se ubica en el primer cuarto de ciclo. En los equinoccios y en diciembre la fase está montada sobre la medianoche (y mediodía).

En ningún caso es posible relacionar las amplitudes o las fases con la actividad solar.

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha presentado una nueva forma de utilizar los datos de sondeadores ionosféricos, que forman una amplia base de datos tanto en el orden temporal como espacial, para el estudio de la dinámica termosférica. Aquí se los utilizó para corroborar las predicciones del modelo teórico de Forbes.

En esta parte, mediante el análisis espectral de la densidad electrónica se corroboró la presencia de mareas diurnas y sus subarmónicos. Salvo en diciembre, para altas latitudes, están siempre bien definidas las mareas diurnas y semidiurnas. Los trabajos realizados muestran que:

1. La marea diurna de la densidad electrónica es muy fuerte y su amplitud se comporta en latitud como la densidad electrónica media.
2. La fase diurna presenta una fuerte variabilidad estacional. Se observa la presencia del control magnetosférico en latitudes altas en verano. Este fenómeno no ha sido incluido en el modelo teórico.
3. La componente semidiurna, con mayores dispersiones en todas las estaciones, presenta poca variabilidad estacional.
4. No fue posible observar una dependencia en R . Esto podría deberse a que existen fenómenos de mayor peso que cubren la respuesta a las fluctuaciones solares. O bien, es posible que en el rango aquí considerado para R , no se produzcan variaciones notables en la respuesta atmosférica.

BIBLIOGRAFIA

- Banks, P.M. y Kockarts, G. (1973) *Aeronomy*, Academic Press.
- Canziani, Pablo O. (1985) Tesis de Licenciatura, U.B.A.
- Forbes, J.M. (1982a) *Atmospheric Tides, 1, Model description and results for the solar diurnal component*, *J. Geophys. Res.*, 87, 5222-5240.

Forbes, J.M. (1982b) Atmospheric Tides, 2, The solar and lunar semi-diurnal components, J.Geophys.Res., 87, 5241-5252.

Giraldez, A.E. (1984) Evolución de ondas gravitatorias en las regiones E y F de la ionósfera, Geoacta, 12, 31-46.

Roble, R.G., Dickinson, R.E. y Ridley, E.C. (1977) Seasonal and solar cycle variations of the zonal mean circulation in the thermosphere, J.Geophys.Res., 82, 5493-5504.

ESTACION	LATITUD GEOGRAFICA	LONGITUD GEOGRAFICA	LATITUD GEOMAGNETICA	MERIDIANO HORARIO
TUCUMAN-T	26.90°S	64.40°O	15.42°S	60°O
SAN JUAN- SJ	31.50°S	69.90°O	20.02°S	60°O
BUENOS AIRES-BA	34.55°S	58.50°O	23.21°S	60°O
CONCEPCION-C	36.60°S	73.00°O	25.29°S	75°O
PUERTO ARGENTINO -PS	51.78°S	57.85°O	40.40°S	60°O
ISLAS ARGENTINAS -IA	65.25°S	64.25°O	53.73°S	60°O

Tabla I: Red de sondeadores ionosféricos.

AÑO	MES	INTERVALO	R	σ_n
1966	6	17 - 26	45	—
1966	9	17 - 26	63	—
1966	12	17 - 26	73	—
1972	3	1 - 9	80	9.21
1972	6	16 - 25	64	6.21
1972	9	16 - 25	50	12.33
1972	12	14 - 23	58	11.84
1973	3	8 - 17	71	9.87
1973	6	17 - 26	40	—
1973	9	21 - 30	68	15.58
1973	12	17 - 26	57	15-69
1974	3	27 - 25	44	—
1974	6	6 - 15	56	13.95
1974	9	11 - 20	69	15.26
1977	6	21 - 30	56	15.92
1977	9	16 - 25	52	7.1
1977	12	7 - 16	50	14.73

Tabla II: Períodos de muestreo.

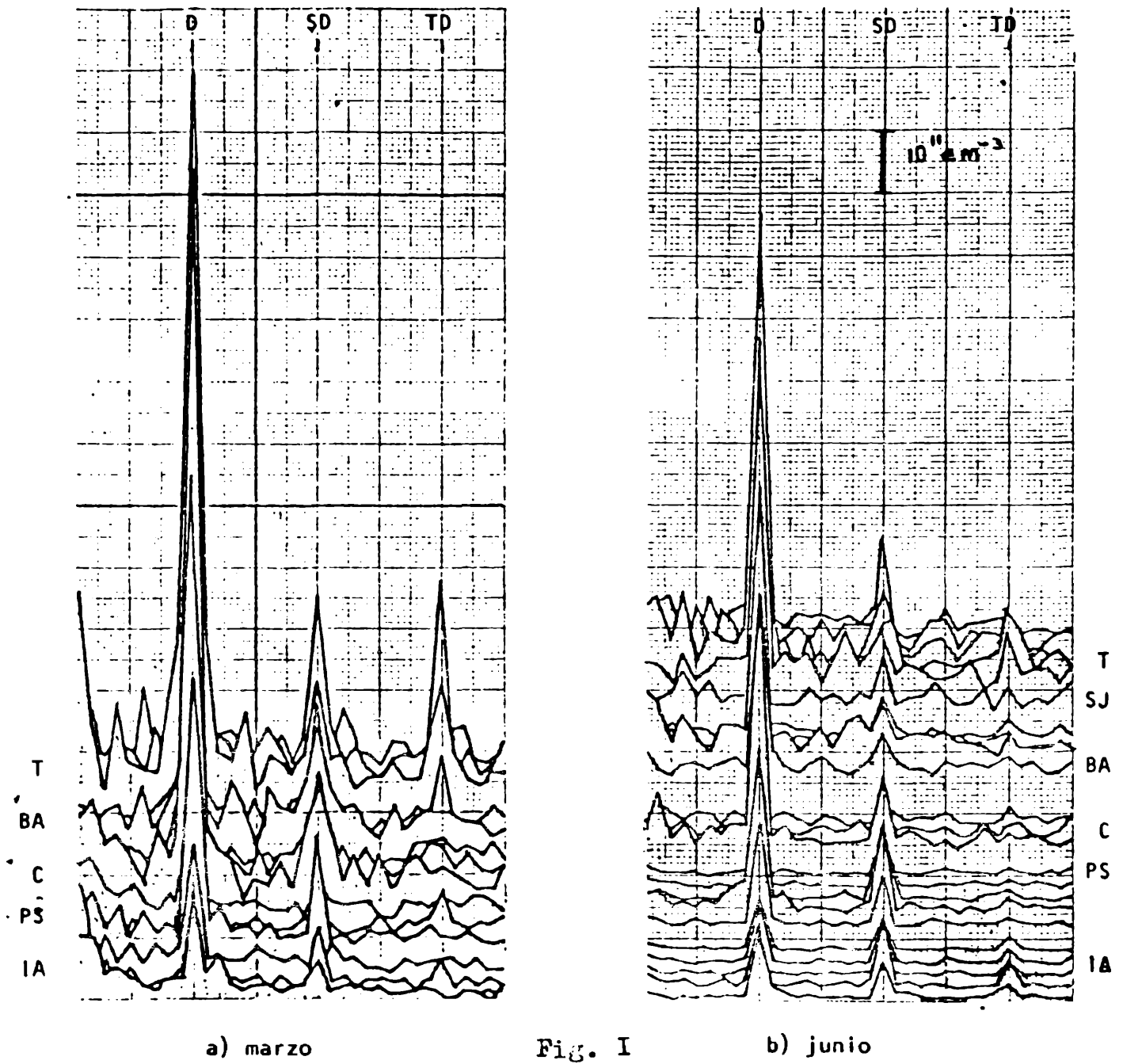
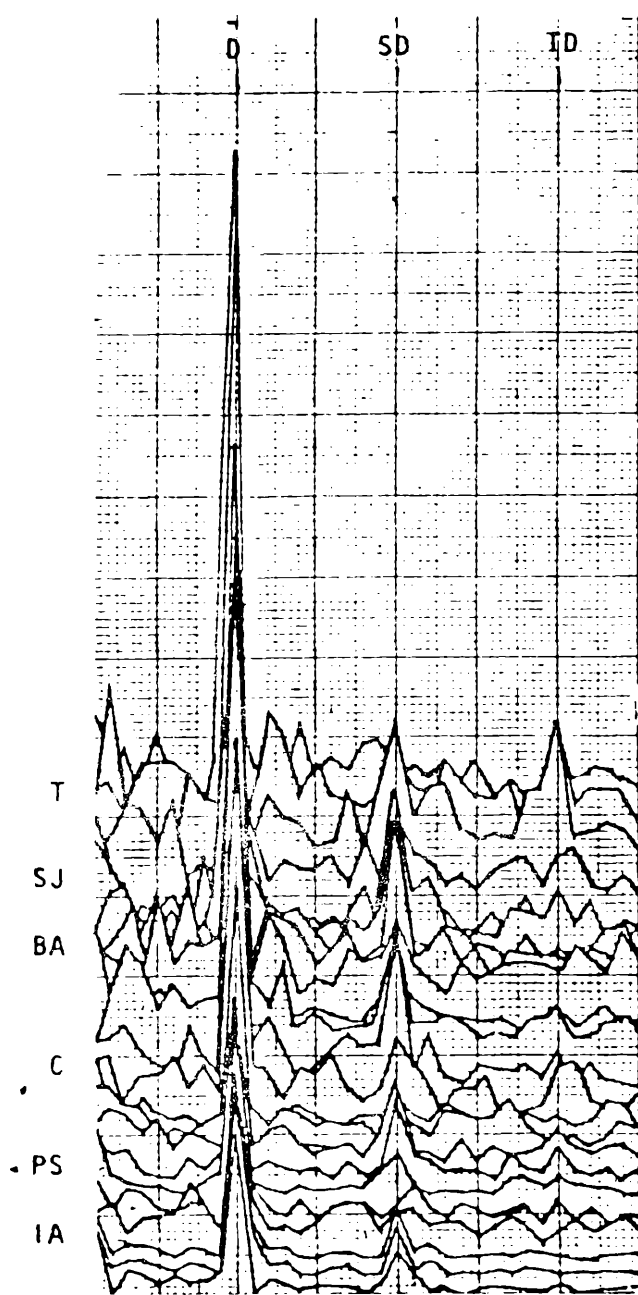
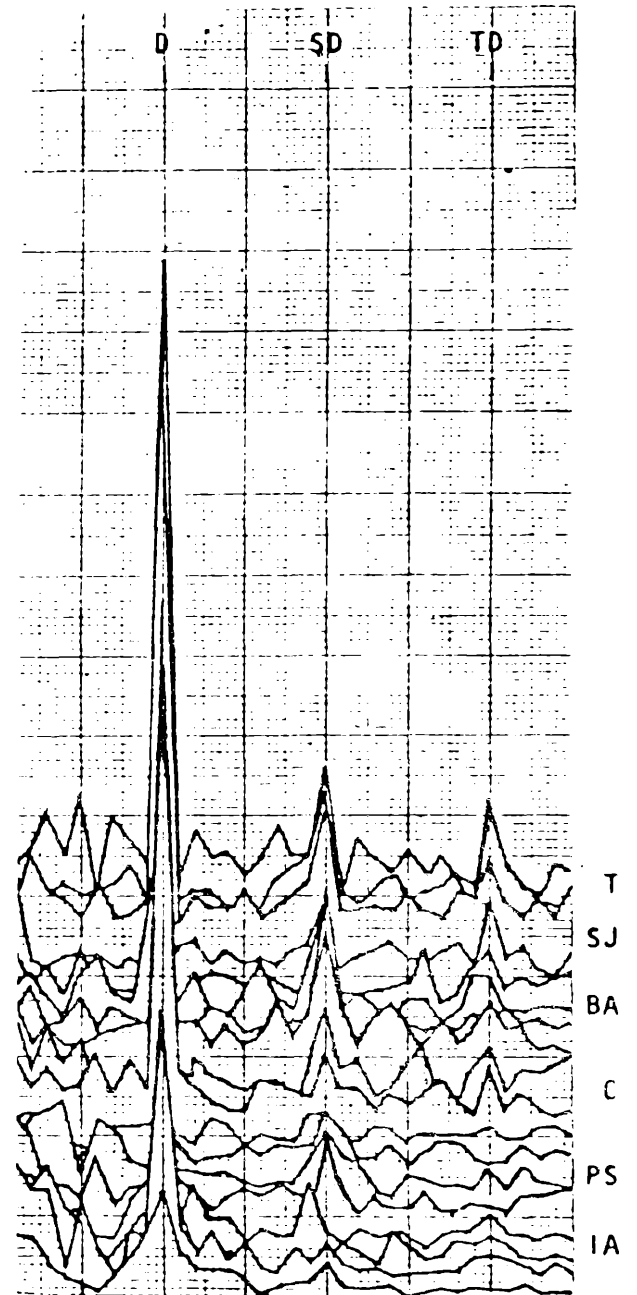


Fig. I y Ia.: Espectros de la densidad electrónica total. (Para cada estación se presentan juntos los espectros de distintos años para el período bajo consideración.)

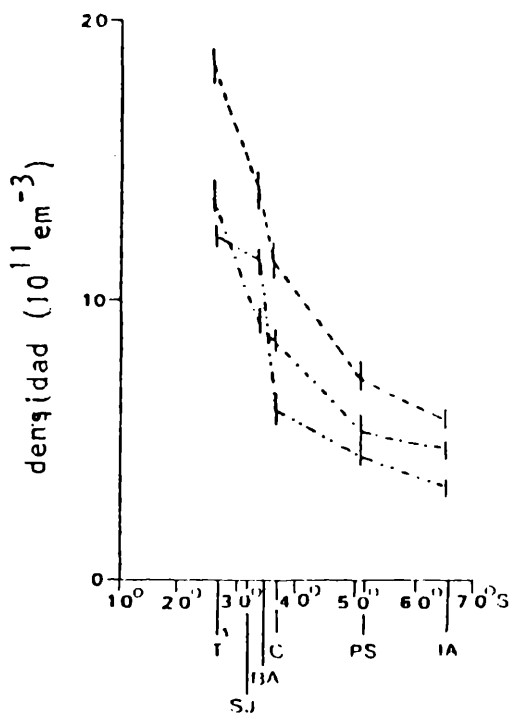


a) septiembre



b) diciembre

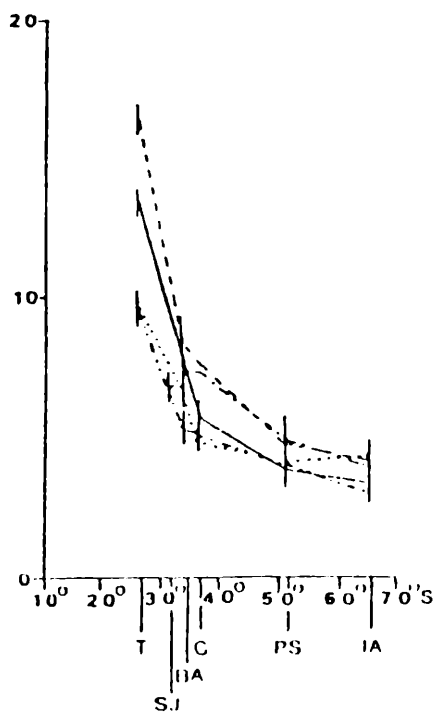
Fig. 1a



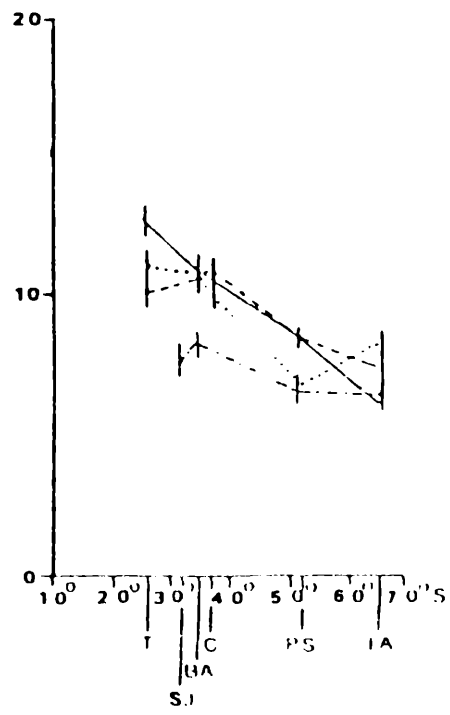
a) marzo



b) Junio

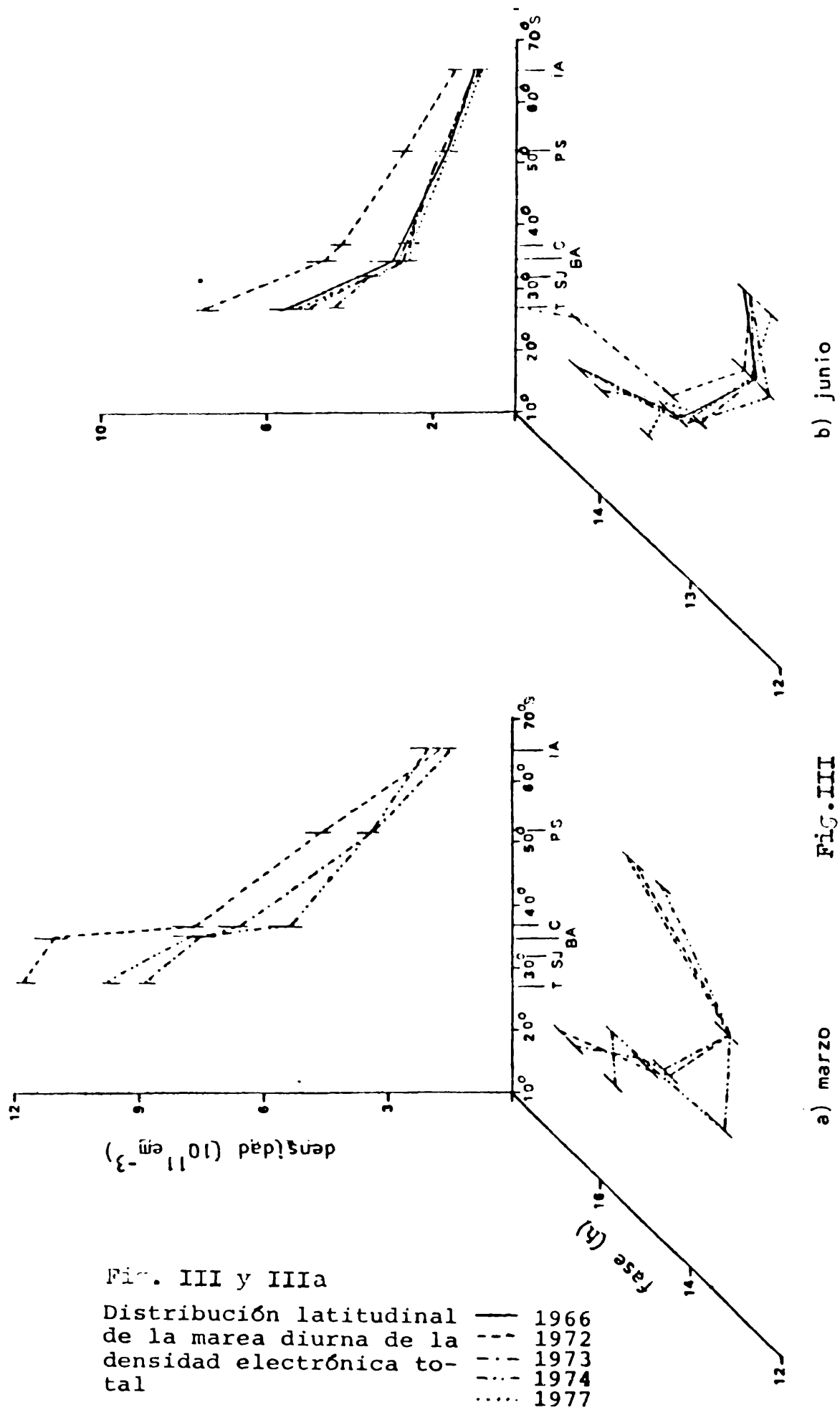


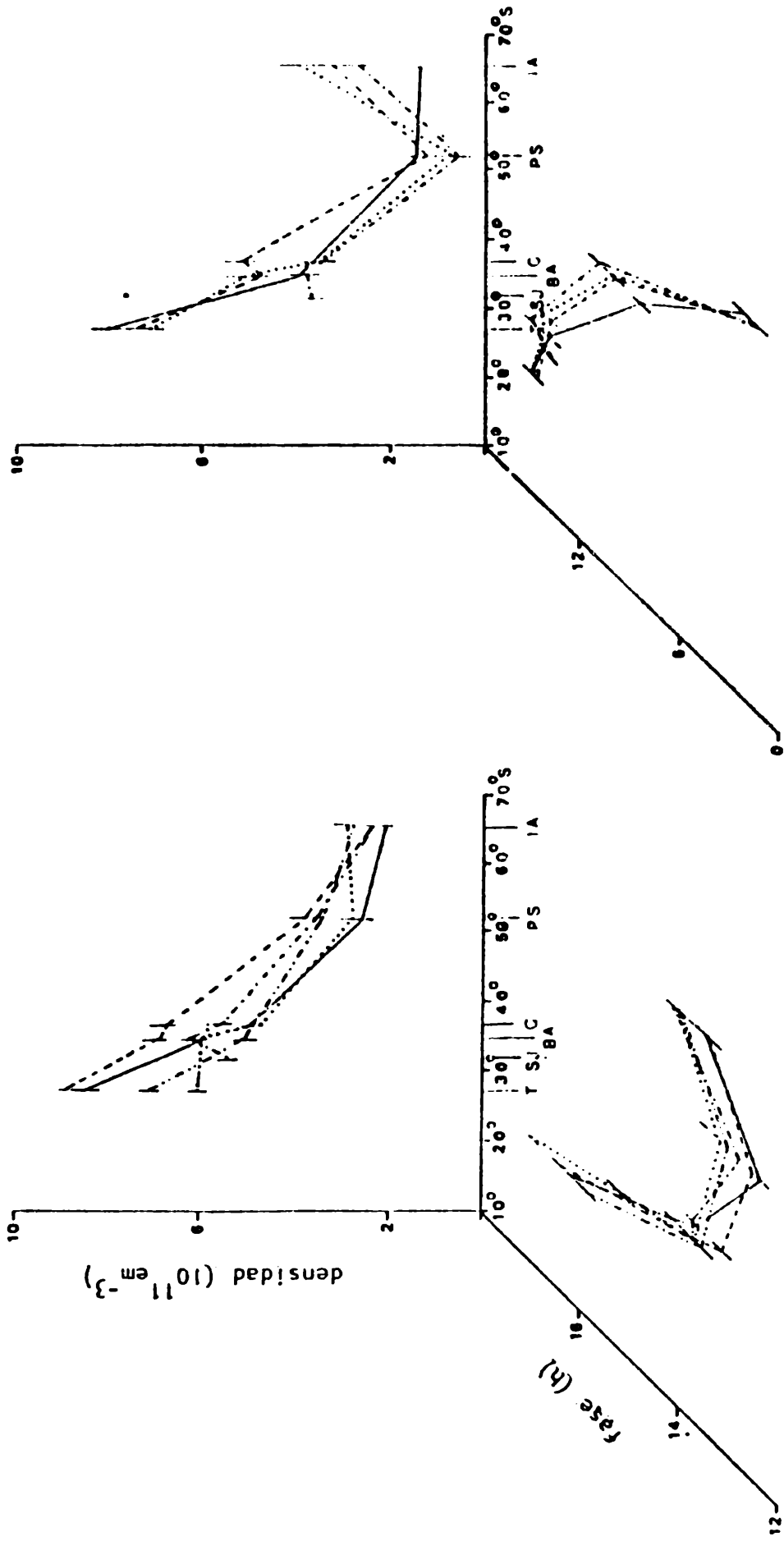
c) septiembre



d) diciembre

Fig.II: Distribución latitudinal de la densidad electrónica media.





b) diciembre

Fig. IIIa

a) septiembre

ESTUDIO DE LAS MAREAS SOLARES TERMOSEFERICAS EN EL HEMISFERIO SUR

PARTE II: MAREAS DEL VIENTO VERTICAL

Pablo O. Canziani y Santiago Marinaro

L.I.A.R.A. - PRO.NA.RP.

Vicente López - República Argentina

RESUMEN

Se utilizaron los datos horarios de h'F para estimar las mareas del viento vertical. Se justificó la utilización de la altura de la capa F y sus desplazamientos para obtener el viento vertical.

El análisis latitudinal y estacional de las mareas y su comparación con las mareas simuladas con el modelo de Forbes, indican que este último es apto en latitudes medias, requiriendo sólo ajustes. Se observaron mayores discrepancias en altas latitudes. El modelo de Forbes es aceptable desde el punto de vista cualitativo y semi-cuantitativo.

ABSTRACT

h'F hourly data were used to estimate the vertical wind tides. The use of F layer height and its fluctuations to obtain the vertical wind was justified.

The latitudinal and seasonal analysis of the tides and their comparison with those simulated by the Forbes model, point out that it is an apt description at mid-latitudes, requiring only some fitting. Greater discrepancies were observed at higher latitudes. The Forbes model is valid from a qualitative and semi-quantitative point of view.

INTRODUCCION

Según la breve reseña teórica presentada en la parte I la dinámica atmosférica puede describirse en términos de fluctuaciones periódicas de tipo diario y sus subarmónicos, modulados estacionalmente y por el ciclo solar. El análisis espectral de la densidad electrónica confirmó la presencia de dichos armónicos.

Habiendo confirmado la existencia de dichas mareas, se procedió a estimar las mareas solares del viento vertical, en condiciones de actividad solar media, utilizando los datos $h'F$, correspondientes a la altura virtual de la capa F , para los mismos períodos de muestreo de la parte I. Estos valores representan una cota superior para el viento ya que los $h'F$ son ligeramente mayores que la altura real en ciertos períodos del día. Por otra parte, la altura de la capa varía latitudinalmente, pero al encontrarse siempre dentro de la región de equilibrio difusivo, donde el modelo se comporta en forma asintóticamente constante, es posible, dentro de los márgenes del error experimental, comparar los valores de viento vertical para las distintas estaciones.

DETERMINACION DEL VIENTO VERTICAL: VALIDEZ DE LOS RESULTADOS

El espectro de $h'F$ indica las oscilaciones en altura. Para determinar el viento vertical se consideró que si la altura z respecto de la superficie de la capa está dada por:

$$z = \text{Re} \left[\sum_{n=0}^{\infty} z_n \exp [in(\omega t + \rho_n)] \right] \quad (1)$$

entonces derivando respecto al tiempo, la velocidad vertical w' será:

$$w' = \text{Re} \left[\sum_{n=1}^{\infty} in \omega z_n \exp [in(\omega t + \rho_n)] \right] \quad (2)$$

Ahora bien, el w' calculado corresponde a la velocidad de desplazamiento vertical de los electrones. El modelo de Forbes corresponde a mareas neutras y podría ocurrir que el desplazamiento de las partículas cargadas difiera del de las neutras. Sin embargo se observa experimentalmente que:

$$V_z \ll U \quad (3)$$

donde:

V_z : velocidad de deriva vertical de los electrones

U: viento zonal neutro.

Por lo tanto, independientemente de la existencia o no de campos eléctricos en la alta atmósfera, trabajando en condiciones magnéticamente no perturbadas, se cumple la condición (3). Luego la velocidad de deriva vertical es despreciable frente al movimiento neutro de la termósfera. Por lo tanto, la utilización de los datos de $h'F$ es válida para la estimación de mareas del viento vertical.

MAREAS DEL VIENTO VERTICAL EN LA CAPA F

Análisis cualitativo de los espectros

La Fig.I (construida con la Fig.I de la parte I) muestra los espectros para el w' . Se observa en la mayoría de los casos una marea diurna, con una relación señal-ruido del orden de 8-10. No se observan desplazamientos en frecuencia y muy poco ruido en frecuencias menores. En el mes de diciembre se observa un incremento importante en el ruido, llegando sobre Islas Argentinas a una relación de 2.4. El ruido se incrementa con el aumento de la frecuencia y disminución de la latitud.

La componente semidiurna muestra un comportamiento más variable, particularmente en el solsticio de verano, con importantes variacio-

nes en amplitud y pequeños corrimientos en frecuencia. Estas variaciones se observan particularmente en diciembre para todas las latitudes.

La teridiurna presenta una aún mayor variabilidad con una relación señal-ruido de 2-2.5 y presencia de picos del mismo orden de magnitud en frecuencias cercanas, indicando el esperable aumento de potencial espectral en el rango acústico-gravitatorio. Se observa, por otra parte, que en bajas latitudes la teridiurna alcanza valores mayores que la semidiurna.

Los espectros más definidos se obtienen en junio mientras que en diciembre la única frecuencia que presenta un comportamiento estable es la diurna, particularmente sobre Malvinas e Islas Argentinas. Estas irregularidades apoyan la tesis del control magnetosférico en la zona antártica en verano.

Análisis cuantitativo de las mareas

Dado que para todas las estaciones la capa F se encuentra dentro de la región del equilibrio difusivo, o sea donde el modelo se comporta en forma asintóticamente constante, fue posible comparar las mediciones de los diversos sondeadores sin incurrir en errores. Por otra parte, estas mediciones fueron comparadas con las mareas predichas por el modelo a los 240 km (altura media de la capa) (Forbes et al., 1982).

La marea solar diurna

El comportamiento de la marea diurna, a 240 km, tal como lo presenta el modelo de Forbes, está graficado en la Fig.IIa. Se postula para los equinoccios un comportamiento simétrico respecto del ecuador, o, lo que es lo mismo, invarianza entre los equinoccios de primavera y otoño. Las amplitudes decrecen hacia los polos, con un aumento lento de la fase desde el ecuador (10.7 h: hora del máximo)

nas. Estas irregularidades apoyan la tesis del control magnetosférico en la zona antártica en verano.

Análisis cuantitativo de las mareas

Dado que para todas las estaciones la capa F se encuentra dentro de la región del equilibrio difusivo, o sea donde el modelo se comporta en forma asintóticamente constante, fue posible comparar las mediciones de los diversos sondeadores sin incurrir en errores. Por otra parte, estas mediciones fueron comparadas con las mareas predichas por el modelo a los 240 km (altura media de la capa) (Forbes et al., 1982).

La marea solar diurna

El comportamiento de la marea diurna, a 240 km, tal como lo presenta el modelo de Forbes, está graficado en la Fig.IIa. Se postula para los equinoccios un comportamiento simétrico respecto del ecuador, o, lo que es lo mismo, invarianza entre los equinoccios de primavera y otoño. Las amplitudes decrecen hacia los polos, con un aumento lento de la fase desde el ecuador (10.7 h: hora del máximo) hacia los 30°-40° (11.3 h). Para el solsticio de diciembre se proponen vientos cuya amplitud decrece ligeramente hasta los 50° en el hemisferio sur (verano). En el hemisferio norte (invierno), los vientos decrecen más rápidamente con un repunte a partir de los 66°. En el verano la fase teórica es muy estable con valores entre las 11 y 12 horas. En el invierno se observa, a partir de los 30° una rápida disminución en la fase hasta llegar a 1.8 horas en los 72°.

La Fig.III presenta los resultados experimentales. La tabla I compara los valores teóricos (w_T') con los valores medios experimentales (w_E' , dispersión σ_w). En junio se observa experimentalmente un fuerte incremento del viento a medida que crece la latitud—0—

hacia los 30° - 40° (11.3 h). Para el solsticio de diciembre se proponen vientos cuya amplitud decrece ligeramente hasta los 50° en el hemisferio sur (verano). En el hemisferio norte (invierno), los vientos decrecen más rápidamente con un repunte a partir de los 66° . En el verano la fase teórica es muy estable con valores entre las 11 y 12 horas. En el invierno se observa, a partir de los 30° una rápida disminución en la fase hasta llegar a 1.8 horas en los 72° .

La Fig. III presenta los resultados experimentales. La tabla compara los valores teóricos (w_T^i) con los valores medios experimentales (w_E^i , dispersión σ_w). En junio se observa experimentalmente un fuerte incremento del viento a medida que crece la latitud mientras que la amplitud teórica decrece salvo en las altas latitudes. La fase disminuye con el incremento de la latitud mucho más lentamente que la teórica.

Para el solsticio de verano se observa la disminución de la amplitud para latitudes crecientes, siempre siendo la experimental aproximadamente el doble de la teórica. La fase crece con la latitud, estando adelantada en unas 6 h. respecto de la fase teórica.

En marzo y septiembre se obtienen, sobre Tucumán amplitudes milares a las propuestas por el modelo, pero estas crecen rápidamente con la latitud y a partir de los 35° se observa una estabilización para estas. La fase es menor que la del modelo, creciendo con la latitud, y muestra una gran variabilidad sobre Tucumán. En septiembre estas variaciones son más suaves indicando un posible arrastre estacional del comportamiento invernal. Un efecto de arrastre es también observable en marzo respecto del solsticio de verano.

No se observa relación alguna entre el número de Wolf, R , y la amplitud o la fase de la marea.

La marea solar semidiurna

La Fig.IIb presenta las curvas para la marea semidiurna a 240 km según el modelo. Se observan variaciones en latitud mucho más marcadas que para la marea diurna, así como mayores diferencias estacionales. Las mareas semidiurnas son más fuertes en el hemisferio invernal y decrecen en el hemisferio de verano. En los equinoccios se observan máximos secundarios en los 54° . La fase varía en torno del mediodía (o medianoche) estando más adelantada en el ecuador y atrasándose hacia los polos.

La Fig.IV presenta los resultados experimentales, y la tabla II su comparación con los valores teóricos. En junio se encontraron amplitudes aproximadamente el doble de las teóricas. El máximo teórico de los 48° se encuentra desplazado hacia los 35° , salvo para 1972. La fase decrece en lugar de aumentar con la latitud. Se observa un importante corrimiento respecto de la teoría.

Como se observaba en los espectros, la variabilidad en diciembre, tanto en amplitud como en fase, es importante. De todos modos se observa un comportamiento decreciente en latitud, aunque difiriendo en casi un orden de magnitud en altas latitudes.

En los equinoccios se ve claramente el máximo secundario de la amplitud, mayor que el teórico. No se observa el repunte de la amplitud hacia el ecuador a partir de los $35-40^\circ$, propuestos por la teoría. Se nota el efecto de arrastre estacional, particularmente sobre Islas Argentinas.

En lo referente a la fase, la de junio es la que más se diferencia de la teórica, adelantándose en latitud, sin presentar inversión de fase. La fase en diciembre tiene un comportamiento próximo al teórico aunque corrido en medio ciclo. La estructura latitudinal experimental de los equinoccios se aproxima bien a la teórica, con variaciones más marcadas y la inversión ligeramente desplazada a los $35-40^\circ$.

Las variaciones estacionales no son tan marcadas como en la teoría. Tampoco es posible determinar un comportamiento en función de los valores de R aquí considerados.

CONCLUSIONES

Del análisis que se acaba de realizar, se puede concluir que:

- i) Las amplitudes experimentales son siempre mayores que las teóricas. Sin embargo, el uso hecho del modelo de Forbes en este trabajo muestra que los resultados logrados por él proveen una buena aproximación, en relación a modelos anteriores. Era común obtener diferencias de por lo menos un orden de magnitud.
- ii) Las fases experimentales presentan comportamientos bastante distintos respecto de los teóricos, con corrimientos de medio ciclo o más. Estos corrimientos podrían ser debidos a la existencia de vientos de fondo que modifican la fase considerablemente. Otra causa podría ser la utilización de los $h'F$ que se ven influenciados por el plasma ionosférico de las capas inferiores.
- iii) En algunos casos se observaron comportamientos en latitud distintos, con crecimiento de la amplitud en lugar de decrecimientos. Las mareas semidiurnas, si bien presentaron mayor variabilidad, se aproximan más a las predicciones teóricas.
- iv) En altas latitudes las mareas no son adecuadamente descritas por el modelo postulado, puesto que durante el verano en estas se puede notar el control magnetosférico de la termosfera.

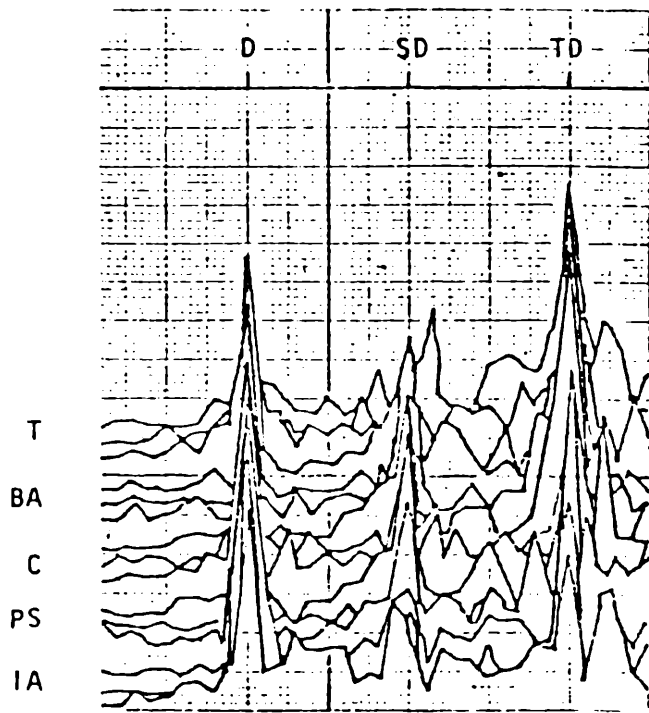
Lo expuesto muestra que la aplicación del modelo de Forbes, en la región termosférica requiere ser ajustado principalmente en latitudes altas y ser afinado en latitudes medias y bajas. De todos modos, es aceptable desde el punto de vista cualitativo y semicuantitativo.

Agradecimientos

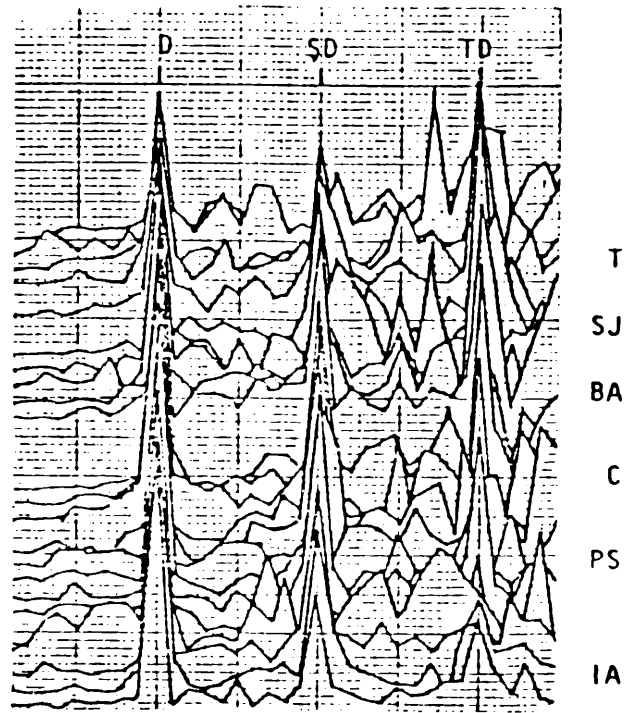
Los autores agradecen el paciente asesoramiento del Dr. Giraldez en la realización del presente trabajo y la colaboración de la Srta. Mercedes Alsó en la realización de los espectros gráficos.

BIBLIOGRAFIA

- Canziani, Pablo O. (1985) Tesis de Licenciatura, U.B.A.
- Forbes, J.M. (1982a) Atmospheric Tides, 1, Model description and results for the solar diurnal component, J.Geophys.Res., 87, 5222-5240.
- Forbes, J.M. (1982b) Atmospheric Tides, 2, The solar and lunar semi-diurnal components, J.Geophys.Res., 87, 5241-5252.
- Forbes, J.M. y Gillette, D.F. (1982) A compendium of Theoretical Atmospheric Tidal Structures, Part I: Model Description Due to Realistic Thermal and Gravitational Excitation, Environmental Research Papers Na 780 (1), USAF.
- Forbes, J.M. (1982b) Atmospheric Tides, 2, The solar and lunar semi-diurnal components, J.Geophys.Res., 87, 5241-5252.
- Forbes, J.M. y Gillette, D.F. (1982) A compendium of Theoretical Atmospheric Tidal Structures, Part I: Model Description Due to Realistic Thermal and Gravitational Excitation, Environmental Research Papers Na 780 (1), USAF.

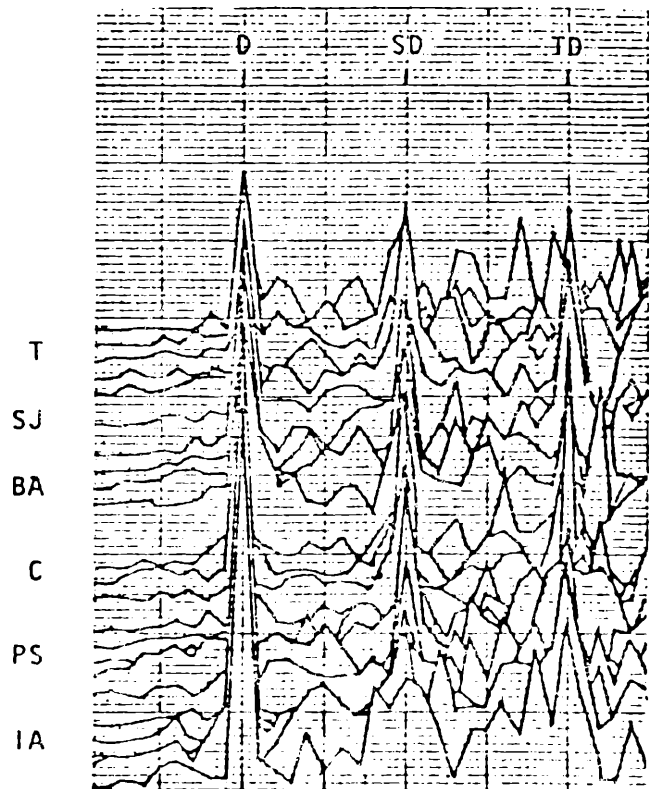


a) marzo

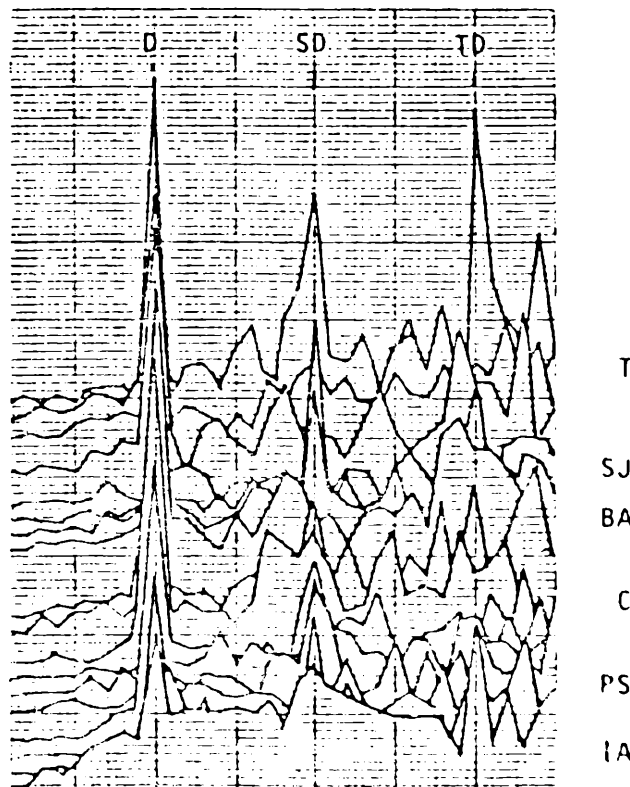


b) junio

I 1 ms⁻¹

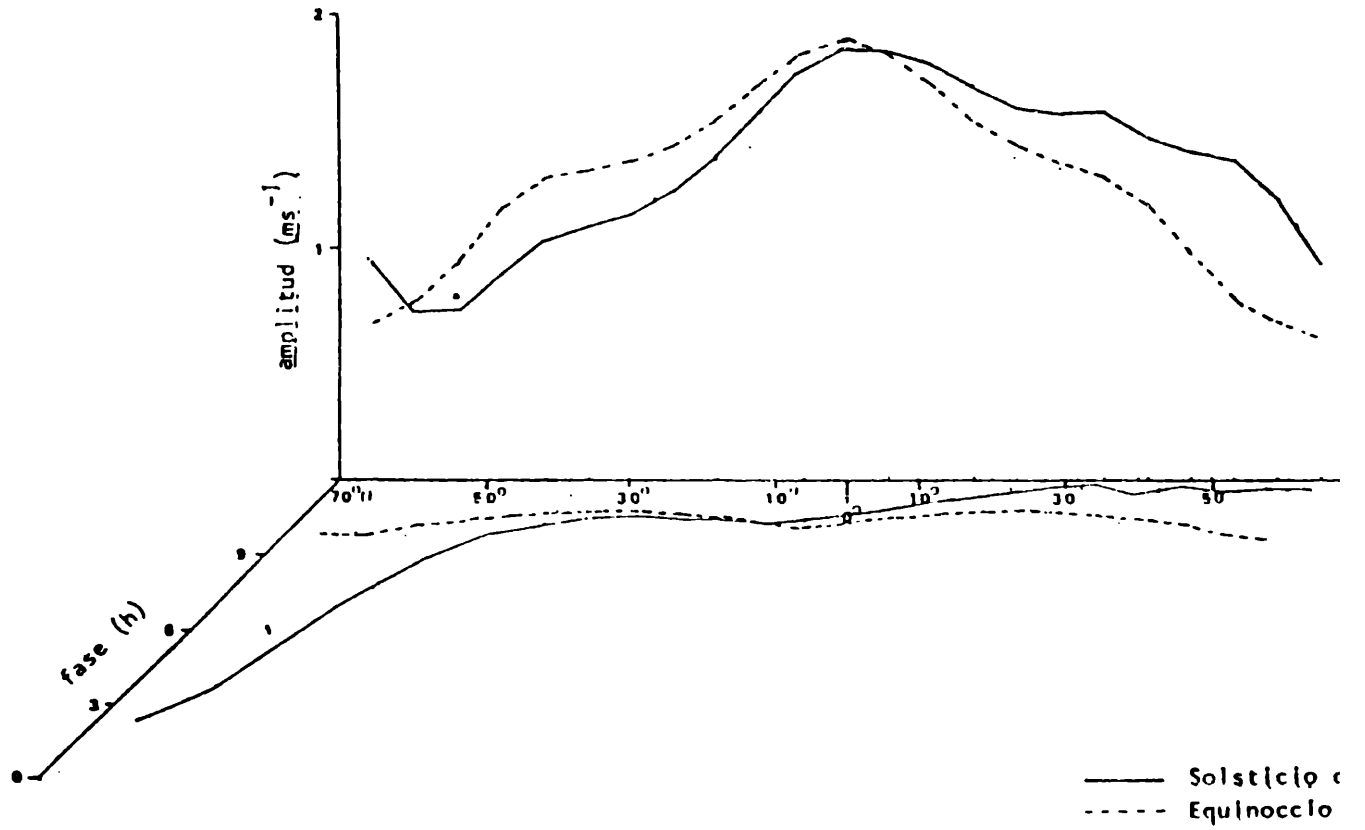


c) septiembre

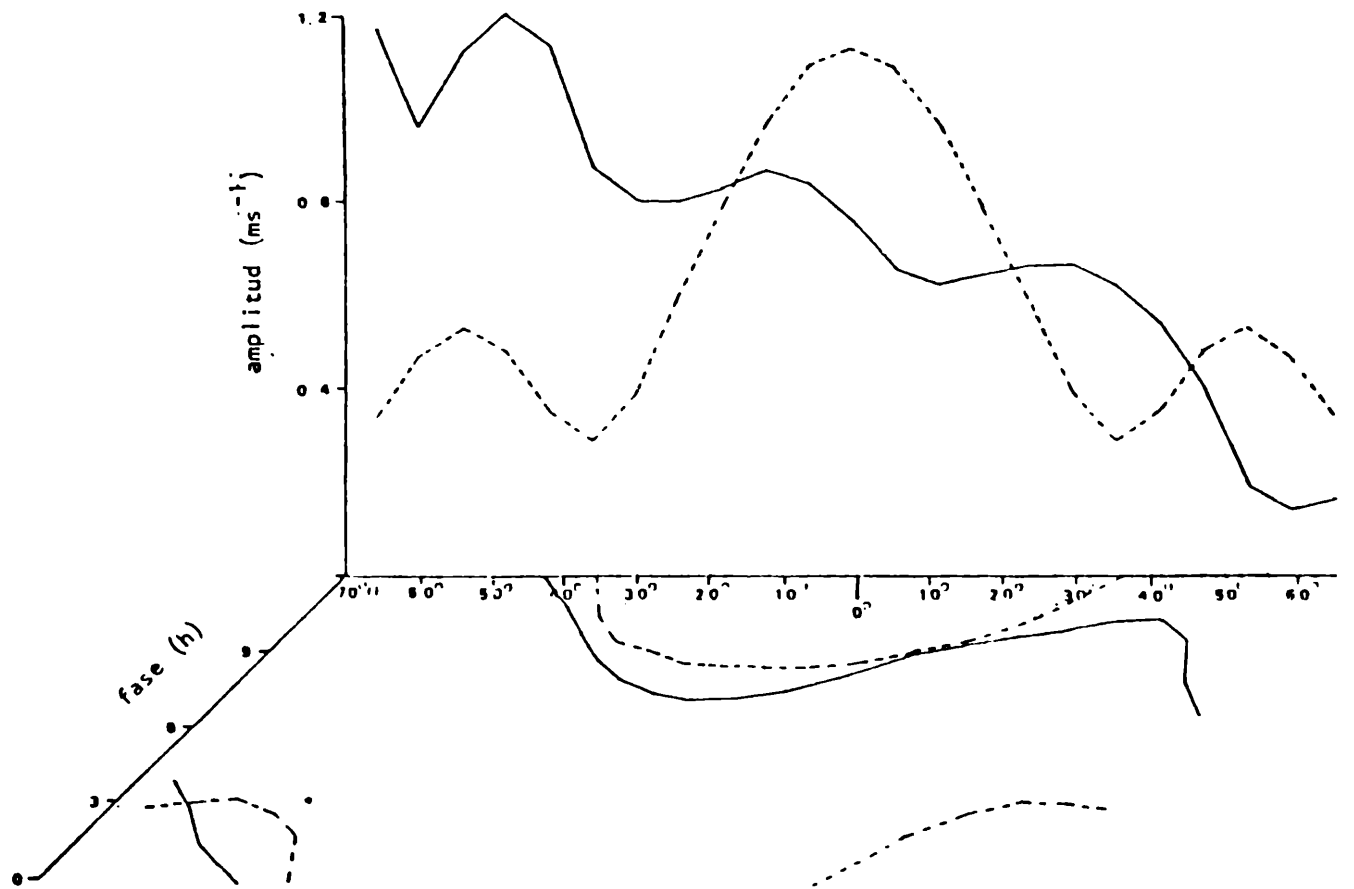


d) diciembre

Fig.I: Espectros del viento vertical w'



a) Marea diurna.



b) Marea semidiurna.

Fig.II: Mareas del viento vertical a 240 km según el modelo Forbes.

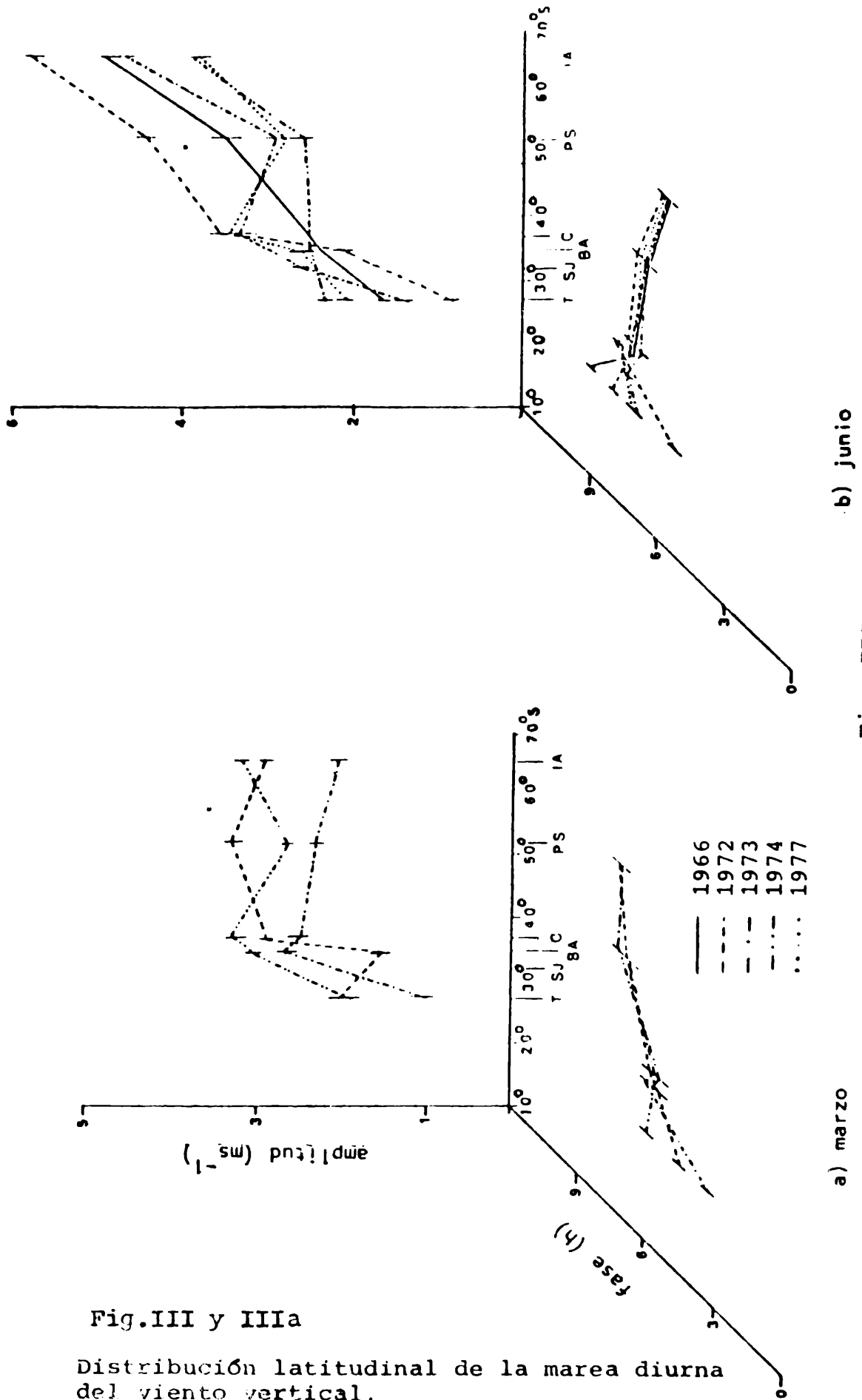
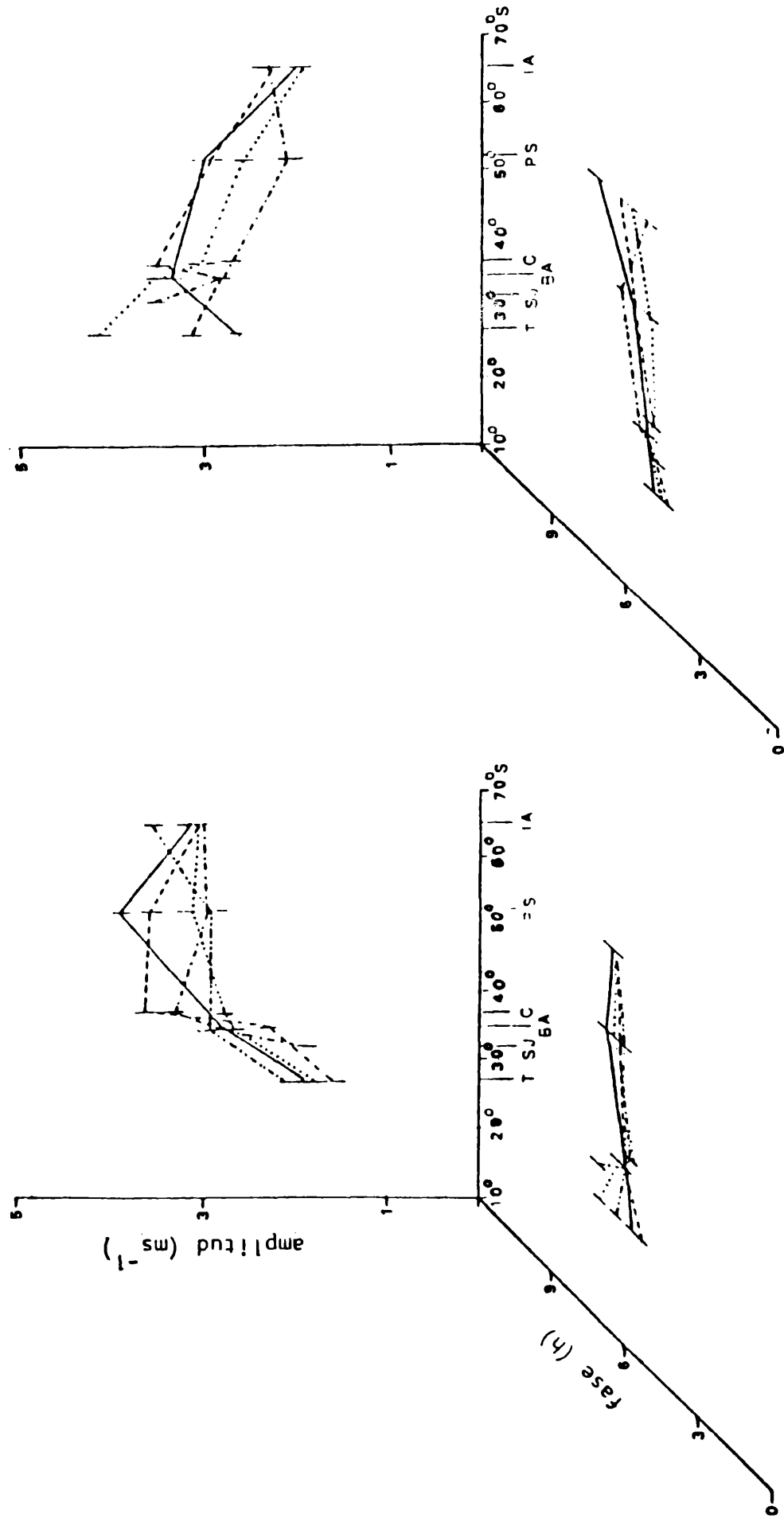


Fig. III

Fig. III y IIIa

Distribución latitudinal de la marea diurna del viento vertical.



b) diciembre

Fig. III.3

a) septiembre

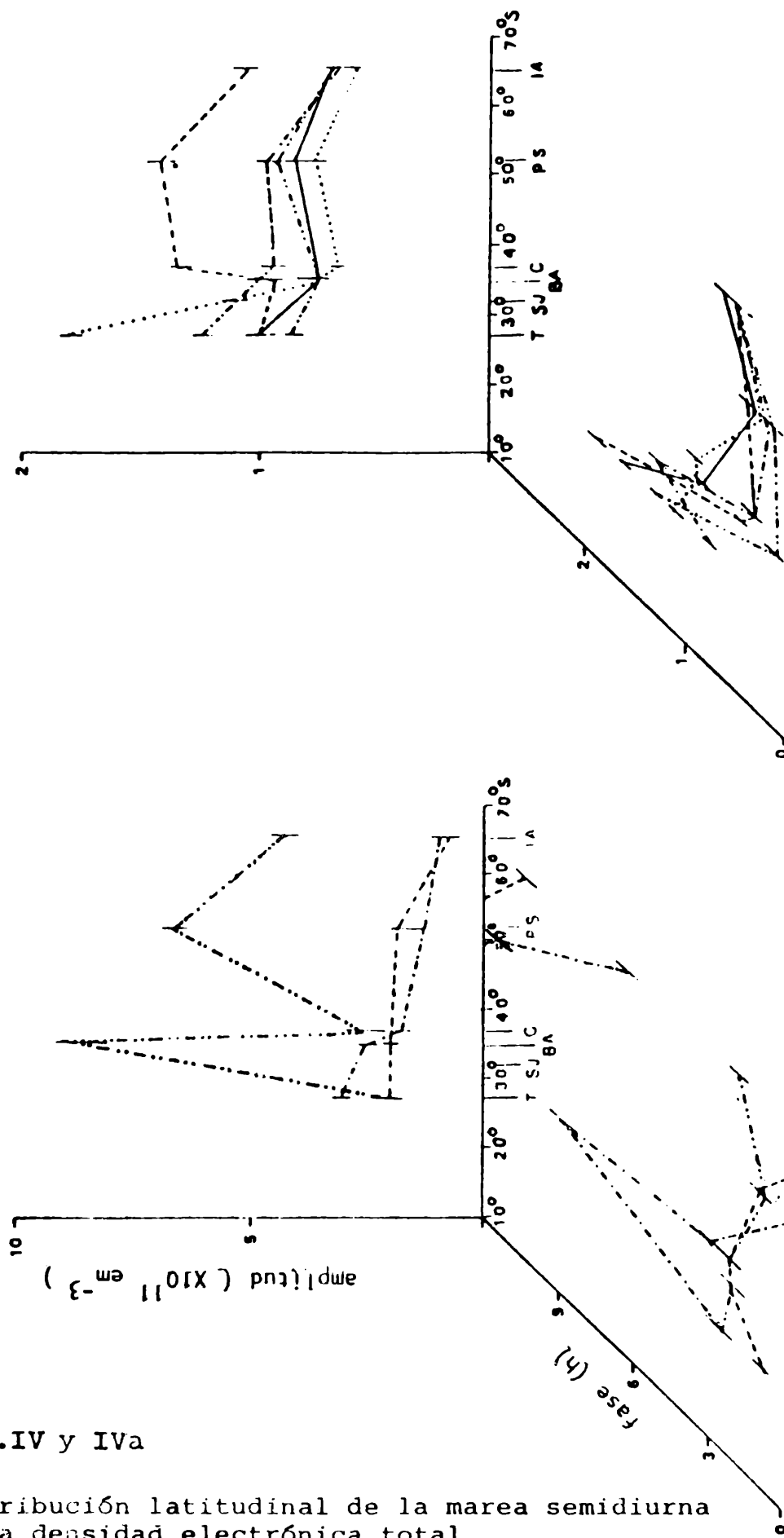


Fig. IV

Fig.IV y IVa

Distribución latitudinal de la marea semidiurna de la densidad electrónica total

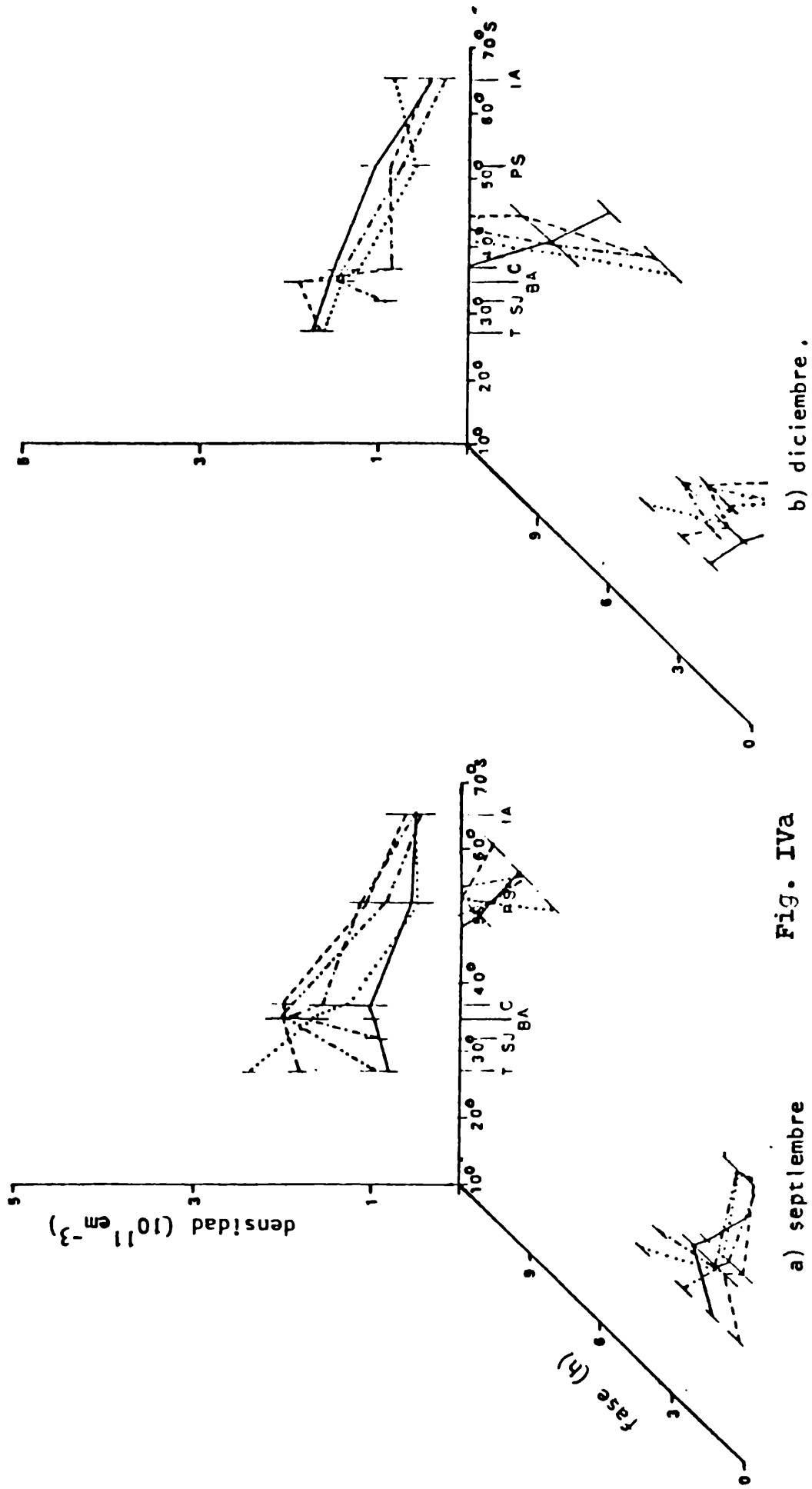


Fig. IVa

AMPLITUD PARA:	M A R Z O			J U N I O			S E P T I E M B R E			D I C I E M B R E		
	w'_E (ms ⁻¹)	w'_T (ms ⁻¹)	w'_E/w'_T	w'_E (ms ⁻¹)	w'_T (ms ⁻¹)	w'_E/w'_T	w'_E (ms ⁻¹)	w'_T (ms ⁻¹)	w'_E/w'_T	w'_E (ms ⁻¹)	w'_T (ms ⁻¹)	w'_E/w'_T
ESTACION												
TUCUMAN	1.60 0.55	1.45	1.1	1.62 0.60	1.24	1.31	1.85 0.21	1.45	1.28	3.37 0.63	1.65	2.04
BUENOS AIRES	2.40 0.73	1.39	1.73	2.44 0.23	1.15	2.12	2.66 0.25	1.39	1.91	3.14 0.42	1.61	1.95
CONCEPCION	2.87 0.41	1.39		3.42 0.11	1.13	5.09	3.21 0.25	1.39	2.31	3.29 0.42	1.61	2.04
PUERTO ARGENTINO	2.76 0.47	1.09	2.53	3.25 0.73	0.86	3.78	3.18 0.27	1.09	2.92	2.67 0.40	1.42	1.88
ISLAS ARGENTINAS	2.73 0.52	0.72	3.79	4.59 0.81	1.01	4.54	3.16 0.21	0.72	4.39	2.15 0.16	0.97	2.22
FASE PARA:												
ESTACION	f_E (h)	f_T (h)	$f_E - f_T$ (h)	f_E (h)	f_T (h)	$f_E - f_T$ (h)	f_E (h)	f_T (h)	$f_E - f_T$ (h)	f_E (h)	f_T (h)	$f_E - f_T$ (h)
TUCUMAN	5.02 0.87	10.8	-5.78	7.22 1.41	10.55	-3.33	6.26 0.82	10.80	-4.54	4.86 0.63	11.50	-6.64
BUENOS AIRES	5.65 0.20	10.63	-4.98	7.43 0.29	10.25	-2.85	6.01 0.20	10.63	4.62	5.47 0.16	11.70	-6.23
CONCEPCION	5.77 0.22	10.7	-5.02	7.07 0.29	10.2	-3.13	5.97 0.26	10.7	-4.73	5.07 0.02	11.70	-6.63
PUERTO ARGENTINO	7.00 0.15	10.28	-3.28	6.66 0.20	8.95	-2.29	6.26 0.16	10.28	-4.02	5.79 0.43	11.62	-5.83
ISLAS ARGENTINAS	7.18 0.04	9.7	-2.61	5.73 0.16	2.4	3.33	6.37 0.09	9.7	-3.33	6.17 0.79	11.60	-5.43

Tabla I: Comparación entre la marea diurna del viento vertical w'_E y la marea diurna w'_T a 240 km.

AMPLITUD PARA: ESTACION	MARZO			JUNIO			SEPTIEMBRE			DICIEMBRE		
	w'_E (ms ⁻¹)	w'_T (ms ⁻¹)	w'_E/w'_T	w'_E (ms ⁻¹)	w'_T (ms ⁻¹)	w'_E/w'_T	w'_E (ms ⁻¹)	w'_T (ms ⁻¹)	w'_E/w'_T	w'_E (ms ⁻¹)	w'_T (ms ⁻¹)	w'_E/w'_T
TUCUMAN	1.08 0.52	0.49	2.20	1.35 0.73	0.81	1.67	1.24 0.42	0.49	2.53	1.82 0.99	0.66	2.76
BUENOS AIRES	1.63 0.39	0.31	5.26	1.92 0.21	0.86	2.23	1.97 0.50	0.32	6.35	1.58 0.94	0.63	2.51
CONCEPCION	1.83 0.45	0.29	6.31	2.22 0.22	0.88	2.52	1.72 0.68	0.29	5.93	1.37 0.02	0.62	2.21
PUERTO ARGENTINO	2.40 0.17	0.51	4.71	1.72 0.46	1.16	1.48	2.42 0.44	0.51	4.75	1.11 0.31	0.28	3.96
ISLAS ARGENTINAS	1.35 0.10	0.34	3.97	1.51 0.41	1.18	1.28	1.93 0.30	0.34	5.68	1.38 0.31	0.17	8.12
FASE PARA: ESTACION	f_E (h)	f_T (h)	$f_E - f_T$ (h)	f_E (h)	f_T (h)	$f_E - f_T$ (h)	f_E (h)	f_T (h)	$f_E - f_T$ (h)	f_E (h)	f_T (h)	$f_E - f_T$ (h)
TUCUMAN	7.77 2.38	10.10	-2.33	7.67 2.20	9.2	-1.53	8.41 2.93	10.10	-1.69	3.81 4.79	9.45	-5.64
BUENOS AIRES	3.56 1.36	11.60	-8.04	3.71 0.35	10.53	-6.82	3.29 0.67	11.60	-8.31	2.88 1.57	9.75	-6.87
CONCEPCION	2.78 0.69	0.00	2.78	3.59 0.89	10.80	-7.21	2.44 0.94	0.00	2.44	1.78 0.30	9.80	-8.02
PUERTO ARGENTINO	3.63 0.54	2.91	0.72	3.30 1.20	1.06	2.24	3.62 0.31	2.91	0.71	3.71 0.89	9.81	-6.1
ISLAS ARGENTINAS	4.85 0.23	2.80	2.05	0.33 0.51	3.9	-3.57	3.51 1.00	2.80	0.71	3.83 0.78	6.5	-2.57

Tabla II: Comparación entre la marea semidiurna del viento vertical y la marea semidiurna w'_T a 240 km.

INDICE DE AUTORES

- ALTINGER DE SCHWARTZKOPF, María L. (de ROSSLER C.E. y . . .): Aplicación de métodos de pronóstico de tormentas severas. 69
- BORZOTTA, E. (de MAMANI M., FOURNIER H., MOYANO C.E., . . . , MAIDANA A., FEBRER J.M. y GASCO J.C.): Primeros sondeos magnetotelúricos de la provincia de Mendoza (Rep. Argentina) y su relación con la tectónica global 55
- CANZIANI, Pablo O. (de . . . y MARINARO S.): Un método para la estimación del viento zonal medio en la termósfera 213
- CANZIANI, Pablo O. (de . . . y MARINARO S.): Estudio de las mareas solares termosféricas en el hemisferio Sur. Parte I : Metodología y mareas de la densidad electrónica. 223
- CANZIANI, Pablo O. (de . . . y MARINARO S.): Estudio de las mareas solares termosféricas en el hemisferio Sur. Parte II: Mareas del viento vertical 239
- CANZIANI, Pablo O. (de QUINTELA R.M., . . . y VALTORTA S.): Nuevos enfoques para calcular la evaporación y la transpiración 27
- CONTI H. (de QUINTELA R.M., SCARPATI O.E., . . . y MOSCHINI R.): Sobre algunos procedimientos que simplifican la utilización de la fórmula de Penman 101
- DEL BARRIO, Ricardo A. (de . . . y QUINTELA R.M.): Estudios no convencionales de excesos y deficiencias de agua en la región pampeana 199
- DEL BARRIO, Ricardo A. (de . . . , FORTE LAY J.A. y TROHA A.): Utilización de un balance hidrológico diario para la estimación de las necesidades de riego complementario en los cultivos de trigo y maíz en la región pampeana 131
- DEL FRANCO, María G.: Técnicas para el trazado automático de isolíneas, a partir de datos distribuidos arbitrariamente. 117
- DIAZ, M. Trinidad (de KELLER M., KOSTADINOFF J. y . . .): Relevamiento sísmico en el sector norte de la cuenca de Pos-Arco de la península antártica. 87
- FEBRER, J.M. (de MAMANI M., FOURNIER H., MOYANO C.E., BORZOTTA E., MAIDANA A., . . . y GASCO J.C.): Primeros sondeos magnetotelúricos de la provincia de Mendoza (Rep. Argentina) y su relación con la tectónica global 55
- FORTE LAY, Juan A. (de . . . y TROHA A.): Distribución de probabilidad de valores de humedad edáfica 141
- FORTE LAY, Juan A. (de DEL BARRIO R.A., . . . y TROHA A.): Utilización de un balance hidrológico diario para la estimación de las necesidades de riego complementario en los cultivos de trigo y maíz en la región pampeana 131
- FORTE LAY, Juan A. (de QUINTELA R.M., . . . , TROHA A. y SPESCHA L.B.): Introducción al estudio bioclimático de la Ciudad de Buenos Aires y conurbano 39
- FOURNIER, H. (de MAMANI M., . . . , MOYANO C.E., BORZOTTA E., MAIDANA A., FEBRER J.M. y GASCO J.C.): Primeros sondeos magnetotelúricos de la provincia de Mendoza (Rep. Argentina) y su relación con la tectónica global 55

GARDIOL, Jesús M. (de SIMONELLI S.C., . . . y PIACENTINI E.A.): Análisis espectral de la relación entre la componente meridional del viento y la depresión del punto de rocío	187
GASCO, J.C. (de MAMANI M., FOURNIER H., MOYANO C.E., BORZOTTA E., MAIDANA A., FEBRER J.M. y . . .): Primeros sondeos magnetotelúricos de la provincia de Mendoza (Rep. Argentina) y su relación con la tectónica global.	55
KELLER, Marcelo (de . . ., KOSTADINOFF J. y DIAZ M.T.): Relevamiento sísmico en el sector norte de la cuenca de Pos-Arco de la península antártica	87
KOSTADINOFF, José (de KELLER M., . . . y DIAZ M.T.): Relevamiento sísmico en el sector norte de la cuenca de Pos-Arco de la península antártica	87
MAIDANA, A. (de MAMANI M., FOURNIER H., MOYANO C.E., BORZOTTA E., . . ., FEBRER J.M. y GASCO J.C.): Primeros sondeos magnetotelúricos de la provincia de Mendoza (Rep. Argentina) y su relación con la tectónica global	55
MAMANI, Manuel (de . . ., FOURNIER H., MOYANO C.E., BORZOTTA E., MAIDANA A., FEBRER J.M. y GASCO J.C.): Primeros sondeos magnetotelúricos de la provincia de Mendoza (Rep. Argentina) y su relación con la tectónica global	55
MANZANO J.R. (de RIOS V.H. y . . .): Modelado de NO ⁺ para pasajes del satélite S3-2 sobre el hemisferio Sur.	153
MARINARO, Santiago (de CANZIANI P.O. y . . .): Un método para la estimación del viento zonal medio en la termosfera	213
MARINARO, Santiago (de CANZIANI P.O. y . . .): Estudio de las mareas solares termosféricas en el hemisferio Sur. Parte I: Metodología y mareas de la densidad electrónica.	223
MARINARO, Santiago (de CANZIANI P.O. y . . .): Estudio de las mareas solares termosféricas en el hemisferio Sur. Parte II: Mareas del viento vertical.	239
MOSCHINI R. (de QUINTELA R.M., SCARPATI O.E., CONTI H. y . . .): Sobre algunos procedimientos que simplifican la utilización de la fórmula de Penman	101
MOYANO C.E. (de MAMANI M., FOURNIER H., . . ., BORZOTTA E., MAIDANA A., FEBRER J.M. y GASCO J.C.): Primeros sondeos magnetotelúricos de la provincia de Mendoza (Rep. Argentina) y su relación con la tectónica global	55
NICOLINI, Matilde: Efecto de una cortante vertical constante del viento en la convección "no profunda". Parte I: Descripción del modelo y discusión de la dinámica de las soluciones numéricas.	1
NICOLINI, Matilde: Efecto de una cortante vertical constante del viento en la convección "no profunda". Parte II: Desarrollo de las ecuaciones energéticas y discusión de la evolución energética de la convección.	15
PIACENTINI, Eduardo A. (de SIMONELLI S.C., GARDIOL J.M. y . . .): Análisis espectral de la relación entre la componente meridional del viento y la depresión del punto de rocío . .	187
QUINTELA, Roberto M. (de . . ., CANZIANI O.P. y VALTORTA S.): Nuevos enfoques para calcular la evaporación y la transpiración.	27
QUINTELA, Roberto M. (de . . ., SCARPATI O.E., CONTI H. y MOSCHINI R.): Sobre algunos procedimientos que simplifican la utilización de la fórmula de Penman	101

QUINTELA, Roberto M. (de . . . , FORTE LAY J.A., TROHA A. y SPESCHA L.B.): Introducción al estudio bioclimático de la Ciudad de Buenos Aires y conurbano	39
QUINTELA, Roberto M. (de DEL BARRIO R.A. y . . .): Estudios no convencionales de excesos y deficiencias de agua en la región pampeana	199
RIOS, V.H. (de . . . y MANZANO J.R.): Modelado de NO ⁺ para pasajes del satélite S3-2 sobre el hemisferio Sur	153
ROSSLER, Cristina E. (de . . . y ALTINGER DE SCHWARZKOPF M.L.): Aplicación de métodos de pronóstico de tormentas severas	69
SCARPATI, O.E. (de QUINTELA R.M., . . . , CONTI H. y MOSCHINI R.): Sobre algunos procedimientos que simplifican la utilización de la fórmula de Penman	101
SCHENEIDER, Otto (de VECCHI, M. del C. y . . .): El vector perturbación de las tormentas geomagnéticas en Isla Año Nuevo	81
SCHNEIDER, Otto (de VAN ZELE M.A. y . . .): Estudio de la variación anual y semianual del campo geomagnético en altas latitudes australes	175
SIMONELLI, Silvia C. (de . . . GARDIOL J.M. y PIACENTINI E.A.): Análisis espectral de la relación entre la componente meridional del viento y la depresión del punto de rocío	187
SPESCHA, Liliana B. (de QUINTELA R.M., FORTE LAY J.A., TROHA A. y . . .): Introducción al estudio bioclimático de la Ciudad de Buenos Aires y conurbano	39
TROHA, Adrián (de FORTE LAY A. y . . .): Distribución de probabilidad de valores de humedad edáfica	141
TROHA, Adrián (de DEL BARRIO R.A., FORTE LAY J.A. y . . .): Utilización de un balance hidrológico diario para la estimación de las necesidades de riego complementario en los cultivos de trigo y maíz en la región pampeana	131
TROHA, Adrián (de QUINTELA R.M., FORTE LAY J.A., . . . y SPESCHA L.B.): Introducción al estudio bioclimático de la Ciudad de Buenos Aires y conurbano	39
VALTORTA, Silvia (de QUINTELA R.M., CANZIANI Ó. F. y . . .): Nuevos enfoques para calcular la evaporación y la transpiración	27
VAN ZELE, M.A. (de . . . y SCHNEIDER O.): Estudio de la variación anual y semianual del campo geomagnético en altas latitudes australes	175
VECCHI, María del Carmen (de . . . y SCHNEIDER, O.): El vector perturbación de las tormentas geomagnéticas en Isla Año Nuevo	81

Estudio de la variación anual y semianual del campo geomagnético en altas latitudes australes. M.A. VAN ZELE y OTTO SCHNEIDER	175
Análisis espectral de la relación entre la componente meridional del viento y la depresión del punto de rocío. SILVIA C. SIMONELLI, JESUS M. GARDIOL y EDUARDO A. PIACENTINI.	187
Estudios no convencionales de excesos y deficiencias de agua en la región pampeana. RICARDO A. DEL BARRIO y ROBERTO M. QUINTELA.	199
Un método para la estimación del viento zonal medio en la termósfera. PABLO O. CANZIANI y SANTIAGO MARINARO.	213
Estudio de las mareas solares termosféricas en el hemisferio Sur. Parte I: Metodología y mareas de la densidad electrónica. PABLO O. CANZIANI y SANTIAGO MARINARO.	223
Estudio de las mareas solares termosféricas en el hemisferio Sur. Parte II: Mareas del viento vertical. PABLO O. CANZIANI y SANTIAGO MARINARO.	239

CONTENIDO

	Página
Efecto de una cortante vertical constante del viento en la convección "no profunda". Parte I: Descripción del modelo y discusión de la dinámica de las soluciones numéricas. MATILDE NICOLINI	1
Efecto de una cortante vertical constante del viento en la convección "no profunda". Parte II: Desarrollo de las ecuaciones energéticas y discusión de la evolución energética de la convección. MATILDE NICOLINI	15
Nuevos enfoques para calcular la evaporación y la transpiración. ROBERTO M. QUINTELA, OSVALDO F. CANZIANI y SILVIA VALTORTA	27
Introducción al estudio bioclimático de la Ciudad de Buenos Aires y conurbano. ROBERTO M. QUINTELA, JUAN A. FORTE LAY, ADRIAN TROHA y LILIANA SPESCHA	39
Primeros sondeos magnetotelúricos de la provincia de Mendoza (Rep. Argentina) y su relación con la tectónica global. MANUEL MAMANI, H. FOURNIER, C.E. MOYANO, E. BORZOTTA, A. MAIDANA, J.M. FEBRER y J.C. GASCO	55
Aplicación de métodos de pronóstico de tormentas severas. CRISTINA E. ROSSLER y MARIA L. ALTINGER DE SCHWARZKOPF	69
El vector perturbación de las tormentas geomagnéticas en Isla Año Nuevo. MARIA DEL CARMEN VECCHI y OTTO SCHNEIDER	81
Relevamiento sísmico en el sector norte de la cuenca de Pos-Arco de la península antártica. MARCELO KELLER, JOSE KOSTADINOFF y M. TRINIDAD DIAZ	87
Sobre algunos procedimientos que simplifican la utilización de la fórmula de Penman. R.M. QUINTELA, O.E. SCARPATI, H. CONTI y R. MOSCHINI	101
Técnicas para el trazado automático de isolíneas, a partir de datos distribuidos arbitrariamente. MARIA G. DEL FRANCO	117
Utilización de un balance hidrológico diario para la estimación de las necesidades de riego complementario en los cultivos de trigo y maíz en la región pampeana. R.A. DEL BARRIO, J.A. FORTE LAY y A. TROHA.	131
Distribución de probabilidad de valores de humedad edáfica. JUAN A. FORTE LAY y ADRIAN TROHA.	141
Modelado del NO ⁺ para pasajes del satélite S3-2 sobre el hemisferio Sur. V.H. RIOS y J.R. MANZANO	153