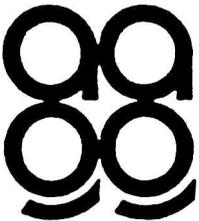


ISSN 0326 - 7237

GEOACTA

VOLUMEN 16 - Nº 1

1989



ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

La publicación del Nº 1, Volumen 16 de GEOACTA, ha sido realizada con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), el cual no se hace responsable de su contenido.

COMISION DIRECTIVA:

Presidenta:

Dra. María L. Altinger de Schwarkopf

Vicepresidente:

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Secretario:

Dr. Alberto Giraldez

Tesorero:

Lic. Francisco Hirsch

Vocales titulares:

Ing. Luis Marfa Cabanillas

Dr. José Manzano

Ing. Antonio Introcaso

Ing. Antonio D'Alvia

Vocales suplentes:

Ing. Manuel J. Mamani

Ing. Marcelo Keller

Lic. Raúl Perdomo

Ing. Jorge Giordano

SUBCOMISION DE PUBLICACIONES:

Ing. Oscar A. Parachu

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Dr. Otto Schneider

Ing. Rodolfo Martín

Ing. Carlos Novogrudsky

Dr. Alberto E. Giráldez

Dr. José Manzano

Ing. Roberto Quintela

Dr. José A. Hoffmann

Dr. Erich R. Lichtenstein

Ing. Fernando Vila

Ing. Simón Gershanik

Ing. Juan Castano

EDITORES:

Agrim. Mario Ornstein

Dra. María L. Altinger

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

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

**NUEVAS CONSIDERACIONES SOBRE LA SISMICIDAD INDUCIDA
EN LOS DIQUES DE EMBALSE**

Fernando S. VOLPONI

**INSTITUTO SISMOLOGICO ZONDA
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS FISICAS Y NATURALES
UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN**

San Juan – Argentina

2 NUEVAS CONSIDERACIONES SOBRE...

Si bien los resultados obtenidos en las investigaciones realizadas por el Instituto Sismológico Zonda (ISZ), entre 1978 y 1981, sobre las variaciones de la actividad sísmica en la zona del embalse del dique de Ullum, fueron claros y convincentes en demostrar que el peso del agua del embalse no producía variaciones significativas en la actividad sísmica de la zona, nos ha dejado, sin embargo, con el deseo de conocer las causas más profundas por las cuales los hechos sucedían de ese modo.

Como ahora disponemos de nuevos datos:

- a) Sabemos que el espesor de la capa litosférica es de (107 ± 5) km (1)
- b) Sabemos que la fuerza tectónica tiene que ser horizontal porque es transmitida por la placa Sudamérica, que constituye un vínculo de dirección horizontal (2). Por otra parte tiene que tener, aproximadamente, la dirección este-oeste, porque tiene que ser perpendicular a la zona de subducción que está representada por la Cordillera de Los Andes, la cual tiene dirección norte-sur (3)
- c) Sabemos que para que se origine un terremoto en la litósfera es necesario que la tensión, que actúa sobre las rocas, alcance el límite de rotura (4)

Para simplificar el problema y poder calcular la fuerza tectónica, conviene considerar una capa de litósfera de un sólo metro de espesor, limitada a ambos lados por dos planos verticales de dirección este-oeste (figura 1). La capa cruza el embalse pasando por su parte central.

Por el principio físico de la independencia de la acción de las fuerzas que actúan sobre un mismo cuerpo, la acción de la fuerza tectónica horizontal actuará con prescindencia de la acción que tenga la fuerza vertical.

Cálculo de la Fuerza Tectónica

La superficie del frente de la capa litosférica adoptada, con una profundidad de 107 km y un espesor de un metro, tiene un valor de

$$\text{Superficie} = 1,07 \cdot 10^9 \text{ cm}^2$$

Si adoptamos, como tensión media de ruptura para las rocas litosféricas, el valor 5000 kg/cm^2 , la fuerza tectónica correspondiente a la capa resulta (5)

$$5000 \text{ kg/cm}^2 \cdot 1,07 \cdot 10^9 \text{ cm}^2 = 5,35 \cdot 10^{12} \text{ kg}$$

$$\text{Fuer.Tect.} = \underline{5,35 \cdot 10^{12} \text{ kg}}$$

Cálculo del Peso del Agua P

Para el cálculo del Peso del Agua tomamos, con exceso, los datos del dique de Ullum: longitud del embalse 10 km; profundidad media 30 m así resulta

$$\text{Peso Agua} = 10000 \text{ m} \cdot 30 \text{ m} \cdot 1 \text{ m} \cdot 1000 \text{ kg/m}^3 = \underline{3 \cdot 10^8 \text{ kg}}$$

y la relación Fuerza Tectónica / Peso del Agua

$$\frac{T}{P} = \frac{3,35 \cdot 10^{12}}{3 \cdot 10^8} = \underline{17.830}$$

En un primer momento se podría pensar que estas dos fuerzas: peso del agua y fuerza tectónica no son comparables porque tienen direcciones diferentes. Pero el siguiente razonamiento, que se ajusta al problema real, pone en claro la validez de la relación encontrada. Supongamos que el frente oeste de la capa litosférica coincide con el borde, aguas abajo, del dique. La capa quedará dividida en dos bloques: el de la izquierda que contiene el embalse, y el de la derecha que transmite el empuje tectónico. Supongamos que la zona de contacto entre los dos bloques sea una falla vertical. La acción del peso del agua trata de hundir el bloque de la izquierda con respecto al de la derecha. A este desplazamiento se opone la fuerza de rozamiento R que se genera entre las dos superficies de contacto. Si con T indicamos la fuerza tectónica y con η el coeficiente de rozamiento, sabemos que

$$R = \eta T$$

Por ser las superficies de contacto sumamente rugosas el coeficiente η se acerca al valor uno y por consiguiente R se acerca a T. Luego la relación encontrada T/P vale, aproximadamente, para R/P. Dos fuerzas, que ahora actúan sobre la misma dirección y en sentido opuesto.(6)

Interpretando el resultado, en números redondos, podemos decir que sería necesario un peso de agua 17.800 veces mayor que el que está contenido en el dique de Ullum para que pueda provocar el movimiento de la falla. Otra forma que ayuda a comprender el significado de la relación T/P se obtiene reduciendo los valores de las fuerzas a una escala de valores comunes. Por ejemplo, si el peso del agua fuera solamente de 100 kg, entonces la fuerza tectónica proporcional tendría que ser

$$\begin{aligned} 100 \text{ kg} \cdot 17800 &= 1.780.000 \text{ kg} \\ &= 1780 \text{ ton} \end{aligned}$$

Por consiguiente, si tenemos una estructura (p.e. un puente) que está trabajando normalmente, soportando cargas del orden de las 1780 ton (p.e.

4 NUEVAS CONSIDERACIONES SOBRE

dos trenes con sus máquinas más 20 vagones de 40 ton cada uno, ciertamente, no puede ser motivo de preocupación, si sobre la estructura, pasa un hombre o dos caminando.

En términos sismológicos se puede decir que la actividad sísmica generada por la fuerza tectónica no es alterada por el peso del agua del embalse.

Efecto trigger o disparador.

El hecho de que el peso del agua sea muy pequeño con respecto a la fuerza tectónica no es suficiente para sostener que no puede provocar actividad sísmica. Si el peso del agua pudiese actuar en el momento en el que la tensión en las rocas estuviese en el punto crítico, límite de rotura, entonces actuaría como disparador y generaría sismicidad. Pero esto no sucede, en la realidad, porque el valor de las tensiones existentes en las rocas, no es constante, sufre fluctuaciones importantes, que son producidas por diferentes causas. A saber: a) La actividad sísmica, presente constantemente, local y distante; b) La atracción lunisolar que deforma la litósfera y por consiguiente modifica las tensiones. c) Las variaciones en los valores de la presión atmosférica... El peso del agua del embalse no puede actuar como disparador porque su efecto no alcanza las amplitudes de las fluctuaciones naturales de los valores de las tensiones en las rocas

La Energía de Deformación Elástica.

Tomemos en el interior de la litósfera, un paralelepipedo elemental $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ vinculado a un sistema de ejes ortogonales $Oxyz$, con el eje de las X apuntando hacia el Este, y el de las Z en la dirección de la vertical, figura 2. Las fuerzas exteriores, mas importantes que actúan sobre el elemento de volumen son: a) el peso de la columna de material litosférico

$$\Delta x \Delta y \rho g$$

que actúa en la dirección de la vertical. b) la fuerza tectónica horizontal que actúa en la dirección del eje de las Z , con el sentido de Este a Oeste. Si se indica con S la superficie del frente de la capa adoptada, la fuerza horizontal es

$$\frac{T}{S} \Delta y \Delta z$$

Nosotros hemos tomado $T/S = 5000 \text{ kg/cm}^2$.

Estas dos fuerzas exteriores producen variaciones de volumen y de forma

en el paralelepipedo elemental. El trabajo de las fuerzas, empleado en producir las variaciones, queda almacenado en el paralelepipedo como energía de deformación elástica. La energía correspondiente a la variación de volumen es

$$\Delta E_v = \frac{1}{2} \lambda \theta^2$$

en la que λ es la primer constante de Lamé cuyo valor, en función de módulos mas usados, es $\lambda = K - \frac{2}{3}\mu$, siendo K el módulo de compresión uniforme y μ el módulo de rigidez, como se dijo mas arriba. θ es la variación específica de volumen.

La energía correspondiente a las variaciones de forma es

$$\Delta E_f = \mu (e_{23}^2 + e_{31}^2 + e_{12}^2)$$

$$\Delta E = \frac{1}{2} (2\mu) \sum_{i \neq j} e_{ij}^2 \quad i \neq j; 1, 2, 3$$

luego la energía total de deformación elástica resulta

$$\Delta E = \frac{1}{2} (K - \frac{2}{3}\mu) \theta^2 + \mu \sum_{i \neq j} e_{ij}^2 \quad i \neq j; 1, 2, 3$$

Cuando se produce la fractura es porque las tensiones han alcanzado el valor máximo, límite. Lo mismo sucede con las deformaciones y por consiguiente con la energía acumulada en el elemento de volumen. La integral

$$\iiint (\frac{1}{2} \lambda \theta^2 + \mu \sum_{i \neq j} e_{ij}^2) d\tau$$

extendida a todo el espacio tridimensional que afecta un terremoto (llamado Volumen sísmico) representa la energía de deformación elástica acumulada en dicho volumen, parte de la cual se transforma en ondas elásticas.

NOTAS Y COMENTARIOS

1) El primer trabajo sobre este tema fué realizado por el Instituto Sismológico Zonda y está publicado en el Year Book Carnegie Inst. of Washington DC, 66, pp 37-42, 1967, titulado Spatial Distribution of Earthquakes near San Juan, Argentina, por F. Volponi y H. Marconi. Utilizando una nueva red de estaciones (la de la figura 1) los profesores de la Universidad de Cornell U.S.A, Isaks, B.L. y Smalley, R.F. repitieron el trabajo cuya memoria está publicada en el J. Geophys. Res. 92, pp 13903-912, 1988. El espesor que se da de (107 +/- 5)km es consecuencia del nuevo trabajo.

2) La placa Sudamérica, que se extiende desde la Cordillera de Los Andes hasta la Cresta central del Océano Atlántico a lo largo de 5200 kilómetros, constituye el vínculo que transmite el Empuje Tectónico. Su espesor de unos 100 kilómetros es muy pequeño con respecto a su longitud. Hecho que le da el carácter de horizontalidad a la Fuerza Tectónica.

3) Cuando se trata de contactos entre sólidos, la fuerza que se transmiten entre ambos puede no ser perpendicular a la superficie de contacto. Por este motivo la perpendicularidad de la Fuerza Tectónica, con respecto a la Cordillera, no se puede asegurar. Solamente se acepta como hipótesis de trabajo.

4) De entre cuatro procesos diferentes que dan origen a terremotos en la litosfera, el prof. K.E. Bullen admite que el más importante es el que ocurre como resultado de una fractura. Ver: K.E. Bullen, An Introduction to the Theory of Seismology, Third Edition, Cambridge Univ. Press, pp 273, 1963. Este punto de vista es comunmente sostenido por otros autores. El terremoto que resulta se llama terremoto tectónico.

5) Desde tiempos atrás es sabido que las propiedades elásticas del material del interior de la litósfera son sorprendentemente buenas. Las rocas de la litósfera eran frecuentemente comparadas con hierros y acero. Pero no hay datos reales directos, si se excluyen los ensayos de los laboratorios. La información más importante que tenemos es la que nos suministran las fórmulas teóricas que expresan las velocidades de propagación de las ondas elásticas: longitudinales y transversales. Elementos de comparación pueden ser los módulos que relacionan las tensiones con las deformaciones. Si tomamos la fórmula de la velocidad de las ondas trasversales, que es la más simple

$$V = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

vemos que nos permite calcular el módulo de rigidez o deslizamiento μ

porque tanto la velocidad V como la densidad ρ se miden fácilmente con métodos sismológicos y gravimétricos respectivamente. Como ejemplo podemos tomar los datos correspondientes a una profundidad de 33 km. Para esta profundidad la velocidad de las ondas trasversales es $V = 4800$ m/seg y la densidad $\rho = 3,32$ gramo masa/cm³ = 3320 kilogramo masa/m³. Despejando μ de la fórmula anterior y reemplazando los valores se tiene

$$\begin{aligned}\mu &= 4800^2 \frac{\text{m}^2}{\text{seg}^2} \cdot 3320 \frac{\text{kgm}}{\text{m}^3} = 7,65 \times 10^{10} \frac{\text{New}}{\text{m}^2} \\ &= \frac{765.000}{\text{cm}^2} \frac{\text{kg}}{\text{cm}^2}\end{aligned}$$

En el Manual del Ingeniero Hütte, tomo I, pag 585 se encuentra el módulo de deslizamiento $E_t = 770.000$ kg/cm² correspondiente al hierro dulce. Las tensiones de ruptura de este material no se encuentran en el manual Hütte.

El valor tentativo de 5000 kg/cm² adoptado para calcular la Fuerza Tectónica, puede ser muy diferente del verdadero valor promedio que actúa sobre el frente de la capa litosférica. Si tenemos en cuenta que a la profundidad de 33 kilómetros la presión que ejerce el material que está por arriba de ese nivel es de 9000 kg/cm² y que a la profundidad de 100 km es de 31.000 kg/cm², tenemos que pensar que las tensiones, para producir roturas, pueden ser mayores que el valor adoptado de 5000 kg/cm². Y esto lleva a la conclusión de que la influencia del peso del agua del embalse es aún menor que la que consideramos al principio.

6) Que el coeficiente de rozamiento η es muy alto, próximo a la unidad, se confirma por el hecho que se observa en las réplicas que siguen a un terremoto importante. Siempre aparecen distribuidas en forma irregular alrededor del foco principal, como si el plano de escurrimiento del primer movimiento no permitiera que las réplicas se produjeran o repitieran en el mismo.

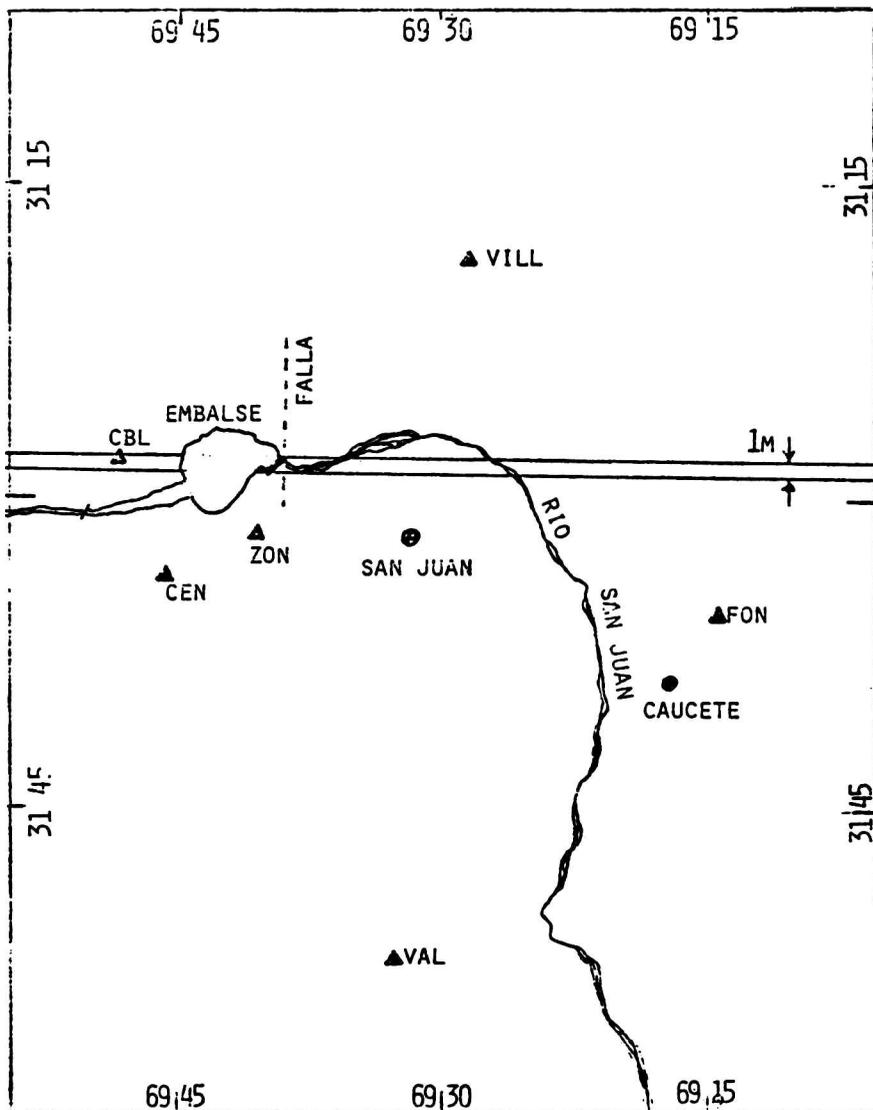


Figura 1. El embalse de Ullum sobre el Rio San Juan. Se muestra la traza de la capa litosférica considerada de dirección E-O y de un metros de espesor. Se indica la suuesta falla y la red de estaciones simológicas.

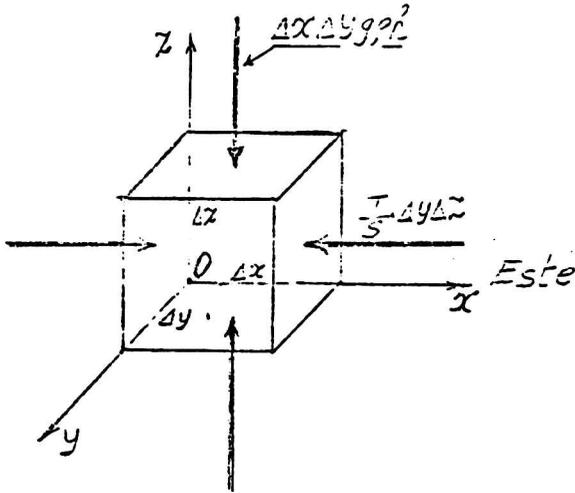


FIGURA 2. El paralelepipedo elemental con las dos fuerzas exteriores más importantes. La vertical debida a la acción de la gravedad y la horizontal correspondiente al empuje tectónico.

CLIMATOLOGIA DE LA DIFUSION ATMOSFERICA DE LA ZONA DE CAMPANA (PROV. BUENOS AIRES)

Nicolás A. Mezzo, Inés A. Camilloni y María I. Gassmann
Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires, Argentina.

RESUMEN

El estudio de la dispersión de contaminantes en la atmósfera es una de las etapas principales en la solución del problema de la contaminación del aire. En este trabajo se presentan y discuten aspectos meteorológicos y de difusión atmosférica en la zona de Campana (Prov. Buenos Aires) como etapa inicial de un proyecto tendiente a desarrollar y aplicar un modelo climatológico de contaminación del aire. Los datos meteorológicos utilizados provienen de la estación INTA Delta. Se encuentra que los contaminantes emitidos desde la zona industrial ubicada en el sector $\overline{W-N}$ y $\overline{N-E}$ de la ciudad interactuando con la capa límite interna generada al atravesar el aire el límite río Paraná-tierra provocarían condiciones de fumigación en más del 40% de todos los casos. Esta situación podría ser la causa de la contaminación del aire urbano.

ABSTRACT

Atmospheric transport and diffusion processes are two of the main aspects in the air pollution problem. Some meteorological and diffusion characteristics of Campana City and its surroundings are discussed in this paper, tending to develop a climatological model of atmospheric pollution. Meteorological data were provided by INTA Delta Station. It was found that pollutants emitted from the industrial area, situated in the $\overline{W-N}$ and $\overline{N-E}$ sectors, could produce fumigation conditions in more than 40% of total cases. Urban air pollution in this area could have its origin in this reason.

1. INTRODUCCION

El aumento de las actividades industriales y comerciales en zonas ribereñas ha generado la necesidad de desarrollar modelos de difusión de contaminantes emitidos a la atmósfera desde fuentes puntuales elevadas ubicadas cerca de superficies de agua. Esos modelos pueden ser utilizados, por ejemplo, en la aplicación de normas legales y en el cálculo de alturas de chimeneas.

En la Figura 1 se presenta un esquema de la difusión de contaminantes emitidos desde una chimenea ubicada cerca de una costa. La mayoría de los modelos de difusión atmosférica desarrollados para ser aplicados en las condiciones meteorológicas y topogeográficas que se presentan en zonas ribereñas está integrada por los siguientes componentes:

- a. Un submodelo destinado a la estimación de la variación con la distancia de la altura de la capa límite térmica interna (CLTI) (ver Figura 1).
- b. Un submodelo que tiene por objetivo estimar la altura efectiva de emisión, que se define como la suma del valor de la altura física de una fuente de emisión (por ejemplo, una chimenea) más una altura suplementaria que se origina por la velocidad de emisión y la diferencia relativa entre la densidad de la sustancia emitida y la atmósfera (ver Turner, 1970).
- c. Un submodelo que permite el cálculo de la difusión de contaminantes en la capa superior estable.
- d. Un submodelo destinado al cálculo de la difusión de contaminantes en la CLTI.

Un tratamiento integral de los procesos atmosféricos que se verifican en un área ribereña puede ser efectuado utilizando modelos numéricos. Sin embargo, debido a su complejidad o a su costo computacional, muy raramente son utilizados con fines operativos o normativos. Debido a ello se han desarrollado modelos analíticos (Lyons y Cole, 1973; Misra, 1980; Cole y Fowler, 1982; Stunder y otros, 1985) que pueden ser utilizados para calcular la concentración a nivel del suelo de contaminantes emitidos desde fuentes elevadas.

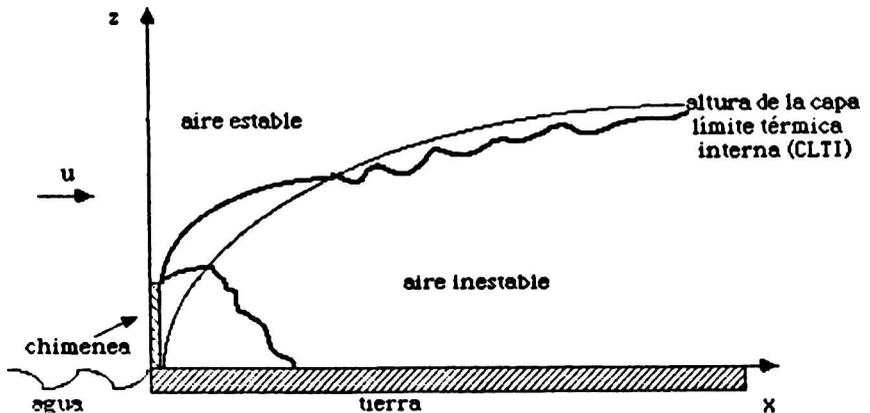


Fig.1. Esquema de la difusión de contaminantes en una zona ribereña.

En la zona de Camerana (Prov. de Buenos Aires) se desarrollan diferentes actividades industriales

ambiente. En un esfuerzo conjunto entre la Secretaría de Vivienda y Ordenamiento Ambiental de la Nación, la Universidad de Buenos Aires y la Municipalidad de Campana se ha iniciado un estudio tendiente a realizar un diagnóstico de las condiciones relacionadas con la calidad del aire en la zona de Campana. Este estudio comprende diferentes etapas: a) Realización de un inventario de emisiones de contaminantes, b) Caracterización de las condiciones de difusión atmosférica en la zona, c) Desarrollo de un modelo de calidad del aire, d) Aplicación, adaptación y verificación de ese modelo, e) Medición de contaminantes en el aire, f) Determinación de áreas de la zona de Campana con mayor contaminación relativa.

En este trabajo, se presentan los resultados de una climatología de las condiciones características de la difusión atmosférica en la zona que comprende una de las etapas del Proyecto mencionado anteriormente. Los aspectos desarrollados comprenden: el análisis del flujo del aire en la zona, de la estabilidad de la atmósfera, de la precipitación pluvial y de la altura de la capa de mezcla.

2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA

Campana se encuentra en la Provincia de Buenos Aires, ubicada cerca de la orilla derecha del Río Paraná de las Palmas a 77 km al noroeste de la ciudad de Buenos Aires, tiene una población que supera los 52.000 habitantes y su superficie es de 8.2 km². En sus límites noroeste y noreste se encuentra instalada una zona industrial, compuesta entre otras por: Dálmine, ESSO, Fábrica de Tolueno, Carboclor, etc. (ver Figura 2).

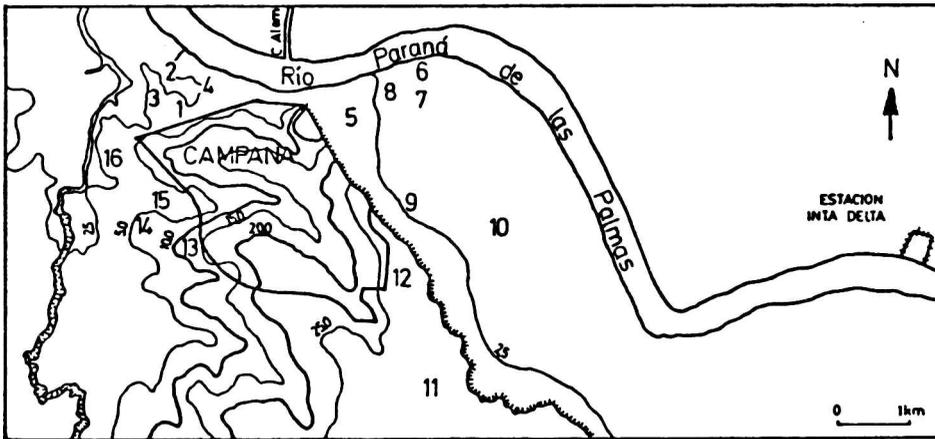


Fig.2. Mapa topográfico de la zona de Campana con ubicación de industrias y de la estación meteorológica INTA Delta. (1.Dálmine, 2.Siderca, 3.Papelera Pedotti, 4.Cometarsa, 5. ESSO, 6.Talleres Metalúrgicos Navales, 7.Carbochlor, 8.Cabot, 9.Fábrica Militar, 10. Cía. Gral.de Fósforos, 11.Cerámica Facera, 12. Catema, 13. La Oxigena, 14.Papelera Argentina, 15.Pennwalt, 16.Trefila).

En esa Figura, también están graficadas las líneas de igual nivel dentro de la zona. La mayor altura sobre el nivel del mar alcanza 30 metros. Sin embargo, existen marcados desniveles en algunas zonas del área urbana que pueden generar turbulencia del aire de origen mecánico.

3 ANALISIS CLIMATOLÓGICO

3.1. Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos utilizados corresponden a la Estación INTA Delta ($34^{\circ} 05' S, 57^{\circ} 58' W$) ubicada aproximadamente a 8 km al este de la ciudad de Campana (ver Figura 2). En esa estación se efectúan mediciones a las 08, 14 y 20 horas. En el período 1968-79 en que funcionó dicha estación, existe una notoria y marcada falta de continuidad en la información como se aprecia en la Tabla 1.

3.2. Flujo horizontal del aire3.2.1. Dirección del viento

Con el objeto de esquematizar la distribución del flujo horizontal del aire en diferentes direcciones se utiliza como representación gráfica la rosa de vientos (Crutcher, 1957). Este diagrama indica la frecuencia relativa de ocurrencia de cada dirección del viento. En las Figuras 3, 4 y 5 se graficaron las rosas de viento anuales correspondientes a las 08, 14 y 20 horas para el período 1968-79. Con el objeto de que los diferentes tamaños de las muestras de datos incluidos en la Tabla 1 sean iguales, los valores de las frecuencias han sido normalizados por una misma cantidad (210) de datos.

En las Figuras 3, 4 y 5 se observan los siguientes aspectos principales:

- Es notoria la mayor frecuencia de ocurrencia (25%) de los vientos del sector NE a las ocho de la mañana.
- La distribución de la frecuencia a las 14 horas es casi uniforme sobre todos los intervalos de direcciones.
- La mayor frecuencia de ocurrencia (20%) a las 20 horas corresponde a los vientos del E, pero existen también otras direcciones con frecuencias apreciables.
- Considerando todas las horas de observación, la dirección menos frecuente es la del oeste.

MES	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	CANT DE MESES
01	-	-	93	93	-	-	-	-	93	93	93	93	6
02	-	-	84	84	-	-	-	84	87	84	84	84	7
03	-	93	93	93	-	-	-	93	93	93	-	-	6
04	-	90	90	90	-	-	-	90	90	90	-	90	7
05	93	93	93	-	-	93	-	93	93	-	93	93	8
06	90	90	90	-	-	-	-	90	90	-	90	90	7
07	-	93	93	-	-	93	-	93	-	-	93	-	5
08	-	93	93	-	-	93	-	93	93	93	93	-	7
09	-	90	90	-	-	-	-	90	-	90	90	-	5
10	-	93	93	-	-	-	-	93	-	93	93	-	5
11	-	90	90	-	-	90	-	90	90	90	-	-	6
12	-	93	93	-	-	-	-	93	93	93	-	-	5

Tabla 1. Cantidad mensual de datos observacionales en la estación INTA Delta.

En el verano la mayor frecuencia de ocurrencia (N-E) coincide con la del período anual, pero en el invierno otras direcciones, como por ejemplo la sur son las prevalientes.

De lo expuesto se puede encontrar que durante el 50% de los casos a las 08 hs, el 45% a las 14 hs y el 36% a las 20 hs, el viento transportaría los contaminantes emitidos en la zona industrial hacia el área urbana.

3.2.2. Velocidad del viento

En la Tabla 2 se incluye la velocidad media estacional del viento para cada hora de medición: Se observa una constancia en la velocidad media del viento con las horas de observación durante el verano que no se verifica en otras estaciones. La mayor velocidad media ocurre en primavera a las 14 hs (3.9 ms^{-1}) y la menor en otoño a las 20 hs (2.8 ms^{-1}).

En las Figuras 3 a 5 se incluyen los valores de la velocidad media a las 08, 14 y 20 hs para cada dirección del viento. Se observa que a las 08 hs cuando el viento es del sector NW-NE la velocidad media es 3.1 ms^{-1} , a las 14 hs para vientos de las mismas direcciones la velocidad media es 3.5 ms^{-1} y a las 20 hs de 2.6 ms^{-1} . Siendo la dimensión longitudinal media típica de la ciudad 4 km, los contaminantes tardarían en promedio entre 19 y 26 minutos en recorrer la ciudad.

HORA	VERANO	OTOÑO	INVIERNO	PRIMAVERA	ANUAL
08	3.4	3.0	3.0	3.5	3.2
14	3.4	3.4	3.6	3.9	3.6
20	3.4	2.8	3.0	3.0	2.9

Tabla 2. Velocidad media estacional del viento (ms^{-1}) para cada hora de observación.

En las Figuras 6,7 y 8 se incluyen las frecuencias relativas de ocurrencia de velocidades del viento comprendidas entre distintos intervalos de velocidades medias del viento ($v < 1.5 \text{ ms}^{-1}$, $1.5 \text{ ms}^{-1} < v < 2.5 \text{ ms}^{-1}$, $2.5 \text{ ms}^{-1} < v < 4 \text{ ms}^{-1}$, $4 \text{ ms}^{-1} < v < 6.5 \text{ ms}^{-1}$, $v > 6.5 \text{ ms}^{-1}$) para diferentes direcciones. Se observa que a las 08 hs el rango de velocidades más probable (67%) para los vientos que provienen del sector NW-NE es $2.5 \text{ ms}^{-1} < v < 4 \text{ ms}^{-1}$. A las 14 hs los rangos más probables (92%) son $2.5 \text{ ms}^{-1} < v < 4 \text{ ms}^{-1}$ y $4 \text{ ms}^{-1} < v < 6.5 \text{ ms}^{-1}$, en el caso de vientos prevaletientes de ese mismo sector. A las 20 hs el rango más probable (93%) para las mismas direcciones corresponde al comprendido entre 2.5 y 4 ms^{-1} .

3.2.3. Estabilidad de la atmósfera

Pasquill (1961) elaboró un método destinado a estudiar las condiciones de estabilidad atmosférica relacionadas con la difusión de contaminantes en base a observaciones meteorológicas rutinarias (velocidad del viento, radiación solar y nubosidad). Turner (1964) introdujo una modificación de ese método incluyendo la estimación de la insolación en función de la altura del sol, alterada por las condiciones de nubosidad y altura de la base de las nubes. La estimación de la radiación saliente durante la noche se realiza considerando la nubosidad.

Las clases de estabilidad atmosférica son las siguientes:

1. Extremadamente inestable (viento débil y fuerte convección térmica)
2. Inestable
3. Débilmente inestable
4. Neutral (viento fuerte y marcada turbulencia mecánica)

- 5. Ligeramente estable
- 6. Estable (condiciones nocturnas con viento débil)
- 7. Extremadamente estable

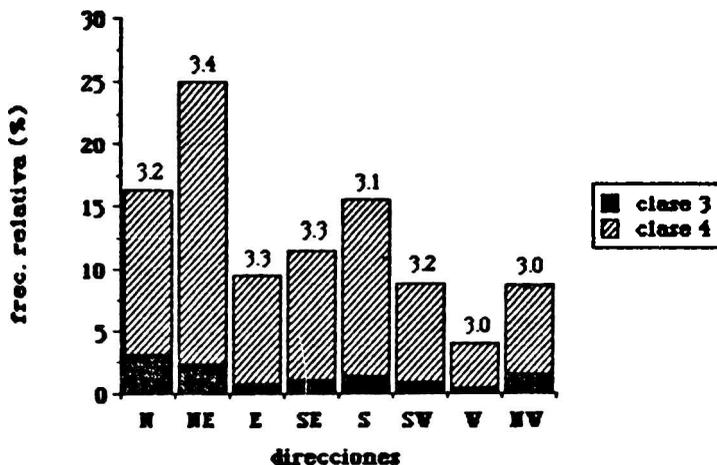


Fig.3. Rosa de vientos. Velocidades medias del viento para cada dirección ($m s^{-1}$) en el eje de cada barra. Frecuencia media de ocurrencia de distintas clases de estabilidad atmosférica anuales a las 08 horas.

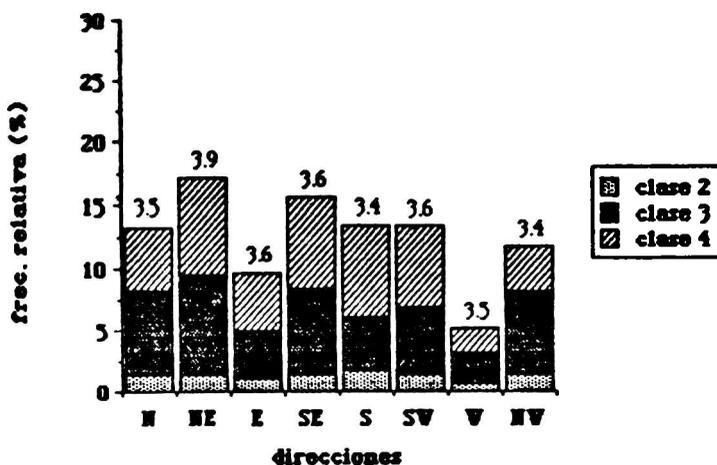


Fig.4. Rosa de vientos. Velocidades medias del viento para cada dirección ($m s^{-1}$) en el eje de cada barra. Frecuencia media de ocurrencia de distintas clases de estabilidad atmosférica anuales a las 14 horas.

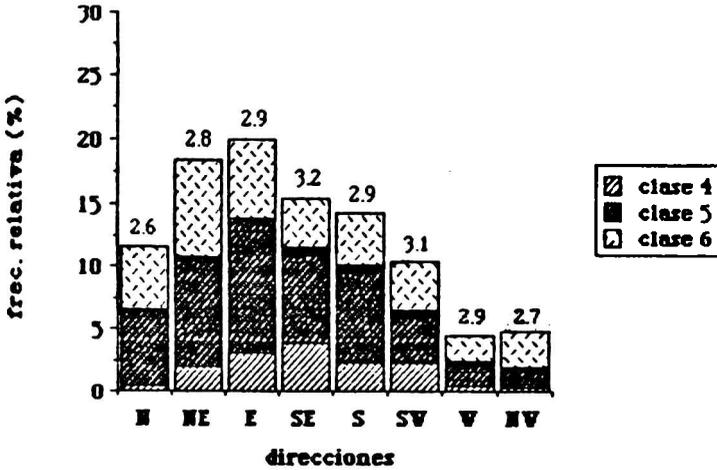


Fig. 5. Rosa de vientos. Velocidades medias del viento para cada dirección (ms^{-1}) en el eje de cada barra. Frecuencia media de ocurrencia de distintas clases de estabilidad atmosférica anuales a las 20 horas.

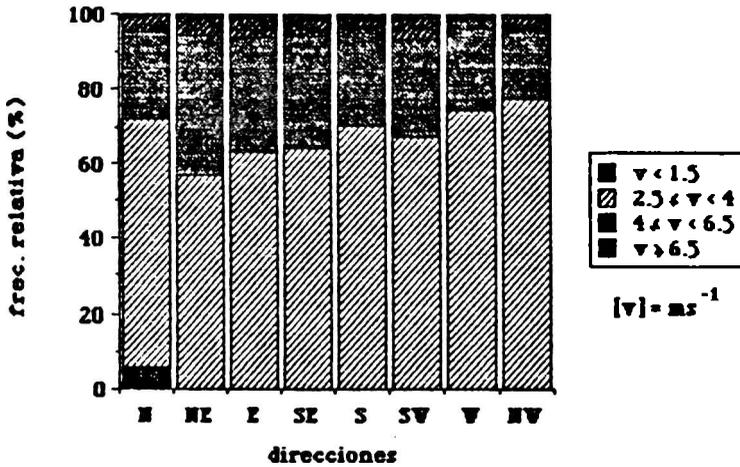


Fig. 6. Frecuencias relativas de ocurrencia correspondientes a diferentes rangos de velocidades del viento. (08 hs).

Utilizando los datos de velocidad del viento y las referencias geográficas de la estación INTA, la información de nubosidad proveniente de la estación San Miguel (ubicada a 39 km de distancia de la estación INTA) para el periodo 1966-79 (ver Tabla 1) y el método propuesto por Turner (1964) se encuentran las frecuencias medias de ocurrencia de las distintas clases de estabilidad atmosférica

(1 a 7) correspondientes a diferentes direcciones del viento y para cada hora de observación (08, 14 y 20) que se encuentran graficadas en las Figuras 3 a 5.

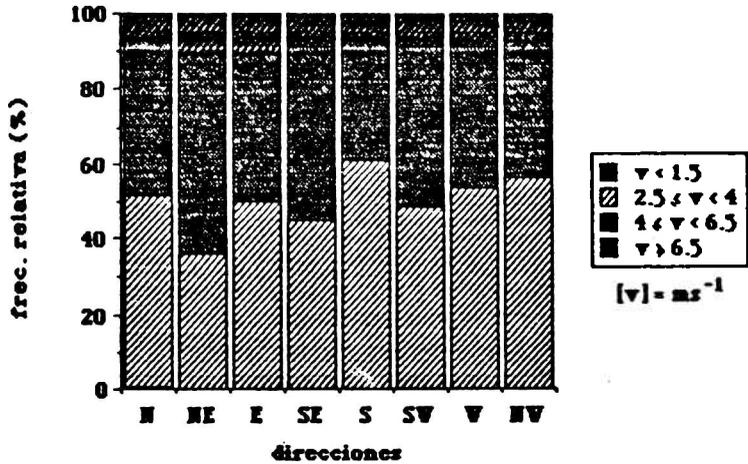


Fig.7. Frecuencias relativas de ocurrencia correspondientes a diferentes rangos de velocidades del viento. (14 hs).

Debido a que las 08 horas (Figura 3) corresponde a la hora en que, generalmente, el sol ya está en el horizonte es de esperar que se presenten condiciones de leve inestabilidad y neutralidad atmosférica dependiendo de la época del año. En la Figura 4 se observa el predominio de la clase 3 (leve inestabilidad) en todas las direcciones del viento.

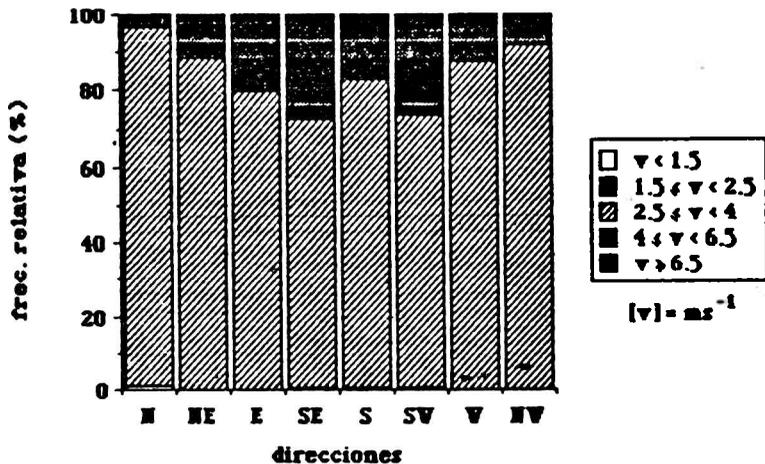


Fig 8. Frecuencias relativas de ocurrencia correspondientes a diferentes rangos de velocidades del viento. (20 hs).

A las 14 horas (Figura 4) cuando la temperatura del aire en la capa próxima a la superficie se encuentre cerca de su valor máximo es probable la ocurrencia de condiciones inestables. En la Figura 4, se observa que las clases 2 (inestable) y 3 (débilmente inestable) son las predominantes en todas las direcciones del viento y se verifica una menor ocurrencia de condiciones neutrales.

A las 20 horas (Figura 5) se verifica, durante la mayor parte del año, el período nocturno y, como se observa en la Figura 6 predomina la ocurrencia de condiciones estables (clases 5 y 6).

En general, las condiciones neutrales, especialmente para las direcciones del viento que son de interés son relativamente bajas.

3.3. Precipitación

La remoción de contaminantes en la atmósfera por acción de la precipitación involucra diferentes y complejos procesos (ver Hanna y otros, 1982). Los contaminantes pueden ser removidos de la atmósfera por procesos que ocurren dentro y debajo de la nube. En general es posible afirmar que las zonas en las que se registra escasa precipitación constituyen áreas con una menor capacidad de decontaminación de la atmósfera.

En la Tabla 3 se incluyen los valores de la precipitación media estacional y la cantidad de días con precipitación por estación para el período considerado. Se encuentra que el verano es la estación más lluviosa con 366.8 mm y el invierno la menor con 164.8 mm. Se observa que la variación estacional de la cantidad de días con precipitación es mínima (el valor máximo es 22 días en primavera y el mínimo 20 días en invierno).

ESTACION	CANT. DE MESES	PP (mm)	DIAS CON LLUVIA
verano	18	366.8	21.5
otoño	21	275.7	21
invierno	19	164.8	20
primavera	16	211.6	22
anual	74	1022.2	83.7

Tabla 3. Precipitación media estacional y cantidad de días lluviosos por estación.

3.4. Capacidad de difusión vertical de la atmósfera

La estructura térmica de la capa de aire próxima al suelo presenta una variación diurna. Esta variación responde, principalmente, a las diferencias en el balance neto de radiación. Durante el período diurno el balance neto es positivo, el suelo recibe radiación que conduce al aire calentándolo y verificándose gradientes térmicos verticales inestables, generándose movimientos verticales que posibilitan la formación de una capa en la que se mezclan los contaminantes. Considerando sólo la mezcla vertical originada por el calentamiento radiativo es posible definir una capa de mezcla vertical. Un parámetro que caracteriza la misma es su espesor, que representa la altura de la capa dentro de la cual se producen movimientos verticales convectivos originados por el calentamiento radiativo. Si se dispone de mediciones aerológicas de la atmósfera con información de temperatura a diferentes alturas y de la temperatura máxima diaria de superficie se puede estimar la altura de máxima mezcla vertical. Utilizando los datos de los radiosondeos

correspondientes a las 12 TMG de las estaciones meteorológicas de altura y los valores de las temperaturas máximas de esas estaciones para la red nacional del periodo 1967-71, Mazzeo y otros (1973) calcularon los espesores mensuales medios de la capa de mezcla vertical. En base a esta información y a la de radiación solar se elaboraron mapas para todo el país de isolíneas de espesores mensuales medios de máxima mezcla vertical. De la información presentada en ese trabajo, se interpolaron los valores medios mensuales de los espesores de capa de mezcla vertical para la zona de Campana.



Fig.9. Variación mensual de los valores medios de la altura de máxima mezcla vertical en la zona de Campana. (Periodo 1967-71)

La Figura 9 representa la variación mensual de los valores medios de la altura de máxima mezcla vertical en la zona de Campana para el periodo 1967-71 (Mazzeo y otros, 1973). Se observa un valor mínimo de 650 metros que corresponde al mes de julio y un máximo de 1800 metros para enero. Se puede considerar que 1500 metros es la altura crítica de la capa de mezcla, que fue obtenida mediante estudios experimentales (Gross, 1970). Por debajo de ese valor aumenta la probabilidad de ocurrencia de episodios de contaminación del aire. De acuerdo con este criterio se encuentra que durante casi todo el verano las condiciones son de buena difusión vertical y que en los meses restantes la dilución vertical es limitada. O sea que el 83% del año la zona de Campana tiene un valor medio mensual de la altura máxima de la capa de mezcla que posibilita una buena dispersión vertical de los contaminantes en horas de máximo calentamiento.

5. CONCLUSIONES

De lo expuesto se pueden resumir las siguientes características relacionadas con la difusión de contaminantes de la atmósfera de la zona de Campana:

- Para el sector NW-NE, que interesa por la ubicación de las industrias, se encuentra que existe una relativamente alta probabilidad (más del 40%) de que los contaminantes emitidos sean transportados a la ciudad.
- Se encuentra que para las 08, 14 y 20 horas el aire fluyente del sector industrial hacia la ciudad el 44% corresponde a condiciones de neutralidad, el 25% a inestabilidad y el 31% a estabilidad atmosférica.
- La velocidad media del viento más probable se encuentra entre 2.6 y 3.1 ms^{-1} cuando su dirección corresponde al sector NW-NE.
- Durante los meses de verano los contaminantes serían removidos por la precipitación en forma más eficaz debido a que se registra mayor precipitación que en las otras estaciones.
- La capa de mezcla vertical determina que existen mejores condiciones de dispersión vertical durante el verano mientras que en el resto de año ésta es limitada.

6.REFERENCIAS

- Cole, H. and Fowler, H. 1982. Draft user manual for the shoreline CRSTER models. United States Environmental Protection Agency.
- Crutcher, H. 1957. On the standard vector-deviation wind rose. *J. of Meteor.* Vol. 14.
- Gross, E. 1970. The National Air Pollution Potential Forecast Program. EPA Technical Program VBTM-NMC 47. Washington.
- Hanna, S.R.; Briggs, G.A. and Hosker, R.P. 1982. Handbook on atmospheric diffusion. Tech. Inf. Center U.S. Dept. of Energy. DOE TIC 11223.
- Lyons, W.A. and Cole H.S. 1973. Fumigation and plume trapping on the shores of Lake Michigan during stable onshore flow. *J. App. Meteor.* 12.
- Mazzeo, N.A.; Nicolini, M.; Moledo, L. and Muller, C. 1973. Large-Scale Estimation of Vertical Dispersion Efficiency of the Atmosphere in the Argentine Republic. Proceedings of the Third International Clean Air Congress. Düsseldorf, Germany.
- Misra, P.K. 1980. Dispersion from tall stacks into a shoreline environment. *Atmos. Env.* Vol. 14.
- Pasquill, F. 1961. The estimation of the dispersion of windborne material. *Meteorol. Mag.* 90.
- Stunder, M.; Sethuraman, S.; Misra, P.K. and Sahota, H. 1985. Downwind non-uniform mixing in shoreline fumigation processes. *Bound. Layer Met.* 32.
- Turner, D.B. 1964. A diffusion model for an urban area. *J. Appl. Meteorol.* 3.
- Turner, D.B. 1970. Workbook of Atmospheric diffusion estimates. USDHEW, PHS. Pub. N°995-AP-26.

MODELOS DE VARIACIONES PALEOSECULARES DEL CAMPO GEOMAGNETICO EN
LOS ULTIMOS 10000 AÑOS PARA EL HEMISFERIO SUR

Ana M. Sinito

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas - UBA
Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

Se comparan las variaciones paleoseculares del campo geomagnético, obtenidas a partir de estudios paleomagnéticos y radiométricos de sedimentos de fondo de lagos del sudoeste argentino (los que abarcan un período de 6000 años), con los resultados de diferentes modelos teóricos, ya evaluados para el Hemisferio Norte, los cuales sugieren las posibles fuentes responsables del campo.

Los modelos utilizados postulan un dipolo central, responsable del campo principal, y ocho dipolos radiales ubicados en las proximidades de la interficie manto-núcleo, los cuales oscilan senoidalmente y/o derivan longitudinalmente a través del tiempo. Los parámetros intervinientes en los diversos modelos son calculados de forma de obtener un buen ajuste con los datos paleomagnéticos.

Se postula finalmente un modelo mixto, cuyos resultados son los que más se asemejan a los datos experimentales. Dicho modelo consiste en un dipolo central y ocho dipolos radiales oscilantes, algunos de los cuales, al mismo tiempo, derivan, para el período 6000-3000 años, luego la velocidad de deriva disminuye, hasta que finalmente, entre los 1700 años y la actualidad, los dipolos son sólo oscilantes, manteniéndose fija su posición.

Este modelo es luego aplicado al sudeste australiano y sus resultados son comparados con datos paleomagnéticos de sedimentos lacustres de dicha zona, siendo el ajuste también satisfactorio.

ABSTRACT

Palaeosecular variations of the geomagnetic field obtained from palaeomagnetic and radiometric studies carried out on the bottom sediments from lakes in southwestern Argentina (records extend back to about 6000 radiocarbon yrs bp) are compared with results from different theoretic models, which suggest the possible sources of the field and have been used to describe the northern hemisphere data by other authors.

The models use a central dipole (responsible for the main field) and eight radial dipoles, near the mantle-core interface, which oscillate sinusoidally and/or drift. The different parameters of the models are fitted to the palaeomagnetic data from southwestern Argentina.

The best fit is obtained with a mixed model: between 6000 and 3000 yrs bp all radial dipoles oscillate and some of them drift as well. Later the drift rates become lower and, finally, between 1700 yrs bp and present times all radial dipoles only oscillate.

This model is also used for Australia and its results are compared with palaeomagnetic data from Australian lake sediments; the comparison is also satisfactory.

1. INTRODUCCION

Las mediciones llevadas a cabo, en observatorios móviles y fijos a partir del siglo XVII, han permitido un conocimiento del comportamiento del campo magnético terrestre (cmt), tanto en lo que se refiere a su parte predominante (dipolar), como a su parte residual (no dipolar). Ambas han demostrado ser variables en el tiempo, resultando de particular interés las variaciones lentas y progresivas que se producen a través de los años (variaciones seculares, vs).

Para extender el conocimiento de estas variaciones seculares al pasado geológico (variaciones paleoseculares, vps), se ha recurrido al estudio de la magnetización remanente de muestras orientadas de elementos arqueológicos (arqueomagnetismo) y de flujos lávicos y secuencias sedimentarias (paleomagnetismo). Entre los estudios de este último tipo, resultan particularmente ventajosos los que utilizan sedimentos lacustres, debido a que los mismos ofrecen un registro geomagnético aproximadamente continuo. El conocimiento de la edad de los sedimentos permite correlacionar registros correspondientes a diferentes lagos de un área determinada y construir curvas patrones de vps.

Numerosos autores han presentado estudios paleomagnéticos de lagos de Europa, Africa, Australia y Norteamérica (Turner, 1983; Lund y Banerjee, 1983; Mothersill, 1983; Barton, 1983a y Creer y Papamarinopoulos, 1983). Más recientemente se han llevado a cabo estudios de la misma naturaleza en América del Sur, en particular en el sudoeste argentino (Creer y otros, 1983; Valencio y otros, 1985).

El conocimiento del comportamiento del cmt a través del tiempo ha llevado a postular modelos en términos de dipolos magnéticos. Uno de los primeros modelos postulados y todavía comúnmente aplicado es el Ailredge y Hurwitz (1964, MAH), el cual propone un dipolo principal central y ocho dipolos radiales (dr) ubicados a una distancia de 0.28 radios terrestres (RT) del centro de la Tierra. Con la intención de considerar las vps de largo y mediano período Hogg (1978) introdujo tres diferentes variantes a este modelo: i) deriva longitudinal de los dr (MAH1); ii) oscilación senoidal de la intensidad de los dr (MAH2) y iii) deriva longitudinal y oscilación de la intensidad simultánea de los dr (MAH3). Hogg (op.cit.) comparó los resultados surgidos de estas modificaciones del MAH con los datos experimentales obtenidos de estudios paleomagnéticos de sedimentos lacustres de Europa, y ajustó los parámetros en juego en los modelos para optimizar la coincidencia con los resultados empíricos.

En este trabajo se comparan los resultados teóricos surgidos del MAH y de las modificaciones al mismo (MAH1, MAH2 y MAH3) con los datos paleomagnéticos de sedimentos lacustres de Sudamérica y Australia, realizando nuevos ajustes de los parámetros. Se introducen, además, cambios en los modelos, obteniéndose una mejor coincidencia con los datos experimentales.

2. RESULTADOS PALEOMAGNETICOS DE SEDIMENTOS LACUSTRES

2.1 Sudamérica

Los datos experimentales utilizados en este trabajo se obtuvieron sobre la base de estudios paleomagnéticos y radiométricos de sedimentos extraídos del fondo de lagos de la Provincia de Río Negro (41°S, 71.5°W, Valencio y otros, 1982; Mazzoni y Sinito, 1982; Sinito y otros, 1983; Valencio y otros, 1985). Estos estudios hicieron posible ii) establecer una escala de profundidad común para diferentes testigos extraídos de un mismo lago sobre la base

de la correlación sugerida por los perfiles de susceptibilidad magnética e intensidad del magnetismo remanente natural de dichos testigos; ii) construir perfiles tipo para la declinación (D) e inclinación (I) del magnetismo remanente estable de cada lago, los cuales son prácticamente equivalentes a perfiles de D e I del cmt durante la época de depositación y consolidación de los sedimentos (la elaboración de estos perfiles tipo se realizó utilizando la escala de profundidad común y un procedimiento de apilado); iii) establecer una escala de profundidad común para los testigos de todos los lagos, usando la correlación entre los perfiles tipo de D e I de cada uno de los lagos; iv) transformar la escala de profundidad común en una escala de tiempo, usando edades radiométricas y v) obtener, por medio del proceso de apilado, magnetogramas representativos de las variaciones de D e I del cmt para la región estudiada durante los últimos 6000 años.

Los datos correspondientes al Lago Moreno representan un mayor lapso (aproximadamente 14000 años), es decir la secuencia obtenida de este lago es la que muestra menor velocidad de depositación. Por tal razón estos datos fueron utilizados por Creer y Tucholka (1983a) para realizar un análisis espectral mediante el método de máxima entropía. Este método fue aplicado a los valores de D e I en forma independiente, y luego, en forma conjunta mediante una serie de números complejos (Denham, 1975). Los períodos que resultan del análisis simultáneo de ambos parámetros son 1360 y 2130 años, los cuales están asociados a movimientos del vector geomagnético en sentido antihorario y horario respectivamente (Denham, 1975, Barton, 1983b, Turner y Thompson, 1982). Estos sentidos de giro están a su vez vinculados con movimientos de deriva hacia el este y el oeste de las fuentes del campo no dipolar (Runcorn 1959, Skiles, 1970).

2.2 Australia

Barton y McElhinny (1981 y 1982) presentaron un análisis de las vps del cmt en Australia basado sobre el estudio paleomagnético y radiométrico de secuencias sedimentarias del fondo de lagos (ubicados dentro de cráteres formados por explosiones volcánicas, maars) del sudeste australiano (38°S, 143°E).

Mediante un procedimiento similar al descrito en el ítem anterior construyeron curvas de D e I representativas de las vps en la zona, en función del tiempo. Estos datos de D e I fueron sometidos a análisis mediante periodogramas y método de máxima entropía. De la aplicación de este último a los pares de valores de D e I tomados como parte de un número complejo surgen como períodos característicos 2800 y 4500 años (rotación horario y antihorario del vector geomagnético respectivamente).

3. APLICACION DE LOS MODELOS DEL CAMPO GEOMAGNETICO A AMERICA DEL SUR.

3.1 Modelo de Alldredge y Hurwitz

Se aplicó el MAH utilizando para algunos parámetros los valores asignados por Alldredge y Hurwitz (1964) y recalculando otros mediante un nuevo ajuste de los mismos. De esta forma, si bien no se modificaron las ubicaciones del dipolo central y de los ocho dr, se estimaron los valores de intensidad de estos últimos. Para ello se realizó un ajuste por cuadrados mínimos utilizando los valores medios del cmt registrado en diferentes observatorios mundiales en 1977 (Institute of Geological Sciences, 1981).

Los valores de intensidad calculados, así como el resto de los parámetros utilizados se hallan resumidos en la Tabla 1.

Dipolo	Colatitud (grados)	Longitud (grados)	Amplitud a/RT^2 ($10^{-5}aT$)
central	-	-	-0.56573
1	13.2	331.2	0.05150
2	47.0	182.0	0.03959
3	61.6	63.6	0.00892
4	80.8	240.3	-0.04580
5	101.8	89.6	-0.00188
6	141.5	322.4	-0.13458
7	139.0	52.0	-0.07564
8	103.4	172.9	-0.05388

Profundidad de los dr: 0.28 RT

Tabla 1. Parámetros del MAH ajustado a los datos geomagnéticos de 1977. a: intensidad de los dipolos.

3.2 Modelos de Alldredge y Hurwitz modificados

3.2.1 Modelo de dipolos derivantes (MAHI)

Los parámetros en juego en este modelo ya descrito (Hogg, 1978) son: i) la intensidad del dipolo central, ii) las posiciones actuales de los dr, iii) sus profundidades, iv) sus intensidades y v) sus velocidades de deriva. Los valores de los parámetros i a iv utilizados son los detallados en la Tabla 1, considerando que las posiciones de los dr correspondían a las ubicaciones actuales de los mismos.

Para la estimación de las velocidades de deriva se utilizaron tres diferentes criterios: a) suponer que los dr derivan hacia el oeste con la velocidad característica de deriva de la componente no dipolar (0.19 grados/año), b) asignar a las velocidades los valores calculados por Hogg (1978) (0.27 grados/año hacia el oeste y 0.36 grados/año hacia el este para los dipolos positivos y negativos respectivamente), quien utilizó para esta estimación la diferencia de las posiciones de los dr entre 1945 y 1955 halladas por Alldredge y Hurwitz (1964) al ajustar los parámetros del MAH con los datos geomagnéticos de cada uno de dichos años y c) utilizando los períodos surgidos del análisis espectral llevado a cabo por Creer y Tucholka (1983a). A partir de dichos períodos (2130 y 1360 años) se calcularon las velocidades de deriva, que resultaron 0.17 grados/año hacia el oeste y 0.26 grados/año hacia el este respectivamente. Estas velocidades fueron asignadas a los dipolos 1, 2, 3 y 4, 5, 6, 7, 8 respectivamente, siguiendo el criterio de Hogg ya mencionado, el cual toma en cuenta el signo de los dipolos.

Se calcularon los perfiles teóricos de D e I, que surgen de las tres variantes mencionadas del MAHI para el lugar de muestreo y se compararon con los magnetogramas representativos de la región, obtenidos de los estudios paleomagnéticos y radiométricos.

Los resultados surgidos de la prueba (a) son muy diferentes de los perfiles empíricos, no siendo posible realizar ninguna correlación, ya que presentan, a diferencia de los magnetogramas, regularidad en los rasgos, grandes amplitudes y bajas frecuencias de oscilación. Los resultados de las pruebas (b) y (c) no difieren mayormente entre sí y, si bien tampoco pueden correlacionarse con los magnetogramas, muestran un aumento en las frecuencias de oscilación, las cuales se acercan algo más a las de los valores

experimentales.

Se llegó a la conclusión que este modelo no resulta adecuado para el área en estudio.

3.2.2 Modelo de dipolos oscilantes (MAH2)

Los parámetros intervinientes en este modelo, ya descripto (Hogg, 1978) son: i) intensidad del dipolo central, ii) posiciones de los dr, iii) sus profundidades, iv) las amplitudes, fases y períodos de la oscilación de intensidad de los mismos. Los valores utilizados para los parámetros i a iii) fueron los detallados en la Tabla 1.

Para estimar las amplitudes y fases de la oscilación de intensidad de los dr se utilizó un razonamiento similar al de Hogg (op.cit.): se eligió el valor de intensidad del dr mayor como amplitud para todos los dr y, considerando tiempo cero a dicho año, se calcularon las fases. En nuestro caso, según el ajuste realizado para 1977, el mayor dr es el 6 ($0.13458 \cdot 10^{-11} \text{mT}$).

La estimación de los períodos presentó más dificultades; no pudo recurrirse al criterio de Hogg, ya que éste analizó la influencia individual de cada dr sobre diferentes zonas del Hemisferio Norte y asignó a dichos dipolos los períodos característicos, que surgieran de estudios paleomagnéticos llevados a cabo en dichas zonas. Es evidente que, dado los escasos datos de este tipo existentes en el Hemisferio Sur, este método fue descartado en el presente trabajo. Se utilizaron entonces dos diferentes criterios: a) emplear los mismos períodos calculados por Hogg en el Hemisferio Norte, b) usar los períodos surgidos del análisis espectral de los datos del Lago Moreno utilizando un razonamiento similar al usado en el MAH1 para decidir cuál de los dos períodos se asignaba a cada dipolo. De esta forma, el valor de 2130 años se utilizó para los dipolos 1, 2 y 3 y el de 1360 años para los dipolos 4, 5, 6, 7 y 8.

Los perfiles surgidos de la primera prueba difieren notablemente de los magnetogramas experimentales, siendo notoria la gran amplitud de oscilación y la predominancia de bajas frecuencias. En cuanto a los resultados de la segunda prueba, se observa que los perfiles teóricos (especialmente el correspondiente a I) muestran un comportamiento más parecido a los experimentales. Esto se manifiesta en la aparición de frecuencias más altas que en las pruebas anteriores y en la coincidencia de algunos máximos y mínimos con los de los magnetogramas.

Sobre la base de este último resultado se realizó una nueva prueba. Para ello se analizó la influencia individual de cada dr en las variaciones de la D e I del cmt en el lugar de muestreo calculando la amplitud de las variaciones causadas por cada dipolo. De este análisis surgió que los dr de mayor influencia en la zona en estudio son los 4, 7 y 8. Se consideró entonces, que éstos eran los que fijaban en forma predominante los períodos típicos del análisis espectral, en consecuencia se mantuvieron dichos valores de período para la oscilación de intensidad de dichos dipolos, efectuando modificaciones, en forma iterativa, al período del resto de los dipolos, hasta lograr una mejor coincidencia con los datos experimentales. El óptimo ajuste se logró con las fases y períodos resumidos en la Tabla 2(a). Los perfiles correspondientes superpuestos a los magnetogramas experimentales se hallan ilustrados en la Fig. 1a; en la misma puede observarse que: i) se puede establecer una correlación basada en el parecido de ciertos rasgos característicos, ii) la similitud es mayor entre los perfiles de I y iii) la amplitud de la oscilación es mayor en los perfiles teóricos que en los experimentales.

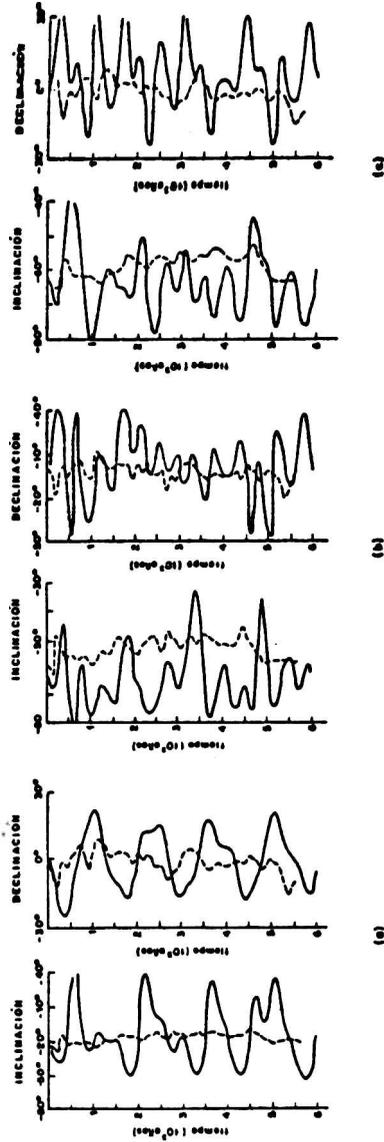


Fig.1 Perfiles de I y D en función del tiempo (—) para los modelos: a) MAH2, b) MAH3 y c) MAH3', superpuestos a los magnetogramas experimentales (---), para América del Sur.

Dipolo	a		b	c
	Fase (grados)	Período (años)	Velocidad deriva (grados/año)	Velocidad deriva (grados/año)
1	157.5	2130	0.17	0.17
2	162.4	500	0.17	0.00
3	176.2	1200	0.17	0.00
4	340.1	1360	-0.26	-0.26
5	359.2	800	-0.26	0.00
6	270.0	1360	-0.26	-0.26
7	325.8	1360	-0.26	-0.26
8	336.4	1360	-0.26	-0.26

Tabla 2. a) fases y períodos de oscilación de intensidad para MAH2, MAH3 y MAH3', b) velocidades de deriva para el MAH3, c) velocidades de deriva para el MAH3'. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas. Los parámetros fueron ajustados con los datos experimentales de América del Sur.

3.2.3 Modelo de dipolos oscilantes y derivantes (MAH3)

Los parámetros en juego en este modelo, ya descrito (Hogg, 1978), son aquellos que aparecen en MAH1 y MAH2.

Se utilizaron los parámetros detallados en la Tabla 1, considerando, al igual que para el MAH1, que las posiciones de los dr allí tabuladas corresponden a las ubicaciones actuales de los mismos. Las amplitudes, fases y períodos de oscilación de la intensidad se eligieron de acuerdo al último ajuste del MAH2. En cuanto a las velocidades de deriva, se realizaron dos pruebas: a) utilizando las velocidades empleadas por Hogg para el Hemisferio Norte y b) usando las velocidades surgidas del análisis espectral de los datos de América del Sur.

La segunda de las pruebas (Tabla 2b, Fig. 1b) produce los perfiles más similares a los experimentales, aunque también en este caso, las oscilaciones de D e I muestran mayor amplitud que en los registros paleomagnéticos, y la coincidencia es mayor en los perfiles de I que en los de D.

3.2.4 Modelos de dipolos oscilantes y dipolos oscilantes y derivantes (MAH3')

Se introdujo una modificación al MAH3 (MAH3') considerando que, si bien todos los dr oscilaban en intensidad, no todos sufrían variaciones en su longitud a lo largo del tiempo. Se tuvo en cuenta, por lo tanto, la posibilidad que la velocidad de deriva de algunos de los dipolos fuera nula. Se realizaron numerosas pruebas. Los resultados teóricos se ajustaron mejor a los experimentales cuando se anulaban las velocidades de los dipolos 2, 3 y 5; estos dipolos eran los que tenían períodos de oscilación no coincidentes con los surgidos del análisis espectral. Las velocidades de deriva observadas se hallan resumidas en la Tabla 2c y los perfiles pueden observarse en la Fig. 1c. Estos resultados son más satisfactorios que los anteriores, aunque siguen persistiendo las dos características mencionadas en el análisis de los otros modelos: mayor amplitud de las variaciones de I y D teóricas y mejor ajuste de los perfiles de I que los de D.

Analizando cuidadosamente los perfiles surgidos de aquellas pruebas que mejor se ajustan a los valores experimentales (MAH2, y

MAH3') se observa que los perfiles obtenidos con el MAH2 presentan una mayor similitud con los magnetogramas surgidos de los datos paleomagnéticos de los sedimentos más jóvenes de la secuencia (0-1700 años), mientras que los obtenidos con el MAH3' se asemejan más a los valores experimentales en la zona correspondiente a edades mayores (3000-6000 años). Por esta razón se postuló un nuevo modelo (MAH4), que contempla la existencia de algunos dr oscilantes y otros que derivan y oscilan simultáneamente, pero admite la posibilidad que la velocidad de los dr derivantes no sea constante, sino que caiga lentamente a cero, es decir que, a partir de un determinado momento, los dr dejan de derivar, permaneciendo así todos en una posición fija. En particular, se consideró que la deriva de los dr estuvo presente hasta hace 3000 años y que, desde hace 1700 años, sólo ha perdurado la oscilación en intensidad. Para el periodo entre los 1700 y 3000 años se realizaron numerosas pruebas con valores de velocidad de deriva intermedios entre aquellos asignados para tiempos mayores de 3000 años y cero, bajo la suposición que la detención de los dr no fue abrupta, sino gradual. Para tratar de subsanar el problema, siempre presente, de la mayor amplitud de las oscilaciones teóricas, se llevó a cabo el siguiente procedimiento. Se reemplazaron las amplitudes de oscilación de intensidad de los dr, que hasta el momento se habían considerado iguales al valor de intensidad del dr mayor para el ajuste del MAH del año 1977 (dipolo 6), por valores menores para el resto de los dr. Se modificaron consecuentemente las fases correspondientes, para mantener el ajuste mencionado. Luego de sucesivas pruebas, el resultado más satisfactorio se obtuvo con los valores detallados en la Tabla 3; los perfiles se observan en la Fig. 2a.

Di- polo a t=0 (grad)	Colat. a t=0 (grad)	Amplitud m/RT ² (10 ⁻² mT)	Fase (grad)	Periodo (años)	Velocidad deriva (grados/año)			
					a	b	c	
1	13.2	331.2	0.06500	127.6	2130	0.00	0.00	0.17
2	47.0	182.0	0.06500	141.2	500	0.00	0.00	0.00
3	61.6	63.6	0.06500	172.1	1200	0.00	0.00	0.00
4	80.8	240.3	0.06500	315.2	1360	0.00	-0.15	-0.26
5	101.8	89.6	0.06500	358.3	800	0.00	0.00	0.00
6	41.5	322.4	0.13458	270.0	1360	0.00	-0.15	-0.26
7	139.0	52.0	0.07600	275.6	1360	0.00	-0.15	-0.26
8	193.4	172.9	0.06500	313.0	1360	0.00	0.00	-0.26

Profundidad de los dr: 0.28RT

Amplitud del dipolo central (M/RT²): -0.56573 10⁻²mT

Tabla 3. Parámetros del MAH4 ajustados con los datos experimentales de América del Sur. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas; para edades: a) menores de 1700 años, b) entre 1700 y 3000 años, c) entre 3000 y 6000 años.

Dado que, si bien ahora las amplitudes de oscilación de dichos perfiles se acercan más a las de los magnetogramas experimentales, aún siguen siendo un poco altas, se aplicó a los datos teóricos un proceso de suavizado. Dicho proceso consistió en un promedio escalar corrido con diversas ventanas, para independizar el análisis de la I del de la D, ya que presentan diferencias de comportamiento. La aplicación de un procedimiento de suavizado es justificable, ya que las amplitudes de las variaciones de las

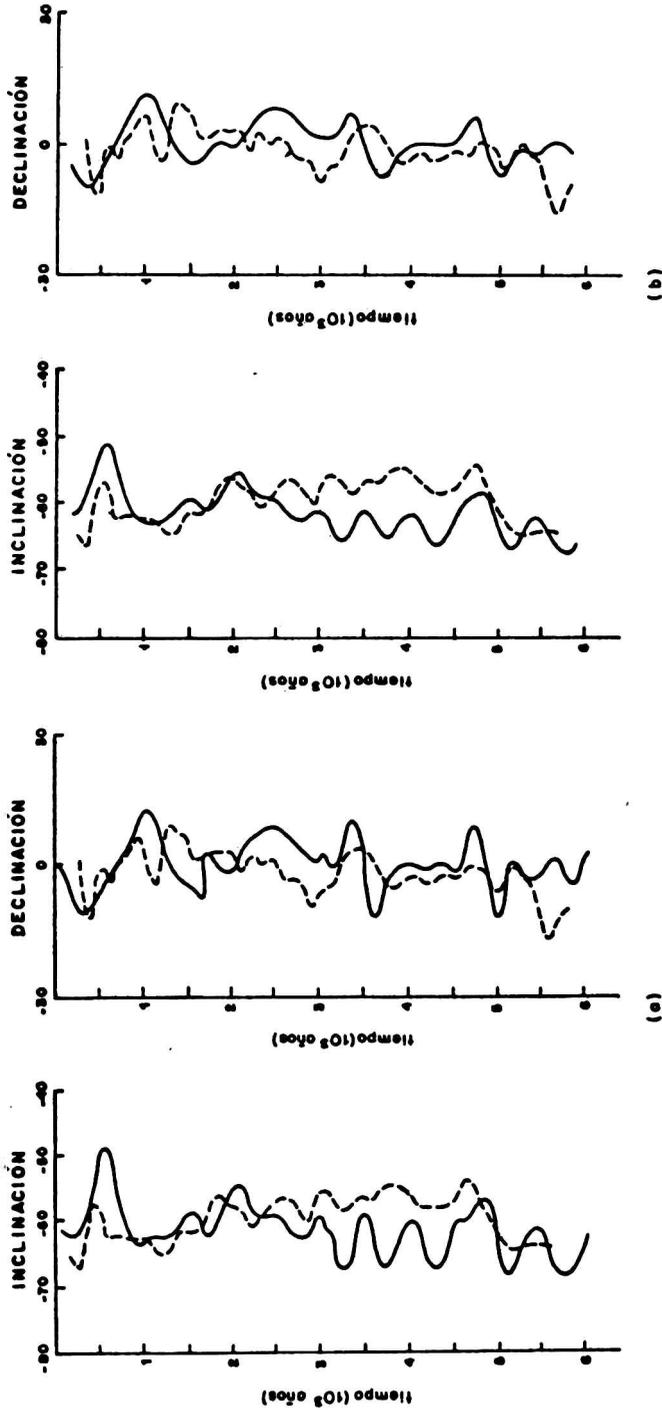


Fig. 2 Perfiles de I y D en función del tiempo (—) para a) MAH4 y b) MAH4 suavizado con una ventana de 280 años, superpuestos a los magnetogramas experimentales, (- - -), para América del Sur.

direcciones del magnetismo remanente estable son, en general, menores que las correspondientes a las del cmt debido a la atenuación de la señal de entrada inherente a cualquier proceso de registro (Creer y Tucholka, 1983b). Los perfiles teóricos resultantes se observan en la Fig. 2b. En las curvas de I se observa coincidencia en los máximos correspondientes, aproximadamente, a 500, 1500, 2000, 3000, 4000 y 4700 años, así como en los mínimos presentes alrededor de los 2300, 2800, 3300, 3700, 4300 y 5200 años. En el caso de D, no puede hacerse una correspondencia pico a pico, sino que se observan conductas similares en los perfiles teórico y experimental: para edades menores de 1000 años una tendencia a ir de valores negativos a positivos, y para edades mayores una tendencia a oscilar alrededor del cero.

Se estimó el coeficiente de correlación (r) entre los valores de I surgidos del magnetograma experimental (I_e) y del perfil teórico suavizado (I_t). La significancia de r puede ser valorada mediante una distribución t de Student para $n-2$ grados de libertad. Usando una tabla de valores críticos para distintos niveles de probabilidad para 50 o más grados de libertad (Rao y otros, 1966), se encontró que la probabilidad que la relación sea casual es menor del 5% para $r=0.273$, menor que el 1% para $r=0.354$ y menor del 0.1% para $r=0.433$. El valor de r surgido de la comparación de I_e y I_t resulta de 0.43.

Se tuvo en cuenta luego, que podía haber errores sistemáticos en los valores de I_e , debidos al efecto de curvatura del sacatestigo en el proceso de hincado del mismo, lo que sugería la utilización de una I_e corregida ($I_e' = I_e + \Delta I$). Se calcularon nuevos valores de coeficientes r para diferentes ΔI y se observó que el mayor valor de r (0.615) se lograba cuando se dividía el perfil en dos tramos, uno correspondiente a edades menores de 2200 años y otro para edades entre 2200 y 6000 años, eligiendo para el primer tramo un $\Delta I_1 = 1^\circ$ y para el segundo un $\Delta I_2 = -7^\circ$.

Se aplicó el mismo método de correlación a los perfiles de D experimental (D_e) y D teórica (D_t), lográndose sólo un valor aceptable de r (0.38) en el caso de edades menores de 1000 años, cuando se introducía una corrección $\Delta D = 10^\circ$ a los valores experimentales, lo que puede justificarse por el hecho de haber asignado valor cero a la D media para la confección del magnetograma, cuando esto podía no ser exactamente así.

4. APLICACION DE LOS MODELOS DEL CAMPO GEOMAGNETICO A AUSTRALIA

Se decidió aplicar sólo aquellos modelos que resultaron adecuados para el sudoeste argentino.

Para la elección de los valores de los parámetros de cada uno de los modelos se emplearon dos caminos diferentes: a) utilizar los valores calculados para América del Sur, b) recalcular algunos parámetros (en particular los períodos de oscilación de intensidad y las velocidades de deriva de los dr) aplicando un criterio semejante al usado en América del Sur, pero basándose en los datos experimentales de Australia. Este último criterio dio los resultados más satisfactorios. Para la aplicación del mismo se calculó la influencia que tenía cada dr en forma individual en las variaciones de D e I del cmt en el lugar de estudio ($38^\circ S$, $143^\circ E$), resultando predominantes en el lugar los dipolos 5, 7, 8 y, en menor medida los 3 y 4. De acuerdo a ello, se les asignó, en el MAH2, a los dipolos mencionados los períodos característicos surgidos del análisis espectral. Se usó el mismo criterio utilizado por Hogg en el Hemisferio Norte y en este trabajo para América del Sur, es decir: el período que se identifica con la rotación del

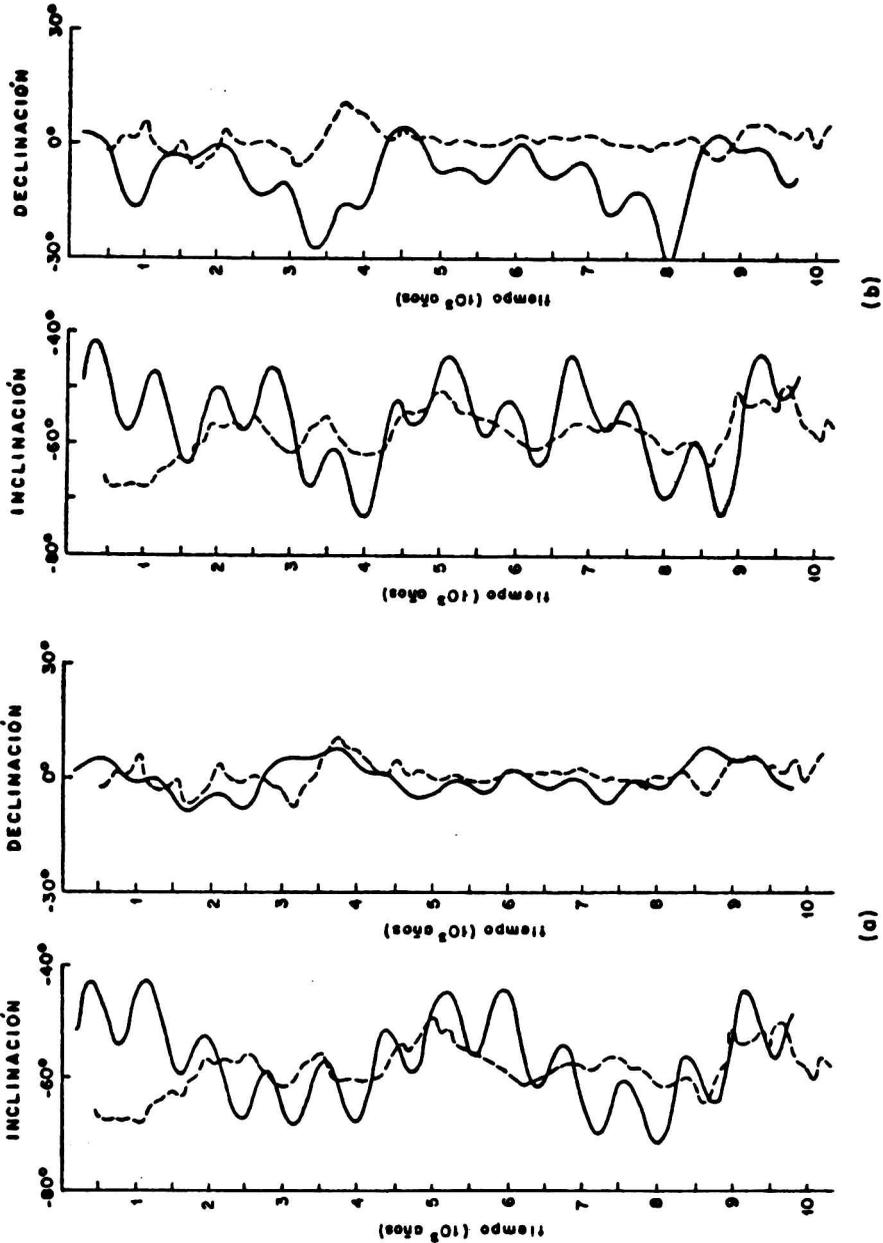


Fig. 3

Perfiles de I y D en función del tiempo (—) para los modelos: a) MAH2 y b) MAH3', suavizados ambos con una ventana de 300 años y superpuestos a los magnetogramas experimentales (- - -), para Australia.

vector geomagnético en sentido horario (2800 años) se asignó a los dipolos positivos y el que está vinculado con la rotación en sentido antihorario (4500 años) a los dipolos negativos. En cuanto al resto de los dr, se consideró que sus periodos podían diferir de los surgidos del análisis espectral y, de acuerdo con lo obtenido para América del Sur, se les asignó periodos menores, ajustando iterativamente los mismos hasta obtener la mejor coincidencia con los resultados experimentales. Los valores de colatitud, longitud y amplitud y fase de oscilación de intensidad de los dr son los detallados en la Tabla 3. En la Tabla 4a se hallan los valores de los periodos de oscilación de intensidad y en la Fig. 3a se observan los perfiles de I y D en función del tiempo, luego de ser sometido al proceso habitual de suavizado, en este caso con ventana de 300 años.

Dipolo	a Período (años)	b Velocidad deriva (grados/año)
1	800	0.00
2	800	0.00
3	2800	0.13
4	4500	-0.08
5	4500	-0.08
6	800	0.00
7	4500	-0.08
8	4500	-0.08

Tabla 4. a) Periodos de oscilación de intensidad para MAH2 y MAH3', b) velocidades de deriva para el MAH3'. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas. Parámetros ajustados con los datos experimentales de Australia.

Se aplicó luego el MAH3' utilizando los periodos de oscilación de intensidad ajustados para el MAH2. En cuanto a las velocidades de deriva, se les asignó valor cero a las de aquellos dr, cuyos periodos de oscilación no correspondían a las frecuencias surgidas del análisis espectral (1, 2 y 6) y se calcularon las velocidades correspondientes a los periodos de 2800 y 4500 años para el resto (0.13 grados/año hacia el oeste para el dipolo 3 y 0.08 grados/año hacia el este para los dipolos 4, 5, 7 y 8), siguiendo de esta forma el criterio utilizado para América del Sur. En la Tabla 4b se hallan las velocidades de deriva del MAH3' y en la Fig. 3b se observan los perfiles de I y D en función del tiempo surgidos del modelo, suavizados con ventana de 300 años.

Comparando los perfiles teóricos de ambos modelos con los experimentales, se observa que el MAH2 se ajusta mejor a los resultados paleomagnéticos en el periodo 0-4000 años, y el MAH3' en el periodo 4000-10000 años. Por tal motivo se aplicó, al igual que para América del Sur, un modelo combinado MAH4. Los valores resultantes para todos los parámetros de este nuevo modelo se hallan resumidos en la Tabla 5 y los perfiles de I y D en función del tiempo, surgidos del mismo y suavizados con ventana de 300 años se observan en la Fig. 4. Hay muy buena coincidencia entre los perfiles de I teórico y experimental, especialmente a partir de los 2000 años. Se puede señalar correlación entre los máximos de I correspondientes a, aproximadamente, 2000, 3500, 4500, 5000, 6700, 7500, 8500 y 9400 años, y los mínimos presentes a los 3200, 4000,

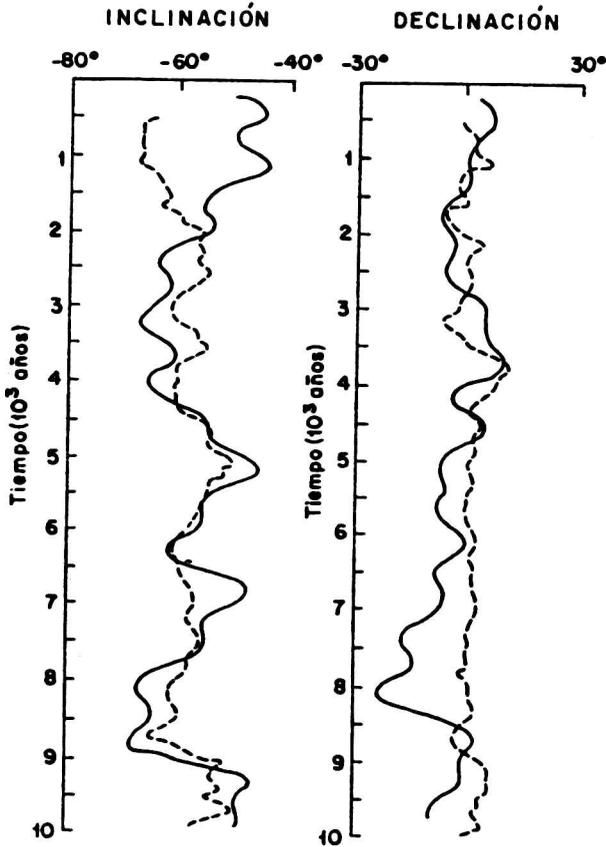


Fig.4 Perfiles de I y D en función del tiempo para el MAH4 suavizado con ventana de 300 años (—) superpuestos a los magnetogramas experimentales (---), para Australia.

6300, 8100 y 8700 años. En cuanto a la D, como en el caso de América del Sur, se pueden señalar tendencias similares entre los perfiles teórico y experimental: para edades menores de 2000 años, oscilación alrededor del valor cero, entre los 2000 y 4500 predominancia de valores positivos. El coeficiente de correlación, considerando todo el período (unos 10000 años) fue bajo, pero se obtuvo un valor satisfactorio en el lapso 1000-9000 años para la I ($r=0.64$) y en el lapso 3400-9000 años para la D ($r=0.36$).

Di- polo a t=0 (grad)	Colat. a t=0 (grad)	Long. a t=0 (grad)	Amplitud m/RT^2 ($10^{-3}mT$)	Fase (grad)	Periodo (años)	Velocidad deriva (grados/año)	
						a	b
1	13.2	331.2	0.06500	127.6	800	0.00	0.00
2	47.0	182.0	0.06500	141.2	800	0.00	0.00
3	61.6	63.6	0.06500	172.1	2800	0.00	0.13
4	80.8	240.3	0.06500	315.2	4500	0.00	-0.08
5	101.8	89.6	0.06500	358.3	4500	0.00	-0.08
6	41.5	322.4	0.13458	270.0	800	0.00	0.00
7	139.0	52.0	0.07600	275.6	4500	0.00	-0.08
8	103.4	172.9	0.06500	313.0	4500	0.00	-0.08

Profundidad de los dr: 0.28RT

Amplitud del dipolo central (M/RT^2): $-0.56573 \cdot 10^{-3}mT$

Tabla 5. Parámetros del MAH4 ajustados con los datos experimentales de Australia. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas; para edades: a) menores de 4000 años, b) entre 4000 y 10000 años.

5. CONCLUSIONES

El hecho que exista una mejor correlación entre los perfiles de I que entre los de D puede atribuirse a que el registro de I es más confiable que el de D, ya que este último puede estar sujeto a alteraciones, difíciles de cuantificar, causadas por la rotación de los sedimentos dentro del sacatestigo, cuando éste se está hincando.

La introducción de una corrección a los valores de I de América del Sur, por posible efecto de curvatura es razonable, ya que si el sacatestigo se introduce curvado, va aumentando su desviación de la vertical con la profundidad; efectivamente, se observa que el factor de corrección es mayor en la parte inferior de la columna.

El procedimiento de suavizado aplicado a los perfiles teóricos es necesario pues los registros paleomagnéticos llevan implícito una atenuación dependiente de i) el tiempo que le ha llevado a cada estrato de sedimento adquirir su remanencia postdeposicional, el cual oscila alrededor de los 200 años y ii) la relación entre el tamaño de la muestra paleomagnética y la velocidad de sedimentación.

Es obvio que la naturaleza altamente compleja del campo total, así como de las vs, impide la formulación de un modelo simple que tenga en cuenta todas las características de dicho campo. Los modelos utilizados en este trabajo intentan reproducir sólo las características básicas de las vs y han permitido arribar a las siguientes conclusiones.

Surgen diferencias entre lo observado en el Hemisferio Sur y el Hemisferio Norte, ya que Hogg (1978) concluyó para Europa, que el mejor modelo era uno de dr oscilantes, mientras que de este trabajo surge, como más apropiado para América del Sur y Australia, un modelo mixto, donde se combinan dr sólo oscilantes con otros que oscilan y derivan al mismo tiempo entre los 6000 y 3000 años. Se ha postulado además, que las velocidades no son constantes sino que decrecen hasta que, finalmente, a partir de los 1700 años los dr quedan fijos.

Puesto que los dipolos utilizados en los modelos no son más que la representación matemática de circuitos de corriente producidos por torbellinos de material conductor en el núcleo

terrestre, sus variaciones reflejan variaciones en dichos circuitos. Así, oscilaciones de intensidad de los dr revelan cambios en la velocidad y/o área del material conductor involucrado en los torbellinos, y deriva de los dr significa un desplazamiento de dichos torbellinos.

El hecho que el mismo modelo no se ajuste a registros paleomagnéticos de los Hemisferios Sur y Norte, así como la diferencia en el valor de los parámetros óptimos para América del Sur y Australia, puede deberse a los efectos de apantallamiento del material altamente conductor del núcleo externo y manto sobre los torbellinos, el cual depende de la distancia entre cada fuente y el área en estudio. Esa es la causa por la cual estos modelos tienen un carácter regional.

Agradecimientos. La autora desea agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Universidad de Buenos Aires, quienes proveyeron los medios materiales necesarios para la realización del presente trabajo. Asimismo hace extensivo su agradecimiento al Ing. D. A. Valencio y al Dr. J. F. Vilas por los fructíferos intercambios de ideas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aldredge, L.R. y Hurwitz, L., 1964. Radial dipoles as the sources of the Earth's main magnetic field. *J. of Geophys. Res.*, 69, 12, 2631-2635.
- Barton, C.E., 1983a. Palaeomagnetism of lake sediments: results from Australia, en *Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*. Eds. K.M. Creer, P. Tucholka y C.E. Barton. Elsevier, 235-239.
- Barton, C.E., 1983b. Spectrum analysis, en *Geomagnetism of Baked Clays and Recent sediments*. Eds. Creer, K.M., Tucholka, P. y Barton, C.E., Elsevier, Amsterdam, 262-272.
- Barton, C.E. y McElhinny, M.W., 1981. A 10000 years geomagnetic secular variation record from three Australian Maars. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 67, 465-485.
- Barton, C.E. y Mc Elhinny, M.W., 1982. Time series analysis of the 10000 yr geomagnetic secular variation record from SE Australia. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 68, 709-724.
- Creer, K.M. y Papamarinopoulos, S., 1983. The palaeomagnetism of cave sediments, en *Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*. Eds. K.M. Creer, P. Tucholka y C.E. Barton. Elsevier, 243-248.
- Creer, K.M. y Tucholka, P., 1983a. Lake sediments paleomagnetic research. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 74, 1, 223-238.
- Creer, K.M. y Tucholka, P. 1983b. Epilogue, en *Geomagnetism of Baked Clays and Sediments*. Eds. Creer, K.M., Tucholka, P. y Barton, C.E., Elsevier. Amsterdam.
- Creer, K.M., Valencio, D.A., Sinito, A.M., Tucholka, P., y Vilas, J.F., 1983. Geomagnetic secular variations 0-14000 yr BP as recorded by lake sediments from Argentina. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 74, 1, 199-222.
- Denham, C.R., 1975. Spectral analysis of palaeomagnetic time series: techniques and applications. *J. Geophys. Res.*, 80, 1897-1910.
- Hogg, T.E., 1978. The holocene geomagnetic field in Europe. Thesis. University of Edinburgh.
- Institute of Geological Sciences, 1981. Annual mean values of geomagnetic elements 1978. *Geomagn. Bull. Inst. Geol. Sci.*, n°10.
- Lund, S.P. y Banerjee, S.K., 1983. Late Quaternary secular

- variations recorded in central North American wet lake sediments, en *Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*. Eds. K.M. Creer, P. Tucholka y C.E. Barton, Elsevier, 211-222.
- Mazzoni, M.M. y Sinito, A.M., 1982. Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. Parte II: Lago Moreno. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII, 3, 348-357.
- Mothersill, J.A., 1983. Palaeomagnetism of lake sediments: Results from the Great Lakes, en *Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*. Eds. K.M. Creer, P. Tucholka y C.E. Barton, Elsevier, 223-228.
- Rao, C.R., Mitra, J.K. y Matthal, A., 1966. *Formulae and tables for statistical work*. Calcutta: Statistical Publishing Society.
- Runcorn, S.K., 1959. On the theory of the geomagnetic secular variation. *Annals Geophys.*, 15, 87-92.
- Sinito, A.M., Alonso, M.S. y Ambrosini, G.L., 1983. Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. Parte III: Lago Nahuel Huapi, Brazo Campanario. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII, 2, 225-234.
- Skiles, D.D., 1970. A method of inferring the direction of drift of the geomagnetic field from palaeomagnetic data. *J. Geomagn. Geoelect.*, Kyoto, 22, 441-461.
- Turner, G.M., 1983. Palaeomagnetic results from recent european sediments, en *Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*. Eds. K.M. Creer, P. Tucholka y C.E. Barton, Elsevier, 202-211.
- Turner, G.M. y Thompson, R., 1982. Detransformation of the British geomagnetic secular variation record for Holocene times. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 70, 789-792.
- Valencio, D.A., Creer, K.M., Sinito, A.M., Vilas, J.F., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A., Romero, E.J. y Fernandez, C.A., 1982. Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Parte I: El Trébol. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII, 2, 183-104.
- Valencio, D.A., Creer, K.M., Sinito, A.M., Mazzoni, M.M., Alonso, M.S. y Markgraf, V., 1985. Paleomagnetism, sedimentology, radiocarbon age determinations and palynology of the Llao-Llao area, south-western Argentina (41°S. 71.5°W): paleolimnological aspects. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 3, 109-147.

VARIACION ANUAL Y SEMIANUAL EN EL OBSERVATORIO GEOMAGNETICO DE
PILAR (CORDOBA)

Julio C. Gianibelli, Silvina G. Weisz* y Daniel E. Pecuch

Departamento de Magnetismo Terrestre y Electricidad Atmosférica,
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.
Buenos Aires, República Argentina.

RESUMEN

Se estudian las variaciones anual y semianual de las componentes D, H y Z en el observatorio geomagnético de Pilar, Córdoba en el período correspondiente a los años 1941 a 1950. Se determinan amplitud y fase de las componentes espectrales comprendidas en la banda que abarca de 0,33 a 10 años de los promedios mensuales centrados al mediodía y a la medianoche de tiempo local. Se comprueba además el efecto del ciclo solar sobre las variaciones anual y semianual. Se considera si la teoría equinoccial es la más apropiada para la justificación de estas ondas.

ABSTRACT

The annual and semiannual variations of the geomagnetic field components D, H and Z at Pilar Observatory, Córdoba, were studied during the period between the years 1941 and 1950. The Amplitude and phase of the spectral componentes included in the band of 0,33 to 10 years were determined for monthly means centered at midday and at midnight of local time. We also verified the solar cycle effect over the annual and semiannual variations. We consider if the equinoctial hypothesis for justifying the presence of these waves is the most suitable one

* CONICET.

INTRODUCCION

La variación anual y semianual del campo geomagnético ha sido estudiada por Chapman y Bartels (1940), Vestine et al (1947), Vestine (1954), Currie (1966), Bhargava (1972) entre los más destacados. Para los estudios efectuados con datos de nuestro país se destacan los trabajos realizados por Van Zele y Schneider (1987). Recientemente Rangarajan y Bhargava (1987) han demostrado el cambio de la amplitud de las variaciones anual y semianual en función de la hora local para observatorios de bajas latitudes.

En cuanto a los mecanismos que originan estas variaciones, aparecieron distintas opiniones. Vestine (1954) dió una explicación de la onda anual en términos de un mecanismo de dínamo debido a vientos ionosféricos meridionales que soplan desde el hemisferio estival hacia el hemisferio invernal. Por otra parte Olson (1970) sostuvo que se observarían variaciones anuales y semianuales aún en condiciones constantes del viento solar. Bhargava y Rangarajan (1987) mostraron que la variación anual se debe a una composición de efectos: los vientos ionosféricos meridionales, que también mencionó Vestine, las corrientes S_q que muestran una fuerte dependencia estacional, y las perturbaciones. Bhargava (1972), mostró que en observatorios ubicados en latitudes bajas la variación anual durante el día se debía puramente a corrientes ionosféricas y durante la noche a oscilaciones magnetosféricas como ser cambios estacionales en la corriente anillo.

Para la variación semianual aparecen fundamentalmente dos hipótesis que favorecen el incremento de actividad geomagnética en marzo y septiembre, es decir máximos equinociales, y son las hipótesis axial y equinoccial. La primera postulada por Cortie (1912) considera que el factor más importante interviniente en esta variación es el cambio de la latitud heliográfica de la Tierra. La segunda sostenida por Bartels (1932) y Mc Intosh (1959) entre otros, la atribuye a la inclinación del eje de rotación terrestre respecto del plano normal a la eclíptica.

En el presente trabajo se determina la variación anual y semianual de los elementos geomagnéticos D, H y Z en alta y baja actividad solar con datos correspondientes a la década 1941-1950 del observatorio geomagnético de Pilar en la provincia de Córdoba (1961), con el fin de estudiar el comportamiento de esas componentes con el ciclo solar y la hora local (TL).

ANALISIS DE LOS DATOS

Se formaron dos series decenales de valores de los elementos geomagnéticos D, H y Z, una diurna y otra nocturna en las que se promediaron mensualmente los valores de dichos elementos en el intervalo que va de 10 hs. a 14 hs. de tiempo local para las series diurnas y de 22 hs. a 02 hs. de tiempo local para las series nocturnas. La variación de muy largo período o variación secular, fue aproximada por un polinomio de primer grado que resultó ser el de mejor ajuste. Se formaron dos series con las diferencias entre la serie original y la expresión lineal correspondiente a la variación secular. Las series resultantes fueron filtradas con un filtro Gaussiano de 7 puntos que permitió atenuar el 85% de las periodicidades menores que 3 meses. Las figuras 1a y 1b muestran

las series diurnas y nocturnas de los elementos D, H y Z correspondientes a los residuos filtrados.

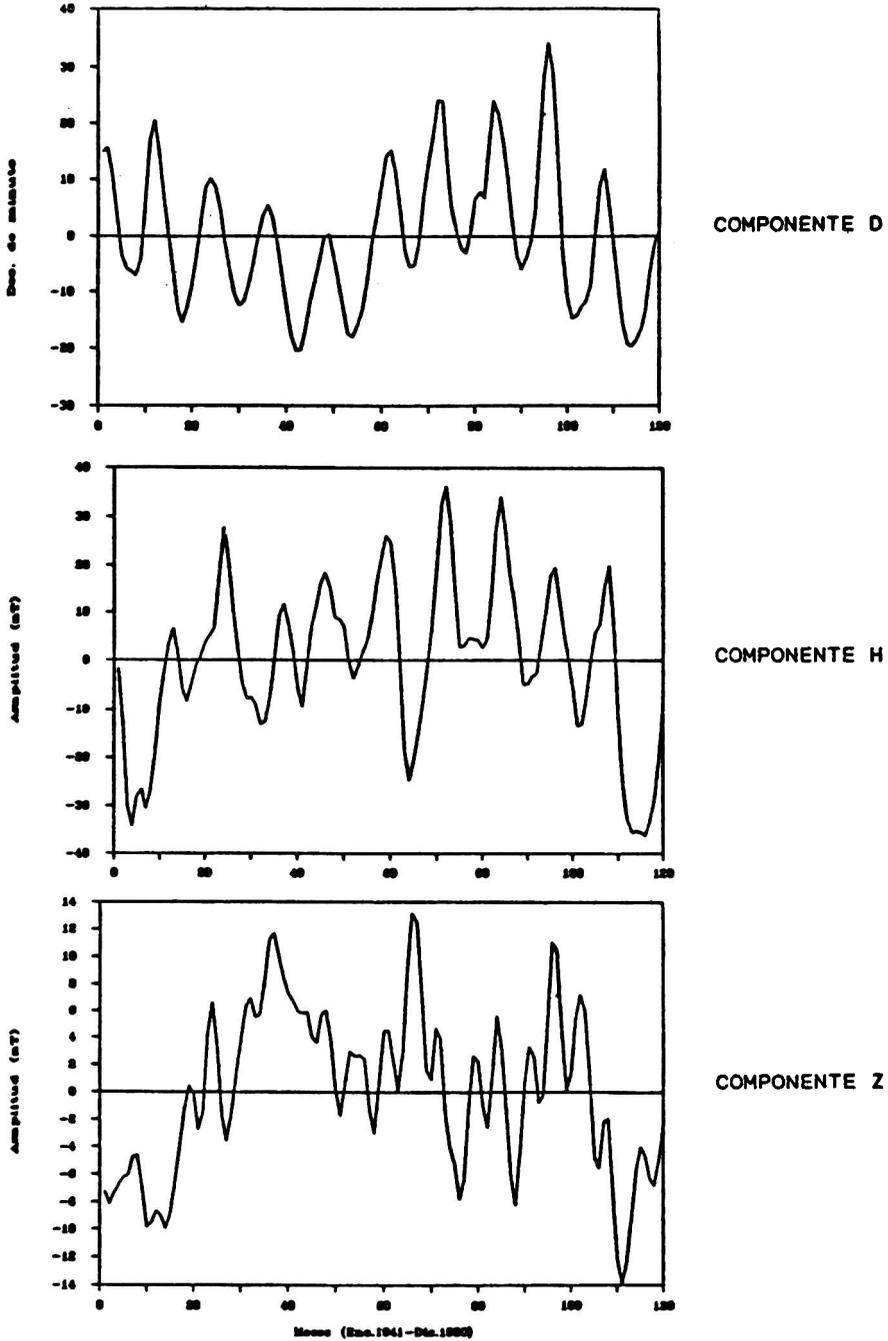


Figura 1a. Residuos filtrados de las series diurnas.

Una vez obtenidas las series de residuos filtrados, se realizó

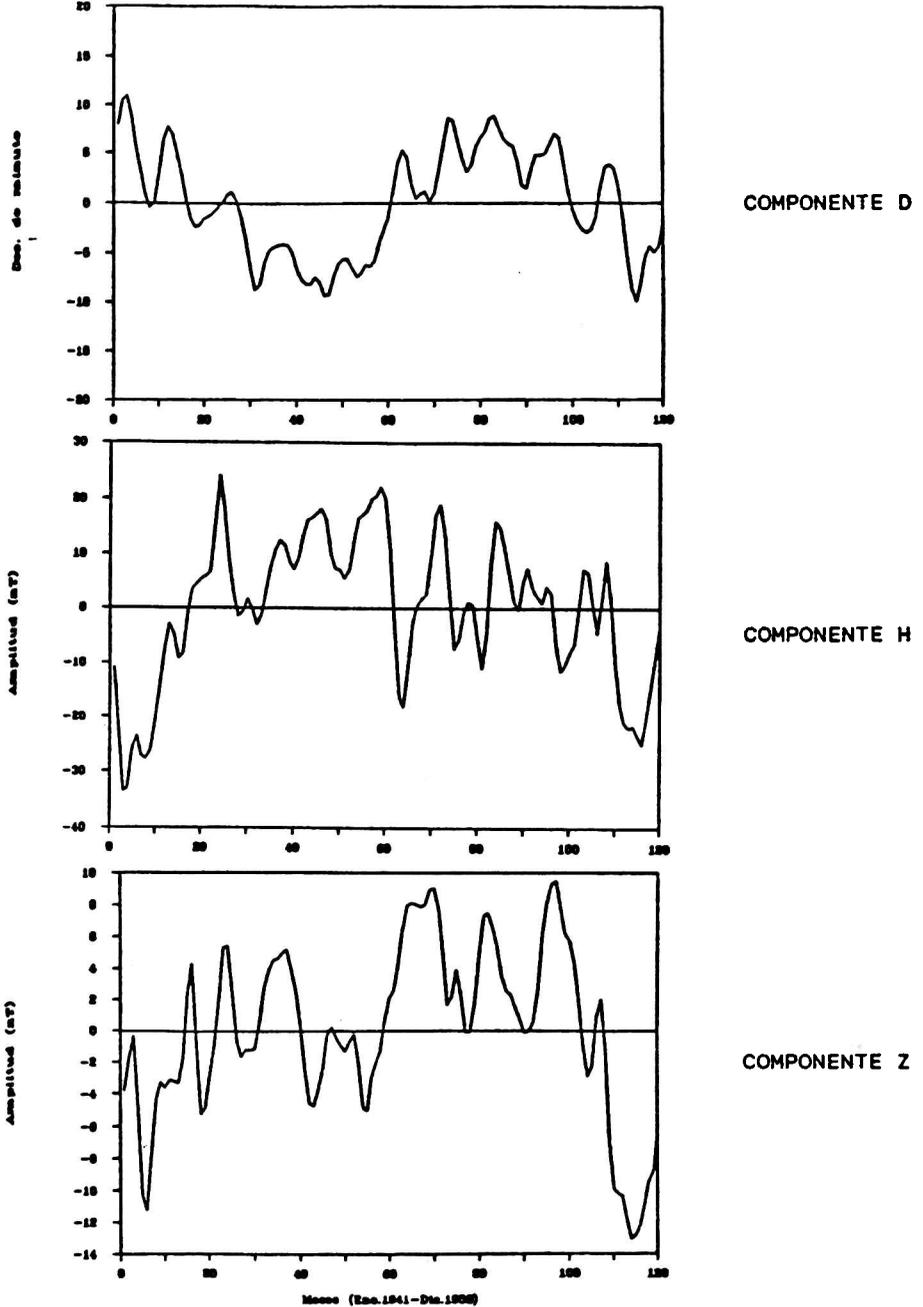


Figura 1b. Residuos filtrados de las series nocturnas.

un análisis espectral de ellas por medio de la expresión discreta de la transformada de Fourier. Este análisis permitió la obtención

de los espectros de amplitud y fase de los elementos en estudio.

Por otro lado se construyeron con promedios mensuales de cada hora, 24 series de tiempo para los años de baja actividad solar (1943-1944) y para los de alta actividad solar (1947-1948). Se determinaron las variaciones anual y semianual para cada hora del día en forma semejante a la seguida para el periodo completo.

RESULTADOS

1-SERIES DECENALES DIURNAS Y NOCTURNAS

En la tabla I se detallan los periodos más importantes que se obtuvieron por medio del análisis espectral de Fourier.

PERIODOS (Años)	COMPONENTE H				COMPONENTE Z				COMPONENTE D			
	Serie diurna		Serie nocturna		Serie diurna		Serie nocturna		Serie diurna		Serie nocturna	
	Amplitud	Fase	Amplitud	Fase	Amplitud	Fase	Amplitud	Fase	Amplitud	Fase	Amplitud	Fase
10	11.9	191.8	12.0	157.8	4.8	168.3	4.8	204.4	5.7	262.2	4.2	286.9
5	8.5	167.8	7.9	207.8	3.8	219.5	3.8	154.7	6.8	109.7	4.4	98.5
2.5	6.0	212.7	4.4	291.8	2.8	76.7	2.8	83.6	3.7	64.2	1.4	85.3
1.66	-	-	-	-	1.9	26.9	-	-	-	-	1.1	77.5
1.43	4.7	95.9	5.0	75.3	-	-	1.5	331.7	-	-	-	-
1.25	-	-	-	-	1.7	168.9	1.4	135.3	-	-	-	-
1	13.7	350.6	5.8	329.9	1.5	271.9	2.2	7.1	13.0	9.3	26.0	3.3
0.83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.9	120.9
0.71	-	-	-	-	-	-	-	-	2.1	110.0	0.9	151.8
0.625	-	-	-	-	-	-	1.0	98.4	-	-	0.8	207.2
0.59	-	-	-	-	-	-	1.0	112.9	-	-	-	-
0.5	3.9	21.8	4.5	15.8	2.9	24.2	0.9	234.8	1.5	35.0	0.8	129.5
0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	85.9
0.33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

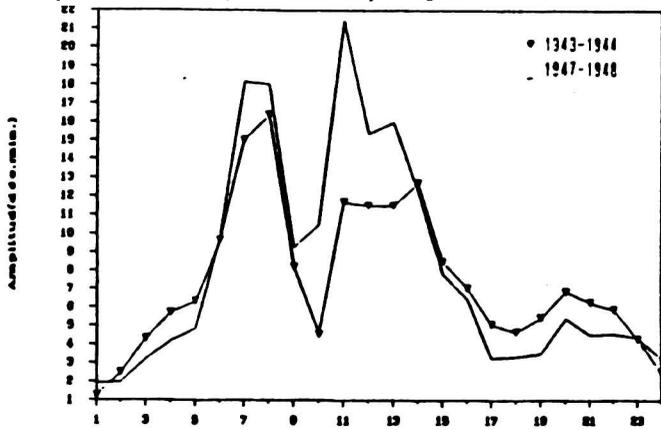
Tabla 1.

* para H y Z las amplitudes están dadas en nT, para D en (1/10)', la fase en todos los casos está dada en grados.

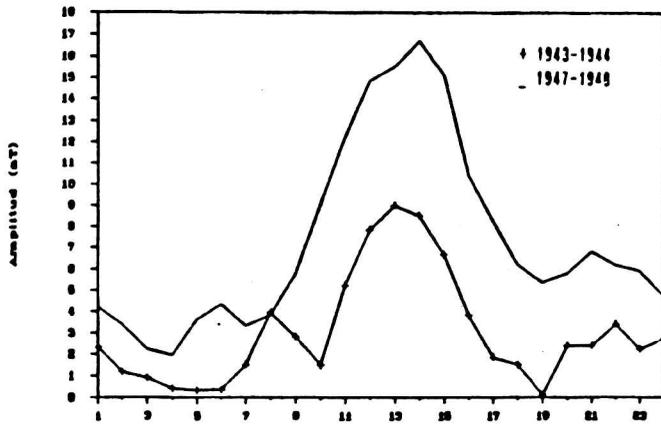
De la tabla se observa que en las componentes D y H, la variación anual es mayor que la semianual. Por otra parte es interesante notar el comportamiento de la variación anual tanto en las series diurnas como nocturnas, en D, por ejemplo la serie nocturna presenta una amplitud casi tres veces mayor que en la diurna, mientras que en H ocurre lo contrario siendo la amplitud de la onda anual en la serie diurna mayor que el doble de la que se obtuvo para la serie nocturna; en Z esta misma onda presenta un comportamiento mucho más atenuado. En cuanto a la onda semianual, en D y en Z se atenúa en serie nocturna, mientras que en la componente H se mantiene igual.

2-SERIES DE LOS PERIODOS DE ALTA Y BAJA ACTIVIDAD SOLAR

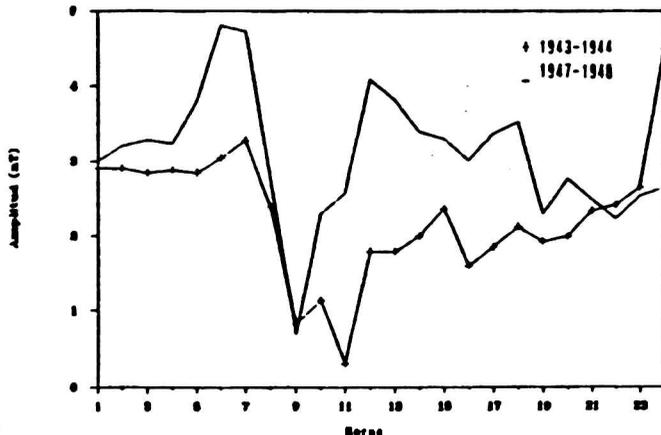
Las figuras 2a y 2b muestran la amplitud de las variaciones anual y semianual para alta y baja actividad solar en función de TL.



COMPONENTE D



COMPONENTE H



COMPONENTE Z

Figura 2a. Variación anual en función de TL.

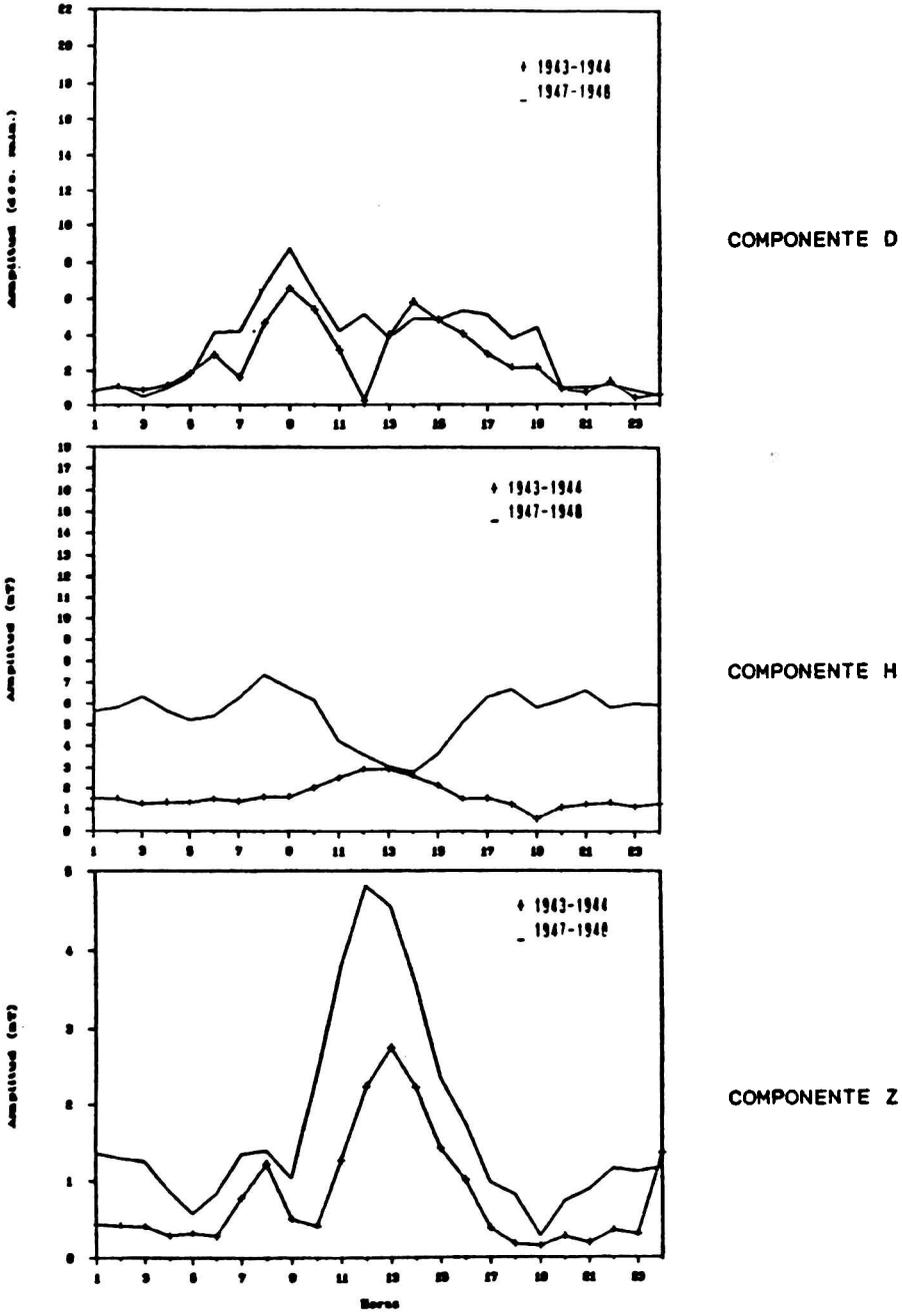


Figura 2b. Variación semianual en función de TL.

I-COMPONENTE D: Verifica en horas del mediodía, un aumento en la amplitud en la variación anual (VA) y también en la variación semianual (VSA) con notables cambios de fase en ambas. La VA tiene

dos picos, uno a las 9 hs. y otro a las 11 hs. de tiempo local (TL) mientras que la VSA presenta los máximos a las 9 y a las 14. En baja actividad aparece un mínimo de amplitud a las 12 hs. En cuanto a la fase, la VSA tiene un comportamiento más claro que la VA respecto a la hora local y los cambios se producen entre las 8 y las 11 hs.

II-COMPONENTE H: Para el periodo de baja actividad solar, la amplitud de la VA tiene un pico a las 12 hs. de TL y valores menores entre las horas que van de 00 a 10 y de 17 a 24. Este comportamiento corresponde al aporte del sistema de corrientes ionosféricas sobre el sistema de corrientes de la magnetopausa y corriente anillo. Estimativamente se puede indicar que para baja actividad, un campo medio de 3 nT es el aporte del sistema de corrientes magnetosférico y de 7 nT el aporte del sistema ionosférico. En alta actividad, en cambio, para la VA se encuentra intensificado el sistema de corrientes de la magnetopausa tanto en la faz nocturna como diurna. De la figura 2 se estima que el campo medio de las corrientes magnetosféricas es de 6 nT (faz nocturna), en cambio el aporte de 12 nT para el gran pico del mediodía, respecto al nivel anterior, estaría compartido por el incremento de la corriente de la magnetopausa y de las corrientes ionosféricas que siempre tienden a aumentar el valor de H. Para la VSA no se tiene una expresión tan clara como la anterior ya que al crecer la actividad solar se tiene una disminución de la amplitud en horas del mediodía local.

III-COMPONENTE Z: En este caso se tiene que la VA posee un comportamiento similar en cuanto a su forma al de la componente D, en cambio la VSA aparece con una característica muy similar a la componente H tanto en forma como en amplitud, respondiendo con un aumento de esta última, con el aumento de la actividad solar. Ambas variaciones tienen amplitudes del orden de los 5 nT para los picos más importantes.

3-SINTESIS ARMONICAS PARA LAS SERIES DECENALES

Se realizaron las síntesis armónicas de cada una de las componentes, tanto para las series completas como para las series correspondientes a los periodos de baja y alta actividad solar. Uno de los objetivos de estas síntesis fue la correlación de las mismas con el ciclo solar y el comportamiento del índice geomagnético A_p . Los resultados de las síntesis armónicas nocturnas y diurnas, muestran que la componente D representó mejor su relación con el ciclo solar en forma de alta correlación, mientras que las componentes H y Z, se correlacionaron en forma inversa mostrando una onda desfasada 180° respecto de la mostrada en la figura 3 correspondiente al número de manchas solares.

La síntesis utilizando las armónicas undecenal, anual y semianual, permite observar que en la serie nocturna de la componente H y en las series diurna y nocturna de la componente Z están presentes estas tres ondas, mientras que en las series diurna y nocturna de la componente D y la diurna de H la onda semianual está totalmente enmascarada.

También se efectuaron síntesis con 5 armónicas correspondientes a los periodos de 10, 5, 2,5, 1 y 0,5 años observándose comportamientos semejantes.

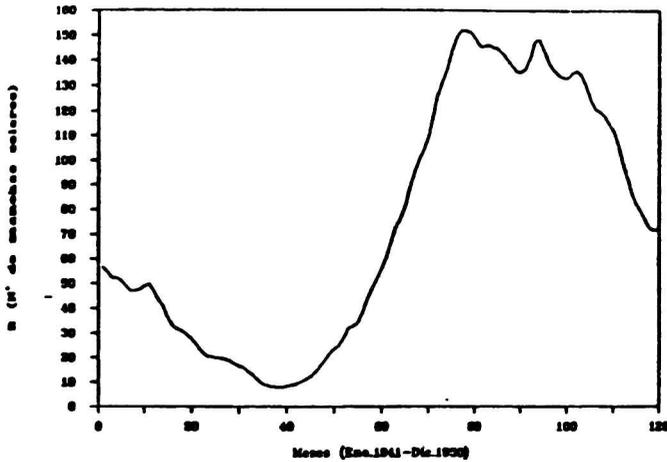


Figura 3. N° de manchas solares.

4-SINTESIS ARMONICAS DE LOS PERIODOS DE ALTA Y BAJA ACTIVIDAD SOLAR

Los resultados obtenidos por el análisis discreto de Fourier fueron sintetizados componiendo la VA y la VSA en los periodos de baja actividad solar (1943-1944) y alta actividad solar (1947-1948), el resultado obtenido se muestra en las figuras 4a, 4b y 4c correspondientes a representaciones tridimensionales de las síntesis para las componentes D, H y Z respectivamente.

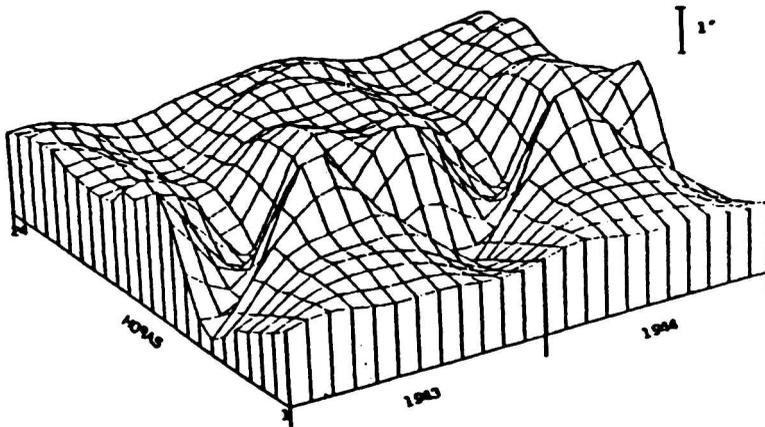


Figura 4a. Síntesis armónica de la componente D.

I-COMPONENTE D: En esta componente las 7 hs. de TL determinan un instante de cambio en el comportamiento de los sistemas de corrientes. En el periodo de baja actividad solar (1943-1944) se observa que el desarrollo más importante corresponde a la componente anual produciendo sólo algunos cambios en su forma de comportamiento, la onda semianual. El desarrollo de la onda anual tiene su máximo para el mes de julio durante las horas de la mañana (1-8 hs.), produciéndose luego un desfase de aproximadamente

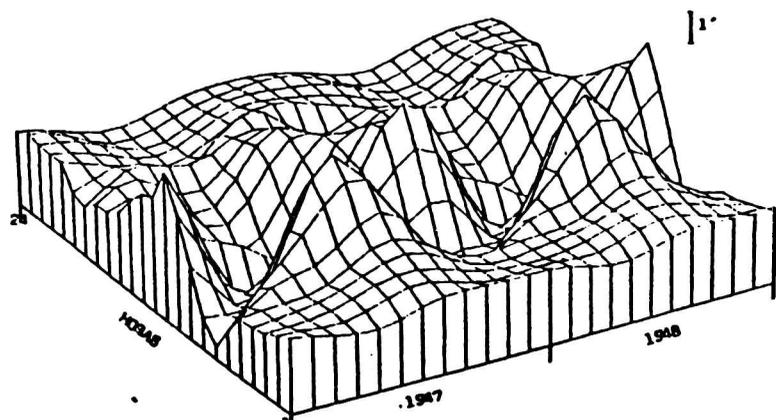


Figura 4a (continuación).

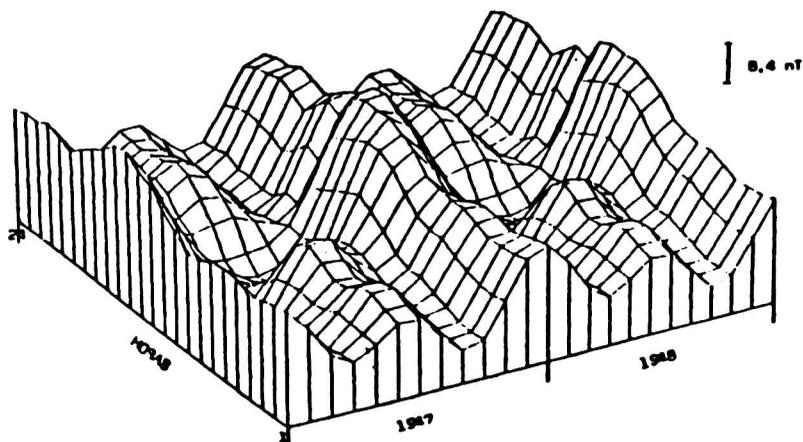
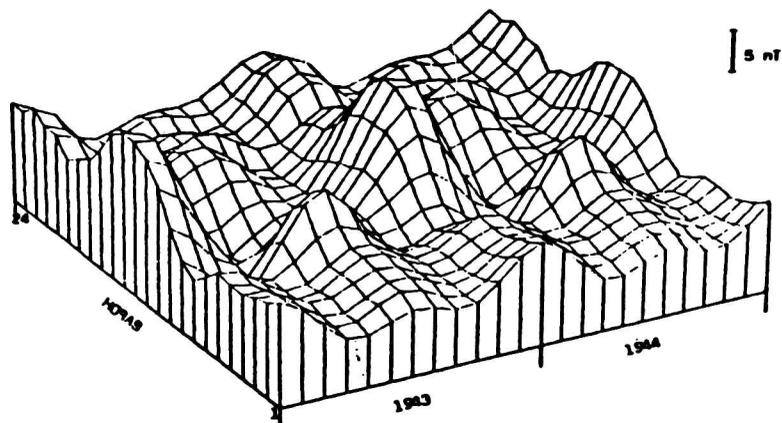


Figura 4b. Síntesis armónica de la componente H.

180° para tener un máximo alrededor del mediodía (11 hs. de TL). La VSA comienza a interferir alrededor de las 15 hs. y hasta las 19. Debido a la poca amplitud de la VSA, en baja actividad queda enmascarada por la VA. En el periodo de alta actividad solar (1947-1948) se clarifica aún más lo dicho anteriormente y aparece en forma más remarcada la onda semianual entre las 18 y 19 hs. La actividad solar amplifica las componentes anuales y semianuales, pero no en forma clara como era de esperar.

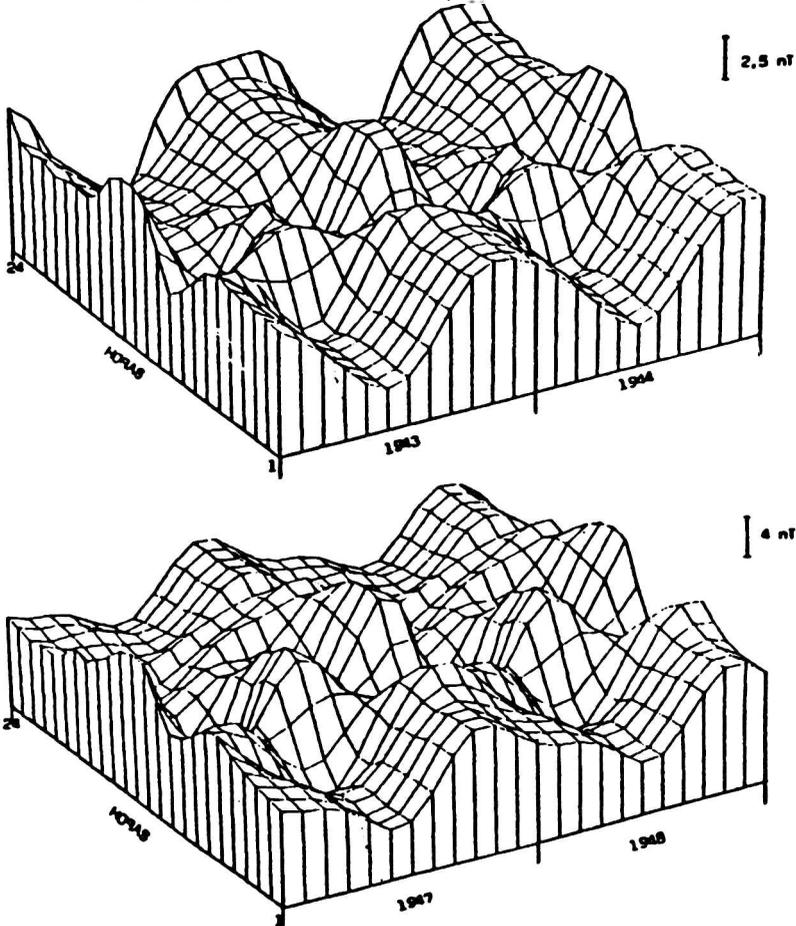


Figura 4c. Síntesis armónica de la componente Z.

II-COMPONENTE H: Esta componente es la que mejor expresa su relación con la actividad solar donde tanto la VA como la VSA se encuentran presentes. En baja actividad solar entre las 1 y 7 hs. de TL, las componentes anual y semianual se comportan produciendo máximos en julio y diciembre, siendo este último más importante. Entre las 7 y las 9 hs., con máximo a las 8, se tiene sólo VA con un máximo en el mes de julio para luego producirse un desfase de 180° y observarse un máximo en el mes de diciembre a las 13 hs. La VSA comienza a ser importante a partir de las 16 hs. y a hacerse presente al disminuir la amplitud de la VA, reforzando a esta última en el mes de diciembre por encontrarse las dos en fase. En

alta actividad solar se observa fundamentalmente que tanto la amplitud de la VA como la de la VSA, se encuentran en fase, amplificándose la VA que tiene su máximo en diciembre, mientras que los máximos de la VSA se encuentran en los meses de julio y diciembre. Puede observarse claramente que la amplitud de la VSA a las 12 hs. de TL es mínima, y solamente está presente la gran VA con su máximo en el mes de diciembre, a partir de este momento y hasta la medianoche comienza a verse la VSA.

III-COMPONENTE Z: En el periodo de baja actividad solar el desarrollo de la componente anual se presenta en forma muy nítida con un máximo en los meses de diciembre y enero para los intervalos de tiempo comprendidos entre la 1 y 8 hs. y entre las 20 y 24 hs. Entre las 9 y 11 hs. existe un desfase de 180° en la onda anual produciendo un máximo en el mes de julio. Entre las 12 y 19 hs. la VSA se interfiere con la VA produciendo en el año máximos principales en verano y secundarios en invierno (julio); estos máximos van disminuyendo entre las 12 y las 19 hs. En alta actividad solar el comportamiento es prácticamente similar al anterior pero con amplitudes de la VSA que amplifican a las de la anual; además el máximo se adelanta en una hora. Mientras que la VSA crece con la actividad solar, la VA disminuye; esto hace que para los años de alta actividad solar se compruebe en forma apreciable el efecto solar pero que se evidencia su acción por la presencia de un campo medio mayor.

En general observando cada una de las componentes, se ve que tanto Z como D tienen un comportamiento semejante a H, en cuanto a la VA para las horas centradas al mediodía de tiempo local.

CONCLUSIONES

El primer hecho que debemos notar es que tanto la VA como la VSA en cada uno de los elementos geomagnéticos analizados, se encuentra modulada por el ciclo solar.

Para horas de observación comprendidas entre las 20 y las 8 de tiempo local tanto en alta como en baja actividad solar, la VSA (obtenida para D y Z) obedece a la teoría equinoccial, no sucede lo mismo en horas del mediodía. Se concluye entonces que el sistema de corrientes de la cola de la magnetosfera tiene un comportamiento tal que los máximos se producen en marzo y septiembre para la componente semianual mientras que los sistemas de corrientes de la faz diurna de la magnetosfera desfasan el máximo a los meses de enero y julio.

La componente H tiene en fase tanto la VA como la VSA en alta y baja actividad por lo que podemos concluir que la deformación de la cavidad magnetosférica producida por el cambio posicional de los hemisferios con relación a la incidencia del viento solar, produce transformaciones en los sistemas de corrientes que para este caso están en fase y amplificadas según el ciclo solar.

Observando las síntesis armónicas para cada periodo, podríamos decir que el comportamiento de la VA y la VSA tanto en Z como en D es de interferencia.

BIBLIOGRAFIA

- Bartels, J., 1932; Terrestrial-Magnetic activity and its relation to solar phenomena; Terr. Mag, 37,1.
- Bhargava, B.N., 1972; Semiannual and annual modulation of the magnetic field; Planet. Space Sci., 20, 423-427.
- Cortie, S.J., 1912; Sun-spots and terrestrial magnetic phenomena 1898-1911, the cause of the annual variation in magnetic disturbances; Montly notices of the Royal Ast.Soc., 73, 52-60.
- Currie, R.G., 1966; The geomagnetic spectrum 40 days to 5,5 years; J. Geophys. Res., 71, 4579.
- Chapman, S., and Bartels, J., 1940; The variability of the harmonic coefficients for the solar and lunar daily variations; Geomagnetism, Vol. II, Clarendon Press, Oxford.
- Harwood, J.M. and Malin, S.R.C., 1977; Sunspot cycle influence on the geomagnetic field; Geophys. J.R. astr. Soc., 50, 605-619.
- Kane, R.P., 1976; Geomagnetic field variations; Space Science Reviews, Vol 18, N° 4, 445-449.
- Malin, S.C.R. and Mete Isikara, A., 1976; Annual variation of the geomagnetic field; Geophys. J. R. ast. Soc, 47, 445-457.
- Mc Intosh, D.H., 1959; On the annual variation of magnetic disturbance; Phyi. Trans. Roy. Soc (London), 251 A, 525.
- Olson, W.P., 1970; Variations in the Earth's surface magnetic field from the magnetopause current system; Planet. Space Sci., 18, 1471.
- Rangarajan, G.K., Bhargava, B.N., 1987; Long term changes in the amplitude and phase of the semiannual and annual variation in low latitude geomagnetic field; J.Geomag. Geoelectr., 39, 437-446.
- Servicio Meteorológico Nacional, (1961); Anales Geomagnéticos. Observatorio Pilar (1941-1950). Publicación B N° 4. Buenos Aires.
- Van Zele, M.A. y Schneider O., 1987; Estudio de la variación anual y semianual del campo geomagnético en altas latitudes australes; GEOACTA, Vol. 14 N°1, 175-186.
- Vestine, E.H., Lange, I., Lapore, L., and Scott, W.E., 1947; The geomagnetic field, its description and analysis, Carnegie Institution of Washington Publication, N° 580.
- Vestine, E.H., 1954; Winds in the upper atmosphere deduced from the dynamo theory of geomagnetic disturbance; J. Geophys. Res., 59, 93.

CONDICIONES PREVIAS A LA OCURRENCIA DE LAS TORMENTAS DEL 12 DE
ABRIL DE 1983

Marcelo E. Seluchi⁺ y Erich R. Lichtenstein*
Dpto. de Meteorología - FCEN(UBA) - ⁺CONICET - *SMN
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

El 12 de abril por la tarde una serie de tormentas, organizadas luego en forma de una línea de inestabilidad, afectó a las provincias de La Pampa, norte de Buenos Aires, sur de Santa Fé y sur de Córdoba, siendo alcanzada la localidad de Las Chacras (provincia de Buenos Aires) por un tornado.

Se realizó el análisis sinóptico y aerológico de la situación meteorológica desde el día 9 de abril.

El inicio de las tormentas tuvo lugar en las cercanías de un frente frío dentro de una masa de aire tropical sumamente inestable, superpuesta por una fuerte corriente en chorro.

La perturbación que desencadenó estos eventos convectivos se hace bien evidente 48 horas antes por una circulación ciclónica sobre el extremo sur del continente, pero ya tres días antes la presencia de un sistema frontal sobre el sur de la Patagonia, en conjunto con la masa de aire presente, proporcionaban los primeros indicios.

ABSTRACT

In April 12th, during the afternoon, a serie of storms, organized before a squall line, affected the provinces of La Pampa, north of Buenos Aires, south of Santa Fé and south of Córdoba, being reached the locaty of Las Chacras (province of Buenos Aires) by a tornado.

It was done the synoptic and aerological analysis of the meteorological situation from april 9th.

The beginning of the storms had placed near a cold front inside a tropical mass highly unstable, superposed by a strong jet stream.

The disturbance that gave rise to these convect events is well evident 48 hours, by a cyclonic circulation, on the south of the continent, but therefore, three days before, the presence of a frontal system over the south of Patagonia joined with the mass of air gave us the first evidences.

INTRODUCCION

Uno de los principales problemas que ocupa a la meteorología consiste en pronosticar cada vez con mayor anticipación el desarrollo de los sistemas de tiempo.

En nuestro país existen dos factores, que dificultan particularmente la tarea del pronosticador:

1) La falta de información básica en la vasta área del Océano Pacífico, y

2) La Cordillera de los Andes, una barrera orográfica que modifica el movimiento y las características de los sistemas sinópticos (Lichtenstein, 1980; Necco, 1982; Berbery, 1987)

Se presenta entoces como necesidad en nuestro país estudiar

la predictabilidad de los fenómenos meteorológicos, así como investigar métodos que permitan aumentarla.

El presente trabajo tiene como objetivo estudiar la antelación de los pronósticos en un caso particular.

Se eligió para ello la situación del 12 de abril de 1983, en la que se observaron fenómenos severos en las provincias de La Pampa, Buenos Aires, Córdoba y Santa Fé.

De acuerdo a los datos suministrados por el grupo de investigación que estudia los tornados en la República Argentina (Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA), a las 17 horas de aquel día se produjo un tornado, de intensidad 1 en la escala Fujita, que pasó por la localidad de Las Chacras (provincia de Buenos Aires), ocasionando graves daños.

Los datos sinópticos y aerológicos se obtuvieron del archivo del Servicio Meteorológico Nacional.

LA SITUACION SINOPTICA

La situación sinóptica correspondiente a los días previos al evento se caracterizó por un alto índice de circulación y un buen desarrollo del anticiclón subtropical del Atlántico. Predominó, en general, un flujo del norte sobre el centro del país y un campo térmico relativamente barotrópico, excepto sobre la Patagonia.

Durante el día 9 de abril (figura 1) se observa una extensa zona frontal en el extremo sur del continente y un frente cálido en disolución hacia el norte.

En 500 mb. (figura 2) se nota una vaguada sobre el centro del país, que presenta cierta difluencia. El mapa de espesor 500/1000 mb. (figura 3), poco perturbado, indica que la mayor baroclinicidad se halla al sudoeste del continente, en concordancia con la posición frontal.

En 850 mb. (figura 4) se aprecia un centro seco al noreste del litoral a pesar del alto punto de rocío en superficie, que se encontraba casi uniformemente entre 17 y 20 grados sobre el centro y norte del país.

Durante el día 10, si bien se aprecian pocos cambios cerca de superficie (figuras 5 y 6), se destaca la formación de una depresión fría en la tropósfera superior (figura 7) ligada a la penetración de una nueva corriente en chorro (figura 8).

Una masa de aire frío penetró desde el Océano Pacífico, por lo que el espesor se muestra más perturbado, con un aumento de la baroclinicidad sobre la Patagonia (figura 9).

La zona frontal avanzó, durante el día 10, cubriendo unos 1500 kilómetros en las 48 horas precedentes. A través de ella (figuras 10 y 11) se observa un gran contraste de temperatura y humedad, pero sin la presencia de hidrometeoros.

Un segundo frente frío, proveniente del sur del Océano Pacífico, ingresó al continente.

En 500 mb. (figura 12) puede verse que la depresión fría, más débil, se ha desplazado hacia el noreste dando lugar al establecimiento de una cuña sobre el centro y noroeste de la Argentina, y a la entrada de una nueva vaguada proveniente del Océano Pacífico.

El campo de espesor (figura 13) se muestra más perturbado como consecuencia del aumento de la baroclinicidad sobre la zona prefrontal.

Se observan dos corrientes en chorro (figura 14), una al sur de Chubut y otra más al norte, cuya velocidad aumentó

notablemente (unos 50 nudos) con respecto al día anterior (con un valor de 165 nudos, de los 2800 sobre Santa Rosa), lo que originó una gran cortante vertical entre 500 y 250 mb.

Durante el día 12 (figura 15) el pasaje del primer frente frío originó, a partir de las 12 horas, tormentas de inusual intensidad sobre las provincias de La Pampa, Buenos Aires, sur de Córdoba y sur de Santa Fé.

Cerca de las 17 horas se formó un tornado que alcanzó a la localidad de Las Chacras, en la provincia de Buenos Aires.

La nubosidad, en su gran mayoría cumulonimbus, se dispuso progresivamente en forma de una extensa línea de inestabilidad.

El mapa de 850 mb. (figura 16) permite apreciar los contrastes de temperatura y humedad, especialmente a través de la primer zona frontal.

No se pudo constatar en este caso la existencia de una corriente en chorro del norte en capas bajas, que en muchas oportunidades se asocia a la convección profunda (Fawbush, E. H., Miller, R., 1952).

En 500 mb. (figura 17) la vaguada se sitúa ahora aproximadamente en 70° oeste, con un máximo de advección de vorticidad ciclónica sobre La Pampa. Existe una disminución de la temperatura y un fuerte aumento del viento en la región de los hidrometeoros.

El mapa de espesor (figura 18) muestra la entrada sobre el continente de aire más frío proveniente del sudoeste, y la carta de 250 mb. (figura 19) indica que la corriente en chorro septentrional tomó una dirección prácticamente zonal.

ESTUDIO DE LAS MASAS DE AIRE

Con el objeto de caracterizar a la masa de aire presente se calcularon, para las estaciones de Santa Rosa, Ezeiza, Córdoba y Resistencia, los índices de inestabilidad K y Showalter (SH), el tamaño (energía) de las áreas positivas (A+) y el agua precipitable (AP), cuyos valores se detallan en la tabla I. Ya el día 9 existían en la mayoría de las parámetros y en todas las estaciones clara evidencia de la inestabilidad de la masa de aire presente.

Al día siguiente la advección de aire cálido y húmedo alcanza a todo el centro y norte del país, pero debido a la subsidencia asociada a la cuña en 500 mb. (ver figura 7), los sondeos se presentan más secos, especialmente en Ezeiza y Resistencia, por lo que la inestabilidad estaba inhibida.

Durante el día 11 continuó la advección de aire cálido, con un marcado aumento de la inestabilidad en Santa Rosa, que se hallaba solamente unos 200 Km. delante de la zona frontal e influenciada por la parte delantera de una vaguada en altura. Por el contrario, no se apreciaban cambios importantes en las demás estaciones debido a la cuña que, en 500 mb., se encuentra sobre Córdoba, orientada de noroeste a sudeste (ver figura 12).

El 12, día de las tormentas severas, la advección de aire cálido y húmedo y los movimientos de ascenso asociados a la vaguada en 500 mb., motivaron el aumento de la humedad en casi todos los niveles atmosféricos así como el enfriamiento de la tropósfera superior. Por tales efectos la inestabilidad aumentó notablemente en Ezeiza y Córdoba manteniéndose en Santa Rosa, mientras que en Resistencia, ubicada levemente detrás del eje de cuña y todavía alejada de la zona frontal, la inestabilización era menor.

DIA	PARAMETRO	SANTA ROSA	EZEIZA	CORDOBA	RESISTENCIA
9	K	12	16	26	-2
	SH	4.5	6.1	0.0	11.0
	A+	497	1268	1644	1050
	AP	21	29	30	22
10	K	13	-2	23	-3
	SH	4.4	8.9	2.2	8.5
	A+	387	290	424	150
	AP	22	17	27	18
11	K	25	-4	18	8
	SH	-0.8	10.6	4.1	5.1
	A+	913	190	522	435
	AP	25	18	29	29
12	K	23	24	35	12
	SH	-0.7	-4.4	-7.1	2.0
	A+	954	2048	1825	130
	AP	23	31	40	31

Tabla I: Indice K (QC), Indice Showalter (QC), Areas Positivas (KJ/ton), Agua Precipitable (mm).

ESTUDIO DE LAS CONDICIONES PREVIAS

El 9 de abril, 72 horas antes del inicio de las tormentas, se presentaron los primeros indicios. Ya se hallaba sobre el centro del país una masa de aire claramente inestable y una depresión frontal en el extremo sur del continente, que mostraba el aumento de la circulación ciclónica y del flujo proveniente del norte.

Durante el día 10 la presencia de un mínimo isalobárico al noreste de la depresión en superficie (figura 20), indicaba la continuidad del avance del frente frío, pudiéndose por extrapolación estimar su posición en las próximas horas.

La inestabilidad baroclínica aumentó sobre el centro del país debido, principalmente, al incremento de la cortante vertical del viento, mientras la inestabilidad termodinámica estaba inhibida por la subsidencia asociada a la entrada de la cuña en 500 mb.

El día 11 el frente frío se encontraba sobre el sur de La Pampa y el centro isalobárico que aparecía el día anterior se desplazó hacia el noreste (figura 21), observándose un segundo centro asociado al avance de una segunda perturbación.

La corriente en chorro aumentó notablemente lo que contribuyó al aumento de la inestabilidad.

En Santa Rosa se produjo un muy importante aumento de la inestabilidad termodinámica debido a los movimientos de ascenso asociados a la vaguada en 500 mb.

El eje de cuña todavía se encontraba sobre el centro del país por lo que no se registraban en esa región movimientos de ascenso lo que sucedería, evidentemente, en las próximas 24 horas, conjuntamente con el pasaje del frente frío.

El día 12 estaban dadas todas las condiciones para que se produzcan tormentas: una masa de aire sumamente inestable (índices

de Showalter negativos en Santa Rosa, Ezeiza, Córdoba y Mendoza). gran cortante vertical en capas altas y el pasaje de un frente frío que, favorecido por los sistemas de altura, provocaría movimientos de ascenso sobre el centro del país.

Analizando además el valor de los parámetros termodinámicos calculados, había gran probabilidad de ocurrencia de fenómenos severos.

El problema consiste en determinar en qué momento pudieron haberse pronosticado las tormentas.

Suponiendo cartas previstas "perfectas", en el caso estudiado se podía haber pronosticado la ocurrencia de precipitaciones en alguna zona del centro del país con una anticipación de 72 horas, pudiendo también anticiparse fenómenos convectivos.

En cuanto a la antelación de 48 horas, que se incluye en el pronóstico del Servicio Meteorológico Nacional como "perspectiva para pasado mañana", no se podía haber avanzado mucho en el ajuste del pronóstico, en la zona abarcada por los hidrometeoros ni en su tipo.

No obstante con 24 horas de anticipación, ante una posición frontal bastante segura, la intensificación de la corriente en chorro subtropical y el valor previsto para los índices de inestabilidad del día siguiente (de acuerdo con la temperatura y la humedad en 850 mb. y la temperatura en 500 mb., calculadas por advección en esos niveles) ya se podía haber dado un aviso de tormenta severa, circunscribiendo su ocurrencia a un área aproximada, lo que quedaría confirmado el día mismo del evento.

CONCLUSIONES

Los procesos convectivos severos se originaron, en este caso, sobre un frente frío asociado a la parte delantera de una vaguada, en una masa de aire sumamente inestable y en un ambiente de gran cortante vertical, lo que está de acuerdo con las condiciones atmosféricas propicias halladas por Newton C. W., Newton H. R. (1959) y Dessens H. (1960). Ya tres días antes se estaba en presencia de esta masa de aire potencialmente inestable.

Suponiendo la disponibilidad de campos previstos "perfectos" de superficie y altura, se hubiera podido pronosticar la ocurrencia de precipitaciones de carácter convectivo sobre el centro del país con 72 horas de anticipación y, con 24 horas la aparición de fenómenos de tipo severo.

Normalmente la predictabilidad de fenómenos convectivos en nuestro país es de plazo más corto en virtud de que:

1) Los pronósticos recibidos en Buenos Aires con 72 horas de anticipación, están hechos con un intervalo de pronóstico de 96 horas, generándose alguna inseguridad producto, probablemente, de la escasez de datos en el Océano Pacífico.

2) Las condiciones de estabilidad y contenido de vapor de agua de las masas de aire pueden variar muy rápidamente, cuando el campo baroclínico se encuentra sobre el centro del país.

Con respecto al primer punto debería esperarse que los sistemas de observación (Capacidades de los satélites meteorológicos y boyas a la deriva) y de comunicación sean perfeccionados en el futuro.

El segundo aspecto demanda el pronóstico de las características de la masa de aire situada sobre la Argentina en el momento del pasaje de las perturbaciones sinópticas.

BIBLIOGRAFIA

- Berbery E. H. (1987) Estudio de los aspectos de la orografía sobre la circulación sinóptico planetaria, en casos marcadamente barotrópicos y baroclínicos. Tesis Doctoral. Departamento de Meteorología, Universidad de Buenos Aires.
- Dessens, H. (1960) Severe hailstorms are associated with very strong wind between 6000 and 12000 meters. Physics of precipitation.
- Fawbush, E. H., Miller, R. (1952) Air Weather Severe Manual.
- Lichtenstein E. R. (1980) La Depresión del Noroeste Argentino. Tesis doctoral. Departamento de Meteorología, Universidad de Buenos Aires.
- Necco G. V. (1982) Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana, trayectorias y desarrollos. Meteorológica, XIII (1), 21-34.
- Newton, C. W., Newton H.R. (1959) Dynamical interaction between large convective clouds and environment with vertical shear. Journal of Meteorology 16, 483-496.

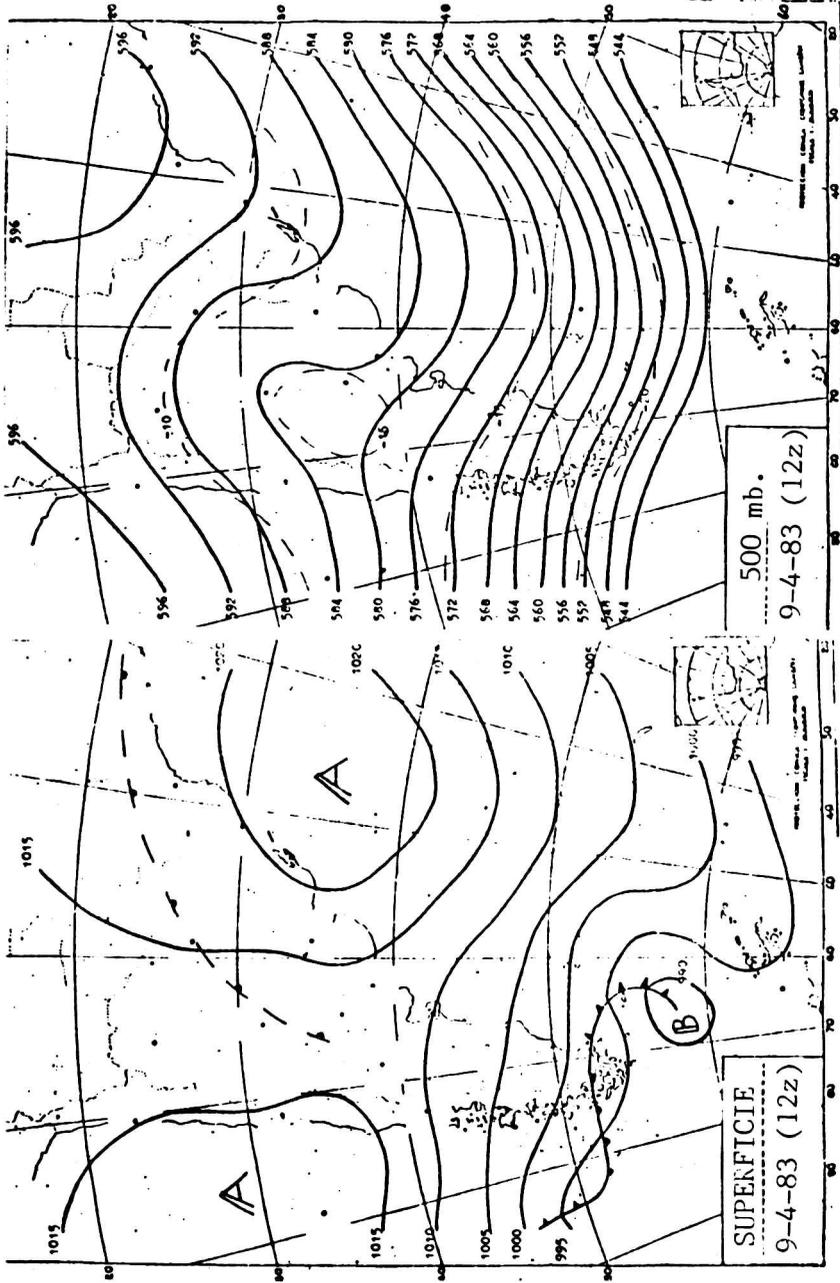


figura 1

figura 2

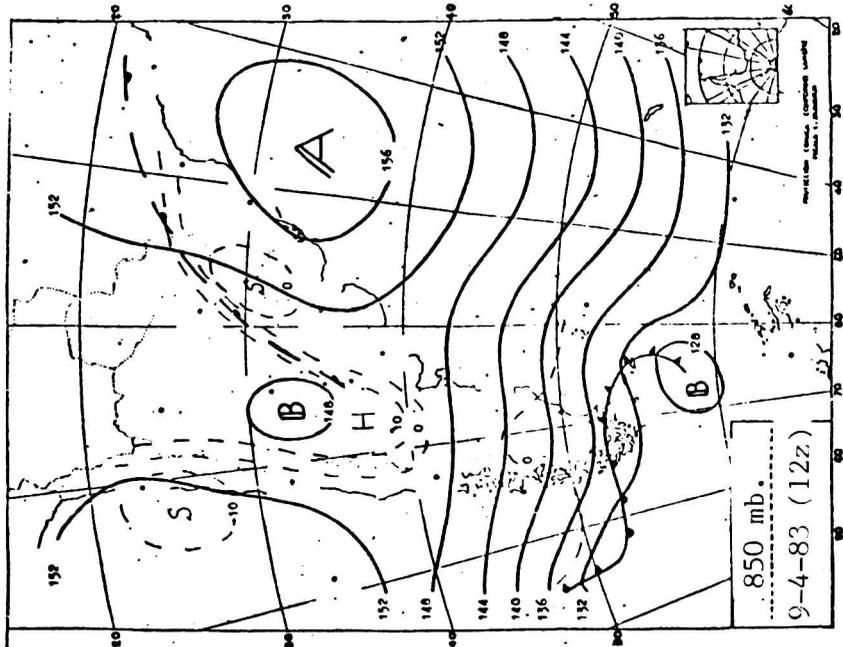


figura 4

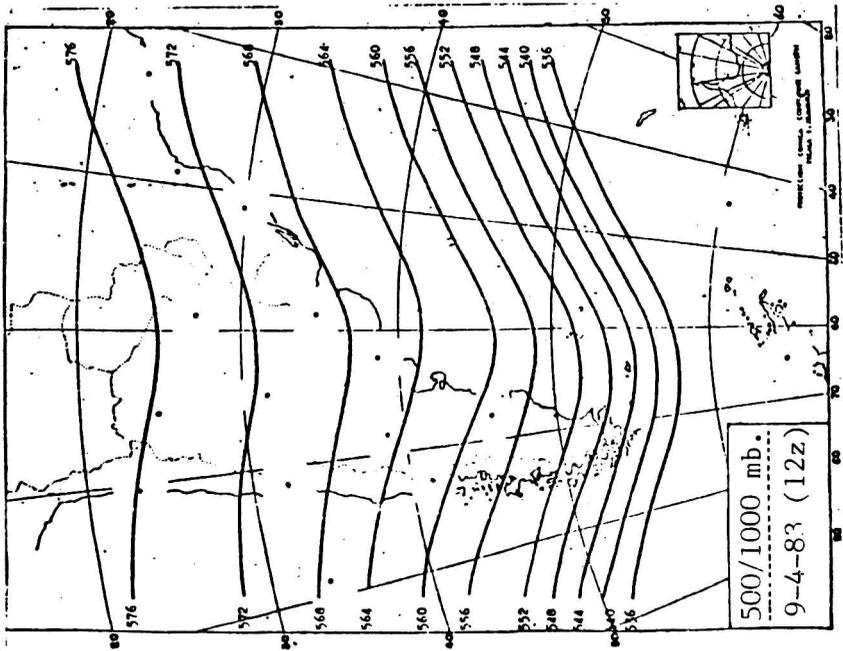


figura 3

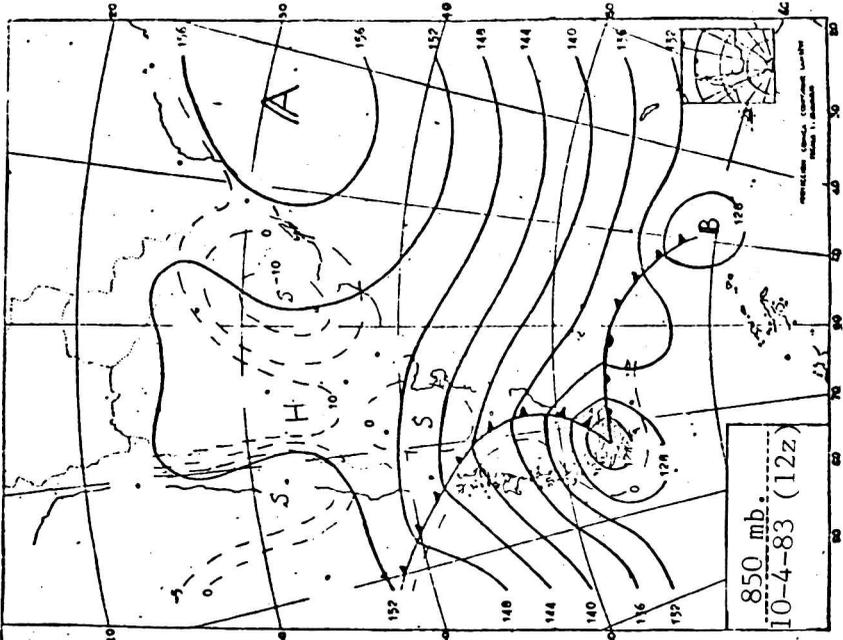


figura 6

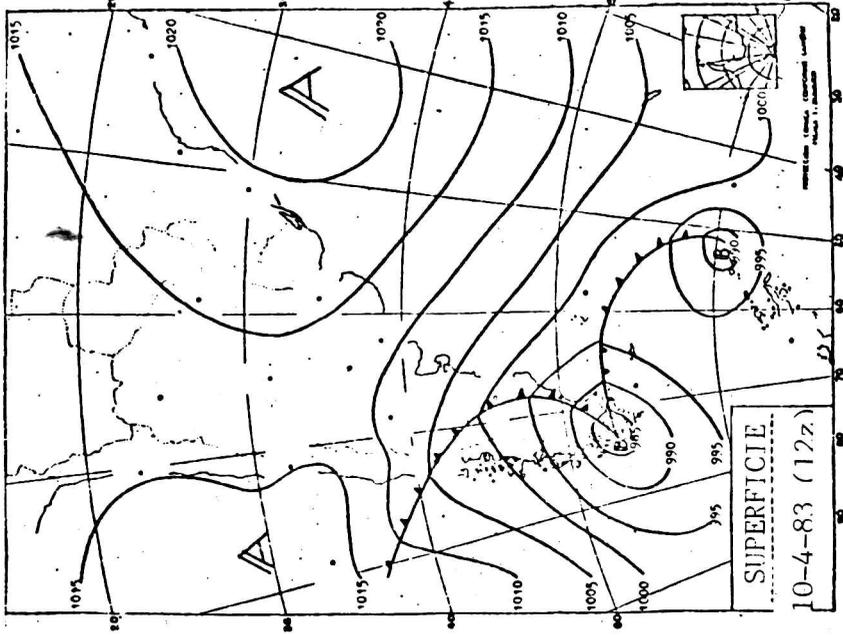


figura 5

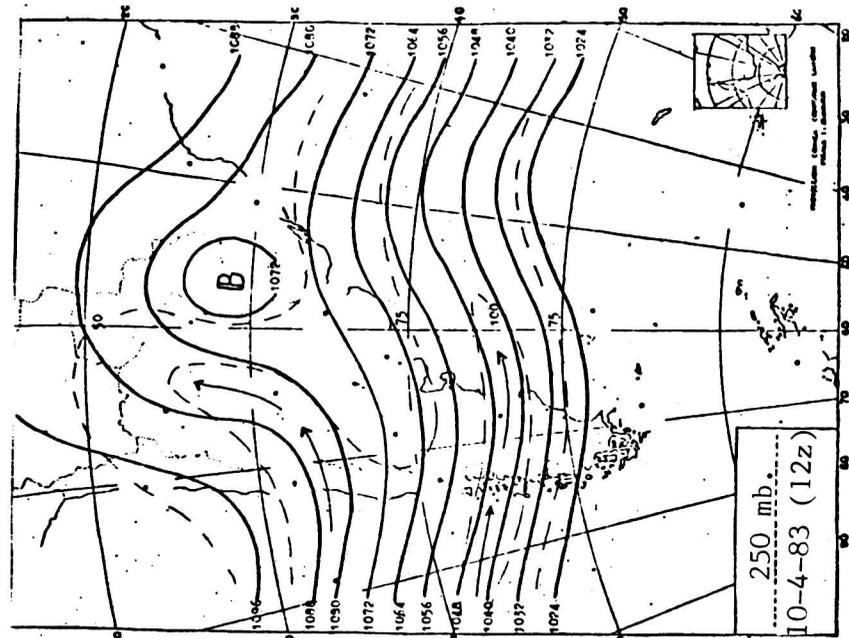


figura 8

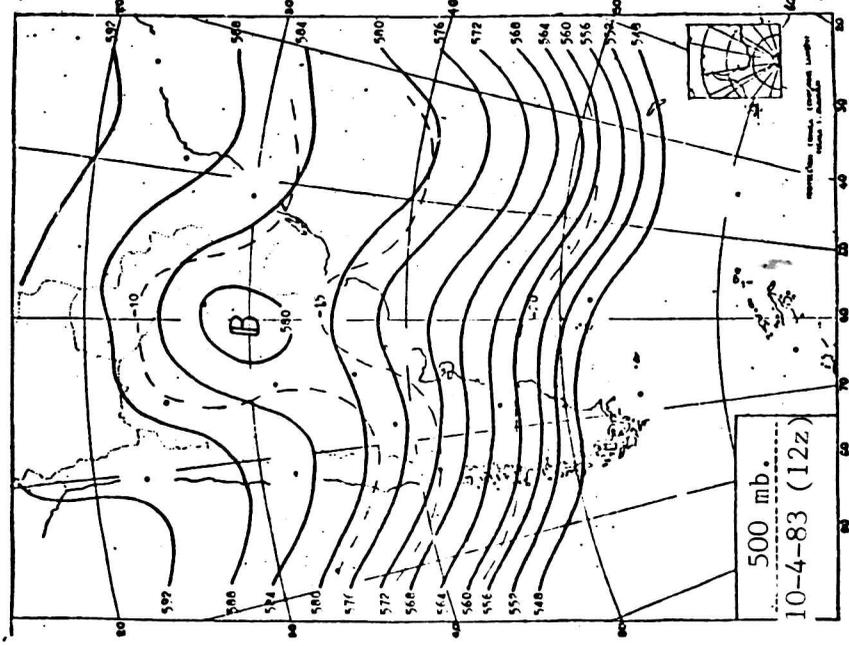


figura 7

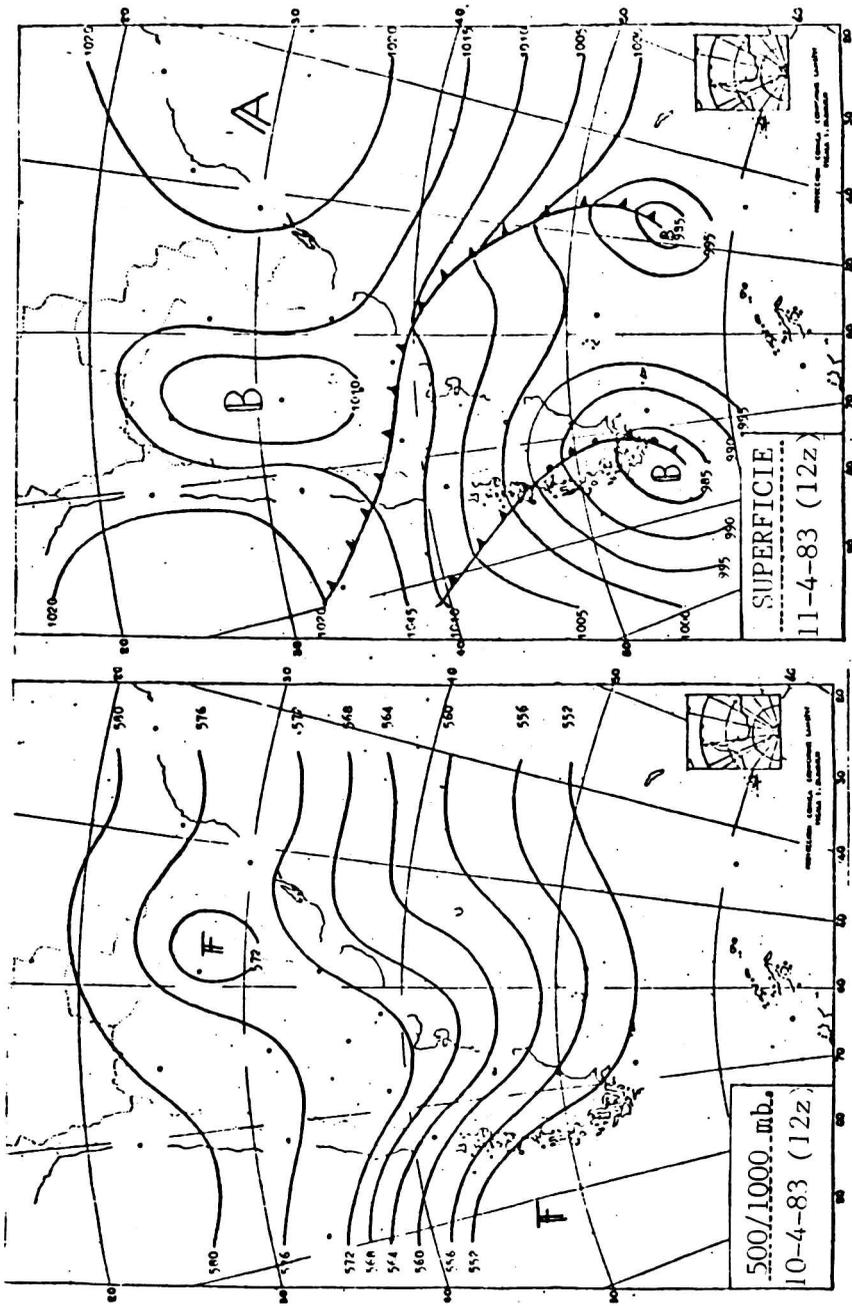


figura 9

figura 10

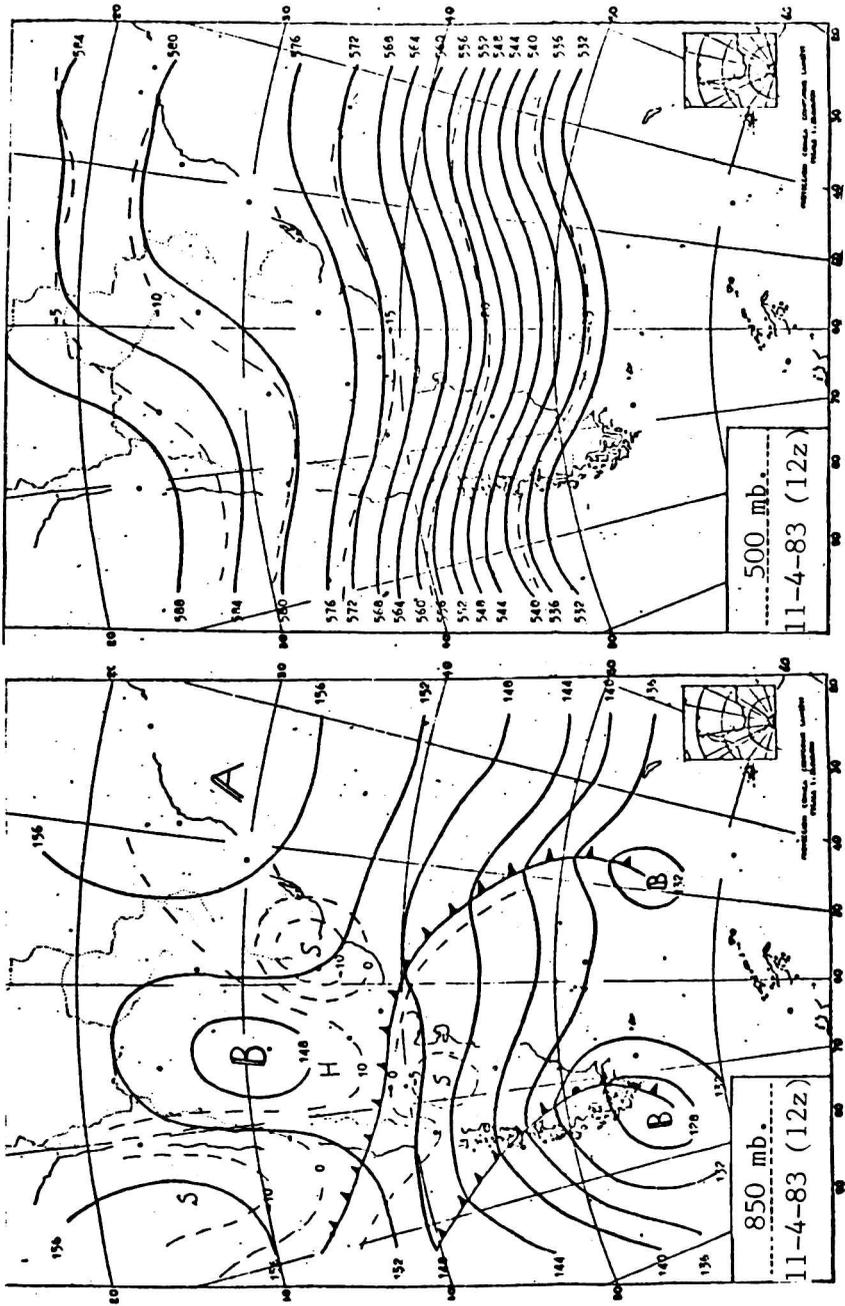


figura 12

figura 11

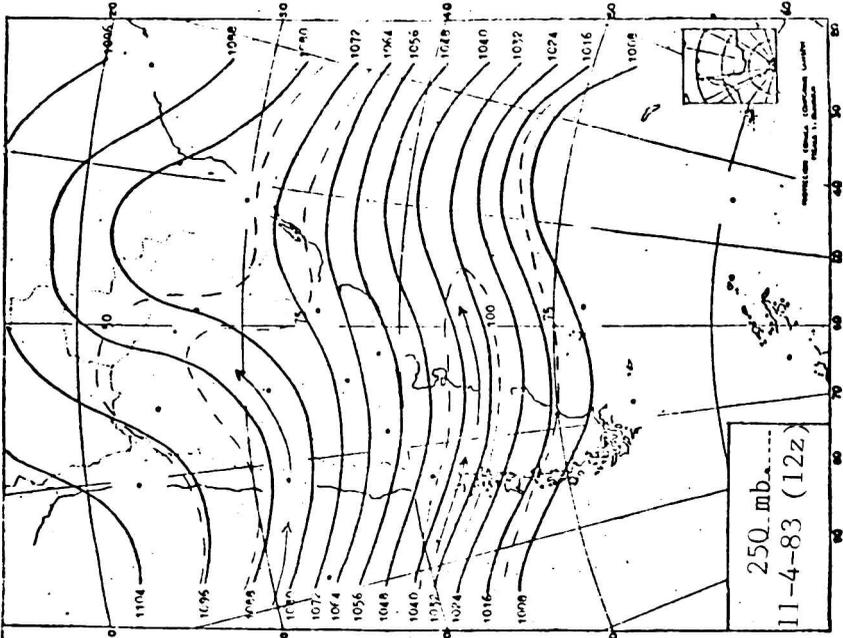


figura 14

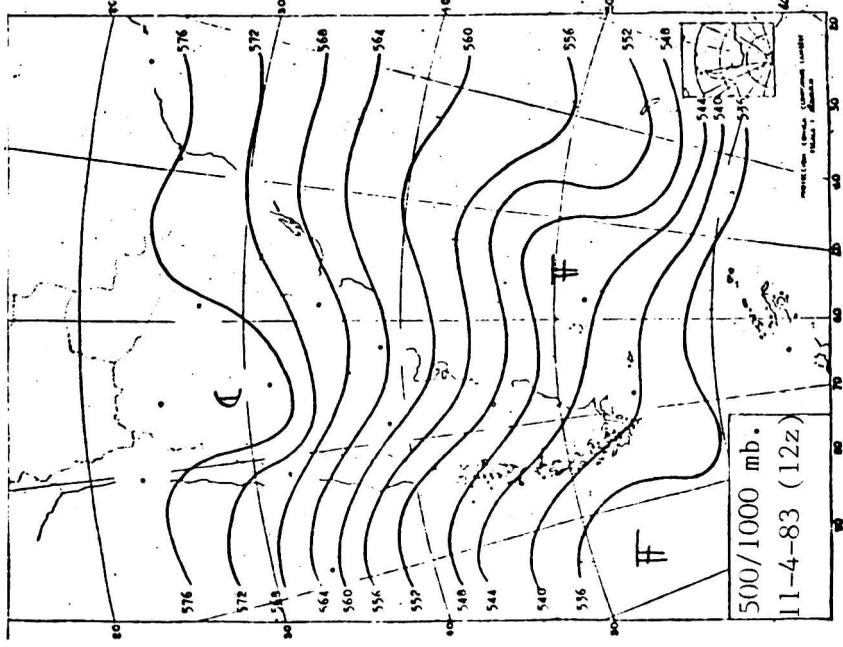


figura 13

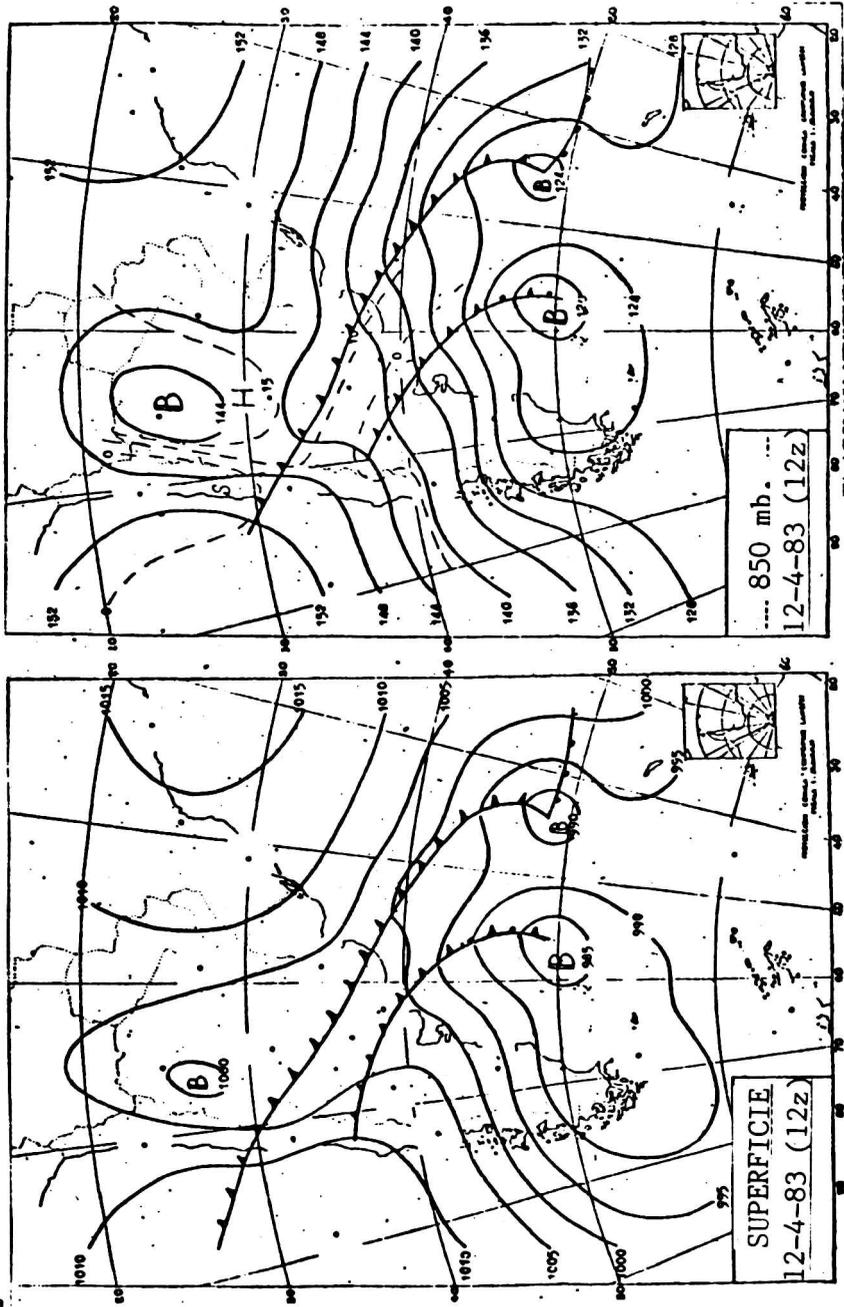


figura 15

figura 16

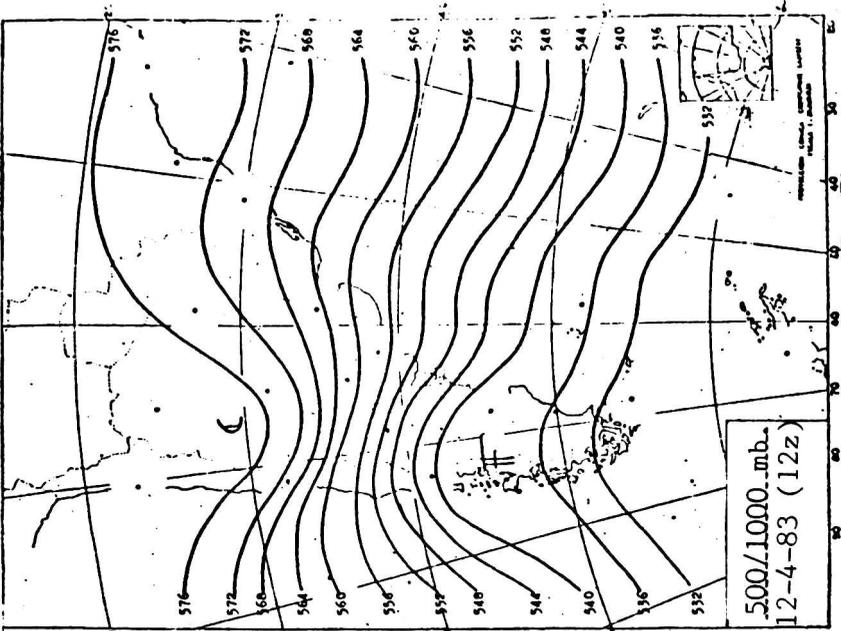


figura 18

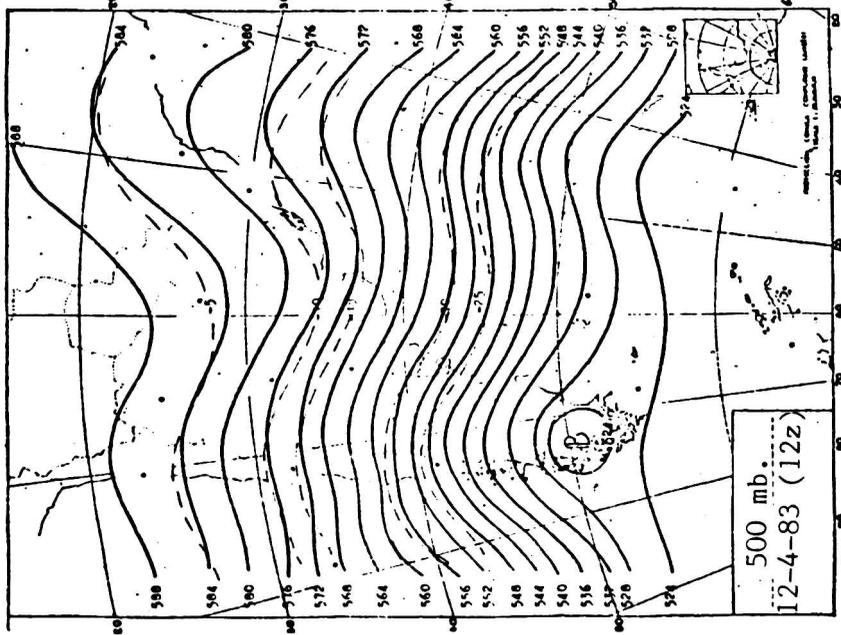


figura 17

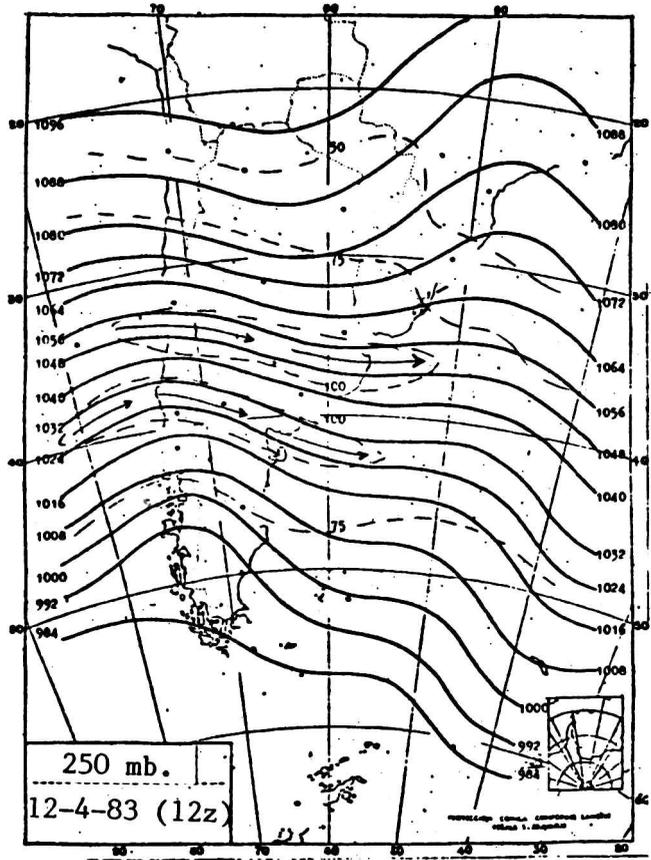


figura 19

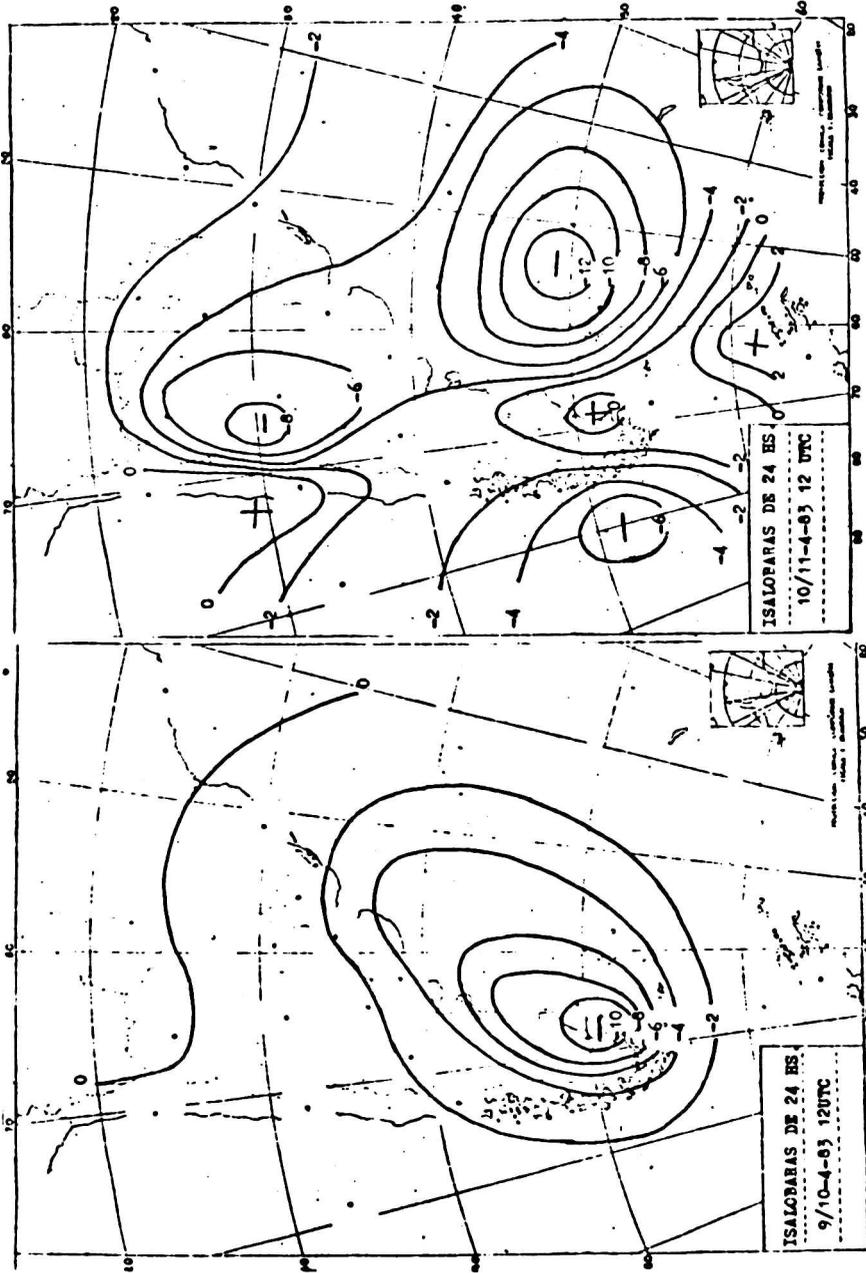


figura 21

figura 20

ANALISIS PRELIMINAR DE LA DISTRIBUCION
DE SEDIMENTOS EN SUSPENSION EN MONTE HERMOSO

Diana G. Cuadrado y Gerardo M.E. Perillo
Instituto Argentino de Oceanografía
CONICET-UNS
Avda. Alem 53-8000 Bahía Blanca

RESUMEN

Se presenta un análisis preliminar de muestras superficiales de una zona semi permanente de sedimentos en suspensión en la playa de Monte Hermoso, provincia de Buenos Aires. Dichas muestras se obtuvieron a lo largo del espigón de pesca, durante casi un período de marea, registrándose simultáneamente datos de olas y vientos. Se advierte una clara variación de la concentración de los sedimentos en suspensión a lo largo del perfil perpendicular a la costa, acompañado por una variación en el tamaño del grano. Al mismo tiempo se registra una baja concentración de sedimento costa afuera, aumentando hacia la costa, obteniéndose las máximas concentraciones en la zona de rompiente y deslizamiento. El ancho de la zona de sedimento en suspensión es evidentemente afectada por la dirección del viento, siendo máximo con vientos procedentes del norte y mínimo con vientos del sur.

ABSTRACT

A preliminary analysis of surficial samples from a quasi-permanent suspended sediment zone in Monte Hermoso is presented. All samples were obtained along the fishing pier through almost one tidal cycle. Wave and wind data were gathered simultaneously. Both, sediment concentration and grain size, increase from a point offshore the breakers towards the shoreline; the maximum concentrations are observed at the breakers and the surf zone. The width of the suspended sediment zone is affected by the wind direction, being maximum with northern winds and minimum with southern ones.

Uno de los principales factores para la suspensión de sedimentos es la turbulencia, la cual ha sido relativamente bien estudiada en flujos unidireccionales uniformes y en estado estacionario (Vanoni, 1963). Para conocer el transporte de sedimentos en suspensión bajo la acción de olas, se trató de hacer una analogía con lo que ocurría con los flujos unidireccionales; aunque no se pueden utilizar las mismas suposiciones básicas (Einstein, 1972). La complejidad radica en la medición de la concentración de sedimentos en suspensión y en encontrar una forma de relacionar la concentración con los datos de olas (altura, período y esfuerzo tangencial).

En los estudios realizados existe una gran variedad en cuanto a la metodología utilizada. Se emplean muestreadores manuales (Jensen y Sorensen, 1972; Fairchild, 1972; Kana, 1977; Cook y Gorsline, 1972), automáticos (Gohren y Laucht, 1972), y sofisticados sensores electroópticos (Brennkmeier, 1974; Thornton y Morris, 1977). Fairchild (1977), utilizando un sistema de bombeo, estudió el área costera y las interacciones de los factores que en ella tienen lugar con la concentración de sedimentos en suspensión.

En la zona de deslizamiento, no sólo se deben considerar las complicadas relaciones existentes entre la suspensión de sedimentos y los efectos producidos por el movimiento de las olas, sino también se deben tener en cuenta factores que interactúan con el mar, como es el caso de los vientos. Estos pueden provocar movimientos de agua con el consiguiente transporte de los sedimentos en suspensión.

Cook y Gorsline (1972) estudiaron este último fenómeno en la zona de costa afuera y concluyen que una brisa hacia la costa provoca un transporte del agua superficial en la misma dirección y un flujo compensatorio hacia el mar por el fondo, y viceversa.

El presente trabajo consiste en el análisis de un conjunto de mediciones y observaciones realizadas en la zona de deslizamiento, incluyendo un sector costa afuera de la rompiente en la localidad de Monte Hermoso. Estudios previos en el área demuestran la presencia casi constante, de una zona de sedimento en suspensión paralela a la costa y de ancho variable. Otra de las razones de la elección de esta playa como área de estudio, es que se pudo contar con un espigón de pesca que se interna en el mar unos 200 m aproximadamente (Figura 1). El espigón atraviesa la zona de deslizamiento, rompiente y penetra mar adentro de esta última. De esta forma, la zona de sedimento queda incluida en el tramo dominado por el espigón.

Los objetivos del presente estudio consisten en efectuar un análisis preliminar del comportamiento de la zona de sedimento en suspensión en relación con los distintos factores actuantes en la playa (vientos, olas, mareas), como así también conocer la distribución de la concentración y tamaño del sedimento en suspensión superficial.



Figura 1. Plano de ubicación del área de estudio

METODOLOGIA

Las estaciones de muestreo se ubicaron sobre el espigón cada 40 m. A partir de la zona de rompiente la distancia fue considerada positiva en dirección hacia la costa, y negativa hacia el mar.

De acuerdo a un análisis previo, las muestras se tomaron de la cresta de la ola al pasar por la estación. Todas ellas se obtuvieron del lado del espigón de donde provenían las olas, por lo tanto el muestreo no estuvo afectado por esta estructura. El muestreador empleado fue un recipiente plástico con una capacidad de 5 l, del cual se extrajo una alícuota de 1 l.

La campaña tuvo una duración de 11 hs consecutivas, comenzando a las 8 hs. Cada 3 hs se recogió un volumen mayor (5 l), que además de emplearse para el cálculo de concentración se utilizó para el análisis granulométrico. Con un desfase de media hora con respecto al muestreo se recabó información acerca de la altura y período de las olas y tipo de rompiente, aplicando las técnicas visuales desarrolladas para el Programa de Observaciones Costeras (POC) (Perillo y Píccolo, 1987). Los datos de viento, temperatura de agua y temperatura del aire fueron proporcionados por la estación meteorológica del IADO localizada en la zona.

En el laboratorio se procesaron las muestras para obtener su concentración y tamaño de sedimento. El filtrado se realizó con la ayuda de una bomba de vacío, utilizando filtros Millipore HA con un tamaño de poro de 0,45 μm . Para el cálculo del tamaño de sedimento se utilizó el método de Odén (Krumbein y Pettijohn, 1938).

RESULTADOS

Las concentraciones y tamaños de sedimento, se relacionaron con todos los factores intervinientes en la playa y que se pudieron medir durante la campaña (ubicación de la muestra con respecto a la rompiente, condiciones de olas y características meteorológicas).

Los valores extremos de concentración del sedimento en suspensión, fueron 92 y 37,6 mg/l. La Figura 2 muestra la distribución de la concentración media, en los diferentes puntos de muestreo. Valores del orden de 60 mg/l corresponden a la zona costa afuera y el canal. En cambio, una concentración media de 75 mg/l se obtuvo en las zonas de rompiente y deslizamiento. Asimismo, las concentraciones medias tienden a incrementarse en dirección a la costa, mientras que en el canal se produce una brusca disminución hasta valores similares a los de costa afuera.

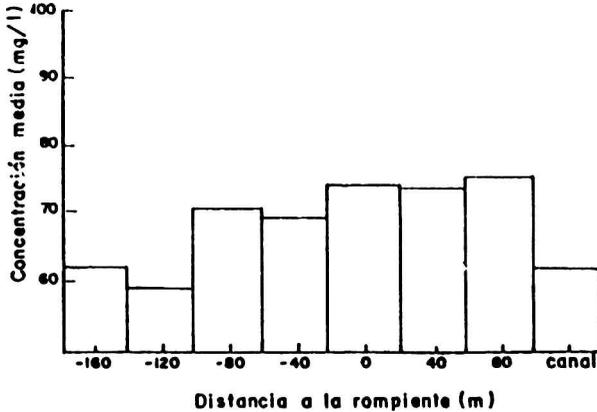


Figura 2. Distribución de la concentración media obtenida en las estaciones discriminadas según la distancia a la rompiente (valores negativos indican dirección costa afuera, positivos hacia la costa).

Durante el período de mediciones se registraron variaciones significativas en la dirección e intensidad del viento. La relación existente entre la concentración y las características del viento (intensidad y dirección) queda claramente reflejada en la Figura 3. El cambio de dirección del viento de norte a sudeste, provocó una disminución en la concentración superficial hasta alcanzar valores mínimos. Al cambiar nuevamente el viento al norte, se produjo un incremento en la concentración. Cuando cambió el viento de norte a sudeste, la zona de sedimento fue empujada hacia la costa. En ese momento, las últimas estaciones de muestreo quedaron fuera de la mancha de sedimento, obteniéndose entonces agua con mucha menor concentración (Figura 3).

Debido a la importancia que presentan los vientos en este estudio, se realizó un análisis estadístico de los mismos relacionados con la zona de sedimento. Una de las observaciones efectuadas para el POC es determinar el ancho de la zona de sedimento. Esta zona es un área paralela a la costa, de color marrón, producto de la mayor concentración de sedimento en suspensión. Su ancho es variable, pudiendo no existir. Estas observaciones son estimativas y se efectúan dos veces por día.

Para el estudio estadístico se utilizaron datos observacionales obtenidos durante un período de seis meses y medio (desde mayo a noviembre de 1982). De estos 214 días, en 181 observaciones se especificó el ancho de la zona de sedimento. En las observaciones consideradas, el límite cercano a la playa siempre tocó la costa,

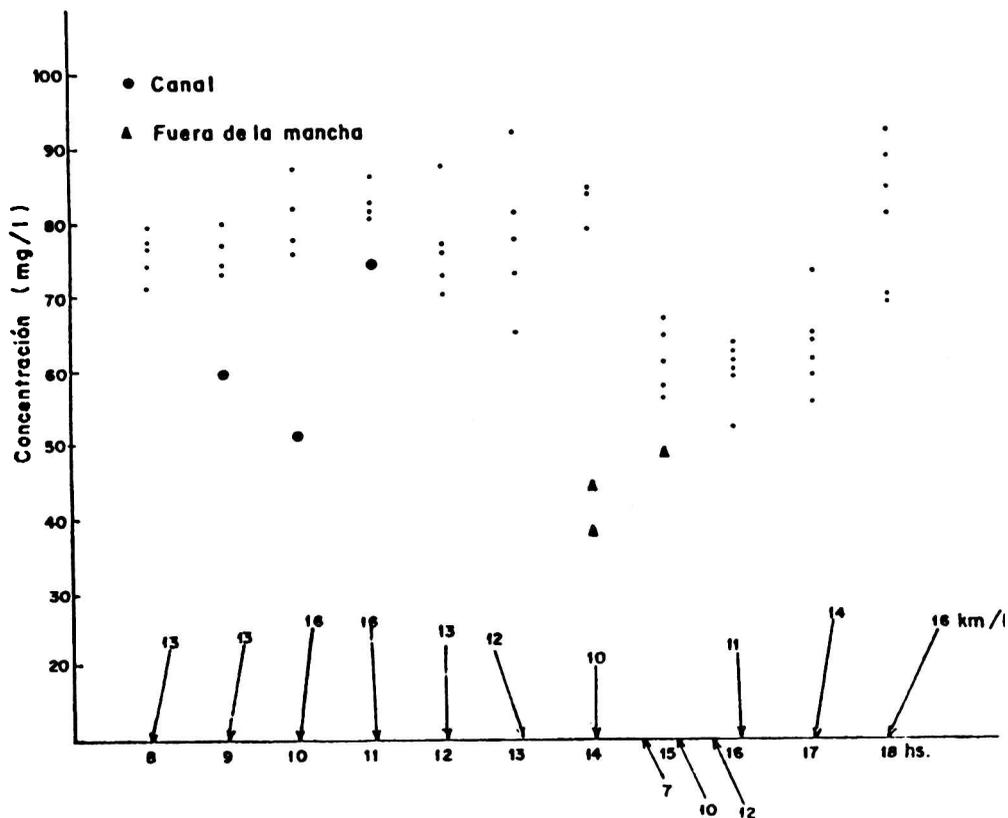


Figura 3. Distribución de la concentración con respecto a la dirección y velocidad del viento. Se discriminaron las muestras obtenidas en el canal y fuera de la mancha.

excepto cuando no se observó sedimento en suspensión. En la Figura 4 se advierte que anchos de la zona entre 100 y 500 m son los que se presentan con mayor frecuencia, mientras que son pocas las veces que el agua no contiene sedimentos en suspensión en cantidad apreciable.

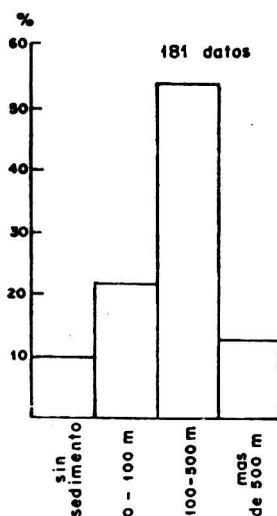


Figura 4. Porcentajes de ocurrencia del ancho de la zona de sedimentos.

En la Figura 5 se analiza la relación entre cada intervalo de clase (sin sedimento, de 0 a 100 m, de 100 a 500 m, y más de 500 m), y el sector desde el cual proviene el viento. Para todos los intervalos las mayores frecuencias corresponden a vientos del sector oeste a norte. Cuando no hay sedimento en suspensión, el viento es principalmente del oeste (Figura 5a). En cambio cuando la zona de sedimento tiene un ancho mayor a 500 m, el viento predominante es fundamentalmente del norte, siendo nulos del sector sur (Figura 5d). Cabe acotar que la orientación de la costa de Monte Hermoso es prácticamente este-oeste.

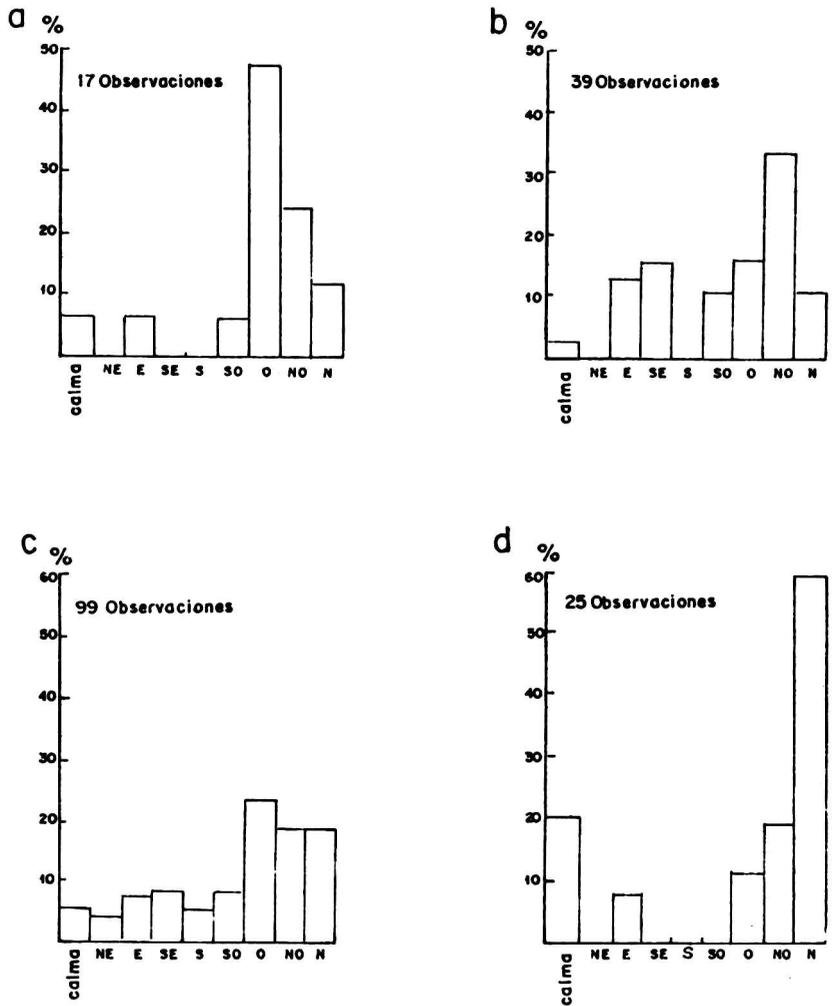


Figura 5. Porcentajes del viento dominante en relación a los distintos anchos de la zona de sedimento. a) sin sedimentos. b) ancho de 0 a 100 m. c) ancho de 100 a 500 m. d) ancho mayor a 500 m.

En la Figura 6 se observa que el mayor porcentaje medio corresponde al tamaño arcilla, continuando en importancia el de arena fina. El tamaño limo es el que presenta los menores porcentajes medios.

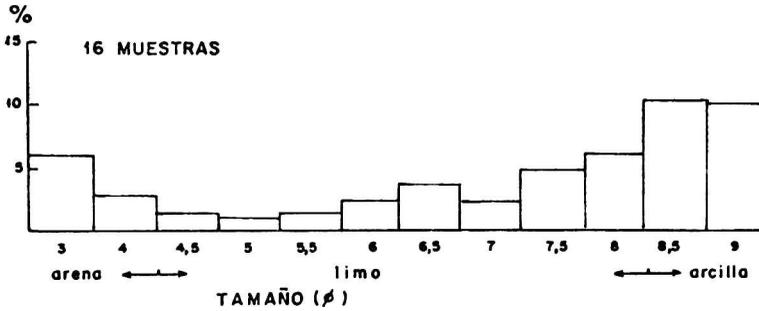


Figura 6. Distribución de porcentajes medios del tamaño de sedimento.

Al graficar cada tamaño de sedimento (Figura 7) se pudo determinar que los mayores tamaños son los más abundantes en la zona de rompiente (p. e. 3 Ø; Figura 7), mostrando una marcada diferencia con respecto a la zona de costa afuera. Por el contrario, los tamaños menores correspondientes a arcilla se encuentran con menor frecuencia en la zona de rompiente (p. e. 9 Ø; Figura 7). Para el caso de los limos, su distribución a través de la zona de muestreo es mucho más homogénea (p. e. 5 Ø; Figura 7).

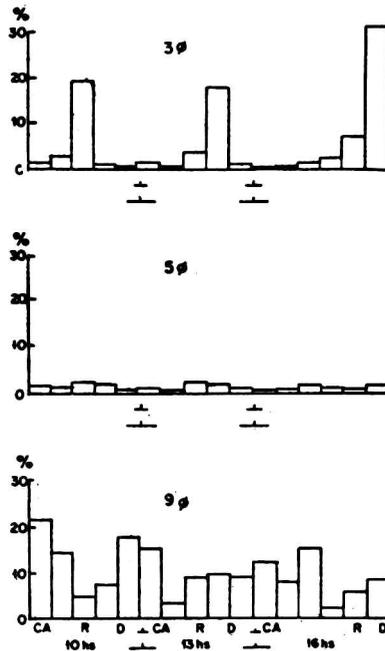


Figura 7. Distribución del tamaño de grano de 3 Ø, 5 Ø y 9 Ø, para las zonas de costa afuera (C.A.), rompiente (R) y deslizamiento (D), sobre un total de 16 muestras.

En la Figura 8 se presentan las curvas acumulativas correspondientes a cuatro muestras, cada una de ellas típica de la zona de la que fue extraída. Es posible observar que las muestras que corresponden a las zonas de rompiente y deslizamiento son las que poseen mayor contenido de arena. Lo cual concuerda al ser éstas las zonas de mayor energía. Si bien el canal se encuentra dentro de la zona de deslizamiento, las muestras clasificadas como tal fueron tomadas cuando se encontraba separado por la barra de lavado.

Con respecto a las condiciones de olas, éstas se mantuvieron en valores bajos. La única variación se debió a un aumento de 15 cm (40 a 55 cm) en las alturas de las olas al cambiar la dirección del viento de norte a sudeste. El período de las olas no varió en relación con el cambio en la dirección del viento. En todos los casos los períodos medidos fueron del orden de 12 segundos.

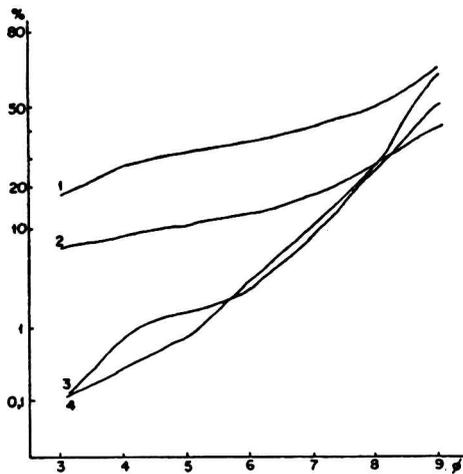


Figura 8. Curvas acumulativas para distintas zonas de muestreo. Curva 1: zona de deslizamiento; curva 2: zona de rompiente; curva 3: zona de costa afuera; curva 4: canal.

Observaciones con lupa binocular sobre muestras que contenían arena fina, permitieron determinar que los granos son principalmente redondeados a subredondeados, con algunos rasgos producto de choques eclícos.

Mediante microscopio petrográfico, observando muestras a grano suelto, se determinaron los siguientes minerales en orden de abundancia: vidrio, alteritas, plagioclasa, pastas de roca, cuarzo, feldespato potásico y opacos. El máximo desarrollo de los individuos lo manifiestan los vidrios, mientras que los opacos son los más pequeños.

DISCUSION

En base al muestreo de agua superficial, se observó una variación en la concentración y tamaño de sedimento en suspensión dependiendo de la zona en que se extrajo la muestra. Es así que se considerarán cuatro zonas distintas: costa afuera, zona de rompiente, zona de deslizamiento y canal.

Costa afuera de la rompiente la concentración es baja y el tamaño de sedimento es, en su gran mayoría, arcilla y limo. En esta zona, la suspensión se debe al movimiento orbital de las olas, lo que se complementa con el pequeño tamaño de los sedimentos que poseen velocidades de caída muy bajas y, por lo tanto, se mantienen por mayor tiempo en suspensión. Hacia la costa, la concentración va aumentando hasta alcanzar los valores máximos en la zona de rompiente (Figura 2). En esta última, la rompiente produce suficiente turbulencia como para poner en suspensión arena fina del fondo (Figura 7).

En la zona de deslizamiento, el contenido de sedimento en suspensión es alto. En ella se produce el encuentro de la masa de agua que se traslada hacia la playa con el lavado retrocedente. El estado de agitación en esta zona es importante, permitiendo que la turbulencia mantenga en suspensión aún a la arena gruesa traída por el lavado descendente.

El canal es una zona de aguas relativamente tranquilas durante la bajamar cuando queda separado del mar por la barra de lavado. Generalmente no se produce agitación del agua por movimientos orbitales y el nivel de turbulencia es bajo o nulo. En estas condiciones las concentraciones son muy bajas, correspondiendo los principales tamaños a arcilla. A simple vista fue posible determinar la deposición de los sedimentos en suspensión sobre el fondo del canal, con el consecuente incremento en la transparencia del agua.

El contenido de vidrio de tamaño relativamente grande en las muestras, se debe a que el mismo es muy liviano y de forma planar; por lo tanto se puede mantener en suspensión fácilmente. Una de sus posibles procedencias podrían ser las barrancas que afloran al oeste de esta playa, a la altura de la baliza Monte Hermoso. Estas barrancas están formadas por limos loessoides pampeanos, encontrándose entre este sedimento capas volcánicas. Similarmente, en otros estudios que se efectuaron

en la zona del canal Principal al puerto de Bahía Blanca y en el canal Bermejo, se han encontrado en muchas muestras de fondo que los tamaños más gruesos (gravilla a arena mediana) están constituidos principalmente por clastos de pumicita (Gómez, comunicación personal, 1984). En ambos casos se daría la pauta que la procedencia del material en suspensión estaría directamente relacionada con la dinámica del estuario de Bahía Blanca.

Las condiciones meteorológicas juegan un papel importante en la determinación del ancho de la zona de sedimento. En el período de mediciones, los cambios de dirección del viento originaron una variación en el ancho de la zona en cuestión. Cuando el viento provenía del norte, se observó una zona uniforme mayor de 500 m de ancho. El viento sudeste provocó que la zona de sedimento se angostara, moviéndose el límite exterior hacia la costa. Al acumularse el sedimento contra la costa en un volumen menor se suponía un aumento en la concentración. Sin embargo los resultados no demostraron ese aumento, sino todo lo contrario.

La variación en el ancho de la zona de sedimento se explicaría tomando en cuenta que las muestras son superficiales y el viento sudeste produjo un flujo de agua superficial hacia la costa, circunstancia similar a la indicada por Cook y Gorsline (1972). El agua superficial proviene de costa afuera y normalmente está exenta o tiene muy bajo contenido de sedimento en suspensión, lo que contribuye a diluir el agua superficial en la costa. Por lo tanto habrá una disminución de la concentración de sedimento superficial, lo que se ajusta a los resultados obtenidos.

Al considerar el problema de modo inverso, el viento proveniente del norte ocasiona un flujo de agua superficial hacia el mar. Por lo tanto el límite exterior de la zona de sedimento se extiende también en esa dirección. Esto ocurrió durante la medición al cambiar nuevamente la dirección del viento al norte, lo cual corrobora los resultados del análisis estadístico sobre la influencia del viento en el ancho de la zona de sedimento. En dicho análisis se obtiene que esta zona supera los 500 m de ancho cuando predomina el viento norte (Figura 5d).

CONCLUSIONES

Se advierte una clara variación de la concentración de los sedimentos en suspensión en sentido perpendicular a la playa, acompañado por una variación en el tamaño de grano. Se registra una baja concentración de sedimento costa afuera, la cual comienza a aumentar al avanzar hacia la costa, obteniéndose las máximas concentraciones en la zona de rompiente y deslizamiento. En esta zona se suma a la turbulencia, siempre presente, la rompiente de las olas la cual también es responsable de suspender los mayores tamaños encontrados. En el canal, debido a la baja turbulencia existente, la concentración de sedimentos en suspensión es baja y los tamaños predominantes son más pequeños.

Con respecto a los parámetros de olas no se encontró relación entre éstos y la concentración de los sedimentos en suspensión. Sin embargo, en cuanto a las condiciones meteorológicas se comprobó una dependencia entre el ancho de la zona de sedimento y la dirección del viento. Cuando proviene del sector sur provoca un angostamiento de la zona de sedimento; mientras que cuando proviene del norte produce el efecto contrario. Este hecho se corrobora con el análisis estadístico, determinándose que cuando el ancho de la zona de sedimento supera los 500 m, el viento dominante es del norte.

Si bien es necesario un mayor análisis con nuevos datos, la determinación mineralógica del sedimento en suspensión demuestra una posible relación entre la dinámica del estuario de Bahía Blanca y de la zona costera aledaña. Esto queda determinado por la gran cantidad de vidrio volcánico encontrado en las muestras, de iguales características al hallado en el interior del estuario y en el canal Bermejito.

Agradecimientos. Los autores desean agradecer a los Lic. S. Ginsberg, S. Aliotta y E. Gómez por su apoyo durante las mediciones de campo; al personal del sector Geología Marina del IADO por la ayuda en los trabajos de laboratorio y al Sr. J. Guivant por la realización de los gráficos.

REFERENCIAS

- Brenninkmeyer B.M., 1974: Mode and period of sand transport in the surf zone; Proc. Conf. on Coastal Eng., II, 812-827.
- Cook D.L. y Gorsline D.S., 1972: Field observations of sand transport by shoaling waves; Mar. Geol., 13, 31-55.
- Einstein H.A., 1972: Sediment transport by wave action; Proc. Conf. on Coastal Eng. II, 933-952.
- Fairchild J.C., 1972: Longshore transport of suspended sediment; Proc. Conf. on Coastal Eng., I, 1096-1108.
- Fairchild J.C., 1977: Suspended sediment in the litoral zone at Ventnor, New Jersey, and Nags Head, North Carolina; U.S. CERC Tech. Paper 77-5.
- Gohren H. y Laucht H., 1972: Instrument for long measurement of suspended matter (Silt Gauge); Proc. Conf. on Coastal Eng., II, 1089-1096.
- Jensen J.K. y Sorensen T., 1972: Measurements of sediment suspension in combination of waves and currents; Proc. Conf. on Coastal Eng., II, 1097-1104.
- Kana T.W., 1977: Suspended sediment transport at Prince Inlet, S.C.; Proc. Conf. on Coastal Sediments'77, 366-382.
- Krumbein W.C. y Pettijohn F.J., 1938: Manual of sedimentary petrography; Appleton-Century-Crofts, Inc. New York.
- Perillo G.M.E. y Piccolo M.C., 1987: El programa de observaciones costeras (POC); IADO Contr. Tec. 4.
- Powers M.C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles; Jour. Sed. Petr. 23(2), 117-119.
- Thornton E.B. y Morris W.D., 1977: Suspended sediment measured within the surf zone; Coastal Sediments'77, 366-382.
- Vanoni V.A., 1963: Sediment transportation mechanics: suspension of sediment; Proc. Of the Am. Soc. Civil Eng., Jour. Hydr. Div. 89 (HY5), 45-75.

INDICE DE AUTORES

Pág.

<p>CAMILLONI, Inés A. (de Mazzeo, Nicolás A., . . . y Gassmann, María I.): Climatología de la difusión atmosférica de la zona de Campana (Prov. de Buenos Aires)</p>	11
<p>CUADRADO, Diana G. (de . . . y Perillo, Gerardo M.E.): Análisis preliminar de la distribución de sedimentos en suspensión en Monte Hermoso</p>	71
<p>GASSMANN, María I. (de Mazzeo, Nicolás A., Camilloni Inés A. y . . .): Climatología de la difusión atmosférica de la zona de Campana (Prov. de Buenos Aires)</p>	11
<p>GIANIBELLI, Julio C. (de . . ., Weisz, Silvina G. y Pecuch, Daniel E.): Variación anual y semianual en el Observatorio Geomagnético de Pilar (Córdoba)</p>	39
<p>LICHTENSTEIN, Erich R. (de Seluchi, Marcelo E. y . . .): Condiciones previas a la ocurrencia de las tormentas del 12 de abril de 1983</p>	53
<p>MAZZEO, Nicolás A. (de . . ., Camilloni, Inés A. y Gassmann, María I.): Climatología de la difusión atmosférica de la zona de Campana (Prov. de Buenos Aires)</p>	11
<p>PECUCH, Daniel E. (de Gianibelli, Julio C., Weisz, Silvina G. y . . .): Variación anual y semianual en el Observatorio Geomagnético de Pilar (Córdoba)</p>	39
<p>PERILLO, Gerardo M.E. (de Cuadrado, Diana G. y . . .): Análisis preliminar de la distribución de sedimentos en suspensión en Monte Hermoso</p>	71
<p>SELUCHI, Marcelo E. (de . . . y Lichtenstein, Erich R.): Condiciones previas a la ocurrencia de las tormentas del 12 de abril de 1983</p>	53
<p>SINITO, Ana M.: Modelos de variaciones paleoseculares del campo geomagnético en los últimos 10.000 años para el Hemisferio Sur</p>	23

VOLPONI, Fernando S.: Nuevas consideraciones sobre la sismicidad inducida en los diques de embalse	1
WEISZ, Silvina G. (de Gianibelli, Julio C., . . . y Pecuch, Daniel E.): Variación anual y semianual en el Observatorio Geomagnético de Pilar (Córdoba)	39



publicado por:

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

CONTENIDO	Pág
Nuevas consideraciones sobre la sismicidad inducida en los diques de embalse. FERNANDO S. VOLPONI	1
Climatología de la difusión atmosférica de la zona de Campana (Prov. de Buenos Aires). NICOLAS A. MAZZEO, INES A. CAMILLONI y MARIA I. GASSMANN	11
Modelos de variaciones paleoseculares del campo geomagnético en los últimos 10.000 años para el Hemisferio Sur. ANA M. SINIATO	23
Variación anual y semianual en el Observatorio Geomagnético de Pilar (Córdoba). JULIO C. GIANIBELLI, SILVINA G. WEISZ y DANIEL E. PECUCH	39
Condiciones previas a la ocurrencia de las tormentas del 12 de abril de 1983. MARCELO E. SELUCHI y ERICH R. LICHTENSTEIN	53
Análisis preliminar de la distribución de sedimentos en suspensión en Monte Hermoso. DIANA G. CUADRADO y GERARDO M.E. PERILLO	71

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

C. C. 106 - Suc. 28

1428 - BUENOS AIRES