

JUNIO 1982

G E O A C T A

VOLUMEN 11

NUMERO 2



publicado por:

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

RIVADAVIA 1917

1033 – BUENOS AIRES

JUNIO 1982

G E O A C T A

VOLUMEN 11

NUMERO 2



publicado por:

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

RIVADAVIA 1917

1033 – BUENOS AIRES

PRECIO DEL EJEMPLAR 35.000.-

COMISION DIRECTIVA

Presidente

Cap. Frag. Dr. Luis M. De La Canal

Vicepresidente

Cnl. Ing. Carlos A. Quinteros

Secretario

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Tesorero

Lic. María L. A. de Schwarzkopf

Vocales Titulares

Ing. Víctor H. Padula Pintos

Dr. Erich R. Lichtenstein

Dr. José R. Manzano

Ing. Federico Mayer

Vocales Suplentes

Ing. Pastor J. Sierra

Ing. Francisco Saraniti

Agrim. Raúl O. Malberti

Lic Marcelo Perés

SUBCOMISION DE PUBLICACIONES

Ing. Esteban Horvat

Ing. Oscar Parachú

Ing. Daniel A. Valencio

Dr. Otto Schneider

Ing. Rodolfo Martín

Ing. Carlos Novogrudsky

Lic. Horacio Ghielmetti

Dr. José Manzano

Dr. José H. Hoffmann

Dr. Erich R. Lichtenstein

Ing. Fernando Vila

Ing. Simón Gershanik

Ing. Juan Castano

Editores

Ing. Juvenal Llordén Ramírez

Agrim. Mario Ornstein

La publicación del segundo número del Volumen 11 de GEOACTA ha sido financiada con subsidios del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, de la Secretaría de Estado de Minería, de la Comisión Nacional de Energía Atómica y del Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas, que no se hacen responsables de su contenido.

El Volumen 11 de GEOACTA se completa con la publicación de este segundo número que contiene, como el primero, trabajos presentados en la 11a Reunión Científica realizada en Tucumán, en octubre de 1980.

ALGUNOS PROCEDIMIENTOS PARA LA FORMULACION
DE LA HIPOTESIS DE MONIN-OBUKHOV EN LA
CAPA DE SUPERFICIE DE LA ATMOSFERA

Nicolás A. Mazzeo (*)

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

RESUMEN

La hipótesis de la semejanza euleriana o de Monin-Obukhov aplicada a un flujo estacionario, sobre terreno liso y homogéneo (geométrica y térmicamente) constituye la base fundamental de los recientes estudios de la estructura de la turbulencia de la capa de superficie de la atmósfera.

En este trabajo se describen tres diferentes metodologías conducentes a formular esa hipótesis, que incluyen las suposiciones y sus limitaciones.

Estos procedimientos son los siguientes: a) de la semejanza del número de Reynolds, b) del balance energético, c) del análisis estadístico.

La descripción de los procedimientos contribuye a mostrar sus restricciones y la interpretación física del proceso físico, no encontrándose fundamentos para considerar preferible alguno de ellos.

ABSTRACT

The eulerian similarity or Monin-Obukhov's hypothesis applied to a stationary flow over smooth and uniform surface (geometrically and thermically) constitutes the fundamental basics of the recent studies about the structure of the turbulence of the atmospheric surface layer.

Three different methods including assumptions and restrictions leading to the formulation of that hypothesis are described here.

The procedures are the following: a) the Reynolds number similarity, b) the energetic balance, c) statistic analysis.

The description of these procedures helps to show the restrictions and the physical interpretation of the process, finding no reason to consider any of them as especially preferable.

(*) Miembro de la Carrera del Investigador Científico del CONICET

INTRODUCCION

El estudio de las características de la turbulencia atmosférica cerca de la superficie terrestre y la influencia de la estratificación térmica sobre esas características se inició hace aproximadamente 50 años. Prandtl (1932), Rossby (1932), Rossby y Montgomery (1935), Sverdrup (1936) y otros autores fueron proporcionando, en un principio en forma imperfecta, diferentes variantes de la teoría semiempírica de la turbulencia.

Obukhov (1946) publicó en forma individual y luego en colaboración con Monin (1954), los primeros trabajos sobre la hipótesis de la semejanza euleriana en un flujo turbulento atmosférico estacionario desarrollado sobre terreno horizontalmente homogéneo. Posteriormente, esta hipótesis ha sido utilizada por un gran número de autores, entre otros, Businger y otros (1971), Pruitt y otros (1973), Dyer y Hicks (1970), Smedman-Högström y Högström (1973), Haugen y otros (1971) con el objeto de estudiar la estructura de la capa de superficie atmosférica. Sin embargo, a pesar de su amplio uso, muy pocos autores, entre ellos, Calder (1966), Mellor (1973), Lewellen y Teske (1973) han tratado de formularla mediante un procedimiento dimensional y analítico. En principio, debe señalarse, que la hipótesis de Monin-Obukhov está basada sólo en las condiciones más simples, que pertenecen a una capa de superficie estacionaria sobre terreno liso y homogéneo (geométrica y térmicamente). Sin embargo, excepcionalmente, se han considerado algunos apartamientos simples como ser: cambio abrupto de la rugosidad de la superficie según Mazzeo, N.A. (1977) y 1978), no estacionalidad e inhomogeneidad que fueron estudiadas por Högström (1974).

Existen algunos caminos por los que la hipótesis de Monin-Obukhov puede ser formulada y dado que es una hipótesis es probable que en el futuro sean encontrados otros. En este trabajo, se describirán algunos procedimientos: el primero que parece ser el menos restrictivo, utiliza las ecuaciones de movimiento convenientemente reducidas y el concepto de semejanza del número de Reynolds (R_g). Es también el intuitivamente más claro y el dinámicamente conveniente. El segundo, que se basa en la consideración del balance energético turbulento es el más breve y permite la interpretación física de la hipótesis. El tercero, que es el más restrictivo está basado en la naturaleza estadística de la misma.

PROCEDIMIENTOS DE TRATAMIENTO

Método de la semejanza del número de Reynolds.

En un flujo turbulento estacionario, horizontalmente homogéneo, con gradiente horizontal de presión media despreciable y con flujo medio paralelo y constante en la dirección x, las ecuaciones para el movimiento medio de un fluido que pueden ser encontradas en Calder (1966), son las siguientes:

$$\mu \frac{d\bar{u}}{dz} - \rho_m \overline{u'w'} = G_{31}(0) \quad (1)$$

$$-k \frac{d\bar{T}}{dz} + \rho_m C_p \overline{w'T'} = H_3(0) \quad (2)$$

$$-\frac{d\bar{p}}{dz} + \left(\frac{g}{T_m}\right) \rho_m \bar{T} = \frac{\partial G_{31}(0)}{\partial z} \quad (3)$$

donde:

μ es el coeficiente de viscosidad dinámico del aire.

\bar{u} es la componente de la velocidad media del viento en la dirección x.

x es la dirección del viento medio.

z es el eje vertical.

u' es la componente en la dirección x de la fluctuación turbulenta del viento.

w' es la componente en la dirección z de la fluctuación turbulenta del viento.

G_{ij} es el tensor de transporte de momento (j es la dirección en la que actúa la componente del tensor e i representa la cara perpendicular a esa dirección).

k es la conductividad térmica del aire.

C_p es el calor específico a presión constante del aire seco.

T' es la fluctuación turbulenta de la temperatura.

H_3 es la componente vertical del vector flujo de calor.

\bar{p} es la presión media temporal de la atmósfera.

$\left(\frac{g}{T_m}\right)$ es el parámetro de empuje.

T_m es la temperatura media espacial del aire.

g es la aceleración de la gravedad.

\bar{T} es la temperatura media temporal del aire.

ρ_m es la densidad media del aire.

El subíndice cero (0) se refiere al nivel de superficie.

4 ALGUNOS PROCEDIMIENTOS PARA...

Multiplicando la expresión (1) por $\frac{kz}{U_{*o}}$ y dividiendo por μ resulta:

$$\frac{kz}{U_{*o}} \frac{d\bar{u}}{dz} - \frac{kz}{U_{*o}} \frac{\mu W'}{\nu^2} = \frac{G_{31}(0) kz}{\mu U_{*o}}$$

y como

$$\frac{G_{31}(0)}{\rho_m} = U_{*o}^2$$

se obtiene:

$$\phi_M = \frac{G_{31}(0) kz}{\mu U_{*o}} - \frac{kz}{U_{*o}} \frac{\mu^2}{\nu^2}$$

donde ϕ_M es el perfil adimensional de viento definido por la siguiente relación:

$$\phi_M = \frac{kz}{U_{*o}} \frac{d\bar{u}}{dz}$$

y es el coeficiente de viscosidad cinemático del aire ($\nu = \frac{\mu}{\rho_m}$) donde k es la constante de von Karman, ver Yaglom (1977).

U_{*o} es la velocidad de fricción en la capa de superficie.

$U_* = (-\overline{u'w'})^{1/2}$ es la velocidad de fricción fuera de la capa de superficie

o también:

$$\phi_M = k Re_o \left[1 - \left(\frac{U_*}{U_{*o}} \right)^2 \right]$$

(4)

donde $Re_o = \frac{U_{*o} z}{\nu}$ es el número de Reynolds de superficie.

Multiplicando la relación (2) por $\frac{z}{\theta_{*o}}$, donde $\theta_{*o} = \frac{-(\overline{w'T'})_o}{k U_{*o}}$, resulta:

$$-\frac{z}{\theta_{*o}} \frac{d\bar{T}'}{dz} + \frac{\rho_m C_p z \overline{w'T'}}{k \theta_{*o}} = \frac{z H_3(o)}{k \theta_{*o}}$$

luego

$$\phi_T = \frac{H_3(o) z k U_{*o}}{k (\overline{w'T'})_o} - \frac{\rho_m C_p z \overline{w'T'} k U_{*o}}{k (\overline{w'T'})_o}$$

donde $\phi_T = \frac{z}{\theta_{*o}} \frac{d\bar{T}'}{dz}$ es el gradiente vertical adimensional de la temperatura,

y $H_3(o) = -C_p \rho_m (\overline{w'T'})_o$

o también

$$\phi_T = \sigma k Re_o [\theta_T / \theta_{*o} - 1]$$

(5)

donde $\sigma = \frac{\nu}{k T}$ es el número de Prandtl.

$$Y \quad \theta_n = -\frac{(\overline{w'T'})}{k u_*}$$

Derivando la ecuación (3) con respecto a z resulta:

$$-\frac{d^2 \overline{p'}}{dz^2} + \left(\frac{g}{T_m}\right) \rho_m \frac{d\overline{T'}}{dz} = \frac{\partial^2}{\partial z^2} G_{33}(0)$$

donde $G_{33}(0) = \rho_m \overline{w'^2}$

y multiplicando por $\frac{k z^2}{\rho_m u_*^2}$ resulta:

$$-\frac{k z^2}{\rho_m u_*^2} \frac{d^2 \overline{p'}}{dz^2} + \frac{g}{T_m} \frac{k z^2}{u_*^2} \frac{d\overline{T'}}{dz} = \frac{k z^2}{u_*^2} \frac{d^2 \overline{w'^2}}{dz^2}$$

o también

$$\Phi_{pw} = \Phi_p + \Phi_w = -\left(\frac{z}{L}\right) \Phi_T \quad (6)$$

donde

$$\Phi_p = \frac{k z^2}{\rho_m u_*^2} \frac{d^2 \overline{p'}}{dz^2}$$

$$\Phi_w = \frac{k z^2}{u_*^2} \frac{d^2 \overline{w'^2}}{dz^2}$$

$$L = -\frac{u_*^3}{k(g/T_m)(\overline{w'T'})_0} \text{ es la longitud de Monin-Obukhov}$$

Estas últimas (Φ_p y Φ_w) son funciones adimensionales que caracterizan las curvaturas de los perfiles de la presión media y de la energía cinética media de la componente vertical de la velocidad del aire, respectivamente.

Las ecuaciones (4), (5) y (6) pueden ser consideradas como un sistema de ecuaciones que permiten determinar las funciones Φ_m , Φ_T y

Φ_{pw} que dependen de las variables: k , Re_o , μ_o/μ_{*o} , σ , z/L , θ_o/θ_{*o} .

Como en condiciones atmosféricas normales se pueden considerar k y σ como constantes, sólo quedan los parámetros adimensionales Re_o , z/L , μ_o/μ_{*o} , θ_o/θ_{*o} .

Luego

$$\Phi_m = k Re_o \left[1 - \left(\frac{\mu_o}{\mu_{*o}}\right)^2 \right]$$

$$\Phi_T = k \sigma Re_o \left[\frac{\theta_o}{\theta_{*o}} - 1 \right]$$

$$\phi_{pw} = \phi_p + \phi_w = -\left(\frac{z}{L}\right) \phi_T \quad (7)$$

forman un sistema de ecuaciones para determinar el comportamiento de las derivadas adimensionales respecto de z , pero sólo hay tres ecuaciones y cinco variables dependientes. Por lo tanto, el sistema está incompleto para obtener ϕ_m , ϕ_T y ϕ_{wp} como funciones de Re_0 y $\frac{z}{L}$ solamente. Debido a ello, tales funciones pueden ser halladas si $\frac{u_s}{u_{s0}}$ y $\frac{\theta_s}{\theta_{s0}}$ son funciones específicas de z . Estas funciones representan la unión entre las componentes turbulentas y medias del movimiento y dependerán de la estructura de la turbulencia. Como hipótesis inicial y más simple se pueden suponer las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} \left(\frac{u_s}{u_{s0}}\right)^2 &= f_1(Re_0, z/L) \\ \frac{\theta_s}{\theta_{s0}} &= f_2(Re_0, z/L) \end{aligned} \quad (8)$$

donde f_1 y f_2 son funciones universales.

Se puede suponer que ciertas propiedades del flujo medio obedecen a la semejanza del número de Reynolds. Esto significa que a Re_0 suficientemente grandes ϕ_m , ϕ_T y ϕ_{wp} son independientes de Re_0 . Para que ésto se cumpla se postula que las funciones f_1 y f_2 pueden adquirir las siguientes formas:

$$f_1(Re_0, z/L) = 1 - \frac{g_1(z/L)}{Re_0} \quad (9)$$

$$f_2(Re_0, z/L) = 1 + \frac{g_2(z/L)}{Re_0} \quad (10)$$

en cuyo caso las ecuaciones (4), (5) y (6) se reducen (si se incorporan k y σ a g_1 y g_2) a las siguientes expresiones:

$$\phi_m = g_1(z/L) \quad (11)$$

$$\phi_T = g_2(z/L) \quad (12)$$

$$\Phi_{pw} = -\left(\frac{z}{L}\right) g_2\left(\frac{z}{L}\right) \quad (13)$$

donde g_1 y g_2 son funciones universales del argumento z/L .

Las ecuaciones (11) y (12) son idénticas a las obtenidas por Monin y Obukhov para los perfiles adimensionales de viento y temperatura. La suposición de que las funciones de los valores medios de algún parámetro atmosférico sigan la semejanza de Re_0 no implica automáticamente que las funciones de valor medio de otros parámetros se comporten similarmente.

Para extender la hipótesis de la semejanza a las variaciones verticales de \bar{p} y \bar{w}^2 se tendrán que hacer algunas suposiciones adicionales.

Como $\Phi_{pw} = \Phi_p + \Phi_w = -\frac{z}{L} g_2\left(\frac{z}{L}\right)$ es una función adimensional de z/L , se puede esperar que Φ_p y Φ_w sean independientemente también funciones universales de z/L .

Luego

$$\Phi_w = \frac{k z^2}{\mu_{s0}} \frac{d^2 \bar{w}^2}{dz^2} = g_3\left(\frac{z}{L}\right)$$

Integrando esta expresión dos veces con respecto a z resulta:

$$\sigma_w^2 / \mu_{s0}^2 = F\left(\frac{z}{L}\right) + C_1\left(\frac{z}{L}\right) + C_2 \quad (14)$$

donde

$$\sigma_w^2 = \bar{w}^2$$

Aquí, F es una función universal, mientras que C_1 y C_2 son constantes de integración que pueden ser determinadas por las condiciones límites de σ_w^2 .

Asimismo, es razonable suponer que C_1 y C_2 sean nulas o constantes universales, que es equivalente a considerar que lejos de la superficie (por ejemplo, fuera de la región donde se puede esperar que se cumpla la semejanza del número de Reynolds) σ_w^2 / μ_{s0}^2 está localmente determinada por la relación entre la producción local de la energía turbulenta debido al empuje (E) y la que producen las tensiones de Reynolds (P).

El número de Richardson (R_f) en forma de flujo está definido por:

$$R_f = \frac{E}{P} = \frac{z}{L} \Phi_M^{-1} \quad (15)$$

Cualquier suposición conduce a la ecuación (11) y a ecuaciones similares para otras cantidades que es equivalente a suponer que las mismas están únicamente determinadas por z , u_{*0} y Rf .

Método del balance energético.

La ecuación de balance de energía cinética turbulenta del flujo atmosférico en la capa de superficie puede ser escrita de la siguiente forma:

$$u_{*0}^2 \frac{d\bar{u}}{dz} + \frac{g}{T_m} \theta_{*0} u_{*0} - \epsilon - \frac{d}{dz} \left[(\overline{e + p'/\rho_m}) w' \right] = 0 \quad (16)$$

donde el primer término representa la producción de energía mecánica, el segundo es el término de producción debido al empuje, el tercero constituye la disipación de energía y el cuarto es la divergencia del flujo vertical de energía turbulenta.

Si se supone que un modelo totalmente homogéneo es adecuado para describir el balance de energía el último término es comparativamente despreciable, de acuerdo con lo señalado por Lumley y Panofsky (1964).

De esta manera la ecuación (16) se reduce a la siguiente:

$$u_{*0}^2 \frac{d\bar{u}}{dz} + \frac{g}{T_m} \theta_{*0} u_{*0} - \epsilon = 0$$

o también

$$\frac{\epsilon}{P} = 1 - Rf \quad (17)$$

La suposición de que la divergencia del flujo vertical de energía es despreciable implica que la energía producida es localmente disipada o en otras palabras, las energéticas de la situación local están controladas solamente por ϵ y P y no explícitamente por la viscosidad. Si se supone que K_m y K_h (las difusividades turbulentas para el momento y el calor respectivamente) son también cantidades locales se puede escribir

$$K_m / P^{1/3} z^{4/3} = h_1 (Rf) \quad (18)$$

Esta relación se obtiene mediante la aplicación del análisis dimensional entre K_m , P , z , Rf

De la misma manera, dimensionalmente se obtiene:

$$K_H / \rho^{1/3} z^{4/3} = h_2(R_f) \quad (19)$$

donde h_1 y h_2 son funciones universales de R_f .

Sabiendo que

$$K_H = - \frac{u_*'^2}{dz} \quad \text{y} \quad K_H = - \frac{(\overline{w'T'})_0}{\partial \bar{T} / \partial z}$$

y combinando estas relaciones con (18) y (19) resulta:

$$\begin{aligned} \Phi_H &= g_1(z/L) & \Phi_T &= g_2(z/L) \\ \alpha &= \frac{K_M}{K_H} = g_3(z/L) & \Phi_\epsilon &= \frac{kz}{u_*'^2} \epsilon = g_4(z/L) \end{aligned} \quad (20)$$

donde g_1, g_2, g_3, g_4 son funciones universales.

Método estadístico.

Las ecuaciones que gobiernan el flujo atmosférico en la capa de su superficie cuando se desprecia la fuerza de Coriolis y todos los efectos de transferencia radiativa, y se supone la validez de las aproximaciones de Boussinesq, son las siguientes:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} &= - \frac{1}{\rho_m} \frac{\partial p'}{\partial x_i} + g \frac{T'}{T_m} \delta_{3i} + \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} \\ \frac{\partial u_i}{\partial x_i} &= 0 \end{aligned} \quad (21)$$

$$\frac{\partial T'}{\partial T} + u_j \frac{\partial T'}{\partial x_j} = \frac{k}{\rho_m C_p} \frac{\partial^2 T'}{\partial x_j \partial x_j}$$

Si T_m y ρ_m son constantes con la altura estas ecuaciones pueden ser adimensionalizadas utilizando las siguientes constantes características: L , μ_{*0} , $\eta = L/\mu_{*0}$ y θ_{*0} , tal que las variables dependientes $\frac{u_i}{\mu_{*0}}$, $\frac{p}{\mu_{*0}^2 \rho_m}$, T/θ_{*0} , y las variables independientes t/η y x_i/L contienen sólo los parámetros $Re_0 = \frac{\mu_{*0} L}{\nu}$ y $\sigma = \frac{M}{C}$.

No se conocen cuáles son las condiciones límites que sean suficientes y necesarias para resolver el sistema (21), pero se puede considerar una serie de condiciones límites adimensionales utilizando las constantes mencionadas anteriormente. Tampoco se tiene conocimiento de ningún teorema único para tal sistema de ecuaciones diferenciales parciales, no lineales y simultáneas, pero es probable

que exista una solución.

Si el proceso es estocástico y existe esa solución se puede pensar que:

- a) En algún punto del flujo algunas variables se inestabilizan produciendo movimientos con un gran número de grados de libertad.
- b) Las condiciones límites varían estocásticamente con el tiempo.
- c) Las condiciones iniciales para cada realización del flujo varían estocásticamente.
- d) Otros términos que no aparecen en esas ecuaciones son los responsables de los procesos causales.

Se pueden excluir b) y d) debido a que se considera un proceso estacionario y ergódico y sólo interesan las propiedades límites invariantes probabilísticamente en el tiempo, lo único que podemos hacer es resolver las ecuaciones de movimiento para distribuciones de probabilidad en función del espacio y del tiempo

En nuestro caso, horizontalmente homogéneo y estacionario una distribución de densidad de probabilidad de N dimensiones adquiere la siguiente forma:

$$f(a_1, b_1, c_3, \dots, m_N; X_2 - X_1, X_3 - X_1, X_4 - X_1, \dots, X_N - X_1; t_2 - t_1, t_3 - t_1, t_4 - t_1, \dots, t_N - t_1)$$

donde $a_1, b_2, c_3, \dots, m_N$ representan algunas variables dependientes medidas en puntos del espacio-tiempo (x, t) .

Se puede establecer la hipótesis de Monin-Obukhov por el siguiente camino: se supone que existe la serie completa de condiciones límites en términos de distribuciones de probabilidades de alguna clase y se considera que se pueden resolver las ecuaciones de movimiento para cualquier distribución de probabilidades:

Se supone, además que en la adimensionalización de las condiciones límites sólo en un número finito de parámetros de flujo constante ($\bar{z}_1, \bar{z}_2, \dots, \bar{z}_N$) aparecen aún $Re_L = \frac{L u_*^2}{\nu}$ y σ .

Luego la distribución de probabilidad puede ser escrita de la siguiente forma:

$$f \left[a'_1, b'_2, c'_3, \dots, m'_N; (X_2 - X_1)/L, (X_3 - X_1)/L, (X_4 - X_1)/L, \dots, (X_N - X_1)/L; \bar{z}/L; Re_L; (t_2 - t_1)/\eta, (t_3 - t_1)/\eta, \dots, (t_N - t_1)/\eta, (\bar{z}_1, \bar{z}_2, \dots, \bar{z}_N) \right]$$

donde $a'_1, b'_2, c'_3, \dots, m'_N$ son algunas de las variables dependientes adimensionalizadas, y f es una función adimensional. De esta forma, la distribución de probabilidad para $u_i(x, t)$ y $u_j(x, t)$ será:

$$f(u_i/\mu_{i,0}, u_j/\mu_{j,0}, z/L, Re_L, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N)$$

y la distribución de probabilidad para $T(x, t)$ y $T(x, t_r, t)$ será:

$$f(T_1/\theta_{1,0}, T_2/\theta_{2,0}, h_1/L, h_2/L, h_3/L, z/L, Re_L, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N)$$

De aquí se desprende que cualquier función de valor medio adimensionalizada ($f.v.m$) involucra sólo variables de un único punto en el espacio y puede ser escrita de la siguiente forma:

$$f.v.m = f(z/L, Re_L, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N)$$

Si se considera un número de Reynolds suficientemente grande ($Re_L > Re_0$), la función de valor medio para una serie de condiciones límites es similar a la que resultaría mediante cualquier otra deducción de condiciones límites.

Luego si $Re_L > Re_c$, se puede escribir:

$$f.v.m = g(z/L) + h(Re_L, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N)$$

de donde se desprende que:

$$\Phi_m = g_1(z/L)$$

$$\Phi_T = g_2(z/L)$$

$$y \quad \sigma_{u_\alpha}^2/\mu_{i,0}^2 = f_{u_\alpha}(z/L) + C_{u_\alpha}(Re_L, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N), \alpha = 1, 2, 3$$

$$\sigma_\theta^2/\theta_{i,0}^2 = f_\theta(z/L) + C_\theta(Re_L, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N)$$

Si se supone que para $z=0$, $\sigma_{u_\alpha}^2$ y σ_θ^2 son nulas, se pueden escribir las siguientes expresiones:

$$\sigma_{u_\alpha}^2/\mu_{i,0}^2 = f_{u_\alpha}(z/L) - f_{u_\alpha}(0)$$

$$\sigma_\theta^2/\theta_{i,0}^2 = f_\theta(z/L) - f_\theta(0)$$

CONCLUSIONES

Ninguno de los esquemas desarrollados para formular la hipótesis de la semejanza de Monin-Obukhov expuestos en este trabajo, parece ofrecer algún atributo por el que pueda ser considerado preferible a los otros. Sin embargo, el autor considera que las restricciones implícitas en los diferentes procedimientos aumentan en el orden de presentación de los mismos.

También, se puede extraer que Z , u_{*0} , θ_{*0} y g/T_m son los únicos parámetros involucrados en un análisis dimensional de la capa de superficie. Esto significa que las características estadísticas de la misma, dependen sólo de esos parámetros.

BIBLIOGRAFIA

- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y. and Bradley, E.F. 1971. Flux Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *J. Atmosph. Sci.*, 28, 181-189
- Calder, K.L. 1966. Concerning the Similarity Theory of Monin-Obukhov. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.* 92 141-146.
- Dyer, A.J. and Hicks B.B. 1970. Flux-Gradient Relationships in the Constant Flux Layer. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.* 96 715-721.
- Haugen, D.A., Kaimal, J.C. and Bradley, E.F. 1971. An experimental Study of Reynolds Stress and Heat Flux in the Atmospheric Surface Layer. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.* 97 168-180.
- Högström, U. 1974. A field study of the turbulent fluxes of heat, water vapour and momentum at a "typical" agricultural site. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.* 100 624-639.
- Lewellen, W.S. and Teske, M. 1973. Prediction of the Monin-Obukhov Similarity Functions from an Invarian Model of Turbulence. *J. Atmosph. Sci.* 30 1340-1345.
- Lumley, J.L. and Panofsky, H.A. 1964 *The Structure of Atmospheric Turbulence*, Interscience Publ. New York.
- Mazzeo, N.A. 1977-1978. El crecimiento de la capa límite interna atmosférica. *Meteorológica*. VIII-IX, 19-24.
- Mellor, G.L. 1973, Analytic Prediction of the Properties of Stratified Planetary Surface Layers. *J. Atmosph. Sci.* 30 1061-1069
- Monin-Obukhov, A.M. 1954. Basic Turbulent Mixing Relationships in the Surface layer of the Atmosphere. *Trudy Institute Teoreticheskio Geofiziki AN SSSR.* 24 163-187.
- Prandtl, L., 1932. *Meteorologische Anwendungen der Strömungslehre.* *Beitr. Phys. Fr. Atmosph.* 19 188-202.
- Pruitt, W.O., Morgan, D.L. and Lourence, F.J. 1973. Momentum and Mass Transfers in the Surface Boundary Layer. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.* 99 370-386.
- Obukhov, A.M. 1946 Turbulence in a Temperature-In homogeneous Atmosphere. *Trudy Institute. Teoreticheskio Geofiziki AN SSSR* 1, 95-115.
- Rossby, C.G. 1932. A Generalization of the Theory of the Mixing length with Application to Atmospheric and Oceanic Turbulence. *Mass. Inst. Technol., Meteorol. Papers*, 1 1-36.
- Rossby, C.G. and Montgomery, R.B. 1935. The Layer of Frictional Influence in Wind and Ocean Currents *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol., Mass. Inst. Technol, and Woods Hole Oceanogr. Inst.*

3, 1-101.

Smedman-Högström, A.S. and Högström, U. 1973. The Marsta Micrometeorological Field Project. Profile Measurement System and some Preliminary Data. *Boundary-Layer Meteor.* 5 259-274.

Sverdrup, H.U. 1936. Austausch und Stabilität in der untersten Luftschicht. *Meteor. Z.* 53 10-15.

Yaglom, A.M. 1977. Comments on Wind and Temperature Flux- Profile Relationships. *Boundary Layer Meteorology*, 11 89-102.

LONGITUD DE RUGOSIDAD PARA EL CALOR EN CONDICIONES DE
ESTABILIDAD ATMOSFERICA

Nicolás A. Mazzeo (*), Angélica S. Goldberg, Alicia B. de Garín,
María E. Guichandut, Jesús M. Gardiol.
Departamento de Meteorología
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Los coeficientes "volumétricos" de transporte para el calor dependen de la longitud de rugosidad respectiva. Esta longitud está definida como la altura en que la temperatura del aire adquiere el mismo valor que la de superficie terrestre cuando el perfil térmico vertical es extrapolado hacia niveles inferiores. El proceso que condiciona esta altura es fundamentalmente de origen molecular. En este trabajo, en base a distintas ecuaciones, se estiman las longitudes de rugosidad para el calor en diferentes condiciones de estabilidad atmosférica utilizando los datos observacionales del Project Prairie Grass llevado a cabo en O'Neill, Nebraska (EEUU) en 1958. Se encuentra la relación entre esta longitud y el parámetro de estabilidad atmosférica de Monin-Obukhov, y se comparan los valores provenientes de la aplicación de las diferentes ecuaciones.

Se encuentra que la longitud de rugosidad para el calor es potencialmente inversa al incremento de la estabilidad atmosférica.

ABSTRACT

The volumetric coefficients for the transportation of heat depend on the respective roughness length. This length is defined as the height in which air temperature reaches the same value as that of the surface when the vertical temperature profile is extrapolated to the lower levels. The process which conditions this height is mainly of molecular origin.

In this paper, having as a base different equations, we can estimate the roughness lengths for heat in different stable atmospheric conditions, using the observational facts (information) of the Project Prairie Grass carried out in O'Neill, Nebraska (USA) in 1958. A functional relation is found between this length and the Monin - Obukhov atmospheric stability parameter and the values resulting from the application of the different equations are compared. It is then obtained that the roughness length for heat is potentially inverse to the increase of the atmospheric stability.

(*) Miembro de la Carrera del Investigador Científico del CONICET.

INTRODUCCION

De los principales métodos que agrupan las expresiones destinadas a la estimación de los flujos turbulentos verticales de momento, calor y vapor de agua (Mazzeo y otros, 1980), el que utiliza los coeficientes "volumétricos" de transporte incluye en sus expresiones las longitudes de rugosidad respectivas.

Los flujos turbulentos están definidos, de acuerdo con este procedimiento, de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} F_M &= \rho_m D_M (\bar{u}_z - \bar{u}_s)^2 \\ F_H &= -C_p \rho_m D_H (\bar{u}_z - \bar{u}_s)(\bar{T}_z - \bar{T}_s) \\ F_E &= -L^* \rho_m D_E (\bar{u}_z - \bar{u}_s)(\bar{q}_z - \bar{q}_s) \end{aligned} \quad (1)$$

donde:

F_M, F_H, F_E son los flujos turbulentos verticales de momento, calor y vapor de agua respectivamente,

ρ_m es la densidad del aire,

\bar{u}_z es la velocidad media del viento a la altura z ,

\bar{u}_s es la velocidad media de la superficie,

C_p es el calor específico isobárico,

\bar{T}_z es la temperatura media absoluta del aire, a la altura z ,

\bar{T}_s es la temperatura media absoluta del aire adyacente a la superficie,

L^* es el calor latente de evaporación,

\bar{q}_z es la humedad específica del aire, a la altura z ,

\bar{q}_s es la humedad específica del aire a nivel del suelo,

D_M, D_H, D_E son los coeficientes volumétricos de transporte para el momento, calor y vapor de agua respectivamente,

Considerando e integrando las funciones de semejanza de Monin-Obukhov (Haugen, 1973) resultan las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} \bar{u} - \bar{u}_s &= \frac{u_{*0}}{k} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right] \\ \bar{T}_s - \bar{T} &= \frac{F_H}{C_p \rho_m k u_{*0}} \left[\ln \frac{z}{z_T} - \psi_H \left(\frac{z}{L} \right) \right] \\ \bar{q}_s - \bar{q} &= \frac{E}{L^* \rho_m k u_{*0}} \left[\ln \frac{z}{z_V} - \psi_V \left(\frac{z}{L} \right) \right] \end{aligned} \quad (2)$$

donde

u_{*0} es la velocidad de fricción o característica en superficie

k es la constante de von Kármán,

z es el eje vertical

$L = \frac{\mu_{\infty 0}^3}{k \beta Q_3}$ es la longitud de Monin-Obukhov,
 $Q_3 = \frac{E_H}{C_p \beta T_m}$ es el flujo vertical de temperatura,
 z_T es la longitud de rugosidad para el calor
 $\beta = \frac{g}{T_m}$ es el parámetro de empuje térmico,
 g es la aceleración de la gravedad,
 T_m es la temperatura absoluta típica del aire,
 Q_3 es el flujo vertical de calor,
 z_0 es la longitud de rugosidad para el momento,
 z_v es la longitud de rugosidad para el vapor de agua,
 E es el flujo vertical de vapor de agua.
 ψ_M, ψ_H, ψ_V son funciones de la estabilidad de la atmósfera que estiman las desviaciones respecto de la neutralidad que corresponden a las variaciones verticales de la velocidad, de la temperatura y del vapor de agua.

Combinando (1) y (2) resulta:

$$\begin{aligned}
 D_M &= \left\{ k / \left[\ln \frac{z}{z_0} - \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right] \right\}^2 \\
 D_H &= k^2 / \left\{ \left[\ln \frac{z}{z_T} - \psi_H \left(\frac{z}{L} \right) \right] \left[\ln \frac{z}{z_0} - \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right] \right\} \\
 D_V &= k^2 / \left\{ \left[\ln \frac{z}{z_v} - \psi_V \left(\frac{z}{L} \right) \right] \left[\ln \frac{z}{z_0} - \psi_M \left(\frac{z}{L} \right) \right] \right\}
 \end{aligned} \quad (3)$$

Las longitudes z_T, z_v dependen de la forma y altura de las irregularidades del terreno (o sea del parámetro de rugosidad z_0) pero ellas no deben necesariamente coincidir con z_0 y pueden diferir una de la otra.

En este trabajo se describe el procedimiento mediante el cual se obtiene una forma funcional general para z_T . A continuación, y utilizando diferentes expresiones propuestas para z_T se estima su valor para la zona de O'Neill-Nebraska (EEUU) en condiciones de estabilidad atmosférica (Barad, 1958). Se encuentra su variación con el número de Reynolds de superficie (Re_0), la relación entre Re_0 y L y la forma funcional de z_T con L .

La evaluación numérica de z_T es una etapa previa a la estimación cuantitativa de los coeficientes volumétricos de transporte para el calor según la expresión (3).

LA LONGITUD DE RUGOSIDAD PARA EL CALOR

La longitud de rugosidad (Z_0) es una medida conveniente de las propiedades hidrodinámicas de las superficies naturales. Puede definirse como el nivel ficticio donde la velocidad del viento se anula al ser extrapolada logarítmicamente en condiciones neutrales hacia niveles inferiores cerca de la superficie. Por la analogía existente entre el transporte turbulento del momento y el de otra propiedad del flujo, Z_0 puede ser utilizado para caracterizar la superficie al estudiar las características del transporte de cualquier otra sustancia. Sin embargo, esta analogía no es totalmente válida debido a que el transporte de masa y de calor cerca de la superficie están controlados principalmente por la difusión molecular, mientras que el momento es transportado a mayores alturas también por las fuerzas de presión.

Esto significa que no existe justificación para utilizar indistintamente Z_T y Z_0 .

Para una capa de superficie no neutral se puede considerar que se cumple la relación (2):

$$\bar{T}_z - \bar{T}_s = \frac{T_{*0}}{k} \left[\ln \frac{z}{Z_T} - \psi_H \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (4)$$

donde \bar{T}_z es la temperatura absoluta del aire a la altura z ,

$$T_{*0} = - \frac{F_H}{C_p \rho_m \mu_{*0}} \quad \text{es la temperatura característica o de fricción}$$

La utilidad de la longitud de rugosidad para el calor está específicamente relacionada con la determinación del flujo de calor por medio de la fórmula (1):

$$F_H = - C_p \rho_m D_{H,z} (\bar{T}_s - \bar{T}_z) (\bar{u} - \bar{u}_s)$$

Cuando se considera el flujo de calor sobre la superficie terrestre, $\bar{u}_s = 0$ y entonces resulta:

$$F_H = - C_p \rho_m D_{H,z} \bar{u} (\bar{T}_s - \bar{T}_z)$$

que combinada con la relación (3) queda:

$$D_{H,z} = \frac{k D_M^{1/2}}{\left[\ln \frac{z}{Z_T} - \psi_H \left(\frac{z}{L} \right) \right]} \quad (5)$$

Un camino simple para introducir los efectos de la difusión molecular (Sverdrup, 1973) es suponer la existencia de una subcapa interfacial.

En esta subcapa el transporte de calor está representado por la siguiente expresión:

$$F_{\mu} = C_p \rho_m D_{HO} \mu_{vo} (\bar{T}_s - \bar{T}_h)$$

donde D_{HO} es el coeficiente volumétrico de transporte en la capa interfacial.

\bar{T}_h es la temperatura absoluta en $z = h$ que está definida como el límite superior de la capa interfacial.

Combinando (5) y (6) resulta:

$$D_{Hz} = \frac{D_M^{1/2}}{\left\{ D_{HO}^{-1} + \frac{\mu_z - \mu_h}{\mu_{vo}} + C\left(\frac{z}{h}, L\right) \right\}}$$

donde

$$C\left(\frac{z}{h}, L\right) = k^{-1} \left[\psi_N\left(\frac{h}{L}\right) - \psi_N\left(\frac{z}{L}\right) + \psi_M\left(\frac{z}{L}\right) - \psi_M\left(\frac{h}{L}\right) \right]$$

Finalmente, relacionando (5) con (7) y simplificando resulta:

$$z_T = z_o \exp \left\{ k \left(\frac{\mu_h}{\mu_{vo}} - D_{HO}^{-1} \right) - \left[\psi_N\left(\frac{h}{L}\right) - \psi_M\left(\frac{h}{L}\right) \right] \right\}$$

Existen varias expresiones para evaluar el término $\left(- D_{HO}^{-1} + \frac{\mu_h}{\mu_{vo}} \right)$

La mayoría de las formulaciones son funciones del número de Prandtl ($\sigma = \frac{\nu}{K}$ donde ν es la viscosidad cinemática y K es la difusividad molecular del calor para el aire, y del número de Reynolds de superficie ($Re_o = \frac{\mu_{vo} z_o}{\nu}$)

Para una superficie rugosa ($Re_o > 2$) y para la atmósfera ($\sigma = 0.71$) dichas expresiones se pueden resumir en las siguientes:

- | | |
|----------------------------|---|
| | $\left(\frac{\mu_h}{\mu_{vo}} - D_{HO}^{-1} \right)$ |
| a) Owen y Thomson (1963) | $2.4 Re_o^{0.45} \sigma^{-0.8}$ |
| b) Sheriff y Gumley (1966) | $7.78 Re_o^{0.199} - 4.65$ |
| c) Yaglom y Kader (1974) | $\left\{ 0.55 \left(h_o \mu_{vo} / \nu \right)^{1/2} \left(\sigma^{2/3} - 0.2 \right) + \right.$
$\left. + 9.5 - 2.12 \ln(h/z_o) \right\}$ |
| d) Brutsaert (1975) | $7.3 Re_o^{1/4} \sigma^{1/2}$ |

Por otra parte la diferencia entre $\psi_N(h/L)$ y $\psi_M(h/L)$ es muy pequeña y no influye sustancialmente en la determinación de z_T . De esta forma la relación (8) puede expresarse de la siguiente manera:

$$z_T \approx z_0 \exp \left[k \left(\frac{u_h}{u_{v0}} - D_{HO}^{-1} \right) \right] \quad (10)$$

y con las expresiones (9) resultaría la siguiente forma funcional general:

$$z_T = \Phi (z_0, Re_0)$$

La expresión (9d) y (10) combinadas pueden ser expresadas de acuerdo con la siguiente relación

$$z_T/z_0 = \exp \left[-b \left(\frac{u_z z_0}{M} \right)^{0.45} \right] \quad (11)$$

donde

$$M = \ln z/z_0 - \psi_M (z/L) \quad (12)$$

La expresión (12) se encuentra graficada en la Figura 1 para

$$0 \leq z/L \leq 1.0 \text{ y } 1 \leq z/z_0 \leq 2 \times 10^3$$

La expresión (11) está graficada en la Figura 2 para $10^{-4} \leq z_0/M \leq 10^{-1}$ y $1 \leq u_z (m/s) \leq 15$

De esta forma, para conocer el valor de z_T es necesario conocer z_0, u_z, z, L . El procedimiento es el siguiente:

- Formar las relaciones adimensionales $z/z_0, z/L$
- Mediante la Figura 1 y con z/z_0 y z/L determinar el valor de M
- Formar la relación z_0/M
- Encontrar z_T/z_0 en la Figura 2 conociendo z_0/M y u_z
- Multiplicar z_T/z_0 por z_0 y determinar z_T .

RESULTADOS EXPERIMENTALES

Con los valores observacionales de Project Prairie Grass efectuados en O'Neill, Nebraska (USA) (Barad, 1958) se efectuaron las estimaciones de las longitudes de rugosidad para el calor en condiciones de estabilidad atmosférica ($z/L > 0$) según las expresiones (9).

Los distintos datos y estimaciones se encuentran en el trabajo (Barad, 1958).

En las Figuras 3, 4, 5 y 6 están graficadas las expresiones (8) para la determinación de z_T en función de L para condiciones de estabilidad atmosférica. En todas esas figuras se observa que z_T disminuye al disminuir la estabilidad de la atmósfera.

En la Figura 7 se representan las cuatro expresiones de z_T en fun-

ción de L . Se nota que existen diferencias cercanas a un orden de magnitud para algunas condiciones meteorológicas. Esto no permite determinar la preferencia de alguna de ellas respecto de las otras. A continuación se presentan las diferentes expresiones de $z_T = f(L)$ para las cuatro fórmulas (9):

- a) $z_T = 6.7 \times 10^{-4} L^{-1.01}$
- b) $z_T = 1.6 \times 10^{-4} L^{-0.634}$
- c) $z_T = 1.7 \times 10^{-4} L^{-1.268}$
- d) $z_T = 3.2 \times 10^{-4} L^{-0.783}$

CONCLUSIONES

Con la hipótesis de que z_T depende fundamentalmente de los procesos molecular y turbulento de la atmósfera se han desarrollado en otros trabajos previos expresiones del parámetro de rugosidad para el calor.

Estas expresiones consideran a z_T como función de z_0 , R_{e0} y σ . En este trabajo se desarrolla la expresión que vincula a z_T con z_0 , μ_z , z , y L . Los gráficos correspondientes permiten hallar el valor de z_T en función de estos últimos cuatro parámetros.

La aplicación de estos desarrollos teóricos a los datos observacionales de O'Neill, Nebraska (EEUU) para casos de estabilidad atmosférica permite comprobar la variación de z_T con L y se encuentran por medio de una regresión lineal las expresiones de estas relaciones para las diferentes expresiones.

Se encontró que el parámetro de rugosidad para el calor disminuye al disminuir la estabilidad atmosférica

BIBLIOGRAFIA

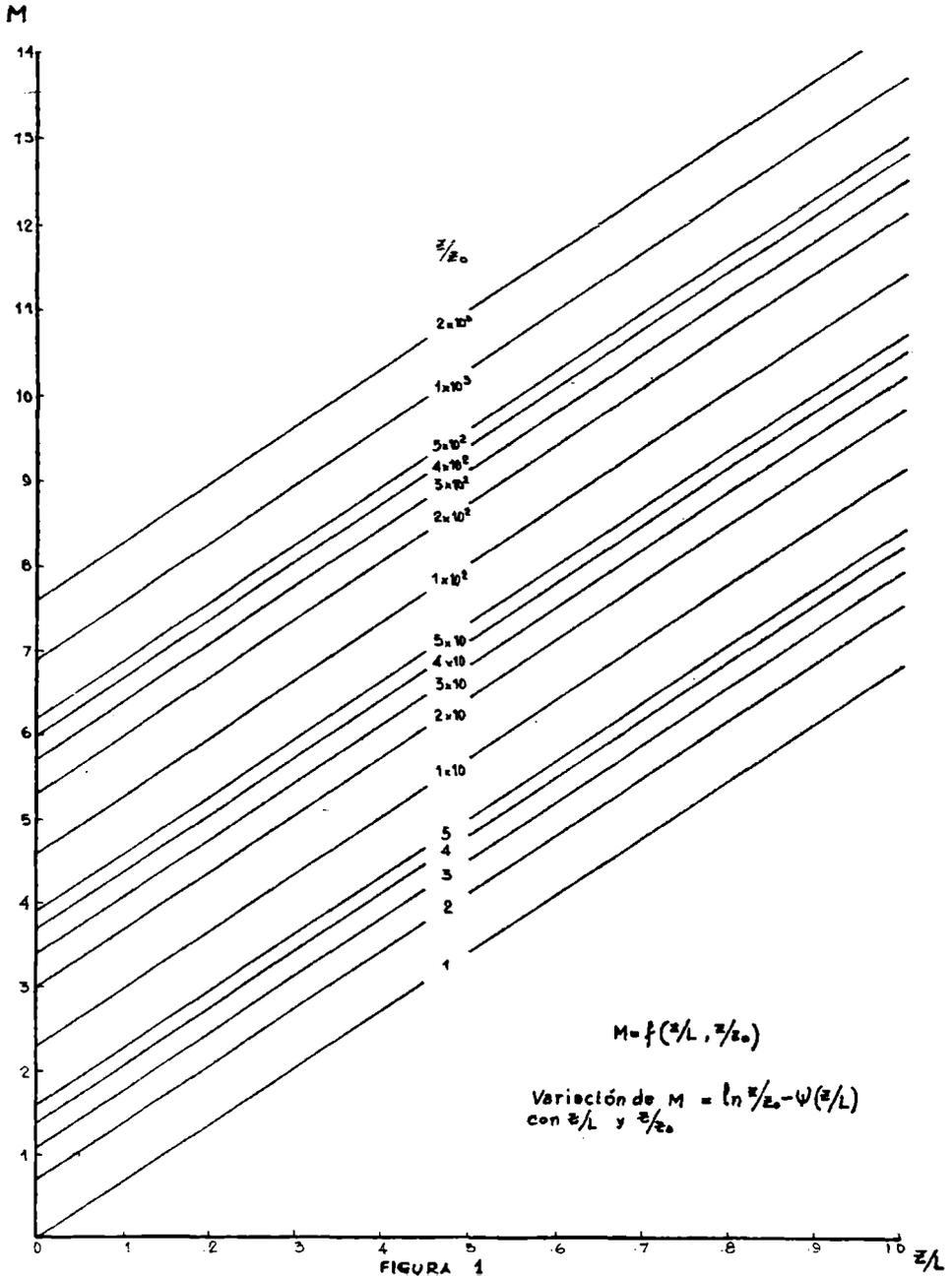
- Barad, M.L., 1958: Project Prairie Grass, a field program in diffusion. Vol II; Geophysical Research Papers N° 59.
- Brutsaert, W., 1975: Local evaporation (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level - Water Res. 11 (543-550).
- Haugen, D., 1973: Workshop on micrometeorology: American Meteorological Society.
- Mazzeo, N., Goldberg, A., de Garín, A.; Guichandut, M. y Gardiol, J., 1980: Flujos turbulentos de momentos y calor en condiciones atmosféricas estables, GEOACTA, 11, n.2.
- Owen, P. Thomson, W., 1963: Heat transfer over a rough surface-J.

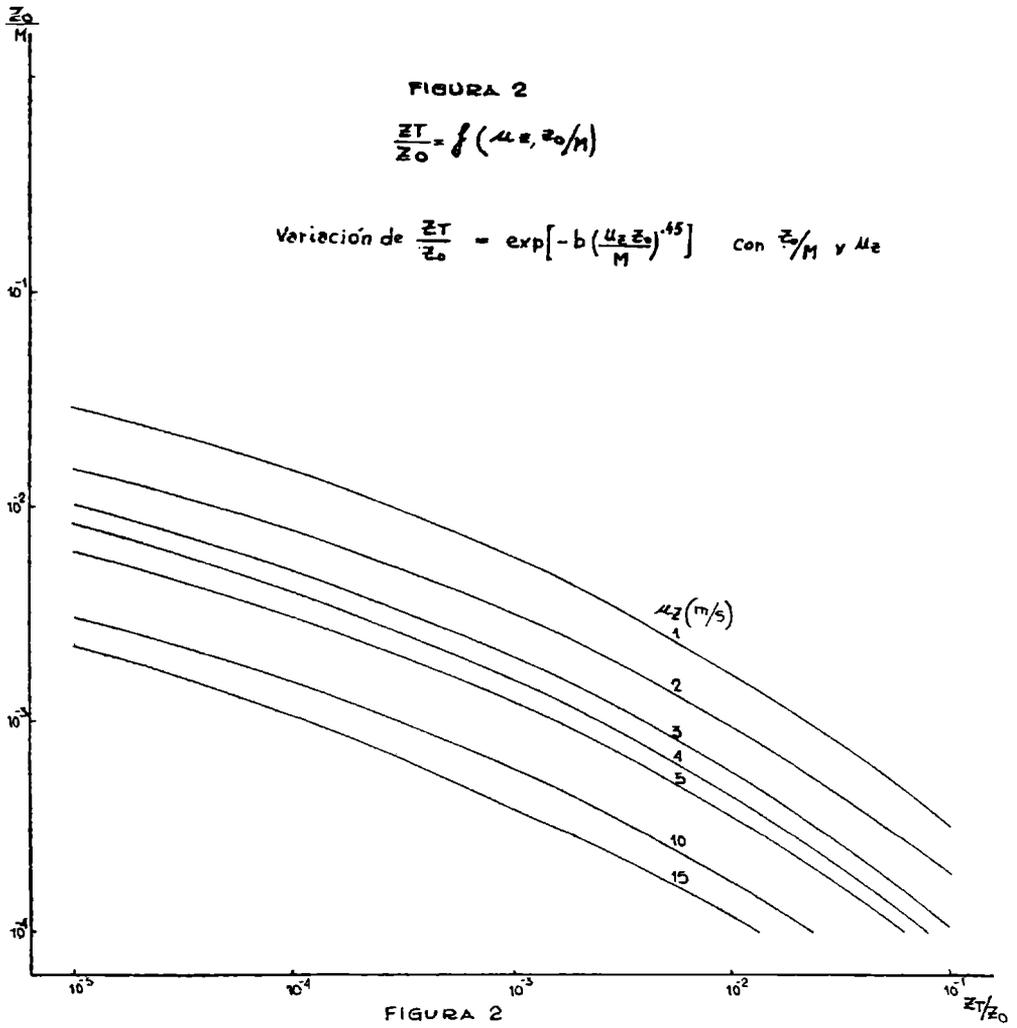
Fluid Mech. 15 (321-334).

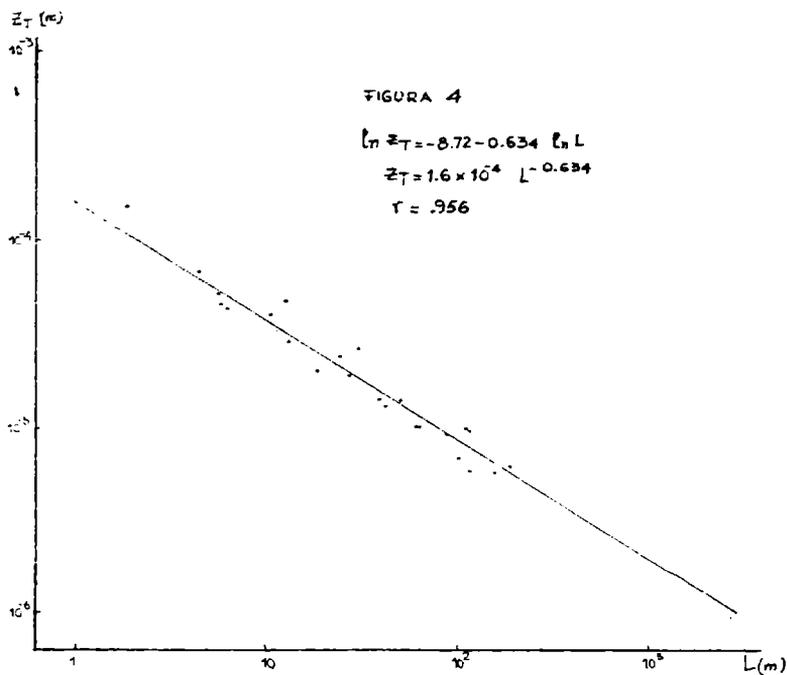
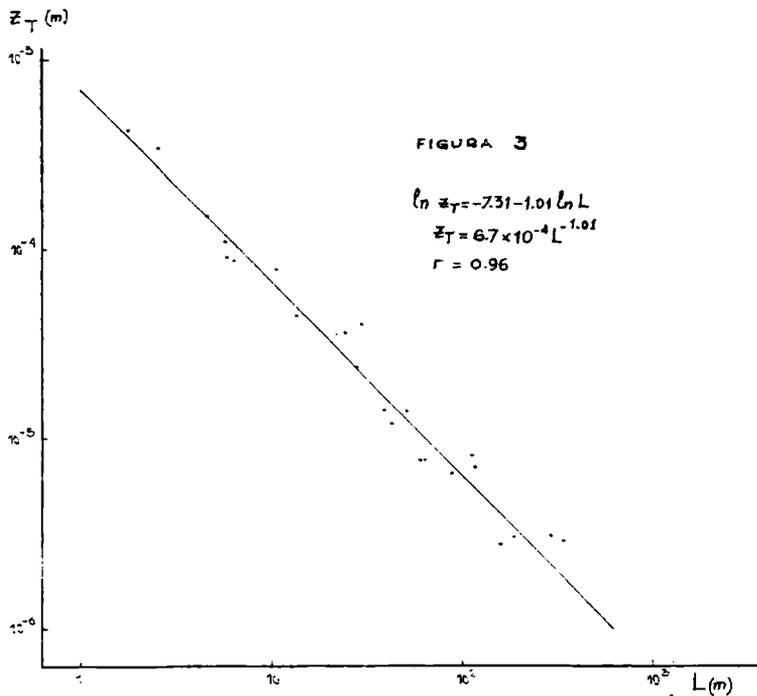
Sheriff, N. y Gumley, P., 1966: Heat transfer and friction properties of surfaces discrete roughnesses. Int. J. Heat Mass Transfer. 9 (1247-1319).

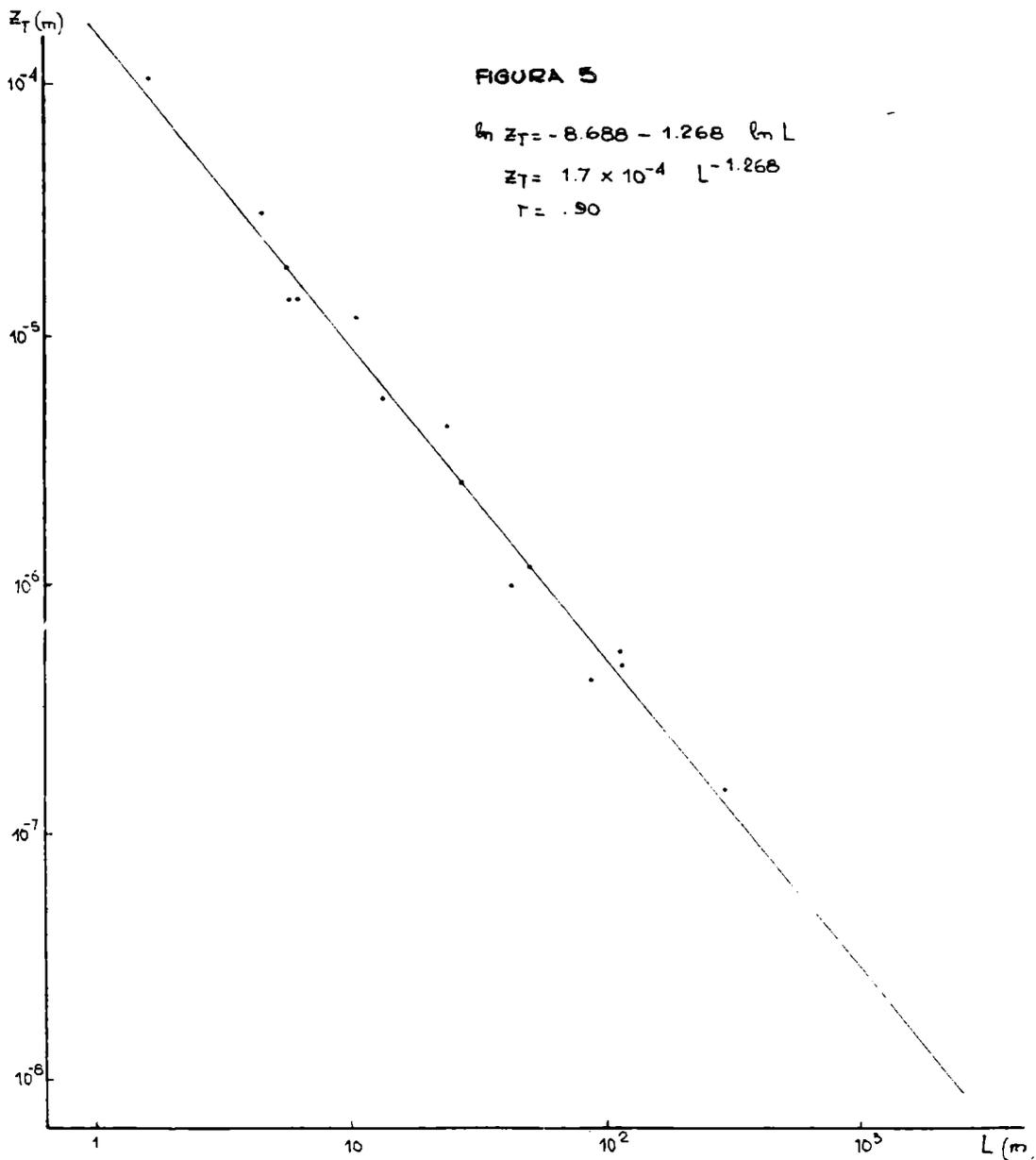
Sverdrup, H., 1973: On the evaporation from the oceans. J. Marine Res. 1 (3-14).

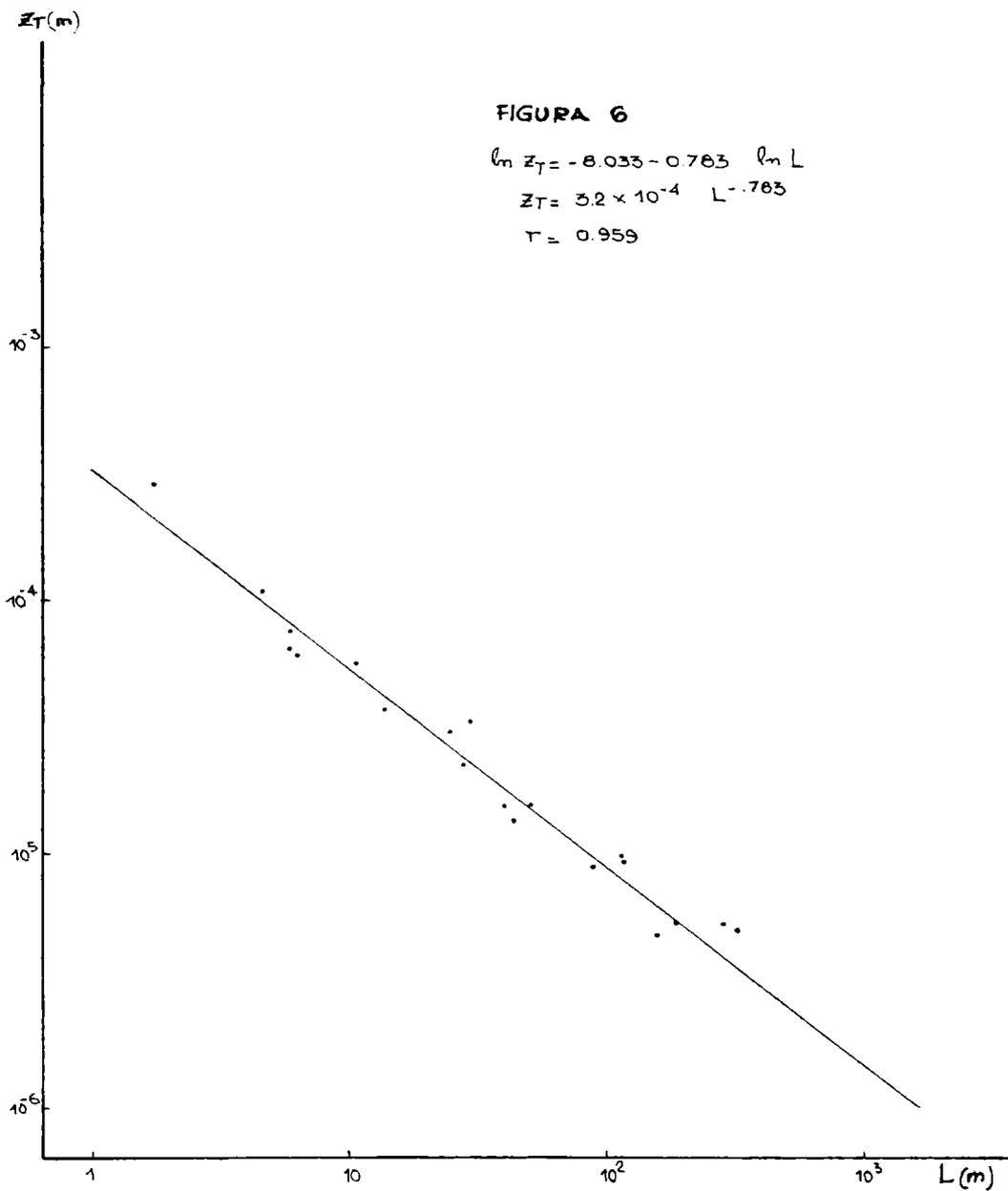
Yaglom, A. y Kader, B., 1974: Heat and Mass transfer between a rough wall and turbulent fluid flow at high Reynolds and Peclet numbers j. Fluid Mech 62 (601-623).

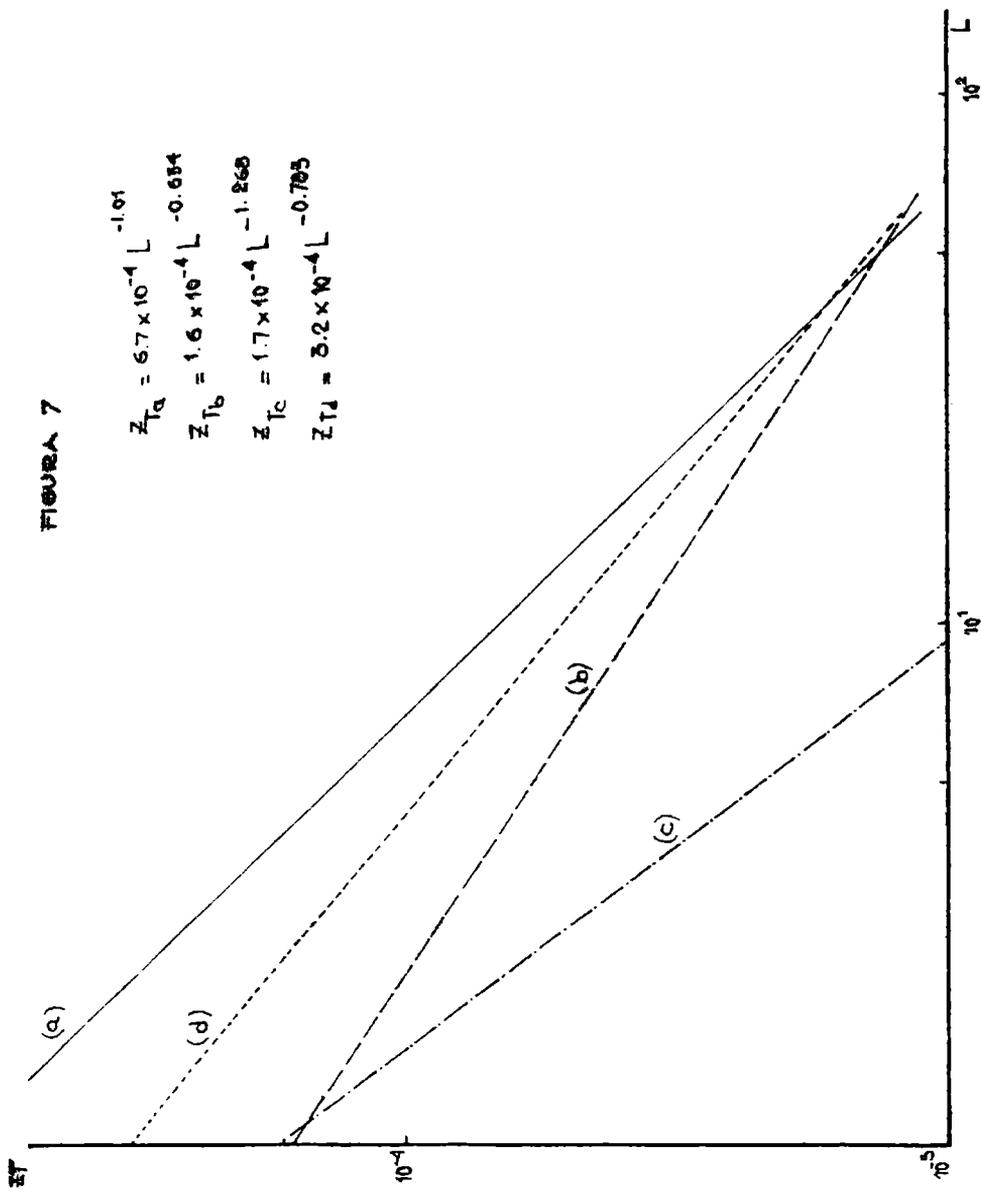












ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO DE LA BAJA IONOSFERA DURANTE PERIODOS
MAGNETICAMENTE TRANQUILOS A PARTIR DE REGISTROS DE MBF (*)

Olga I. Pintado (**)

Laboratorio de Ionósfera - Instituto de Física
Universidad Nacional de Tucumán

RESUMEN

Con el fin de estudiar el comportamiento no perturbado estacional y mensual de la baja ionósfera durante el período noviembre/1973-abril/1976 se usan registros de fase y amplitud de una onda de 17,8 KHz emitida por NAA (44°39'N; 292°43'E) y recibida en Tucumán (26°54'S; 294°35'E). Se seleccionaron los días calmos con $\Sigma Kp \leq 15$. Para la propagación de ondas de MBF sobre distancias grandes se sabe que la ionósfera y la superficie de la Tierra se comportan como superficies límites de una guía de ondas concéntricas con separación de día y de noche, siendo brusco el cambio en ancho de la guía ocasionado por la transición luz-sombra en el camino de propagación.

El análisis estacional muestra un comportamiento anómalo para el invierno, con mayor densidad electrónica entre 70 y 90 km, que para otras estaciones del año. Este incremento podría ser atribuido a un aumento de la temperatura en la zona y/o a un proceso de transporte por vientos neutros.

ABSTRACT

VLF phase and amplitude records at 17,8 KHz, emitted by NAA (44°39'N; 292°43'E) and received at Tucumán (26°54'S; 294°35'E), have been used in order to study the seasonal and monthly quiet behavior of the lower ionosphere for the period November 1973-April/1976. Quiet days with $\Sigma Kp \leq 15$ have been selected. It is well known that the earth and the ionosphere form a concentric waveguide for the propagation of VLF waves. The waveguide has different but constant width during the day and the night, changing abruptly at sunset and sunrise. During the winter has been found larger electronic density for the other seasons. This anomalous behavior could be produced by an increase of the local temperature and/or by neutral winds transport

(*) Trabajo subvencionado parcialmente por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) a través del Programa Nacional de Radiopropagación.

(**) Becaria del CONICET.

1. INTRODUCCION

Con el propósito de realizar un estudio del comportamiento de la baja ionósfera, se efectúa un análisis de los promedios de fase y amplitud del campo eléctrico de una transmisión de muy baja frecuencia (MBF) emitida por NAA (EE.UU.) y recibida en Tucumán (Argentina).

El transmisor opera en la frecuencia de 17,8 KHz con una potencia de 1000 Kw.

El camino de propagación es transecuatorial, en dirección norte-sur y tiene una longitud de 7957 km.

Se estudian los promedios estacionales, mensuales y algunos días individuales para los períodos comprendidos entre setiembre/73 y agosto/74; mayo/75 y abril/76, correspondiendo al segundo período a un mínimo de actividad solar. Se eligieron aquellos días en que $\Sigma Kp \leq 15$. Para el cálculo de los promedios estacionales se agruparon los meses de la siguiente manera:

VERANO: noviembre, diciembre, enero, febrero

EQUINOCCIO: marzo, abril, setiembre, octubre

INVIERNO: mayo, junio, julio, agosto

2. ANALISIS DE LOS RESULTADOS

2.1. Amplitud

En los promedios estacionales (Figura 1) se observan máximos hacia las 0900 TU y 2400 TU. Estos máximos no son tan marcados en los equinoccios. A las 1100 TU y 2200 TU aproximadamente se presentan mínimos. Estas variaciones bruscas coinciden con el pasaje del terminador solar (línea día-noche) por el camino de propagación. Se observa además que en el período 75-76 la amplitud de la señal recibida es mayor que en el período 73-74.

Los promedios mensuales (Figura 3) presentan un comportamiento muy parecido al observado en los promedios estacionales, notándose que en horas diurnas la amplitud es menor en diciembre que en junio (Figura 3b y 3c).

2.2 Fase

En los promedios estacionales de fase (Figura 2) se observa un brusco avance entre las 0900 y 1100 TU y un atraso entre las 2100 y 2400 TU que coinciden con el amanecer y el atardecer. Durante la noche y buena parte del día la fase se mantiene aproximadamente constante. Después del mediodía local suele manifestarse un suave

atraso de fase. En el verano 75/76 la fase sufre un continuado atraso a lo largo del día.

El comportamiento de los promedios mensuales es similar al de los promedios estacionales.

En la figura 4a se muestran los promedios de fase para los meses en que el sol se encuentra en 9°N , que corresponde aproximadamente a la mitad del camino de propagación.

En junio el sol alcanza $23^{\circ}27'\text{N}$ y en diciembre $23^{\circ}27'\text{S}$ que son las posiciones extremas (solsticios).

En las figuras 4b y 4c se observa que para el mes de diciembre el avance de fase del amanecer ocurre más tarde y el atraso de fase del atardecer más temprano que en junio. Además el avance es mayor en el mes de diciembre, indicando un descenso de capa 4 Km mayor que para junio.

2.3 Variaciones diarias de fase y amplitud

El comportamiento diario de fase y amplitud (Figura 5) es similar al de los promedios mensuales y estacionales. Nuevamente se ve que el 2 de enero de 1976 hay un mayor avance de fase que para el 15 de abril de 1976.

No se observan correlaciones entre el comportamiento diario de fase y amplitud y los índices magnéticos K_p , AE y Dst , ni con la intensidad de radiación cósmica (RC).

3. DISCUSION

Para ondas de MBF que se propagan sobre grandes distancias, la Tierra y la ionósfera forman una guía de ondas concéntricas (Wait, 1962) que tiene ancho uniforme tanto durante el día como durante la noche.

Según algunos autores (Crombie, 1964 y 1966; Lynn, 1967) esta guía de ondas sufre un cambio en el ancho más o menos brusco según sea la posición del camino de propagación respecto al terminador. Durante el día, sólo se considera el modo de propagación de primer orden y durante la noche los de primero y segundo orden, porque los otros modos están demasiado absorbidos como para que su contribución sea importante. En las transiciones luz-sombra se produce la conversión de modos de propagación, circunstancia en que los dos modos se interfieren constructiva o destructivamente, produciéndose máximos y mínimos marcados en la amplitud y variaciones bruscas de fase. Estos fenómenos se suavizan al realizar los promedios hora-

rios. Los máximos y mínimos observados en la amplitud son debidos a la interferencia de modos. El mínimo de la mañana es más grande, debido a que con la salida del sol, los componentes neutros de la región D aumentan su energía cinética y producen una turbulencia que a su vez ocasiona una absorción mayor de la onda.

En el verano 75/76, el atraso de fase ocurre a partir de las 1400 TU, lo que indica un ascenso gradual de la capa, que podría justificarse por la existencia de campos eléctricos tempranos que junto al campo geomagnético puede producir esta elevación.

En la región D se observa que en latitudes medias hay una mayor concentración electrónica que en verano. Este fenómeno, conocido como anomalía de invierno, es producido por un incremento de temperatura y por procesos de transporte debido a vientos neutros (Offerman, 1979). La anomalía invernal podría explicar el comportamiento anormal observado, en los promedios mensuales de fase y amplitud, ya que se manifiesta en la primera parte del camino de propagación.

4. CONCLUSIONES

A los efectos de la propagación de ondas de MBF sobre distancias grandes, la Tierra y la ionósfera forman una guía de onda concéntricas de ancho uniforme. El sol ejerce una fuerte influencia sobre la región D, ya que es al amanecer y al atardecer donde se observan los cambios más marcados en la fase y la amplitud de la onda. En días magnéticamente tranquilos las pequeñas variaciones que puede sufrir el campo geomagnético no afectan en forma significativa a la propagación de ondas de MBF.

En invierno se presenta un comportamiento anómalo, lo que muestra que en la región D hay un incremento de la densidad electrónica debido posiblemente a un aumento de la temperatura y a procesos de electrones por vientos neutros.

BIBLIOGRAFIA

- Chilton, C.J.; Murphy, A.C.; Steele, F.K.; Radicella, S.M. (1966): The normal phase variations of the 18 Kc/s signals from NBA observed at Tucumán; Argentina. ESSA Technical Report IER 3-ITSA 3-6 .
- Crombie, D.D., 1964: Periodic fading of VLF signals recieved over long paths at sunrise and sunset; Radio Science J.Res.NBS, 1, 27-34.

- Crombie, D.D. 1966: Further observations of sunrise and sunset fading of VLF signals. *Radio Science*, 1, 47-52.
- Lynn, K.J.L., 1967: Anomalous effects observed on a long transequatorial VLF propagation path. *Radio Science*, 2, 550-551.
- Ries, G., 1967: Results concerning the sunrise effects of VLF signals over long path. *Radio Science*, 2, 530-538.
- Schoute-Vanneck, C.A., 1970: VLF transmissions at sunrise. *Jour. of Atmospheric and Terr. Phys.*, 36, 489-500.
- Wait, J.R., 1962: *Electromagnetic waves in stratified media*. Pergamon Press Inc., Nueva York.
- Wait, J.R., 1978: Concise theory of radio transmissions in the earthionosphere waveguide. *Reviews of Geophys. and Space Phys.* 16, 320-326.
- Offerman, D., 1979: Recent advances in the study of the D-region winter anomaly. *Jour. of Atmosph. and Terr. Phys.*, 41, 735-752.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Fig. 1: Promedios estacionales de amplitud.
- Fig. 2: Promedios estacionales de fase.
- Fig. 3: Promedios mensuales de amplitud.
- Fig. 4: Promedios mensuales de fase.
- Fig. 5: Fase, amplitud, Indices magnéticos Kp, Dst, AE y radiación cósmica (RC) para los días 15/4/76 y 2/1/76.

FIG. 1

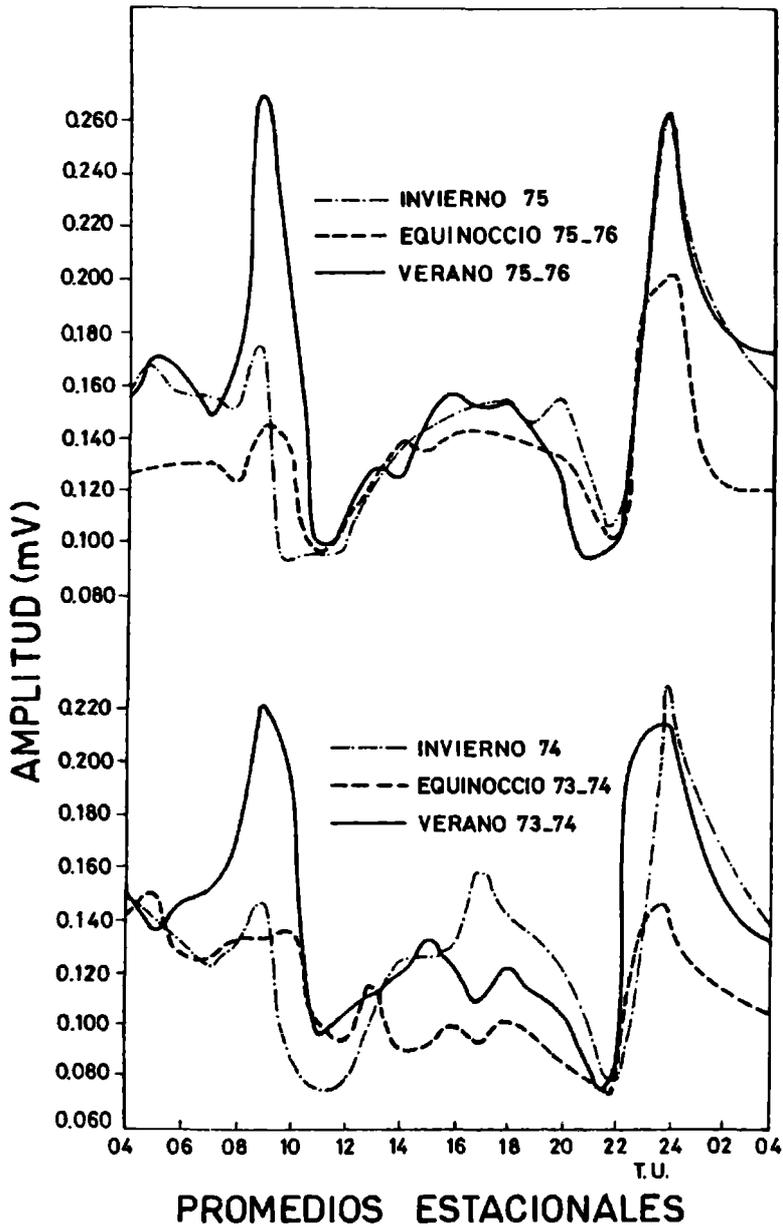


FIG. 2

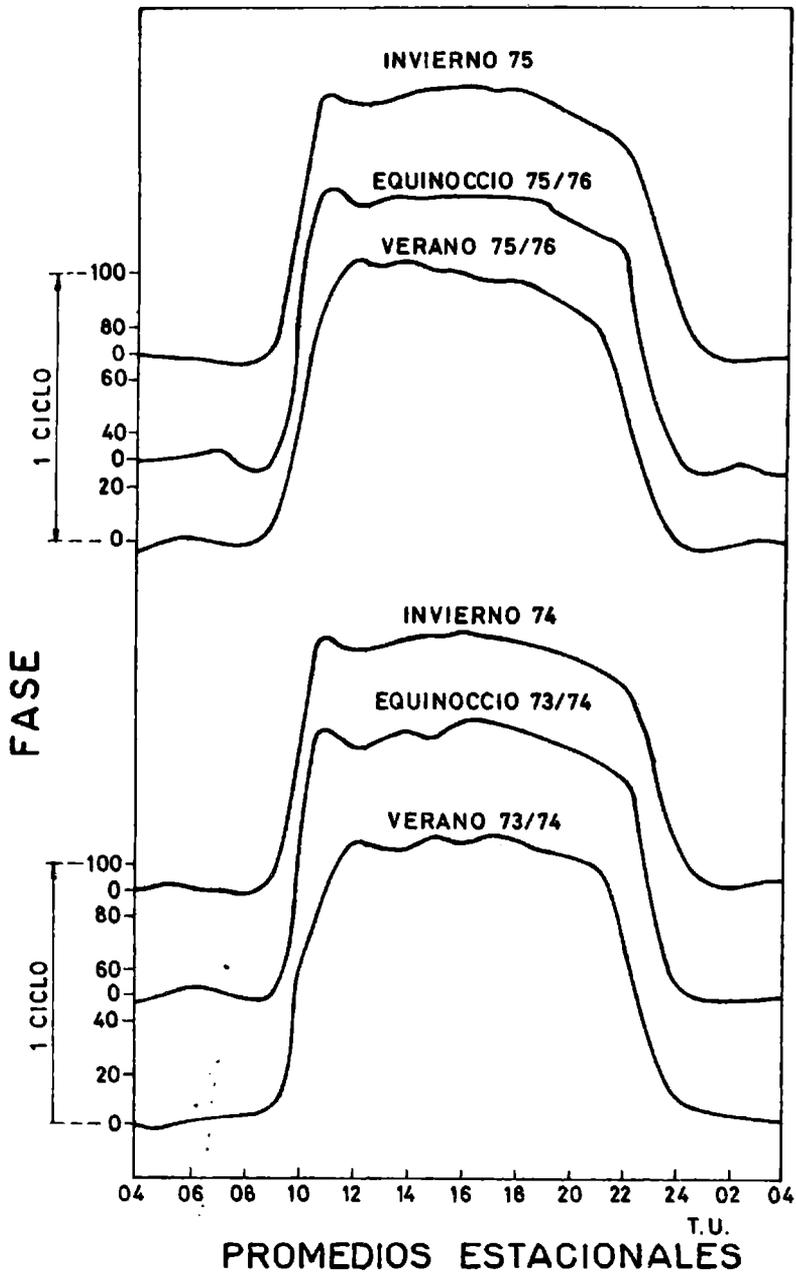


Fig. 3

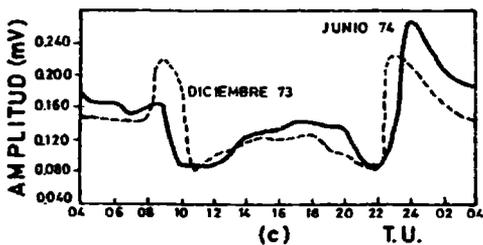
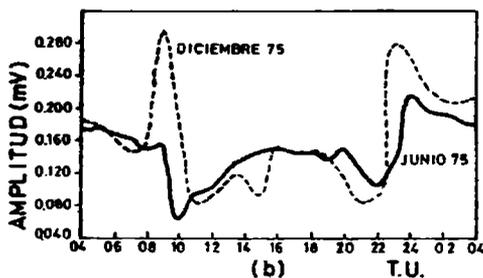
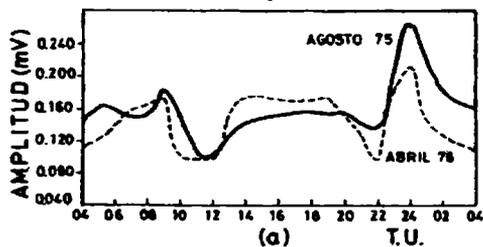


Fig. 4

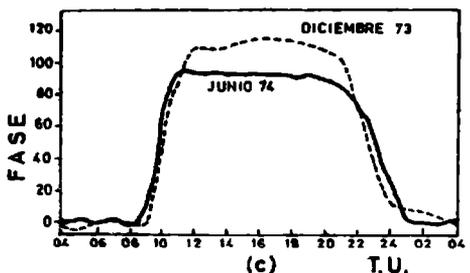
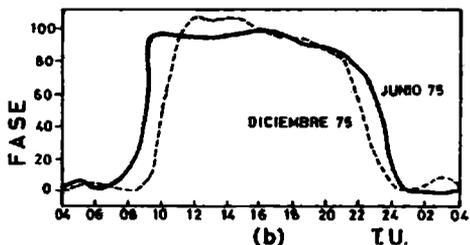
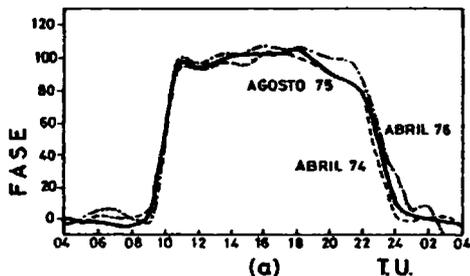
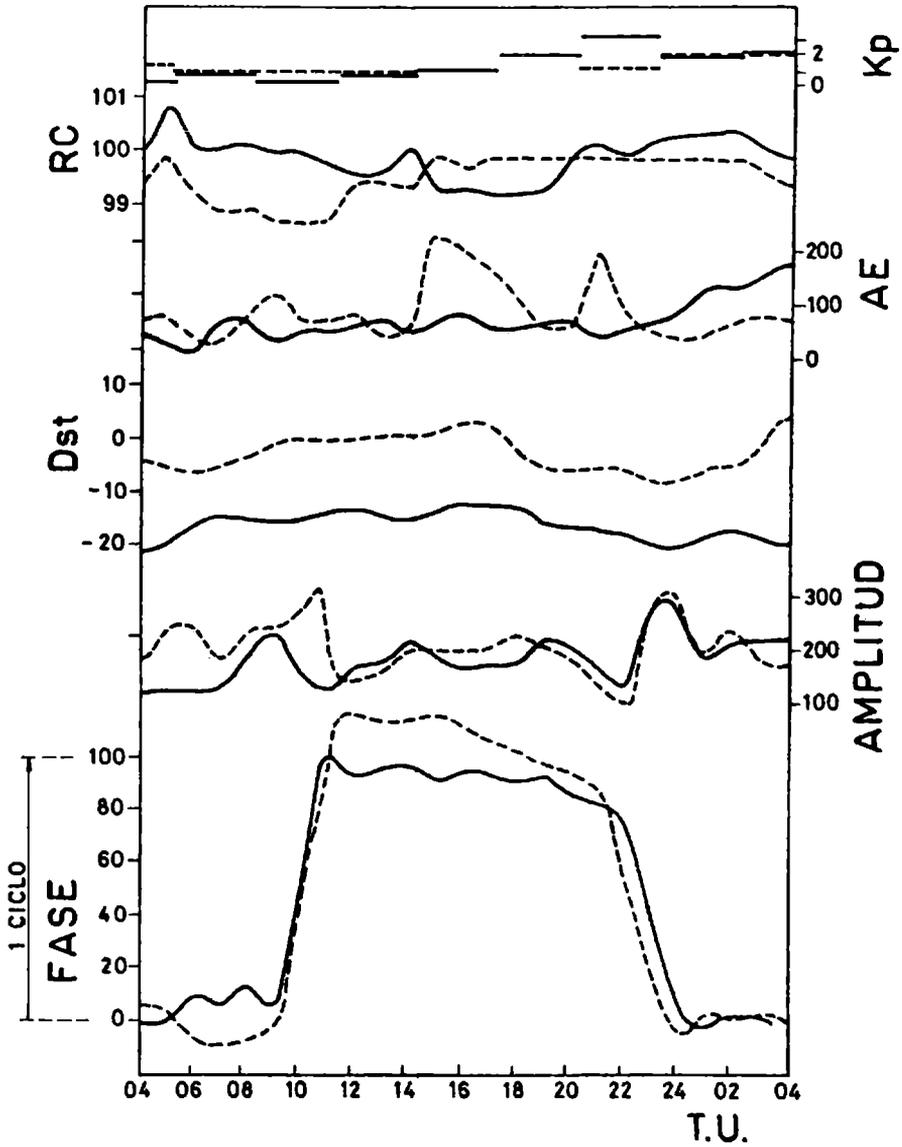


FIG. 5



— 15/4/76 $\Sigma Kp=9^-$
 - - - 2/1/76 $\Sigma Kp=9^-$

FLUJOS TURBULENTOS DE MOMENTO Y CALOR EN CONDICIONES
ATMOSFERICAS ESTABLES

Nicolás A. Mazzeo (*), Angélica S. Goldberg, Alicia B. de Garín,
María E. Guichandut y Jesús M. Gardiol
Departamento de Meteorología
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

La aplicación de la hipótesis de Monin-Obukhov constituye la base fundamental de los estudios de las características de la turbulencia en la capa de superficie de la atmósfera. En este trabajo se realiza la aplicación de dicha hipótesis con el objeto de obtener la componente vertical del flujo de momento y el flujo vertical de calor. A tal efecto, se utilizan los datos observacionales durante condiciones atmosféricas estables del Project Prairie Grass efectuado en O'Neill, Nebraska (EEUU) durante 1958. La comparación de las magnitudes de los flujos obtenidos con los medidos o calculados por otros métodos permite establecer la bondad de este procedimiento.

ABSTRACT

The application of M. Obukhov's hypothesis constitutes the main basis of the studies concerning the characteristics of turbulence in the atmospheric surface layer. The mentioned hypothesis application is performed in the present paper in order to obtain the vertical component of the momentum flux and heat fluxes. For this purpose, we use the observational information obtained in stable atmospheric conditions of the Project Prairie Grass carried out in O'Neill, Nebraska (USA) in 1958. The comparison between the obtained flux magnitudes and those measured or calculated by other methods allows us to establish the goodness, of this process.

(*) Miembro de la Carrera del Investigador Científico del CONICET.

INTRODUCCION

El principal objetivo del estudio de la turbulencia que se desarrolla en la capa de superficie de la atmósfera consiste en la obtención de expresiones destinadas a cuantificar los flujos verticales de momento, de calor y de vapor de agua. Debido a la complejidad de los procesos turbulentos, sólo se han desarrollado relaciones semiempíricas para la estimación de esos flujos, que pueden ser agrupados en dos clases:

- expresiones que utilizan el coeficiente de transporte turbulento K (también denominado coeficiente de difusión turbulenta, difusividad turbulenta o coeficiente de intercambio turbulento). Por ejemplo: la componente vertical del flujo turbulento de momento (F_M) puede ser expresada mediante la siguiente relación:

$$F_M = - \rho_m K \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (1)$$

donde ρ_m es la densidad del aire,
 \bar{u} es la velocidad del viento,
 z es el eje vertical.

- expresiones que involucran el coeficiente de transporte en forma integrada o "volumétrica". En lugar de la derivada incluida en la expresión (1) se utilizan diferencias finitas que determinan que el flujo sea proporcional a la diferencia espacial de los valores de la propiedad para ser transportada desde la superficie al flujo libre. Un ejemplo de ello, lo constituye el coeficiente de rozamiento o coeficiente de transporte "volumétrico" de momento (D_M). De esa forma la ecuación (1) puede ser reemplazada por la siguiente expresión:

$$F_M = - \rho_m D_M \bar{u}^2 \quad (2)$$

En este caso $D_M \bar{u}$ constituye un coeficiente dimensional y la diferencia de momento desde la superficie es $\rho_m \bar{u}$. El coeficiente de rozamiento fue introducido por conveniencias dimensionales. La principal dificultad de la expresión (2) consiste en que en la mayoría de los casos, \bar{u} es función de la altura y por ello el coeficiente $D_M \bar{u}$ varía verticalmente. La introducción del coeficiente de transporte es especialmente útil en problemas de ingeniería. Ambos, el coeficiente de transporte turbulento (K) y el coeficiente

te de transporte "volumétrico" (D_M) son introducidos por analogía con los procesos moleculares.

En general, se puede suponer que el flujo de una cantidad S puede ser expresado de las siguientes formas:

$$F_s = - \rho_m k_s \nabla S$$

$$F_s = \int_m D_s \bar{\mu} (S_o - S_\infty)$$

donde los subíndices "o" y " ∞ " se refieren a la superficie y al ambiente respectivamente.

Los coeficientes k_s y D_s absorben las complejidades de la turbulencia y es posible encontrar formas funcionales empíricas apropiadas para diferentes condiciones de estabilidad atmosférica.

De esa manera, conociendo la estructura de la capa límite de superficie, el problema principal consiste en determinar los flujos verticales turbulentos de diferentes propiedades. Uno de los procedimientos consiste en obtener los flujos turbulentos de momento, calor y vapor de agua, conociendo los perfiles verticales de viento, temperatura y humedad del aire.

2. LA CAPA LIMITE ATMOSFERICA

La acción combinada de la fricción turbulenta y de la fuerza de Coriolis originan la formación, cerca de la superficie terrestre, de la capa límite atmosférica. Esta capa puede ser considerada similar a la capa límite turbulenta de un fluido rotante y térmicamente estratificado.

La parte más baja de esta capa, en la que se observan sólo pequeñas variaciones con la altura de los flujos verticales de calor y de vapor de agua y de la componente vertical del flujo de momento, se denomina capa de superficie. En otras palabras, la capa de superficie es la región inferior de la capa límite atmosférica en la que se desprecia la acción de la fuerza de Coriolis. Su espesor es variable y del orden de decenas de metros. El efecto de la estratificación de la densidad sobre la turbulencia en la capa límite atmosférica decrece con la cercanía de la superficie terrestre y se puede imaginar la existencia de una subcapa en que se desprecia la influencia de la estratificación térmica. Esta subcapa se denomina subcapa dinámica y en ella todos los parámetros dinámicos están determinados por dos variables: la viscosidad cinemática (ν) y la velocidad de fricción (u_{*o}).

Por encima de la subcapa dinámica, el calor y la humedad no pueden ser tratados como sustancias pasivas y el número de parámetros que determinan el régimen turbulento será mayor que el que corresponde a aquella. Aparece el empuje, representado por $\beta = g/T_m$, donde g es la aceleración de la gravedad y T_m es la temperatura media de la capa. Por lo tanto, se puede aceptar la siguiente hipótesis de la semejanza (Monin y Yaglom, 1979; Mazzeo, 1980 b): en la capa de superficie con $z \gg (\nu/u_{*0}) = h_g$, las leyes que gobiernan los cambios de las características estadísticas de los campos hidrodinámicos determinados por las componentes de la turbulencia dependen de cuatro parámetros: u_{*0} , β , $H_3/C_p \rho_m$, $E_3/C_p \rho_m$, donde H_3 y E_3 son los flujos turbulentos verticales de calor y vapor de agua y C_p es el calor específico a presión constante. En esta capa se puede usar u_{*0} como escala de velocidades, y $T_{*0} = -H_3/k \rho_m u_{*0}$ y $q_{*0} = -E_3/k \rho_m u_{*0}$ como escala de temperatura y de humedad, donde k es la constante de von Kármán.

Sin embargo, es necesario definir una escala característica, con referencia a la variable z :

$$L_0 = - \frac{C_p \rho_m u_{*0}^3}{k \beta H_3}$$

El signo de L_0 es elegido tal que, $L_0 < 0$ para condiciones inestables, $L_0 > 0$ para condiciones estables y $L_0 = \infty$ para condiciones neutras.

Utilizando la hipótesis de la semejanza (Mazzeo, 1980a) y L_0 , u_{*0} , T_{*0} y q_{*0} se encuentran las siguientes funciones adimensionales de $\bar{z} = z/L_0$:

$$\begin{aligned} \frac{kz}{u_{*0}} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \bar{z}} &= \phi_M(\bar{z}) \\ \frac{z}{T_{*0}} \frac{\partial \bar{T}}{\partial \bar{z}} &= \phi_H(\bar{z}) \\ \frac{z}{q_{*0}} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \bar{z}} &= \phi_E(\bar{z}) \end{aligned} \quad (3)$$

donde $\phi_M(\bar{z})$, $\phi_H(\bar{z})$ y $\phi_E(\bar{z})$ son funciones universales adimensionales.

Integrando estas funciones (Haugen, D.A., 1973) se obtienen:

$$\begin{aligned}
 \bar{u}(z) &= \frac{u_{r0}}{k} \int_{z_0}^z \frac{\phi_M(z)}{z} dz \\
 \bar{T}(z) - \bar{T}(z_T) &= T_{r0} \int_{z_T}^z \frac{\phi_H(z)}{z} dz \\
 \bar{q}(z) - \bar{q}(z_V) &= q_{r0} \int_{z_V}^z \frac{\phi_V(z)}{z} dz
 \end{aligned} \tag{4}$$

donde z_0 , z_T y z_V son las longitudes de rugosidad para el momento, el calor y el vapor de agua respectivamente.

Adicionalmente (Haugen, 1973):

$$\begin{aligned}
 \alpha_T(z) &= \frac{k_H(z)}{k_M(z)} = \frac{\phi_M(z)}{\phi_H(z)} \\
 \alpha_E(z) &= \frac{k_E(z)}{k_M(z)} = \frac{\phi_M(z)}{\phi_E(z)}
 \end{aligned} \tag{5}$$

donde k_M , k_H y k_E son los coeficientes de transporte turbulentos para el momento, el calor y el vapor de agua respectivamente y están definidos por las siguientes relaciones:

$$k_M = - \frac{\overline{w'w'}}{\partial \bar{u} / \partial z} \quad k_H = - \frac{\overline{w'T'}}{\partial \bar{T} / \partial z} \quad k_E = - \frac{\overline{w'q'}}{\partial \bar{q} / \partial z} \tag{6}$$

donde: \bar{q} es la humedad específica media del aire.

w' , T' , q' son las fluctuaciones turbulentas de la velocidad vertical, de la temperatura y de la humedad específica del aire, respectivamente.

3. FLUJOS TURBULENTOS

Un método que permite determinar la componente vertical del flujo turbulento de momento y del flujo vertical de calor consiste en la utilización de los perfiles adimensionales dados por las relaciones (3).

3.1. Obtención de los perfiles adimensionales de viento y temperatura.

Los flujos turbulentos de momento y de calor están relacionados con las distintas condiciones de estabilidad atmosférica. Una manera de determinar la estabilidad de la atmósfera es cuantificar el número de Richardson (Ri) de acuerdo a la expresión:

$$Ri = \frac{g}{T_m} \frac{\partial \bar{T} / \partial z}{(\partial \bar{u} / \partial z)^2} \quad (7)$$

Para $Ri > 0$ se verifican condiciones de estabilidad atmosférica, para $Ri < 0$, inestabilidad, mientras que para $Ri = 0$ se observa una atmósfera neutral.

Además, para la estimación de Ri , se puede suponer una variación logarítmica polinomial de segundo grado de \bar{u} y \bar{T} con la altura:

$$\begin{aligned} \bar{u}(z) &= D (\ln z)^2 + E \ln z + F \\ \bar{T}(z) &= D' (\ln z)^2 + E' \ln z + F' \end{aligned} \quad (8)$$

de donde se obtiene:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{E}{z} + 0.69 D, \quad \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = \frac{E'}{z} + 0.69 D' \quad (9)$$

y así es posible, contando con mediciones de la velocidad del viento y de la temperatura a diferentes alturas encontrar el valor de Ri . De acuerdo con diferentes autores, en condiciones atmosféricas estables, se verifican las siguientes relaciones (Haugen, 1973; Yaglom, 1977; Monin y Yaglom, 1979; Mazzeo, 1980b):

$$\begin{aligned} \phi_M &= 1 + \beta_M z \\ \phi_H &= 1 + \beta_H z \end{aligned} \quad (10)$$

Por lo tanto, para la obtención de los perfiles adimensionales de viento y temperatura, es necesario encontrar los valores de β_M y β_H . Para ello se puede utilizar un método iterativo de cuadrados mínimos. Dicho método se inicializa en condiciones neutrales ($z=0$). Se determinan ϕ_M y ϕ_H de acuerdo con las expresiones (3), estimándose μ_{*0} mediante la relación siguiente:

$$\mu_{*0} = \frac{k \bar{u}(2m)}{\ln z/z_0 + \beta_M z} \quad (11)$$

La longitud de rugosidad, z_0 , se encuentra por medio de la fórmula siguiente, para casos cercanos a la neutralidad atmosférica (Ri ó z pequeños):

$$z_0 = \exp \left[\ln z - \frac{\bar{u}(2m)k}{\mu_{*0}} \right] \quad (12)$$

necesitándose conocer para ello k .

Asimismo, se calculan los valores de T_{*0} mediante la relación:

$$T_{a.0} = \frac{\bar{T}(2m) - \bar{T}(1m)}{\ln 2 + \beta_H/L} \quad (13)$$

Procediéndose, luego, a calcular ξ de acuerdo con la expresión:

$$\xi = R_i \frac{\phi_M^2(R_i)}{\phi_H(R_i)} \quad (14)$$

donde $\phi_M(R_i)$ y $\phi_H(R_i)$ se determinan por cuadrados mínimos de acuerdo a una relación parabólica:

$$\begin{aligned} \phi_M(R_i) &= AR_i^2 + BR_i + C \\ \phi_H(R_i) &= A'R_i^2 + B'R_i + C' \end{aligned} \quad (15)$$

Con los valores obtenidos de las expresiones (3) y (14), se estiman las formas funcionales de $\phi_M(\xi)$ y $\phi_H(\xi)$ durante una serie sucesiva de veces.

La elección de la "mejor" serie se efectúa comparando los valores calculados y medidos de la variable, como se ejemplifica en el punto 3.2.

3.2. Procedimiento práctico para la determinación de los perfiles adimensionales de viento y temperatura.

Como aplicación del método expuesto, se utilizaron los datos observacionales obtenidos en el Project Prairie Grass (Barad, 1958), en el que se realizaron 64 rondas de mediciones de la velocidad del viento y de la temperatura a las siguientes alturas: 0.25; 0.5; 1.0; 2.0; 4.0; 8.0; 16.0 m.

De ellas, 31 fueron efectuadas en condiciones de estabilidad atmosférica.

Se encontró R_i a 2 metros de altura mediante el procedimiento explicado anteriormente que incluyen las expresiones (7), (8), (9). Por otra parte, se obtuvo el valor de la constante de von Kármán (k) mediante la siguiente expresión:

$$k/\phi_H(R_i) = \mu_{a.0} / z \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (16)$$

Para ello, se utilizan las mediciones de $\mu_{a.0}$ calculadas mediante el promedio entre dos mediciones de $\overline{u'w'}$ en cada ronda del experimento y usando la relación $\mu_{a.0} = (-\overline{u'w'})^{1/2}$ (Barad, 1958). En la figura

1 se encuentra graficada la expresión (16), en ella se observa que $k = 0.41$ cuando $Ri \approx 0$ y considerando $\phi_H(0) = 1$.

Por otra parte utilizando (12) se obtuvo $z_0 = 0.7 \text{ cm}$.

El procedimiento para la determinación de β_M y β_H expuesto en 3.1. se encuentra diagramado en la Figura 2.

Se efectuaron diez series de iteraciones sucesivas y fueron calculadas las desviaciones entre los valores de la velocidad del viento y la temperatura calculadas según las dos primeras expresiones de (4) y las medidas. Se seleccionó aquella cuya desviación cuadrática media: $S^2 = \frac{1}{n} \sum (x_c - x_o)^2$ fue menor.

Los resultados fueron los siguientes:

$$\phi_M(z) = 1 + 6.81 z \quad (17)$$

$$\phi_H(z) = 1 + 7.34 z$$

En la Figura 3 se encuentran graficadas las expresiones (17).

En la Figura 4 se incluyen las expresiones y sus representaciones gráficas correspondientes halladas por otros autores conjuntamente con la representación de las expresiones (17). Las diferencias entre ellas no exceden el 20%.

La falta de igualdad puede ser debida entre otras, a las supuestas causas (Mazzeo, 1980 c):

- deficiencias en el instrumental, en su calibración y en su uso.
- incumplimiento de las condiciones iniciales e ideales de la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov.

diferencias en los tiempos de muestreo y promedio (Mazzeo, 1980c)

La variación de \bar{u} y \bar{T} con la altura puede encontrarse integrando las relaciones (17), y se obtienen las siguientes expresiones:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_{*0}}{k} \left[\ln \frac{z}{z_0} + 6.81 z \right] \quad (18)$$

$$\bar{T}(z) = \bar{T}(z_T) + T_{*0} \left[\ln \frac{z}{z_T} + 7.34 z \right]$$

Donde z_T es la longitud de rugosidad para el calor (Mazzeo y otros, 1980d).

3.3. Determinación de los flujos verticales turbulentos de momento y calor.

La componente vertical del flujo de momento turbulento está representada por $\bar{u}_* = (-\bar{u}'w')^{1/2}$. Debido a que $\beta_m u_*^2 = -\beta_m \bar{u}'w'$ se puede con

siderar que la velocidad de fricción constituye una medida de esa componente vertical.

En la Figura 5, están representadas la relación entre el μ_{x_0} medido y el mejor μ_{x_0} calculado según el procedimiento expuesto anteriormente.

Asimismo, en dicha Figura se encuentra graficada la recta que representa $\mu_{x_0} \text{ calc.} = \mu_{x_0} \text{ med.}$ A pesar de que se observa una sobreestimación de $\mu_{x_0} \text{ calc.}$ respecto de $\mu_{x_0} \text{ med.}$, la relación es bastante buena y coincide en general con otros autores (Nieuwstadt, 1978).

Debido a que durante el Project Prairie Grass no se efectuaron mediciones directas del flujo vertical turbulento de calor, (F_H), se lo estimó cuantitativamente a partir del conocimiento de T_{x_0} y μ_{x_0} , mediante la expresión:

$$F_H = k C_p \rho_m \mu_{x_0} T_{x_0} \quad (19)$$

y se comparó con F_H calculado por el método del balance de energía (Munn, 1966).

El método del balance energético se basa en la ecuación que expresa el balance de energía en la interfaz tierra-aire:

$$R_N - G = F_H - F_E \quad (20)$$

donde R_N es la radiación neta,

G es el flujo de calor en la tierra,

F_E es el flujo de calor latente.

El flujo R_N fue medido durante el Project Prairie Grass, mientras que G fue calculado a partir de la variación temporal de las mediciones de temperatura en diferentes profundidades (Munn, 1966).

Utilizando la relación de Bowen expresada por $B = \frac{F_H}{F_E}$, considerando que F_H y F_E están representadas por relaciones del tipo (1) y suponiendo que $K_T = K_Z$, la (20) se transforma en la siguiente relación:

$$F_H = \frac{R_N - G}{1 + 1/B}$$

En la Figura 6 están representadas F_H calculadas por los dos métodos, conjuntamente con la recta $F_H \text{ perfil} = F_H \text{ energ.}$ En la misma se observan discrepancias entre los resultados que pueden ser debidas a los errores inherentes a los métodos de estimación empleados.

Estas diferencias, asimismo, existen en otros trabajos (Bussinger y otros, 1971; Nieuwstadt, 1978).

4. CONCLUSIONES

De lo expuesto en el trabajo se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- Las formas funcionales de $\phi_M(\xi)$ y $\phi_H(\xi)$ en condiciones de estabilidad atmosférica no difieren mayormente (dentro del 20%) de las encontradas por otros autores.
- El método algebraico-computacional empleado puede ser considerado apropiado para determinar ϕ_M y ϕ_H .
- La comparación de los flujos turbulentos calculados por los diferentes métodos permite apreciar una buena estimación con el método del perfil con respecto a la componente vertical del flujo de momento y que la aproximación inherente al método de balance energético para el cálculo del flujo de calor, indica que sería necesario efectuar medición de este flujo "in situ".
- En general los resultados obtenidos no difieren apreciablemente de los que encontraron otros autores.

BIBLIOGRAFIA

- Barad, M.L. 1958. Project Prairie Grass, a Field Program in Diffusion, Geophysical Research Papers 73, AFCRC - TR - 58 - 235.
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y, and Bradley, E.F. 1971. Flux profile Relationship in the Atmospheric Surface Layer J. Atmos. Sci. 28, 181 - 189.
- Haugen, D.A. (ed.) 1973. Workshop on Micrometeorology American Meteorological Society.
- Mazzeo, N.A. 1980 a. Algunos procedimientos para la formulación de la hipótesis de Monin-Obukhov en la capa de superficie de la atmósfera; GEOACTA, 11, n.2, 1 - 14.
- Mazzeo, N.A. 1980 b. Características de la turbulencia en la capa de superficie de la atmósfera (a publicar en Meteorológica).
- Mazzeo, N.A. 1980 c. Consideraciones sobre las mediciones de parámetros meteorológicos en la capa de superficie de la atmósfera (sin publicar).
- Mazzeo, N.A., Goldberg, A.S., de Garín, A.B., Guichandut, M.E. y Gardiol, J.M. 1980 d. Longitud de rugosidad para el calor en condiciones de estabilidad atmosférica; GEOACTA, 11, n.2, 15 - 28.
- Monin, A.S. and Yaglom, A.M. 1979. Statistical Fluid Mechanics. The M.I.T. Press.
- Munn, R.E. 1966. Descriptive Micrometeorology. Academic Press. New York.
- Nieuwstadt, F. 1978. The Computation of the Friction Velocity μ_* and The Temperature and Wind Velocity Profile by Least-Square Methods. Boundary-Layer Meteor, 14, 235 - 246.
- Yaglom, A.M. 1977. Comments on Wind and Temperature Flux - Profile Relationships. Boundary - Layer Meteor. 11, 89 - 102.

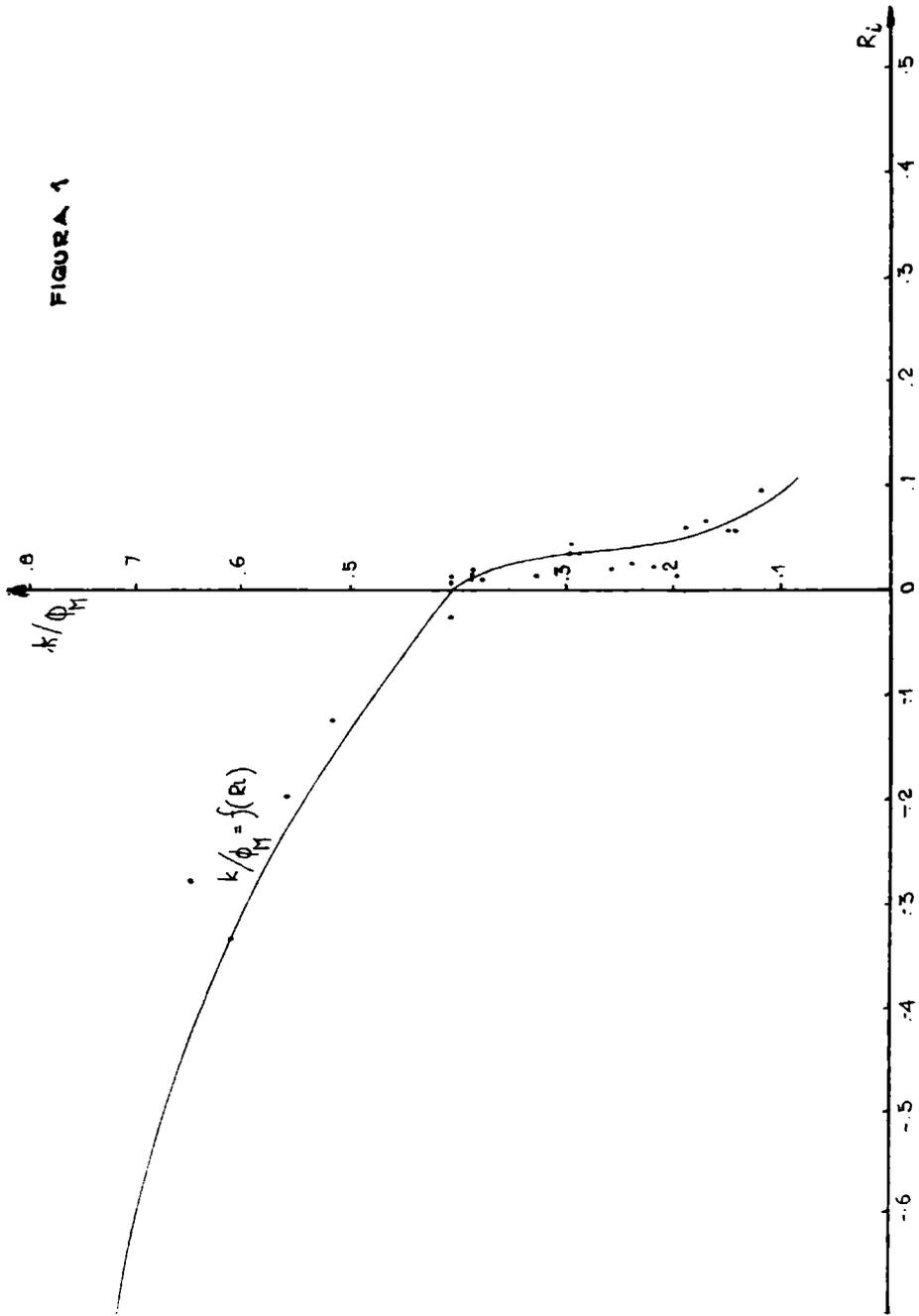


FIGURA Nº 2

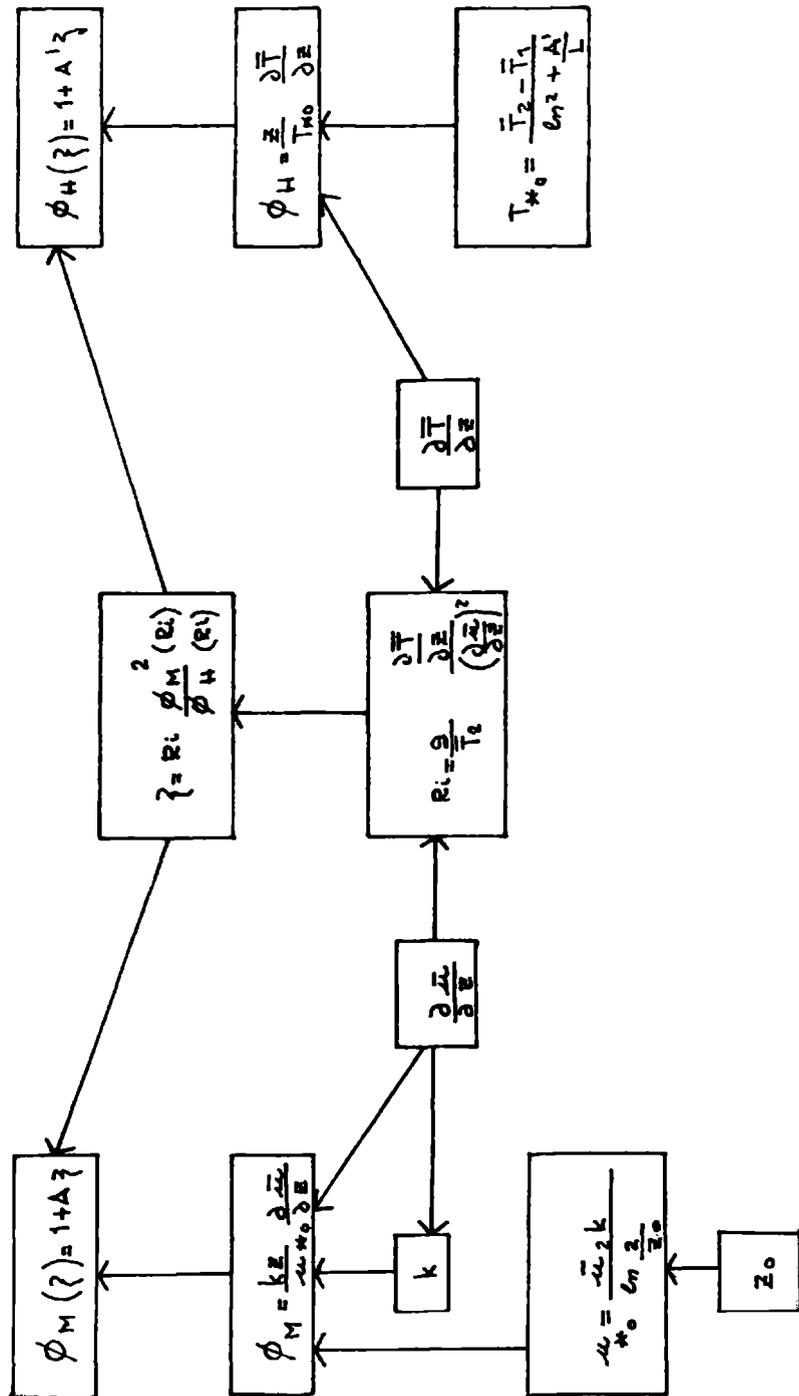


FIGURA 3

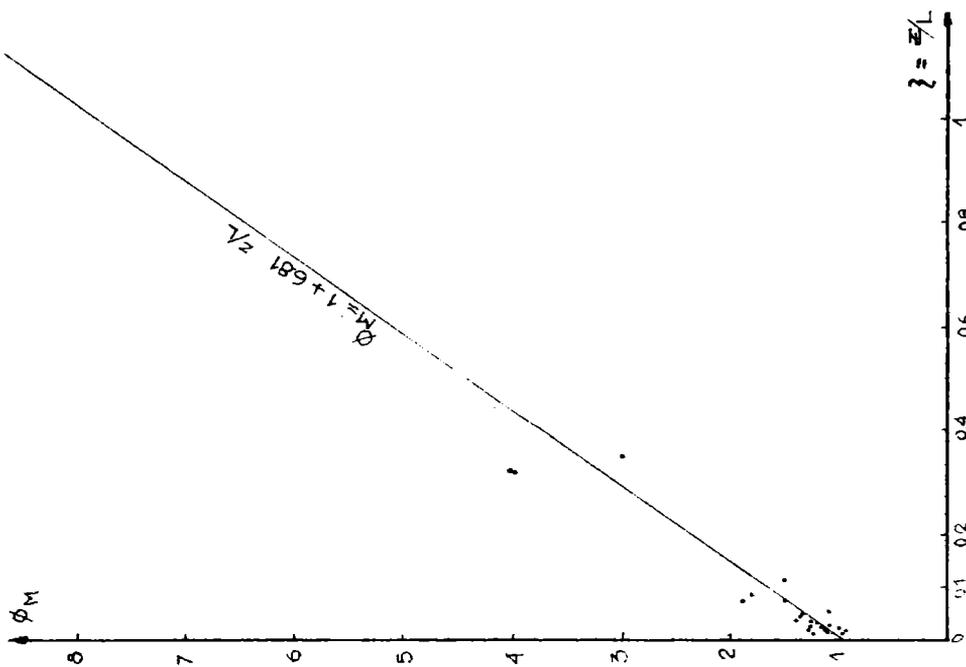
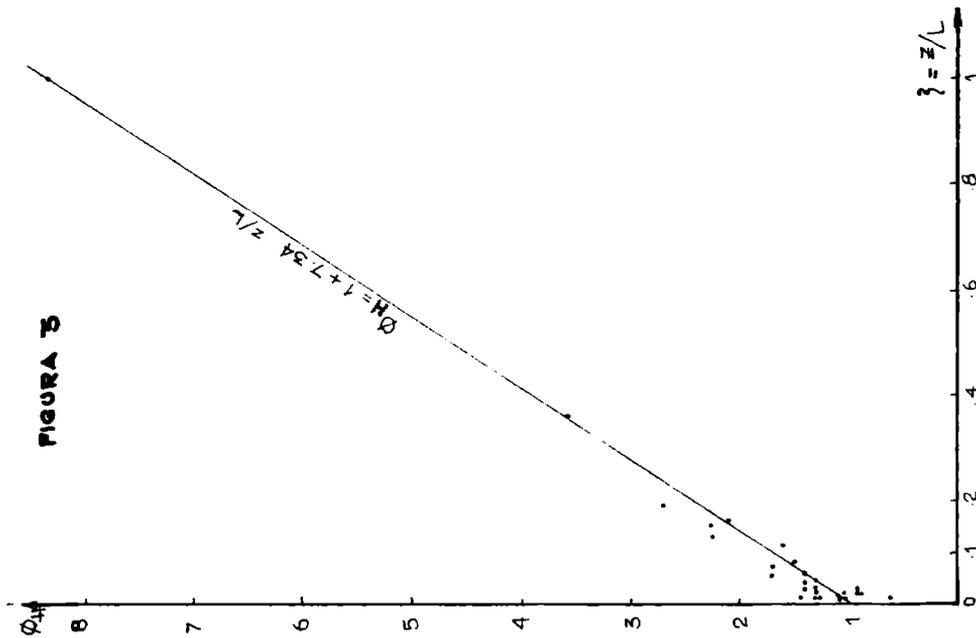
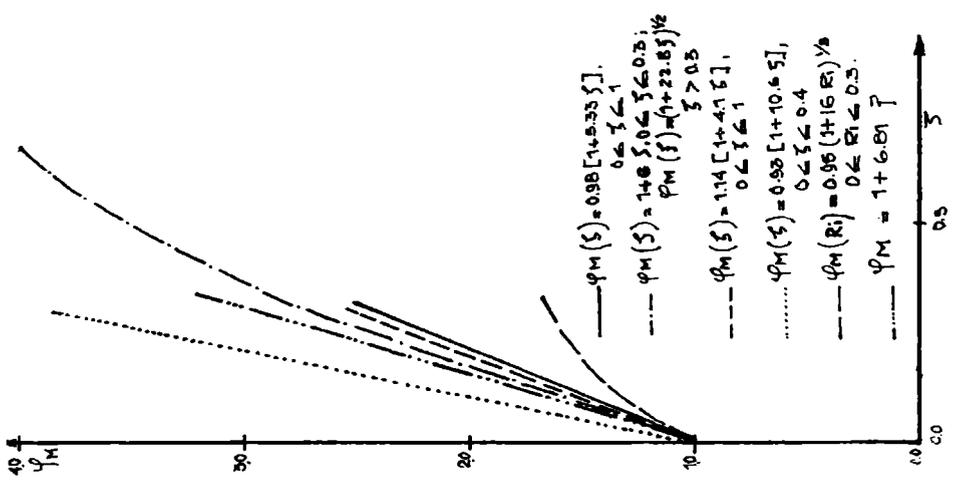
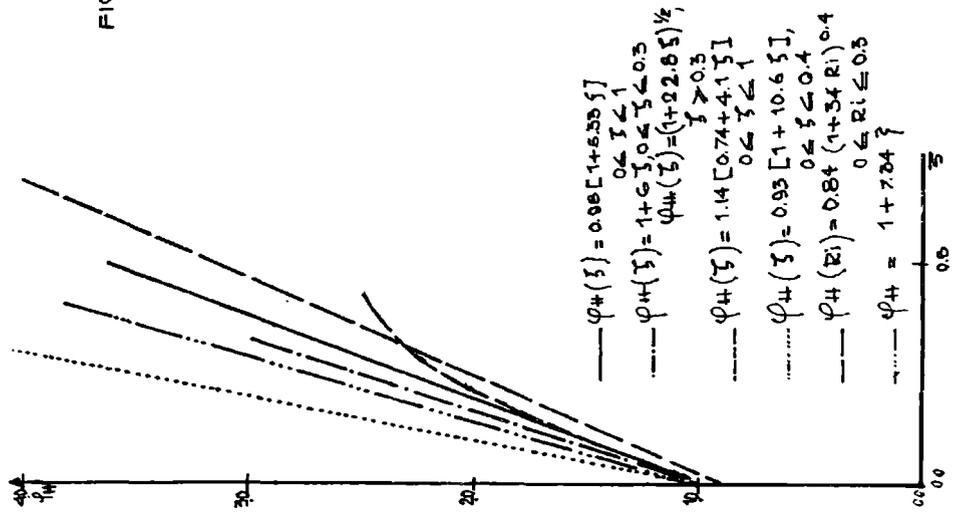
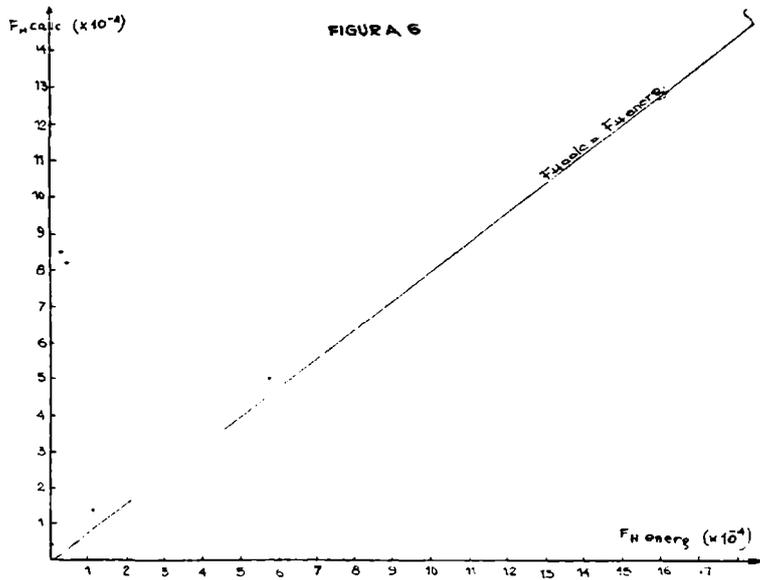
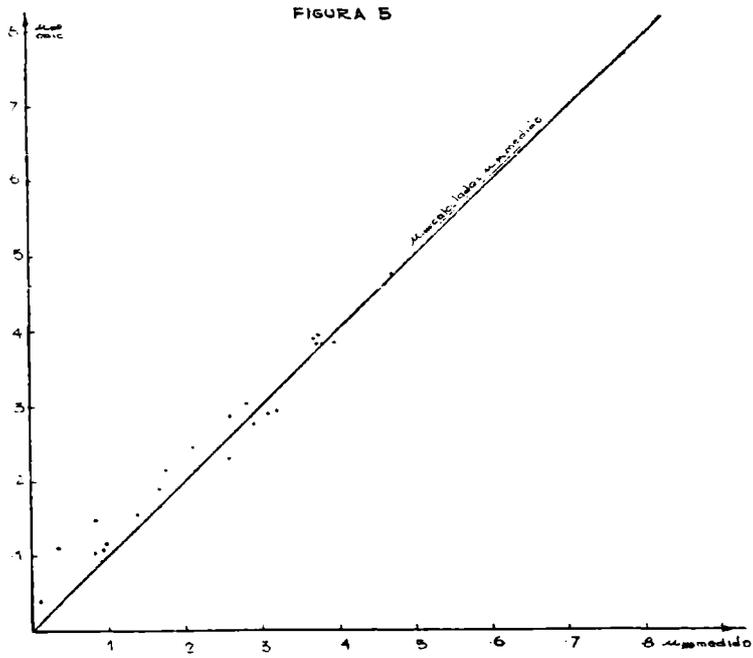


FIGURA 4





ESTUDIO DE LA ETAPA INICIAL
DEL PROCESO DE ACRECION (*)

Olga B. Nasello, Laura Levi, Elena M. de Achaval y
Enrique A. Coppi

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Servicio Meteorológico Nacional

RESUMEN

Diversos autores discutieron el proceso de congelación de gotas de agua, que chocan sobre un sustrato a velocidad terminal de caída libre. En esas condiciones no se manifiesta la orientación preferencial típica de los granizos y acreciones formados en crecimiento seco. En consecuencia, se decidió realizar experiencias con velocidades de impacto de 10 ms^{-1} , gotas de 50 a 200 μm , sustratos basales y prismáticos, temperaturas del aire y del sustrato entre -2°C y -15°C . Los resultados indican que la estructura de las acreciones depende fundamentalmente de la velocidad de impacto de las gotas.

Se discuten los mecanismos que determinan el predominio de uno u otro tipo de proceso. Los resultados se aplican a la interpretación de la estructura de acreciones, en especial la de embriones de granizos.

ABSTRACT

Many authors have discussed the freezing process of water drops, which fall down on the substrate at free fall terminal velocity. Under such conditions, the typical preferential orientation of the hailstones and accretions formed in a dry growth is not shown. Thus, it was decided to experiment with impact velocities of 10 ms^{-1} , drops from 50 μm to 200 μm , basal and prismatic substrates, air and substrate temperatures between -2°C and -15°C . The results indicate that the accretion structure fundamentally depends on the impact velocity of the waterdrops. It is being discussed the mechanisms which determine the predominance of one of the two types of processes over the other. The results apply to the interpretation of the structure of the accretions, especially that of hail embryos.

(*) Este trabajo ha sido remitido al Journal de Recherches para su publicación en forma extensa.

EFFECTOS DE LAS CONDICIONES DE CRECIMIENTO
SOBRE LA ORIENTACION CRISTALINA EN GRANIZOS
NATURALES Y ARTIFICIALES (*)

Laura Levi, Luisa Lubart y Franco Prodi
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Servicio Meteorológico Nacional
Buenos Aires, Argentina
Laboratorio Fisbat
Bolonía, Italia

RESUMEN

Se analiza la orientación cristalina en acreciones artificiales y en granizos naturales recogidos en la provincia de Mendoza. Se obtiene la distribución de frecuencias del ángulo φ que forma el eje c de cada cristal con la dirección radial, así como también las de sus componentes ζ y θ . Se deduce, por las diferencias observadas en las distribuciones de frecuencias, que la orientación del eje c no es axialmente simétrica con respecto a la dirección radial. A la luz de este comportamiento cristalográfico, se discute el significado de los máximos en las curvas $f(\varphi)$ y $h(\varphi) = f(\varphi)/N \sin \varphi$.

ABSTRACT

The crystalline orientation in the artificial accretions and natural hailstones, collected in the province of Mendoza, is being analysed. It is obtained the frequency distribution of φ angle which forms the c axis of each crystal with radial direction, as well as those of its ζ and θ components. According to the observed differences in the frequency distributions, it can be stated that the orientation of c axis is not axially symmetric with respect to the radial direction. In the light of this crystallographic behaviour, it is discussed the meaning the maximums in the $f(\varphi)$ and $h(\varphi) = f(\varphi)/N \sin \varphi$, curves.

(*) Este trabajo ha sido remitido al Journal de Recherches para su publicación en forma extensa.

CORTE GEOELECTRICO A LO LARGO DE LA RUTA PROVINCIAL N°12 ENTRE LAS LOCALIDADES DE MAYER Y TELEN, PROVINCIA DE LA PAMPA

Juan José Herrero Ducloux

Unidad Geofísica, Centro de Hidrología Aplicada
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas

RESUMEN

Se expone un corte geoelectrico de 160 km de longitud, de rumbo O-E, ubicado a lo largo de la ruta provincial N°12 y su continuación la 143, entre las localidades de Mayer y Telén (aproximadamente a los 36°15' de latitud sur) de la provincia de La Pampa.

Este perfil está constituido por 148 Sondéos Eléctricos Verticales (SEV), cuya interpretación ha sido correlacionada con pruebas de sísmica de refracción, datos de perforaciones y la geología del área.

Los resultados permiten determinar que en el subsuelo el Basamento Cristalino presenta un relieve suave con exondaciones que se suponen de origen tectónico. Al relleno sedimentario se lo subdivide en zonas eléctricas de extensión regional.

ABSTRACT

A geoelectric profil of 160 km long is exposed. Its strike is W-E. It was done along the provincial route N°12 and its continuation the 143 route, between Mayer and Telén localities (approaching 36°15' south latitud) in La Pampa province.

The profil was built with 148 Vertical Geoelectric Soundings (VES), whose interpretation was correlated with seismic refraction tests, drilling results and regional geology.

The results let us know that in the subsurface the Cristalin Basement has a smoothy relief with depressions assumed to be of tectonic origin. The sedimentary pack is subdivided in regional electric zones.

INTRODUCCION

Se presenta un corte geoelectrico de 160 km de longitud que forma parte de un estudio geofisico regional, encarado por el Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas, tendiente a determinar el comportamiento hidrogeológico del subsuelo en la región central de la provincia de La Pampa (Herrero Ducloux, J.J., 1979).

Se trata de un corte de rumbo E-W a lo largo de la ruta provincial N°12, (figura 1) que en su traza recorre una llanura de suave declive hacia el este, la que decrece en altitud desde 320 msnm en el punto más occidental hasta llegar a 120 msnm en el punto más oriental.

Se expone en forma detallada la morfología del subsuelo, habiéndose utilizado para su confección, además de 148 SEV Schlumberger, los datos aportados por 3 perforaciones y pruebas de refracción sísmica de YPF (Orellana, 1966).

BREVE RESEÑA GEOLOGICA

El cuadro 1 resume las unidades geológicas reconocidas en el corte en superficie y subsuelo.

FORMACIONES		EDAD PROBABLE	LITOLOGIA
aflorantes	subsuelo		
Meaucó		Pleistoceno-Holoceno	Arenas de médanos.
La Pampa		Plioceno-Pleistoceno	Arenas finas, limolitas de colores castaño rojizo-pálido.
	Telén	Carbónico superior ?	Areniscas, grauwacas, cuarcitas y arcilitas esquistos de colores rosados y violáceos.
	Basamento indiferenciado.	Granitos devónicos y permotriásicos.	Granitos rosados a grises.
		Precámbrico.	Gneises, anfibolitas y micaesquistos.

Cuadro 1: Estratigrafía de la región estudiada.

Basamento Cristalino

Al basamento cristalino de la provincia de la Pampa se lo conoce por escasos afloramientos y por perforaciones. Está constituido por rocas metamórficas de edad precámbrica (Llambías, 1975; Linares et al, 1980: 114) que afloran en el sector noroccidental de la provincia, en la Sierra de Lonco Vaca y en afloramientos saltuáricos ubicados al este del río Salado o Curacó y al sur del meridiano de 37° L.S. Las rocas metamórficas más próximas a nuestro corte que se conocen, fueron registradas en la Perforación San Huberto, a 264 mbbp, tratándose de esquistos y gneises. Queda ubicada a 80 km al sur de la localidad de Winifreda, dentro del actual Parque Provincial Luro.

Pese a los escasos datos que se disponen, es posible deducir que las rocas son de metamorfismo variado y como hay evidencias magmáticas, el grado de metamorfismo está estrechamente ligado a las mismas. Es muy probable que todos estos terrenos constituyan una prolongación de las Sierras de Córdoba y San Luis, como ya fuera su puesto por Keidel (1947: 73).

Las intrusiones magmáticas están representadas por granitos de dos edades: devónicos y pérmicos según Llambías, (1975) y Linares et al (1980: 90). Los primeros tienen una distribución areal similar a las metamorfitas, en tanto que los segundos, su distribución geográfica es preferentemente a lo largo del río Salado o Curacó y no serían otra cosa que la fase plutónica de las porfiritas de edad permotriásica de la Formación Choique Mahuida. La diferenciación entre ambos granitos es microscópica y sobre este tema, lo mismo que su distribución areal, secciones tipo, etc., puede encontrarse extensamente en las obras de los citados autores.

En lo que hace específicamente al corte que nos interesa, la información geoelectrónica (otro tanto sucede con la sísmica) no permite conocer si el basamento registrado es granítico o metamórfico, puesto que las resistividades eléctricas, lo mismo que las velocidades sísmicas de ambos tipos de rocas son similares. Ninguna de las perforaciones que se encuentran sobre el corte llegaron hasta el basamento por lo cual lo consideramos indiferenciado. No obstante se alcanzaron rocas graníticas en la perforación de Lonventuel, ubicada 6 km al norte del SEV 404; en Rucanelo, 24 km al norte del SEV 365; en la Estancia Brandemann, 6 km al nortedel SEV 333 y en Conhello 20 km al norte del SEV 326. Todo esto nos indica que posiblemente el basamento registrado a lo largo del corte, sea de naturaleza granítica, pero hasta que no existan otros indicios es reco-

mendable considerarlo como indiferenciado.

Formación Telén

La existencia de una falla entre las localidades de Victorica y Telén es conocida desde 1913, cuando se realizó la perforación del FCO en la última localidad citada. Entre 300 y 623 mbbp atravesó una sección constituida por esquistos arcillosos silíceos violados, areniscas cuarcíticas y cuarcitas pardas a las que Giai (1975) denomina Formación Telén, correlacionándola tentativamente con la Formación Agua Escondida, (González Díaz, 1972: 28) de edad carbónica superior. A esta misma sección se refirió Stappenbeck (1913: 18), considerándola de edad cretácica y Tapia (1930: 6) le atribuyó edad paleozoica.

Formación La Pampa

Con sentido exclusivamente litológico, Giai (1975) se refiere con esta denominación, a los sedimentos continentales de edad pliocena y cuartaria indiferenciables.

Se trata de la Formación Araucana de Doering (1882: 500) quien le atribuyó edad miocena. Mas tarde Ameghino (1889: 15) la subdividió en tres pisos: Araucano, Hermósico y Pehuelche. Estos terrenos luego son designados como Formación Pampeana (1913: 21) y Formación Pampa (1926: 68) por Stappenbeck quien les atribuye edad pliocena. Tapia (1935: 33) retoma el término de piso Araucano de Ameghino pero manteniendo la edad pliocena. Salso (1966: 115), siguiendo criterios de Stappenbeck, los refiere como Formación Pampeano; Zambrano (1974: 464) los cita como Formación Pampa en tanto que Llabrás (1975 y Linares et al, 1980: 107) los denominan Formación Cerro Azul.

Es la formación aflorante que presenta mayor desarrollo areal en la provincia de La Pampa.

Litológicamente se trata de limos arenosos, castaño parduscos, con escasos niveles de arcillas rojas; presenta intercalaciones arenosas irregularmente distribuidas, lo cual hace que no puedan ser utilizadas como bancos guías. Contiene algunos niveles de tosca, entre los que se destaca el de su techo, que tiene aproximadamente 2 metros de espesor, el cual debido a su alta resistencia a la erosión, controla la topografía de importantes áreas. Dada la naturaleza del trabajo no se entrará en mayores detalles sobre la misma.

En base al material paleontológico, consistente en huesos de mamíferos, la edad de esta formación ha sido asignada al Plioceno

medio (Zetti, 1972). En el sureste de la Provincia (Laguna Blanca) se interdigita con la Formación Río Negro (Plioceno medio) (Llambías, 1975; Linares et al., 1980: 107), pudiendo distinguirse una parte inferior que correspondería a la Formación Arroyo Chasicó de edad Plioceno Inferior. Cabe destacar que el banco de tosca de su techo que aflora a lo largo de todo el corte, excepto en la región occidental donde yacen las arenas de la Formación Meaucó, es de edad Pleistocena.

Formación Meaucó

Al occidente de la localidad de Victorica se desarrolla un manto de arenas de médanos a los que Gial (1975) designa informalmente con el nombre de Meaucó. Se trata de las arenas de la Formación Médano Invasor de Tapia (1935, 254), quien se refirió de ésta manera a las grandes acumulaciones eólicas que en la llanura Chaco-pampeana se intercalan y superponen con depósitos fluviolacustres de edad Lujanense. Más tarde Groeber (1936: 80 y 1939: 200) fija su zona de distribución en el oeste y sur de Buenos Aires, La Pampa Central, San Luis, oeste de Córdoba y las partes vecinas de La Rioja, Catamarca y Tucumán, considerándolas de edad Postbonaerenses y Platanenses. En base a material paleontológico extraído en proximidades de Toay (pcia. de La Pampa) Zetti (1964: 263), fija su edad en el Lujanense, es decir Neopleistoceno.

TRABAJOS GEOFISICOS

Trabajos Realizados

Cómo se mencionó en el parágrafo I, este corte forma parte de un trabajo mayor efectuado por el INCYTH con el objeto de realizar una exploración hidrogeológica en la región central de la provincia de La Pampa, sobre un área de 27.000 km². El trabajo completo incluyó 567 SEV espaciados cada 1.000 metros. En este informe se mantiene la numeración original.

Se utilizó el sistema Schlumberger de medición, efectuando como distancia máxima entre electrodos de medición AB/2=860 metros, con 2 aberturas de Sondas MN=1 y 32 metros. Para evitar efectos de polarización se emplearon sondas impolarizables.

El instrumento utilizado fue un resistímetro con amplificador de corriente continua, que tiene máxima potencia de emisión de 1,5 KW. Con éste se logró investigar hasta el basamento cristalino en todos los casos, tal como lo refleja la rama ascendente posterior de todas las curvas de los SEV (figura 2).

El método de interpretación aplicado fue el de superposición con punto auxiliar de Ebbert, utilizando para ello curvas teóricas de 3 capas y ábacos auxiliares que contemplan el efecto anisotrópico de las capas superiores. Las mediciones fueron controladas con un programa de computación para la obtención de curvas teóricas (Fritsch, 1969) empleándose para ello el método de las aproximaciones sucesivas (Fritsch y Zschau, 1969).

Descripción del Corte (figura 3)

Los valores de la resistividad de un terreno, que es el parámetro que miden los sondeos eléctricos, están relacionados con varios factores: litología, contenido salino de los fluidos que saturan los poros de las rocas, temperatura, presión, etc. Los dos primeros son los que producen los efectos más importantes.

Si se estuviera en presencia de una formación geológica de litología constante, y ésta contuviera agua en sus poros en la que se produjeran variaciones en los tenores salinos, ya sea en forma vertical u horizontal, coincidiendo con dichos cambios se producirían variaciones en la resistividad del conjunto roca + agua, caracterizando zonas de resistividad constante que generalmente no coinciden con límites geológicos. Por ello en geoelectrónica se habla de zonas o capas eléctricas y se correlacionan estas con unidades litoestratigráficas. El cuadro 2 representa esto último.

ZONAS O CAPAS ELECTRICAS	EQUIVALENTE GEOLOGICO	LITOLOGIA	VALOR DE LA RESISTIVIDAD EN Ohm x m
Zona superficial (al O del SEV 417)	Fm. Meaucó	Arenas de médano	150 - 500
Zona superficial (al E del SEV 417)	Fm. La Pampa	Tosca	100 - 1000
Zona resistiva superior	Fm. La Pampa	Limos + Tosca	14 - 35
Zona resistiva inferior	Fm. La Pampa	Limos + arenas saturados con agua dulce?	12 - 15
Zona conductiva inferior	Fm. La Pampa	Limos + arenas saturados con agua salobre	2 - 7
	Fm. Telén	Areniscas, grauvacas, arcilitas	+ 2000
	Basamento Cristalino	Granitos metamorfitas	+ 2000

Cuadro 2: Correlación entre unidades litológicas y eléctricas.

Basamento Cristalino y Formación Telén: El corte se inicia en la localidad de Mayer, ubicada entre 4-5 km al oeste de una fractura que tiene un rechazo vertical de aproximadamente 2.000 metros, que es el límite occidental de la cuenca de Macachín. La presencia de esta fractura está demostrada por métodos geológicos y geofísicos y ha sido citada por distintos autores (Salso, 1966: 115; Zambano, 1974: 464; Yrigoyen, 1975: 166). Hacia el poniente de Mayer entre los SEV 360 - 350, se produce una profundización de casi 200 metros, que puede interpretarse como una pequeña fosa marginada por fallas paralelas a la de Macachín. Entre los SEV 300 y 380 el Basamento presenta un relieve ondulado y una profundidad que oscila entre 150 - 200 metros. Entre los SEV 380 y 395 se produce una nueva profundización, constituyendo una fosa que supera los 500 metros de espesor sedimentario, continuando luego hacia el oeste una sola unidad de Basamento hasta el SEV 420. En este punto una nueva fractura profundiza el Basamento en más de 300 metros, originando el hundimiento del bloque occidental, encontrándose éste relleno por los sedimentos paleozoicos de la Formación Telén, cuyo techo fue nivelado por la erosión prepliocena a igual cota que las rocas graníticas del bloque oriental.

Al método geoelectrico le resulta imposible poder diferenciar entre rocas sedimentarias antiguas y graníticas o metamórficas, debido a que las resistividades eléctricas son similares, pero para el método sísmico esto no es imposible puesto que existen contrastes en las velocidades. Yacimientos Petrolíferos Fiscales ha realizado varias pruebas de refracción en el oeste de la provincia de La Pampa. Justamente la prueba de refracción sísmica N°40033, realizada en la localidad de Telén registró al Basamento Cristalino (5.750 m/seg) a una profundidad promedio de 630 mbs por debajo de aproximadamente 320 metros de rocas con 5.100 m/seg de velocidad (Orellana, 1966). Esto está corroborado por la perforación del FCO Telén N°1 que llegó hasta 623 mbs. Al oeste de la localidad de Telén los techos de la formación homónima y el Basamento se profundizan en ese sentido con diferente ángulo, siendo mas pronunciado el correspondiente al último, el cual en la prueba de refracción 30034, ubicada a 35 km al oeste de Telén, tiene una profundidad de 1080 mbs, o sea -760 msnm.

Formación La Pampa:

Zona Conductiva Inferior

Con excepción del tramo comprendido entre los SEV 384 - 338, se desarrolla en todo el corte, depositándose directamente sobre el Basamento Cristalino o la Formación Telén. Se profundiza localmente en las fosas, alcanzando máximo espesor en la que se encuentra entre los SEV 393 - 383: 500 metros.

En la perforación realizada en la localidad de Luan Toro (proximidades del SEV 392), Tapia (1930: 7) describe que se perforaron 170 m de una gran uniformidad, haciéndose difícil poder separar el Reciente del Plioceno. La litología está constituida por areniscas arcillosas y margosas. Los valores de 2-7 Ohmxm de la resistividad que registran los SEV para esta zona, sólo son aceptables para este tipo de litología si se encuentra saturada con aguas salobres.

Zona Resistiva Inferior

Se registra entre los SEV 338 - 383, directamente encima del Basamento Cristalino. Tanto al este como al oeste pasa en transición a la zona conductiva inferior. Su resistividad oscila entre 12 - 15 Ohmxm. La diferencia de resistividad con la anterior es considerable.

Se carece de una perforación que atraviese a esta sección. Su mayor resistividad puede deberse a dos causas: mayor relación arenas/limos+arcillas o a menor contenido salino de sus aguas. Ambas situaciones son alentadoras desde el punto de vista de la prospección hidrogeológica.

Zona Resistiva Superior

Se la registró a lo largo del perfil con excepción del sector comprendido entre los SEV 392 - 369, en el cual esta zona se encuentra ausente. Como puede observarse en el corte su espesor es variable, lo mismo que los valores de resistividad: 45 - 14 Ohmxm.

De las descripciones de las perforaciones Telén, Luan Toro y Winifreda surge que está constituida por areniscas y limos calcáreos.

Toscas: Desde el extremo oriental del corte hasta aproximadamente el SEV 417 se registra el manto de tosca perteneciente al techo de la Formación La Pampa. Los valores eléctricos son muy elevados (100-1.000 Ohmxm) y su espesor promedio es de 2 metros. Esta capa

de tosca generalmente está cubierta por una capa de 50 centímetros de suelo vegetal o arenoso, aflorando en los cortes de los caminos o en los bajos topográficos, que son muy abundantes en esta región.

Formación Meaucó: Al oeste del SEV 417 se desarrolla un manto continuo de arenas finas a muy finas, que yacen directamente sobre la zona resistiva superior. Su espesor promedio en el corte es de 5 metros. Su resistividad está dentro del rango de los 150 - 500 Ohmxm. Hidrogeológicamente es una unidad muy importante porque debido a su alta permeabilidad es la zona de recarga por excelencia de los acuíferos subterráneos de la provincia de La Pampa, la que luego tiene su flujo subterráneo hacia el este (Giai, 1975).

CONDUCTANCIA LONGITUDINAL

Se calculó la conductancia longitudinal en cada sondeo eléctrico para tener un control adicional de las interpretaciones. Su representación gráfica se observa en la parte inferior de los cortes.

El valor de la conductancia longitudinal (S) está dado por la fórmula (Orellana, 1972: 149)

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i}{\rho_i}$$

siendo ρ la resistividad de cada una de las capas eléctricas que componen el sondeo determinado, h su espesor calculado y n el número de capas. Para el caso en que las curvas geoeléctricas terminan en valores muy resistivos el valor S toma especial interés. Este es nuestro caso, en el que todos los SEV alcanzaron al basamento granítico-metamórfico, el cual por ser muy resistivo, puede ser considerado de resistividad infinita; por lo tanto, la última parte de la curva tendrá pendiente de 45°, cuya prolongación sobre el eje de la abscisa a=1 determina el punto S, siendo a su resistividad aparente (Bhattacharya y Patra, 1968: 68).

Cabe destacar que el valor S, cuya unidad es el Mho, está directamente relacionado con la profundidad del basamento cristalino. Este parámetro es mucho más objetivo que las resistividades y espesores calculados, los que pueden variar mucho en base al "Principio de equivalencia" (Deppermann, et al, 1961: 733). También resulta importante porque el valor S se puede leer directamente de las curvas, obteniéndose una idea de la profundidad del basamento cristalino en forma previa a la interpretación de los sondeos eléctricos.

cos.

En los cortes puede observarse que los mayores valores de la conductancia longitudinal concuerdan con las máximas profundidades del basamento cristalino. Al oeste de la fractura de Telén los valores de la conductancia longitudinal leídos concuerdan con la profundidad del techo de la Formación Telén que como se mencionó anteriormente tiene la misma resistividad eléctrica que el Basamento Cristalino

CONCLUSIONES

El método geoelectrónico resistivo permitió diferenciar en el subsuelo seis unidades eléctricas de extensión regional.

La Formación Telén y el Basamento Cristalino no tienen contraste eléctrico entre sí. Pueden individualizarse por métodos sísmicos.

Los valores de la conductancia longitudinal reflejan la profundidad del Basamento Cristalino, excepto entre los SEV 338 y 380 donde se desarrolla la zona resistiva inferior la que por sus parámetros eléctricos podría albergar capas acuíferas de buena calidad.

El corte se encuentra marginado por dos fracturas importantes: al este, la que forma el borde de la Cuenca de Macachín y al oeste, la que origina la fosa de Telén. Entre ambas el relieve del Basamento Cristalino constituye suaves lomadas y se encuentra a una profundidad promedio de 200 mbs, interrumpido por dos profundizaciones bruscas entre los SEV 360 - 346 y 380 - 394 respectivamente, que se suponen de origen tectónico.

La Formación La Pampa cubrió al Basamento Cristalino y a la Formación Telén y no estaría afectada por las fracturas.

Agradecimientos: El autor expresa su agradecimiento a las autoridades del Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas por autorizar la publicación de este trabajo.

Mi reconocimiento a los técnicos Octavio Demarco y Mario Ziola por los dibujos de las figuras y a la Srta. Cristina Jerez por las tareas de mecanografiado.

BIBLIOGRAFIA

- Ameghino, F., 1889: Los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas. Acad. Nac. Ciencias de Córdoba VI - Córdoba.
- Bhattacharia, P. K., 1968: Direct Current Sounding - Elsevier, Amsterdam.
- Deppermann, Flathe, Hallenbach y Homilius, 1961: Die Widerstand methode - en Bentz "Lehrbuch der Angewandten Geologie". Bs. I Ferdinand Enke Verlag - Stuttgart.
- Doering, A., 1882: Informe Oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia) III - Geología - Buenos Aires.
- Fritsch, H. J., 1969: Programa de computación para la obtención de curvas geoelectricas patrón (Bundesanstalt fur Bodenforschung, Hannover), Informe inédito.
- Fritsch, H. J. y Zschau, H. J., 1969: A semidirect method for the interpretation of Geoelectrical sounding Graphs. Trabajo presentado en la Reunión de Venecia, mayo 1969, de la EAEG.
- Giai, S., 1975: Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS) Informe preliminar. (Inédito). Santa Rosa, La Pampa.
- González Díaz, E. F., 1972: Descripción Geológica de la Hoja 30-e, Agua Escondida (provincias de Mendoza y La Pampa). DNG y M Bol. 135 - Buenos Aires.
- Groeber, P., 1936: Oscilaciones de clima en la Argentina desde el Plioceno. Rev. centro estud. Doc. Cienc. Nat. I (2).
- Herrero Ducloux, J. J., 1979: Estudio geológico del subsuelo de la región comprendida entre los paralelos 36° y 37°20' de latitud sur y los meridianos 64° y 66° Oeste de Greenwich (provincia de La Pampa), aplicando Métodos geoelectricos. (Tesis doctoral N°368) Fac. de Cienc. Nat. y Mus. Univ. Nac. La Plata.
- Keidel, J., 1974: El Precámbrico. En Geografía de la República Argentina - GAEA - II.
- Llambias, E. J., 1975: Geología de la provincia de La Pampa (convenio entre la Dirección de Minas de la provincia de La Pampa y la Universidad Nacional del Sur) inédito.
- Linares, E., Llambias, E. y Latorre, C., 1980: Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Rev. Asoc. Geol. Arg. T XXXV N°1.
- Orellana, E., 1972: Prospección geoelectrica en corriente continua Paraninfo - Madrid.

- Orellana, E., 1966: Trabajos sísmicos de refracción en la provincia de La Pampa (Informe Inédito YPF).
- Stappenbeck, R., 1913: Investigaciones hidrogeológicas de los Valles de Chapalcó y Quehué y sus alrededores. Dir. Gen. Min. Geol. e Hidrogeol. Boletín N° 4 Serie B (Geología).
- Stappenbeck, R., 1926: Geologie und Grundwasserkunde der Pampa, Stuttgart.
- Tapia, A., 1930: Condiciones Hidrogeológicas de los campos de la "S.A. Estancias y Colonias Trenel". Territorio Nacional de La Pampa. Pub. N° 91 DGMGH.
- Tapia, A., 1935a: Causas geológicas y consecuencias políticas de los cambios del cauce del río Pilcomayo en Formosa. An.Soc. Arg.Est.Geográf. IV(2), Buenos Aires.
- Tapia, A., 1935b: Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. Bol. N° 40 Direc. de Minas y Geol. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M., 1975: "Geología del Subsuelo y Plataforma continental" en Relatorio de Geología de la pcia. de Buenos Aires . V Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca).
- Zambrano, J.J., 1974: Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la pcia. de Buenos Aires y zonas adyacentes. REV Asoc. Geol. Arg. TXXIX N° 4.
- Zetti, J., 1964: El hallazgo de un Megatheriidae en el "Médano Invasor" del SW de Toay, pcia. de La Pampa. Ameghiniana III N° 9
- Zetti, J., 1972: Los mamíferos fósiles edad Huayqueriense (Plioceno Medio) de la región pampeana. (Tesis doctoral N° 304) Fac. de Cienc. Nat. y Mus. Univ. Nac. La Plata.

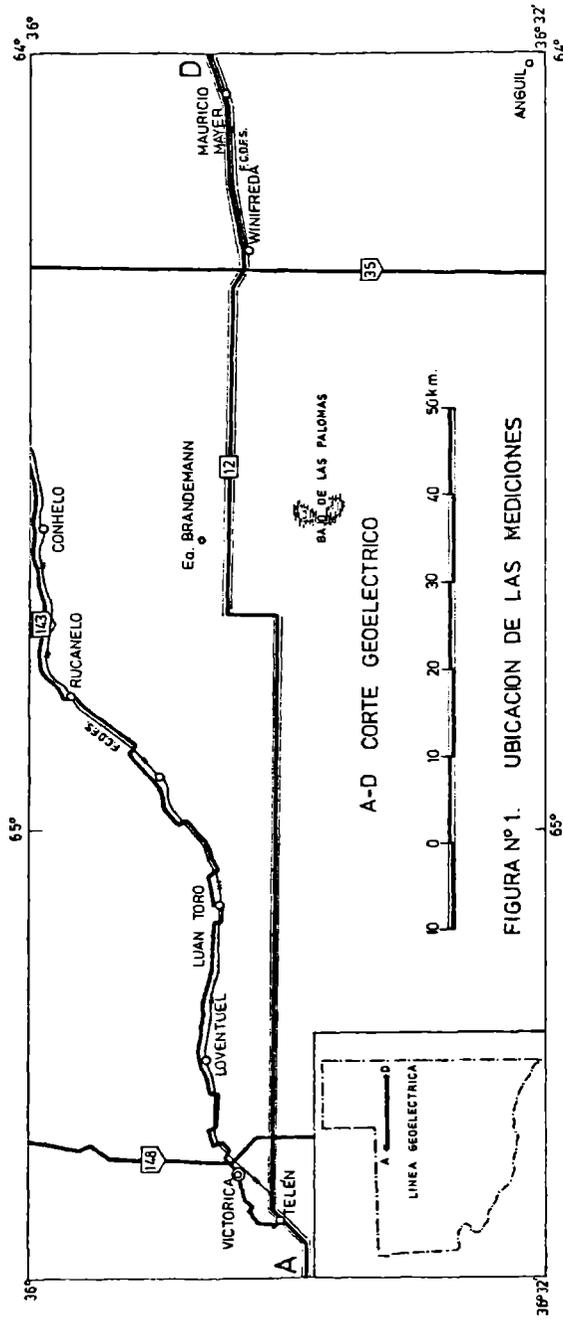


FIGURA Nº 1. UBICACION DE LAS MEDICIONES

72 CORTE GEOELECTRICO...

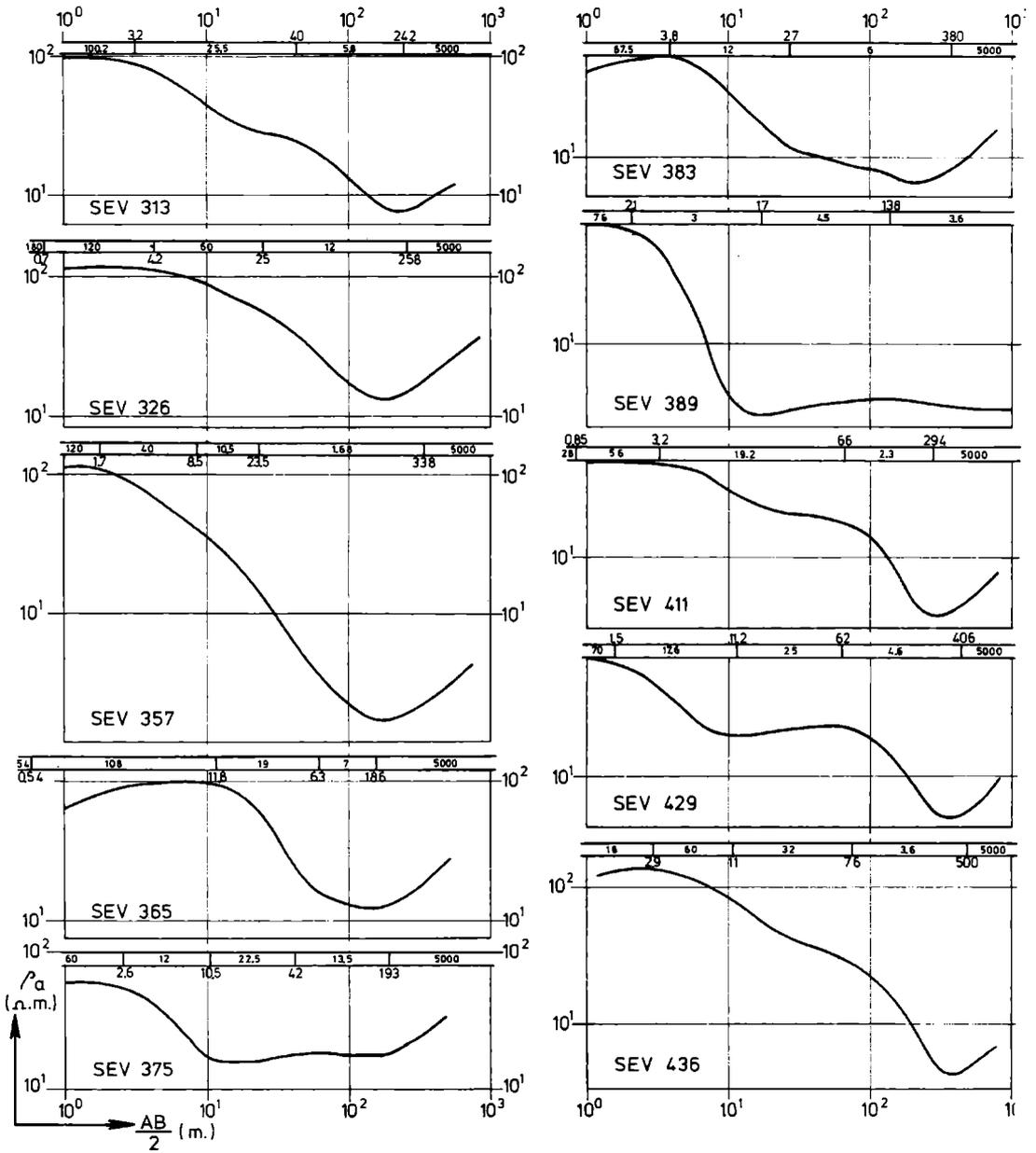
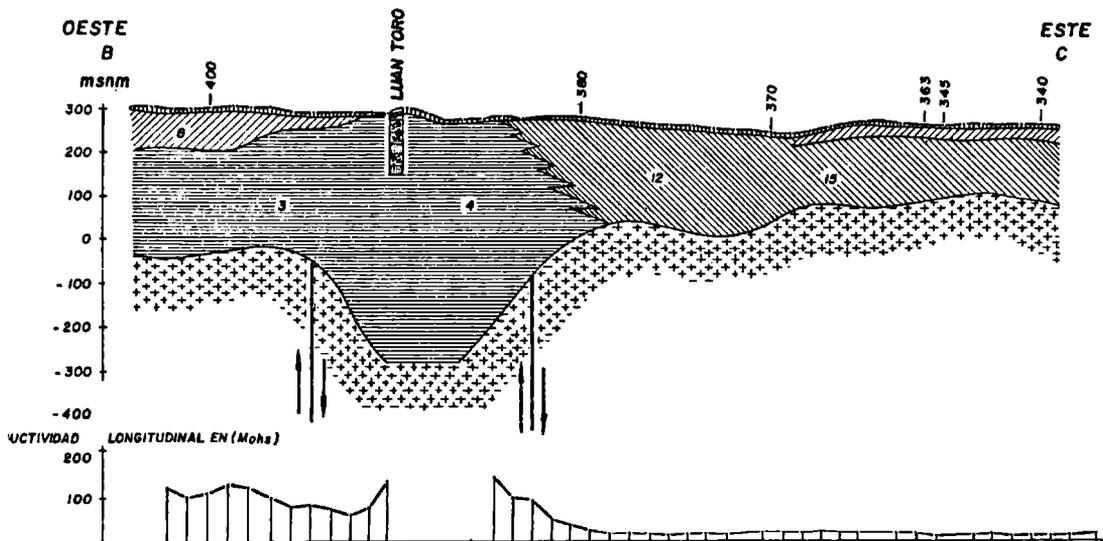
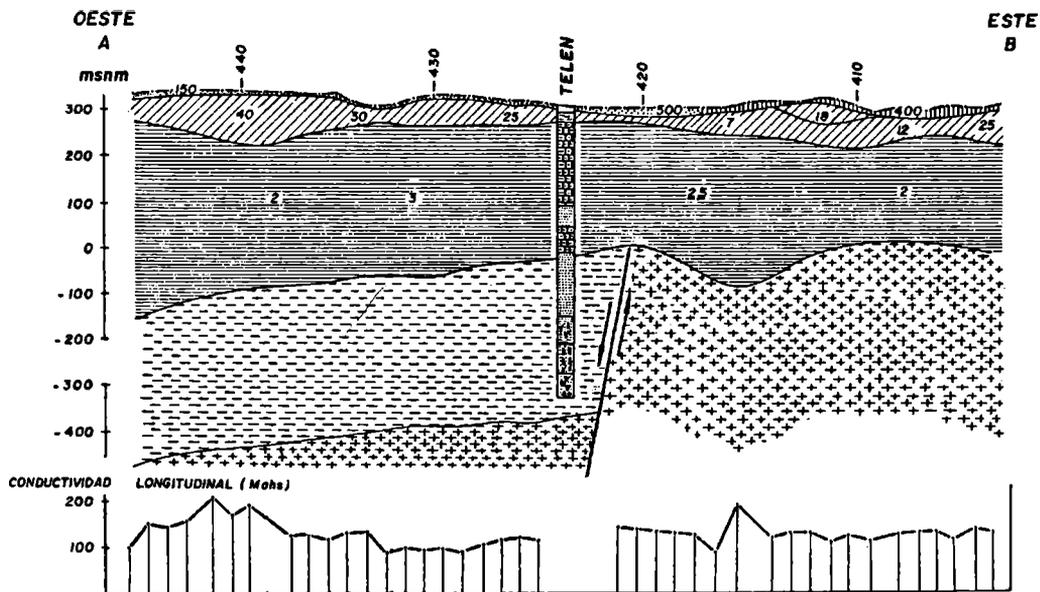


Figura N° 2.- Sondeos Eléctricos Típicos



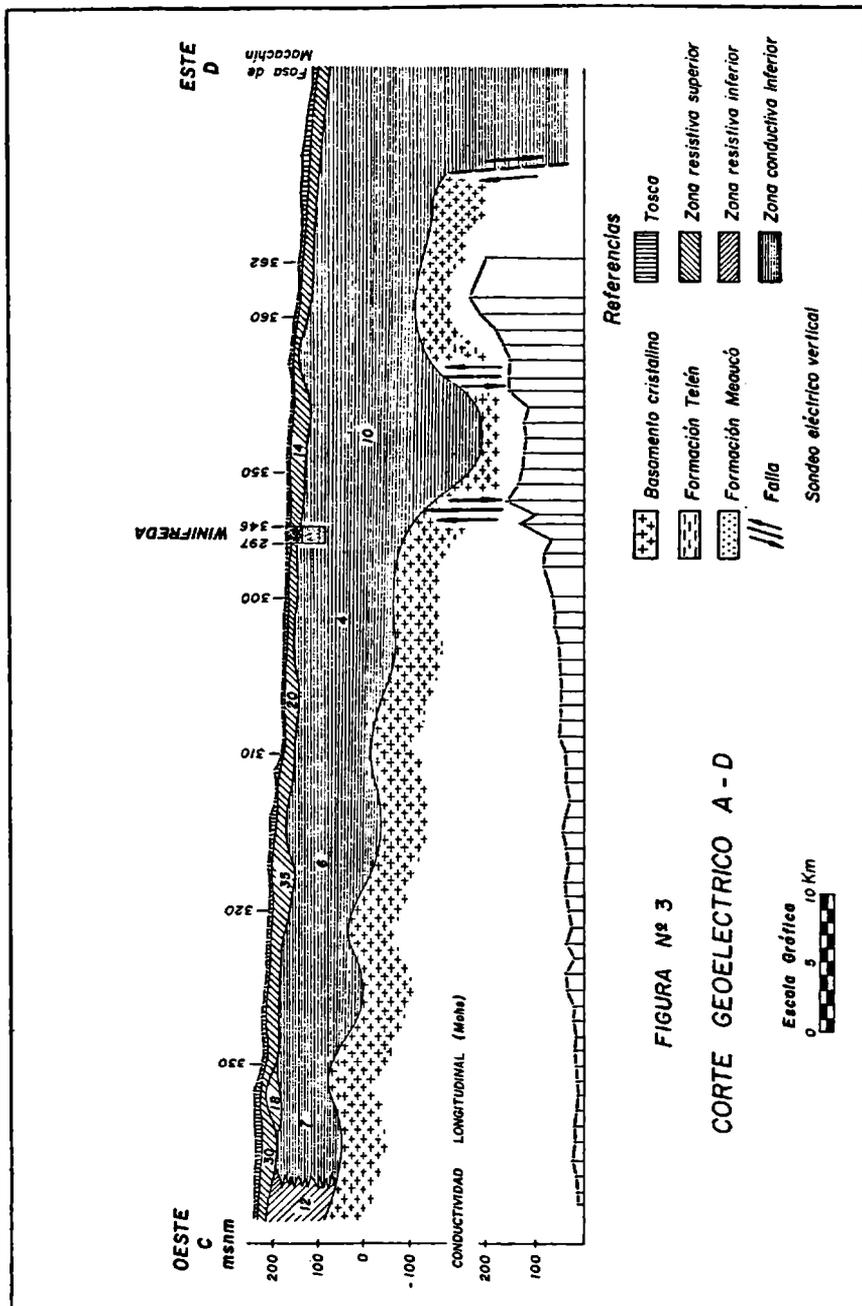


FIGURA Nº 3
CORTE GEOELECTRICO A - D

DETERMINACION DEL ESPESOR DEL ALUVION EN EL RIO NACIMIENTOS POR
METODOS GEOELECTRICOS, PROVINCIA DE CATAMARCA

Juan J. Herrero Ducloux y Luis O. Bonini
Unidad Geofísica, Centro de Hidrología Aplicada
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Se presentan los resultados de una prospección geoelectrica realizada sobre el cauce del río Nacimientos (en proximidades de la localidad de Hualfín, provincia de Catamarca), en el lugar donde se tenían proyectadas las obras de captación y bombeo de agua, para el abastecimiento de la mina Farallón Negro.

Para ello se efectuaron 22 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) distribuidos a lo largo de 5 perfiles, en cuya interpretación se utilizaron curvas teóricas confeccionadas para el caso específico de "Valles angostos".

Los datos obtenidos permitieron inferir un espesor saturado que en algunos puntos supera los 30 metros.

ABSTRACT

The results of a geoelectric prospect on the river-bed of the Nacimientos river (near of Hualfín, Catamarca province), in the place of the works for captation and pumping of water to supply the Farallón Negro mine, are presented.

For this purpose, 22 Vertical Electric Sounding (VES) have been done along 5 profiles. For the interpretation theoretical master curves for the specific case of "narrow Valleys" were used.

The results let us suppose that the saturated zone is thicker than 30 meters in some points.

INTRODUCCION

Finalidades del estudio

Se realizó un estudio de prospección geoelectrica mediante el uso de Sondeos Eléctricos Verticales con el objeto de conocer el espesor del material aluvional que rellena el río Nacimientos, que ha sido labrado sobre areniscas terciarias. El lugar seleccionado coincide con un estrangulamiento que forma el cauce y corresponde al futuro emplazamiento que había previsto Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD) para las perforaciones de explotación del subálveo y estación de bombeo para abastecimiento de agua a la mina Farallón Negro.

Las dimensiones que posee el cauce del río en este sector, hacen que no se cumplan ciertas condiciones teóricas impuestas para la aplicación de sondeos eléctricos en su forma convencional, por lo que teniendo evidencias de estas limitaciones, se recurrió al caso de una metodología especial, donde se considera el efecto lateral de las paredes del valle.

Ubicación del área

La zona de trabajo se halla ubicada en el paraje denominado Nacimientos Abajo, distrito Hualfín, 75 km al norte de Belén, provincia de Catamarca, la cual se encuentra comunicada por la Ruta Nacional N°40 (figura 1).

La prospección se realizó a lo largo de una franja coincidente con el cauce del río Nacimientos y se extiende desde el camino a los baños termales homónimos, hasta 1.200 m aguas arriba.

Breve reseña geológica

El cuadro geológico local resulta sumamente sencillo (figura 5), donde el río Nacimientos forma un valle erosivo en areniscas semihorizontales de edad terciaria del piso Araucanense (G. Bonorino, 1950: 46). Se trata de areniscas de granulometría mediana a gruesa, grises y medianamente cementadas, con intercalaciones ligeramente tobáceas. El valle está relleno por un depósito aluvional cuartario, constituido por gravas y arenas gruesas sueltas de origen fluvial. Este depósito se encuentra totalmente saturado con agua de buena calidad, manteniendo aún en el período de estiaje una cantidad apreciable de escorrentía superficial.

En la figura N°5 se ha indicado el borde de la terraza baja, la cual presenta un desnivel que en la mayoría de los casos no su

para el metro. Desde éste hacia el eje del río, coincidente con la llanura de inundación, se desarrolla en superficie el depósito aluvional, en tanto que entre el borde de la terraza y el límite terciario yace una capa de suelo arenoso con abundante materia orgánica, la que en ciertas partes es utilizada por los lugareños para realizar cultivos.

El cuadro 1 resume lo expuesto:

UNIDAD	EDAD	LITOLOGIA
depósito aterrazado	cuartario	suelo arenoso
depósito aluvional	cuartario	arenas medianas a gruesas-conglomerado de clastos de rocas ígneas medianas a gruesas
Formación Araucana	Plioceno	areniscas grises, medianas a gruesas

Cuadro 1

TRABAJOS DE CAMPO REALIZADOS

Sobre la base de los antecedentes existentes y al reconocimiento geológico del área en cuestión, la prospección geoelectrica se inició con la ejecución de un SEV de prueba, medido sobre un afloramiento de areniscas terciarias, ubicado en la margen occidental del río, el que se encuentra en contacto con el curso de agua, asegurando de esta forma su saturación, y por ende condiciones aproximadamente similares a las que se encontrarían las areniscas por debajo del relleno aluvional.

La resistividad determinada para las areniscas terciarias saturadas fue de 32 Ohm.m.

Una vez conocido el valor al que deberían aproximarse asintóticamente las curvas geoelectricas en su parte final, se iniciaron las mediciones en el sector oeste-noroeste del tramo seleccionado del río.

Para cumplimentar el trabajo solicitado, se midieron en total 22 SEV según la modalidad Schlumberger, distribuidos a lo largo de cinco perfiles, cuatro de los cuales fueron ubicados en forma perpendicular al eje del río y el restante en forma paralela y aproximadamente coincidente con él. Este último perfil se utilizó para correlacionar a los primeros entre sí.

En todas las mediciones, el tendido del dispositivo eléctrico

co se hizo paralelo al eje del río y alcanzó una apertura máxima de electrodos de corriente AB igual a 256 m. Esta dirección corresponde a las mejores condiciones de homogeneidad lateral.

Los SEV fueron realizados por la Comisión Geoeléctrica N°1 del INCYTH, bajo la dirección de los autores del presente trabajo, dicha tarea fue llevada a cabo durante el mes de julio de 1975.

Todos los puntos de medición fueron acotados por una nivelación de detalle, la cual estuvo a cargo del personal de Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD)

METODOLOGIA DE LA INTERPRETACION

La finalidad de la interpretación cuantitativa es determinar la distribución espacial de las resistividades en el subsuelo, partiendo de los datos de resistividad aparente obtenidos en la superficie del terreno. Para lograr esa meta, los SEV efectuados en forma clásica, son interpretados por el método gráfico de superposición, el cual consiste en la comparación de la curva de campo, que se desea interpretar, con las curvas teóricas de un catálogo, hasta encontrar una de éstas que coincida con la primera, mediante un artificio físico matemático, que utiliza puntos de referencia, por lo que se lo denomina "método del punto auxiliar". Pero los resultados de la interpretación con curvas teóricas para capas horizontales así obtenidas, se consideran válidas hasta inclinaciones de contacto que no superen los 15° (Orellana, 1966: 19). Por ello la aplicación del método de resistividad mediante esa modalidad, requiere que las capas a medir sean prácticamente horizontales y que además existan condiciones de homogeneidad lateral (Orellana, 1972: 221).

En el caso de valles angostos esas condiciones no se dan, apartándose más de las mismas, a medida que la distancia a los flancos se reduce, ya que el ángulo de contacto entre la pared del valle y el relleno aluvial se incrementa.

Cuando se interpretan las curvas de campo por comparación con curvas teóricas para capas horizontales, el error debido a la inclinación es siempre en el sentido de disminuir la profundidad y la resistividad de la segunda capa, creciendo con la inclinación y con la relación ρ_2/ρ_1 , siendo ρ_2 y ρ_1 la resistividad de los medios inferior y superior respectivamente (Orellana, 1972: 289;

Mundry y Homilius, 1972: 361).

Existen colecciones de curvas teóricas para casos de contactos inclinados como las de Al'pin y las de Kalenov, citados por Orellana (1972), en las que para su utilización se requiere conocer previamente la relación ρ_a/ρ_l y α (ángulo de inclinación del contacto).

El valle angosto es un caso particular de capa inclinada, la cual se trata de un doble contacto, uno en cada flanco. En 1972 Mundry y Homilius (op.cit.) publicaron una colección de curvas teóricas, sistema Schlumberger para el caso de valles angostos, empleándose en ordenadas las relaciones $a/b = 1, 2, 3, 4$ y 5 , siendo a la mitad del ancho del valle y b su profundidad en la parte central y como abscisa, la relación ρ_a/ρ_l , siendo ρ_a y ρ_l las resistividades del valle y del relleno aluvial respectivamente.

La ventaja de esta colección sobre las de Al'pin y Kalenov, es que además de ser específica para valles angostos, se la emplea mediante el método del punto auxiliar.

Resulta importante mencionar aquí que los autores citados destacan que las curvas de sondeos medidas en valles angostos sugieren la forma de curvas de tres capas, no obstante estar constituida por dos capas de diferente resistividad y que cuando la relación entre las resistividades se encuentra por debajo de 5 las curvas resultan ambiguas.

Sin embargo, las curvas teóricas propuestas por los autores aludidos, son aplicables con rigurosidad a los SEV medidos exclusivamente a lo largo del eje del valle, por lo que todas aquellas mediciones ubicadas fuera de esa situación, no cuentan hasta el presente con curvas maestras apropiadas. Pero a pesar de ello, en el presente trabajo se han utilizado los mismos modelos anteriores para resolver estos casos, ya que están en condiciones de aproximarse mucho más a la realidad, que las curvas teóricas para capas horizontales.

Sobre la base de las consideraciones expuestas, solamente el sector este-sudeste del área que nos ocupa, se encuadra dentro de las características asimilables a los modelos de capas horizontales, ya que allí el valle adopta un importante ensanchamiento, por lo que para determinar el espesor del aluvión en esta zona, se efectuaron 3 SEV (20; 21 y 22) distribuidos a lo largo del tramo norte del perfil IV. Este espesor, dado lo reducido del área

total en cuestión, permitió conocer las distintas familias de curvas a/b, para el resto de los SEV medidos en el eje, las cuales adoptaron la relación 3 y 4.

Estas mediciones, al igual que el resto de todos los SEV, han sido graficados en papel doble logarítmico de módulo 83,33 mm. En la figura N°3 se exponen solamente aquellas que corresponden a los perfiles transversales al rfo. Las resistividades aparentes ρ_a se representaron sobre el eje de las ordenadas (la unidad es el Ohm.m) y las distancias AB/2 sobre el eje de las abscisas (la unidad es el metro).

En dicha figura se destaca que las curvas medidas sobre el eje difieren de aquellas próximas a las paredes, las que se consideran están influenciadas por el efecto lateral que éstas producen en la circulación de la corriente eléctrica.

También cabe consignar, que en la parte final las curvas convergen asintóticamente hacia la derecha a valores comprendidos entre 30 y 40 Ohm.m que corresponden a las resistividades atribuidas a las areniscas terciarias saturadas, mientras que en el tramo inicial, las resistividades oscilan dentro de un rango más amplio, como consecuencia del efecto de capas de poco espesor, existente en la parte superficial del aluvión, producto de diferencias granulométricas y grados de saturación de las mismas. Estas variaciones en el comienzo de la curva no han sido tenidas en cuenta ya que escapan a los objetivos perseguidos.

INTERPRETACION GEOLOGICA DE LAS MEDICIONES GEOELECTRICAS

Sobre la base de la interpretación cuantitativa de todos los SEV, expuesta en el párrafo anterior, se han confeccionado los cortes geoeléctricos correspondientes (figura 4), que correlacionado con la geología local, ha permitido arribar al siguiente cuadro de resistividades del subsuelo.

RESISTIVIDAD EN Ohm.m	UNIDAD GEOLOGICA
10 - 30	terrazza baja
70 - 200	Aluvión cuartario saturado
25 - 40	areniscas terciarias

Cuadro 2

En la figura N°3, las curvas geoelectricas perteneciente a los perfiles I, II y III son del tipo de 2 capas, es decir corresponden al corte geológico constituido por el aluvión cuaternario y areniscas terciarias, en tanto que las curvas 20, 21 y 22 del perfil IV a una columna de 3 capas, de arriba hacia abajo se trata de depósitos aterrazados, aluvión cuaternario y areniscas terciarias respectivamente, tal como se observa en la figura N°4.

Los elevados valores de resistividad encontrados en el relleno aluvional cuaternario responden a la granulometría gruesa del depósito y a la presencia de agua dulce que satura sus poros. Por el contrario la menor resistividad observada en las areniscas terciarias obedece a una menor granulometría y al posible aumento del contenido salino que presentan las aguas dentro de estas, a causa del contenido de cenizas volcánicas que incluyen.

Los cortes permiten observar la forma del depósito donde los espesores máximos se encuentran en el perfil IV y son del orden de los 30 metros. Cabe destacar que esta máxima profundidad determinada se halla debajo del SEV 20 o sea debajo de la actual terraza baja.

Estos cortes demuestran que en la sección estudiada no existen grandes profundidades del valle, hecho muy frecuente en los valles intermontanos, no infiriéndose tampoco la presencia de fallas.

La figura N°5 es un mapa isopáquico del relleno aluvional, construido en base a todos los SEV. Las isopacas muestran que el depósito es casi simétrico con respecto al eje del río y que su espesor se incrementa aguas abajo.

Cabe destacar que en la actualidad, la mina Farallón Negro se abastece de agua extraída de perforaciones ubicadas sobre la base de los datos aportados por el presente trabajo. Estas perforaciones se hallan distribuidas a lo largo del perfil III y sus aguas son elevadas por una planta de bombeo y trasladada por un acueducto de 20 km aproximadamente de longitud, venciendo un desnivel de algo más de 800 m.

CONCLUSIONES

Los espesores determinados en todos aquellos SEV medidos fuera del eje del valle, son ligeramente inferiores a los reales, dado que las curvas teóricas utilizadas para su interpretación son es-

pecíficas para el eje del valle.

La traza correspondiente al perfil III ha sido seleccionada como la más adecuada para la ubicación de las perforaciones de explotación ya que en ella coincide un espesor próximo a los 25 metros con la parte más angosta del valle.

En general los espesores del aluvión se mantienen constantes a lo largo del tramo investigado del río, aunque se evidencia un incremento hacia el este, donde alcanza unos 30 metros aproximadamente.

Los cortes geoelectrónicos y el mapa isopáquico demuestran que la forma del valle es semicircular no habiéndose detectado la existencia de fallas geológicas.

BIBLIOGRAFIA

- Deppermann, K.; Flathe, M.; Hallenbach, F. y Homilius, J., 1961: Die geoelektrischen Verfahren der angewandten Geophysik en Lehrbuch der Angewandten Geologie, por A. Bentz. Fernand Enke Verlag, Stuttgart P. 718-804.
- González Bonorino, F., 1950: Geología y petrografía de las hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgalá) Bol. N°70 DNMG.
- Herrero Ducloux, J. J. y Bonini, L. O., 1975: Determinación del espesor del aluvión en el río Nacimientos, provincia de Catamarca INCYTH. Informe inédito.
- Mundry, E. y Homilius, J., 1972: Resistivity Measurements in valleys with elliptic Cross-section, Geophysical Prospecting, V. XX N°2.
- Orellana, E. y Mooney, H., 1966: Tablas y curvas para Sondeos Eléctricos Verticales, Interciencia, Madrid.
- Orellana, E., 1972: Prospección Geoelectrónica en corriente continua. Paraninfo, Madrid.

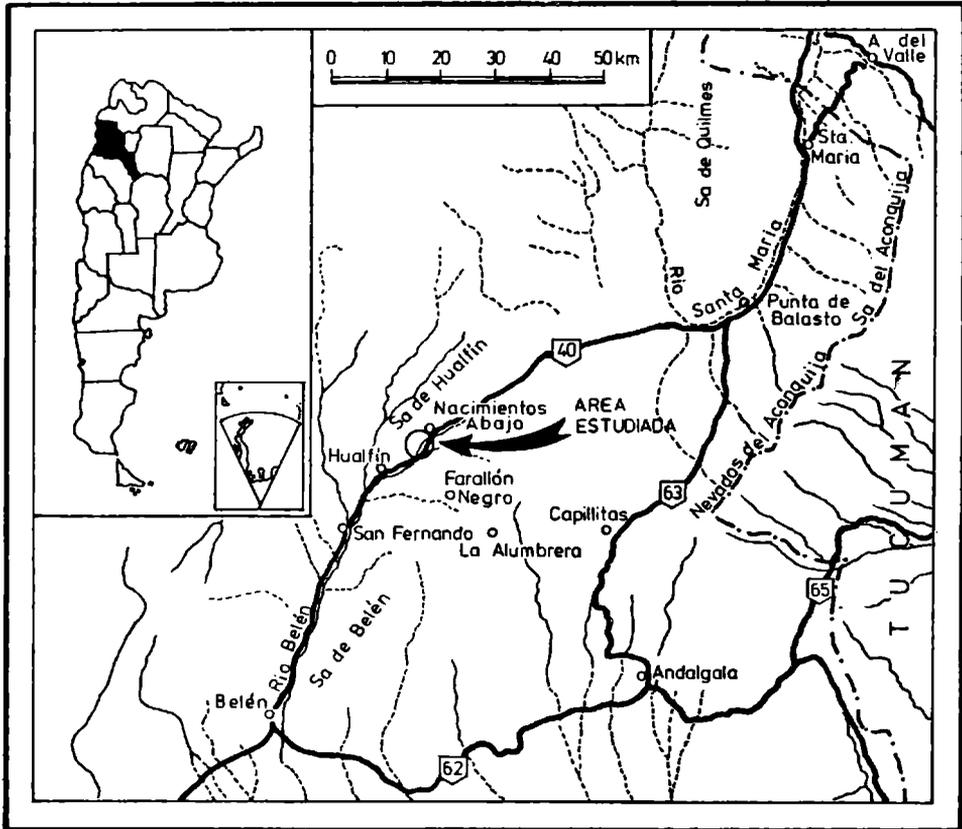


Figura N°1 Area Estudiada

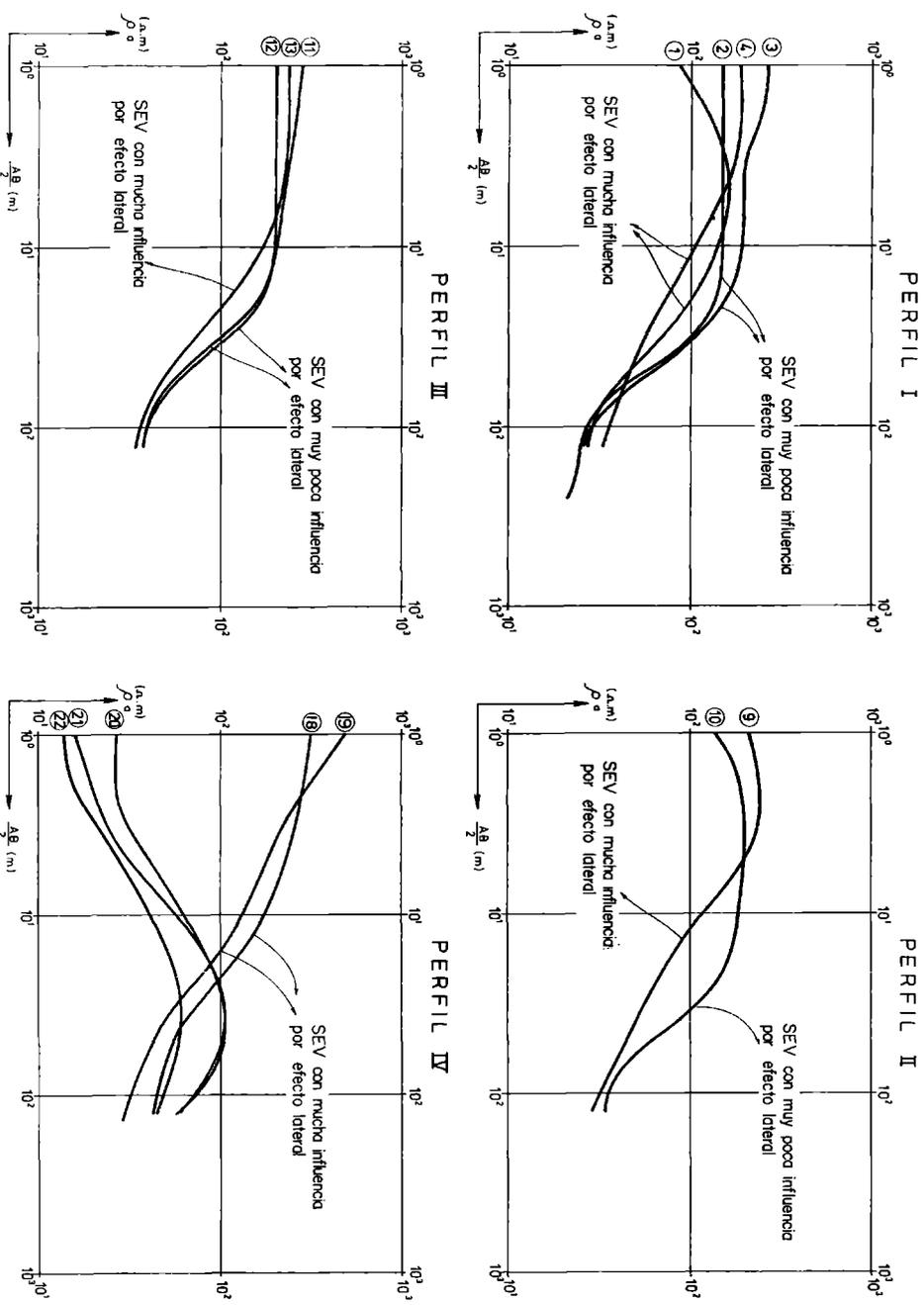


Figura N°3 Variación morfológica de los SEV producida por efecto lateral de la pared del valle segun su proximidad

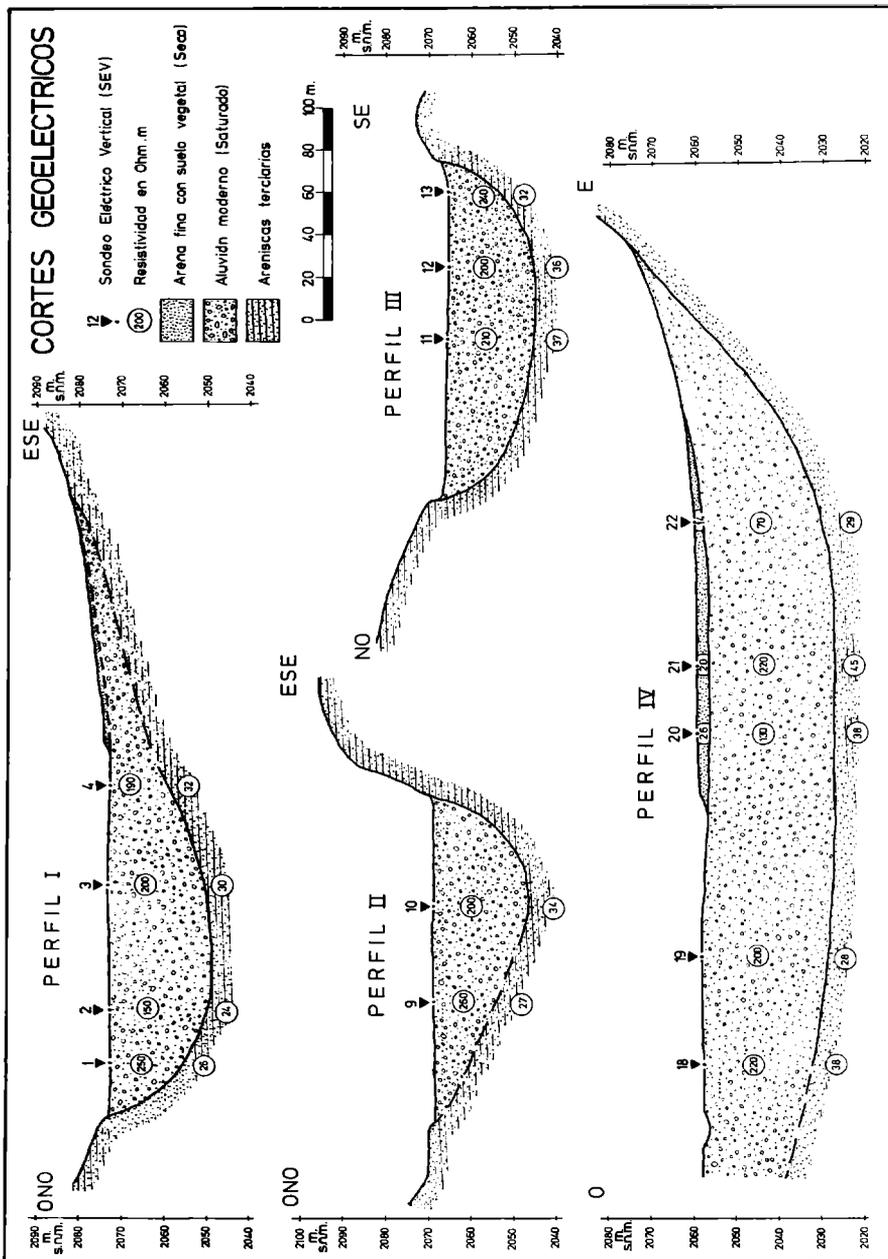


Figura Nº 4

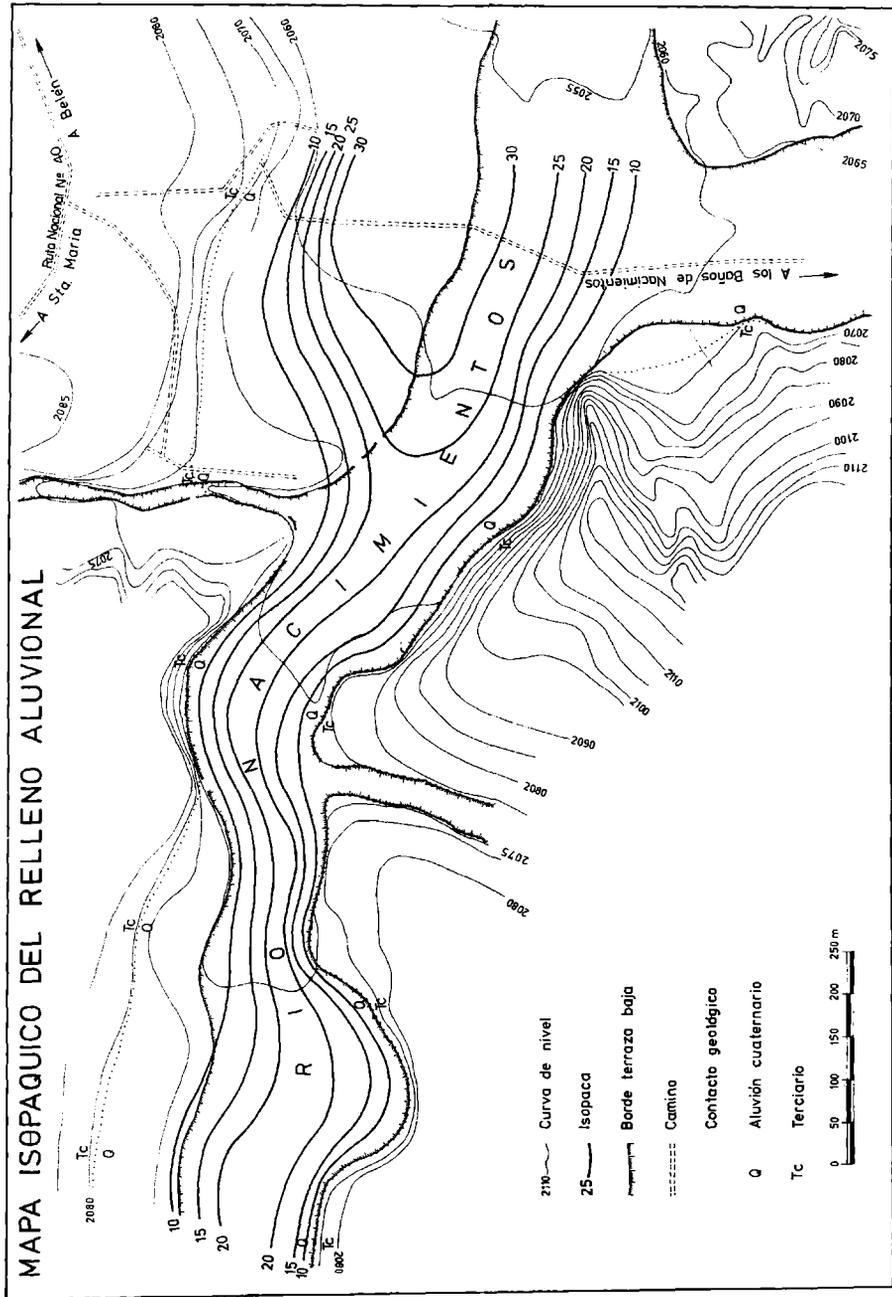


Figura Nº 5

RESULTADOS DE LA VIGILANCIA CLIMÁTICA EN EL AREA DE SALTO GRANDE HASTA
FEBRERO DE 1980 (*)

José A. J. Hoffmann y Silvia E. Nuñez
Servicio Meteorológico Nacional
Fuerza Aérea Argentina
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

A partir del mes de marzo de 1979, época en que comenzó el llenado del Lago de Salto Grande, se inició una vigilancia climática en su zona de influencia con el propósito de detectar la ocurrencia de las variaciones climáticas pronosticadas.

La metodología utilizada para ello ha consistido en comparar las diferencias de los valores medios mensuales de temperatura máxima y mínima, tensión de vapor y humedad relativa entre Salto Grande y Concordia Aero, ocurridas desde el comienzo del llenado del lago, con las diferencias que han existido entre ambos lugares antes de la aparición de la nueva superficie evaporante. En este tratamiento se ha supuesto que Concordia Aero no se encuentra afectada por el embalse. De la comparación de estos valores, se ha podido constatar que las diferencias ocurridas entre ambas estaciones a partir de agosto de 1979 aproximadamente, caen muy fuera del intervalo definido por el promedio más menos el triple de la desviación estándar de la serie de diferencias correspondientes al período 1962-1973.

Tal situación indica que, evidentemente, estas diferencias no pertenecen a la misma población de datos sino a otra que corresponde a las nuevas condiciones climáticas, cuyas características recién se conocerán después de 10 años de observación, como mínimo.

ABSTRACT

Since March 1979, date of Salto Grande lake filling, a climatic watch in influence area was initiated in order to detect the occurrence of forecast climatic variations.

The applied methodology consists in the comparison of monthly mean value differences of maximum and minimum temperatures, vapour pressure and relative humidity between Salto Grande and Concordia Aero, registered since the beginning of the lake filling, with the differences registered in both places before the new evaporating surface appeared. In this approach it is supposed that Concordia Aero data is not affected by the dam.

(*) Publicado en la Revista Meteorológica, Vol. XI, N°1 (1980), pág. 29 a 38

It is possible to verify that the differences registered between both stations since approximately August 1979 lie far away from the interval defined by the mean value plus or minus three times the standard deviation of the difference series corresponding to the 1962-1973 period.

This result shows that, evidently, the differences do not belong to the same sample, but to another of new climatic conditions whose characteristics will be known after, at least, 10 years of observations.

INFLUENCIA DE LA PROPAGACION ANOMALA EN LAS OBSERVACIONES DE RADAR

Ernesto H. Berbery y Armando Brizuela

CONSEJO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS Y TECNICAS

COMISION NACIONAL DE INVESTIGACIONES ESPACIALES

RESUMEN

En condiciones de super-refracción suelen presentarse anomalías en las pantallas de radar, debido a que la energía del radar se propaga siguiendo una trayectoria curva, la cual puede alcanzar o superar la curvatura de la superficie terrestre, ocasionando así la aparición de ecos de segundo barrido y aumento del tamaño de ecos, sean de terreno o nube. Se estudió la ocurrencia de estos casos (llamados "conductos") y su influencia en las tareas de observación del Programa Nacional de Lucha Antigranizo.

Se usaron los datos de 546 sondeos de las últimas 5 temporadas, además de la información de las películas de radar y datos de precipitación de la mesorred ubicada en la zona de estudio.

No se consideraron conductos originados por descendente de tormenta.

Se hallaron 40 casos de conducto, y su distribución durante el día presenta un mínimo en horas vespertinas. Los casos de conducto en capas bajas se presentan en los sondeos de la mañana y los elevados indistintamente a la mañana o a la tarde, lo cual es coherente con el origen de la inversión que los produce: De radiación para los primeros y de subsidencia para los segundos.

Se halló que la frecuencia de formación de conductos es 7,3%, de los cuales el 17,3% está asociado con eventos convectivos y que los ángulos máximos para los cuales existe conducto, son menores a 0,5°. Las conclusiones principales son que estos conductos estarían asociados con tiempo bueno y que no influyen en las observaciones de radar.

ABSTRACT

In super-refraction conditions, anomalies often appear on the radar

screens since the radar energy propagates following a curved trajectory which can equal or even surpass the earth's surface curvature producing in this way the appearance of second scan echoes and enlarging the echoes size (ground or cloud echoes). The occurrence of these cases, (called "ducts") and their effect on the observation tasks of the National Hail Suppression Programme was studied.

Data from 546 soundings of the last 5 summer campaigns were used, as well as information from radar films and rain data from the mesonetwork - placed in the study area.

Ducts due to storm downdraft were not taken into consideration.

40 duct occurrences were found and their day distribution presents a minimum in the evening. Low layer ducts are seen in the morning soundings and the elevated ones in the morning or the afternoon indistinctly, which agrees with the origin of the inversion that produces them: Radiation for the first ones and subsidence for the second ones. It was found that the ducts formation frequency is 7,3% from which only 17,3% is associated with convective events, and that the maximum angles for which a duct exists are smaller than $0,5^\circ$. The principal conclusions are that ducts would be associated with fine weather and they do not influence radar observations.

1. INTRODUCCION

1.1 Presentación del problema y objetivos.

La propagación de ondas electromagnéticas en la atmósfera, emitidas por un radar meteorológico, está influenciada por la distribución espacial y temporal del índice de refracción. El efecto de la variación vertical del índice - provoca una desviación respecto a la propagación lineal. En una atmósfera standard se produce un curvamiento del haz hacia abajo, pero en la atmósfera real - puede curvarse en mayor o menor grado que en el caso standard, dando lugar en el primer caso a lo que se llama super-refracción y en el segundo a la subrefracción, con el consiguiente error en la medición de las alturas.

En los casos de super-refracción, si la curvatura del haz [igual a o supera a la curvatura de la Tierra, la energía emitida se verá "atrapada" en una

capa permitiendo al radar observar objetos más lejanos que en condiciones normales (Battan, 1973). Esto es lo que se llama un "conducto".

Este tipo de fenómenos da lugar a la aparición en la pantalla de radar de ecos anómalos, como ser aumento en cantidad y tamaño de los ecos de terreno, aparición de ecos de blancos que se encuentran más allá del rango habitual de trabajo del radar, etc.

Por todo esto se vio la necesidad de estudiar el fenómeno, teniendo como objetivos conocer: a) las condiciones bajo las cuales se forman los conductos, clasificarlas y ver su importancia en las distintas anomalías mencionadas anteriormente; b) las modificaciones en las alturas por curvatura del haz; y c) las influencias en las tareas operativas y de investigación.

1.2 Índices de refracción

Las ecuaciones empleadas en la determinación de los distintos índices de refracción atmosférica son las que se detallan a continuación.

El índice de refracción (n):

$$n = \frac{c}{v} \quad (1)$$

dónde: c: velocidad de la energía electromagnética en el vacío.

v: velocidad de la energía electromagnética en la atmósfera.

Cuando se trabaja en la atmósfera suele ser más cómodo emplear el índice refractivo, dado por la ecuación:

$$N = (n-1) \times 10^6 \quad (2)$$

Para el cual se ha determinado que en una atmósfera húmeda vale:

$$N = 77,6 \frac{P}{T} - 5,6 \frac{e}{T} + 3,75 \times 10^5 \frac{e}{T^2} \quad (3)$$

dónde: P: presión atmosférica (mb); T: temperatura (°K); e: presión de vapor (mb)

Se suele modificar el índice refractivo N, de manera de poder identificar los conductos y sus características más fácilmente. Para ello se define el índice de refracción modificado, M, como:

$$M = \frac{Z}{R} \times 10^6 + N \quad (4)$$

con: Z=altura sobre la superficie terrestre; R=radio de la tierra.

De la ecuación general para la trayectoria del haz en la atmósfera (Battan, 1973), se puede obtener la relación entre el ángulo θ_z (formado por la tangente al haz y la horizontal) y el índice de refracción modificado, a la altura Z. Esto es:

$$\theta_z = \sqrt{\theta_0^2 + 2(M_z - M_0) \cdot 10^{-6}} \quad (5)$$

De esta ecuación se ve que, si para una dada capa el M en el tope es menor que en la base, el ángulo superior será menor que el inferior. Por lo tanto existirá en este caso un ángulo $\theta_0 = (\theta_0)_{MAX}$ para el cual $\theta_z = 0$. Esto indica que para cualquier $\theta_0 < (\theta_0)_{MAX}$ la energía emitida quedará confinada en esa capa. Esto puede ocurrir cuando hay una fuerte disminución de humedad con la altura combinada con una isoterma o un aumento de la temperatura con la altura.

El $(\theta_0)_{MAX}$ se obtiene a partir de la ecuación (5), en la cual se toma la condición $\theta_z = 0$:

$$(\theta_0)_{MAX} = \sqrt{2(M_0 - M_{min}) \times 10^{-6}} \quad (6)$$

2. TECNICAS EMPLEADAS

2.1 Descripción del programa

El programa empleado para los cálculos de este trabajo, tiene como base la rutina de interpolación que para otros fines emplearon Weinstein y Davis (1968). En él se tiene como datos de entrada a la presión, la temperatura y la temperatura de rocío (T_d) o la humedad relativa, de los niveles standard y significativos de los radiosondeos.

En base a estos datos se interpola linealmente en cada capa a las siguientes variables: logaritmo de la presión, temperatura y humedad relativa. El proceso es hecho entre superficie y 4000 metros. El límite de altura se eligió - debido a que a esa altura ya prácticamente no hay posibilidad de formación de cond ductos.

El paso siguiente es calcular los valores de dichas variables cada 20 metros. Luego calcula para cada nivel a partir de estos datos las siguientes variables: presión de vapor (e), presión de vapor de saturación (e_s), índice refractivo (N) y su error (ΔN), índice de refracción modificado (M) y gradiente ver-

tical del mismo ($\Delta M / \Delta Z$), imprimiendo en una matriz: presión, altura, temperatura, humedad relativa, presión de vapor, índice refractivo y su error, índice de refracción modificado y su gradiente vertical.

En base a esta información el programa provee: a) gráfico de los - perfiles de T, T_d y M; b) identificación de una inversión en M y en caso de existir, cálculo del ángulo máximo para ese conducto.

2.2. Trazado de rayos.

Para estudiar los errores en las alturas por curvatura del haz, se partió de una atmósfera estratificada verticalmente en la cual se consideró que el cuadrado del índice de refracción varía linealmente con la altura. Esta suposición está justificada ya que los coeficientes de correlación de los casos analizados fueron superiores a 0.97.

Aplicando la Ley de Snell con las condiciones mencionadas anteriormente se puede llegar a la ecuación:

$$Z = x \operatorname{tg} \theta_0 - \frac{ax^2}{4n_0^2 \cos^2 \theta_0} \cdot 10^{-6} \quad (7)$$

donde el origen del sistema de coordenadas está en la antena del radar, y x= distancia horizontal; θ_0 = ángulo de elevación de la antena; n_0 = índice de refracción en superficie; a= pendiente de la recta $n^2 = aZ + n_0^2$

2.3 Datos utilizados

Se dispuso de 546 sondeos cuya distribución horaria y mensual se muestra entre paréntesis en la tabla I. Dichos sondeos son parte de los que se hicieron en 5 campañas del Programa Nacional de Lucha Antigranizo (PNLAG) en la estación El Plumerillo de Mendoza a las 00:00 TMG (21 hora local), 12:00 TMG (9 hora local) y 18:00 TMG (15 hora local). Cada campaña cubre el período de octubre a marzo.

Se contó además con fotografías de radar. Sólo se usaron aquellas que reúnan las condiciones necesarias para el análisis y que comprenden una parte de la temporada 77/78, cuando el radar estaba instalado en El Challao. La determinación de días y horas en que se produjo precipitación se realizó a par-

tir de los datos de la mesorred ubicada en la zona de estudio.

3. RESULTADOS

Los resultados aquí descritos se basan en la información de radio-sondeos ya comentada. No han sido detectados los casos de conducto debidos a tormentas, que son un fenómeno más local (De este tipo de conducto se describe un solo caso, el que debió ser analizado con otra técnica).

3.1. Estadística de los resultados

3.1.1. Frecuencias horarias y mensuales. De la muestra considerada se obtuvieron 40 casos en los cuales había conducto. Su distribución por mes y hora de sondeo se puede ver en la tabla 1.

Se observa que el número de conductos encontrados representa el 7,3% de los casos considerados.

De todos los sondeos de 12:00 TMG, hay un 9,3% que presentan conducto mientras que para las 18:00 TMG, un 7,2% lo tienen. En cambio para las 00:00 TMG el porcentaje se reduce al 1,3%.

Obsérvese que para los sondeos de 12:00 TMG, en los meses de enero y febrero la proporción de conductos es marcadamente inferior al 10% mientras que para el resto de los meses los valores son mayores. Para los sondeos de 18:00 TMG, no se observa una particularidad definida, ya que las proporciones oscilan alrededor del 7%.

3.1.2. Distribución de alturas y ángulos. En la figura 1(a), pese a la cantidad de datos considerados (40), ya aparece una distribución bimodal, con una moda entre 0 y 600 m y la otra entre 2400 y 3000 m.

Al separar las distribuciones por horas (figura 1 (b) y (c)) se observa que cada uno de esos máximos corresponde a la distribución de las 12:00 TMG y 18:00 TMG respectivamente, es decir que a la mañana hay un mayor número de conductos en superficie (sin que por esto el número de conductos en altura deje de ser importante), en tanto que a la tarde, todos los conductos salvo uno están a más de 1200 m.

La distribución de ángulos máximos correspondientes a los conductos

calculados con la ecuación (6), es semejante a una distribución exponencial (ver figura 2 (a)) y de hecho se comprobó que así es al ajustarla por la función de densidad:

$$f(\theta) = \frac{e}{\bar{\theta}} e^{-\theta / \bar{\theta}} \quad \text{donde: } \bar{\theta} = 0,14$$

El test χ^2 dio que eran similares al nivel de 37%, es decir muy por encima del nivel de significancia de 10%. No se observan diferencias entre los histogramas de 12 TMG y 18 TMG por separado (figura 2 (b) y (c)), también comprobado con el test χ^2 , el que dio $P \approx 34\%$, es decir que ambas distribuciones son similares al nivel de 10%. En cambio se encuentra alguna diferencia al clasificar los ángulos de acuerdo a la altura del conducto (figura 2 (d) y (e)). Con el uso del test χ^2 se comprobó que la similitud se rechaza al nivel del 5%.

En estas figuras se observa que los conductos de altura en su gran mayoría tienen ángulos menores que $0,2^\circ$ en cambio en las capas inferiores hay más frecuencia de ángulos mayores, pese a que no sobrepasaron los $0,5^\circ$.

Los resultados de 3.1.1. y 3.1.2. son coherentes con el origen de la inversión que los produce: De radiación para los de superficie y de subsidencia para los de altura.

3.2. Casos de conductos y tormentas.

En el conjunto de conductos encontrados (40), se observó que el 17% correspondía a sondeos representativos de eventos convectivos y el resto (83%) a sondeos no vinculados a ese tipo de fenómenos.

Hasta aquí se ha hecho referencia a conductos que tienen su origen en inversiones de subsidencia o radiación. El caso particular de inversión y conducto debido a la corriente descendente de una tormenta es un fenómeno más breve en el tiempo (del orden de una hora) y del cual en base a la información utilizada se pudo hallar un solo caso, para el que se hizo un análisis de las fotografías de radar y secuencia horaria de las variables involucradas siguiendo el método aplicado por Quinteros de Menzies y Di Lorenzo (1978).

Ese caso se produjo el día 6 de febrero de 1978, debido a una tormenta ubicada al este del radar (figura 3 (e) y (f)). En esa misma región, y con el

radar ubicado en El Challao, habfa una amplia zona de ecos de terreno, la cual fue aumentando su tamafo durante la evoluci3n de la tormenta, como se ve en la figura 3 (a) a (d).

La secuencia horaria de presi3n, temperatura y humedad en El Plumerrillo, evidencian la influencia de la descendente (figura 4, (b), (c) y (d)), de donde al calcular el ndice refractivo, se observ3 su aumento en 20 unidades-N para el mismo perodo (fig. 4 (a)).

En el sondeo correspondiente a las 21:00 H0A no aparece la inversi3n de M, probablemente porque en ese lugar ya se habfa debilitado por mezcla, pero no ocurre lo mismo en el resto de la regi3n donde perdura la situaci3n.

3.3 Errores en las alturas por curvatura del haz.

De los 40 casos con conducto, se tomaron los sondeos que tenfan valores extremos en el ndice de refracci3n para cada tipo de conducto. Sus valores aplicados en la ecuaci3n (7) permitieron obtener las curvas mostradas en la figura 5.

Los errores en las alturas medidas por el radar (con elevaci3n de 1°) debido a variaciones en n , junto con los que se cometen por curvatura de la Tierra y tambi3n por ancho de haz, supuesto que la antena del radar tenga un 3ngulo de apertura de 1,5°, se muestra en la tabla siguiente:

DISTANCIA	100 Km	125 Km	200 Km
ΔZ (n)	100 m	160 m	410 m
ΔZ (curvatura de la Tierra)	780 m	1220 m	3120 m
ΔZ (ancho del haz)	1300 m	1640 m	2600 m

Es evidente de aquf que los errores por variaci3n del ndice de refracci3n son menos del 10% que los errores debidos a ancho del haz, para el rango m3ximo del radar F P S -18 (125 Km).

4. CONCLUSIONES

Del an3lisis de los resultados obtenidos se encontr3 que:

- a) Existe una baja frecuencia de formaci3n de conductos (7,3%), acentu3ndose esta

- característica en las horas vespertinas (1,3%).
- b) Los conductos de superficie son hallados en los sondeos matutinos, mientras que los elevados tienen mayor frecuencia de aparición hacia la tarde.
 - c) En ningún caso los ángulos máximos de elevación de antena, para los cuales existe conducto, son mayores que $0,5^\circ$.
 - d) La mayoría de los conductos se produjeron con sondeos no representativos de eventos convectivos (83%).

Estos resultados sugieren (con las limitaciones dadas por el tamaño de la muestra) que la producción del tipo de conductos estudiados está vinculada con situaciones de buen tiempo. Esto coincide con los resultados de otros autores (Quinteros de Menzies y Di Lorenzo, 1978), que asocian a los ecos anómalos con fenómenos de buen tiempo. No se incluye aquí a los conductos producidos por descendentes de tormentas, de los cuales se estudió un solo caso. Este parece ser más intenso que los que tienen su origen en inversiones de subsidencia o radiación. Asimismo podría ser motivo de otro estudio ya que la experiencia demuestra que son los que más afectan en la observación de tormentas.

- e) El error debido a curvatura del haz por variación del índice de refracción es despreciable frente a los errores típicos de las mediciones de radar, de lo que se concluye que los conductos del tipo de los estudiados no influyen en las observaciones de radar ya sea para fines operativos o de investigación.

BIBLIOGRAFIA

- Battan, L.J., 1973; Radar Observation of the atmosphere; University of Chicago Press
- Bean, D.R. y Dutton, E.J., 1966; Radio Meteorology; National Bureau of Standards, Washington
- Quinteros de Menzies, C.Y. y Di Lorenzo, N.L., 1978; Ecos de ángeles en la pantalla de un radar; Meteorológica, 8 y 9, 487-496
- Weinstain, A. y Davis, L., 1968; A parameterized numerical model of cumulus convection. Rept. 11 NSF Grant GA-777, Pennsylvania State University.

T A B L A I

MES HORA (TNG)	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE	ENERO	FEBRERO	MARZO	TOTAL
0	0 (8)	0 (6)	0 (16)	0 (22)	1 (14)	0 (9)	1 (75)
12	3 (19)	3 (26)	7 (41)	1 (67)	4 (56)	4 (26)	22 (235)
18	1 (24)	3 (26)	3 (39)	4 (57)	4 (64)	2 (26)	17 (236)
TOTAL	4 (51)	6 (58)	10 (96)	5 (146)	9 (134)	6 (61)	40 (546)

DISTRIBUCION DE CONDUCTOS POR HORA Y MES EN LA MUESTRA CONSIDERADA.
ENTRE PARENTESIS, CANTIDAD DE SONDEOS QUE FORMAN LA MUESTRA.

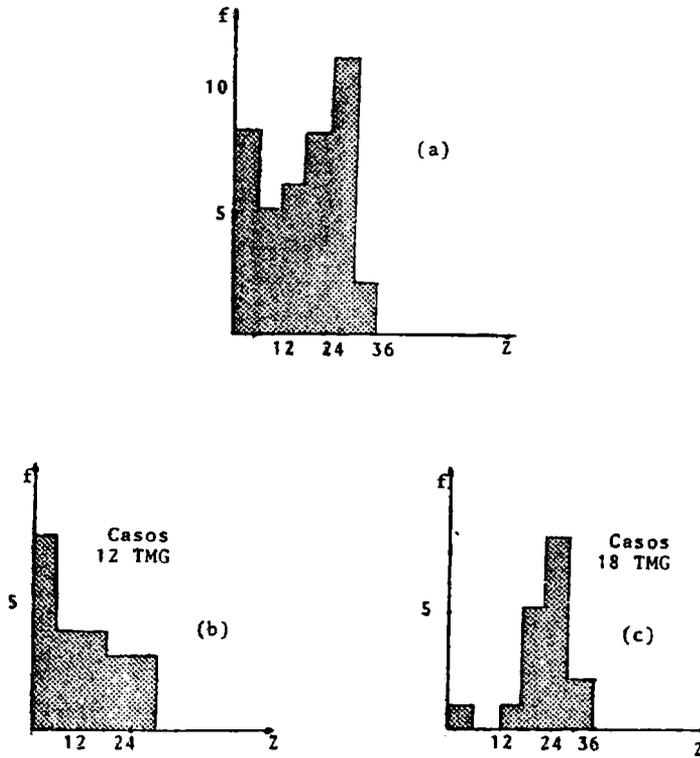


FIGURA 1 . Histogramas de alturas de conductos

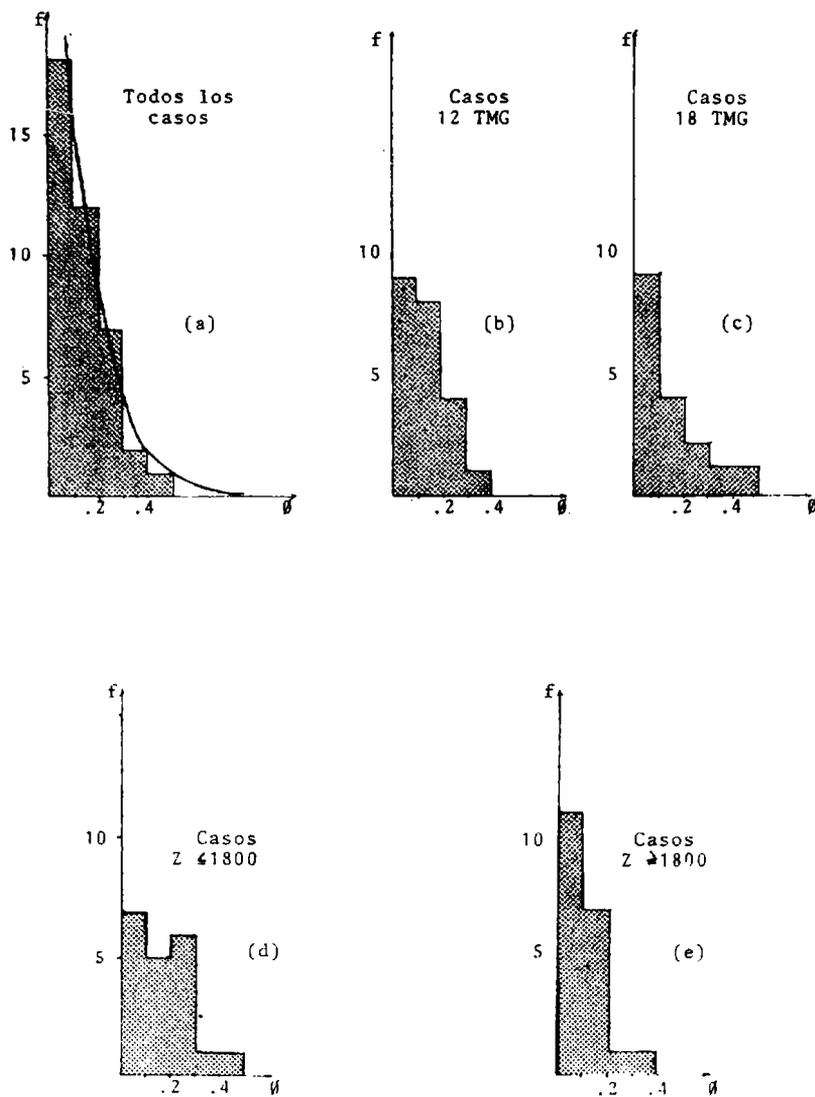


FIGURA 2. Histogramas de ángulos máximos

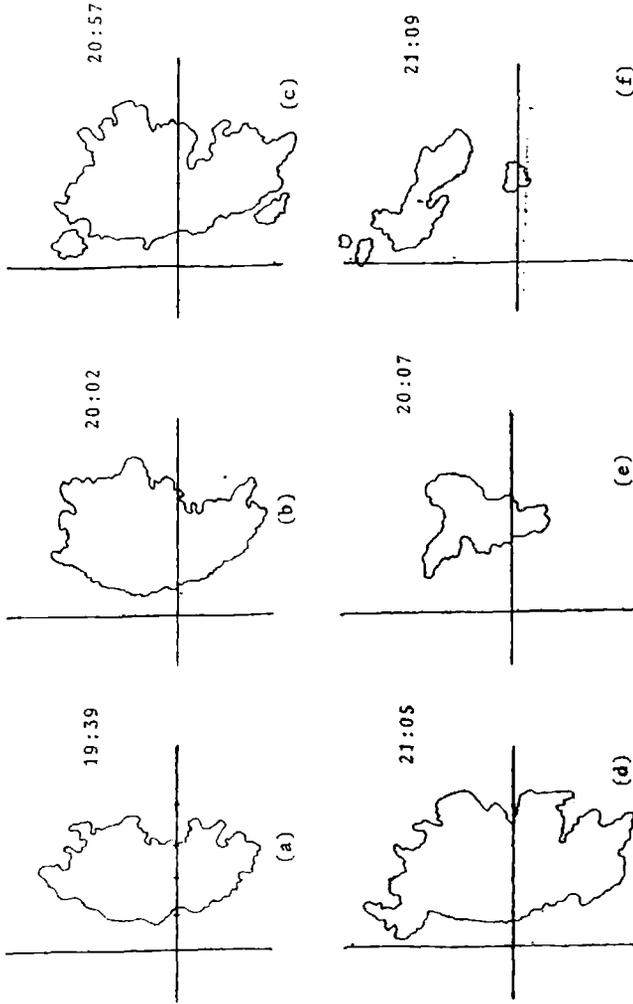


FIGURA 3. (a),(b),(c),(d): Ecos de terreno a 2° de elevación
(e),(f): Ecos de nube a 5° de elevación

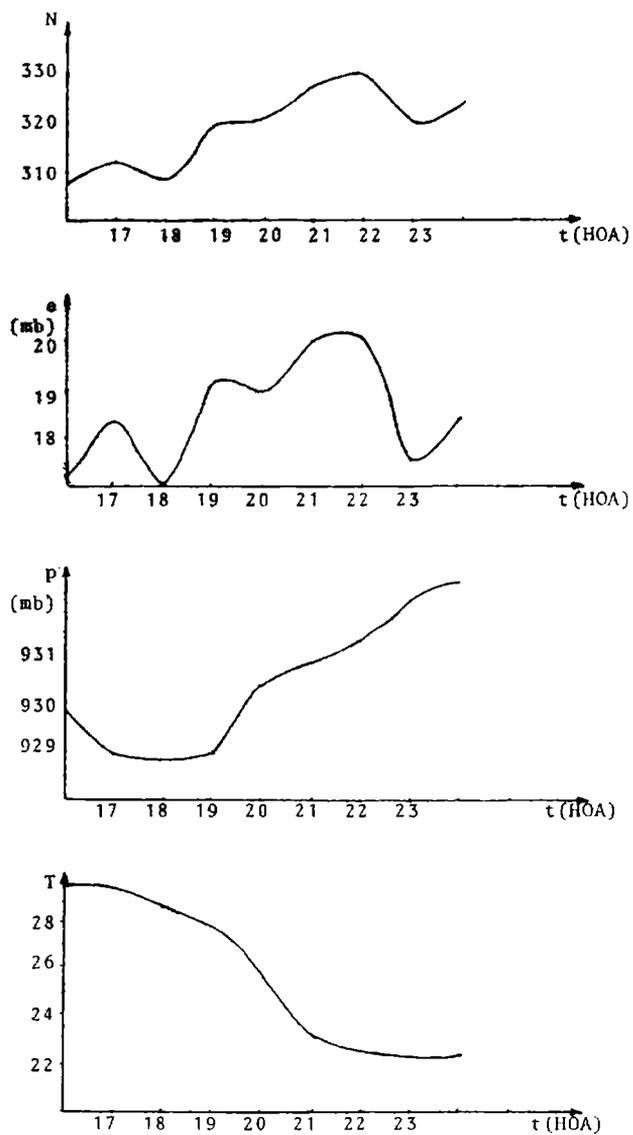


FIGURA 4. Día 6-2-1978

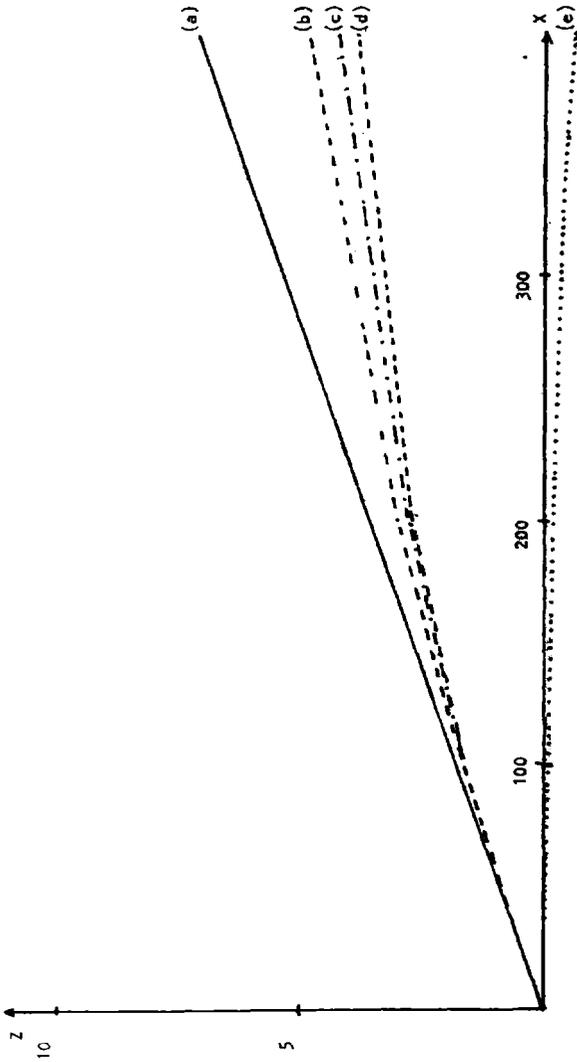


FIGURA 5. Trayectorias del haz del radar con 1° de elevación de antena

- (a): Atmósfera homogénea (índice de refracción constante)
- (b): Atmósfera con gradiente de M igual a $518/4000$ m
- (c): Atmósfera standard con gradiente de M igual a $472/4000$ m
- (d): Atmósfera con gradiente de M igual a $457/4000$ m
- (e): Curvatura de la Tierra

FUERTES VARIACIONES EN LOS REGISTROS DE MBF
COMO INDICADORES OPTIMOS DE ERUPCIONES SOLARES.

Rodolfo G. Ezquer.''

Laboratorio de Ionósfera-Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología

Universidad Nacional de Tucumán

Tucumán - Argentina

RESUMEN

Se han estudiado los cambios pronunciados de fase y amplitud en las emisiones de MBF, emitidas desde NBA (Panamá) y NAA (Maine, EE.UU.) y recibidas en Tucumán con frecuencias de 24,0 y 17,8 KHz, producidos inmediatamente después de diversas erupciones solares durante un período de mínima actividad solar. Adoptando un modelo exponencial para la conductividad de la baja ionósfera los bruscos avances de fase e incrementos de amplitud, permiten evaluar las características de la guía de ondas superficie terrestre-ionósfera, para este tipo de propagación transecuatorial.

El breve lapso transcurrido entre la detección fotométrica (en la radiación H_{α}) de la erupción solar y la perturbación en MBF, está indicando que el fenómeno es producido por radiación electromagnética o por partículas fuertemente energéticas producidas por el sol, durante la erupción.

ABSTRACT

The 24,0 and 17,8 KHz VLF waves, transmitted from NBA (Panamá) and NAA (Maine) were being received in Tucumán. The pronounced changes in phase and amplitude, produced shortly after several solar flares during minimum of the solar activity cycle have been studied. Assuming an exponential model for the lower ionosphere conductivity, the abrupts phase advances and amplitude increases, can be used to evaluate the earth-ionosphere waveguide characteristics for this type of transequatorial propagation.

The short time lapse between the solar flare photometric detection and the VLF disturbance, suggests that the phenomenon is generated by solar produced electromagnetic radiation or high energy particles.

(') Trabajo subvencionado parcialmente por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) a través del Programa Nacional de Radiopropagación.

('') Becario del CONICET.-

INTRODUCCION

La causa del aumento de ionización que hay en la baja ionósfera de la parte iluminada de la Tierra cuando ocurren erupciones (flares) solares, suele asociarse con emisiones intensas de rayos X provenientes del sol, generadas en el momento de la erupción (Burgess y Jones, 1967).

La observación de las variaciones de amplitud y fase de las ondas de MBF reflejadas en la región D, constituye un método muy sensible para observar estos aumentos en la ionización de la baja ionósfera.

El propósito de este trabajo es mostrar que un análisis de las variaciones de fase y amplitud de una señal de MBF, atribuibles a perturbaciones ionosféricas, permite sacar conclusiones respecto a los correspondientes cambios de perfiles de conductividad de la región D.

En este trabajo se consideran los registros de las emisiones de MBF transmitidas desde NBA (Panamá) (9°4' N; 79°39' W) y NAA (Maine EE.UU.) (44°39' N 67°17' W) y recibidas en Tucumán (26°54' S; 65°24' W) cuyas frecuencias respectivas son 24,0 y 17,8 KHz, y sus análisis en términos de perfiles de conductividad.

METODO DE ANALISIS

La forma más conveniente para tratar la propagación de las ondas de MBF, es la de considerar las superficies de la Tierra y de la baja ionósfera como los límites de una guía de ondas. El campo eléctrico vertical E a una distancia ρ del transmisor tiene la siguiente forma (Wait, 1960) :

$$E = \eta I ds h^{-1} (\lambda \rho)^{1/2} \exp(j\pi/4) \sum_{n=1}^{\infty} S_n^2 \exp(-j s_n \rho 2\pi/\lambda)$$

donde:

$$\eta = (\mu_0 / \epsilon_0)^{1/2} 120\pi$$

I= Corrientes del dipolo emisor

2 ds= Longitud del dipolo emisor

h= ancho de la guía de ondas

λ = longitud de onda en el espacio libre

s: está relacionado con la velocidad de fase del modo y la rapidez de atenuación

n: indica el modo de propagación

En condiciones diurnas, a distancias mayores que 3.500 Km del transmisor, solamente el modo de primer orden de la guía de ondas está presente. Este es nuestro caso.

El campo eléctrico E puede ser escrito en la forma $A \exp(j\phi)$, donde A es la amplitud del campo y ϕ la fase de la onda recibida.

El valor de S_n que se usa en (1) depende, en forma compleja, de las propiedades eléctricas de los límites de la guía de ondas y del ancho de la misma. Wait y Spies (1964) discutieron esta dependencia para un modelo de la baja ionósfera en el que la concentración electrónica N y la frecuencia de colisión varían exponencialmente con la altura h;

$$N(h) = (N)_0 \exp[b(h-h_0)] \quad ; \quad \nu(h) = (\nu)_0 \exp[-a(h-h_0)]$$

donde: $(N)_0$ y $(\nu)_0$ son la concentración electrónica y la frecuencia de colisión en el nivel de referencia h_0 ; a y b son constantes positivas.

El parámetro conductividad ω_r definido por: $\omega_r = \omega_0^2/\nu$ donde $\omega_0^2 = (3,18) 10^8 N$ es la frecuencia angular de los electrones, toma la forma:

$$\omega_r(h) = (\omega_r)_0 \exp[\beta(h-h_0)] \quad (2) \quad \text{donde: } (\omega_r)_0 = [(\omega_0)_0^2 (\nu)_0]^{-1/2}$$

siendo $(\omega_0)_0$ la frecuencia angular de los electrones en el nivel de referencia h_0 y $\beta = b+a$ es el gradiente de conductividad.

En este modelo el nivel de referencia h_0 , tomado donde $\omega_r = (\omega_r)_0 = (2,5) 10^8 \text{ seg}^{-1}$, puede ser considerado (aún cuando no es muy correcto) como el nivel de reflexión de las ondas de MBF incidentes.

Para condiciones diurnas normales, $h_0 = 70 \text{ Km}$ y $\beta = 0,3 \text{ Km}^{-1}$ son valores representativos de las condiciones de la ionósfera baja.

En condiciones perturbadas a causa de erupciones solares y llegada de radiación ionizante, los parámetros β y h_0 cambiarán en cantidades $\Delta\beta$ y Δh_0 respectivamente. En correspondencia a estos cambios $\Delta\beta$ y Δh_0 , ocurrirán cambios en S_{ν} , y por lo tanto también en A y ϕ . En consecuencia las variaciones en amplitud y fase en el campo recibido pueden escribirse en función de variaciones en β y en h_0 de la siguiente manera

$$\Delta A = \frac{\partial A}{\partial \beta} \Delta \beta + \frac{\partial A}{\partial h_0} \Delta h_0 \quad (3)$$

$$\Delta \phi = \frac{\partial \phi}{\partial \beta} \Delta \beta + \frac{\partial \phi}{\partial h_0} \Delta h_0 \quad (4)$$

ΔA y $\Delta \phi$ son cantidades medibles ya que son los cambios extremos de amplitud y fase de la señal, respectivamente, observados como consecuencia de la erupción solar.

Estas ecuaciones pueden ser resueltas para $\Delta\beta$ y Δh_0 .

$$\Delta h_0 = \left[\Delta A \frac{\partial \phi}{\partial \beta} - \Delta \phi \frac{\partial A}{\partial \beta} \right] \left[\frac{\partial A}{\partial h_0} \frac{\partial \phi}{\partial \beta} - \frac{\partial \phi}{\partial h_0} \frac{\partial A}{\partial \beta} \right]^{-1} \quad (5)$$

$$\Delta \beta = \left[\Delta A \frac{\partial \phi}{\partial h_0} - \Delta \phi \frac{\partial A}{\partial h_0} \right] \left[\frac{\partial A}{\partial \beta} \frac{\partial \phi}{\partial h_0} - \frac{\partial \phi}{\partial \beta} \frac{\partial A}{\partial h_0} \right]^{-1} \quad (6)$$

En este trabajo se calculan Δh_0 y $\Delta \beta$ a partir de los valores de ΔA y $\Delta \phi$ observados en las señales de NBA y NAA y recibidas en Tucumán, durante algunas erupciones solares.

De los cálculos publicados de rapidez de atenuación y velocidad de fase por Wait (1963) y Wait y Spies (1964), se construyeron gráficos de ϕ y A en función de h_0 , y de ϕ y A en función de β ; las pendientes de las rectas tangentes a las curvas obtenidas en los puntos correspondientes a $h_0 = 70 \text{ Km}$ y $\beta = 0,3 \text{ Km}^{-1}$ dieron los valores de $\frac{\partial \phi}{\partial h_0}$, $\frac{\partial \phi}{\partial \beta}$, $\frac{\partial A}{\partial h_0}$, $\frac{\partial A}{\partial \beta}$, . (ver figura 3).

PRESENTACION DE RESULTADOS

En esta sección se presentan los resultados obtenidos para cada evento ana-

lizado, presentándose solo algunas de las gráficas de fase relativa de las señales recibidas. En las mismas, \uparrow indica el momento de la perturbación. Se incluyen también tablas de detección de la radiación H_{α} emitida durante las erupciones solares que originaron cada evento, realizada por observatorios solares y publicados por el Centro Mundial de datos A (Boulder).

Las Tablas 1 y 3 muestran las observaciones de MBF y los resultados obtenidos para cada evento.

Las Tablas 2 y 4 indican el observatorio que registró la erupción, el tiempo de comienzo e importancia de la misma, obtenidos con la detección de la radiación H_{α} solar.

La tabla 5 indica las condiciones de la baja ionósfera antes de la erupción solar del 4/7/74 a las 18.15 TU.

Para los días en que ocurrieron más de una erupción solar, las variaciones de fase y de amplitud, se tomaron respecto del valor que tenían antes de la primera erupción, momento para el que se supone que $h_p = 70$ Km y $f^o = 0,3$ Km⁻¹

DISCUSION

Es evidente, de todos los datos analizados, la extrema sensibilidad de los registros de MBF a perturbaciones ocurridas en la superficie solar. El breve lapso de tiempo transcurrido entre la detección fotométrica (en la radiación H_{α}) de la erupción solar y la perturbación en MBF, está indicando que el fenómeno es producido por la radiación electromagnética ionizante o a lo sumo por partículas energéticas (en el rango de la radiación cósmica) emitidas por el sol durante la erupción.

En todos los casos y para ambas estaciones, el efecto en los registros de MBF se manifiesta como un avance de fase y un aumento de amplitud, indicando un descenso evidente de la altura de capa donde se refleja la onda, así como un aumento en el parámetro f^o de conductividad. El descenso de capa implica necesariamente un aumento arriba de lo normal de la ionización.

Aquellos eventos que nos permiten una comparación simultánea de los caminos de propagación, NBA-Tuc y NAA-Tuc, nos dicen que el grado de coincidencia es bueno para el primer suceso de una secuencia de varios; lo que indicaría que las condiciones promedio tranquilas para ambos caminos son similares.

La situación física de la capa D evidentemente cambia para los procesos posteriores producidos en el mismo día. Es indudable que el tiempo de recuperación de la ionósfera de la primera perturbación ha sido mayor que el intervalo de tiempo entre la producción de las sucesivas erupciones solares. Se conoce que durante las mencionadas perturbaciones solares existe, además del aumento de concentración electrónica por ionización adicional, una inyección de energía que aumenta la temperatura y en consecuencia la turbulencia en la región D, tanto neutra como ionizada, lo que alarga el tiempo de acomodamiento de la baja ionósfera. Sin embargo, la segunda erupción del 4/7/74 parece ser lo suficientemente fuerte como para dejar la ionósfera baja en condiciones similares para ambos circuitos (ver Tabla 3) aún cuando estas eran distintas antes de que la erupción ocurriera (ver Tabla 5).

Los días 5/7/74 y 6/7/74 presentan dos perturbaciones cada uno pero con mayor separación temporal entre ellas, 6 hs 30' y 7 hs 46' respectivamente. Esto evidentemente ha permitido la recuperación total de la ionósfera baja a condiciones pre-perturbadas, dado que el grado de coincidencia experimental resulta bueno.

El día 6/7/74 a las 11.00 TU, la perturbación que aparece en los registros de NAA-Tuc no se manifiesta para el camino NBA-Tuc. Un intento de explicar este hecho se apoya en la hora de producción de evento solar y en la ubicación más al Este del camino NAA-Tuc. Estos dos hechos implican que el circuito de la señal de NAA se encontraba ya en luz diurna, lo que no ocurría en el circuito de NBA. Esto es confirmado por los registros de fase de las figuras 1 y 2 que indican que NAA prácticamente ha producido su máximo avance cuando NBA todavía se encuentra en ascenso.

En los días 7/7/74 y 2/8/75 (Tablas 1 y 2, figuras 1 y 2) los registros de MBF detectaron 4 y 4 procesos solares respectivamente, de los cuales solo tres fueron confirmados por mediciones de H_{α} . Esto indicaría que pueden producirse erupciones solares con emisión de radiación electromagnética en la zona del ultravioleta y aún de más corta longitud de onda, sin intensificarse la región del visible.

CONCLUSION

- 1) En la propagación de las ondas de MBF consideradas en este trabajo, la fase de la señal avanza y su amplitud aumenta cuando ocurre una erupción solar, lo que implica una disminución en h_p y un aumento en β .
- 2) La perturbación en MBF es producida por radiación electromagnética ionizante o por partículas energéticas emitidas por el sol durante la erupción.
- 3) Cuando ocurren varias erupciones en un día, las condiciones promedio de la baja ionósfera en los dos caminos de propagación considerados son similares antes del primer evento, esto no siempre ocurre en los momentos en que se inician las perturbaciones siguientes dependiendo del tiempo transcurrido entre sucesivas perturbaciones. Las erupciones solares posteriores a la primera pueden ser lo suficientemente fuertes como para dejar en condiciones similares a la baja ionósfera para los dos caminos aún cuando estas eran distintas al iniciarse la perturbación.
- 4) La propagación en MBF ha mostrado ser un instrumento ideal de detección rápida de fenómenos solares, y a veces más sensible que la medición fotométrica en el espectro visible (línea H_{α}).

Agradecimientos: agradezco la colaboración prestada por el señor Enzo Moro.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

Fig. 1: Variación de la fase de la señal de NAA, correspondiente a los días 4, 5, 6, y 7/7/74.

Fig. 2: Variación de la fase de la señal de NBA, correspondiente a los días 4, 5, 6, y 7/7/74.

Fig. 3: Amplitud de la señal de NAA recibida en Tucumán en función de h_p , con $\beta = 0,3 \text{ Km}^{-1}$.

BIBLIOGRAFIA

- Burgess B. and Jones T. B., 1967: Solar flare effects and VLF radio wave observations of the lower ionosphere; Radio Science, 2, 619-626.
 Wait J. R., 1960: Terrestrial Propagation of Very Low Frequency radio waves, a

- theoretical investigation; Journal of Research of the NBS, 64D, 153-204
- Wait J. R., 1963: Influence of the lower ionosphere on propagation of VLF waves to great distances; Journal of Research of the NBS, 67D, 375-381.
- Wait J. R. and Spies K., 1964: Characteristics of the earth-ionosphere wave-guide for VLF radio waves; NBS Technical Note N 300.

Tabla 1

Fecha	TU	$\Delta\phi (^{\circ})$	ΔA (dB)	Δh_0 (Km)	$\Delta\beta$ (Km ⁻¹)
2/8/75	13.25	18	0,8	-1,07	0,01
2/8/75	14.30	46,8	1,6	-2,66	0,02
2/8/75	17.50	43,2	2,6	-2,76	0,03
2/8/75	20.00	10,8	1,6	-0,96	0,02
3/8/75	12.20	61,2	4,5	-4,13	0,06
21/8/75	15.15	140,4	2,1	-7,25	0,04
22/8/75	12.30	86,4	1,9	-4,62	0,03

Durante este periodo solo se recibió la señal proveniente desde NAA

Tabla 2 (Medición en H_α)

Observatorio	Fecha	TU	Importancia
RAMY	2/8/75	13.25	SB
CATA	3/8/75	12.20	1B
RAMY	21/8/75	15.15	1B
TEHR	22/8/75	12.27	SB

Tabla 3 (está expresada en la página siguiente)

Tabla 4 (Medición en H_α)

Observatorio	Fecha	TU	Importancia
BOUL	4/7/74	15.39	2B
MCMA	4/7/74	18.16	1B
PALE	4/7/74	20.39	1B
MCMA	5/7/74	15.07	2B
NCHA	5/7/74	21.23	2B
RAMY	6/7/74	11.10	1B
MCMA	6/7/74	18.30	2B
RAMY	7/7/74	12.12	1N
RAMY	7/7/74	18.25	SN

Tabla 5

Emisora	$\Delta\phi (^{\circ})$	ΔA (dB)	Δh_0 (Km)	$\Delta\beta$ (Km ⁻¹)	h_0 (Km)	β (Km ⁻¹)
NBA	61,2	1,4	-4,77	0,02	65,23	0,32
NAA	46,8	-1	-1,95	-0,003	68,05	0,297

Tabla 3

Fecha	TU	$\Delta\phi$ (°)		ΔA (dB)		Δh_0 (Km)		$\Delta\beta$ (km ⁻¹)		G
		NBA	NAA	NBA	NAA	NBA	NAA	NBA	NAA	
4/7/74	13.35	154,8	273,6	4,2	1,6	-12,44	-13,45	0,07	0,06	B
4/7/74	18.15	90	129,6	1,8	1,4	- 6,87	- 6,54	0,03	0,03	B
4/7/74	20.50	79,2	88,2	2,2	1,4	- 2,85	- 4,5	0,01	0,03	
5/7/74	15.00	115,2	*	3,2	*	- 9,30		0,05		
5/7/74	21.30	100,8	158,4	4,5	3,4	- 9,10	- 8,45	0,07	0,14	B
6/7/74	11.00	**	86,4	**	3,8		- 5,14		0,05	
6/7/74	18.45	82,8	118,8	1,8	1,1	- 6,40	- 5,95	0,03	0,03	B
7/7/74	12.10	25,2	54	3,2	1,1	- 3,45	- 2,86	0,05	0,02	B
7/7/74	15.05	25,2	36	4	0,5	- 3,9	- 1,84	0,06	0,01	R
7/7/74	17.15	-1,8	7,2	2,6	0,7	- 1,35	- 0,53	0,04	0,01	R
7/7/74	18.25	0	0,8	3,1	0,3	- 1,75	- 0,59	0,05	0,003	R

G: Indica el grado de coincidencia entre los resultados obtenidos para las dos señales, según la clasificación siguiente: B = Bueno, R = Regular

* No hay datos

** No registra perturbación

Durante este período se recibieron las señales provenientes de NBA y NAA

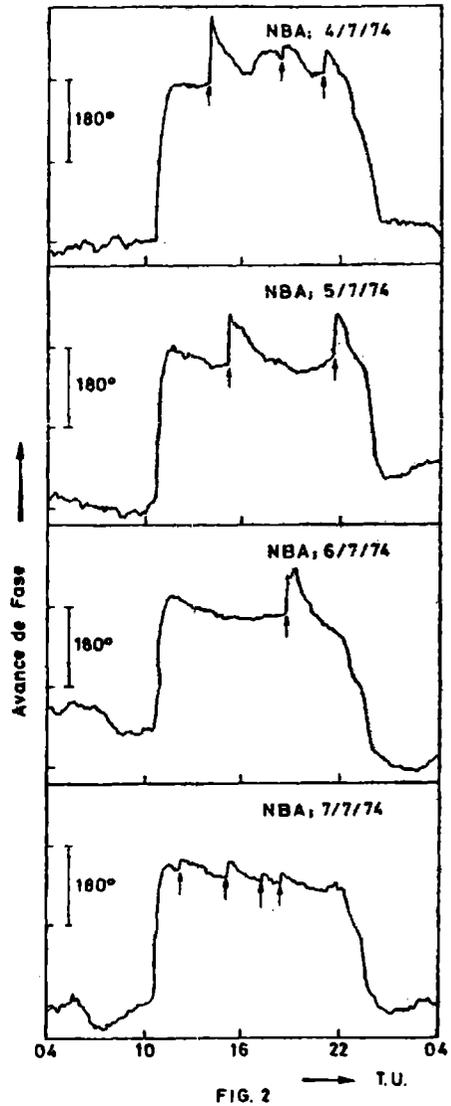
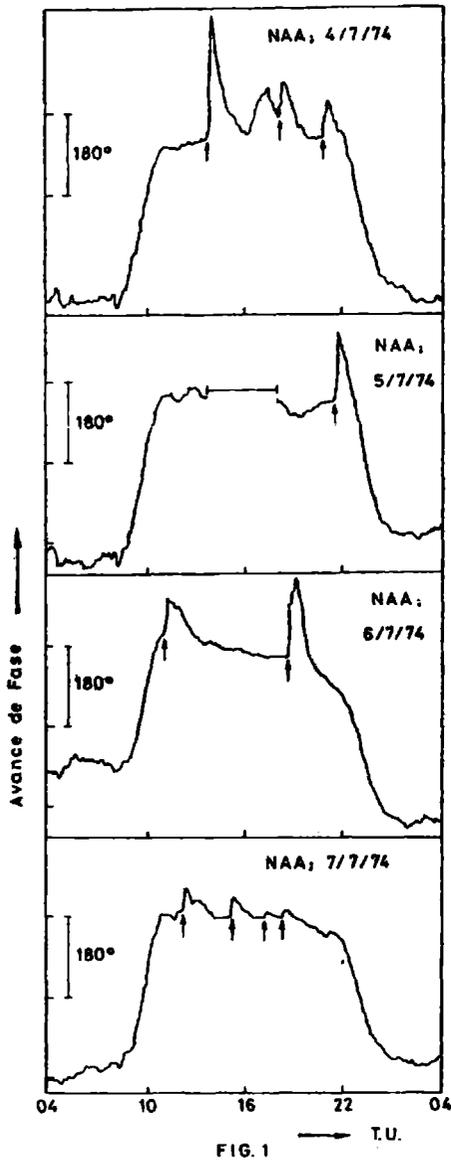


FIG. 2

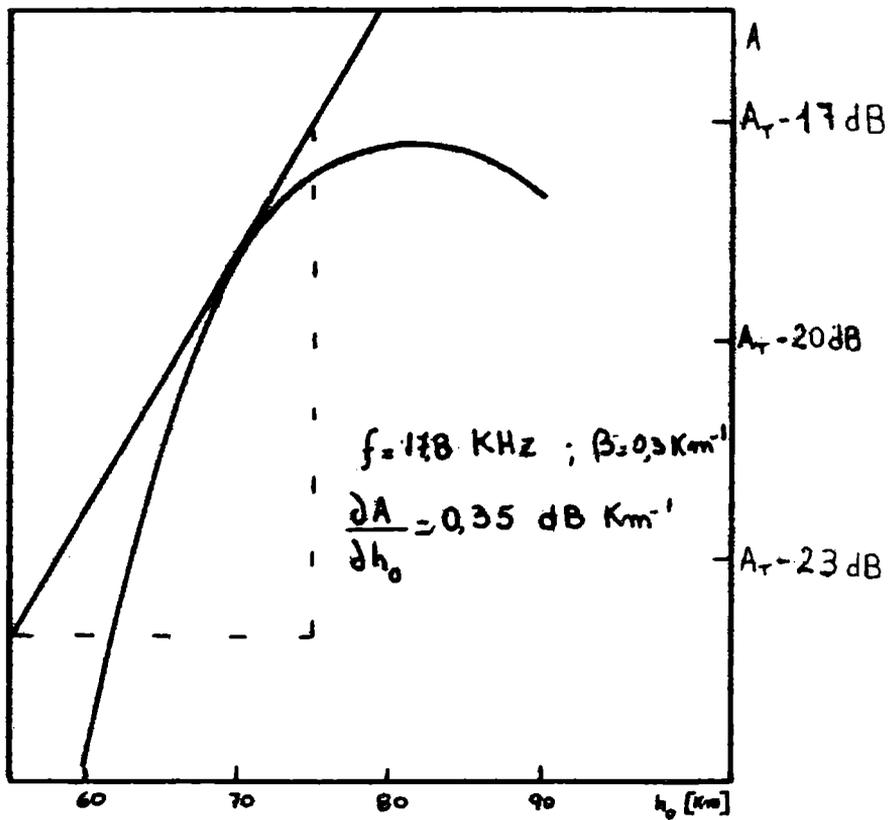


FIG. 3

ACERCA DE LAS CARACTERISTICAS FISICAS DE LAS GRANIZADAS EN MENDOZA

José M. Núñez y Laura V. Pérez
Programa Nacional de Lucha Antigranizo
San Miguel, Provincia de Buenos Aires
República Argentina

RESUMEN

Se analiza la conducta de las precipitaciones registradas en el transcurso de tres temporadas (1976-77 a 1978-79) en la región norte de la provincia de Mendoza a través del empleo de las variables diámetro real del granizo caído, energía cinética total del impacto y cantidad de precipitación acumulada.

Se determinan frecuencias horarias de ocurrencia de granizadas para toda la zona y por longitud geográfica dentro de la misma y la relación entre los focos de granizo y de precipitación líquida, graficándose el análisis de los datos de algunas tormentas.

El material analizado aporta elementos a la climatología del granizo, sin intervención artificial sobre las nubes que lo producen.

ABSTRACT

The behaviour of rainfall and hailfall in northern Mendoza is studied by means of the variables diameter of hailstones, impact energy and total amount of rainfall.

Time frequency distributions of hailfall are determined both for the whole area under study and for bands of different longitude inside the area. Relationships between maxima of solid and liquid precipitation are also studied and the graphic analysis of data for several storms is shown.

The data analyzed give an approach to the knowledge of climatology of hail before experiments of weather modification.

1. INTRODUCCION

Para los programas de lucha antigranizo es necesario un conocimiento detallado de la climatología del granizo para ampliaciones de la zona experimental de defensa, para ajuste de las técnicas operativas y para disponer de un marco más real acerca del comportamiento natural de las granizadas a los fines de la evaluación de la efectividad de los métodos de acción que se ensayen.

A los fines apuntados ya ha sido manejada la información disponible en distintas épocas (Grandoso, 1966; Núñez y otros, 1975). En el presente trabajo se procesa la información reunida en el transcurso de tres temporadas o sea en los meses de octubre a marzo de los años 1976-77 a 1978-79, obtenida de la red de observación instalada en la zona norte de la provincia de Mendoza. Esta red está distribuida sobre un área circular con centro en la ciudad de San Martín, de un radio de aproximadamente 40 km y contó con un promedio de unos 130 puestos de información. Cada puesto dispone de un medidor de impactos, instrumento que provee información acerca del número y tamaño de los impactos de granizo, y de un pluviogranizómetro, instrumento que mide cantidad de agua caída en sus estados líquido y sólido. La información sobre horario de ocurrencia proviene de los agricultores que atienden los mencionados puestos.

2. ANALISIS DE LA INFORMACION

2.1 Distribución horaria.

Con los datos que se disponen de horario de ocurrencia de granizo de las tres temporadas se contó para cada hora del día el número de veces en que la primera denuncia de granizo se produjo a esa hora. De todas las tormentas consideradas, contaban con información de horario (al menos un dato) 66 de ellas. Esta distribución según la hora del día se muestra en la tabla 1.

Tabla 1

Distribución de la hora inicial de precipitación sólida.

Hi	N° de casos	Hi	N° de casos
09:00-09:59	1	21:00-21:59	6
10:00-10:59	0	22:00-22:59	10
11:00-11:59	0	23:00-23:59	2
12:00-12:59	0	00:00-00:59	4
13:00-13:59	0	01:00-01:59	4
14:00-14:59	3	02:00-02:59	5
15:00-15:59	4	03:00-03:59	0
16:00-16:59	2	04:00-04:59	1
17:00-17:59	7	05:00-05:59	0
18:00-18:59	6	06:00-06:59	1
19:00-19:59	4	07:00-07:59	1
20:00-20:59	6	08:00-08:59	0

Se observa que la mayoría de los casos (el 94%) se producen a la tarde y madrugada, entre las 14:00 y las 4:00 H.O.A.

Con el objeto de estudiar los horarios de ocurrencia del granizo en relación con la distancia a la cordillera se agruparon los datos anteriores en franjas longitudinales de 10 km de ancho.

Se calcularon para cada franja las frecuencias de ocurrencia de granizo según las horas del día. Se determinaron los horarios más frecuentes en cada franja. Debido a la no muy abundante cantidad de datos, en algunas franjas se obtuvieron dos horarios modales. Los resultados disponibles en cada franja. Este número es importante debido a que teniendo en cuenta la configuración de la red, el número de puestos de observación varía notablemente con la longitud. La tabla 3 muestra las distribuciones en cada franja.

2.2 Distribución de tamaños de granizo.

Respecto de los diámetros de granizo caído se construyeron los histogramas de la variable diámetro máximo registrado en el puesto, considerándose para ello, todos los puestos afectados en las tres temporadas. Los histogramas se muestran en las figuras 1, 2 y 3, mientras que la figura 4 muestra los totales, o sea la suma de los tres histogramas.

Puede observarse que el número de casos para todos los diámetros es notablemente mayor en la temporada 76-77. En las siguientes el menor número de casos se debe a la falta de datos, consecuencia de problemas logísticos de la experiencia. No obstante, en todos los casos el diámetro máximo más frecuente está entre 1 y 1,5 cm.

Tabla 2

Horarios más frecuentes de granizo según la distancia a la cordillera

Distancia al extremo oeste de la red	Hora modal	Hora modal secundaria	Número de casos
00-10 km	17:00-17:59	04:00-04:59	43
10-20 km	16:00-16:59	20:00-20:59	33
20-30 km	20:00-20:59	16:00-16:59 19:00-19:59	74
30-40 km	20:00-20:59	18:00-18:59	60
40-50 km	00:00-00:59	22:00-22:59	96
50-60 km	21:00-21:59 00:00-00:59	18:00-18:59 02:00-02:59	86
60-70 km	18:00-18:59 02:00-02:59	varias	21
70-80 km	05:00-05:59	varias	23

Tabla 3
Distribución de horarios de granizadas según la distancia al extremo oeste de la red.

Hora	00-10 km	10-20 km	20-30 km	30-40 km	40-50 km	50-60 km	60-70 km	70-80 km
09:00-09:59	2	4	1	2	0	2	1	1
10:00-10:59	0	0	0	0	1	0	0	0
11:00-11:59	0	0	0	0	0	0	0	0
12:00-12:59	0	0	0	0	0	0	0	0
13:00-13:59	0	0	0	0	0	0	0	0
14:00-14:59	4	2	0	0	0	0	0	0
15:00-15:59	3	2	3	3	3	1	0	0
16:00-16:59	6	6	9	1	1	3	0	2
17:00-17:59	11	4	2	4	2	4	1	1
18:00-18:59	1	3	2	8	6	8	2	3
19:00-19:59	3	1	9	3	2	7	2	0
20:00-20:59	1	5	10	12	9	4	2	1
21:00-21:59	1	0	4	3	5	9	2	3
22:00-22:59	2	2	7	5	1	5	1	3
23:00-23:59	0	0	3	2	1	6	2	2
24:00-00:59	1	1	4	4	1	9	0	1
01:00-01:59	0	1	2	1	6	5	1	0
02:00-02:59	2	2	7	5	7	8	3	0
03:00-03:59	0	0	2	2	0	2	0	2
04:00-04:59	6	0	0	0	1	2	1	0
05:00-05:59	0	0	0	0	2	1	1	4
06:00-06:59	0	0	5	2	2	1	0	0
07:00-07:59	0	0	3	1	4	4	0	0
08:00-08:59	0	0	1	2	5	5	1	0

• El extremo oeste de la red está en los 69°20' de longitud oeste

2.3 Distribución del máximo de energía total de impacto por unidad de superficie, por día y por puesto.

Para cada día de tormenta del período citado se localizó el puesto con valor máximo de energía total. Este valor pudo ser obtenido en 72 tormentas, y variaba entre 0,32 joule por m² y 5.100 joule por m². Cabe mencionarse que no fueron tenidos en cuenta los casos en que los medidores se saturaron de impactos y los datos de días en que se realizaron experiencias de defensa. Se consideraron 17 intervalos en escala logarítmica, mostrándose las frecuencias en la tabla 4.

Tabla 4

Intervalos (joule/m ²)		N° de casos
0,32 -	0,55	2
0,56 -	0,99	1
1,00 -	1,77	0
1,78 -	3,15	1
3,16 -	5,61	0
5,62 -	9,99	1
10,00 -	17,77	1
17,78 -	31,61	3
31,62 -	56,22	5
56,23 -	99,99	8
100,00 -	177,82	11
177,83 -	316,22	10
316,23 -	562,33	13
562,34 -	999,99	7
1 000,00 -	1 778,22	4
1 778,22 -	3 162,27	3
1 162,28 -	5 623 40	2

De su análisis podemos destacar que el 70% de los casos se concentran en valores que van de 50 a 1.000 joule/m², lo que deja un pequeño porcentaje para máximos de energía total débiles o severos, todo lo cual es consistente con los valores de los tamaños máximos registrados en la zona, según vimos en el punto 2.2.

3. ANALISIS DE LAS TORMENTAS DEL 30/11/76 Y DEL 22/12/76

Para las tormentas de los días 30/11/76 y 22/12/76 se trazaron las isolinas de los valores de energía iguales al 75% del valor máximo registrado en la tormenta, al 50% y al 25%. La configuración obtenida se muestra en las figuras

5 y 7. En las figuras 6 y 8 se muestran las isolíneas de los mismos porcentajes pero para la precipitación acumulada en el transcurso del pasaje del eco por el puesto. Comparándolas con las figuras anteriores, pueden observarse las posiciones relativas de los máximos de lluvia y granizo.

En el caso del 30/11/76 éstos presentan dificultades para su determinación debido a que uno de los medidores se saturó por los impactos y a que no pudieron obtenerse valores de cantidad de lluvia en sus cercanías. No obstante ello es posible observar una aceptable coincidencia entre las áreas de los máximos de lluvia y granizo que aparecen elongados de sudoeste a noreste. Los máximos secundarios también muestran una cierta concordancia.

En la tormenta del 22/12/76 el máximo de lluvia se encuentra hacia el sudoeste del de granizo, aunque próximo al mismo. Los máximos secundarios es probable que también coincidan (faltan datos de granizo). En ambos casos se puede observar un núcleo centralizado respecto de la manga con un máximo de energía cinética, lo cual coincide con lo mostrado por Mezeix y otros (1976) para la región de Napf.

AJUSTE DE LA DISTRIBUCION DE FRECUENCIAS DE ENERGIA TOTAL DE IMPACTO POR UNIDAD DE SUPERFICIE PARA UNA TORMENTA

Tomando como muestra el conjunto de valores de energía total de impacto de los puestos afectados por un eco, se ajustó una distribución para la variable energía total de impacto por unidad de superficie para una única tormenta. Se eligieron los ecos G del día 30/11/76 y C - X, C + X del día 22/12/76 que contaban con 57 y 19 datos de medidores de impacto respectivamente.

Se construyeron los histogramas de frecuencias para distintos intervalos de la variable y se observó que en ambos casos resultaban jetaformes. Se intentó entonces ajustar una distribución Gamma, para lo cual se estimaron los parámetros correspondientes por el método de máxima verosimilitud. Como los parámetros de forma resultaron en ambos casos cercanos a 1, se decidió entonces intentar directamente el ajuste de una distribución exponencial que es una Gamma con parámetro de forma igual a 1 y que tiene la ventaja de su mayor sencillez en el manejo matemático. Se estimaron nuevamente los parámetros para la distribución exponencial por el método de máxima verosimilitud, obteniéndose las siguientes funciones de densidad estimada:

$$30/11/76 \quad f(x) = \frac{1}{373,68 \text{ j/m}^2} \cdot \exp\left(-\frac{x}{373,68 \text{ j/m}^2}\right)$$

$$22/12/76 \quad f(x) = \frac{1}{562,47 \text{ j/m}^2} \cdot \exp\left(-\frac{x}{562,47 \text{ j/m}^2}\right)$$

Para estudiar la bondad de este ajuste se aplicó el test de Kolmogorov-Smirnov, resultando que en ambos casos se acepta la hipótesis de que los valores de energía total de impacto por unidad de superficie para un eco dado están distribuidos exponencialmente con las funciones de densidad mencionadas con un nivel de significación de hasta el 20%.

Se aplicó también el test de la χ^2 resultando también en ambos casos que se acepta la hipótesis de que los datos constituyen muestras de distribuciones exponenciales con las densidades anteriores, con niveles de significación del 27% y 38% respectivamente. Las figuras 9 y 10 muestran los histogramas de frecuencias acumuladas y la función de distribución acumulada obtenidos.

4. CONCLUSIONES

- 1) En la zona norte de Mendoza las granizadas tienen un carácter netamente vespertino y nocturno.
- 2) La hora de ocurrencia de granizo aumenta con la distancia a la cordillera produciéndose a media tarde en su pie y en horas de la madrugada a unos 80 km de la misma.
- 3) El diámetro más frecuente por cada puesto está comprendido entre 1 y 1,5 cm.
- 4) El 70% de los máximos de energía cinética por puesto está entre 50 y 1.000 joule por metro cuadrado.
- 5) Se observa una coincidencia aceptable entre los máximos de granizo y lluvia de cada tormenta. Tanto en las mangas de granizo como en las precipitaciones líquidas se registran focos de mayor intensidad en la parte media y posterior del campo de precipitación respecto del sentido de avance de la tormenta.
- 6) En los casos para los cuales se disponía la mayor cantidad de datos, fue posible lograr un buen ajuste de la distribución de frecuencias de energía total de impacto por metro cuadrado para una tormenta, a través de la distribución exponencial.

BIBLIOGRAFIA

- Brooks, C.E.P. y Carruthers N., 1953: Handbook of statistical methods in Meteorology; Her Majesty's stationery office, Londres.
- Grandoso, H.N., 1966: Distribución temporal y geográfica del granizo en la provincia de Mendoza y su relación con algunos parámetros meteorológicos; Contribuciones científicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, vol I N° 7.
- Lac Prugent, C. 1980: Base estadística para el diseño y la evaluación de una experiencia de supresión del granizo en la República Argentina; San Miguel, provincia de Buenos Aires.

- Mezeix, J.F., Vaissieres, B. y Admirat, P., 1976: Etude physique des chutes de grele dans la region du Napf; Rapport tech., GIEFA N° 22.
- Núñez, J.M., Saluzzi, M.E., Cardoso, R. y Banús, E., 1975: Comportamiento y características de las tormentas graniceras en Mendoza; Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, Buenos Aires.
- Núñez, J.M., 1979: On the use of a technique for the analysis of Hydrological state and anticipation of the behaviour of severe storms, presentado en el Symposium/Workshop on digital radar reflectivity processing, Edmonton, Canadá (a publicar).
- Panofsky, H.A. y Brier, G.W., 1958: Some applications of Statistics to Meteorology, Pennsylvania State University.
- Strong, G.S. y Lozowsky, E.P., 1977: An Alberta study to objectively measure hailfall intensity; Atmosphere, Vol. 15 N° 1.

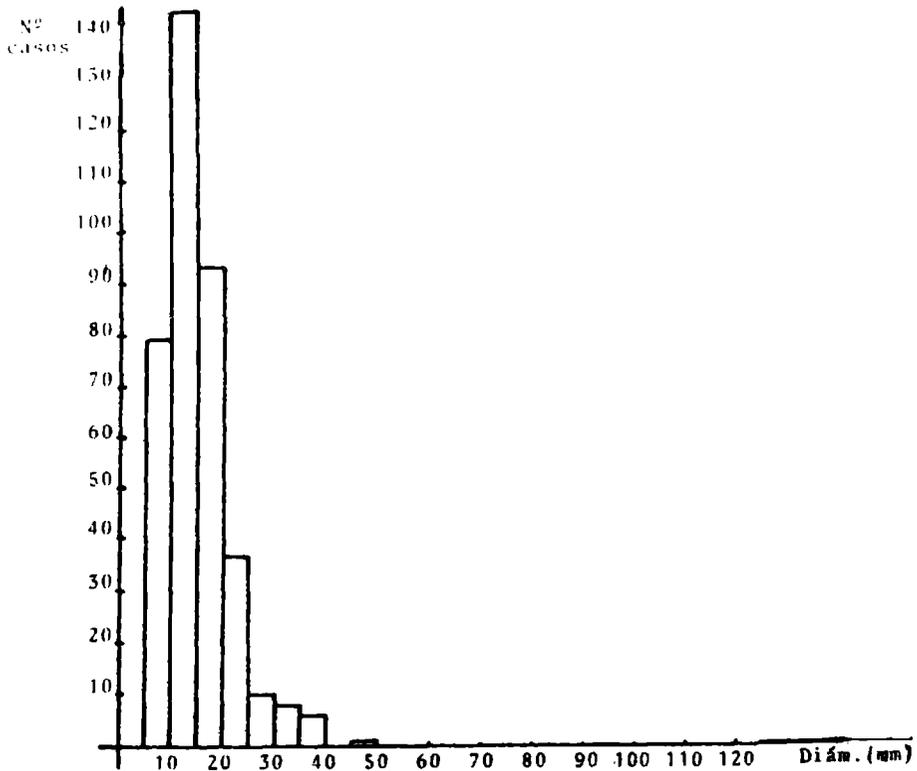


Fig.1: Distribución de frecuencias absolutas de diámetro máximo por tormenta para la temporada 76-77

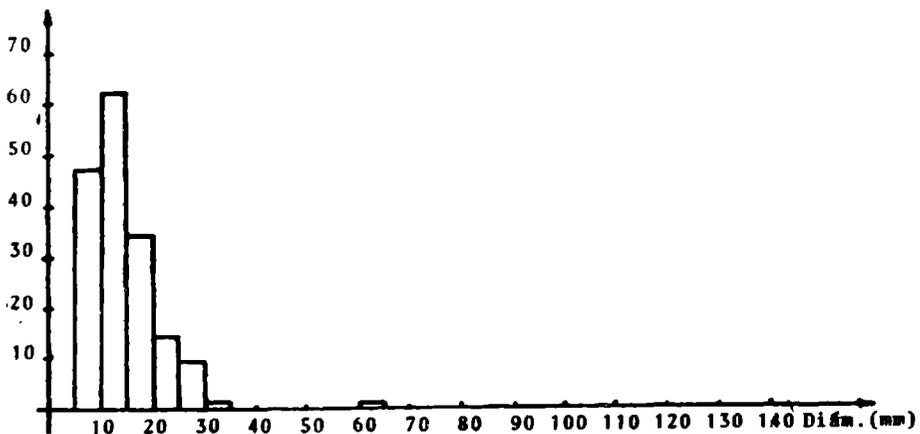


Fig.2: Distribución de frecuencias absolutas de diámetro máximo por tormenta para la temporada 77-78 (18-12-77 al 31-3-78)

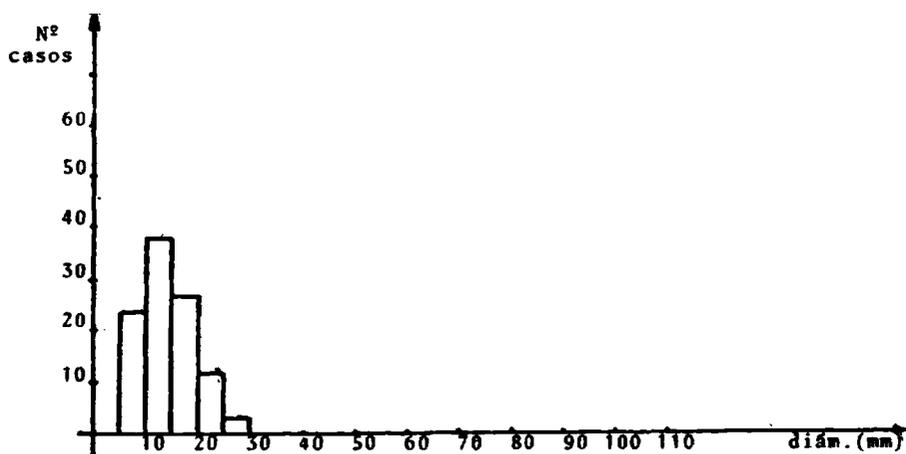


Fig.3: Distribución de frecuencias absolutas de diámetro máximo por puesto para la temporada 78-79

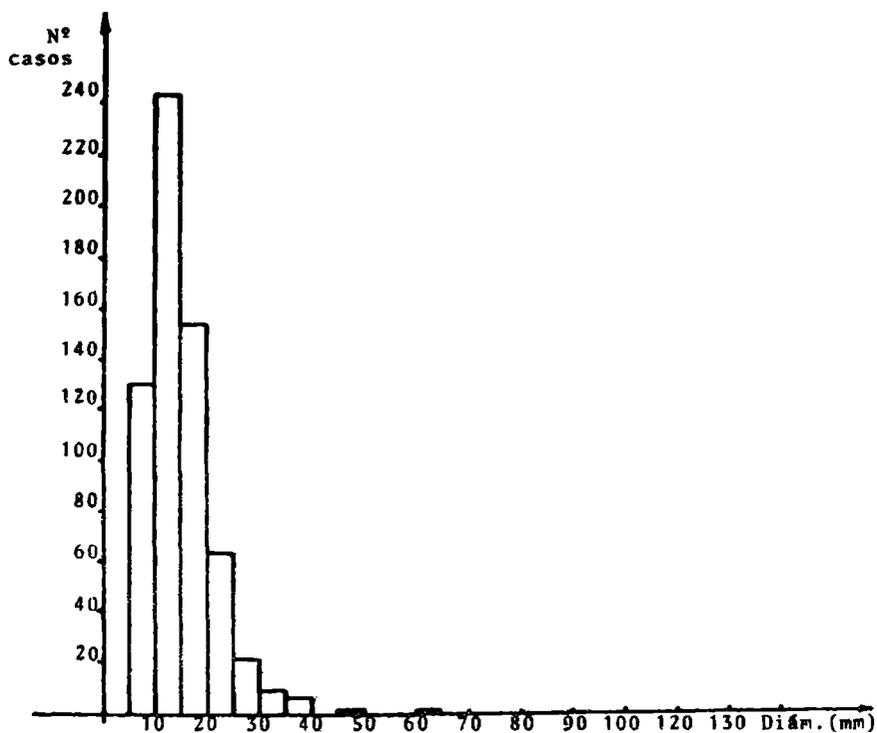


Fig.4 : Distribución de frecuencias absolutas de diámetro máximo por puesto para los datos de las tres temporadas.

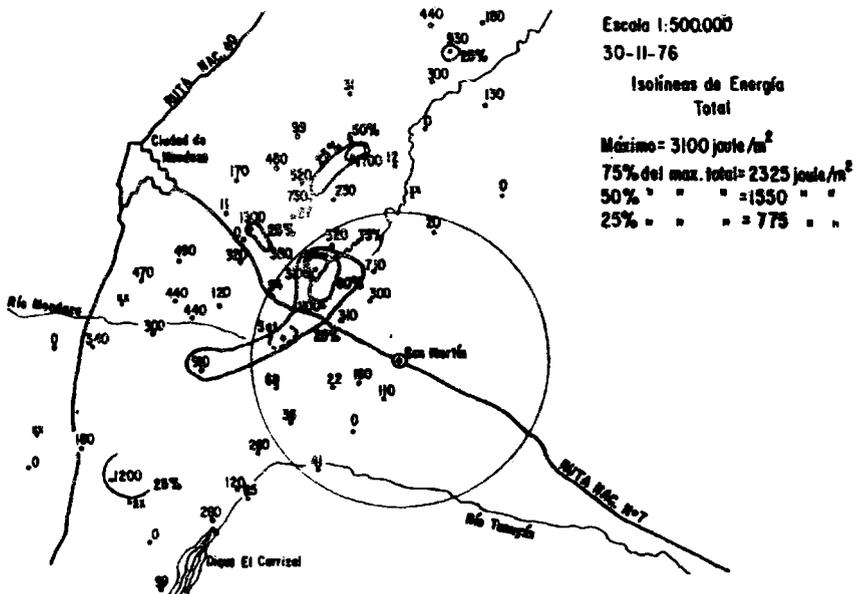
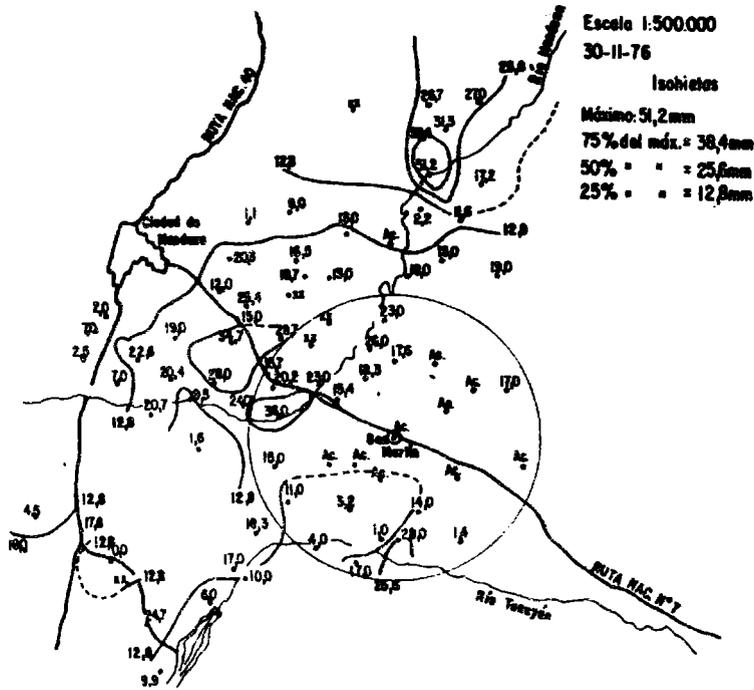


Fig.5: Campo de energía total de impacto por m2 para la tormenta del 30-11-76.



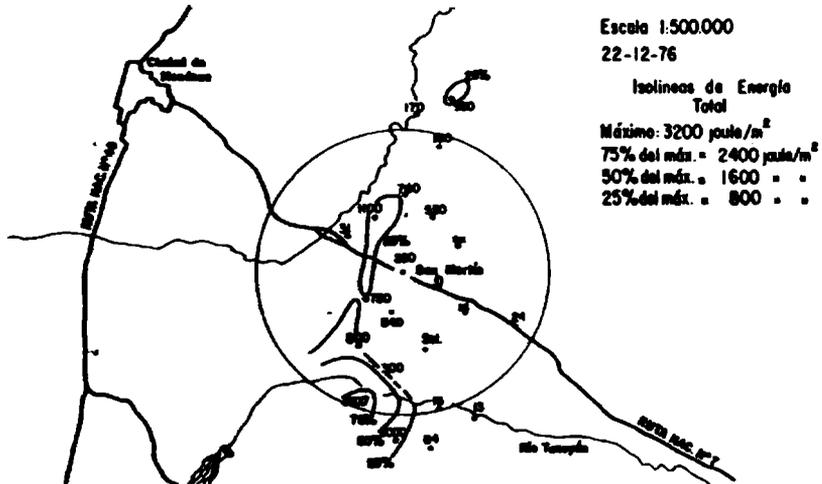


Fig.7: Campo de energía total de impacto por m² para la tormenta del 22-12-76.

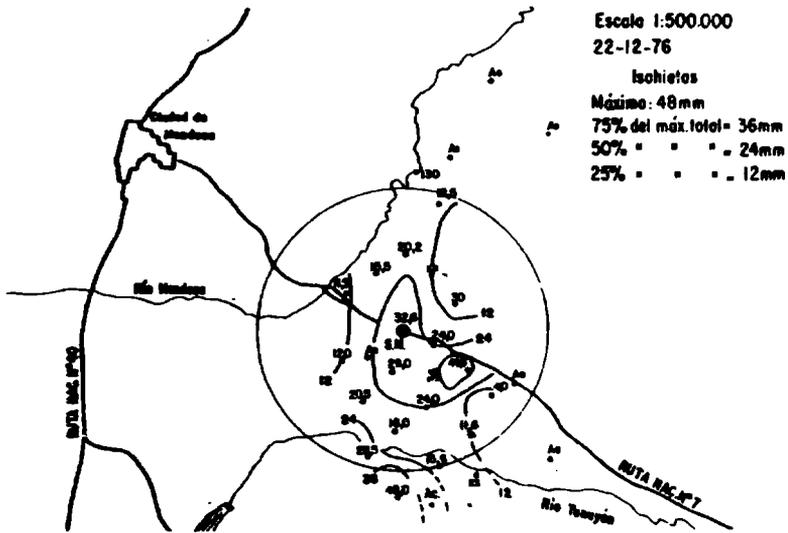


Fig.8: Campo de precipitación para la tormenta del 22-12-76.

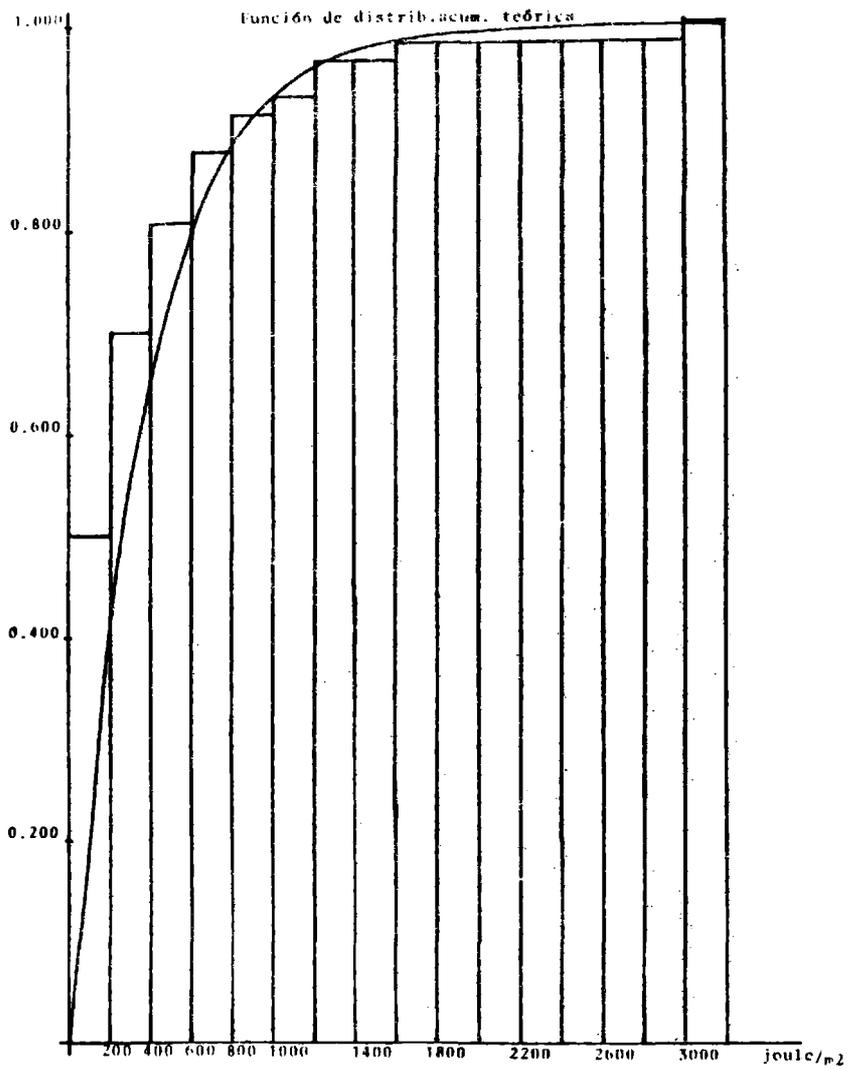


Fig.9: Histograma de frecuencias acumulada observada y función de distribución acumulada teórica para la tormenta del 30/11/76.

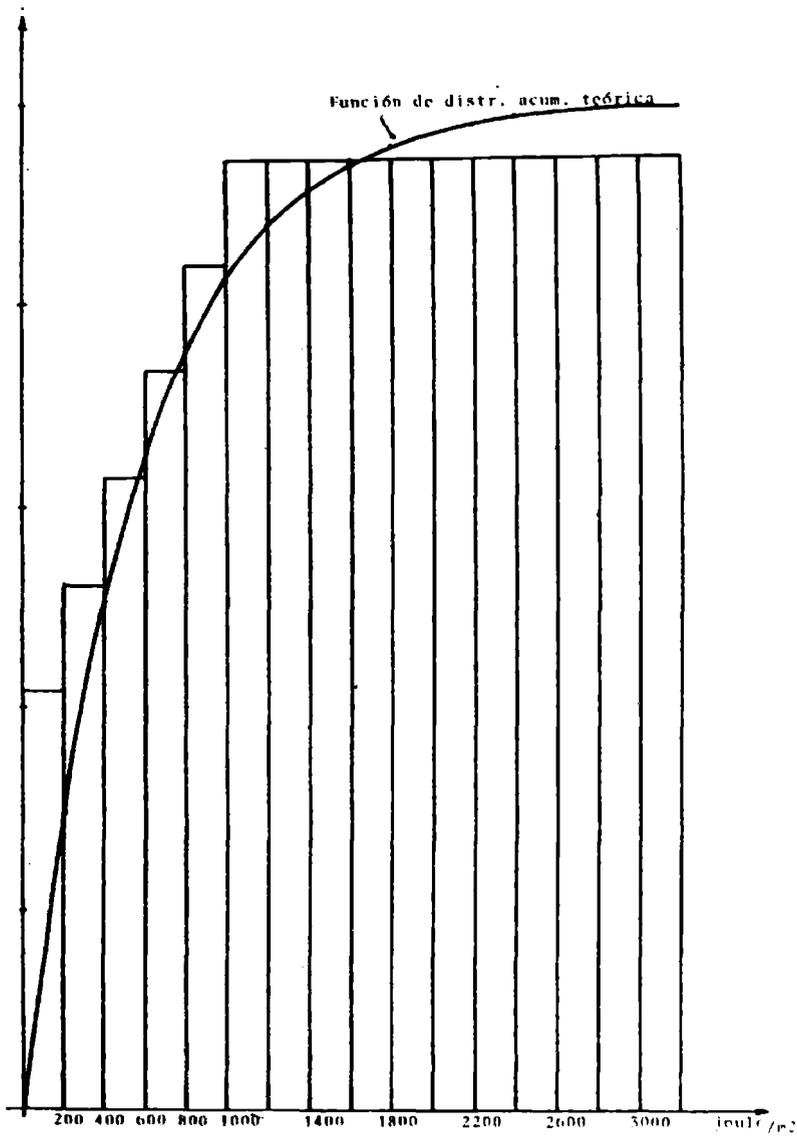


Fig. 10: Distribución de frecuencia acumulada observada y función de distribución acumulada teórica para la tormenta del 22/12/76

SOBRE LA CALIBRACION DE MEDIDORES DE IMPACTO

Carlos Lac Prugent, Marfa C. Pomposiello, Alicia B. Trigubó, Etel B. Falcoff
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales
San Miguel, República Argentina

RESUMEN

En este trabajo los autores proponen una metodología para el tratamiento de la información obtenida a partir de los medidores de impacto, con el fin de dar pautas para la evaluación físico-estadística de la experiencia de lucha antigranizo encarada en la provincia de Mendoza por la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (C.N.I.E.).

Se abordan los aspectos teóricos y prácticos de la calibración de los medidores de impacto. Además, se discuten los problemas emergentes de la curva de calibración que relacionan los diámetros reales con los medidos.

Mediante experiencias basadas en la caída de esferas de acero, se obtuvo una función lineal entre el tamaño real y el diámetro medido mediante el ajuste por mínimos cuadrados.

El diámetro real es mayor que el diámetro medido y se nota la imposibilidad de medir granizos con un diámetro menor de 0,5 cm.

Se encontró que la distribución de frecuencias de los tamaños reales del granizo se ajusta mejor a la función gamma.

ABSTRACT

In this paper the authors propose a methodology to treat the information which has been collected from the hailpads aimed to establish some points for the physical-statistical evaluation of the anti-hail experience which is being conducted in the province of Mendoza.

Theoretical and empirical aspects related to the hailpads calibration are examined. Besides, the problems resulting from the use of the calibration curve which relates real and measured diameters are discussed.

By means of experiences based on fallings of steel balls, it was obtained a linear function real and mesured diameters, by the minimum square method.

The real diameters is always longer than the mesured one, and untill now it is impossible to detect hail diameters less than 0,5 cm.

It was found that frequency distribution of real sizes is almost well fitted by the gamma distribution.

1. INTRODUCCION

Las experiencias destinadas a la modificación artificial del tiempo se basan en el supuesto que el sembrado de nubes trae aparejado cambios en los parámetros observables de la precipitación. En particular, las acciones conducidas con el propósito de evitar o disminuir la acción destructiva del granizo han utilizado los daños a cultivos o bienes materiales, medidos por compañías de seguro o como medida de la intensidad y extensión del fenómeno granizo. Con el tiempo, algunos investigadores introdujeron los medidores de impacto como elemento que permite una medición más objetiva de la ocurrencia del meteoro sobre la tierra.

Para poder determinar el espectro de tamaño de las piedras y por ende un conjunto de parámetros tales como la masa y la energía cinética de impacto es necesario calibrar los medidores. Esta operación se realiza dejando caer esferas de distintos diámetros sobre ellos bajo ciertas aproximaciones que permitan que las mismas simulen a los granizos.

El análisis de los espectros de tamaños de las piedras es de fundamental importancia puesto que facilita una evaluación cuantitativa de la eficacia del método de siembra utilizado. Con tal motivo se procede al ajuste de las distribuciones de frecuencias empíricas mediante funciones de densidad de probabilidad.

2. CALIBRACION DE LOS MEDIDORES DE IMPACTO

2.1 Material utilizado

Los medidores de impacto calibrados (Pomposiello y otros, 1979), que consisten en chapas de poliuretano expandido de $1/8$ m² cubiertas con una película de aluminio, fueron descritos en el informe interno de Banus y Cardoso (1976).

Se usó papel de aluminio temple blando de 40, 60 y 80 micrones de espesor. La calibración fue realizada usando esferas de acero de diámetros comprendidos entre $1/8$ " y 2". Se construyó un dispositivo para dejar caer las esferas desde distintas alturas. La altura máxima que corresponde a la esfera de mayor diámetro es aproximadamente 5,7 m.

Los diámetros de las huellas fueron medidos con un calibre, para las más chicas ($1/8$ " y $1/4$ ") se usó una lupa con un micrómetro que aprecia 0,05 mm.

2.2. Hipótesis de trabajo

Teniendo en cuenta los trabajos de Strong (1974) entre otros, se adoptó la energía cinética y no el momento para realizar la calibración de los medidores de impacto. Es decir, se considera que esferas de distinto material pero de igual

diámetro y energía cinética dejan la misma huella sobre los medidores.

Se supuso que los granizos son esféricos. Esta hipótesis fue adoptada teniendo en cuenta que los granizos recogidos de diámetro $D \leq 4$ centímetros son aproximadamente esféricos.

Para las esferas lisas (acero) se tomó el coeficiente de drag $C_D = 0,45$ y para los granizos se adoptó el valor $C_D = 0,55$.

Se supuso que los granizos tienen una densidad igual a $0,89 \text{ gr/cm}^3$.

La densidad del aire en Mendoza se adoptó la correspondiente al aire seco a 930 mb y 18°C . Estos datos fueron tomados del estudio de Grandozo (1966). La densidad del aire en Buenos Aires fue calculada para 1013,25 mb y 15°C . Estos valores corresponden aproximadamente a los valores medios de presión y temperatura para la época en que se realizó la calibración. Además, se consideró que la densidad del aire es constante para intervalos de altura del orden de 50 m.

Ni la fusión ni la acreación de gotas de agua produce cambios significativos en la velocidad terminal cuando los granizos llegan a tierra. La velocidad se ajusta rápidamente durante la caída compensándose los cambios debidos a la densidad del aire, viscosidad o masa (fusión o acreación).

2.3 Derivación de las ecuaciones

La ecuación de movimiento para un esfera de masa m y radio r y densidad ρ que cae con velocidad v , a través del aire de densidad ρ_a es la siguiente.

$$m \cdot a = m \cdot g - E - F_A$$

Siendo a la aceleración, g la aceleración de la gravedad E el empuje y F_A la fuerza viscosa e igual a:

$$F_A = 1/2 \cdot \pi \cdot r^2 \cdot C_D \cdot \rho_a \cdot v^2$$

La esfera alcanza la velocidad terminal v_T cuando la fuerza neta que actúa sobre la esfera es igual a cero,

$$v_T = \left\{ 8/3 \cdot [(\rho - \rho_a) / \rho_a] \cdot g \cdot r / C_D \right\}^{1/2}$$

La altura a la que se debe arrojar la esfera de acero para que tenga igual energía cinética al llegar a tierra es la siguiente:

$$h = -v_{TA} / 2.g \cdot \ln \left[1 - v_A^2 / v_{TA}^2 \right]$$

siendo v_{TA} y v_A la velocidad terminal y la velocidad requerida de la esfera de acero.

2.4 Realización de la experiencia

Se dejaron caer las esferas de acero tratando que estas impactaran en la zona central del medidor y con incidencia normal.

Se observó que las huellas son bastante esféricas con los bordes muy poco precisos. Se considera que esto lleva a cometer errores sobre todo cuando trabajan varios observadores.

Se estimó, que el error en la velocidad terminal de los granizos debidos al coeficiente C_D , a la densidad del aire y la densidad de granizo es alrededor del 12,5%. Este error conduce a una variación del 25% en la energía cinética.

Por otro lado, el error relativo en la determinación de las huellas medidas en la calibración es menor que el 7,5%. Esta variación produce en la energía cinética calculada un error relativo menor del 30%.

2.5 Obtención de la curva de calibración

Las curvas de calibración para los distintos papeles fueron trazadas uniendo los puntos experimentales por una poligonal. Esto fue adoptado suponiendo que de esta manera se tiene mejor en cuenta la respuesta del sensor para los distintos diámetros. Las tres curvas son bastante semejantes, se observa que para los diámetros mayores tienden a un comportamiento lineal, pero que para los diámetros pequeños se separan de este comportamiento.

Las curvas fueron suavizadas por el método de cuadrados mínimos. Los coeficientes de determinación son aproximadamente 99% con lo que se concluye que las ajustes son óptimos. Sin embargo, en la zona de diámetros pequeños el ajuste no es tan bueno como en el resto. Por ejemplo, al utilizar la curva $D_x = F_1(D_A)$ (siendo D_x y D_A el diámetro real y el de la huella) se sobreestima el valor real para los diámetros pequeños. Por otro lado, para $D_A = F_2(D_x)$ en el caso del diámetro real menor, el diámetro de la huella correspondiente es negativo. En la Fig. 1 se presentan la curva de calibración y la ajustada por cuadrados mínimos para el papel de 40 micrones.

De la recta de calibración se desprende que el diámetro medido es menor que diámetro real (en todo el rango) y que existe un cierto diámetro mínimo real, por debajo del cual es imposible la medición con el medidor de impacto.

3. ESPECTRO DE TAMAÑOS DE PIEDRAS DE GRANIZO

3.1 Obtención de la información

La información que se utiliza en este trabajo, proviene de la red instrumental que se encuentra destacada en las zonas de defensa y control en torno a la base de operaciones en la localidad de San Martín (provincia de Mendoza).

Está constituida por cerca de 120 puestos de medidores de impacto. La densidad instrumental media es de una estación cada 36 km².

Las chapas son leídas por personal especializado volcando la información en unas planillas. Se mide los diámetros de las huellas y a partir de 0,2 cm y en intervalos de 0,2 cm. A las huellas leídas se les asigna el diámetro correspondiente al extremo superior de la clase. Cuando la chapa está muy impactada se hace un muestreo de 1/5 de la superficie total (Vento, 1980).

Los datos se depuran usando la información de las planillas pluviométricas que llevan los agricultores, los datos del pluviogranizómetro, datos sinópticos, daños, radar, etc.

En este trabajo se tomaron los datos de los medidores de impacto correspondientes a las campañas 76/77, 77/78, 78/79. Se agruparon los datos en intervalos de 0,5 cm. La limitación del método no permite detectar granizos cuyos diámetros sean inferior a 0,5 cm.

3.3 Ajuste de las distribuciones de frecuencia empíricas de los diámetros medidos y de los diámetros reales.

Los histogramas correspondientes a las distribuciones de frecuencias de las variables "diámetro medido" y "diámetro real" (Tabla N° 1) fueron ajustados mediante el método de máxima verosimilitud. Este método fue utilizado para la estimación de los parámetros de las siguientes distribuciones: Log-normal, Gamma, Rayleigh, Maxwell y Erlang. Estas distribuciones fueron seleccionadas dado que tienen una marcada asimetría a la derecha y por ende son adecuadas para la descripción de variables meteorológicas (Lac Prugent, 1980). En el caso de la distribución logaritmo-normal se ensayaron diferentes valores de x_0 con el propósito de lograr un mejor ajuste al cambiar el origen. Sin embargo, ninguna de las distribuciones, según la prueba de hipótesis de Kolmogorov-Smirnov se mostró adecuada al propósito perseguido, para diferentes niveles de significación (Tabla N°2).

Una alternativa digna de ser probada a los fines del ajuste es la utilización del método de Karl Pearson. Este aporta un sistema elástico para la descripción de distribuciones en términos matemáticos.

Este método consiste en la resolución de la ecuación siguiente:

$$p'(x) / p(x) = p_1(x) / p_2(x)$$

siendo $p(x)$ la densidad de probabilidad, $p_1(x)$ y $p_2(x)$ polinomios de grado uno y dos respectivamente.

Multiplicando por x^n e integrado ambos miembros entre las raíces de $p_2(x)$, se obtiene:

$$- \left[n \cdot b_0 \cdot m_{n-1} + (n+1) \cdot b_1 \cdot m_n + (n+2) \cdot b_2 \cdot m_{n+1} \right] = a \cdot m_n - m_{n+1}$$

siendo m_n el momento ordinario de orden n . Haciendo $n = 0, 1, 2, 3$ resulta un sistema de ecuaciones, en las que al reemplazar los momentos teóricos por los empíricos, lleva a la obtención de los coeficientes a, b_0, b_1 y b_2 de los polinomios. Al reemplazar estos valores numéricos en la ecuación diferencial, e integrarla se obtiene la función incógnita $p(x)$.

En nuestro caso resultó para la distribución de los diámetros medidos:

$$p(x) = K \cdot (33,42703044 - x)^{65,7234035} \cdot (x - 0,2252384338)^{-0,838106464}$$

La constante K se determina mediante la condición:

$$\int_{x_1}^{x_2} p(x) \cdot dx = 1$$

La integral se resolvió por el método de Simpson tomando un paso $H = 1$ mm y con los siguientes límites de integración (0,3 y 33,4 cm).

El ajuste de esta función de densidad de probabilidad fue probado mediante el test no-parámétrico de Kolmogorov-Smirnov. La máxima diferencia es mayor que la aceptada por el test. Por lo tanto, se rechaza la hipótesis nula que señala que la distribución empírica es una muestra de una población con tal densidad.

Para el caso de los diámetros reales la función de probabilidad determinada es la siguiente:

$$p(x) = K \cdot (161,0775068 - x)^{388,5311579} \cdot (x - 0,6919479962)^{-0,5503749}$$

Nuevamente K se calculó mediante la condición de cierre y por el método de Simpson, tomando como paso $H = 1$ mm y los límites de integración (0,8 y 161,1 cm).

El resultado de la aplicación del citado test llevó a una conclusión análoga a la anterior.

3.3 Discusión

Cabe destacar, que el método de máxima verosimilitud es más conveniente en virtud de ser más eficiente, ya que en general los estimadores de los parámetros de la distribución tienen variancia menor, lo que puede ser probado mediante la desigualdad de Cramer-Rao.

Del ajuste de los histogramas por el método, se observó que si bien se rechaza la hipótesis nula, la función Gamma provee el mejor ajuste del espectro de los diámetros medidos, mientras que la Log-normal es la mejor para el caso de los diámetros reales.

Esta diferencia se atribuyó a que el pasaje de D_A al D_R se hace a través de la curva de calibración. Por lo tanto, la utilización de la curva de calibración trazada como un poligonal hace que la función de distribución del espectro de los diámetros medidos no se mantenga invariante. En cambio, mediante el suavizado de la curva en una función lineal usando el método de cuadrados mínimos lleva a la obtención de una distribución igual a la original en su forma, aunque naturalmente con distintos parámetros. En efecto, si consideramos que la distribución original tiene la densidad Gamma:

$$f(D_A) = \left(\int_0^x \sqrt{(r)} \right)^{-1} \cdot \exp(-D_A/\lambda) \cdot (D_A)^{x-1} \quad (0 < D_A < \infty)$$

la densidad de los diámetros reales, luego de utilizada la curva suavizada resulta:

$$g(D_R) = \left[\int_0^x \sqrt{(r)} \right]^{-1} \cdot \exp(-(D_R - a)/\beta) \cdot (D_R - a)^{x-1} \quad (0 < D_R < \infty)$$

donde $\beta = \mu \cdot b$

por lo tanto resulta que el parámetro de localización se encuentra corrido a la derecha, mientras que la forma no sufre alteraciones.

Además es necesario hacer algunas aclaraciones. Los diámetros de las huellas han sido medidos con muy poca precisión. Esto es particularmente notable en el caso de los diámetros pequeños, los que se encuentran alojados en el primer intervalo de la distribución de frecuencias, en el que al observar los datos antes de agrupar se aprecia una considerable concentración en el punto 0,2 cm. Al trabajar con distribuciones empíricas se hace el supuesto de distribuciones uniformes dentro de cada intervalo, lo cual está muy lejos de ser cierto en el tema que nos ocupa aquí. Esta situación tiene gran importancia cuando se efectúa el test de bondad del ajuste citado. En efecto, el test de Kolmogorov-Smirnov se basa en la comparación de valores de frecuencia acumuladas empíricas con los

teóricos obtenidos por integración de la función de densidad. La máxima diferencia (en módulo) de estas cantidades es comparada con valores de tabla. Naturalmente, la integral debe estar calculada hasta un valor de la variable que puede ser el punto medio del intervalo, el extremo superior o algún otro que guarde coherencia con el que puede ser tomado para adjudicarle el peso de las frecuencias.

Por otra parte, cabe señalar que los momentos de la distribución han sido calculados a partir de los datos agrupados, arrastrando así un error de agrupamiento, que no es posible subsanar mediante Sheppard. Lo ideal es calcular los momentos empíricos con los datos sin agrupar, con lo cual se evita por lo menos este último tipo de error. Además, esto llevaría a la obtención de otro conjunto de momentos con lo cual la curva obtenida tanto por el método de los momentos como por el de máxima verosimilitud podrían ser muy diferentes de las logradas. Aquí aprovechamos para señalar que mientras el límite inferior del primer intervalo es cero, la raíz de la ecuación de segundo grado, que aparece en el denominador de la ecuación diferencial de Karl Pearson es de 0,2252384338 cm en el caso de la distribución de diámetros medidos y 0,6919479962 en el caso de la distribución de los diámetros reales. Es decir que la función de densidad diverge en ese valor que está a la derecha del límite inferior del primer intervalo, lo que no parece ser adecuado. Por lo tanto, la distribución se toma a partir de un ϵ de la raíz x_1 del polinomio $P_2(x)$.

4. CONCLUSIONES

El hecho que las funciones de distribución no sean aceptadas mediante el test no-paramétrico de Kolmogorov no significa que dichas funciones no puedan servir para los fines propuestos del estudio de la eficacia del método. Ya que enfatizando en el cuidado de la medición de las huellas de los impactadores y mejorando además la densidad instrumental de la red observacional, es fácilmente aceptable el supuesto que tales distribuciones describen el proceso. Vale decir, que la metodología aquí presentada resulta válida para los objetivos detallados al comienzo de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

Banus, E.M. y Cardozo, R.A., 1976: El medidor de impacto como el medio más económico para poder tipificar el espectro de tamaños de granizos a la energía de impacto con el fin de clasificar las zonas agrícolas e implementar variedades más resistentes. Informe interno (C.N.I.E.).

Grandoso, H.N., 1966: Distribución temporal y geográfica del granizo en la Provincia de Mendoza y su relación con algunos parámetros meteorológicos. Serie Meteorológica 1, 7.

Lac Prugent, C., 1980: Base estadística para el diseño y evaluación de una experiencia de supresión del granizo en la República Argentina. Informe interno (C.N.I.E.).

Pomposiello, M.C., Tribugó, A.B. y Castro, R.O., 1979: Calibración de los medidores de impacto para la determinación de parámetros característicos de granizo a nivel de tierra. Informe interno (C.N.I.E.).

Strong, G.S., 1974: The objective measurement of Alberta Hailfall, M. Sc. Thesis.

Vento, D., 1980: Estrazione dei dati grelimetrici dei pannelli degli indicatori di grandine della rete di Mendoza. Informe interno (C.N.I.E.).

INTERVALO (µm)	FRECUENCIA D MEDIDO	FRECUENCIA D REAL
0,0 - 0,5	264267	0
0,5 - 1,0	21171	239632
1,0 - 1,5	4008	42269
1,5 - 2,0	464	6366
2,0 - 2,5	284	1644
2,5 - 3,0	46	206
3,0 - 3,5	46	133
3,5 - 4,0	2	45
4,0 - 4,5	3	4
4,5 - 5,0	0	2
5,0 - 5,5	1	0
5,5 - 6,0	0	0
6,0 - 6,5	0	1
TOTAL	290302	290302

Tabla N° 1. Espectro de tamaños de los diámetros medidos y reales de las temporadas 76/77 + 77/78 + 78/79.

DISTRIBUCION	D MEDIDO	D REAL
ERLANG	0,072891	0,325859
GAMMA	0,016561(*)	0,062371
MAXWELL	0,999950	0,999992
RAYLEIGH	0,999272	0,999844
LOG-NORMAL	0,040606	{ 0,168785 ($x_0=0,5$) 0,033774 ($x_0=0,0$) (*)
BETA	1,0	1,0
KARL PEARSON	0,323098	0,277214

(*) mejores ajustes

.20	.15	.10	.05	.01
$1,98 \cdot 10^{-3}$	$2,11 \cdot 10^{-3}$	$2,26 \cdot 10^{-3}$	$2,52 \cdot 10^{-3}$	$3,02 \cdot 10^{-3}$

Tabla N° 2. Máximas diferencias - Test de Kolmogorov-Smirnov

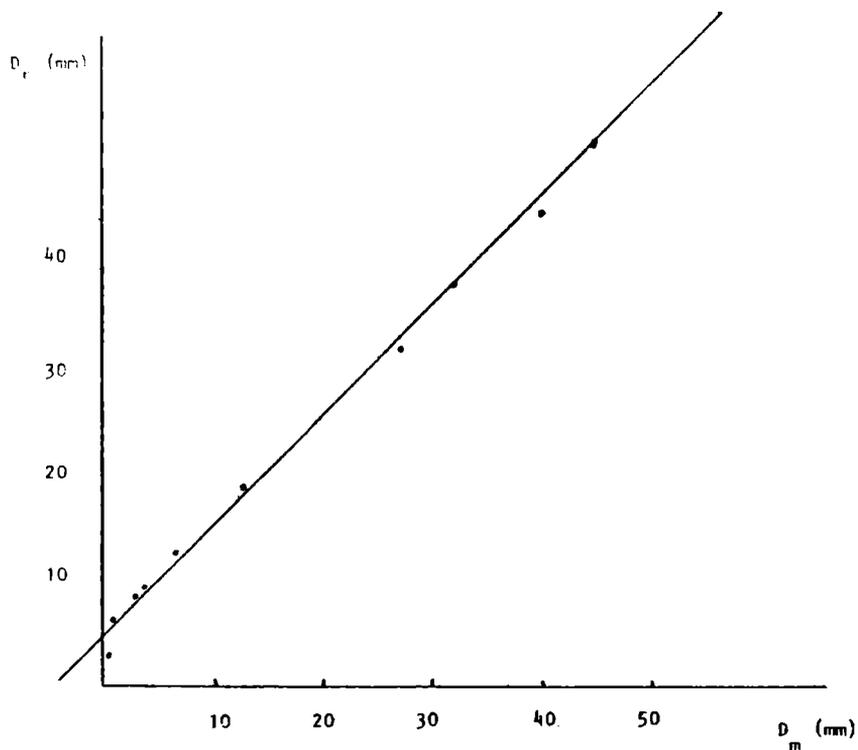


Fig. N° 1. Curva de calibración usando un papel de aluminio de 40 micrones. Se ajustaron los puntos por cuadrados mínimos.

DETECCION DE SEÑALES MAGNETOTELURICAS EN LA BANDA DE 0,1 A 10 Hz

Juan C. Gasco, José M. Febrer y Hugo G. Fournier
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales
San Miguel, República Argentina

RESUMEN

El objetivo fundamental de este trabajo consistió en comprobar la existencia de un nivel mínimo de agitación permanente del campo electromagnético natural, detectable con un instrumental especialmente diseñado, en la banda de 0,1 a 10 Hz y ensayar su utilización en la realización de sondeos magnetotéluricos.

Debido a la existencia de un mínimo en el espectro de la agitación natural en los alrededores de 1 Hz, fue necesario desarrollar y optimizar los sensores y amplificadores para los campos eléctrico y magnético, así como recurrir a la utilización de filtros electrónicos para limitar la banda de interés.

Al realizarse un sondeo magnetotélurico (MT) experimental en el sitio de Zárate (Buenos Aires), se comprobó plenamente la hipótesis sobre la existencia de un nivel importante de agitación permanente del campo electromagnético natural.

Asimismo, las curvas de resistividad aparente obtenidas son compatibles con los valores esperados a partir de los conocimientos geoestructurales.

ABSTRACT

The fundamental aim of this work was to prove the existence of a minimum level in the permanent activity of the natural electromagnetic field, detectable through a specially designed equipment, in the 0,1 to 10 Hz band.

Because of the existence of minimum in the natural activity spectrum near 1 Hz, it was necessary to develop sensors and amplifiers for the telluric and geomagnetic fields, as well as to use electronic filters limiting the extent of detection band.

An experimental magnetotelluric sounding at Zárate (Buenos Aires), seems to prove the hypothesis about the existence of an important permanent level in the electromagnetic natural activity. Likewise, the apparent resistivity curves obtained are compatible with the expectable values from the geostructural evidence.

ANTECEDENTES

El método magnetotelúrico (MT) fue propuesto por Tichonov (1950) y Cagniard (1953). El mismo consiste en la combinación de la medida simultánea de los campos telúrico (eléctrico inducido) y magnético de origen natural para obtener información de la resistividad eléctrica del subsuelo.

En un informe invitado de la IX Reunión Científica de la A.A.G.G., Fournier (1979) ha expuesto los alcances del método de exploración MT y su estado de desarrollo actual con la mención de una extensa bibliografía.

En la Fig. 1 tenemos el espectro de agitación natural media del campo geomagnético, extraído de Serson (1973), puede verse allí la existencia de una zona de valor mínimo en las cercanías de 1 Hz. El pico de amplitud centrado en las Pc.1 corresponde a la actividad esporádica media (pulsaciones en perlas); la línea de trazos en la base del pico es el nivel correspondiente a la actividad de ocurrencia permanente (ruido de fondo), ver también Fig. 7. Debido a este fenómeno las dificultades de instrumental son críticas en esta zona del espectro que podemos definir entre 0,1 y 10 Hz.

En un primer momento el nivel de señal disponible solo permitía el registro en esta banda en los casos esporádicos de agitación magnética intensa o tormentas magnéticas.

Uno de los primeros trabajos en relación con la detección de señales en esta banda fue el de Fournier (1967) quién consiguió detectar y registrar la resonancia de la cavidad resonante concéntrica ionósfera-tierra, predicha por Schumann (1948), comprobando su ocurrencia permanente.

G. Petiau (1976 a,b), ha utilizado un sistema de registro MT que le permitió obtener señales MT en la banda de 0,01 a 100 Hz, comprobando la posibilidad de obtenerlas y utilizarlas en prospección geofísica.

Six y Petiau (1976) desarrollaron un sensor magnético de alta resolución optimizado para la captación de micropulsaciones.

Amplitudes para H y E del orden de 0,001 n Tesla (1 nano Tesla = 1 Gamma) y 0,01 μ v/m respectivamente, son valores mínimos esperables de acuerdo con el trabajo de Petiau (1976, a), por lo tanto los sensores eléctricos y magnéticos deben tener

una resolución superior a estos valores para obtener señales distinguibles del ruido propio.

El presente trabajo consistió en primer término, en el desarrollo del instrumental necesario para la captación de las señales MT con frecuencias comprendidas en la banda de 0,1 a 10 Hz, con la opción de extenderla hasta aproximadamente 10^{-4} Hz; en segundo lugar, en la realización de un sondaje MT experimental en una región geológicamente conocida para comprobar la hipótesis sobre la existencia de un nivel mínimo de agitación permanente y analizar su utilización en prospección geofísica.

DESARROLLO DEL INSTRUMENTAL

En la Fig. 2 se puede apreciar el esquema en bloques de un sistema de registro MT de dos vías, una vía magnética y otra eléctrica (telúrica).

El sistema construido consta en realidad de cuatro vías (dos de magnética y dos de telúrica), para poder medir las componentes horizontales de los campos eléctrico (E) y magnético (H).

La captación de cada componente de la señal telúrica se realiza con dos electrodos enterrados en el suelo a 100 mts de distancia entre sí.

En los ensayos realizados se utilizaron electrodos impolarizables de plata clorurada (Petiau, 1976 a).

El preamplificador telúrico es un amplificador de instrumentación con alta impedancia de entrada por la utilización de una entrada diferencial. Un diagrama del mismo se muestra en la Fig. 3a.

El canal de registro telúrico continúa con un sistema de filtros para delimitar la banda de interés (0,1 a 10 Hz). Estos son filtros activos de Butterworth con 36 db por octava de pendiente.

Con esta pendiente se consigue eliminar las micropulsaciones de mayor amplitud con frecuencias cercanas a las de la banda de interés.

A continuación de los filtros sigue un amplificador final que adecúa el nivel de la señal a las necesidades del instrumento registrador, el cual puede ser un registrador gráfico o un grabador magnético.

En la parte inferior de la Fig. 2 vemos el canal de registro magnético.

El sensor del canal es un magnetómetro de inducción, consta de dos bobinas cilíndricas concéntricas sobre un núcleo de μ -metal.

El bobinado interior es el de inducción, siendo éste el que capta las variaciones del campo geomagnético y las entrega al preamplificador.

El bobinado exterior está destinado a entregar una realimentación negativa para que el sensor tenga una respuesta plana en un amplio rango de frecuencias; también es utilizado como bobinado de calibración del sensor.

El bobinado de inducción fue optimizado, para obtener una alta relación señal-ruido a la entrada del preamplificador, en la frecuencia central de 1 Hz.

El preamplificador del canal magnético es un diseño especial para esa banda de frecuencias; está compuesto por dos subamplificadores en paralelo. Uno llamado lento basado en un amplificador a "chopper" para las señales de períodos mayores de 1 seg. y otro llamado rápido con transistores de efecto de campo en la entrada para amplificar las señales de períodos menores de 1 seg. El diagrama del mismo es mostrado en la Fig. 3b.

Ambos subamplificadores trabajan en la región más conveniente de acuerdo con sus características de ruido. Las señales son sumadas después de pasar por filtros RC que los limitan a las regiones indicadas; y luego de sumadas amplificadas nuevamente, extrayéndose de esta última amplificación la tensión para el bobinado de realimentación.

Luego se repiten las mismas etapas que en el canal de registro telúrico; es decir, los filtros pasa bandas y el amplificador final, idénticos a los del canal telúrico.

Las posibilidades del sistema de registro MT construido pueden ampliarse anulando los filtros pasa altos; de esta manera se consigue extender la banda hasta frecuencias del orden de 10^{-4} Hz, que es el límite de resolución de los sensos magnéticos; esta es la que llamamos banda de corriente continua (CC) a 10 Hz.

SONDAJE MAGNETOTELURICO EXPERIMENTAL.

Una vez comprobado el funcionamiento del sistema en el laboratorio de geofísica del Centro Espacial San Miguel, se eligió el lugar de Zárate (Buenos Aires) para realizar un sondeo MT experimental.

Este sitio está ubicado en una región geológica conocida como horst del Río de la Plata, (Yrigoyen, 1975), Fig. 4. Esta estructura tiene un eje estructural N+54°W, en coincidencia con el curso del citado río. La cobertura sedimentaria es estimada inferior a 1 km de espesor.

Las direcciones de registro de los campos eléctricos y magnéticos se eligieron según la dirección paralela y perpendicular al eje de horst, para aprovechar dentro de lo conocido la simetría estructural. Esta disposición es conveniente pero no imperativa si se usa la técnica de análisis MT tensorial.

Antes de iniciar el registro se calibraron los sensores magnéticos inyectando, mediante un generador de señales, una onda sinusoidal al bobinado de realimentación de los sensores, obteniéndose sendas curvas de calibración que cubren el espectro de 0,1 seg. a 5000 seg. de período.

Para el registro de las señales MT, desde CC hasta frecuencias cercanas a 1 Hz, se utilizaron dos registradores gráficos de dos vías cada uno.

Para completar el registro hasta 10 Hz se utilizó un registrador magnético de FM de cuatro pistas con respuesta plana en la banda de 0,1 a 10 Hz. Las señales se grabaron a una velocidad alta y luego se reprodujeron a una velocidad 16 veces menor; de esta manera se consiguió, por ejemplo, que una señal de 0,1 seg. fuera visualizada como de 1,6 seg. y entrara en el rango de los registradores gráficos.

El registro de las señales naturales se realizó en forma permanente durante 6 días consecutivos en las dos bandas de trabajo posibles (0,1 a 10 Hz y CC a 10 Hz).

De 0,1 a 10 Hz se registró en forma aleatoria, durante intervalos de tiempo distribuidos en diferentes horas del día para verificar la permanencia de las señales.

En los otros momentos se registró en la banda CC a 10 Hz para obtener información de las capas más profundas del subsuelo.

Análisis de las señales

Para el cálculo de la resistividad aparente (ρ_a) se utilizó el método simple (Orellana, 1974) de seleccionar oscilaciones cuasisinusoidales simultáneas de los campos E y H perpendiculares entre sí, con fuerte coherencia visual, y medición de amplitudes y períodos con una regla.

A partir de estos datos se calcula la resistividad aparente utilizando la fórmula de Cagniard (1953).

$$\rho_a(T) = (0,2)T (E/H)^2$$

donde $\rho_a(T)$ es la resistividad aparente MT en ohm-metro, T el período en segundos, E la amplitud telúrica en mv/km y H la amplitud magnética en nTesla.

La curva MT obtenida de esta manera es mostrada en el sector derecho de la Fig. 5. La dispersión de los valores es indicada por las pequeñas barras verticales allí dibujadas.

Resultados obtenidos

Los registros obtenidos muestran la actividad geomagnética en la resonancia de Schuman (8 Hz) y la de la zona de pulsaciones Pc1 (0,2 a 5 Hz) (Selzer, 1972).

El registrar con este dispositivo la resonancia fundamental de Schuman era uno de los objetivos relevantes de este trabajo, ya que por ser de ocurrencia permanente a una frecuencia bien conocida es de suma importancia en la realización de sondajes MT.

La información sobre la resistividad eléctrica de las primeras centenas de metros requiere la medición de frecuencias más elevadas que las aquí registradas. Por ello para completar el sondaje MT y determinar el espesor de la capa sedimentaria se realizó en el mismo lugar un Sondaje Eléctrico Vertical por el dispositivo Schlumberger. La Fig. 5 nos muestra, en su sector izquierdo, la curva de resistividad obtenida por este método. Para el empalme de las curvas de resistividad aparente de ambos métodos se tuvo en cuenta el trabajo de Benderitter y

otros (1978).

La interpretación de las curvas de ρ_a se realizó en computadora, ajustando las curvas teóricas a las experimentales por aproximaciones sucesivas.

Los resultados del ajuste de curvas se expresan en el modelo de la Fig. 6.

El modelo general retenido fue de cuatro capas para el terreno sedimentario, luego el basamento cristalino y por último una capa conductora profunda.

Amplitudes espectrales

La Fig. 7 nos muestra las amplitudes máximas y mínimas obtenidas en Zárata.

Durante los días que duró el registro no se observaron señales que pudieran atribuirse a condiciones de agitación magnética particularmente intensa; por lo cual el espectro de amplitudes de la Fig. 7 es más representativo de los valores mínimos de los campos que de los valores máximos esperables en condiciones de agitación moderada.

CONCLUSIONES

Se comprobó plenamente la hipótesis acerca de la existencia de un nivel de agitación permanente del campo electromagnético natural, observable con la utilización de un equipo de registro MT como el utilizado aquí.

Estas señales al ser procesadas mostraron ser aptas para su utilización en prospección magnetoteléfica, siendo los resultados experimentales compatibles con los estudios geológicos disponibles.

Todo parece indicar que existe en la banda de 0,1 a 10 Hz una actividad aleatoria de pulsaciones geomagnéticas cuya amplitud media es superior al ruido del instrumental utilizado, siendo su ocurrencia permanente para el intervalo de nuestra observación.

Cabe insistir especialmente en que el nivel mínimo de agitación permanente del potencial eléctrico depende fundamentalmente de las características de resistividad eléctrica de las capas subyacentes del lugar.

En otro orden de cosas, vemos en la parte inferior de la figura 5 las zonas del ábaco de resistividades no accesibles con el equipo diseñado; esta figura se

construyó tomando como amplitud magnética el valor dado en la Fig. 1, y como amplitud eléctrica una señal constante de $2\mu\text{v}$ en una línea de 100 mts., esto es un campo eléctrico de $0,02\mu\text{v/m}$, que representa la mínima tensión discernible con nuestro amplificador.

BIBLIOGRAFIA

- I. BENDERITTER, A. DUPIS, J. FEBRER, H. FOURNIER. Comparaison de mesures de résistivité obtenus par les méthodes de sondage électrique et magnétotellurique en des sites communs situés sur terrain sédimentaire et sur desmassifs de granite. Memoire du Bureau de Recherche Géophysique et Minière N° 91, 1978.
- L. CAGNIARD. Basic theory of magnetotelluric method of geophysical prospecting; Geophysics, 18, N° 3, July 1953. 605-635.
- H.G. FOURNIER. Mesure directe locale d'un coefficient de surtension de la cavité Terre-Ionosphère et de sa variation diurne, à partir d'enregistrements des formes d'ondes de la résonance de Schumann obtenus à Garchy (Nièvre). Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie. Serie de géophysique N° 2, 89 à 93. 1967.
- H.G. FOURNIER. Exploración magnetoteléfrica. Geoacta, vol. 9, n.1, (marzo 1979), 153-173.
- E. ORELLANA. Prospección Geoeléctrica por Campos Variables. Biblioteca Técnica Philips. Paraninfo, Madrid 1974.
- G. PETIAU. Etude spectrale du bruit et de diverses causes de perturbation affectant l'enregistrement du champ électrique tellurique de 0,001 a 100 Hz. Note, Centre de Rech. Géophys. MIT 10 Garchy-Nièvre 1976 a.
- G. PETIAU. Mesure du bruit de transistors à effect de champ et de amplificateurs bipolaires et à chopper de 0,001 à 100 Hz. Note, Centre de Rech. Géophys. MIT 05 Garchy-Nièvre 1976 b.
- W.O. SCHUMANN. Elektrische Wellen, p. 324. München: Hanser 1948.
- E. SELZER. Variations Rapides du Champ Magnétique Terrestre. Handbuch der

Physik, Volume XLIX/4. Springer-Verlag 1972.

- P.H. SERSON. Instrumentation for Induction Studies on Land. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7 (1973), 313-322.
- M. SIX, G. PETIAU. Optimization des sondes magnétiques a faible bruit dans la bande de 0,2 à 600 seconds. Nota interna. 1976. Institut de Physique du Globe, Université de Paris.
- A. N. THIKONOV. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust. *Doklady, Akad. Nauk. SSSR.*, 73,2, 295-299. 1950.
- M.R. YRIGOYEN. Geología del Subuelo y Plataforma Continental. Relatorio, Geología de la Pcia. de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino, 21-27 Sep. 1975 Bahía Blanca.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- FIG. 1 Amplitud media del campo magnético natural versus período. La amplitud está expresada en nT y el período en segundos. Se aprecia también el rango ocupado por las distintas pulsaciones, P_c = pulsaciones continuas y P_i - pulsaciones irregulares, así como algunas oscilaciones características de la banda ELF.
- FIG. 2 Diagrama en bloques del sistema de registro magnetotelérfico.
- FIG. 3 Circuito del preamplificador de campo telúrfico (3a) y del preamplificador de campo magnético (3b).
- FIG. 4 Dibujo explicativo de la estructura del Horst del Río de la Plata. Las escalas de longitudes son arbitrarias. El cono indica el volumen efectivo involucrado en un sondaje MT.
- FIG. 5 Curvas de resistividad aparente obtenidas en Zárate. Para $T > 0,1$ seg. sondaje MT, las barras verticales indican la dispersión de los puntos. Para $T < 0,1$ seg. corresponde el SEV. En la parte inferior, en sombreado, vemos las zonas del ábaco tetralogarítmico no accesibles con el sistema de registro actual, tomando como amplitud magnética la dada en el gráfico de amplitud espectral media (Fig. 1) y como señal eléctrica la mínima distinguible del ruido de fondo del sistema de registro telúrfico en una línea usada normalmente de 100 mts.
- FIG. 6 Modelo geoelectrico propuesto para Zárate a partir del trabajo de ajuste de curvas. Las cuatro primeras capas corresponden al SEV y las dos últimas al SMT.
- FIG. 7 Banda de amplitudes espectrales de las mediciones en Zárate. Telúrfica en una línea de 100 mts. (escala izquierda) y magnética (escala derecha). Se puede apreciar nitidamente la resonancia de Schumann y las P_{ci} .

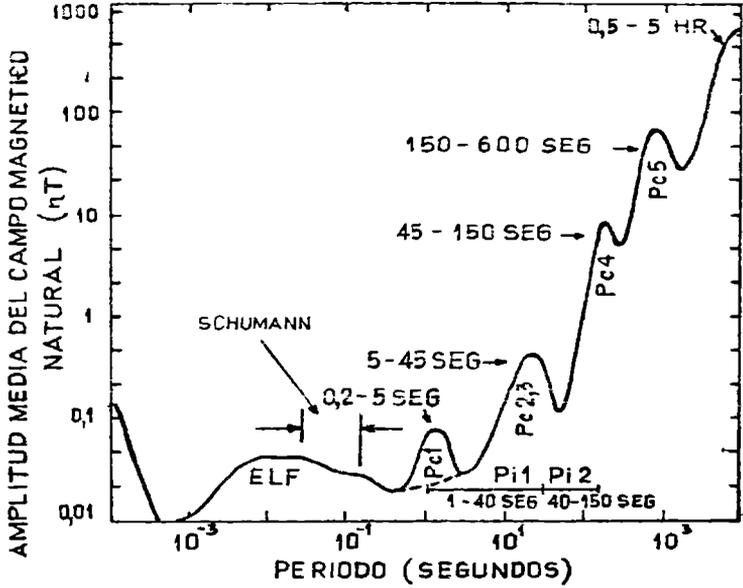


FIG. 1

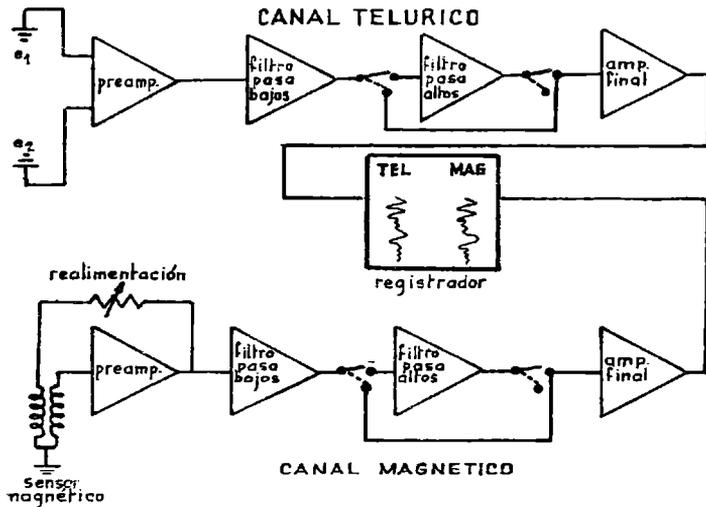


FIG. 2

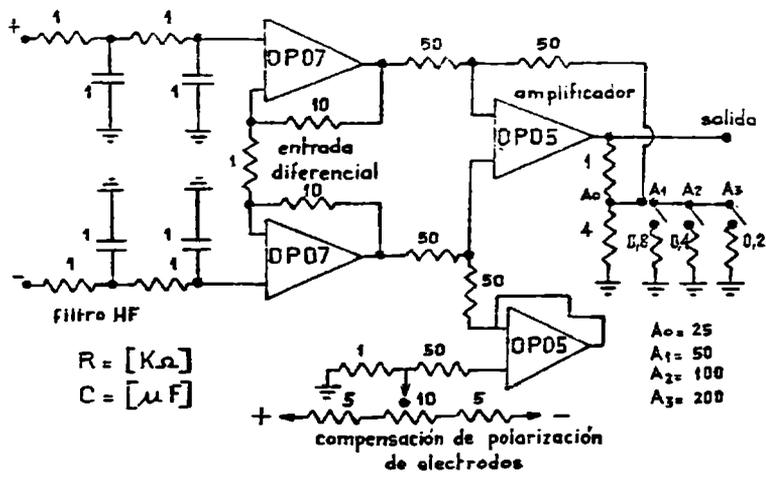


FIG. 3 a.

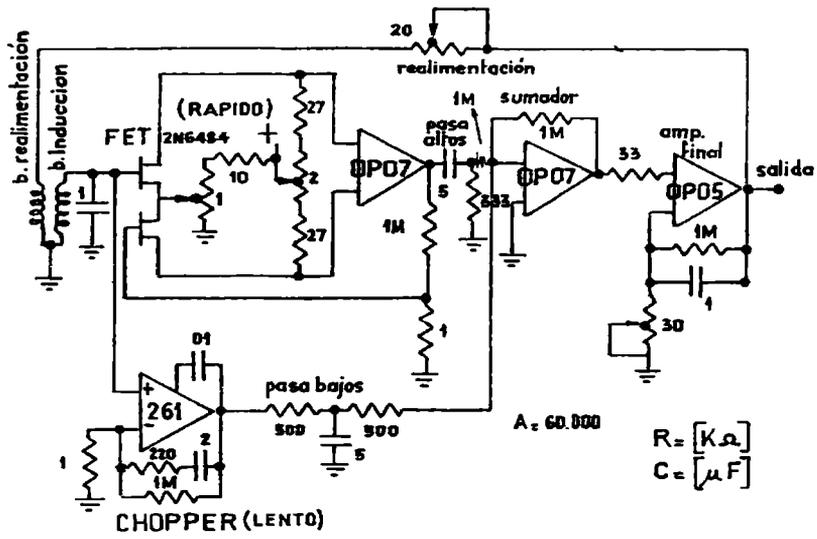


FIG. 3 b.

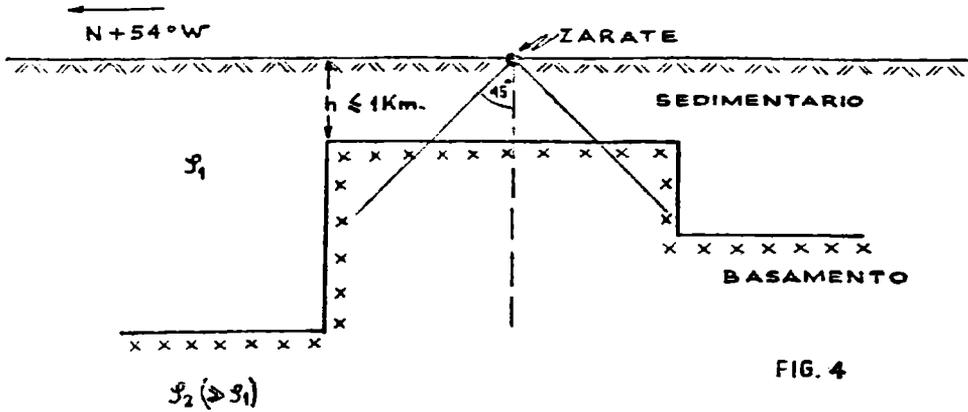


FIG. 4

abaco de soluciones del sistema. $\beta = 0.2T \left(\frac{E^2}{H} \right) h_0 = \sqrt{0.2 T \cdot \frac{E^2}{H}}$

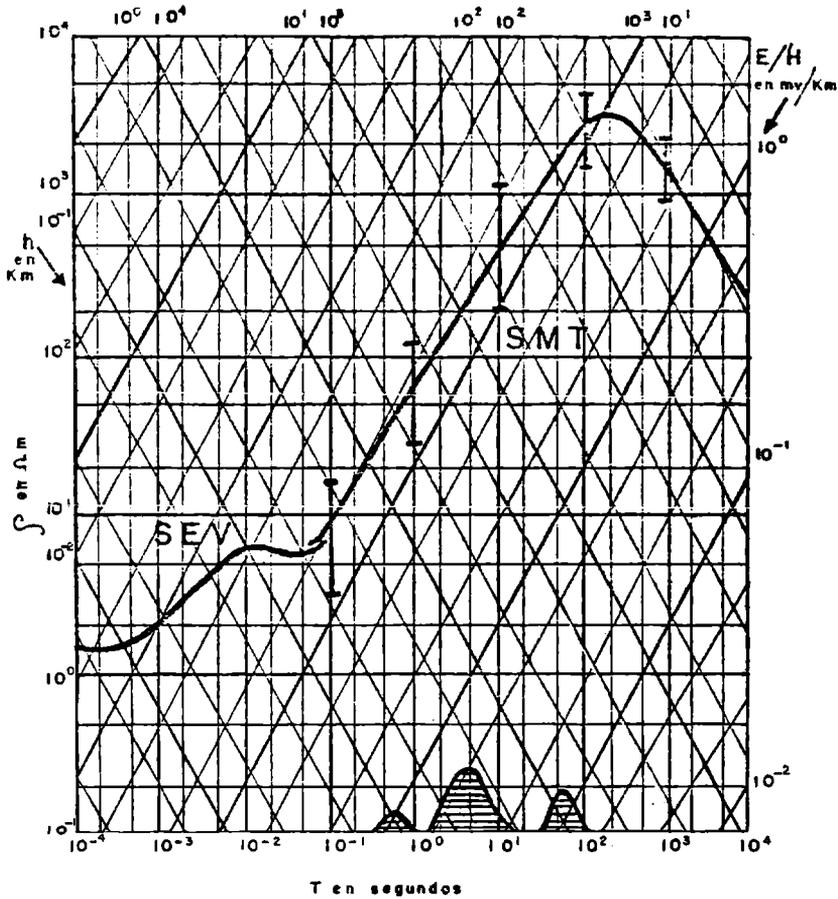


FIG. 5

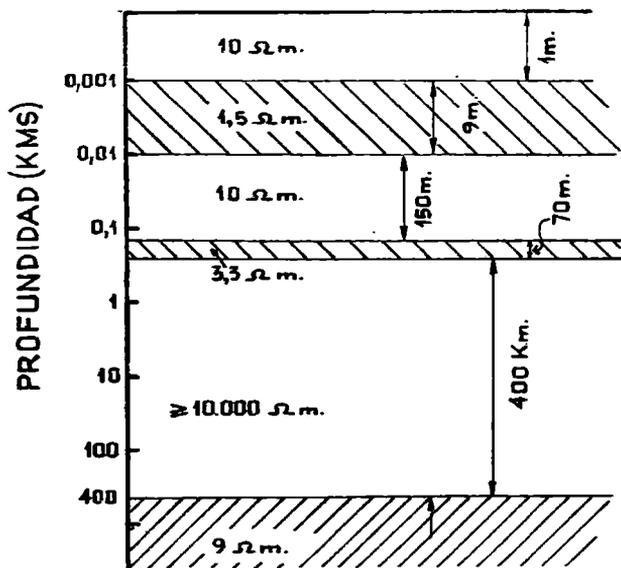


FIG. 6

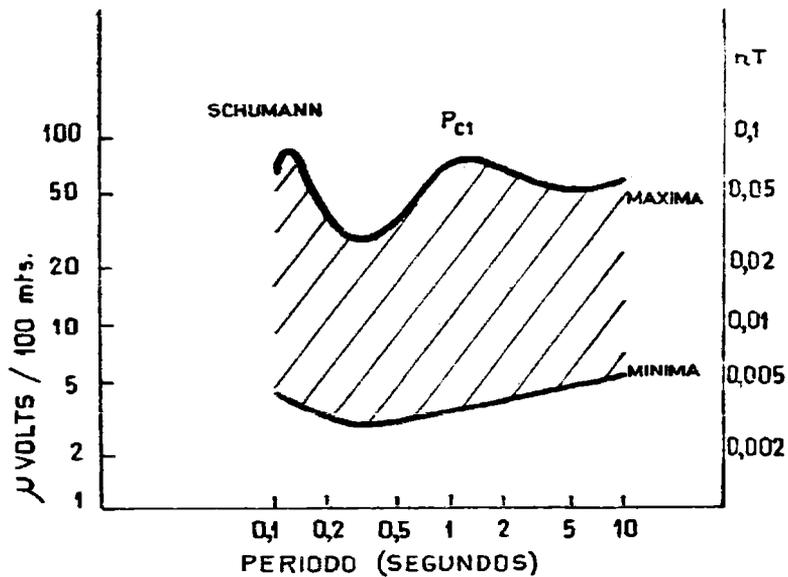


FIG. 7

INDUCCION ELECTROMAGNETICA PRODUCIDA POR UNA CORRIENTE IONOSFERICA LOCALIZADA EN LAS PROXIMIDADES DE UNA COSTA OCEANICA

S. Duhau* y A. Osella**

Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

La solución analítica para el problema de inducción de una línea de corriente que circula paralela a la costa de un océano representado por una banda de conductividad finita hallada en un trabajo previo se aplica al cálculo de la inducción producida por las corrientes ionosféricas en la zona del ecuador magnético peruano. Se compara la contribución de la corriente ionosférica extensa (global) con la de la localizada (electrochorro), y se encuentra que son de la misma magnitud en la zona estudiada.

ABSTRACT

The analytical solution to the problem of the induction by a line of current flowing parallel to the coast of an ocean represented by a band of finite conductivity, found in a previous work, is applied to the calculation of the induction produced by the geomagnetic variations in the region of the Peruvian magnetic equator. The contribution of the extended (global) ionospheric current is compared with that of the localized (electrojet) current, and they are found to be of the same magnitude in the region that was studied.

* Miembro del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

** Becaria del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

1. INTRODUCCION

La induccion electromagnética debida a las variaciones geomagnéticas diarias presenta en el ecuador magnético condiciones particulares dada la presencia en esa zona de un sistema de corrientes que superpuesto al sistema global, tiene una parte localizada, el electrochorro.

En condiciones en que la tierra presenta conductividad promedio, esto es, presenta una inhomogeneidad solamente en la dirección vertical debida a la presencia del manto a una profundidad media de alrededor de 600 km (Price, 1949; Chapman, 1951; Ducruix y otros, 1977), la inducción producida por una corriente ionosférica localizada no contribuye apreciablemente al campo total en la superficie de la tierra

Recientemente Duhau y Romanelli encontraron sin embargo, que en zonas de Perú (Duhau y Romanelli, 1979) y de Nígeria (Duhau y Romanelli, 1980) el electrochorro parece contribuir apreciablemente lo cual indica la presencia de una anomalía en la conductividad terrestre, es decir, un apartamiento del comportamiento promedio descrito anteriormente. Una solución analítica para el problema de las corrientes inducidas en el océano en las proximidades de una costa por un sistema localizado de corrientes de frecuencia baja (del orden de un ciclo por día) fue obtenida por Duhau y Osella (1981) para un modelo sencillo bidimensional. En el presente trabajo se aplica esta solución a las condiciones que se dan en la zona del ecuador magnético peruano.

2. ANALISIS DE LA CONTRIBUCION INTERNA ANOMALA A LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS DIARIAS EN LA ZONA DE PERU

Utilizando el método de Siebert y Kertz (1957) es posible separar las variaciones geomagnéticas de origen ionosférico en su parte interna y externa, aún en presencia de una anomalía en la conductividad terrestre. Cuando se lo aplica al sur del ecuador magnético peruano (Duhau y Romanelli, 1981) se advierte un comportamiento anómalo tanto en la componente vertical, Z , (Fig. 1a) como en la horizontal, H , (Fig. 1b) de las variaciones geomagnéticas diarias mediadas en esa zona. Se observa una asimetría norte-sur en Z ; algunos autores la atribuyen a las corrientes ionosféricas pero del resultado mostrado en la Figura 1a resulta evidente que parte de esa asimetría es debida a la contribución interna, Z_1 . Se puede observar además, un Z_1 anómalo que en la zona sur es del mismo signo que el campo inductor. Para la componente H , el campo inducido H_1 resulta ser muy grande y además sigue la forma de la componente horizontal del campo externo, H_e .

Para explicar la asimetría en Z es necesario suponer la existencia de una anomalía en la conductividad, también asimétrica en las dirección norte-sur.

En la zona en estudio se han reconocido en la actualidad dos anomalías en la

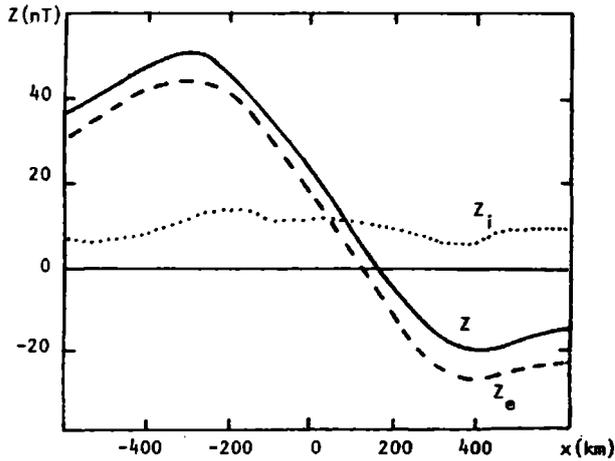


FIGURA 1a

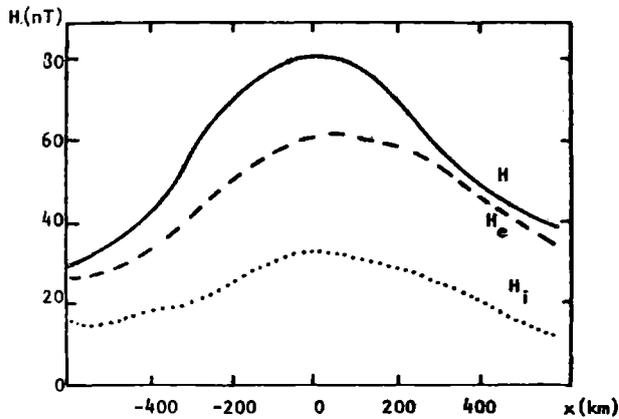


FIGURA 1b

Variación norte-sur de la amplitud de las componentes vertical Z (Figura 1a) y horizontal H (Figura 1b) de las variaciones geomagnéticas diarias quietas para el equinoccio del año 1957 (Forbush y Casaverde, 1961). La parte externa Z_e y H_e y la contribución anómala a la parte inducida de ambas componentes, Z_i y H_i respectivamente.

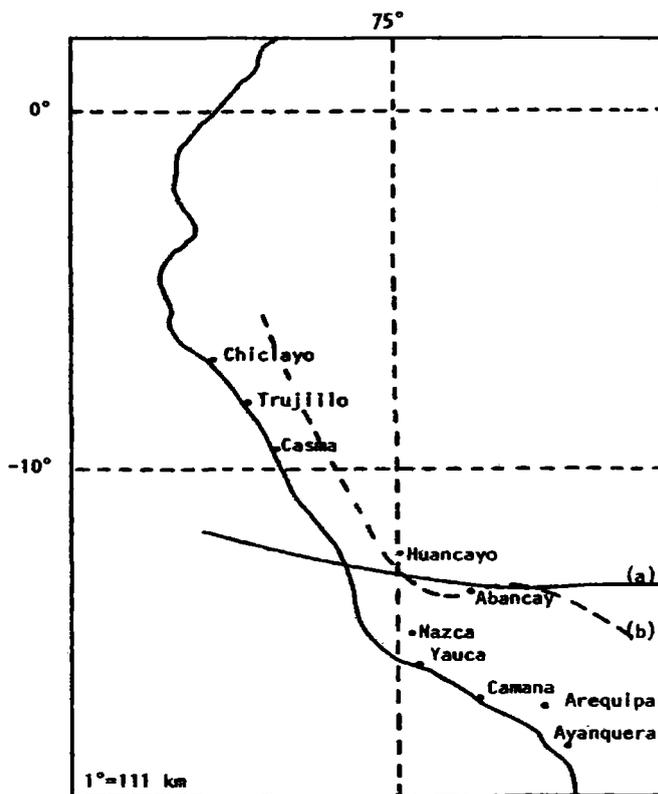


FIGURA 2

Ubicación de las estaciones geomagnéticas en la zona del ecuador peruano e indicación de : (a) posición del ecuador magnético durante el año 1955, coincidente con la posición del centro del electrojet (Maynard, 1967), (b) anomalía andina (Greenhouse y otros, 1973).

conductividad, una es la discontinuidad debida a la costa oceánica y la otra es la llamada anomalía andina, cuya dirección ha sido graficada en la Figura 2 (ver p.e. Schmucker, 1969; Aldrich y otros, 1972; Honkura, 1978).

Como en días quietos, la corriente ionosférica fluye al mediodía de oeste a este, en el norte sólo se tiene el modo transversó magnético, es decir, corriente perpendicular a las discontinuidades y por lo tanto la corriente inducida es prácticamente nula. En el sur, en cambio, se tiene el modo transversó eléctrico (TE) que puede producir un campo inducido apreciable.

Ahora bien, la cadena de estaciones utilizadas para obtener el perfil de la Figura 1 se halla muy cerca de la costa y su distancia a la anomalía andina es de aproximadamente 400km. Trabajos ya realizados (Greenhouse y otros, 1973) muestran que a esa distancia esa anomalía es para una corriente extensa, despreciable; es de esperar que ocurra lo mismo para una corriente localizada. De la Figura 1 se ve, además, que el máximo de Z_i ocurre en Yauca, que es, de las estaciones costeras, la que está más cerca del electrochorro. Todo esto sugiere que la causa más probable del comportamiento anómalo en Z_i es debido, en esta estación, a la proximidad de la misma a la costa oceánica.

3. CALCULO DEL CAMPO INDUCIDO EN LAS PROXIMIDADES DE LA COSTA PERUANA

3.1. Modelo teórico

Tal como se ha visto anteriormente, como el efecto se nota para el modo TE, no es una restricción importante analizar sólo el caso de una línea circulando paralela a la costa. Como la idea es obtener un resultado cualitativo para estimar el orden de magnitud del efecto, de modo de poder decir si se justifica o no un cálculo más exacto, se usó un modelo sencillo para representar la configuración real. Se reprodujo el manto suponiendo un semiespacio no conductor hasta una profundidad p , a partir de la cual la conductividad se hace infinita. El semiespacio está parcialmente cubierto por una franja de ancho $2a$, longitud infinita, espesor e ($e \leq a$) y conductividad σ , constante sobre la franja, que representa el océano (Fig. 3).

Dada la linealidad de las ecuaciones de Maxwell, se puede hacer un análisis de Fourier temporal y estudiar cada frecuencia ω por separado.

Una corriente localizada circulando paralela a la costa, a una altura h , está dada por:

$$\vec{J}_e = J_e \delta(x-d) \delta(z+h) e^{i\omega t} \hat{j} \quad (1)$$

donde J_e es la intensidad de la corriente, δ es la función delta de Kronecker y d la posición de la línea respecto al eje y .

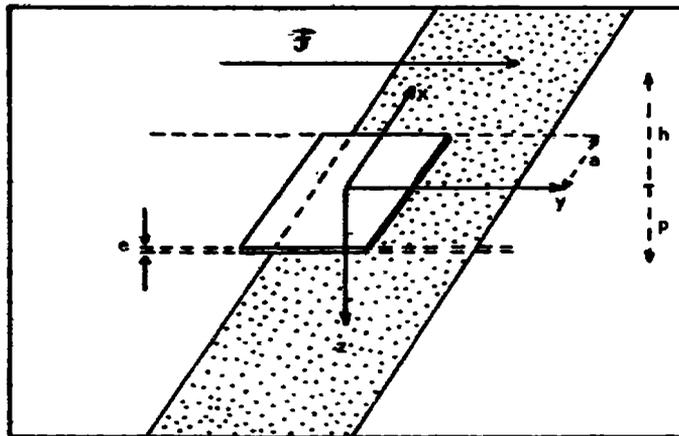


FIGURA 3

Geometría del modelo teórico.

Aplicando la ley de Faraday se tiene que la corriente inducida, \vec{I} , es:

$$I(y) - I(0) = i\omega\epsilon \int_0^y [V(x',0) + Z(x',0)] dx' \quad (2)$$

donde:

$$Z(x,0) = \int_{-a}^a dy' \frac{2 I(x')}{(x-x')^2} \quad (3)$$

es la amplitud de la componente vertical del campo inducido y V la correspondiente al campo inductor. Considerando que la ionósfera es una capa infinitesimal de conductividad muy grande, es transparente aún para frecuencias altas; en consecuencia se pueden despreciar todas las inducciones mutuas. Por lo tanto V tiene los siguientes términos: el campo externo, V_e , el campo proveniente de las corrientes inducidas en el manto por las corrientes externas, V_m , y el campo proveniente de la corriente inducida en el manto por la corriente oceánica, V_{om} , y que tienen las siguientes expresiones:

$$V_e(x,0) = \frac{2 J_e(x-d)}{(x-d)^2 + h^2} \quad (4)$$

$$V_m(x,0) = \frac{2 J_e(x-d)}{(x-d)^2 + (h+2p)^2} \quad (5)$$

$$V_{om}(x,0) = - \int_{-a}^a dy' \frac{2 I(x') (x-x')}{(x-x')^2 + 4h^2} \quad (6)$$

De manera análoga se definen H e Y , que son las componentes horizontales del campo mencionado.

Para las frecuencias de interés ($\omega = 1 \text{ c/dfa}$) se pueden suponer campos cuasiestacionarios (ver p.e., Greenhouse y otros, 1973).

Reemplazando las ecuaciones (3) a (6) en (2) y separando la corriente total en su parte simétrica I_s , y antisimétrica, I_a , tal que:

$$I = I_a + I_s \quad (7)$$

se tiene (Duhau y Osella, 1981):

$$I_a(x) = \frac{i\omega\epsilon J_e}{2} \ln \left\{ \frac{1 + \frac{(x-d)^2}{h^2}}{1 + \frac{(x+d)^2}{h^2}} \cdot \frac{1 + \frac{(x+d)^2}{(h+2p)^2}}{1 + \frac{(x-d)^2}{(h+2p)^2}} \right\} +$$

$$+ i\omega\epsilon \int_0^a I_a(x') \ln \left\{ \frac{1 + (2p)^2/(x+x')^2}{1 + (2p)^2/(x-x')^2} \right\}$$

$$\begin{aligned}
 I_s(x) = & \frac{i\omega\mu_0 J_e}{2} \left\{ \ln \left\{ \frac{[1 + (\frac{x-d}{h})^2][1 + (\frac{x+d}{h})^2]}{[1 + (\frac{a-d}{h})^2][1 + (\frac{a+d}{h})^2]} \right\} \right. & (9) \\
 & \cdot \frac{[1 + (\frac{a-d}{h+2p})^2][1 + (\frac{a+d}{h+2p})^2]}{[1 + (\frac{x-d}{h+2p})^2][1 + (\frac{x+d}{h+2p})^2]} \left. \right\} + d \ln \left\{ \right. \\
 & \frac{[1 + (\frac{a-d}{h})^2][1 + (\frac{a+d}{h+2p})^2]}{[1 + (\frac{a+d}{h})^2][1 + (\frac{a-d}{h+2p})^2]} - 2h \left\{ \operatorname{artg}(\frac{a-d}{h}) + \right. \\
 & \left. \left. + \operatorname{artg}(\frac{a+d}{h}) - \operatorname{artg}(\frac{a-d}{h+2p}) - \operatorname{artg}(\frac{a+d}{h+2p}) \right\} \right\} + \\
 & + i\omega\mu_0 \int_0^a I_s(x') dy' \left\{ x' \ln \left| \frac{1 + (2p)^2/(a-x')^2}{1 + (2p)^2/(a-x')^2} \right| + \right. \\
 & + \ln \left\{ \frac{1 + (2p)^2/(a-x')^2}{1 + (2p)^2/(x-x')^2} \cdot \frac{1 + (2p)^2/(a-x')^2}{1 + (2p)^2/(x-x')^2} \right\} + \\
 & \left. + 4p \left\{ \operatorname{artg}(\frac{a-x'}{2p}) + \operatorname{artg}(\frac{a+x'}{2p}) \right\} \right\}
 \end{aligned}$$

La amplitud de las componentes del campo inducido tiene dos partes, una que existiría sin el océano, V_m (y H_m) y otra producida específicamente por éste:

$$Z_o = V_{om} + Z \quad (10)$$

y en forma análoga:

$$H_o = H_{om} + Y \quad (11)$$

Resolviendo numéricamente se obtienen Z_o y H_o .

Una vez obtenidos estos resultados es necesario compararlos con los resultados obtenidos para el caso de un campo inductor extenso. Con ese objeto se utilizó el modelo de Roden (1964) para el campo inductor $V_e = Ae^{ikx}$ aunque se recibió

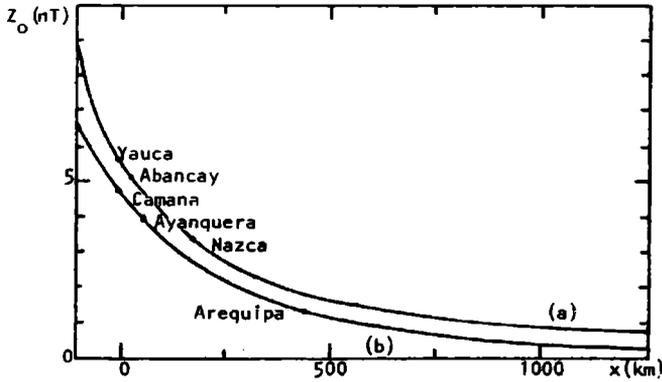


FIGURA 4. Campo inducido por una corriente localizada para dos posiciones distintas, respecto de la costa, de la línea que la representa: (a) $d=500$ km y (b) $d=625$ km.

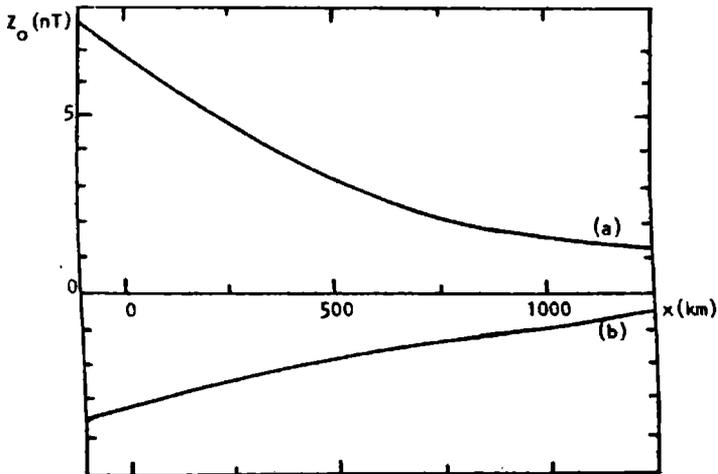


FIGURA 5. Campo inducido por una corriente extensa para dos fases distintas del campo inductor: (a) $\phi=-3,69$ y (b) $\phi=-2,07$ tal que $Z=0$ en el ecuador geográfico y en el magnético respectivamente.

ron los cálculos pues fue necesaria la inclusión del término V_m , que este autor había ignorado, y que es del orden de $-0,4V_e$ y además para adecuar los valores de k y ω de modo de reproducir aproximadamente las condiciones en el ecuador magnético peruano.

3.2. Aplicación

Para resolver numéricamente las ecuaciones, se le asignaron a las constantes valores tales que reprodujeran la situación en el ecuador peruano. Así:

$e = 5\text{km}$	$V_{em\acute{a}x} = 70\text{ nT}$ (corriente localizada)
$a = 2500\text{km}$	$V_{emax} = 50\text{ nT}$ (corriente extensa)
$p = 600\text{km}$	$k = 2,5 \times 10^{-4}\text{ km}^{-1}$
$\sigma = 4 \times 10^{-11}\text{ emu}$	$k_R = 9,41 \times 10^{-4}\text{ km}^{-1}$
$h = 300\text{km}$	$\dot{\omega} = 1\text{ ciclo/día}$

Los valores elegidos para los parámetros V_{emax} (línea) y h son los que mejor reproducen el campo producido por el electrochorro en la superficie terrestre. Se eligió un valor promedio para p , dado que los resultados no varían sensiblemente con este parámetro (Ver Roden, 1964).

Para ω , sólo se usó la frecuencia diaria. No se usaron otros armónicos ya que resultados anteriores (Roden, 1964) demostraron que el orden de magnitud no se altera para frecuencias cercanas a ese valor. Tampoco se altera al variar el ancho y el espesor del océano dentro de los valores posibles.

Además, si se varía la posición de la línea el campo inducido (como función de la distancia a la costa) varía lentamente dentro del continente. Debido a esto y dadas las ubicaciones de las estaciones, se calculó el campo inducido para dos posiciones distintas de la línea, $d_1 = 500\text{km}$ y $d_2 = 625\text{km}$ de la costa. Para el primer caso se pueden ubicar Yauca, Abancay y Nazca y para el segundo Camana, Ayanquera y Arequipa.

Para resolver el caso de corriente inductora extensa, se recalculó el valor de k que para latitudes ecuatoriales es de $2,5 \times 10^{-4}\text{ km}^{-1}$, y se varió la fase de forma tal que $Z=0$ en el ecuador geográfico en un caso ($\phi_1 = -3,69$) y en el ecuador medio en el otro ($\phi_2 = -2,07$) puesto que distintos autores discrepan respecto de dónde está ubicado el máximo de la parte extensa de la componente H de las variaciones geomagnéticas diarias (ver p.e. Forbush y Casaverde, 1961; Onwumechilli, 1967).

4. RESULTADOS

En la Figura 4 se graficó Z_1 para las dos posiciones de la línea antes mencionadas. Se puede ver que el campo inducido no varía demasiado para ambos casos;

esto indica que el resultado no depende substancialmente de la forma exacta de la costa; es importante notar que el campo inducido es positivo y que por ejemplo para Yauca, es del orden de 5 nT. Además, a unos 400 o 450 km el efecto es prácticamente despreciable, lo cual coincide con lo expresado en la sección 1, ya que a esa distancia se encuentra la cordillera y por lo tanto el efecto que allí se mide es probablemente debido a la anomalía andina.

En la Figura 5 se graficó el campo inducido Z_i por una corriente extensa para las dos fases antes mencionadas. Se puede observar que en módulo el campo inducido es del mismo orden que el producido por la línea pero el signo depende drásticamente de la fase. Esto indica la importancia de encontrar un criterio adecuado para fijar la fase correcta. Ahora bien, de la Figura 1 se obtiene que en Yauca $Z_i \sim 10nT$. La contribución debida a la corriente localizada es de aproximadamente 5nT (Fig. 4). Si la fase correcta es ϕ_1 entonces la contribución de la corriente extensa es también de aproximadamente 6 nT y se obtendría el resultado correcto. Si la fase correcta es ϕ_2 entonces la contribución sería aproximadamente -3nT y el Z_i total sería menor que el obtenido empíricamente. Pero en este caso, debería existir otra contribución, que podría deberse a la presencia de la anomalía andina.

Se calcularon las componentes horizontales del campo inducido tanto para la línea como para la corriente extensa. En ambos casos resultan ser un orden de magnitud menor que Z_i . Esto implicaría que no es la presencia de la costa la que produce un campo H_i tan intenso y por lo tanto su origen ahora no resulta claro, dada la lejanía respecto de la anomalía andina de las estaciones consideradas; esto será motivo de un próximo trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- Aldrich, L.T., Casaverde, M., Salgueiro, R., Bannister, J., Volponi, F., del Pozo, S., Tamayo, L., Beach, L., Rubin, D., Quiroga, R., and Triep, E. 1972: Electrical conductivity studies in the Andean Cordillera. Carnegie Inst. Washington Yearbook, p. 317.
- Chapman, S. 1951: The equatorial electrojet as detected from the abnormal electric current distribution above Huancayo. Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol., A4, 368.
- Davis, T. H., Burrows, K., and Stolarik, J. 1967: A latitude survey of the equatorial electrojet with rocket-borne magnetometers, J. Geophys. Res. 73, 1845.
- Ducruix, J., Courtillot, V. and Le Mouél, J. L. 1977: On the induction effects associated with the equatorial electrojet. J Geophys. Res., 82, 335.
- Duhau, S., and OSELLA, A. 1981: The effects of an ocean coast boundary caused by a localized ionospheric current system. (A publicarse)
- Duhau, S. and Romanelli, L. 1979 : Electromagnetic Induction at the South Ameri-

- can geomagnetic equator as determined from measured ionospheric currents. J. Geophys. Res., 84 A5, 1849.
- Duhau, S. y Romanelli, L. 1980 : La inducción electromagnética en el ecuador Nigeriano. GEOACTA Vol. X, 65.
- Duhau, S. y Romanelli, L. 1981: The Ionospheric current at the Nigerian Equator as determined from the geomagnetic daily variations. Planet. Space Sci. 29 (6), 703.
- Forbush, S. and Casaverde, M. 1961: Equatorial electrojet in Perú. Carnegie Inst. Washington, Publ. 620, 1961.
- Greenhouse, J.P., Parker, R.L. and White, A. 1973: Modelling geomagnetic variations in or near an ocean using a generalized image technique. Geophys. J.R. astr. Soc., 32, 325.
- Honkura, Y. 1978: Electrical conductivity anomalies in the earth. Geophys. Surveys 3, 225.
- Maynard, N.C. 1967: Measurements of ionospheric currents off the coast of Peru, J. Geophys. Res., 72, 1863.
- Onwumehill, A. 1967: Physics of Geomagnetic Phenomena, edited by Matsushita and Campbell, Academic Press, Vol. 1, 427.
- Price, A.T. 1949: Electromagnetic Induction in a semiinfinite conductor with a plane boundary. Quart. Journ. Mech. Applied Math. 3, 385.
- Schmucker, U. 1969: Conductivity anomalies with special reference to the Andes, in The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors, S.K. Runcorn ed., Wiley-Interscience, London, p.125.
- Shuman, B.M. 1970: Rocket measurement of the equatorial electrojet, J. Geophys. Res., 75, 3889.
- Siebert, M. and Kertz, W. 1957: Zur Zerlungung eines lokalen erdmagnetischen Feldes in ausseren und inneren Anteil, Narch, Akad. Wiss. Gottingen, Math-physik kl, N° 5.
- Roden, R.B. 1964: The effect of an ocean on magnetic diurnal variations, Geophys. J.R. astr. Soc., 8, 375.

VARIACION DE LAS DENSIDADES IONICAS CON LA ACTIVIDAD SOLAR

M.C. Azpiazu* y S. Duhau**

Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Para calcular la composición de la región E de la ionósfera para actividad solar alta es usual que se cuadruplica la radiación solar incidente medida de manera que los perfiles electrónicos obtenidos coincidan con los observados. Con el fin de analizar la causa de esta discrepancia en el presente trabajo se resuelve el sistema de ecuaciones de continuidad de los iones en la región E para dos actividades solares, una alta ($F_{10,7} = 166$) y otra baja ($F_{10,7} = 76$). Para ello se utilizan perfiles de temperatura y densidad electrónica medidos simultáneamente y espectros de flujo solar observados en condiciones equivalentes. Se encuentra que la discrepancia entre el flujo solar medido y el requerido en los cálculos teóricos se debe a la suposición de equilibrio térmico entre electrones y gas neutro.

ABSTRACT

In order to calculate the composition of the Ionospheric E-region, the measured incident solar radiation is usually multiplied by four so that the electron density profiles obtained may agree with the observed profiles. In the present work, in order to analyze the cause of this discrepancy, the system of ionic continuity equations in the E-region is solved for two solar activities, one high ($F_{10,7} = 166$) and the other low ($F_{10,7} = 76$). For this purpose, simultaneous measurements of temperature and electron density, and solar flux spectra observed under equivalent conditions, are used. The discrepancy between the measured solar flux and the one required in the other theoretical calculations is due to the assumption of thermal equilibrium between the electrons and the neutral gas.

* Becaria del CONICET.

** Miembro de la Carrera del Investigador del CONICET

1. INTRODUCCION

Las densidades relativas de las dos especies ionizadas predominantes en la región E, O_2^+ y NO^+ , varían fuertemente con la actividad solar. Se han elaborado modelos semiempíricos, como el de Mitra y Banerjee (1972), que los reproducen. Estos autores encuentran que el cociente de densidades, $n(NO^+)/n(O_2^+)$, aumenta con la actividad solar y atribuyen este comportamiento a un crecimiento en las concentraciones de NO y N que deberían también aumentar fuertemente con la actividad solar tomando un valor siete veces más grande a alta que a baja actividad.

Sin embargo, los modelos teóricos propuestos (ver por ejemplo Chakrabarty y otros, 1978; Roble y otros, 1978) no reproducen las variaciones de $n(NO^+)/n(O_2^+)$ observadas. Azpiazu y Duhau (1981) han elaborado un modelo teórico de formación de la región E que se aplica en el presente trabajo al cálculo de las densidades iónicas relativas en dos condiciones solares extremas en días quietos. Para ello se han analizado las variaciones con la actividad solar de los parámetros físicos y se han utilizado mediciones simultáneas realizadas con sondas de Langmuir de densidad y temperatura electrónicas y espectros de flujo solar incidente correspondientes a las mismas actividades solares y a índices magnéticos muy bajos.

2. VARIACION CON LA ACTIVIDAD SOLAR DE LAS CONCENTRACIONES DE LOS CONSTITUYENTES IONOSFERICOS Y DEL MONOXIDO DE NITROGENO

Como en la región E las concentraciones de los constituyentes minoritarios, de la atmósfera, N y NO, dependen fuertemente del estado de ionización (ver por ejemplo Kondo y Ogawa, 1977), en este trabajo se analizan sus variaciones con la actividad solar junto con la de las especies ionizadas, aunque no haya mediciones simultáneas en la bibliografía.

2.1. Mediciones

Las mediciones de densidades de iones en la región en estudio muestran que durante el día, excluyendo el amanecer y el atardecer, predomina el NO^+ cuando la actividad solar es alta (ver por ejemplo Istomin, 1963 y Taylor y Brinton, 1961). En cambio, para baja actividad solar, predomina el NO^+ hasta ~ 110 km, en que pasa a ser mayoritario el O_2^+ (ver por ejemplo Johnson, 1966). Mitra y Banerjee (1972) han estudiado esta variación y presentan dos promedios de mediciones realizados en condiciones solares extremas (ver figs. 1 a y b curvas 1), y como ya dijimos, atribuyen esta variación a un cambio en las concentraciones de N y NO.

En cuanto a las concentraciones de N y NO las mediciones son escasas, no habiendo en la literatura ninguna que corresponda a alta actividad solar a latitudes medias. En la región E se puede afirmar que la concentración de N es 100

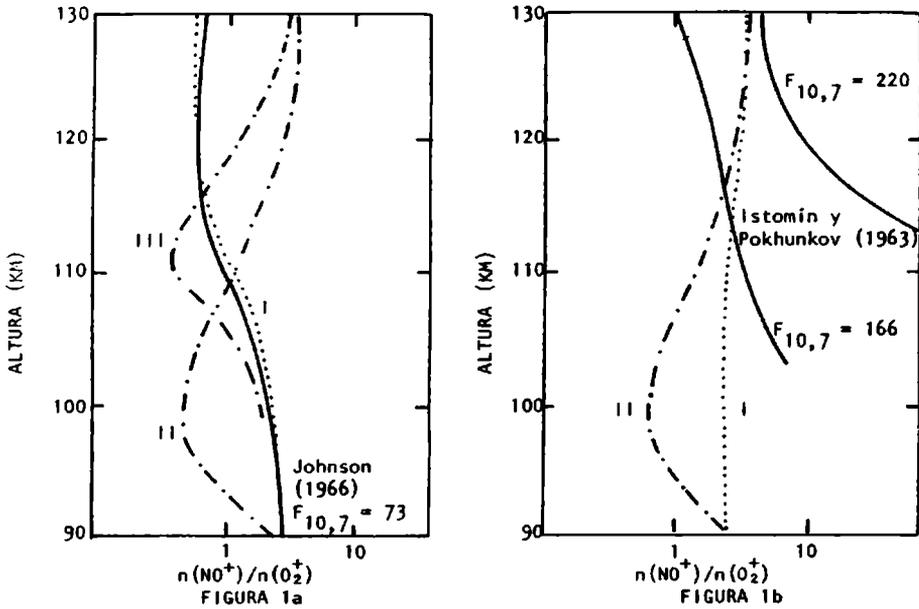


FIGURA 1: Perfil de densidades iónicas relativas para: a) baja y b) alta actividad solar. Mediciones en línea llena. Promedio de Mitra y Banerjee (1972): I; resultados de Chakrabarty y otros (1978): II, y de Roble y otros (1978): III.

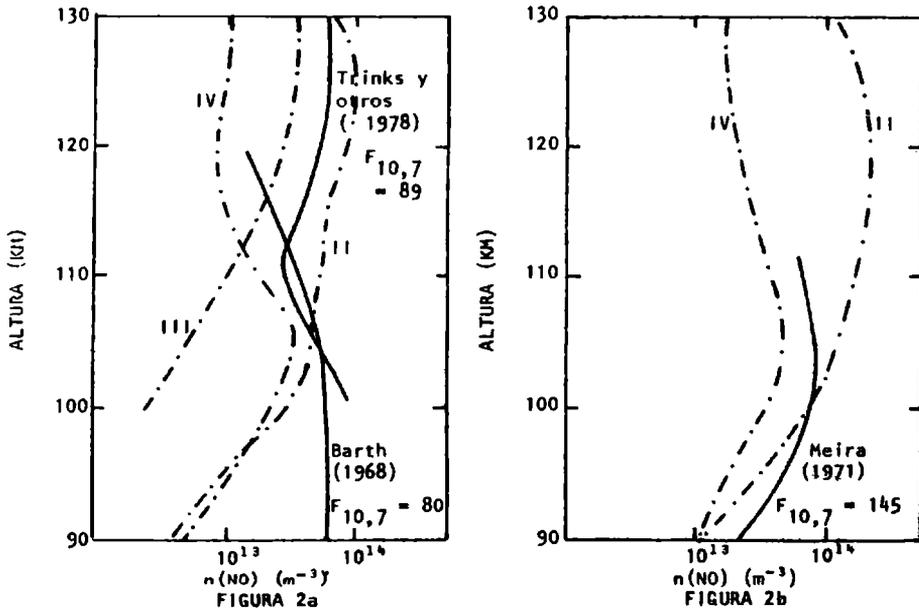


FIGURA 2: Perfil de densidad de NO para: a) baja y b) alta actividad solar. Curvas II y III ídem Figura 1. Resultado de Kondo y Ogawa (1977): curva IV.

veces menor que la de NO y por lo tanto en este trabajo estudiaremos esta última especie exclusivamente.

En las figs. 2a y b se han graficado las diversas mediciones diurnas de [NO] a latitudes medias e indicado su correspondiente $F_{10,7}$. Obsérvese que la concentración de este constituyente en la base de la región E disminuye cuando la actividad solar aumenta.

2.2. Resultados teóricos

Chakrabarty y otros (1978) han elaborado un modelo de formación de región E y calculan las densidades iónicas relativas y la densidad electrónica para alta y baja actividad solar, ajustando perfiles de concentración de N y NO. Para reproducir las mediciones de densidad electrónica a alta actividad solar deben cuadruplicar el flujo solar incidente en el rango de rayos X, sin embargo no reproducen correctamente la variación con la actividad solar de las densidades iónicas (ver figs. 1a y b curvas II).

Roble y otros (1978) elaboran un modelo de formación de las regiones E y F y lo aplica a un caso particular, en que el satélite AE-C ha descendido hasta los 160 km sobre Millstone Hill. A pesar de la coincidencia entre sus cálculos y las mediciones a esa altura es de notar que, en región E, predicen un predominio de NO^+ en casi toda la región salvo a los 110-115 km en que $[\text{NO}^+] \approx [\text{O}_2^+]$ (ver fig. 1a, curva III).

Por otra parte, hay un buen acuerdo entre las mediciones de NO y el perfil propuesto por Chakrabarty y otros (1978) para alta actividad solar; (ver fig. 2b, curva II) sin embargo, a baja actividad sus resultados sólo son compatibles con las mediciones por encima de ~ 105 km, siendo la diferencia de hasta un orden de magnitud en la base de la región E (ver fig. 2a, curva II). En la fig. 2a se ha graficado además el resultado del modelo de Roble y otros (1978) (curva III). Nótese que este perfil está de acuerdo con las mediciones por encima de ~ 112 km.

Otros autores como por ejemplo Kondo y Ogawa (1977) han estudiado específicamente la química del NO y han hallado perfiles de concentración del mismo que ajustan bien las mediciones a actividad solar moderada no ocurriendo lo mismo a baja actividad para la cual subestiman la concentración de NO en toda la región E (ver figs. 2a y b, curvas IV).

3. PREDICCIÓN DE LAS VARIACIONES CON LA ACTIVIDAD SOLAR DE $n(\text{NO}^+)/n(\text{O}_2^+)$ Y DE $n(\text{NO})$

En el presente trabajo se utiliza el modelo teórico de formación de la región E elaborado por Azplazu y Duhau (1981) para calcular las variaciones con la actividad solar de las densidades iónicas relativas y del NO. Por ello en lo que sigue se resume ese modelo y se describe la metodología utilizada en la selección

de los parámetros en su aplicación a los dos casos mencionados en la introducción.

3.1. Modelo teórico

El modelo de Azpiazu y Duhau (1981) es aplicable a latitudes medias, en horas cercanas al mediodía de días geomagnéticamente quietos. En estas condiciones la región E está en equilibrio fotoquímico y si se tienen en cuenta todas las reacciones químicas factibles (ver Tabla I) y se calculan las vidas medias de los

Tabla I

Reacción	Velocidad de reacción (cm^3s^{-1})	Referencia
(1) $\text{O}^+ + \text{NO} \rightarrow \text{N} + \text{O}_2^+$	$\ll 1,3 \times 10^{-12}$	Banks y Kockarts, 1973
(2) $\text{O}^+ + \text{NO} \rightarrow \text{O} + \text{NO}^+$	2×10^{-11}	Goldan y otros, 1966
(3) $\text{O}^+ + \text{O}_2 \rightarrow \text{O} + \text{O}_2^+$	$10^{-9} T^{-0,7}$	Chakrabarty y otros, 1978
(4) $\text{O}^+ + \text{N}_2 \rightarrow \text{N} + \text{NO}^+$	$1,2 \times 10^{-12} (300/T_v)^{0,8}$	M.R. Torr y otros, 1977
(5) $\text{O}^+ + e \rightarrow \text{O}$	$4 \times 10^{-12} (T_e)^{-0,78}$	Chakrabarty y otros, 1978
(6) $\text{N}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{N} + \text{NO}^+$	$2,5 \times 10^{-10}$	Ferguson, 1967
(7) $\text{N}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}^+$	10^{-12}	Ferguson, 1967
(8) $\text{N}_2^+ + \text{NO} \rightarrow \text{N}_2 + \text{NO}^+$	$3,3 \times 10^{-10}$	Fehsenfeld y otros, 1970
(9) $\text{N}_2^+ + \text{O}_2 \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}_2^+$	10^{-10}	Fite, 1969
(10) $\text{N}_2^+ + e \rightarrow \text{N} + \text{N}$	$2,9 \times 10^{-7} (300/T_e)^{1/3}$	Biondi, 1969
(11) $\text{O}_2^+ + \text{N} \rightarrow \text{NO}^+ + \text{O}$	$2,5 \times 10^{-11}$	Frederick y otros, 1976
(12) $\text{O}_2^+ + \text{NO} \rightarrow \text{O}_2 + \text{NO}^+$	8×10^{-10}	Chakrabarty y otros, 1978
(13) $\text{O}_2^+ + \text{N}_2 \rightarrow \text{NO} + \text{NO}^+$	$\ll 2 \times 10^{-16}$	Nicolet, 1965
(14) $\text{O}_2^+ + e \rightarrow \text{O} + \text{O}$	$2 \times 10^{-7} (300/T_e)$	Biondi, 1969
(15) $\text{NO}^+ + e \rightarrow \text{O} + \text{N}^+$	$5 \times 10^{-7} (300/T_e)$	Chakrabarty, 1978
(16) $\text{NO}^+ + e \rightarrow \text{N} + \text{O}$	$4 \times 10^{-7} (300/T_e)$	Biondi, 1969

productos resultantes, se puede considerar que los mecanismos activos de formación son los esquematizados en la figura 3. Nótese que el O, el N_2 y el O_2 son ionizados directamente por la radiación solar incidente pero sólo el O_2^+ es estable, el O^+ y el N_2^+ reaccionan rápidamente con los componentes neutros de la atmósfera intercambiando su carga con los mismos. Obsérvese, además, que los coeficientes de recombinación con los electrones son inversamente proporcionales a la

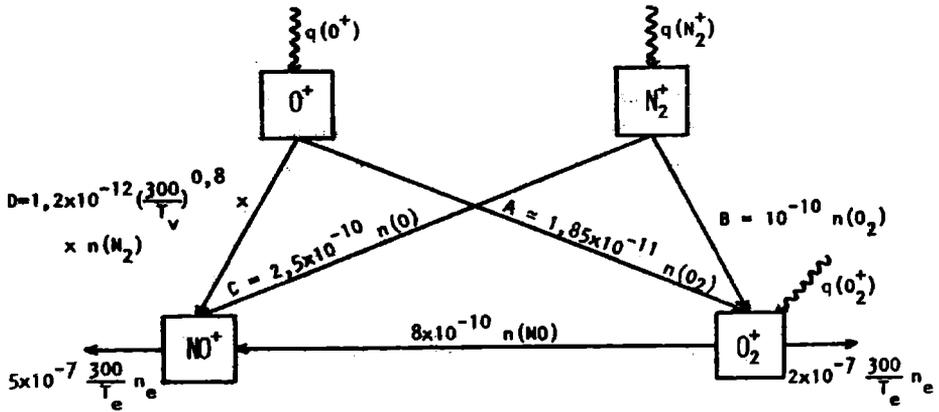


FIGURA 3

Esquema de formación de la región E.

temperatura electrónica y que el coeficiente de la reacción $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$ depende de la temperatura vibracional del N_2 .

Por otra parte, como no existen iones negativos, la condición de cuasi-neutralidad eléctrica se reduce a:

$$n_e = n(NO^+) + n(O_2^+) \quad (1)$$

Teniendo en cuenta esta ecuación y las reacciones sintetizadas en la figura anterior es posible calcular las densidades de los dos iones predominantes así como del NO a partir de las siguientes ecuaciones:

$$n(NO) = \frac{[q(O_2^+) + A + B] k_{15} n_e + [C + D - k_{15} n_e^2] k_{14} n_e}{\{k_{15} n_e^2 - [q(O_2^+) + A + B + C + D]\} k_{12}} \quad (2)$$

$$n(O_2^+) = \frac{q(O_2^+) + A + B}{k_{14} n_e + k_{12} n(NO)} \quad (3)$$

$$n(NO^+) = \frac{k_{12} n(NO) + C + D}{k_{15} n_e} \quad (4)$$

donde:

$$A = k_3 n(O_2) n(O^+) \quad ,$$

$$B = k_9 n(O_2) n(N_2^+) \quad ,$$

$$C = k_6 n(O) n(N_2^+),$$

$$D = k_4 n(N_2) n(O^+),$$

con

$$n(O^+) = \frac{q(O^+)}{k_4 n(N_2) + k_3 n(O_2)}, \quad (5)$$

y

$$n(N_2^+) = \frac{q(N_2^+)}{k_6 n(O) + k_9 n(O_2)}, \quad (6)$$

siendo k_n la velocidad de la reacción n (ver Tabla 1).

Se calcula la velocidad de fotolonización de la especie ionizada i a la altura h :

$$q_i(h) = \int_0^{\infty} n_n(h) \phi_{\infty}(\lambda) \sigma_{abs,n}(\lambda) \eta_n(\lambda) e^{-\tau(\lambda,h)} d\lambda,$$

donde n_n es la densidad numérica del constituyente atmosférico ionizado, ϕ_{∞} es el flujo solar incidente en la atmósfera, σ_{abs} y η son la sección eficaz de absorción y eficiencia de ionización respectivamente, y

$$\tau(\lambda, h) = \int_h^{\infty} \sum_j n_j \sigma_{abs,j}(\lambda) \sec \chi dh,$$

donde χ es el ángulo cenital solar y el índice j caracteriza al constituyente atmosférico que absorbe radiación solar de longitud de onda λ por encima de h .

Obsérvese que contrario a lo usual en estas ecuaciones se ha elegido predecir el NO en vez de n_e . Aquí se ha preferido invertir la elección pues existen numerosas mediciones de n_e mientras que el comportamiento del perfil de NO en la región E es casi desconocido.

3.2. Metodología para la elección de los parámetros

Para calcular las variaciones con la actividad solar de las densidades iónicas relativas y del NO de acuerdo con las ecuaciones (2), (3) y (4) es necesario conocer las variaciones de la temperatura y densidad electrónica, del flujo solar incidente y de las densidades y temperatura de los constituyentes atmosféricos mayoritarios.

Duhau y Azplazu (1981) encontraron que cuando se utiliza un riguroso criterio de selección de días magnéticamente quietos: $K_p \leq 1^+$ durante todo el día y $A_p \leq 7$, datos de temperatura electrónica están mucho mejor correlacionados. Siendo este parámetro uno de los que más varían con la actividad magnética concluimos que, si además, como es usual, se selecciona el día por su actividad solar, se obtendrán condiciones reproducibles que permitirán aún en ausencia de mediciones simultáneas confiabilidad en la predicción. Los días así seleccionados serán

denominados equivalentes, y mediciones realizadas en esos días serán utilizadas cuando se carezca de mediciones simultáneas.

Los resultados de las mediciones de temperatura electrónica obtenidos con sondas de Langmuir y con radar de dispersión incoherente son contradictorios. Mientras que este último método predice equilibrio térmico entre los electrones y el gas neutro, las mediciones realizadas "in situ" dan cuenta de una temperatura electrónica superior a T_n y fuertemente variable con la actividad solar y geomagnética. Esta contradicción se resuelve cuando se calcula la temperatura electrónica a partir de las mediciones de absorción desviativa. Este último método predice, en el pico de densidad electrónica de la región E, una temperatura electrónica igual a la medida con sondas de Langmuir (Duhau y Azpiazu, 1981). Por lo tanto, en lo que sigue, se hará referencia sólo a las mediciones obtenidas mediante este método.

La región E es ionizada por la radiación solar en el rango de longitudes de onda entre 0,1 y 102,5 nm, es decir rayos X y UVL. La intensidad del flujo solar varía naturalmente con la actividad solar pero, si consideramos como índice de la misma el $F_{10,7}$, la ley de variación depende de la longitud de onda. Es así como Kreplin (1970), analizando los datos de los satélites NRL Solrad, encuentra que los registros de intensidad varían de actividad solar mínima a máxima en un factor 20 para bandas comprendidas entre 4,4 y 6,0 nm y un factor 200 cuando se miden las intensidades para longitudes de onda entre 0,1 y 0,8 nm. En el rango del ultravioleta lejano (UVL), las variaciones con $F_{10,7}$ no son siempre lineales; la correlación puede ser tanto positiva como negativa. Es por eso que se estudia el comportamiento por bandas y las extrapolaciones para actividades solares no medidas no son posibles. Sin embargo, debido a la falta de datos se recurre a relaciones entre el flujo en UVL y el flujo en 10,7 cm (Schmidtke, 1979).

4. RESULTADOS Y DISCUSION

Se ha aplicado el modelo de formación de la región E al cálculo de las densidades iónicas relativas y del ND en las dos condiciones extremas de actividad solar; $F_{10,7} = 166$ y $F_{10,7} = 76$.

Para evaluar estas densidades se han utilizado perfiles simultáneos de densidad y temperatura electrónicas obtenidas con ionosondadores y con sondas de Langmuir en días geomagnéticamente quietos: vuelo 6.02 realizado el 15 de junio de 1960 ($F_{10,7} = 166$, Spencer y otros, 1962) y vuelo 18.01 realizado el 19 de marzo de 1965 ($F_{10,7} = 76$, Brace y otros 1969). Para baja actividad solar se ha utilizado, en el cálculo de q_1 , el espectro de radiación solar incidente medido en condiciones equivalentes en abril de 1974 (Mason, 1976b) y para alta actividad solar, como no hay mediciones en todo el espectro, se han utilizado las mediciones reali-

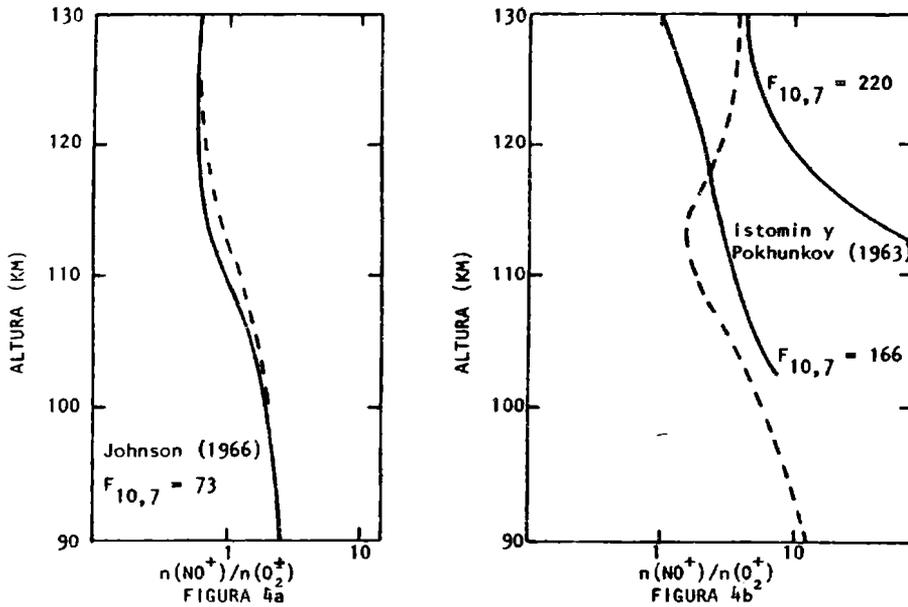


FIGURA 4: Perfil de densidades iónicas relativas para: a) baja y b) alta actividad solar. Mediciones en línea llena y resultados del presente trabajo en línea de trazos.

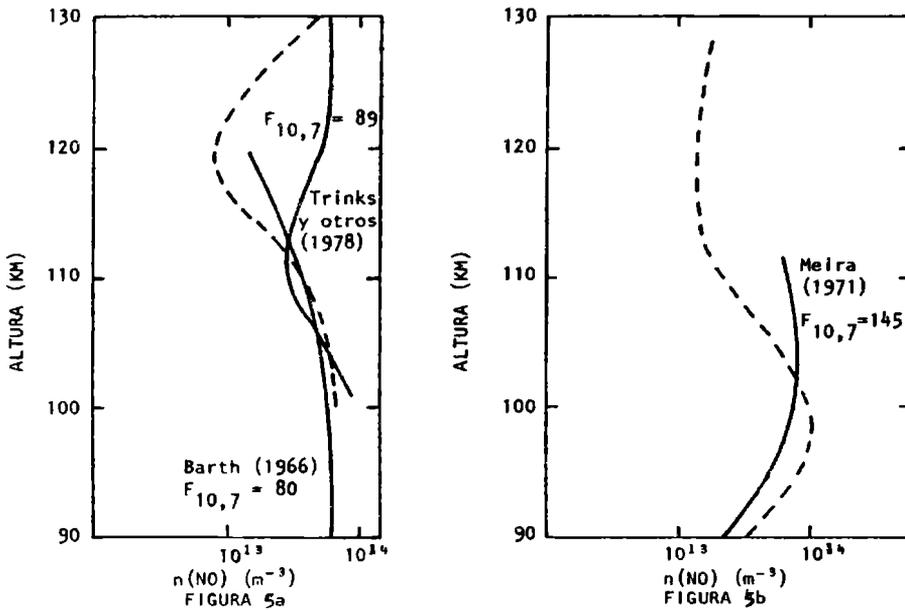


FIGURA 5: Perfil de densidad de NO para: a) baja y b) alta actividad solar. Mediciones en línea llena y resultados del presente trabajo en línea de trazos.

zadas por Mason (1976a y b), Hall y otros (1969), Heroux y otros (1975) y Higgins (1976) y se ha completado el espectro mediante las leyes de interpolación que estos autores suministran.

Las densidades de los constituyentes predominantes de la atmósfera y su temperatura han sido obtenidos del modelo de Jacchia (1977), considerando la temperatura exosférica $T_{\infty} = 700$ K para baja actividad solar y $T_{\infty} = 1100$ K para alta actividad solar.

De todas las recopilaciones de secciones eficaces de absorción y de ionización se ha usado la suministrada por Richmond (1972) ya que divide el espectro de radiación en las mismas bandas que los que miden la radiación solar incidente.

En la Figura 4a se han graficado las densidades iónicas relativas calculadas en el presente trabajo junto con el único perfil experimental equivalente, para baja actividad solar. Nótese que en estas condiciones el modelo elaborado reproduce cualitativa y cuantitativamente el perfil experimental.

En la Figura 4b se graficaron las densidades iónicas relativas para alta actividad solar. Las dos mediciones graficadas corresponden a días no perturbados, para la realizada el 15-6-60 el $F_{10,7} = 166$, y $F_{10,7} = 220$, el 22-6-59. El presente modelo predice el predominio de NO^+ en toda la región.

Los resultados del cálculo de la concentración de NO se han graficado en la Figura 5a. De las dos mediciones la realizada por Barth (1966) corresponde a una actividad solar menor ($F_{10,7} = 80$) que la de Trinks y otros (1978) ($F_{10,7} = 89$), por lo tanto es más válida la comparación con el primero. Nótese que se ha obtenido un buen acuerdo en el rango de alturas medido.

En la Figura 5b se presentan las densidades de NO para alta actividad solar y la medición que se ha realizado para más alta actividad solar ($F_{10,7} = 145$), que es la obtenida por Meira (1971). Aquí cabe notar que el modelo teórico reproduce cualitativamente el perfil experimental y el orden de magnitud medido en toda la región. La ausencia de mediciones a más alta actividad solar impide una comparación cuantitativa.

Agradecimientos: Este trabajo fue subvencionado por el CONICET como parte del Programa Nacional de Radiopropagación.

BIBLIOGRAFIA

- Azpiazu, M.C. y Duhau, S., 1981: Daytime E-region ion and nitric oxide densities (a publicar).
- Banks, P.M. y Kockarts, G., 1973: Aeronomy; Academic Press, New York y Londres.
- Barth, C.A., 1966: Rocket measurements of nitric oxide in the upper atmosphere;

- Planet. Sp. Sci., 14, 623.
- Biondi, M.A., 1969: Atmospheric electron-ion and ion-ion recombination processes; Can. J. Chem., 47, 1711.
- Brace, L.H., Mayr, H.G. y Carignan, G.R., 1969: Measurements of electron cooling rates in the mid-latitude and auroral zone thermosphere; J. Geophys. Res., 74, 257.
- Chakrabarty, P., Chakrabarty, D.K. y Bjorn, L., 1978: Solar activity variation of nitric oxide in the E-region and its Implications; J. Atmos. Terr. Phys., 40, 81.
- Duhau, S. y Azpiazu, M.C., 1981: Non-thermal equilibrium between electrons and neutrals at ionospheric E-region heights; Geophys. Res. Lett. (en prensa).
- Fehsenfeld, F.C., Dunkin, D.B. y Ferguson, E.E., 1970: Rate constants for the reaction of CO_2^+ with O, O_2 and NO; N_2^+ with O and NO; and O_2^+ with NO; Planet. Space Sci., 18, 1267.
- Ferguson, E.E., 1967: Ionospheric ion-molecule reaction rates; Rev. Geophys., 5, 305.
- Fite, W.L., 1969: Positive ion reactions; Can. J. Chem., 47, 1797.
- Frederick, J.E., Rusch, D.W., Victor, G.A., Sharp, W.E., Hays, P.B. y Brinton, H.C., 1976: The OI (6300 Å) airglow: observations and excitation mechanisms; J. Geophys. Res., 81, 3923.
- Goldan, P.D., Schmeltekopf, A.L., Fehsenfeld, A.L., Schiff, F.C. y Ferguson, E.E., 1966: Thermal energy ion-neutral reaction rates - II. Some reactions of ionospheric interest, J. Chem. Phys., 44, 4095.
- Hall, L.A., Higgins, J.E., Chagnon, C.W. y Hinteregger, H.E., 1969: Solar cycle variations of extreme ultraviolet radiation; J. Geophys. Res., 74, 4181.
- Heroux, L., Cohen, M. y Higgins, H.E., 1975: Improved calculations of electron densities between 110 and 300 km derived from the solar EUV fluxes of August 23, 1972; J. Geophys. Res., 80, 4732.
- Higgins, H.E., 1976: The solar EUV flux between 230 and 1220 Å on November 9, 1971; J. Geophys. Res., 81, 1301.
- Istomin, V.G. y Pokhunkov, A.A., 1963: Mass spectrometer measurements of atmospheric composition in the U.S.S.R.; Space Res. III, 117.
- Jacchia, L.G., 1977: Thermospheric temperature, density and composition: new models; Smithsonian Astrophys. Obs. Sp. Rep. 375.
- Johnson, C.Y., 1966: Ionospheric composition and density from 90 to 1200 km at solar minimum; J. Geophys. Res., 71, 330.
- Kondo, Y. y Ogawa, T., 1977: A temperature dependent model of the thermospheric odd nitrogen, J. Geomagn. Geoelectr., 29, 65.
- Krepin, R.W., 1970: The solar cycle variation of soft X-ray emission; Ann. Geophys., 26, 567.

- Mason, J., 1976a: The solar extreme ultraviolet between 30 and 205 Å on November 9, 1971, compared with previous measurements in this spectral region; J. Geophys. Res., 81, 1629.
- Mason, J., 1976b: Satellite measurements of solar UV during 1974; Air Force Cambridge Research Laboratories, Environmental Research Papers No. 546.
- Meira, L.G., 1971: Rocket measurements of upper atmospheric nitric oxide and their consequences to the lower ionosphere; J. Geophys. Res., 76, 202.
- Mitra, A.P. y Banerjee, P., 1972: Solar activity variation of $[NO^+]/[O_2^+]$ in the E and F regions; Space Res. XII, 1315.
- Nicolet, M., 1965: Ionospheric processes and nitric oxide; J. Geophys. Res., 70, 691.
- Richmond, A.D., 1972: Numerical model of the equatorial electrojet; AFCRL-72-0668.
- Roble, R.G., Stewart, A.I., Torr, M.R., Rusch, D.W. y Wand, R.H., 1978: The calculated and observed ionospheric properties during Atmospheric Explorer - C satellite crossings over Millstone Hill; J. Atmos. Terr. Phys., 40, 21.
- Schmidtke, G., 1979: Variability of solar ultraviolet flux and its significance to models of the neutral upper atmosphere; Space Res. XIX, 193.
- Spencer, M.W., Brace, L.H. y Cargan, G.R., 1962: Electron temperature evidence for non-thermal equilibrium in the ionosphere; J. Geophys. Res., 67, 157.
- Taylor, H.A. y Brinton, H.C., 1961: Atmospheric ion composition measured above Wallops Island, Virginia; J. Geophys. Res., 66, 2587.
- Torr, M.R., St. Maurice, J.-P. y Torr, D.G., 1977: The rate coefficient for the $O^+ + N_2$ reaction in the ionosphere; J. Geophys. Res., 82, 3287.
- Trinks, H., von Zahn, U., Barth, C.A. y Kelly, K.K., 1978: A joint nitric oxide measurement by rocket-borne ultraviolet photometer and mass spectrometer in the lower thermosphere; J. Geophys. Res., 83A, 203.

VARIACIONES DE LA FRECUENCIA CRITICA DE LA REGION E EN LOS REGISTROS DE LA RED SUDAMERICANA DE SONDAJOS

M.M. de Gonzalez, C. Moyano

Centro de Investigaciones Regionales de San Juan

y

S. Duhau

Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Se estudia el comportamiento estacional (Anomalia de Appleton) en siete estaciones ionosféricas de la red sudamericana, analizando la variación de los coeficientes A y p en la expresión: $(foE)^h = A \cos^p \chi$ para un año de datos. Se utilizan todos los valores horarios de foE, correspondiéndolos a su respectivo ángulo cenital solar, y eliminando los valores extremos mediante un criterio estadístico, calculando luego los coeficientes para cada mes a los que se normaliza con el valor medio durante ese mes de $F_{10,7}$. Se encuentra que con esta nueva metodología con el estudio de un solo año de datos se hallan resultados en coincidencia, para las estaciones ionosféricas en común, con los obtenidos por otros autores estudiando 11 años de datos. Seleccionando el intervalo de ángulos cenitales mediante un criterio que disminuye el error numérico del método se consigue aumentar considerablemente el coeficiente de correlación en la expresión para foE, lo que permite mostrar que el coeficiente p varía con la latitud, teniendo un mínimo a aproximadamente los -45° . Se muestra además que ambos coeficientes dependen del estado de perturbación magnética de la ionósfera.

ABSTRACT

The seasonal behaviour (Appleton anomaly) is studied for seven ionospheric stations belonging to the South American ionosonde network, analysing the variation of the coefficients A and p in the expression: $(foE)^h = A \cos^p \chi$ for a year of data. To this end, all the hourly values of foE are used, matching them with their respective solar zenith angles, and eliminating the extreme values by means of a statistical criterium, whereafter the coefficients for each month are calculated and normalized with the corresponding monthly mean value of $F_{10,7}$. With this new methodology, it is found that with the study of a single year of data, results are obtained which coincide with those of other authors for 11 years of data, for the same ionospheric stations. By selecting the interval of zenith angles with a criterium that reduces the numerical error of the method, the correlation coefficient of the expression for foE is considerably increased, making it possible to show that the coefficient p varies with latitude, with a minimum at approximately -45° . It is also shown that the two coefficients depend on the degree of magnetic perturbation of the ionosphere.

1. INTRODUCCION

El valor medio mensual de foE como función de la actividad solar, la posición geográfica, el mes y el tiempo local puede expresarse como (Muggleton, 1975):

$$(foE)^h = S B \cos^m \chi_{med} \cos^p \chi, \quad (1)$$

donde χ es el ángulo cenital solar, χ_{med} su valor al mediodía, S y B son funciones que dependen exclusivamente de la actividad solar y de la posición geográfica respectivamente, m varía con la latitud, θ , y p no varía sustancialmente para latitudes no ecuatoriales (Maeda y Fukao, 1972; Kouris y Muggleton, 1973a).

La dependencia de S con el número de manchas solares, R, es (Maeda y Fukao, 1972):

$$S = 1 + 0,01 R, \quad (2a)$$

para latitudes medias y altas, y:

$$S = 1 + 0,082 R, \quad (2b)$$

para bajas latitudes, y su dependencia con el flujo de radiación observado a la longitud de onda de 10,7 cm, $F_{10,7}$, es (Kouris, 1971):

$$S = 1 + 0,0094 (F_{10,7} - 66). \quad (3)$$

Utilizando una de las expresiones (2) o (3) se puede eliminar la dependencia de foE con la actividad solar. La elección de (3) tiene la ventaja de incluir implícitamente la variación de ese parámetro con la distancia entre la tierra y el sol, d; de lo contrario, si se quiere eliminar esa dependencia es necesario multiplicar (1) por $d^{-2,4}$ (Muggleton, 1971).

Eliminada la dependencia con la actividad solar, la ecuación (1) se puede escribir como (Kouris y Muggleton, 1973b):

$$(foE)^h = A \cos^p \chi, \quad (4)$$

con:

$$A = B \cos^m \chi_{med}. \quad (5)$$

Muchos son los trabajos que se han hecho para determinar A y p en la expresión (4), desde que Appleton (1963) descubriera la anomalía que lleva actualmente su nombre y que consiste en una variación estacional de A, parámetro que resulta ser menor en el verano que en el invierno local. Los trabajos más completos por el número de estaciones ionosféricas utilizadas, 45, son los de Kouris y Muggleton (1973a y b) (K y M, 1973a y b); por ello en lo que sigue nos referiremos con más detalle a estos trabajos, analizando las innovaciones que es necesario hacer a su metodología cuando se quieren obtener resultados confiables utilizando un solo año de datos en lugar de once.

2. ESTUDIO DE LA ANOMALIA DE APPLETON

2.1. Metodología para el análisis de un solo año de datos

Los sondadores ionosféricos producen valores horarios de foE. La metodología de K y M en el análisis de la expresión (4) es tomar para cada estación ionosférica los datos de un mes y, con el objeto de eliminar valores extremos, calcular con los mismos las medianas de cada hora, correspondiéndolas luego al ángulo cenital del día medio de ese mes a esa hora. De esta forma obtienen alrededor de una decena de pares de datos a partir de los cuales calculan los parámetros A y p por cuadrados mínimos. Para eliminar la variación con la actividad solar toman un ciclo solar completo y calculan el promedio de valores medios mensuales y normalizan el resultado utilizando el promedio del flujo solar $F_{10.7}$ de los once años para cada mes en la expresión (3).

En un trabajo anterior (González y otros, 1978) se analizaron los datos de dos estaciones ionosféricas (San Juan y Buenos Aires) recurriéndose a un método alternativo. Se consideraron todos los valores horarios, correspondiéndolos uno a uno con su respectivo ángulo cenital solar exacto o con uno distante no más de dos días, esto es particularmente importante en los meses equinocciales, donde, por ejemplo, la variación del ángulo cenital para una misma hora en San Juan llega a ser de 11° entre el primero y el último día del mes. Al calcular los coeficientes de la curva de ajuste (4) por cuadrados mínimos, se eliminaron los valores extremos de la variable por medio de un proceso iterativo que excluye del análisis aquellos datos que están por fuera de dos veces la desviación estándar de los mismos, σ . Con los puntos restantes se calcularon nuevamente los coeficientes A y p hasta que no quedaron datos fuera de 2σ ; el proceso converge rápidamente siendo el número de puntos que quedan fuera del análisis bajo en comparación con el total. Para eliminar la dependencia de $(foE)^4$ con la actividad solar se dividieron estos valores de A por un único valor de S calculado utilizando el promedio anual de R en la expresión (2a). Finalmente, con los valores de A así obtenidos se calcularon los valores de B y de m en la expresión (5).

El método iterativo empleado para eliminar datos extremos fue utilizado como una forma alternativa de eliminar las variaciones al azar de foE, dado que son estas variaciones las que llevaron a K y M (1973a) a utilizar 11 años de datos aún luego de conocer la dependencia y, por lo tanto, poder eliminar la variación con la actividad solar (ecuación 3).

La misma metodología para eliminar datos extremos se emplea en el presente trabajo, pero, se cambia el método de eliminación de la dependencia de (foE) con la actividad solar puesto que, con el antes descrito, la variación de A con X_{med} no resulta simétrica alrededor de X_{med} mínimo, como debe ser para que esa variación pueda ajustarse por una curva de la familia dada por la expresión (5). Si en cambio, para cada estación se divide el valor de A correspondiente a cada mes por el de S

calculado con el promedio de la actividad solar durante ese mes, los valores así obtenidos se simetrizan respecto al valor mínimo de χ_{med} . Para hacer esto se utilizó la ecuación (3) que, como ya se mencionó, tiene la ventaja de incluir la dependencia de foE en la elipticidad de la órbita de translación de la tierra alrededor del sol.

2.2. Datos

Se emplearon los valores horarios individuales de foE del año 1971 de las estaciones ionosféricas de Huancayo, Tucumán, San Juan, Buenos Aires, Concepción, Puerto Stanley e Islas Argentinas, tres de las cuales: Huancayo, Concepción y Puerto Stanley fueron ya estudiadas por K y M.

En particular, los datos de San Juan y Buenos Aires han sido provistos por un trabajo anterior (González y otros, 1978) habiendo sido obtenidos de acuerdo a las más recientes normas de interpretación (URSI, Versión Castellana. Los datos de Tucumán fueron gentilmente puestos a disposición por el LIIF (Laboratorio Ionosférico del Instituto de Física de la UNT) y los restantes fueron obtenidos del Centro Mundial de Datos.

2.3. Resultados

Según K y M (1973a) las variaciones de p no son estadísticamente significativas por lo que estos autores utilizaron su valor promedio de 1,20. A efectos de comparar nuestros resultados con los de estos autores, para calcular los valores de A se ha utilizado aquí ese promedio que no se aparte significativamente del promedio hallado por nosotros que es de 1,23.

En la Figura 1 se muestra el resultado para las siete estaciones ionosféricas consideradas junto con el correspondiente de K y M (1973b) para las estaciones en común. Se observa un buen acuerdo, salvo en Huancayo.

En la Figura 2 se grafican los valores de B (Figura 2a) y los de m (Figura 2b) obtenidos aquí junto con los dados por K y M para sus 45 estaciones ionosféricas. Salvo en Huancayo, se observa una muy buena coincidencia en los resultados.

Por otra parte los puntos correspondientes a las estaciones agregadas en el presente trabajo confirman la forma general de la curva dada por K y M. Obsérvese que el valor de m en Huancayo si bien cae dentro de la forma general de la curva discrepa numéricamente. Dada la coincidencia de los otros resultados esto indica la necesidad de un ulterior análisis de esta estación.

3. LA VARIACION DE p CON LA LATITUD Y LA ESTACION DEL AÑO

Si bien en varios de los primeros trabajos se concluye que p varía estacional y latitudinalmente (ver p. ej. Appleton y Lyon, 1957), los diversos trabajos sobre el tema dan resultados contradictorios (K y M, 1973a). En particular, el resultado de los dos trabajos más recientes lo es también; para Fukao y Maeda (1972), quienes analizaron 25 estaciones ionosféricas, p vale: 1,2 , 1,04 y

1,08 para verano, invierno y equinoccios, respectivamente, a latitudes medias, 1,10 a altas latitudes y 1,30 a bajas. Para Muggleton (1975), que resume un resultado anterior de K y M (1973a), p vale 1,2 para $|\theta| > 12^\circ$ y 1.31 para $|\theta| \leq 12^\circ$; según este autor p , por lo tanto, no presentaría variaciones estacionales.

Estos resultados contradictorios nos llevaron a analizar las causas posibles de error en este parámetro.

La influencia del exponente en la variación relativa de la expresión (4) es:

$$\Delta(\text{foE})^4 / \text{foE} = 4 \Delta(\text{foE})/\text{foE} = (\ln \cos \chi) \Delta p \quad (6)$$

donde ΔfoE es el error experimental en la determinación de foE y Δp es, por lo tanto, la mínima variación detectable en p . Considerando los valores típicos de: 0,05 MHz y 3,3 MHz para ΔfoE y foE respectivamente, resulta:

$$4 \Delta(\text{foE})/\text{foE} = 0,06 \quad (7)$$

En la Figura 3 se ha graficado $(\ln \cos \chi) \Delta p$ para distintos valores de Δp . Se observa que si se quiere detectar una variación de p de 0,2, que es la magnitud de la obtenida, deben eliminarse del análisis por lo menos aquellos datos cu yo ángulo cenital es menor que 40° , puesto que, como se ve, para ángulos menores esa variación produce una variación en foE que está por debajo del error experimental.

TABLA I

ESTACION	CASO	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
HUANCAYO	1	0,62	0,62	0,61	0,73	0,79	0,81	0,80	0,77	0,74	0,76	0,80	0,64
	2	0,85	0,88	0,86	0,93	0,88	0,89	0,89	0,90	0,90	0,87	0,86	0,84
TUCUMAN	1	0,73	0,76	0,75	0,81	0,90	0,91	0,90	0,86	0,80	0,81	0,75	0,82
	2	0,87	0,93	0,89	0,86	0,90	0,91	0,90	0,87	0,87	0,88	0,87	0,90
SAN JUAN	1	0,73	0,74	0,76	0,87	0,92	0,92	0,92	0,90	0,81	0,78	0,79	0,72
	2	0,87	0,88	0,87	0,89	0,92	0,92	0,92	0,90	0,85	0,90	0,88	0,88
BUENOS AIRES	1	0,84	0,75	0,81	0,89	0,95	0,95	0,95	0,91	0,82	0,78	0,71	0,65
	2	0,90	0,89	0,90	0,89	0,95	0,95	0,95	0,91	0,85	0,89	0,88	0,87
CONCEPCION	1	0,70	0,71	0,80	0,89	0,96	0,96	0,96	0,93	0,87	0,77	0,68	0,66
	2	0,89	0,87	0,87	0,89	0,96	0,96	0,96	0,93	0,88	0,88	0,87	0,87
PUERTO STANLEY	1	0,79	0,89	0,93	0,97	0,99	0,99	0,99	0,98	0,95	0,88	0,81	0,80
	2	0,87	0,90	0,93	0,97	0,99	0,99	0,99	0,98	0,95	0,89	0,87	0,81
ISLAS ARGENTINAS	1	0,89	0,92	0,98	0,99	-	-	-	-	0,98	0,94	0,94	0,88
	2	0,90	0,92	0,98	0,99	-	-	-	-	0,98	0,94	0,94	0,88

Coefficientes de correlación. 1: Cálculo con todos los valores de χ , exceptuando $\chi \geq 75^\circ$. 2: Cálculo con los valores de χ entre 40° y 75° .

En la Tabla 1 se muestran los coeficientes de correlación para las siete estaciones ionosféricas estudiadas, para los siguientes casos, (1): $\chi \leq 75^\circ$, (2): $75 \geq \chi \geq 40^\circ$. Se observa un aumento sistemático del coeficiente de correlación del caso (2) respecto del caso (1), más notorio a medida que la estación ionosférica se halla más cerca del ecuador, es decir, a medida que son más abundantes los datos con $\chi \leq 40^\circ$. Esto muestra, sin lugar a dudas, la necesidad de eliminar estos datos del análisis.

Las fluctuaciones de p son ahora significativas. En la Figura 4 se ha graficado la variación del promedio anual de p con la latitud. De la observación de este gráfico resulta evidente que ésta es significativa, puesto que los puntos presentan un comportamiento sistemático.

En la Figura 5 se ha graficado la variación estacional de p para las siete estaciones ionosféricas consideradas. Aparentemente no se observa en este caso un comportamiento sistemático lo cual, en vez de estar mostrando que las fluctuaciones de p son al azar, podría implicar que la variación estacional de este parámetro es más compleja de lo esperado; decidir sobre este punto requiere un estudio más completo.

4; COMPARACION ENTRE LOS DIAS QUIETOS Y LOS PERTURBADOS

El método del punto 2 se aplicó a valores horarios de f_oE para los cinco días más quietos y los cinco días más perturbados de cada mes.

En la Figura 6 se observa que el comportamiento del parámetro A para días muy quietos es notoriamente similar al comportamiento de ese parámetro obtenido utilizando todos los días del mes; mientras que el comportamiento durante los días perturbados es diferente.

Este resultado parece indicar la utilidad de estudiar separadamente los días quietos y los perturbados.

BIBLIOGRAFIA

- Appleton, E.V., 1963: A seasonal anomaly in the ionospheric E-layer; J. Atmos. Terr. Phys., 25, 577.
- Appleton, E.V. y Lyon, A.J., 1961: Study of the E-layer of the ionosphere - 1. Some relevant theoretical relationships; J. Atmos. Terr. Phys., 10, 1.
- González, M.M. de, Kurban, L., Moyano, C. y Radicella, S.M., 1978: Variaciones de la frecuencia crítica de la región E normal en San Juan y Buenos Aires; Rev. Geofis. IPGH, 8, 65.
- Kouris, S.S., 1971: Variation of the E-layer critical frequency with solar activity; Ph. D. Thesis, Edinburgh Univ.

- Kouris, S.S. y Muggleton, L.M., 1973a: Diurnal variation in the E-layer ionization; J. Atmos. Terr. Phys., 35, 133.
- Kouris, S.S. y Muggleton, L.M., 1973b: World morphology of the Appleton E-layer seasonal anomaly; J. Atmos. Terr. Phys., 35, 141.
- Maeda, K. y Fukao, S., 1972: Study of the solar activity dependence of the E-region peak electron density and some atmospheric parameters; J. Geomagn. Geoelectr. 24, 289.
- Muggleton, S.S., 1975: A method of predicting foE at any time and place; Telecomm. J., 42, 413.

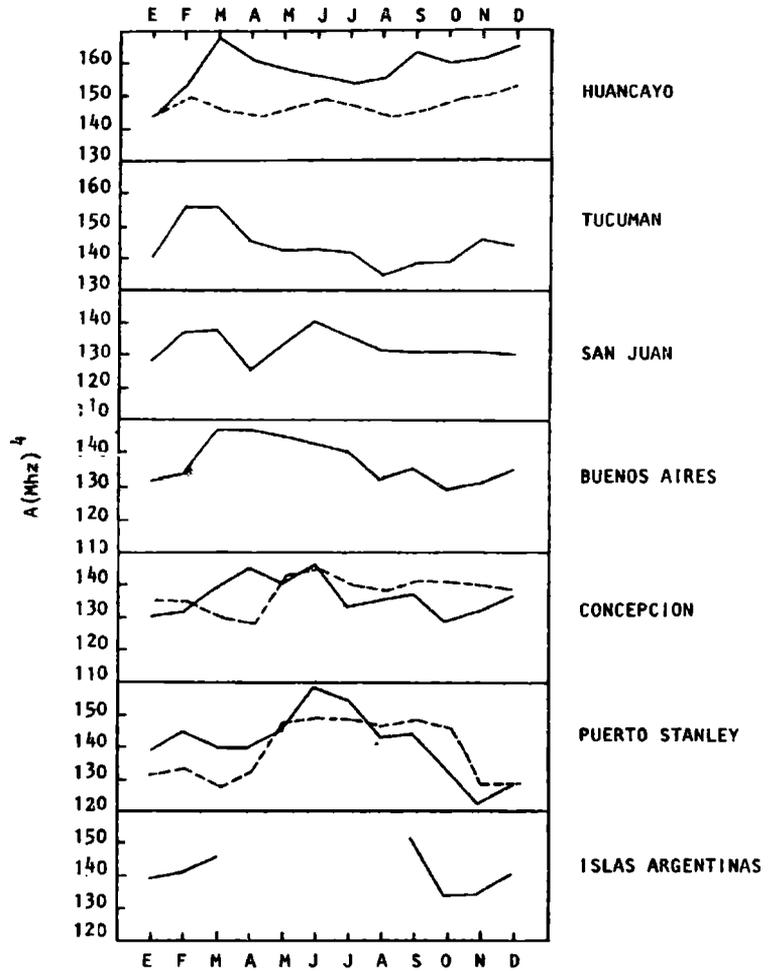


FIGURA 1
 La dependencia estacional de la amplitud de la variación diaria de $(foE)^4$, A: el resultado del presente trabajo, línea entera y el de Kouris y Muggleton (1973b), línea de trazos.

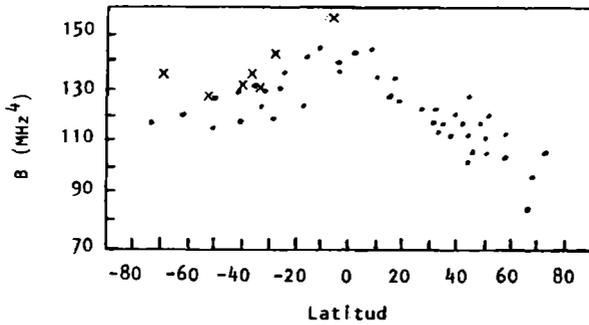


FIGURA 2a

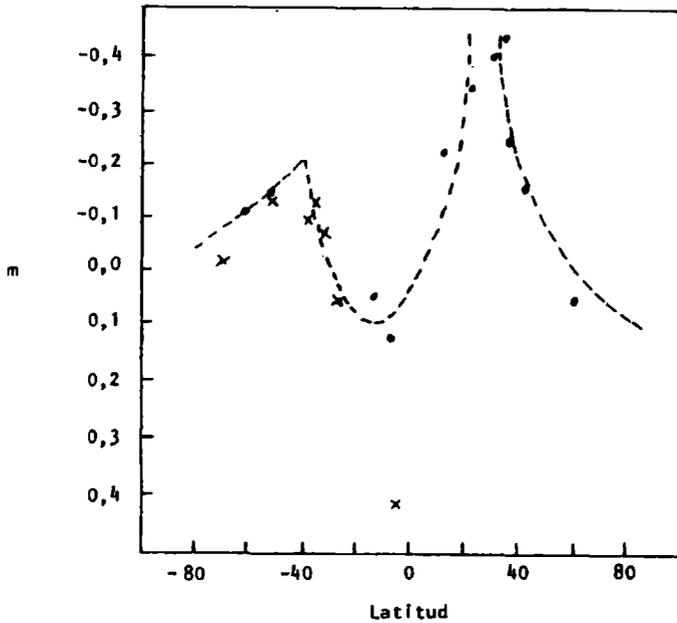


FIGURA 2b

FIGURA 2: Dependencia latitudinal de: a) la amplitud de la variación estacional de (foE), B ; y b) el exponente, m , de la expresión (5) (ver texto). Los puntos en la Figura 2a indican el resultado de Kouris y Muggleton (1973b) para 45 estaciones de todo el mundo y en la Figura 2b las correspondientes al paralelo de 75° . Las cruces indican el resultado para las siete estaciones ionosféricas de la red sudamericana.

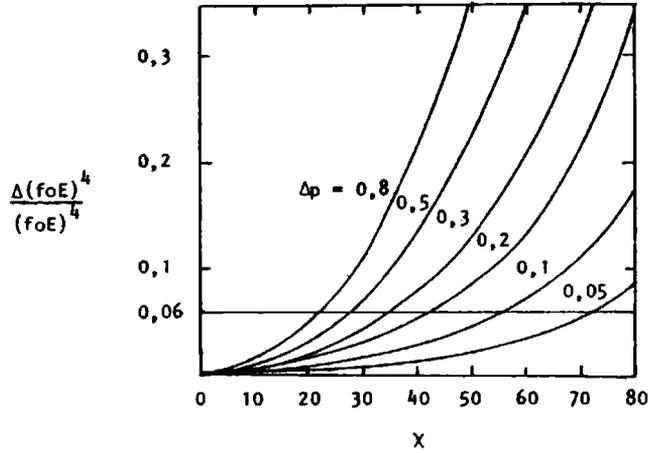


FIGURA 3

La variación relativa de $(foE)^4$ para distintas variaciones, Δp , en el exponente p de la expresión (4) (ver texto). La línea entera indica el error relativo experimental de $(foE)^4$.

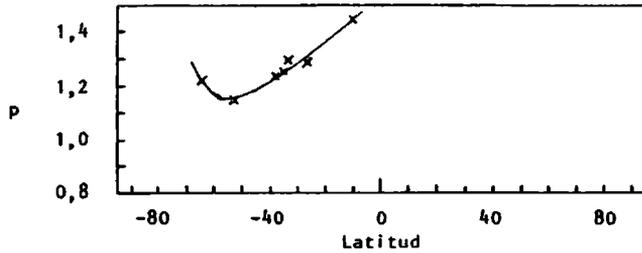


FIGURA 4

Variación con la latitud del exponente p en la expresión (4) (ver texto) obtenida eliminando todos los datos fuera del intervalo $40^\circ \leq \chi \leq 75^\circ$ (Caso 2 de la Tabla I).

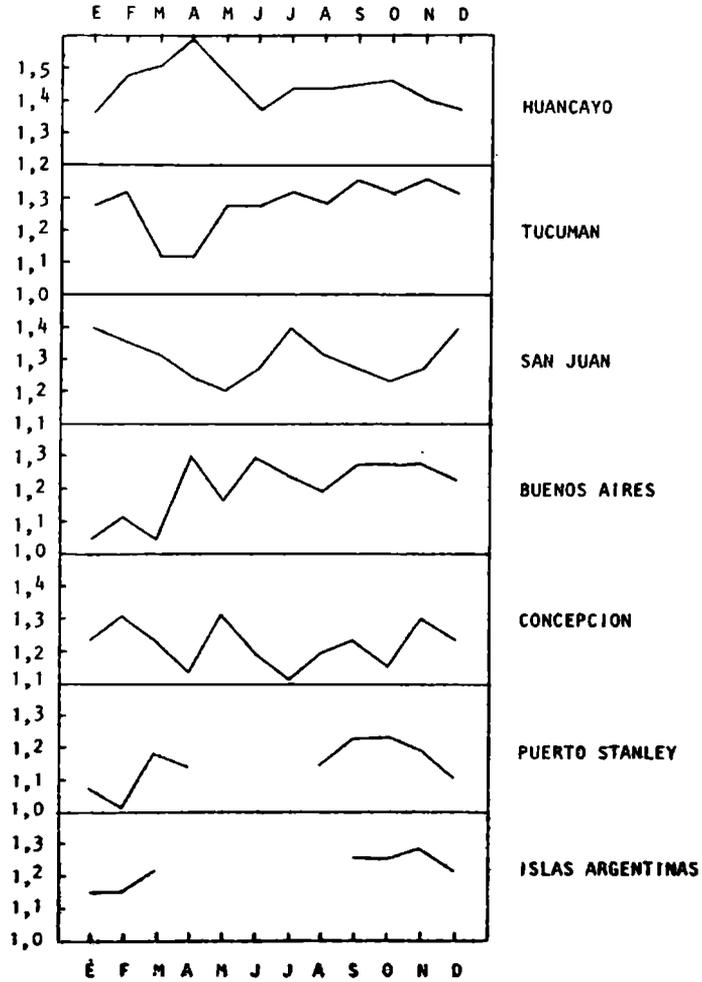


FIGURA 5

La dependencia estacional del exponente p en la expresión (4) (ver texto).

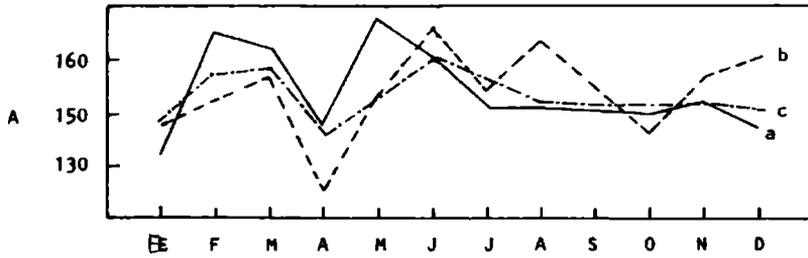


FIGURA 6

La dependencia estacional de la amplitud de variación diaria, A, en San Juan: para los cinco días más quietos de cada mes, a, para los cinco más perturbados, b, y para todos los días del mes, c.

EVALUACION DE INDICES DE INESTABILIDAD Y PARAMETROS SINOPTICOS
COMO PREDICTORES DE TIEMPO CONVECTIVO EN EL NORTE DE MENDOZA

Federico A. Norte
Centro Espacial San Miguel
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales
San Miguel, República Argentina

RESUMEN

Las tormentas convectivas que afectan la región norte de Mendoza son investigadas desde hace ya varios años. En el área de San Martín (Mendoza) se efectúa un plan operativo experimental de siembra de nubes graniceras. Concurrente a ello, durante el período Octubre-Marzo de cada año en la oficina meteorológica de El Plumerillo se desarrollan diariamente métodos de pronóstico de granizo utilizando datos de vientos y de parámetros termodinámicos obtenidos de los radiosondeos.

La evaluación final se limita a determinar si el día es "positivo" o "negativo" en cuanto a las posibilidades de ocurrencia de granizo.

El objetivo de este trabajo es poder encontrar un método que permita inferir la intensidad de la actividad convectiva de manera más explícita. Se utilizó la clasificación de días convectivos (COC) de Nicolini-Norte (1980) que se confrontó con una serie de parámetros sinópticos. Se tuvo en cuenta el método canadiense de Strong (1979).

De igual manera se trataron índices de inestabilidad no usados en forma operativa como el "total-total" (Bidner 1970); el "SWEAT index" (Bidner 1970) y el "STOP index" (Meddow, R.A., 1973).

Se trabajó con la información de las temporadas convectivas 1976-77; 1977-78 y 1978-79 seleccionándose 101 eventos correspondiendo la mayoría de ellos a sucesos ocurridos con posterioridad al sondeo de 18 hora del meridiano de Greenwich (IMG).

Entre los resultados obtenidos se destacan los siguientes:

- Los parámetros sinópticos que se emplearon, salvo algunos valores de temperatura en capas altas (EJ.: T400mb), no resultan buenos para el propósito de esta investigación.
- En cambio la evaluación de índices de inestabilidad fue más favorable:
 - 1) El índice "total-total" se comportó como un buen predictor especialmente si el evento es posterior al sondeo de 00 TMC.
 - 2) El "SWEAT" funcionó mejor siendo aún más significativo a los 00 TMC salvo casos excepcionales correspondientes a días de viento Zonda.

- 3) En cambio el "STOP" no se comportó en forma favorable confirmando la poca eficacia en utilizar datos de superficie solamente.

ABSTRACT

For many years the convective storms over Mendoza's north area have been investigated. An experimental plan of hail-cloud seeding is carried out in San Martín (Mendoza).

The meteorological office of "El Plumerillo" prepares daily forecasts of hail during the period from October to March. Taking into account thermodynamic parameters and wind data a decision is made whether the day is "positive" or "negative" with respect to hail.

The purpose of this paper is to find a method to forecast intensively of the convective activity.

The Convective Day Categories (CDC) postulated by Nicolini-Borte (1980) were used and compared with a list of synoptic parameters.

The Canadian Method elaborated by Strong (1979) was taken into account too. Instability index that aren't used in Mendoza's experiment were studied like the "total-total" (Binder, 1970); the "SWEAT" index (Binder, 1970) and the "STOP index" (Maddox, R.A., 1973).

The information was taken from 1976-77, 1977-78 and 1978-79 convective season selecting 101 events. The majority of them were storms occurred after 18 GMT (Greenwich Middle Time).

Principal results are:

- The synoptic parameters chosen did not show any association with CDC (excepting some temperature data at upper levels).
- The "total-total" shows some relation, especially if the storm occurred after the 00 GMT sounding.
- The "SWEAT" index proved to be a good predictor, better than the "total-total", except during Zonda wind days.

1. INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es encontrar un método que permita inferir la intensidad de la convección de manera explícita.

Se utilizó la clasificación de días convectivos (CDC) de Nicolini-Norte (1980). (el día es considerado como el período 12 TMG), confeccionada para realizar un análisis de la temporada 1976-77 a partir de los datos de la meso-red pluviométrica y de medidores de impactos de granizo existente en la región.

En cambio aquí se agregaron datos de las 2 temporadas siguientes (1977-78 y 1978-79) totalizándose 101 eventos convectivos.

Puede ocurrir que en un día convectivo se produzca más de un evento. Esto ocurrió con poca frecuencia en la muestra. En tales casos se consideró a cada evento como suceso independiente y con categorización propia.

La CDC consiste en asignar un número que sintetiza la intensidad del evento producido en orden creciente:

- 1- Ni convección profunda (aún si el indicador de energía potencial (grado) 6) ni chaparrones estaban presentes en el área.
- 2- Chaparrones aislados o generalizados, o tormentas con chaparrones pero sin granizo.
- 3- Caídas de granizo aislados (al menos 2 registros), pequeños eventos rodeados con registros de lluvias sin granizo.
- 4- Caídas de granizo extendidas, numerosas, con tamaños de hasta una pelota de golf (diámetro máximo) menor o igual de 5,2 cm.
- 5- Caídas de granizo extendidas, numerosas, con granizos mayores que 5,2 cm de diámetro. Salvo la categoría 1, las restantes corresponden a convección profunda.

Las figuras 1 y 2 ejemplifican las categorías 3 y 4 respectivamente.

Para el tratamiento de la información aerológica se fijó un intervalo de 2 horas antes de la tormenta y una distancia de alrededor de 50 km, entre la celda convectiva y El Plumerillo como condiciones aceptables para que el radiosondeo usado sea representativo de las condiciones termodinámicas del aire próximo pero no modificado por la tormenta (Nicolini-Norte 1979).

2. DESARROLLO

2.1 Parámetros sinópticos

A fin de compararlos con la CDC adoptada se calcularon los siguien

tes parámetros sinópticos:

- 1) Variación de la temperatura (T) en 700 milibares en 6 horas;
- 2) Variación de la altura (H) en 500 mb en 6 horas;
- 3) \bar{H}_{500mb} en 24 horas;
- 4) T_{400mb} en 6 horas;
- 5) T_{500mb} en 6 horas;
- 6) H_{500mb} a las 18 TMG;
- 7) T_{400mb} a las 18 TMG;
- 8) T_{500mb} a las 18 TMG;
- 9) Depresión del punto de rocío (Td) en 500mb a las 12 TMG;
- 10) (Td)700mb a las 12 TMG;
- 11) T_{700mb} a las 18 TMG;
- 12) Velocidad del viento (VV) en 850 mb;
- 13) VV_{500mb} ;
- 14) Dirección del viento.
- 15) (DV) $_{500mb}$;

Los parámetros de 1 a 5) fueron evaluados para 00 RMG y 18 TMG y 12) hasta 15) para 00 TMG, 12 TMG y 18 TMG.

2.2 Indices de inestabilidad

De igual manera se trataron los siguientes indices no usados actualmente en Mendoza:

- El "total-total" cuya expresión es: $TT = (T + Td)_{850} - 2 T_{500}$
- El "SWEAT" (avisador de tiempo severo) se basa en el "total-total" e incluye algunos parámetros más especialmente de viento lo cual mejora los resultados del "total-total".

$$S = 12 Td_{850mb} + 20(TT - 49) + 2 VV_{850mb} + 125 (\text{sen} + 0,2) + VV_{500mb}$$

(a) (b) (c)

Siendo $\text{sen} = \text{seno} (DV_{500mb} - DV_{850mb})$

Para este índice rigen limitaciones que fueron adaptadas a las condiciones del hemisferio sur:

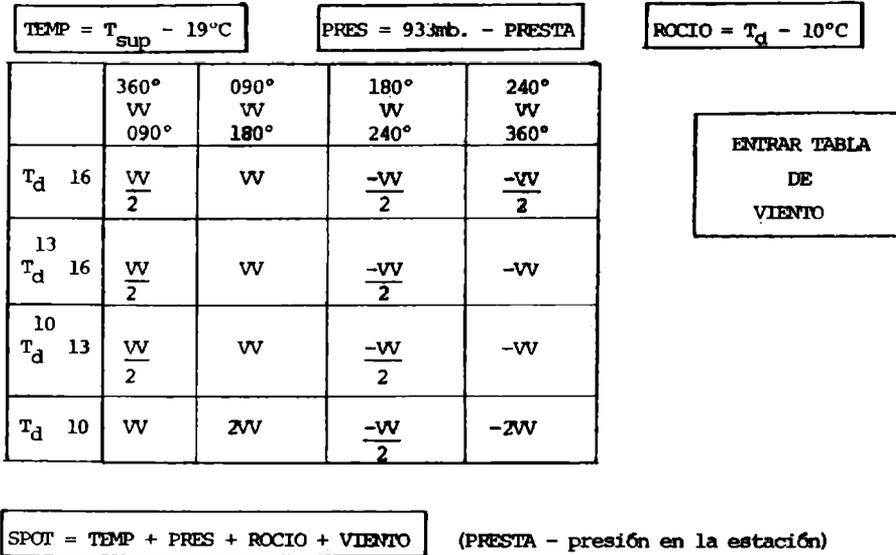
Si $T_d \geq 0$ entonces (a) = 0; si $TT \geq 49$ entonces (b) = 0

El término (c) = 0 si algunas de las siguientes condiciones no son halladas:

- 1- DV_{850mb} en el rango 290° a 050°.
- 2- DV_{500mb} en el rango 230° a 330°.
- 3- Seno 0 (advección fría).

4- VV_{850mb} y VV_{500mb} son ambas 15 nudos.

El índice "SPOT" también adaptado a las condiciones regionales se esquematiza en el siguiente diagrama de flujo:



3. RESULTADOS

De los 101 eventos seleccionados de 3 temporadas convectivas se obtuvo la siguiente distribución de horas de sondeo utilizadas: 18 TMG; 58%; 00 TMG; 27% y 12 TMG; 15%.

En la figura 3 se muestra la distribución de la frecuencia de ocurrencia de la CDC notándose que la presencia de granizo es considerable.

En cuanto a la evaluación de los parámetros sinópticos, para los casos de variaciones cada 6 horas, se achicaron las muestras al descartarse los sondeos de 12 TMG.

En general los parámetros no dieron resultados satisfactorios que permitan ser usados como predictores de CDC. Se enumera a continuación algunas de las características significativas obtenidas (conservando el orden en el que aparecen mencionados en 2.1).

- 1) A las 18 TMG y 00 TMG se observa un calentamiento previo al evento convectivo.

- 2) Solamente para los casos de 00 TMG predominan los valores negativos no distinguiéndose nada definido en 18 TMG.
- 3) Sin características definidas en sendas horas.
- 4) Es el parámetro que presenta mejores condiciones de predictor con un comportamiento creciente para CDC (Figura 4). Sin embargo para 18 TMG predomina el calentamiento y a 00 TMG el enfriamiento.
- 5) Sin comportamiento definido. Para ambas horas predominan los casos de calentamiento.
- 6) Sin características definidas.
- 7) Oscila entre -18°C y 30°C notándose una correspondencia inversa entre temperaturas más bajas y categorías más altas.
- 8) Valores entre -5°C y -17°C . Comportamiento similar al de 7).
- 9) Sin características definidas.
- 10) Idem que 9).
- 11) Sólo se detectan valores superiores en la CDC = 3 que en la CDC = 2.

De 12) a 15) se destaca en 850 mb que la dirección más frecuente es del cuadrante 270° - 360° para todas las horas.

Con respecto al índice "total-total", su comportamiento y distribución para sondeos de las 00 TMG se observan en Fig. 5_a y 5_b.

En cuanto al índice de tiempo severo "SWEAT", es el que mejor resultado dió tanto en su consideración global (tomando todos los datos) como en su consideración parcial. (analizándolo separadamente según las 3 horas diferentes de sondeos disponibles) (Figura 5 para 00 TMG).

El número de casos señalados en Figura 5 y 6 difiere ya que el cálculo del SWEAT faltó el sondeo de viento en algunas oportunidades. La condición de no considerar el viento cuando su velocidad es 15 nudos se descartó ya que el área de Mendoza las velocidades son casi siempre menores que ese valor, salvo en ocasiones de Zona.

Se observó también que es muy poco frecuente que la DV_{850mb} sea del rango 290° - 050° . En cambio son muy pocas las veces en que el viento de 500mb no sopló entre los 230° y 330° .

Finalmente con relación al índice SPOT los resultados no fueron favorables de manera alguna, confirmándose la poca eficiencia en inferir situaciones a partir de sólo datos de superficie.

Se comprobó que la tabla de viento, en la que se pretende introducir una forma sencilla de representación de la advección de hume-

dad, no modificaba sustancialmente el resultado final.

Se compararon índices ya conocidos y usados en la zona experimental tales como el "K" y el "SHOWALTER" y se los comparó con el "SWEAT", tomados todos a las 0.00 TMG. Se aplicó el test t de "Student" (Brooks, C.E.P y otros, 1953), para establecer que grado de independencia tienen las categorías (CDC) tomadas de a pares, cuando se usan los índices mencionados.

Si bien ya existe un estudio previo de índices de inestabilidad para una amplia región de la Argentina destacándose como mejor predictor de la actividad convectiva estival el factor "K" de Whiting (Moyano, M.C y otros, 1972) esta análisis no incluía Mendoza. Posteriormente fue analizado para El Plumerillo (Nicolini-Norte, 1979) y fue tenido en cuenta para los fines de este trabajo observándose sin embargo un mejor comportamiento para el "SWEAT", seguido del K y luego del Showalter (Tabla 1).

4. CONCLUSIONES

Se concluye que es posible obtener una idea de la intensidad de la actividad convectiva, sobre todo en días de pronóstico positivo.

El índice "SWEAT" resulta ser el indicador más favorable, aunque es necesario ajustar la condición de anulación del término de cortante: $(S + 0,2)$; no imponer condiciones en cuanto a la intensidad del viento en la capa sub-nubosa y modificar la condición de anulación en lo referente a la dirección del viento en 850mb.

La CDC no es definitiva. El predictando puede tener otra categorización ya sea con una división mayor si se utiliza el diámetro máximo de granizo o bien disponiendo de otros datos también obtenidos de la meso-red pluviométrica y de los medidores de impacto de granizo existentes, tales como la energía cinética de impacto o el número de impacto por unidad de área.

Porque por ejemplo para CDC 3 la energía y el número de impactos muestran una variabilidad notable para una misma CDC.

La escala CDC adoptada es por consecuencia modificable tomando previamente mayor cantidad de temporadas para el análisis y asegurándose la existencia de una correcta obtención y depuración de los datos.

Con respecto a los parámetros sinópticos usados como predictores, la poca bondad de los mismos es debido a que se adoptó directamente el método usado en el Alberta Hail Project (AHP) de Canadá sin ninguna adaptación, tan solo para confirmar el hecho de que la con-

vección en Mendoza tiene características propias en varios aspectos.

Los datos previos de estaciones a barlovento de la cordillera dan mejores resultados.

BIBLIOGRAFIA

- Bidner, A. 1970: "The AFGWC Severe Weather Threat (SWEAT) Index". (A preliminary report) Air Weather Service Technical Report 242, 229-231.
- Brooks, C.E.P y Carruthers, N.: "Handbook of Statistical methods in Meteorology". Meteorological Office. Londres 1953. pág.64 a 67.
- Maddox, R. 1973: "A severe thunderstorm surface potential index" (SPOT). Proceedings 8th A.M.S. Conf. Severe Local Storms, Denver, Colorado 252-256.
- Moyano, M.C; Blanco, V.A; Casinelli, E.J. 1972: "Análisis comparativo de índices de inestabilidad como predictores de fenómenos convectivos", Meteorológica, Vol. III, Números 1,2,3 - 135-156.
- Nicolini, M., Norte F. 1979: "Estudio del comportamiento natural de algunas tormentas convectivas (Mendoza)". GEOACTA. Vol. 10, N° 1, 205-220.
- Nicolini, M. Norte, F. 1980: "Characteristics of Mendoza's hailstorms and their environment". Tercera Conferencia Científica sobre Modificación Artificial del Tiempo Clermont-Ferrand, Francia. Proceeding, Vol. II, 641-648.
- Strong, G. 1979: "Convective Weather prediction based on synoptic parameters". American Meteorology Society, 11th Conference of Severe Local Storms, Kansas City.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

Fig.1: Mapa de la Red pluviométrica y de medidores de impacto.

Es un caso del tiempo CDC = 3 correspondiente a una tormenta de masa de aire del 19 de Febrero de 1977. Las cruces indican puestos donde hubo lluvia y los triángulos acompañados de punto, donde hubo granizo y lluvia.

Fig.2: Iden que la anterior. Es un caso del tipo CDC = 4 correspondiente a una tormenta debida al pasaje de un frente frío La zona rayada corresponde a áreas con granizos mayores que

2cm de diámetro máximo.

Fig. 3: Distribución de frecuencia de CDC con la zona de estudio para 3 temporadas consecutivas.

Fig. 4: Variación de la temperatura de 400 mb (en 6 horas).

Fig. 5_a: Distribución de frecuencia del índice "total-total". (OTMG)

Fig. 5_b: Comportamiento del "total-total" según el tipo de CDC. (OTMG).

Fig. 6: Comportamiento del índice "SWEAT" según el tipo de CDC en la temporada 1976-77. (OTMG).

TABLA 1

<u>SWEAT O IMG</u>			
CDC = 1	CDC = 2	CDC = 3	CDC = 4
$\bar{x}_1 = 154$	$\bar{x}_2 = 132,75$	$\bar{x}_3 = 238,3$	$\bar{x}_4 = 402$
$\hat{\sigma} = 76,3$	$\hat{\sigma} = 30,89$	$\hat{\sigma} = 43,38$	$\hat{\sigma} = 85,07$
N = 2	N = 4	N = 3	N = 3
t = 4.18	t = 3.79	t = 2.47	
$\eta = 4$	$\eta = 5$	$\eta = 4$	
<u>"K de WHITING" O IMG</u>			
CDC = 2	CDC = 3	CDC = 4	CDC = 5
$\bar{x}_2 = 35,7$	$\bar{x}_3 = 36,8$	$\bar{x}_4 = 40,4$	$\bar{x}_5 = 40,4$
$\hat{\sigma} = 7,56$	$\hat{\sigma} = 5,19$	$\hat{\sigma} = 3,46$	$\hat{\sigma} = 6,61$
N = 9	N = 6	N = 4	N = 4
t = 0,69 *	t = 1,22 *	t = 0	
$\eta = 13$	$\eta = 8$	$\eta = 6$	
<u>SHOWALTER O IMG</u>			
CDC = 2	CDC = 3	CDC = 4	CDC = 5
$\bar{x}_2 = -1,4$	$\bar{x}_3 = -3,3$	$\bar{x}_4 = -5,2$	$\bar{x}_5 = -3,3$
$\hat{\sigma} = 2,21$	$\hat{\sigma} = 1,92$	$\hat{\sigma} = 1,9$	$\hat{\sigma} = 1,9$
N = 9	N = 7	N = 4	N = 3
t = 1.77	t = 2.56	t = 1.30	
$\eta = 14$ *	$\eta = 9$	$\eta = 5$ *	

Se aplicó la fórmula:

$$t = \frac{\bar{x}_i - \bar{x}_{i+1}}{\hat{\sigma} \sqrt{\frac{n_i + n_{i+1}}{n_i \times n_{i+1}}}}$$

$$\hat{\sigma} = \frac{(n_i - 1)\hat{\sigma}_i^2 + (n_{i+1} - 1)\hat{\sigma}_{i+1}^2}{n_i + n_{i+1} - 2}$$

*) Indica los casos en que el test no permite diferenciar entre una clase y otra al ser usado el índice.

Se toma como límite el 5% de probabilidad.

FIG. 1

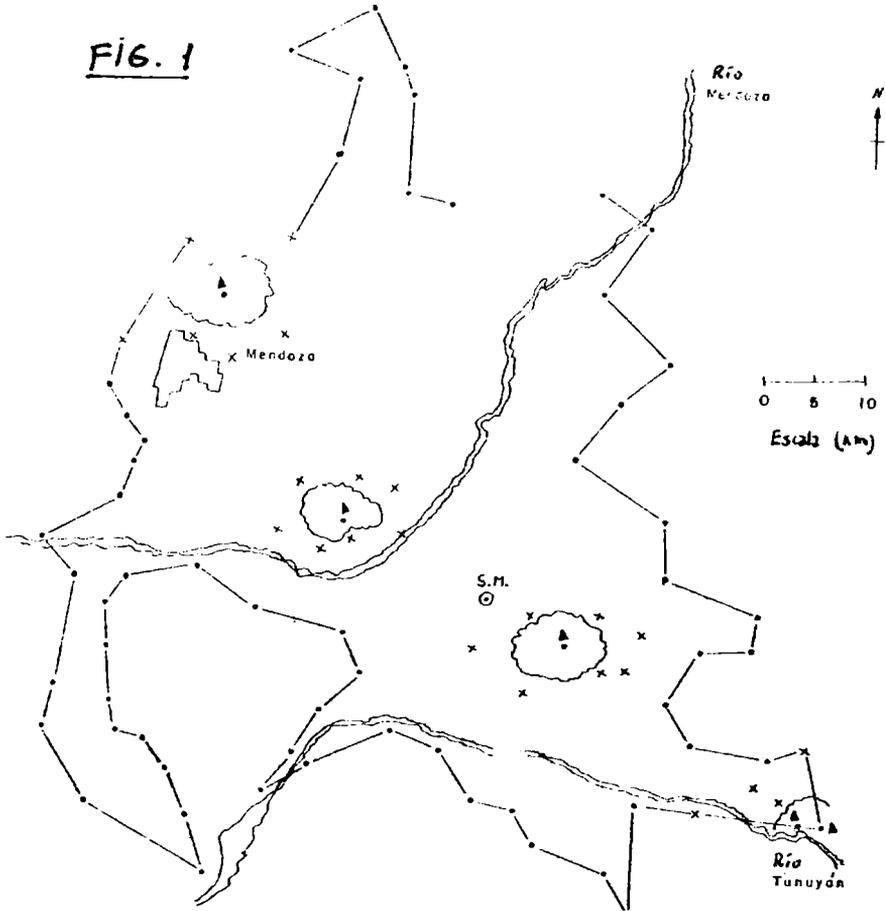
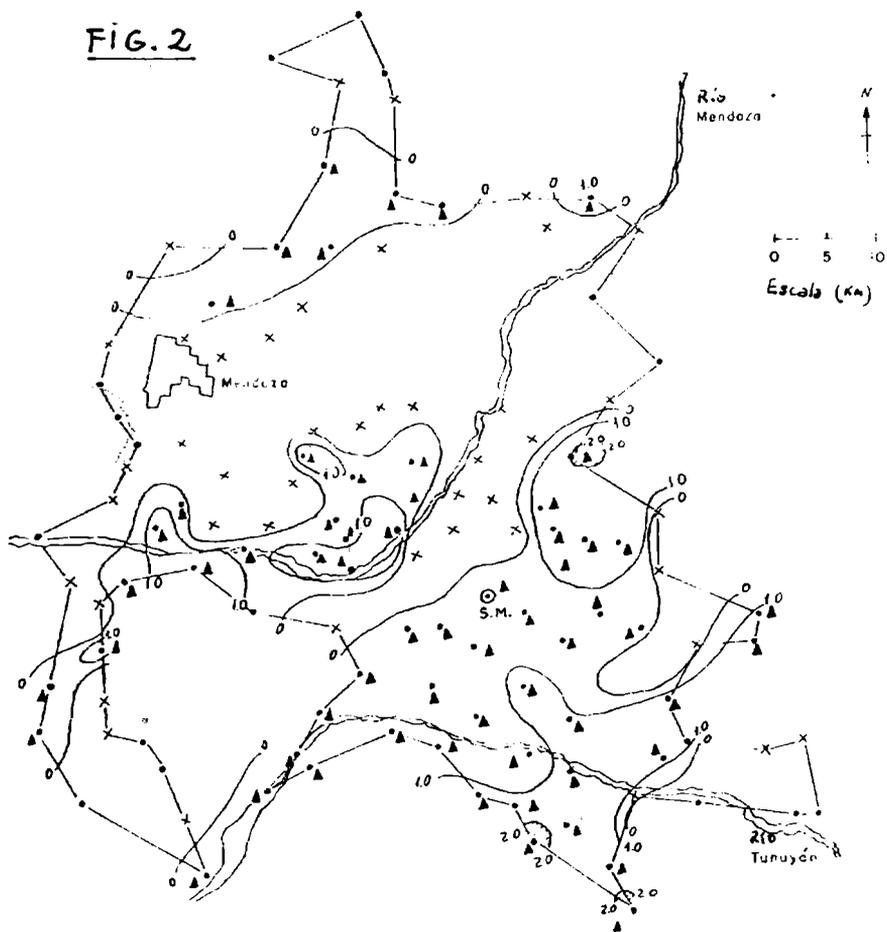
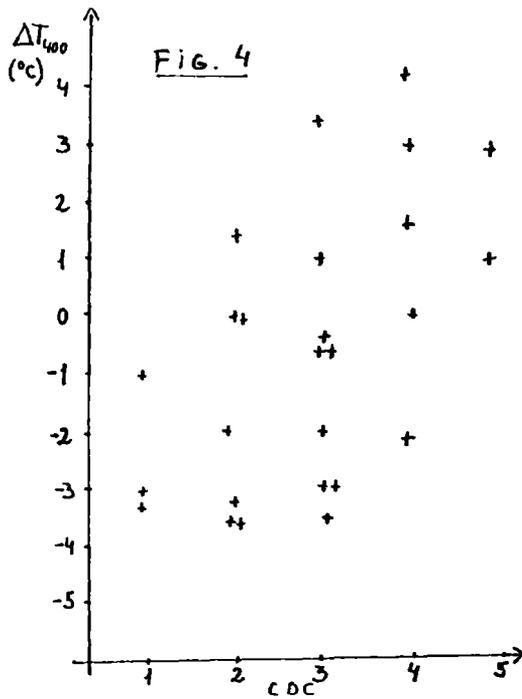
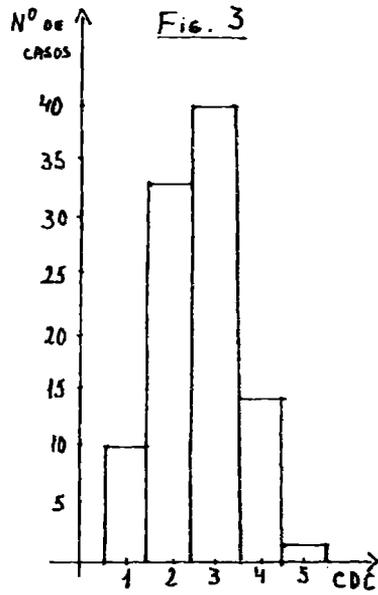
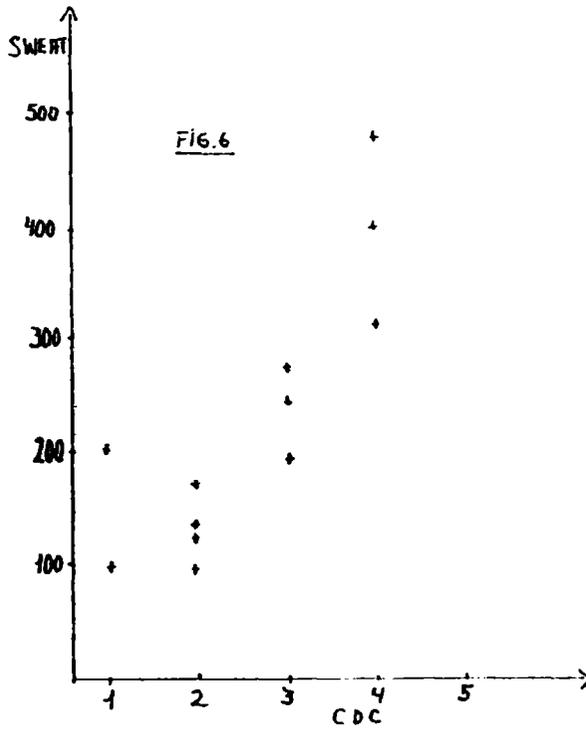
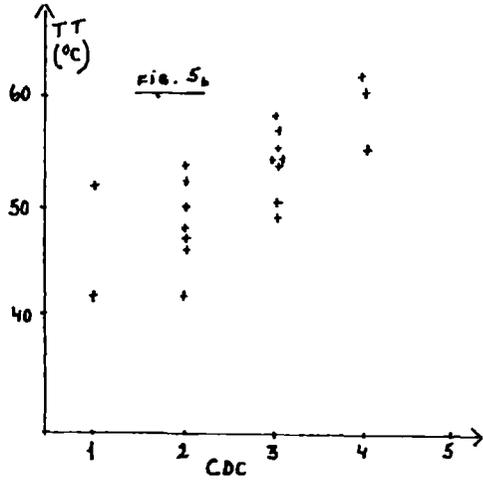
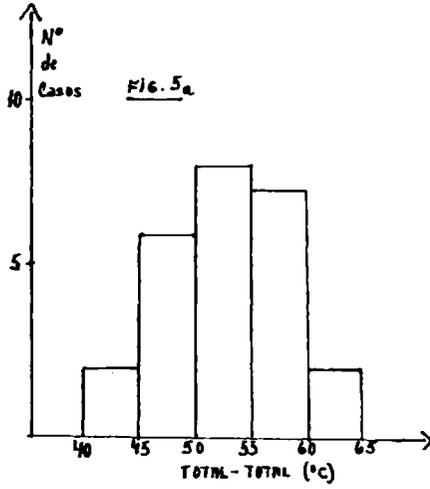


FIG. 2







APLICACION DE METODOS OBJETIVOS AL CONTROL DE DATOS
DE RADIOSONDEOS EN ESTACIONES ARGENTINAS

Inés Velasco y Gustavo V. Necco*

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

RESUMEN

Este trabajo describe los métodos aplicados para el control de calidad de la información de altitud por medios automáticos, con miras a preparar en la forma más adecuada la base de datos necesarios para el análisis numérico en regiones de nuestro país.

Los programas de control involucran normas que permiten separar los datos dudosos para su posterior análisis y corrección si fuese posible y necesaria. Durante el proceso de control los datos erróneos son recalculados por el programa en la mayoría de los casos. Los datos dudosos son impresos para su análisis y si su corrección es posible vuelven a incluirse en el archivo, en caso contrario se eliminan.

Los resultados obtenidos indican que sólo un diez por ciento de los datos presentan errores gruesos y es probable que los mismos se generaran durante la etapa de elaboración manual de cálculo o transcripción.

ABSTRACT

This paper describes the procedures for the quality control of the upper-air observation by automatic checking, to prepare as better as possible the data necessary for the numerical analysis in our country.

The control programme contains tests which make it possible to detect doubtful data for a careful checking and correction as far as possible.

In the control operation the erroneous data are corrected by the programme in most cases. Dubious data are printed out for visual scrutiny, corrected if possible and fed into the computer again. If not, the data is removed completely.

The results indicate that only a ten percent of the data must be removed because they have gross errors. This problem is usually caused by mistakes made during manually processing and transference of information.

* Miembro de la Carrera de Investigador Científico del CONICET.
Jefe del Instituto de Investigaciones Sinópticas del Servicio Meteorológico Nacional.

1. INTRODUCCION

La calidad de los datos meteorológicos es de importancia fundamental para toda investigación que haga uso de dichos datos.

Los métodos manuales de control son, sin embargo, cada vez menos adecuados y los procedimientos de control por métodos electromecánicos son esenciales entre otras razones por las siguientes:

- a) El rápido crecimiento del volumen de información.
- b) El aumento de las capacidades de procesamiento.
- c) El creciente interés por parte de los Servicios Meteorológicos en la información global.

El crecimiento del volumen de información proviene no solo del desarrollo de las redes sino también de los nuevos métodos de observación.

Día a día aumenta el número de los países interesados en la calidad de la información meteorológica y el problema del control de calidad se ha vuelto más importante y urgente en relación con el programa de la Vigilancia Meteorológica Mundial (VMM); especialmente cuando los científicos de varios países han comenzado a considerar la atmósfera como una sola unidad para su trabajo de investigación.

El desarrollo de métodos automáticos de recolección y almacenamiento de datos se inició hace unos 20 ó 25 años y la mayoría de los programas se iniciaron en los años 60. El proceso de mejorar los programas de control se continúa en base a la experiencia adquirida y a las crecientes posibilidades ofrecidas por los sistemas de computación electromecánicos.

Los programas de control de calidad usando computadoras comenzaron en conexión con el procesamiento operacional de la información meteorológica necesaria para la predicción numérica del tiempo y esta experiencia puede ser útil a los climatólogos. Sin embargo los programas de control de los datos climáticos se han desarrollado en forma bastante independiente ya que la información climatológica tiene requerimientos específicos diferentes. Por ejemplo, la información climatológica es ampliamente usada sin procesar en el área de la economía, de la agricultura, en la legal y otras. También a diferencia de los datos operativos, una misma información climatológica es usada numerosas veces y los usuarios tienden a una mayor demanda cuando conocen su mejor calidad. Por esta razón los programas de control de la información climatológica deben asegurar mayor exactitud que los utilizados con propósito de pronóstico en los que la exactitud de las observaciones es menor, considerando la aproximación usada en los métodos de análisis.

La confiabilidad en el control de los datos climatológicos no puede ser mayor que la confiabilidad de las observaciones meteorológicas y menor que la exactitud de los datos procesados. Estos dos límites de control de la calidad no permanecen constantes y los valores numéricos de los límites de confiabilidad sólo pueden ser determinados por estudios especiales.

Por definición, los programas de control deben revelar toda desviación respecto a los valores corrientes de las observaciones meteorológicas pero hay que recordar que los programas de control reflejan un compromiso entre el volumen del programa, las aproximaciones del método de control y la capacidad de la máquina.

Las principales ventajas de los programas de control automáticos son:

- a) Objetividad.
- b) Uniformidad.
- c) Posibilidad de usar parámetros de control complejos e ilimitadas especificaciones.

- d) Eliminación del tedioso control manual de una enorme cantidad de datos.
- e) Continua supervisión del computador por un meteorólogo de manera que cualquier error posible puede ser rápidamente detectado y analizado.
- f) Posibilidad de indicar en forma adecuada fenómenos del tiempo anómalos de considerable interés científico y práctico.

Los programas de control lógicos deben contener una serie de algoritmos o pruebas de verificación que hacen posible detectar a los elementos dudosos en las observaciones meteorológicas. Este proceso de detección no es exhaustivo y hay que definir el concepto de "dato dudoso". Con respecto a esta definición hay distintos puntos de vista, pero la opinión más generalizada es que el "dato dudoso" incluye las observaciones que contienen todo tipo de errores sistemáticos y aleatorios, omisión de datos y valores anómalos de observación.

Los valores correctos pero anómalos deben ser incluidos en los "datos dudosos" por las razones siguientes:

- a) Este procedimiento facilita la preparación de programas especiales, ya que los datos anómalos no pueden ser controlados por los métodos utilizados para la evaluación de la mayoría de las observaciones.
- b) En vista de su valor práctico y científico es importante disponer de un método objetivo para su detección y ello requiere un control particular y cuidadoso que sólo puede ser realizado por un especialista con experiencia.

Dado que los controles automáticos no pueden todavía tener en cuenta el amplio rango de las condiciones específicas naturales que confirman el carácter de las anomalías, por lo tanto se deben hacer subprogramas especiales de control y consolidación de los datos referentes a fenómenos anómalos.

Los errores sistemáticos son detectados en base a un subprograma especial una vez que la información se considera libre de errores aleatorios. Este procedimiento es esencial si se desean evitar conclusiones incorrectas. Los algoritmos de control consisten en comparaciones realizadas con la computadora. En ese proceso el valor real es comparado con un valor de control y las máximas desviaciones permitidas usadas en la comparación están incluidas en el programa de control.

Los métodos usados en varios programas nacionales para determinar los límites de los valores correctos de los elementos son similares.

El orden de prioridad en los controles es generalmente el siguiente:

- a) Control de los elementos identificadores (hora, fecha y lugar de observación).
- b) Separación de errores gruesos en la información básica.
- c) Separación de errores sustantivos en la información básica.

La naturaleza de los tests de control varía de acuerdo con las características de las operaciones lógicas. Una clasificación puede ser:

- a) Controles absolutos.
- b) Controles relativos.
- c) Controles físico-estadísticos.

Controles absolutos:

Estos verifican que los valores observados estén dentro de los límites absolutos de las siguientes formas:

- a) En la forma de límites de variabilidad absoluta en la naturaleza del elemento meteorológico.
- b) En la forma de los límites de la variabilidad absoluta en el área geográfica y en la época del año.
- c) En la forma de los límites de la variabilidad absoluta en el punto de observación en una época del año.

Controles relativos:

Estos verifican la aceptación de un dato en relación con otros elementos. Las comparaciones pueden ser en el espacio y en el tiempo. El tipo de controles temporales usados son:

- a) Por la velocidad con que varía un elemento meteorológico en un intervalo típico en una región y período climático.
- b) Por la diferencia entre el valor observado y un valor interpolado usando la interpolación polinomial y los valores observados más cercanos en el tiempo.

Los programas de control espacial, se basan en la suposición que las magnitudes espaciales de los principales procesos atmosféricos son considerablemente mayores que las distancias entre estaciones y que las propiedades del medio atmosférico varían suavemente en el espacio. Los tipos de controles espaciales usados son los siguientes:

- a) Controles horizontales en relación con las observaciones de estaciones adyacentes.
- b) Controles verticales para datos de altura.

Controles físico-estadísticos:

Esta es la verificación de aceptabilidad de un dato que satisface los requerimientos de las correlaciones establecidas de los parámetros meteorológicos. De acuerdo a la naturaleza de la correlación (por ejemplo: funcional o estadística) se hace una distribución entre los tipos de control.

- a) Conformidad con las leyes físicas generales expresadas generalmente en relación con la variabilidad de las características atmosféricas.
- b) Conformidad con relaciones empíricas.

En ambos casos los controles de tolerancia son determinados experimentalmente.

Este trabajo enfoca en particular el control de los datos de radiosondeos de Argentina, grabados en cinta magnética, por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), con fines a su utilización en investigación, pero dada la flexibilidad del programa elaborado, el mismo puede ser aplicado también en los mensajes de rutina operativa.

2. METODOLOGIA

2.1 Validación

En la etapa inicial fue necesario preparar la información de acuerdo a los formatos adecuados al tipo de sistema de cómputo a utilizar.

Luego se determinaron los posibles tipos de errores que puedan aparecer en el archivo teniendo en cuenta las normas utilizadas para su realización y sobre esta base se realizó un primer programa de validación de la información básica. Este programa consta de los siguientes puntos:

- a) Control de identificadores.
- b) Control de códigos de información faltante.
- c) Control de códigos de finalización del radiosondeo.
- d) Control de registros repetidos.
- e) Control de caracteres no numéricos en los datos básicos.

El criterio de corrección adoptado para los registros separados por este programa fue el siguiente:

- a) Para los grupos identificadores se obtuvo la corrección por comparación con el registro anterior y posterior.
- b) Para el caso de información faltante se hicieron las correcciones teniendo

do en cuenta las normas estipuladas a tal fin por el Departamento de Climatología del Servicio Meteorológico Nacional.

c) Para la corrección en la forma en que se realizó la observación del viento y de finalización del radiosondeo se procedió igual que en b).

d) En el caso de registros repetidos se eliminó uno de los registros.

e) Cuando se detectaron caracteres no numéricos en los datos básicos estos fueron levantados con el fin de cotejarlos con las planillas originales de observación si no era posible su recálculo con el resto de información disponible.

2.2 Consistencia por rangos

En una segunda etapa se aplicó un programa de consistencia que separaba los datos que estaban fuera de ciertos rangos prefijados.

Estos rangos fueron determinados teniendo en cuenta los resultados estadísticos preliminares obtenidos por (Velasco y Necco, 1979) que se utilizaron para fijar los límites absolutos según (Tabla 1) de las variables temperatura, punto de rocío y geopotencial por niveles de presión tipo. Estos límites fueron fijados de acuerdo a la relación $x \pm 4\sigma$ donde x y σ son respectivamente el valor medio y la desviación estándar de la variable considerada en cada nivel tipo. Para los datos separados por este programa se procede igual que en el punto

2.1. En aquellos casos que los datos originales contengan errores o hayan sido omitidos se pueden reemplazar por el valor calculado usando alguna de las ecuaciones que vinculan las distintas variables, por ejemplo la integración de la ecuación hidrostática o la ecuación de Classius-Clapeyron.

Una vez finalizado este programa se puede considerar que se cuenta con una base de datos donde se han separado y, si es posible corregido, los errores más gruesos.

La aplicación de la validación y consistencia por rangos al muestreo utilizado (años 1958/71) indica que aproximadamente un 10% es rechazado. Un detalle de la proporción de rechazos para cada estación se muestra en la Tabla 2.

Confeccionadas las estadísticas con esta base de datos mejorada se pueden determinar nuevos rangos para las variables, pero haciendo ahora una separación espacial y/o temporal. Como ejemplo ilustrativo de estas variaciones se muestra en la Fig. 1 la marcha anual de las desviaciones de la altura geopotencial en tres niveles de distintas localidades, tomados de (Velasco y Necco, 1980).

Para los datos de superficie los rangos de aceptación fueron fijados a partir de los resultados estadísticos obtenidos por (Velasco-Necco, 1980) y figuran en la Tabla 1.

En cuanto a la información de viento, hasta el presente solo se efectuaron controles sobre las normas de grabación.

2.3 Consistencia vertical

Para la información en altitud las pruebas de control que predominan son del tipo de consistencia vertical. Estas pruebas permiten detectar gradientes anormales (gradientes superadiabáticos o superinversiones) y efectuar controles físicos utilizando las ecuaciones que vinculan las diferentes variables.

Gandin (1963) y Filippov (1968) resumen numerosos trabajos anteriores sobre los controles a que debe ser sometida la información meteorológica previa a su utilización, ya sea con fines de investigación u operativos.

2.3.1 Detalles del programa. El programa de consistencia vertical aplicado implica diferentes pasos que citamos a continuación:

1) Control de falta de uno o más de los siguientes parámetros: altura geopotencial, temperatura y humedad relativa.

En superficie controla también la presión.

- 2) Control de gradientes e inversiones en la capa de superficie.
- 3) Control de gradientes, cambio de gradientes e inversiones en los niveles superiores, distinguiendo aquellos que están por encima del nivel de 100 mb.
- 4) Control de espesores.
- 5) Control de la humedad relativa a través de límites de la relación de mezcla.
- 6) Control de la temperatura de rocío.

Un considerable porcentaje de errores puede ser detectado debido a que las alturas informadas en los radiosondeos no son independientes de las temperaturas medidas sino que se han calculado a través de los mismos haciendo uso de la ecuación hidrostática. El procedimiento de detección de errores consiste en la comparación de los espesores informados con los espesores recalculados a través de las temperaturas informadas. El rango de diferencia entre ambos espesores es acotado por una diferencia de temperatura de aproximadamente $\pm 2.5^\circ$, todos estos rangos coinciden aproximadamente con los sugeridos por Gandin (1963).

En el caso de la capa superficial la acotación por temperatura varía de acuerdo a la diferencia entre la presión de superficie y el próximo nivel normal. Para una diferencia menor o igual a 15 mb se acepta una variación de ± 5 grados, y para diferencias mayores la tolerancia es de ± 2.5 grados.

Si se integra la ecuación hidrostática entre dos niveles isobáricos, se obtiene la siguiente expresión para el espesor de la capa en metros geopotenciales.

$$H_j - H_i = K_I \cdot \overline{TV} \quad (1)$$

donde H es la altura en metros geopotenciales, \overline{TV} es la temperatura virtual media de la capa en $^\circ K$ evaluada según:

$$\overline{TV}_I = (TV_i + TV_j) / 2 \quad (2)$$

y K_I es una constante para cada capa calculada según:

$$K_I = (R_d / 0,098) \cdot \ln(P_i / P_j) \quad (3)$$

donde R_d es la constante de los gases para el aire seco y $P_i > P_j$.

Aplicando la ecuación (1) a las capas sucesivas determinadas por los niveles fijos se puede controlar la consistencia calculando la diferencia entre ambos miembros de la ecuación (1). Si esa diferencia excede la tolerada que está dada para cada capa por

$$\Delta = 5 \cdot K_I \quad (4)$$

los datos de uno o de ambos de los niveles fijos son cuestionables.

Con bastante frecuencia los errores detectados pueden ser corregidos. Por ejemplo puede suceder que todas las alturas geopotenciales hayan sido correctamente calculadas en la estación, pero que posteriormente se haya introducido un error en la altura o en la temperatura, entonces las dos ecuaciones adyacentes según la (1) no satisfarán la aproximación deseada, indicando que la temperatura o la altura del nivel intermedio es incorrecta. Como se puede mostrar, cuando la altura es errónea las diferencias entre las dos ecuaciones (1)

adyacentes son de igual valor absoluto pero de signo opuesto. En cambio si la temperatura es errónea las diferencias tendrán igual signo pero los valores serán proporcionales a los coeficientes K_1

Para demostrar esto supóngase que hay un error ϵ en la altura geopotencial del nivel 2, es decir que el valor informado es $H_2 + \epsilon$, siendo H_2 el valor verdadero. Entonces de acuerdo a (1) el residuo entre la capa 1 y 2 será

$$R_{2-1} = H_2 + \epsilon - H_1 - K_1 \cdot TV_1 = \epsilon \quad (5)$$

y entre la capa 2 y 3 será

$$R_{3-2} = H_3 - H_2 - \epsilon - K_2 \cdot \overline{TV}_2 = -\epsilon \quad (6)$$

La altura informada puede ser corregida restándole ϵ o bien sumándole la constante

$$C = (R_{3-2} - R_{2-1})/2 \quad (7)$$

Supóngase ahora que el error ϵ está en la temperatura informada en el nivel 2, es decir que $TV_2 = TV_2 + \epsilon$, resultarán entonces que

$$R_{2-1} = H_2 - H_1 - (K_1/2) \cdot (TV_1 - \epsilon - TV_2) = -K_1 \cdot \epsilon/2 \quad (8)$$

$$R_{3-2} = H_3 - H_2 - (K_2/2) \cdot (TV_2 + \epsilon - TV_3) = -K_2 \cdot \epsilon/2 \quad (9)$$

aquí la constante aditiva para la corrección es calculada según

$$C = R_{2-1} / K_1 + R_{3-1} / K_2 \quad (10)$$

Otro tipo de error que puede ser corregido es el que puede haber ocasionado el observador al calcular mal un espesor entre dos niveles.

Supóngase que las alturas de los niveles 1 y 2 han sido calculadas correctamente pero que se ha calculado mal la altura del nivel 3. Esto hace que no solo la altura del nivel 3 sea incorrecta sino también las alturas de todos los niveles superiores al 3. Pero en este caso solo una de las ecuaciones (1) no será satisfecha. Entonces será

$$R_{3-2} = H_3 + \epsilon - H_2 - K_2 \cdot TV_2 = \epsilon \quad (11)$$

y la corrección apropiada que debe ser sumada al nivel 3 y niveles superiores es simplemente

$$C = -R_{3-2} \quad (12)$$

Este tipo de error se detecta a través de la inconsistencia en una sola capa. Ocurre a veces que la inconsistencia en una capa aislada puede deberse a un error en la temperatura del nivel, aunque esta causa es menos frecuente.

Veamos un ejemplo: Supóngase que con nuestro criterio de comparación se detecta solo una capa inconsistente, aún cuando en realidad dos capas adyacentes tienen diferencias significativas entre los espesores informados y los recalculados. Si consideramos que hay un error en T_3 de ϵ y se suponen los demás datos correctos la discrepancia entre el espesor 2 informado y el calculado da $-K_2 \cdot \epsilon/2$ admitiendo que la temperatura varía linealmente con la altura.

Para el espesor 3 la diferencia estará dada por $-K_3 \cdot \epsilon/2$ y de acuerdo con las tolerancias admitidas esta última será inconsistente, mientras que la anterior resultará consistente. Cuando se encuentra inconsistente una capa aislada, hay que tener en cuenta la magnitud de las diferencias.

En este caso en el programa se controlan las capas adyacentes a la hallada inconsistente pero reduciendo la tolerancia en un 50% para determinar si existe una discrepancia significativa.

Si no se obtiene inconsistencia de dos capas adyacentes, la corrección debe ser hecha con cautela.

3. EJEMPLOS DE ERRORES Y CORRECCIONES

En la Fig. 2 se muestra un ejemplo de dos tipos de errores detectados por el programa y las correcciones correspondientes.

En primer lugar aparecen los mensajes indicadores del tipo de error identificando al nivel en el que se produce y a continuación se especifica la estación y la fecha. Sigue luego una tabla donde las columnas encabezadas con PRES, ALT, TEMP, HR y TD corresponden a los datos informados de presión, altura, temperatura, humedad relativa y temperatura de rocío respectivamente. Las columnas siguientes encabezadas con TDC, Z y DELTA, corresponden las dos primeras a los valores recalculados de temperaturas de rocío y alturas geopotenciales respectivamente y la tercera es la indicativa de la diferencia entre los espesores informados y los calculados.

En el caso que se muestra se observan dos errores en las temperaturas de rocío y un caso típico de error en la altura del nivel de 600 mb, donde la altura informada es 4066 y la corregida 4366. Posiblemente este error se haya introducido en la transcripción, en tanto que los errores en las temperaturas de rocío pueden haberse producido durante el cálculo de las mismas.

4. CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta que las variables medidas en altitud son presión, temperatura y humedad relativa en el nivel de superficie y temperatura y humedad relativa en los niveles superiores, es evidente que el resto de los datos que conforman el mensaje de la información de altitud son variables que se calculan a partir de las medidas ya que están directamente vinculadas con las primeras a través de la ecuación hidrostática, de Clausius Clapeyron o de otras derivadas.

Lo expuesto supone incluir una fuente de errores en la realización de las evaluaciones ya sea por tablas, gráficos o cálculos. A estos posibles errores se suman los que se pueden cometer en las diferentes etapas de transcripción hasta que la información es grabada en cinta.

Por lo tanto los datos deben ser sometidos a distintos tipos de control para que se conviertan en un archivo provechoso y dispuestos en formatos sujetos, en lo posible, a las normas internacionales para facilitar su acceso y utilización.

En los archivos utilizados del período 1958/71 los errores que se detectaron con mayor frecuencia fueron debidos a la codificación incorrecta de la forma de observación del viento, a la omisión del signo menos en las temperaturas correspondientes a niveles de presión inferiores a 400 mb, o a la perforación de un cero en lugar de blanco o del correspondiente código de falta de dato. También se detectaron con frecuencia errores en las temperaturas de rocío y en las

alturas de las superficies de 1000 mb por lo que se recomienda en lo posible utilizar los datos observados y recalcular los derivados.

El porcentaje de datos identificados como erróneos es en promedio inferior al 10%, lo que indica que el archivo disponible representa una buena muestra.

El programa desarrollado para el control de la información, contiene subrutinas que permiten el recálculo de las variables derivadas para su inmediata corrección, reduciéndose así notoriamente el número de casos en que hay que recurrir a las fuentes originales.

Cabe destacar que el porcentaje de registros conteniendo datos fuera de los rangos dados en la Tabla 1 es inferior al 1%, siendo esto indicativo de que el mayor porcentaje de errores se debe a la etapa de transcripción.

Agradecimientos A las autoridades del Servicio Meteorológico Nacional por la información facilitada, al Instituto de Cálculo de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y al Servicio Meteorológico de la Armada (a través del convenio) por el apoyo computacional, a la Srta. Graciela Matich y a la Sra. Estela González por su colaboración en la programación y a la Srta. Gilda Mercado por su colaboración en distintos aspectos del trabajo.

Este trabajo contó con el apoyo económico de la Secretaría de Estado de Ciencia y Tecnología a través de los subsidios 429875/77 y 15466/79 y del Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas a través del subsidio 8773/79.

BIBLIOGRAFIA

- Filippov, V. V., 1968: Quality Control Procedures for Meteorological Data. WWW, Planing Report No. 26. Ginebra.
- Gandin, L. S., 1963: The Objective Analysis of Meteorological Fields. Trans. by Israel Program for Scientific Translation. Jerusalem.
- Velasco y Necco, 1980: Valores medios extremos y desviaciones estándar de datos aerológicos de la República Argentina. Publicación del Departamento de Meteorología. FCEyN. UBA. Buenos Aires.

Tabla 1: Rangos de tolerancia por variable para cada nivel isobárico.

Presiones (mb)	Alturas (mcp)	Temperaturas (°C)	T. de Rocío (°C)
1000	0 a 400	-10 a 40	-15 a 30
900	500 a 1.300	-20 a 40	-35 a 30
850	900 a 1.800	-20 a 40	-40 a 30
800	1.300 a 2.200	-20 a 35	-45 a 25
700	2.200 a 3.300	-30 a 25	-50 a 25
600	3.500 a 4.600	-40 a 20	-55 a 20
500	4.800 a 6.000	-50 a 10	-65 a 5
400	6.300 a 7.900	-55 a 0	-80 a -5
300	8.000 a 10.000	-70 a -15	-85 a -20
250	9.100 a 11.200	-75 a -25	-85 a -35
200	10.500 a 12.800	-85 a -25	— —
150	12.400 a 14.600	-85 a -25	— —
100	14.500 a 17.100	-90 a -20	— —

Rangos de variación tolerados en los datos de superficie de radiosondeos.

Dato	Rango
Presión	800 ——— 1040 mb
Temperatura	- 25 ——— 45 °C
Temp. de Rocío	- 35 ——— 35 °C
Humedad Relativa	mayor que 0 y menor o igual a 100 %

Tabla 2: Errores detectados por los programas de consistencia por rangos y de validación..

Estación	Registros leídos	Registros erroneos	%	Registros fuera de rango
Salta	22037	2576	11	29
Resistencia	35273	1055	3	173
Córdoba	30689	1894	6	60
Mendoza	08904	0000	-	--
Ezeiza	46719	3376	7	218
Santa Rosa	16977	3867	22	24
Cte. Espora	26397	5398	20	75
Neuquén	25121	366	1	125
Cdro. Rivadavia	26313	5101	19	131
Río Gallegos	10660	0002	-	--

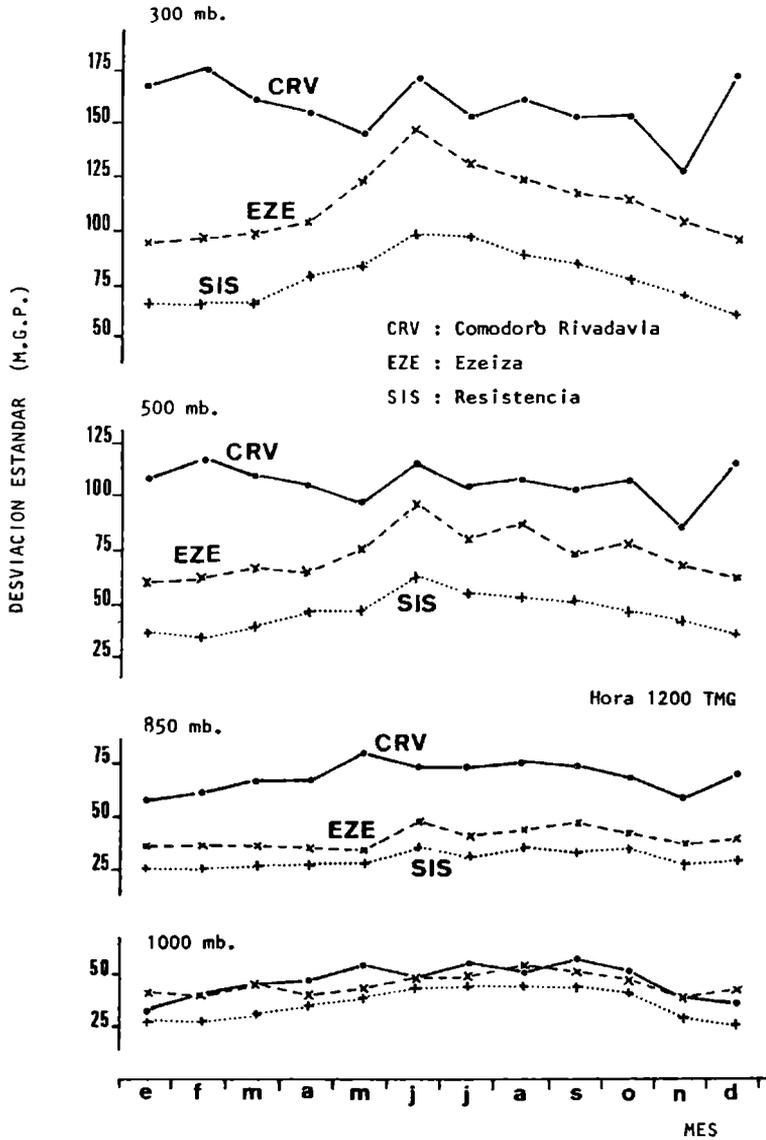


FIGURA 1

Marcha anual de la desviación estándar de los contornos (m.g.p.) para distintos niveles isobáricos y latitudes. Período 1958/1971 .

```

.....
EROR EN EL ESPESOR DE LA LAPA 5
EROR EN EL LSPESOR DE LA LAPA 6
EROR EN EL KOCIO DEL NIVEL 2
EROR EN EL KOCIO DEL NIVEL 4
*****
ESTACION 344 ANYO 74 MES 3 DIA 24
*****

```

NIVEL	PRES	ALT	TEMP	HR	TU	M	TDC	Z	DELTA
1	956.	474.	23.4	0.69	17.5	13.2	17.5	474.	-1.
2	906.	527.	19.2	0.65	4.1	10.2	12.6	498.	-0.
3	850.	1400.	12.7	0.70	11.0	9.5	10.3	1467.	0.
4	300.	1998.	12.2	0.61	3.4	6.8	5.0	1979.	1.
5	700.	3111.	9.1	0.29	-12.6	2.1	-12.7	3111.	-298.
6	600.	4000.	-0.4	0.20	-70.3	1.7	-20.8	4365.	302.
7	500.	5790.	-10.9	0.20	-29.3	0.7	-29.6	5753.	-9.
8	400.	7461.	-23.0	0.20	-39.9	0.3	-40.3	7467.	2.
9	300.	9537.	-37.6					5511.	1.
10	250.	10741.	-40.2					10744.	0.
11	200.	12191.	-50.1					12194.	-3.
12	150.	13591.	-61.8					13596.	5.
13	100.	16031.	-10.8					16022.	-10.
14	70.	18263.	-69.0					18274.	2.
15	50.	20600.	-64.0					20604.	0.

FIGURA 2

Ejemplo de dos tipos de errores detectados por el programa.

SERIES DE PRECIPITACION DE LA REGION CENTRO OESTE
Y SUS VARIACIONES

Rosa H. Compagnucci, Jose A. Boninsegna y Susana Heinrich
Servicio Meteorológico Nacional e Instituto Argentino de Nivología
y Glaciología - Centro Regional de Inv. Científicas y Técnicas
Mendoza - República Argentina

RESUMEN

Se analizan las series de precipitaciones estivales de 8 estaciones meteorológicas de la región Centro Oeste de la Argentina mediante la aplicación de filtros de baja y alta frecuencias.

Se establecen las matrices de correlación de las series originales y filtradas y se efectúa un análisis de enlace (linkage).

Los resultados muestran que la región presenta igual variabilidad, las ondas largas que la componen se encuentran en fase, con un período de 18 años aproximadamente por lo que están altamente correlacionadas. Las ondas cortas, más representativas del microclima de cada estación, no se correlacionan.

ABSTRACT

The records of summer rainfall from 8 meteorological stations in the Central West region of Argentina has been analyzed by means of low-pass and high-pass filters. Linkage analysis has also been applied to the correlation matrix of filtered and unfiltered data.

The results show that the region has equal variability, the long waves components are in phase with a period of 18 years approximately and high correlation coefficients.

The short waves are more representatives of the microclima of each station. They are not correlated.

INTRODUCCION

Estudios de la distribución de la precipitación en la Argentina y en la región cuyana mediante el empleo de autovectores, han demostrado que la variación de las lluvias es similar en el sector considerado (Pittock, 1979; Boninsegna y Compagnucci 1979). En este último trabajo, el primer autovector, que explica el 80% de la variabilidad total estaba relacionado con la posición geográfica de la estación considerada, produciendo isolinéas paralelas a los meridianos. El segundo autovector representa el 10% de la variabilidad total y se correlaciona con el régimen de precipitaciones de la región que muestra un máximo en la época estival.

Un análisis de la serie de precipitaciones del Observatorio de la Ciudad de Mendoza (Compagnucci y Boninsegna 1979) permitió observar una marcada falta de aleatoriedad en la serie de lluvias estivales. La misma podía ser atribuida a una variación climática o bien a causas locales: errores en las mediciones, traslado de estación, cambios del instrumental, etc. Una fluctuación en el clima debería aparecer reflejada en todas las estaciones de la región que se supone posee similar variabilidad en las lluvias.

El objeto de este trabajo es el de comprobar dicha hipótesis, para lo cual se estudiaron las series de registros de precipitación más largas y confiables de la región cuyana y algunas de áreas vecinas.

SERIES ESTUDIADAS

Se estudiaron 8 series de precipitación mensuales, sumando los meses de octubre a marzo inclusive. La nueva serie generada se consideró representativa de la precipitación estival de cada estación.

Los datos fueron cedidos por el Servicio Meteorológico Nacional y el INTA. Se trabajó con los valores originales sin correcciones. Se conocen las fechas en que ocurrieron traslado de las estaciones y cambios en el instrumental pero como no se realizaron mediciones simultáneas resulta imposible estimar los ajustes correspondientes. Las curvas de doble masa que se efectuaron no presentan quebraduras en las fechas de cambios de instrumental o traslado de la estación. Las características geográficas de las estaciones son las siguientes:

Estación	Posición geográfica	Periodo de registro
V. Mercedes	33°41'S 65°29'W 514mts	1899-1980
La Rioja	29°25'S 66°52'W 516mts	1875-1980
San Juan	31°32'S 68°34'W 634mts	1875-1980
C. Alvear	35°00'S 67°39'W 465mts	1912-1977
R. Caída	34°40'S 68°24'W 713mts	1927-1977
San Luis	33°18'S 66°19'W 734mts	1874-1978
Mza. Obs.	32°53'S 68°49'W 769mts	1866-1980
Victorica	36°14'S 65°26'W 312mts	1905-1977

La existencia de interrupciones obligó a realizar estimaciones de datos. La interpolación se efectuó mediante diferentes métodos. Los datos interpolados fueron los siguientes:

- 1.-San Juan: Dic 1916; Mar. 1927; Oct. Nov. Dic. 1927; En. 1944; Nov. 1967; con datos de la estación de ferrocarril (31°32'S 68°32'W).
- 2.-San Luis: Oct. 1972 con dato del ferrocarril (33°18'S 66°12'W)
- 3.-C. Alvear: Oct. Nov. Dic. 1919; años 1920 y 21; años 1923-35. La interpolación se realizó estudiando el campo formado por las estaciones de Soitue (35°00'S 67°52'W); Carmensa (35°08'S 67°37'W); Bowen (35°00'S 67°52')

Alvear Ferrocarril (34°59'S 67°41'W)El error máximo cometido se estimó en el 20%.

- 4.-R. Caida: Oct.1941;Oct.1947;Oct.Nov.Dic.1949Feb.1951;Dic.1954;En.1968;En. Feb. Mar.1969;Nov.1971 y En.1976 interpolados estudiando el campo formado por las estaciones de S. Rafael Ferrocarril (34°35'S 68°20'W) Rama Caida Ferrocarril (34°34'S 68°23'W) y San Rafael Me teorológica (34°35'S 68°24'W)

La calidad de las interpolaciones se verificó realizando curvas de doble masa.

ANALISIS DE LAS SERIES

Se estimaron los parámetros estadísticos básicos para cada serie, los que están sumariados en el siguiente cuadro:

Parametro	S.Juan	L.Rioja	Vict.	Obs.Mza.	R.Caida	S.Luis	C.Alvear	V.Mercedes
N	81	74	73	79	53	73	66	78
Media	70,8	283,3	401,9	149,4	227,8	469,0	224,2	447,0
Modo	35,4	171,9	305,8	159,5	169,4	490,2	182,8	444,1
Mediana	61,0	259,0	398,6	152,1	199,2	468,0	209,6	447,5
D. Stand.	43,9	111,3	147,5	65,3	115,2	132,3	111,4	147,0
1er.Q	34,8	188,2	289,6	93,9	144,0	378,8	131,9	376,5
3er.Q	102,4	367,7	496,2	193,2	428,3	534,7	292,3	518,3
C.Asim.	0,8	1,0	0,6	-0,1	0,5	-0,2	0,4	0,0

Los parámetros que poseen dimensión están expresados en mm de precipitación Las series se filtraron mediante un filtro de low-pass (Holloway 1958) con un intervalo de filtrado $T = 10$ años y una función de respuesta tal que:

$$R(f)_{\bar{x}} = \exp(-2\pi^2 \sigma^2 f^2) \quad \text{donde } \sigma = T/6 \text{ y } f = \text{frecuencia}$$

Los pesos del filtro se calcularon con la fórmula:

$$w(t) = (2\pi\sigma^2)^{-1/2} \exp(-t^2/2\sigma^2)$$

Se estimaron las ondas de alta frecuencia restando a los datos originales el dato filtrado por low-pass. Este filtrado (high-pass) tiene como función de respuesta:

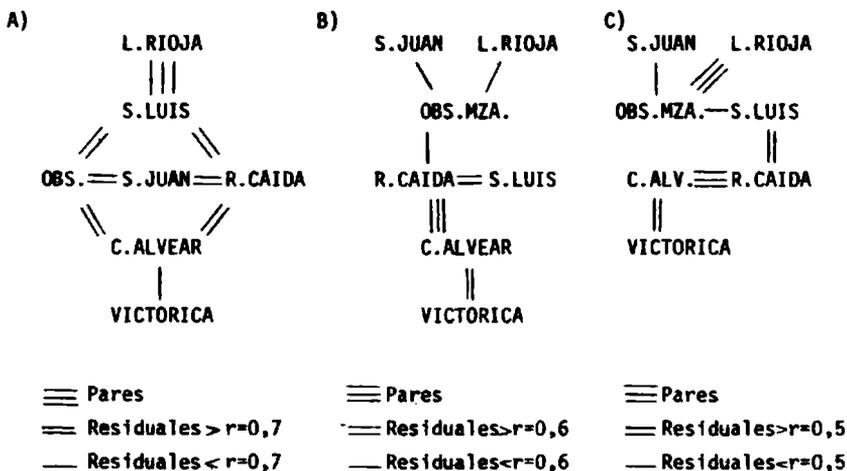
$$R(f)_{x-\bar{x}} = 1 - R(f)_{\bar{x}}$$

En las figuras 1,2 y 3 se han graficado los valores de las series originales y los filtrados por low-pass. Estos datos también se estandarizaron mediante la fórmula:

$$X_{st} = \frac{X_f - \bar{X}_f}{S_f} \quad \text{en donde } X_f \text{ es el dato filtrado; } \bar{X}_f \text{ es la media de la serie filtrada y } S_f \text{ es la desviación estándar de dicha serie}$$

Se calcularon los coeficientes de correlación para los datos sin filtrar y para los filtrados por low y high pass (tabla I).

Para determinar las asociaciones entre las estaciones de efectuó un análisis de linkage (Mac Quitty 1957;Rego 1978) cuyos resultados fueron:



En donde A) es el análisis efectuado con los datos filtrados por low-pass, B) con las series originales y C) con los datos del filtrado por high-pass.

En la figura 4 se han graficado los valores de las series filtradas por low-pass estandarizados y en la figura 5 aquellos datos que exceden a $\pm 0,75 \sigma$.

DISCUSION

El principal problema que se encuentra al encarar estudios climatológicos en la región cuyana es el corto período de registro y la mala calidad de los datos de la mayoría de las series. En este trabajo se usaron únicamente estaciones meteorológicas que poseen los registros más largos y confiables.

Los factores de error en las series de precipitación han sido exhaustivamente señalados por Hoffmann(1970). No se ha realizado sistemáticamente el estudio de tales errores para las estaciones incluidas en esta investigación. Si se analizan cuidadosamente las conclusiones de Hoffmann(op.cit.) puede estimarse que el efecto de los errores debidos a la depuración de los datos y las variaciones en la exactitud de las mediciones introducirían en los valores tendencias opuestas a los resultados de este trabajo, lo cual favorece aun más las conclusiones obtenidas.

La influencia de los cambios de ubicación de las estaciones y del instrumental se analizaron mediante curvas de doble masa, las que no mostraron quebraduras en esas fechas con excepción de Villa Mercedes. Por ello en el análisis sólo se consideró esta serie a partir de 1950.

El filtrado de las series permitió separar dos componentes: uno formado por las ondas de baja frecuencia, con período mayor de 10 años y otro de alta frecuencia

con periodos menores (high-pass).

Los coeficientes de correlación de las series filtradas con low-pass son significativamente mas altos que las correlaciones obtenidas con las series originales, lo que implica que las ondas largas se encuentran relacionadas en fase (fig. 4). Los filtros de high-pass producen por el contrario, correlaciones bajas, con excepción de estaciones cercanas tales como Rama Caída y C. Alvear.

El análisis de linkage permite visualizar la asociación de las estaciones en grupos de mejor correlación. La aplicación de este método a la matriz de correlación de las series filtradas por low-pass sugiere la existencia de dos grupos: uno formado por las estaciones de La Rioja, S. Luis, Mza., C. Alvear, S. Juan y R. Caída y otro en el que se encuentra solo Victorica. Las ondas largas afectan a toda la región en forma similar exceptuando a Victorica que tendría componentes diferentes. El linkage de las correlaciones de las series de high-pass originó la formación de grupos distintos: uno con L. Rioja, Mendoza y S. Juan y otro en donde se ubican R. Caída, C. Alvear, S. Luis y Victorica. Esta disposición sugiere que las ondas cortas permiten la asociación de estaciones vecinas. Es probable que el ruido en este tipo de filtro sea muy elevado, con perturbaciones difíciles de estimar y debidas mayormente al microclima propio de cada estación. En las series originales, la asociación obtenida es bastante similar al sistema hallado con el filtrado de high-pass lo que demuestra el peso de las ondas cortas en las correlaciones encontradas.

En la figura 5 se representaron los máximos y mínimos que superan un desvío de $\pm 0,75\sigma$ en las series filtradas por low-pass y estandarizadas. Su análisis permite establecer que en general la marcha global de las precipitaciones estivales de toda la región presenta:

- Máximos: tres máximos que ocurren entre los años 1915/25; 1940/45; 1958/65 y una tendencia positiva desde 1970. San Juan por tener el registro mas largo exhibe un cuarto máximo entre los años 1900/1908. Victorica sólo presenta el máximo de los años 1915/25 y la tendencia positiva desde 1970
- Mínimos: cuatro mínimos, uno poco notable en 1907/10 y los otros en 1932/38; 1946/52 y 1965/70. Este no aparece en Victorica.

En la figura se ha incluido además el resultado de filtrar con low pass y estandarizar los caudales estivales de algunos ríos cuyanos. Se observa una buena relación aparente entre los principales máximos y mínimos de estas series con las de precipitación.

Las variaciones observadas son bastantes regulares en magnitud y período, el que oscila alrededor de los 18 años, como resulta evidente en la serie de S. Juan.

La mayor parte de la región cuyana posee una economía agrícola basada en cultivos intensivos bajo regadío. Sin embargo, San Luis, Villa Mercedes y Victorica se encuentran en una zona marginal de cultivos extensivos y pastoreo en donde

las variaciones en la precipitación tienen importancia socio-económica. Por ejemplo San Luis exhibe diferencias de 290mm entre la década 1915/25 y la de 1931/41 con una media de la serie de 460mm.

Según lo manifestado por el Dr José Miguel Nuñez, Director Científico de la Campaña de Lucha Antigranizo (Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales) el determinar con mayor precisión los ciclos secos y húmedos y sus variaciones permitirá una mejor interpretación de los resultados de la siembra de nubes. Además, al comprobar la homogeneidad de la región posibilitará establecer zonas de defensa y zonas de control.

Algunos autores (Minetti y Neder 1978; Minetti 1980; Barros y Mattio 1978; Barros y Rodriguez Seró 1979) utilizando metodologías diferentes han demostrado la existencia de variaciones en el clima de la región Noroeste y de la Patagonia. Es evidente que cambios en la circulación general en latitudes medias para el Hemisferio Sur afectan las series climáticas produciendo variaciones en las mismas. Las descritas en este trabajo es posible que influyan otras series por lo que se requieren estudios más extensos que incluyan un análisis causal, de factores en la circulación que se relacionen con los máximos y mínimos y su asociación con otros parámetros como temperatura, presión o índices de circulación.

CONCLUSIONES

Se concluye que las variaciones significativas señaladas en la serie de precipitaciones estivales del Observatorio de Mendoza se deben a variaciones reales de la precipitación en la región.

Las fluctuaciones son principalmente producidas por ondas largas que están en fase en toda la zona estudiada y que presenta igual variabilidad, similar ocurrencia de los máximos y los mínimos, porcentaje de variación con respecto a la media y periodicidad de los extremos.

Mayores estudios serán necesarios para establecer las causas de tales fluctuaciones y para determinar otros parámetros que se vean afectados por la misma.

BIBLIOGRAFIA

- BARROS, V. y H. MATTIO 1977 Tendencias y fluctuaciones en las precipitaciones de la región patagónica. *Meteorológica* 8(9):237-246
- BARROS, V. y J. RODRIGUEZ SERO 1979 Estudio de las fluctuaciones y tendencias de la precipitación en el Chubut utilizando funciones ortogonales empíricas. *GEOACTA* 10(1):193 - 204
- BONINSEGNA, J.A. y R. COMPAGNUCCI 1979 Estudio de la precipitación en la región cuyana y su distribución mediante el empleo de los componentes principales de la variancia. Com. a la 10ma Reunión de la As. Arg. de Geo

física y Geodesia-S.Juan 1979

- COMPAGNUCCI, R. y J.A. BONINSEGNA 1979 Estudio de la serie de precipitación del Observatorio Meteorológico de la Ciudad de Mendoza. Programa de Lucha Antigranizo. Informe temporada granicera 1978/79 tomo 2:17-39
- HALLOWAY, L. 1958 Smoothing and filtering of meteorological time series and space field. Adv. in Geophysics 4:351
- HOFFMANN, J. 1970 Características de las series de precipitaciones en la República Argentina. Meteorológica 1(3):166-190
- MAC QUITTY 1957 Elementary linkage analysis for isolating orthogonal and oblique types and typical relevancies. Educ. and Psychol. Measur. 17:207-229
- MINETTI, J. y R. NEDER 1979 Tendencias actuales de la temperatura en Tucumán y su impacto en la producción de la caña de azúcar. Rev. Ind. Agr. Tucumán EEAOC 56(1):17-31
- MINETTI, J. 1980 Anomalías en las precipitaciones medias del Noroeste Argentino Seminario Licenciatura Fac. de C.Exactas y Naturales U.B.A.
- PITTOCK, B. 1979 Modelos de variación climática en la Argentina y Chile. 1ra Sección : precipitación. Informe al Tree Ring Research Lab. Universidad de Arizona, Tucson Arizona.
- REGO, J. 1978 La marcha del análisis cuantitativo de datos espaciales. Cuaderno N°5 Centro de Investigaciones de Cuyo, 1978.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr. J.M. Nuñez, las sugerencias y discusión crítica de este trabajo. Asimismo se agradece al Servicio Meteorológico Nacional y al I.M.T.A. los datos facilitados y al Lic. Luis Fornero el asesoramiento en las técnicas estadísticas empleadas.

EPIGRAFE DE LAS FIGURAS

- FIGURAS I, II, y III : Series estivales y series filtradas con Low Pass
- FIGURA IV : Series filtradas con Low Pass, con los valores estandarizados
- FIGURA V : Series de precipitación estival y caudales de los ríos Atuel, San Juan y Mendoza, filtradas con Low Pass. Valores que sobrepasan $\pm 0.75 \sigma$. Escala vertical en valores de σ arbitrarios.

TABLA I : MATRICES DE CORRELACION

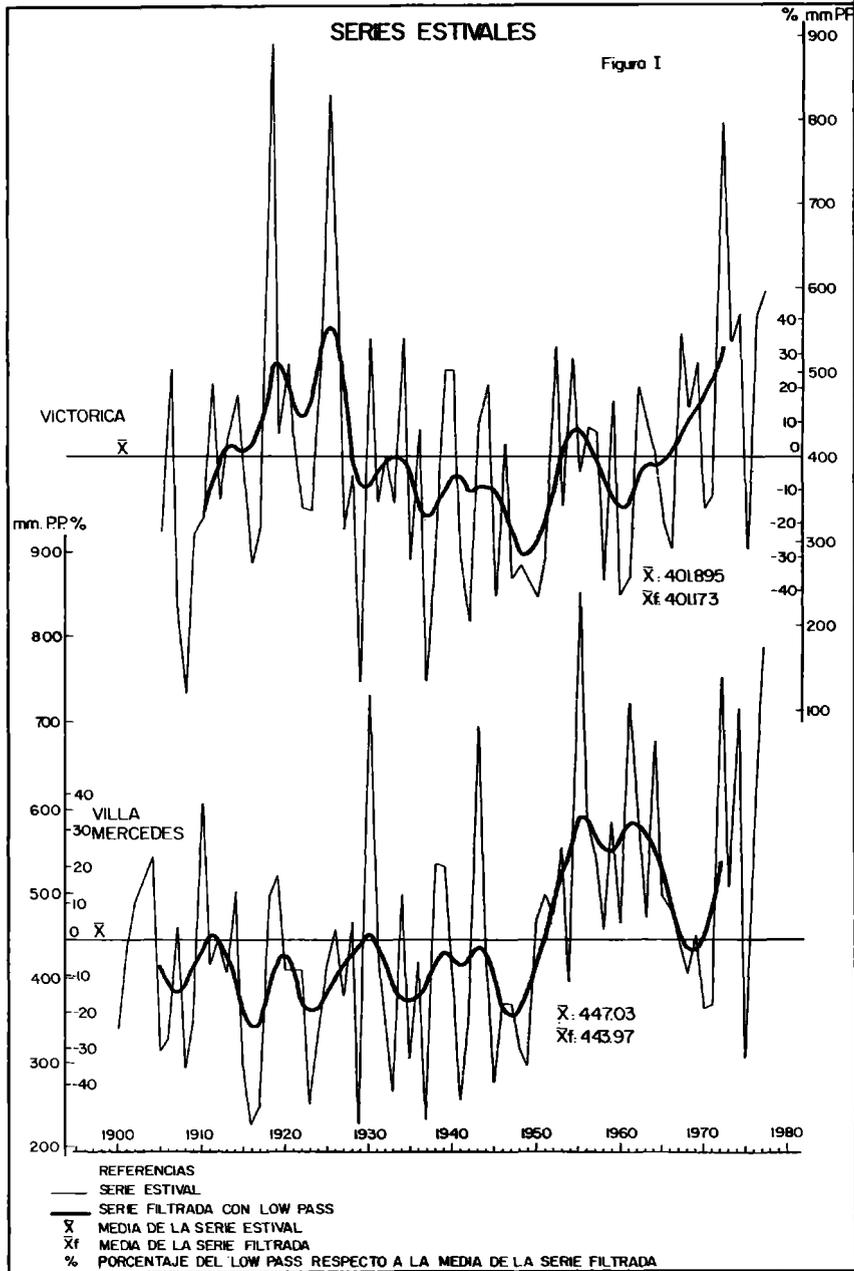
SERIES ESTIVALES							
	S. JUAN	L. RIOJA	VICTOR.	OBSERVAT.	R. CAIDA	S. LUIS	C. ALVEAR
S. JUAN	- -	0.234	0.087	0.441	0.359	0.288	0.211
LA RIOJA	0.234	- -	0.300	0.556	0.236	0.481	0.262
VICTOR.	0.087	0.300	- -	0.469	0.457	0.382	0.659
OBSERVAT.	0.441	0.556	0.469	- -	0.565	0.494	0.495
R. CAIDA	0.359	0.236	0.457	0.565	- -	0.629	0.768
S. LUIS	0.288	0.481	0.382	0.494	0.629	- -	0.495
C. ALVEAR	0.211	0.262	0.659	0.495	0.768	0.495	- -

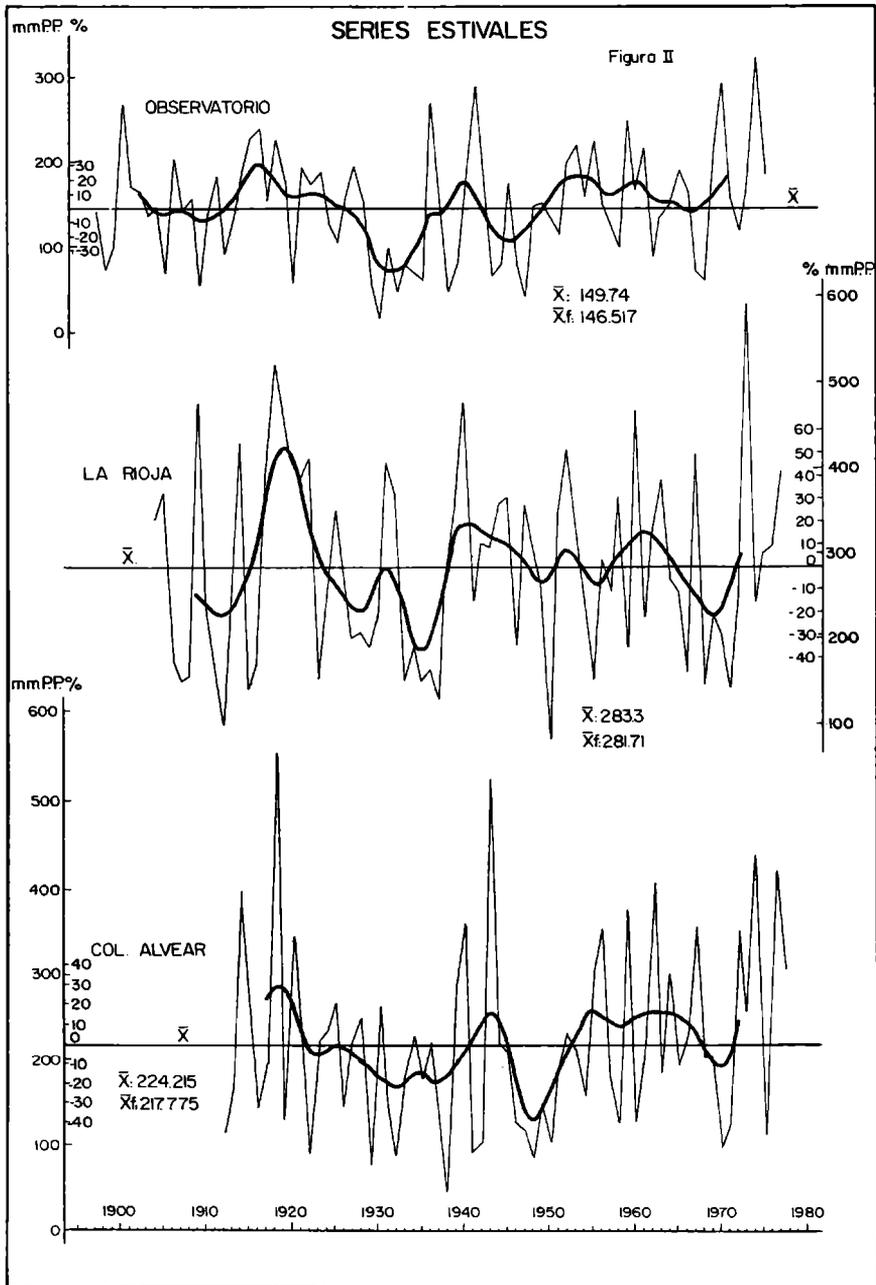
SERIES FILTRADAS POR LOW PASS

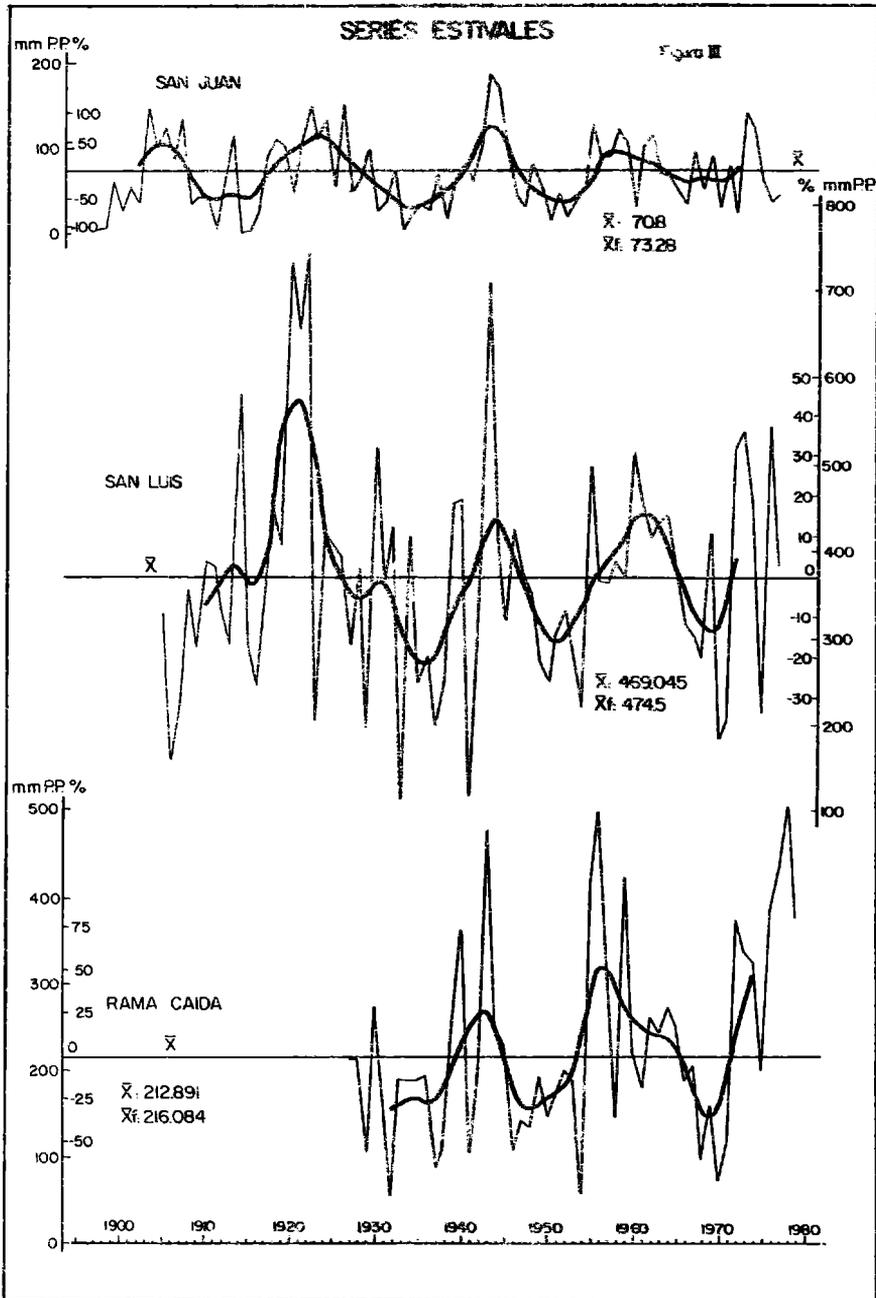
	S. JUAN	L. RIOJA	VICTOR.	OBSERVAT.	R. CAIDA	S. LUIS	C. ALVEAR
S. JUAN	- -	0.554	0.324	0.730	0.741	0.733	0.591
LA RIOJA	0.554	- -	0.204	0.650	0.548	0.773	0.533
VICTOR.	0.324	0.204	- -	0.468	0.131	0.350	0.481
OBSERVAT.	0.730	0.650	0.468	- -	0.697	0.712	0.811
R. CAIDA	0.743	0.602	0.126	0.795	- -	0.729	0.808
S. LUIS	0.733	0.773	0.350	0.712	0.714	- -	0.561
C. ALVEAR	0.591	0.533	0.480	0.811	0.739	0.561	- -

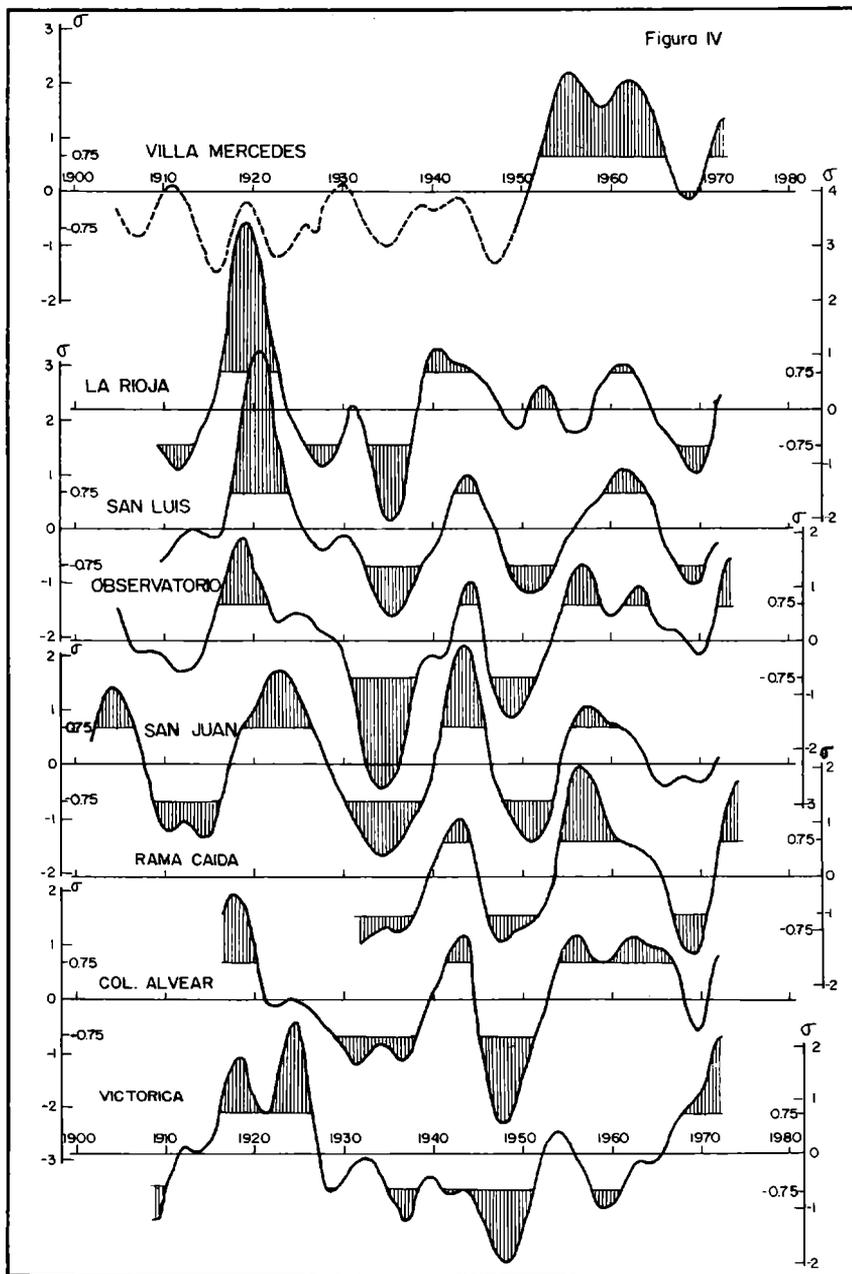
SERIES FILTRADAS POR HIGH PASS

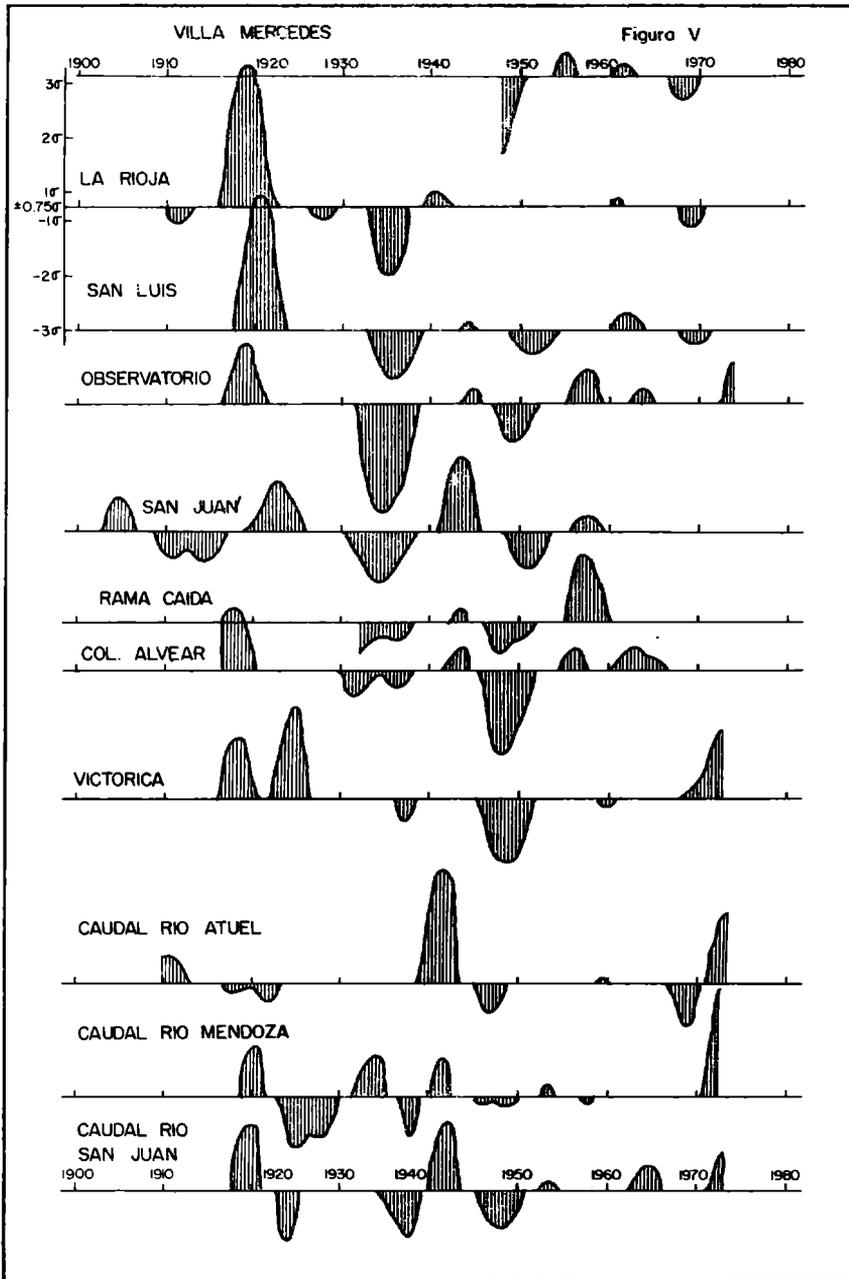
	S. JUAN	L. RIOJA	VICTOR.	OBSERVAT.	R. CAIDA	S. LUIS	C. ALVEAR
S. JUAN	- -	0.103	- 0.024	0.362	0.257	0.062	0.142
LA RIOJA	0.103	- -	0.314	0.478	0.084	0.403	0.118
VICTOR.	- 0.024	0.314	- -	0.442	0.463	0.425	0.679
OBSERVAT.	0.362	0.478	0.442	- -	0.447	0.467	0.394
R. CAIDA	0.257	0.084	0.463	0.447	- -	0.551	0.850
S. LUIS	0.062	0.403	0.425	0.467	0.539	- -	0.435
C. ALVEAR	0.142	0.118	0.679	0.394	0.850	0.435	- -











ESTUDIO DE LA ACTIVIDAD SISMICA DE LA PROVINCIA DE TUCUMAN

Marta María Zossi

Instituto de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología,
Universidad Nacional de Tucumán,
Tucumán, República Argentina.

RESUMEN

Se investiga la actividad sísmica de la provincia de Tucumán, a partir de datos provenientes de fuentes históricas: "Datos de estadística sísmica" del Observatorio Meteorológico Argentino; libros y diarios locales; y con 57 años (1920-1977) de datos instrumentales obtenidos por el Observatorio de La Plata, el INPRES y la USCGS, de la región 25 y 29 LS y 64 y 67 LW.

Estos datos son volcados en cartas de Epicentros y de profundidades y se analiza la distribución en profundidad y frecuencia. Se trazan curvas isosistas de sismos más representativos y se estudian intensidades máximas de algunos, para inferir magnitudes. Con ello se grafica la energía liberada por unidad de superficie y las intensidades máximas observadas.

ABSTRACT

The seismic activity of Tucumán is investigated on the data provided by historical's sources, "Data of seismic statistics" by the Argentine Meteorological Observatory, books and locals newspapers, and Instrumentals data for 57 years (1920-1977) provided by the La Plata Astronomical Observatory, by INPRES and by USCGS, for the region 25 and 29 LS and 64 and 67 LW. Epicenters and depth are mapped, and the distribution in depth and frequency is analyzed. The isosismals curves of more important events were constructed and the greatest intensity of some of them were studied to infer magnitudes. With them, the energy released for unit of area and greatest intensity observed are drawn.

1.- INTRODUCCION

En el presente trabajo se investiga la Actividad Sísmica de la provincia de Tucumán. Se recopilan datos de sismos históricos e instrumentales que han tenido influencia sobre la región.

Los parámetros básicos, necesarios, son: fecha, coordenadas del foco, magnitud e intensidad epicentral; se requiere además, una documentación detallada sobre los daños provocados.

Los epicentros de algunos terremotos del siglo XX y todos los de los siglos anteriores se definen como centros de las áreas más fuertemente sacudidas, o de intensidad máxima.

2.- RECOPIACION DE DATOS HISTORICOS Y ANALISIS DE LA INFORMACION OBTENIDA

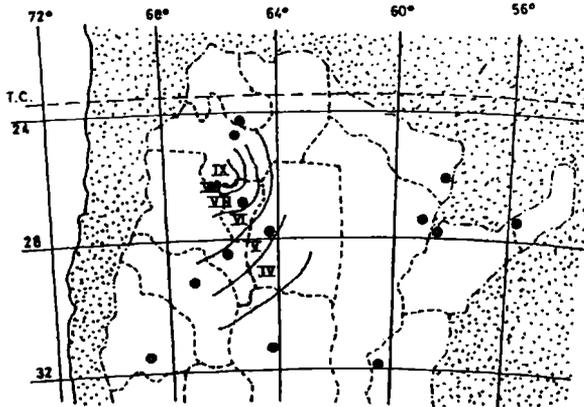
La región bajo estudio, no posee una historia sísmica. Se ha recopilado la información para el análisis de la distribución de intensidades de sismos históricos sentidos en la provincia.

Dicha recopilación fue realizada en base de: "Datos de Estadística Sísmica, Años 1830-1940", del Observatorio Meteorológico Argentino (OMA), Sección Geofísica del Observatorio de Villa Ortúzar; datos de la Publicación Técnica N 5, del Instituto Nacional de Prevención-Sísmica (INPRES), (Castano, 1977); datos de Archivos de diarios locales, entre ellos, La Razón, El Orden y La Gaceta, y de otras fuentes como, libros (Temple, 1920; Gajardo, 1968) y Documentos Históricos (Actas Capitulares y Libro de Fábrica de la Parroquia de Trancas).

Analizando la información, se extrajeron los sismos más representativos que han tenido efectos sobre la provincia. Así por ejemplo: los de Talavera de Esteco de los años 1632, 1636 y 1692; el de Trancas de 1826; el "Argentino" de 1894; de Taff del Valle de 1906; de Oeste de Tucumán de 1907; de El Naranjo de 1931; de la zona de Lumberas-Parque El Rey de los años 1948 y 1973 y los de San Juan de 1944 y 1977. Estos sismos son los que figuran en la Tabla 1, en donde se indican sus características: fecha, coordenadas y profundidades de focos, magnitud, intensidades máximas y las adjudicadas a Tucumán.

En base de la información histórica recopilada se confeccionaron curvas isosistas correspondientes a los sismos que figuran en la Tabla 1, por ejemplo, el sismo de "Trancas", 19 de enero de 1826, y a partir de los documentos históricos y libros (Temple, 1920) se trazaron las isosistas correspondientes en intensidades Mercalli

Modificada (MM).



- Fig. 1: Curvas isosistas correspondientes al sismo de Trancas

Con el fin de determinar las magnitudes desconocidas, de los sismos que figuran en la Tabla 1, se consideraron las curvas de variación de la intensidad con la distancia (Castano, 1977). Estas son trazadas tomando en las curvas isosistas, una determinada dirección y siguiéndola se consideran distancias promedio para cada grado de intensidad. Comparando las trazadas para sismos de magnitud conocida con las de los de magnitud desconocida llegamos a inferir los valores de ellas, figuras 2, 3 y 4.

3.- RECOPIACION DE DATOS INSTRUMENTALES Y ANALISIS DE LA INFORMACION OBTENIDA

Se delimitó la región comprendida entre los paralelos 25 y 29 grados de Latitud Sur (LS) y los meridianos 64 y 67 grados de Longitud Oeste (LW), dentro de la cual se encuentra la provincia de Tucumán. Se solicitaron datos de la región en estudio, a los Centros de Investigación Sísmica: Observatorio Astronómico de La Plata; INPRES; Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS) y a United States Coast and Geodetic Survey (USCGS). Además se dispuso de los sismogramas registrados en la provincia por el Observatorio Meteorológico Regional (OMR), dependiente del Servicio Meteorológico Nacional, durante los años 1950-1958. Entre los años 1920 y 1977, se volcaron a mapas 175 sismos de magnitudes entre 3,2 y 6,5 de

la escala Richter. En la figura 5, se expresaron las magnitudes en función del radio del círculo de ubicación del sismo; en la figura 6, las profundidades de los focos, con la longitud del segmento dibujado.

La figura 5, ilustra acerca de la distribución de los focos sísmicos en toda la región, notándose una concentración de los mismos alrededor de los 28°S y 66°W.

3.1- Frecuencia de sismos

Se analizó la frecuencia de sismos de una determinada magnitud, considerando la fórmula empírica de Richter (1968): $\log N = A - bm$. En ella, N es el número de sismos de una determinada magnitud (m) y A y b, son constantes que dependen de la heterogeneidad de la región. Para ello se confeccionó la Tabla 2, en la cual se indica el número de sismos de una dada magnitud, clasificados en superficiales, intermedios, transitorios y profundos (Miyamura, 1969).

En las figuras 7 y 8, se volcaron los datos de la Tabla 2, para el caso de los superficiales y los intermedios y luego mediante mínimos cuadrados, se calcularon los valores de A y b, obteniéndose:

para sismos superficiales,	$\log N = 2,08 - 0,38 m$
y para sismos intermedios,	$\log N = 1,73 - 0,25 m$

3.2- Distribución en profundidades

Se confeccionó un corte vertical, en el que se graficó la distribución de los sismos. En la figura 9, puede verse la existencia de focos sísmicos en todas las profundidades y además que hay una mayor densidad para los intermedios a semejanza de lo que ocurre en áreas del Pacífico.

RESULTADOS

En la figura 10, se describe la energía liberada por unidad de superficie. Del gráfico se desprende que las mayores cantidades de energías liberadas, se ubican en la zona occidental, especialmente al sur de la misma y además que ellas disminuyen hacia el este. En la figura 11, se muestran las intensidades máximas, obtenidas superponiendo las curvas isosistas y tomando solamente los valores máximos.

CONCLUSIONES

Del estudio realizado hemos podido concluir que aún no se tiene el conocimiento exacto del grado de sismicidad de la provincia de

Tucumán, pero que no cabe dudar de ella en la región considerada y que para ampliar la información a su respecto, se hace necesario contar con estaciones sismológicas ubicadas en la zona. Ello permi
tiría obtener nuevos datos, especialmente de sismos de magnitudes pequeñas con lo que se podría progresar en el estudio realizado en cuanto a su ubicación, profundidad y frecuencia de los movimientos sísmicos.

BIBLIOGRAFIA

- Castano, Juan Carlos, 1977; Zonificación sísmica de la República Argentina; Publicación Técnica N 5 del INPRES, San Juan, Argentina.
- Gajardo, Carlos Reyes M., 1968; La Ciudad de Esteco y su leyenda; Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina.
- Miyamura, Setumi, 1969; The Earth Crust and upper Mantle; American Geophysical Union, Monograph 18, pp. 115-124.
- Richter, Charles F., 1968; Elementary Seismology; Freeman and Company, San Francisco, USA.
- Temple, Edmundo, 1920; Córdoba, Tucumán, Salta y Jujuy, en 1826; U
niversidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Fig. 1: Curvas isosistas correspondientes al sismo, denominado de "Trancas", del 19 de enero de 1826.
- Fig. 2: Curvas de variación de la intensidad MM con la distancia, para los sismos tabulados en la Tabla 1.
- Fig. 3: Idem. anterior.
- Fig. 4: Idem. anterior.
- Fig. 5: Mapa de Epicentros. 175 sismos entre los años 1920 y 1977, con datos provenientes del INPRES-CERESIS; Observatorio de La Plata y USCGS.
- Fig. 6: Mapa de Profundidades. 175 sismos entre los años 1920 y 1977, con datos provenientes idem. figura anterior.
- Fig. 7: Número de sismos superficiales (N), en función de la magnitud (m).
- Fig. 8: Idem. anterior, pero para sismos intermedios.
- Fig. 9: Distribución de todos los sismos de la región con la profundidad.
- Fig. 10: Energía liberada por unidad de área en el período 1920-1977 (175 sismos).
- Fig. 11: Zonas de máximas intensidades MM observadas en el período 1692-1977 (30 sismos).
- Tabla 1: Sismos más importantes, a partir de datos históricos.
- Tabla 2: Se indican los números de sismos de una dada magnitud, en el caso de superficiales, intermedios, transitorios y profundos.

TABLA 1

N	Fecha	Ubicación			mag. (m)	Denominación	I _{máx}	I (Tuc)
		Lat.	Long.	Prof.				
1	1692-13-9	25,3	64,8	-	7,3	Talavera de E.	VIII	V-VI
2	1826-19-1	-	-	-	6,5 ⁺	Trancas	IX	VI-VIII
3	1892-20-3	-	-	-	6,1 ⁺	El Recreo	VII	IV-V
4	1894-27-10	30,5	68,4	30	8,2	Argentino	X	IV-V
5	1898-4-2	-	-	-	6,1 ⁺	Pomán	VII	IV-V
6	1901-3-3	-	-	-	6,25 ⁺	Tilcara	-	IV-V
7	1906-17-11	-	-	-	6,1 ⁺	Taff del Valle	VII	IV-VIII
8	1907-10-8	-	-	-	6,0 ⁺	Oeste de Tuc.	-	IV-VI
9	1908-5-2	-	-	-	6,7 ⁺	El Rey I	VIII	V-VI
10	1908-2-7	-	-	-	-	Monteros	-	III-IV
11	1913-6-11	-	-	-	6,0 ⁺	N.de Catamarca	-	V-VI
12	1917-26-7	32,3	68,9	-	6,5	Mendoza	VII	IV
13	1927-23-4	-	-	-	6,1 ⁺	Rosario de Fr.	VII	V-VI
14	1928-8-1	28,0	65,5	-	5,5 ⁺	Sur de Tucum.	V	III-V
15	1931-18-2	29,0	66,5	-	6,0	Sur de Catam.	VII	III-V
16	1931-3-4	26,7	65,0	180	6,25	El Naranjo	VIII	V-VIII
17	1932-25-6	-	-	-	6,0 ⁺	Santa Bárbara	-	IV-VI
18	1933-12-2	27,0	66,0	-	5,5	Aconquija	VI	IV-VI
19	1936-9-9	-	-	-	6,0 ⁺	Santa María	-	IV-VI
20	1948-25-8	24,9	64,8	50	7,0	Salta I	VIII	V-VI
21	1948-27-8	28,0	66,0	160	5,7 ⁺	Catamarca	VII	IV-VI
22	1950-14-8	-	-	-	5,7 ⁺	E de Santiago	-	II-III
23	1950-9-12	-	-	-	6,25	Antofagasta	-	III-IV
24	1952-11-8	-	-	-	5,3 ⁺	N. de Jujuy	-	II-III
25	1955-28-5	30,5	65,0	-	5,7 ⁺	S de Santiago	-	II-III
26	1957-25-5	25,5	65,0	-	5,5 ⁺	Salta II	V	III-IV
27	1963-25-2	28,1	65,6	20	5,3	El Alto	V	III-V
28	1972-29-11	27,3	64,4	-	5,0 ⁺	Santiago	IV	III-IV
29	1973-19-11	24,8	64,4	40	6,1	El Rey II	VII	IV-V
30	1977-23-11	31,3	67,7	40	7,4	Caucete	IX	IV-V

+) Datos determinados a partir de las curvas de atenuación de la intensidad con la distancia.

Tabla 1: Sismos importantes, a partir de datos históricos.

TABLA 2

Magnitud m	Número de sismos				logN	
	Superf.	Inter.	Trans.	Prof.	Superfic.	Intermed.
4,3	3	8	0	0	0,48	0,90
4,4	3	3	0	0	0,48	0,48
4,5	2	10	0	0	0,30	1
4,6	3	2	0	0	0,48	0,30
4,7	2	3	0	0	0,30	0,48
4,8	2	7	0	0	0,30	0,84
4,9	1	1	1	0	0	0
5,0	3	0	0	0	0,48	---
5,1	1	1	0	0	0	0
5,2	1	4	0	1	0	0,60
5,3	1	2	0	0	0	0,30
5,4	0	0	0	0	---	---
5,5	1	4	0	0	0	0,60
5,6	0	0	0	0	---	---
5,7	0	0	0	0	---	---
5,8	1	0	0	0	0	---
5,9	0	1	0	0	---	0
6,0	0	0	0	0	---	---
6,1	0	0	0	0	---	---
6,2	0	2	0	0	---	0,30
6,3	0	0	0	0	---	---
6,4	0	2	0	0	---	0,30
6,5	0	1	0	0	---	0

Tabla 2: Número de sismos de una dada magnitud, en el caso de superficiales, intermedios, transitorios y profundos.

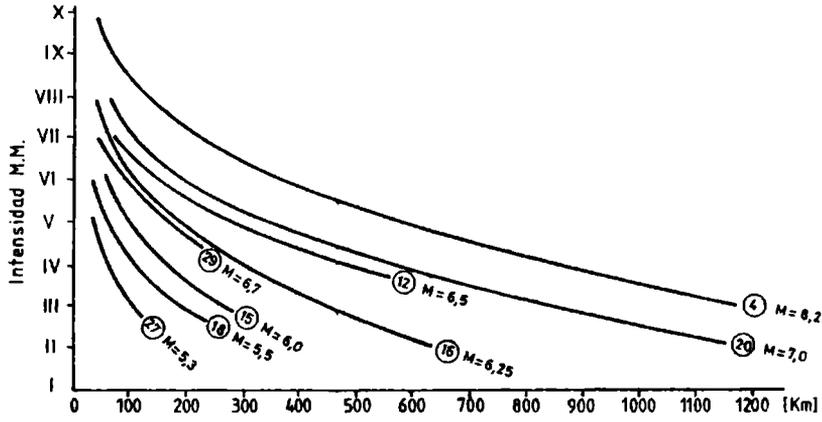


Fig. 2

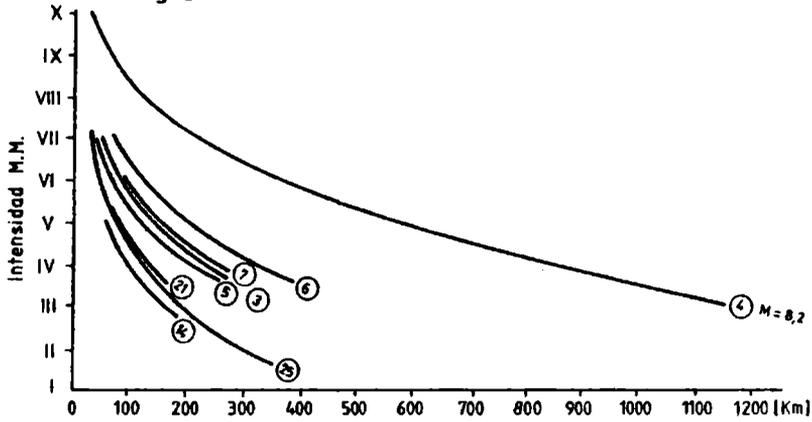


Fig. 3

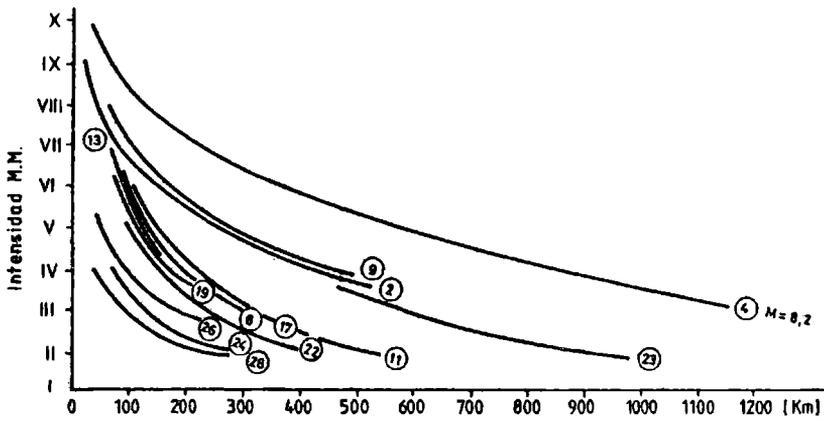


Fig. 4

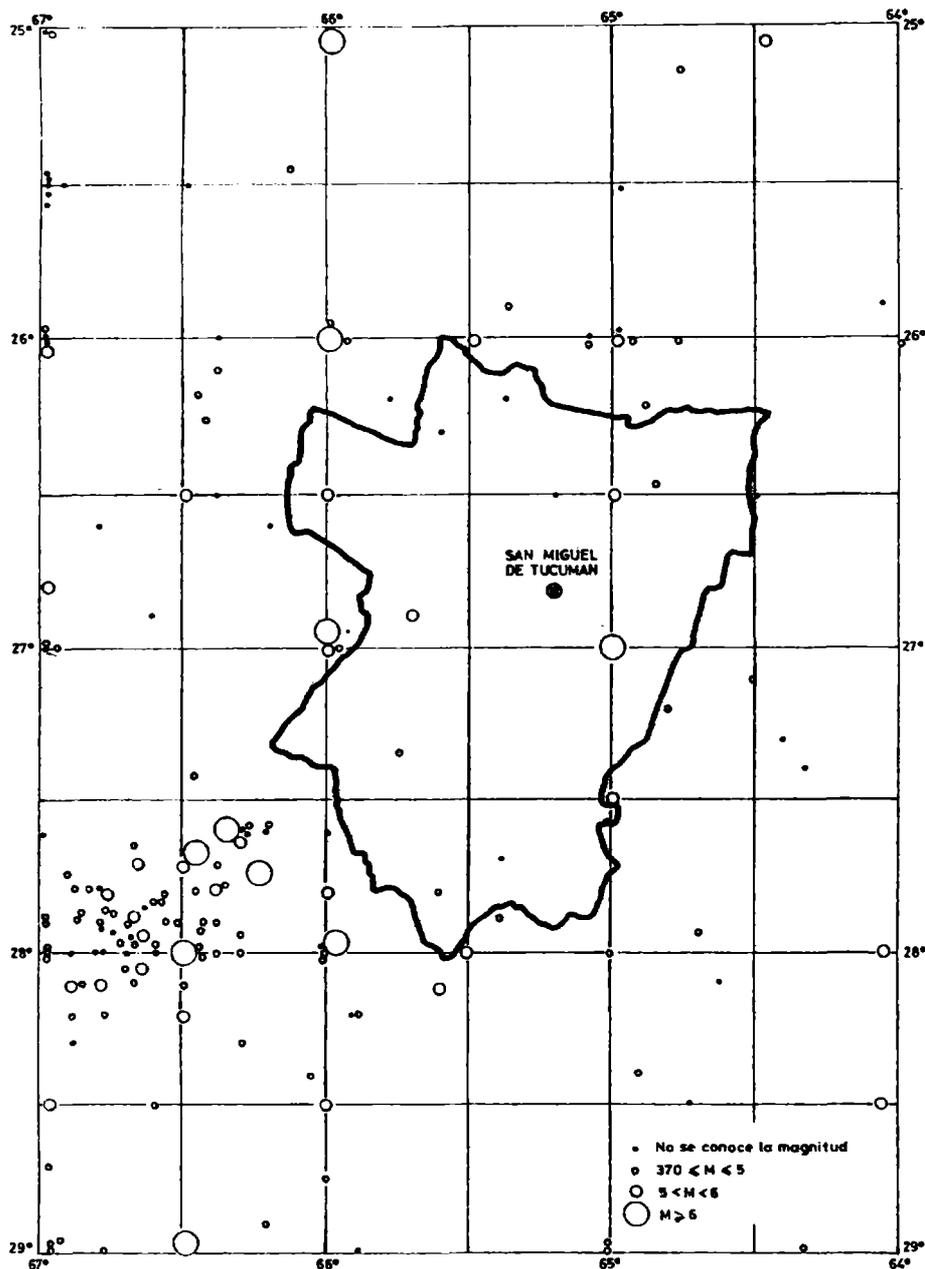


Fig. 5

MAPA DE EPICENTROS
1920 - 1977

Esc. 1:2000000

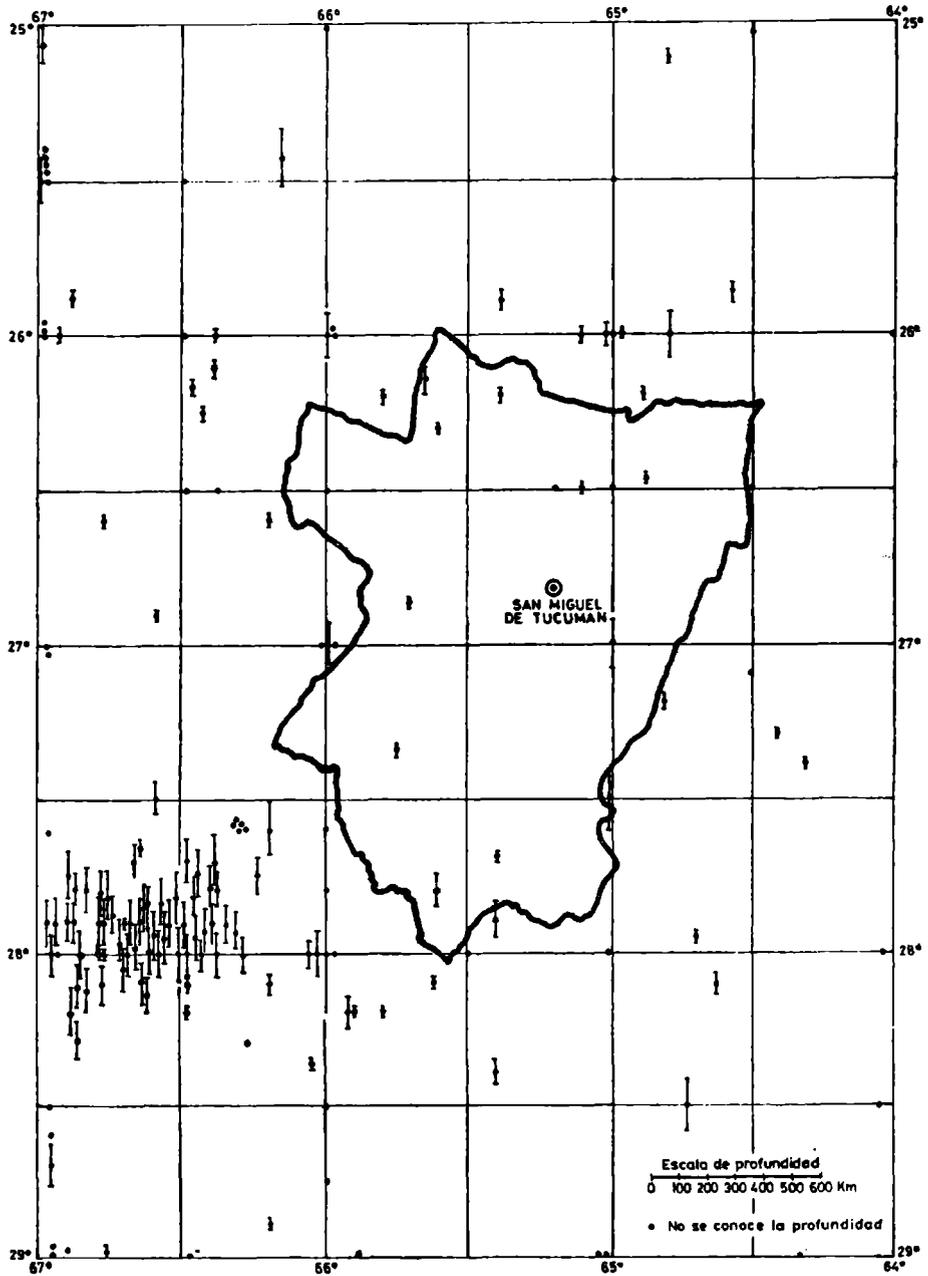


Fig. 6

MAPA DE PROFUNDIDAD
1920 - 1977

Esc. 1: 2.000.000

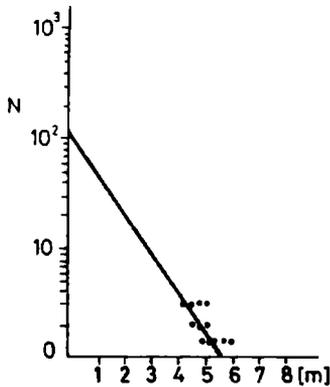


Fig. 7 - Número de sismos superficiales en función de la magnitud [m]

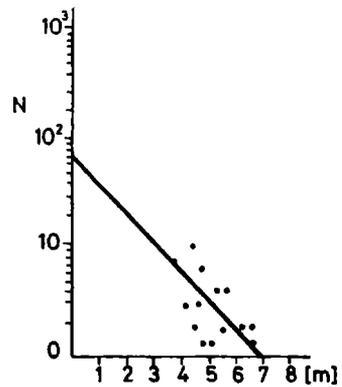


Fig. 8 - Número de sismos intermedios en función de la magnitud [m]

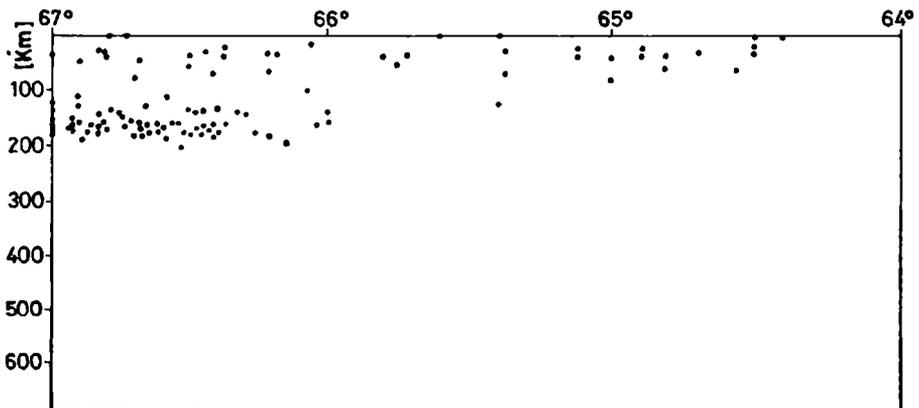
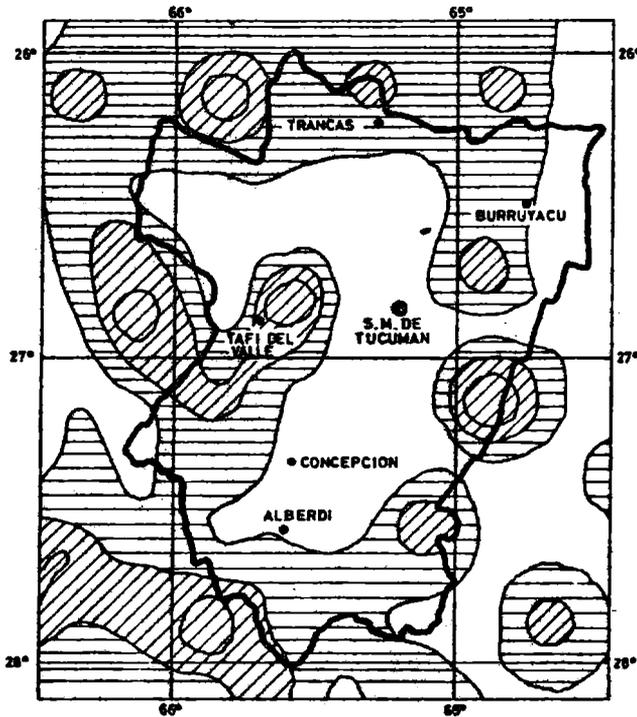


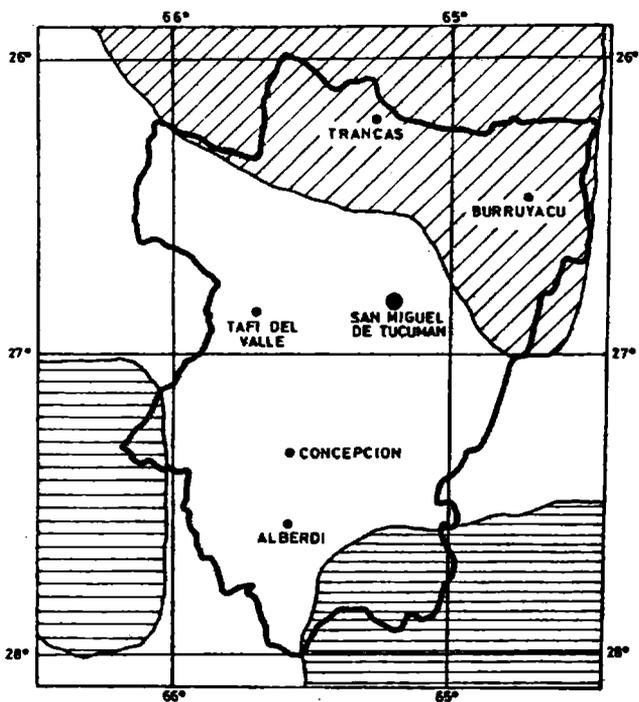
Fig. 9 - Distribución de todos los sismos de la región con la profundidad



Esc. 1: 2.000.000

Fig.10 _Energía liberada por unidad de área en período 1920-1977

-  $10^{18} \text{ erg} < \text{Energía liberada} < 10^{21} \text{ erg}$
-  $10^{15} \text{ erg} < \text{Energía liberada} < 10^{18} \text{ erg}$
-  $\text{Energía liberada} < 10^{13} \text{ erg}$
(Zona en la que no se registraron focos sísmicos)



Esc. 1: 2.000.000

Fig. 11 _Zonas de máximas intensidades M.M. observadas en el período 1692-1977. (30 sismos)

-  I máx. M.M. < VII
-  I máx. M.M. = VII
-  I máx. M.M. > VII

UN EJEMPLO DE CALCULO DE CRECIDAS EN BASE
A DATOS INSUFICIENTES

Roberto M. Quintela

Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Se formula la metodología más conveniente para calcular la máxima crecida probable, sin contar con datos suficientes. Para ello se ha elegido un río con una cuenca de tamaño mediano (500 km^2) cercana al conurbano bonaerense y cuya característica hidrológica fundamental es el tener un módulo pequeño, pero que experimenta grandes crecidas cuando caen precipitaciones muy intensas. Se estudia el proceso que da lugar a grandes inundaciones y se calcula la cota máxima probable, teniendo en cuenta la perturbación que produce la ruta nacional N° 3 sobre el escurrimiento.

ABSTRACT

The most convenient methodology, in order to calculate the maximum possible flood, with insufficient data, is given. For that, we have chosen a river with a medium size basin (500 km^2) near to the Buenos Aires outskirts, with fundamental hydrological characteristic is to have a small drainage modulus, but experimenting big floods when rains are very heavy. The process that originates big floods and the maximum probable mark is studied taking into account the perturbation produced on the drainage by the national route number 3.

1. INTRODUCCION

1.1 Objetivo

Calcular la máxima crecida posible de un río de llanura, en una zona meteorológica homogénea y cuya característica, como casi todos los de la pampa deprimida, es el tener un emisario principal y varios afluentes con módulos pequeños que experimentan grandes crecientes. Este proceso da lugar a inundaciones, siendo la curva de agotamiento del hidrograma muy larga debido a la escasa pendiente del terreno y a la acción sobre el escurrimiento de terraplenes y caminos sobre-elevados. Se trabajó únicamente con datos publicados.

1.2 Cuenca elegida

Como ejemplo se ha elegido la cuenca del arroyo Morales, afluente del río Matanza, en la provincia de Buenos Aires.

Los motivos que han decidido la elección son:

- a) Cumple con las condiciones expresadas en 1.1.
- b) Es importante estudiar el efecto de las crecidas máximas sobre la ruta nacional N°3, que pasa sobre el Morales.
- c) Existen estudios preliminares, que constituyen antecedentes para concretar los fines perseguidos en este trabajo.

1.3 Metodología

1.3.1 Se efectuó una recopilación de antecedentes.

1.3.2 Se estudió el mecanismo de formación de tormentas, se seleccionaron las mayores y se analizó el régimen de precipitaciones.

1.3.3 Se realizó la estimación de la máxima crecida mediante tres procedimientos: a) fórmulas empíricas, b) hidrograma unitario sintético y c) método estadístico, en función de caudales de un período muy corto.

1.3.4 Se efectuó una comparación de los resultados obtenidos y se calculó el caudal máximo probable.

1.3.5 Se estudió el comportamiento del puente de la ruta nacional n° 3, como aliviadero de la máxima crecida y la cota máxima probable que podría alcanzar el agua en la zona en estudio.

2. DESCRIPCION DE LA CUENCA

El arroyo Morales es el afluente más importante del río Matanza que desagua en el río de la Plata. En esta comunicación se ha efectuado el estudio de la cuenca del arroyo Morales hasta el puente

Ezcurra en la ruta nacional n° 3, con un área de 460 km². Es una zona llana, con una pendiente media de 0,80m por km, característica de la pampa húmeda de la provincia de Buenos Aires. Existen datos de una estación de aforos, dependiente de la Dirección de Hidráulica de la provincia de Buenos Aires, que operó desde 1962 hasta 1970, cubriendo el 66% de la cuenca que hemos elegido para este trabajo. Aguas arriba de esta estación recibe el aporte de los arroyos La Paja y El Piojo y aguas abajo, antes del cruce con la ruta mencionada, tiene dos afluentes: los arroyos Pantanoso y de las Víboras.

La información topográfica ha sido extraída de las cartas del Instituto Geográfico Militar (1: 50.000 y 1: 100.000).

En el río Matanza, en el mismo período, funcionaron otras dos estaciones de aforo, que fueron designadas con los n°1 (Autopista Tte. Grl. Ricchieri) y 2 (Máximo Paz); mientras que la estación Ea. La Candelaria figura con el n°3.

3. GENESIS Y DESARROLLO DE LAS TORMENTAS

PRODUCTORAS DE LLUVIAS INTENSAS

Las precipitaciones muy intensas se producen como resultado de la combinación de dos causas fundamentales: a) existencia de corrientes de aire muy húmedo, fluyendo en las capas bajas de la atmósfera y b) acción de un medio mecánico o termodinámico que envíe hacia arriba el flujo horizontal, de tal modo que el aire se enfría por un proceso adiabático. En la zona en estudio predomina el tipo de lluvia de origen frontal (o ciclónico), debida generalmente a la acción, en forma de cuña, de una masa de aire frío que penetra por debajo de otra caliente o (con menores intensidades) por deslizamiento de una corriente de aire húmedo y cálido (frente caliente) a lo largo de una masa de aire frío que forma un plano inclinado. La relación entre duración, área y cantidad de las grandes lluvias, es una consecuencia del tipo de precipitación; por ejemplo, las grandes lluvias de hasta 48 horas de duración son originadas, generalmente, por tormentas frontales de gran intensidad, corta duración y ocurrencia irregular. Sin embargo, puede combinarse esta acción con precipitaciones de origen convectivo y, por ello, conviene adoptar como lluvia máxima la envolvente de las curvas analizadas.

Las lluvias de más larga duración son el resultado del pasaje de

depresiones móviles o por la acción de frentes estacionarios; son menos intensas y abarcan áreas geográficas mucho mayores. En todos los casos, los tres factores que caracterizan la estructura y desarrollo de las tormentas productoras de grandes lluvias son: a) duración; b) cantidad y forma de distribución y c) área abarcada. En el mapa N° 1 se han representado las isoyetas correspondientes a la tormenta que produjo lluvias intensas en abril de 1980. Por razones de espacio no se incluyen los mapas de otras grandes tormentas. En el gráfico N°1 se muestra la zona en estudio.

4. ANALISIS DE LA INFORMACION PLUVIOMETRICA DISPONIBLE

Se utilizó la información siguiente:

- 4.1 Máximos anuales en 24, 48 y 72 horas de las tres estaciones mencionadas en el punto 2 (período 1931-68).
- 4.2 Datos sobre las lluvias caídas del 8 al 11 de octubre de 1967 (período de la máxima crecida aforada del A. Morales) y del 11 al 13 de febrero de 1958.
- 4.3 Intensidades máximas registradas por el pluviógrafo del Observatorio Central Buenos Aires, la estación más cercana de la que se tienen datos.
- 4.4 Estadísticas pluviométricas del período 1921-50.
- 4.5 Valores calculados de máxima precipitación probable.
- 4.6 Información solicitada al Servicio Meteorológico Nacional de la tormenta de abril de 1980.

La información 4.1, 4.2 y 4.3 fue obtenida del trabajo de A.J. Barbero (1973).

Dicha información se procesó del siguiente modo:

- 4.7 Se seleccionaron los valores máximos de las tres estaciones mencionadas, para 24, 48 y 72 horas, a efectos de obtener la máxima precipitación puntual del período 1931-68. Para ello se calculó el promedio \bar{X} y la desviación standard. Para la Candelaria resultó: $\bar{X} = 83 \text{ mm} \pm 25 \text{ mm}$.

Se calcularon las frecuencias relativas y las probabilidades de ocurrencia, habiéndose representado los resultados en el gráfico N°2, para lo cual se ha aplicado el criterio de Wisler y Brater (método estación-año).

- 4.8 Se efectuó el tratamiento estadístico de la tormenta extraordinaria de febrero de 1958. Para 24 horas se obtuvo una precipitación media de 175 mm para un área de 12.000 km². En la tormenta de abril de 1980 se registraron 100 mm en 24 horas aproxí

madamente sobre la cuenca.

- 4.9 Moyano y Medina (1975) determinaron las intensidades máximas registradas en el Observatorio Central Buenos Aires y las precipitaciones máximas ajustadas con el método de Gumbel. Para ello utilizaron un proceso de maximización basado en la serie de máximos anuales, con los cuales se calculó el intervalo de recurrencia de las intensidades de precipitación.
- 4.10 Las lluvias extraordinarias de abril 1980 alcanzaron en su foco (Grl. Belgrano) valores superiores a 200 mm/ 24 horas. En este caso la zona en estudio se vió afectada marginalmente.
- 4.11 Cabe señalar que en la fórmula $X + K\bar{U}$, para el valor K según Hershfield conviene adoptar 15, pero en las experiencias que cita el mismo autor, K varía de 4 a 14,5.

El mismo Hershfield manifiesta que de 2645 casos de lluvias de distintas intensidades, en cuencas diversas, sólo el 10% está comprendido entre $K = 6$ y 14,5 y el 0,75% con $K \geq 11$. De esto se deduce que adoptar un $K = 15$ es excesivamente riguroso y se obtienen valores muy altos de P.M.P.

En nuestro caso para $T = 100$ años en La Candelaria, adoptando $K = 10$, resultó: 333,6 mm/24 h, 360,1 mm/48 h y 495,7 mm/72 h.

- 4.12 Los valores que se obtienen extrapolando la recta de probabilidades, trazada en base a los caudales máximos anuales, resultan muy bajos, probablemente porque el período de observaciones es corto. Para $T = 100$ años el gráfico N° 5 da $Q = 300$ m³/s.

No se ha empleado el método de Thiessen para el cálculo de las precipitaciones areales, por la escasez de estaciones disponibles, así como tampoco se usó el método de la persistencia del punto de rocío para calcular la P.M.P por falta de información elaborada.

En definitiva, adoptamos como tormenta de proyecto la P.M.P. que tiene como valor central: en 24 horas = 333 mm; en 48 horas = 360 mm, en 72 horas = 495 mm.

5. CALCULO DE LA CRECIDA MAXIMA POR METODOS EMPIRICOS

Se aplicó el método racional generalizado, fórmulas en función del área y el método de las curvas envolventes. Se obtuvo un valor medio de 2100 m³/s.

6. CALCULO DE CRECIDAS POR METODOS DE REGRESION

Los métodos estadísticos consisten en calcular la crecida máxima posible que puede alcanzar el curso de agua, a partir de una serie de caudales máximos conocidos, extrapolando dicha serie mediante una curva de frecuencias para diversas probabilidades. En este caso, los únicos datos de aforos provienen de la estación Ea. La Candelaria (1962-70), que operó la Dirección de Hidráulica de la Provincia de Buenos Aires y que fueron analizados en el trabajo de Barbero (1973). El caudal máximo anual puede considerarse como una variable aleatoria o continua, de la cual se puede estudiar la distribución estadística. Esta distribución puede ajustarse a una de las leyes teóricas de la probabilidad (Gauss, Galton, Gumbel, etc), admitiendo que esas leyes son válidas más allá del período de experimentación. El record existente es muy corto y puede ser riesgoso extrapolar la ley de distribución para calcular la crecida centenaria. Por de pronto, la curva $Q(h)$ está calculada para un valor máximo de $340 \text{ m}^3/\text{s}$, que está muy por debajo de las crecidas máximas probables estimadas por otros métodos. Además, se cuenta con caudales medios diarios y es necesario transformarlos en caudales instantáneos. Para ello, la fórmula de Fuller se utilizó en este caso:

$$Q_i = \rho \cdot Q - 1,43 Q_d$$

El ajuste por Gumbel es conveniente cuando se cuenta con series básicas de buena calidad y suficientemente extensas, que no es el de este caso.

Para calcular los Q máx. inst. en el cruce con el puente, se ha partido de los Q medios diarios ($Q \geq 1 \text{ m}^3/\text{s}$), se los ha multiplicado por 1,43 y luego se los ha incrementado en un 33% para pasar de La Candelaria al puente de Ezcurra.

Se han calculado las frecuencias relativas y se han llevado los resultados a un gráfico de probabilidad (N° 3).

7. METODO DEL HIDROGRAMA UNITARIO

En el caso particular de este estudio, ante la escasez de datos caudales, se utilizó el hidrograma unitario sintético, en base al método de Snyder.

Hay que tener en cuenta que las grandes tormentas ciclónicas que producen precipitaciones intensas sobre la provincia de Buenos Aires abarcan áreas mucho más extensas que la de la cuenca en estudio. Por ejemplo, en la tormenta del 13 de febrero de 1958 el foco

abarcó un área de 12.000 km² con una precipitación areal de 175 mm en 24 horas; lo cual presupone que para el área en estudio (A = 460 km²) la precipitación puede alcanzar valores superiores. Aplicando el método de Snyder a la cuenca del A° Morales hasta el puente Ezcurra (Ruta Nacional N°3), se obtuvo el gráfico N°4.

Se ha introducido una hipótesis de cálculo, en lo que respecta a la distribución de la lluvia de proyecto elegida: a) la mayor parte de la lluvia diaria se concentra en pocas horas. Se han adoptado perfodos de 3 horas; b) las mayores intensidades se registran aproximadamente en 1 hora; c) las grandes inundaciones se producen con lluvias de hasta 3 días de duración; d) para las pérdidas por infiltración, intercepción y evaporación se ha supuesto un patrón de valores decrecientes de 15, 10, 7 y 7 mm. cada 3 horas. Después de las 24 horas se ha supuesto estado de inundación con pérdidas únicamente por evaporación (8 mm/día como máximo); e) la distribución de la precipitación se ha supuesto que responde al siguiente esquema, para una lluvia de 33 mm/día:

Primeras 6 horas = 20% de la precipitación = 67
 Entre 6 y 12 horas = 40% de la precipitación = 133
 Entre 12 y 18 horas = 25% de la precipitación = 83
 Entre 18 y 24 horas = 15% de la precipitación = 50

Esta suposición indica que la mayor parte de la lluvia llega al suelo, cuando éste se encuentra saturado, luego de 6 horas de lluvias de intensidades de 17 mm/hora.

Los resultados de este análisis se han volcado en el gráfico N°5. La lluvia efectiva resulta: 0 - 6 horas = 52 mm; 6 - 12 horas = 123mm, 12 - 18 horas = 76mm; 18 - 24 horas = 43 mm; total en 24 horas = 294 mm cargando el hidrograma unitario, con el patrón de lluvia efectiva elegida, se obtuvo el gráfico N° 6.

8. RESULTADOS COMPARADOS

Se observa que el pico del hidrograma del A° Morales alcanza el valor de 1800 m³/s, bastante cercano al máximo valor para ríos argentinos, deducido de aforos y de la fórmula de Pérez (2144 m³/s) y del método racional (2096 m³/s).

Una dificultad importante para una aplicación del método del hidrograma unitario, consiste en que las lluvias del orden de 25mm, en general inundan parte de la cuenca y los caminos y terraplenes actuan como reguladores, lo que aparta el funcionamiento de la cuenca de las hipótesis básicas. Para el hidrograma determinado el derrame

es del orden de los 150 Hm³.

9. COTA MAXIMA PROBABLE EN EL CRUCE CON LA RUTA N° 3

9.1 Actuando el puente como canal:

Si el nivel de la superficie libre del agua no alcanza la plataforma del puente, puede considerarse como un canal y se aplican las ecuaciones para movimiento uniforme. Utilizando la expresión de Chezy: $U = C\sqrt{Ri}$, en la cual C = coeficiente de rugosidad, R = radio hidráulico e i = pendiente de fondo. Para el cálculo de C se aplicaron las fórmulas de Bazin y de Manning y se obtuvo $U = 4,3$ m/s. Puede evacuar un caudal máximo:

$Q = 200 \text{ m}^2 \times 4,3 \text{ m/s} = 860 \text{ m}^3/\text{s}$, siendo 200 m^2 el área transversal aproximada. Como se ha determinado un Q máx. instantáneo = $1800 \text{ m}^3/\text{s}$ el Q medio será $1300 \text{ m}^3/\text{s}$ y, por lo tanto, el caudal excedente ($\sim 500 \text{ m}^3/\text{s}$) se extenderá lateralmente y producirá inundaciones.

9.2 Actuando el puente a recirto lleno:

Si el pelo del agua llega hasta el puente, se puede considerar el espacio bajo el puente como un orificio rectangular y corresponde aplicar el teorema de Torricelli: $U = \sqrt{2gH}$, siendo H la distancia vertical desde la superficie libre del líquido al centro de gravedad del orificio. Si éste es de dimensiones grandes (rectángulo con dintel y umbral horizontales) es aplicable la fórmula: $Q = \mu b a \sqrt{2gH} = \mu b (H_2 - H_1) \sqrt{2g(H_1 - H_2)/2}$ en la que μ , = coeficiente de gasto; b = ancho del orificio; H_1 = distancia vertical desde la superficie libre hasta el dintel y H_2 = idem hasta el umbral. Si el agua no sobrepasa el dintel: $H_1 = 0$. Por otra parte: $\mu = \mu_0 K$, siendo μ_0 = coeficiente de velocidad medio = 0.98 y K = coeficiente de contracción = 0,642 (para $\frac{b}{H} > 16$). Resulta $Q = 1400 \text{ m}^3/\text{s}$, es decir que se podría evacuar el caudal máximo probable, pero en condiciones forzadas, de tal modo que no podría aliviar una crecida rápida. En conclusión, es aconsejable construir alcantarillas de un área total de 200 m^2 .

10. COTA ESTIMADA DE INUNDACION

Se analizan dos casos: a) crecida libre suponiendo que no existiera el puente y b) crecida modificada por el puente actual. En el primer caso, si se supone una velocidad de traslación de la onda $U = 0,8 \text{ m/s}$

(estimada por la fórmula de Limbo) se deduce que la sección transversal mojada será $A = \frac{Q}{U} = 1625 \text{ m}^2$, que depende del ancho del pelo de agua (b) y de la altura media (H_m). Teniendo en cuenta la topografía del terreno puede estimarse el ancho $B = 1000 \text{ m}$ aproximadamente. Por lo tanto, el tirante de agua sería $H_m = \frac{2A}{b} = 3.25 \text{ m}$ suponiendo una sección triangular de base muy grande en relación con el tirante. Si la cota de fondo es de 5 m (aproximadamente) se llega a una cota de inundación de $8,25 \text{ m}$.

El segundo caso presenta la característica que el puente solo permitiría evacuar la mitad del derrame total calculado con el hidrograma de proyecto. Como el derrame es de 150 hm^3 , la mitad de este valor se extenderá lateralmente produciendo una zona de inundación mayor que en el caso anterior.

Para calcular la hoya de inundación se ha esquematizado el problema (gráfico N°7), en el que se han considerado condiciones críticas desfavorables. Se ha supuesto una pirámide de base rectangular y un cuerpo lateral cuya altura (tirante de agua) va disminuyendo desde $5,25 \text{ m}$ hasta 0 m en la cota 10, que se ha tomado como referencia. Se obtiene una hoya de derrame cuyo volumen es: $V = \frac{1}{3} \cdot b \cdot d = 16.000.000 \text{ m}^3$.

Agradecimientos: Se agradece a los Agrim. Carlos Torretta y José M. Raffo quienes actuaron como coordinador y asesor honorario respectivamente, en la ejecución del trabajo para el CEAMSE, del cual este artículo es un resumen modificado. El autor fue también asesor honorario en el mencionado trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- Bakhmeteff, B., 1950: Hidráulica de los canales. Aguilar. Bs. As.
- Barbero, A.J., 1973: Estudio hidrológico de la cuenca del río Matanza. La Plata.
- Bernard, M., 1932: Fórmulas for rain fall intensities of long duration. Transactions ASCE. Vol.96.
- Gandolfo, J y Gandolfo, J., 1940: Manual de Hidráulica "Céspedes" Bs.As.
- Hershfield, E., 1961: Estimating the probable maximum precipitation Proceedings of the ASCE.
- Moyano, M.C. y Medina, L., 1975: Estudio piloto de lluvias intensas en la República Argentina. INCYTH.
- Pérez, H., 1963: Fórmulas para crecidas máximas en ríos argentinos.

Congreso Nacional del Agua. Córdoba.

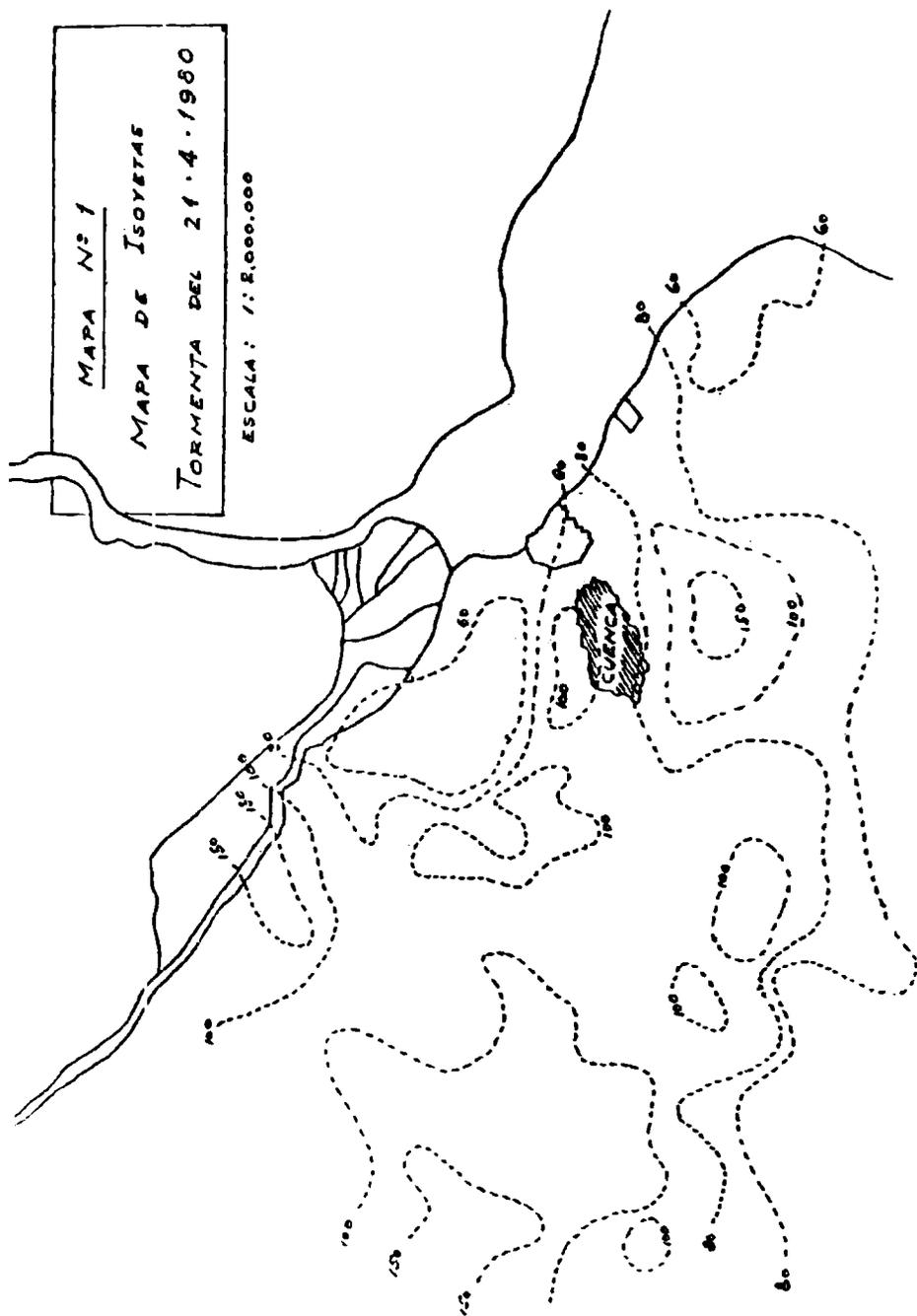
Sanderson, J. and Johnstone, A., 1953: Accuracy of determination of annual precipitation over a given area. Transactions American Geophysical Union. Vol.34.

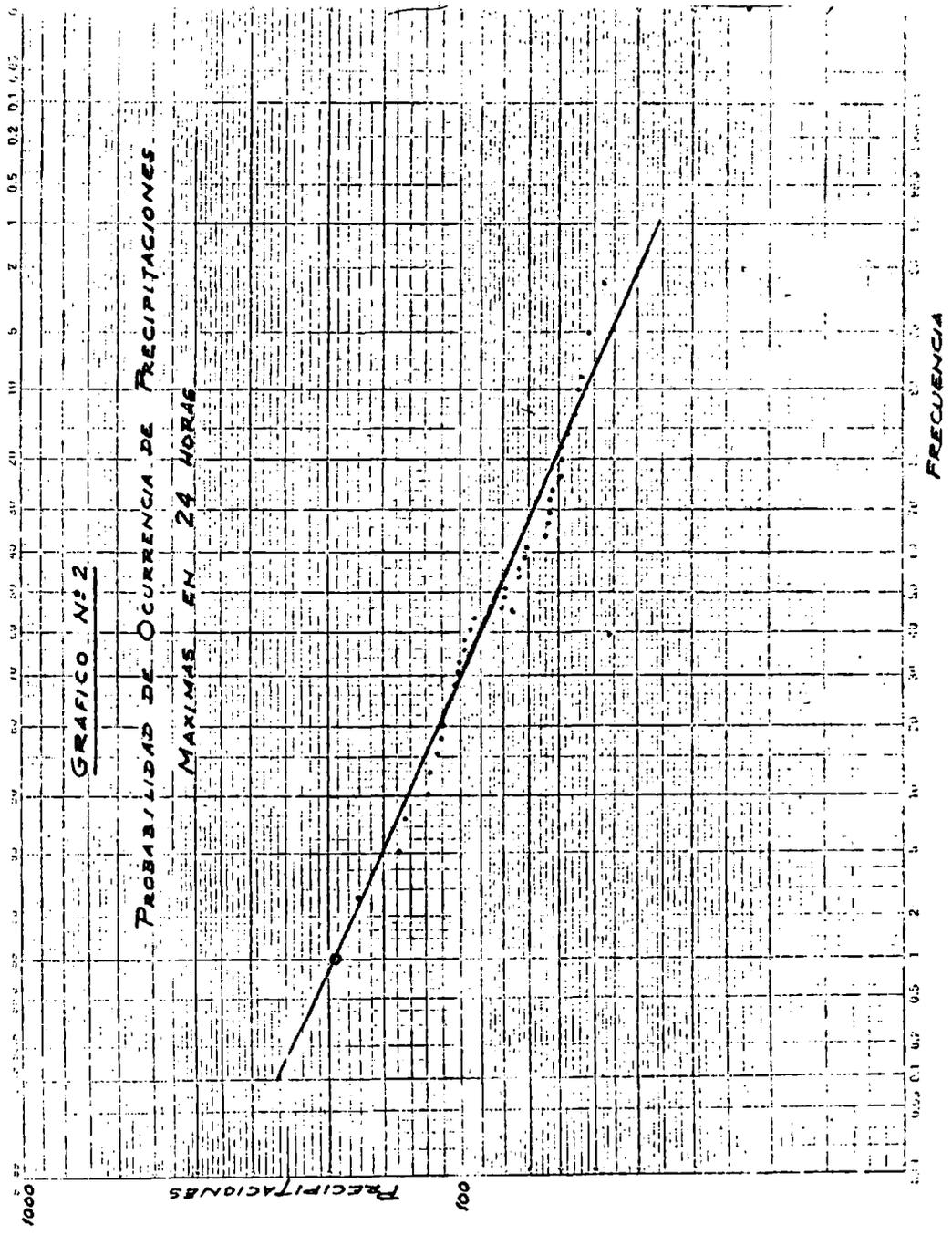
U.S. Weather Bureau, 1969: Manual for depth - area - duration analysis of storm precipitation. WMO N° 237. TP. 129.

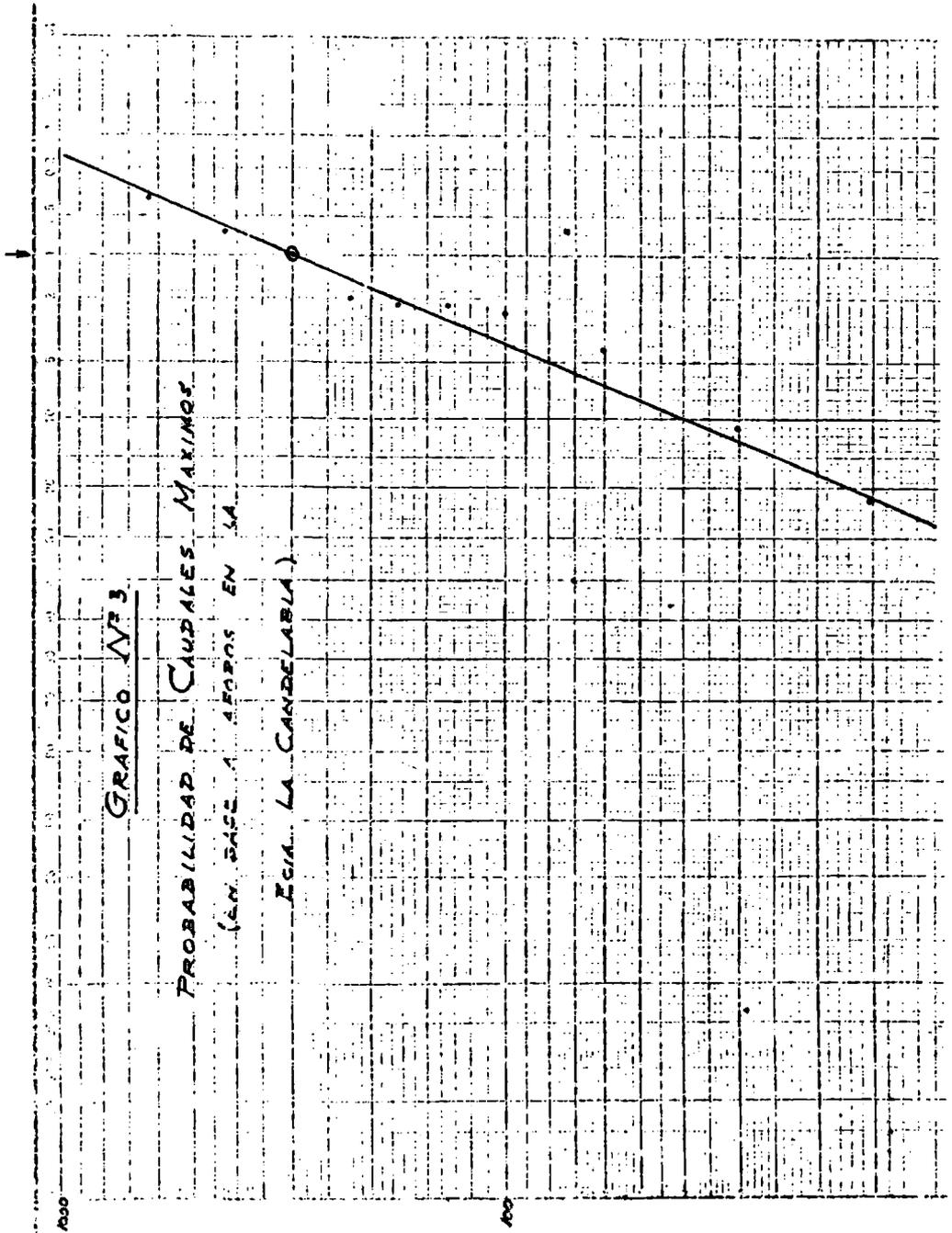
U.S. Weather Bureau, 1957: Rainfall intensity - frequency regimen. WMO Technical Paper 29, Geneve.

U.S. Weather Bureau, 1975: Manual for estimation of probable maximum precipitation. WMO Technical Paper N° 332. Geneve.

Ven - Te - Chow., 1964: Handbook of applied Hydrology. Mc.Graw - Hill. New York.







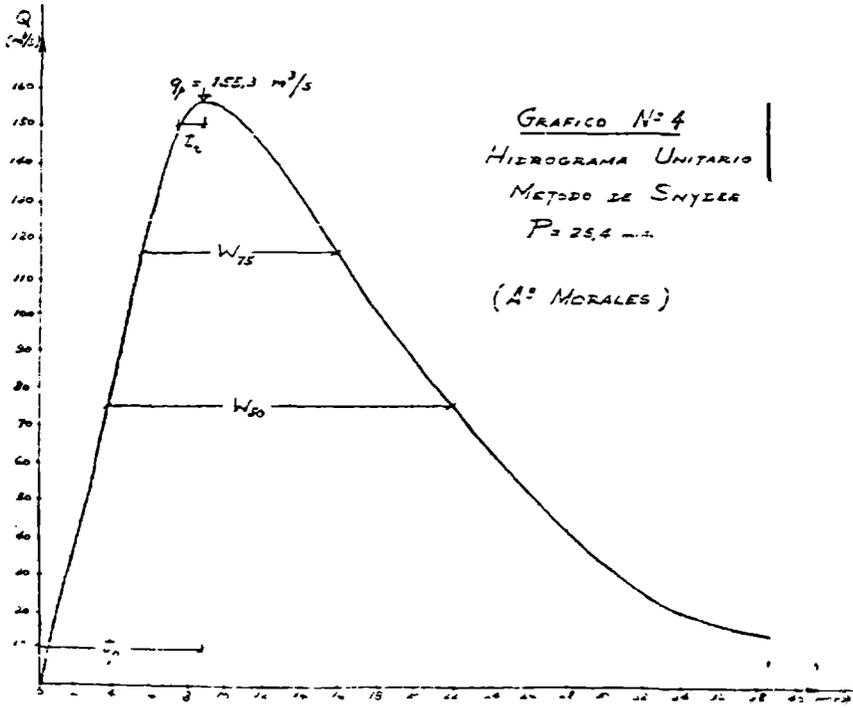


GRAFICO N° 5
DISTRIBUCION DE LA PRECIPITACION EFECTIVA

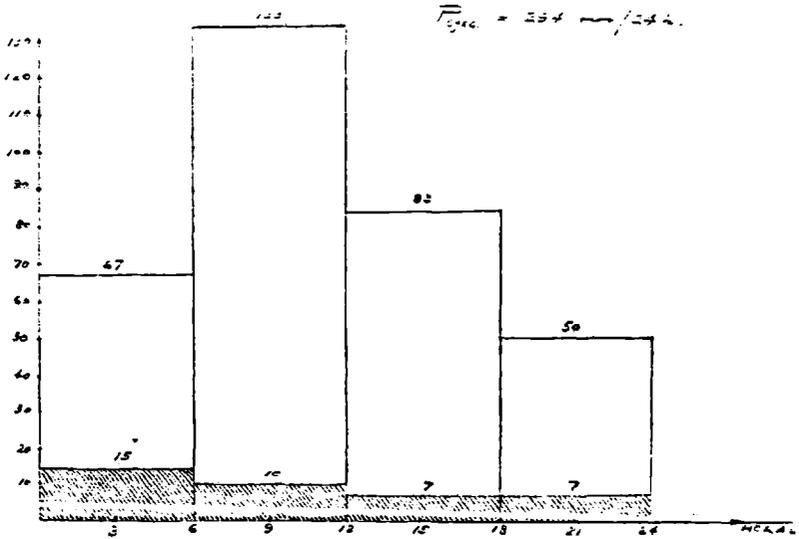


GRAFICO N° 6
HIROGRAMA DE PROYECTO
A° MICRALES

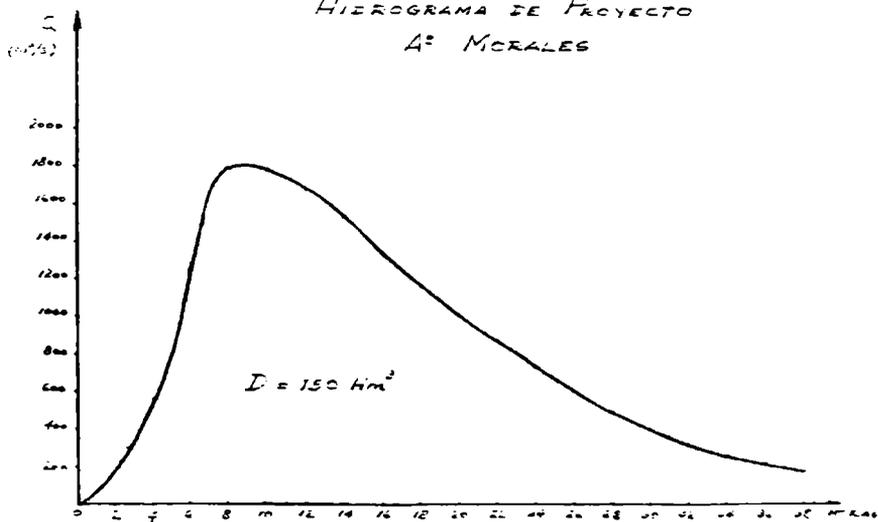
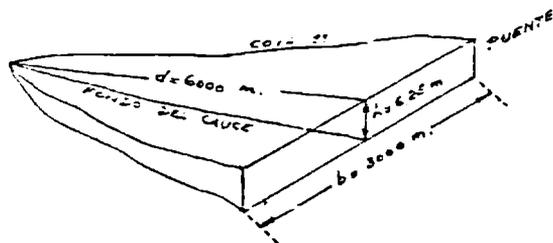


GRAFICO N° 7



COYA 11 : RASANTE DEL PUENTE

FUENTE : INFORME PARA EL CEAMSE

PROSPECCION SISMICA EN TRES DIMENSIONES

Jorge García Marra

Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Los renovados esfuerzos puestos en práctica en la década del setenta para la exploración de hidrocarburos, promovidos por el creciente valor de esas materias primas y hecho posible por el importante desarrollo producido en diversas ramas de la tecnología, particularmente la de las computadoras, dio lugar a la puesta en práctica de nuevos métodos de exploración. Uno de ellos es la prospección en tres dimensiones, en el cual en vez de registrarse a lo largo de una única línea sísmica, como tradicionalmente se procede, se registra a lo largo de varias líneas simultáneamente, efectuándose de hecho, una registración areal. Este procedimiento produce un conjunto de datos tridimensional o volumétrico que, apropiadamente procesado, permite superar algunas de las limitaciones del método sísmico convencional. El presente trabajo consiste en una breve descripción de la prospección en tres dimensiones y en la presentación de algunos resultados gráficos comparativos obtenidos por modelado y simulación digital.

ABSTRACT

The renewed efforts to search for oil and gas which began in the seventies primarily due to the increasing prices of these raw materials and made possible by important technological advances, particularly in the field of digital computing, produced various new exploration methods and techniques. One of these is the tri-dimensional prospecting. In it, instead of the regular shooting along a line, a whole area is shot at the same time. This procedure produces data which has to be describe by three coordinates: time and two of position. After appropriate processing this kind of data allows to improve the conventional seismic shooting in various different circumstances. The present paper is a brief description of the 3D seismic shooting together with some illustrations produced by modelling and digital simulation which can give an idea of the kind of improvements one can expect 3D shooting to produce over the conventional one.

INTRODUCCION

Es habitual en ingeniería que los métodos empleados para resolver un problema particular sean el resultado de un equilibrio dinámico entre una variedad de factores, tales como el grado de desarrollo tecnológico disponible, el costo de operaciones a realizar, el grado de precisión deseado, etc.

La exploración sísmica como rama de la ingeniería no escapa a esa ley; lo que se pretende no es obtener una respuesta totalmente precisa sino, solamente, una respuesta satisfactoria, tanto desde el punto de vista técnico como económico. Esta ley de adopción de métodos o técnicas adaptadas a las posibilidades tecnológicas y a las condiciones económicas conduce habitualmente, en la raíz científica de esas técnicas, a considerar concepciones más o menos simplificadas de la realidad.

En lo que concierne a la prospección sísmica de hidrocarburos se produjeron en la década del setenta dos variaciones importantes que dieron como resultado la introducción de una serie de métodos novedosos y relativamente más caros. Una de estas alteraciones, de índole económica, consistió en la brusca modificación de las condiciones de oferta de petróleo ocurridas a partir de 1973 y que dió como resultado un incremento muy importante en el precio de esa materia prima y promovió la necesidad de refinar las técnicas de exploración empleadas en los grandes centros consumidores de petróleo y gas. La segunda variación fué de índole tecnológica y consistió en la rapidísima evolución de los computadores digitales que adquirieron en pocos años una versatilidad y capacidad de cálculo y de manejo de información previamente insospechados.

Una de las varias técnicas introducidas como corolario ha sido, justamente, la prospección sísmica en tres dimensiones.

SIMPLIFICACIONES DE LA REGISTRACION CONVENCIONAL

Convencionalmente en sísmica se trabaja efectuando una registraci3n a lo largo de un tendido lineal de receptores. En el caso en que la geometría del subsuelo no varíe en sentido perpendicular a la línea de registraci3n obtendremos una respuesta sísmica exacta porque los receptores sólo registrarán arribos sísmicos con trayectorias contenidas en un plano vertical que pasa por la línea. El procesamiento convencional, basado en la suposición de arribos exclusivamente con trayectorias contenidas en ese plano vertical, podrá reconstruir adecuadamente la sección de profundidad. En la medida que esta hipótesis de invariancia de la estructura en sentido perpendicular pierde validez se producirán arribos a los receptores cuyas trayectorias no están necesariamente contenidas en el plano vertical. El procesamiento convencional no puede detectar qué arribos son laterales y cuales no lo son; de esta manera, la señales de procedencia lateral, que contienen informaci3n genuina del subsuelo son consideradas como alg3n tipo de ruido.

Una manera formalmente más elegante de justificar estos argumentos es la

siguiente: La explosión generada al detonar una carga o al producir una vibración con generadores mecánicos de energía produce un frente de onda que es rigurosamente tridimensional, esto es, su generación, propagación y reflexión se desenvuelve a lo largo de las tres dimensiones del espacio físico del subsuelo. La recepción de ese frente en superficie por medio de los receptores puede considerarse como un muestreo de la onda ya que ella afecta a todos y cada uno de los puntos de la superficie y, sin embargo, no se registra en todos ellos sino en un número discreto de puntos separados una distancia entre sí. Si la distancia entre los receptores es d , podemos hablar de una frecuencia espacial de Nyquist f_N , dada por: $f_N = 1/2d$; la inversa de esta frecuencia será la mínima longitud de onda que se puede definir con ese intervalo de grupo:

$$\lambda_m = 2d \quad 1.1$$

Cada interfase geológica que produce una respuesta sísmica se la puede idealizar como una superficie geométrica, si bien, desde luego, la transición geológica real de un tipo de roca a otro demanda una cierta distancia. Por otra parte, teniendo en cuenta que el pulso sísmico es de banda limitada y la resolución vertical depende de la frecuencia, el espesor mínimo detectable es siempre de varios metros. Desde el punto de vista sísmico, entonces, una interfase de variación de impedancias acústicas no es una zona de variación abrupta sino que, por el contrario, es una zona de transición gradual. La idealización que hacemos de suponer la interfase como una superficie geométrica definida es para simplificar su descripción. Esta interfase, ahora como superficie geométrica, se la podrá representar por una ecuación del tipo $z=f(x,y)$ en el espacio de tres dimensiones. Esta superficie, como función de dos variables tendrá una transformada de Fourier (en la medida que cumpla ciertas condiciones que, de hecho, suponemos que las cumple), expresable en la forma:

$$f(k_x, k_y) = \iint f(x,y) \exp(-i(k_x x + k_y y)) \, dx \, dy \quad 1.2$$

Las longitudes de onda en cada dirección se relacionan con los respectivos números de onda según la relación habitual $\lambda = 2\pi/k$. Como ya vimos previamente, la mínima longitud de onda que podemos representar está relacionada con el intervalo de grupo según la relación 1.1; esto quiere decir que aquellas estructuras que varíen tan rápidamente que su desarrollo de Fourier contenga términos con longitudes de onda menores que $2d$ no van a poder ser apropiadamente representadas por esa prospección sísmica, o, lo que es lo mismo, la resolución depende del intervalo de grupo.

La prospección en tres dimensiones se basa en un muestreo areal o completo del frente de onda, no exclusivamente a lo largo de una línea como ocurre en sísmica convencional. En este último caso la manera de registración podemos visualizarla como un caso límite de la registración areal, en la cual la separación d_y entre grupos de receptores en la dirección perpendicular a la línea es infinita: $d_y = \infty$, (vale decir, no hay receptores) y, consecuentemente, la correspondiente fre-

cuencia espacial máxima es nula. La estructura, entonces debe ser invariable en esa dirección.

En la práctica, la condición estricta de invariabilidad en el sentido perpendicular a la línea de registraci6n, condici6n que, desde luego, nunca es encontrada, se reemplaza por el siguiente criterio: que la estructura sea relativamente invariante en el sentido perpendicular en una distancia del orden de varias longitudes de onda de la se1al sismica a la frecuencia predominante. En las zonas en que esta 6ltima condici6n no se cumpla podremos esperar que la prospecci6n en tres dimensiones produzca mejores resultados que la convencional.

ASPECTOS BASICOS DE LA PROSPECCION 3D

Una registraci6n lineal produce un conjunto de datos que podemos describir como bidimensional, ya que un registro, por ejemplo, queda descrito por las coordenadas de posici6n y tiempo de arribo. Una prospecci6n 3D produce un conjunto volumétrico de datos, es decir, informaci6n de amplitud sismica caracterizada por tres coordenadas: tiempo de arribo y las dos de posici6n. En el caso convencional con recubrimiento múltiple a cada estaca le corresponde un n6mero de trazas, cada una con un desplazamiento distinto. En 3D a cada estaca tambi6n le corresponden varias trazas pero con distintos desplazamientos tanto en la direcci6n x como en la y. De esta manera vamos a tener dos velocidades aparentes con que la informaci6n sismica recorre el tendido: una en la direcci6n de cada coordenada. Los pasos de procesamiento son en general hom6logos de los correspondientes a 2D. La geometría de la línea presenta la dificultad práctica de tener que manejar dos coordenadas superficiales. Un aspecto interesante lo presenta la manera como se ubica la informaci6n que corresponde a una reflexi6n sismica en un conjunto de trazas correspondientes a un PCP (un "gather"). En 2D la reflexi6n aparece con la forma aproximada de una hipérbola cuya ecuaci6n es $t(x)^2 = t(0)^2 + x^2/v^2$, en 3D la se1al de reflexi6n se va a ubicar sobre un hiperboloide como muestra la Fig.1 y cuya ecuaci6n será del tipo:

$$t(x)^2 = t(0)^2 + x^2/v_x^2 + y^2/v_y^2 \quad 1.3$$

si bien en la práctica se toma $v_x = v_y$ resultando entonces un hiperboloide de revoluci6n. La correcci6n dinámica se calcula a partir de ese hiperboloide, enderezando las reflexiones de manera que se ubiquen sobre el plano tangente al hiperboloide en su vértice superior. Los análisis de velocidad se realizan en una malla que cubra toda el área de registraci6n, la velocidad apropiada para cada PCP se determina mediante una interpolaci6n lineal areal entre los muestreos más cercanos a ese PCP.

La migraci6n de un conjunto volumétrico de datos es una de las etapas de procesamiento que evidencia diferencias significativas con respecto al procesamiento de informaci6n convencional. Conceptualmente en uno y otro caso los programas están basados en los mismos principios, sin embargo, la posibilidad de poder in-

cluir información lateral conduce a una diferencia cualitativa importante entre el procesamiento 2D y el 3D. La migración puede considerarse en cualquier caso un proceso inverso del modelado. Como es sabido en la interpretación que se hace de una sección es muy difícil saber con total certeza si las conclusiones obtenidas son coincidentes con la realidad geológica, en otros términos, no hay posibilidad de convalidar los resultados obtenidos. Por esa razón, para poder efectivamente tener un control de los resultados de interpretación se utiliza el modelado de secciones sísmicas.

CONSTRUCCION DE MODELOS Y PROSPECCION 3D

Nos parece conveniente presentar algunos ejemplos de modelos de secciones sísmicas porque son, justamente por su naturaleza que permite conocer el punto de partida, los que mejor pueden ilustrar visualmente las diferencias entre la prospección 2D y 3D. Podemos, en general, hablar de dos tipos de construcción de secciones sintéticas: la técnica de modelos a escala y la simulación digital. En ambas se parte de una cierta configuración propuesta para el subsuelo y se obtiene una sección sísmica. En el caso de modelos a escala la manera de hacerlo es física, vale decir, ocurre una verdadera propagación de ondas pero, en vez de hacerlo en la tierra, ocurre en el recinto de un modelo a escala cuyas dimensiones son tales que cabe en un laboratorio. En la Fig. 2 hemos detallado los elementos principales para llevar a cabo uno de estos experimentos. Sobre una mesa se ubica una plataforma que es deslizable por un mecanismo de correa operado por una manivela. En la plataforma se coloca el modelo a escala de interés, construido con cartón y madera. Suspendidos sobre la mesa se coloca un generador de chispa acústica y un micrófono. La forma de operación es la siguiente: se produce una chispa y se obtiene un registro, luego, se mueve la plataforma con el modelo a escala una distancia prefijada, se obtiene otro registro y se continúa hasta que la plataforma haya efectuado todo su recorrido. Las distintas trazas para cada posición se compaginan luego en forma de registro sísmico. El proceso es similar al real, solo que en vez de mover la línea lo que se mueve es la estructura. La chispa produce una onda acústica en el aire que se refleja sobre la estructura a escala, la onda reflejada es recogida por un micrófono situado muy próximo al generador de chispa.

Para que el proceso ondulatorio del modelo a escala sea efectivamente un símil del real es preciso que las dimensiones relativas de la estructura respecto de la longitud de onda sean las mismas, esto es, si λ_R y λ_M son las longitudes de onda en la realidad y en el modelo y d_R y d_M las dimensiones características en las estructuras respectivas, necesitamos que:

$$d_R / \lambda_R = d_M / \lambda_M \quad 1.4$$

para estar seguros que el proceso ondulatorio en el modelo a escala es homólogo del real.

Si, por ejemplo, tomamos como valores representativos para el caso real un

modelo que posee una velocidad de propagación $c_R = 3000$ m/seg y una frecuencia $f_R = 300$ Hz la longitud de onda correspondiente será $\lambda_R = 100$ m; por otra parte, si tomamos como dimensión característica $d_R = 800$ m (para un anticlinal, por ejemplo) vamos a obtener la relación:

$$d_R / \lambda_R = 800\text{m}/100\text{m} = 8$$

En el modelo a escala el anticlinal tiene una dimensión de unos 10 cm, entonces:

$$d_M / \lambda_M = 8$$

de donde concluimos que $\lambda_M = 1,25$ cm. Como la onda se propaga en el aire hacia el modelo es $c_M = 330$ m/seg y su frecuencia:

$$f_M = c_M / \lambda_M = 26.400\text{Hz}$$

De manera que las frecuencias involucradas en el modelo a escala son del orden de Hz: 26000. Por otro lado, si T_R y T_M son los periodos de las ondas que se propagan en el subsuelo y en el modelo respectivamente, tenemos:

$$T_R / T_M = f_M / f_R = 30000/300 = 1000$$

es decir, las escalas de tiempo van a ser distintas; si el tiempo real es del orden de los ms, en el modelo su orden de magnitud será de los μ seg. Hilterman (4) ha utilizado como factores de escala 12000 para las longitudes y 1000 para los tiempos.

La manera que se utiliza para registrar cada traza es la habitual para estos casos que, básicamente, consiste en lo siguiente: La señal del micrófono es debidamente amplificada y enviada a la entrada vertical de un osciloscopio. El barrido horizontal, por su parte, se ajusta de manera tal que el tiempo que demora el haz en atravesar la pantalla sea un poquito superior que el que media entre el disparo de la chispa y la llegada de la última parte de la infonación. El barrido se sincroniza con la emisión de la chispa. En el frente de la pantalla está colocada una película fotográfica, herméticamente adosada y con el obturador abierto; esta disposición permite obtener una fotografía de la traza completa en todo el lapso de tiempo de interés.

La técnica de modelos a escala comenzó a utilizarse tempranamente en la exploración geofísica. Ya Nieber en 1937, (5) adaptó una técnica utilizada por arquitectos en la construcción de recintos acústicos para analizar la respuesta sísmica de superficies que presentaban fallas o plegamientos. En sí mismo, el método consistía en crear un frente de onda abrupto mediante la descarga de una chispa en aire, esperar lo suficiente como para que el frente se reflejara en un contorno sólido que semejaba una superficie con fallas o plegamientos y entonces producir un destello luminoso que, luego de atravesar el campo reflejado caía sobre una placa fotográfica. La imagen obtenida mostraba la posición del frente de onda reflejado. La formación de la imagen se basaba en la refracción experimentada por el rayo luminoso al atravesar zonas de aire de distinta densidad, estando la diferencia de densidades causada justamente por el peso del frente de onda. Otros autores que han empleado esta técnica han sido Anyina (1) que construye modelos a escala con co-

nes, etc, como para producir una sección en profundidad. En modelado, como acabamos de ver, se procede al revés, se parte de una sección de profundidad y se trata de generar una sección de tiempo. Conceptualmente migración y modelado se basan en una misma descripción matemática a partir de la ecuación de ondas en general.

Otro aspecto que incide preponderantemente en la simulación digital de secciones y que aparece como una variable del problema es el número de dimensiones de la estructura que nos proponemos simular. Podemos considerar a la estructura de partida, en grado creciente de complejidad, como unidimensional, bidimensional o tridimensional. La simulación unidimensional fué introducida por Peterson en 1955 y se conoce con el nombre de sismograma sintético.

Nos interesaba presentar estos elementos de construcción de secciones sintéticas para mostrar, gráficamente, algunas diferencias que produce la consideración de la tercera dimensión. Ya sea mediante la utilización de modelos a escala o por simulación digital podemos obtener secciones sintéticas razonablemente representativas del fenómeno sísmico real pero con la ventaja de conocer la estructura de partida.

Las Fig. 3 a 7 muestran la estructura que oficia de modelo y los resultados de migrar en forma convencional y en forma 3D, teniendo en cuenta la información lateral, un conjunto volumétrico de datos obtenidos a partir simulación digital en el dominio de la frecuencia; resultados éstos obtenidos por A. Herman et al, (3).

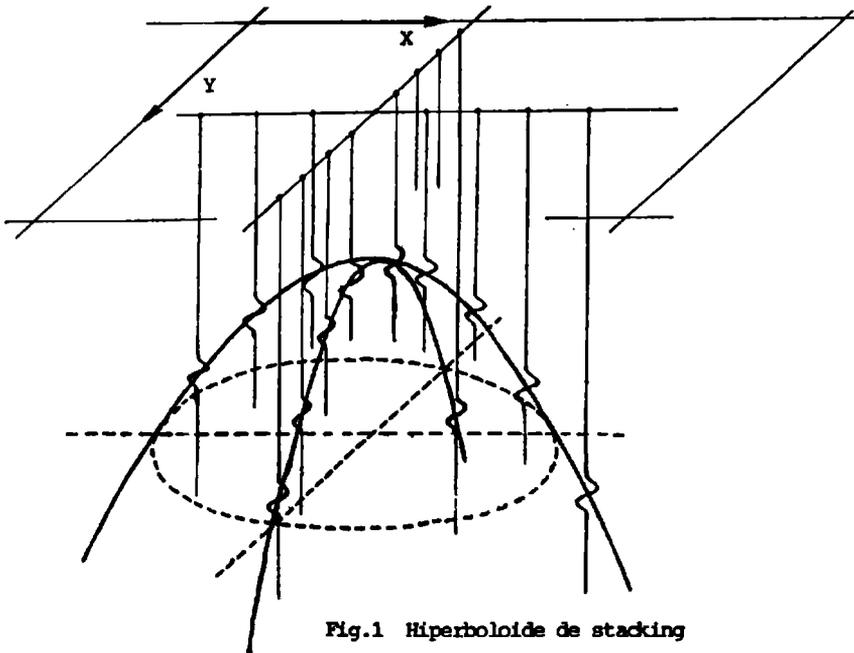


Fig.1 Hiperboloide de stacking

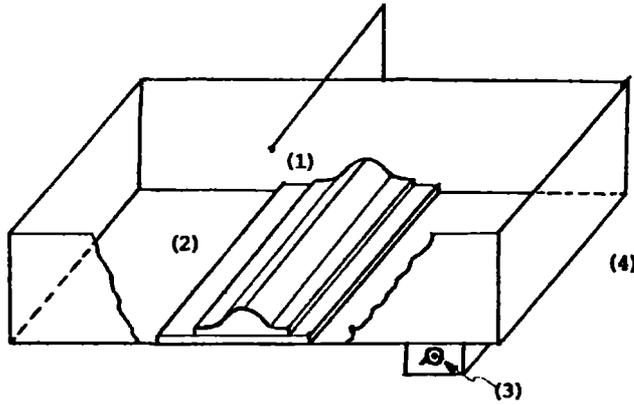
bre y acero y plexiglas; Woods (6) que ensaya un modelo acústico de tipo unidimensional constituido por un caño de dos pulgadas de espesor y 100m de largo con un parlante y un micrófono en un extremo. La impedancia acústica, en este caso, es función del área del tubo de manera que variando apropiadamente esa área simula los distintos coeficientes de reflexión. W. French (2), utilizó un modelo de tipo marino y produjo excelentes resultados en cuanto a la comparación de los modos 2D y 3D de prospección.

Las figuras 8 a 11 muestran un ejemplo de resultados obtenidos mediante la utilización de modelos a escala. El modelo a escala utilizado es de tipo marino, vale decir, los materiales que ofician de estructura para generar las reflexiones se encuentran sumergidos en un tanque con agua. La figura 11 muestra una vista desde arriba-en planta-, y un corte vertical que permiten apreciar la forma geométrica de la estructura utilizada. A poca distancia de la superficie del agua se generan ondas acústicas que se reciben también en el agua, tratando que el dispositivo semeje la disposición que se adopta en la sismica real. Los factores de escala utilizados han sido de 5000 para los tiempos y 12000 para las distancias. La figura 8 muestra el resultado de registrar a lo largo de la línea 26, en la que pueden notarse las complicaciones propias de una estructura como la utilizada; la figura 9 es una reproducción de una migración convencional utilizando solamente información dentro de la línea, es decir, migración 2D. Como puede verse la reconstrucción de los eventos es incompleta. La última figura, la 10, muestra una migración 3D en la que puede apreciarse la mucho mejor definición de los eventos y un mejor posicionamiento de los mismos. Este modelo a escala fue desarrollado por Horizon Exploration Ltd. y en el breve espacio que permite este trabajo no podemos lamentablemente, extendernos a una consideración más detallada de la manera en que fueron realizadas las experiencias, que creemos sumamente interesantes por las posibilidades de penetrar en la comprensión del fenómeno sísmico que brindan.

La otra manera de generar secciones sintéticas es mediante la simulación digital. Como su nombre lo indica es un proceso de simulación, no hay ninguna propagación ondulatoria real. Lo que se hace es partir de una descripción matemática del fenómeno ondulatorio, basada habitualmente en la ecuación de ondas y proceder a calcular numéricamente una solución de ese problema matemático con el concurso de una computadora digital. El nivel de complejidad que encontramos en esa descripción matemática es variable, en un rango que abarca desde el concepto geométrico de rayo en el caso más sencillo hasta la utilización completa de la ecuación de ondas. En simulación digital, entonces, se propone una estructura o sección en profundidad y se construye una sección de tiempo a partir de la resolución numérica de un sistema de ecuaciones.

El modelado de secciones sintéticas por simulación digital puede considerarse un proceso inverso de la migración; en efecto, en ésta última se parte de una sección sísmica de tiempo y se pretende reubicar los eventos, eliminar difraccio-

Fig.2 Esquema del dispositivo utilizado por Hilterman.



- (1) Micrófono y generador de chispa
- (2) Mesa deslizable con modelo
- (3) Manivela para deslizar modelo
- (4) Protección de vidrio

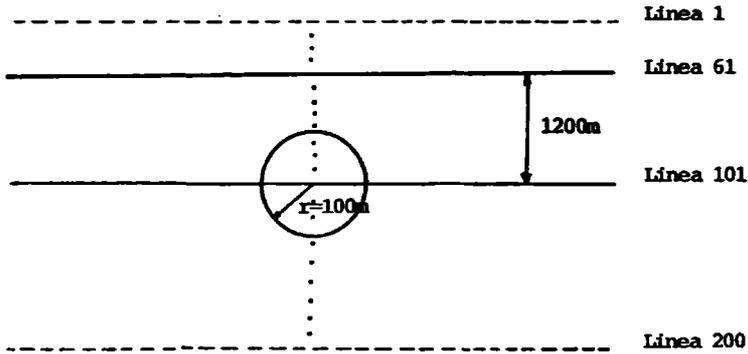


Fig.3 Vista en planta de la estructura para simulación.

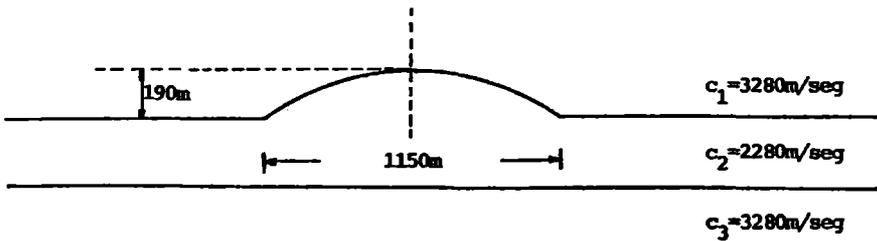


Fig.4 Vista en corte de la estructura para simulación

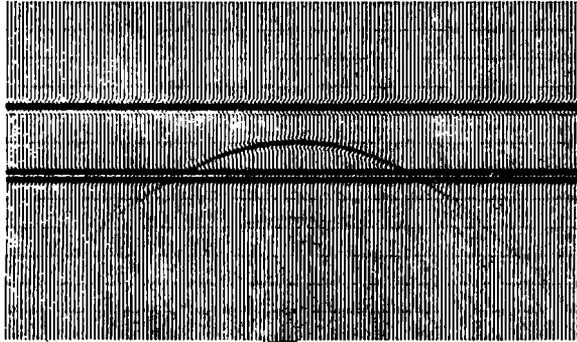


Fig.5 Linea 61 obtenida por simulación digital.

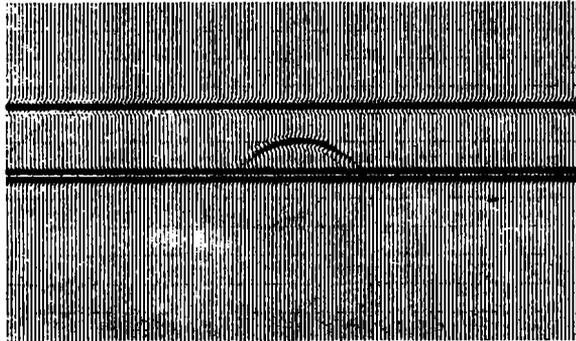
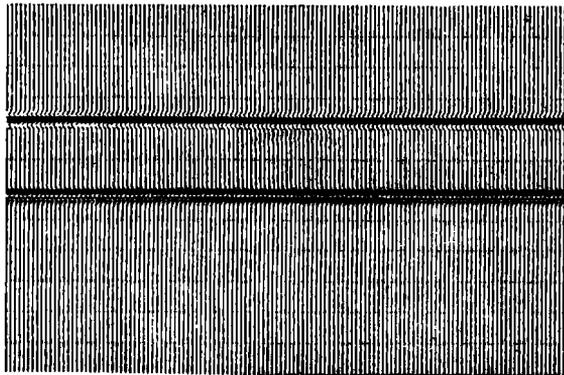


Fig.6 Linea 61 migrada 2D. Obsérvese la presencia de información lateral.



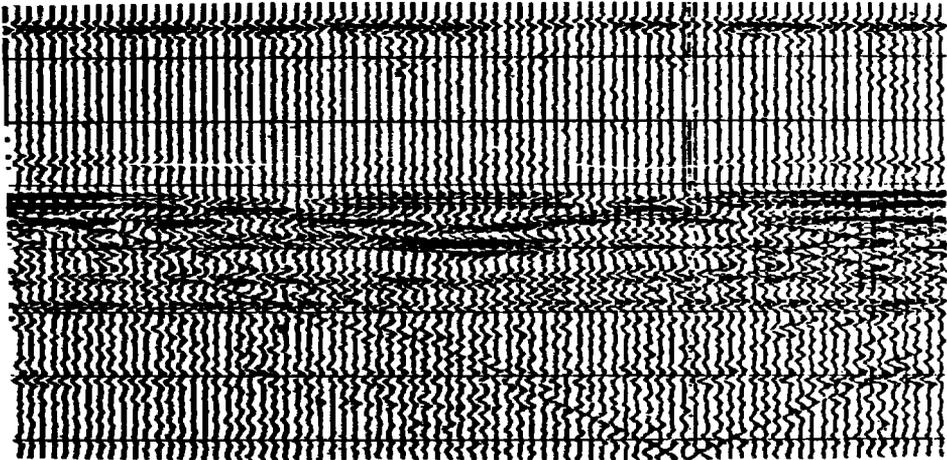


Fig. 8 Registración a lo largo de la línea 26

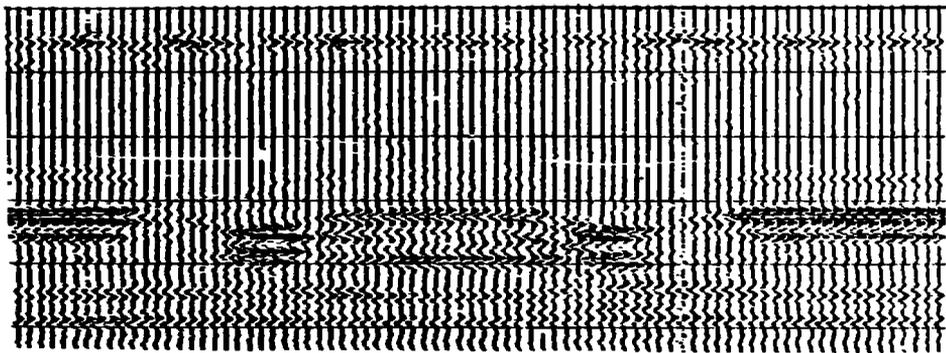


Fig. 9 Migración 2D de la anterior.

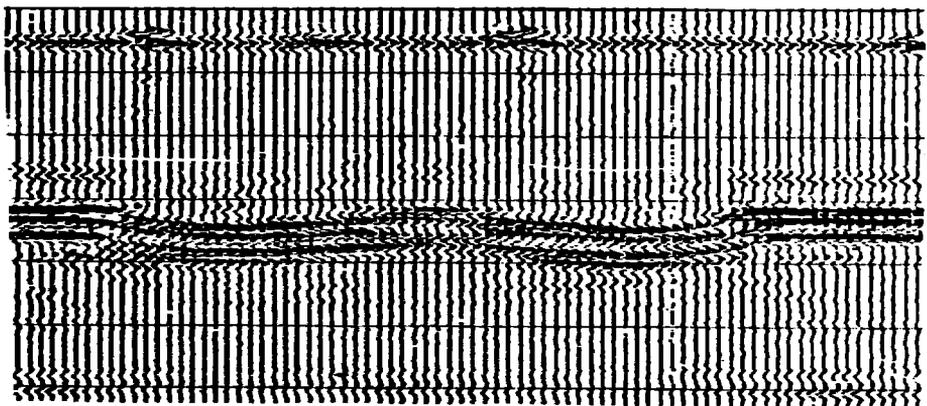


Fig. 10 Migración 3D de la línea 26.

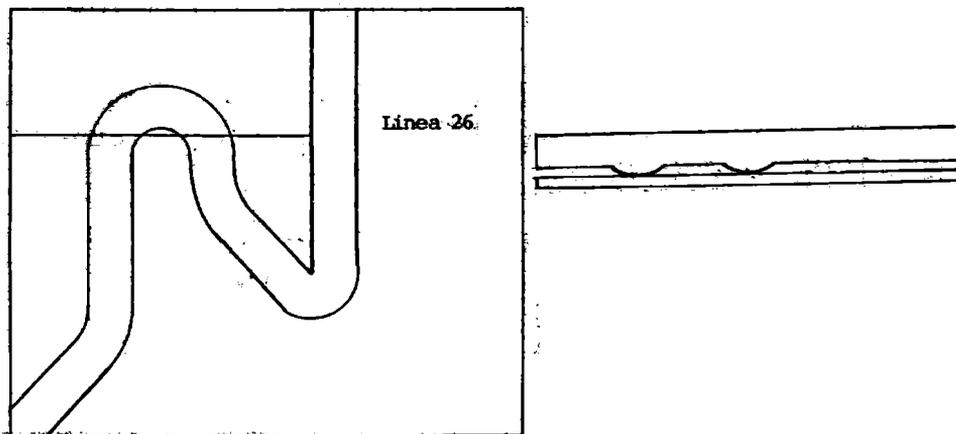


Fig.11 Vista en planta y corte del modelo.

BIBLIOGRAFIA

- (1) Angona F., Two Dimensional Modelling and its Applications, Geo. Vol. 25, N°2, p. 468
- (2) French W., Two Dimensional and Three Dimensional Migration, Geo. Vol. 39, N°3, p. 265
- (3) Herman A. et al., A Fast 3D Modelling Technique and Fundamentals of 3D Frequency Domain Migration. Trabajo presentado en la 48 reunión de la SEG.
- (4) Hildebrand F., Three Dimensional Seismic Modelling, Geo. Vol. 35, N°6, p. 1020
- (5) Rieber F., Visual Presentation of Elastic Wave Patterns Geo. Vol. 1, N°2, p. 196
- (6) Woods J.P., A Seismic Model Using Sound Waves in Air Geo. Vol. 40, N°4, p. 593

DETERMINACION DE POROSIDAD EN ARENAS TOBIFERAS DE LA CUENCA
AUSTRAL CUANDO SE DISPONE DEL GRAFICO SONICO-DENSIDAD

Rubén A. Gutierrez y Roberto F. Santiso
Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

De 11 pozos de la Cuenca Austral se representaron unos 100 puntos de formaciones tobáceas. Una tercera parte aparece al NO. de la recta de arenisca. Fijado tentativamente el punto correspondiente a 100 % de toba, se puede obtener un volumen de toba en forma similar al caso de las arcillas y corregir así la porosidad por toba. Este procedimiento presupone que la toba actúa disminuyendo la porosidad sin analizar el mecanismo físico del fenómeno. La representación confirma que la porosidad calculada con el sónico sufre poca variación por toba.

ABSTRACT

100 points in tuffites from 11 wells in the Austral Basin were plotted in a ($\rho_p, \Delta T$) crossplot. One third is NW the sandstone line. The 100% toba point is determined tentatively and thus a tuffite volume is obtained as it is done with clays. So porosity may be corrected for tuffite content. This method assumes that tuffite diminishes porosity without caring about the physical mechanisms of the phenomenon. Drawing confirms that sonic log is not much affected by tuffites.

1. INTRODUCCION

Cuando se perfora un pozo en busca de hidrocarburos, uno de los parámetros de mayor interés es la porosidad, que se define como porcentaje del volumen total de roca ocupado por fluidos (o espacios vacíos). Para determinarla se usan varias herramientas que miden parámetros físicos a partir de los cuales se puede deducir (Grau, 1980). Si se mide la densidad de una formación geológica, podremos calcular la porosidad cuando conocemos la

densidad de la fracción sólida (que en este trabajo llamaremos matriz, aunque el término no es petrográficamente correcto) y la del fluido que colma los poros:

$$\phi_D = (\rho_{ma} - \rho_b) \div (\rho_{ma} - \rho_f)$$

ϕ_D = porosidad deducida del perfil de densidad.
 ρ_{ma} = densidad de la matriz
 ρ_f = densidad del fluido
 ρ_b = densidad leída por la herramienta.

Para las rocas más comunes entre las vinculadas a las acumulaciones de petróleo son conocidos esos parámetros. En el caso de la arcilla se produce un fenómeno especial: cierta cantidad de moléculas de agua quedan adheridas a las partículas de arcilla y representan un cierto volumen poral no aprovechable. Por esta razón se determina el volumen de arcilla con otras herramientas y se corrige la porosidad con lo que se obtiene la porosidad efectiva que es la necesaria para la evaluación del reservorio.

La misma corrección hay que aplicar a la porosidad deducida del perfil sónico:

$$\phi_s = (\Delta T - \Delta T_{ma}) / (\Delta T_f - \Delta T_{ma})$$

$$\phi_s = \text{porosidad deducida del perfil sónico.}$$

Los T son los tiempos de tránsito de una onda sonora entre dos receptores y se dan en microsegundos por pie. Esta porosidad es mucho más afectada por la arcilla.

El tercer perfil de porosidad es el neutrónico que refleja directamente la cantidad de hidrógeno en la formación y así da una medida de la porosidad (supuesto que los poros estén colmados de agua). También influyen la litología y la arcilla que en este caso tiene aún más efecto que en el sónico.

En Argentina en las Cuencas del Golfo San Jorge y Austral, se encuentra petróleo o gas asociados a tobas o tobas arenosas.

Este es un material muy heterogéneo y hay pocos estudios para determinar los parámetros básicos que nos permitan el cálculo de la porosidad. La toba tiende a disminuir la porosidad. No se sabe el motivo: puede deberse en parte a la presencia de granos sumamente finos que retengan moléculas de agua en forma parecida a la arcilla, y en parte al desconocimiento de la respuesta de las herramientas a la matriz tobácea de composición mineralógica muy variable y que contiene minerales poco comunes en otras rocas sedimentarias.

2. ANTECEDENTES

El problema de las arenas tobáceas en la Cuenca del Golfo san Jorge, fue tratado por Lesta y Khatchikián (Sadras, 1973). El carácter heterogéneo de las tobas dificulta la interpretación y aún a nivel mundial la bibliografía es escasa, quizá por ser poco frecuente que tengan producción petrolífera. Se pueden distinguir tres casos: si la roca está compuesta de piroclastos o cenizas volcánicas más o menos consolidadas se llama toba. Si tiene un pequeño contenido de arena, se llama toba arenosa. A mayor contenido de arena será una arenisca tobácea. Generalmente se admite que en dos formaciones tobáceas de igual porosidad aparente e igual arcillosidad, a mayor cantidad de piroclastos, menor permeabilidad, mayor resistividad y menor perspectiva de producción. Esta circunstancia se basa en la experiencia, de carácter más o menos subjetivo pues se carece de estadísticas.

Se recuerda que para calcular la saturación de hidrocarburos (porcentaje de poros con petróleo en un volumen poral unitario), interesa la porosidad efectiva que es la que puede estar ocupada por petróleo móvil. La toba, al igual que la arcilla, actúa disminuyendo la porosidad efectiva.

En el trabajo citado de Sadras (1973), se procede así: Se parte de tres perfiles de porosidad: sónico, neutrónico y gamma-gamma (densidad). Con ellos se hace el diagrama M-N (marca registrada por la Compañía Schlumberger):

$$M = (\Delta T_f - \Delta T) \% (\rho_b - \rho_f) \cdot 0,01 \quad f = \text{fluido}$$

$$N = (O_{Nf} - Q_N) \% (\rho_b - \rho_f) \quad b = \text{valor leído en el registro.}$$

Ver fig. 1. En este gráfico se ubican: el punto toba pesada (punto C), el punto toba liviana (punto B) y cuarzo (arenisca, punto A). Los puntos B y C se ubican estadísticamente en la dirección respectiva y se supone que corresponden a 100 % de toba pesada y toba liviana. El punto de cuarzo ya es conocido. De este gráfico se deduce el porcentaje de cada uno de los tres componentes. Si el volumen total de tobas supera el 10 %, calculan la porosidad con el sónico, la corrigen por arcilla si es el caso y usan el resultado como porosidad efectiva. Al corregir la arcillosidad, también corregimos hasta cierto punto la influencia de la toba pesada pues el punto C que la identifica está en la misma dirección y bastante cercano al punto arcilla, pues admitimos que los efectos son lineales. El punto arcilla es el que resulta de graficar los valores que resultan de leer los tres perfiles de porosidad en un tramo 100 % arcilloso para una determinada formación. En las cuencas patagónicas de Argentina al punto arcilla le corresponden valores aproximados de 10 % para la porosidad del gamma-gamma y 30 % para la porosidad del sónico, ambas calculadas en matriz cuarzosa y correspondientes a una densidad de 2,48 gr/cm³ y un tiempo interválico de 94. Para la corrección necesitamos el volumen de arcilla. Este puede deducirse con el perfil de rayos gamma naturales, pero como las tobas tienen material radiactivo hay que recurrir a otros métodos. Al existir cuatro componentes: tobas liviana y pesada, cuarzo y arcilla, el problema es muy complejo, sobre todo teniendo en cuenta que la arcilla puede contener 3 ó 4 minerales en proporciones variables. Si en el gráfico (M-N), la arcilla desplaza los puntos hacia el SO, el gas los corre hacia el NE., siguiendo la dirección indicada por el punto toba liviana. Con criterio parecido al anterior podríamos corregir el efecto de la toba liviana, lo que simultáneamente corregiría al menos parte del efecto provocado por la presencia de gas.

3. CASO EN QUE SE DISPONE DE SOLO DOS PERFILES DE POROSIDAD (SONICO Y DENSIDAD)

En este caso hay que recurrir al gráfico de fig. 2 ($\rho_b, \Delta T$), único factible (para el gráfico (M-N) falta el perfil neutrónico). En la fig. 2 se volcaron más de un centenar de puntos sacados de 10 pozos de la Cuenca Austral.

Unos 30 puntos caen por encima de la recta de arenisca. Esto nos indica que se trata de tobas livianas. El componente más liviano de esa toba es la analcima de densidad 2,27 gr/cm³. Si se tratara de una mezcla de feldespatos alcalinos su densidad promedio es de 2,55 gr/cm³.

4. CORRECCION DE TOBA LIVIANA

En el gráfico N° 2, tomamos como punto de toba liviana el B, es decir que lo suponemos representativo de valores correspondientes a un 100 % de toba liviana. En este caso obtenemos una densidad de 2,34 gr/cm³, valor demasiado bajo, probablemente por efecto del gas, pero procederemos de igual manera que en el caso de toba pesada y arcilla, así al corregir por toba, simultáneamente corregimos (en parte) el efecto del gas. Como punto de referencia, determinaciones de laboratorio en testigos tomados en tramos de toba liviana en un pozo de la Cuenca Austral, dieron una densidad media de 2,47 gr/cm³ con un mínimo de 2,44 gr/cm³. No se dispone de valores de velocidad del sonido en testigos.

Por lo tanto en el mencionado gráfico N° 2, el punto B de toba liviana tiene los siguientes valores:

$$\rho_{ma} = 2,34 \text{ gr/cm}^3 \quad \Delta T_{ma} = 64 \text{ } \mu\text{seg/pie}$$

Entre el punto de 100 % de toba liviana y el punto de agua ($\rho = 1 \text{ gr/cm}^3$; $\Delta T = 189 \text{ } \mu\text{seg/pie}$. si es agua dulce) dividimos en 100 unidades de porosidad (tanto por ciento). Para cualquier punto que caiga entre las rectas de toba liviana y cuarzo, la porosidad se lee sobre las mismas, llevando una paralela a AB. Obviamente, la inversa de la distancia a las rec-

tes (sobre la línea paralela al segmento AB) de los porcentajes de cuarzo y toba liviana.

En fig. N° 3 damos un ejemplo. Sea un punto M con los siguientes valores:

$$\rho = 2,35 \text{ gr/cm}^3 \quad \Delta T = 70 \mu\text{seg/pie};$$

Si solo tuviéramos arenisca (cuarzo), la porosidad se leería en el pie de la perpendicular desde M a la recta de arenisca: = 15 %. Si solo hay toba liviana, por un procedimiento similar tendríamos 2 %. En cambio, si es una mezcla de ambos componentes, con una paralela a AB leemos 8 %: implícitamente admitimos que en ese punto hay un 42 % de arenisca y un 48 % de toba liviana.

Si hubiera toba pesada al mismo tiempo que liviana y cuarzo, con solo dos perfiles de porosidad, no habría solución segura al problema pues no se puede recurrir al mencionado diagrama (M-N). Como una aproximación, si se dispone de datos de otros pozos de la misma formación y no muy lejanos, se pueden usar los mismos valores para los puntos de toba liviana y toba pesada. Otro método sería usar solo el perfil sónico para calcular la porosidad, pero es un procedimiento inseguro porque dicho perfil en algunos casos no "ve" la porosidad secundaria (fracturas, fisuras, porosidad vugular de calizas, etc.). Aún con porosidad primaria (granular) se cometen errores a veces apreciables; en el ejemplo anterior:

$$\phi_s = (70 - 55,5) \% (189 - 55,5) = 11 \%$$

$$\phi_s = \text{porosidad según el perfil sónico}$$

matriz: cuarzo, fluido: agua dulce

Este valor es 3 unidades mayor que el calculado antes (37,5 % mayor).

5. DATOS ADICIONALES

Recientemente se tuvieron datos de laboratorio. Las tobas pesadas dieron densidades de matriz 2,62 y 2,68 gr/cm³, valores

que confirman el usado en la interpretación de un pozo que contaba con los 3 perfiles de porosidad.

Para tener idea de la complejidad litológica de las tobas, damos la descripción de un testigo de una profundidad superior a los 4.000 m y a la cual se midieron con los perfiles una densidad de 2,48 gr/cm³ y un tiempo interválico de 62 μ seg/pie (en el gráfico da un 50 % de toba liviana): Fragmentos pequeños y escasos de cuarzo volcánico, feldespatos y restos de vulcanitas, todo cementado por un polvo fino incipientemente cloritizado. Asimismo se observan burbujas aisladas bien conservadas rellenas de calcedonia radial.

El laboratorio dió una densidad de matriz de 2,48 % y una porosidad próxima al 1 % y en el gráfico ($\int_b, \Delta T$) leemos un 2 %. Si se hubiera supuesto una matriz de cuarzo, el mismo gráfico da 8 %, valor que llega al 10 % si solo consideramos el perfil de densidad, dejando de lado el sónico:

$$\varnothing_D = (2,65 - 2,48) \% (2,65 - 1) = 10 \%$$

Usando únicamente el sónico tendríamos:

$$\varnothing_S = (62 - 55,5) \% (189 - 55,5) = 5 \%$$

Como habíamos dicho, este valor se aproxima más al real.

Para terminar vale la pena hacer mención a una nueva herramienta de porosidad. Cuenta con un emisor radiactivo más potente y además de la densidad puede obtener valores del llamado factor fotoeléctrico (Pe), parámetro éste que permite una mayor discriminación litológica pues las respuestas de los distintos tipos de rocas difieren del gamma-gamma.

Hay todavía muy poca experiencia para encarar su estudio en relación a las tobas. Como resultado preliminar en el caso de un pozo 9 puntos en toba liviana: Pe = 3,6 con un rango de 3,0 a 4,4 y 12 puntos en toba pesada: Pe = 3,7 con un rango de 3,0 a 5,0 (las unidades son arbitrarias).

Vemos que el nuevo parámetro no nos permite discernir entre toba pesada y toba liviana. En cambio se diferencia bien el cuarzo cuyo factor fotoeléctrico está entre 1 y 2 según sea la porosidad.

6. CONCLUSIONES

En la Cuenca Austral, al igual que en la Cuenca del Golfo San Jorge, se encuentran también espesos mantos de tobas, muchas veces con manifestaciones de gas y petróleo. El material tobáceo disminuye la porosidad efectiva. Para corregir la toba pesada se puede proceder como si fuera arcilla. La toba liviana requiere un procedimiento parecido, pero con parámetros propios de ese tipo de toba.

El perfil sónico en general da valores de la porosidad más aproximados a la porosidad efectiva y en general en exceso (si no hay porosidad secundaria).

Cuando se disponga de más experiencia se podrán evaluar mejor los parámetros de la toba. En ese caso, utilizando la información de distintos perfiles geofísicos y datos geológicos, se podrán hacer interpretaciones con computadora y considerar litologías complejas con más de tres componentes.

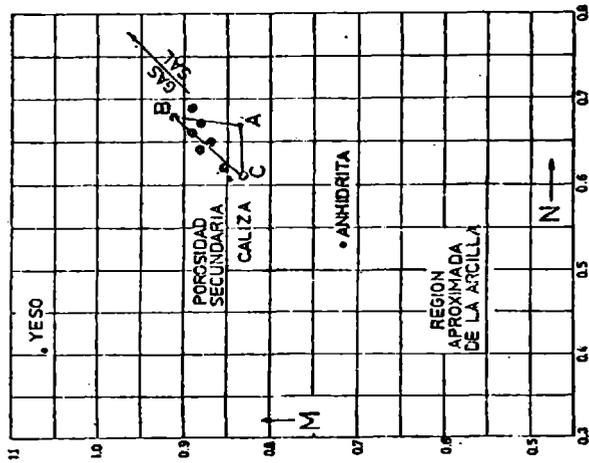
BIBLIOGRAFIA

- Grau, M.A. y Santiso, R.F., 1980: Interpretación parcial de los perfiles de resistividad y porosidad en pozos profundos; presentado en la IIA. Reunión Científica de la AAGG, Tucumán (a publicar).
- Katchikian, A. y Lesta P., 1973: Log evaluation of tuffites and tuffaceous sandstones in southern Argentina; presentado al SWPLA Fourteenth Logging Symposium, Lafayette, EE.UU. de N.A.
- Sadras, W., 1973: Evaluación de formaciones en la Argentina; Schlumberger, Buenos Aires.
- Sanyal, S.K. y Juprasert, S., 1980: An evaluation of a rhyolite-basalt-volcanic ash sequence from well logs; The Log Anal-

yst, v. XXI, 1, 3 - 9.

Scott Keys, W., 1979: Borehole geophysics in igneous rocks; The
Log Analyst, v. XX, 4, 14 - 28.

GRAFICO M-N PARA IDENTIFICACION DE MINERALES



REFERENCIAS

PUNTO A: CUARZO

$\rho_b = 2,65 \text{ gr/cm}$; $\rho_f = 1,1 \text{ gr/cm}$ (todo salado)

$\Delta T_r = 185 \text{ } \mu\text{seg/pie}$; $\Delta T = 55,5 \text{ } \mu\text{seg/pie}$

($V = 18.000 \text{ pie}^3/\text{seg}$)

($\phi_N = 1,034$) ; $N_{\text{CUARZO}} = 1,034$

$M_{\text{CUARZO}} = 0,835$; $N_{\text{CUARZO}} = 0,637$

PUNTO B: TOBA LIVIANA

$M_{TL} = 0,91$; $N_{TL} = 0,68$

$\rho_{TL} = 2,39 \text{ gr/cm}$; $\Delta T_{TL} = 63 \text{ } \mu\text{seg/pie}$

Valores muy aproximados a los del grafico (ρ_b ; ΔT)

PUNTO C: TOBA PESADA

$\rho_b = 2,66 \text{ gr/cm}$; $\Delta T = 55,5 \text{ } \mu\text{seg/pie}$

($\phi_N = 1,0995$) ; $N_{TP} = 0,995$

$M_{TP} = 0,62$; $N_{TP} = 0,63$

$$M = \frac{\Delta T_r - \Delta T}{\rho_b - \rho_f} \times 0,01 \quad N = \frac{(\phi_N)_f - \phi_N}{\rho_b - \rho_f}$$

• Punto en tobas (según "cutting") de un pozo en Cuenca Austral

FIGURA 1

Handwritten note: ... ρ_b ... ΔT ... ϕ_N ... N ... M ...

GRAFICO DENSIDAD COMPENSADA - SONICO

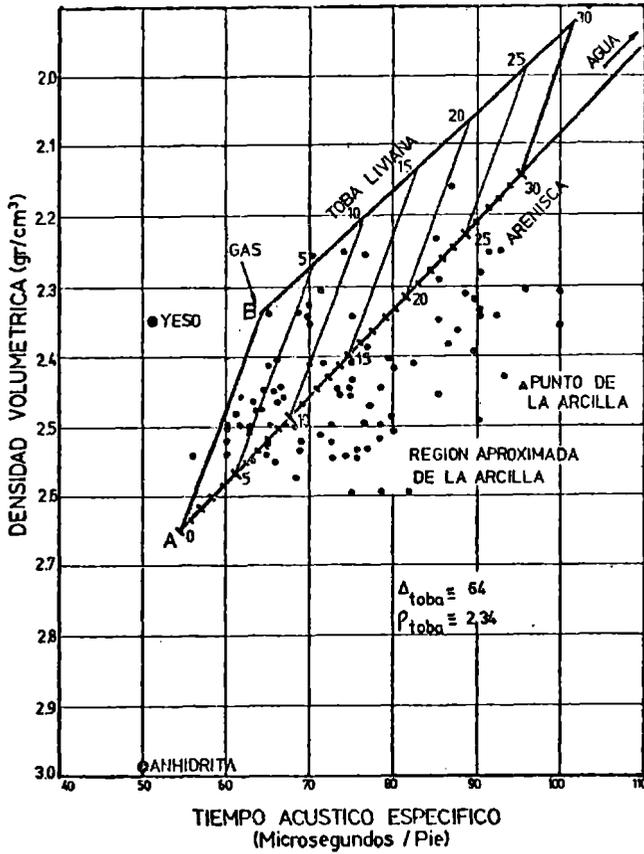
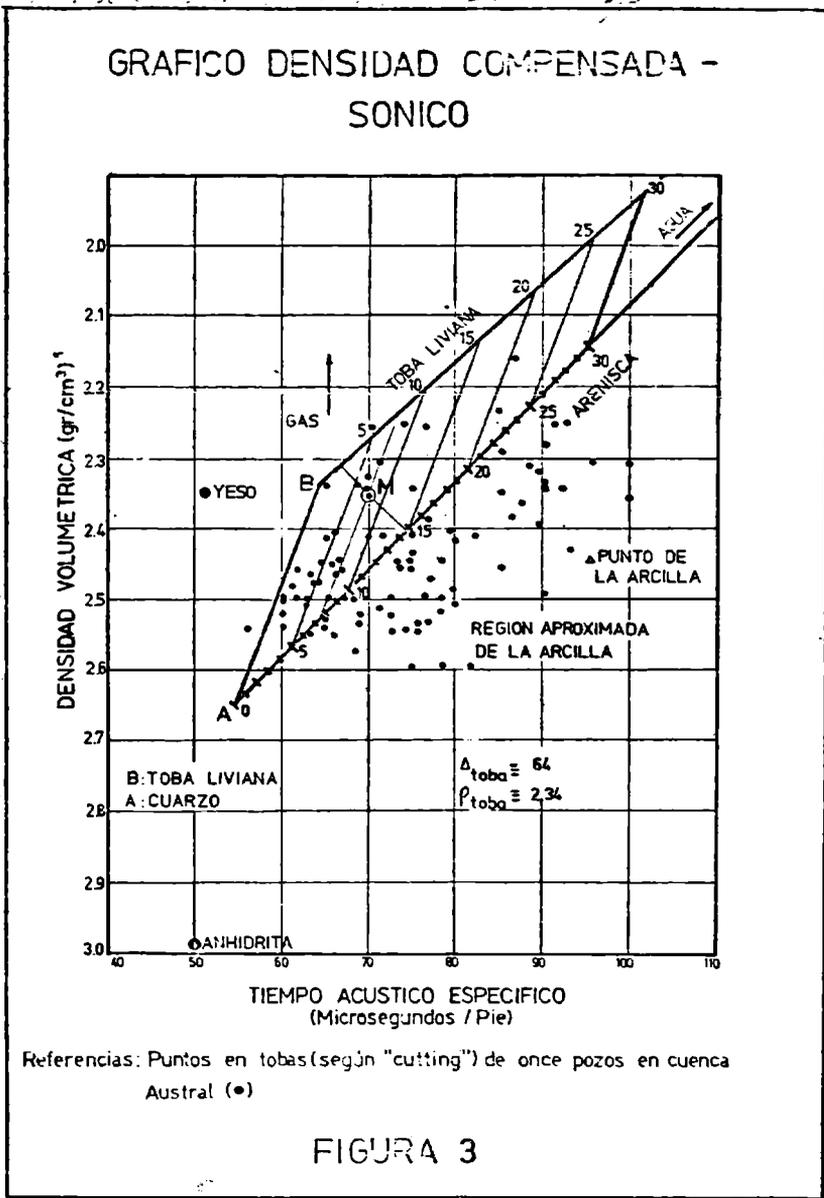


FIGURA 2



B: TOBA LIVIANA
A: CUARZO

$\Delta_{toba} \approx 64$
 $\rho_{toba} \approx 2.34$

Referencias: Puntos en tobas (según "cutting") de once pozos en cuenca Austral (●)

DETECCION DIRECTA DE HIDROCARBUROS

Cristina Corazza

Area de Investigación - Dirección de Exploración

Yacimientos Petrolíferos Fiscales

Buenos Aires, Argentina

R E S U M E N

Existe evidencia experimental de que el gas (y el petróleo en menor medida) absorben bruscamente el contenido de altas frecuencias de la señal sísmica que viaja a través de ellos, y provocan un incremento de la amplitud de dicha señal.

El programa INDES mide la energía de cada traza a lo largo de un dado horizonte, como el área del espectro de potencia entre dos frecuencias prefijadas y calcula a partir de él los porcentajes de alta y baja frecuencia, el ancho de banda, la frecuencia promedio y la frecuencia pico.

La amplitud de la señal a lo largo del horizonte mencionado es medida por el programa AMP.

Al procesarse con estos programas una sección sísmica con horizontes productivos conocidos, se pudo observar una buena correlación entre las propiedades sísmicas y los depósitos de gas existentes.

A B S T R A C T

There has been some inference from experimental data that gas (and oil to a lesser degree) sharply decreases the high frequency content of a seismic pulse traveling through it and increases the amplitude of the signal as well.

The INDES program extracts an energy measure of each trace along a given horizon, as the area under band limits of the power spectrum and calculates from it low and high frequency percentage, bandwidth, average frequency and peak frequency.

A measure of the signal amplitude along this horizon is given by the AMP program.

Being processed with those programs, a seismic line having oil and gas productive horizons has shown a good correlation between seismic properties and known gas deposits.

I N T R O D U C C I O N

En los últimos años, nuevas técnicas de interpretación geofísica, se han sumado a las ya existentes con el objeto de analizar eventos anómalos ignorados en la interpretación estrictamente estructural.

Estas técnicas, llamadas técnicas de "bright spot" o punto brillante, deben ser sin embargo utilizadas con gran cuidado ya que su interpretación suele presentar dificultades y es bastante común que se hayan detectado anomalías en el carácter de la reflexión, recién después que el intérprete conocía la existencia de un reservorio en ese lugar.

De todas maneras las continuas mejoras en la registración y el procesamiento sísmico, facilitan cada vez más la utilización de estos métodos.

ROCAS CARACTERISTICAS, VARIACION DE SUS PROPIEDADES Y SU INCIDENCIA EN LAS REFLEXIONES

Como es sabido, el contraste de impedancias acústicas entre dos materiales geológicos define la amplitud y la polaridad de la reflexión. Pero la impedancia acústica de una roca varía con muchos factores (profundidad de la misma, compresión tectónica, porosidad, cementación, fracturas, saturación, etc.).

En el caso de las arcillas por ejemplo, el factor más importante que afecta a las propiedades sísmicas es la profundidad.

Sin embargo dos arcillas a la misma profundidad pueden presentar distintas propiedades; esto se debe usualmente a los siguientes factores.

- Una de ellas ha estado previamente enterrada a mayor profundidad.
- Una de ellas ha sido sujeta a una compactación tectónica adicional.
- Una de ellas está contaminada con carbonatos o tiene alto contenido de gas o materiales orgánicos.

En las arenas, en cambio, se pueden observar las siguientes características:.

- Una arena con grano redondeado muestra una dependencia pequeña de la velocidad y la densidad con la profundidad.
- La misma muestra un progresivo y suave incremento de la velocidad y la densidad con el grado de cementación.
- En arenas con granos angulosos se observan velocidades anormalmente bajas a poca profundidad.
- Se puede notar un acercamiento notable de las características de las arenas con grano anguloso a las de grano redondeado, producido por un pequeño grado de cementación.

El efecto de la profundidad en la arena no es tan claro como en la arcilla, salvo en el caso de arenas de grano anguloso que se reacomodan al variar la profundidad; la cementación es, en cambio, el factor preponderante en las variaciones.

Pero esta dependencia con la cementación se ve complicada por el hecho de que esta última es función del volúmen de agua que ha migrado a través de la arena, los minerales disueltos en la misma, el gradiente de presión y temperatura, la edad, la presencia o ausencia de hidrocarburos, etc..

Para presentar un esquema simple del comportamiento de las arenas podemos decir, en términos generales que:

- Muy altos valores de velocidad y densidad se deben a baja porosidad de la arena.
- Bajos valores de densidad, significan alta porosidad.
- Bajos valores de velocidad pueden significar alta porosidad o no consolidación, o ambas cosas.

Analícemos ahora una secuencia de arena y arcilla. Hemos visto que la amplitud de una reflexión depende del contraste de impedancias acústicas. Por lo tanto el contraste entre la arcilla y una arena de baja porosidad es muy marcado y puede generar una buena reflexión positiva.

Pero si en cambio tomamos la arcilla y una arena de alta porosidad, el contraste es mucho menor y por consiguiente genera una reflexión muy débil que se hace casi cero cuando la profundidad es grande.

Sólo un poco de cementación, podría eliminar las reflexiones arena-arcilla y arcilla-arena a todas las profundidades. A pesar de ello, este podría ser un buen reservorio.

Esto implica que muchos excelentes reservorios en una secuencia arena-arcilla no se ven en las secciones sísmicas.

Esto se debe a que la impedancia acústica de las arcilla tiende a estar entre la impedancia acústica de una muy buena arena de reservorio y una muy pobre; por lo tanto siempre habrá un valor de porosidad para el cual la arena es invisible.

Sin embargo, algunos factores pueden modificar esta situación. Por ejemplo la presencia de petróleo en el reservorio varía las características de la arena, incrementando la visibilidad de las arenas de alta porosidad.

La presencia de gas en una arena de alta porosidad provoca una buena reflexión negativa; en esta situación, que es muy positiva, se puede ver entonces un punto brillante o "bright spot" pero es necesario actuar con mucho cuidado ya que sólo un poco de gas con mucha agua, puede dar la misma reflexión pero la situación es ahora muy pobre.

Una arena de baja porosidad saturada de líquido y que se encuentra dentro de una arcilla uniforme, produce una reflexión positiva en el tope y negativa en la base, mientras que en el caso anterior (alta porosidad, saturada de gas) la reflexión negativa aparece en el tope y la positiva en la base.

VARIACIONES EN EL CARACTER DE LA SEÑAL POR LA PRESENCIA DE HIDROCARBUROS

Consideramos ahora las reflexiones provocadas por una secuencia típica: arcilla-arena-arcilla.

Si el contenido usual de agua de la roca reservorio es desplazado por gas o petróleo, las propiedades sísmicas de la reflexión cambiarán.

La amplitud detectable, la frecuencia y la velocidad cambian cuando se desplaza el agua por petróleo y, fundamentalmente, por gas.

El gas cambia la velocidad y la densidad, lo cual provoca un cambio en el coeficiente de reflexión de las interfaces asociadas, en mayor medida que el petróleo con lo cual es más fácilmente detectable en los datos sísmicos.

En el diagrama de la fig.3 el coeficiente de reflexión a los lados de la estructura es + . 1853, sobre la parte superior es - . 2038, y a lo largo del contacto gas-agua es + . 3750.

El cambio en el coeficiente de reflexión de positivo a negativo, causa una inversión de polaridad que en algunas secciones es obvia.

Si en lugar de gas hay petróleo, el coeficiente de reflexión sobre él será + . 1492 como se ve en la misma figura.

El mismo permanece positivo y menor que el valor + . 1853 de la correspondiente estructura, produciéndose un decrecimiento de la amplitud de la reflexión que se conoce comunmente como "dim spot".

Aunque en la práctica se buscan generalmente "bright spots" y cambios de polaridad, el único resultado predecible que puede esperarse con gas o petróleo es un cambio lateral en amplitud; es decir que cambios en amplitud a lo largo de un horizonte reflector pueden significar que hay depósitos de hidrocarburos.

Por otra parte, el pasaje a través del gas disminuye la velocidad de la onda sísmica con lo cual se producirá una especie de hundimiento de la reflexión en ese lugar.

De la misma manera, si el contenido de fluido de dicho reservorio varía lateralmente, se producirán variaciones laterales de frecuencia.

Estos cambios son más rápidos que los producidos por cambios laterales de litología, por lo tanto un cambio brusco en la respuesta en frecuencia puede ser un diagnóstico de saturación de hidrocarburos.

Hay evidencia experimental de que el gas, y el petróleo en menor grado, absorben bruscamente las altas frecuencias de la señal sísmica que viaja a través de ellos. Ya que estos cambios no pueden advertirse a simple vista, es necesario realizar una serie de estudios para determinar si los mismos se han producido o no. Para ello es necesario calcular el espectro de potencia de la señal y a partir de él, determinar las variaciones en la frecuencia pico, el ancho de banda, el porcentaje de alta frecuencia, etc..

Con ese motivo se implementó el programa INDES que realiza un análisis de las variaciones de frecuencia a lo largo de los horizontes seleccionados.

Estos datos, junto con los de amplitud y hundimiento de la reflexión que son proporcionados por el programa AMP, permitirán al intérprete realizar un estudio amplio de las características estratigráficas de una zona, y realizar así un trabajo a la altura de las más modernas interpretaciones en la materia.

PROGRAMA INDES

Este programa estudia el comportamiento del espectro de potencia de la señal, a lo largo de horizontes seleccionados por el usuario.

Con este objeto se toma una ventana de 256 mseg centrada

en los mismos, con una suavización de Hamming de 50 mseg en cada extremo de la misma.

Para cada traza, se realiza la transformada de Fourier de la zona escogida y se calcula el espectro de potencia, extrayéndose del mismo las siguientes propiedades (ver figuras 1- y 2-).

1 - Energía de espectro.

Para esto se calcula el área bajo la curva del espectro entre dos frecuencias dadas como dato.

Una indicación favorable es un valor muy alto de energía.

2 - Ancho de banda espectral.

La amplitud de la frecuencia pico se toma como la altura de un rectángulo cuya área es igual al área calculada en el paso 1.

El ancho de este rectángulo equivalente, en unidades de frecuencia, es el ancho de banda espectral.

Una indicación favorable es un valor bajo, basándose en la suposición de que, a través de hidrocarburos, se transmite un rango de frecuencias menor que si estos no existieran.

3 - Porcentaje de baja frecuencia.

Porcentaje de una banda de ancho y frecuencia central dados como dato, con respecto al área calculada en 1.

Una indicación favorable es un aumento de dicho porcentaje.

4 - Frecuencia Pico.

Se selecciona la frecuencia con mayor amplitud.

Una indicación favorable es un decrecimiento de dicha frecuencia.

5 - Frecuencia promedio.

Esta frecuencia se calcula de tal forma que una línea vertical que pasa por ella, divide el área total en partes iguales.

Una indicación favorable es una frecuencia promedio baja.

6 - Porcentaje de alta frecuencia.

Se calcula igual que en el caso 3 - pero con una frecuencia central alta.

Una indicación favorable es una disminución notable de dicho porcentaje.

Con el objeto de visualizar mejor estas características se calcula el promedio de cada una de ellas sobre todas las trazas; y la diferencia entre dicho promedio y el valor para cada traza.

En las figuras 4- y 5- pueden observarse algunos de los resultados obtenidos al procesarse con este programa una línea sísmica ubicada en la Calera (fig.6-)

En cada una de ellas se muestran tres horizontes, de los cuales el central, correspondiente a la anomalía 1, es productivo.

En la figura 4- se graficaron los valores del porcentaje de baja frecuencia (fig.1- C) calculados a lo largo de dichos horizontes mientras que en la figura 5- se observan, para los mismos, los valores de frecuencia promedio (fig.2- A).

Como se ha graficado la desviación de dichos valores con respecto al promedio, una indicación favorable es un alto valor positivo en la zona de interés, contrastando con valores negativos a ambos lados.

En el horizonte productivo están claramente definidos estos contrastes, no pudiendo observarse los mismos en los horizontes superior e inferior.

Los mismos resultados se obtuvieron para los otros cuatro indicadores.

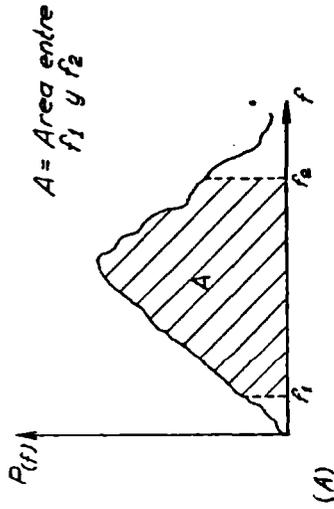
Los estudios dieron también positivos para la anomalía 3 mientras que en el caso de la 2, sólo dos indicadores dieron resultados aceptables, por lo cual no puede tenerse en cuenta hasta que no se realicen estudios más exhaustivos sobre la misma.

BIBLIOGRAFIA

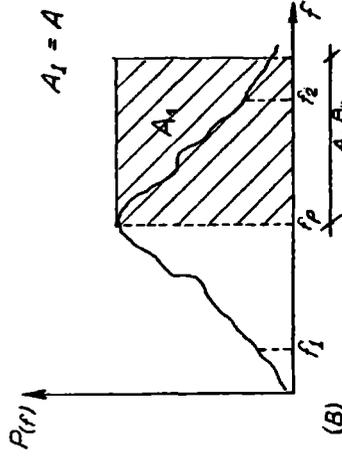
- Anstey, N.A., 1979 Exploración Sísmica de los Reservorios de Arenisca.
 Geoquest International, Inc. 1978 Modern Geophysics Interpretation.
 Quarles, Miller W., 1973 Extraction of Seismic Properties.
 Quarles, Miller W., 1977 Hydrocarbon Indicator.

PROPIEDADES EXTRAIDAS DEL ESPECTRO DE POTENCIA

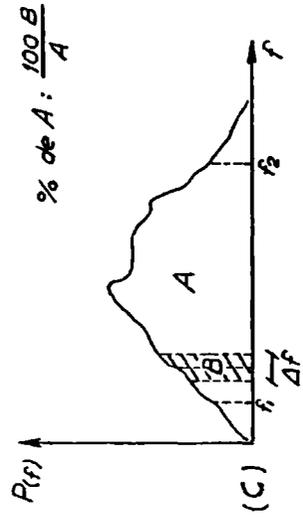
Energía del espectro : valor alto



Ancho de banda espectral : valor bajo



Porcentaje de baja frecuencia : valor alto



Frecuencia pico : valor bajo

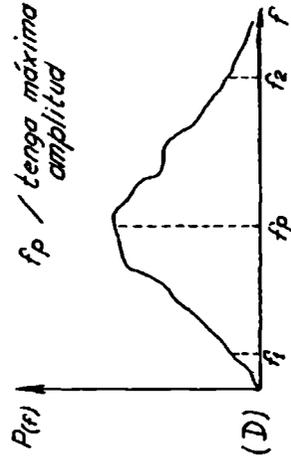


Fig.1

Frecuencia promedio: valor bajo

Porcentaje de alta frecuencia: valor bajo

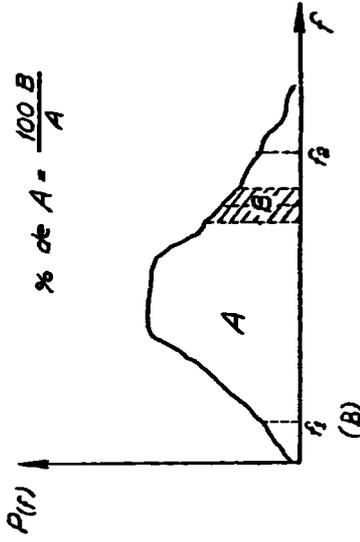
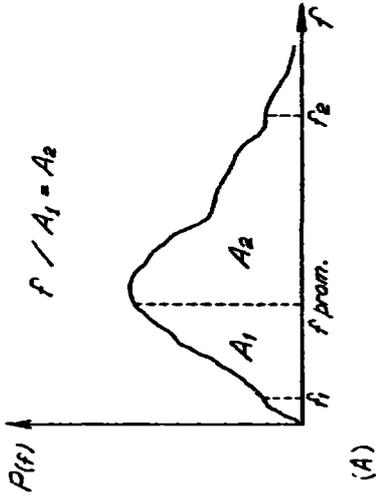


Fig. 2



Fig. 3

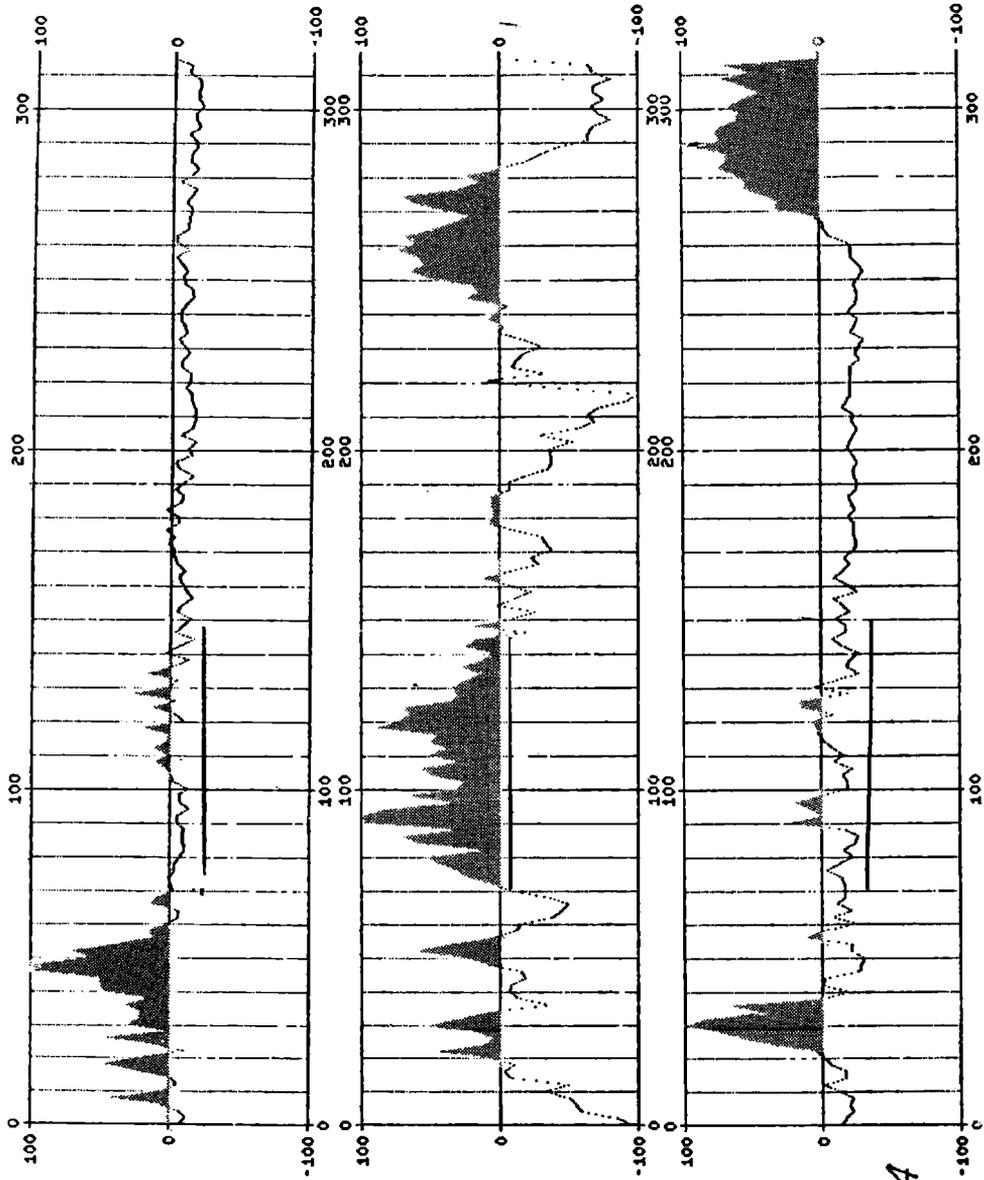


Fig.4

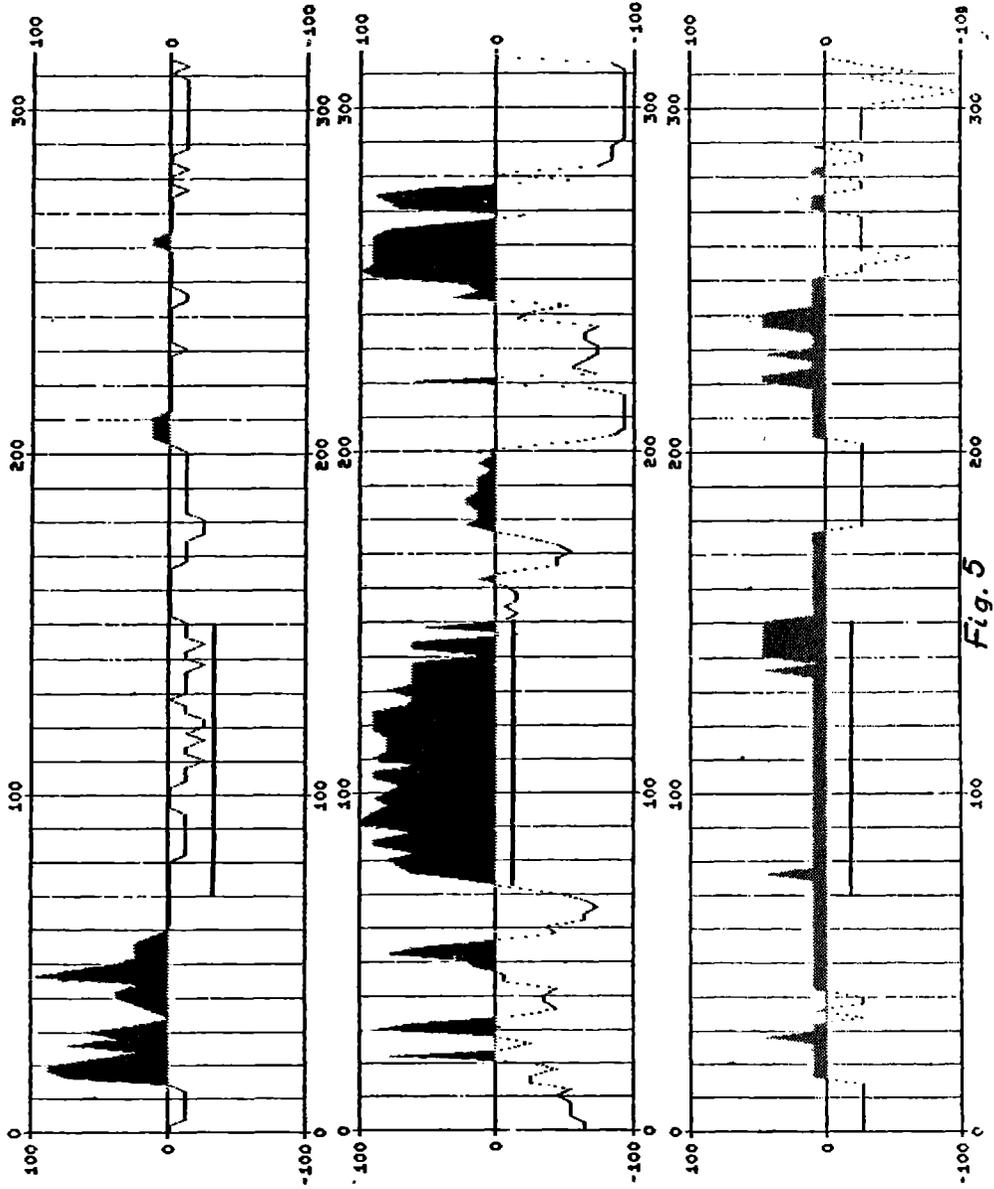




Fig. 6

PRONOSTICO OBJETIVO DE LA TEMPERATURA MINIMA PARA EL OBSERVATORIO
CENTRAL BUENOS AIRES PARA EL MES DE JULIO

Ingeborg C. Malaka y Silvia C. Simonelli

Servicio Meteorológico Nacional, Fuerza Aérea Argentina
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Este trabajo consiste en desarrollar un método de pronóstico estadístico de la temperatura mínima para el Observatorio Central Buenos Aires (Villa Ortúzar).

Se empleó como metodología las correlaciones lineal simple y múltiple y el método residual. Se tomaron como predictores los parámetros que normalmente inciden sobre la temperatura mínima: la temperatura de punto de rocío en superficie, la componente sudoeste-nordeste media del viento en superficie y la cantidad media de cielo cubierto.

Con la metodología estudiada el porcentaje del error $\leq \pm 2^{\circ}\text{C}$ para la hora 00.00 TMG es de 71%, siendo mayor que el correspondiente al método subjetivo (61%) y al de persistencia (48%).

ABSTRACT

This paper aims to develop a statistical method to forecast the minimum temperature at Buenos Aires Central Observatory (Villa Ortúzar).

Simple linear correlation as well as multiple and residual methods were used as methodology. Dew point temperature at surface, the mean southwest-northeast component or surface wind and the mean cloudiness, which normally incide on minimum temperature, were used as predictors.

It has been found that the percentage of cases with desviations $\leq \pm 2^{\circ}\text{C}$, corresponding to 00.00 TMG, is 71%. This value is larger than that obtained using the subjective method (61%) and the persistence one (48%).

1. INTRODUCCION

Dado que el pronóstico de la temperatura mínima para la Capital Federal se realiza al presente en forma subjetiva, y teniendo en cuenta la importancia que tiene el mismo para múltiples actividades humanas, se ha estimado conveniente ensayar un método de pronóstico objetivo que permita lograr una mayor exactitud en la predicción de dicho parámetro.

Debido a la premura con que se debè elaborar este tipo de pronóstico, ha sido necesario utilizar información obtenida directamente de la observación meteorológica y de la evolución de la situación sinóptica.

Los parámetros escogidos han sido los siguientes: temperatura de punto de rocío en superficie, dirección y velocidad del viento en superficie y cantidad de cielo cubierto.

2. DATOS UTILIZADOS

Para este trabajo se utilizaron los datos diarios de la estación meteorológica Observatorio Central Buenos Aires, correspondiente al período 1968 - 1975.

La información meteorológica empleada en este estudio ha sido suministrada por el Centro Climatológico del Servicio Meteorológico Nacional y por el Archivo Nacional de Meteorología.

Para la realización de los cálculos se utilizó la computadora Hewlett Packard 9810A del Servicio Meteorológico Nacional, contándose además con el apoyo computacional de la Dirección de Sistematización y Cálculo Automatizado de Datos (DISCAD) de la Fuerza Aérea Argentina.

3. PARAMETROS ELEGIDOS

En este estudio se eligió como predictando la temperatura mínima y como predictores los siguientes parámetros:

- a) Temperatura de punto de rocío en superficie, como parámetro que representa la humedad del aire cuya influencia sobre la temperatura mínima es bien marcada. Se tomaron las observaciones diarias de 18.00 TMG (15.00 HOA) y 00.00 TMG (21.00 HOA) dado que el pronóstico de la temperatura mínima es realizado en las primeras horas de la tarde y es reajustado con la observación de las 00.00 TMG (21.00 HOA).

- b) Viento: se consideró la componente sudoeste-noreste media diaria del viento en superficie durante el período anterior al momento de producirse la temperatura mínima, como parámetro que caracteriza la advección del aire en capas bajas. El cálculo de los valores medios se efectuó en base a las observaciones de 00.00 TMG, 06.00 TMG y 12.00 TMG.
- c) Cantidad de cielo cubierto, como elemento que incide en el enfriamiento del aire por el efecto de radiación nocturna. Se tomó la cantidad media diaria de cielo cubierto en octavos durante el período que precede al momento de ocurrencia de la temperatura mínima. El cálculo de los valores medios se realizó con las mismas observaciones que en b).
- d) Temperatura mínima del día anterior, como indicador del efecto de la persistencia.

4. ANALISIS Y CALCULOS REALIZADOS

Para analizar el comportamiento de los distintos parámetros meteorológicos utilizados, se confeccionaron los histogramas de los mismos considerándose los meses invernales (junio - julio - agosto), a fin de dar una mayor representatividad a la muestra.

El histograma de la temperatura mínima se presenta en la Fig. 1 en la cual se observa una distribución cuasi-normal, con un máximo entre los 6°C y 8°C.

Las Fig. 2 y 3 muestran los histogramas de la temperatura de punto de rocío en superficie de las 18.00 TMG y 00.00 TMG respectivamente. En ambos se observa una distribución cuasi-simétrica, detectándose dos máximos en el de 18.00 TMG y un débil máximo principal entre los 7°C y 9°C en el de 00.00 TMG.

En la Fig. 4 se puede observar el comportamiento de la componente sudoeste-noreste media del viento en superficie. Se detecta un máximo absoluto centrado en la componente sudoeste y otro secundario en la componente noreste, ambos de poca intensidad.

El histograma de la cantidad media de cielo cubierto se ve en la Fig. 5, la cual presenta dos máximos en ambos extremos: para cielo despejado y cubierto respectivamente.

En la Fig. 6 se muestran las marchas mensuales de la temperatura de punto de rocío de 18.00 TMG del día y de 00.00 TMG del día siguiente y de la temperatura mínima, para el mes de julio, para un año elegido al azar (1970).

La curva de la temperatura mínima acompaña a ambas curvas de la tem

peratura de punto de rocío. Puede apreciarse que cuando el viento durante la noche prevalece del sector noreste, la temperatura mínima suele no alcanzar la temperatura de punto de rocío previa, mientras que cuando el viento durante la noche prevalece del sudoeste o hay calmas, tiende a alcanzar valores por debajo de los mismos. La causa de este hecho podría atribuirse, sin subestimar los efectos por nubosidad y advección del aire, a la influencia moderadora que ejerce el Río de la Plata hasta el Observatorio Central Buenos Aires.

Se calcularon los coeficientes de correlación lineal simple y múltiple, de tres y cuatro variables, (r) y la dispersión o error típico de estimación (s) de la temperatura mínima con los distintos predictores elegidos cuyos resultados se muestran en las Tablas 1, 2 y 3.

Para los cálculos se utilizó la muestra formada por los datos de los 248 casos del período considerado, sin desechar aquellos en los cuales pudiera haber habido un cambio de masa de aire en el período de validez del pronóstico.

En la Tabla 1 se evidencia como mejor predictor, entre los parámetros del día, la temperatura de punto de rocío en superficie de 18.00 TMG, siendo superado por la temperatura de punto de rocío en superficie de 00.00 TMG del día siguiente, dado que se encuentra más próximo al momento de producirse la temperatura mínima.

El coeficiente de correlación lineal simple de la temperatura mínima con la componente sudoeste-noreste media del viento en superficie es aceptable.

El coeficiente de correlación lineal simple de la temperatura mínima con la cantidad media de cielo cubierto día bajo, dado que su distribución no es normal; posiblemente se hubiera logrado un mejor resultado considerando nubosidad baja solamente.

Además, cabe destacarse que el coeficiente de correlación lineal simple entre la temperatura mínima del día y la temperatura mínima del día siguiente, no difiere significativamente del valor obtenido al correlacionar la temperatura de punto de rocío en superficie de 18.00 TMG del día con la temperatura mínima del día siguiente. Lo mismo puede observarse en relación a las dispersiones.

En la Tabla 2 se ve que el mejor coeficiente de correlación múltiple y de dispersión, entre los parámetros del día, se obtuvo usando como predictores la temperatura de punto de rocío en superficie de 18.00 TMG y la componente sudoeste-noreste media del viento en

superficie, no pudiéndose apreciar diferencias significativas al considerar como predictores la temperatura mínima del día y la componente sudoeste-noreste media del viento en superficie.

Del mismo modo que con dos variables, al correlacionar la temperatura mínima con la temperatura de punto de rocío en superficie de 00.00 TMG del día siguiente y un segundo predictor, se mejora el coeficiente de correlación y la dispersión.

En la Tabla 3 no se observan diferencias significativas con respecto a los coeficientes de correlación y de la dispersión de tres variables, al agregar un tercer predictor.

5. METODO DESARROLLADO

Sobre la base de lo expuesto en el ítem anterior, se eligió como mejor estimador para desarrollar el método la regresión lineal de tres variables: la temperatura mínima con la temperatura de punto de rocío en superficie de 18.00 TMG del día y la componente sudoeste-noreste media del viento en superficie.

En la Fig. 7 se muestra el diagrama predictor de la temperatura mínima en función de la temperatura de punto de rocío en superficie de 18.00 TMG del día. Se determinó la recta más probable mediante el método de los cuadrados mínimos, dado que dicha recta es la que se ajusta mejor a la distribución de la nube de puntos obtenida.

La Fig. 8 presenta el diagrama de corrección por el efecto de la componente sudoeste-noreste media del viento de superficie.

Para su construcción se aplicó el método residual, correlacionando los desvíos de la temperatura mínima obtenidos en la Fig. 7 con respecto al valor realmente observado (\mathcal{E}), y la componente sudoeste-noreste media del viento en superficie. La corrección hallada de este modo se aplica al valor de la temperatura mínima obtenida del diagrama de la Fig. 7.

Además, se introdujo un factor de corrección por cantidad media de cielo cubierto. Los valores de tales correcciones se han obtenido promediando los residuos \mathcal{E} para los casos de cantidad de cielo cubierto ($\bar{N} \geq 7/8$) por un lado y despejado ($\bar{N} \leq 1/8$) por el otro. Las correcciones encontradas arrojaron los siguientes resultados:

$$C_{\bar{N}} \left\{ \begin{array}{l} 0 - 1/8 = - 1^{\circ}\text{C} \\ 2/8 - 6/8 = \text{sin corrección} \\ 7/8 - 8/8 = + 1^{\circ}\text{C} \end{array} \right.$$

El factor de corrección C_N se aplica al valor de la temperatura mínima obtenida a través de los diagramas de las Fig. 7 y 8.

La cantidad media de cielo cubierto (C_N) y la componente sudoeste-noreste media del viento en superficie (\bar{u}) son parámetros pronosticados.

La técnica desarrollada es válida para los casos de situaciones sinópticas en las cuales no se espera un cambio de masa de aire en el período entre las 18.00 TMG (15.00 HOA) del día y el momento aproximado de producirse la temperatura mínima.

A fin de probar la confiabilidad del procedimiento, se tomó otra muestra de datos correspondientes al período 1976-1979, obteniéndose un coeficiente de correlación (r): 0.88 y una dispersión (s): 2.0. Estos valores son similares a los encontrados anteriormente, con lo cual el método muestra ser estable.

La Tabla 4 muestra las frecuencias relativas acumuladas del error de la temperatura mínima calculada por el método, con respecto a la temperatura mínima observada, para los intervalos de error $\pm 1^\circ\text{C}$, $\pm 2^\circ\text{C}$ y $\pm 3^\circ\text{C}$. Por ejemplo, puede verse que en el 59% de los casos el error de la temperatura mínima calculada por el método está en el intervalo $\pm 2^\circ\text{C}$, aumentándose dicho porcentaje al ampliarse el intervalo y al agregar el tercer predictor.

Finalmente, para evaluar el error de estimación del método desarrollado, se lo comparó con las frecuencias relativas acumuladas del error de la temperatura mínima, obtenidas por los métodos de persistencia y subjetivo, cuyos resultados se muestran en la Tabla 5. La evaluación por persistencia se realizó con los datos del período 1968-1975 empleado para este trabajo, mientras que, para el método subjetivo de 12.00 TMG y 00.00 TMG, se utilizaron los períodos disponibles 1973 - 1979 y 1973 - 1977 respectivamente.

Puede observarse que el error de estimación del método es menor que el que se comete al calcular la temperatura mínima por los procedimientos subjetivo y de persistencia, con lo cual la técnica desarrollada resultó ser un buen estimador de la temperatura mínima para el mes de julio.

6. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos indican que el método desarrollado puede ser usado como apoyo al pronóstico subjetivo de la temperatura mínima para el Observatorio Central Buenos Aires.

Es propósito de las autoras estudiar la bondad del método para los demás meses del año.

Agradecimientos

Las autoras agradecen especialmente al Doctor Erich Lichtenstein por las sugerencias brindadas sobre distintos aspectos de este tema y a la Sra. Silvia Q. de Lázaro por su valiosa ayuda en la computación de los datos.

BIBLIOGRAFIA

- Panofsky, H.A., 1968: Some applications of statistics to Meteorology.
- Technical Note N°71, 1962: Statistical analysis and prognosis in Meteorology, W.M.O.

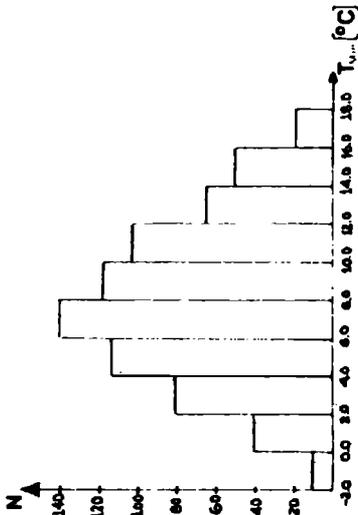


FIG. 1: FRECUENCIA DE LA TEMPERATURA MINIMA (junio-julio-agosto, periodo 1968-1975)

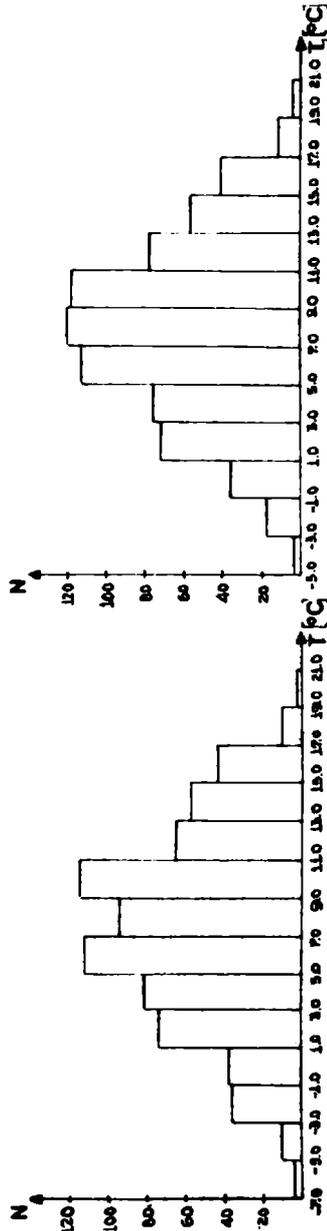


FIG. 2: FRECUENCIA DE LA TEMPERATURA DE PUNTO DE ROCIO EN SUERPERFICIE DE 13:00 T.M.G. (junio-julio-agosto, periodo 1968-1975)

FIG. 3: FRECUENCIA DE LA TEMPERATURA DE PUNTO DE ROCIO EN SUERPERFICIE DE 00:00 T.M.G. (junio-julio-agosto, periodo 1968-1975)

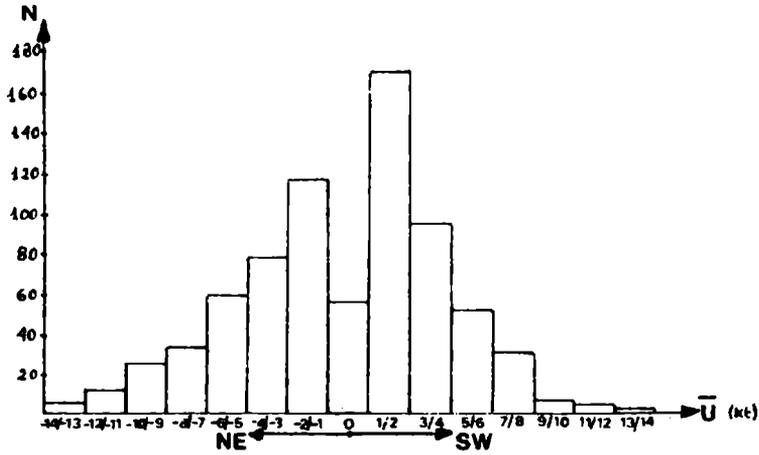


FIG. 4 : FRECUENCIA DE LA COMPONENTE SUDOESTE-NORESTE MEDIA DEL VIENTO EN SUPERFICIE (Junio- julio-agosto, periodo 1968-1975)

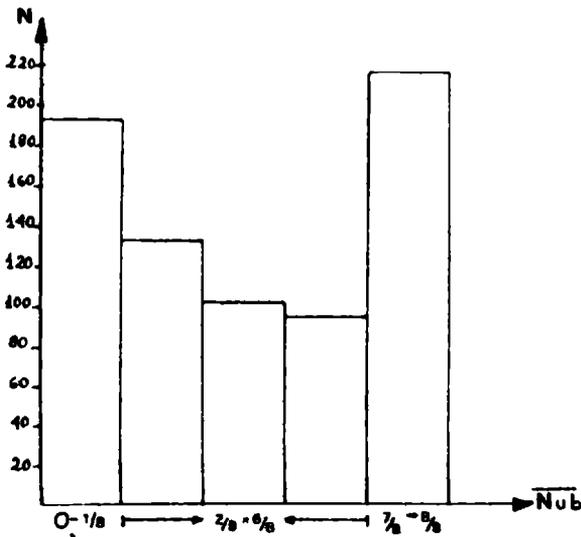


FIG. 5 ; FRECUENCIA DE LA CANTIDAD MEDIA DE CIELO CUBIERTO (Junio-Julio-agosto, periodo 1968-1975)

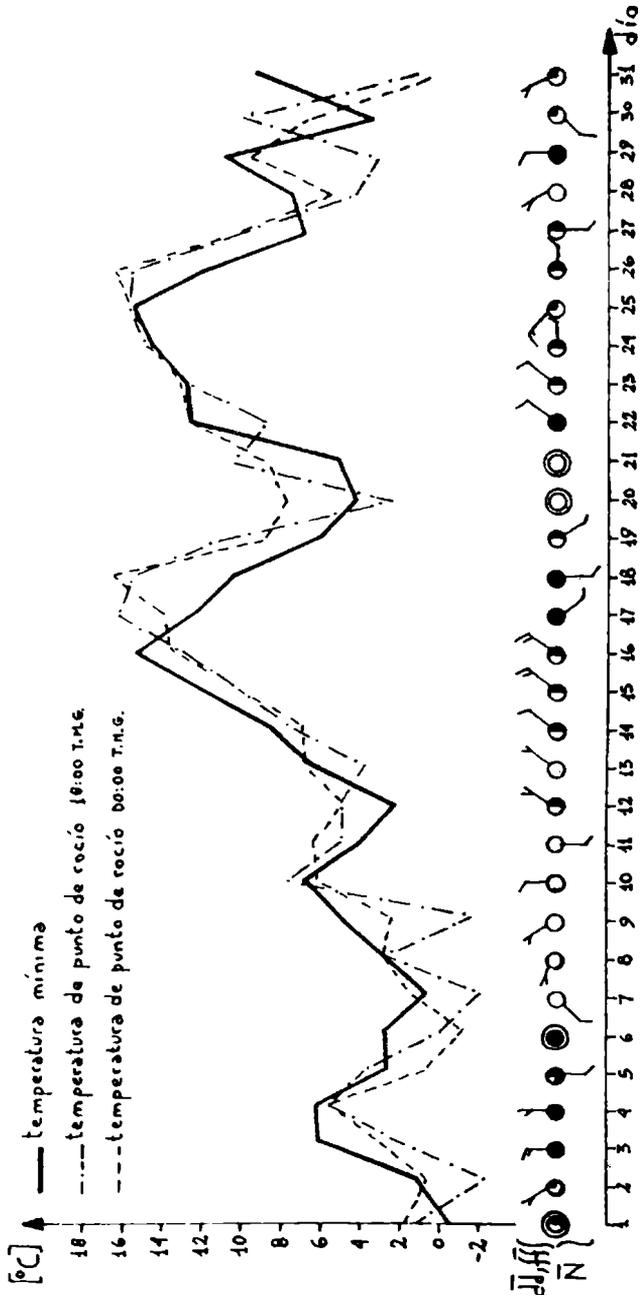


FIG. 6 MARCHAS MENSUALES DE LA TEMPERATURA MINIMA Y DE LA TEMPERATURA DE PUNTO DE ROCIO EN SUPERFICIE DE 18:00 Y 00:00 T.M.G. (JULIO 1970)

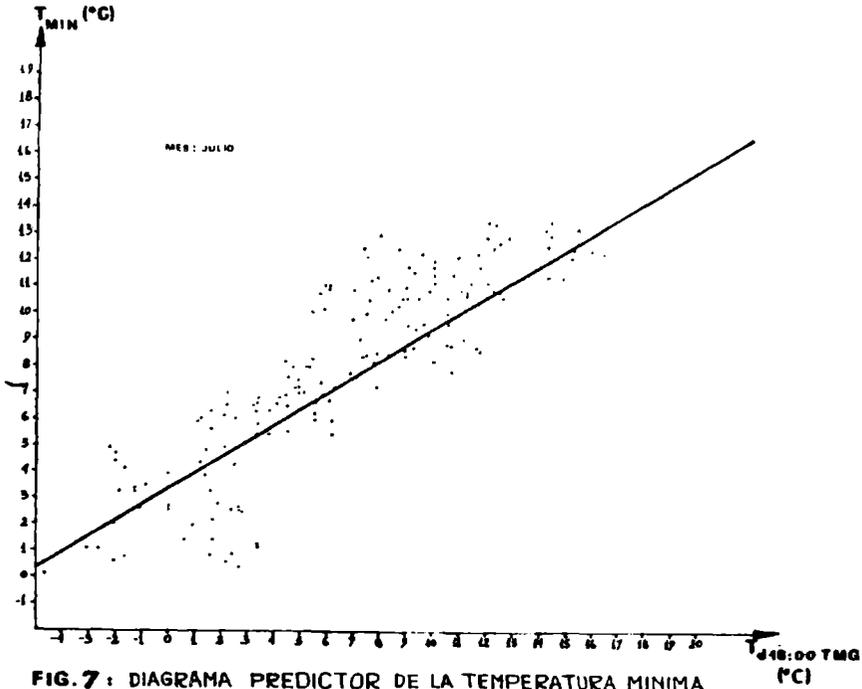


FIG. 7: DIAGRAMA PREDICTOR DE LA TEMPERATURA MINIMA EN FUNCION DE LA TEMPERATURA DE PUNTO DE ROCIO EN SUPERFICIE DE 18:00 T.M.G

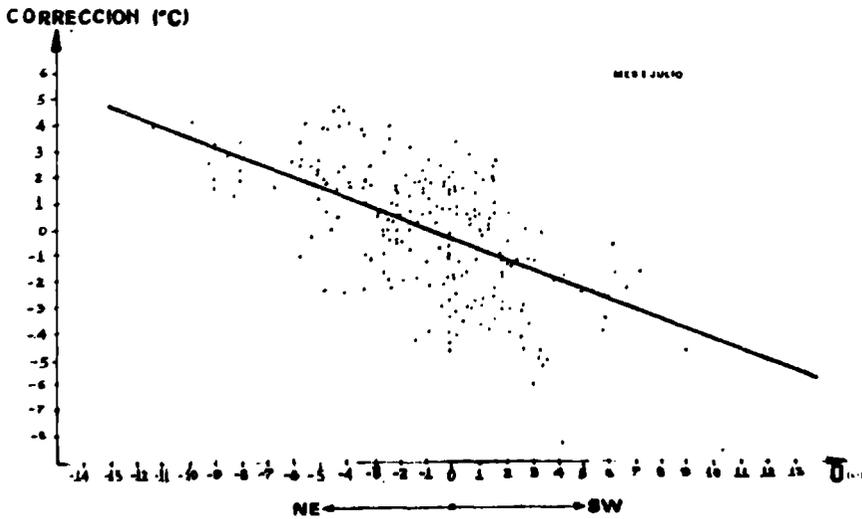


FIG. 8: DIAGRAMA DE CORRECCION DE LA TEMPERATURA MINIMA POR EFECTO DE LA COMPONENTE SW-NE MEDIA DEL VIENTO EN SUPERFICIE (°)

Predictando	Predictor	Coefficiente de correlacion (r)	Dispersión (s)
T _{min} *	T _d (18:00 T.M.G.)	0.75	2.8
T _{min} *	U	0.53	3.6
T _{min} *	N	0.36	3.9
T _{min} *	T _{min}	0.70	3.0
T _{min} *	T _d (00:00 T.M.G.)	0.85	2.5

TABLA 1

COEFICIENTE DE CORRELACION SIMPLE Y DISPERSION

Predictando	Predictores	Coefficiente de correlacion (r)	Dispersión (s)
T _{min} *	T _d (18:00 T.M.G.), U	0.86	2.2
T _{min} *	T _d (18:00 T.M.G.), N	0.76	2.8
T _{min} *	T _{min} , U	0.85	2.2
T _{min} *	T _{min} , N	0.72	2.9
T _{min} *	T _{min} , T _d (18:00 T.M.G.)	0.76	2.7
T _{min} *	T _d (00:00 T.M.G.), U	0.90	1.8
T _{min} *	T _d (00:00 T.M.G.), N	0.85	2.2
T _{min} *	T _{min} , T _d (00:00 T.M.G.)	0.85	2.2

Predictando	Predictores	Coefficiente de correlacion (r)	Dispersión (s)
T _{min} *	T _d (18:00 T.M.G.), U, N	0.88	2.0
T _{min} *	T _{min} , U, N	0.88	2.1
T _{min} *	T _{min} , T _d (18:00 T.M.G.), U	0.88	2.1
T _{min} *	T _{min} , T _d (18:00 T.M.G.), N	0.76	2.7
T _{min} *	T _d (00:00 T.M.G.), U, N	0.91	1.8
T _{min} *	T _{min} , T _d (00:00 T.M.G.), U	0.90	1.8
T _{min} *	T _{min} , T _d (00:00 T.M.G.), N	0.85	2.2

TABLA 2

COEFICIENTE DE CORRELACION MULTIPLE Y DISPERSION - CUATRO VARIABLES -

TABLA 2
COEFICIENTE DE CORRELACION MULTIPLE Y DISPERSION
- TRES VARIABLES -

T_{min} * : temperatura mínima del día siguiente
 T_d (00:00 T.M.G.): temperatura de punto de rocío en superficie a las 18:00 T.M.G. (18:00 H.O.A.) del día
 U : componente SW-NE media del viento en superficie durante el período antes de producirse la temperatura mínima.
 N : cantidad media de cielo cubierto durante el período antes de producirse la temperatura mínima
 T_{min} : temperatura máxima del día
 T_d (00:00 T.M.G.): temperatura de punto de rocío en superficie a las 00:00 T.M.G. (21:00 H.O.A.) del día siguiente

TEMPERATURA MINIMA CALCULADA POR EL METODO (T_{min}')	INTERVALOS DEL ERROR [°C]	± 1	± 2	± 3
$T_{min}' = f(T_{d18:00 T.M.G.})$		23%	44%	65%
$T_{min}' = f(T_{d18:00 T.M.G.}, \bar{U})$		31%	59%	79%
$T_{min}' = f(T_{d18:00 T.M.G.}, \bar{U}, C_R)$		35%	62%	82%

TABLA 4

FRECUENCIA RELATIVA ACUMULADA DEL ERROR DE LA TEMPERATURA MINIMA CALCULADA POR EL METODO CON RESPECTO A LA TEMPERATURA MINIMA OBSERVADA

METODOS	INTERVALOS DEL ERROR [°C]	± 1	± 2	± 3
Persistencia		24%	48%	65%
Subjetivo (12:00 T.M.G.)		34%	53%	67%
Subjetivo (00:00 T.M.G.)		32%	61%	80%
$T_{min}' = f(T_{min}, \bar{U}, C_R)$		38%	61%	82%
$T_{min}' = f(T_{d18:00 T.M.G.}, \bar{U}, C_R)$		35%	62%	83%
$T_{min}' = f(T_{d00:00 T.M.G.}, \bar{U}, C_R)$		45%	71%	89%

TABLA 5

CUADRO COMPARATIVO DE LA FRECUENCIA RELATIVA ACUMULADA DEL ERROR DE LA TEMPERATURA MINIMA CALCULADA POR EL METODO CON RESPECTO A LOS METODOS DE PERSISTENCIA Y SUBJETIVO

INTERPRETACION PARCIAL DE LOS PERFILES DE RESISTIVIDAD
Y POROSIDAD EN POZOS PROFUNDOS

MARIA A. GRAU Y ROBERTO F. SANTISO

Departamento Interpretación de Perfiles
Gerencia General de Exploración
Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Buenos Aires - Argentina

R E S U M E N

El cálculo exacto de las reservas de hidrocarburos en los yacimientos hace necesario conocer como dato básico la porosidad efectiva de los diferentes niveles de las estructuras. La obtención de esta porosidad efectiva se realiza mediante tres perfiles de porosidad: Sónico, Densidad y Neutrón y posteriormente se calcula la saturación de fluidos que se encuentran en los posibles niveles productivos.

Este estudio se realizó en un pozo profundo de la cuenca Devónica del N.O.; los resultados de los ensayos realizados posteriormente corroboran los valores de porosidad efectiva y saturación calculados.

A B S T R A C T

Partial Interpretation of Resistivity and Porosity Logs of Deep Wells.

In order to obtain the exact estimate of field hydrocarbon reserves, it is necessary to know the effective porosity of different structural levels. Such porosity is obtained by means of three porosity logs: Sonic, Density and Neutron, and then fluid saturation occurring at probable producing levels is estimated.

This study was carried out at a deep well in the Northwest Devonian Basin; The results yielded by later tests ratified effective porosity and saturation values obtained.

I N T R O D U C C I O N

Este trabajo tiene por objeto hacer notar la importancia de una buena evaluación mediante perfiles antes de la terminación de un pozo.

R E S U L T A D O S O B T E N I D O S

El pozo se perforó sobre el flanco occidental de un anticlinal; la estructura se encuentra afectada por fallas inversas de alto ángulo en superficie, tendiendo a disminuir con la profundidad.

La perforación atravesó el nivel Calcáreo Conglomerádico conocido como Conglomerado de Galarza, siguiendo las Formaciones: Las Peñas, Tarija, Tupambí, Los Monos o Devónico A y Santa Rosa o Devónico B.

Las posibilidades económicas del pozo se concentraron en la Formación Santa Rosa; integrada principalmente por areniscas cuarzosas con alto grado de compactación.

La evaluación de la sección Devónica mediante perfiles fue corroborada en forma exhaustiva durante los ensayos de producción efectuados en la Formación Santa Rosa, la cual evidenció la presencia de gas, condensado y petróleo.

De los parámetros de la formación obtenidos directamente de los Perfiles, el de resistividad es de particular importancia. Es un parámetro esencial para la determinación de las saturaciones. Se utilizan mediciones de resistividad, individualmente ó en combinación, para conocer la resistividad de la formación de la zona virgen, esto es detrás de la zona contaminada por los fluidos de perforación.

Se utilizan datos de resistividad junto con los de porosidad y de resistividad de agua de formación para obtener valores de saturación de agua.

Se usan diferentes tipos de Perfiles para determinar la porosidad: los Perfiles Sónicos, de Densidad de la Formación y Neutrónicos tienen características que dependen principalmente de la porosidad de la formación. Son afectados, además, por ciertas propiedades de la roca matriz, que actúan de diferente manera sobre cada uno de estos Perfiles, por lo que la combinación de dos o tres Perfiles lleva a un mejor conocimiento de la porosidad, litología y geometría del espacio poral; asimismo, con frecuencia, se puede distinguir con ellos petróleo de gas.

Para la interpretación se contó con los siguientes perfiles: Doble Lateroperfil, Sónico Compensado, Perfil Sinérgico* (Densidad Compensado - Neutrón Compensado) y Rayos Gamma.

Teniendo en cuenta la descripción litológica obtenida durante la perforación y la curva de Potencial Espontáneo del Doble Lateroperfil, se marcaron las zonas de interés.

* Marca Registrada

Correlacionando perfectamente los perfiles, se hicieron lecturas de resistividad (Lateroperfil Profundo); Tiempo de tránsito y Porosidades de Densidad y Neutrón. (Tabla I).

Eligiendo 19000 μ seg/pie como velocidad de matriz de acuerdo a la litología y profundidad, se obtuvieron las porosidades derivadas del perfil Sónico Compensado; para ello se usaron las tablas del Log Interpretation Charts, ver Bibliografía.

Se realizaron diferentes cálculos de volúmenes de arcilla, teniendo en cuenta valores de Potencial Espontáneo, Rayos Gamma, Porosidad de Neutrón, Porosidad de Densidad y Porosidad de Sónico.

Volumen de arcilla calculada a partir del potencial espontáneo (Tabla II)

$$VSh = 1 - \frac{PSP}{SSP}$$

Siendo: PSP = valor del potencial leído en cada punto

SSP = máxima deflexión de la curva de SP

Volumen de arcilla calculado a partir de lecturas de Rayos Gamma (Tabla II)

$$VSh = \frac{GR - GR_{mín}}{GR_{máx} - GR_{mín}}$$

Siendo: GR = lectura del valor de Rayos Gamma en cada punto

GR_{mín} = mínima lectura de Rayos Gamma en la Formación

GR_{máx} = máxima lectura de Rayos Gamma en la Formación

Volumen de arcilla calculado a partir de la porosidad de Neutrón (Tabla II)

$$VSh = \frac{\phi N}{\phi NSh}$$

Siendo: ϕN = lectura de porosidad de Neutrón en cada punto

ϕNSh = lectura de porosidad de Neutrón en una arcilla

Volumen de arcilla calculado a partir del Gráfico $\phi D - \phi N$ (Tabla II)

Se grafican los puntos a corregir por arcilla y teniendo en cuenta los parámetros del punto de arcilla (porosidad de Neutrón y porosidad de densidad), Se trazan paralelas a la línea de arenas limpias determinándose los volúmenes de arcilla. (Gráfico 1)

Volumen de arcilla calculado a partir del Gráfico $\phi D - \phi S$ (Tabla II)

Se grafican los puntos a corregir por arcilla y teniendo en cuenta los parámetros del punto de arcilla (porosidad de Sónico y porosidad de densidad) se trazan paralelas a la línea de arenas limpias determinándose los volúmenes de arcilla (Gráfico 2)

Corrección por arcillosidad (Tabla III)

De todos los volúmenes de arcilla calculados se toma como volumen de arcilla efectivo (VSh_e) el menor de todos, puesto que se ha comprobado que todos los métodos calculan volúmenes por exceso.

Teniendo ya el volumen de arcilla efectivo se aplican las siguientes fórmulas para obtener porosidad de Densidad corregida, porosidad de Neutrón corregida y porosidad de Sónico corregida:

$$\begin{aligned}\phi_{DC} &= \phi_D - VSh_e \cdot \phi_{DSh} \\ \phi_{NC} &= \phi_N - VSh_e \cdot \phi_{NSh} \quad (1) \\ \phi_{SC} &= \phi_S - VSh_e \cdot \phi_{SSh}\end{aligned}$$

Siendo:

ϕ_{DC} , ϕ_{NC} , ϕ_{SC} = porosidades corregidas por arcilla de Densidad, Neutrón y Sónico respectivamente.

ϕ_D , ϕ_N , ϕ_S = porosidad leído de Densidad, Neutrón y Sónico respectivamente

VSh_e = Volumen de arcilla efectivo

ϕ_{DSh} , ϕ_{NSh} , ϕ_{SSh} = porosidad de Densidad de arcilla, Neutrón de arcilla y Sónico de arcilla respectivamente

Una vez obtenidas las porosidades (1), se obtiene la porosidad de Gaymard de la siguiente forma:

$$\phi_G = \sqrt{\frac{\phi_{DC}^2 + \phi_{NC}^2}{2}}$$

Teniendo esta porosidad ϕ_G se la compara con la ϕ_{SC} (Porosidad de Sónico corregida) y se toma como porosidad efectiva la menor de las dos (ϕ_e).

Corrección por hidrocarburo (Tabla IV)

Para los puntos afectados por hidrocarburo; o sea, en los cuales la porosidad de Neutrón es menor que la porosidad de Densidad, se debe realizar una corrección.

Para ello dibujamos los puntos en el Gráfico 3 y teniendo como dato R_{xo} (resistividad de zona no invadida, R_{mf} (resistividad del agua de filtrado a temperatura de formación) y ϕ_{PR} (porosidad promedio de las lecturas de porosidad de Neutrón y Densidad); calculamos S_{xo} (saturación de zona lavada):

$$S_{xo} = \frac{1}{\phi_{PR}} \sqrt{\frac{R_{mf}}{R_{xo}}}$$

Unimos o, (Gráfico 3), con cada punto (por ejemplo P) hasta cortar a la curva de S_{xo} correspondiente, obteniendo el punto A.

Unimos luego A con H y trazamos una paralela a ésta por el punto P, de esta manera cortamos a la línea de arenas limpias en P', siendo este el valor de porosidad corregida por efecto de hidrocarburo.

Este procedimiento se realiza para todos los puntos afectados por hidrocarburo.

Cálculo de Resistividad de Agua de Formación

Como no se tenían datos de salinidad de agua de la Formación Santa Rosa, se la debió calcular para poder obtener valores de saturación.

Para ello se utilizó el Gráfico 4 y teniendo como dato: resistividad de la zona no invadida, tiempo de tránsito y tiempo de tránsito de la matriz de la formación, dibujamos todos los puntos leídos.

Adoptamos como tiempo de tránsito de la matriz de formación $53 \mu\text{seg}/\text{pie}$. Trazamos una recta que pase por los puntos más al Noroeste del gráfico y por el punto R que representa el tiempo de tránsito de la formación (porosidad cero). Esta recta así determinada es la de saturación 100% de agua.

Sabiendo que:

$$F = \frac{1}{\phi^2} = \frac{R_o}{R_w}$$

Siendo: F = factor de formación

ϕ = porosidad leída de sónico o densidad

R_o = resistividad de una zona saturada 100% con agua

R_w = resistividad del agua de formación

Para un valor de $\phi = 10$ (para lo cual $F = 100$), le corresponde un tiempo de tránsito de $66 \mu\text{seg}/\text{pie}$.

Trazando una vertical desde $F = 100$ hasta cortar a la línea de $S_w = 100\%$ determinamos el punto S.

Leemos en la escala de resistividad el valor de resistividad R_o : en este caso es

$$6,1 \Omega \frac{\text{m}^2}{\text{m}}$$

Aplicando luego:

$$R_w = \frac{R_o}{F} = \frac{6,1}{100} = 0,061 \frac{\Omega \cdot m^2}{m}$$

Teniendo en cuenta la temperatura de formación (265°F) y la resistividad del agua de formación ($R_w = 0,061$) podemos determinar mediante ábacos la salinidad total; en este caso 32000 PPM de Cl Na.

Cálculo de saturación de agua

Se aplica la fórmula de Archie:

$$S_w = \frac{1}{\phi_e} \sqrt{\frac{R_w}{R_t}}$$

Siendo: R_w = resistividad agua de formación

R_t = resistividad leída del perfil de la zona no invadida

ϕ_e = porosidad obtenida de los perfiles; corregida por arcilla o hidrocarburo

En la tabla n° I se observan los valores de saturación calculados.

En el pozo en estudio los resultados finales de los ensayos de producción arrojaron los siguientes valores:

TRAMO PUNZADO	PRODUCCION
4159 / 4189	3,6 m ³ /día de Petróleo + gas
4128 / 4189	φ8 MM = 26,5 m ³ / día de Petróleo
	52600 m ³ / día de gas
4101 / 4116	φ22 MM = 77,4 m ³ / día de Petróleo
	337100 m ³ / día de gas
4067 / 4091	φ14 MM = 108 m ³ / día de Petróleo
	519966 m ³ / día de gas
4067 / 4116	φ22 MM = 100 m ³ / día de Petróleo
	444500 m ³ / día de gas

Los tramos interpretados están indicados en los gráficos 5, 6 y 7, siendo:

Gráfico 5 = Doble Lateroperfil

Gráfico 6 = Perfil Sinérgico

Gráfico 7 = Perfil Sónico Compensado

BIBLIOGRAFIA

- ALGER R.P., RAYMER Jr. LL., HOYLE W.R., TIXIER M.P.: Formation Density Log Applications in Liquid-Filled Holes (1963).
- GAYMARD R., POUPON A.: Logs in Hydrocarbons bearing formations (1967).
- LANG Jr. H.: Porosity-Resistivity Cross-Plotting (1972 SPWLA).
- POUPON A., CLAVIER C., DUMANOIS J., GAYMARD R., MISK A.: Tratamiento sistemático del análisis de perfiles en secuencias areno-arcillosas (1972).
- RAYMER LL., SALISCH H.A.: Contribución de mediciones hechas con perfiles en la zona invadida por filtrado de lodo (1969).
- SCHLUMBERGER: Fundamentals of formation evaluation from open hole logs (1967).
- SCHLUMBERGER: The essentials of log interpretations practice (1978).
- SCHLUMBERGER: Log Interpretation Charts (1978).

INTERPRETACION										Vma= 19 000 ft/sec Salinidad: 32 000 PPM Rw = 0.06 a 265 °F							
Nº	Prof.	Rt	ΔT	ϕ_N	ϕ_D	ϕ_S	ϕ_e	Sw	Nº	Prof.	Rt	ΔT	ϕ_N	ϕ_D	ϕ_S	ϕ_e	Sw
	m	m	$\frac{m}{f}$					%		m	m	$\frac{m}{f}$					%
1	4188	85	65	15	4	9	5	53	17	4114	150	60	7	3	55	5	40
2	4186	88	65	12	4	9	5	52	18	4096	170	59	6	3	45	4.5	42
3	4184	100	67	15	4	10.5	4	61	19	4066	170	60	7	2	55	4.5	42
4	4704	45	65	14	6	9	9	40	20	4103	160	63	10	3	7.5	7.5	26
5	4675	50	62	12	2	7	7	49	21	4102	70	70	19	5	12.5	12	24
6	4645	50	62	11	6	7	7	49	22	4090	40	62	7	3	7	5	77
7	4624	60	65	13	3	9	8	39	23	4085	34	62	7	5	7	6	70
8	4161	60	68	14	3	11	8.5	37	24	4086	24	60	12	18	5.5	5.5	89
9	4144	90	65	9	5	9	7	37	25	4083	50	70	6	6	12.5	6	57
10	4427	130	65	7	5	9	6	36	26	4081.5	58	65	6	4	9	5	64
11	4138	110	70	7	7	12.5	7	33	27	4072	80	60	6	3	5.5	4.5	60
12	4136	180	62	7	12	7	7	26	28	4071	65	60	5	4	5.5	4.5	67
13	4130.5	140	60	7	9	5.5	5.5	37	29	4069.5	80	62	5	3	7	4	68
14	4130	50	63	9	12	7.5	7.5	45	30	4062.5	85	60	6	6	5.5	5.5	48
15	4128.6	300	60	7	5	5.5	5.5	26	31	4059	60	62	6	9	7	7.5	42
16	4127.3	150	60	8	5	5.5	5.5	36									

TABLA I : INTERPRETACION

CALCULO DEL VOLUMEN DE ARCILLA (TABLA II)

Nº	SP	Vsh SP	GR	Vsh GR	ϕ_N	Vsh ϕ_N	Vsh ϕ_N	Vsh ϕ_S	Vsh ϕ_D	Vshc	PARAMETROS UTILIZADOS
1	15	42	96	51	15	39	31	20	20		SPmax=26 mVolt ϕ_N sh=.38
2	15	42	82	41	12	31	22	20	20		GRmax=165 ϕ_D sh=.02
3	10	61	75	37	15	39	31	27	27		GRmin=23 ϕ_S sh=.28

TABLA II : Cálculo del volumen de arcilla

CORRECCION POR ARCILLA (TABLA III)

Nº	Vshc	ϕ_D	ϕ_{DC}	ϕ_N	ϕ_{NC}	ϕ_S	ϕ_{SC}	ϕ_e	PARAMETROS UTILIZADOS
1	20	4	3,6	15	7,5	9	5	5	ϕ_D sh=.02
2	20	4	3,6	12	4,5	9	5	5	ϕ_N sh=.38
3	27	4	3,6	15	4,7	10,5	5,4	4	ϕ_S sh=.21

TABLA III : Corrección por arcilla

CORRECCION POR HIDROCARBURO (TABLA IV)

Nº	ϕ_D	ϕ_N	ϕ_{PR}	R_{x_o}	S_{x_o}	ϕ_c	PARAMETROS UTILIZADOS
12	12	7	9,5	50	70	9,6	Rmf.:18 a 265°F
13	9	7	8	90	56	8	
14	12	9	10,5	30	73	10,8	
24	18	12	15	40	45	15	

TABLA IV : Corrección por Hidrocarburo

CALCULO DE VOLUMEN DE ARCILLA ($\phi_D - \phi_N$)

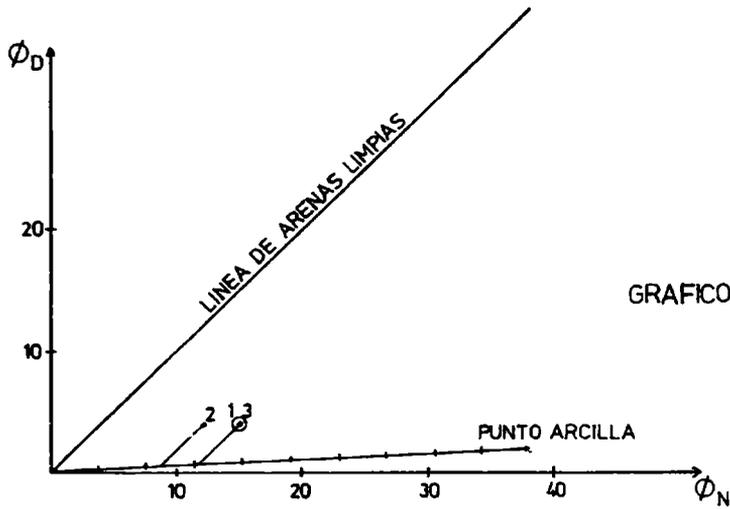


GRAFICO 1

CALCULO DE VOLUMEN DE ARCILLA ($\phi_D - \phi_S$)

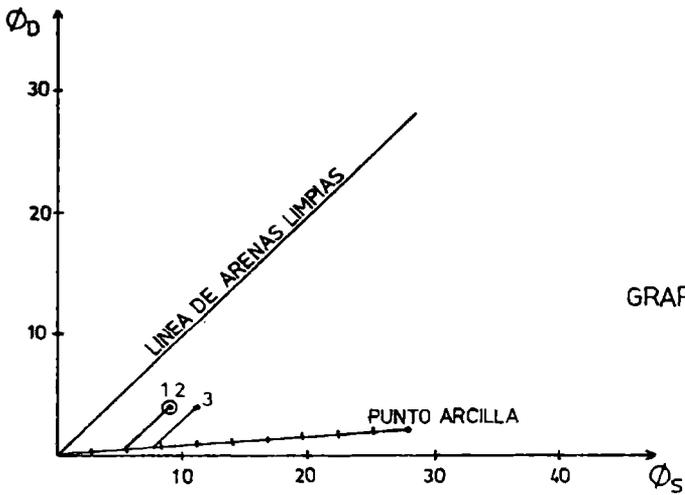


GRAFICO 2

GRAFICO 1 Y 2 : Cálculo de volumen de arcilla

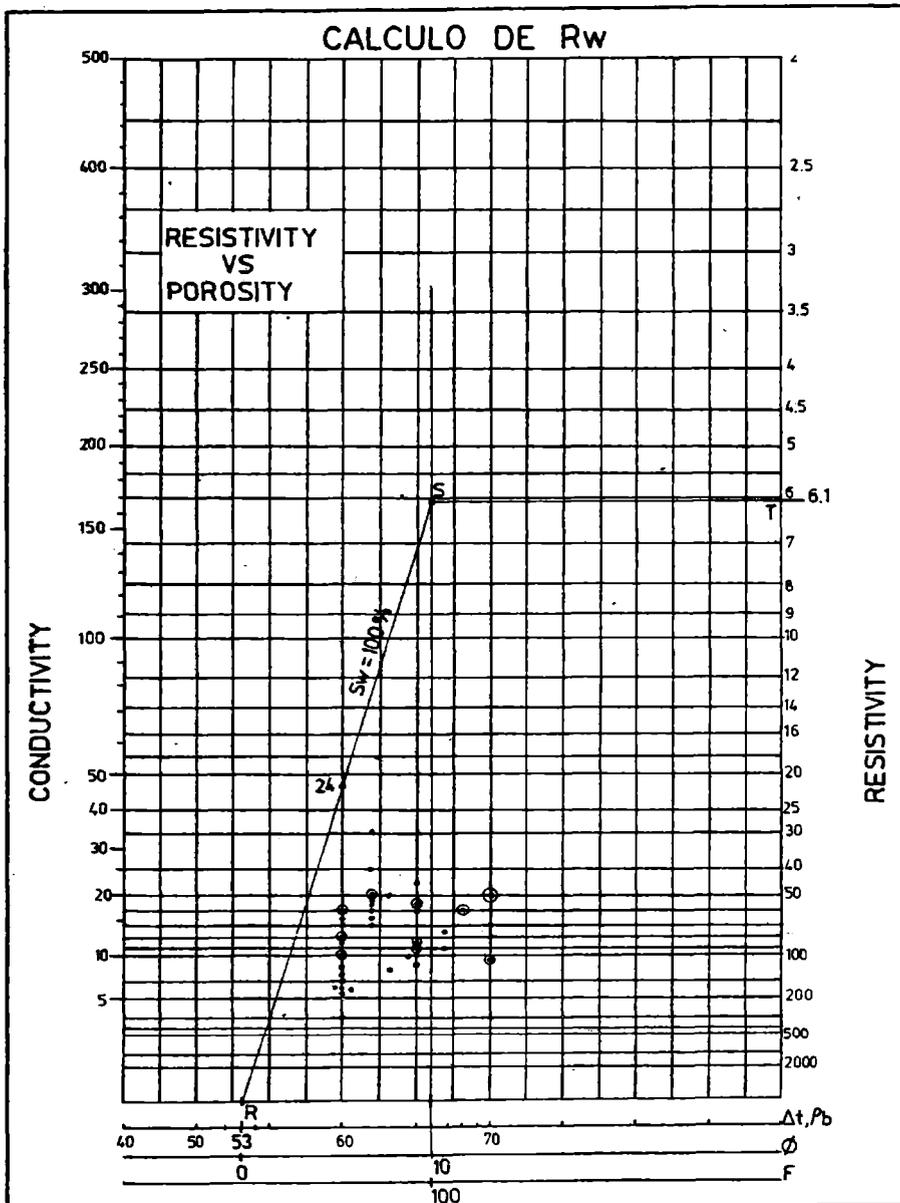


GRAFICO 4 : Cálculo de R_w

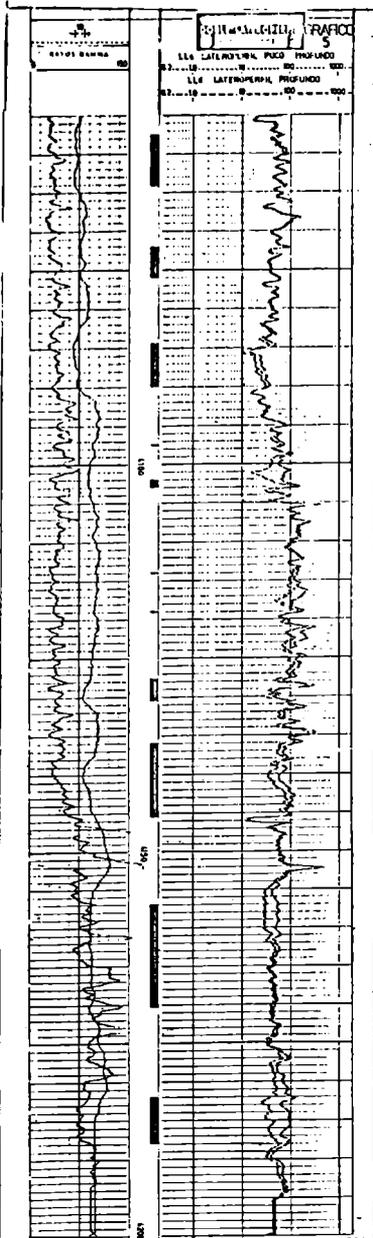


Gráfico 5 = Doble Lateroperfil

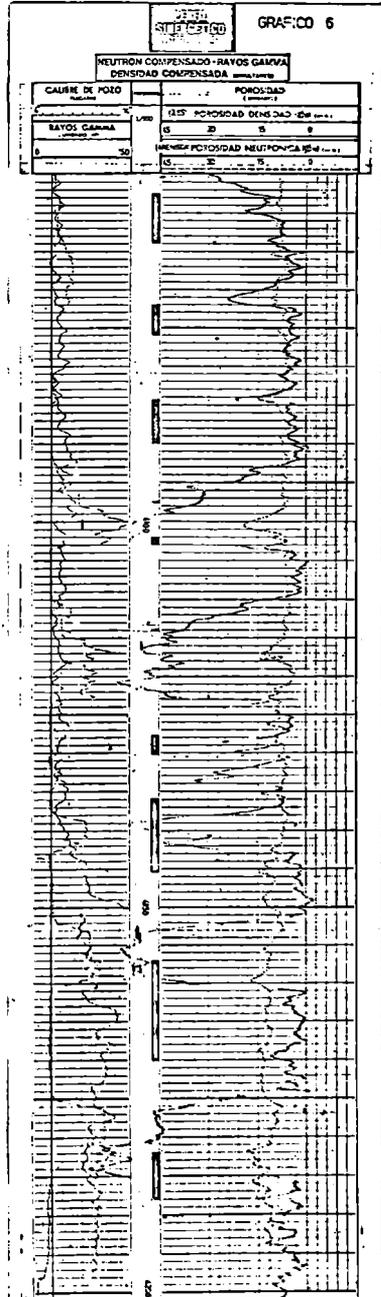


Gráfico 6 = Perfil Sinérgico

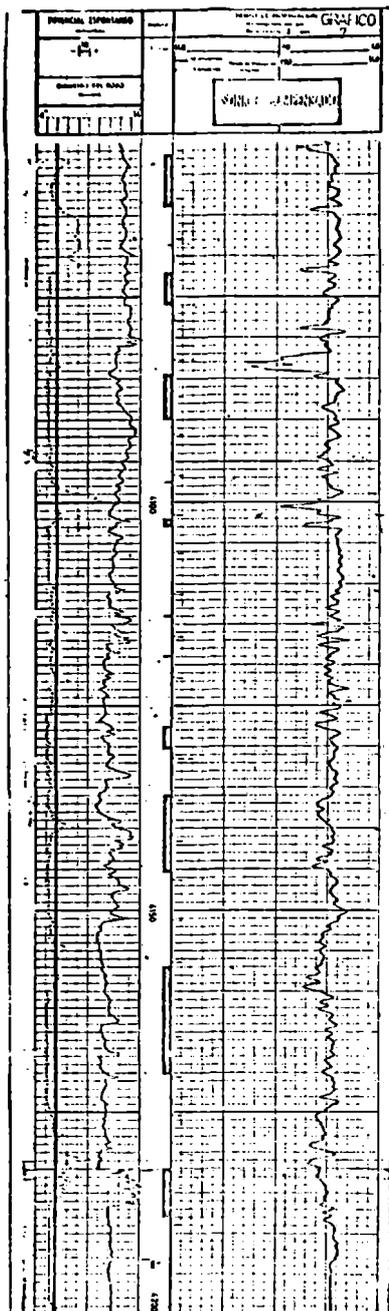


GRAFICO 7 : Perfil Sónico Compensado

LA ACTIVIDAD MAGNETICA EN LA ZONA AURORAL SUD
Horacio Cazeneuve, Héctor Tabocchini y Mercedes Piran

Instituto Antártico Argentino
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

La actividad magnética observada en la Base Belgrano, está caracterizada por una secuencia de períodos calmos y activos, que ocurren en forma alternada. Cada período activo dura varios días, y coincide con sectores del campo magnético interplanetario. Dentro de cada período, se observan sub-períodos activos, perfectamente de finidos. Esos rasgos indican que en Belgrano la actividad mangética es altamente estructurada, y depende de las condiciones interplanetarias.

ABSTRACT

The magnetic activity observed at Base Belgrano (Belgrano Base) is characterized by a sequence of still and active periods that occur alternatively. Each active period lasts for several days, and coincides with sectors of the interplanetary magnetic field. Within each period, perfectly defined active sub-periods are observed. The se features show that, in Belgrano, the magnetic activity is highly structured, and depends on the interplanetary conditions.

INTRODUCCION

Se considera que un número creciente de fenómenos terrestres es excitado por la estructura de sectores del campo magnético interplanetario (CMI). La transferencia de energía desde el medio interplanetario hacia la cola magnética puede ser explicada mediante la conexión entre los campos magnéticos interplanetario y terrestre. Wilcox y Ness (1965) hallaron que la polaridad predominante del CMI (desde el sol, o hacia el sol), tiene gran importancia en la generación de la actividad magnética.

Los efectos de la polaridad del CMI sobre las perturbaciones magnéticas en altas latitudes, fueron inicialmente estudiados por Svalgaard (1968) y Mansurov (1969), y fueron analizados por Friis-Christensen et al. (1970).

Las asimetrías en la interacción del medio interplanetario con ambos hemisferios no han sido aún bien estudiadas, tal vez por no disponerse de datos en cantidad adecuada, y en escala suficientemente fina.

Tales asimetrías fueron sugeridas por Wilcox (1968) y por Forbes y Speiser (1971).

En este artículo presentamos los primeros resultados de nuestro estudio sobre la actividad magnética registrada en la Base Belgrano, el cual continúa con el análisis espectral e interespectral de los datos geomagnéticos e interplanetarios.

LOS DATOS

En este estudio se emplearon magnetogramas obtenidos en la Base Belgrano (lat. geom. 67.3 S; long. geom. 15.8 E). En los períodos de intensa perturbación esta estación está ubicada en plena zona auroral. En los períodos calmos o poco perturbados, está ubicada en el límite de la zona auroral y la plasmapausa.

Se han empleado registros de la componente H del campo geomagnético y datos sobre la estructura del espacio interplanetario, provistos por la NASA. Se analizaron datos de 51 rotaciones solares de Bartels, correspondiente a los años 1972-77 y 1979.

PERIODOS Y SUBPERIODOS DE ACTIVIDAD

En esta sección presentamos dos ejemplos de períodos magnéticamente activos, cada uno de los cuales dura varios días. Ante la imposibilidad de presentar un gran número de ejemplos, los hemos seleccionado

dos entre los más representativos empleados en este estudio.

Los periodos activos.

Las figuras 1 y 2 contienen los magnetogramas del período de actividad magnética 14-25 de mayo de 1974, y 23-30 de Julio de 1974, respectivamente.

Mayo 14-25. Este período activo está vinculado con el sector de polaridad solar 14-26 de mayo. Para conservar la descripción usual en física solar-terrestre lo designamos período "hacia". Hasta las 18.45 TU del 14 de mayo persistieron las condiciones calmas. Luego, la componente H experimentó una pequeña depresión que duró 90 minutos (figura 1). Esta depresión puede ser identificada con la fase de crecimiento. (McPherron 1970), puesto que esa fase se manifiesta en un observatorio de la zona auroral, como un decrecimiento gradual de la componente H. No obstante, pocas veces puede identificarse una fase de crecimiento en los magnetogramas de Belgrano. La perturbación positiva después de las 21.00 TU indica el comienzo del período activo. Durante todo el período mencionado se observa una notable recurrencia diaria. Se observan ciclos diarios de actividad que consisten de fases negativas durante la mañana, y positivas al anochecer, las cuales son regularmente repetidas. Los días 19, 20 y 21 la actividad decrece, y la fase positiva desaparece. El día 22 el período se reactiva, y reaparece la fase positiva. Otra reactivación se observa el día 27.

Julio 23-30. El día 23 comienza un sector del CMI del tipo "desde" La depresión observada entre las 0600 y las 0900 TU del día 22, (fig 2), es considerada un anuncio del período activo subsiguiente. Entre las 0130 y las 1700 TU del día 23 se desarrolló una fase negativa de gran intensidad. A través de todo el período activo se observan los ciclos diarios de actividad. Después del 29 la actividad decae. El 2 de agosto comienza un nuevo sector.

Los Sub-períodos.

Los valores medios horarios de los períodos descriptos, y del período julio 4-16, son presentados en la figura 3. Puede distinguirse claramente una modulación en la intensidad de las perturbaciones. Se aprecia que el período mayo 14-25 está formado por tres subperíodos, cuyos límites están en los días 20 y 25.

Durante el período activo julio 4-16 también se distinguen tres subperíodos: ellos son; 4-7; 7-11 y 11-16.

El último período "desde" comienza abruptamente el día 23, coincidiendo con el nuevo sector del CMI, Entre el 25 y el 30 se observa

un segundo subperíodo.

LOS CICLOS DE ACTIVIDAD

La actividad magnética registrada en Belgrano se desarrolla como una secuencia ordenada de etapas estructuradas. Los períodos activos originados en el límite entre sectores, los subperíodos y los ciclos diarios son sistemáticamente repetidos en los sectores del CMI prolongados.

En esta sección comparamos los períodos de actividad magnética, con la estructura de sectores del CMI. Las figuras 4 y 5 ilustran la relación entre los períodos magnéticamente activos y los sectores del CMI. En esas figuras se muestra la ocurrencia de períodos activos dentro del esquema de rotaciones solares de Bartels. La línea superior dentro de cada rotación solar indica la polaridad del CMI. Una línea gruesa indica polaridad "hacia", la línea delgada indica polaridad "desde". La línea punteada o guión corresponde a polaridad mixta.

Los guiones debajo de la traza superior indican la duración del período activo y su intensidad. Esto lo aclaramos en el caso de los días 5 y 6 de julio, figura 4. Las dos trazas superiores indican una fase positiva y las dos inferiores, una fase negativa. Un guión indica la ocurrencia de actividad, dos guiones indican una fase intensa, mayor que 500nT.

En las figuras 4 y 5 se aprecia que los períodos se desarrollan dentro de un dado sector del CMI, y comienzan abruptamente siguiendo la inversión de la polaridad del CMI.

Sin embargo, el comienzo de los períodos activos, dentro de un sector, muestra una disparidad de características, la cual es coherente con el resultado de Svalgaard (1975) quien notó que la naturaleza de las sucesivas inversiones de la polaridad varía notablemente de una a otra. Esto puede ser apreciado en los casos del 14 de mayo y julio 23, en figuras 1 y 2.

Además, la parte del sector del CMI abarcada por el período activo también muestra variaciones irregulares. Por ejemplo, el período mayo 14-26 (figura 1), abarca todo el sector, pero en la mayor parte de los casos, dura algo más de la mitad y es seguido por una fase de decaimiento.

SECTORES INTERPLANETARIOS DE DISTINTA DURACION

Los efectos de un dado sector del CMI difieren según su duración. En 1974 predominan los períodos de recurrencia de 27 días, juntamente con sectores igualmente espaciados.

Por el contrario, en 1975 predomina una distribución irregular de sectores de polaridad.

Con frecuencia se observan sectores de polaridad "mixta" que duran un día, intercalados entre los más prolongados.

En esos casos las variaciones magnéticas no muestran ciclos regulares y las perturbaciones son débiles, de acuerdo con las frecuentes inversionaes de la polaridad.

DISCUSION

La naturaleza recurrente de la actividad magnética observada en Belgrano admite una explicación en términos de su pasaje diario a través de cierta estructura espacial, en el curso de su rotación.

Algunos rasgos de la perturbación son fácilmente identificados durante varios días consecutivos, lo cual implicaría que esas supuestas estructuras espaciales deben permanecer localizadas en el espacio, durante cada período de actividad. Tales estructuras deben además desplazarse, puesto que los rasgos recurrentes observados en nuestros registros suelen desplazarse una o dos horas, de un día al siguiente. No obstante, este movimiento está restringido al sector en el cual se desarrolla la actividad magnética. En ciclos diarios muy activos este sector es $\sim 1900 - 1100$ TU, y aproximadamente $0200 - 0800$ TU en los ciclos diarios poco activos.

El número de líneas de campo en una región de la cola magnética es una función continuamente variable del tiempo. Las propuestas estructuras espaciales pueden ser concebidas como irregularidades en la distribución de flujo magnético, lo cual significa una concentración anómala de líneas de campo. Estas irregularidades probablemente actúan como canales para la precipitación de energía, y probablemente desaparecen durante los períodos calmos.

La distribución de líneas de flujo obtenida por Brice (1967) y el modelo de convección de Axford y Hines (1961), incluyendo los efectos de co-rotación magnetosférica y de convección inducida por el viento solar, indican una fuerte asimetría entre los sectores de la mañana y del anochecer. Este efecto es producido por la rotación terrestre, que produce la concentración del plasma en el sector del

amanecer. Estos resultados indican una fuerte asociación con la distribución asimétrica de actividad magnética a través del día local, descrita en este artículo.

Agregamos además que la actividad geomagnética en Belgrano es débil o nula durante el día polar y el día local. En esos periodos la alta conductividad de la ionósfera impide la convección.

La naturaleza cíclica de la actividad y su distribución asimétrica durante el día y el año, indican una notable coherencia con los principales resultados de la teoría de la convección magnetosférica.

CONCLUSIONES

En el curso de este estudio se encontró que la actividad magnética varía de un modo ordenado, dentro de cada sector del CMI. Las características más notorias pueden sintetizarse en lo siguiente:

1. La actividad magnética es generada en cada cruce de sectores del CMI.
2. Los periodos activos que se identifican con cada sector del CMI.
3. Los subperiodos de 4 a 5 días definidos dentro de cada periodo.
4. Los ciclos diarios de actividad.
5. La variación altamente estructurada de la actividad magnética dentro de los sectores del CMI.

La generación de la actividad magnética parece depender intrínsecamente de las inversiones del CMI. Los procesos de acoplamiento dinámico entre el medio interplanetario y la magnetosfera son drásticamente activados en cada inversión.

La atmósfera polar en el área de la Base Belgrano, está acoplada a la cola magnética en el sector del anochecer y de la mañana. Fuera del mismo, las perturbaciones magnetosféricas no producen ningún efecto en nuestra zona de observación.

Estos resultados tienen una fuerte implicancia en la teoría de la actividad magnetosférica. Las características descritas en los puntos 1 al 5 indican que la actividad magnética en la zona auroral Sur no depende de la formación de la corriente de anillo y su corto circuito en la ionósfera. Las bahías magnéticas con una hora o dos de duración, unicamente aparecen en nuestros registros en la fase de decaimiento de los periodos activos, cuando la actividad decrece al nivel mínimo.

Los periodos activos revelan una dependencia de fenómenos que deben desarrollarse y mantenerse en la magnetósfera durante prolongados

períodos, y cuyos efectos son permanentes durante cada sector CMI. La secuencia ordenada que caracteriza la actividad magnética en Belgrano puede ser entendida en base a la convección magnetosférica inducida por el viento solar. Este mecanismo aparenta ser dominante en la aceleración del plasma de la cola magnética. Los ciclos diarios de actividad son generados en el pasaje diario de nuestro observatorio, a través de la región de acumulación de flujo magnético. De este modo, la actividad magnética se comporta como un fenómeno recurrente, cuyas variaciones son más espaciales que temporales.

Agradecimientos. Los autores agradecen a los Técnicos A. Mateucci y L. Pacini por su asistencia en la elaboración de los datos, en el curso de este estudio. Asimismo agradecen a la NASA por facilitar datos sobre el medio interplanetario, y al Prof. L. Svalgaard por ceder datos no publicados sobre la estructura de sectores.

BIBLIOGRAFIA

- Axford, W. I. and Hines, C.O., 1961: A unifying theory of high latitude geophysical phenomena and geomagnetic storms. *Can. J. Phys.*, 1433.
- Brice, N. N., 1967: Bulk motion of the magnetosphere. *J. Geophys. Res.*, 72, 5193.
- Forbes, T.G. and Speiser, T.W., 1971: Mathematical Models of the open magnetosphere; application to dayside auroras. *J. Geophys. Res.*, 76, 7542.
- Friis-Christensen, E., Lassen, K. Wilcox, J. M., Gonzalez, W., and Colburn, D. S., 1971: Interplanetary magnetic sector polarity from polar geomagnetic field observations. *Nature*, 233, 48.
- Mansurov, S. M., 1969: New evidence of a relationship between magnetic fields in space and on earth. *Geomagn. Aeron.*, 9, 622.
- McPherron, R. L., 1970: Growth phase of magnetospheric substorms. *J. Geophys. Res.* 75, 5592.
- Svalgaard, L., 1968: Sector structure of the interplanetary magnetic field and daily variation of the geomagnetic field at high latitudes. Pap. 6, Danish. Meteorol. Inst. Geophys Charlottenlund, Demark.

- Svalgaard, L., 1975: An Atlas Interplanetary Sector Structures
Institute for Plasma Research, Stanford University Report
N°629.
- Wilcox, J. M. and Ness, N. F., 1965: Quasi-Stationary corotating
structure in the interplanetary medium. J. Geophys. Res.
70. 5793.
- Wilcox, J. M., 1968: Asymmetry in geomagnetic response to the
polarity of the interplanetary magnetic field. J. Geophys.
Res. 73. 6835.

TEXTO DE LAS FIGURAS

- Figura 1.- El período activo mayo 14-25 de 1974 que corresponde al sector de polaridad "hacia el sol", del campo magnético interplanetario. Los ciclos diarios de actividad son sistemáticamente observados durante los 12 días de este período.
- Figura 2.- El período julio 23-30 de 1974, correspondiente al sector "desde el sol", julio 23-agosto 2. La naturaleza recurrente de la actividad magnética es claramente notada.
- Figura 3.- Valores medios horarios de la componente H. Las marcas verticales indican la inversión de polaridad del CMI. Se indica también la polaridad de cada sector.
- Figura 4.- Distribución de períodos activos y ciclos diarios de actividad dentro de los sectores del CMI. El número de cada rotación solar de Bartels está indicado a la izquierda de cada período de 27 días (año 1974). Se observa la correspondencia entre cada sector del CMI (explicado en el texto), y cada período de actividad magnética. La segunda línea hacia abajo indica una velocidad del viento solar mayor que 550 km/seg. La traza siguiente indica un intensidad de campo mayor que 15 nT. La línea ondulada indica falta de datos.
- Figura 5.- Igual que la anterior, con datos de 1975. No hay datos en los períodos junio 24-26, julio 18-21 y octubre 10.

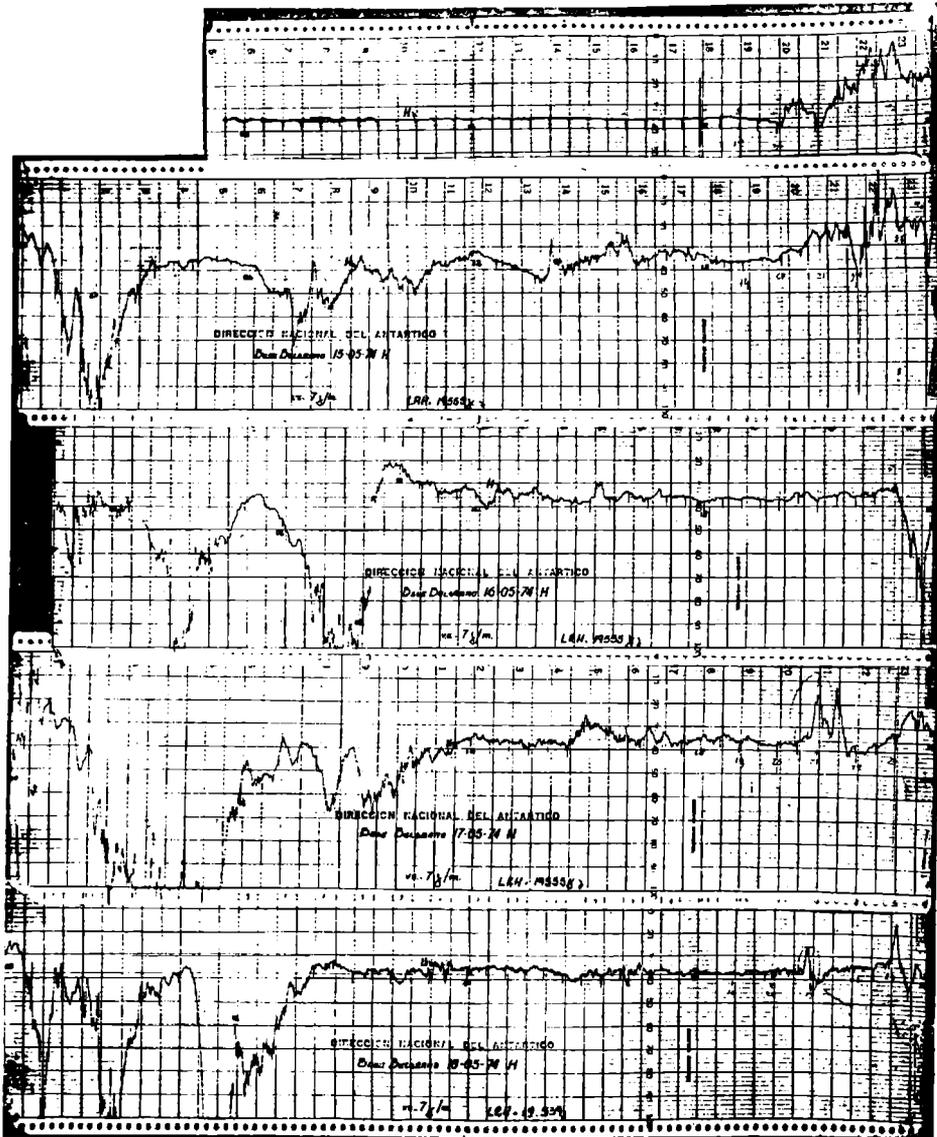


Figura 1a

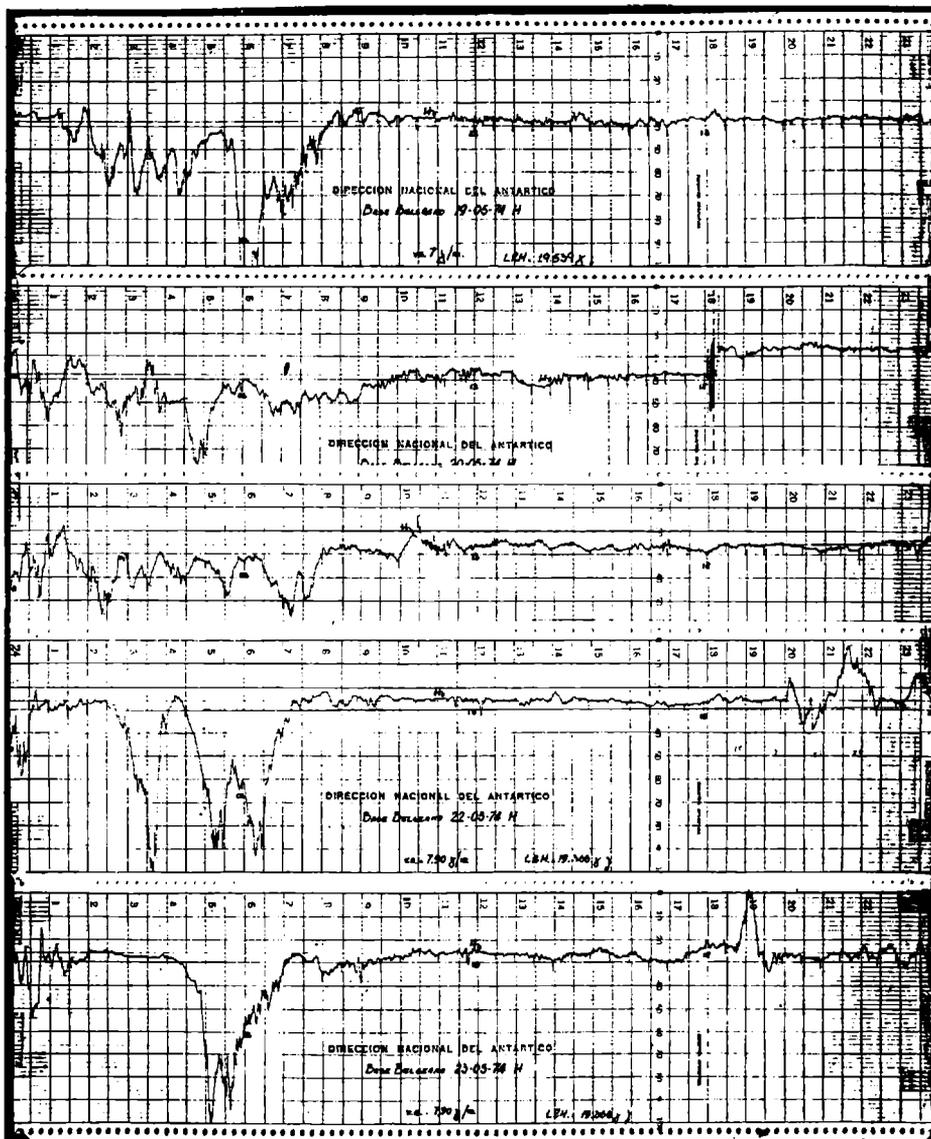


Figura 1b

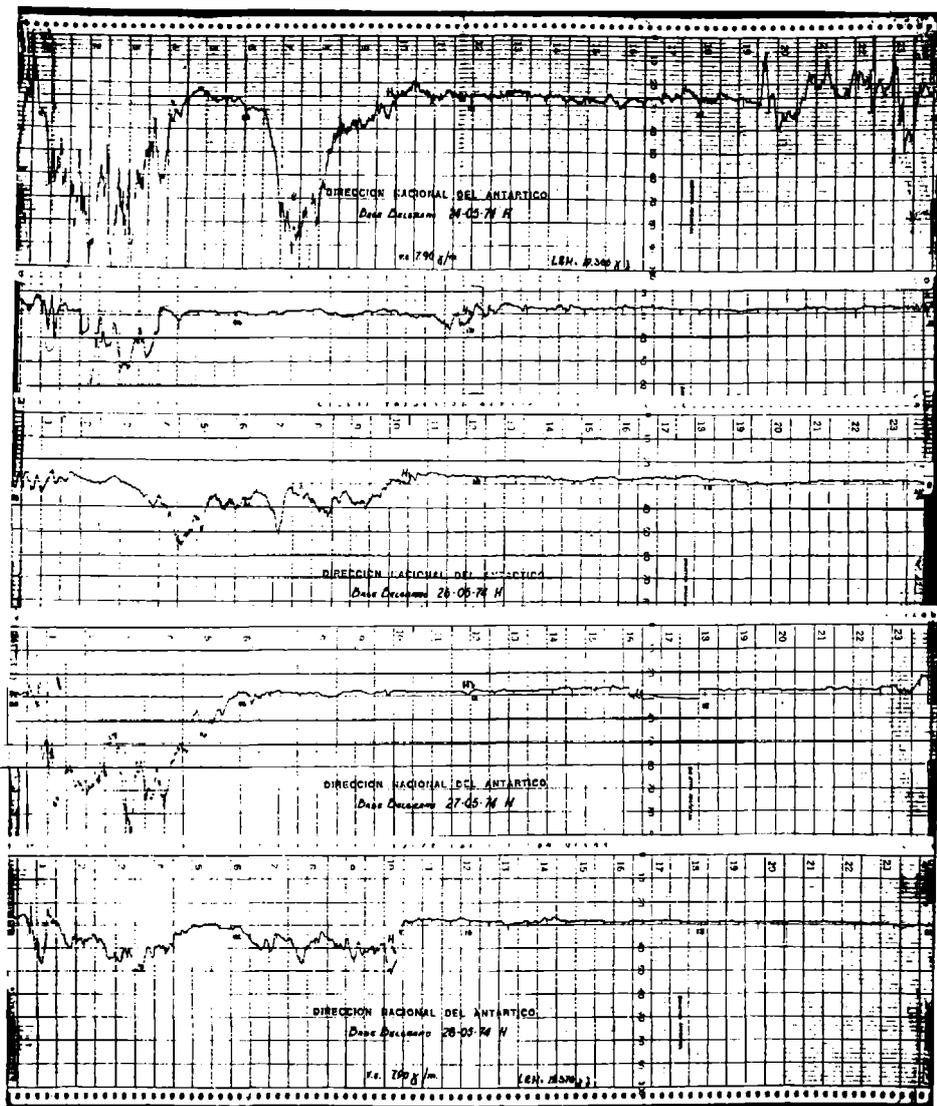


Figura 1c

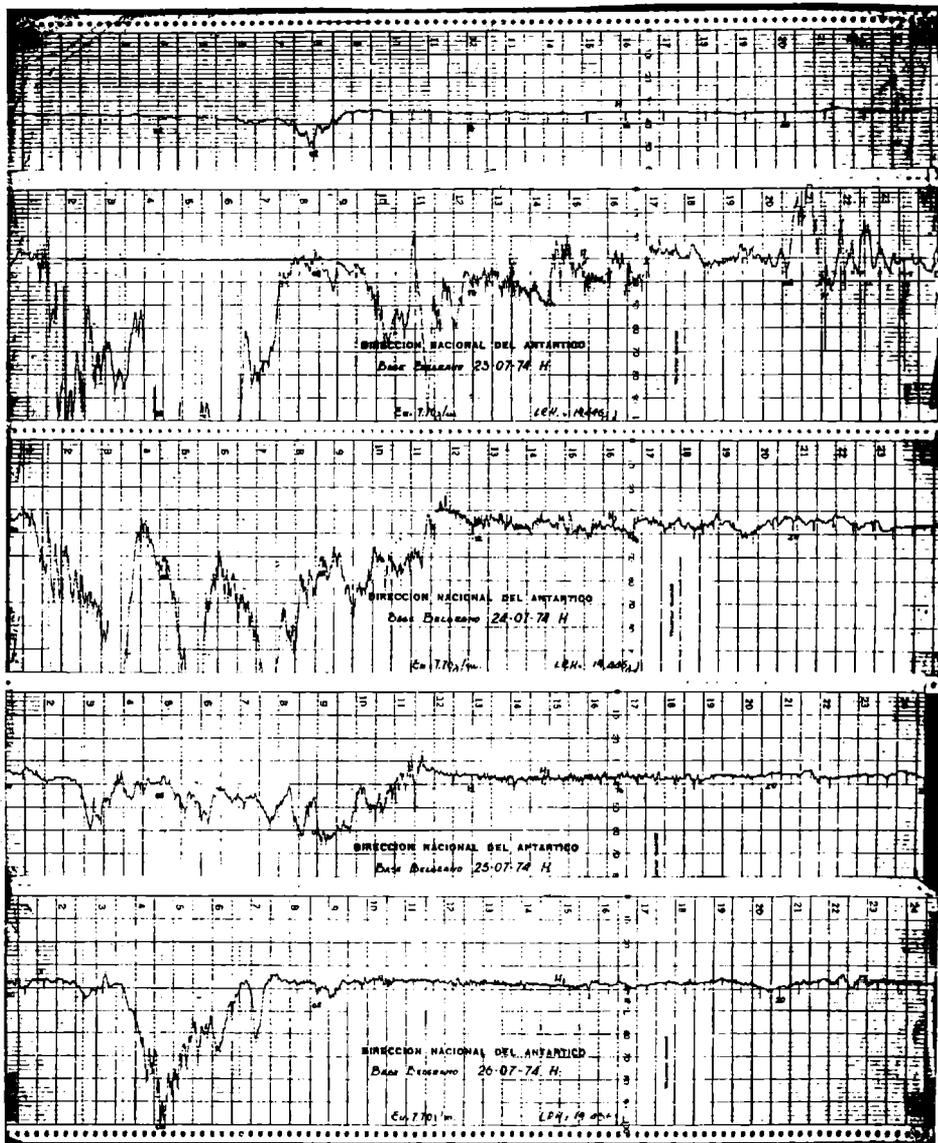


Figura 2a

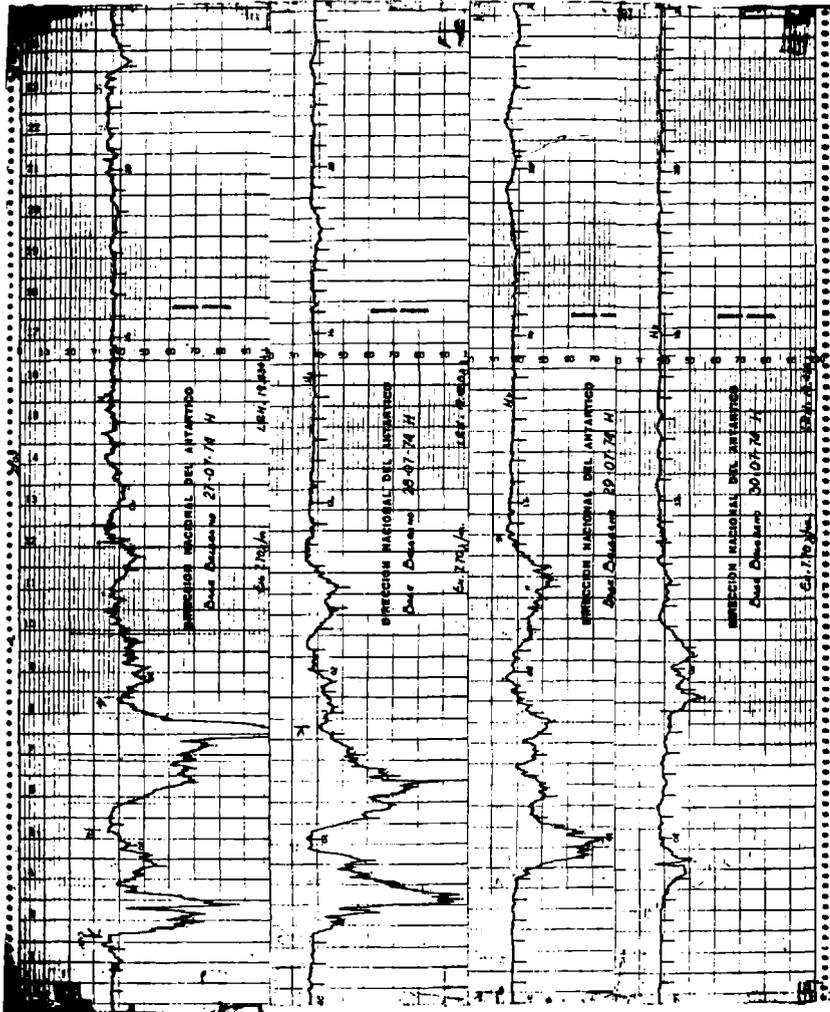


Figura 2b

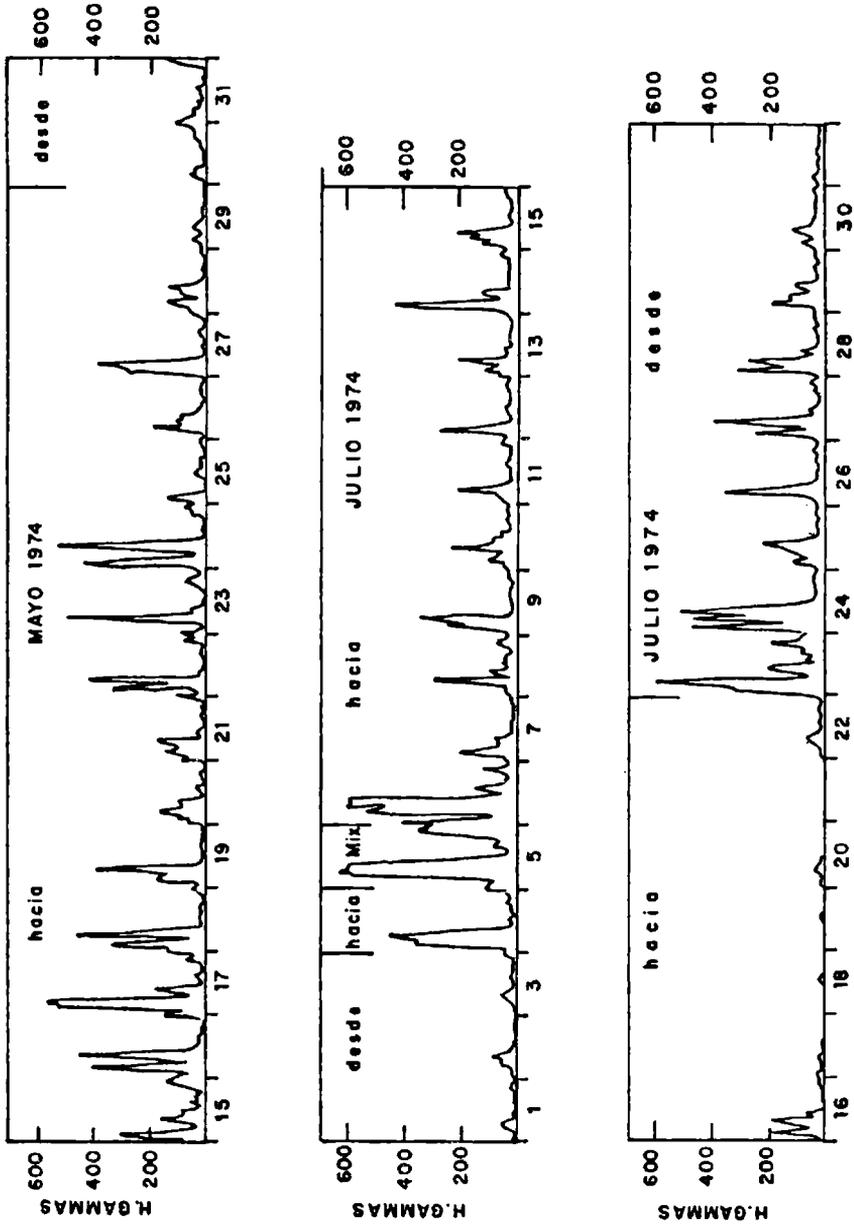


Figura 3

CICLOS DE ACTIVIDAD MAGNETICA 1974

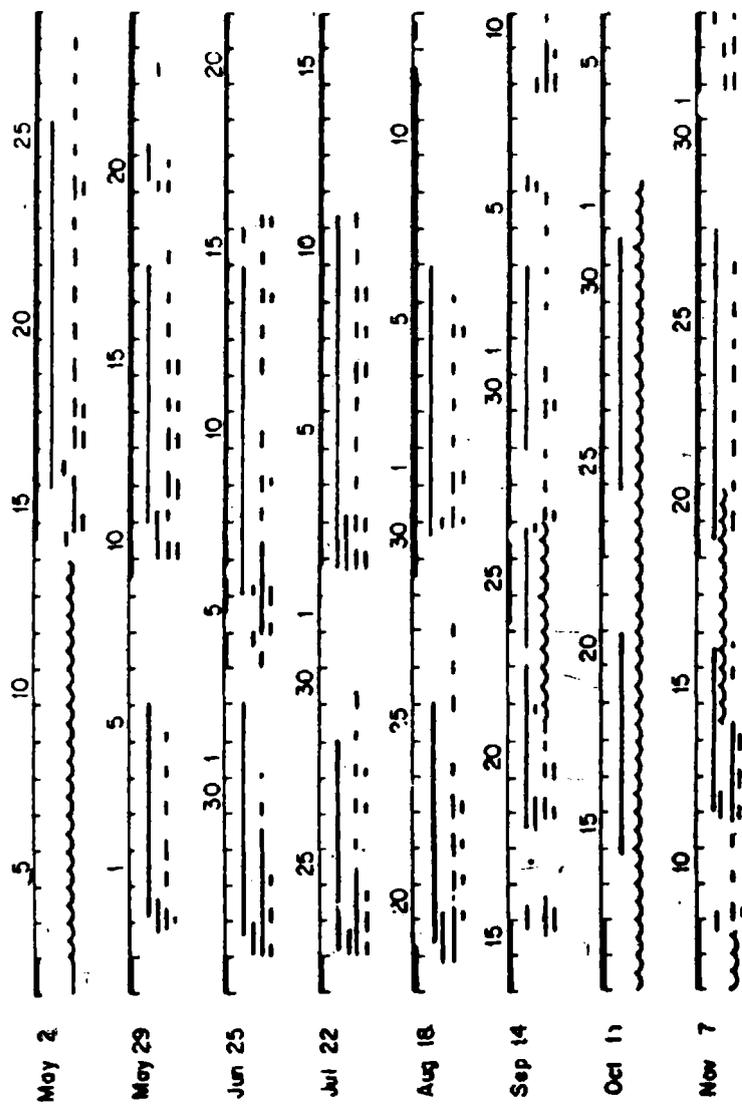


Figura 4

CICLOS DE ACTIVIDAD MAGNETICA 1975

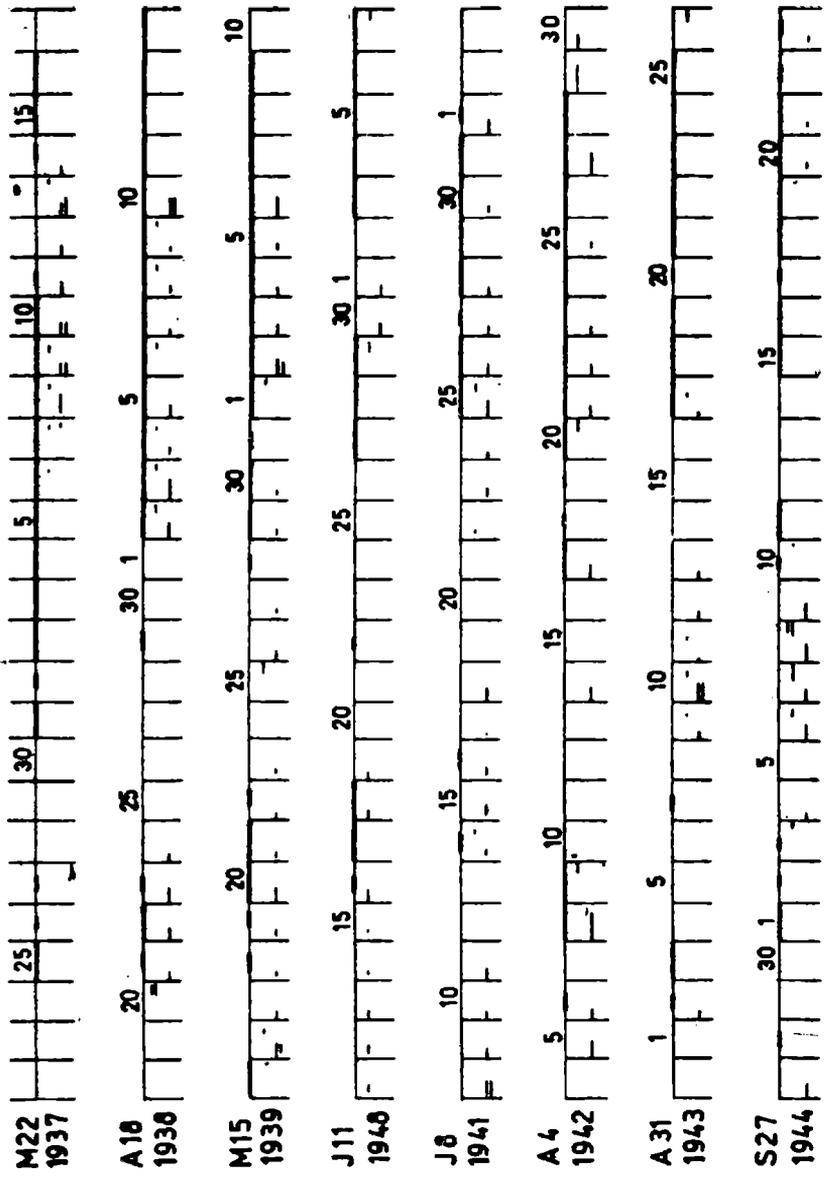


Figura 5

342

EVALUACION DE FORMACIONES
CON EL GRAVIMETRO DE POZO

Rubén A. Gutierrez y Roberto F. Santiso

YACIMIENTOS PETROLIFEROS FISCALES

R E S U M E N

1) Limitaciones y desventajas

La presión y la temperatura máximas que puede soportar el instrumento son: 840 kgs./cm² y 150°F; las condiciones del pozo son que el mismo no se desvíe de la vertical en más de 14°; y que el diámetro no sea menor de 4 1/8".

La herramienta si bien determina anomalías, aunque las mismas no esten en la perforación, no da la dirección de las mismas.

Las lecturas del registro gravimétrico no son continuas. hay que hacer estación dentro del pozo, para ver el valor de la gravedad en cada profundidad; estas lecturas, por condiciones de seguridad, deben hacerse entre 5 y 10 minutos. Además para poder ser determinadas, las anomalías deben ser de un espesor no menor de 10 metros. No reemplaza a otros perfiles geofísicos de pozo, como ser al registro de densidad.

2) Las ventajas del método son:

No lo afectan ni los derrumbes del pozo, ni el revoque que se forma alrededor del mismo, ni las variaciones en los tipos de lodos que se usan en la perforación.

Tampoco es afectado por la invasión de las formaciones que rodean al pozo por dicho lodo.

Se puede registrar en pozos entubados con una o varias cañerías; tiene un radio de investigación mayor que las herramientas de densidad y no requiere calibración insitu.

Los gravímetros que se utilizan para realizar estas mediciones son: gravímetros de cuerda vibrante que utilizan como principio la variación de la frecuencia de vibración del elemento de medida ó gravímetros La Coste Romberg en los cuales una masa es suspendida en condición inestable y se mide la longitud necesaria para restaurarla a su posición original.

Detecta anomalías laterales, es decir, aún las que no atraviesan al pozo, y su costo de registro es bajo.

Al promediar las densidades de volúmenes grandes de rocas permite hacer estudios sísmológicos estratigráficos o con modelos.

En la Argentina puede ser útil para la detección de Yacimientos en calizas.-

A B S T R A C T

1) Limitations and disadvantages

Maximum pressure and temperature the instrument can bear are; 84- kgs./cm² and 150°F respectively; borehole deviation from vertical must not exceed 14°, and well diameter should not be less than 4 1/8".

Although the tool can determine anomalies, even if they are not within the borehole, it does not provide their direction.

Gravimetric record readings are not continuous. It is necessary to spot within the well in order to obtain gravity values at each depth; for security purposes, these readings should be made between 5 and 10 minutes. Furthermore, in order to be determined anomalies thickness should not be less than 10 meters. It does not replace other geophysical well logs, as for example the density log.

2) Advantages of this method:

It is affected neither by well wash out or mudcake nor by variations in the types of mud used in drilling.

Besides it is not affected by mud invasion into the formations surrounding the well.

Records can be obtained in cased hole wells one or more casing; its investigation radius is greater than density tools and in situ calibration is not required.

Gravimeters used for these measurements are: vibrating string gravimeters in which the vibrational frequency changes of the string are measured or La Coste Romberg gravimeters in which

a mass is suspended in unstable condition and the necessary length to restore its original position is measured.

It can detect side anomalies, that is, even those outside the well and its recording cost is low.

Seismologic-stratigraphic and model studies can be made when getting an average of large rocks bulk densities.

In Argentina, it may prove to be useful for finding out limestone reservoirs.

1. ANTECEDENTES

En 1950 Neal, J. Smith (1950) publicó un trabajo precursor. En el mismo sugería el uso de gravímetros en pozo (también analizó el caso de los gradiómetros). Otros geofísicos habían hecho estudios gravimétricos en cavernas y minas con vistas a la obtención de datos para mejorar la interpretación gravimétrica, mas Neal Smith tenía ideas concretas sobre su utilización en la interpretación de sísmica y de geología de subsuelo. Analiza las fórmulas y estudia en particular el caso de los domos salinos y las fallas próximas al pozo. Luego dedica una sección a la determinación del coeficiente de reflexión y sus posibilidades en sísmica.

En lo referente a la geología de pozo, ya señala el perfil gravimétrico como método para obtener un perfil de densidad de las formaciones y diferenciar las zonas con gas y petróleo.

Con amplia visión prevé el inconveniente principal que presentará el método: la medición es discontinua porque para asegurar la máxima precisión debe leerse en reposo.

En la década del 60 empiezan a aparecer instrumentos aptos para su uso en pozo, empezando por los de cuerda vibrante. El de la ESSO permitía una precisión de 0,1 ug.

A fines de la década del 60 comienza el estudio sistemático: McCulloh (1967 a y b, 1968) establece las bases de los trabajos posteriores.

Finalmente en la década del 70, el proceso llega a su culminación.

2. LIMITACIONES

2.1 Temperatura y presión: Los instrumentos son muy delicados y la temperatura fue uno de los principales problemas. Al principio

no soportaban más de 150°F. En la actualidad admiten hasta 300°F (150°) y hasta 12000 psi (840 ugr/cm²) se llegaría a 20000psi en un modelo nuevo).

Esos límites cubren el rango de la mayoría de las formaciones de interés en nuestro país.

2.2 Precisión: En la actualidad, el instrumento más sensible mide con una precisión de $\pm 0,007$ g. Este valor nos da un límite de resolución de capas de unos 10 m. En casos especiales, puede disminuir ese valor, pero otros factores influyen para que por el momento ese sea el límite de resolución. Sin embargo, este defecto debido (entre otras cosas) a que promedia volúmenes grandes de rocas, será muy ventajoso en ciertos casos.

2.3 Discontinuo y baja velocidad de registro: Es una de las desventajas que más incidieron en su comienzo. Cada lectura entonces demoraba cerca de media hora. Además punto a punto no conviene moverlo muy bruscamente. En la actualidad ese tiempo se bajó a unos 5 minutos o algo más, según el modelo de gravímetro. Es decir que en un pozo de 4000 m a una lectura cada 10 metros, insu- miría como mínimo alrededor de 30 horas. Como rara vez se perfila todo el pozo y en tramos de poco interés se agranda el intervalo de lectura, vale la referencia de Jones (1972): término medio el trabajo dura de 12 a 24 horas.

No hay perspectivas inmediatas de producir una herramienta de registración continua pues harían falta mecanismos de estabilización durante el ascenso (suspensión cardánica, giróscopos. y algún sistema de control remoto de la nivelación) y la tecnología actual no puede producirlos con diámetros suficientemente pequeños (menos de 5").

2.4 Exige cierta verticalidad del pozo: Antes era factor crítico, ahora el modelo L.R. usado por EDCON permite desviaciones de hasta 14°. De todos modos esa condición es limitante en pozos dirigidos.

2.5 Diámetro mínimo del pozo: El L.R. de EDCON mide 4 1/8" (diámetro) y puede correrse en "casings" de algo menos de 5".

2.6 Costo: En 1972 el L.R. costaba 80.000 dólares y el ESSO, 18.000

La última generación del L.R. es más sofisticada y es más caro. No se tienen precios del servicio, pero es seguramente

asequible: para un pozo de 4.000 m, el costo del servicio del gamma-gamma se acerca a un 50% del precio del gravímetro más caro.

2.7 Poco adecuado para buzamientos grandes, fallas o discordancias: Esto se debe a que promedia volúmenes grandes y además leemos en la vertical. Pero este mismo defecto puede ser ventaja si se corre el gamma-gamma: la comparación de ambos nos da información geológica imposible de detectar con otros perfiles.

2.8 Topografía de superficie muy irregular y apartamiento de la horizontal de las superficies "isopícnicas" (igual densidad de la roca) (Mc Culloh, 1968): Como generalmente interesan zonas a más de 1000 m de la superficie, la corrección topográfica es despreciable. Evaluarla es sencillo y se puede hacer con cualquier plancheta acotada (no hay corrección cercana).

En estratos de buzamientos suaves, la corrección por esa circunstancia es también insignificante. En caso contrario debe evaluarse: un método es comparar con la densidad de un buen testigo. Esta corrección sólo afecta las densidades absolutas, no así las relativas.

2.9 Falta de direccionalidad: Cuando se trata de información estructural o estratigráfica lateral, podemos estimar la distancia, no así el rumbo: habría que disponer de información sísmica o de pozos cercanos.

3. VENTAJAS

3.1 Poco afectado por las condiciones de pozo: aun con derrumbes que invalidan los resultados del gamma-gamma convencional, el efecto sobre la densidad del perfil gravimétrico es casi nula. Es fácil calcular esos efectos.

3.2 Puede correrse en pozos entubados: Aun con varias cañerías, la influencia es mínima y fácil de evaluar si es necesario. Es uno de los pocos métodos que permite el perfilado en pozos entubados viejos.

3.3. No influye la invasión ni el tipo de lodo: Condición sumamente útil. Como en la mayoría de las herramientas con lodos muy densos el descenso debe ser muy lento.

3.4 No requiere calibración in situ: La medición es directa y sólo la densidad puede influir en los valores (si damos por descontado que se lee en reposo y se cumplen las tolerancias en cuanto a la verticalidad del pozo).

3.5 Buena precisión: Para capas de más de 15 m de espesor, la densidad se obtiene con un error de $\pm 0,01$ gr/cm³. Para menos de 10m, el error es mayor que $\pm 0,025$ gr/cm³. Esto equivale en porosidad a $\pm 1,6\%$ y $\pm 3\%$ respectivamente.

En formaciones homogéneas y subhorizontales, la máxima diferencia con el gamma-gamma es de un 10%, pero debe recordarse que los métodos miden densidades de volúmenes de roca muy distintos, por lo cual es irrelevante comparar la precisión.

3.6 Medición de densidad de fluidos: Combinado con el gamma-gamma, que obtiene la porosidad de la formación saturada de agua (zona invadida), el gravímetro permite, para una litología dada, deducir la densidad del fluido en la formación. Así intervalos con baja densidad de fluido justifican punzar una capa muy invadida por el filtrado, la cual hubiera sido dejada de lado como posible objetivo comercial.

En yacimientos viejos puede ser útil para conocer el estado de la formación después de años de explotación.

3.7 Mide la densidad promedio de grandes volúmenes de rocas: Si la posible capa productora es de espesor apreciable, la porosidad dada por el gravímetro es más fiable que la del perfil convencional, que da un dato muy local (penetra unas pocas pulgadas). Por supuesto, la resolución del último es mucho mejor (hasta medio metro).

3.7.1 Es de más correcta aplicación en sísmica estratigráfica: El Dr. Neidel de Geoquest, en el primer curso que dictó en YPF. sobre sísmica de alta resolución en 1979, señaló que el frente de onda sísmico (zona de Fresnel) abarca un volumen de roca de varios centenares de metros de diámetro, más comparable con el dato provisto por el gravímetro que con el valor calculado con el gamma-gamma.

Pronosticó en ese entonces una creciente utilización del gravímetro de pozo debido el vencimiento de las patentes sobre el método. Esa ventaja es definitiva en caso de porosidad irregular o en pozos con derrumbes.

3.7.2 Mayor radio de investigación: Para una capa de 10 m de espesor, el radio de investigación es de unos 10 m, pero para 30 m ya ese radio supera los 150 m. Por lo tanto, comparando con otros perfiles como el gamma-gamma convencional se puede detectar, por

ejemplo, en calizas la porosidad lateral, regular o de fracturas. Hay muchos ejemplos en la bibliografía. En Libia se corrió en pozos viejos entubados y ensayados con los perfiles convencionales: las diferencias permitieron encontrar capas porosas donde antes aparecían cerradas. En el S.O. de EEUU. en una formación se halló gran diferencia de porosidad entre el perfil gravimétrico y el gamma-gamma: 7% y 18% respectivamente. Si ambas herramientas trabajan bien, hay varias posibilidades:

- 1) Un "pinch-out" o acuñaamiento;
- 2) Una falla (o discordancia) lateral pero próxima al pozo;
- 3) Porosidad lateral a menos de unos 60 m y alcanzable con tratamiento adecuado.

Como se conocía la geología del área se excluyeron las dos primeras posibilidades y el pozo se ensayó con éxito.

En el yacimiento de Springs Field, California, se hizo un estudio comparando con densidades determinadas en laboratorio: el acuerdo fue correcto salvo en algunos niveles donde la diferencia se debió al gas de formación.

3.7.3 Caso de Arrecifes: La interpretación es compleja pues a las correcciones convencionales debe agregarse la influencia del arrecife lo que se efectúa quitando el "gradiente estructural" (obviamente se debe disponer de una idea aproximada sobre la configuración del arrecife). Anomalías "residuales" negativas señalarían las zonas de interés. Por supuesto que ni el gravímetro ni las otras herramientas de porosidad dan ningún indicio sobre la permeabilidad o la interconexión de poros. Otra circunstancia negativa es la extrema heterogeneidad de la porosidad que puede influir dando por resultado una producción pobre de hidrocarburos.

En realidad en estos casos el gravímetro actúa como un verdadero sensor remoto y añade una tercera dimensión a los perfiles de pozo.

3.7.4 Suministra información estructural: En este caso se puede trabajar directamente con la anomalía, sin pasar por el proceso numérico que da la densidad. Acá también, si se dispone de un relevamiento gravimétrico en superficie, el gravímetro de pozo añade una tercera dimensión al plano gravimétrico y se pueden aplicar técnicas como el "stripping", de Hammer.

4. CONCLUSIONES

El gravímetro de pozo es una herramienta especializada

que no reemplaza a otras sino que las complementa. Tiene limitaciones físicas perfectamente definidas así como campos de aplicación específicos. El mayor provecho resulta de integrarlo con otro tipo de información.

En los últimos 5 años ha contribuido sustancialmente al hallazgo de nuevos reservorios como el de Prizzy Shiff 1-14 en Michigan cuya producción a la fecha se eleva a varios millones de dólares. Varias compañías han estado vinculadas al desarrollo de la técnica, a saber: California, Shell, Esso, Amoco, Tideland Geophysical Company, además del U.S.Coast and Geodetic Survey y el V.S. Geological Survey. Ultimamente se integró una compañía de servicio -EDCON- que reunió a varios de los profesionales que desarrollaron esta tecnología, que en principio fue propiciada por grandes compañías de explotación más interesadas en usar la tecnología que en venderla.

En Argentina algunas de las posibilidades de aplicación son entre otras:

- 4.1 Calizas de Puesto Rojas y otros yacimientos similares de la Cuenca Neuquina.
- 4.2 Formaciones no consolidadas del Chubutiano del Golfo San Jorge.
- 4.3 Pozos viejos (o nuevos) entubados en la Cuenca Neuquina.

Para detectar el gas de hidrocarburo se corre un neutrón y una densidad gravimétrica. Hay en esa y otras cuencas gran número de pozos viejos cuyo único perfil es un Inducción: con un neutrónico y un gravimétrico se pueden revisar las posibilidades, determinando porosidad e inclusive litología, contenido de fluidos etc., lo que permite detectar otras capas de interés y evaluar la perspectiva de tratar el pozo con fracturación, acidificación etc..

4.4 En zonas como Puesto Rojas sería útil como apoyo a la sísmica estratigráfica porque hay fuertes variaciones de densidad y por lo tanto de impedancia acústica.

4.5 En reservorios lenticulares como hay en varios yacimientos del país, el gamma-gamma puede dar una estimación optimista, pero el gravímetro puede medir una densidad mayor debido a la falta de extensión lateral del reservorio. Obviamente este resultado puede ser un valioso complemento de la sísmica estratigráfica. Se sobreentiende que se conoce el volumen mínimo de reservorio que puede detectar el gravímetro.-

B I B L I O G R A F I A

- BEYER L.A., 1976: The Interpretation of Borehole Gravity Survey; Survey; S.E.G. 46 th. Meeting, HOUSTON.
- BRADLEY J.W., 1974: The commercial Application and Interpretation of the Borehole Gravimeter; Symp.of Houston Geophysical Society.
- BRADLEY J.W., 1975: The Application of the Borehole Gravimeter; 45th. Annual Meeting of S.E.G. DENVER, Colorado.
- EDCON; 1980: Borehole Gravity Meter; Exploration Data Consultante, Incorporated; Chairman T.R. La FEHR; DENVER Colorado.
- FARLAY O.G., 1971: Application of the Downhole Gravity Meter for Porosity Determination; Libyan Association of Petroleum Technologists Seventh Annual Meeting, 1-20.
- GILBERT R.L.G., 1952: Gravity Observations in a Borehole; Nature, 170, 424-425.
- GOODELL R.R. and FAY C.H., 1964: Borehole Gravity Meter and its Application; Geoph., 29, 774-782.
- HEARST J.R. et al., 1976: Structure Elucidation with Borehole Gravimetry; Geoph., 41, 491-506.
- HEARST J.R., 1977: Estimation of Dip and Lateral Extent of Beds With Borehole Gravimetry; Geoph., 42, 990-994.
- HOWELL L.G. et al., 1965: The Development and Use of a high Precision Downhole Gravity Meter; Geoph., 31, 754-772.
- JAGELER A.H., 1975: Improved Hydrocarbon Reservoir Evaluation Through Use of Borehole Gravimeter Data, 50th. Annual Meeting of SPE of AIME, DALLAS, Texas, Paper 5511.
- JAGELER A.H., 1980: New Well Logging Tools Improve Formation Evaluation; World Oil, March, 89-103.
- JONES B.R., 1972: The use of Downhole Data in Formation Evaluation; S.P.W.L.A. 13th. Annual Logging Sympos., M 1-13.
- La COSTE L., 1976: Recent Advances and Possible Future development in Gravity Meter Instrumentation; SEG, 46th Meeting, HOUSTON.
- LA FEHR T.R., 1976: State of the Art of Gravity Exploration; S.E.G. 46th. Meeting, HOUSTON.
- Mc Culloh T.H., 1966: The Promise of Precise Borehole Gravimetry in Petroleum Exploration and Exploitation; U.S.Geol.Survey Circ.531.
- Mc CULLOH T.H., 1967: Borehole Gravimetry; World Petroleum Congress 7th., MEXICO CITY, Proc.;113, 735-744.
- Mc CULLOH T.H. et al., 1967: The US.Geological Survey-La Coste and Romberg Precise Borehole Gravimeter System; U.S.Geol.Survey Prof.Paper 575-D, 92-100 and D.101-D.112.

- Mc CULLOH T.H., 1968: Application of Gravity Measurements in Wells to Problems of Reservoir Evaluation; S.W.P.L.A. Ninth Annual Logging Symposium, 0 1-28.
- Oil and Gas Journal, 1966: Esso Licenses Down-Hole Gravity Meter; Oil and Gas Journal, 64, 101-102.
- RASMUSSEN N.F., 1975: The Successful Use of the Borehole Gravity Meter in Northern Michigan; Log Analyst, 3-10.
- SMITH N.J., 1950: The Case for Gravity Data from Boreholes; Geoph., 15, 605-635.
- SNYDER D.D., 1976: The Borehole Gravity Anomaly; S.P.W.L.A. Seventeenth Annual Logging Symp., AA 1-20.

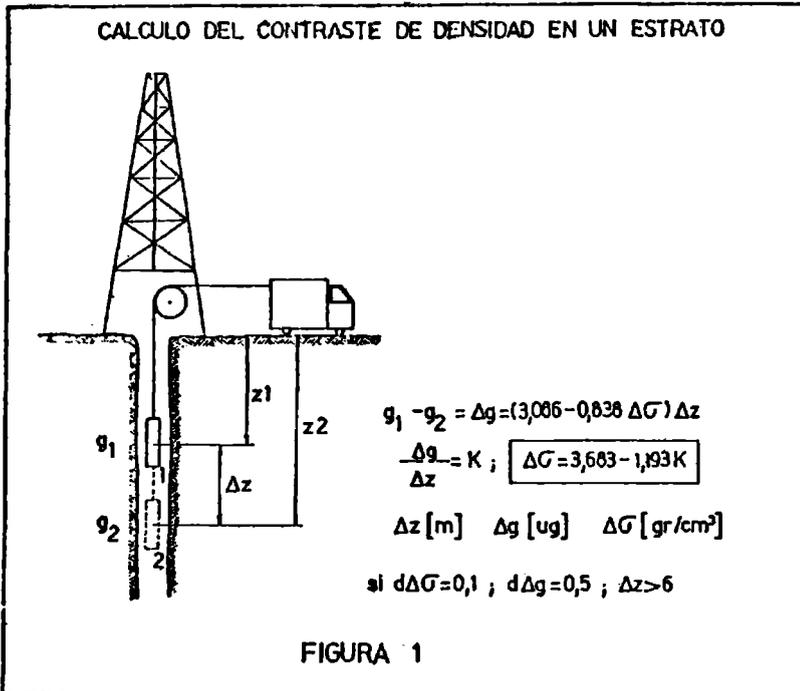


FIGURA 1

DISTANCIA A LA CUAL LA ANOMALIA ES EL 90 % DE LA DE UNA PLACA INFINITA

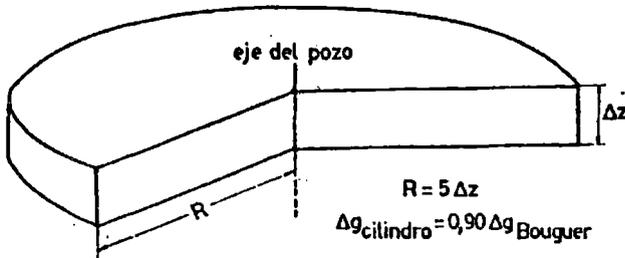


FIGURA 2

TIPO DE INSTRUMENTO	DIAMETRO EXTERIOR DE LA HERRAMIENTA	TIEMPO DE LECTURA	ESTACIONES POR HORA	MAXIMA TEMPERATURA (°C)	MAXIMA DESVIACION DEL POZO TOLERADA (GRADOS)
USGS LA COSTE & ROMBERG	5.9 (para 3000 psi) ----- 6.3 (para 12000 psi)	5 a 10	3-6	103	7,75
EDCON	4.1/8	5 a 10	6	121	14
ESSO	4.0	20	2-3	125	4

FIG.3 COMPARACION DE CARACTERISTICAS DE VARIAS
HERRAMIENTAS

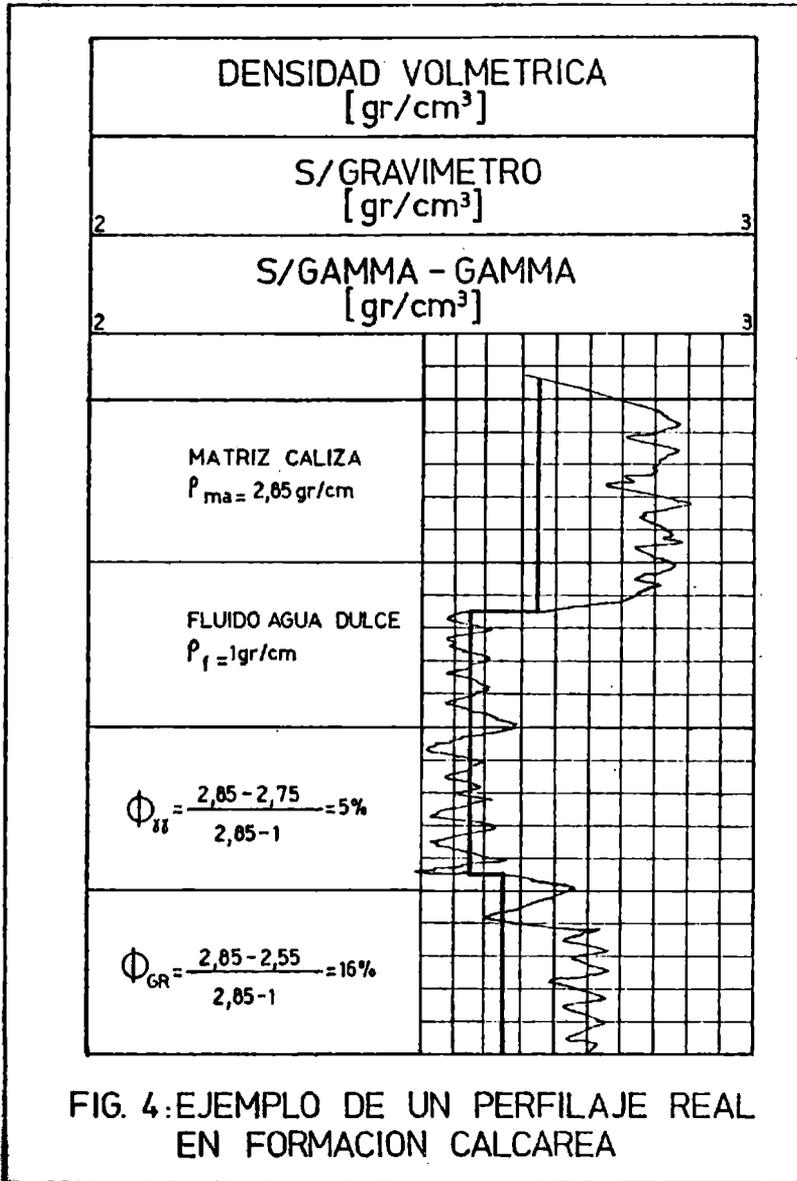
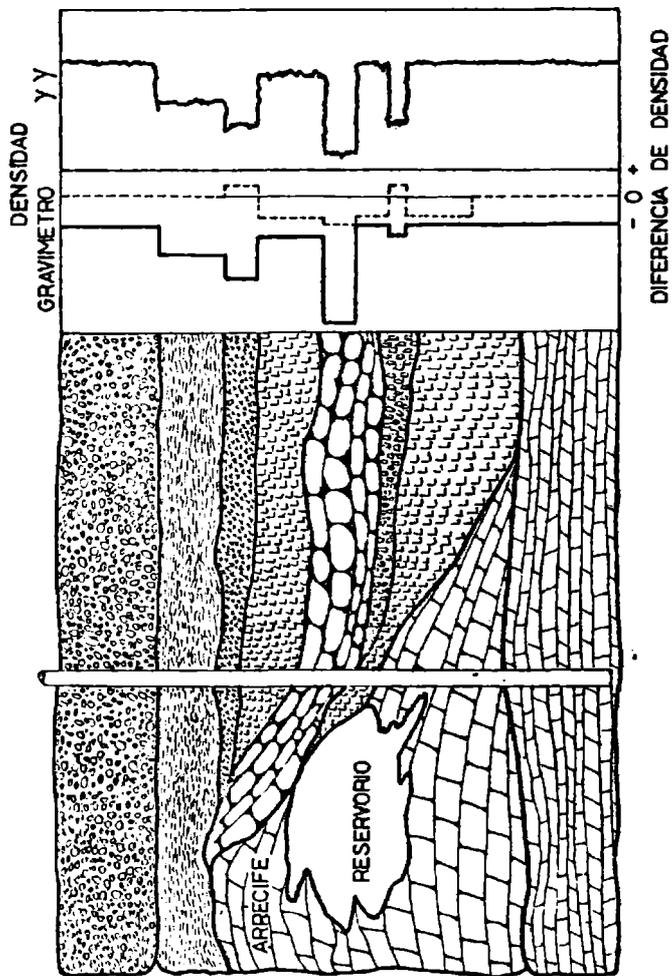


FIG.5 CASO TIPICO EN QUE LA COMPARACION DE LOS RESULTADOS PERMITE UBICAR UN RESERVORIO MARGINAL



LA ACTIVIDAD SISMICA EN LA SIERRA CHICA DE ZONDA
ANTES Y DESPUES DEL DIQUE DE ULLUM (*)

Fernando S. Volponi (**) y Miguel A. Yacante
Instituto Sismológico Zonda
Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales
Universidad Nacional de San Juan
San Juan, República Argentina

RESUMEN

La construcción del Dique de Ullum en la Provincia de San Juan ofrece a los sismólogos una nueva oportunidad para investigar el problema de la Sismicidad Inducida. La suerte quiso que el embalse cayera dentro del área de una red de siete estaciones sismológicas de alta sensibilidad. La ubicación de la presa está en una quebrada de la Sierra Chica de Zonda, a unos 12 km al oeste de la ciudad de San Juan. La Sierra es reconocida como zona sísmicamente muy activa. El primero de abril de 1978 se empezó a estudiar los sismos que se producían dentro de un radio no mayor de 60 km a partir del dique.

El llenado del embalse empezó el 28 de diciembre de 1979 y el 12 de diciembre de 1980 el agua alcanzó el umbral del vertedero. El embalse se mantuvo lleno hasta el 20 de marzo de 1981. Durante 21 meses, con el dique vacío, se registraron 119 sismos; mientras que durante los 15 meses del período del llenado y con el dique lleno se registraron 140 sismos. Pero ha sucedido que el 24 de enero de 1980 y el 18 de abril del mismo año, cuando todavía había muy poca agua en el embalse, se produjeron dos fuertes sismos en la Sierra Chica de Zonda, a unos 20 kilómetros al sud del embalse. Ambos fueron seguidos de réplicas que aumentaron notablemente la frecuencia de los sismos. En opinión de los autores, el embalse no ha intervenido en la generación de los dos fuertes sismos y se habrían producido igualmente sin el embalse. Como resultado final no se observa que, aún con el embalse lleno, se modifique la sismicidad natural de la zona.

(*) Publicación del Instituto Sismológico Zonda de la Universidad Nacional de San Juan

(**) Investigador del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

ABSTRACT

The construction of the Ullum Dam in the Province of San Juan provides seismologists with a new opportunity to conduct research on the problem of Induced Seismicity. Fortunately, the dam was located within the area covered by seven high sensibility seismologic stations network. The dam is located in the Sierra Chica de Zonda valley, about 12 km, to the West of San Juan City. The Sierra is considered to be a very active seismical area. On April 1st, 1978 a study on the seisms that took place within 60 km from the dam, was started. The filling of the dam started on December 28th, 1979, and the water reached the spillway threshold on December 12th, 1980. The dam remained full until March 20th, 1981. During 21 months, period in which the dam remained empty, 119 seisms were recorded, while during the 15 months, corresponding to the period when it was full, 140 seisms were recorded. But, on January 24th, and April 18th, 1980, when there was still very little water in the dam, two strong seisms took place at the Sierra Chica de Zonda at about 20 km South of the dam. Both seisms were followed by aftershocks that increased significantly their frequency. In the authors opinion, the dam has had no influence in the generation of the two strong earthquakes which could have taken place, even if the dam had not been built. We can conclude that there is no clear evidence indicating that, even with the dam filled up, the seismic nature of the area has been modified.

LAS VARIACIONES DE COTAS DEL TERREMOTO DE CAUCETE
(SAN JUAN, 23 DE NOVIEMBRE DE 1977) Y SU RELACION CON
LAS ANOMALIAS GRAVIMETRICAS (*)

Fernando S. Volponi (**) y Jorge A. Sisterna
Instituto Sismológico Zonda
Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales
Universidad Nacional de San Juan
San Juan, República Argentina

RESUMEN

Gracias a la oportuna coincidencia de que se realizaran, al este de la ciudad de San Juan, nivelaciones de alta precisión y un relevamiento gravimétrico, en la misma zona que fue luego la zona epicentral del fuerte terremoto de Caucete (23 de noviembre de 1977), ha permitido verificar varios resultados de importancia geodinámica. Los más notables son los siguientes: (a) El fuerte levantamiento del cerro Pie de Palo (1,20 m aprox.) que produjo el terremoto, ya se venía manifestando anteriormente. En efecto, entre 1938 y 1967 el levantamiento del cerro con respecto a su base occidental era de unos 4 cm; este levantamiento llega a 6 cm en 1976, o sea un año antes del terremoto. Finalmente se verificó que después del sismo, entre mayo 1978 y abril 1980, el levantamiento continúa y crece unos 9 cm más. (b) El relevamiento gravimétrico realizado a lo largo de la misma línea sobre la cual se efectuaron las nivelaciones, mostró que en correspondencia con el cerro Pie de Palo existía una Anomalia de Aire Libre positiva de varios miligales respecto de los valores existentes a ambos lados del cerro. El hecho de que el cerro se encuentre en su proceso de levantamiento demostraría que el valor de la anomalía de Aire Libre también seguiría creciendo.

ABSTRACT

High precision levellings and a gravimetric survey performed, to the East of San Juan City in the same area that was later the

(*) Publicación del Instituto Sismológico Zonda de la Universidad Nacional de San Juan

(**) Investigador del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

epicentral area of the strong Cauçete earthquake (November 23rd, 1977), made it possible to verify several results of geodynamic importance. The most remarkable are the following: (a) The strong uplift of the Pie de Palo Mount (1.20 m approximately), which caused the earthquake, had been previously shown. In fact, between 1938 and 1967, that uplift with respect to its western base was of about 4 cm, and it reached 6 cm in 1976, i.e. a year before the earthquake. Finally, it was verified that after the earthquake, between May 1978 and April 1980, the uplift continued and grew about 9 cm more. (b) The gravimetric survey carried out along the same line on which the levellings were performed, showed that in correspondence with the Pie de Palo Mount there was a positive Free Air Anomaly of several miligals with relation to the existing values at both sides of the mount. The fact that the mount is undergoing an uplifting process would show that the value of the Free Air Anomaly would also keep on growing.

INDICE DE AUTORES

	Página
ACHAVAL, Elena M. de (de NASELLO O.B., LEVI L., ..., y COPPI E.A.): Estudio de la etapa inicial del proceso de acreción. (Resumen).	55
AZPIAZU, M.C. (de ... y DUHAU S.): Variaciones de las densidades iónicas con la actividad solar.	169
BERBERY, Ernesto H. (de ... y BRIZUELA A.): Influencia de la propagación anómala en las observaciones de radar.	91
BONINI, Luis O. (de HERRERO DUCLOUX J.J. y ...): Determinación del espesor del aluvión en el río Nacimientos por métodos geoeléctricos, provincia de Catamarca.	75
BONINSEGNA, José A. (de COMPAGNUCCI R.H., ... y HEINRICH S.): Series de precipitación de la región centro oeste y sus variaciones.	219
BRIZUELA, Armando (de BERBERY E. y ...): Influencia de la propagación anómala en las observaciones de radar.	91
CAZENEUVE, Horacio (de ..., TABOCCHINI H. y PIRAN M.): La actividad magnética en la zona auroral sud.	327
COMPAGNUCCI, Rosa M. (de ..., BONINSEGNA J.A. y HEINRICH S.): Series de precipitación de la región centro oeste y sus variaciones.	219
COPPI, Enrique A. (de NASELLO O.B., LEVI H., ACHAVAL E.M. de y ...): Estudio de la etapa inicial del proceso de acreción. (Resumen).	55
CORAZZA, Cristina: Detección directa de hidrocarburos.	287
DUHAU, S. (de ... y OSELLA A.): Inducción electromagnética producida por una corriente ionosférica localizada en las proximidades de una costa oceánica.	157
DUHAU, S. (de AZPIAZU M.C. y ...): Variaciones de las densidades iónicas con la actividad solar.	169
DUHAU, S. (de GONZALEZ M.M., MOYANO C. y ...): Variaciones de la frecuencia crítica de la región E en los registros de la red sudamericana de sondadores.	181
EZQUER, Rodolfo G.: Fuertes variaciones en los registros de MBF como indicadores óptimos de erupciones solares.	107
FALCOFF, Etel B. (de LAC PRUGENT C., POMPOSIELLO M.C., TRIGUBO A. y ...): Sobre la calibración de medidores de impacto.	131
FEBRER, José M. (de GASCO J.C., ... y FOURNIER H.G.): Detección de señales magnetotélúricas en la banda de 0,1 a 10 Hz.	143
FOURNIER, Hugo G. (de GASCO J.C., FEBRER J.M. y ...): Detección de señales magnetotélúricas en la banda de 0,1 a 10 Hz.	143
GARCIA MARRA, Jorge: Prospección sísmica en tres dimensiones.	263
GARDIOL, Jesús M. (de MAZZEO N.A., GOLDBERG A.S., GARIN A.B. de, GUICHANDUT M.E. y ...): Longitud de rugosidad para el calor en condiciones de estabilidad atmosférica.	15
GARDIOL, Jesús M. (de MAZZEO N.A., GOLDBERG A.S., GARIN A.B. de, GUICHANDUT M.E. y ...): Flujos turbulentos de momentos y calor en condiciones atmosféricas estables.	39
GARIN, Alicia B. de (de MAZZEO N.A., GOLDBERG A.S., ..., GUICHANDUT M.E. y GARDIOL J.M.): Longitud de rugosidad para el calor en condiciones de estabilidad atmosférica.	15
GARIN, Alicia B. de (de MAZZEO N.A., GOLDBERG A.S., ..., GUICHANDUT M.E. y GARDIOL J.M.): Flujos turbulentos de momentos y calor en condiciones atmosféricas estables.	39
GASCO, Juan C. (de ..., FEBRER J.M. y FOURNIER H.G.): Detección de señales magnetotélúricas en la banda de 0,1 a 10 Hz.	143
GOLDBERG, Angélica S. (de MAZZEO N.A., ..., GARIN A.B., GUICHANDUT M.E. y GARDIOL J.M.): Longitud de rugosidad para el calor en condiciones de estabilidad atmosférica.	15

	Página
GOLDBERG, Angélica S. (de MAZZEO N.A., ..., GARIN A.B., GUICHANDUT M. E. y GARDIOL J.M.): Flujos turbulentos de momentos y calor en condiciones atmosféricas estables.	39
GONZALEZ, M.M.(de ..., MOYANO C. y DUHAU S.): Variaciones de la frecuencia crítica de la región E en los registros de la red sudamericana de sondadores.	181
GRAU, María A. (de ... y SANTISO R.F.): Interpretación parcial de los perfiles de resistividad y porosidad en pozos profundos.	313
GUICHANDUT, María E. (de MAZZEO N.A., GOLDBERG A.S., GARIN A. B. de, ... y GARDIOL J.M.): Longitud de rugosidad para el calor en condiciones de estabilidad atmosférica.	15
GUICHANDUT, María E. (de MAZZEO N.A., GOLDBERG A.S., GARIN A.B. de, ... y GARDIOL J.M.): Flujos turbulentos de momentos y calor en condiciones atmosféricas estables.	39
GUTIERREZ, Rubén A. (de ... y SANTISO R.F.): Determinación de porosidad en arenas tobíferas de la cuenca austral cuando se dispone del gráfico sonido-densidad.	275
GUTIERREZ, Rubén A. (de ... y SANTISO R.F.): Evaluación de formaciones con el gravímetro de pozo.	343
HEINRICH, S. (de COMPAGNUCCI R.H., BONINSEGNA J.A. y ...): Series de precipitación de la región centro oeste y sus variaciones.	219
HERRERO DUCLOUX, Juan J.: Corte geoelectrico a lo largo de la ruta provincial N°12 entre las localidades de Mayer y Telen, provincia de la Pampa.	59
HERRERO DUCLOUX, Juan J. (de ... y BONINI L.O.): Determinación del espesor del aluvión en el río Nacimientos por métodos geoelectricos, provincia de Catamarca.	75
HOFFMANN, José A. (de ... y NUÑEZ S.E.): Resultados de la vigilancia climática en el área de Salto Grande hasta febrero de 1980. (Resumen).	89
LAC PRUGENT, Carlos (de ..., POMPOSIELLO M.C., TRIGUBO A. y FALCOFF E. B.): Sobre la calibración de medidores de impacto.	131
LEVI, Laura (de ..., LUBART L. y PRODI F.): Efectos de las condiciones de crecimiento sobre la orientación cristalina en granizos naturales y artificiales. (Resumen).	57
LEVI, Laura (de NASELLO O.B., ..., ACHAVAL E.M. y COPPI E.A.): Estudio de la etapa inicial del proceso de acreción. (Resumen).	55
LUBART, Luisa (de LEVI L., ... y PRODI F.): Efectos de las condiciones de crecimiento sobre la orientación cristalina en granizos naturales y artificiales. (Resumen).	57
MALAKA, Ingeborg C. (de ... y SIMONELLI S.C.): Pronóstico objetivo de la temperatura mínima para el Observatorio Central Buenos Aires para el mes de julio.	299
MAZZEO, Nicolás A.: Algunos procedimientos para la formulación de la hipótesis de Monin-Obukhov en la capa de superficie de la atmósfera.	1
MAZZEO, Nicolás A. (de ..., GOLDBERG A.S., GARIN A.B. de, GUICHANDUT M.E. y GARDIOL J.M.): Longitud de rugosidad para el calor en condiciones de estabilidad atmosférica.	15
MAZZEO, Nicolás A. (de ..., GOLDBERG A.S., GARIN A.B. de, GUICHANDUT M.E. y GARDIOL J.M.): Flujos turbulentos de momentos y calor en condiciones atmosféricas estables.	39
MOYANO, C. (de GONZALEZ M.M., ..., y DUHAU S.): Variaciones de la frecuencia crítica de la región E en los registros de la red sudamericana de sondadores.	181
NASELLO, Olga B. (de ..., LEVI L., ACHAVAL E.M. de y COPPI E.A.): Estudio de la etapa inicial del proceso de acreción. (Resumen).	55
NECCO, Gustavo V. (de VELASCO I. y ...): Aplicación de métodos objeti-	

	Página
vos al control de datos en radiosondeos en estaciones argentinas.	207
NORTE, Federico A.: Evaluación de índices de inestabilidad y parámetros sinópticos como predictores de tiempo convectivo en el norte de Mendoza.	193
NUÑEZ, José M. (de ... y PEREZ L.V.): Acerca de las características físicas de las granizadas en Mendoza.	117
NUÑEZ, Silvia E. (de HOFFMANN J.A. y ...): Resultados de la vigilancia climática en el área de Salto Grande hasta febrero de 1980. (Resumen).	89
OSELLA, A. (de DUHAU S. y ...): Inducción electromagnética producida por una corriente ionosférica localizada en las proximidades de una costa oceánica.	157
PEREZ, Laura V. (de NUÑEZ J.M. y ...): Acerca de las características físicas de las granizadas en Mendoza.	117
PINTADO, Olga: Estudio del comportamiento de la baja ionosfera durante períodos magnéticamente tranquilos a partir de registros de MBF.	29
PIRAN, Mercedes (de CAZENEUVE H., TABOCCHINI H. y ...): La actividad magnética en la zona auroral sud.	327
POMPOSIELLO, María C. (de LAC PRUGENT C., ... , TRIGUBO A. y FALCOFF E.B.): Sobre la calibración de medidores de impacto.	131
PRODI, Franco (de LEVI L., LUBART L. y ...): Efectos de las condiciones de crecimiento sobre la orientación cristalina en granizos naturales y artificiales. (Resumen).	57
QUINTELA, Roberto M.: Un ejemplo de cálculo de crecidas en base a datos insuficientes.	247
SANTISO, Roberto F. (de GRAU M.A. y ...): Interpretación parcial de los perfiles de resistividad y porosidad en pozos profundos.	313
SANTISO, Roberto F. (de GUTIERREZ R.A. y ...): Determinación de porosidad en arenas tobíferas de la cuenca austral cuando se dispone del gráfico sonido-densidad.	275
SANTISO, Roberto F. (de GUTIERREZ R.A. y ...): Evaluación de formaciones con el gravímetro de pozo.	343
SIMONELLI, Silvia C. (de MALAKA I.C. y ...): Pronóstico objetivo de la temperatura mínima para el Observatorio Central Buenos Aires para el mes de julio.	299
SISTERNA, Jorge A. (de VOLPONI F.S. y ...): Las variaciones de cotas del terremoto de Caucete (San Juan, 23 de noviembre de 1977) y su relación con las anomalías gravimétricas. (Resumen).	359
TABOCCHINI, Héctor (de CAZENEUVE H., ... y PIRAN M.): La actividad magnética en la zona auroral sud.	327
TRIGUBO, Alicia (de LAC PRUGENT C., POMPOSIELLO M.C., ... y FALCOFF E.B.): Sobre la calibración de medidores de impacto.	131
VELASCO, Inés (de ... y NECCO G.V.): Aplicación de métodos objetivos al control de datos de radiosondeos en estaciones argentinas.	207
VOLPONI, Fernando S. (de ... y SISTERNA J.A.): Las variaciones de cotas del terremoto de Caucete (San Juan, 23 de noviembre de 1977) y su relación con las anomalías gravimétricas. (Resumen).	359
VOLPONI, Fernando S. (de ... y YACANTE M.A.): La actividad sísmica en la Sierra Chica de Zonda antes y después del dique de Ullum. (Resumen).	357
YACANTE, Miguel A. (de VOLPONI F.S. y ...): La actividad sísmica en la Sierra Chica de Zonda antes y después del dique de Ullum. (Resumen).	357
ZOSSI, Marta M.: Estudio de la actividad sísmica de la provincia de Tucumán.	233

C O N T E N I D O

Página

NICOLAS A. MAZZEO	
Algunos procedimientos para la formulación de la hipótesis de Monin - Obukhov en la capa de superficie de la atmósfera.	1
NICOLAS A. MAZZEO, ANGELICA S. GOLDBERG, ALICIA B. de GARIN, MARIA E. GUICHANDUT y JESUS M. GARDIOL	
Longitud de rugosidad para el calor en condiciones de estabilidad atmosférica.	15
OLGA PINTADO	
Estudio del comportamiento de la baja ionósfera durante períodos magnéticamente tranquilos a partir de registros de MBF.	29
NICOLAS A. MAZZEO, ANGELICA S. GOLDBERG, ALICIA B. de GARIN, MARIA E. GUICHANDUT y JESUS M. GARDIOL	
Flujos turbulentos de momentos y calor en condiciones atmosféricas estables.	39
OLGA B. NASELLO, LAURA LEVI, ELENA M. de ACHAVAL y ENRIQUE A. COPPI	
Estudio de la etapa inicial del proceso de acreción (Resumen).	55
LAURA LEVI, LUISA LUBART y FRANCO PRODI	
Efectos de las condiciones de crecimiento sobre la orientación cristalina en granizos naturales y artificiales (Resumen).	57
JUAN J. HERRERO DUCLOUX	
Corte geoelectrico a lo largo de la ruta provincial N° 12 entre las localidades de Mayer y Telen, provincia de La Pampa.	59
JUAN J. HERRERO DUCLOUX y LUIS O. BONINI	
Determinación del espesor del aluvión en el río Nacimientos por métodos geoelectricos, provincia de Catamarca.	75
JOSE A. HOFFMANN y SILVIA E. NUÑEZ	
Resultados de la vigilancia climática en el área de Salto Grande hasta febrero de 1980. (Resumen)	89
ERNESTO H. BERBERY y ARMANDO BRIZUELA	
Influencia de la propagación anómala en las observaciones de radar.	91
RODOLFO G. EZQUER	
Fuertes variaciones en los registros de MBF como indicadores óptimos de eruciones solares.	107
JOSE M. NUÑEZ y LAURA V. PEREZ	
Acerca de las características físicas de las granizadas en Mendoza.	117
CARLOS LAC PRUGENT, MARIA C. POMPOSIELLO, ALICIA TRIGUBO y ETEL B. FALCOFF	
Sobre la calibración de medidores de impacto.	131
JUAN C. GASCO, JOSE M. FEBRER y HUGO G. FOURNIER	
Detección de señales magnetotelégraficas en la banda de 0,1 a 10 Hz.	143
S. DUHAU y A. OSELLA	
Inducción electromagnética producida por una corriente ionosférica localizada en las proximidades de una costa oceánica.	157
M. C. AZPIAZU y S. DUHAU	
Variaciones de las densidades iónicas con la actividad solar.	169

M. M. GONZALEZ, C. MOYANO y S. DUHAU Variaciones de la frecuencia crítica de la región E en los registros de la red sudamericana de sondadores.	181
FEDERICO A. NORTE Evaluación de índices de inestabilidad y parámetros sinópticos como predictores de tiempo convectivo en el norte de Mendoza.	193
INES VELASCO y GUSTAVO V. NECCO Aplicación de métodos objetivos al control de datos de radiosondeos en estaciones argentinas.	207
ROSA H. COMPAGNUCCI, JOSE A. BONINSEGNA y SUSANA HEINRICH Series de precipitación de la región Centro Oeste y sus variaciones.	219
MARTA M. ZOSSI Estudio de la actividad sísmica de la provincia de Tucumán.	233
ROBERTO M. QUINTELA Un ejemplo de cálculo de crecidas en base a datos insuficientes.	247
JORGE GARCIA MARRA Prospección sísmica en tres dimensiones.	263
RUBEN A. GUTIERREZ y ROBERTO F. SANTISO Determinación de porosidad en arenas tobíferas de la cuenca austral cuando se dispone del gráfico sonido-densidad.	275
CRISTINA CORAZZA Detección directa de hidrocarburos.	287
INGEBORG C. MALAKA y SILVIA C. SIMONELLI Pronóstico objetivo de la temperatura mínima para el Observatorio Cen- tral Buenos Aires para el mes de julio.	299
MARIA A. GRAU y ROBERTO F. SANTISO Interpretación parcial de los perfiles de resistividad y porosidad en pozos profundos.	313
HORACIO CAZENEUVE, HECTOR TABOCCHINI y MERCEDES PIRAN La actividad magnética en la zona auroral sud.	327
RUBEN A. GUTIERREZ y ROBERTO F. SANTISO Evaluación de formaciones con el gravímetro de pozo.	343
FERNANDO S. VOLPONI y MIGUEL A. YACANTE La actividad sísmica en la Sierra Chica de Zonda antes y después del dique de Ullum (Resumen).	357
FERNANDO S. VOLPONI y JORGE A. SISTERNA Las variaciones de cotas del terremoto de Caucete (San Juan, 23 de no- viembre de 1977) y su relación con las anomalías gravimétricas (Resu- men).	359