

ISSN 0326 - 7237

GEOACTA

VOLUMEN 16 - Nº 2

1989



ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

La publicación del N° 2, 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 Luisa Altinger de Schwarzkopf

Vicepresidente:

Ing. Roberto Quintela

Secretaria:

Dra. María Cristina Pomposiello

Tesorero:

Lic. Francisco Hirsch

Vocales Titulares:

Ing. Luis María Cabanillas

Prof. Enrique Jaschek

Ing. Antonio Introcaso

Agrim. Miguel Bernardo González

Vocales Suplentes:

Ing. Ezequiel Pallejá

Dra. María Cintia Piccolo

Ing. Jorge D. Giordano

Prof. Marta Mosert de González

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

NITROGENO INORGANICO DISUELTO Y CONTENIDO PROTEICO EN FRACCIONES DE MATERIAL PARTICULADO EN SUSPENSION EN LA BAHIA BLANCA

Rubén J. Lara y Adán E. Pucci

Instituto Argentino de Oceanografía y Universidad Nacional del Sur
Bahía Blanca, República Argentina

RESUMEN

Durante el período 15/jul/82 - 15/ago/1983 se llevaron a cabo 30 campañas en la porción interna de la Bahía Blanca, muestreando en una zona caracterizada por elevados valores de nutrientes, clorofila y productividad primaria. Se determinaron las concentraciones de nitrato, nitrito y amonio en agua de mar y de proteína en tres fracciones de material particulado en suspensión ($>100\mu$, $<100\mu - >20\mu$ y $<20\mu$), con el objeto de estudiar sus variaciones estacionales y ciertos aspectos del ciclo del nitrógeno.

La oscilación en los valores de estas variables parece estar controlada principalmente por las fluctuaciones del plancton y por el aporte de nutrientes a través de los cursos de agua dulce.

ABSTRACT

Thirty cruises were carried out in the inner zone of Blanca bay, Argentina, through the period 15/jul/82 - 15/aug/83. Sampling was done in a location with high nutrient, chlorophyll and primary productivity values. The concentrations of nitrate, nitrite and ammonium were determined in seawater, and particulate protein was measured on samples in three size classes ($>100\mu$, $<100\mu - >20\mu$ y $<20\mu$) in order to study the cycling and seasonal variation of dissolved and particulate nitrogen.

The oscillation in the values of these variables appears to be controlled by plankton fluctuations and by the nutrient addition from freshwater input.

INTRODUCCION

En un trabajo anterior (Lara y Pucci, 1983) se observaron las concentraciones de nutrientes y coeficientes de variación más elevados en Puerto Cuatrerros. Esto es atribuible a la influencia del aporte de agua dulce y a una importante actividad fitoplanctónica (Freije y otros, 1979)

Considerando la importancia de los compuestos nitrogenados para los organismos fotosintetizadores, se desarrolló un programa de investigación incluyendo determinación de NO_3^- , NO_2^- y NH_4^+ en agua de mar y de proteína en distintas fracciones de material particulado. El propósito fue estudiar la variación estacional de estos parámetros y algunos aspectos del ciclaje e interconversión de las formas solubles y particuladas de N. Un punto de particular interés fue determinar si la concentración de proteína fitoplanctónica sería una variable con rápida respuesta a las variaciones de N disuelto y viceversa, observando bajo que condiciones tenían lugar esas transformaciones.

MATERIAL Y METODOS

El lugar estudiado (Puerto Cuatrerros) se halla en la zona interna de la bahía, en proximidades de la desembocadura del río Sauce Chico (Fig. 1).

El clima de la región es templado y semiárido, con una media anual de precipitaciones de 580 mm.

En el sitio de muestreo, la profundidad en el centro del canal es de aproximadamente 5 metros en bajamar, con buen mezclado y sin estratificación en lo referente a concentraciones de nutrientes (Lara y Pucci, 1983).

Los análisis de NO_3^- y NO_2^- se realizaron de acuerdo a Strickland y Parsons (1968), y los de NH_4^+ siguiendo el método de Solórzano (1969).

Para la determinación de proteína particulada (en adelante : PP) las proteínas son hidrolizadas y extraídas del material particulado a través de una hidrólisis alcalina. Las proteínas, algunos aminoácidos y aminos en el hidrolizado forman pirroles con la acetilacetona, formando complejos coloreados al reaccionar con el p-dimetilaminobenzaldehído. El método es calibrado con caseína y la extinción medida a 530 nm (Golterman, 1971).

Las muestras para nutrientes fueron tomadas a 0.5 m de profundidad, filtradas a través de filtros Whatman GF/C y conservadas a -20°C hasta su análisis. Los recipientes utilizados para las muestras de NH_4^+ fueron lavados con HCl 50% y enjuagados cuidadosamente con el agua muestreada.

El fraccionamiento para la determinación de proteína fue realizado siguiendo el procedimiento esquematizado en la Fig. 2. De esa manera, el material en suspensión fue dividido en tres grupos desde el punto de vista del tamaño de las partículas :

* Mayores que 100 μ (PP >100 μ) : detritus y principalmente zooplancton.

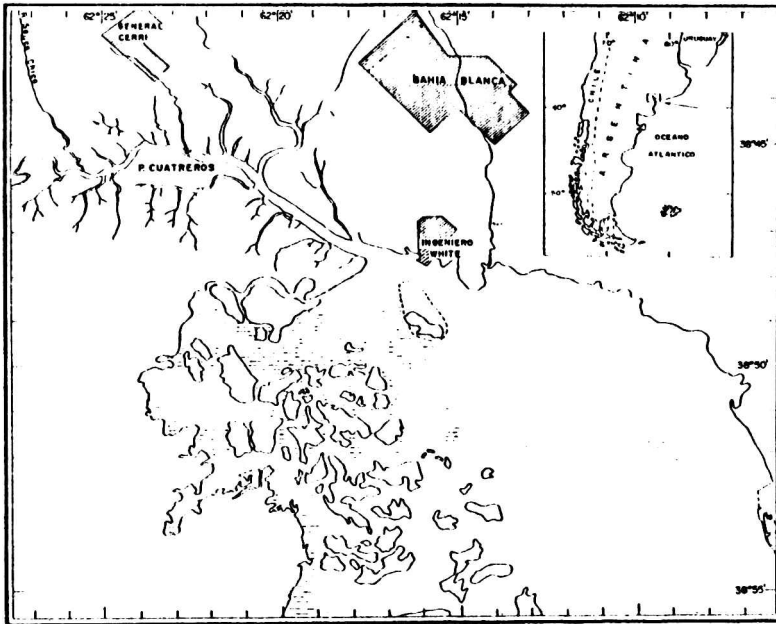


Fig. 1 : Mapa de la región con la ubicación de la estación de muestreo.

* Menores que 100μ y mayores que 20μ ($PP > 20\mu$) : microplancton, detritus y tal vez algún zoopláncter de pequeño tamaño, cuyo número puede ser despreciado considerando el reducido volumen muestreado.

* Menores que 20μ ($PP < 20\mu$) : esta fracción incluye nanoplancton, bacterias y detritus.

Naturalmente, ésta no es una división absoluta, dado que algunos especímenes pueden no aparecer en el grupo correspondiente debido, a por ejemplo, oclusión de la red, presencia de cadenas fitoplanctónicas, etc.

Las muestras de la fracción $> 100\mu$ fueron obtenidas realizando series de 10 lances verticales de red, equivalentes a un total de 3.5 m^3 de agua filtrada. Para los otros dos grupos, 5 litros de agua de mar fueron fraccionados utilizando mallas de 20μ de 45 mm de diámetro ubicadas en embudos Millipore, bajo vacío suave.

Todos los muestreos fueron efectuados quincenalmente, en pleamar y por duplicado.

RESULTADOS Y DISCUSION

En la Fig. 3 se representan los porcentajes de cada forma de N medida, con relación al total : $\Sigma N \text{ dis } (\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- + \text{NH}_4^+)$, así como ΣPP ($PP > 100\mu + PP > 20\mu + PP < 20\mu$), la media aritmética y coeficiente de variación de cada variable.

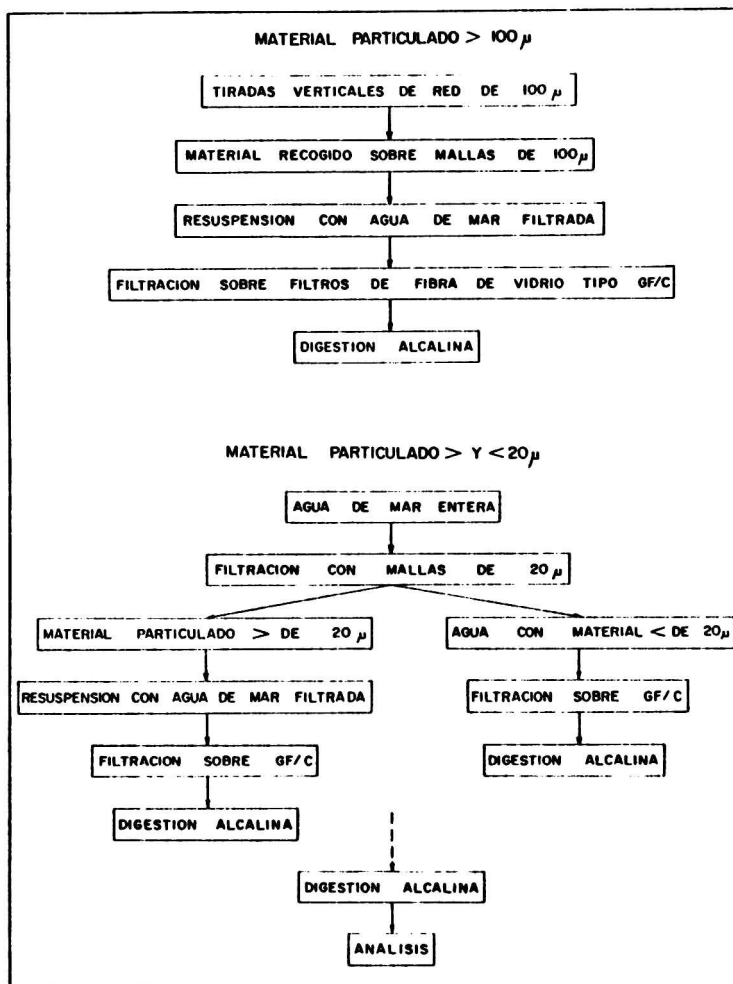
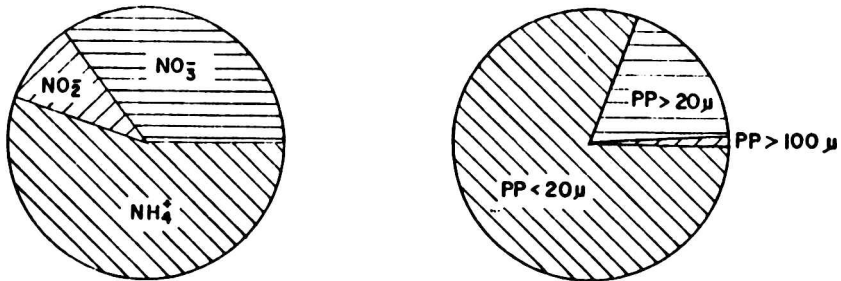


Fig. 2 : Esquema de fraccionamiento para la determinación de proteína en material particulado en suspensión.



	MEDIA	COEF. VARIAC.	PCT
NO ₃ ⁻	5.66 µg-at N/l	81.37%	35.18%
NO ₂ ⁻	1.19 "	108.75%	9.43%
NH ₄ ⁺	6.14 "	57.86%	55.39%
PP < 20µ	1279.30 mg/m ³	44.27%	80.49%
PP > 20µ	320.40 "	72.08%	18.96%
PP > 100µ	7.90 "	102.07%	0.54%

PCT: Porcentaje comparado con el total.

Fig. 3 : Comparación del aporte relativo de las distintas formas de N medidas al total definido por sus respectivas sumatorias.

Como puede observarse, es el NH₄⁺ el que en promedio más aporta a la ε Ndis. La fracción PP < 20µ presenta las concentraciones de proteína más elevadas, siendo en todo momento mayores que las de PP > 20µ. Las correspondientes a PP > 100µ representan un ínfimo porcentaje del total. El detalle de la información obtenida se consigna en la Tabla 1.

Las figuras 4 y 5 muestran que en algunos casos existe una relación inversa entre las variaciones de nitrógeno disuelto y las de proteína particulada. Esto se esquematiza en las áreas cuadrículadas (aportes) o rayadas (consumo) de N disuelto. Se superpone a estas últimas el pico de sept/83, que se analiza posteriormente. Asimismo puede observarse claramente la influencia del aporte de nutrientes a través de los cursos de agua dulce.

Del 14/jul/82 al 25/ago la ε Ndis disminuye, pero al producirse un abrupto descenso de la salinidad debido a intensas lluvias, tiene lugar simultáneamente un agudo incremento en las concentraciones de nitrato y amonio (13/sept). Diez días más tarde la ε Ndis retorna a su nivel anterior y la salinidad tiende a recuperarse pero sin volver a sus valores previos. Esto podría explicarse considerando que el N disuelto, además de estar influenciado por los procesos de mezcla que afectan a la salinidad, está sujeto a consumo por parte del fitoplancton, como se evidencia a través del incremento de las fracciones PP < 20µ y PP > 20µ.

FECHA	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NI ₄ ⁺	PP>20 _l	PP<20 _l	PP>100 _l	S°/‰	°F
14/07/82	10.55	0.72	12.00	440.0	1100.0	3.7	27.346	7.22
26/07/82	12.00	0.60	4.96	266.7	1485.7	2.0	30.061	7.42
12/08/82	0.36	0.03	4.81	375.0	2966.5	7.7	29.215	8.90
25/08/82	0.00	0.31	2.84	510.0	1600.0	9.6	29.547	9.80
13/09/82	6.56	0.44	8.34	909.6	1697.1	18.9	22.176	16.35
23/09/82	0.79	0.14	1.77	488.8	1599.9	10.3	26.352	13.58
11/10/82	2.29	0.38	2.72	640.0	1050.0	8.2	28.458	15.80
22/10/82	3.10	0.51	5.45	395.0	953.4	7.1	27.598	16.81
08/11/82	5.18	0.70	6.82	216.8	878.5	2.7	29.494	15.91
22/11/82	7.97	1.85	13.19	458.2	1483.7	2.8	31.771	18.90
07/12/82	5.18	1.08	8.43	28.8	1026.9	6.9	33.107	19.08
20/12/82	3.14	1.16	6.09	548.0	1192.5	41.1	35.546	21.90
05/01/83	4.89	0.67	9.79	23.1	1493.5	10.1	34.751	25.10
18/01/83	8.88	1.91	11.56	0.0	1127.5	21.5	35.709	21.50
02/02/83	6.40	1.10	12.98	---	---	---	34.262	20.30
17/02/83	6.61	2.84	3.72	0.0	853.8	4.8	37.284	19.50
03/03/83	5.85	2.36	3.33	168.0	896.3	14.5	38.068	18.80
21/03/83	7.95	2.36	7.28	43.4	703.8	2.9	33.837	17.45
05/04/83	11.93	4.50	8.62	114.2	936.5	3.3	30.254	17.12
20/04/83	9.63	5.17	---	86.5	342.1	2.1	29.992	14.90
03/05/83	14.38	2.75	7.05	164.7	490.0	2.6	29.703	13.50
18/05/83	15.03	1.62	9.23	247.7	541.2	8.4	28.721	12.30
02/06/83	12.63	1.04	6.53	222.8	685.4	5.8	27.765	8.30
16/06/83	4.70	0.32	1.67	484.7	1387.7	2.9	27.679	5.55
21/06/83	1.03	0.11	1.14	484.5	1856.2	2.8	27.691	8.00
30/06/83	0.11	0.09	2.68	447.0	1496.5	2.6	28.105	6.00
06/07/83	0.84	0.11	2.53	230.0	1504.2	3.8	29.342	7.50
15/07/83	0.52	0.10	4.04	739.8	2348.9	5.5	29.717	6.50
01/08/83	1.42	0.38	6.45	287.0	1528.7	4.6	29.024	5.70
15/08/83	0.05	0.38	1.79	271.4	1872.8	8.7	29.290	8.50

Tabla 1 : Datos obtenidos en Puerto Cuatrerros. Concentraciones de nutrientes en µg-at N/l. Proteína particulada en mg/m³.

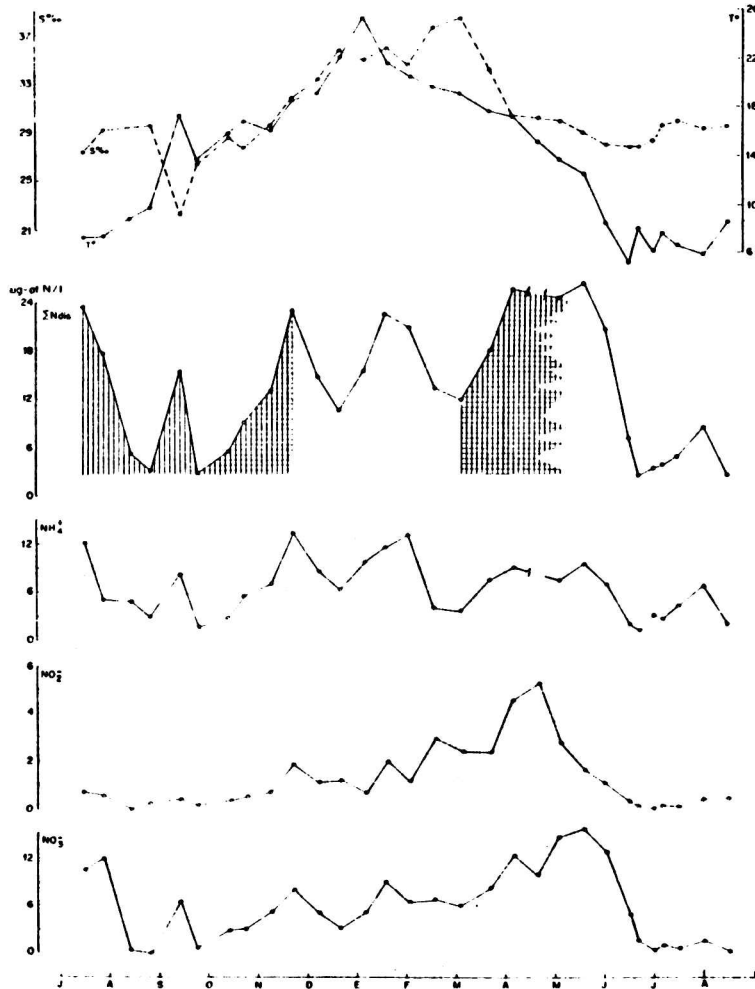


Fig. 4 : Variación temporal de temperatura, salinidad y especies de nitrógeno disueltas medidas en Puerto Cuatrerros.

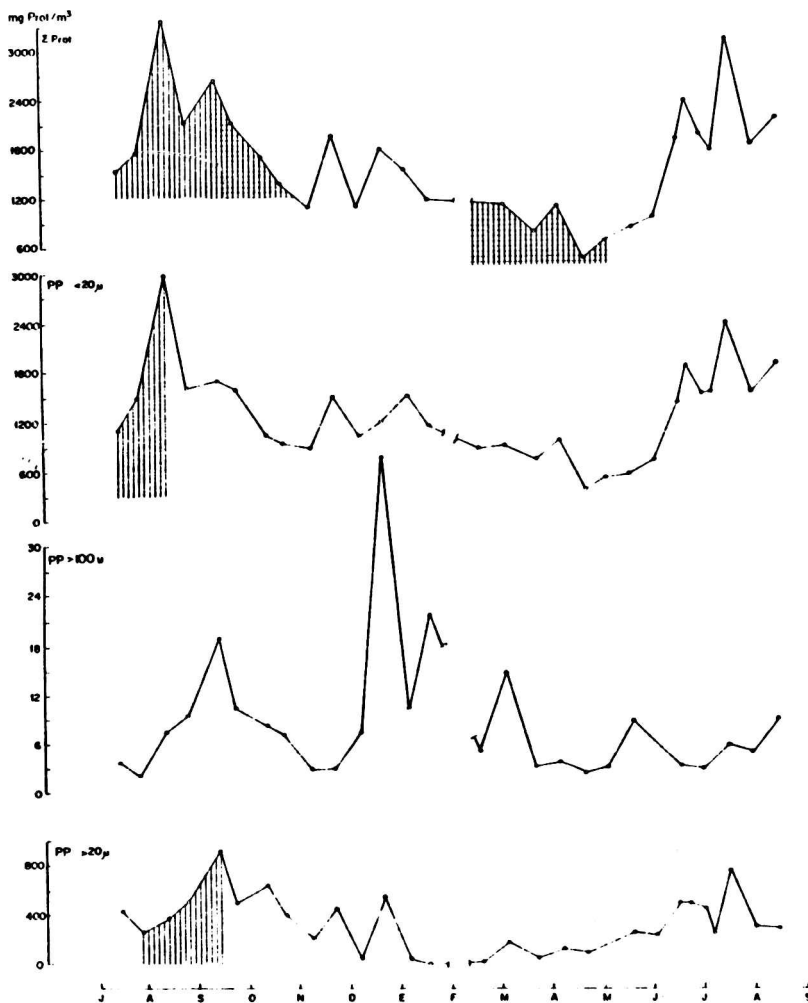


Fig. 5 : Variación temporal del contenido de proteína total en fracciones de material particulado en suspensión en Puerto Cuatreceros.

En este período, paralelamente al incremento de temperatura, aumenta la proteína de la fracción que contiene al zooplancton ($PP > 100\mu$), pudiendo ser el pastoreo producido por el mismo, la causa de la disminución en la $PP < 20\mu$. No obstante, la $PP > 20\mu$ continúa aumentando.

Del 23/sept al 22/nov la $\Sigma Ndis$ aumenta y la $\Sigma Prot$ disminuye. Asociando estos hechos con el ascenso de la temperatura y de la salinidad del agua, se podría inferir que estamos en presencia de procesos de remineralización y no de aporte de N disuelto de origen terrestre.

El tipo de interpretaciones realizadas hasta este punto no es suficiente para explicar los eventos que ocurren entre el 22/nov y el 3/mar. En este lapso aparece el máximo en la $PP > 100\mu$, pudiendo asimismo observarse, en un ambiente de altas temperaturas y salinidades, picos en la $PP < 20\mu$ y $PP > 20\mu$, así como en la $\Sigma Ndis$. Es probable que el principal obstáculo para la explicación simultánea de estos fenómenos sea la frecuencia de muestreo, que en esos meses debiera ser más elevada. Esto permitiría comprobar la existencia de un posible desfase entre los distintos picos, evitando así que pudieran aparecer como simultáneos sin en realidad serlos. Es frecuente observar en esta zona pulsos de gran magnitud y corta duración en las concentraciones de clorofila "a" que apoyan esta observación (Freije y otros, 1979).

Desde el 3/mar hasta mediados de mayo la $\Sigma Ndis$ se incrementa, manteniéndose en niveles altos. Al mismo tiempo se observan bajos valores de proteína fitoplanctónica, sugiriendo un reducido consumo de N disuelto. Además, la salinidad disminuye, indicando un mayor aporte de agua dulce y en consecuencia una entrada al sistema de nutrientes de origen terrígeno. Así, la combinación de ambos factores explicaría los altos y sostenidos tenores de $\Sigma Ndis$.

Un abrupto descenso de la $\Sigma Ndis$ tiene lugar desde mediados de mayo hasta fines de junio, al producirse el florecimiento invernal de diatomeas, que se evidencia en un notable aumento de la $PP < 20\mu$ y $PP > 20\mu$. Asimismo, la $PP > 100\mu$ disminuye, posiblemente debido a la mortandad del zooplancton provocada por las bajas temperaturas, lo que favorecería la producción del florecimiento al aliviarse la presión por pastaje.

CONCLUSIONES

La relación entre los contenidos de proteína total en las fracciones menores de 100μ y los cambios en la $\Sigma Ndis$ resultan particularmente evidentes durante y después de períodos de florecimiento, mostrando esas variables una rápida respuesta en sus interacciones recíprocas.

La materia particulada mayor de 100μ consistió principalmente de zooplancton y como se señalara, su contribución a la $\Sigma Prot$ fue mínima. Sin embargo, ello no implica desvalorizar su contribución al ciclo de los nutrientes nitrogenados, ya

que su importancia en el aporte de NH_4^+ al medio ha sido señalada por varios autores, especialmente Martin (1968), y posiblemente sea uno de los factores que permita dilucidar el tipo de fenómenos ocurridos durante el período 22/nov/82 - 3/mar/83.

En cuanto a la influencia continental, es necesario discriminar las dos maneras en que la lluvia contribuye al aporte de N : por su propio contenido en N y a través del aumento del caudal de los cursos de agua dulce de la zona, habitualmente pequeños, con el consiguiente incremento en el contenido de N de origen terrestre. Es de destacar, sin embargo, que las concentraciones de NO_2^- permanecen insensibles a estos aportes, como se evidencia en el muestreo del 13/sept. Durante los períodos de florecimiento el NO_2^- desciende en forma constante, mientras que NO_3^- y NH_4^+ sufren oscilaciones por consumo y aportes.

Agradecimientos : al Lic. Asteasuain R.O. por facilitar los datos de salinidad, a los Sres. Giolitti E., Guivant J. y Paz C. por la confección del material gráfico y al Dr. Freije R.H. por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosas sugerencias.

Referencias bibliográficas

- Lara, R.J., Pucci, A.E., 1983 : Distribución espacio-temporal de nutrientes en la Bahía Blanca; Acta Oceanographica Argentina, 3, 113.
- Freije, R.H., Zavatti, J.R., Gayoso, A.M., Asteasuain, R.O., 1979 : Producción primaria, pigmentos y fitoplancton del estuario de Bahía Blanca. 1) Zona interior. Puerto Cuatrerros; Cont. Cient. N°46. Inst. Arg. de Oceanografía, Bahía Blanca.
- Strickland, J.D. y Parsons, T.R., 1968; A practical handbook of seawater analysis, Fisheries Research Board of Canada.
- Solórzano, L., 1969: Determination of ammonia in natural waters by the phenolhypochlorite method; Limnology and Oceanography, 14, 799.
- Golterman, H.L., 1971; Methods for chemical analysis of fresh waters. IBP Handbook N°8, Blackwell Scientific Publications.
- Martin, J.H., 1968 : Phytoplankton-zooplankton relationships in Narragansett Bay. III. Seasonal changes in zooplankton excretion rates, relation with plankton abundance; Limnology and Oceanography 13, 63.

MODELADO DE UNA AGUDA ANOMALIA DE GRAVEDAD POSITIVA
EN LA PARTE CENTRAL DE UN DEPOSITO SEDIMENTARIO

Héctor R. Fraga

Instituto de Física Rosario, CONICET
Rosario, Prov. de Sta. Fe, Rep. Argentina

RESUMEN

Se ha preparado un modelo litosférico que presenta atenuación cortical con la cual se justifica parcialmente la respuesta gravimétrica residual correspondiente a la Subcuenca Lomas de Olmedo. No obstante, la aguda anomalía de gravedad positiva en el centro de la subcuenca, no se puede explicar razonablemente por efectos subbasamentales (atenuaciones en las discontinuidades de Conrad y Mohorovicic), tal como se demuestra con varios modelos alternativos. Se concluye, que la agudeza de la anomalía se puede justificar mediante la incorporación de densos materiales interestratificados en la subcuenca.

ABSTRACT

A lithospheric model presents crustal attenuation that partially justifies the gravimetrical result was prepared on the Lomas de Olmedo Subbasin. However, the sharp anomaly of positive gravity in the middle of the subbasin can not be explained reasonably by subbasement effects (attenuations in the discontinuity of Conrad and Mohorovicic) as alternative models show. In conclusion, the sharpness of the anomaly can be justified by the incorporation of dense materials interbedded in the subbasin.

INTRODUCTION

El área de trabajo comprende a un sector de la Subcuenca Lomas de Olmedo, (Fig.1) en la provincia de Salta. Los estudios geofísicos y geológicos, realizados hasta el presente, en ésta área petrolera, han señalado características de la corteza superior. Los modelos gravimétricos, aquí preparados, han permitido ampliar estos estudios realizando inferencias sobre el comportamiento de diferentes materiales tanto en la corteza como en el manto superior.

La anomalía de Bouguer observada aparecía enmascarada por los siguientes efectos: (1) del espesor sedimentario y (2) de la "raíz" andina cercana. De allí que fue necesario eliminar estos efectos para obtener así, una anomalía considerada como residual "descontaminada" de (1) y (2). A partir de ella se prepararon diferentes modelos litosféricos tridimensionales.

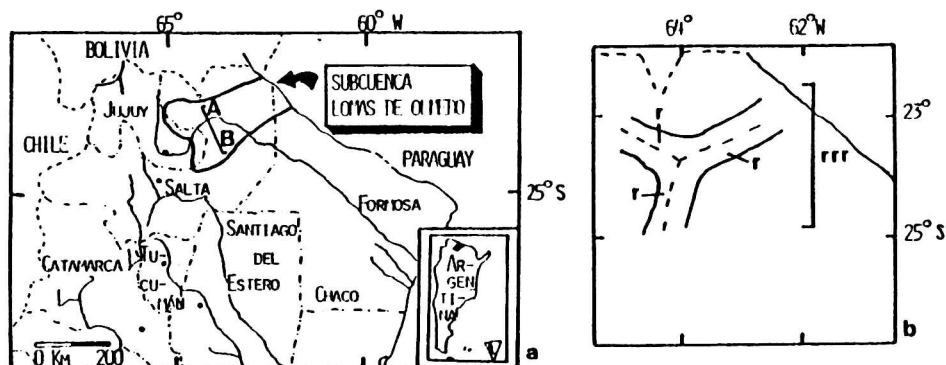


Figura 1: a) Ubicación relativa del sector analizado,

b) Esquema generalizado de una fractura tri-radiada.

CORRECCION DE EFECTOS GRAVIMETRICOS

El perfil gravimétrico: A-B, (Fig.2), se obtuvo a partir de la Hoja de Gravedad Relativa Jujuy (YFF). Los valores fueron vinculados con el mapa gravimétrico de Bolivia (IGM-IGB, 1971), obteniéndose así valores de Anomalías Simples de Bouguer en mGals.

Luego se procedió a separar los efectos gravimétricos que actúan sobre el perfil. Ellos son dos, el primero es el Efecto del relleno sedimentario, es decir, la influencia que causa en la respuesta gravimétrica la presencia de los sedimentos de la subcuenca y el segundo es el Efecto de la "raíz" andina que es una consecuencia directa de la presencia cercana del edificio andino y que se manifiesta a través de un engrosamiento cortical. El cálculo y corrección de estos efectos (Figura 2), permitió obtener una anomalía residual.

MODELIZACION GRAVIMETRICA

Frente a la particular configuración de la respuesta residual se retomó la idea de Bianucci y Homovc (1982) que postulaba para la génesis de la subcuenca la presencia de un punto caliente, que originaría en superficie una fractura trirradiada a partir de un punto común (Figura 1b). Esto como consecuencia de la probable incorporación, por ascenso vertical, de materiales profundos, en altos niveles corticales. Así la corteza se atenuaría a nivel de las discontinuidades de Conrad y Mohorovicic.

La Subcuenca Lomas de Olmedo se habría desarrollado principalmente sobre uno de sus brazos (compárese el esquema generalizado con la forma de la Subcuenca, Figura 1). No obstante una parte de la anomalía residual (agudo sector central positivo) no puede ser explicada con este modelo.

La presencia de rocas ígneas básicas en el área (Bianucci y otros, 1981), señala para la sección aquí analizada una alta probabilidad,

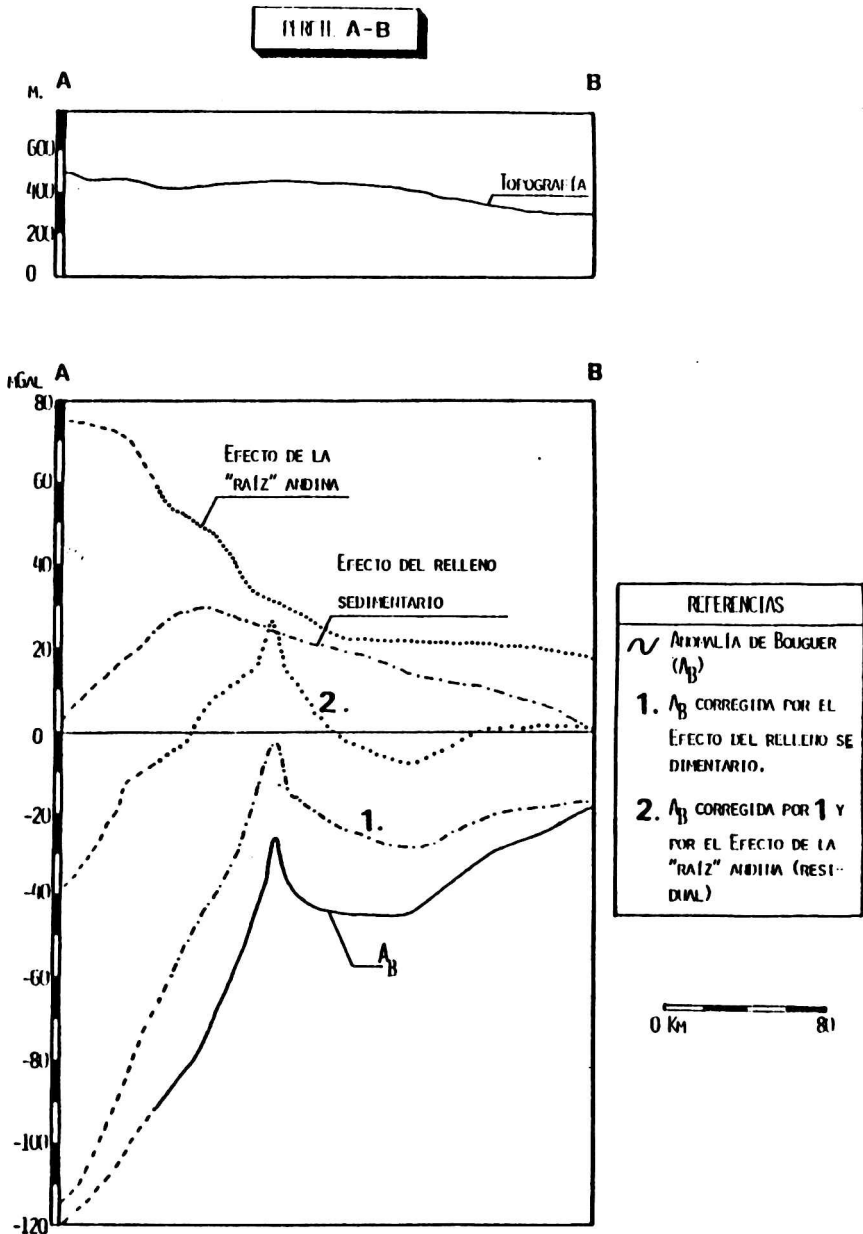


Figura 2: Perfil A-B, Anomalia de Bouguer y sus correspondientes correcciones, por Efecto: 1) del relleno sedimentario y 2) de la raíz" Andina. (residual).

de que existan materiales basálticos de elevada densidad en los términos inferiores de la subcuenca. Además, perforaciones recientes, efectuadas por YPF (BIP N°2, 1984); dan cuenta de importantes espesores de vulcanitas en la zona de Palmar Largo (Formosa). Con la incorporación de estos materiales al modelo cortical propuesto se logra justificar la aguda anomalía de gravedad residual.

De acuerdo con la idea del sistema rrr, todos los modelos gravimétricos propuestos fueron vinculados con causas muy profundas que serían responsables de la "penetración" y abovedamiento de la litosfera. Como consecuencia de esto, se producen sobre la superficie cortical roturas radiales a partir de un punto común, desarrollándose se fallamientos normales que favorecen tanto la extensión como el volcanismo básico a través de los planos de fallas.

En el modelo gravimétrico A se trabajó con una litosfera considerada normal I Tabla 1, (columna 2) y con tres cuerpos poliédricos tridimensionales (a, b y c) Figura 4 y Tabla 1 (columna 3); donde (b) y (c) representan el ascenso de materiales desde la base de la litosfera hasta niveles corticales. El ascenso de éstos no debe superar el límite del comportamiento "dúctil" de la corteza, estimado en 20 km (Artyushkov, 1983 Cap.6. pag.257). Los cuerpos (a), adelgazamiento intracortical a nivel de Conrad; y (c) mantienen constantes sus dimensiones y densidades al calcular las distintas alternativas del modelo, en razón de la pequeña influencia que ellos causan sobre los valores de "g" calculados, dado que ambos tienen contrastes de densidades de signo opuesto que tienden a compensarse.

Los valores de densidad adoptados en la Tabla 1 se basan en datos mundiales de diferentes autores para las distintas capas de la litosfera.

ESTRUCTURA DE LA LITOSFERA		PROFUNDIDAD KM (1)	D E N S I D A D				
			GR/CC				
			(2) LITOSFERA NORMAL I	(3) MODELO A	(4) MODELO B	(5) LITOSFERA NORMAL II	(6) MODELO C
C O R T E Z A	SUPERIOR	16,5	2,80	CUERPO (a) 2,90	CUERPO (a) 2,90	3,00	
			$\Delta \sigma = 0,10$	$\Delta \sigma = 0,10$	$\Delta \sigma = 0,30$	2,70	2,90
	INFERIOR	33	2,90	CUERPO (b) 3,35	CUERPO (b) 3,35	2,90	3,30
			$\Delta \sigma = 0,45$	$\Delta \sigma = 0,45$	$\Delta \sigma = 0,40$		
M A N T O	SUPERIOR	50	3,35	3,35	3,35	3,34	3,30
			$\Delta \sigma = 0$	$\Delta \sigma = 0$			
	ASTENOSFERA	100	3,40	CUERPO (c) 3,38	CUERPO (c) 3,38	3,34	3,30
$\Delta \sigma = -0,02$			$\Delta \sigma = -0,02$	$\Delta \sigma = -0,04$			

MATERIALES BASÁLTICOS.

Tabla 1: Valores de profundidad (en Km) y densidades (en gr/cc) para la litosfera y los modelos A, B y C.

El cuerpo (b) presenta tres secciones triangulares (S1, S2 y S3); Figura 3; en ellas sus vértices pueden permanecer fijos o variar, en una o en más secciones, pero siempre con un límite máximo de tres vértices variables.

En la figura 4, se puede observar el modelo gravimétrico A y las respuestas correspondientes a distintas alternativas calculadas sobre la base del trabajo de Guspí y otros (1987). El modelo inicial (A-1) mostró una fuerte discrepancia entre la "g" calculada y la residual. Esto motivó la búsqueda de nuevos modelos para tratar de salvar las diferencias existentes. En todos ellos siempre el o los vértices variables pertenecen al cuerpo (b).

En el modelo A-2 se dejó un vértice variable (sección 2, vértice

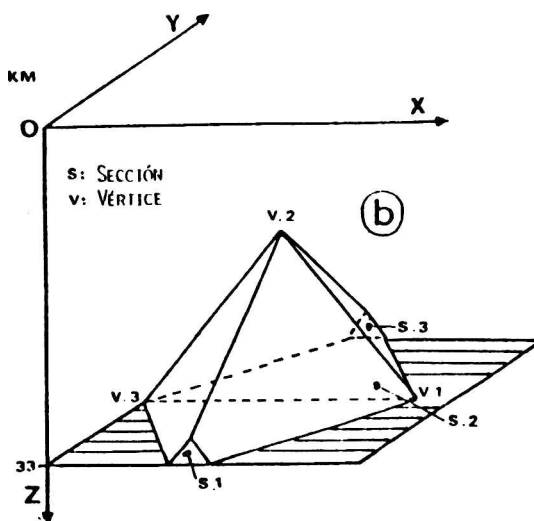


Figura 3: Detalle de las secciones y vértices en el cuerpo (b) del modelo gravimétrico Λ .

2) y luego de sucesivas iteraciones, alcanzó una profundidad de 21,66 km lográndose un buen ajuste en las primeras estaciones, característica ésta que no se mantiene en las restantes.

El modelo Λ -3 con dos vértices variables se desechó debido a que el vértice 2 de la sección 1 alcanzó un valor injustificable físicamente, al proponer su ubicación a 6,68 km sobre el nivel del mar.

El modelo Λ -4 también presenta dos vértices variables. Aquí el vértice 2 de la sección 2 se elevó a 10,67 km superando el límite máximo de 20 km para el ascenso de materiales profundos y el vértice 2 de la sección 3 alcanzó una profundidad excesiva, deformando totalmente el cuerpo. Por ello, esta alternativa se desechó.

El modelo Λ -5, con tres vértices variables, uno en cada sección, presentó un mejor ajuste en la parte central, aunque por problemas semejantes al modelo anterior, en cuanto a la profundidad de los

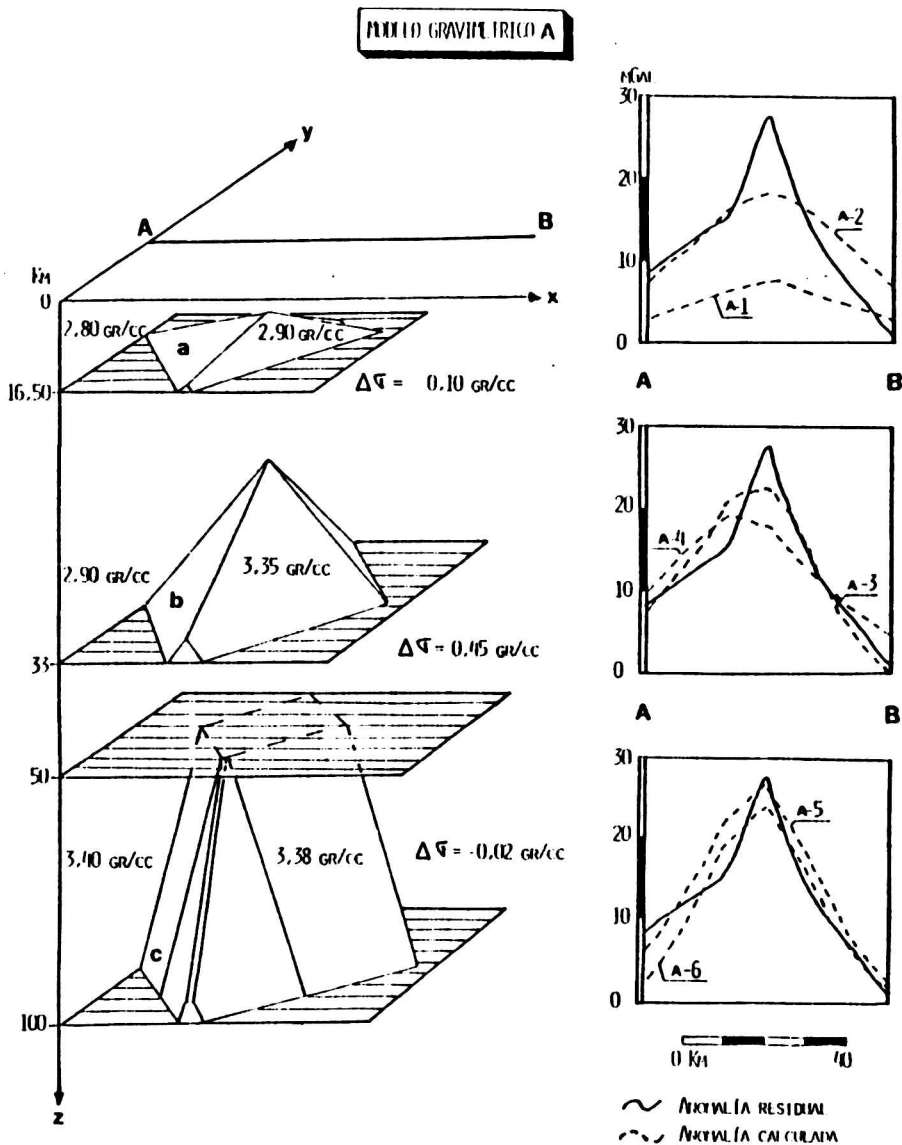


Figura 4: Modelo gravimétrico A y respuestas de la anomalía calculada para distintas alternativas, A-1 a A-6.

vértices fue descartado.

Por último, el modelo A-6, con los tres vértices variables en la sección 2, arrojó como resultado un ajuste aceptable entre la "g" calculada y la residual, pero nuevamente la profundidad de los vértices es incompatible con el límite para el ascenso de los materiales profundos en niveles corticales.

En síntesis, estos modelos no alcanzaron a justificar satisfactoriamente la residual de la zona. Además, en este caso, sólo se puede dejar variable un vértice del cuerpo (b), pues al aumentar el número de vértices variables no se cumplen las condiciones de límite máximo para los materiales ascendidos a pesar de lograrse, en algunos casos, (modelos A-5 y A-6), ajustes aceptables entre la residual y "g" calculada. Entonces, el modelo gravimétrico A-2 es el único que en forma parcial se podría aceptar en función de la profundidad del vértice (21,66 km), aunque muestra una falta de ajuste considerable tanto en la zona central como en el ala derecha del perfil.

Ante estos resultados se consideró el modelo gravimétrico B, en donde las tres secciones del cuerpo (b) están integradas por cinco vértices cada una, Figura 5 y Tabla 1 (columna 4). De todas formas, los problemas en la falta de ajuste entre los valores de la residual y los calculados, o en los valores de la profundidad de los vértices se repitieron al aplicar la metodología ensayada en el modelo A.

En el modelo C se adoptaron nuevos valores de densidad con respecto a los modelos anteriores, Tabla 1 (columna 5 y 6). Se mantienen las formas de los cuerpos a, b y c (modelo A), pero además, en función de los antecedentes brindados por Bianucci y otros (1981), y de Palmar Largo, provincia de Formosa (BIP N°2, 1984) se propone

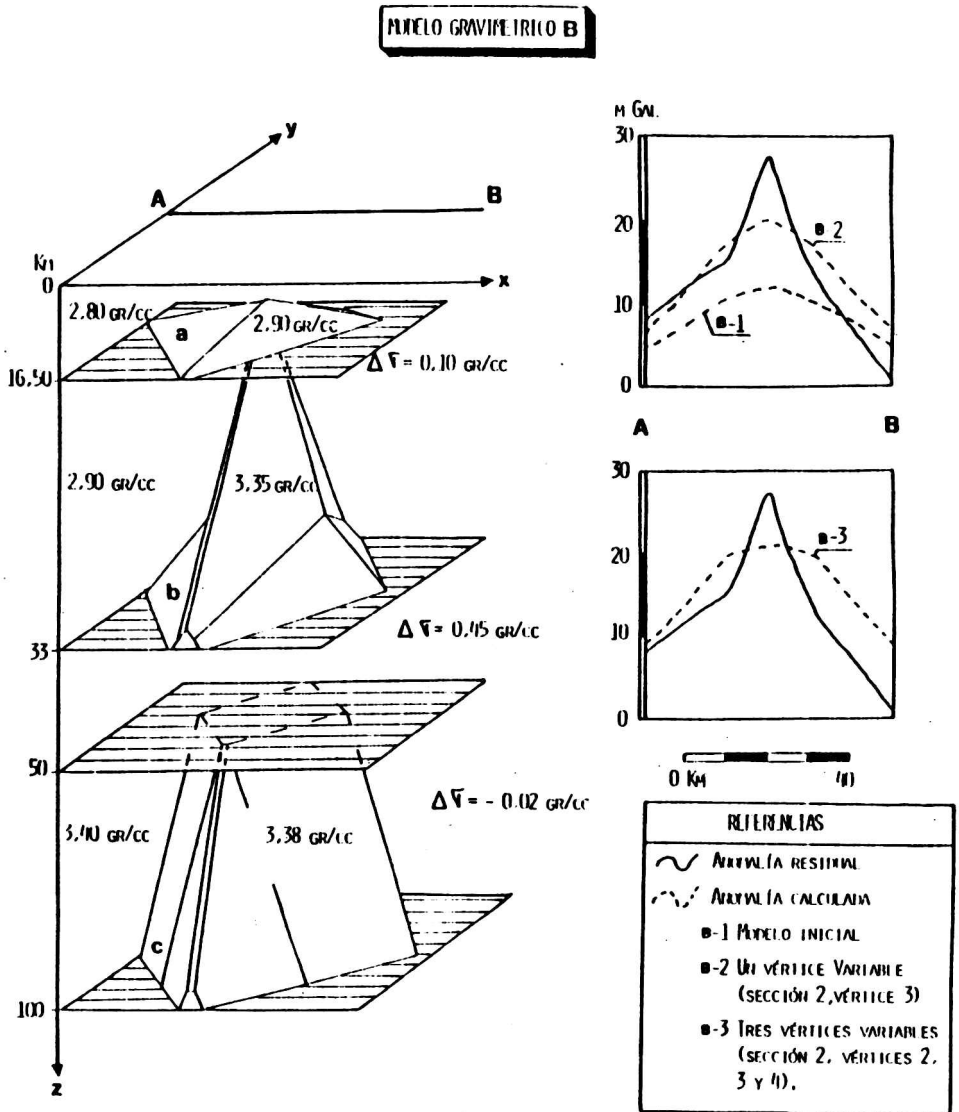


Figura 5: Modelo gravimétrico B y respuestas de la anomalía calculada para distintas alternativas, B-1 a B-3.

la presencia de materiales basálticos de alta densidad (3 gr/cc). Estas coladas basálticas se encontrarían intercaladas en el paquete sedimentario que conforma la subcuenca, a una profundidad de 3 a 5 Km y presentarían formas tabulares.

El modelo C, con la incorporación de los materiales basálticos permite justificar razonablemente la agudeza de la anomalía residual. La Figura 6 muestra un esquema del modelo y de las principales características de la litosfera circundante.

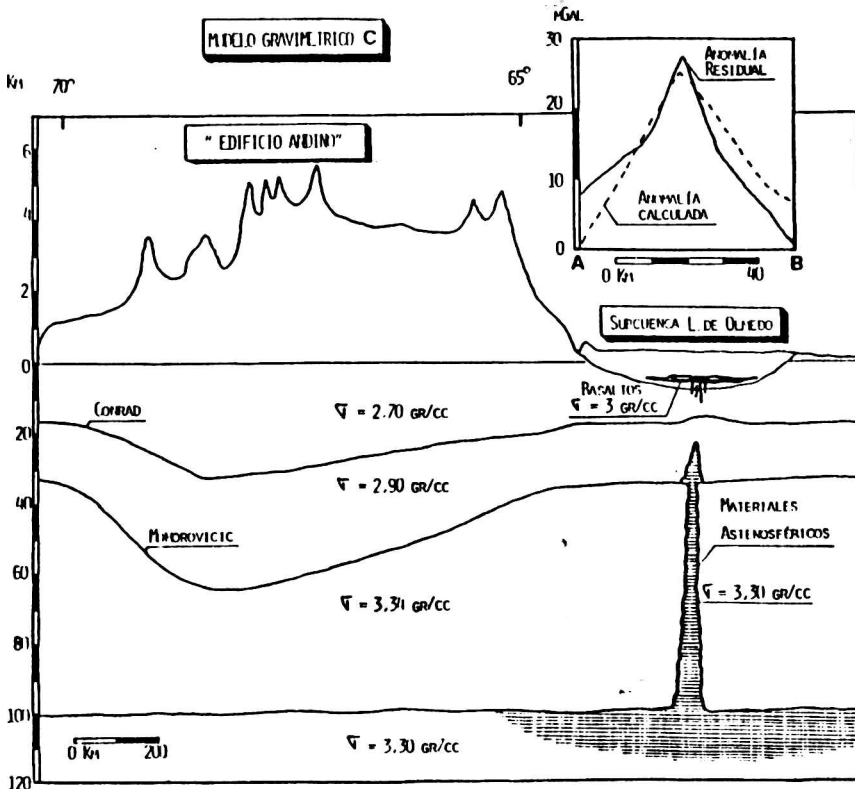


Figura 6: Modelo litosférico C para la Subcuenca Lomas de Olmedo.

CONCLUSIONES

Modelos gravimétricos tridimensionales permiten mediante atenuaciones corticales a nivel de Conrad y Mohorovicic justificar sólo parte de la anomalía gravimétrica residual de la zona estudiada. Además, como se muestra en los modelos A-5 y A-6, no siempre el ajuste de las respuestas residual y calculada se corresponden con condiciones físicas y estructurales factibles. Para lograr un mejor ajuste, particularmente en el sector central del perfil donde la agudeza es máxima, es necesaria la presencia de densos materiales basálticos interestratificados en los términos inferiores del paquete sedimentario.

Agradecimientos: A CONICET por el apoyo financiero parcial (PID N° 3-073400-85) para la realización del presente trabajo. A YPF por la información y colaboración brindada. Al Ing. A. Introcaso por las sugerencias aportadas.

BIBLIOGRAFIA

- Artyushkov, E.V., 1983; Geodynamics; Elsevier, Holanda.
- Bianucci, H.A., Acevedo, O.M. y Cerdan, J.J., 1981: Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (Prov. de Salta y Formosa); VIII Congr. Geol. Arg. III, 159-172.
- Bianucci, H.A. y Homovc, J.F. 1982: Tectogénesis de un sector de la cuenca del Subgrupo Pirgua; Quinto Congr. Latinoam. de Geol. Actas 1, 539-546.
- BIP, 1984: Palmar Largo: El petróleo de Formosa; 2, 107-112.
- Guspí, F., Introcaso, A. y Huerta, E., 1987: Calculation of gravity effects of tridimensional structures by analytical integration of a polyedric approximation and application to the inverse problem; Geofísica Internacional, 26-3, 407-428.

Instituto Geográfico Militar - Instituto Geofísico Boliviano, 1971:
Mapa gravimétrico de Bolivia. Anomalías de Bouguer simple; Escala
1: 2.500.000.

Pacino, M.C. e Introcaso, A., 1985: Prolongación ascendente de
campos potenciales en el dominio espacial; GEOACTA 13 N°1, 253-265.
Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Argentina - Hoja 9 - Jujuy.
Gravedad Relativa. Geren. de Explo. Geof. (Inédita).

VARIABILIDAD CADA SEIS HORAS DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE

Matilde M. Rusticucci y Walter M. Vargas *

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

* CONICET

RESUMEN

En este trabajo se estudia el comportamiento del cambio de la temperatura cada seis horas en una estación ubicada en la periferia de la ciudad de Buenos Aires. Ese cambio se representa con la "diferencia" de temperatura en seis horas.

Se observa mayor cantidad de calentamientos que de enfriamientos pero de menor intensidad. Todas las distribuciones presentan una leve asimetría.

Estas "diferencias" pertenecen a ondas de período muy corto, lo que muestra que estos procesos se debilitan rápidamente.

En el análisis de valores extremos absolutos, se nota que su ocurrencia tiene horas preferenciales, a pesar de estar filtradas las ondas astronómicas. Es en el intervalo entre las 08 y las 14 donde se producen los mayores calentamientos y enfriamientos.

ABSTRACT

The behavior of the temperature change each six hours, in a station near the city of Buenos Aires is studied. This change is explained by the difference between 6-hourly temperatures.

The distributions are slightly assymmetric because there are more heatings than coolings but less intense.

It can be seen that those "differences" belong to short waves. They show that the processes weaken quickly.

A preferent interval occured in the absolute extrem values analysis, in spite of the astronomics waves have been filtered. The mayor heatings and coolings are produced between 08:00 and 14:00.

INTRODUCCION

Un aspecto importante de la climatología aplicada, es la determinación de las características de la temperatura dentro de una escala menor a la diaria. Esto se puede estudiar mediante la aplicación de modelos matemáticos de ajuste, o realizando un análisis exploratorio en los datos.

Como ejemplo de la primera metodología, se puede ver en Hansen y Driscoll (1977), el desarrollo de un modelo estocástico para temperaturas horarias, o el ajuste de modelos autorregresivos a temperaturas medias diarias en Coe (1983). Gringorten(1966), utiliza una cadena de Markov para simular frecuencia y duración de distintos eventos.

La segunda metodología fue aplicada por Giles y Flocas (1984), quienes realizaron un análisis de los datos de temperatura anuales y estacionales de distintas localidades de Grecia, desde el punto de vista de su persistencia, fluctuaciones y tendencias. En un segundo trabajo Flocas y Giles (1984), aplican a estos datos el análisis espectral.

En este trabajo se aplica el análisis exploratorio para analizar el comportamiento de las temperaturas cuatridiurnas en la estación Ezeiza, provincia de Buenos Aires, (latitud = $34^{\circ} 49' S$, longitud = $59^{\circ} 32' W$).

Se caracteriza estadísticamente la variabilidad cada seis horas de la temperatura, mediante una variable derivada, a la cual se la llamó "velocidad de cambio", o simplemente "diferencia" ya que se construyó efectuando la diferencia entre dos datos consecutivos, o sea, entre dos temperaturas separadas entre sí por seis horas.

Dada la fuerte presencia de las ondas astronómicas, también se utilizan temperaturas filtradas para el cálculo, con lo cual surgen series de "diferencia" filtradas.

Fundamentalmente al trabajar con temperaturas filtradas, se pueden identificar calentamientos o enfriamientos absolutos, independientes de la hora y día de ocurrencia. Y además, evaluar la posibilidad de considerar a las series surgidas de distintas horas o días, como generadas por los mismos procesos meteorológicos.

DATOS Y METODOLOGIAS UTILIZADOS

Se utilizan los datos de temperatura correspondientes a las horas 02, 08, 14 y 20 (hora local), en el período 1968/1980, suministrados por el Servicio Meteorológico Nacional.

Con los mismos se construyen las series de "diferencia" de temperatura cada seis horas (DT), de la siguiente forma:

$$DT_i(h, h+6) = T_i(h+6) - T_i(h)$$

donde: T = temperatura, i = día (1/1/68 al 31/12/80), h = hora (02, 08, 14).

Para el caso h = 20:

$$DT_i(20, 02) = T_i(02) - T_{i-1}(20)$$

Para estimar las ondas astronómicas presentes en los datos, como ya se discutió en Vargas y Rusticucci (1988), se aplicó el análisis de Fourier a los promedios diarios sobre los trece años estudiados y se reconstruyó la onda anual con el primero y el segundo armónico.

Lo que se obtiene con esta metodología es una onda anual suavizada, la cual es realmente determinística (Trenberth, 1984). Esto se realiza hora por hora, de manera que al restar se filtre también la onda diaria.

Se obtuvieron las funciones de distribución de las series sin filtrar (DT) y filtradas (DT'), funciones de autocorrelación, y funciones de distribución conjunta entre DT'(h, h+6) y T'(h).

RESULTADOS OBTENIDOS

Como era previsible, en las distribuciones de DT, se nota la fuerte influencia de las horas entre las cuales fueron calculadas por ejemplo, en el valor medio y en el intervalo intercuartil, como se muestra en la tabla I. Aquí se observa la asimetría de la onda diaria. Se puede notar en los valores medios, que éstos cambian dependiendo del intervalo horario.

Tabla I: Parámetros estadísticos de las muestras de "diferencia" sin filtrar (DT), y filtradas (DT'). Para los cuatro intervalos horarios (INT.HOR), Período 1968/80, Estación Ezeiza. Valor medio (VM), desviación standard (S), intervalo intercuartil (IQR).

INT.HOR	SIN FILTRAR			FILTRADAS		
	VM(°C)	S(°C)	IQR(°C)	VM(°C)	S(°C)	IQR(°C)
20,02	-2.8	2.4	[-4.4; -1.2]	0.0	2.3	[-1.5; 1.6]
02,08	2.1	3.1	[-0.1; 4.2]	0.0	2.5	[-1.5; 1.7]
08,14	6.3	3.3	[4.4; 8.4]	0.0	3.2	[-1.8; 2.1]
14,20	-5.6	2.5	[-7.4; -4.0]	0.0	2.5	[-1.7; 1.6]

Al filtrar las ondas astronómicas, en las cuatro distribuciones el valor medio es cero y la desviación standard prácticamente no varía con respecto al caso de DT. En función de estos dos parámetros, el test de Student para dos muestras (Brooks and Carruthers, 1953), indica que las cuatro muestras, vistas desde su promedio, tomadas de a pares, provienen de la misma población.

En concordancia con resultados expuestos por Wölken(1954), quien estudió el avance de masas de aire sobre esta región, se observan mayor cantidad de calentamientos que de enfriamientos, pero de menor intensidad, por lo tanto, todas las distribuciones presentan una leve asimetría.

En particular, la muestra de DT'(08,14) conserva una mayor desviación standard a pesar del filtrado. Cabría mencionar aquí que, dada la muestra de datos que se utiliza, la diferencia entre las temperaturas de las horas 14 y 08 sería la representación más cercana de la amplitud diaria.

La correlación entre una "diferencia" y la correspondiente a las seis horas subsiguientes, es notablemente más baja que la de la temperatura misma, (Vargas y Rusticucci, 1988), medido con el primer coeficiente de autocorrelación. El mismo es significativamente distinto de cero con una significancia del 99%, según el test postulado en Mitchell(1966), y siempre negativo para todos los años (tabla II); lo que muestra que las series de DT' están dominadas por un proceso fluctuante. O sea, los calentamientos o enfriamientos absolutos son poco persistentes.

Tabla II: Primer coeficiente de autocorrelación para las series anuales de DT', cuatrídurnas, Estación Ezeiza.

COEFICIENTE CRÍTICO AL 99% = $\pm 0,06$.
 CANTIDAD DE DATOS DE CADA AÑO = 1460 a 1464.
 COEFICIENTE MEDIO = -0,19
 INTERVALO DE CONFIANZA 99% = [-0,28; -0,10]

AÑO	COEF.
1968	-0.21
1969	-0.17
1970	-0.21
1971	-0.18
1972	-0.15
1973	-0.17
1974	-0.18
1975	-0.16
1976	-0.19
1977	-0.21
1978	-0.18
1979	-0.25
1980	-0.16

Seguidamente, se analiza la variabilidad interanual de estos procesos. Para ello se calcula el intervalo de confianza de un proceso representado por el primer coeficiente de autocorrelación medio del período (Hoel, 1976).

Los resultados muestran, por un lado, que todos los años pertenecen a una muestra homogénea con respecto a esta propiedad. Por el otro, que la variabilidad en alta frecuencia es más regular y acentuada en el año 1979, haciéndose más aleatorio en el año 1972.

Como paso inicial hacia la caracterización estadística del pasaje de sistemas sinópticos para esta región, se analizan los extremos de las distribuciones de DT'.

Identificando los enfriamientos absolutos mayores a -5°C , y analizando su ocurrencia en los cuatro intervalos horarios, se nota el fuerte predominio del intervalo (08,14) sobre el resto (ver tabla III). A medida que se aumenta este límite, aumenta también la mayor ocurrencia para la muestra (08,14).

No se encuentra una causa sinóptica que justifique este comportamiento preferencial, en temperaturas donde se ha filtrado la onda diaria. Es posible suponer que el filtrado no sea suficiente, quizá considerando la varianza en cada hora, se logre eliminar completamente la fuerte influencia de la onda diaria en la temperatura, aunque fuera más compleja su interpretación. Un estudio con mapas sinópticos podría dilucidar esta duda.

Tabla III: Cantidad de enfriamientos absolutos superiores a 5°C, y el porcentaje que representan. Período 1968/80. Cantidad de casos observados: 698. Porcentaje en el total de datos: 3.7%.

INT.HOR	CANT.CASOS	PORCENTAJE
20,02	97	14
02,08	159	23
08,14	351	50
14,20	91	13

Un aspecto importante a analizar en la ocurrencia de estos extremos, es un indicio de estacionalidad que podría presentarse. Esto se puede ver en la tabla IV, donde se muestra la frecuencia porcentual de ocurrencia mensual de "diferencia" superior a 5°C, en los cuatro intervalos horarios. Esto podría mostrar la diferente respuesta de la atmósfera a un cambio "no astronómico" de temperatura, según la época del año y la hora del día.

Sin embargo, un Análisis de Varianza de estas frecuencias muestra que el único efecto importante en esta discriminación, lo constituye las horas y no los meses (ver Tabla V).

En particular, si se extraen las DT'(08,14) del conjunto, esta significancia desaparece. Por lo tanto es éste el intervalo horario que produce que estas frecuencias no se produzcan al azar.

Tabla IV: Ocurrencia porcentual (%) de $|\Delta T'| > 5^\circ\text{C}$ en las muestras correspondientes a los cuatro intervalos horarios, discriminados por meses. Totales anuales y mensuales. Período 1968/80. Cantidad total de casos = 1178. Porcentaje en el total de datos (18996) = 6.2%.

INT.HOR	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
20,02	2.1	0.8	0.4	0.7	1.3	0.8	0.8	0.8	0.7	1.4	1.6	1.4	12.4
02,08	2.0	1.5	1.2	0.8	0.8	0.5	0.5	1.2	1.0	2.7	3.5	3.5	19.2
08,14	1.9	2.6	2.3	3.6	6.5	7.4	8.6	6.7	2.6	2.5	1.3	1.8	48.0
14,20	2.1	1.1	1.5	1.6	2.4	2.6	1.7	1.6	2.0	1.3	0.7	1.7	20.4
MENSUAL	8.1	6.0	5.4	6.7	1.0	1.3	1.6	0.3	6.3	7.9	7.1	8.4	

Tabla V: Análisis de varianza de las frecuencias porcentuales de ocurrencia de $DT' > 5^{\circ}C$

S.C.: Suma de cuadrados - G.L.: Grados de libertad - C.M.: Cuadrados medios.

EFFECTO	S.C	G.L	C.M	F	P(>F)
TOTAL	151	47			
HORA	60	3	20.0	8.5	0.0002
MES	13	11	1.2	0.5	0.8800
RESIDUAL	77	33	2.3		

Se evalúa el posible condicionamiento de la ocurrencia de un calentamiento o enfriamiento en seis horas ($DT' > 6 \leq 0$), por el valor de la temperatura de la que se parte, ya sea ésta más caliente o más fría ($T' > 6 \leq 0$), que la onda astronómica.

Para ello se calcularon las distribuciones de ocurrencia conjunta $DT'(h,h+6)/T'(h)$. A simple vista, se nota que el estado térmico de la atmósfera tiende rápidamente al estado medio, en los tres conjuntos horarios (02,08), (08,14) y (14,20), ya que las mayores frecuencias se presentan en las celdas de distinto signo, (ver tabla VI).

Un comportamiento diferente presenta la distribución conjunta $DT'(20,02)/T'(20)$, ya que aparentemente, si la temperatura de partida es más fría que la media ($T' \leq 0$), el aire tiende a enfriarse en las siguientes seis horas.

Tabla VI: Frecuencia porcentual de ocurrencia conjunta entre $DT'(h+6,h)$ y $DT'(h)$. Estación Ezeiza. Período 1968/80.

DT' 02,08	T' 02	
	≤ 0	> 0
≤ 0	17	32
> 0	32	19

DT' 08,14	T' 08	
	≤ 0	> 0
≤ 0	17	30
> 0	33	20

DT' 14,20	T' 14	
	≤ 0	> 0
≤ 0	21	32
> 0	31	16

DT' 20,02	T' 20	
	≤ 0	> 0
≤ 0	31	19
> 0	21	30

Estas ocurrencias no son al azar, según lo detecta el test de Chi-cuadrado aplicado según Siegel (1956) a cada uno de los cuatro casos.

Al discretizar estas distribuciones en intervalos de 1°C de ancho, se observan las mismas características: dada una T' considerablemente más caliente que la media, le corresponde en las próximas seis horas un enfriamiento de notable magnitud, y viceversa. Excepto en el grupo horario (20,02), como en el caso menos detallado.

CONCLUSIONES

Dadas las temperaturas filtradas correspondientes a las horas 02:00, 08:00, 14:00 y 20:00, de la estación Ezeiza, se construyen series de cambio de la temperatura en seis horas (DT').

- En las distribuciones de DT' se observa una leve asimetría que muestra la existencia de mayor cantidad de calentamientos que de enfriamientos, pero de menor intensidad.
- Los calentamientos o enfriamientos absolutos (filtradas las ondas astronómicas), son de corta duración, mostrando en general un proceso aleatorio.
- Los mayores valores de DT' se presentan en el intervalo horario (08,14), a pesar de haber sido filtrada la onda diaria. O sea, los enfriamientos extremos tienen hora preferencial de ocurrencia. Dada la muestra de datos que se utiliza, el DT'(08,14) es el más representativo de la amplitud térmica diaria, y probablemente este filtrado resulte insuficiente como para eliminar esta porción de la onda diaria.
- En general la respuesta de la atmósfera a una temperatura extrema (mucho más fría o más caliente que la media), es la de tender al estado medio en las próximas seis horas, excepto en el intervalo horario (20,02), donde, si se parte con una temperatura a la hora 20 más fría (más caliente) que la media, el DT'(20,02) es negativo (positivo), o sea, tiende a enfriarse (calentarse) más.

REFERENCIAS

- Brooks, D. and Carruthers, B., 1953: Handbook of Statistical Methods in Meteorology; Her Majesty's Stationery Office, London.
- Coe, R., 1983: Useful Models of Temperature Data; presentado en II International Meeting on Statistical Climatology, Lisboa, Portugal.
- Flocas, A., Giles, B., 1984: Air Temperature Variations in Greece. Part 2. Spectral Analysis; J.Climatology, 4, 541-546.
- Giles, B., Flocas, A., 1984: Air Temperature Variations in Greece. Part 1. Persistence, Trend and Fluctuations; J.Climatology, 4, 531-539
- Gringorten, I., 1966: A Stochastic Model of the Frequency and Duration of Weather Events.; J.Appl.Met., 5, 606-624.
- Hansen, J., Driscoll, D., 1977: A Mathematical Model for the Generation of Hourly Temperatures; J.Appl.Met., 16, 935-948.
- Hoel, P., 1976: Introducción a la estadística matemática; Editorial Ariel, Barcelona, España.
- Mitchell, J. et al., 1966: Climatic Change, WMO Tech. Note N°79, WMO N°195, TP 100.
- Siegel, S., 1956: Nonparametric Statistics for the Behavioral Sciences, Mc. Graw - Hill, N.Y.
- Trenberth, K., 1984: Some Effects of Finite Sample Size and Persistence on Meteorological Statistics. Part II: Potential Predictability; Mon.Wea.Rev., 112, 2369-2379.
- Vargas, W., Rusticucci, M., 1988: Propiedades y procesos dominantes de una serie cuatridiurna de temperatura, GEOACTA, 15, 145-154.
- Wölken, K., 1954: Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina, Meteoros, IV, 327-366.

ALGUNOS METODOS DE PREDICCIÓN DE LA TEMPERATURA MÍNIMA

Patricia I. Figuerola y Nicolas A. Mazzeo
Departamento de Meteorología,
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires.
Buenos Aires, República Argentina.

RESUMEN

Las heladas constituyen un fenómeno atmosférico que puede afectar el normal desarrollo de ciertas especies vegetales. Algunos de los daños que ocasionan pueden ser disminuidos mediante técnicas de protección. Estas técnicas requieren, en algunos casos, de la predicción de la temperatura mínima del aire. En este trabajo se presentan algunas expresiones destinadas a predecir la variación temporal y vertical de la temperatura. Esas expresiones fueron obtenidas mediante la ecuación de balance de calor en la interfase suelo-aire, las ecuaciones de difusión de calor en el suelo y en el aire y apropiadas condiciones iniciales y de contorno. Se comparan entre sí los resultados encontrados mediante esas expresiones, obteniéndose que la inclusión de un mayor número de flujos de calor y de condiciones más realistas en la distribución inicial de la temperatura permite encontrar una disminución menos acentuada de la temperatura de superficie.

ABSTRACT

Frost is one of the atmospheric phenomena that affects the growth of vegetation. The damage by frost could be prevented by protection techniques. Most techniques, sometimes request the prediction of the minimum temperature of air. This paper presents some expressions for the prediction of the temporal and vertical variation of the temperature. These expressions are developed from the equation of energy balance at the interface soil-air, the heat diffusion equation, and the initial and boundary conditions. From the comparison between these expressions, it was found that the variation of surface temperature is smaller than when the heat flux is included, it is a most realistic boundary condition.

1. INTRODUCCION

El conocimiento de la disminución nocturna de la temperatura del aire próximo al suelo es importante en la predicción de formación de nieblas y heladas. El enfriamiento más pronunciado del aire ocurre en noches calmas con poca o ninguna nubosidad y con aire relativamente seco (ver Sutton, 1977). En ese caso se favorece una acentuada pérdida de calor que es balanceada por la conducción de energía desde el suelo y por el enfriamiento del aire. Con vientos moderados o fuertes se genera una mayor mezcla turbulenta de calor que permite el transporte hacia el suelo de aire relativamente más caliente, determinando que la disminución de su temperatura sea pequeña. Por otra parte, en noches despejadas, calmas o con poco viento, se forma una inversión con base en superficie que contribuye a disminuir el transporte turbulento de calor desde el aire hacia el suelo.

Brunt (1939) trató el problema del enfriamiento nocturno suponiendo que el suelo contribuye a la pérdida total de calor por radiación, que se supone constante y es aplicable sólo a noches calmas. Groen (1947) utilizó el mismo planteo de Brunt, pero suponiendo que la pérdida nocturna de radiación no es constante. Luego, Groen consideró el mismo planteo pero supuso una disminución lineal de la temperatura del suelo con la profundidad. Jaeger (1945) generalizó el desarrollo de Brunt incluyendo el calentamiento del suelo desde el aire. Reuter (1951) amplió el desarrollo de Jaeger.

En este trabajo, se presenta una breve descripción de los métodos desarrollados por estos autores y se comparan los resultados obtenidos, constituyendo una etapa preliminar de un procedimiento que incluya la consideración del flujo turbulento de vapor de agua en la ecuación de balance calórico.

2. DESCRIPCIÓN METODOLÓGICA

2.1 Balance de energía calórica en la interfase suelo-aire.

El principio de la conservación de la energía establece que las pérdidas balancean las ganancias de calor en la superficie terrestre. Este principio puede plantearse mediante la siguiente expresión (ver Rosenberg y otros, 1983)

$$F_n = \pm F_s \pm F_c \pm F_e \quad (1)$$

donde F_n es la radiación neta, F_s es el flujo de calor en el suelo, F_c y F_e son los flujos turbulentos de calor sensible y latente en el aire.

2.2. Método de Brunt

Brunt (1939) desarrolló un método destinado a estimar la disminución nocturna de la temperatura del suelo. Supuso que el suelo actúa como un cuerpo sólido y homogéneo, que se calienta durante el período diurno debido a la radiación solar y que se enfría durante la noche. La disminución de la temperatura dependerá de la velocidad con la cual la pérdida de la radiación por el suelo se compensa con la conducción de calor hacia la superficie. Brunt no considera los transportes turbulentos de calor sensible y latente desde el aire hacia el suelo. Con estas suposiciones, la ecuación (1) queda:

$$F_n - F_s = 0 \quad (2)$$

donde $F_s = -K_s (\partial T_s / \partial z)$ en $z=0$, $\chi_s = K_s / \rho_s C_s$ es la difusividad térmica, K_s es la conductividad térmica del suelo, ρ_s es la densidad del suelo, C_s es el calor específico del suelo, T_s es la temperatura del suelo y z es la coordenada vertical.

La ecuación de conducción de calor en el suelo es:

$$(\partial T / \partial t) = \chi_s (\partial T / \partial z) \tag{3}$$

donde t es el tiempo.

Aplicando la transformada de Laplace a (3), queda una ecuación diferencial ordinaria con coeficientes constantes, que se puede resolver utilizando la condición límite (expresión (2)). El resultado obtenido es el siguiente:

$$T_s(z,t) = T(0,0) - \frac{2 F_n t^{1/2}}{(\rho_s c_s \pi \chi_s)^{1/2}} \left[\exp\left(-\frac{z^2}{4 \chi_s t}\right) - \frac{z}{(4 \chi_s t)^{1/2}} \int_0^z \frac{e^{-\eta^2}}{(4 \chi_s t)^{1/2}} d\eta \right] \tag{4}$$

donde \int_0^z es el complemento de la función error.

La expresión (4) requiere que la temperatura inicial sea constante en la capa del suelo cercana a la superficie (esto podría cumplirse en caso de que se conserve la humedad del suelo), que los parámetros representativos del suelo no varíen y que $F_n = cte.$ (esto es aproximadamente válido cuando hay calma y el cielo está despejado).

Cuando $z=0$, la ecuación (4) queda:

$$T_s(0,t) = T_s(0,0) - \frac{2 F_n t^{1/2}}{(\rho_s c_s \pi \chi_s)^{1/2}} \tag{5}$$

Esta expresión permite obtener la disminución de la temperatura en la superficie del suelo después de la puesta del sol ($t=0$). La ecuación (5) conocida como la fórmula de Brunt, predice una disminución mayor de la temperatura que la observa da. Esto se debe a que no se incluyen los procesos de transporte turbulento de calor en el aire y la variación temporal de la radiación neta.

2.3. Método de Gröen

Gröen (1947) modificó una de las suposiciones utilizadas por Brunt, considerando que F_n varía con la temperatura de la superficie del suelo, de la siguiente forma:

$$F_n = F_n(0) \pm \phi (T_s - T_{s_0}) \tag{6}$$

donde $F_n(0)$ es la radiación neta a la hora en que se pone el sol, T_{s_0} es la temperatura del suelo en $t=0$ y $\phi = \partial F / \partial T$, se supone constante y depende de la velocidad del viento, del contenido de vapor de agua en las capas bajas de la atmósfera y de las propiedades térmicas del suelo. Asimismo, $T_s = T_{s_1}$ cuando $F_n \rightarrow 0$. De esta manera, la condición límite (expresión (2)) queda:

$$-K_s \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = F_n(0) \pm \phi (T_s - T_{s_0}) = \phi (T_s - T_{s_1}) \tag{7}$$

donde $T_{s_1} = T_{s_0} - F_n(0) / \phi$

Considerando $T_s(z,0) = T_0$ cuando $z \leq 0$, e integrando (7) resulta:

$$T_s(z,t) = T_s(0,0) + \frac{F_n(0)}{\phi} \left[\int_0^z \frac{e^{-\eta^2}}{2(\chi_s t)^{1/2}} d\eta - 1 + \exp\left(-\frac{\phi t}{\chi_s} + \frac{\phi^2 t}{\chi_s \rho_s c_s}\right) \right] \times \left[\int_0^z \frac{e^{-\eta^2}}{2(\chi_s t)^{1/2}} d\eta + \phi (\chi_s t)^{1/2} \right] \tag{8}$$

Cuando $z=0$, la expresión (8) se obtiene:

$$T_s(0,t) = T_s(0,0) + \frac{F_n(0)}{\phi} \left[-1 + \exp\left(-\frac{\phi^2 t}{(\chi_a \rho c_a)^{1/2}}\right) f_0(\phi(\chi_a t)^{1/2}) \right] \quad (9)$$

Para utilizar la expresión (9) con la finalidad de predecir la variación nocturna de la temperatura del suelo es necesario conocer ϕ que depende de las estructuras del suelo y de la atmósfera.

Gröen (1947), plantea sin presentar la solución, el problema incluyendo una variación inicial lineal de T_s con la profundidad:

$$T_s(z,0) = T_{s_0} + \beta z, \text{ con } \beta = \text{cte. y } z \leq 0 \quad (10)$$

La solución de (7) con (10) es la siguiente:

$$T_s(z,t) = T_s(0,0) + \beta z + \left(\frac{F_n(0) + K_s \beta}{\phi} \right) \cdot \left[f_0\left(\frac{z}{2(\chi_a t)^{1/2}}\right) - \right. \\ \left. -1 + \exp\left(-\frac{\phi^2 t}{\chi_a \rho c_a}\right) f_0\left(-\frac{z}{2(\chi_a t)^{1/2}} + \phi(\chi_a t)^{1/2}\right) \right] \quad (11)$$

La expresión (11) difiere de la (8) en que se agrega el segundo término βz y $(K_s \beta / \phi)$ en el último. Esto se debe a que se reemplaza $F_n(0)$ en (8) por $F_n(0) + K_s \beta$ que es denominado por Sutton (1977) "radiación aparente".

2.4. Método de Jaeger

Jaeger (1945) generalizó la expresión (5), introduciendo el transporte turbu lento de calor en el aire. Supuso que $F_n = \text{cte.}$, $T(0,0) = \text{cte}$ y la difusividad turbulenta constante. Luego, la expresión (1) queda:

$$F_n = -K_a \frac{\partial T_a}{\partial z} + K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad \text{en } z=0, \text{ para } t > 0 \quad (12)$$

La temperatura del aire (T_a) y del suelo (T_s) deben coincidir en superficie:

$$T_s(0,t) = T_a(0,t) \quad \text{en } z=0, \text{ para } t > 0 \quad (13)$$

y en $t=0$ se verifica:

$$T_0 = T_s(0,0) = T_a(0,0) \quad (14)$$

En el aire, el transporte de calor está representado por:

$$\frac{\partial T_a}{\partial t} = \chi_a \frac{\partial^2 T_a}{\partial z^2} \quad (15)$$

y en el suelo por:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \chi_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (16)$$

Resolviendo las ecuaciones (15) y (16) y utilizando las condiciones límites (13) y (14), se encuentra:

$$\text{a. En el aire:} \quad (17)$$

$$T_s(z,t) = T_0 - \frac{z F_n}{(\rho c \chi_s + \rho c \chi_a)^{1/2}} \left(\frac{t}{\pi} \right)^{1/2} \left[\exp\left(-\frac{z}{4 \chi_a t}\right) - \left(\frac{\pi}{4 \chi_a t} \right)^{1/2} z f_0\left(\frac{z}{(4 \chi_a t)^{1/2}}\right) \right]$$

b. En el suelo:

$$T_s(z,t) = T_0 - \frac{2 F_n}{(\rho_s c_s \sqrt{x_s} + \rho_b c_b \sqrt{x_b})} \left(\frac{t}{\pi} \right)^{1/2} \left[\exp P \left(\frac{-z^2}{4 x_s t} \right) - \left(\frac{\pi}{4 x_s t} \right)^{1/2} z \int_0^z \frac{e^{-\eta^2}}{(4 x_s t)^{1/2}} d\eta \right] \quad (18)$$

Para $z=0$, las expresiones (17) y (18) coinciden:

$$T(0,t) = T_0 - \frac{2 F_n}{(\rho_s c_s \sqrt{x_s} + \rho_b c_b \sqrt{x_b})} \left(\frac{t}{\pi} \right)^{1/2} \quad (19)$$

Esta ecuación es parecida a la (5), pero incluyendo los parámetros representativos del aire.

2.5. Método de Reuter

El desarrollo de Reuter (1951) es una extensión de la expresión encontrada por Jaeger (1945). Supone inicialmente que existen variaciones verticales lineales de la temperatura del aire y del suelo. O sea:

- en el suelo, se utilizan las expresiones (16) y (10).
- en el aire, se aplica la expresión (15) y

$$T_a = T_0 + \delta z \quad (20)$$

donde δ es el gradiente térmico vertical de la atmósfera.

Las condiciones límites son las siguientes:

$$F_n + K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} - K_a \left(\frac{\partial T_a}{\partial z} + \delta \right) = 0 \quad \text{en } z=0 \quad (21)$$

$$T_s(z,t) = T_a(z,t) \quad \text{en } z=0, t > 0 \quad (22)$$

$$T_s = T_a = T_0 \quad \text{en } z=0, t = 0 \quad (23)$$

Las soluciones de (15) y (16) con las condiciones anteriores son:

- En el aire:

$$T_a(z,t) = T_0 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{F_n + K_s \beta + K_a (\delta - \delta_0)}{\rho_s c_s \sqrt{x_s} + \rho_b c_b \sqrt{x_b}} \right) (t)^{1/2} \times \left[\exp P \left(\frac{-z^2}{4 x_s t} \right) - \left(\frac{\pi}{4 x_s t} \right)^{1/2} z \int_0^z \frac{e^{-\eta^2}}{(4 x_s t)^{1/2}} d\eta \right] + \delta z \quad (24)$$

- En el suelo:

$$T_s(z,t) = T_0 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{F_n + K_s \beta + K_a (\delta - \delta_0)}{\rho_s c_s \sqrt{x_s} + \rho_b c_b \sqrt{x_b}} \right) (t)^{1/2} \times \quad (25)$$

$$\times \left[e^{\gamma} \rho \left(\frac{-z^3}{4 x_1 t} \right) - \left(\frac{\pi}{4 x_1 t} \right)^{1/2} \cdot z \cdot \int e^{\left(\frac{z}{(4 x_1 t)^{1/2}} \right)} + \beta z \right]$$

Cuando $z=0$, las expresiones (24) y (25) coinciden.

2.6. Modelo de Jaeger relacionado con la velocidad del viento

En la sección 2.4 se presentó el modelo desarrollado por Jaeger (1945), con $x_a = \text{cte}$. En ese mismo trabajo, Jaeger supone que la velocidad del viento (u) varía potencialmente con la altura:

$$u(z) = u_1 (z/z_1)^m = U z^m \tag{26}$$

donde u_1 es la velocidad a la altura z_1 y m es un parámetro que depende de la estabilidad de la atmósfera, de la rugosidad del terreno y de la altura (ver Mazzeo y Venegas, 1984). Jaeger, también supuso que la difusividad turbulenta del aire también varía potencialmente con la altura, de acuerdo con la ley de las potencias conjugadas (ver Sutton, 1977):

$$x_a(z) = x_1 (z/z_1)^{1-m} = \lambda z^{1-m} \tag{27}$$

donde x_1 es la difusividad turbulenta a la altura z_1 .

Con estas suposiciones las ecuaciones representativas del problema son las siguientes:

- En el aire:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(z^{1-m} \frac{\partial T_a}{\partial z} \right) = \frac{1}{\lambda} \frac{\partial T_a}{\partial t} \quad \text{para } z > 0, t > 0 \tag{28}$$

- En la interfase suelo-aire:

$$-K_s \frac{\partial T_a}{\partial z} = -(\rho c_p \lambda z^{1-m} \frac{\partial T_a}{\partial z} + F_n) \quad \text{para } z = 0, t > 0 \tag{29}$$

La expresión (4) puede escribirse de la siguiente forma:

$$T_s(z,t) = T_0 - F(z,t) t^{1/2} \quad \text{para } z < 0, t > 0 \tag{30}$$

y también:

$$T_0 = T(z,0) \quad \text{para } z < 0 \tag{31}$$

Jaeger (1945) modifica la expresión (5), mediante el siguiente planteo:

$$T_s(0,t) = T_0 - k t^r \quad \text{para } z = 0, t > 0 \tag{32}$$

con: $T_s(0,t) = T_a(0,t) \tag{33}$

La solución de ese sistema de ecuaciones (28) y (32) es la siguiente:

$$T_a(z,t) = T_0 - \frac{k z^{1/2} e^{\gamma} \rho (-\eta) \eta^{(\frac{p}{4} - r - \frac{1}{2})}}{\Gamma(\frac{p}{4}) \left[(m-1) \lambda^{1/2} \right]^{\frac{p}{2} - 1} \cdot t^{(\frac{p}{4} - r - 1)}} \int_0^{\infty} u^r \left(1 + \frac{u}{\eta} \right)^{\frac{p}{2} - r - 1} e^{\gamma \rho (-u)} du \tag{34}$$

donde $\eta = z^{m+1}/(m+1)\lambda t$; $p = 2m/(m+1)$

- Cuando $r=0$, la expresión (34) queda:

$$T_a(z,t) = T_0 - k \frac{\Gamma_{\eta}(\frac{p}{2})}{\Gamma_{\infty}(\frac{p}{2})} \tag{35}$$

donde $\Gamma_{\eta}(n/2)$ es la función gamma incompleta y $\Gamma_{\infty}(p/2)$ es la función gamma.

- Cuando $r=1$, la expresión (34) se transforma en:

$$T_a(z,t) = T_0 - \frac{k}{\Gamma_{\infty}(\frac{p}{2})} \left[\left(t + \frac{z^{m+1}}{(m+1)\lambda} \right) \Gamma_{\infty}(\frac{p}{2}) - \frac{z^m \exp(-\eta) t^{1-\frac{p}{2}}}{(m+1)^{p-1} \lambda^{p/2}} \right] \tag{36}$$

2.7. Método de Jaeger, acoplando ecuaciones

Jaeger (1945), también, planteo el problema de encontrar las distribuciones de temperatura en el aire y en el suelo, utilizando las siguientes ecuaciones:

- en el aire, la expresión (28)
- en el suelo, la expresión (16)

Con la condición límite ecuación (29), las ecuaciones (16) y (28) constituyen un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas (T_a, T_s), cuyas soluciones son:

$$T_s(z,t) = T_0 - \frac{F_n \chi_s^{1/2}}{K_s} \sum_{j=0}^{\infty} (-\alpha)^j (4t)^{\frac{1}{2}(\frac{1-m}{1+m}) + \frac{j}{2}} \lambda^{j(\frac{1-m}{1+m}) + \frac{j}{2}} \Gamma_{\infty}(\frac{j+3-jp}{2}) \tag{37}$$

donde $z > 0$, cuando aumenta la profundidad.

$$T_a(z,t) = T_0 - \frac{F_n \chi_s^{1/2}}{K_s \Gamma_{\infty}(\frac{p-m}{2})} \exp(-\eta) \sum_{j=0}^{\infty} \frac{(-\alpha)^j t^{\frac{j+1-jp}{2}}}{\Gamma_{\infty}(\frac{j+3-jp}{2})} \times \int_0^{\infty} \exp(-Y)(Y+\eta)^{\frac{p-3-j+ip}{2}} Y^{\frac{j-jp+1}{2}} dY \tag{38}$$

con $p=2m/(m+1)$ y $\alpha = \left(\frac{h c_p \lambda^{1/2} \chi_s (m+1)^{1-m}}{K_s \lambda^{p/2} \Gamma_{\infty}(\frac{p}{2})} \right) \Gamma_{\infty}(1-\frac{p}{2})$

Cuando $z=0$, la expresión (37) queda:

$$T(0,t) = T_0 - \frac{F_n \chi_s^{1/2}}{K_s} \sum_{j=0}^{\infty} (-\alpha)^j \frac{t^{\frac{1}{2}(\frac{1-m}{1+m}) + \frac{j}{2}}}{\Gamma_{\infty}(\frac{1}{2}(\frac{1-m}{1+m}) + \frac{3}{2})} \tag{39}$$

3. ANALISIS Y DISCUSION

En la Figura 1 está representada $(T_s - T_0)$ obtenida mediante la expresión (4), en función de la profundidad para diferentes horas nocturnas. En los cálculos, se utilizaron los siguientes datos: $F_n = 5,32 \times 10^{-4}$ cal/cm².seg, $K_F = 5,97 \times 10^{-4}$ cal/cm. K. seg, y $\alpha_s = 1,75 \times 10^{-3}$ cm²/seg. El gráfico representa disminución de la temperatura con las horas y la profundidad, cuando $T_0 = \text{cte}$.

En la Figura 1, también, se representó $(T_s - T_0)$ obtenida utilizando la ecuación (8), en función de la profundidad para diferentes horas nocturnas. Los datos utilizados son los siguientes: $F_n(T) = 1,33 \times 10^{-4}$ cal/cm².seg, $\phi = 1,07 \times 10^{-4}$ cal/K. cm².seg, $F_n(0) = 9,95 \times 10^{-4}$ cal/cm².seg.

Los valores de $(T_s - T_0)$ obtenidos mediante la expresión (8) en $z=0$ son mayores que los que se encuentran mediante la (4). Esto se presenta, también en la capa del suelo de 10 cm de espesor cercana a la superficie. Por lo tanto, la influencia de $F_n(T)$ en lugar de $F_n(0) = \text{cte}$ se manifiesta en la región del suelo próximo a la superficie.

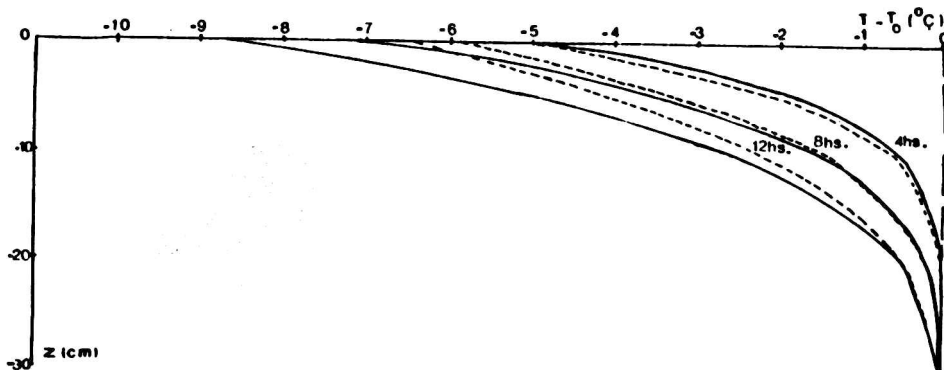


Figura 1. Variación de $(T_s - T_0)$ con la profundidad y las horas nocturnas, obtenida mediante la expresión (4) — y la expresión (8) - - - - -.

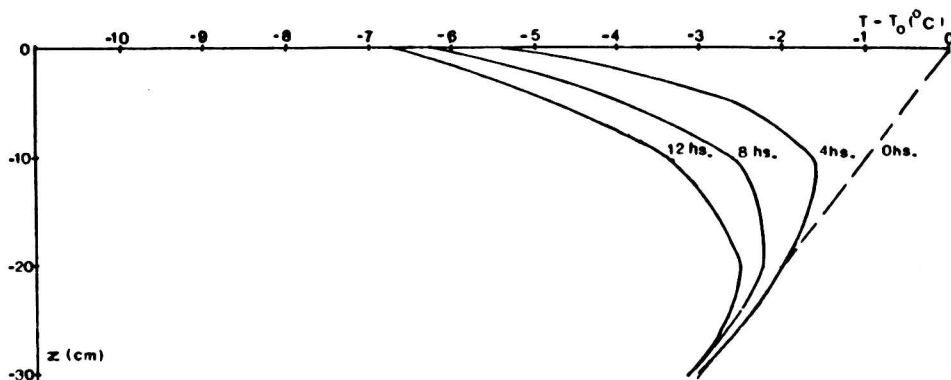


Figura 2. Variación de $(T_s - T_0)$ con la altura y la profundidad, para diferentes horas nocturnas, obtenida mediante la expresión (11).

En la Figura 2 se representó ($T_s - T_o$) obtenida aplicando la expresión (11), en función de la profundidad para diferentes horas de la noche, con $\beta = 0,1 \text{ } ^\circ\text{C/cm}$. Se observa la influencia de las condiciones iniciales, en las que se supone una disminución lineal de la temperatura con la profundidad. La representación de ($T_s - T_o$) se aproxima cualitativamente a las observadas (ver Munn, 1966).

En la Figura 3 está representada la variación de ($T_s - T_o$) obtenida mediante la aplicación de la expresión (18), con la profundidad y de ($T_a - T_o$) encontrada utilizando (17), con la altura para diferentes horas nocturnas. En el cálculo, se utilizaron $K_a = 6,5 \times 10^{-7} \text{ cal/cm. K. seg}$ y $\alpha_a = 2 \text{ cm/seg}$. Se observa que hay una disminución más suave de la temperatura del suelo cerca de la superficie, que la presentada en la Figura 1. Esto se debe a la incorporación en la (18) del transporte turbulento de calor en el aire. Asimismo, se encuentra la generación de las inversiones térmicas nocturnas en las capas bajas de la atmósfera.

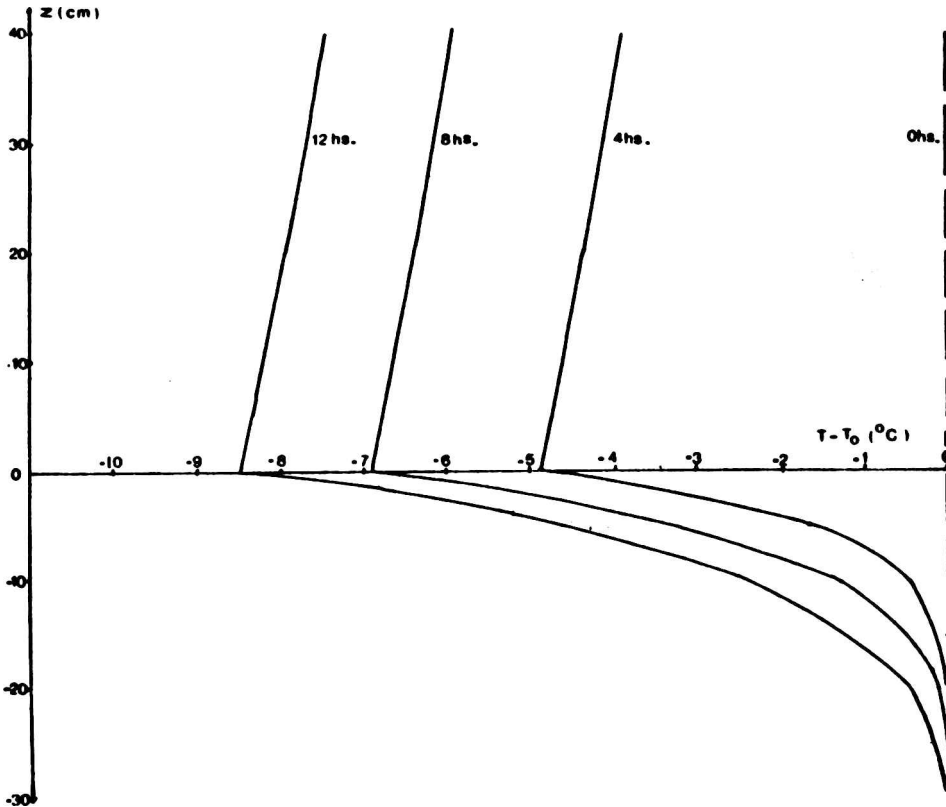


Figura 3. Variación de ($T_s - T_o$) con la profundidad y las horas nocturnas, obtenida mediante la expresión (18), para diferentes alturas mediante la expresión (17).

En la Figura 4 está representada la variación de $(T_s - T_0)$, obtenida mediante la expresión (25), con la profundidad y de $(T_a - T_0)$ encontrada aplicando la ecuación (24) con la altura para diferentes horas de la noche. En el cálculo se utilizaron los siguientes datos: $\gamma = 0$; $\gamma_d = 1^\circ\text{C}/100\text{ m}$; $\beta = 0.1^\circ\text{C}/\text{cm}$; $F_n = 5,32 \times 10^{-4}\text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{seg}$; $\chi_s = 1,75 \times 10^{-5}\text{ cm}^2/\text{seg}$; $\chi_a = 2\text{ cm}^2/\text{seg}$. El resultado obtenido es cualitativamente semejante al representado en la Figura 2 (para el suelo) y en la Figura 3 (para el aire).

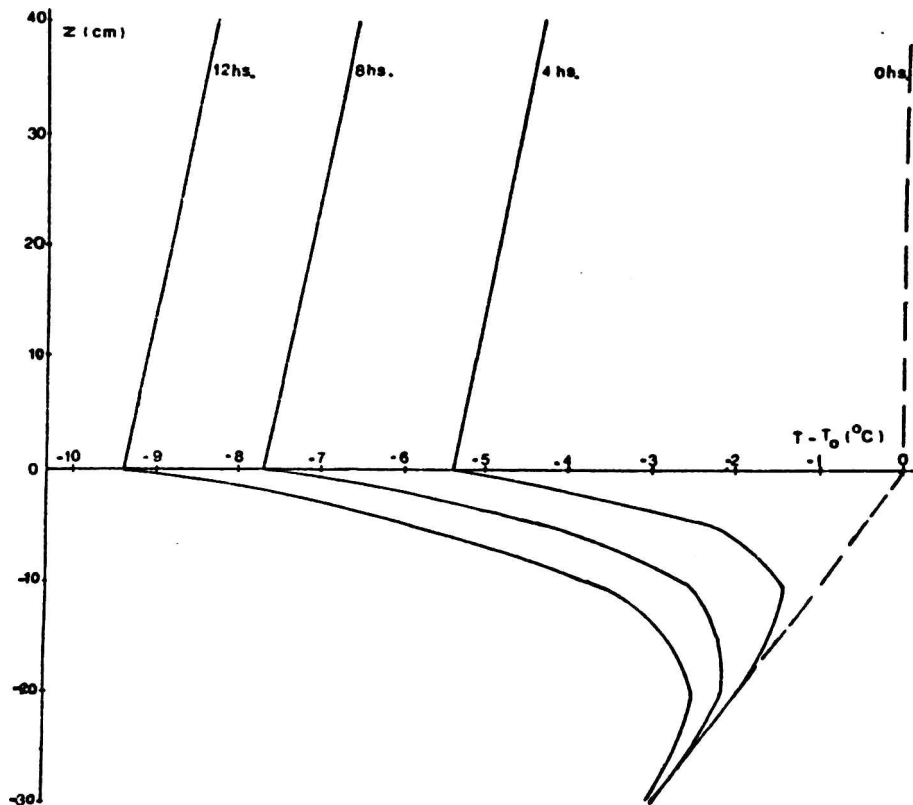


Figura 4. Variación de $(T - T_0)$ con la altura y la profundidad, para diferentes horas nocturnas, obtenida mediante las expresiones (25) y (24).

En la Figura 5 se representó $(T_s - T_0)$, encontrada aplicando las ecuaciones (35) y (36), en función de la altura para diferentes horas. En los cálculos se utilizó $k = 4,07 \times 10^{-3}\text{ C}/\text{seg}^{1/2}$. Se observa la influencia de diferentes r en la expresión (34).

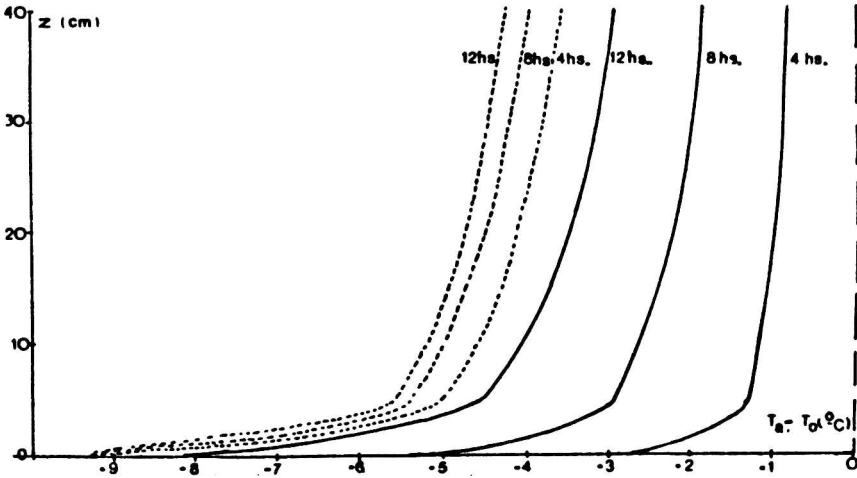


Figura 5. Variación de $(T_a - T_0)$ con la altura para diferentes horas nocturnas obtenida mediante las expresiones (35) - - - - y (36) ———.

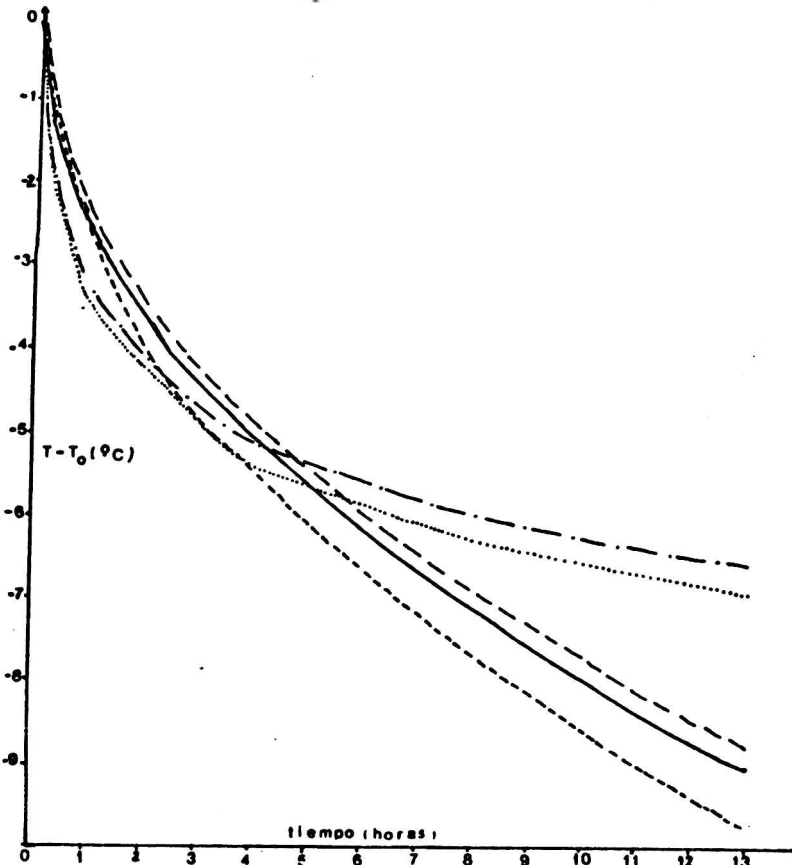


Figura 6. Variación de $(T - T_0)$ para $z=0$ con las horas nocturnas, obtenida mediante las expresiones: (9) - - - - -, (11) , (19) - - - - -, (5) ——— , (25) - - - - .

Por otra parte, en la Figura 6, está representado $(T - T_0)$ en función del tiempo, obtenida mediante las expresiones (5), (9), (11) con $z=0$, y (19) y (25) con $z=0$. La disminución inicial más acentuada está determinada por la expresión (11) con $z=0$ hasta 4 horas después de la puesta del sol. En las horas siguientes, esta expresión y la (9) son las que posibilitan una caída más suave de la temperatura. En el otro extremo, las expresiones (25) en $z=0$ y (5) permiten obtener las disminuciones temporales más abruptas de la temperatura en superficie.

4. CONCLUSIONES

Se presentan y analizan diferentes métodos destinados a predecir el comportamiento de la temperatura del suelo y del aire, durante el período nocturno. Estos métodos tienen un planteo común: consideran las ecuaciones de difusión de calor en el suelo y en el aire (según sea el caso) y como condición límite la ecuación de balance calórico en la interfase suelo-aire. La representación del campo de temperatura en el suelo y en el aire parece ajustarse más a la realidad cuando se supone como condición inicial una variación lineal de la temperatura con la profundidad en el suelo (ver Figura 8 de Munn, 1966). Por otra parte, la disminución de la temperatura de superficie con el tiempo, parece ser más representativa cuando se incluye en la ecuación de balance energético el flujo turbulento de calor en el aire que suaviza ese decrecimiento. Se plantea, como tarea futura, la inclusión en la ecuación de balance del flujo turbulento de calor latente que permitirá introducir el efecto de la humedad atmosférica sobre la temperatura cercana a la superficie.

REFERENCIAS

- Brunt, D., 1939: Physical and Dynamical Meteorology, 2d. ed.
- Gröen, P., 1947: Note on the theory of nocturnal radiational cooling of the earth's surface; J. Meteorol. 4, 63
- Jaeger, J.C., 1945: Note on the effect of wind on nocturnal cooling; Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 71, 388
- Mazzeo, N.A. y Venegas, L.E., 1984: Perfil vertical de la concentración de contaminantes en la atmósfera; Pub. 19, FCEyN Universidad de Buenos Aires.
- Munn, R.E., 1966: Descriptive micrometeorology; Academic Press
- Reuter, H., 1951: Forecasting minimum temperature, Tellus 3, 141, 147
- Rosemberg, N.J., Braine, L.B., Verma, S.B., 1983: Microclimate. The biological environment, J. Wille and Sons.
- Sutton, O.G., 1977: Micrometeorology; Mc Graw Hill.

VARIACION DE LA TEMPERATURA ELECTRONICA EN LA REGION E CON LA
ACTIVIDAD MAGNETICA

M.C.Azpiazu

Depto. de Fisica, Facultad de Ciencias
Exactas y Naturales, U.B.A., CONICET.

Resumen

La temperatura T_e del gas de electrones en la region E de la ionosfera varia fuertemente con la actividad solar y la magnetica. En dias geomagneticamente quietos, la variacion con la actividad solar de los perfiles de T_e/T_n , siendo T_n la temperatura del gas neutro, esta bien representada por una funcion de Lorentz. En el presente trabajo se proponen relaciones empiricas que vinculan T_e/T_n en dias geomagneticamente no quietos con las actividades solar y magnetica para latitudes medias.

Abstract

In the E region of the ionosphere the electron gas temperature, T_e , varies strongly with solar and magnetic activities. On geomagnetically quiet days, a Lorentzian function is a good representation of the variation with solar activity of the T_e/T_n profiles, where T_n denotes the neutral gas temperature. In the present paper, empirical relation between T_e/T_n and magnetic and solar activities on geomagnetically quiet days and middle latitudes are proposed.

1. INTRODUCCION

En un trabajo previo, (Duhau y Azpiazu, 1985) se ha parametrizado la variación de T_e/T_n con la actividad solar, representada por el índice $F_{10.7}$, y la altura en días geomagnéticamente quietos, es decir $A_p \leq 7$ y $K_p \leq 1^+$ durante todo el día. Se concluyó que los perfiles de T_e/T_n no dependen de la latitud.

En el presente trabajo se analizan mediciones de T_e realizadas en días geomagnéticamente no quietos y, dado que las corrientes ionosféricas varían con la actividad magnética de modo aún no parametrizado, y que no se conoce aún el mecanismo por el cual el gas de electrones es calentado se ha limitado el análisis a las mediciones realizadas en latitudes medias y se proponen relaciones empíricas que dan cuenta de la variación de T_e/T_n con las actividades solar y magnética.

En la sección 2 se detalla la metodología empleada y en la 3 los resultados obtenidos. En la sección 4 se resumen las conclusiones.

2. METODO

En días geomagnéticamente quietos los perfiles de T_e/T_n pueden ser representados por una función de Lorentz con coeficientes que dependen de la actividad solar (Duhau y Azpiazu, 1985):

$$T_e / T_n = \frac{A(F_{10.7})}{\left[\frac{h - h_0(F_{10.7})}{D(F_{10.7})} \right]^2} + B(F_{10.7}) \quad (1)$$

donde

$$A(F_{10.7}) = 1.00 \times 10^{-8} \exp(F_{10.7} / 20) + 0.48 \quad (2)$$

$$B(F_{10.7}) \begin{cases} 1.34 & \text{si } F_{10.7} > 110 \\ 1.20 & \text{si } F_{10.7} < 110 \end{cases} \quad (3)$$

$$D(F_{10.7})(\text{km}) \begin{cases} -1.35 \times 10^{-1} F_{10.7} + 39.42 & ; F_{10.7} > 110 \\ -1.39 \times 10^{-2} F_{10.7} + 13.47 & ; F_{10.7} < 110 \end{cases} \quad (4)$$

$$h_o(F_{10.7})(\text{km}) = 5.84 \times 10^{-8} (F_{10.7})^2 \exp(-(F_{10.7} / 104)^2) + 87 \quad (5)$$

En el presente trabajo se utiliza este modelo empírico para normalizar los perfiles medidos de T_o / T_n en días geomagnéticamente no quietos. Para ello se calculan los perfiles de la función Δ que se define como:

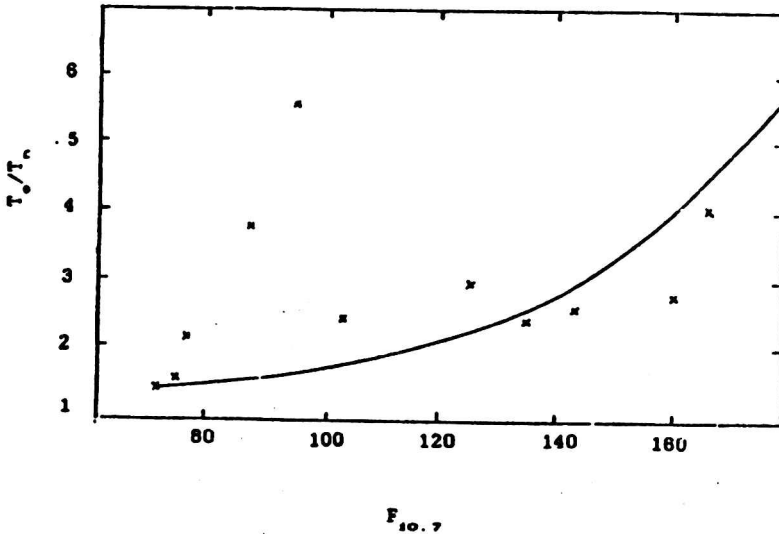
$$\Delta = (T_o / T_n)_{\text{perturbado}} - (T_o / T_n)_{\text{quieto}}$$

donde el perfil perturbado se calcula con datos de T_o y un modelo de T_n y el perfil quieto se evalúa utilizando el perfil antes descripto para la misma actividad solar que la medición correspondiente. Se agrupan los perfiles de Δ según correspondan a baja, moderada o alta actividad solar y ,para baja actividad solar se encuentra que una función del tipo gaussiana los representa satisfactoriamente. Este análisis no se puede realizar a otras actividades solares por la escasez de mediciones .

3.RESULTADOS

Se seleccionaron mediciones de perfiles de T_o realizadas "in situ" con sondas de Langmuir en latitudes medias y lejos de losvórtices de corriente S_q en horas cercanas al mediodía y se calcularon, utilizando el modelo de Jacchia (1977) de atmósfera neutra, los perfiles de T_n .

En la figura 1 se han graficado los valores de T_{\bullet}/T_n así obtenidos, a los 110 km de altura como función del índice de actividad solar $F_{10.7}$. La línea llena corresponde a las condiciones geomagnéticamente quietas. Obsérvese la dispersión en los valores y que, a baja actividad solar T_{\bullet}/T_n en día no quieto supera el valor correspondiente a su misma actividad solar en día geomagnéticamente quieto; en cambio, para alta actividad solar ocurre lo contrario.



$F_{10.7}$

Figura 1

Variación de T_{\bullet}/T_n con la actividad solar a los 110km de altura, latitudes medias y horas cercanas al mediodía, las cruces corresponden a mediciones de T_{\bullet} realizadas en días geomagnéticamente no quietos y la curva al modelo de T_{\bullet}/T_n (ecs. 1 a 5)

En la figura 2 se han graficado los perfiles de Δ correspondientes a las mediciones seleccionadas en días geomagnéticamente no quietos. Notese que, para todos los casos analizados $|\Delta|$ tiene un valor máximo alrededor de los 100km de altura y que para actividad solar moderada $|\Delta|$ es mínima en toda la región. Esta actividad solar es la misma para la cual se produce un "salto" en los coeficientes de la función Lorentziana (ver ecs. 3 y 4).

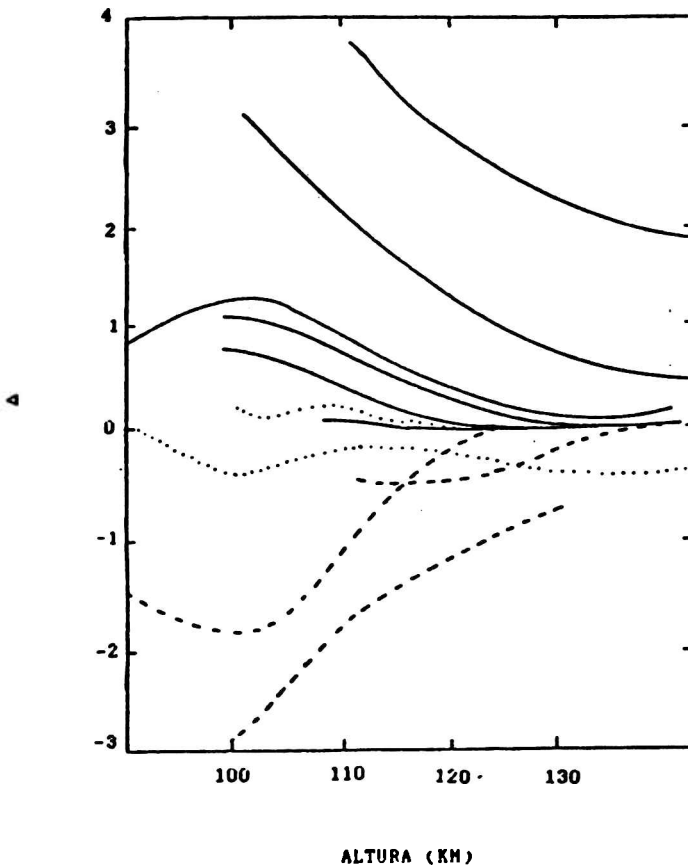


Figura 2

Perfiles de Δ para latitud media en horas cercanas al mediodía, para: - - - $F_{10.7} > 135$, $105 < F_{10.7} < 135$ y - - - $F_{10.7} < 105$.

En la figura 3 se han graficado los perfiles de Δ para baja actividad solar. En esta figura se han indicado la época del año, latitud e índices magnéticos A_p y K_p correspondientes a cada medición. Obsérvese que Δ aumenta en general con la actividad magnética; la escasez de mediciones impide hacer un análisis de variación con otros parámetros ionosféricos, sin embargo se puede

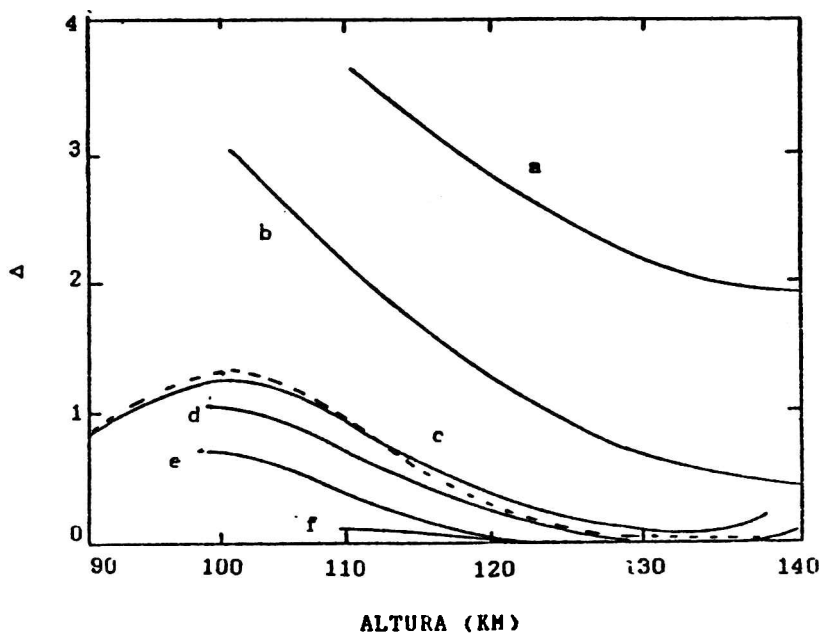


Figura 3

Variación del perfil de Δ con la actividad magnética para baja actividad solar, la línea de trazos corresponde al ajuste empírico con una función gaussiana y las curvas llenas a las mediciones de T_e realizadas en las siguientes condiciones:

a: 21-6-87, $F_{10.7}=96$; $A_p=30$; $K_p=4^+$; b: 18-4-63, $F_{10.7}=88$; $A_p=27-38$; $K_p=4^+$; c: 23-1-69; $F_{10.7}=102$; $A_p=5$; $K_p=2$; d: 3-8-73; $F_{10.7}=76$; $A_p=7$; $K_p=2^-$; e: 10-8-73; $F_{10.7}=75$; $A_p=4$; $K_p=2^-$; f: 5-10-64; $F_{10.7}=71$; $A_p=20$; $K_p=3^+$.

inferir que serán de segundo orden respecto de las variaciones con las actividades solar y magnética. A estos perfiles se les ha ajustado una función gaussiana :

$$\Delta = M \exp - \left[\frac{h-h_0}{W} \right]^2 + N \quad (6)$$

Los coeficientes que mejor ajustan los perfiles se sintetizan en la tabla 1. En la figura 2 se ha superpuesto un perfil de Δ así calculado (línea de trazos).

Ap	Kp	F10.7	h ₀ (km)	W (km)	M	N
27-38	4 ⁺	88	100	14	2.196	0.811
5	2	102	101	14	1.298	6.76x10 ⁻²
7	2 ⁻	76	100	12	0.904	0.208
4	2 ⁻	75	98	9	0.824	1.67x10 ⁻²

TABLA 1

Coefficientes de la función gaussiana que mejor ajusta las mediciones a baja actividad solar

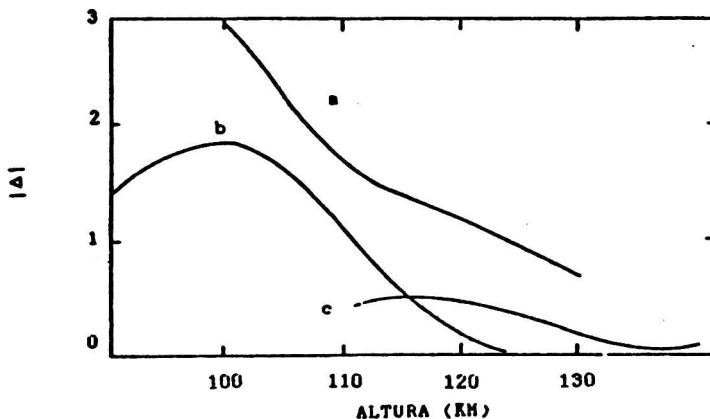


Figura 4

Variación del perfil $|\Delta|$ con la actividad magnética para alta actividad solar para: a: 30-3-68; $F_{10.7}=160$; $A_p=27$; $K_p=3^+$; b: 10-6-69; $F_{10.7}=164.4$; $A_p=7$; $K_p=2^-$; c: 8-8-68; $F_{10.7}=141.8$; $A_p=6$; $K_p=3^-$.

Los resultados obtenidos para alta actividad solar están graficados en la figura 4. Ahora $\Delta < 0$ en todos los casos y su valor absoluto aumenta con A_p . En este caso no se puede realizar un ajuste empírico a los datos así obtenidos debido al escaso número de los mismos.

Un análisis similar realizado para las mediciones obtenidas en condiciones de actividad solar moderada, ver figura 5, permite inferir que el comportamiento de T_e en días geomagnéticamente no quietos es el mismo que para los días quietos correspondientes, dentro de los errores de medición y de los modelos utilizados.

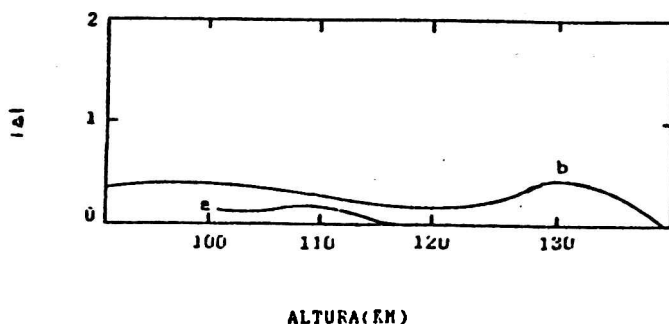


Figura 5
Variación del perfil de $|\Delta|$ para actividad solar moderada
para: a: 21-1-69; $F_{10.7}=131.9$; $K_p=2$; $A_p=6$; b: 17-3-68;
 $F_{10.7}=135$; $K_p=2$; $A_p=12$.

4. DISCUSION

El mecanismo por el cual el gas de electrones se encuentra a una temperatura superior que la del gas neutro en la región E es, hasta el presente desconocido. Esta parametrización de los perfiles de T_e medidos en días geomagnéticamente no quietos puede contribuir a encontrar dicho mecanismo, ya que estos resultados muestran que, aun en estas condiciones, el fenómeno se encuentra totalmente localizado en la región cercana al pico de densidad electrónica. Además, parecería que la radiación solar es la que regula el fenómeno mientras que la actividad magnética lo refuerza. La escasez de mediciones "in situ" en las condiciones especificadas en este trabajo impide intentar la elaboración de

un modelo empírico que las prediga.

REFERENCIAS

Andreyeva, L.A., Burakov, Yu.B., Kavasev, L.A., Komarev, G.R., Nesterov, V.P., Vrasov, O.B., Khryukin, V.G. y Chasovitin, Yu.K., 1971, Rocket investigations of the ionosphere at mid-latitudes, Space Res. 11, 1043.

Duhau, S. y Azpiazu, M.C., 1985, Empirical model of the electron temperature in the E-region, Planet. Space Sci., 33, 909.

Jacchia, L.G., 1977. Smithsonian Astrophys. Observ. Special Rep. 375.

Pfister, W., 1972. Critical survey of electron and ion temperatures measured with probes, Space Res. 12, 1263.

Spencer, N.W., Brace, L.H., Carignan, G.R., Tausch, D.R. and Niemann, N., 1965. Particle temperature and density in the thermosphere, J. Geophys. Res., 70, 2665.

LA ASIMETRIA DIARIA DE LAS TORMENTAS GEOMAGNETICAS
DE LATITUD MEDIA

Bruna Irene Grimberg y Otto Schneider

Consejo Nacional de Investigaciones Cientificas y Técnicas.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos
Aires, Ciudad Universitaria, Pab II (1428) Nunez, Cap. Federal.
Argentina.

RESUMEN

El campo geomagnético sufre frecuentes perturbaciones debido a fenómenos vinculados con la emisión particulada del Sol, destacándose entre ellas las tormentas, disturbios prolongados por uno hasta varios días y de amplitud que por lo general excede los 10 nT. La configuración de la perturbación en el tiempo y en el espacio determina la morfología de una tormenta. Una tormenta típica de latitudes bajas y medias se caracteriza por un comienzo sorpresivo de la perturbación en escala mundial (ssc), con un fuerte incremento de la componente H durante algunos minutos. El propósito de este trabajo es estudiar la morfología de las tormentas con ssc, y establecer las similitudes y discrepancias de dos métodos analíticos para el estudio de la asimetría de la variación DS, modulación que experimenta el campo de la tormenta a lo largo de su evolución. Se procesaron los datos correspondientes a tormentas de comienzo brusco para tres ciclos solares: 1941-1951, 1963-1973, 1974-1984, registrados en el Observatorio de Pilar (lat. geomag.: 20 S, long. geomag.: 4 E). Se procedió de acuerdo con el método del análisis de Fourier eliminando previamente la variación solar quieta subyacente (Sq) en forma individual para cada tormenta. De los resultados obtenidos se puede concluir que en latitudes medias la amplitud de la perturbación en la componente H es un orden de magnitud mayor que en las otras dos (D y Z). DS(H) presenta una marcada onda de período cuasi-diario (algo menor que 24 horas), con una fase que varía con el tiempo tormenta, mientras que DS(D) está fuertemente modulada por armónicas superiores, dependiendo su amplitud de la hora de inicio de la tormenta.

ABSTRACT

The geomagnetic field is frequently disturbed by events linked with particule emission from the Sun. Geomagnetic storms represent a special class of perturbations; they typically last one or several days, with amplitudes generally exceeding 10 nT. The configuration of the perturbation in space and time determines the morphology of a storm; in middle and low latitudes the sudden commencement of the perturbation in a worldwide scale (ssc) is a characteristic feature of most storms. The purpose of this work is to study the morphology of ssc storms at middle latitudes, and to establish the similitaries and discrepancies

that exist between two analytic ways for the treatment of the asymmetric field DS during the storm time. The sec storms here processed belong to three solar cycles: 1941-1951, 1963-1973, 1974-1984; they were recorded at Pilar Observatory (qm.lat.: 20 S, qm. long.: 4 E). Fourier analysis was applied to evaluate DS, removing previously the solar quiet variation Sq from each storm. From the results it can be concluded that in middle latitudes the amplitude of the asymmetry in H component is one order larger than in the others (D and Z). DS(H) has a remarkable quasi-daily wave (less than 24 hs.) with a phase that varies systematically during the storm. DS(D) is notably modulated by higher harmonics, with amplitudes that depend on the hour of the beginning.

INTRODUCCION

El campo geomagnético que corresponde a una tormenta puede describirse como la superposición de una componente de carácter planetario y otra dependiente de parámetros locales. La variación del campo $\Delta(\vec{F})$ durante una tormenta geomagnética se puede representar como:

$$\Delta(\vec{F}) = \vec{s}(B, T) + \sum \vec{c}_i(B, T) \cos(\omega_i t + t)$$

con t : tiempo local

T : tiempo tormenta (TT)

B : latitud geomagnética.

El primer término de esta expresión, que es independiente del tiempo local, es la componente Dst, mientras que el segundo término representa la asimetría longitudinal del campo, DS.

La descripción de la marcha de DS durante una tormenta, como así también su origen fué objeto de estudio de numerosos autores; Sujiura y Chapman (1960), en particular, analizaron la marcha progresiva de la amplitud y fase de DS de un conjunto de tormentas de una extensa franja latitudinal clasificadas según su intensidad.

El propósito del presente trabajo es describir la morfología de la asimetría longitudinal del campo de tormentas geomagnéticas registradas en el observatorio de Pilar, como así también determinar el vector medio de la perturbación Dst para distintas etapas de la tormenta.

DATOS

Se trabajó con los valores medios horarios de cada una de las componentes del campo geomagnético registradas en el Observatorio de Pilar (lat. geomag. 20°S, long. geomag. 4°E), correspondientes a una selección de tormentas de comienzo brusco (sudden storm commencement, ssc) consignadas en los boletines anuales de la IAGA (Association of Geomagnetism and Aeronomy). Con el propósito de aislar la componente asimétrica de la perturbación se procedió a depurar previamente dichos datos en concepto de Sq, variación solar quieta de período diario, y Dst, perturbación con simetría longitudinal en tiempo tormenta.

Las tormentas de comienzo brusco que se consideraron para el análisis fueron aquellas cuya intensidad, durante las fases inicial y principal, superaran un valor umbral prefijado definido en función del índice de actividad geomagnética Kp (tal que la suma de los ocho Kp sucesivos a partir de la hora de inicio de la tormenta sea mayor que 25), y que hayan sucedido en forma aislada (es decir que la distancia temporal entre el inicio de dos

tormentas sea mayor que 72 horas si la primera cumple el requisito anterior). estipulándose, además, que dentro de los 31 días anteriores y posteriores al inicio de la tormenta se hayan registrado sendos días de baja actividad geomagnética, que puedan servir de apoyo para la interpolación del Sq subyacente durante la tormenta (Van Zele y Schneider, 1988). Resultaron así un total de 255 tormentas para los tres ciclos solares undecenales: 1941-1951, 1963-1973, 1974-1984.

MÉTODOS

Se sustrajo individualmente a cada tormenta la variación solar quieta subyacente, que fué determinada por interpolación a partir de dos días aledaños al inicio de la tormenta (anterior y posterior) que presentaran la secuencia diaria de más bajos índices de actividad geomagnética a partir de un valor establecido ($Kp < 2+$). La variación del Sq subyacente se impone porque dicha variación diaria proviene de procesos ionosféricos (mareas e ionización fotónica) distintos que los responsables de las perturbaciones. El procedimiento aquí adoptado a falta de un conocimiento objetivo del Sq difiere del que aplicaron Sugiura y Chapman (1960), quienes se basaron en el promedio de los 5 días quietos del mes respectivo. Independientemente de los méritos relativos de uno y otro método debe reconocerse que ambos son puramente numéricos y, por ende, perfectibles; en efecto es probable que las mareas y la ionización fotónica causantes del Sq subyacente estén a su vez alteradas sistemáticamente durante la perturbación. El problema merece un estudio ulterior profundizando con miras a evitar que residuos no eliminados de Sq contaminen la variación diaria DS.

La perturbación simétrica en tiempo tormenta Dst fué caculada promediando la totalidad de las tormentas, dado que para latitudes medias la hora de inicio de estas se halla equidistribuida en el tiempo local. Se obtuvo así la perturbación Dst sólo dependiente del tiempo tormenta y de la latitud, $Dst = s(B, T)$.

La componente que resulta de sustraer a los datos originales las dos magnitudes antes descritas, Sq y Dst, representa la contribución con asimetría longitudinal DS. Estos valores fueron sometidos a un análisis armónico buscando una modulación de 24 hs. según dos procedimientos diferentes:

- i) Método I, el seguido por Sugiura y Chapman (1960).
- ii) Método II, el considerado por Vecchi y otros (1986).

Ambos métodos exploran la variación diaria superpuesta a Dst, analizando la progresiva modificación de dicha variación diaria en amplitud y fase en el curso de la tormenta.

En el primer procedimiento (Método I) se realiza el análisis armónico de la marcha diaria en tiempo local, de un conjunto limitado de horas sucesivas de la evolución de la tormenta. En condiciones ideales, suponiendo un volúmen estadístico abundante,

se definiría cada una de dichas etapas evolutivas por un valor fijo de TT (73 etapas). De hecho se definen sólo once etapas, agrupando de la siguiente manera: 6 horas consecutivas en las primeras ocho etapas y 8 horas en las restantes tres. Las sucesiones de 24 horas fueron corregidas en concepto de marcha no cíclica.

El segundo método (Método II) consiste en un análisis armónico sobre un intervalo de 24 hs. corrido cada 6 horas durante 73 horas de TT contados a partir del inicio de la perturbación, sobre cada una de las tormentas involucradas. Se realizó previamente, al igual que en el procedimiento anterior, una corrección por marcha no cíclica cada 24 horas. El dial armónico que se obtuvo resultó de promediar en él los vectores individuales de todas las tormentas, correspondientes a cada una de las nueve sucesiones obtenidas a partir de considerarlas en forma corrida, rotados según un ángulo que contempla la hora de inicio, para así expresar el resultado en tiempo local (TL).

RESULTADOS

La marcha de Dst durante los tres primeros días de la tormenta, para cada componente del campo y para el conjunto de los tres ciclos analizados se consigna en la figura 1. En Dst(H) se distinguen nitidamente las tres etapas de una tormenta seca: fase inicial, principal, y de recuperación. Sin embargo Dst(D) y Dst(Z) muestran un comportamiento indefinido en TT. Aquí y en adelante, siguiendo el procedimiento usual, los valores originales de la declinación, que son angulares, se han convertido a unidades de campo (nT), significando entonces la componente en el plano horizontal, normal al vector medio H.

A fin de visualizar la marcha de la variación DS en TT fijando su dependencia longitudinal, se agruparon las tormentas según su hora de inicio en intervalos de seis horas, alrededor de las horas 6, 12, 18 y 24 para cada una de las componentes del campo; los resultados se consignan en la figura 2. En el caso de la componente H y en menor grado de D se aprecia un comportamiento cíclico de un período de aproximadamente 24 horas, con un decrecimiento exponencial de la amplitud durante el desarrollo de la tormenta. Se nota claramente la constancia aproximada de la fase de DS en tiempo local (t) a través de la sucesión vertical de los diagramas parciales, manifiesta aquí por el corrimiento progresivo, dada la relación $t = T + HC$, con HC hora de inicio en TL. Las componentes D y Z presentan una modulación de período semidiario, siendo su amplitud comparable con la onda diaria para la componente D de las tormentas que comenzaron durante la noche.

Los diales armónicos que resultaron para las componentes H y D del campo según el Método I se presentan en las figuras 3a y 3b. Los once puntos graficados representan una onda de período

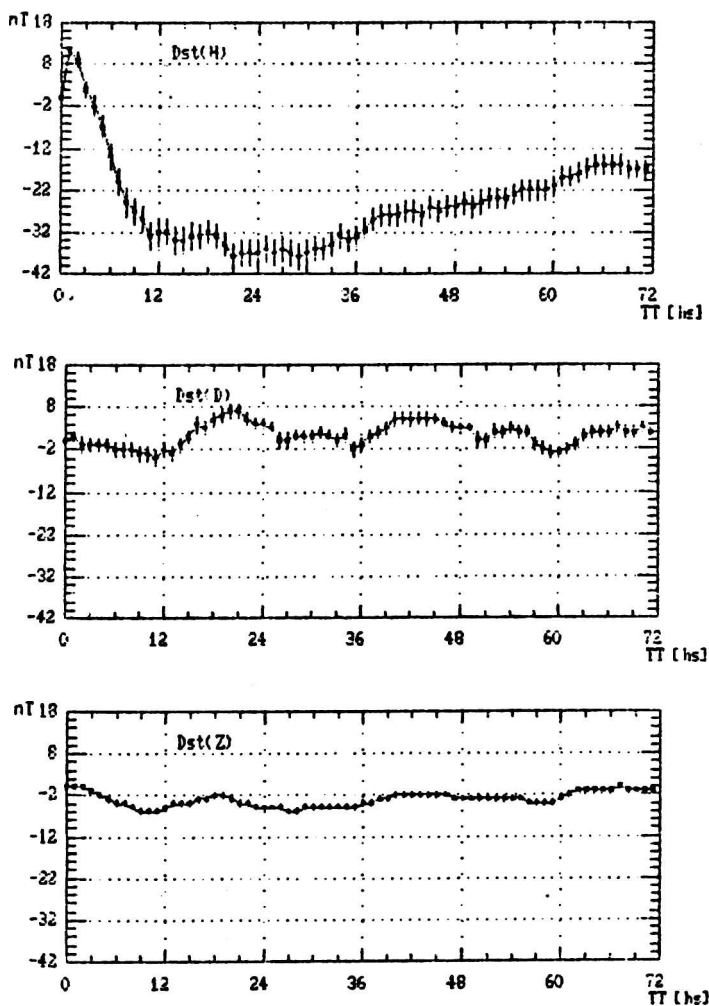


Fig. 1 Marcha media de la variación simétrica Dst para las tres componentes del campo. Observatorio de Filar 1941-1951; 1963-1984.

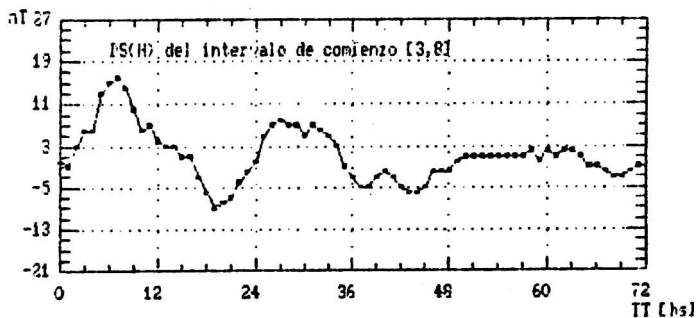
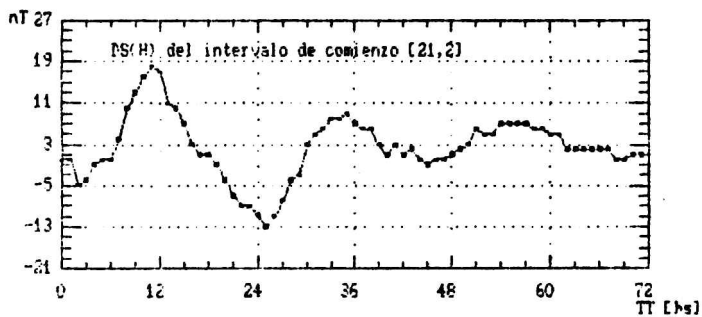
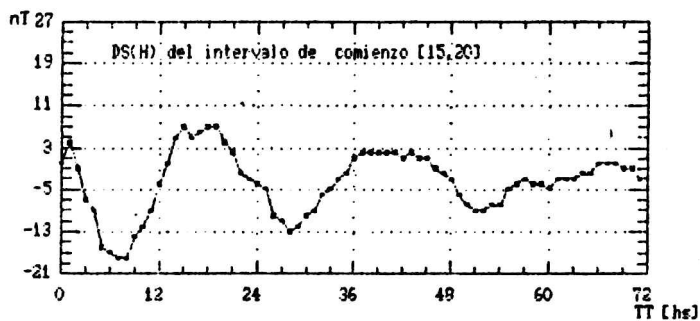
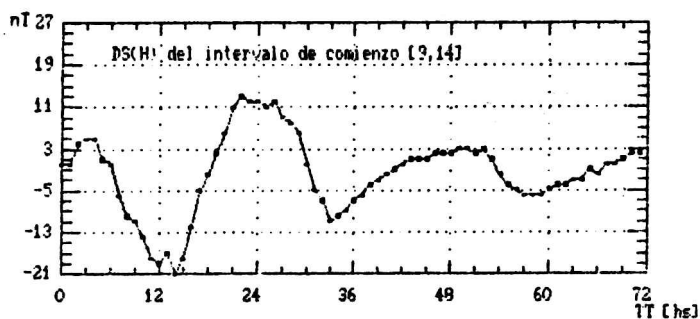


Fig. 2a Marcha media de la variación asimétrica DS(H) agrupada por hora de comienzo. Observatorio Pilar 1941-1951; 1963-1984.



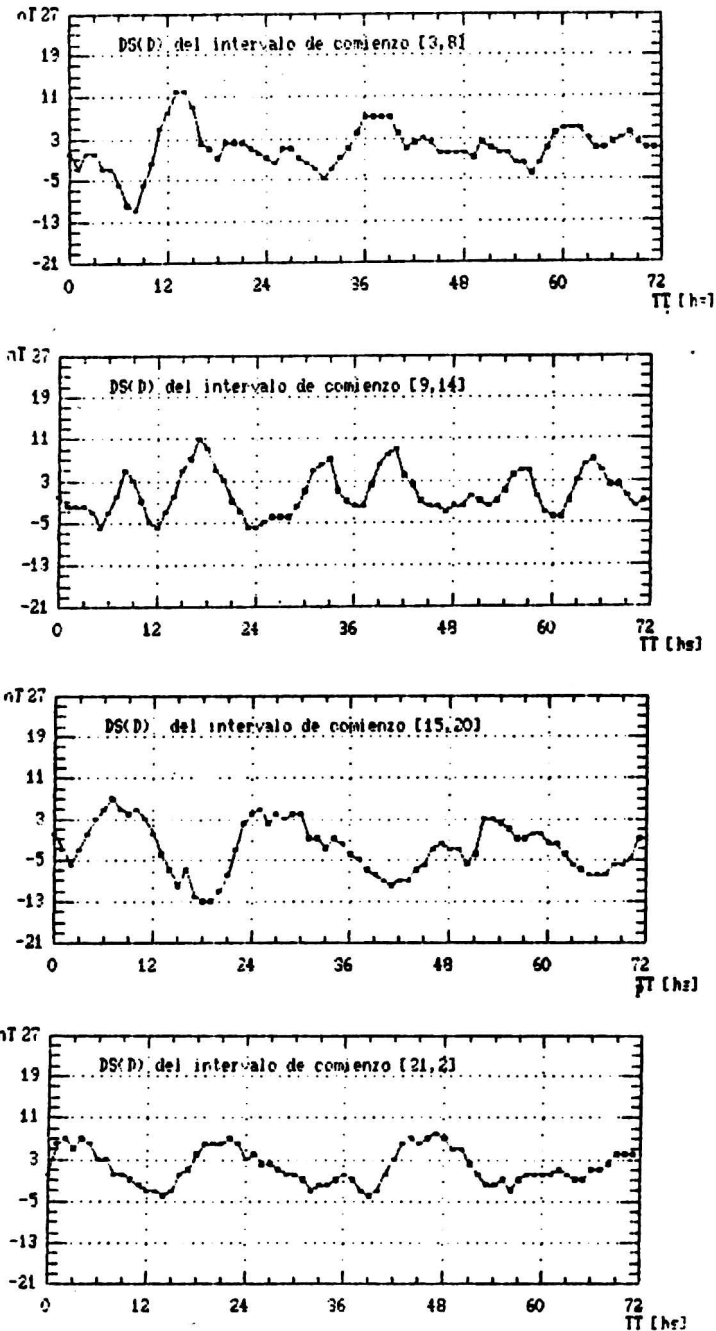


Fig. 2b Marcha media de la variación asimétrica $DS(D)$ agrupada por hora de comienzo. Observatorio Pilar 1941-1951; 1963-1984.

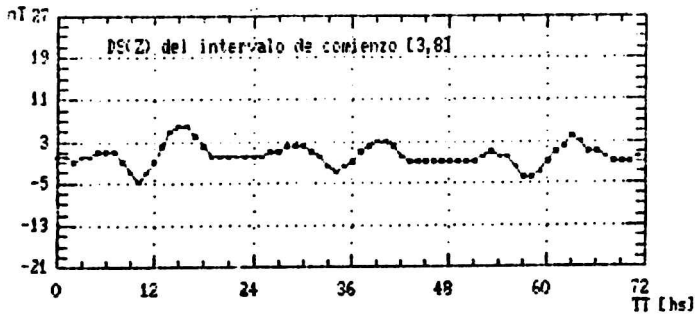
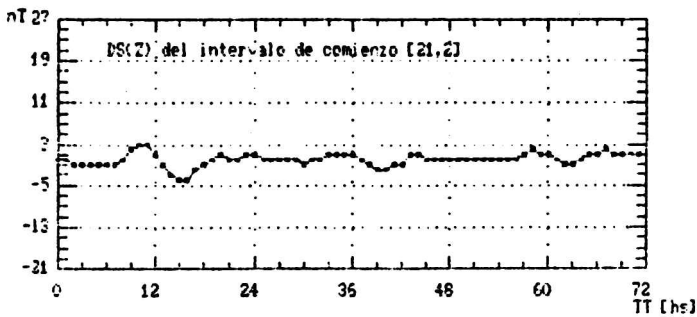
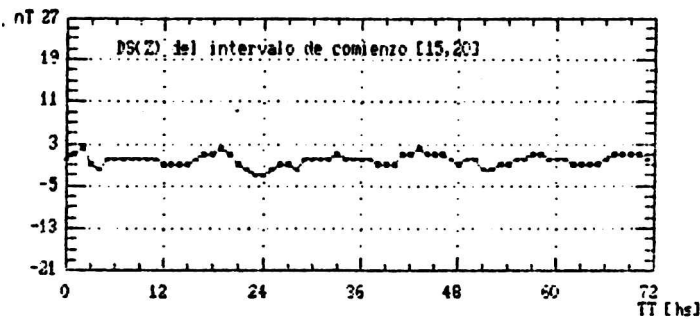
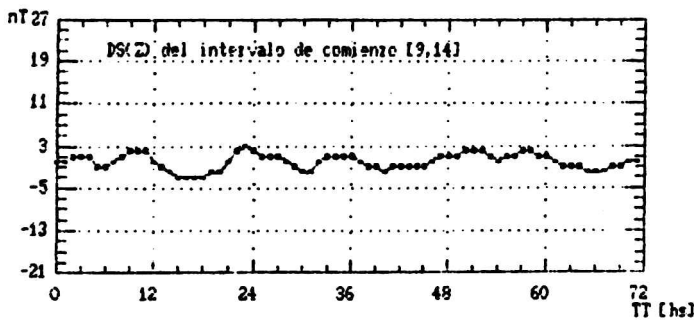


Fig. 2c Marcha media de la variación asimétrica DS(Z) agrupada por hora de comienzo. Observatorio Pilar 1941-1951; 1963-1984.



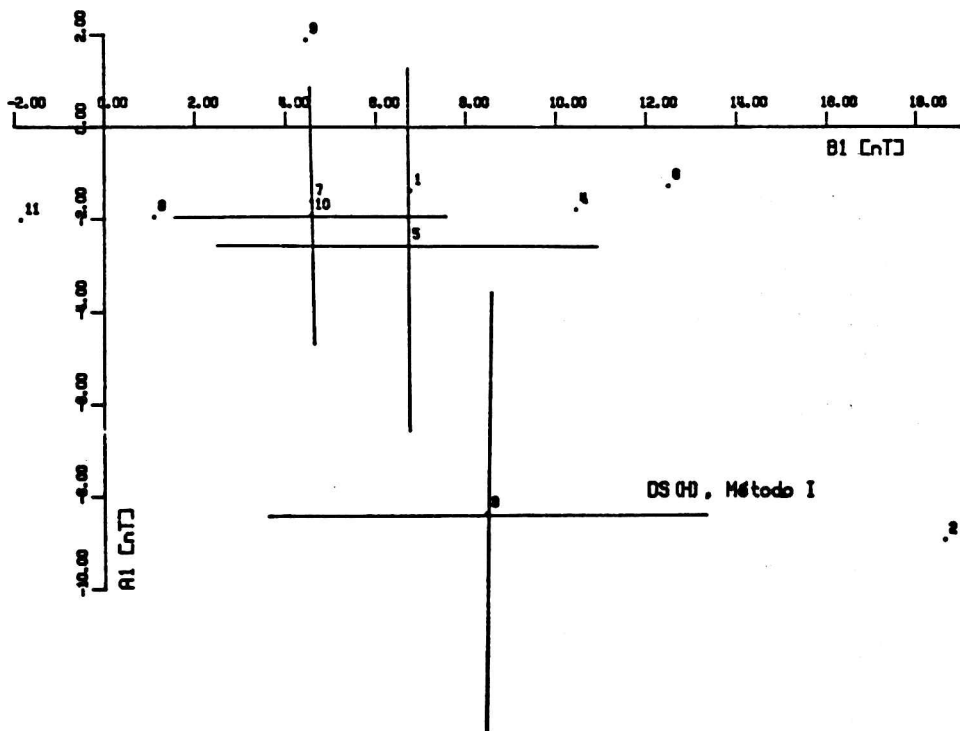


Fig. 3a Dial Armónico correspondiente a la onda diaria de la variación asimétrica DS(H) según el método I. Observatorio Pilar 1941-1951; 1963-1984.

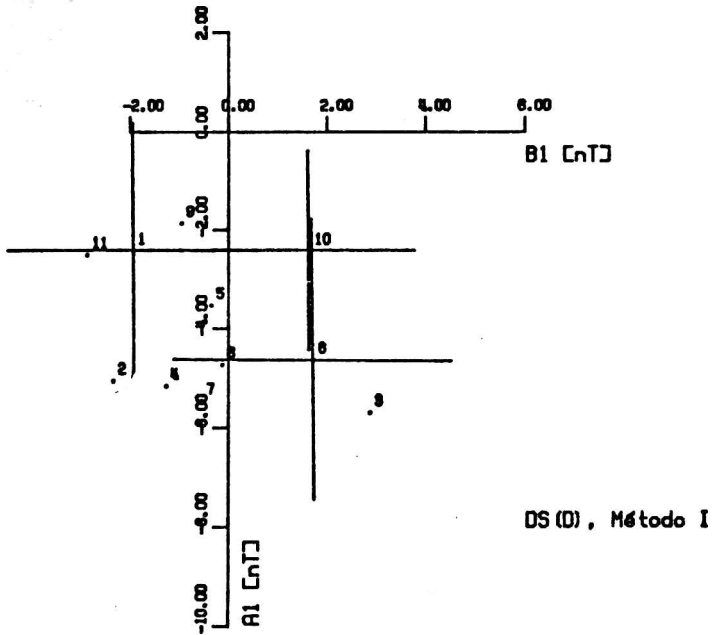


Fig. 3b Dial Armónico correspondiente a la onda diaria de la variación asimétrica DS(D) según el método I. Observatorio Pilar 1941-1951; 1963-1984.

diario en TL para cada uno de las once etapas de TT consideradas, consignándose también, para algunos de los puntos, las dispersiones medias. En el dial correspondiente a DS(H) (fig. 3a) la máxima amplitud corresponde a la segunda etapa considerada (horas 6-11 del TT), y se registra aproximadamente a las 7 hs. del TL. En las etapas posteriores de la tormenta la onda diaria es menos intensa y culmina alrededor de las 6 hs. del TL, a excepción de las últimas ocho horas de la tormenta en que la amplitud de la onda diaria es mínima y se registra un poco después de las 12 hs. del TL. La marcha diaria de la componente DS(D) (fig. 3b) presenta una máxima amplitud para la tercera etapa de la tormenta (hora 12-17 del TT) pocas horas antes del mediodía local, mientras que la mínima amplitud corresponde al grupo de las primeras seis horas del TT y al grupo comprendido entre las 48 y 54 hs. del TT, culminando alrededor de las 16 hs. y 13 hs., respectivamente del TL. Si bien es común a DS(H) y a DS(D) que la mínima amplitud de la onda diaria se verifique después del mediodía local y la máxima durante la mañana, difieren notablemente en la marcha de las fases.

Los diales armónicos que resultan para las componentes H y D del campo por el Método II se presentan en la figura 4. El dial correspondiente a la componente H presenta una considerable modulación en el período diario, con una fase que varía en forma sistemática durante la tormenta, y con un ligero incremento de la amplitud de esta onda durante la etapa principal de la tormenta y un decrecimiento pronunciado en las etapas posteriores. En el dial de DS(D) la onda se presenta menos acentuada, con una máxima amplitud a las 6 horas del inicio de la tormenta y con una marcha sistemática de las fases, pero rotado 90° respecto del correspondiente a DS(H).

La variación del vector perturbación Dst se consigna en la figura 5. La orientación espacial del mismo está graficado en un sistema cenit-horizonte, su posición está representada por los ángulos acimutal (ϵ) y de altura de los puntos que en la bóveda celeste resultan de prolongar hasta ella dicho vector. En la figura 5a. están graficados los vectores Dst correspondientes a cada hora individual de la tormenta geomagnética media del período analizado. Durante las primeras seis horas de iniciada la tormenta el vector Dst presenta una amplia deriva de su posición; en las dos primeras horas del TT es horizontal y orientado aproximadamente en la dirección del Polo Geomagnético Austral (PGA); un pequeño incremento de la componente vertical orientado hacia el norte y una desviación angular respecto del PGA caracteriza al vector perturbación de la tercera hora del TT, mientras que el correspondiente a la cuarta hora del TT presenta una considerable inversión de su altura (acercándose al Polo Sur) y de una desviación angular respecto del PGA, recuperando en las horas posteriores de la tormenta su posición inicial (puntos I y III de la figura 5b.) En la figura 5b. el punto A representa la posición del Polo Geomagnético Austral (polo del campo dipolar no perturbado, que no coincide con el plano del meridiano geográfico del lugar); el punto I representa el vector perturbación medio de

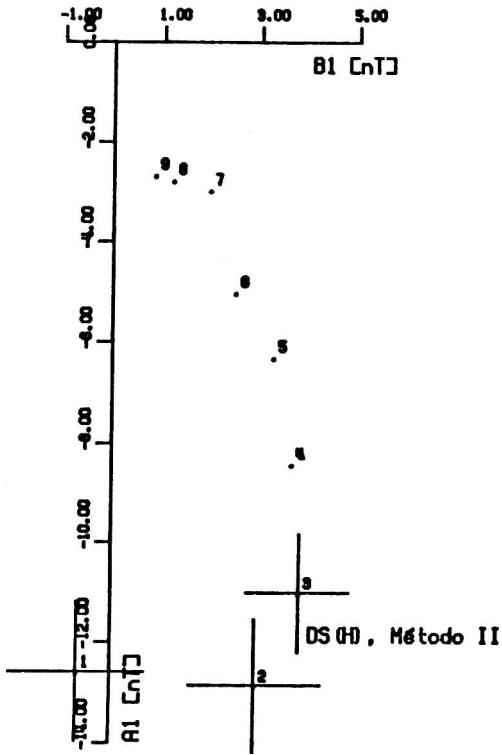
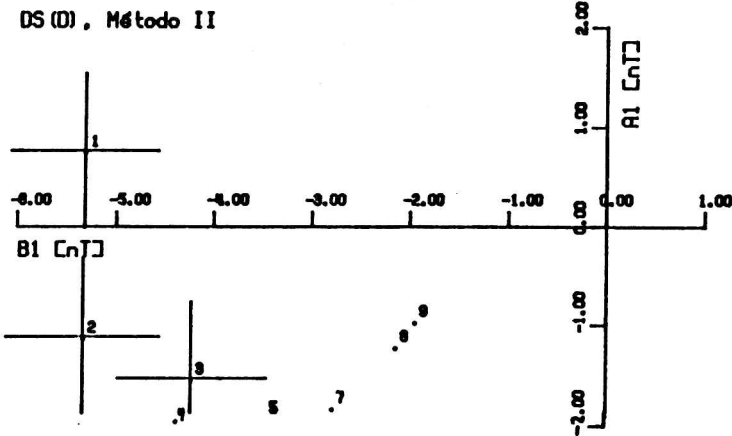


Fig. 4 Dial Armónico correspondiente a la onda diaria de la variación asimétrica según el método II. Arriba DS(H), abajo DS(D). Observatorio de Pilar 1941-1951; 1963-1964.



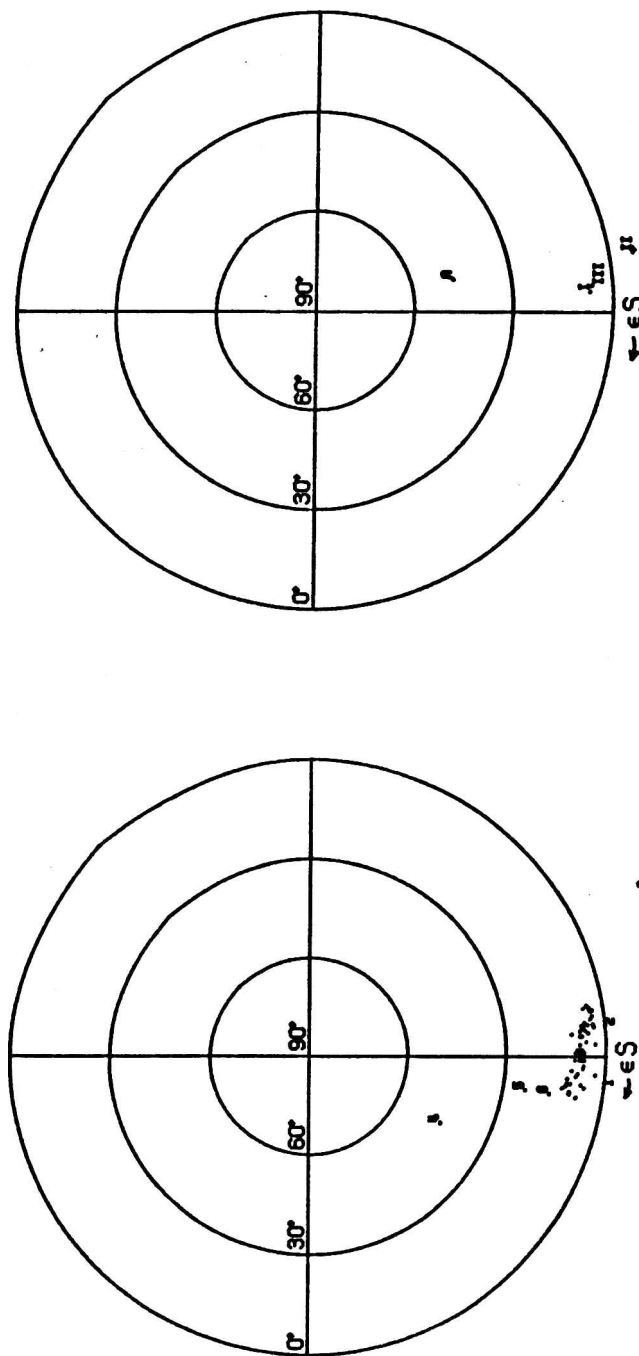


Fig. 5 Vector perturbación de la variación simétrica Dst. Fig. 5a vector perturbación correspondiente a cada hora de Tiempo Tormenta (II). Fig. 5b vector perturbación medio de la totalidad de la tormenta (I), vector perturbación medio de la fase inicial (II), vector perturbación medio de la fase de recuperación (III). A, Polo Geomagnético Austral.

las 72 horas del TI; el punto II representa el vector perturbación correspondiente a la fase inicial de la tormenta (las primeras tres horas a partir del inicio de la tormenta) y por último el punto III representa el vector perturbación medio de la fase de recuperación de la tormenta (el promedio de las últimas 48 horas). El vector I es principalmente horizontal, como así también el correspondiente a la fase de recuperación, mientras que para la fase inicial la perturbación presenta una componente vertical orientada hacia el Hemisferio Norte.

CONCLUSIONES

1) La componente más afectada por la perturbación en Pilar es H, resultado típico de un lugar de latitud media. Esta preponderancia se manifiesta tanto en la contribución simétrica, Dst, como en la asimétrica, DS. En efecto, analizadas según el Método II las magnitudes de Dst(H), Dst(D) y Dst(?) están en una proporción aproximada de 1: 1/5: 1/10 y las correspondientes a DS en la proporción de 1: 2/3: 1/3.

2) En la variación con simetría longitudinal, Dst, se distinguen con nitidez las tres fases que caracterizan a una tormenta de comienzo brusco, con una depresión máxima típica de 38 nT en la componente horizontal durante la fase principal.

3) La variación asimétrica DS de una periodicidad aproximada de 24 horas, presenta en la primera etapa de la evolución de la tormenta una amplitud de un orden comparable con la de Dst, como también una posterior recuperación de su nivel pretormenta, aunque más rápida que la componente simétrica.

4) La onda cuasidiaria en la variación asimétrica DS(H) culmina pocas horas antes del mediodía local analizándola según el Método II y alrededor de las 7 hs. del TL según el Método I; este último resultado coincide con lo obtenido por Sugiura y Chapman (1960). En el caso de DS(D), tal concordancia es menos clara dado que su marcha en tiempo tormenta está fuertemente modulada por armónicas de segundo y tercer orden, cuyas amplitudes dependen de la hora de inicio de la tormenta. En un estudio posterior se profundiza el análisis de la componente DS(D) en latitudes medias.

5) En la declinación D, la tormenta se manifiesta particularmente en la contribución asimétrica DS(D), pero su magnitud es inferior a DS(H), aún cuando ambas presentan una evolución morfológica similar en el curso de la tormenta.

6) La componente vertical, Z, no presenta una variación asimétrica apreciable. Los resultados obtenidos por los Métodos I y II no son estadísticamente significativos; para la primera armónica la relación del módulo con su dispersión es 0.654, y la onda de período semidiario tiene una amplitud del orden de la

anterior pero con una relación amplitud-dispersión de 0.9042. La escasa respuesta de Z se puede atribuir al hecho de que en las latitudes aquí consideradas el sistema de corrientes equivalentes es esencialmente horizontal.

7) Los Métodos I y II aquí empleados analizan diferentes aspectos de la variación asimétrica durante una tormenta; el primero determina la parte asimétrica para sucesivas etapas evolutivas de la perturbación, cada una de ellas caracterizada por un valor (aproximadamente) constante de tiempo tormenta (aunque fenomenológicamente diferente para las primeras etapas), en tanto que el segundo es de carácter híbrido, ya que contempla el progreso simultáneo de la perturbación en tiempo tormenta y tiempo local. Una consecuencia de esta diferencia conceptual es el comportamiento más errático de la fase del DS resultante con el Método I. En un trabajo anterior los autores establecen un modelo que permita dilucidar analíticamente las implicancias de ambos procedimientos y la posibilidad de reducir los resultados de uno al otro (Grimberg y Schneider, 1988).

8) La inversión de la altura del vector perturbación correspondiente a la fase inicial (punto II en la fig. 5b) está asociada a la fase principal de la componente Z de la perturbación, adelantada respecto de la variación de $Dst(H)$. La desviación angular respecto del PGA que presenta la fase inicial está vinculada con la variación simétrica de la componente D, sensible a la perturbación de tormenta durante las primeras 24 horas de la perturbación, aunque adopta un valor constante para la fase de recuperación. Esta razón explica la alineación del vector perturbación medio de la tormenta y del correspondiente a la fase de recuperación con el plano meridional geomagnético local, resultado coincidente con lo señalado por Vecchi y Schneider (1987) en un estudio de tormentas correspondientes a una latitud geomagnética mayor que la del observatorio de Pilar.

Agradecimientos. Manifestamos nuestro agradecimiento al Servicio Meteorológico Nacional, Centro de Geofísica, por las facilidades brindadas para la compilación de datos. En las primeras etapas del procesamiento de los mismos colaboró la Sra. María del Carmen Vecchi. También es grato dejar constancia del apoyo recibido por parte del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, en forma de los subsidios y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA, por las facilidades otorgadas en el ámbito de su Departamento de Ciencias Geológicas.

BIBLIOGRAFIA

- IAAG Bulletin: Geomagnetic Data.
- Grimberg, B. I., O. Schneider: Un modelo de la asimetría longitudinal del campo de las tormentas geomagnéticas. Inédito, 1988.
- Sugiura, M. y S. Chapman: The average morphology of geomagnetic storms with sudden commencement. Abh. Akd. Wissensch. Gottingen, Math. Phys. Klasse., Sonderheft No 4, 1960. University of Alaska, Scientific Report No 2, Serie B #50.
- Van Zele, M.A., M.C. Vecchi y O. Schneider: Tormentas geomagnéticas en un observatorio subauroral: Islas Argentinas. Inédito, 1988.
- Vecchi, M. C., M.A. Van Zele y O. Schneider: Tormentas magnéticas en Isla Año Nuevo. Geospecta, Vol 13, No 2, 1986, pág.279-290.
- Vecchi, M. C. y O. Schneider: Vector Perturbación de las Tormentas geomagnéticas en Isla Año Nuevo. Geospecta, Vol 14, No 1, 1987, pág. 81-86.

CONSIDERACIONES SOBRE LA
DECONVOLUCION DE LA ONDÍCULA SISMICA
MEDIANTE LA TRANSFORMACION HOMOMORFICA LOGARITMICA

M. D. Sacchi y A. H. Comínguez

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. UNLP.
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

RESUMEN

Se estudia en este trabajo la aplicación de la transformación Homomórfica Logarítmica, para estimar la ondícula sísmica. El logaritmo de la transformada de Fourier de la señal seguido de la transformada inversa de Fourier conduce a un nuevo dominio llamado Cepstrum. En dicho dominio la convolución, modelo adoptado para la traza sísmica, se transforma en suma y por lo tanto la deconvolución en el dominio del tiempo equivale a sustracción en el Cepstrum.

La ventaja del método radica en que permite estimar la ondícula sin necesidad de usar la hipótesis de fase mínima ni necesariamente la de serie reflectora aleatoria.

Con un ejemplo sintético se discute las técnicas de normalización de la señal utilizadas, así como la metodología empleada para estimar la ondícula. Finalmente la técnica para la extracción de ondículas de fase mínima usando el Cepstrum de la autocorrelación de la señal es desarrollada.

ABSTRACT

The application of the Logarithmic Homomorphic Transform to estimate the seismic wavelet is studied. The logarithm of the Fourier transform followed by its inverse Fourier transform leads to a new domain called "Cepstrum", where the convolution (model adopted for the seismic trace), is transformed into a summation and, therefore time deconvolution is equivalent to a Cepstrum subtraction.

The method does not need the usual assumptions of a minimum-phase wavelet and a random distribution of the impulsive train, which is its main advantage.

A synthetic example shows the normalization techniques used and the methodology applied to estimate the wavelet. Finally the minimum-phase wavelet extraction by means of the cepstral transform of the signal autocorrelation is developed.

INTRODUCCION

La traza sísmica obtenida de una prueba de reflexión, evaluada en un intervalo de tiempo relativamente pequeño puede representarse como producto de convolución entre la ondícula (fuente) y la respuesta impulsiva de la estructura geológica considerada (serie reflectora). La ondícula que se desea recuperar ha de considerarse invariante en dicho intervalo de tiempo.

El enfoque clásico para recuperar la serie reflectora utiliza filtros lineales inversos, para cuyo diseño se requiere el conocimiento de la ondícula. En trazas donde la ondícula corresponde a una función de fase mínima (Robinson y Treitel, 1980); la misma es calculada a partir de su autocorrelación utilizando diversas técnicas: Transformada de Hilbert, Cepstrum de la Autocorrelación etc. (Sacchi, 1988). La autocorrelación de la ondícula es estimada mediante la autocorrelación de la traza, ya que para intervalos de tiempo suficientemente grandes la serie reflectora puede considerarse aleatoria. Luego la autocorrelación de la traza es equivalente a la de la ondícula. Cuando la traza esta formada por ondículas que no son de mínima fase el procedimiento comentado no será válido debiéndose recurrir a técnicas de extracción total de ondículas para luego diseñar filtros inversos de óptimo retardo capaces de recuperar la serie reflectora (Robinson y Treitel, 1980). El propósito de este trabajo es analizar la posibilidad de recuperar la ondícula sin necesidad de hipótesis alguna sobre su curva de fase.

La Transformación Homomórfica es una técnica no lineal propuesta por Oppenheim (1985) y aplicada por primera vez por Schafer (1969) en la eliminación de eco. Existe una amplia literatura Geofísica sobre la aplicación de la misma para la estimación de la ondícula, (Ulrich, 1971; Souza, 1976; Tribolet, 1979; Comínguez, 1988; Sacchi, 1988). La ondícula estimada con esta técnica también es utilizada para estudios de dispersión y atenuación de ondas elásticas (Furterman, 1982; Strick, 1970). También fue documentado su uso en análisis de parámetros de la voz, procesamientos de imágenes, análisis de datos de electroencefalogramas etc.

TRANSFORMADA HOMOMORFICA LOGARITMICA

Sistema Homomórfico logarítmico

Considerese que la traza sísmica sin ruido admite la expresión $x(n)=b(n)*r(n)$, donde $b(n)$ es la ondícula que se desea estimar y $r(n)$ la respuesta impulsiva del subsuelo. Evaluando la transformada Z de la expresión anterior: $X(z)=B(z)R(z)$ (Roberts y Gabel, 1975). Si $z=\exp(iw)$ donde w es la frecuencia en radianes se obtiene la transformada de Fourier de la señal: $X(w)=B(w)R(w)$. La transformación Homomórfica Logarítmica consiste en calcular el logaritmo de la transformada de Fourier y luego mediante la

transformada inversa de Fourier se pasa a un nuevo dominio llamado Cepstrum. Las operaciones involucradas son las siguientes:

Transformada de Fourier:

$$X(w)=B(w)R(w)$$

Logaritmo de la transformada

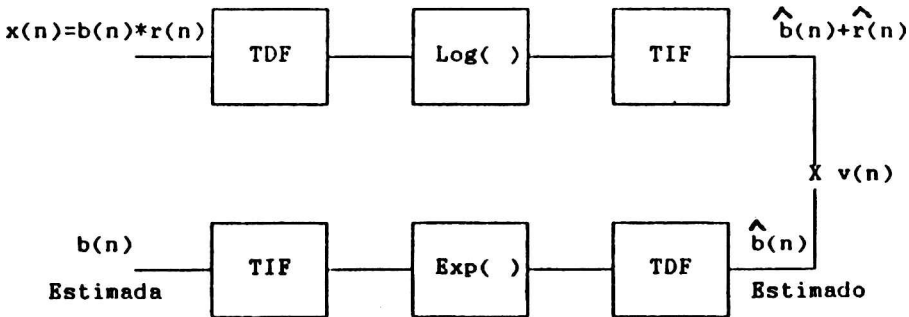
$$\text{Log}(X(w))=\text{Log}(B(w))+\text{Log}(R(w))$$

Por último aplicando la transformada inversa de Fourier a la expresión anterior:

$$\hat{x}(n)=\hat{b}(n)+\hat{r}(n)$$

donde $\hat{b}(n)$ y $\hat{r}(n)$ son el Cepstrum de la ondícula y de la serie reflectora respectivamente. La operación de convolución en el dominio del tiempo se transforma en suma en el dominio Cepstral. Un examen individual de las características de la ondícula y de la serie reflectora en este nuevo dominio, permitirá trazar la estrategia adecuada a seguir para estimar la ondícula sísmica.

El sistema Homomórfico propuesto junto con la transformación inversa para pasar del Cepstrum al dominio del tiempo es representado en la fig.1, $v(n)$ es el operador lineal (normalmente una ventana pasa bajos) que nos permitirá retener la información de la ondícula.



TDF: transformada directa de Fourier

TIF: transformada inversa de Fourier

Fig.1

Consideraciones sobre la continuidad de la fase y del logaritmo

El computo del Cepstrum involucra el cálculo del logaritmo de un complejo de la forma: $X(w) = |X(w)| \text{Exp}(i\phi(w))$ donde $\phi(w)$ es la fase de la señal.

$$\text{Log}(X(w)) = \text{Log}|X(w)| + i(\phi(w) + 2k\pi) \quad \text{donde } k=0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

Para garantizar que $x(n)$ tenga una representación única en el Cepstrum (es decir que la transformación sea unívoca) se elegirá de todas las posibles formas que toma la parte imaginaria de la última expresión, la correspondiente a una curva de fase continua. Además del criterio de continuidad de fase, se exige continuidad de $\text{Log}|X(w)|$. Ambas condiciones aseguran la continuidad del Logaritmo de la transformada de Fourier. Para garantizar la continuidad del logaritmo del módulo bastará que la transformada de Fourier no tenga ceros ni polos, luego $x(n)$ será una serie estable con inversa estable.

La continuidad del argumento se logra mediante un algoritmo de fase continua (Oppenheim y Schaffer, 1975), el que transforma el valor principal del argumento (calculado mediante rutinas de arco tangente), en una curva de fase continua. Dicho algoritmo computa el valor principal del argumento de $X(w)$, y luego suma adecuadamente múltiplos de 2π a dicho valor, hasta que las discontinuidades son eliminadas.

Características de las señales en el Cepstrum

La continuidad del logaritmo de la transformada de Fourier permite mediante desarrollos en serie del mismo, demostrar las propiedades aquí enunciadas (Souza, 1976; Sacchi, 1988). Considérese la serie $x(n)$, su Cepstrum $\hat{x}(n)$ tiene las siguientes propiedades:

- 1) Si $x(n)$ fuera una serie de fase mínima, luego $\hat{x}(n) = 0$ para $n < 0$
- 2) Si $x(n)$ fuera una serie de fase máxima, luego $\hat{x}(n) = 0$ para $n > 0$
- 3) Si $x(n)$ fuera una serie de fase mixta cuya transformada Z puede expresarse:

$$X(Z) = AX_1(Z)X_2(Z)$$

con $X_1(Z)$ y $X_2(Z)$ transformadas Z de series de mínima y máxima fase respectivamente, entonces

$$\hat{x}(n) = \begin{cases} \hat{x}_1(n) & n > 0 \\ \text{Log } A & n = 0 \\ \hat{x}_2(n) & n < 0 \end{cases}$$

- 4) El Cepstrum decae al menos tan rápidamente como $1/n$ (Oppenheim y Schaffer, 1975)
- 5) Si $x(n)$ fuera una serie de impulsos de mínima fase su Cepstrum $x(n)$ no tendría contribución alguna en el intervalo $0 < n_2 - n_1$, y en general será distinto de cero para $n = 0, n_2 - n_1, n_3 - n_1, \dots$ (n_k es la muestra correspondiente al k -ésimo impulso de la serie reflectora), y para todas las combinaciones lineales de estos últimos (Stoffa et al, 1978)

Véase la propiedad 5 por ser de sumo interés a los fines de la deconvolución. Si la serie de impulsos no fuese de fase mínima siempre sería posible multiplicándola con un operador de pesado exponencial transformar dicha serie en una de fase mínima donde sería válida la propiedad 5. El operador de pesado exponencial es de la forma $a^n x(n)$ con $a < 1$. La fig.2a corresponde a una serie de impulsos de fase arbitraria, las fig.2b y 2c son el Cepstrum de la serie sin pesar y pesada con $a=0.97$ respectivamente. Obsérvese un desarrollo del Cepstrum tanto hacia muestras positivas como negativas para la serie sin pesar, mientras que el Cepstrum de la serie pesada exponencialmente tiene desarrollo hacia muestras positivas por tratarse de una serie de mínima fase (propiedad 1). Véase también las primeras muestras donde el Cepstrum es nulo (propiedad 5). En casos reales debido a la atenuación y a la dispersión la serie reflectora será prácticamente de mínima fase, de no ser así un pequeño pesado exponencial alcanza para que lo sea.

Debe aclararse que en principio el Cepstrum es una serie de longitud infinita pero dado que se calcula por medio del algoritmo de transformada rápida de Fourier se obtiene una versión periódica y con aliasing del mismo (Oppenheim y Schaffer, 1975). Afortunadamente el decaimiento del Cepstrum (propiedad 4) minimiza dicho problema, notándose el efecto del aliasing solo en sus extremos.

Dada la configuración de la serie reflectora en el Cepstrum, se analizará que sucede con la ondícula. Un ejemplo nos permitirá intuitivamente comprender este problema. Supóngase un espectro de amplitud constante para todas las frecuencias su antitransformada será un impulso unitario (delta de Dirac), es decir un espectro de amplitud constante tiene como antitransformada una función altamente concentrada alrededor del origen como la delta. Ahora bien tomar logaritmo del espectro de amplitud de la ondícula es equivalente a aplanarlo, ya que el logaritmo reduce las diferencias de amplitud de la transformada de Fourier, luego al antitransformar la ondícula aparece concentrada alrededor del origen. Se tiene así una transformación capaz de concentrar la ondícula alrededor del origen del Cepstrum, mientras que transforma una serie de impulsos de mínima fase en otra serie de impulsos según la propiedad 5. Esto sugiere la posibilidad de recuperar la ondícula con una ventana pasa bajos en el Cepstrum. El diseño de la ventana debe contemplar: (1) Largo adecuado para retener la mayor cantidad de información del Cepstrum de la ondícula. (2) Forma de la ventana que menos altere las características de la ondícula.

EJEMPLO SINTETICO

Técnicas de normalización utilizadas

El esquema descripto fue utilizado para deconvolucionar una ondícula sintética de fase mixta. Para ello se construyó un sismograma sintético convolucionando la ondícula con una serie de impulsos. La fig.3a corresponde a la ondícula utilizada y la 3b a la traza sintética. La ondícula utilizada no se adapta necesariamente a un caso real, la misma fue escogida para probar el buen funcionamiento de la transformación en trazas cuyas ondículas no permiten hipótesis sobre su curva de fase.

Como primer paso el programa de calculo pesa exponencialmente la traza para transformar la serie de impulsos en una de fase mínima. Cabe aclarar que el pesado exponencial afecta también a la ondícula aunque en menor grado que a la serie reflectora por tratarse de una función de suave variación, de todos modos a la ondícula estimada se le aplica la operación de pesado inverso: $a^{-nb(n)}$.

A la traza sísmica se le agregaron los ceros necesarios para llevarla a una longitud de 2^n para poder utilizar el algoritmo de transformada rápida de Fourier. Aumentar la longitud de la traza ofrece dos ventajas: (1) Disminuye el intervalo de muestreo en frecuencia facilitando el funcionamiento del algoritmo de fase continua. (2) Aumenta la longitud del Cepstrum, disminuyendo el efecto de aliasing.

Para normalizar la curva de fase se utilizó el algoritmo de fase continua propuesto por Schafer (Oppenheim y Schaffer, 1975), el mismo también elimina la componente de fase lineal. La fig.4 corresponde a la curva de fase luego del algoritmo.

La eliminación de la bandas de ceros en la transformada de Fourier se realizó mediante el operador de pesado exponencial ya que este al convertir la serie en una de mínima fase aleja los ceros radialmente del círculo unidad, evitando la generación de polos al tomar logaritmo. Por otra parte un valor muy próximo a cero en la transformada de Fourier introducirá en el dominio del Cepstrum componentes periódicas es decir aumentará el aliasing. Por lo tanto con el pesado exponencial al alejar las bandas de valores muy próximos a cero se disminuye el efecto de aliasing. Las múltiples funciones del operador de pesado exponencial lo hacen sumamente interesante en cualquier tipo de transformación Homomórfica. Existen otros métodos tal como el Mapeo Pasa Banda (Tribolet, 1979; Comínguez, 1988) el que mediante un cambio de escala en la transformada de Fourier elimina la bandas de ceros o de muy baja amplitud convirtiendo una señal pasa banda en una de banda completa a la cual puede aplicarse sin problemas una transformación de tipo Homomórfico.

La fig.5 corresponde al Cepstrum de la ondícula; se observa la concentración de energía alrededor del origen así como el desarrollo del Cepstrum tanto hacia muestras positivas como negativas por tratarse de una ondícula con elementos de mínima y máxima fase.

Deconvolución de la ondícula

Para deconvolucionar la ondícula debe elegirse el largo de la ventana pasa bajos. Dicha ventana debe ser capaz de retener la mayor cantidad de energía del cepstrum de la ondícula, dejando fuera los reflectores que como ya vimos se ubican en el Cepstrum a partir de la muestra $n=n_1-n_2$. En definitiva para diseñar la ventana se requiere conocer dicho número, para ello se utilizó el autocorrelograma de la traza (fig.6). El segundo máximo de autocorrelación indica la ubicación relativa del segundo reflector, con este dato se diseñó una función de recuperación de ganancia con un máximo de amplitud para dicho valor que fue aplicada al Cepstrum de la traza (fig.7). En casos reales el examen de la autocorrelación debiera realizarse bajo un esquema de tipo multicanal para desechar la posibilidad de que el segundo máximo corresponda a una reverberación de la ondícula. En la fig.7 puede observarse magnificado debido a la recuperación de ganancia diseñada para dicho efecto, la primera contribución al Cepstrum de la serie reflectora. La misma corresponde $n=25$, con este dato se eligió la longitud de la ventana pasa bajos.

Se escogió una ventana rectangular simétrica respecto del origen del Cepstrum de $n=48$ muestras; previamente se hicieron pruebas con ventanas rectangulares y de Hanning de diferentes longitudes. En todos los casos la ventana óptima fue la rectangular de 48 muestras, ya que es la que retiene mayor información de la ondícula, aunque también se obtuvieron buenos resultados con ventanas de menor longitud. La ondícula estimada corresponde a la fig.8. se observa la buena concordancia con la ondícula sintética de la fig.3a.

Cepstrum de la autocorrelación

Como complemento se aplica la transformación Homomórfica descrita al reemplazo de una ondícula por su correspondiente ondícula de mínima fase en la traza sísmica (Sacchi, 1988). Esta metodología será aplicable para correlacionar secciones sísmicas realizadas con diversas fuentes. La técnica presentada utiliza los conceptos ya expuestos sobre La transformación Homomórfica Logarítmica.

La transformada Z de la función de autocorrelación contiene tanto los ceros originales de la señal así como sus reversos conjugados (Souza, 1978; Sacchi, 1988).

Para una serie de tiempo real: $\Phi(z) = X(z) \cdot X(1/z)$

Es decir la función de autocorrelación contiene tanto los elementos de mínima y máxima fase cuyas posibles combinaciones forman todas las series con igual espectro de amplitud y diferente espectro de fase. Por la propiedad 3, el semieje positivo del Cepstrum de la autocorrelación será igual al Cepstrum de la serie de fase mínima, análogamente el semieje negativo corresponde al Cepstrum de la serie de máxima fase.

El Cepstrum de la autocorrelación de una ondícula de fase cualquiera y su posterior eliminación del semieje negativo o positivo, nos permitirán calcular las ondículas de mínima o máxima fase respectivamente.

Como ejemplo se construyó una traza sísmica con una ondícula de Ricker. La traza se observa en las fig.9. Deconvolucionada la ondícula se calculó su equivalente de mínima fase mediante la técnica descrita. Dado que la convolución en el dominio del tiempo equivale a suma en el Cepstrum, el reemplazo de una ondícula por otra se efectuó en el Cepstrum, sustrayendo al Cepstrum de la traza el de la ondícula de Ricker y luego sumando el Cepstrum de la ondícula de mínima fase calculada mediante el Cepstrum de la Autocorrelación. El resultado corresponde a la fig.9b. En casos reales donde la complejidad del problema es mayor conviene diseñar filtros capaces de transformar una ondícula en otra con distintas características (Shaping filters). Esta técnica puede utilizarse concretamente para correlacionar secciones sísmicas registradas con vibroseis donde la ondícula es simétrica, con secciones registradas con explosivos donde la ondícula es de mínima fase.

CONCLUSIONES

La técnica de deconvolución estudiada en este trabajo posee múltiples ventajas respecto a los métodos clásicos, entre ellas no requiere la hipótesis de fase mínima, ni necesariamente la de serie reflectora aleatoria. El problema del Aliasing en el Cepstrum puede ser fácilmente salvado aumentando el número de muestras del mismo y mediante un adecuado pesado de la serie de tiempo. Aunque el factor de pesado exponencial óptimo no se conoce a priori, siempre es posible mediante monitoreo del Cepstrum, saber si la serie fue suficientemente pesada como para minimizar el efecto del aliasing.

La estrategia utilizada para calcular el largo de la ventana mediante el análisis de la autocorrelación de la señal resultó adecuada para el problema planteado. De todos modos la elección de la longitud de la ventana para seguir siendo tema de investigación en futuros trabajos, donde se intentará salvar la exactitud en la elección de la ventana a través de esquemas de tipo estadísticos. También será necesario estudiar la implementación de mejores algoritmos de fase continua que se adapten a intervalos cortos de trazas sísmicas.

Por último la importancia práctica de poder correlacionar secciones sísmicas registradas con diversas fuentes sugiere la necesidad de continuar investigando técnicas de reemplazo de ondículas mediante el uso de Transformaciones Homomórficas.

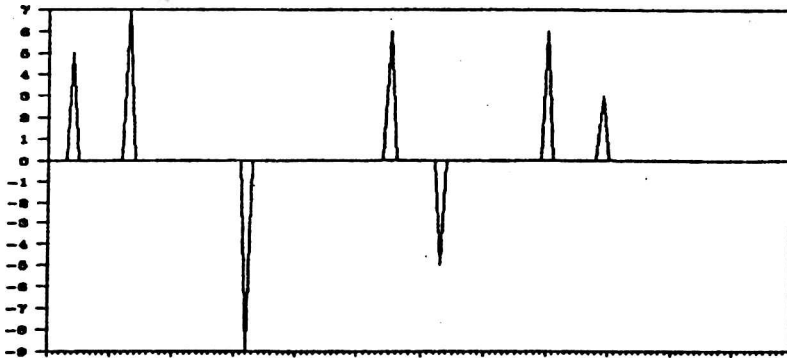


Fig.2a Serie de impulsos

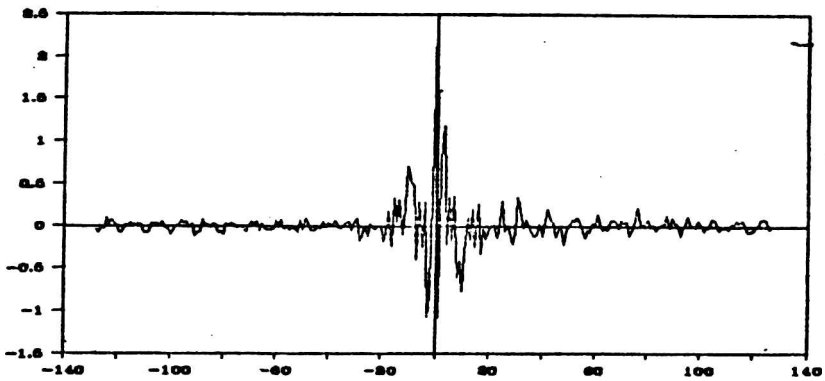


Fig.2b Cepstrum de la serie de impulsos

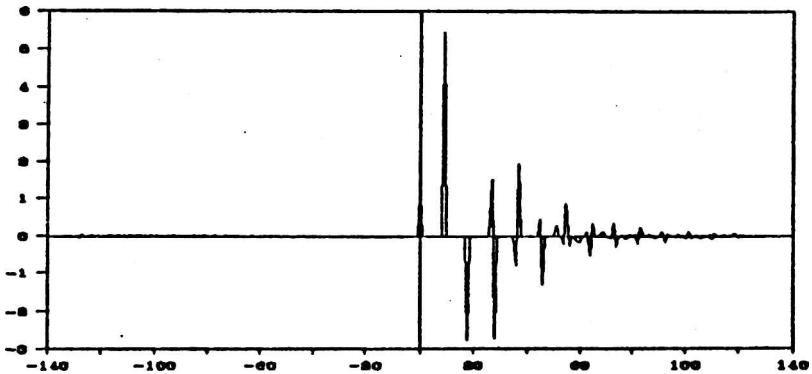


Fig.2c Cepstrum de la serie de impulsos pesada exponencialmente con $a=0.97$

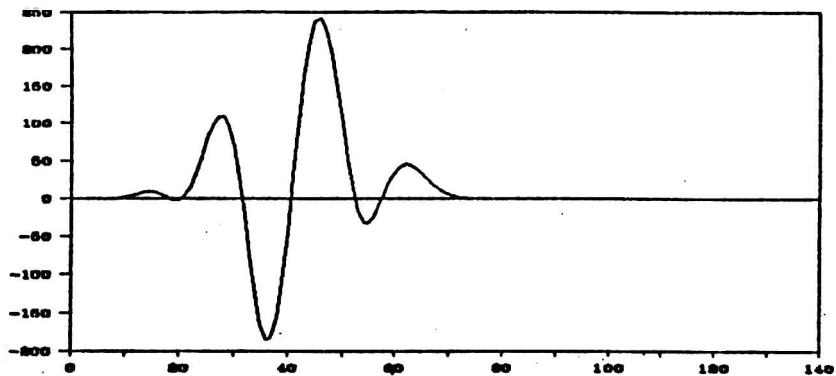


Fig.3a Ondícula sintética

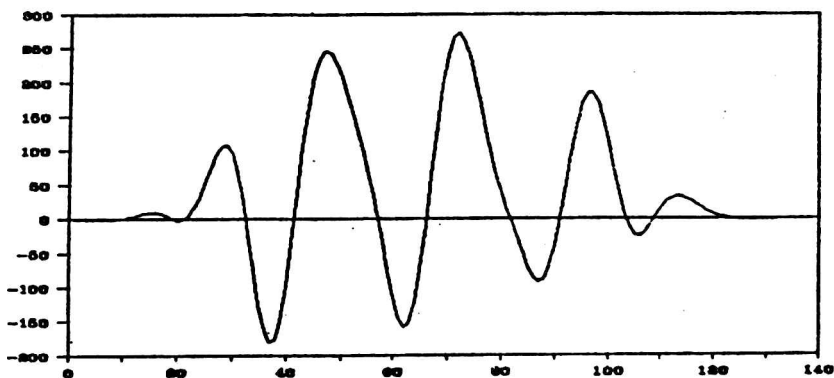


Fig.3b Traza sintética

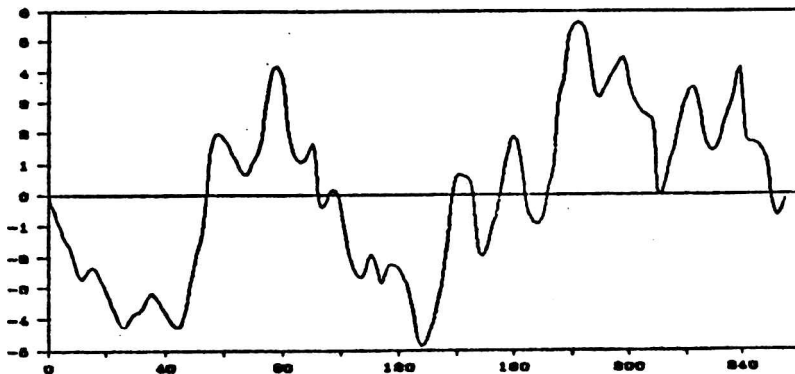


Fig.4 Curva de fase ($w=2k\pi/512$)

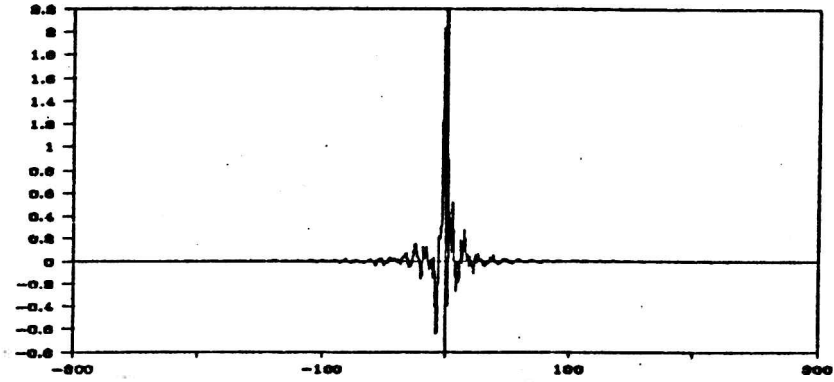


Fig.5 Cepstrum de la ondícula sintética

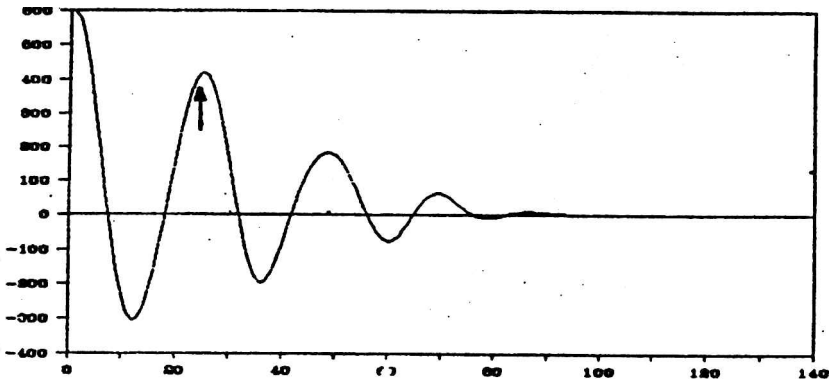


Fig.6 Autocorrelograma de la traza
el segundo máximo corresponde a n=25

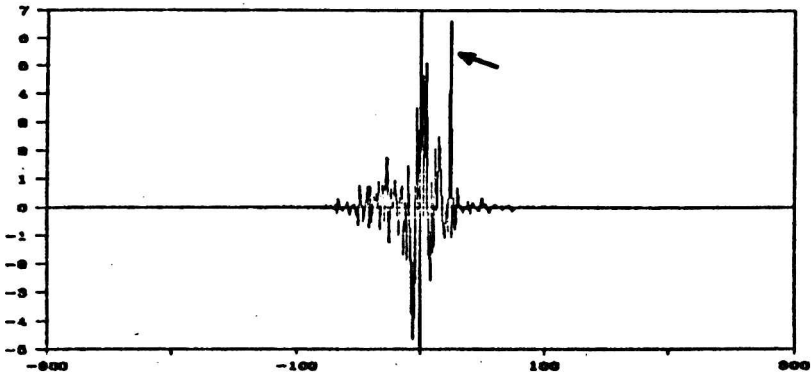


Fig.7 Cepstrum de la traza con
recuperación de ganancia: $1.05 \cdot \exp(-0.0488n)$

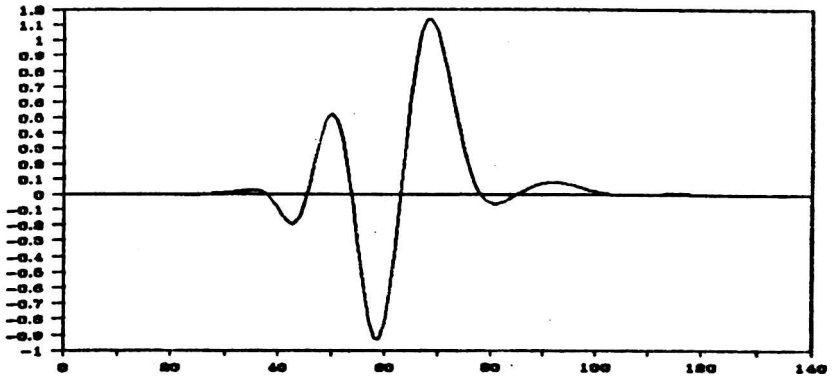


Fig. 8 Ondícula estimada con una ventana rectangular

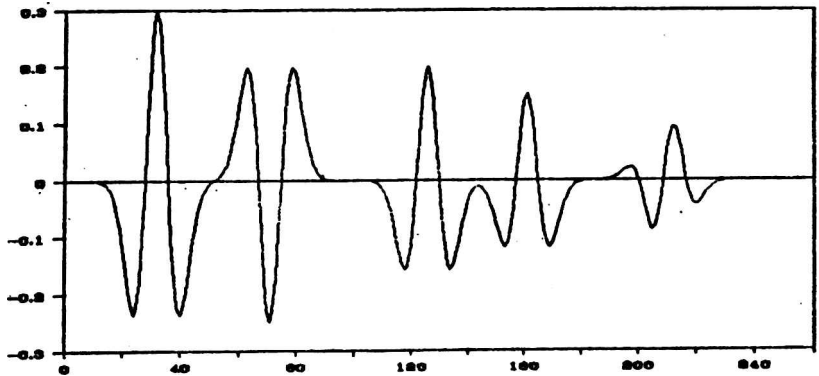


Fig. 9a Traza sintética con ondícula sinétrica (Ricker)

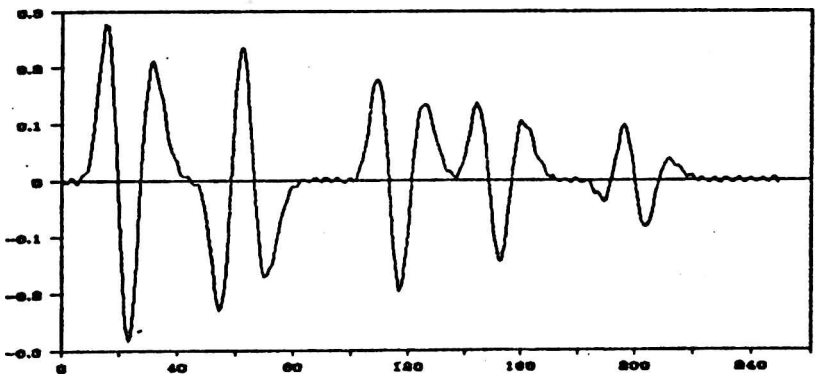


Fig. 9b Traza luego del reemplazo Cepstral

BIBLIOGRAFIA

1. Buhl P., Stoffa P. L., and Bryan G. L., 1974: The application of homomorphic deconvolution to shallow-water seismology, PART I: Models; Geophysics, 39, 401-416.
2. Buttkus B., 1975: Homomorphic Filtering - Theory and practice, Geophysical Prospecting; 23, 712-748.
3. Children D. G., Skinner D. P. and Kemerait R. C., 1977: The Cepstrum : a Guide to Processing; Proceeding of the IEEE, 65 (10),1428-1443
4. Comínguez A., 1988: Deconvolución de la traza sísmica por medio de un nuevo sistema Homomórfico, GEOACTA, 15(1),.1-12.
5. Furtterman, W. I.,1962: Dispersive body waves, J.Geophys. Res.; 67, 5272-5281
6. Gabel R. A. y Roberts R. A.,1975: Señales y Sistemas Lineales; Limusa, Mexico.
7. Morse P. M., Feshbach H., 1953: Methods of theoretical physics; McGraw-Hill,N.Y.
8. Oppenheim A. V. and Schafer R. W., 1975: Digital Signal Processing; Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.
9. Robinson E. A. and Sven Treitel. 1980: Geophysical Signal Analysis; Prentice-Hall,Inc., N.J.
10. Sacchi, M. D.,1988: Analisis de la traza sísmica mediante la Transformada Homomórfica, Practica de la Especialidad: Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.
11. Souza, M. M., 1976: Wavelet Extraction Parameter of Homomorphic Deconvolution; Sc. Thesis, University of Houston.
12. Strick,E., 1970: A predicted pedestal effect for pulse propagation in constant-Q solid; Geophysics, 35, 387-403.
13. Tribolet J. M., 1979: Seismic Applications of Homomorphic Signal Processing; Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs,N.J..
14. Ulrich T. J.,1971: Application of homomorphic deconvolution to seismology; Geophysics, 39, p.650-660

AURORAS DE BAJA LATITUD

Otto Schneider

**Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas
y Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales, Universidad de Buenos Aires**

RESUMEN

Se insiste en la conveniencia de compilar una información más amplia acerca de las características y extensión geográfica de las auroras de bajas latitudes, para así posibilitar un análisis de su relación con el espectro de energía de las partículas precipitadas que las causan. Los datos disponibles hasta el presente, incluyendo los históricos, no son suficientes para este fin. Como aporte a tal efecto se describe el resultado de una encuesta realizada en el país con motivo de los eventos excepcionales acaecidos entre el 13 y el 15 de marzo de 1989, en cuya ocasión se observaron auroras avanzadas hasta cerca de los 25°S de latitud geomagnética.

ABSTRACT

To render possible an analysis of the relationship between the characteristic features and extent of low-latitude auroras and the energy spectrum of the precipitated particles causing them, it is necessary to compile a larger volume of data; the information presently available, including historical reports, is insufficient for that purpose. As a contribution to this end we describe the outcome of an inquiry carried out in Argentina on occasion of the exceptional events of March 13 to 15, 1989, which gave rise to auroras observed as far North as 25°S geomagnetic (dipole) latitude.

1. INTRODUCCION

La morfología de las auroras (impropiamente llamadas "polares") depende, entre otros factores, del espectro de energía de los protones y electrones que causan la excitación de determinados átomos y moléculas (principalmente del oxígeno y nitrógeno) presentes en la alta atmósfera terrestre, por lo general a la altura de las regiones E y F ionosféricas. Estas partículas precipitadas desde la magnetosfera provienen, en última instancia, del viento solar, el que, teniendo un espectro energético ya de por sí variable desde su origen en el Sol, experimenta modulaciones al atravesar el campo magnético interplanetario. Su penetración en la magnetosfera y distribución en ella por efecto del campo magnético cuasi-estacionario del planeta introducen nuevas modificaciones del espectro, dando lugar a la diversidad de sus manifestaciones en forma de perturbaciones ionosféricas y geomagnéticas y la luminosidad auroral.

La distribución geográfica de esta última presenta en primer lugar la conocida concentración en las zonas aurorales de ambos hemisferios (centradas aproximadamente en los polos geomagnéticos), donde el fenómeno se puede observar durante casi todos los intervalos nocturnos oscuros y despejados, en tanto que su probabilidad de aparición disminuye en el interior de los casquetes polares y, en forma más acentuada, hacia latitudes más bajas.

2. LAS AURORAS DE BAJAS LATITUDES

Dado que esta distribución latitudinal es principalmente una consecuencia de la variabilidad del espectro de energía de las partículas precipitadas, existe un marcado interés por establecer una relación objetiva entre ambas que explique al mismo tiempo las diferencias sistemáticas entre la morfología predominante que presentan las auroras de latitudes altas y bajas, en lo que atañe a sus formas y emisiones luminosas. Pero los datos con que se cuenta acerca de las auroras de baja latitud son muy escasos, debido a su frecuencia extremadamente reducida.

Hace algo más de medio siglo, Vestine (1944) esbozó un sistema de isolíneas consignando para el Hemisferio Norte la probabilidad de auroras en intervalos nocturnos oscuros y despejados. Esta distribución puede considerarse fidedigna en las latitudes polares, aurorales y subaurorales, donde los datos empíricos son abundantes, pero para latitudes geomagnéticas inferiores a los 45° no puede ofrecer más que una aproximación extrapolada. Según ésta, dicha probabilidad podría estimarse en un orden de magnitud de 0.001 para la latitud geomagnética de 30°, y <0.0005 para los 25°, o sea menos que un caso cada seis años. De hecho, la frecuencia de casos realmente observados es todavía bastante menor. En cuanto al Hemisferio Sur, Vestine y Snyder (1945) establecieron una distribución análoga, pero no intentaron extenderla hasta latitudes tan bajas; su sistema de líneas isoaurorales fue reproducido por Schneider (1961).

Ante esta situación deficitaria Chapman, en su carácter de Relator de Auroras, en el plan mundial del Año Geofísico Internacional (AGI), 1957/58, se empeñó en atraer la atención de los estudiosos sobre la importancia de estos fenómenos para el análisis de las relaciones Sol-Tierra, compilando listas de tales eventos observados en el pasado y recomendando incluir el tema en los programas nacio-

nales del AGI (Chapman, 1953 y 1956); una compilación casuística complementaria fue efectuada por Schneider (1959). Las inquietudes de Chapman tuvieron resonancia durante el AGI, dando por resultado algunas observaciones de auroras de muy baja latitud. Con todo, el volumen de datos sigue siendo insuficiente para completar en estos momentos la distribución de estos eventos excepcionales en su ala de latitudes bajas.

3. UN NOTABLE EVENTO RECIENTE

En los días 12 al 16 de marzo de 1989, que por feliz coincidencia comprenden un "Día Mundial Regular" (14-III) y un "Día Mundial Prioritario" (15-III) (Anónimo, 1989*), pasó por el meridiano central del Sol un grupo de manchas muy extenso, acompañado de focos emisores de radiación X y una pronunciada intensificación del viento solar. La penetración de estas partículas en la magnetosfera terrestre y, por su intermedio, a niveles más bajos produjo un conjunto de disturbios manifiestos en forma de interrupciones en las radiocomunicaciones y redes eléctricas, perturbaciones ionosféricas y geomagnéticas de inusitada magnitud y, precisamente, auroras en muy bajas latitudes geomagnéticas.

Las tormentas geomagnéticas se iniciaron con un comienzo brusco (ssc) a la 01^h28^m y 01^h29^m TU del día 13-III en Trelew y Las Acacias, en forma de extraordinarios incrementos de la componente H, de 71 y 78nT, respectivamente (Göttingen: 01^h27^mTU), seguidos de unas 50 horas de muy alta actividad que enmascaró algunos impactos similares sobre la magnetósfera, de difícil identificación. En la Tabla I consignamos los índices trihorarios de actividad geomagnética planetarios (Kp) y locales (Trelew y Las Acacias), conjuntamente con los respectivos índices planetarios diarios Ap y Cp. Los valores tridarios R9 del número relativo de manchas solares (Bartels, 1958) durante los 9 días del 11 al 19 de marzo fueron: 8, 9 y 8, respectivamente, indicando para la terna del 14 al 16-III un valor medio superior a 171. Aún más elocuentes son los índices aurorales AU, AL, AE y AO, que en forma preliminar publicó el Centro Mundial C2 (Geomagnetismo) para el mes de marzo 1989. Los mismos acusan un fuerte incremento del electrochorro auroral del Hemisferio Norte a partir de las primeras horas de TU del día 13, alcanzando estos extremos excepcionales durante la misma fecha: AU=1089nT, a las 07^hTU; AL=-1892nT, a las 16^hTU; AE=1884nT, a las 16^hTU; AO=-949nT, a las 16^hTU.

Al tener noticias de haberse observado auroras en la ocasión desde San Carlos de Bariloche y alrededores (Van Zele, comunicación personal), hemos organizado una encuesta con el fin de establecer las características y extensión latitudinal de estos eventos, solicitando información acerca de fecha(s), horas y duración de la observación, estado del cielo, altura del fenómeno sobre el horizonte, color, intensidad, movimientos (internos y en conjunto) y estructura. La consulta fue dirigida al Servicio Meteorológico Nacional, el Servicio de Hidrografía Naval, la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata, algunas otras entidades con personal o aficionados destacados en el interior del país, y diversos corresponsales a título personal. Es obviamente impracticable mantener en estado de alerta, por períodos de muchos años, instrumentos (fotómetros o cámaras panorámicas) aptos para registrar tales eventos excepcionales en forma objetiva sobre toda la extensión del Territorio Nacional, razón que justifica recurrir a procedimientos como el que aquí se adoptó. Los posibles reparos ante el carácter subjetivo

de esta clase de observaciones pueden ser fácilmente disipados a la luz del alto grado de consistencia entre los datos recogidos y con la información geomagnética directa; en otro contexto hemos dado más argumentos en apoyo de este recurso (Schneider, 1970).

4. RESULTADOS

4.1 Distribución espacio-temporal

Se obtuvieron 27 respuestas afirmativas, provenientes de los lugares indicados en la Figura 1. De ellos sólo una se sustrae a una interpretación detallada por incompleta, en tanto que tres otras, si bien claramente referentes al período en cuestión e interpretables en cuanto a la morfología del fenómeno, suscitan dudas respecto de la fecha; una sola de estas últimas tres consigna las horas de observación. Los 24 informes resultantes, que incluyen una unidad de la Armada en navegación y una aeronave en vuelo, se distribuyen como se consigna en la Tabla II.

La ausencia de respuestas afirmativas en la zona comprendida entre los 44° y 55°S (lat.geogr.) es explicable por la nubosidad que en ella prevaleció durante el período, aumentando desde la noche del 13/14-III hasta la del 15/16-III. En lo que respecta a la distribución temporal de los casos positivos (Tabla II) caben los siguientes comentarios:

a) la llamativa observación aislada del día 13-III, proveniente de Viedma, puede considerarse como valedera con un alto grado de confiabilidad, dada su coincidencia temporal (05h40m...08h40mTU) con el marcado crecimiento de la actividad geomagnética, especialmente en el 2° y 3er. octavo del día (Tabla I) y sendos máximos transitorios de los índices aurorales (Kamei y otros, 1989), alcanzando estos valores: AU=1089, a las 08h; AL=-1234, a las 08h; AE=1744, a las 07hTU);

b) el grueso de los casos, observados en las dos noches siguientes, se agrupa alrededor de las 02^h ó 02^h30mTU;

c) la duración del fenómeno parece haber sido sensiblemente mayor en la noche del 13/14-III, la que comprende la gran mayoría de los casos y se caracteriza, además, por un nivel muy elevado de actividad geomagnética (Tabla I), coincidiendo, por otra parte, con los datos hasta ahora disponibles del Hemisferio Norte (Anónimo, 1989).

Los lugares más avanzados hacia el ecuador desde los cuales se observaron las auroras, fueron Tandil (lat.geomagnética 27°S) y Las Flores (25°S), en las noches del 13/14-III y 14/15-III, respectivamente. Para estimar el alcance real del fenómeno debe tomarse en cuenta que éste en ambos casos no llegó al cenit sino a elevaciones angulares menores, no especificadas numéricamente en los informes. Con la hipótesis cautelosa de que sólo haya alcanzado una elevación de 30° sobre el horizonte Sur, y suponiendo la luminosidad ubicada a 100 Km ó 300 Km de altura, las latitudes de máxima extensión se deben incrementar en 1:5 ó 4:2 con respecto a las de los lugares de observación. De esta manera el alcance de las auroras resulta ser de entre unos 28:5 y 31°S (lat.geomagnética) en la noche del 13/14-III, y entre 26:5 y 29°S en la siguiente, con lo cual el fenómeno en Territorio Argentino se extendió considerablemente más hacia el ecuador que en el Hemisferio Norte, donde en la noche del 13/14-III llegó hasta Houston, Texas (~41°N de lat.geomagnética), a juzgar por la información sate-

lital disponible (Anónimo, 1989).

En la Tabla III se consignan, a título ilustrativo, los incrementos latitudinales aplicables para diversas elevaciones angulares y alturas reales.

Además de los dos casos de máximo avance antes citados, 14 otros informantes también vieron el fenómeno extendido desde el horizonte Sur a elevaciones menores que el cenit; del conjunto de estos 16 casos, 10 pertenecen a la noche del 13/14-III y 6 a la del 14/15-III. 4 otros observadores consignaron elevaciones hasta el cenit, entre ellos el caso aislado del 12/13-III. Sólo 2 observadores declararon una extensión más allá del cenit. La diversidad de estos datos no necesariamente debe atribuirse a una imprecisión, pudiendo en cambio ser explicable por los avances o retrocesos que según 10 observaciones acusó el fenómeno, 7 de ellas en la noche del 13/14-III. Es también de destacar que 4 observadores vieron avances hacia el Este.

4.2 Rasgos estructurales

La casi totalidad de los observadores vieron una luminescencia más o menos uniforme (velo), a la que se superponían, en 2/3 de los casos, diversos tipos de rasgos estructurados. Las observaciones del velo solo sin estructuras superpuestas pertenecen, con una sola excepción, a las primeras dos noches, entre ellas el caso aislado del 12/13-III, descrito "como un cirrostrato" que permitió ver las estrellas. Las estructuras superpuestas que se consignan en los 16 informes restantes fueron descritas principalmente como "rayas", "haces de luz", "estriás" o "destellos", con la aclaración ocasional de su convergencia hacia el Sur; hubo además algunas referencias a "manchas" o "partes más intensas" en el velo.

4.3 Colores

El velo se presentó en diferentes tonalidades del rojo, tales como: rosado, rojizo, rojo, púrpura, naranja o salmón, bordó claro, fucsia, rojizo violáceo. Las rayas superpuestas fueron descritas como "de color claro", "blanco", "amarillo pálido a blanco".

4.4 Intensidad y fluctuaciones

Sólo dos observadores (en el punto avanzado de Las Flores y el buque en navegación) dieron respuesta afirmativa a la pregunta de si la intensidad fue suficiente como para posibilitar la lectura de un texto impreso en una hoja iluminada por la aurora. Siete informes declararon la intensidad como constante, en tanto que quince consignaron diversos tipos de fluctuaciones, entre aumento y disminución, progresivas o intermitentes, e incluso una desaparición momentánea. Es de suponer que tales discrepancias se deben a la no coincidencia estricta y diferente duración de los intervalos de observación.

4.5 Emisiones

Las formas, rasgos estructurales y colores (incisos 4.2 y 4.3) son típicas de las auroras de bajas latitudes. No cabe duda de que el velo rojo, presente en casi todos los datos aquí comentados, debe asignarse principalmente a las emisiones del OI en 630,0 y 636,4 nm, las que sin ser predominantes también se observan en la zona auroral y transauroral, donde prevalece la línea espectral verde, también del OI, en 557,7 nm; véanse al respecto los ejemplos de espectros repro-

ducidos en (Schneider, 1964). Pero es de suponer que la variedad de matices rojizos en bajas latitudes indica la presencia simultánea de emisiones más débiles de otras regiones espectrales. En cuanto a las rayas superpuestas, no se ofrece una identificación espectral certera; sin embargo, la clara diferencia de su forma estructural y color en comparación con el velo sugiere la hipótesis de asignarlas a otras alturas ionosféricas, probablemente inferiores a la del velo.

Agradecimientos. Es un grato deber reconocer los valiosos y detallados aportes que, gracias al interés y la expeditiva compilación por parte de las autoridades del Servicio Meteorológico Nacional, el Servicio de Hidrografía Naval y la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata, nos proporcionaron los observadores de su dependencia, como así también las contribuciones de varios corresponsales particulares. La Lic.M.Andrea Van Zele, la Dra.Virginia Silbergleit y la Sra.M.del Carmen Vecchi colaboraron en los preparativos de la encuesta, cálculos y compilación de antecedentes.

Para la realización de esta encuesta y su evaluación se contó con el apoyo parcial del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, en el marco del Subsidio PID 302120088.

Figura 1

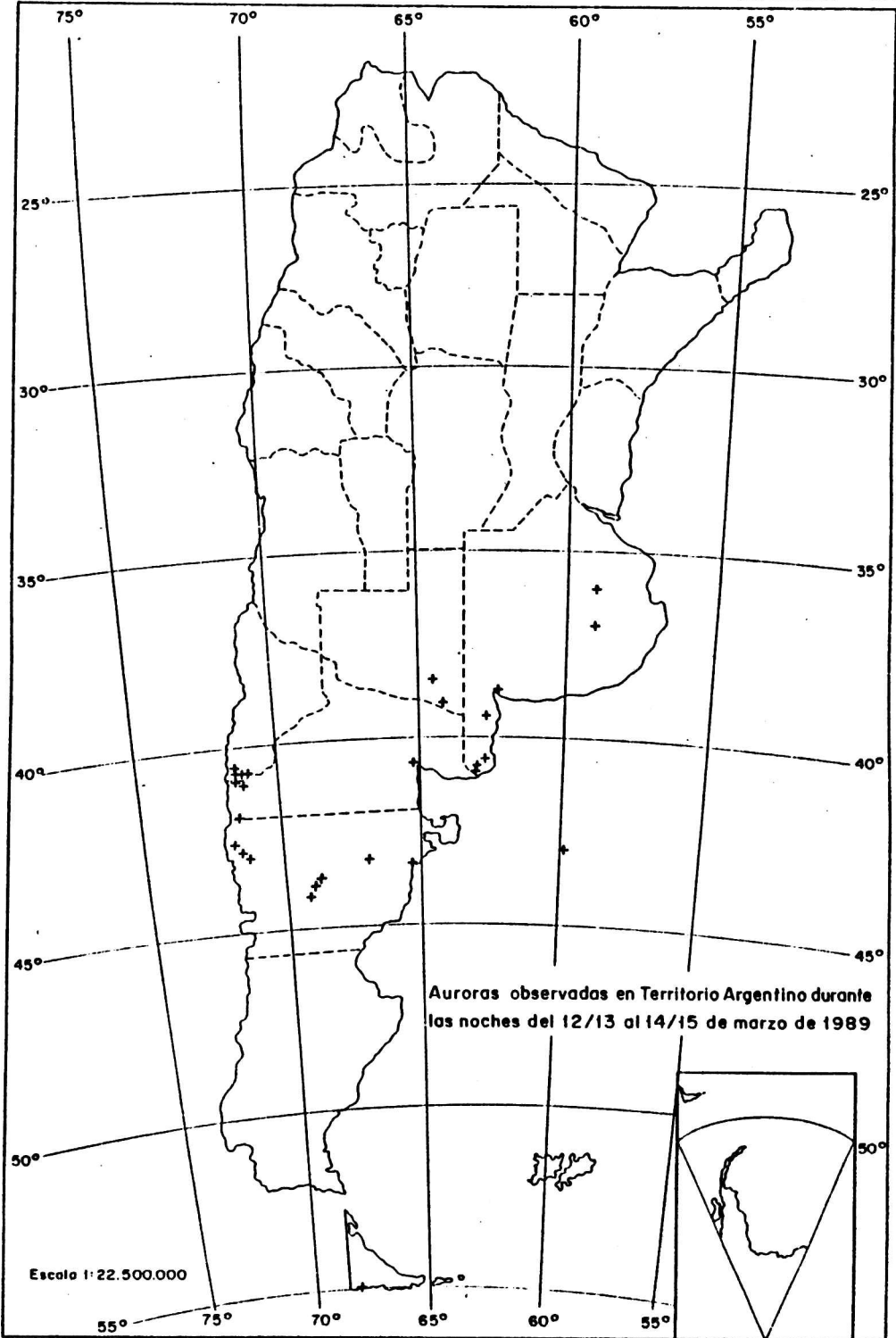


Tabla I

Indices de actividad geomagnética del 12 al 15-III-89

Fecha (T.U.)	Tipo de índices	Octavos del día en Tiempo Universal								Indices diarios	
		1	2	3	4	5	6	7	8	Ap	Cp
12-III	Kp	5o	3o	3o	3-	3o	5-	4o	3o	23	1.1
	K Trelew	5	3	2	2	2	4	3	3		
	K Las Acacias	5	2	3	2	1	4	3	3		
13-III	Kp	6o	8-	9-	8+	8+	8+	9-	9o	246	2.2
	K Trelew	6	6	8	8	7	8	8	8		
	K Las Acacias	6	6	7	8	7	8	7*	(9)*		
14-III	Kp	9o	8-	8-	6-	5o	5+	8-	7+	158	2.0
	K Trelew	9	7	6	5	5	5	6	7		
	K Las Acacias (9)*	7	7	7	5	5	6	7	6		
15-III	Kp	7-	6o	5-	5o	4+	5-	4o	3o	49	1.6
	K Trelew	5	5	3	4	5	5	4	3		
	K Las Acacias	5	5	3	3	4	4	3	2		

* Basados en D por faltar registro de II
 () Extrapolado por faltar parte del registro

Tabla II

Repartición temporal de los informes afirmativos

Fecha (TU)	13-III	14-III	15-III	No especi- ficada
Intervalo abarcado por el conjunto de los observadores (TU)	05h40m ...08h40m	-01h00m ...05h00m	00h45m ...04h15m	01h40m ...02h10m
Número de casos	1	15	7	1

Tabla III

Incrementos latitudinales aplicables a auroras vistas en el Sur, para diversas elevaciones aparentes. (EPS en grados y altura H en km).

EPS\H	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
10	4.2	7.3	9.8	2.	14.	15.8	17.4	18.9	20.3	21.6
20	2.3	4.3	6.2	7.8	9.4	10.8	12.1	13.4	14.5	15.6
30	1.5	2.9	4.2	5.4	6.6	7.6	8.7	9.7	10.6	11.5
40	1.0	2.	3.	3.9	4.7	5.5	6.3	7.1	7.8	8.5
50	.7	1.4	2.1	2.8	3.4	4.	4.6	5.2	5.7	6.2
60	.5	1.	1.5	1.9	2.4	2.8	3.2	3.6	4.	4.4
70	.3	.6	.9	1.2	1.5	1.8	2.	2.3	2.6	2.8
80	.2	.3	.5	.6	.7	.9	1.	1.1	1.2	1.4

BIBLIOGRAFIA

- Anónimo, 1989: Record Aurora over North America; EOS, Trans.Am. Geoph.Union, 70, 20, May 16,1989, 595.
- Anónimo, 1989*: International Geophysical Calendar 1989, en: Chronique UGGI, 194, 51.
- Bartels, J., 1958: Planetarische Erdmagnetische Aktivität in Graphischer Darstellung. Abhandl.Akad.Wiss.Göttingen, Math.-Phys.Kl., Sonderheft.
- Chapman, S., 1953: Polar and Tropical Aurora: and the Isoauroral Diagram; Proceedings of the Indian Academy of Sciences, XXXVII, 2, 175, Bangalore (también en: Contrib.Geophys.Inst., College, Alaska, Series A, N^a 11).
- Chapman, S., 1956: The Aurora in Middle and Low Latitudes; The International Geop.Year: Instruction Manual N^a IV, Aurora and Airglow. Pergamon Press, Londres, 5-19.
- Kamei, T., Sugiura, M. y Araki, T., 1989: Provisional Auroral Electrojet Indices (AE 11) for March 1989; World Data Center C2 for Geomagnetism, Kyoto.
- Schneider, O., 1959: Auroras Australes Vistas en el Pasado desde la América del Sur y Regiones Antárticas Adyacentes; Contr.Inst.Ant. Arg.N^a 36.
- Schneider, O., 1961: La Zona Auroral del Hemisferio Sur; Contr.Inst. Ant.Arg.N^a 55.
- Schneider, O., 1964: La Investigación Actual de la Aurora Austral; Contr.Inst.Ant.Arg.N^a 82.
- Schneider, O., 1980: Los Aficionados. Secc.4.5 de "Geofísica y Geodesia", Tomo VIII de la serie "Evolución de las Ciencias en la República Argentina, 1923-1972", Soc.Cient.Arg., 154/5.
- Vestine, E.H., 1944: The Geographic Incidence of Aurora and Magnetic Disturbance, Northern Hemisphere; Terrestrial Magnetism 49, 2, 77.
- Vestine, E.H. y Snyder, E.J., 1945: The Geographic Incidence of Aurora and Magnetic Disturbances, Southern Hemisphere; Terrestrial Magnetism, 50, 2, 105.

CORRIENTES ORIGINADAS POR LA ACCION DEL VIENTO
Y LA MAREA EN EL GOLFO NUEVO

Andrés L. Rivas

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Centro Nacional Patagónico (CENPAT - CONICET)
28 de Julio 28. Pto. Madryn. Rca. Argentina.

RESUMEN

Se emplea un modelo numérico bidimensional para simular las corrientes originadas por el viento en la región del golfo Nuevo.

En las diferentes corridas efectuadas los resultados exhiben el mismo patrón general: flujos más intensos, paralelos a las isobatas y que mantienen la dirección del viento aplicado en las regiones costeras donde la profundidad varía rápidamente, los cuales; regresan atenuados por la zona central. Estos resultados son interpretados en base a las ecuaciones empleadas.

Se enuncian las posibilidades existentes para mejorar la simulación de las condiciones iniciales y de contorno impuestas.

ABSTRACT

A two-dimensional model is used to derive the wind driven currents in Nuevo gulf.

The different derived circulation shows the same general behavior: strong flows, following bathymetric contours in the direction of the applied wind stress in the coastal areas where depth is more variable, which return reduced by the central area. The dynamical significance of the derived circulation is discussed.

Different possibilities to improve the imposed boundary and initial conditions are given.

INTRODUCCION.

Se emplea un modelo numérico para resolver las ecuaciones que describen el movimiento del mar bajo la acción de fuerzas de mareas y meteorológicas.

El modelo es aplicado al área del golfo Nuevo, zona que ha sido modelada por otros autores con anterioridad (Barros y Krepper, 1977; Rivas, 1977), pero por su diseño, como se verá más adelante, el mismo puede fácilmente ser aplicado a otras regiones de interés.

El objetivo de este trabajo es lograr una herramienta idónea para el estudio de la dinámica de los golfos Nuevo y San José, así como también de las aguas de plataforma adyacentes a los mismos.

ECUACIONES.

Las ecuaciones de continuidad y momento integradas verticalmente de superficie a fondo pueden expresarse en forma vectorial:

$$\delta_z E + \nabla \cdot D U = 0 \quad (1)$$

$$\delta_z U + U \cdot \nabla U + 2 \Omega \times U = -g \nabla E - 1/\rho_a \nabla P_a - \tau_r/(\rho D) + \tau_b/(\rho D) + KH \nabla^2 U \quad (2)$$

En la Tabla I se dan las definiciones de los símbolos usados.

Considerando una componente de la corriente originada por el viento y asociada a un número de onda k , el número de Rossby, R_o , se puede expresar

$$R_o = U \cdot \nabla U / (2 \Omega \times U) \approx k U / f$$

de donde se ve que aún considerando números de onda del orden de $0,1 \text{ km}^{-1}$ y velocidades de 10^2 cm/s , $R_o \approx 1$ y en consecuencia se pueden despreciar los términos no lineales debidos a la advección de momento.

En sistemas a gran escala libres de fricción, el gradiente de la presión atmosférica puede originar corrientes geostroficamente balanceadas. Por el contrario, en sistemas pequeños parcialmente rodeados por tierra, la superficie del mar se ajusta para compensar las variaciones de la presión atmosférica antes que un flujo geostrofico pueda desarrollarse. Además, si se considera que el viento que actúa sobre el mar es

geostrófico, el gradiente del campo de presión resulta proporcional a la velocidad del viento:

$$2 \Omega \times W = 1/\rho_a \nabla P_a$$

resultando de ese modo despreciable comparado con el término que tiene en cuenta la tensión del viento sobre la superficie del mar, el cual, es proporcional al cuadrado de la velocidad del viento.

Tomando el coeficiente de difusión horizontal; $KH \approx 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$ y teniendo en cuenta las distancias elegidas entre los puntos del grillado, el término $KH \nabla^2 U$ resulta despreciable comparado con los demás en la ecuación (2).

En base a estas consideraciones, la ecuación de momento se reduce a

$$\delta_t U + 2 \Omega \times U = -g \nabla E - \tau_r/(\rho D) + \tau_w/(\rho D) \quad (3)$$

La parametrización usual para el término que considera el efecto de la fricción en el fondo tiene la siguiente expresión cuadrática:

$$\tau_r = \rho CD U U \quad \text{con } CD \approx 2,5 \cdot 10^{-3}$$

existiendo diferentes aproximaciones lineales para la misma. Si la corriente de marea media UM es grande comparada con la corriente media generada por el viento U , Hunter (1975) y Heaps (1978) proponen:

$$\tau_r \approx \rho CD UM U = \rho CD (a D)^{1/2} \eta_a U = \rho A U$$

de donde, para el caso del golfo Nuevo, con una amplitud de marea $\eta_a = 300 \text{ cm}$, resulta

$$A = \begin{cases} 0,50 \text{ cm/s si } H = 20 \text{ m} \\ 0,25 \text{ cm/s si } H = 90 \text{ m} \\ 0,19 \text{ cm/s si } H = 160 \text{ m} \end{cases}$$

De acuerdo con esta variación y considerando que en general la fricción en el fondo es pequeña, se prefirió trabajar con $A = 0,24 \text{ cm/s}$ de acuerdo a lo realizado por Heaps (1969) previamente. Esta elección es arbitraria, existiendo la posibilidad de modificar esta parametrización para, por ejemplo, ajustar los resultados que arroja el modelo a futuras observaciones que se realicen en el área.

Similarmente, la tensión del viento sobre la superficie del mar fue parametrizada como

$$\tau_w = \rho_a C W W \quad \text{con } C \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$$

De todo lo expresado anteriormente, se concluye que el modelo finalmente adoptado es lineal, por lo cual, solo es necesario calcular las circulaciones producidas por dos vientos de direcciones normales entre sí para obtener la respuesta aproximada a la acción de un viento proveniente de cualquier otra dirección.

MUDELU NUMERICO

Las ecuaciones (1) y (3) fueron expresadas en diferencias finitas y a partir de ellas se calcularon las variaciones del nivel del mar y las corrientes medias promediadas verticalmente.

Para esto se emplearon dos grillados cada uno de $16 \times 22 = 352$ puntos separados entre sí por una distancia de 3600 m. En una de estas grillas se calcularon las variaciones del nivel del mar, mientras que en los puntos de la otra se computaron las corrientes medias, estando ambas redes superpuestas como se indica en la figura 1.

La línea de costa (frontera cerrada) fue ajustada mediante segmentos que unen los puntos donde se calculan las velocidades medias (puntos de corriente) y la boca del golfo (frontera abierta) se definió uniendo puntos de marea, tratando de obtener el mejor ajuste posible entre las fronteras del modelo y los límites naturales del área modelada.

En las fronteras cerradas la condición de borde impuesta es velocidad normal cero y en las fronteras abiertas se establece el nivel del mar como una función del tiempo y la posición.

Considerando un punto de corriente, el mismo puede ser interior, exterior o pertenecer a la frontera cerrada del área modelada. En el primer caso se fijó una condición inicial dando valores a las componentes de la velocidad para el instante inicial, en caso de ser exterior no es de interés pues sobre el mismo no se calcularán las componentes de la corriente media, y, finalmente, si está ubicado sobre la frontera es necesario considerar la posición que ocupa (sobre un segmento de costa orientado de Norte a Sur, de Este a Oeste, sobre un vértice de 90°, etc., etc.) para especificar la condición de contorno compatible con el postulado general "velocidad normal cero". Análogamente, si se considera un punto de marea existen distintas posibilidades para el mismo. Todas estas diferentes categorías de nodos fueron clasificadas en ambas grillas de acuerdo con las condiciones que surgen de la figura 1 y luego

se elaboró el programa de computación de manera que los cálculos se ejecutan recorriendo las diferentes clases de puntos y no el grillado secuencialmente. Este tipo de tratamiento matemático ofrece la ventajosa posibilidad de emplear el mismo programa de computación en diferentes zonas variando solamente la clasificación de los nodos en concordancia con las fronteras físicas de la región a modelar. Para mayores detalles sobre este tema consultar Heaps (1969).

Las profundidades representadas en la carta H-218 del Servicio de Hidrografía Naval, fueron extrapoladas a los puntos de corriente y estos valores, a su vez, fueron suavizados para evitar cambios bruscos en la topografía del fondo. Para filtrar las variaciones bruscas de profundidad se empleó la siguiente ecuación:

$$H_{i,j}^{t+\Delta t} = H_{i,j} + 1/8 [H_{i+1,j} + H_{i-1,j} + H_{i,j+1} + H_{i,j-1} - 4H_{i,j}]$$

En la figura 1 se muestran las isobatas resultantes, tanto de los valores observados como las correspondientes a los suavizados.

El incremento temporal entre cada paso fue fijado en $t = 60$ s siguiendo los criterios de estabilidad de este tipo de esquema de diferencias finitas desarrollados por Heaps (1969).

RESULTADOS

El modelo fue corrido empleando como forzado un viento estacionario del Oeste con una intensidad de 20 km/h y luego con un viento del Sur de igual intensidad. Otra corrida se realizó con un viento del Sud-Oeste compuesto por la suma de los dos primeros casos (20,5 km/h de intensidad) y por último con un viento variable en dirección e intensidad hora a hora, que en la primer hora tiene una dirección desde el Oeste y una intensidad de 20 km/h y que luego de 22 horas rota hasta ponerse casi con dirección Sur y una intensidad de 6 km/h aproximadamente (ver figura 11).

En todos los casos analizados la tensión del viento era igual en cualquier punto del grillado, las condiciones iniciales se tomaron $U = E = 0$ para $t = 0$ y como condición de contorno en la boca del golfo se escogió $E = 0$ en todo instante. A pesar de considerar esta condición de contorno estacionaria en la frontera abierta, en lugar de emplear sobre la misma una onda de marea de período $T \approx 12$ horas, el programa se confeccionó de modo que los resultados corresponden a valores promediados

sobre 12 horas. De esta manera el mismo programa podrá ser utilizado cuando se establezcan condiciones de contorno más reales sin perjuicio que los resultados sean perturbados por corrientes de marea.

La convergencia fue rápida empleando alrededor de 20 horas para estabilizarse en todos los casos. Luego de estabilizado, el modelo seguía funcionando sin el forzado del viento durante 12 horas y las 720 salidas (a razón de una cada 60 s) promediadas. Cuando se corrió con viento del Oeste se realizó otra salida adicional que exhibe los resultados que corresponden a continuar aplicando el mismo viento durante las 12 horas posteriores a la estabilización.

Las figuras 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 y 10 muestran las salidas obtenidas en cada uno de los casos detallados anteriormente, tanto en lo referente a las corrientes medias como a nivel del mar. La longitud de cada flecha es proporcional a la intensidad de la corriente media calculada en su punto central, habiendo sido cada flecha ligeramente curvada en la dirección del flujo.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Una vez alcanzado el estado estacionario, el balance de fuerzas puede ser expresado:

FC	=	GP	-	FF	+	TV
Fuerza de Coriolis		Gradiente de presión		Fricción en el fondo		Tensión del viento

De acuerdo con la parametrización empleada en el modelo, los órdenes de magnitud en estas fuerzas (en unidades cgs) son

Fuerza de Coriolis: $FC \approx f U \approx 10^{-4} U$ (cm/s)

Fricción en el fondo: $FF \approx A U/H \approx 24 \cdot 10^{-4} U$ (cm/s)/H (m)

Tensión del viento: $TV \approx \tau_w/(\rho H) \approx 50 \cdot 10^{-4}/H$ (m)

Además, en la salida que se obtuvo al considerar como forzado un viento del Oeste de 20 km/h de intensidad que actuaba durante 22 horas, cuyos resultados son representativos en orden de magnitud de los obtenidos en otras corridas, se obtuvieron los siguientes valores extremos para el término que tiene en cuenta la pendiente de la superficie del mar (figura 4):

$$\text{Gradiente de presión: } GP \approx g \nabla E \approx \begin{cases} \text{máximo } 2 \cdot 10^{-4} \\ \text{mínimo } 0,5 \cdot 10^{-4} \end{cases}$$

Si bien todas las fuerzas involucradas contribuyen a determinar el flujo medio, mediante la comparación cuantitativa de los valores dados, es posible estimar la influencia relativa de cada una de ellas. Así, por ejemplo, se puede ver que solo en las regiones costeras con profundidades inferiores a 24 m la fricción en el fondo será superior al término de Coriolis. El rozamiento también será inferior a la tensión del viento, pues para superarla debería ser $U > 2 \text{ cm/s}$. lo cual no ocurre en ninguna parte del área modelada. Si comparamos la fricción con el término que considera el gradiente de presión, se encuentra la relación:

$$U \text{ (cm/s)}/H \text{ (m)} > \nabla E \cdot 10^7/24$$

necesaria para que el rozamiento supere al efecto originado en los cambios de nivel, tampoco se satisface en ningún punto del grillado.

En una región rodeada casi totalmente por costas se podría esperar que el nivel del mar se ajuste para compensar el efecto del viento. Es decir:

$$E \approx \tau_w / (\rho g H) \approx 5 \cdot 10^{-6} / H \text{ (m)}$$

en cuyo caso el flujo medio sería prácticamente nulo. Si bien el golfo Nuevo es una cuenca semicerrada, las rápidas variaciones de profundidad en la dirección normal al viento, aplicado en las zonas costeras, no permiten que se alcance este tipo de equilibrio, observándose que el gradiente del nivel del mar supera a la tensión del viento. Por ese motivo, la fuerza de Coriolis adquiere mayor importancia, pudiéndose explicar de ese modo los flujos relativamente intensos en la dirección del viento y paralelos a las costas, que retornan más atenuados por el centro del golfo donde las variaciones de profundidad son más suaves, así como también, las características geostólicas del flujo costero puestas de manifiesto por su tendencia a permanecer paralelo a las isobatas aun cuando el viento aplicado tenga otra dirección (ver figuras 7).

Estas características generales describen e interpretan globalmente los resultados obtenidos con las diferentes simulaciones mencionadas: flujos más intensos, paralelos a las isobatas y que mantienen la dirección del viento aplicado en

Las regiones costeras donde las variaciones de profundidad son rápidas, los cuales, regresan atenuados por la zona central.

Para concluir con el análisis de los resultados y poder describir cada uno de los casos en particular, se hace necesario interpretar el sentido de giro de las circulaciones obtenidas, en función del forzado impuesto. Para hacer esto es conveniente expresar el balance de fuerzas correspondiente al estado estacionario como:

$$\rho \nabla \times \mathbf{U} = -g \nabla E - A \mathbf{U}/H + \tau_0/(\rho H)$$

Aplicando el operador $\nabla \times$ en ambos miembros, despreciando la vorticidad planetaria y considerando a τ_0 constante en todos los puntos o al menos $\nabla \times \tau_0 = 0$, resulta

$$0 = -A H^{-2} \nabla \times \mathbf{U} - A H^{-2} \mathbf{U} \times \nabla H + H^{-2} \tau_0 \times \nabla H$$

donde el primer término

$$A H^{-2} \nabla \times \mathbf{U} = A H^{-2} \omega \mathbf{k}$$

es interpretado como la disipación de vorticidad debida a la fricción en el fondo. El segundo término tiene en cuenta la vorticidad generada por fricción en una zona de profundidad variable y el último la vorticidad generada por el viento en una zona de profundidad variable (Párraga y Griffiths, 1980). Despreciando la vorticidad generada por el rozamiento (dado que $A \mathbf{U} \approx \tau_0$ solo si $U = 2 \text{ cm/s}$) puede aproximarse

$$\omega \mathbf{k} \approx (A H)^{-2} \tau_0 \times \nabla H$$

ecuación que describe acabadamente los cambios de dirección del flujo medio encontrados, en función del viento aplicado y el gradiente de profundidad.

CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta que el campo de densidades promediado verticalmente es relativamente homogéneo, se puede considerar que el modelo desarrollado constituye una herramienta apropiada para describir los hechos más importantes de la circulación del agua en el golfo Nuevo.

También es destacable la versatilidad lograda en la programación del mismo que, como fue explicado en el texto, permite su aplicación en otras áreas mediante la introducción de solo pequeñas modificaciones.

Como paso inmediato posterior, antes de encarar la realización de un modelo tridimensional y a fin de mejorar la simulación de las condiciones físicas del golfo, es conveniente analizar las posibilidades de introducir condiciones de contorno más reales. Este paso deberá realizarse en tres etapas:

1- Introducir un campo de viento variable en el tiempo y en el espacio.

2- Emplear como condición de contorno en la frontera abierta (boca del golfo) valores para el nivel del mar que consideren la marea en la misma y su variabilidad temporal y espacial.

3- Reemplazar la condición inicial para el nivel del mar:

El 0 por otra que tenga en cuenta alturas de marea en todo el área de trabajo.

Es probable que la parametrización empleada para considerar la fricción en el fondo no sea la más apropiada, quedando la posibilidad de cambiar la misma usando un coeficiente dependiente de la profundidad, o bien, una expresión que varíe con el cuadrado de la velocidad.

BIBLIOGRAFIA

Barros, V. R. y Krepper, C. M., 1977: Modelo estacionario del golfo Nuevo. Acta Oceanographica Argentina, Vol. 1 Nº 2, 11-29.

Heaps, N. S., 1969: A two-dimensional numerical sea model. Phil. Trans. R. Soc., Ser. A, Vol. 265, 93-137.

Heaps, N. S., 1978: Linearised vertically-integrated equations for residual circulation in coastal seas. Dstch. Hydrogr. 2, 5, 147-169.

Hunter, J. R., 1975: A note on the quadratic friction in the presence of tides. Estuarine Coastal Mar. Sci., 3, 473-475.

Pingree, R. D. and Griffiths, D. K., 1980: Currents driven by a steady uniform wind stress on the shelf around the British Isles. Oceanologica Acta, Vol. 3, Nº 2, 227-236.

Rivas, A. L., 1977: Evaluación numérica del transporte medio en golfo Nuevo. Informe Técnico del CENPAT (a publicar).

TABLA I

- t : tiempo
- x, y : coordenadas espaciales horizontales, x hacia el Este, y hacia el Norte.
- $U = (u, v)$: vector velocidad horizontal media.
- E : elevación de la superficie del mar.
- H : profundidad del mar sin perturbar.
- $D = H + E$: profundidad total del mar.
- P_a : presión atmosférica.
- ρ : densidad del agua de mar.
- ρ_a : densidad del aire.
- g : aceleración de la gravedad.
- Ω : vector velocidad angular de la rotación terrestre.
- f : factor de Coriolis.
- τ_w : tensión del viento (vector).
- τ_b : tensión en el fondo (vector).
- W : vector velocidad del viento.
- k : número de onda.
- k : versor en la dirección vertical.
- \cdot : producto vertical.
- $\nabla = (\delta_x, \delta_y)$

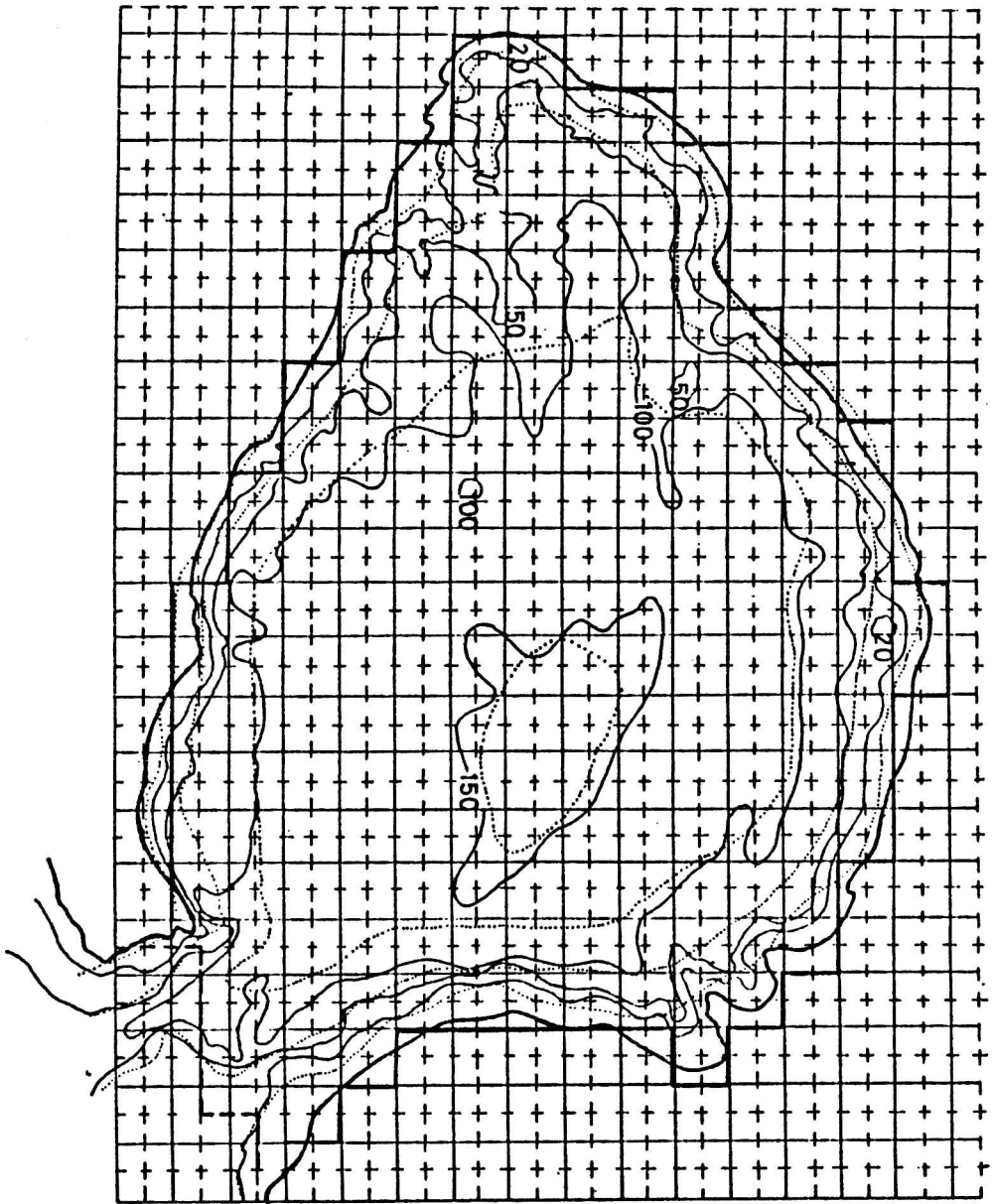


FIGURA 1



Punto de corriente



Punto de marea



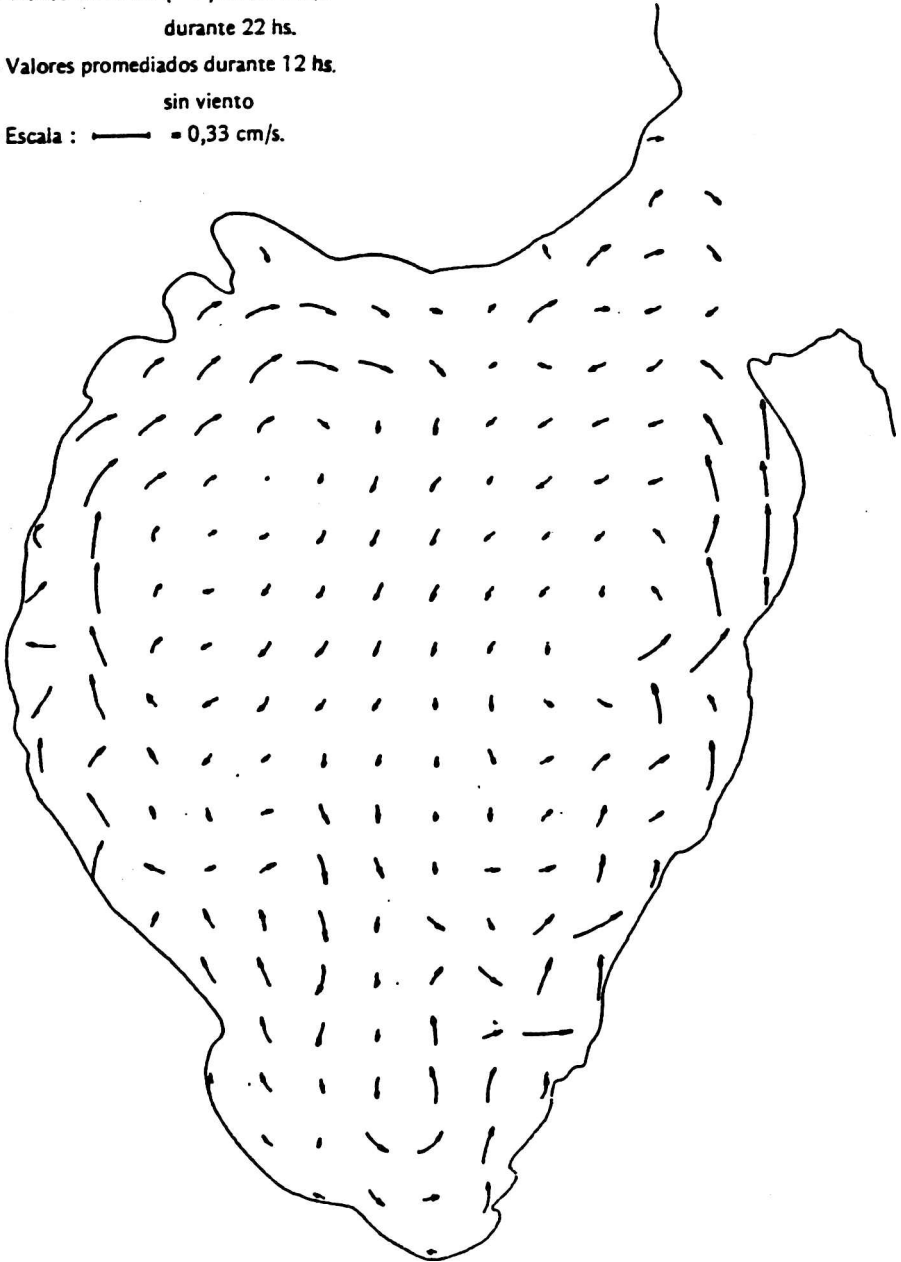
Isobata real (m)



Isobata suavizada (m)

FIGURA 2

- Viento del Oeste (→) de 20 Km/h durante 22 hs.
- Valores promediados durante 12 hs. sin viento
- Escala : ——— = 0,33 cm/s.



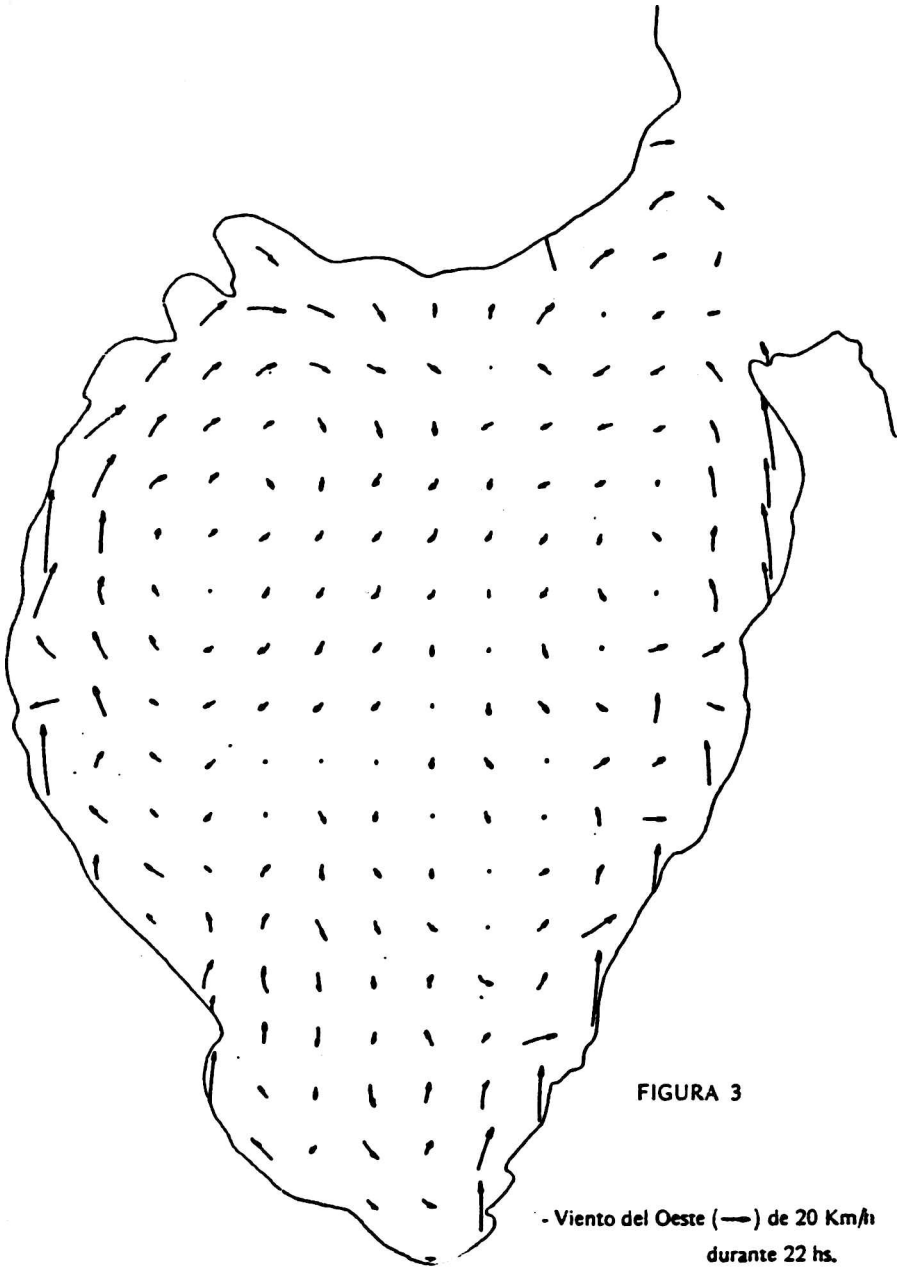


FIGURA 3

- Viento del Oeste (→) de 20 Km/h durante 22 hs.
- Valores promediados durante 12 hs. con viento.
- Escala : — = 1 cm/s

FIGURA 4

- Alturas del nivel del mar (cm)
- Viento del Oeste (→) de 20 Km/h durante 22 hs.

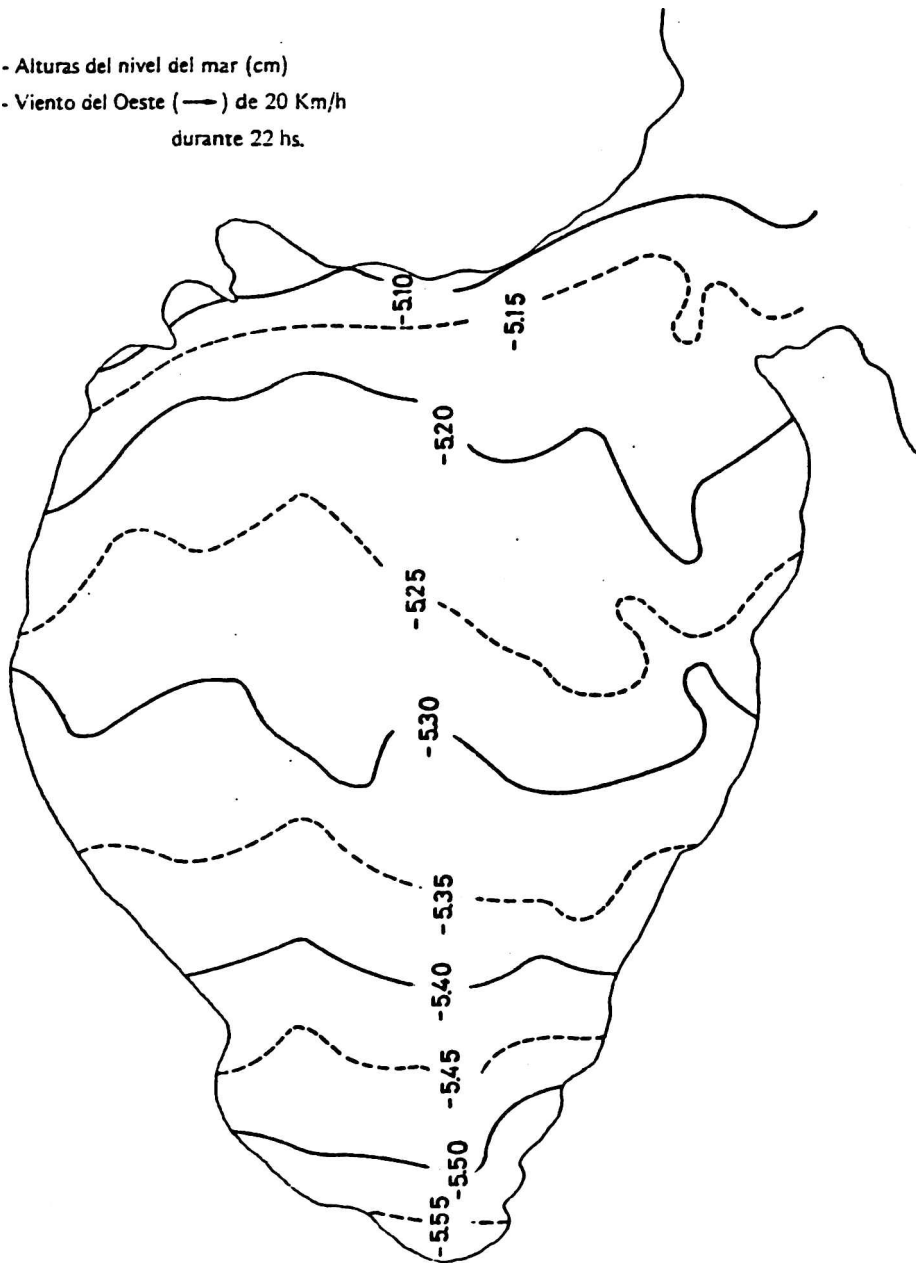
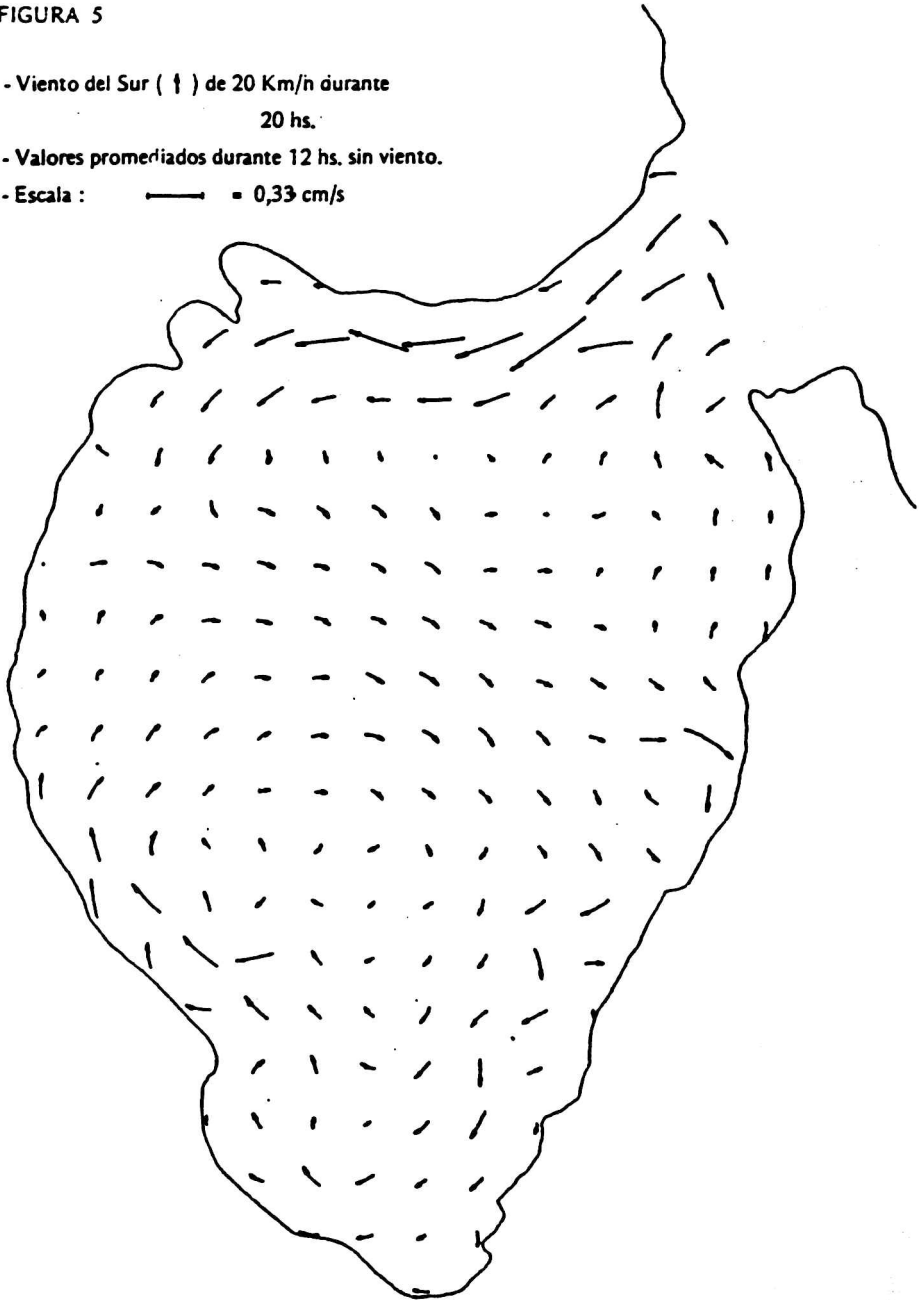


FIGURA 5

- Viento del Sur (\uparrow) de 20 Km/h durante 20 hs.
- Valores promediados durante 12 hs. sin viento.
- Escala : \longrightarrow = 0,33 cm/s



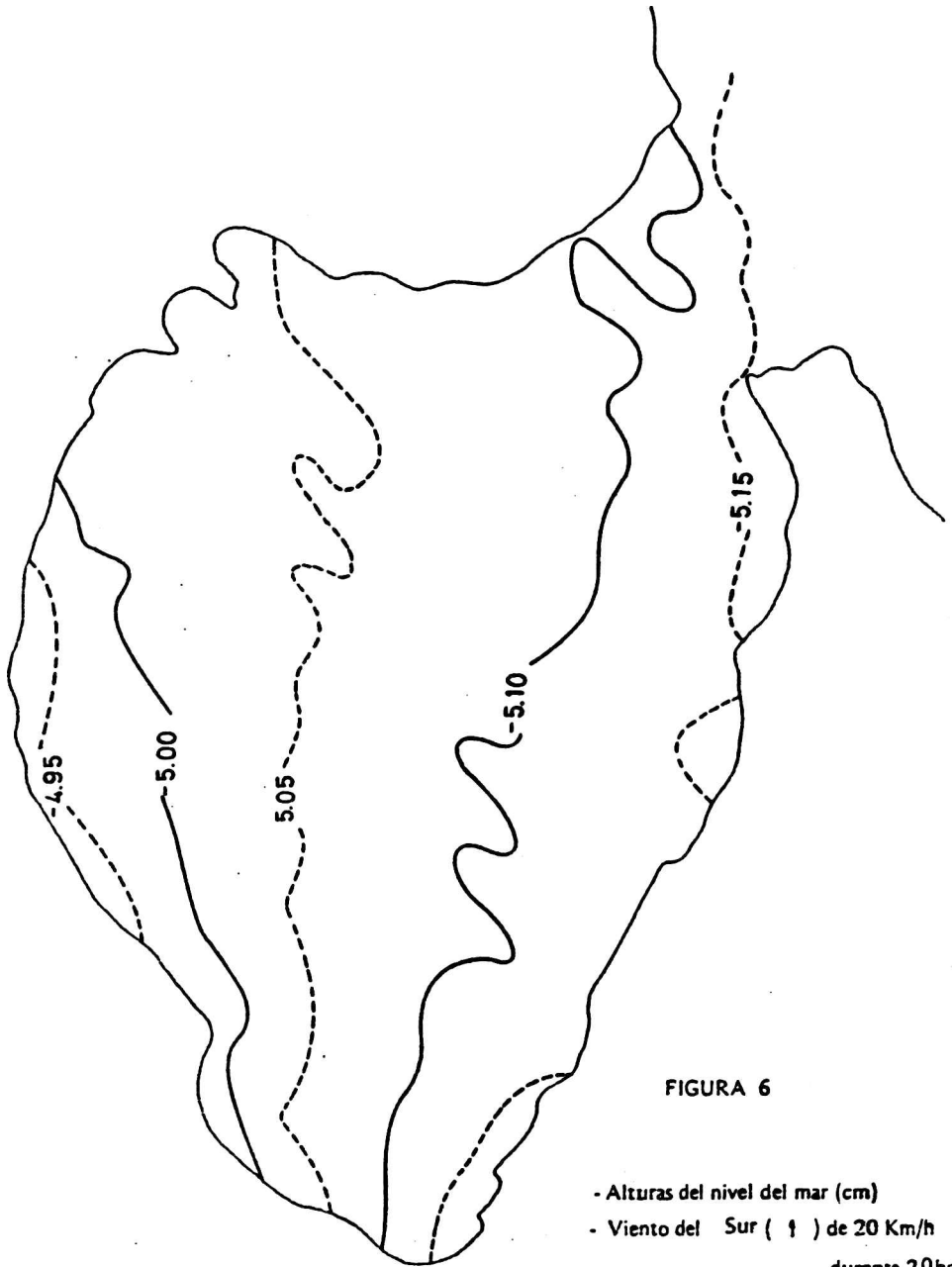

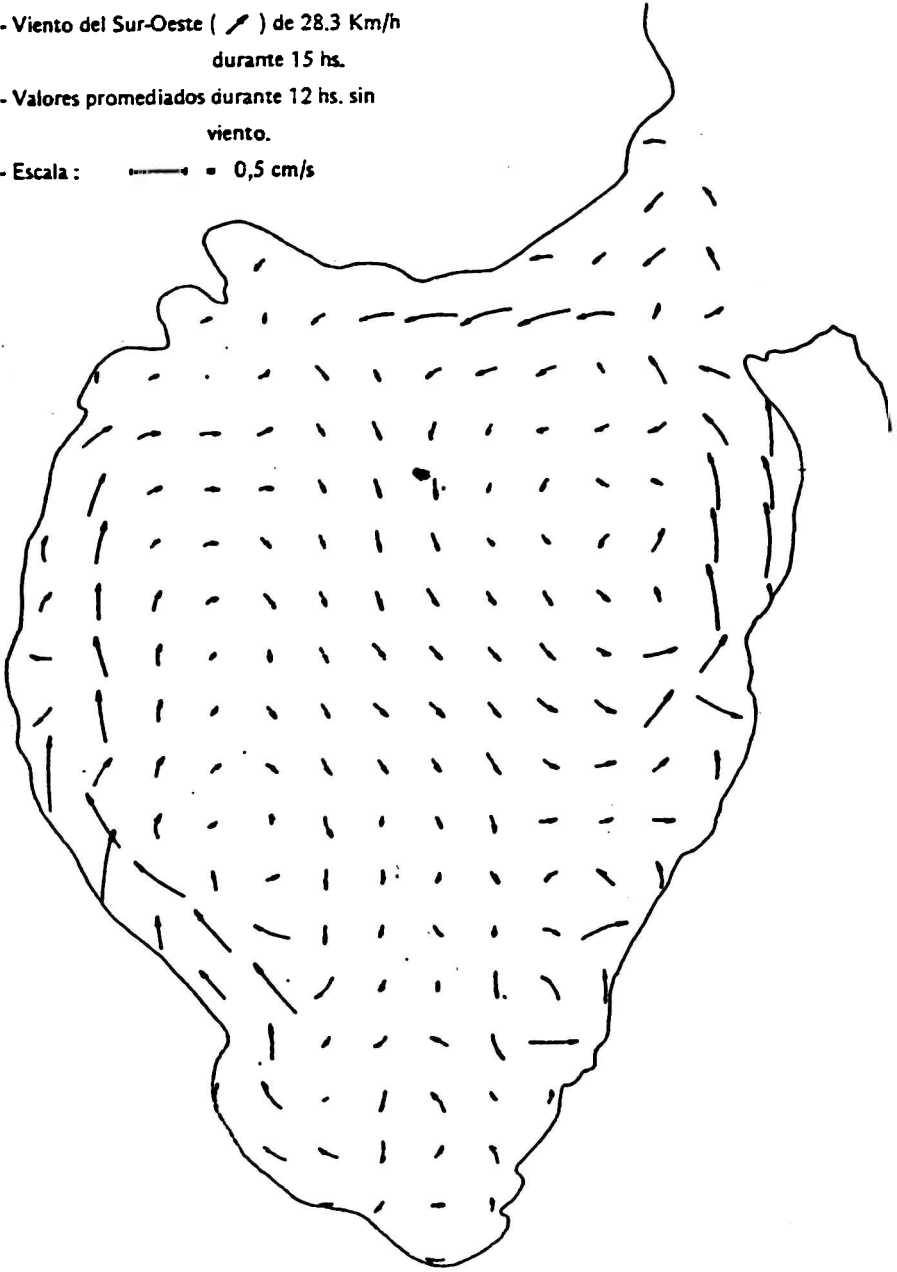


FIGURA 6

- Alturas del nivel del mar (cm)
- Viento del Sur (↓) de 20 Km/h durante 20hs.

FIGURA 7

- Viento del Sur-Oeste (↙) de 28.3 Km/h durante 15 hs.
- Valores promediados durante 12 hs. sin viento.
- Escala :  = 0,5 cm/s



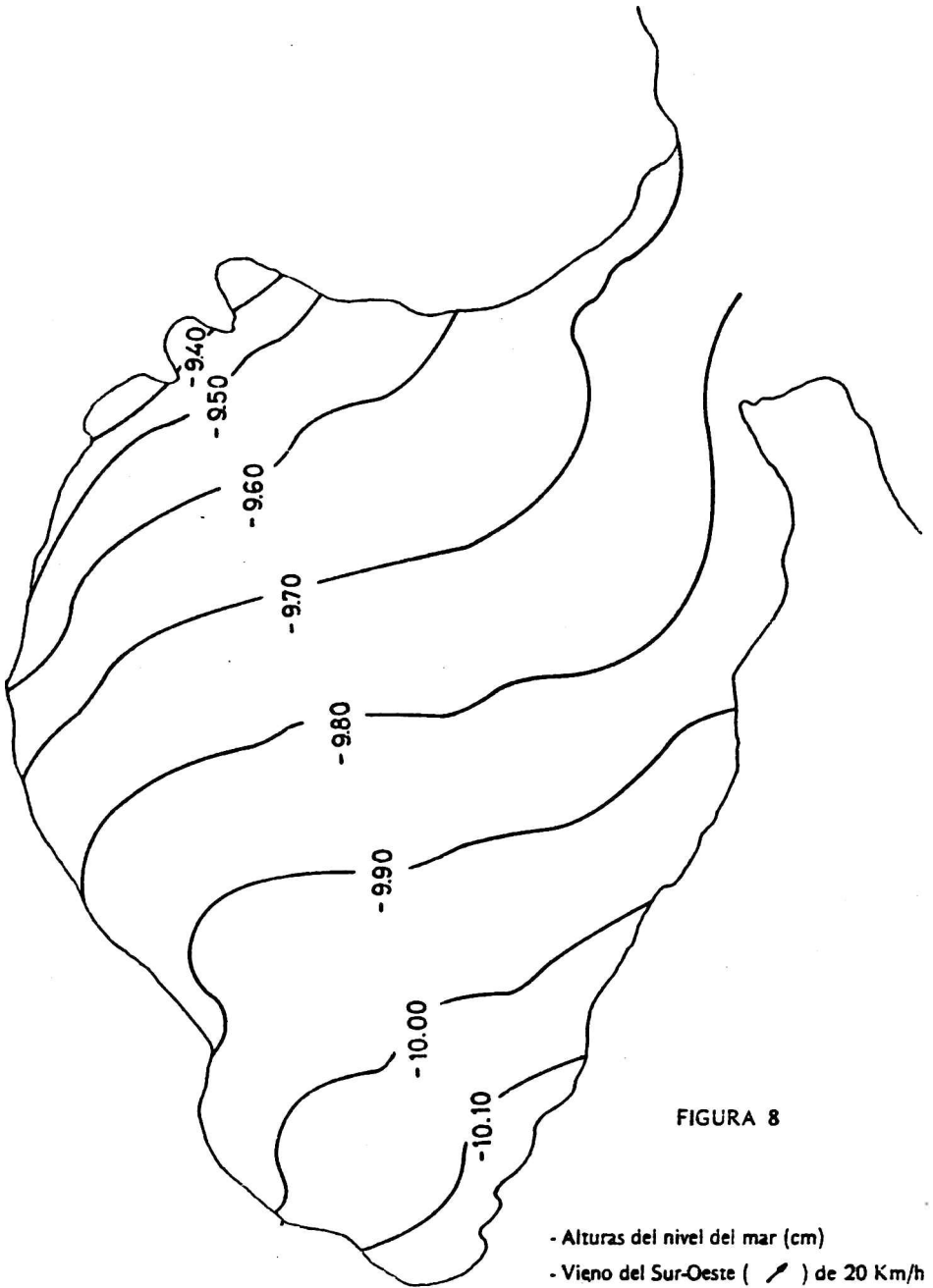


FIGURA 8

- Alturas del nivel del mar (cm)
- Viento del Sur-Oeste (/) de 20 Km/h durante 15 hs.

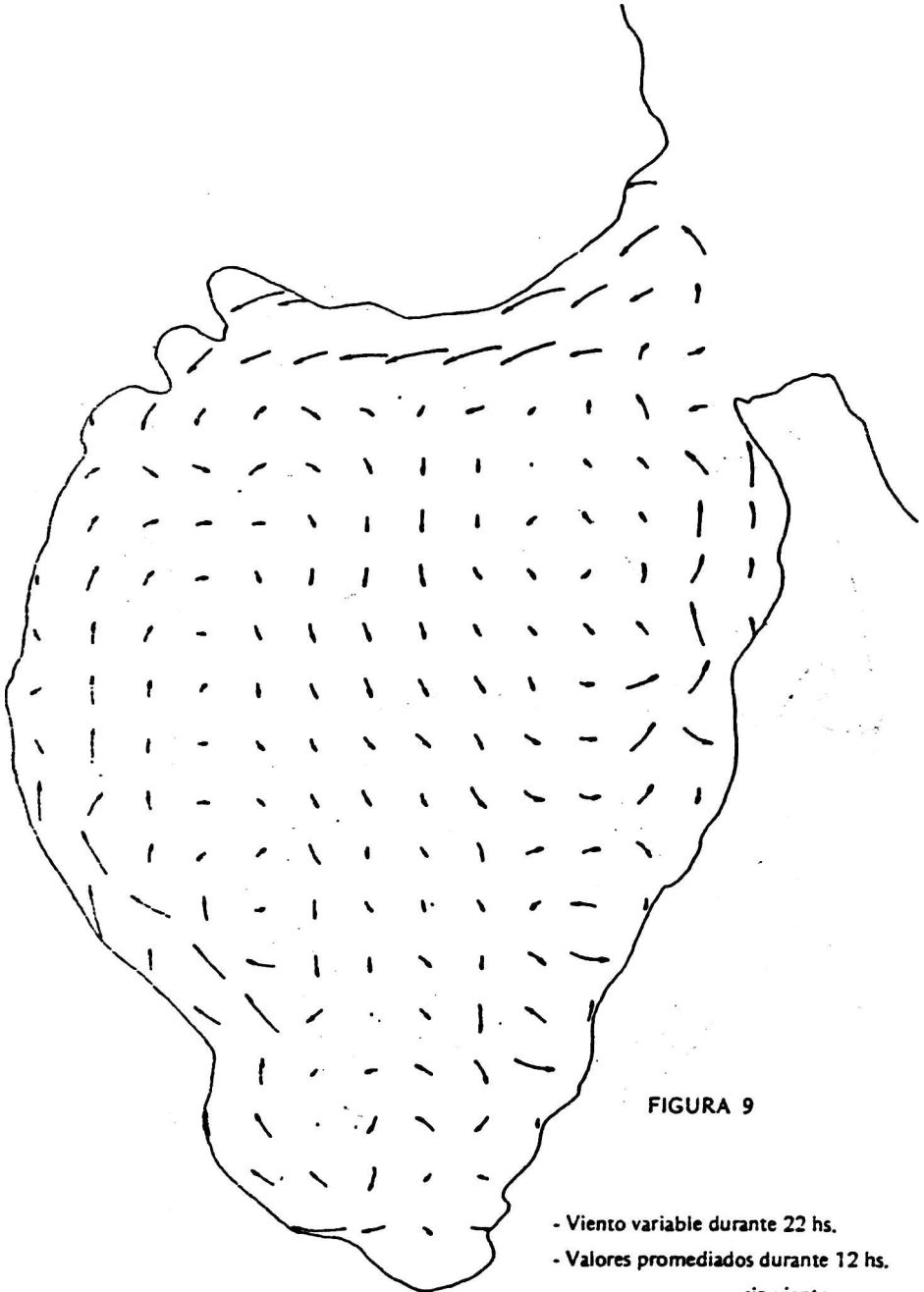



FIGURA 9

- Viento variable durante 22 hs.
- Valores promediados durante 12 hs.
sin viento.
- Escala :  = 0,1 cm/s

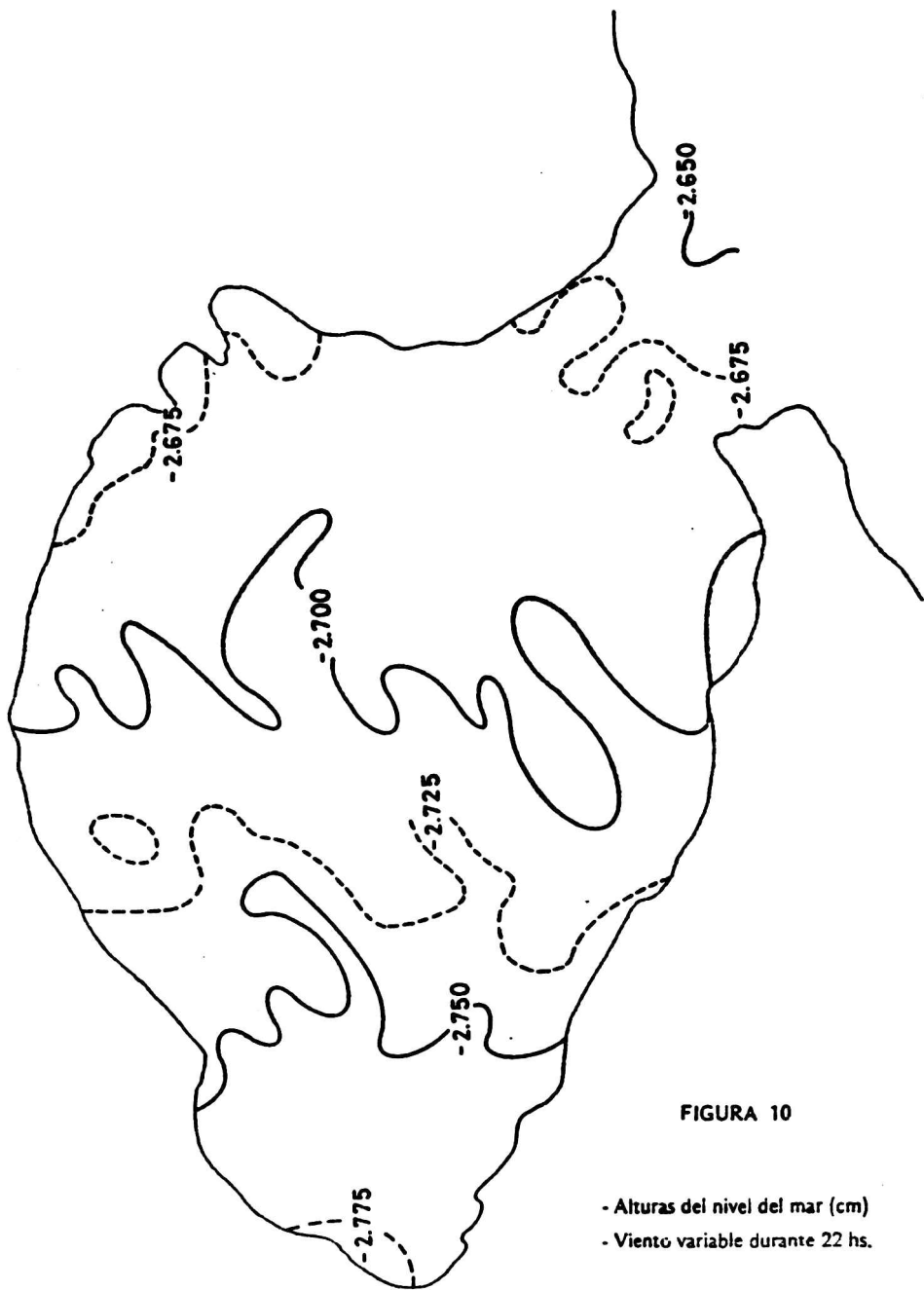
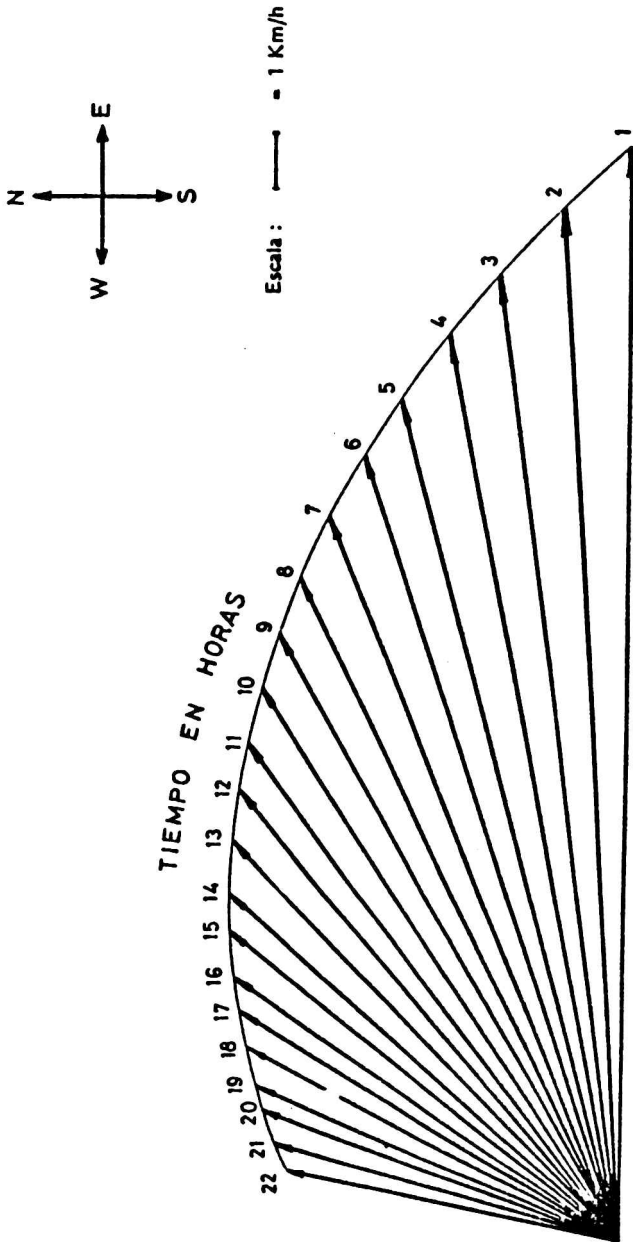


FIGURA 11



CARACTERISTICAS ESTADISTICAS DE LAS MASAS DE AIRE EN LA TROPOSFERA
DE LA REGION HUMEDA ARGENTINA

Susana A. Bischoff y Alejandra S. Coronel *

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

RESUMEN

Se analizaron las características estadísticas de las masas de aire utilizando como variable la temperatura adiabática potencial equivalente en las estaciones aerológicas: Resistencia (27.27°S, 59.03°W), Córdoba (31.19°S, 64.13°W), Ezeiza (34.49°S, 58.32°W), Santa Rosa (36.34°S, 64.16°W) y Comandante Espora (38.40°S, 62.10°W). Las técnicas empleadas para el análisis propuesto son estadísticas exploratorias y permitieron examinar el comportamiento espacial (en la vertical y con la latitud) y temporal, de parámetros estadísticos y de las distribuciones para cada mes y época del año.

En invierno Resistencia se puede definir como una zona de transición en 850 y 800 mb. entre las masas de aire frío que irrumpen desde el sur y las masas calientes y tropicales que llegan desde el sector norte. Se encontró además un aumento de la frecuencia de masas cálidas y húmedas en los últimos quince años en Resistencia y Ezeiza en el nivel de 850 mb. tanto en verano como en invierno respecto del período 1958/1967.

ABSTRACT

Air mass statistical characteristics were studied using equivalent potential adiabatic temperature. The aerological stations whose upper air soundings were considered are the following: Resistencia (27.27°S, 59.03°W), Córdoba (31.19°S, 64.13°W), Ezeiza (34.49°S, 58.32°W), Santa Rosa (36.34°S, 64.16°W) and Comandante Espora (38.40°S, 62.10°W).

With the statistical techniques utilized, spatial and temporal behavior of the basic statistical parameters was examined. Variable distributions for each month and season were also studied.

The results show that there is a transition zone in 850 and 800 mb. in Resistencia during winter. In that region cold air mass that come from the south and warm air mass that come from the north both have the same frequency in variable distributions.

Finally, a warming was observed in Resistencia and Ezeiza variable distributions during the last fifteen years respect to the period 1958/1967. That behavior was found in 850 mb during winter and summer.

1. INTRODUCCION

Una masa de aire definida como una extensión de aire aproximadamente homogénea en la horizontal tiene su origen en una superficie con propiedades características y homogéneas, con condiciones de identidad y con una distribución aproximadamente uniforme de radiación.

El equilibrio alcanzado con esa superficie se destruirá al moverse fuera de ella debido a procesos de mezcla, expansión o compresión, condensación o evaporación. Particularmente estos procesos están directamente relacionados con fenómenos de tiempo como frentes, líneas de inestabilidad, lluvias intensas, déficit de precipitación, etc., que influyen en el quehacer diario del hombre por lo que su estudio y conocimiento es de real importancia. Algunos investigadores estudiaron las características de estabilidad e inestabilidad de las masas de aire en la zona tropical mediante el análisis de la distribución vertical de la temperatura potencial equivalente. Entre ellos se pueden mencionar Garstang et al. (1967), Harris y Ho (1969) y Gray (1968).

Scian, Piacentini y Vargas (1978) realizaron un estudio preliminar de las masas de aire en la República Argentina, analizando la distribución de la temperatura adiabática potencial equivalente en el nivel de 850 mb.

Hoffmann (1971) determinó la frecuencia mensual media de los sistemas frontales que afectan el norte argentino, los valores climáticos de masas de aire involucradas, las variaciones interdiurnas de temperatura y presión originadas por los cambios de las masas de aire, etc.

Este trabajo tiene como objetivo ampliar el conocimiento de las masas de aire que afectan la región húmeda de la República Argentina a través del estudio y análisis del comportamiento de la temperatura adiabática potencial equivalente. El estudio se realiza a través de técnicas matemáticas sencillas con el propósito de hallar algún comportamiento estacional y/o regional y relacionarlo con el comportamiento de otras variables.

2. INFORMACION UTILIZADA

La información utilizada es la que corresponde a los datos de radiosondeo de temperatura y temperatura de rocío de las estaciones Resistencia ($\phi = 27^\circ 27'S$, $\lambda = 59^\circ 03'W$), Córdoba ($\phi = 31^\circ 19'S$, $\lambda = 64^\circ 13'W$), Ezeiza ($\phi = 34^\circ 49'S$, $\lambda = 58^\circ 32'W$), Santa Rosa ($\phi = 36^\circ 34'S$, $\lambda = 64^\circ 16'W$) y Comandante Espora ($\phi = 38^\circ 40'S$, $\lambda = 62^\circ 16'W$) (fig. 1) en los niveles estándar entre 850 y 400 mb, a las 12 TMC. Los datos fueron cedidos por el Servicio Meteorológico Nacional siendo los períodos de información de cada estación los siguientes:
Resistencia (SIS): 1958 - 1982
Córdoba (CBA): 1959 - 1982
Ezeiza (EZE): 1958 - 1982
Santa Rosa (OSA): 1965 - 1982
Comandante Espora (EPO): 1964 - 1982

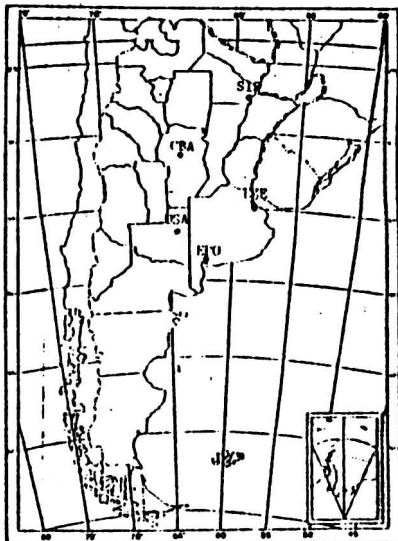


FIGURA 1: Estaciones utilizadas de la red aerológica

3. METODOLOGIAS APLICADAS

3.1. Variable utilizada

Una masa de aire se puede caracterizar por una serie de parámetros que son afectados por diferentes procesos atmosféricos cuando ella está en movimiento. Petterssen (1940) muestra una tabla en la cual enuncia los procesos para los cuales los parámetros son conservativos o no. Se observa que no existe ningún elemento que sea conservativo para todos los procesos. Sin embargo los que se mantienen conservativos en los procesos adiabático seco y saturado son la temperatura potencial equivalente y la temperatura potencial de bulbo húmedo. Para realizar este trabajo se eligió la temperatura potencial equivalente (θ_{ae}) para caracterizar las masas de aire. Según Rossby (1932) la temperatura adiabática potencial equivalente se puede expresar como

$$\theta_{ae} = \theta \exp(Lv w / Cpd Ts)$$

donde

Lv: calor latente de vaporización, Ts: temperatura adiabática de saturación, θ : temperatura potencial, w: relación de mezcla, Cpd: calor específico de aire seco.

3.2. Propiedades básicas de las series

El estudio preliminar de una serie de observaciones puede realizarse a través de una distribución de frecuencias que permite organizar los datos para una rápida y fácil determinación de las características de los mismos.

La forma de estas distribuciones está gobernada por los "momentos" de la distribución y describen la relación de ellas con sus promedios. La expresión más general de los momentos de una distribución es (Brooks, 1953)

$$M_k = \sum_i (X_i - \bar{X})^k / N$$

Se calcularon el promedio y los momentos de segundo (varianza), tercero (asimetría) y cuarto orden (curtosis).

A partir de los dos últimos momentos se hallaron los coeficientes de asimetría y curtosis y se determinaron los rangos dentro de los cuales estos coeficientes describían una distribución normal a través de los errores estándar de los mismos con un nivel de significancia definido (Brooks 1953).

Dado que las distribuciones en la mayoría de los casos diferían de una normal, se tomó la mediana como parámetro más representativo y se estimó el intervalo de confianza para cada una de ellas. Esta estimación es derivada a partir de la expresión

$$S_i = 1.25 Q_i / 1.349 n_i^{1/2}$$

donde Q_i es el rango intercuartil del grupo i , n_i es el tamaño del grupo i y los límites de confianza se calcularon a partir de

$$M_i \pm c S_i$$

donde M_i es la mediana del grupo i , $c=1.96$ es el valor adecuado que corresponde a un intervalo de confianza del 95% alrededor de la mediana (Graedel 1985).

3.3. Test de hipótesis

El "test" de una hipótesis estadística es el procedimiento que se utiliza para verificar o negar una suposición o hipótesis H_0 . El resultado obtenido tiene estrecha relación con la sensibilidad del "test" utilizado (Brooks, 1953). A través del "test" F-Fisher se analizó, desde el punto de vista estadístico, si existen diferencias en la variabilidad o dispersión de dos muestras, respecto del promedio (Brooks, 1953).

4. RESULTADOS OBTENIDOS

Con la aplicación de las técnicas mencionadas anteriormente se hallaron los siguientes resultados:

4.1. Análisis en la vertical

Se analizaron los valores medios y las desviaciones estándar de θ_{ae} para cada mes en los niveles comprendidos entre 850 y 400 mb. La figura 2 muestra estos parámetros para los meses de enero, abril, julio y octubre. Los valores medios aumentan con la altura en las diferentes estaciones analizadas.

La desviación estándar disminuye con la altura. En SIS se encontraron los mayores valores de desviación estándar en una capa cuya profundidad depende del mes analizado. Esta característica se observa durante la mayor parte del año en la capa 850/600 mb., mostrando el mayor gradiente entre 700 y 400 mb. en abril, julio y octubre.

4.2. Análisis temporal y con la latitud.

Se analizó la variación latitudinal del promedio y desviación estándar de θ_{ae} durante el año para las diferentes estaciones. La figura 3 muestra el comportamiento del promedio y la desviación estándar durante el año para SIS, CBA, EPO, OSA y EZE en 800 y 500 mb.

El valor medio de θ_{ae} , en general, disminuye con el aumento de la latitud, mostrando además disminuciones durante el invierno respecto del verano. Su variación anual es menor en los niveles superiores analizados.

La desviación estándar presenta curvas más irregulares que el promedio a lo largo del año. En 800 mb. la mayor desviación estándar se pone de manifiesto en SIS. En los niveles por encima de 700 mb. se puede observar un aumento de este parámetro durante los meses del invierno con la excepción de SIS que muestra un comportamiento a la inversa.

Se analizó a continuación la significancia estadística de la variabilidad de la desviación estándar de θ_{ae} con la latitud en 800 y 500 mb. para diferentes meses del año. Se estableció el nivel de significancia del 1%. Se comprobó que en el nivel de 800 mb. la variabilidad de las masas de aire que afectan CPA, OSA y EPO no difieren estadísticamente entre sí en enero y julio, pero lo hacen respecto de EZE y SIS. La variabilidad de las masas de aire que afectan estas dos últimas estaciones difieren estadísticamente en enero pero no en julio, indicando un comportamiento más homogéneo respecto del promedio durante el invierno.

En 500 mb. el significado estadístico de la variabilidad de las masas de aire que afectan la región en estudio, realizado para todos los posibles pares de estaciones disponibles, indica que hay dependencia con la latitud. La excepción a este comportamiento de observación entre CBA, OSA y SIS en julio y CBA y OSA en enero.

Si se analiza particularmente el comportamiento de estos parámetros entre CBA y EZE en 800 mb. en enero y julio se puede decir que si bien el valor medio en ambas es el mismo el rango de variabilidad de las masas de aire en EZE es mayor que en CBA.

Dado que las distribuciones analizadas en algunos casos no eran estadísticamente normales, se analizó la mediana. La figura 4 muestra la variación temporal de la mediana y sus límites de significancia al 95%, el rango intercuartil y los valores máximo y mínimo de la distribución de θ_{ae} en EPO.

En esta figura pueden observarse las características mencionadas anteriormente referidas al comportamiento del promedio.

4.3. Agrupamiento estacional

Se estudiaron las medianas y las varianzas correspondientes a cada mes,

con el objeto de analizar estadísticamente si era posible tomar el agrupamiento de los meses de diciembre, enero y febrero representando el verano, marzo abril y mayo representando el otoño; junio, julio y agosto representando el invierno; setiembre, octubre y noviembre representando la primavera. Se estableció el nivel de significancia en el 1%.

De la comparación de las medianas mensuales y sus respectivos límites de significancia se puede decir que es factible aceptar un agrupamiento de los meses que representan los periodos de verano e invierno en las estaciones analizadas en 800 y 500 mb. No ocurre así en las estaciones intermedias, otoño y primavera, donde el "test" indica que el agrupamiento de los meses en estos periodos debería ser tomado con cautela.

En el caso de la desviación estándar, con el nivel de significancia establecido son válidos los agrupamientos propuestos para cada período en las estaciones analizadas.

4.4. Asimetría y curtosis

Se calcularon los coeficientes de asimetría y curtosis mensuales y estacionales para cada nivel y latitud, estando afectada la distribución por la onda anual contenida en los datos. Se obtuvieron los errores estándar de dichos coeficientes con el fin de determinar los rangos para los cuales describen una distribución normal al 5%.

Aún cuando las series utilizadas están conformadas por un número muy grande de datos, en algunos niveles analizados las distribuciones difieren de una normal, de acuerdo al "test" aplicado y al nivel de significancia del 95%.

Las asimetrías negativas tienen niveles y épocas preferenciales según la latitud. En SIS se observan asimetrías negativas en verano en los niveles inferiores y en los meses de invierno en todos los niveles, con preferencia en los superiores. En CBA estas asimetrías se encuentran en la mitad inferior de la tropósfera de mayo a setiembre y durante casi todo el año en los niveles más altos. EZE sólo presenta asimetrías negativas durante los meses del invierno en 400 mb. y OSA y EPO durante casi todo el año en los niveles más altos.

En general puede decirse que al aumentar la latitud desaparecen las asimetrías negativas en los niveles más bajos y se establecen en los más altos.

La curtosis no muestra un comportamiento preferencial con la latitud y el nivel analizado.

4.5. Distribución espacial con la latitud y la presión

Se analizó la distribución espacial con la latitud y los niveles de presión de los valores medios y la desviación estándar de θ_{ae} en enero y julio y los resultados se muestran en la figura 5. Esta representa un corte a lo largo del meridiano de 64°W.

En ambos meses puede observarse un marcado descenso de los valores medios sobre CBA, relativos a los que se manifiestan en EZE y SIS.

La desviación estándar también tiene mínimos sobre CBA relativos a los que se observan en SIS y EZE en cada nivel.

4.6. Histogramas

Con el objeto de sintetizar el comportamiento de θ_{ae} se calcularon y analizaron los histogramas mensuales y estacionales para cada estación y nivel.

En enero y 850 mb. la distribución que presentan CBA y EZE tienen características de distribuciones de un sólo máximo, mientras que en SIS puede observarse que la distribución se acerca más a una bimodal con máximos de frecuencias en los intervalos 340-345°K y 350-355°K.

En 500 mb. las distribuciones tienen asimetrías positivas en las tres estaciones siendo la más asimétrica EZE debido a un número muy pequeño de entrada de masas de aire cálidas con valores entre 360 y 370 °K.

Si se comparan los histogramas correspondientes al mes de julio en 850 mb. puede observarse que SIS sigue manteniendo las características de bimodal con cierta asimetría negativa que se debe a la entrada de masas de aire frío, en número pequeño, con valores de θ_{ae} que toma el valor mínimo en el intervalo 290-300°K. Este intervalo en CBA y EZE contiene aproximadamente el 23% de las ocurrencias.

En 500 mb. disminuye la dispersión de la variable y en SIS el histograma es unimodal, igual que en las restantes estaciones estudiadas.

Se calcularon posteriormente los histogramas para los períodos: estival e invernal. En SIS en 850 mb. durante el verano se puede observar un intervalo de máxima frecuencia centrado aproximadamente entre 345-350°K, mientras que en invierno se manifiesta una distribución bimodal con dos máximos de frecuencias similares centrados aproximadamente en 305-310°K y 325-335°K. Esto indicaría que en invierno esta zona se halla influenciada en porcentajes similares por la presencia de masas frías y cálidas caracterizadas por los intervalos mencionados, con un mínimo relativo entre ambos. En las restantes estaciones los histogramas se caracterizan porque tanto en invierno como en verano presentan sólo un máximo de frecuencia comprendido en intervalos que disminuyen sus valores extremos del verano al invierno. La figura 6 muestra los histogramas correspondientes al invierno en 850 mb. de SIS, EZE y CBA.

Si se compara la posición relativa de los máximos de frecuencia entre las diferentes latitudes se puede ver que durante el verano no hay diferencias entre CBA y EZE y entre OSA y EPO. En invierno en cambio hay que destacar que la máxima frecuencia de menor θ_{ae} de SIS es la que corresponde a las masas de aire que afectan con mayor frecuencia CBA y algo mayor (5°K) que el intervalo de mayor frecuencia de EZE y OSA. El otro máximo de SIS tiene su correspondencia en EZE con un porcentaje menor al de máxima frecuencia. Tal vez esta característica indique la presencia de masas de aire cálidas que llegan a SIS por influencia del anticiclón del Atlántico. Al mismo tiempo un pequeño porcentaje correspondiente a las masas extremas más frías que se observan en EZE y CBA no se manifiestan en SIS lo que permitiría inferir que sólo modificadas alcanzarían la latitud de SIS. Esto podría indicar que los frentes fríos que pasan por EZE sufren modificaciones en su traslado alcanzando la latitud de SIS con características diferentes. Con respecto a las masas cálidas que pasan por SIS sólo un pequeño porcentaje de ellas alcanza la latitud de EZE sin modificación. Tal vez otras lo hacen modificadas, con menor valor de θ_{ae} por lo que no es posible identificarlas. Algo similar ocurre en CBA.

En 500 mb. las distribuciones son unimodales con un máximo de frecuencia que durante el verano se desplaza a intervalos de menor valor de θ_{ae} con el aumento de la latitud, con excepción de CBA. En esta estación el intervalo de mayor frecuencia se ubica entre el que se observa en EZE y OSA, lo que podría indicar que la tropósfera media de CBA estaría afectada por masas de aire más frías que en EZE.

Las masas de aire más frías que durante el verano afectan EPO y OSA no se pueden identificar en EZE con las mismas características. Tal vez lleguen después de haber sufrido modificaciones.

Al mismo tiempo se puede inferir que a la tropósfera media de CBA llegan masas más frías que a EZE. En SIS no se observa frecuencia de masas de aire con θ_{ae} menor de 330°K, mientras que estas afectan EZE con una frecuencia del 6%.

En invierno la tropósfera media en CBA tiene las mismas características que durante el verano con respecto a las restantes estaciones como puede verse en la Tabla I.

Nuevamente se puede inferir que las masas más frías sólo llegarían a SIS modificadas. Las estaciones que presentan la mayor entrada de masas más cálidas, aunque con un número de frecuencias muy pequeño, son SIS y EZE.

Estación	Verano	Invierno
SIS	340-345	335-340
CBA	325-330	315-320
EZE	335-340	325-335
OSA	320-325	310-315
EPO	315-320	310-315

TABLA I: Intervalo en °K de la mayor frecuencia de θ_{ae} en las estaciones correspondientes para verano e invierno en el nivel de 500 mb.

4.6.1. Comparación entre los periodos 1958/1967 - 1968/1982

Se compararon, en función de la frecuencia de cada intervalo, los histogramas correspondientes al período 1958/1967 analizado por Scian, Piacentini y Vargas (1978) y el período 1968/1982.

Referente al nivel de 850 mb. de la comparación puede inferirse que en CBA durante el invierno disminuye en un 4% las masas caracterizadas por θ_{ae} menores que el valor de máxima frecuencia aumentando en el otro extremo de la distribución en el segundo período respecto del primero. En SIS en ambos períodos, la distribución es bimodal. Se observa en el último período un corrimiento en los porcentajes para valores de θ_{ae} que se encuentran a la derecha de la máxima frecuencia del valor más pequeño en la distribución bimodal. También se observa un aumento del 2% en el intervalo 340-345°K y otros aumentos que alcanzan el 5% para valores mayores de θ_{ae} , conformando este último porcentaje el extremo de la distribución. En EZE se puede apreciar un aumento del 7% en las frecuencias de las masas de aire que afectan esta zona durante el período 1968/1982 respecto del anterior, para valores de θ_{ae} mayores que 305°K.

En el período de verano en CBA se observa un aumento del 4% en los intervalos comprendidos entre 330 y 345°K y una disminución del 4% en el máximo del primer período 1958/1967. En SIS la distribución es unimodal en ambos períodos y se puede observar también una disminución del 4% en el máximo del primer período en el intervalo 340-345°K pero hay un aumento del 7% en los intervalos de valores mayores de θ_{ae} . En EZE en verano se observa un aumento del orden del 8% en los valores de θ_{ae} mayores que 325°K en el segundo período respecto del primero. La figura 7 muestra los histogramas de EZE de verano para los dos períodos analizados.

5. OTRAS CONSIDERACIONES

5.1. Análisis de máximos y mínimos absolutos mensuales

Los momentos de tercero y cuarto orden son muy sensibles a la presencia de valores extremos en la distribución, siendo éstos factores importantes en la determinación del signo de la asimetría y el valor de la curtosis observadas en las diferentes latitudes. hecho que define estadísticamente un apartamiento de la normal.

Se buscaron los máximos y mínimos absolutos para cada mes, año y nivel y a partir de ellos se calcularon los máximos y mínimos medios mensuales. La figura 8 muestra la distribución temporal de los máximos y mínimos absolutos en enero de cada año en SIS correspondientes a los niveles de 800 y 500 mb. Se indican además los valores medios para los máximos y mínimos en cada caso.

En CBA, OSA y EPO el promedio de los máximos en 800 mb. excede el promedio

de los máximos en 500 mb. El comportamiento es a la inversa en EZE y SIS, siendo menor la diferencia entre ambos promedios.

Hay que destacar que en todas las estaciones analizadas, aún en aquellas no mostradas aquí, se manifiesta una oscilación de los máximos y mínimos absolutos mensuales, más o menos pronunciada, alrededor del valor medio en 800 y 500 mb. en EZE y EPO. Sólo puede observarse en 800 mb. en SIS y CBA y más desdibujada en las restantes estaciones y niveles. Esta periodicidad indica máximos y mínimos absolutos por debajo del promedio en la década del '60 y por encima de él en la década el '70. Estos valores se encuentran en disminución hacia el final del período de análisis.

Se confeccionaron los histogramas de los máximos y mínimos absolutos mensuales con el objeto de analizar su distribución. De la observación de los mismos se puede decir que los máximos tienen mucha dispersión tanto en enero como en julio en EZE pero la dispersión disminuye de enero a julio en SIS en 800 mb. En 500 mb. las distribuciones de los máximos tienen las mismas características aunque menor dispersión.

El análisis de los mínimos presenta una dispersión menor que los máximos tanto en enero como en julio en 800 y 500 mb. en ambas estaciones.

6. CONCLUSIONES

A partir de la caracterización de las masas de aire en SIS, CBA, EZE, OSA y EPO mediante la θ_{ae} y las metodologías aplicadas para su estudio en este trabajo se puede concluir que:

- . Los valores medios de θ_{ae} aumentan con la altura en todas las estaciones, siendo mayor este aumento en SIS y EZE.

- . La desviación estándar disminuye con la altura en todas las estaciones indicando una menor variabilidad de la θ_{ae} alrededor del promedio en la tropósfera media respecto de los niveles inferiores. La mínima desviación estándar se produce en SIS durante el mes de julio en los niveles superiores.

- . La variabilidad de las masas de aire medida por la desviación estándar

- a) es la misma estadísticamente al 1% en SIS y EZE en 800 mb. en el mes de julio. No ocurre en enero.

- b) tanto EZE como SIS difieren estadísticamente de las restantes estaciones analizadas en enero y julio.

- c) CBA y OSA no difieren estadísticamente en los niveles analizados

.Aún cuando las series utilizadas tienen un número muy grande de observaciones las distribuciones difieren de una normal desde el punto de vista de la asimetría y la curtosis, revelando para el primer coeficiente un comportamiento latitudinal. A medida que aumenta la latitud la asimetría negativa se establece en los niveles más altos, pudiendo inferirse que la entrada de masas con menor θ_{ae} se revelaría como un apartamiento importante respecto del promedio.

- . Los máximos absolutos medios mensuales para enero y julio muestran que en SIS y EZE son menores en 800 mb. que en 500 mb. En CBA, OSA y EPO estos promedios se encuentran invertidos, observándose la mayor diferencia en CBA. Estas diferencias entre ambos niveles disminuyen durante el mes de julio, lo que indicaría que en el área en estudio durante el invierno la capa 850/400 mb. es más homogénea que en verano desde el punto de vista del parámetro bajo análisis.

- . La distribución de máximos absolutos mensuales indican la presencia de una onda en SIS, CBA y EZE por debajo del promedio en la década del '60 aproximadamente y por encima del mismo durante la década del '70. También se observa un descenso en el comienzo de la década del '80.

- . Los histogramas de SIS revelan que en invierno ésta estación se comporta como una zona de transición en 850 y 800 mb. entre las masas de aire frío que irrumpen desde el sur y las masas de aire cálido que llegan desde el sector norte.

- . La comparación de los histogramas entre el período 1958/1967 y 1968/1982

en 850 mb tanto en verano como en invierno reveló que en CBA y EZE aumentó hasta un 8% el porcentaje de las masas más cálidas en el segundo período, con valores de θ_{ne} mayores que el que se manifiesta como el de mayor frecuencia en el primer período. En SIS el corrimiento se registra hacia valores de θ_{ne} entre los dos máximos de frecuencias. Esto podría resumirse diciendo que hubo un aumento en el porcentaje de las masas cálidas y húmedas en la región de SIS, CBA y EZE.

En las restantes estaciones no se puede hacer la comparación por la falta de información en el primer período.

En los niveles más altos analizados no se observa una característica similar. Tal vez habría que estudiar la circulación en la región en ambos períodos y el comportamiento de la tensión de vapor y temperatura, variables que entran en la definición de θ_{ne} .

6. BIBLIOGRAFIA

- . Brooks C. Carruthers, N., 1953; Handbook of statistical methods in Meteorology
- . Garstang, M., LaSeur, N.E. and Aspliden, Aug. 1967; Equivalent potential temperature as a measure of the structure of the tropical atmosphere. Final Report, Grant N°DA-AMC-28-043-66-625, Report N°67-10, Florida State Univ. Dept. of Met.
- . Graedel, T. E., Kleiner, B., 1985; Exploratory analysis of atmospheric data, cap. I de Probability statistics and decision making in the atmospheric sciences.
- . Gray, W. M., octubre 1968; Global view of the origin of tropical disturbances and storms. Monthly Weather Review, vol. 96(10), pag. 669-700.
- . Harris, B. E. and Ho, F. P., feb. 1969; Structure of the troposphere over Southeast Asia during the summer monsoon month of July. Scientific Report N°3, Contract N° F19628-67-C-0232, HIG-69-4, Hawaii Institute of Geophysics.
- . Hoffmann, J., 1971; Frentes, masas de aire y precipitaciones en el norte argentino, Meteorológica, vol. II.
- . Petterssen, S., 1940; Weather analysis and forecasting.
- . Rossby, C. G., 1932; Thermodynamics applied to air mass analysis. MIT Meteorological Paper, 1, N° 3.
- . Scian, B., Piacentini, M. de, Vargas, W., 1978; Masas de aire en la República Argentina. Informe Interno del Servicio Meteorológico Nacional, Serie C. N° 21.

AGRADECIMIENTOS: Las autoras agradecen los valiosos comentarios recibidos del DR. E. R. Lichtenstein y del Dr. W. M. Vargas. Esta investigación y publicación fue financiada por el COMICET a través del PIA E1173/86.

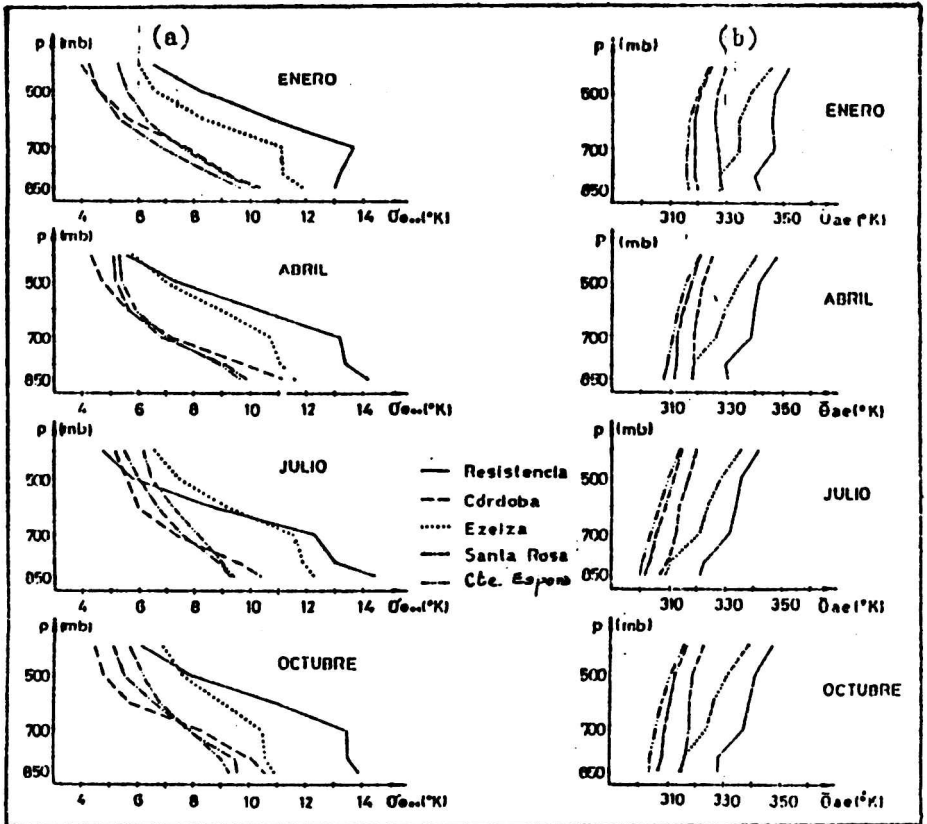


FIGURA 2 : (a) Distribución vertical de la desviación estándar ($^{\circ}\text{C}$), y (b) de los valores medios ($^{\circ}\text{K}$) de θ_{ae} para los meses de enero, abril julio y octubre en SIS,CBA,EZE y EPO.

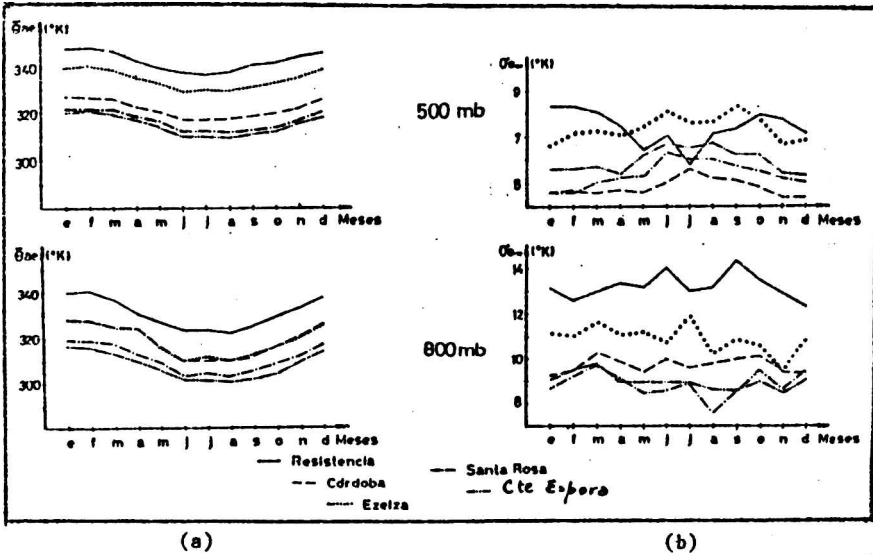


FIGURA 3 : (a) Distribución del promedio (°K) y (b) de la desviación estándar de θ_{oe} en los meses del año para los niveles de 800 y 500 mb. en SIS, CBA, EZE, OSA y EPO.

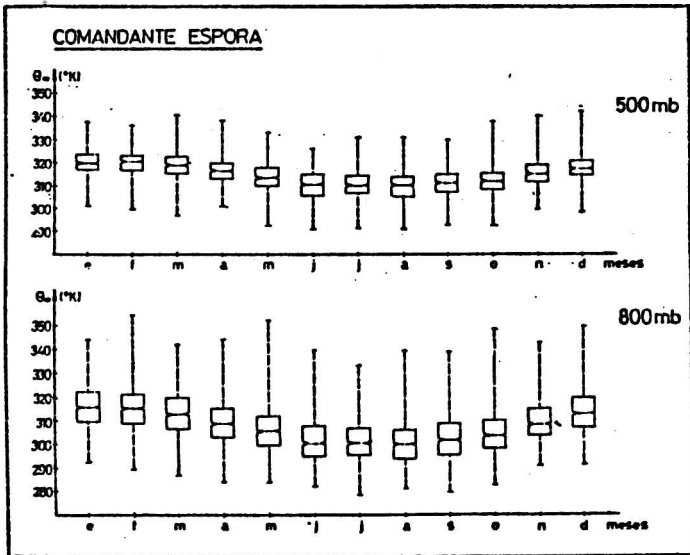


FIGURA 4 : Variación temporal de la mediana (°K) para cada mes en los niveles de 800 y 500 mb. en EPO, sus límites de significancia al 95%, el rango intercuartil y los valores máximo y mínimo de la distribución.

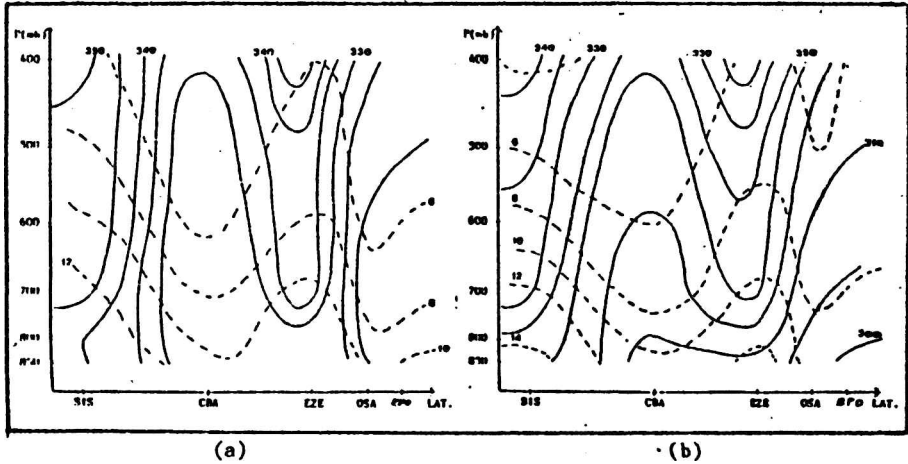


FIGURA 5 : Distribución espacial con la latitud y la presión de los valores medios ($^{\circ}\text{K}$) (—) y la desviación estándar ($^{\circ}\text{C}$) (-----) de θ_{ae} en enero (a) y julio (b).

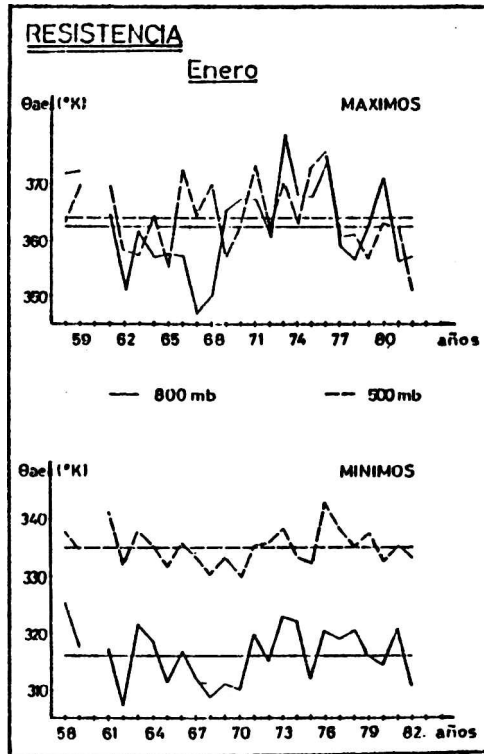


FIGURA 8 : Distribución temporal de los máximos y mínimos absolutos mensuales de enero en SIS para 800 y 500 mb.

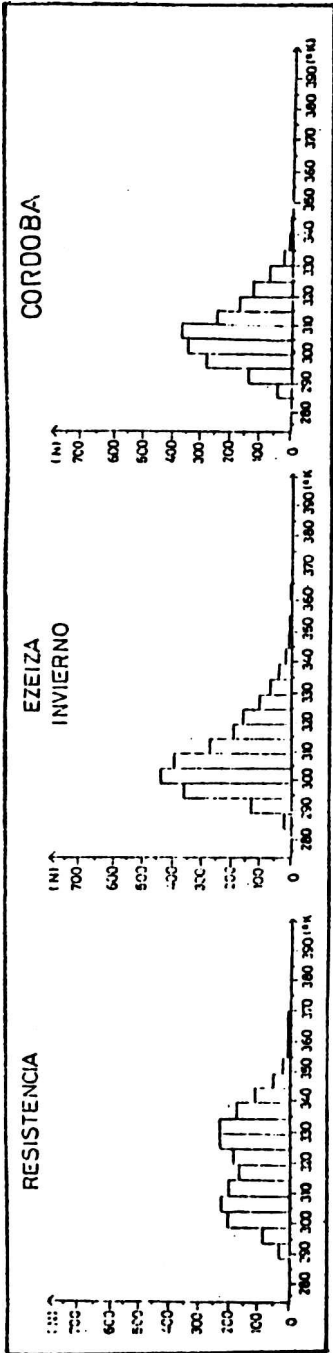


FIGURA 6 : Histogramas de θ_{oe} en 850 mb. correspondientes a las estaciones SIS, EZE y CBA en invierno.

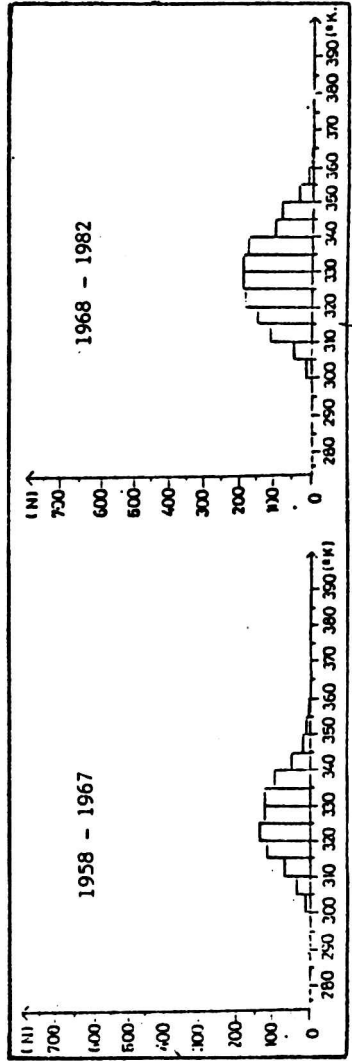


FIGURA 8 : Histogramas de θ_{oe} en 850 mb. de EZE en verano para los periodos 1958 - 1967 y 1968 - 1982.

**DETERMINACIONES GRAVIMÉTRICAS EN LAS PROVINCIAS
DE TUCUMÁN , CATAMARCA Y SANTIAGO DEL ESTERO**

Marta C. Pomposiello

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

Marta T. Diaz

Instituto Antártico Argentino

Nardo G. López y Hugo M. Posse

Universidad Nacional de Tucumán

República Argentina

RESUMEN

En este trabajo se presentan las observaciones gravimétricas obtenidas en 230 nuevas estaciones en las provincias de Tucumán , Catamarca y Santiago del Estero realizadas en los meses de Julio y Septiembre de 1987 , usando un gravímetro Lacoste Romberg (174B).

Considerando además datos gravimétricos pre existentes se construyó un mapa preliminar de isoclinas de Anomalia de Bouguer.

Los resultados obtenidos (entre -250 mgal a 10 mgal) ponen en evidencia , como era de esperar, un espesamiento cortical de este a oeste.

De manera de separar el efecto regional, principalmente la influencia de la "Raiz Andina" , se obtuvo un mapa de la Anomalia de Gravedad Residual

ABSTRACT

This paper provides information about the 230 new gravity stations obtained at Tucumán , Catamarca and Santiago del Estero during July and September 1987 with a Lacoste & Romberg Gravimeter.

Considering the new data and the previous measurements , a preliminary Bouguer Anomaly map was obtained.

A Residual Gravity map was drawn eliminating the Regional Gravity Field , specially the Andean Root effect.

As expected, after data analysis , a crustal thickening is made evident from East to West.

INTRODUCCION

Este trabajo es una recopilación de datos gravimétricos obtenidos durante los meses de julio y septiembre de 1987, en el noroeste argentino, entre los $26^{\circ} 40'$ y $29^{\circ} 20'$ de latitud Sur y los $64^{\circ} 20'$ y $65^{\circ} 40'$ de longitud Oeste, abarcando las provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero.

Hasta el momento se cuenta con 220 nuevas estaciones que completan las observaciones previamente realizadas por el Instituto Geográfico Militar (IGM) y el Instituto de Topografía y Geodesia de Universidad Nacional de Tucumán (IGT). Todas las estaciones gravimétricas están representadas en la FIGURA 1.

Para la realización de estas observaciones gravimétricas se contó con un Gravímetro Lacoste-Romberg (G748) con una precisión de 0.01 mgal. ($1 \text{ mgal.} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$) y se midió sobre puntos de cota conocida establecidos por el IGM, MOP (Ministerio de Obras Públicas) y IGT, con un error menor de 3 m de tal modo que el error en el cálculo de las anomalías fuera $< 1 \text{ mgal.}$

Donde no se contó con datos de altimetría se niveló usando un nivel automático de precisión (Zeiss N12); tomando como referencia puntos con cota conocida. Esto ocurrió en el tramo La Cocha - Taco Ralo donde no se encontraron la totalidad de los puntos de nivelación del IGM.

Para el cálculo de la gravedad observada se usaron como estaciones base de referencia, las estaciones BACARA (Base de Calibración de la República Argentina) de la zona y el punto fijo Taco Ralo (IGT). La determinación de las coordenadas geográficas de cada estación, indispensable para calcular la gravedad teórica, fueron obtenidas de mapas topográficos con escalas 1:50.000 y 1:100.000.

La gravedad teórica fue calculada de acuerdo al Sistema de Referencia Geodésico de 1980 (SRG80).

Los resultados obtenidos fueron corregidos teniendo en cuenta el efecto Luni-Solar y la deriva del instrumento.

Para evaluar el efecto Luni-Solar se puso a punto un programa en Basic que utiliza las expresiones desarrolladas por Longman (1959), y en la FIGURA 2 se presenta un ejemplo de este efecto calculado para el 9-7-87 en la estación Taco Ralo.

Para estimar el efecto topográfico se utilizó el modelo de prismas rectangulares con base $10' \times 10'$ (Base de Datos DB5-DB5 del US-INGIC) (FIGURA 3). A partir de estos datos se interpoló otro modelo de prismas de base menor $1/24^{\circ} \times 1/24^{\circ}$ resultando prismas cuyas bases son de 4 - 4,5 km aproximadamente. La corrección se calculó usando una densidad de 2.67 gcm^{-3} y una radio de interacción de 100 km para cada estación. En la FIGURA 4 se presentan los resultados del cálculo. Como se puede observar en la FIGURA 4 la corrección topográfica para la zona de la llanura tucumana es menor de 1 mgal, y en las zonas próximas a las montañas el efecto se acentúa 5 mgal al Noroeste y 2.5 mgal al Sudoeste.

Utilizando fórmulas clásicas se calcularon las Anomalías de Aire Libre y de Bouguer. Para el cálculo de la Anomalía de Aire Libre se usó la fórmula que incluye el término cuadrático de la altitud topográfica y el término que depende de la latitud de la estación.

RESULTADOS OBTENIDOS

Usando además datos gravimétricos relevados previamente por el (IGE) y el (IGM) se construyó un mapa preliminar de isoclinas de Anomalía de Bouguer (FIGURA 5). Si bien se considera que los datos gravimétricos obtenidos hasta la fecha son insuficientes para hacer una interpretación cuantitativa completa de la zona en estudio, se puede observar que los valores de Anomalía de Bouguer (entre -250 mgal a -10 mgal) ponen en evidencia un engrosamiento cortical ("Raiz Andina") de este a oeste.

Los valores de Anomalía de Bouguer obtenidos en este trabajo se han comparado con los valores representados en un mapa por Draguicevic (1970). Este trabajo consiste en una recopilación gravimétrica regional de gran extensión de los Andes Meridionales.

A grandes rasgos se puede observar que las curvas de igual Anomalía de Bouguer tienen la misma tendencia que las del citado trabajo. Además se observa una diferencia aproximadamente de 50 mgal, esto significa que el modelo que concuerda con el mapa de Draguicevic daría un espesor cortical superior que el que sugieren los datos presentados en este trabajo.

De manera de separar el efecto regional, principalmente la influencia de la "Raiz Andina", se ajustaron los datos gravimétricos con el método de cuadrados mínimos y usando un polinomio de primer grado. De esta forma se eliminan las contribuciones de mayor longitud de onda (del orden de cuatro veces el ancho del área en cuestión). En la FIGURA 6 se presenta el mapa residual de la zona con mayor densidad de estaciones, que corresponde a la Haura tucumana. Como se puede observar este mapa manifiesta la presencia de una cuenca sedimentaria con valores de gravedad residual entre -12 mgal a -2 mgal.

MODELO HIDROSTATICO

Para evaluar si hay o no compensación isostática, en vez de calcular la anomalía isostática, se calculó la anomalía de Bouguer que resultaría si la topografía estuviera localmente compensada. Se asumió que la compensación se produce debido al ensanchamiento de la corteza, la cual se considera que tiene un espesor normal de 33 km. Este valor, no es crítico ya que una variación entre 30 a 45 km produce una variación en la anomalía calculada de unos pocos miligales. La densidad de la corteza se consideró igual a 2.67

gr/cm^3 y la densidad del manto igual a $3.27 gr/cm^3$.

En la FIGURA 7 se presenta el modelo hidrostático para la latitud $27.67^{\circ} S$. La topografía fue modelada usando nuevamente la Base de Datos DB5 - DB5 con bloques aproximadamente de 16 km. La raíz se calculó considerando la hipótesis de equilibrio hidrostático de Airy.

Para calcular la anomalía de Bouguer se usó un programa de cálculo implementado en una computadora Hewlett Packard 85. Este programa considera que la estructura es bidimensional.

Se representaron los valores de Anomalía de Bouguer determinadas para esta latitud ($27.67^{\circ} S$) y se compararon con la respuesta obtenida del modelo.

De este gráfico se puede observar que para la zona llana habría compensación isostática, mientras para la zona donde comienzan las sierras se va alejando progresivamente del equilibrio (sobrecompensada), siendo la diferencia mayor observada de 50 miligales. El déficit de masa observado por debajo de la zona montañosa tal vez se deba a que el equilibrio isostático ocurre debido a la flexión de la placa Sudamericana mas que un simple modelo hidrostático.

CONSIDERACIONES FINALES

El campo residual obtenido (FIGURA 6) para la parte Sudeste de Tucumán revela la existencia de una cuenca sedimentaria muy profunda ubicada entre la sierras de Aconquija y Guasayán. Este resultado también fue puesto en evidencia por los estudios magnetotélúricos realizados en la misma zona (Febrer et., al 1982) y (Baldia et., al 1982).

Por último se considera que los datos obtenidos hasta 1987 son insuficientes para realizar una interpretación exitosa de las estructuras presentes en el area y sólo será posible con una mayor densidad de estaciones.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen:

Al Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas quien financió la totalidad de este trabajo.

- Al Instituto Geográfico Militar por haber cedido las líneas de nivelación.

-Al Instituto Antártico Argentino por haber prestado el instrumental utilizado

- A la Universidad Nacional de Tucumán por el apoyo logístico brindado .

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Baldis B., Demichelli J. , Febrer J. , Fournier H. , Garcia E. , Gasco J., Mamani M. y Pomposiello M. ; 1982 . Magnetotelluric results along a 1200 km long deep profile with an important geothermal area at its north-west end in the provinces of Tucumán and Santiago del Estero in Argentina : Acta Geodet. Geophys et Montanist Hung. Volumen 18. 4. pp 489 - 499.
- Dragucic M: 1970 . Carta gravimétrica de los Andes Meridionales e interpretación de anomalías de gravedad de Chile Central . Public. 93. 42 pp Dpto. de Geofísica y Geodesia (U.N.Chile).
- Febrer J., Baldis B. , Gasco J. , Mamani M. , Pomposiello M., ; 1982. La Anomalia Geotérmica Calchaquí en el Noroeste Argentino . un nuevo proceso geodinámico asociado a la subducción de la Placa de Nazca . 5 to. Congreso Latinoamericano de Geología Argentino III pp 691 - 703.
- Longman ,I.M.: 1959 . Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun . J. Geophys. Res., vol 64 pp. 2351 - 2355.

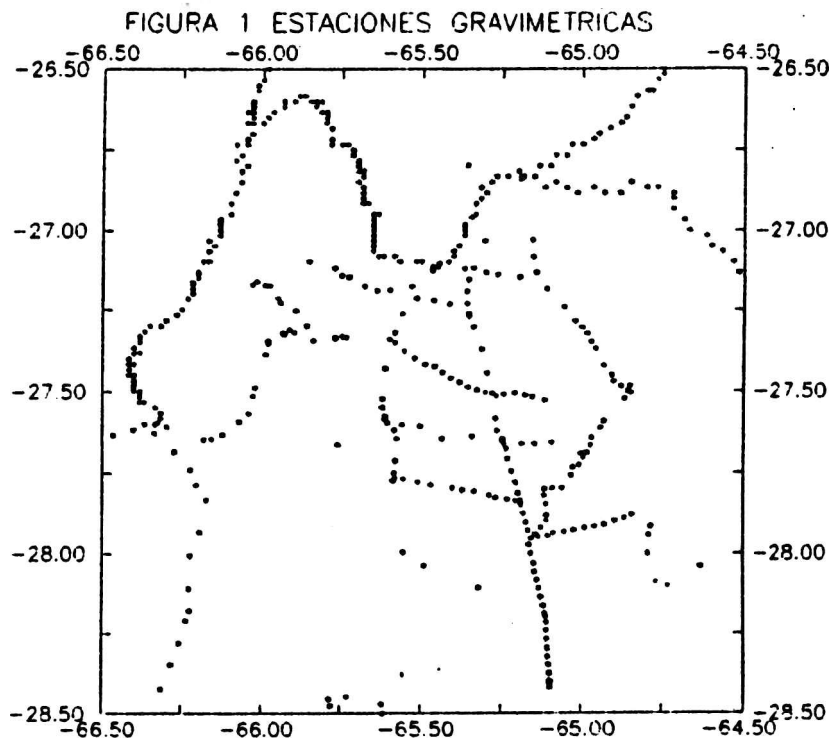


FIGURA 2 EFECTO LUNISOLAR
TACO - RALO 9-7-87

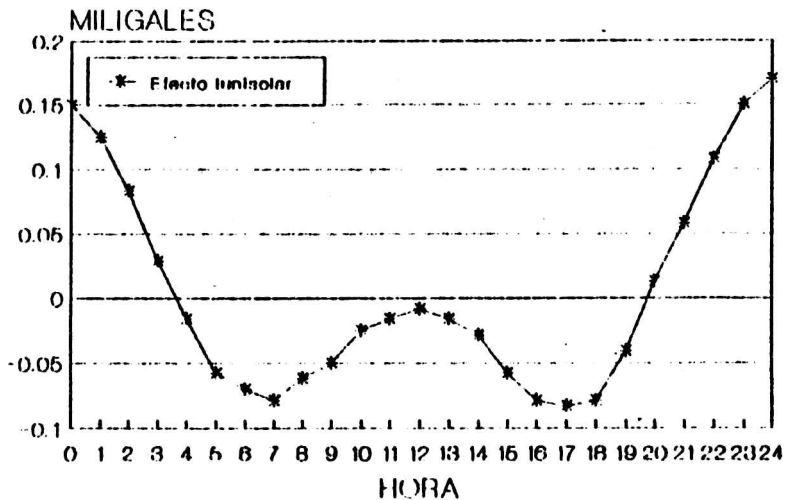


FIGURA 3 TOPOGRAFIA

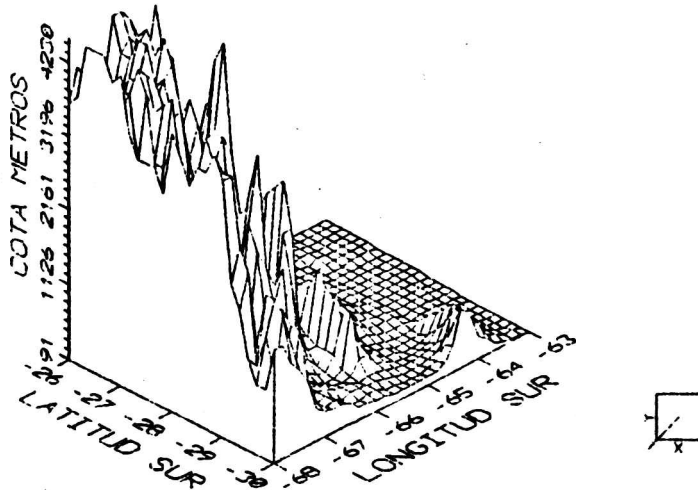


FIGURA 4 CORRECCION TOPOGRAFICA

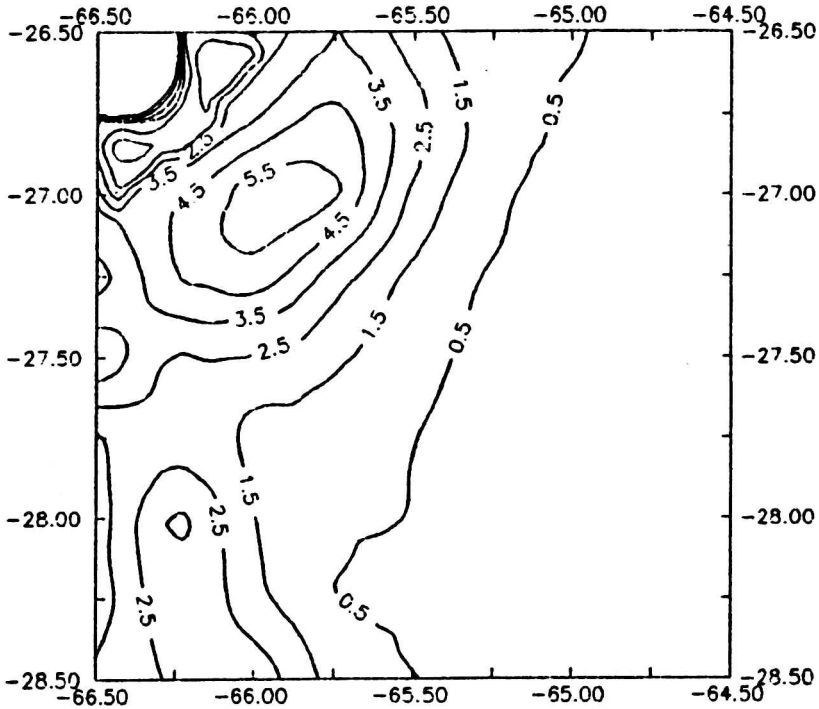


FIGURA 5 ANOMALIA DE BOUGUER * = ESTACIONES

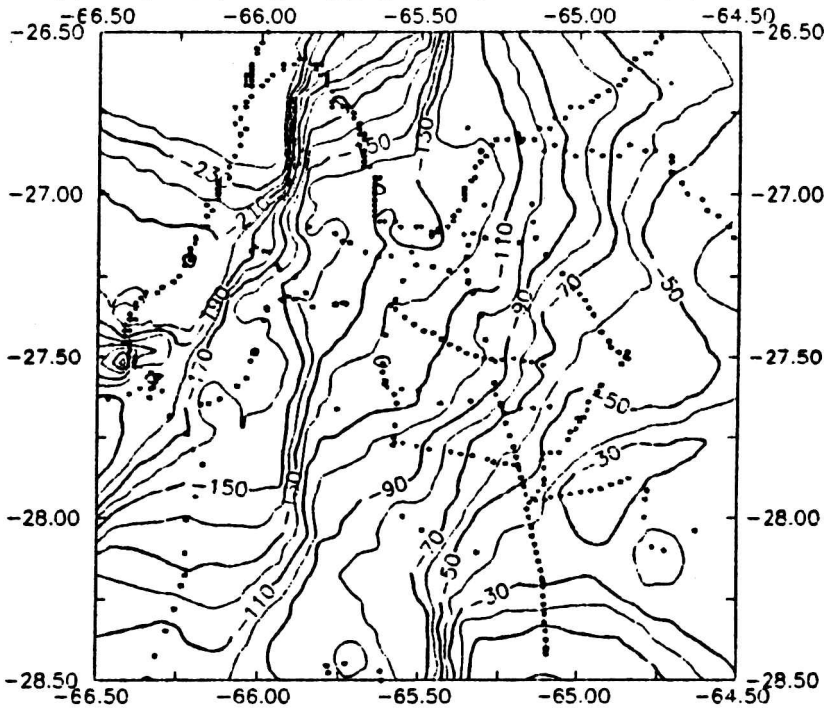


FIGURA 6 CAMPO RESIDUAL * = ESTACIONES

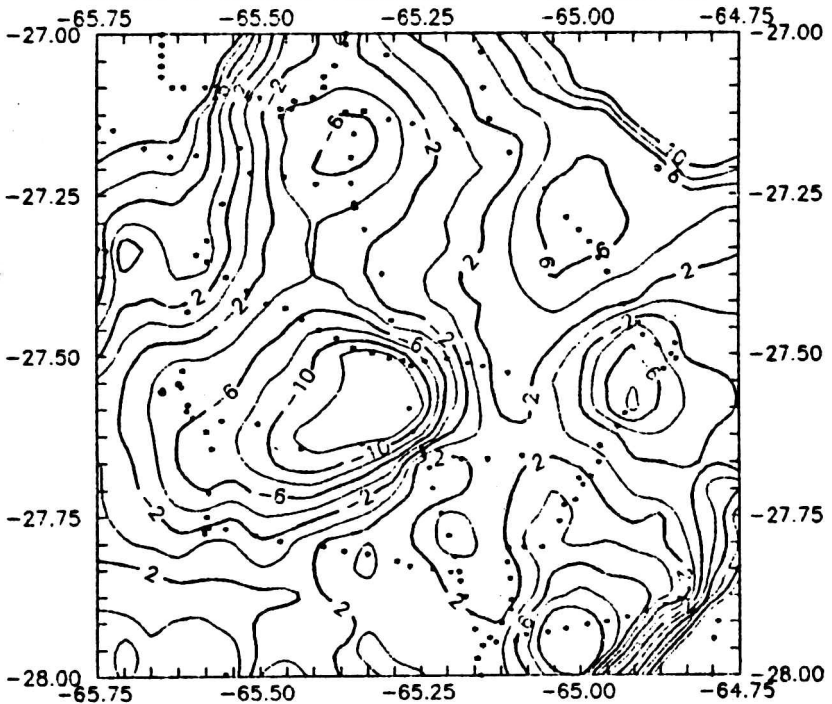
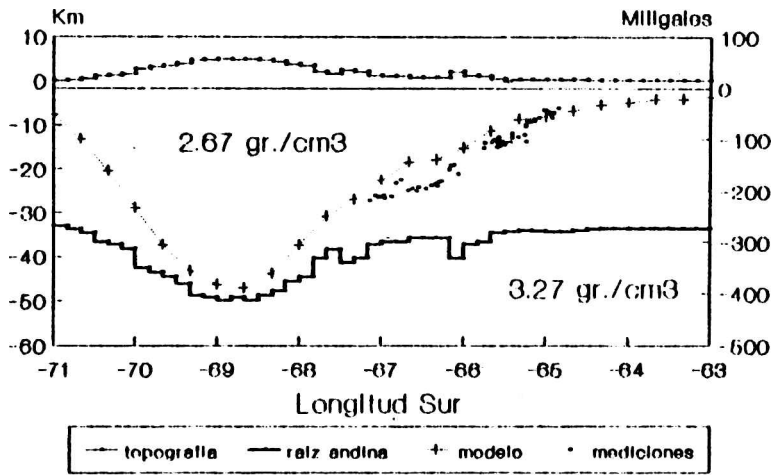


FIGURA 7 MODELO HIDROSTATICO
LATITUD 27.67 SUR



DISÑO DE UN SISTEMA DE ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO
DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS

Claudia M. Sainato , María C. Pomposello
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
José H. Ferrer
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales
Buenos Aires , República Argentina

RESUMEN

Se describe el diseño de un sistema de adquisición y procesamiento de datos magnetotelúricos (MT) que implica varias etapas : la adquisición de datos (señales telúricas y magnéticas en el sitio de observación) , la digitalización de las señales analógicas, el filtrado de los datos y análisis espectral de las señales con el periodograma , utilizando el algoritmo de Tchebyscheff , el cual presenta mayor eficacia en tiempo de computación que los métodos tradicionales . Con el espectro de potencias de las señales , suavizado con una ventana de Parzen , se determina el tensor de impedancia por cuadrados mínimos. Se ha incorporado el cálculo de los intervalos de confianza para los elementos de dicho tensor , lo cual resulta en una mejor evaluación de los resultados . A posteriori , se calculan las resistividades aparentes en los ejes de medida y en el caso bidimensional, las resistividades aparentes en los ejes principales , coincidentes con las direcciones paralela y perpendicular al eje de simetría de la estructura. Por último se muestran los resultados obtenidos de la aplicación del método a un juego de datos obtenidos en el terreno.

ABSTRACT

The design of a system of acquisition and processing of magnetotelluric data which implies several steps is described : The data acquisition (telluric and magnetic signals at the observation site), the digitization of the analog signals , the data filtering and the spectral analysis of the signals with the periodogram , using the Tchebyscheff algorithm , which is more efficient than the traditional methods. With the power spectra of the signals , smoothed with a Parzen window , the impedance tensor is determined by the least squares method , introducing as an advance , the estimate of confidence intervals for the elements of the tensor . Then the apparent resistivities at measure axis are computed , and in the bidimensional case , the apparent resistivities at principal axis , coincident with the directions parallel and perpendicular to the symmetry axis , are calculated. At last , the results obtained by the application of the method to a set of experimental data are shown.

1. Introducción

A partir de las mediciones de las componentes del campo eléctrico y magnético sobre la superficie de la Tierra en un determinado sitio, el método magnetoteléurico (MT) permite inferir la resistividad eléctrica en función de la profundidad por debajo del sitio de observación.

El fenómeno de inducción electromagnética se describe por un tensor (Kaufman, Keller, 1981), llamado tensor de impedancia, que relaciona las componentes eléctrica y magnética del campo geomagnético en la superficie de la Tierra. Con las curvas de resistividad aparente en función del período de la oscilación electromagnética (Kaufman, Keller, 1981), se puede inferir el tipo de estructura subvacante.

A continuación se describen las distintas etapas del método diseñado en la obtención de las señales MT y el procesamiento de las mismas. En particular, se introduce un avance importante con respecto a cálculos anteriores: la estimación de errores de los parámetros geofísicos que describen la estructura del subsuelo.

Finalmente, se presentan los resultados de la aplicación de este método a un juego de datos experimentales.

2. Obtención de las señales MT

La técnica de campo del método MT, consiste en medir en un punto sobre la superficie, las componentes ortogonales del campo eléctrico (E_x , E_y) y magnético (H_x , H_y , H_z), estando los ejes orientados de la siguiente manera: x hacia el Norte, y hacia el Este, z hacia el subsuelo, en un rango de frecuencias entre 0.0001 a 1 Hz.

Para las frecuencias más bajas ($f < 0.01$ Hz) se utiliza como sensor de las variaciones del campo geomagnético, un magnetómetro de tres componentes de tipo flux-gate (Gasco y otros, 1982). En este caso, se emplea un sistema de registro digital de datos en el terreno. El sistema consiste en un equipo grabador marca "Relevar", que graba las señales de 5 canales en un cassette de audio, pudiendo fijarse el intervalo de muestreo Δt a partir de un Δt_{\min} de 1 min. Luego, en el laboratorio, se lee el cassette con una lectora marca "Relevar", conectada a una computadora HP85 por medio de una interfase RS232. Mediante un conjunto de programas se forman los archivos correspondientes a las componentes telúricas y magnéticas de los distintos eventos (definiendo eventos a los distintos sectores de registro seleccionados).

Para frecuencias mayores, los sensores del campo geomagnético son, en este caso, dos magnetómetros de inducción (Gasco y otros, 1982), registrándose las señales analógicas en un grabador HP Modelo "HP2960". Posteriormente son digitalizadas con un sistema de adquisición de datos HP 3497 A conectado a la HP85, archivando las componentes de los distintos eventos.

3. Metodología del cálculo

Los programas que responden a las técnicas descritas en este trabajo, referidas al filtrado y análisis espectral de las señales, cálculo del tensor de impedancia y otros parámetros geofísicos, fueron implementados en una computadora HP 150.

3.1 Procesamiento de datos hasta el cálculo de la Matriz de Impedancia.

Las señales telúricas y magnéticas son filtradas inicialmente eligiendo una banda de frecuencias de tal manera de evitar la contaminación por el "aliasing" que producen las altas frecuencias (Jenkins, Watts, 1968).

3.1.1 Filtrado de las señales

Se diseñó un filtro numérico trapezoidal que funciona alternativamente como filtro pasa bajo y pasa alto. De la aplicación sucesiva de ambos, las señales filtradas contienen componentes de frecuencia en un ancho de banda seleccionado, entre una frecuencia mínima de $10/N\Delta t$ y una frecuencia máxima de $1/10\Delta t$, donde $N\Delta t$ es la longitud del registro. Es decir el periodo mínimo adoptado es igual a diez veces el paso de muestreo y el periodo máximo está comprendido diez veces en el registro total.

En realidad, al estar trabajando con una longitud de filtro finita, el truncamiento, en el tiempo produce oscilaciones en la función transferencia del filtro que hay que evitar (Jenkins, Watts, 1968). Al tener series discretas, la respuesta al impulso del filtro pasa bajo será:

$$W_n = W_0 \frac{\sin(n\pi\alpha)}{n\pi\alpha} \cdot \frac{\sin(n\pi\beta)}{n\pi\beta} \quad (3.1)$$

donde

$$W_0 = f_0 / f_{Nq} = \alpha$$

f_0 frecuencia de corte y $f_{Nq} = 1/2\Delta t$ frecuencia de Nyquist

$$\beta = Bf/f_{Nq} \quad \text{con} \quad Bf = f_2 - f_1$$

n es el índice temporal, y f_1 y f_2 son las frecuencias que representan la semibase menor y mayor respectivamente de la función transferencia trapezoidal del filtro.

La función transferencia será entonces

$$W_m = W_0 + 2 \sum_{n=1}^{N_{FILT}} W_0 \frac{\sin(n\pi\alpha)}{n\pi\alpha} \frac{\sin(n\pi\beta)}{n\pi\beta} \frac{\cos(2\pi mn)}{N} \quad (3.2)$$

donde $N\Delta t$ es la longitud del registro temporal

y $N_{FILT}\Delta t$ es la longitud del filtro y m es el índice frecuencial. La agudeza del filtro está dada por:

$$S = f_0/Df = (f_1 + f_2)/(f_2 - f_1)$$

Para un valor de N_{FILT} y α dados el programa busca la agudeza óptima (Df óptimo) de forma de minimizar el efecto de las oscilaciones en el filtro.

El filtro se aplica a la señal de entrada haciendo la convolución de esta con la respuesta al impulso, en el espacio temporal.

3.1.2 Cálculo del espectro de potencias

A partir de las señales temporales filtradas se calcula la densidad espectral de potencia utilizando el periodograma; el autoespectro de una serie temporal x_n (Jenkins, Watts, 1968) será:

$$C_{xx}(f) = (N\Delta t/4)(a_m^2 + b_m^2) \quad (3.3)$$

$$\text{con } f = m/N, \quad f < 1/2\Delta t$$

donde a_m y b_m son los coeficientes armónicos del desarrollo de Fourier de x_n (serie temporal mostrada en N valores a intervalos Δt):

$$x_n = \sum_{m=0}^N a_m \cos(2\pi mn/N) + \sum_{m=1}^{N-1} b_m \sin(2\pi mn/N) \quad (3.4)$$

Los coeficientes armónicos pueden calcularse mediante una fórmula recursiva (Schmucker, 1982) que involucra los polinomios de Tschebyscheff (Spiegel, 1980):

$$a_m = (2/N)(x_0 + \cos \gamma_m S_1 - S_2)$$

$$b_m = (2/N)(\sin \gamma_m S_1)$$

donde

$$\gamma_m = 2\pi m/N$$

$$S_1 = \sum_{n=0}^{N-2} U_n(\cos \gamma_m) x_{n+1}$$

$$S_2 = \sum_{n=0}^{M/2} U_n(\cos \vartheta_m) x_{n+2}$$

$U_n(x)$ es el polinomio de Tchebyscheff de 2^a especie de grado n . Este algoritmo no hace hincapié en el número de datos que debe tener la serie temporal, como en el caso de la transformada rápida de Fourier (FFT), y calcula los coeficientes correspondientes a las frecuencias de interés exclusivamente mediante la determinación de los valores S_1 y S_2 . Esto ahorra tiempo de computación con respecto a la FFT.

El estimador 3.3 del espectro de potencias tiene una varianza que no decrece cuando $N \rightarrow \infty$. Con el objetivo de obtener un estimador espectral con varianza menor se busca un estimador espectral suavizado. En este caso el espectro se suaviza convolucionando en el espacio de las frecuencias el espectro original o "grueso" con una ventana de Parzen (Jenkins, Watts, 1968). El espectro suavizado con este tipo de ventana disminuye la varianza del estimador del periodograma en mayor medida que otras ventanas similares y se calcula:

$$S_k' = \sum_{k=M'}^{M'} W_k S_{k'-k} Df_1$$

donde

k es el subíndice de la frecuencia

S_k es el espectro grueso

S_k' es el espectro suavizado

W_k los coeficientes de la ventana de Parzen (Jenkins (Watts, 1968))
y

$$Df_1 = 1/N \Delta t$$

$$M'Df_1 = 2/M = Df_p \quad \text{semiancho de la ventana}$$

El espectro suavizado para cada frecuencia, es promediado sobre los distintos eventos del análisis.

3.1.3 Tensor de Impedancia

En el caso más general, las señales temporales están relacionadas de la siguiente forma (Kautman, Keller, 1981):

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \\ H_z &= X_{zx}H_x + X_{zy}H_y \end{aligned} \quad (3.6)$$

donde los Z_{ij} son los elementos del tensor de impedancia y el Tipper se define como

$$|T| = (|X_{zx}|^2 + |X_{zy}|^2)^{0.5} \quad (3.7)$$

En el dominio de la frecuencia se tiene

$$Z(w) = A(w)X(w) + B(w)Y(w) + \delta Z(w) \quad (3.8)$$

donde $X(w)$ e $Y(w)$ son las transformadas de Fourier (TF) para la frecuencia w de H_x y H_y , respectivamente; $Z(w)$ es la TF de E_x , E_y o H_z ; $A(w)$ y $B(w)$ son los elementos del tensor correspondiente a la ecuación 3.6 que se analiza; $\delta Z(w)$ es el ruido no correlacionado en $Z(w)$.

Los elementos $A(w)$ y $B(w)$ se determinan por cuadrados mínimos (Schmucker, 1982), minimizando el error cuadrático medio calculado para cada evento como promedio sobre bandas de frecuencia f que contienen L : 1.86 Dfp/Df_L grados de libertad (Jenkins, Watts, 1968). Si se procesan varios eventos simultáneamente se suman los grados de libertad correspondientes a cada uno de ellos, obteniéndose un valor μ .

Es decir, minimizando $S \delta Z(w)$ (autoespectro de δZ) respecto de A y B se obtienen:

$$A(w) = \frac{S_{ZHx} S_{Hy} - S_{HyHx} S_{ZHx}}{S_{Hx} S_{Hy} - |S_{HxHy}|^2} \quad (3.9)$$

$$B(w) = \frac{S_{Hx} S_{ZHx} - S_{HxHy} S_{ZHx}}{S_{Hx} S_{Hy} - |S_{HxHy}|^2} \quad (3.10)$$

donde S_R son los autoespectros y S_{RS} son los espectros cruzados y

$$A = Z_{zx} \quad B = Z_{xy} \quad \text{para } Z(w) = E_x(w)$$

$$A = Z_{yx} \quad B = Z_{yy} \quad \text{para } Z(w) = E_y(w)$$

$$A = X_{zx} \quad B = X_{zy} \quad \text{para } Z(w) = H_z(w)$$

3.1.4. Intervalos de confianza para los elementos del tensor de impedancia y el Tipper.

Sean X , Y , Z las variables aleatorias que representan a $X(w)$, $Y(w)$ y $Z(w)$ respectivamente. A y B son las variables aleatorias que representan los elementos del tensor, con valores verdaderos a_0 y b_0 respectivamente.

Suponiendo que la variable Z está normalmente distribuida con dispersión S_Z^2 y X e Y son libres de error, es decir

$$Z = AX + BY + \delta Z$$

se demuestra (Schmucker, 1982) que la variable aleatoria

$$F = \frac{|A - a_0|^2 S_x + |B - b_0|^2 S_y + \text{Re}(2S_{xy}(A - a_0)(B - b_0)^*)}{\epsilon^2 S_z} \sim \frac{\mu - 4}{4}$$

con $\epsilon^2 = S_{\delta Z}^2 / S_z$

tiene una función de distribución Fisher f_F con (4, $\mu - 4$) grados de libertad.

En (Schmucker, 1982) se establece que

$$|\Delta A|_{\theta}^2 = |A - a_0|^2 = \frac{\epsilon^2 S_z S_y}{S_x S_y - |S_{xy}|^2} \frac{4 G}{\mu - 4} \quad (3.11)$$

$$|\Delta B|_{\theta}^2 = |B - b_0|^2 = \frac{\epsilon^2 S_z S_x}{S_x S_y - |S_{xy}|^2} \frac{4 G}{\mu - 4} \quad (3.12)$$

donde

$$\theta = \int_0^G (f_F(4, \mu - 4)) dF$$

Es decir, existe una probabilidad θ de que los intervalos de confianza para A y B (ΔA y ΔB) no excedan los valores dados en las expresiones 3.11 y 3.12.

Los valores de G utilizados en este trabajo tienen probabilidad del 68% y se obtuvieron para los distintos valores μ de grados de libertad obtenidos en el análisis espectral (Abramowitz, Stegun, 1965).

3.1.5. Coherencias

Se calculan las coherencias definidas como:

-Caso bivariado (Ec. 3.8)

$$\text{Coh } Z = 1 - \epsilon^2 \quad \text{donde} \quad \epsilon^2 = S_{\delta Z}^2 / S_z \quad (3.13)$$

-Caso univariado

$$Z(w) = A(w)X(w) + \delta Z(w)$$

Coherencia entre X y Z :

$$\text{Coh}(X,Z) = ((S_Z - S_{\hat{Z}})/S_Z)^{0.5} \quad (3.14)$$

Se determinan así las coherencias de E_x , E_y y H_z y las univariadas de E_x , E_y o H_z con H_x ó H_y .

Coherencias cercanas a 1 implican que el ruido es pequeño respecto a la señal, mientras que las cercanas a cero demuestran la presencia de un ruido comparable con la señal.

3.2. Tipper

En el caso de tener una estructura bidimensional del subsuelo, los valores del Tipper permiten determinar la dirección posible del eje de simetría.

Se definen los vectores de inducción de Parkinson (Schmucker, Weidelt, 1975), como:

$$\begin{aligned} \vec{P} &= -\text{Re} (X_{zx} \hat{x} + X_{zy} \hat{y}) \\ \vec{Q} &= \text{Imag} (X_{zx} \hat{x} + X_{zy} \hat{y}) \end{aligned}$$

Se demuestra que el ángulo que forma el eje de simetría de la estructura con el eje x , se determina mediante la siguiente expresión

$$\text{TAN} \theta = - X_{zy} / X_{zx} \quad (3.15)$$

3.3 Cálculo de parámetros escalares a partir del tensor de impedancia.

Un importante paso en la interpretación es la obtención de parámetros escalares a partir del tensor de impedancia.

El programa desarrollado calcula el parámetro llamado desviación (DES), el cual por ser un invariante frente a las rotaciones permite inferir el tipo de estructura presente

$$\text{DES} = | Z_{xx} + Z_{yy} | / | Z_{xy} - Z_{yx} | \quad (3.16)$$

Se calculan también las fases de Z_{xy} y Z_{yx} en los ejes de medida:

$$\begin{aligned} F_{Zxy} &= \text{Im} Z_{xy} / \text{Re} Z_{xy} \\ F_{ZYX} &= \text{Im} Z_{yx} / \text{Re} Z_{yx} \end{aligned} \quad (3.17)$$

Las resistividades aparentes en dichos ejes se calculan como

$$\begin{aligned} \rho_{xy}(T) &= 0.2 T |Z_{xy}(T)| \\ \rho_{yx}(T) &= 0.2 T |Z_{yx}(T)|^2 \end{aligned} \quad (3.18)$$

donde T es el período de la oscilación electromagnética.

En el caso de obtenerse un valor de RES < 1 y $\rho_{xy} \neq \rho_{yx}$ la estructura podría ser bidimensional. En este último caso, se determina el ángulo de "RUMBO", que nos dará la dirección que forma uno de los ejes principales del tensor con la dirección x. Los ejes principales son las direcciones para las cuales la expresión del tensor de Impedancia cumple la condición:

$$|Z_{x'y'}|^2 + |Z_{y'x'}|^2 = \text{Máximo} \quad (3.19)$$

siendo $Z_{x'y'}$ y $Z_{y'x'}$ los elementos extradiagonales del tensor, rotado en el ángulo de "RUMBO" respecto a los ejes de medida.

Los ejes principales serán coincidentes con las direcciones paralela y perpendicular al eje de simetría de la estructura.

El valor del "RUMBO" derivado de la condición 3.19 está dado por:

$$\theta_0 = 0.25 \text{ TAN}^{-1} \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2}$$

donde el superíndice * indica "complejo conjugado".

El ángulo θ_0 se puede comparar con el ángulo θ obtenido por 3.15, a fin de eliminar la indeterminación en $\pi/2$ de la dirección del eje de simetría de la estructura.

También se calculan las resistividades aparentes y fases en los ejes principales con los valores de $Z_{x'y'}(T)$ y $Z_{y'x'}(T)$.

4. Ejemplos de aplicación del método.

En esta sección se muestran los resultados de aplicar el método descrito, a datos experimentales obtenidos en un sondaje MT realizado en el sitio La Piedra, una de las diez estaciones de estudio MT en el área del Volcán Tuziglo (Ecta. de Jujuy). El estudio corresponde al rango de períodos mas largos ($T > 10$ min).

En la Figura 1.a, se muestra la componente E_y de uno de los eventos utilizados en el análisis, correspondiente a una parte de una serie temporal (240 datos) con un intervalo de muestreo de 2 min.

En la Figura 1.b, se muestra la misma serie filtrada, obteniéndose una señal con componentes de períodos en el rango entre 1200 seg. y 7200 seg.

En la Figura 2.a y 2.b, se muestran los espectros de potencia de E_y , H_x y E_x , H_y en el rango de frecuencias involucrado en los distintos análisis.

Las curvas de resistividad aparente $f_{xy} = R_{xy}$ v $f_{yx} = R_{yx}$ en función del periodo, con los errores, se exhiben en las Figuras 3.a y 3.b respectivamente.

5. Consideraciones finales

El conjunto de programas de análisis de datos MT presentados en este trabajo constituyen un gran avance para el grupo de investigación constituido por los autores del mismo, dado que se implementó el cálculo de errores de los parámetros geofísicos.

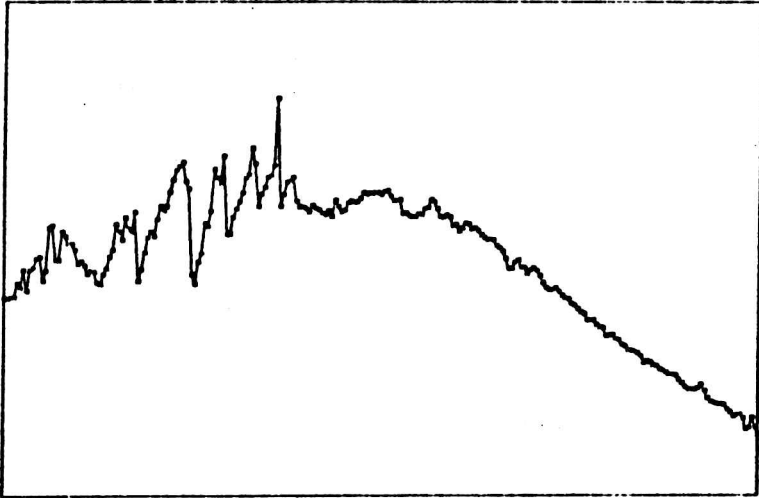
Se logró desarrollar un sistema de análisis en el laboratorio capaz de realizar todo el procesamiento necesario usando pequeñas computadoras (HP 85 y HP 150).

Aunque el tiempo efectivo de cálculo es mayor de todos modos, se considera más ventajoso comparado con las demoras que se ocasionan al concurrir al centro de cálculo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Abramowitz.M. and Stegun.I.,1965: Handbook of Mathematical Functions
Dover.
- Gasco,J.Febrero, J.,Fournier,H. . 1982 : Detección de señales
magnetotélúricas en la banda de 0.1 a 10 Hz. GEOACTA . 11. V.2
pp.143-156.
- Jenkins .G. and Watts, D. . 1968 : Spectral Analysis and its
applications ; Holden-Day .San Francisco , California.
- Kaufman,A. and Keller, G. . 1981 : The magnetotelluric sounding
method ; Elsevier . Amsterdam. .
- Schmucker,U., 1982 :Comunicación Personal.
- Schmucker, U. and Weidelt,P.:1975 : Electromagnetic Induction in the
Earth, Lectures Notes Aarhus.
- Spiegel.M. .1980 : Manual de fórmulas y tablas matemáticas . Mc
Graw-Hill.

**FIGURA 1.a - SERIE INICIAL
COMPONENTE E_y**



**FIGURA 1.b - SERIE FILTRADA
COMPONENTE E_y**

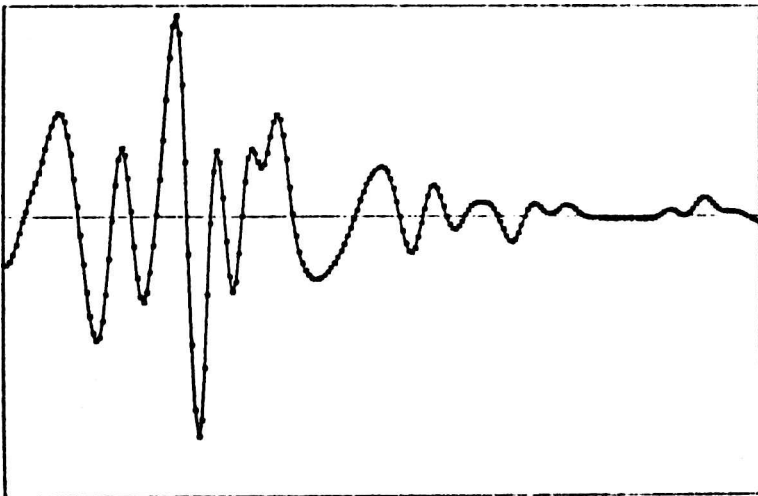


FIGURA 2.a - ESPECTROS DE POTENCIAS COMPONENTES E_y y H_x

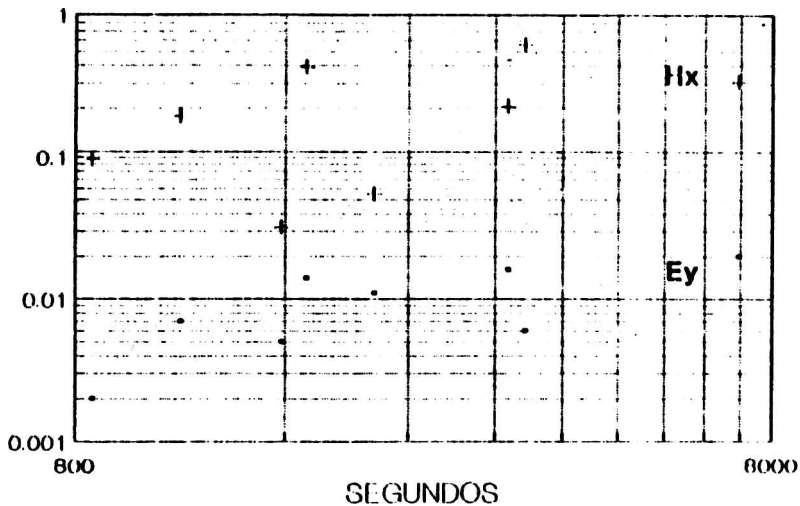
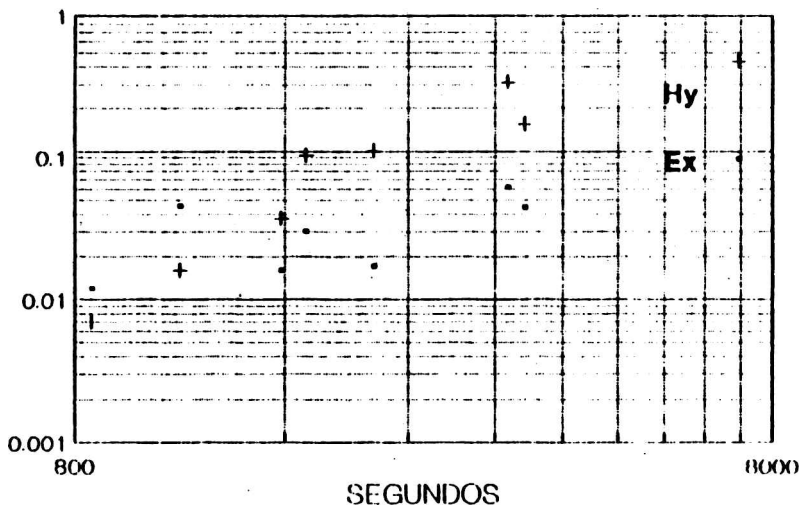


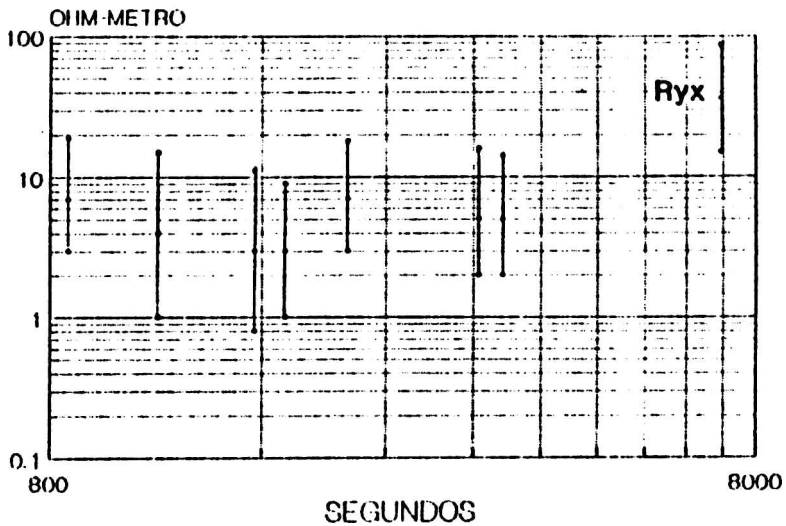
FIGURA 2.b - ESPECTROS DE POTENCIAS COMPONENTES E_x y H_y



**FIGURA 3.a - RESISTIVIDAD APARENTE
R_{xy}**



**FIGURA 3.b - RESISTIVIDAD APARENTE
R_{yx}**



DISEÑO DE FILTROS DIGITALES DE RESPUESTA IMPULSIVA FINITA
Y FASE LINEAL MEDIANTE UNA APROXIMACION DE CHEBYCHEV OPTIMA

Danilo Eubén Velis - Alberto Horacio Cominquez *

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata

RESUMEN

Se presenta en este trabajo una técnica de diseño de filtros digitales de respuesta impulsiva finita y fase lineal. El método obtiene la aproximación de Chebychev óptima en intervalos separados correspondientes a las bandas de paso y de rechazo del espectro de amplitud de un filtro ideal.

Se estudia el algoritmo de intercambio múltiple de Remez capaz de implementar tal aproximación eficientemente, permitiendo, a la vez, la especificación exacta de las frecuencias de corte para cada banda, así como el valor relativo de la amplitud del ripple en cada una de ellas.

Se concluye sobre la eficacia del procedimiento, estudiando comparativamente filtros obtenidos mediante la técnica propuesta y filtros de diseño convencional cuyos parámetros no pueden ser controlados propiamente por el diseñador.

ABSTRACT

This paper is concerned with a design technique for linear-phase finite impulse response digital filters.

The optimum Chebychev approximation over separate intervals corresponding to the passbands and stopbands of an ideal amplitude spectrum is obtained by the forementioned method. The Remez multiple exchange algorithm is studied, as allowing to implement such approximation efficiently, along with the exact specification of the cutoff frequencies for each band, and the corresponding relative value of the ripple amplitude.

The procedure efficiency is discussed by studying filters derived from the proposed technique as compared with conventional design filters whose parameters cannot be properly controlled by the user.

* Miembro de la Carrera del Investigador Científico del CONICET

1. INTRODUCCION

Los filtros de respuesta impulsiva finita (filtros RIF) son de vital importancia en el procesamiento de señales digitales. Se pueden destacar tres atributos que hacen de ellos una herramienta práctica y atractiva: estabilidad, fase lineal exacta, y rápida implementación vía convolución.

Existen varias técnicas de diseño de tales filtros, pero el objetivo es único: hallar una secuencia finita de números reales tal que su transformada de Fourier cumpla con dos condiciones: 1) su espectro de amplitud debe tener bandas de rechazo y de paso de acuerdo a los requerimientos del diseñador; 2) su espectro de fase debe ser lineal. Básicamente, se trata de un problema de aproximación.

Una de las técnicas de diseño clásicas es el "método de ventanas", descrito por numerosos autores (Blackman y Tukey, 1958; Kaiser, 1966; Rabiner y Gold, 1975). El procedimiento utiliza una secuencia de peso finita, llamada "ventana", que modifica a los coeficientes de Fourier de manera de controlar la convergencia de la serie homónima. Es una técnica muy sencilla, y para muchos fines eficaz, pero presenta ciertas limitaciones. Por ejemplo, no incluye ningún tipo de optimización que minimice alguna función de error entre el espectro de amplitud ideal o deseado y el calculado. Tampoco es posible ejercer algún control directo sobre los parámetros del filtro. Tanto el ripple como el ancho de las bandas de transición (bandas donde existen discontinuidades en el espectro de amplitud ideal) sólo se pueden conocer una vez calculado el filtro. Lo mismo puede decirse para la locación exacta de las frecuencias de corte.

Otra técnica de diseño, llamada de "muestreo en frecuencias", propuesta por Gold y Jordan (1969) y desarrollada por Rabiner y otros (1970) consiste en muestrear el espectro de amplitud ideal que se requiere aproximar en N puntos equiespaciados. Luego se evalúa el espectro de amplitud como una interpolación del espectro muestreado. Haciendo que ciertas muestras correspondientes a la banda de transición sean variables, es posible minimizar alguna función simple del error de aproximación. Pero la elección de las frecuencias para las cuales se toman las muestras es arbitraria, por lo que los resultados obtenidos no son óptimos desde un punto de vista absoluto.

Herrmann (1970) fue el primero en desarrollar un método de diseño de filtros RIF óptimos en el sentido de Chebychev. Asumiendo que el espectro de amplitud del filtro óptimo tuviera ripple constante en todas las bandas (equiripple), y fijando el número de ripples en cada banda, Herrmann estableció un sistema de ecuaciones no lineales que describía completamente al filtro. La longitud de los filtros así diseñados estaba limitada a unos 40 elementos.

Hofstetter y otros (1971) eliminó este inconveniente desarrollando un algoritmo capaz de solucionar las ecuaciones no lineales mediante el algoritmo de intercambio múltiple de Pemez de la teoría de aproximación de Chebychev. Sin embargo, es posible probar que los filtros de Herrmann y Hofstetter son una subclase de los filtros óptimos que se discutirán en este trabajo. Además, persiste la dificultad de no poderse determinar *a priori* la posición exacta de las frecuencias de corte.

Parks y Mc Clellan (1972) formularon la aproximación de un filtro pasabajos ideal en dos intervalos separados, la banda de paso y la de rechazo, dejando la banda de transición sin especificar. El teorema de alternación fijaba las condiciones de la aproximación óptima y el algoritmo de Pemez resolvía eficientemente el problema. Más tarde generalizaron el procedimiento para incluir todos los ti-

pos de filtros RIF de fase lineal (Mc Clellan y Parks, 1973). Mediante esta técnica, los inconvenientes arriba mencionados resultaban eliminados.

La técnica de diseño de dichos filtros óptimos (filtros minimax), que incluye filtros pasabajos, pasabandas, pasabanda y rechazabanda múltiples, se describe en los párrafos siguientes. Algunas pequeñas modificaciones pueden hacerse a la teoría para incluir además filtros minimax diferenciadores y transformadores de Hilbert (Pabiner y Gold, 1975). Tanto el primer grupo de filtros como el segundo son abarcados por la técnica de diseño implementada en un programa de computación Fortran (Pabiner y Gold, 1975; Velis, 1989).

2. FILTROS RIF CON FASE LINEAL

Sea $\{h(n)\}$ una secuencia real, causal y conformada por N elementos. O sea: $h(n) \neq 0$ sólo si $n = 0, 1, \dots, N-1$. Su transformada de Fourier es:

$$HC(j\omega) = \sum_{n=0}^{N-1} h(n) \exp(-j\omega n) \quad (1)$$

donde ω es la frecuencia en radianes, y $j = \sqrt{-1}$. Se puede reescribir la (1) de la forma

$$HC(j\omega) = H^*(j\omega) \exp[j\theta(\omega)] \quad (2)$$

siendo $H^*(j\omega) = \pm |HC(j\omega)|$ el espectro de amplitud, una función real, y $\theta(\omega)$ el espectro de fase, que debe ser lineal. La linealidad puede expresarse escribiendo

$$\theta(\omega) = -\alpha\omega \quad (3)$$

donde α es el retardo de fase.

Tomando en cuenta esta última expresión, de las igualdades de las ecuaciones (1) y (2) se desprende el siguiente par de condiciones necesarias:

$$\left\{ \begin{array}{l} \alpha = (N-1)/2 \\ h(n) = h(N-1-n). \end{array} \right. \quad (4a)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \alpha = (N-1)/2 \\ h(n) = h(N-1-n). \end{array} \right. \quad (4b)$$

La ecuación (4a) expresa que para cada valor de N , existe un solo valor de α para el cual la fase es exactamente lineal; en tanto que la (4b) expresa que para ese α dado, la respuesta impulsiva del filtro presenta cierta clase de simetría (Pabiner y Gold, 1975; Velis, 1989).

Como se expresara oportunamente, el propósito de una técnica de diseño consiste en hallar los $h(n)$ tales que $H^*(j\omega)$ se aproxime a cierta forma deseada. La vinculación de los $h(n)$ con $H^*(j\omega)$ se obtiene a partir de la ecuación

$$H^*(j\omega) = PC(j\omega)Q(j\omega). \quad (5)$$

$\alpha(\omega)$ es una función fija de ω , en tanto que $FC(\omega)$ resulta una combinación lineal de funciones coseno independientes, como se indica en la Tabla 1 (Rabiner y Gold, 1975).

N impar	$\alpha(\omega) = 1$	$FC(\omega) = \sum_{n=0}^{(N-1)/2} \tilde{a}(n) \cos(\omega n)$
N par	$\alpha(\omega) = \cos(\omega/2)$	$FC(\omega) = \sum_{n=0}^{N/2-1} \tilde{b}(n) \cos(\omega n)$

Tabla 1. Expresiones para $FC(\omega)$ y $\alpha(\omega)$. Los coeficientes $\tilde{a}(n)$ y $\tilde{b}(n)$ se relacionan sencillamente con los $h(n)$.

3. APROXIMACION PESADA DE CHEBYCHEV

Se consideró el problema de diseño de filtros RIF con fase lineal como un problema de aproximación de Chebychev. La teoría de este tipo de aproximación establece un conjunto de condiciones para las cuales es posible probar que la solución es óptima y única. El teorema de alternación establece estas condiciones, y es la base del algoritmo de intercambio múltiple de Remez, método que calcula los coeficientes del filtro eficientemente.

Para formular el problema, es necesario definir primeramente el espectro de amplitud deseado $DC(\omega)$ y la función de peso $WC(\omega)$ de la función de error de aproximación, que permitirá al diseñador elegir el error máximo relativo (ripple) en cada una de las bandas. De esta manera, el error pesado de aproximación queda definido como

$$EC(\omega) = WC(\omega) [DC(\omega) - H^*(\omega)] \quad (6)$$

En virtud de la ecuación (5), se escribirá

$$EC(\omega) = \hat{W}(\omega) [\hat{D}(\omega) - FC(\omega)] \quad (7)$$

donde $\hat{W}(\omega) = WC(\omega)\alpha(\omega)$ y $\hat{D}(\omega) = DC(\omega)\alpha(\omega)$.

El problema consiste ahora en hallar los coeficientes $\tilde{a}(n)$ ó $\tilde{b}(n)$ tales que $FC(\omega)$ se aproxime a $\hat{D}(\omega)$ en el sentido de Chebychev: minimizar el máximo absoluto de $EC(\omega)$ sobre las bandas de frecuencias en las cuales la aproximación se está realizando. Denotando como $\|EC(\omega)\|$ a este valor, luego el problema se puede establecer matemáticamente como:

$$\|EC(\omega)\| = \min_{\{coeff\}} \left[\max_{\omega \in A} |EC(\omega)| \right] \quad (8)$$

donde A es la unión de las bandas de interés.

Se trata, como se puede apreciar, de una minimización a norma infinita. Su solución se obtiene a partir de las condiciones establecidas por el teorema de alternación (Davis, 1965).

Teorema de alternación:

Si $PC(j\omega)$ es una combinación lineal de r funciones coseno, o sea, si

$$PC(j\omega) = \sum_{n=0}^{r-1} \alpha(n) \cos(\omega n)$$

luego, una condición necesaria y suficiente para que $PC(j\omega)$ sea la única y mejor aproximación pesada de Chebychev de una función continua $D(j\omega)$ en A , subconjunto del intervalo $(0, \pi)$, es que la función de error pesada $EC(j\omega)$ posea al menos $r+1$ frecuencias extremas en A ; es decir, deben existir $r+1$ puntos ω en A tales que:

$$\omega_1 < \omega_2 < \dots < \omega_{r+1} \text{ y tales que } EC(j\omega_i) = -EC(j\omega_{i+1}), \quad i=1, 2, \dots, r \text{ y } |EC(j\omega_i)| = \max_{\omega \in A} |EC(j\omega)|.$$

Este teorema es muy poderoso, puesto que establece las condiciones necesarias y suficientes para que la solución del problema de aproximación expresado en (8) exista y sea única. Establece la propiedad de equioscilación de la función error, o sea: $EC(j\omega)$ debe ser equioscilante con $r+1$ extremos alternados. En tales circunstancias, $PC(j\omega)$ es la mejor aproximación de Chebychev de la función $D(j\omega)$.

Si se revisa la Tabla 1, se puede establecer el significado de r en el teorema. Comparando las expresiones para $PC(j\omega)$, r vale $(N+1)/2$ ó $N/2$ según sea N impar ó par respectivamente.

La Figura 1 indica el aspecto que presenta el espectro de amplitud de un filtro pasabajos solución del problema planteado. El esquema de tolerancia representado se alcanza mediante la especificación de los parámetros F_p , F_s y la relación δ_1/δ_2 . Se ha definido la frecuencia normalizada $F = \omega/2\pi$.

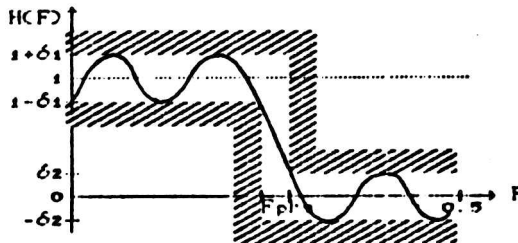


Figura 1. Filtro pasabajos minimax: esquema de tolerancias.

En este momento surge una pregunta: ¿cuáles han de ser las $r+1$ frecuencias para las cuales $EC(j\omega)$ toma sus extremos, verificando el criterio de cercanía de aproximación establecido en (8)? La respuesta la brinda el algoritmo de intercambio múltiple de Remez descrito brevemente a continuación.

4. ALGORITMO DE REMEZ PARA EL DISEÑO DE FILTROS MINIMAX

El algoritmo, como se indica en la Figura 2, comienza con una suposición inicial de $r+1$ puntos, e intercambio de puntos hasta que

obtiene los $r+1$ puntos del teorema de alternación (frecuencias extremas). Esto se logra de la siguiente manera.

En el paso i -ésimo del algoritmo, se tienen $r+1$ puntos en los cuales la función error es forzada a tomar magnitud δ con signos alternados (recordar la condición de equioscilación). De esta manera se obtiene un conjunto de $r+1$ ecuaciones, que de acuerdo a la ecuación (7) tienen la forma

$$\widehat{W}(j\omega_k) \left[\widehat{D}(j\omega_k) - PC(j\omega_k) \right] = (-1)^k \delta \quad k=0,1,\dots,r. \quad (8)$$

$PC(j\omega)$ es una combinación lineal de cosenos, de modo que el sistema (8) puede escribirse en forma matricial de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} 1 & \cos\omega_0 & \cos 2\omega_0 & \dots & \cos(r-1)\omega_0 & \frac{1}{\widehat{W}(j\omega_0)} \\ 1 & \cos\omega_1 & \cos 2\omega_1 & \dots & \cos(r-1)\omega_1 & \frac{-1}{\widehat{W}(j\omega_1)} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos\omega_r & \cos 2\omega_r & \dots & \cos(r-1)\omega_r & \frac{(-1)^r}{\widehat{W}(j\omega_r)} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_{r-1} \\ \delta \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \widehat{D}(j\omega_0) \\ \widehat{D}(j\omega_1) \\ \vdots \\ \widehat{D}(j\omega_r) \end{bmatrix} \quad (10)$$

La solución directa de este sistema es lenta cuando r toma valores más o menos grandes. Es más eficiente calcular primero δ analíticamente, con la fórmula

$$\delta = \frac{a_0 \widehat{D}(j\omega_0) + a_1 \widehat{D}(j\omega_1) + \dots + a_r \widehat{D}(j\omega_r)}{a_0 / \widehat{W}(j\omega_0) - a_1 / \widehat{W}(j\omega_1) + \dots + (-1)^r a_r / \widehat{W}(j\omega_r)} \quad (11)$$

donde $a_k = \prod_{i=0, i \neq k}^r (x_k - x_i)^{-1}$ para $k=0,1,\dots,r$, y $x_i = \cos(\omega_i)$.

Luego, mediante la fórmula de interpolación de Lagrange se interpola $PC(j\omega)$ en los r puntos $\omega_0, \omega_1, \dots, \omega_{r-1}$ para los cuales $PC(j\omega)$ vale

$$C_k = \widehat{D}(j\omega_k) - (-1)^k \delta / \widehat{W}(j\omega_k) \quad k=0,1,\dots,r-1. \quad (12)$$

Con el único fin de que el procedimiento sea lo más rápido posible, en lugar de utilizarse la fórmula de interpolación de Lagrange en su forma estándar, se utiliza su forma baricéntrica. Esta proporciona un ahorro total de tiempo de computación en esta etapa del 50% (Velis, 1983).

De modo que se interpola para los r puntos C_k , mediante la fórmula:

$$P(\omega) = \frac{\sum_{k=0}^{r-1} \left[\frac{\beta_k}{x - x_k} \right] d_{k,y}}{\sum_{k=0}^{r-1} \left[\frac{\beta_k}{x - x_k} \right]} \quad \text{con} \quad \beta_k = \prod_{i=0, i \neq k}^{r-1} (x_k - x_i)^{-1} \quad (13)$$

El siguiente paso es evaluar $EC(\omega)$ en A . Es suficiente hacerlo en un número finito de puntos equiespaciados, no inferior a 20: (Parks y McClellan, 1972). Si la función error es tal que $|EC(\omega)| \leq \delta$ para todo $\omega \in A$, entonces las frecuencias supuestas coinciden con los extremos de $EC(\omega)$, y la solución óptima ha sido encontrada. Pero si para algún $\omega \in A$, $|EC(\omega)| > \delta$, entonces se debe elegir un nuevo conjunto de $r+1$ frecuencias candidatas a ser frecuencias extremas. La estrategia del algoritmo de Remez es elegir estas nuevas frecuencias tales que δ se vea incrementada en la próxima iteración. Si los nuevos puntos que se eligen son los extremos de la curva de error (o sea aquellos puntos donde $|EC(\omega)| \geq \delta$ y $EC(\omega)$ es extremo local), entonces δ es forzada a aumentar hasta que converge a su límite superior, que corresponde a la solución del problema (Rabiner y otros, 1975).

En definitiva, el algoritmo de Remez proporciona el error pico δ y el conjunto de $r+1$ frecuencias extremas para las cuales $EC(\omega)$ toma sus extremos de magnitud δ y signos alternados. Luego, se evalúa $P(\omega)$ en 2^M puntos igualmente espaciados, tal que $2^M \geq N$, y, mediante la transformada rápida de Fourier (FFT), se obtienen los coeficientes $\alpha(n)$. Según sea N par o impar, a partir de los $\alpha(n)$ se calculan los coeficientes $h(n)$ que conforman la respuesta impulsiva del filtro minimax.

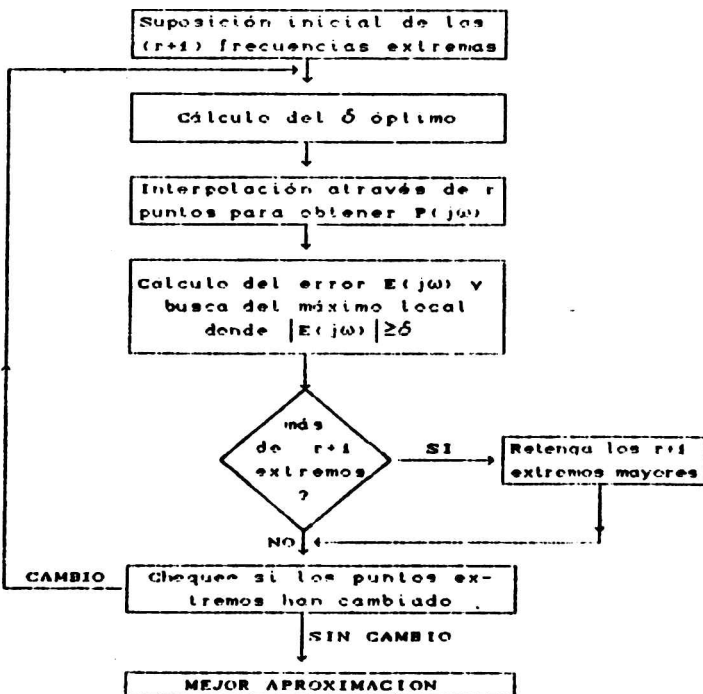


Figura 2. Diagrama en bloques del algoritmo de Remez

5. DISEÑO DE FILTROS. DISCUSION Y EJEMPLOS

Se ha calculado un filtro pasabajos de frecuencia de corte normalizada $F_c=0.35$ mediante el método de ventanas. Se aplicó primero una ventana rectangular y luego una de Hamming. Las Figuras 3 y 5 muestran los respectivos espectros de amplitud en decibelios (db). Las figuras pequeñas incluidas en las grandes enseñan un detalle ampliado de las bandas pasantes, donde se advierten los valores máximos del ripple. Las unidades de sus ejes son las mismas que las de las figuras grandes. Bajo el epígrafe de cada figura, se muestra el espectro de amplitud por unidad del filtro correspondiente. El ancho de la banda de transición se denota por DF.

Las Figuras 4, 6, 7 y 8 muestran los espectros resultantes del mismo filtro pasabajos calculado con el método de optimización descrito en el presente trabajo. Merced a la ductilidad del procedimiento, se han variado ligeramente algunos parámetros del filtro (manteniendo su longitud) con el fin de hacerlo comparable a los filtros de las Figuras 3 y 5.

Las Figuras restantes (9 a 14) muestran filtros minimax diversos, que dan una idea del poder de la técnica de diseño en aproximar una amplia variedad de filtros:

Cabe aclarar que cuando se indica por ejemplo Pesos 1:5 en la Figura 8, éstos son los valores que se especifican para la función de peso $W(\omega)$ en cada banda. Para este caso, el ripple en la banda de rechazo será 5 veces menor al ripple en la banda de paso.

Nótese además que la fase de cada uno de los filtros es exactamente lineal, también la de los filtros diseñados con el método de ventanas, y vale $\theta(\omega)=-\omega$, habiéndose elegido $\alpha=(N-1)/2$ y tal que $h(n)=h(N-1-n)$ es su respuesta impulsiva, simétrica respecto a la muestra $n=\alpha$.

En el epígrafe de cada figura, se discuten las características de cada uno de los filtros diseñados.

6. CONCLUSIONES

La técnica de diseño de filtros minimax realiza una aproximación en intervalos separados. Esto permite la especificación exacta de las frecuencias de corte de cada banda (dos por cada una), y por ende, el conocimiento preciso y *a priori* del ancho de las bandas de transición. Otras técnicas de diseño, tales como el método de ventanas, obtienen estos valores indirectamente.

Se ha probado que a igual DF en los filtros "rectangular" y minimax, y "Hamming" y minimax, las características de ripple en el dominio de las frecuencias del nuevo filtro resultan mejoradas sustancialmente. Lo mismo puede decirse para el DF cuando es el ripple la cantidad comparable.

Una limitación inherente a este procedimiento, así como a otras técnicas de diseño, es que no es posible especificar simultáneamente todos los parámetros del filtro. El ripple (equiripple) no se conoce *a priori*; en cambio, la técnica permite establecer su valor relativo en cada banda mediante la especificación de los pesos.

Cabe destacar la importancia que tendrá en el futuro la utilización de filtros minimax. Sus aplicaciones, tanto en el procesamiento de señales sísmicas como en otras áreas de la ciencia que maneje señales digitales, son múltiples. Los filtros minimax están siendo progresivamente incluidos en los paquetes de software destinados al procesamiento de señales sísmicas para la investigación y producción petrolera, y su uso se vuelve conveniente en todo aquel

procesamiento que requiera un filtro riguroso, bien especificado, y eficiente en cuanto a tiempo de máquina.

Queda hecho el ofrecimiento a la comunidad científica del programa implementado para una computadora IBM PC y compatibles. Dicho programa es de múltiple propósito, permitiendo diseñar no sólo los filtros minimax de las figuras 3 a 14, sino además filtros minimax diferenciadores y transformadores de Hilbert.

Agradecimiento

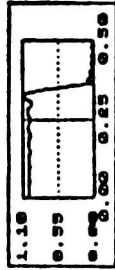
Al señor Andrés E. Kaswaller por haber facilitado su computadora para el desarrollo del presente trabajo.

Al Geofísico Mauricio D. Sacchi y a las autoridades de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata por el apoyo brindado.

Referencias Bibliográficas

- Blackman, R.B. y Tukey, J.W., 1959: The Measurement of Power Spectra; Dover Publications, Nueva York.
- Davis, P.J., 1959: Interpolation and Approximation; Blaisdell Publ. Co., Nueva York-Toronto-Londres.
- Gold, B. y Jordan, K.L., 1969: A direct search procedure for designing finite duration impulse response filters; IEEE, Trans. on Audio and Electroacoustics, 17, 33-36.
- Herrmann, O., 1970: Design of nonrecursive digital filters with linear phase; Electronics Letters, 6, 328-329.
- Hofstetter, E., Oppenheim, A. y Stegel, J., 1971: A new technique for the design of nonrecursive digital filters; Proc. Fifth Annual Princeton Conf. on Information Sciences & Systems, 64-72.
- Kaiser, K.F., 1966: Digital Filters; capítulo 7 en System Analysis by Digital Computer; John Wiley & Sons, Inc., Nueva York.
- McClellan, J.H. y Parks, T.W., 1973: A unified approach to the design of optimum FIR linear phase digital filters; IEEE Trans. on Circuit Theory, 20, 897-901.
- Parks, T.W. y McClellan, J.H., 1972: Chebychev Approximation for nonrecursive digital filters with linear phase; IEEE Trans. on Circuit Theory, 19, 189-194.
- Rabiner, L.R., Gold, B. y McClellan, C.A., 1970: An approach to the approximation problem for nonrecursive digital filters; IEEE Trans. on Audio and Electroacoustics, 18, 83-100.
- Rabiner, L.R., McClellan, J.H. y Parks, T.W., 1975: FIR digital filter design techniques using weighted Chebychev approximation; IEEE Trans. on Audio and Electroacoustics, 23, 595-610.
- Rabiner, L.R. y Gold, B., 1975: Theory and Application of Digital Signal Processing; Prentice-Hall, Inc., Nueva Jersey.
- Velis, D.R., 1989: Diseño de un filtro digital de fase lineal y respuesta impulsiva finita (óptimo en el sentido de Chebychev); Práctica de la Especialidad, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata.

FIGURA 3. Los coeficientes de la serie de Fourier ($\text{sen}(2nF_c)/n$, con $F_c=0.35$) han sido truncados mediante una ventana rectangular. Esto produce el fenómeno de Gibbs que se observa (ripple creciente con valores altos próximo a la banda de transición -BT-). Sin embargo, se obtiene un DF pequeño, para un ripple máximo de 0.094 (equivalente a 0.7 db) en la banda de paso (BP) y 0.1 (-20 db) en la banda de rechazo (BR).



PASABAJOS "RECTANGULAR"

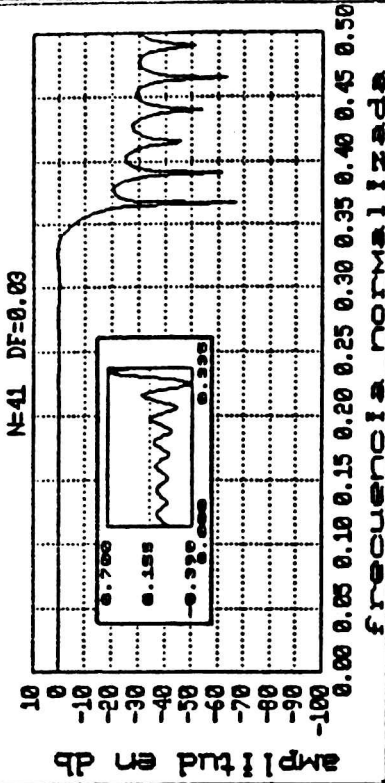
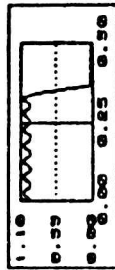
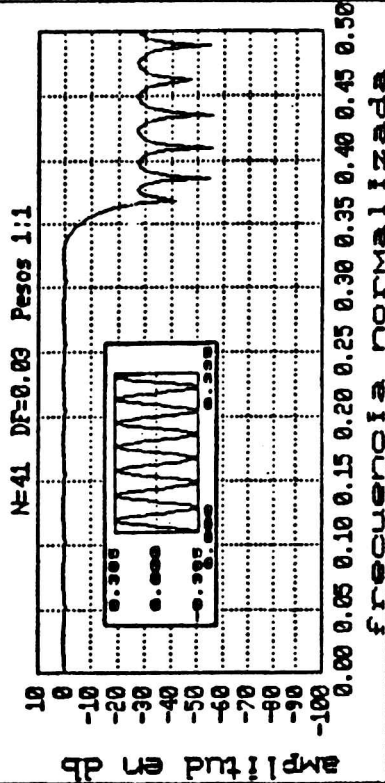


FIGURA 4. Se eligieron las frecuencias de corte tales que el DF resultara igual al DF del filtro "rectangular", o sea 0.09. A igual DF, el ripple es ahora 0.045 (0.385 db y -27 db en cada banda). Para las frecuencias próximas a la BT por la izquierda, se obtiene 4.5 % de deformación frente a 8 % para el filtro "rectangular"; mientras que por la derecha de la BT, es 95.5 % de atenuación frente a 90 %.



PASABAJOS MINIMAX



PASABAJOS "HAMMING"

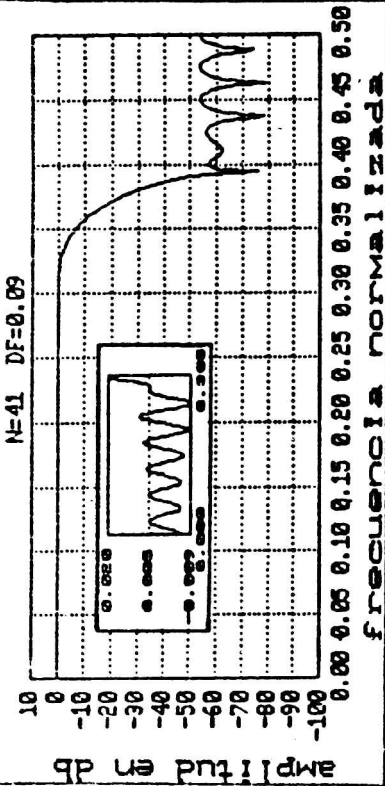
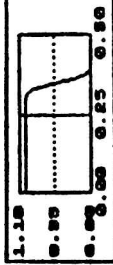


FIGURA 5. Se aplicó a los coeficientes de Fourier una ventana de Hamming. Esta produce un suavizamiento que elimina casi por completo el fenómeno de Gibbs. Sin embargo, como contrapartida, resulta un DF grande, que vale 0.09 (triple del correspondiente al filtro "rectangular"). En cuanto al ripple, para ambas bandas toma (n valor máximo de 0.002 (0.02 db y -55 db respectivamente).



PASABAJOS MINIMAX

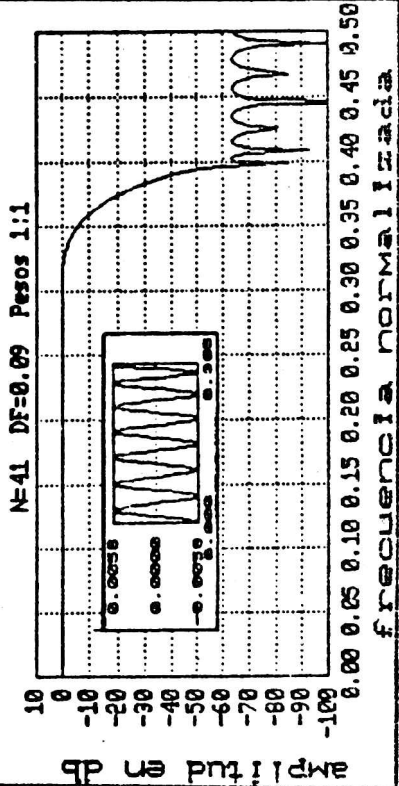


FIGURA 6. Se diseñó este filtro tal que su DF sea igual al del filtro "Hamming". En esta situación extrema (DF grande, ripple bajo), el ripple resultó todavía menor: 0.0007 (0.0058 db y -65 db respectivamente). La deformación de las frecuencias de la BP son mínimas y las alteraciones en la BR son máximas (valores óptimos). Esta situación es inmejorable mediante cualquier técnica de diseño, manteniendo fijos DF y N.

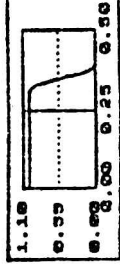
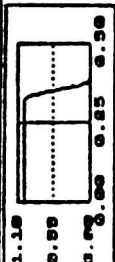
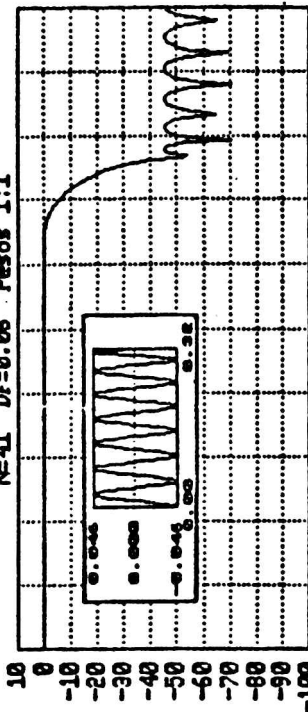


FIGURA 7. En muchos aplicaciones no es necesario un DF tan pequeño como en los casos de las Figuras 3 y 5, ni un ripple tan bajo como en los casos de las Figuras 4 y 6. Para este ejemplo se eligió un DF intermedio (0.00), obteniéndose un ripple de 0.005 (0.046 db y -45 db). Teniendo en cuenta estos valores, se puede concluir que la situación de compromiso siempre existente entre DF y ripple, ha sido muy bien remediada por este filtro minimax. Los filtros de la Figuras 3 y 5 presentan serias dificultades en este punto.



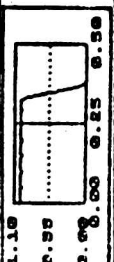
PASABAJOS MINIMAX

N=41 DF=0.06 Pesos 1:1



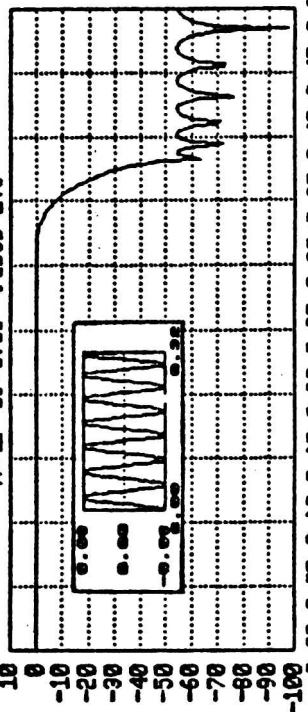
frecuencia normalizada

FIGURA 8. Manteniendo DF, se ha calculado el mismo pasabajos con una pequeña pero interesante modificación. Se ha dado peso 5 a la BR, de manera que el ripple para cada banda resulta 0.009 (0.06 db) y 0.0018 (-55 db). Nótese que el ripple en la BR es 5 veces menor al de la BP. A la vez, este valor es similar al ripple máximo del filtro "Hamming" de la Figura 5. Y esta excelente atenuación se alcanza con DF=0.06 (frente a DF=0.09 que se tenía para aquel filtro). Esta alternativa que ofrece esta técnica es muy útil para controlar el ripple en cada banda.



PASABAJOS MINIMAX

N=41 DF=0.06 Pesos 1:5



frecuencia normalizada

PASAALTOS MINIMAX

N=65 DF=0.024 Pesos 1:1

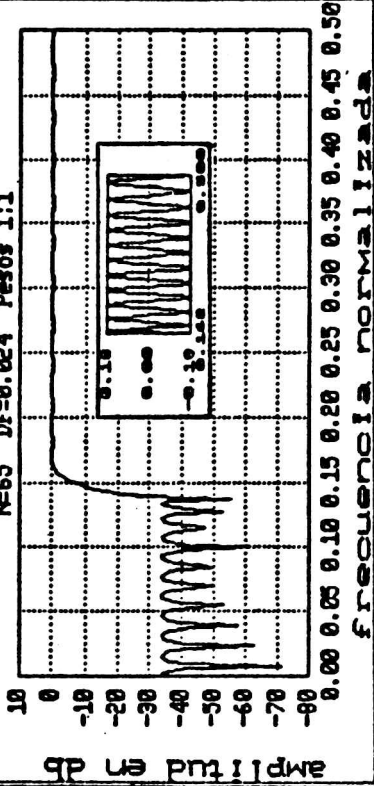
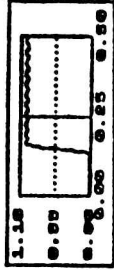


FIGURA 9. En este ejemplo se diseñó un filtro pasaltos con N=65. Esta mayor longitud del filtro permitió conservar un ripple bajo para un DF también bajo: 0.024. El ripple vale 0.02 (-34 db y 0.18 db) y representa un 98 % de atenuación para las frecuencias de la BR y un 2 % de deformación para las correspondientes a la BP.



PASABANDA MINIMAX

N=65 DF=0.030 y 0.024 Pesos 1:1:1

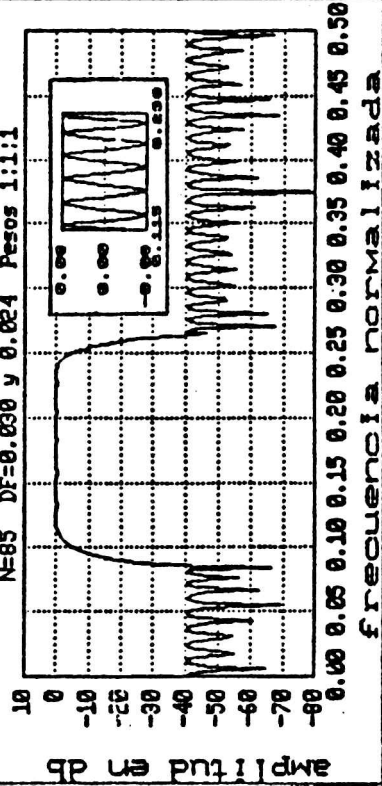


FIGURA 10. En este filtro, un poco más largo, se han elegido las frecuencias de corte tales que se tienen dos BT de distinto ancho: 0.03 y 0.024 (otras técnicas de diseño no permiten esta posibilidad de control). Especificando igual peso a las 3 bandas, el ripple resultante es de 0.009 (-41 db, 0.08 db y -41 db respectivamente).

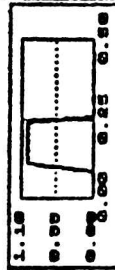


FIGURA 11. El filtro rechazabanda de la figura tiene las mismas características para DF y ripple que el pasabanda de la Figura 10. Los datos especificados para su diseño son idénticos, excepto que para la función deseada $D_c(\omega)$ se especificó 1-0-1 en lugar de 0-1-0 para cada una de las 3 bandas.

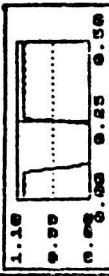
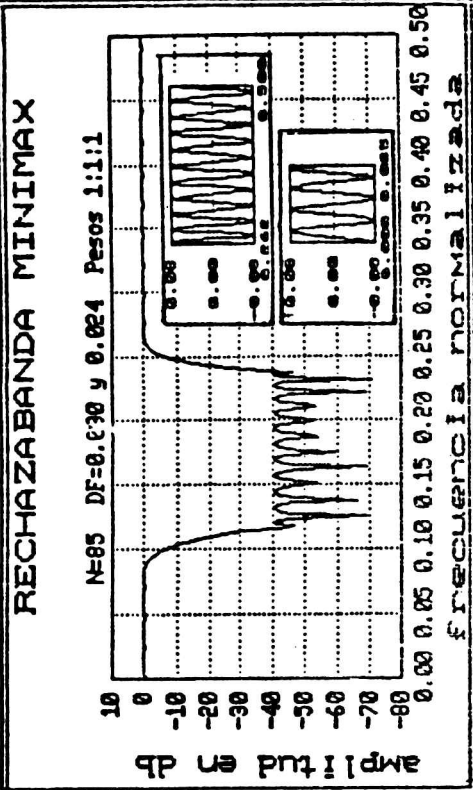
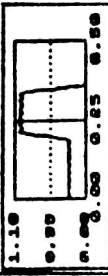
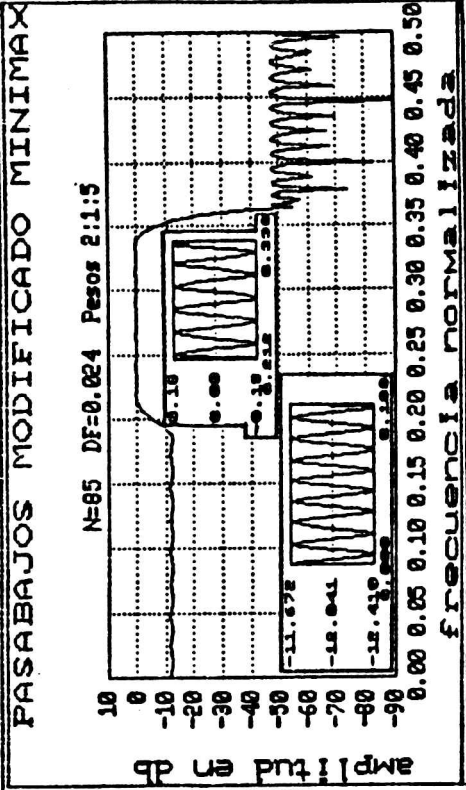


FIGURA 12. El pasabajos modificado representado se puede interpretar como un multibanda de 3 bandas. La primera banda tiene un valor deseado de 0.25 (-12.041 db), la segunda de 1 y la tercera de 0. El DF se especificó igual para las 2 transiciones. Los pesos varían en cada banda, de tal modo que el ripple en las dos son 2 y 5 veces menores al correspondiente a la BP. Esto es: 0.01 (-11.072 db ó -12.041 db), 0.02 (0.18 db) y 0.004 (-47 db) respectivamente.



MULTIBANDA MINIMAX

N=155 DF=0.02 Pesos 2:1:2:1:2

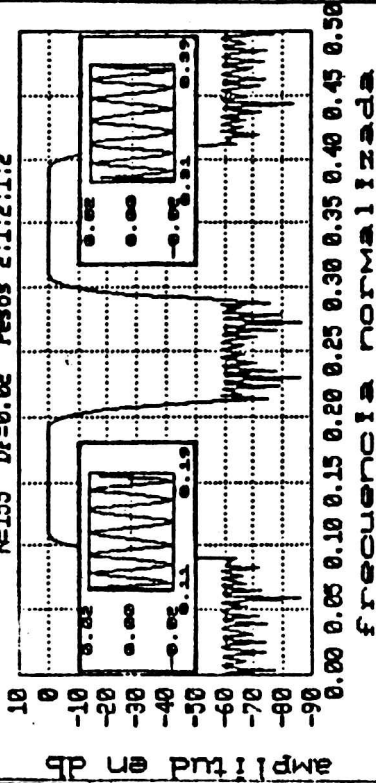
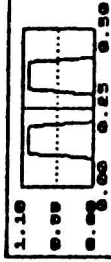


FIGURA 13. El programa fortran mencionado en la introducción está dimensionado para calcular filtros de hasta 10 bandas. El multibanda de la figura tiene 5 bandas con pesos alternados. El DF se eligió de 0.02 en las 4 transiciones. El ripple en las BR, mitad del ripple en las BP, resulta de 0.0012 (-59 db). En la BP su valor es 0.0023 (0.02 db).



NOTCH MINIMAX

N=195 DF=0.016 Pesos 1:1:1

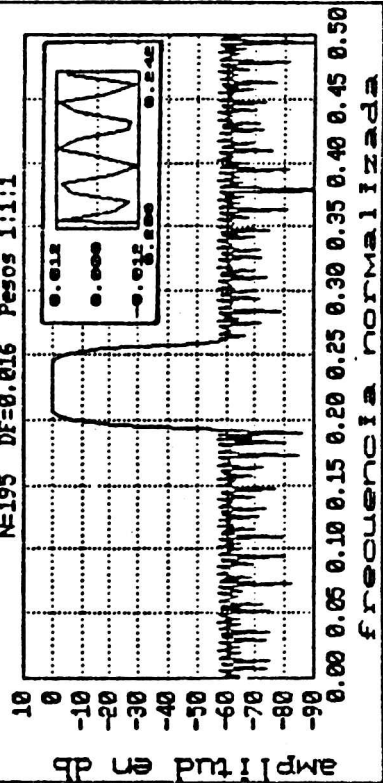
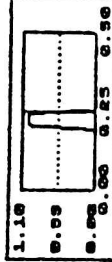


FIGURA 14. La figura muestra un filtro de banda pasante angosta y pendientes muy abruptas (DF=0.016). Asimismo se tienen fuertes atenuaciones en las BR (-57 db), mientras que el ripple obtenido es de 0.0014, que equivale a 0.012 db en la BP.



INDICE DE AUTORES

AZPIAZU, M.C.: Variación de la temperatura electrónica en la región E con la actividad magnética	133
BISCHOFF, Susana A. (de... y CORONEL A.S.): Características estadísticas de las masas de aire en la troposfera de la región húmeda argentina	207
COMINGUEZ, Alberto Horacio (de VELIS D.R. y...): Diseño de filtros digitales de respuesta impulsiva finita y fase lineal mediante una aproximación de Chebychev óptima	245
COMINGUEZ, A.H. (de SACCHI M.D. y...): Consideraciones sobre la deconvolución de la ondícula sísmica mediante la transformación homomórfica logarítmica	161
CORONEL, Alejandra S. (de BISCHOFF S.A. y...): Características estadísticas de las masas de aire en la troposfera de la región húmeda argentina	207
DIAZ, María T. (de POMPOSIELLO M.T., ..., LOPEZ N.G. y POSSE H.M.): Determinaciones gravimétricas en las provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero	221
FEBRER, José M. (de SAINATO C.M., POMPOSIELLO M.C. y ...): Diseño de un sistema de adquisición y procesamiento de datos magnetoteléuticos	231
FIGUEROLA, Patricia I. (de... y MAZZEO N.A.): Algunos métodos de predicción de la temperatura mínima	121
FRAGA, Héctor R.: Modelado de una aguda anomalía de gravedad positiva en la parte central de un depósito sedimentario	97
GRIMBERG, Bruna Irene (de... y SCHNEIDER O.): La asimetría diaria de las tormentas geomagnéticas de latitud media	143
LARA, Rubén J. (de... y PUCCI A.E.): Nitrógeno inorgánico disuelto y contenido proteico en fracciones de material particulado en suspensión en la Bahía Blanca .87	
LOPEZ, Nardo G. (de POMPOSIELLO M.C., DIAZ M.T., ... y POSSE H.M.): Determinaciones gravimétricas en las provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero	221
MAZZEO, Nicolás A. (de FIGUEROLA P.I. y...): Algunos métodos de predicción de la temperatura mínima	121
POMPOSIELLO, María C. (de..., DIAZ M.T., LOPEZ N.G. y POSSE H.M.): Determinaciones gravimétricas en las provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero	221
POMPOSIELLO, María C. (de SAINATO C.M., ... y FEBRER J.M.): Diseño de un sistema de adquisición y procesamiento de datos magnetoteléuticos	231

POSSE, Hugo M. (de POMPOSIELLO M.C., DIAZ M.T., LOPEZ N.G. y ...): Determinaciones gravimétricas en las provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero	221
PUCCI, Adán E. (de LARA R.J. y ...): Nitrógeno inorgánico disuelto y contenido proteico en fracciones de material particulado en suspensión en la Bahía Blanca .87	
RIVAS, Andrés L: Corrientes originadas por la acción del viento y la marea en el Golfo Nuevo	185
RUSTICUCCI, Matilde M. (de... y VARGAS W.M.): Variabilidad cada seis horas de la temperatura de superficie	111
SACCHI, M.D. (de... y COMINGUEZ A.H.): Consideraciones sobre la deconvolución de la ondícula sísmica mediante la transformación homomórfica logarítmica	161
SAINATO, Claudia (de..., POMPOSIELLO M.C. y FEBRER J.M.): Diseño de un sistema de adquisición y procesamiento de datos magnetotelúricos	231
SCHNEIDER, Otto: Auroras de baja latitud	175
SCHNEIDER, Otto (de GRIMBERG, B.I. y...): La asimetría diaria de las tormentas geomagnéticas de latitud media	143
VARGAS, Walter M. (de RUSTICUCCI, M.R. y...): Variabilidad cada seis horas de la temperatura de superficie	111
VELIS, Danilo Rubén (de... y COMINGUEZ A.H.): Diseño de filtros digitales de respuesta impulsiva finita y fase lineal mediante una aproximación de Chebychev óptima	245



publicado por:

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

CONTENIDO

Nitrógeno inorgánico disuelto y contenido proteico en fracciones de material particulado en suspensión en la Bahía Blanca. RUBEN J. LARA y ADAN E. PUCCI.....	87
Modelado de una aguda anomalía de gravedad positiva en la parte central de un depósito sedimentario. HECTOR R. FRAGA.....	97
Variabilidad cada seis horas de la temperatura de superficie. MATILDE R. RUSTICUCCI y WALTER M. VARGAS.....	111
Algunos métodos de predicción de la temperatura mínima. PATRICIA I. FIGUEROLA y NICOLAS A. MAZZEO.....	121
Variación de la temperatura electrónica en la región E con la actividad magnética. M.C. AZPIAZU.....	133
La asimetría diaria de las tormentas geomagnéticas de latitud media. BRUNA IRENE GRIMBERG y OTTO SCHNEIDER.....	143
Consideraciones sobre la deconvolución de la ondícula sísmica mediante la transformación homomórfica logarítmica. M.D. SACCHI y A.H. COMINGUEZ.....	161
Auroras de baja latitud. OTTO SCHNEIDER.....	175
Corrientes originadas por la acción del viento y la marea en el Golfo Nuevo. ANDRES L. RIVAS.....	185
Características estadísticas de las masas de aire en la troposfera de la región húmeda argentina. SUSANA A. BISCHOFF y ALEJANDRA S. CORONEL.....	207
Determinaciones gravimétricas en las provincias de Tucumán, Catamarca y Santiago del Estero. MARIA C. POMPOSIELLO, MARIA T. DIAZ, NARDO G. LOPEZ y HUGO M. POSSE.....	221
Diseño de un sistema de adquisición y procesamiento de datos magnetoteléuticos. CLAUDIA M. SAINATO, MARIA C. POMPOSIELLO y JOSE M. FEBRER.....	231
Diseño de filtros digitales de respuesta impulsiva finita y fase lineal mediante una aproximación de Chebychev óptima. DANILO RUBEN VELIS y ALBERTO HORACIO COMINGUEZ.....	245

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS