

DICIEMBRE 1972

# **G E O A C T A**

**VOLUMEN 6**

**NUMERO 1**

*publicado por*

**ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS**

DICIEMBRE 1972.

# G E O A C T A

VOLUMEN 6

*publicado por*

**ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS**

Un anhelo permanente de la Asociación: la publicación de los trabajos presentados a nuestras reuniones científicas. La Comisión Directiva que presidiera el Dr. Otto Schneider efectuó gestiones exitosas consiguiendo los medios para publicar tres números de Geoacta. Así fue informado a la 6a. Asamblea Ordinaria de Socios del 24 de Abril de 1971 en Mendoza.

La actual Comisión Directiva conciente del compromiso contraído con los geofísicos y geodestas argentinos, tiene la satisfacción de editar Geoacta N° 6, que contiene "in extenso" los Informes y las Comunicaciones Científicas y de Actividades de la 6a. Reunión, que lo han merecido a juicio de la Subcomisión de Publicaciones, y que continuarán apareciendo en sucesivos números.

Una nota sobre todas las actividades desarrolladas en la 6a. Reunión Científica efectuada en la Facultad de Ingeniería de Petróleos de Mendoza fue publicada en el Boletín N° 2-3-4 de 1971, por lo que no se incluye.

La nueva modalidad de Geoacta, que sin duda será de utilidad para los científicos argentinos, significa un compromiso entre la Asociación, sus socios y benefactores. Para los científicos significa un mayor esfuerzo en la presentación de sus informes y comunicaciones y una mayor prontitud en su entrega. Para la Asociación una mayor responsabilidad en la impresión.

Por el paso que ello significa, la Comisión Directiva agradece profundamente a todos los que de un modo u otro han contribuido a la actual Geoacta.

## COMISION DIRECTIVA

*Presidente*

Ing. Fernando Vila

*Vicepresidente*

Ing. Rodolfo Martín

*Secretario*

Ing. Federico Mayer

*Tesorero*

Ing. Leopoldo Rodríguez

*Vocales*

Dra. Estrella M. de Mathov

Ing. Antonio Introcaso

Ing. Rafael N. Sánchez

Ing. Hugo M. Posse

*Vocales Suplentes*

Ing. Daniel Valencio

Ing. Alberto Suárez Linch

Lic. Juan Francisco Vilas

Cap. de Fragata (R) Luis Marfa de la Canal

## SUBCOMISION DE PUBLICACIONES

*Presidente*

Ing. Rodolfo Martín

*Miembros*

Sismología y Física del interior de la Tierra

Ing. Simón Gershanik

Geomagnetismo y Aeronomía

Dr. Otto Schneider

Geodesia

Ing. Federico Mayer

Metereología, Hidrología y Oceanografía

Dr. José A. J. Hofmann

Geofísica Aplicada

Ing. Juvenal Llorden

## **EMPLEO DE UNA COMPUTADORA ELECTRONICA PARA EL CALCULO Y ELABORACION DE MAPAS GRAVIMETRICOS UTILIZADOS EN PROSPECCION PETROLIFERA**

JUVENAL LLORDEN RAMIREZ

Gerencia de Exploración Yacimientos Petrolíferos Fiscales

Es corriente en la prospección petrolífera el empleo de mapas gravimétricos de diferentes clases, elaborados con ayuda de calculadoras eléctricas de mesa y con intervención manual en todas sus etapas.

El presente informe reseña un proceso de cálculo y elaboración de los mismos empleando en todas sus etapas una calculadora electrónica, la que permite la ejecución con rapidez y exactitud, partiendo de los datos de campo de la zona en estudio: cotas, coordenadas Gauss-Krüger y valor gravimétrico compensado de las estaciones.

A current practice in petroleum prospecting was the use of different types of gravity maps, made with the help of electric desk calculators and with personal intervention in all the stages.

The present report describe a procees of computation and elaboration using an electronic computer, to make maps fast and precisely, starting from the field data: elevation, Gauss-Krüger coordinates and compensated gravity values of the stations.

## INTRODUCCION

En la exploración geofísica para la búsqueda de yacimientos petrolíferos, es de aplicación corriente el método de prospección gravimétrica.

A grandes rasgos, el método consiste en determinar los valores de gravedad relativa de un conjunto de puntos de una zona de terreno, de los cuales se conoce la ubicación planialtimétrica, someterlos a correcciones adecuadas con el objeto de obtener sus anomalías de Bouguer, volcarlos en el plano de los puntos de medida y trazar luego las curvas de isoanómalas.

El mapa de gravedad obtenido, denominado de "Anomalías gravimétricas de Bouguer" proporciona información acerca de los cambios de densidad en el interior de la tierra y también sobre las superficies que limitan regiones de densidad diferente.

Estos contrastes de densidad son provocados en parte por configuraciones geológicas relativamente próximas a la superficie, a las cuales suelen estar asociados yacimientos petrolíferos; de aquí la importancia de poder evidenciarlos.

Con el objeto de magnificar y/o precisar con más detalle esos contrastes, es común la elaboración de nuevos mapas, a partir de los datos del de Bouguer, basados en consideraciones teóricas o bien empíricas apoyadas en informaciones de otro tipo disponibles en la zona. Ejemplos de estos mapas son los denominados: Residual, Segunda derivada, Gradientes, Prolongación vertical de la gravedad, etc.

Como en esencia, los nuevos valores de estos mapas son combinaciones lineales del valor de gravedad de Bouguer en el punto considerado, con promedios ponderados o no, de uno o varios grupos de valores que le equidistan y vecinos; resulta conveniente transformar el mapa original de Bouguer de puntos de medida, por lo general con distribución planimétrica irregular, en otro mapa idéntico pero ahora con puntos de medida ficticios distribuidos en los vértices de una malla regular cuadrada, de "paso" prefijado. Este proceder facilita la tarea de elaboración de los nuevos mapas.

El presente informe muestra que a partir de los datos del relevamiento de campo, todas las etapas posteriores hasta obtener los mapas deseados, pueden realizarse con máquina computadora electrónica con las siguientes ventajas respecto del procedimiento clásico: mayor rapidez en la preparación del documento final dada la extremada velocidad de cálculo de la máquina, seguridad en los cálculos pues se eliminan los errores debidos a factores humanos y prolijidad en la confección del mapa ya que la máquina entrega los valores definitivos en fajas impresas de fácil armado para obtener el plano de valores. El trazado manual de las curvas isoanómalas es prácticamente automático y exento del factor personal.

Se pueden obtener datos impresos de las diversas etapas de cálculo.

La etapa básica del procesado reside en la elaboración del mapa de Bouguer sobre los vértices de la malla. Se incluye en este informe un procedimiento matemático para obtenerlo. También se detalla la posibilidad de realizar un control previo de posibles valores de campo dudosos o errados, o bien, mal pasados a las tarjetas perforadas que usa la computadora en el proceso.

## A – ETAPAS DE LA ELABORACION DE MAPAS GRAVIMETRICOS POR EL PROCEDIMIENTO CLASICO.

Con el objeto de destacar las ventajas del procedimiento electrónico, reseñemos las distintas fases del proceso clásico:

A.1 – Se dispone inicialmente de los puntos  $A_i$  medidos en el terreno, dados por sus coordenadas Gauss-Krüger, su cota referida al nivel del mar y el valor medido y compensado de su gravedad relativa. Es decir, conocemos:

$$A_i (x, y, h, g)$$

Las estaciones  $A_i$  tienen, en general, una distribución planimétrica irregular.

A.2 – A los valores  $g_i$  de los puntos medidos se les aplican correcciones adecuadas a fin de obtener las anomalías de Bouguer en la zona. Emplanillado de todos los valores de los puntos.

A.3 – Confección del plano topográfico de los  $A_i$ , volcados en él los valores  $g_i$  correspondientes. Trazado de las curvas isoanómalas. Se obtiene el mapa de Bouguer de anomalías.

El trazado de las curvas requiere cierta pericia del especialista, sobre todo cuando los puntos de medida están distribuidos muy irregularmente.

A.4 – Fijado el tipo de malla y su paso  $p$  —en general se emplea malla cuadrada con  $p = 1$  km— se hace su trazado sobre el mapa de Bouguer de A.3 o bien sobre papel transparente y se procede a determinar el valor de  $g$  en los vértices, interpolando a ojo. Esta tarea requiere buena habilidad en el operador. Los valores obtenidos quedan influenciados de los errores personales. Emplanillado de los valores de toda la cuadrícula.

A.5 – Se calcula para cada vértice el valor "regional" o sea el promedio de los valores  $g$  de vértices de malla ubicados a la distancia  $r$  prefijada del vértice en cálculo. Se suelen calcular varios regionales variando  $r$ . Emplanillado de valores.

A.6 – Cálculo de los valores, en cada vértice, de residuales, gradientes, etc. Como ya se dijo, se los obtiene mediante combinaciones lineales entre el valor del vértice y los diversos regionales ponderados o no. Para cada mapa de anomalías, será necesario el cálculo respectivo y emplanillado de los valores.

A.7 – Volcado de los valores en cada mapa de anomalías y trazado de las curvas respectivas.

## B – ELABORACION DE LOS MAPAS DE ANOMALIAS POR EL PROCEDIMIENTO DE CALCULO CON COMPUTADORA ELECTRONICA.

B.1 – Se dispone de los datos iniciales, como en A.1.

B.2 – Se perforan los datos en tarjetas. Con el programa adecuado se efectúa el control previo de los datos perforados. La máquina produce un listado de los puntos dudosos, con sus datos; se corrigen las tarjetas de los puntos que así lo permitan.

B.3 – Con el programa del cálculo correspondiente se realizan las correcciones normales, como en A.2.

B.4 – Se efectúa la interpolación para cada vértice  $M_j$  de la malla, con la función matemática elegida; se produce un listado de los vértices, con sus valores. Se calculan para cada vértice los valores de los mapas deseados: regional, residual, gradiente, etc.

B.5 – Se efectúa ahora un "relleno" de valores entre vértices según la dirección de los ejes coordenados, usando una interpolación cuadrática, que toma como datos los valores de tres vértices consecutivos por vez. La cantidad de puntos interpolados viene dada por el tamaño de los caracteres, alto y ancho, de la impresora de la máquina. Se consigue así un reticulado de puntos con los valores respectivos del mapa deseado.

De estos valores sólo se emplea el dígito de sus unidades. En consecuencia la máquina imprime el mapa de dígitos del reticulado, fraccionado en varias fajas de fácil armado. Para mayor claridad del mapa sólo se imprimen los dígitos de valor par. Trazado manual de las curvas isoanómalas.

Se han detallado las diversas etapas de los cálculos, que pueden llevarse a término en sólo dos o tres pasadas por la computadora electrónica.

#### C – SOLUCION USADA PARA LA INTERPOLACION MATEMATICA INDICADA EN B.4.

C.1 – De una distribución irregular de puntos  $A_i$  dados por sus coordenadas  $A_i(x_i, y_i)$  se conocen sus valores  $g_i$  de gravedad corregida los cuales nos determinan una superficie experimental. El problema consiste en establecer un método de cálculo que atribuya matemáticamente un valor  $g_M$  a todo punto  $M_j$  del plano de manera tal que aplicado a un punto medido deba reproducirlo, (La Porte). Los puntos  $M$  a calcular son los de la malla adoptada.

La solución usada consiste en delimitar, alrededor del punto  $M$  con un círculo de radio  $R$  prefijado, a un grupo de puntos  $A_i$ , los que intervendrán únicamente en la determinación del  $g_M$ .

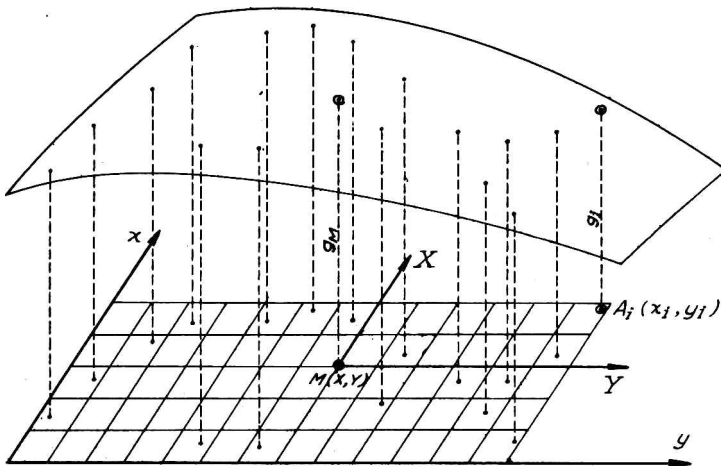


Figura 1



Se hace un traslado de ejes con centro  $M$  y referidos a éstos se toma la superficie matemática:

$$G(x,y) = ax^2 + bxy + cy^2 + dx + ey + f$$

que es del tipo paraboloide de eje vertical. Se determinan las constantes  $a, b, c, d, e, f$  imponiendo la condición que la superficie  $G(x,y)$  "ajuste" lo mejor posible a la superficie experimental de esos puntos  $A_i$ , afectados previamente de un peso  $P_i$  en función de su distancia  $d_i$  a  $M$ .

Los apartamientos entre ambas superficies, para cada punto  $A_i$  valdrán:

$$E_i = G(x_i, y_i) - g_i$$

y la condición impuesta se escribirá:

$$S = \sum P_i E_i^2 = \sum P_i [G(x_i, y_i) - g_i]^2 = \text{mínima}$$

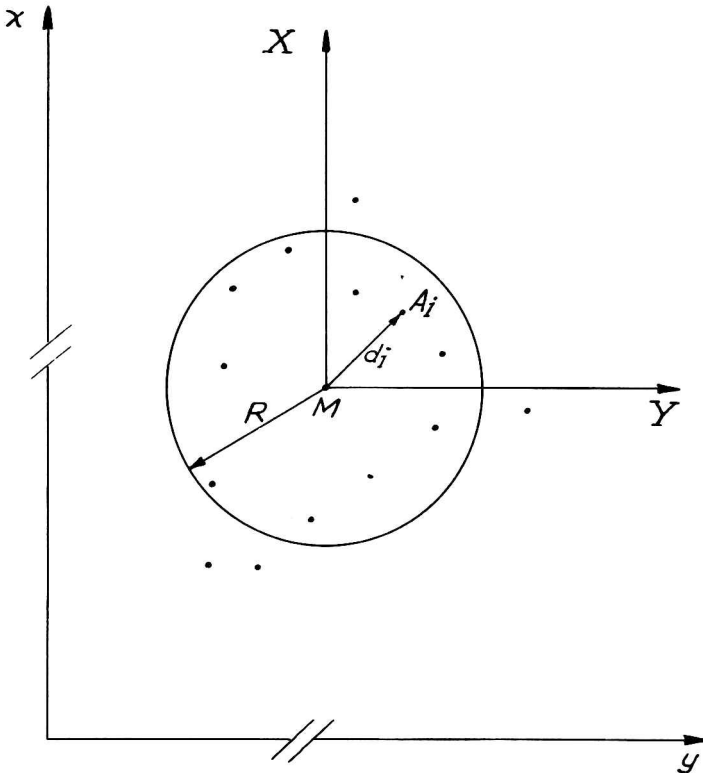


Figura 2

Esta condición determina un sistema simétrico de seis ecuaciones con las seis incógnitas  $a, b, c, d, e, f$ , el que puede resolverse por métodos conocidos:

$$\left\{ \begin{array}{l} a\Sigma Px^4 + b\Sigma Px^3 y + c\Sigma Px^2 y^2 + d\Sigma Px^3 + e\Sigma Px^2 y + f\Sigma Px^2 = \Sigma Px^2 g \\ a\Sigma Px^3 y + b\Sigma Px^2 y^2 + c\Sigma Pxy^3 + d\Sigma Px^2 y + e\Sigma Pxy^2 + f\Sigma Pxy = \Sigma Pxyg \\ a\Sigma Px^2 y^2 + b\Sigma Pxy^3 + c\Sigma Py^4 + d\Sigma Pxy^2 + e\Sigma Py^3 + f\Sigma Py^2 = \Sigma Py^2 g \\ a\Sigma Px^3 + b\Sigma Px^2 y + c\Sigma Pxy^2 + d\Sigma Px^2 + e\Sigma Pxy + f\Sigma Px = \Sigma Pxg \\ a\Sigma Px^2 y + b\Sigma Pxy^2 + c\Sigma Py^3 + d\Sigma Pxy + e\Sigma Py^3 + f\Sigma Py^2 = \Sigma Pyg \\ a\Sigma Px^2 + b\Sigma Pxy + c\Sigma Py^2 + d\Sigma Px + e\Sigma Py + f\Sigma P = \Sigma Pg \end{array} \right.$$

Para resolverlo por la computadora se ha usado el método iterativo de Gauss-Seidel.

El valor  $g_M$  buscado es:

$$g_M = G(0,0) = f$$

Este proceso de cálculo se aplica para cada uno de los puntos M de la malla.

C.2 – Expresión del peso. Debe ser infinito cuando el punto  $A_i$  coincida con el M y debe anularse cuando el  $A_i$  esté sobre el círculo de radio R, luego la expresión de  $P_i$ :

$$P_i = \left( \frac{R^2 - d_i^2}{d_i^2} \right)^2$$

cumplirá teóricamente con esos supuestos y la superficie experimental pasará por todos los puntos medidos. Como en un cálculo numérico no podemos hacer intervenir una variable que tome valor infinito, se introduce en la fórmula de  $P_i$ , en el denominador, un término pequeño u y nos queda:

$$P_i = \left( \frac{R^2 - d_i^2}{d_i^2 + u^2} \right)^2$$

el valor asignado a u permitirá una suavización de la superficie experimental tanto más intensa cuanto mayor sea u. Esta suavización resulta plausible si se admite una cierta imprecisión en los valores medidos:

$$h_i, x_i, y_i, g_i$$

C.3 – Elección del valor del radio R. Una vez adoptado se lo mantiene constante para toda la interpolación de la zona. No debe ser muy reducido pues no habría exactitud en la determinación de las constantes a, b, c, d, e, f y si se lo toma muy grande no se agrega precisión en el cálculo y en cambio se incrementa rápidamente el tiempo de computación; debe tenerse en cuenta también el grado de dispersión de los puntos medidos. En general se lo fija entre cinco y diez kilómetros.

El factor de suavización u puede oscilar entre 0,01 y 0,1 km.

## D – METODO PARA LA DETECCION DE LOS PUNTOS DUDOSOS

Todo error significativo que puedan tener originariamente los datos de campo:  $x_i, y_i, h_i, g_i$ , o que se produzcan al volcarlos a las tarjetas perforadas que usa la computadora, debe ser determinado y corregido antes del pasaje definitivo para los cálculos con la máquina, pues producirían resultados finales falsos.

Para evitar este inconveniente se sigue un procedimiento de control aplicado

a cada uno de los puntos medidos. La máquina entrega un listado de los puntos que resulten dudosos, dando sus parámetros.

Se verifica manualmente con los datos originales y se corrigen las tarjetas respectivas de los puntos equivocados.

D.1 – El procedimiento de detección consiste en comparar el dato  $g_i$  que se investiga con un valor promedio  $g_p$  de una pequeña zona de valores que rodean al  $g_i$ , si la diferencia entre ambos supera a un tope prefijado, el punto se considera dudoso.

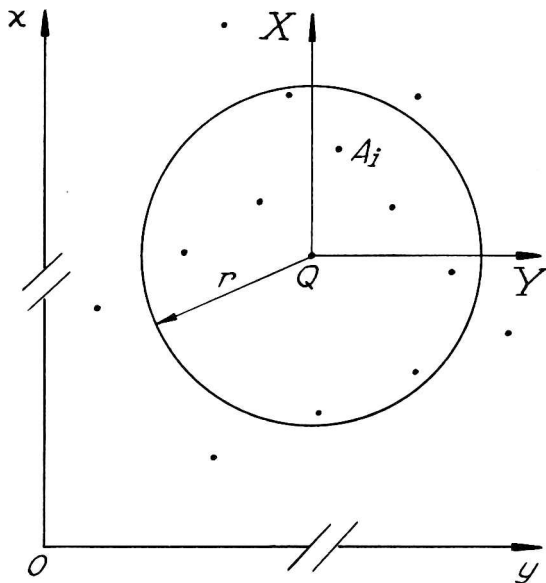
El  $g_p$  se lo obtiene siguiendo el método de interpolación ya visto, pero simplificado.

Sea Q el punto de medida a verificar.

Se considera sólo el grupo de  $n$  puntos  $A_i$  que caen dentro de la circunferencia de radio  $r$  prefijado. Se hace un traslado de ejes a Q y se considera el plano:

$$P(x, y) = ax + by + c$$

que deberá ajustar lo mejor posible a la superficie experimental de los  $g_i$ .



La diferencia entre ambas superficies, para cada  $A_i$  vale:

$$e_i = P(x_i, y_i) - g_i$$

y la condición que debe cumplirse, es:

$$S = \sum e_i^2 = \sum [P(x_i, y_i) - g_i]^2 = \text{mínima}$$

la que se traduce en un sistema de tres ecuaciones simétricas con tres incógnitas:  $a$ ,  $b$  y  $c$ .

El valor buscado para  $g_p$  es:

$$g_p = P(0,0) = c$$

Un primer control consiste en comparar la diferencia:

$$D = g_Q - g_p$$

Con un valor tope  $t$  prefijado, constante para toda la zona.

Si es  $|D| > t$ , el punto se considera dudoso.

Se lo somete a un segundo control, ahora con la diferencia promedio de los  $g_i$  con sus correspondientes del plano:

$$e_m = \sqrt{\frac{\sum e_i^2}{n}}$$

Si es  $|D| > s.e_m$ , se considera dudoso al punto. El valor que se fija para  $s$  se lo mantiene constante en la zona.

El primer control puede resultar insuficiente o muy enérgico en puntos distintos de una misma zona, por eso se adopta el segundo control sobre  $D$ , teniendo en cuenta ahora la irregularidad local, a través de  $e_m$ .

D.2 – Valores de  $r$ ,  $t$  y  $s$ . Para fijar el valor de  $r$  valen las mismas consideraciones que para  $R$ . Se puede adoptar  $r = 0,5 R$ ; en cuanto a  $t$  y  $s$  dependerán del tipo de irregularidad a detectar, se pueden adoptar, por ejemplo:  $t = 0,8$  miligal y  $s = 2$  a  $5$ .

#### E – CALCULO DE LOS VALORES EN VERTICES DE LA MALLA, PARA LOS DIVERSOS MAPAS DE ANOMALIAS.

Como ya se dijo, estos valores son sólo combinaciones lineales de valores de Bouguer, (Baranov, 1952).

Por ejemplo:

$$\text{Regionales: } \text{Reg} = \frac{1}{n} \sum_1^n g_i$$

Consisten en el promedio de los valores que equidistan del vértice en cálculo; se suelen adoptar distintos radios de equidistancia.

$$\text{Residuales: } \text{Res} = g_M - \frac{1}{n} \sum_1^n g_i$$

al valor del vértice  $M$  en cálculo, se le resta el valor del regional correspondiente, que se adopte.

Segunda derivada, gradiente, etc.:

$$\text{Anomalía} = a_0 g_M + a_1 g_1 + \dots + a_n g_n = \sum_0^n a_i g_i$$

los coeficientes  $a_0, \dots, a_n$  son constantes conocidas, un juego para cada tipo de anomalía,  $g_M$  es el valor Bouguer del vértice en cálculo y los  $g_1, g_2, \dots, g_n$  son regionales de radios diferentes.

Todas estas expresiones son fáciles de calcular por medio de la computadora.

#### F – MAPAS DE ANOMALIAS

Con la idea de producir directamente con la computadora los diversos mapas de anomalías se realiza ahora una interpolación de los valores de malla en am-

bas direcciones: se intercalan m puntos entre vértices consecutivos de filas y n puntos entre los de columnas.

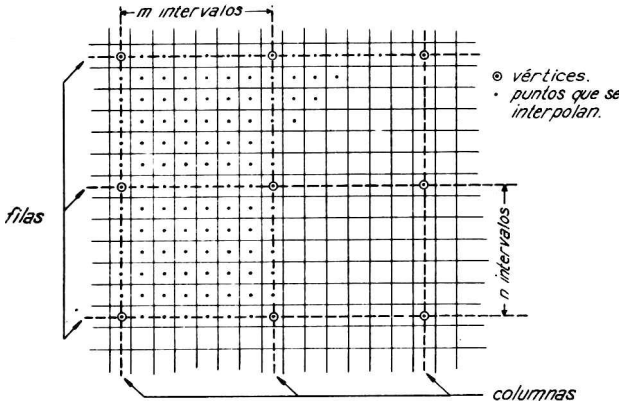


Figura 3

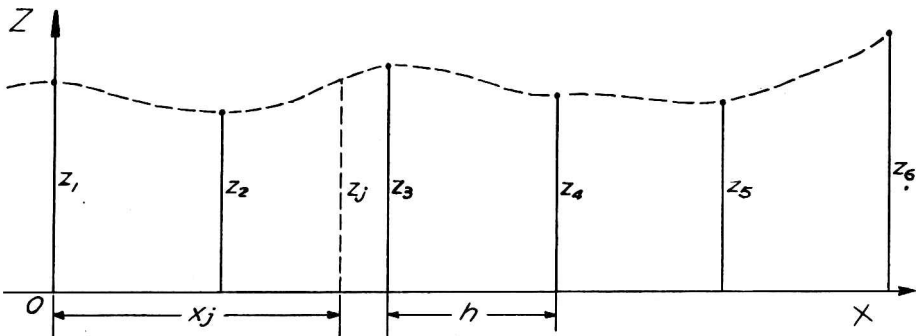
Se obtienen así los valores del reticulado de puntos en que queda convertida la malla inicial.

De cada uno de estos valores se utiliza sólo el dígito que indica el número de sus unidades; estos dígitos, representativos en última instancia del valor de los puntos del reticulado. El plano impreso dará la imagen del mapa de anomalías en estudio.

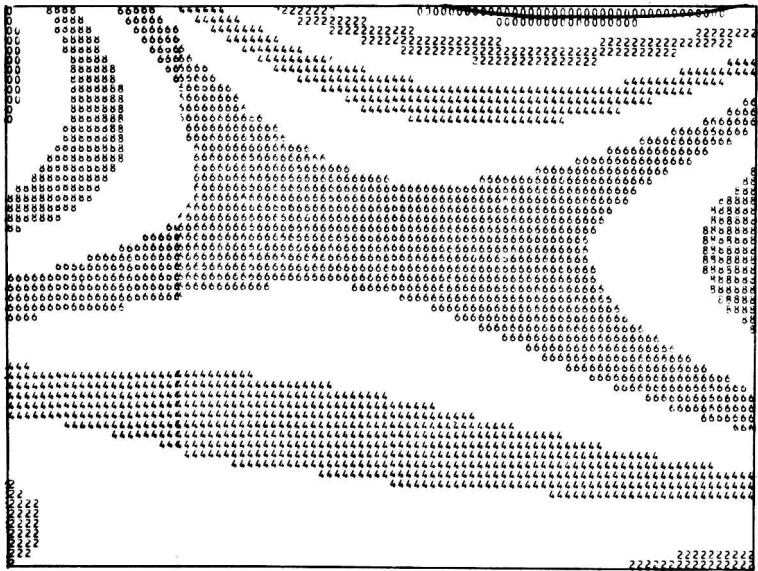
En consecuencia la elección de las cantidades m y n de los puntos a interpolar está regulada por el ancho y alto de los caracteres de la impresora de la máquina y de la escala en que se deseen los mapas.

F.1 – Interpolación entre vértices. Se toman los valores de tres vértices consecutivos y se interpolan mediante la fórmula de Gregory-Newton para ordenadas conocidas equidistantes y la condición de pasar por dichas ordenadas:

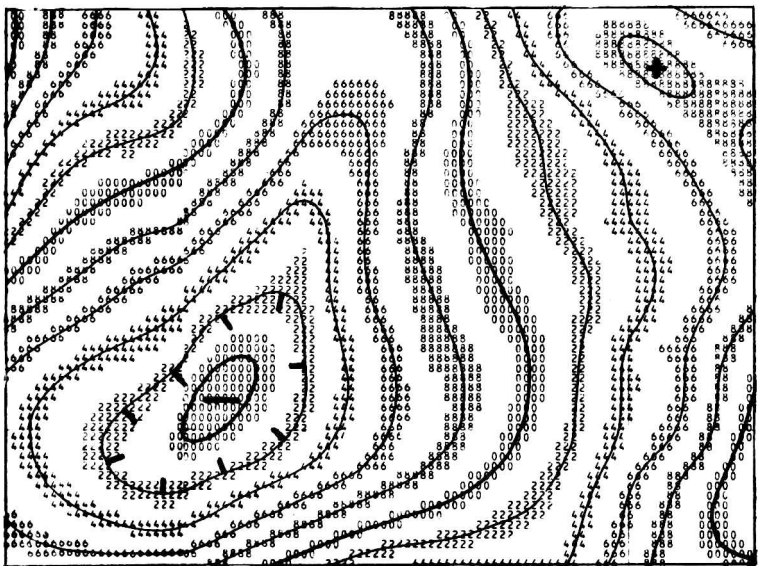
$$Z_j = Z_1 + x_j(Z_2 - Z_1)/h + x_j(x_j - h) (Z_3 - 2Z_2 + Z_1)/2h^2$$



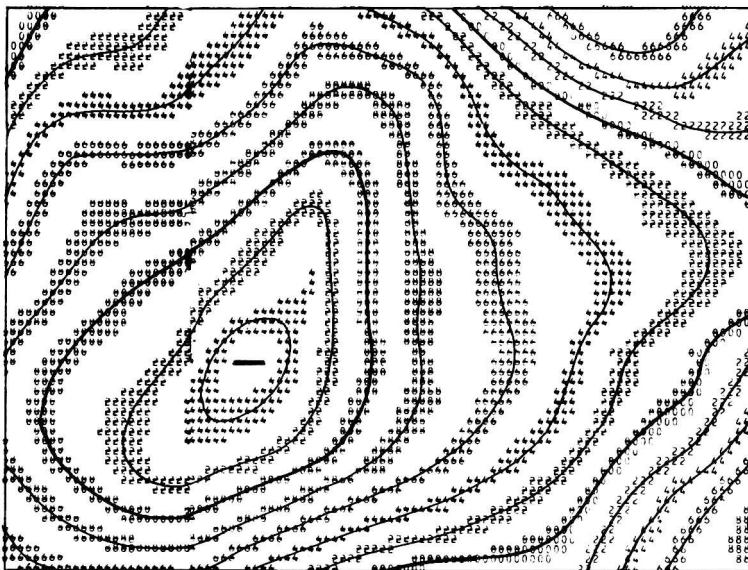
donde h es la equidistancia,  $Z_1, Z_2, Z_3$ , las ordenadas conocidas —valores de los vértices— y  $Z_j$  uno de los valores interpolados,  $X_j$  varía de 1 hasta  $2n$  ó  $2m$  según el caso.



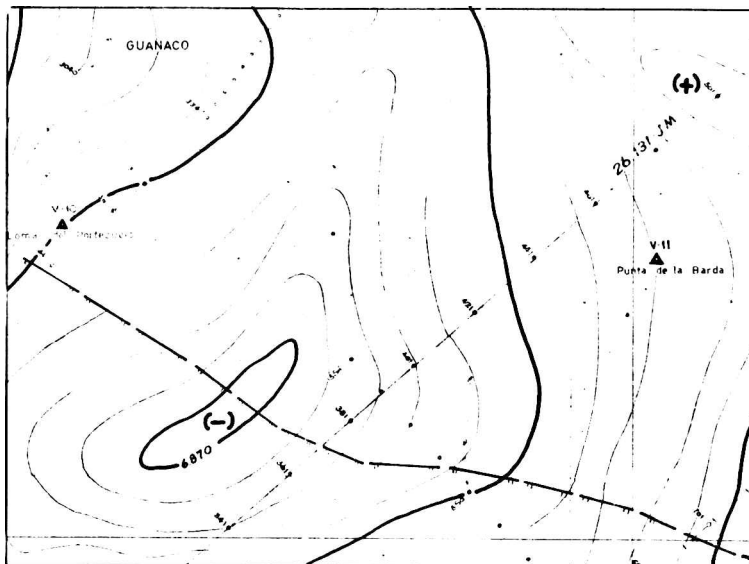
**VALORES DE GRAVEDAD RELATIVA. La Pampa - Zona: Curacó Oeste. \* Malla de 31 por 45 vértices. \* Coord. Diag.: 5724; 3369 km. \* 5754; 3413 km.**



**VALORES DE GRAVEDAD REGIONAL. La Pampa - Zona: Curacó Oeste. \* Malla de 31 por 45 vértices. \* Coord. Diag.: 5724; 3369 km. \* 5754; 3413 km.**



**VALORES DE GRAVEDAD RESIDUAL. La Pampa - Zona: Curacó Oeste. \* Malla de 31 por 45 vértices. \* Coord. Diag.: 5724; 3369 km. \* 5754; 3413 km.**



**PLANOS DE GRAVEDAD RELATIVA. La Pampa - Zona Curacó Oeste. \* Efectuado por procedimiento manual.**

Completada la interpolación entre esos tres vértices, se repite el cálculo tomando ahora en la fórmula  $Z_3$  por  $Z_3$ ,  $Z_4$  por  $Z_2$  y  $Z_5$  por  $Z_3$ . Así se procede hasta completar la interpolación de una columna y luego de todas ellas.

Se repite el proceso ahora fila por fila, incluidas las filas nuevas producidas.

F.2 – Con un cálculo adecuado se obtienen los dígitos representativos de las unidades de cada valor del reticulado, fila por fila, y también su signo. Se imprimen estos dígitos y previamente el signo negativo cuando corresponda. Para mayor claridad se imprimen sólo los dígitos pares.

El trazado manual de las curvas es prácticamente automático, debido a la guía que significa tener el plano impreso de los dígitos.

### OBSERVACIONES

1.– El procedimiento de interpolación detallado en C.1 no descubrirá las pequeñas anomalías que pudieran “filtrarse” a través de la red de los puntos medidos, pero tiene la ventaja de no eliminar ninguna de las informaciones producidas por ellos, ya que las reproduce fielmente; el procedimiento manual no siempre sería capaz de hacerlo así.

2.– A título informativo se da una estimación de los tiempos empleados para la ejecución del mapa de Bouguer y dos mapas de otras anomalías, de una misma zona, por ambos procedimientos:

Cantidad de puntos medidos	Superficie cubierta	Procedimiento clásico con dos especialistas	Usando calculadora electrónica. $R=8$ km $r=4$ km
2500	$44 \times 90 =$ $3960 \text{ km}^2$	No menos de 90 días de labor	No más de dos horas.

Al tiempo neto de la computadora hay que agregarle unos treinta días de labor insumidos en el emplanillado de los datos, control y corrección de las tarjetas perforadas, ensamblado de los mapas, trazado de las curvas y volcado de información topográfica accesoria para identificación de los mismos.

3.– Se incluyen como ejemplo del procesado por computadora tres mapas: de gravedad Bouguer, Regional y Residual y el mapa de gravedad Bouguer obtenido por el procedimiento manual.

4.– El autor desea expresar su agradecimiento a la Gerencia de Exploración de Y.P.F., por la autorización para la publicación del presente trabajo

### BIBLIOGRAFIA

**LA PORTE, M.:** *“Procédé Mathématique d’Interpretation”*. Institute Français du Pétrole.

**BARANOV, V. (1952):** *“Sur une methode analytique de calcul de l’Anomalie regionale”*. Compagnie Générale de Géophysique.



## EL PROYECTO "EOLE" Y LOS MODELOS NUMERICOS DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA

ENRIQUE LUIS SAMATAN

Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires

La finalidad del proyecto "EOLE" es estudiar la circulación general de la atmósfera en las latitudes medias del Hemisferio Sur. Se lanzarán unos 500 globos de nivel constante desde tres estaciones ubicadas en la Argentina los cuales medirán los parámetros que caracterizan el estado de la atmósfera, los que, a su vez, serán transmitidos a tierra por intermedio de un satélite. Este proyecto está dirigido por el Centro Nacional de Estudios Espaciales de Francia y cuenta con la colaboración de los Estados Unidos para el lanzamiento del satélite y con la de la Comisión de Investigaciones Espaciales de la República Argentina en lo que se refiere a las estaciones de lanzamiento. Se tratará luego de introducir esta información en alguno de los modelos de la circulación general con el fin de conocer y explicar la dinámica de la atmósfera en el Hemisferio Sur. Este proyecto constituye un ensayo previo al Programa de Investigación Global de la Atmósfera (GARP) a realizarse dentro de algunos años en escala mundial.

The aim of the "EOLE" project is to study the general circulation of the atmosphere in middle latitudes of the Southern Hemisphere. About 500 hundred constant level balloons will be launched from three stations in Argentina; these will determine the characteristics of the atmosphere and will transmit them to the earth by means of a satellite. This project is supervised by the French Center of Space Research and has the collaboration of the United States for the launching of the satellite and of the Committee of Space Research of Argentina for the launching stations. The collected data will be introduced in a numerical model of the general circulation in order to know and explain the dynamics of the atmosphere in the Southern Hemisphere. This project is a preliminary experiment to the Global Atmospheric Research Programme (GARP) which will be executed on a planetary scale within few years.

Le but du projet "EOLE" est d'étudier la circulation générale de l'atmosphère aux latitudes moyennes de l'Hémisphère Sud. Quelque 500 ballons a niveau constant seront lancés depuis trois stations installées en Argentine; ils mesureront les paramètres qui caractérisent l'atmosphère et les transmettront au sol au moyen d'un satellite. Ce projet est dirigé par le Centre National d'Etudes Spatiales français avec la collaboration des Etats-Unis pour le lancement du satellite et de la Commission de Recherches Spatiales argentine en ce qui concerne les stations de lancement. Les données recueillies seront introduites dans un modèle numérique de la circulation générale afin de connaître et d'expliquer la dynamique de l'atmosphère dans l'Hémisphère Sud. Ce projet constitue un essai par rapport au Programme de Recherche Globale de l'Atmosphère (GARP) qui sera exécuté dans quelques années à l'échelle mondiale.

## 1. INTRODUCCION

En esta reunión de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, ha parecido oportuno hacer una referencia a un proyecto meteorológico de interés mundial, el proyecto "EOLE", que tendrá en esta ciudad de Mendoza, sede de la reunión, una de sus bases de operación.

El proyecto "EOLE" es una etapa en la evolución de la ciencia meteorológica tendiente a un mejor conocimiento del mecanismo que rige el movimiento de la atmósfera con miras, en la práctica, a elaborar un pronóstico del tiempo más seguro y más extendido.

La red de observaciones realizadas a partir de estaciones ubicadas en la superficie de la tierra sufre de un defecto muy serio: hay grandes extensiones, los océanos y también las regiones poco pobladas, que carecen de observaciones o las tienen con una densidad geográfica muy inferior a la que requiere la meteorología moderna. Aun el pronóstico del tiempo en lugares en que existe una buena red de observaciones, si se lo quiere extender a una o dos semanas, exige información de todo un hemisferio; un pronóstico a largo plazo o una fundamentación teórica de la climatología necesitan que se conozca el estado de la atmósfera en todo el planeta.

Con el fin de subsanar esta deficiencia, se ensayaron en los años 1957 a 1958 los radiosondeos horizontales llamados "transosondas". En lugar de explorar los distintos niveles de la atmósfera sobre un mismo punto geográfico, como lo hace el radiosonda clásico, el transosonda navega arrastrado por el viento manteniéndose a un nivel aproximadamente constante y transmitiendo información del lugar en que se encuentra. Fueron lanzados en aquellos años unos cien globos a través del Océano Pacífico a un nivel de 300 mb que equivalen a unos 4500 metros.

Algunos años más tarde, se comenzó a utilizar los satélites TIROS, NIMBUS y COSMOS, que miden la radiación de onda larga emitida por la atmósfera y fotografían las nubes.

En el año 1961, Lally propuso un mecanismo de observación, extensible a toda la atmósfera, en el que se utilizan globos construidos para volar a un nivel prefijado. Estos globos están provistos de un equipo transmisor cuya información es captada por uno o varios satélites lanzados al efecto. Esta propuesta dio lugar al proyecto GHOST, sigla que significa "Global Horizontal Sounding Technique". Con el fin de estudiar el comportamiento de este sistema, se lanzaron globos adaptados a distintos niveles desde Nueva Zelanda y desde la isla de la Ascensión, los cuales fueron seguidos por varias estaciones ubicadas en tierra.

## 2. EL PROYECTO EOLE

Ante las buenas perspectivas que ofrecía este procedimiento de observación, el Centro Nacional de Estudios Espaciales de Francia (CNES) proyectó en 1964 la ejecución de un estudio sistemático de la circulación de la atmósfera en latitudes medias del Hemisferio Sur y en latitudes tropicales, proyectos que se denominaron respectivamente: EOLE—A y EOLE—B. Para ello se utilizarían equipos de observación transportados por globos cuya información sería recogida por un satélite construido por el CNES y lanzado al espacio por los Estados Unidos en virtud de un convenio de colaboración científica entre los dos países.

En el proyecto EOLE—A, que es el que nos interesa, se eligió el Hemisferio Sur por ser el menos conocido, meteorológicamente hablando, y también por tener éste un régimen meteorológico más sencillo ya que es geográficamente más uniforme que el Hemisferio Norte. Dentro de ese hemisferio, se buscaron lugares de lanzamiento de los globos que estuvieran ubicados en distintas latitudes y dentro de un mismo país, este último requisito permitiría la centralización de toda la tarea de equipamiento y manutención de las estaciones: fue así como se eligió a la Argentina para ese fin. En un principio se proyectaron cuatro estaciones escalonadas desde el extremo norte al extremo sur del país, pero, posteriormente, se suprimió la estación que se pensaba instalar en la provincia de Salta o en la de Jujuy. La red quedó fijada en tres estaciones que son: Mendoza, Neuquén y el Lago Fagnano. La colaboración de nuestro país en este proyecto, la presta la Comisión Nacional de Estudios Espaciales.

Los globos están constituidos por un envoltorio de un material plástico, denominado Mylar, transparente y de un módulo de elasticidad elevado lo cual lo hace prácticamente inextensible en las condiciones de la presente experiencia. Esta característica les asegura un volumen constante y, por consiguiente, el equilibrio en un nivel en que la densidad del aire es constante e igual a la densidad media del globo con todo su equipo. Por razones de seguridad para el caso hipotético de un choque con un avión, el gas utilizado es helio y no hidrógeno.

Un aspecto importante para el éxito del proyecto es la duración del globo. Un primer inconveniente puede ser la presencia de pequeños orificios en el envoltorio que dejen escapar el gas: pueden existir en el material de fabricación o provenir del manipuleo posterior del globo. Se elimina la primera causa empleando una doble capa de Mylar pegada una a otra; para evitar la segunda causa hay que adoptar precauciones en el plegado, transporte y utilización del globo en la estación de lanzamiento.

De acuerdo a experiencias realizadas por el Profesor Morel, director científico del proyecto EOLE, en Nueva Caledonia y Australia, se han detectado otras causas que limitan la vida útil del globo. Si el nivel es bajo, el globo puede ser destruido por choques contra la superficie de la tierra. En niveles algo más altos existe una gran probabilidad de encontrar nubes con agua en sobrefusión que depositen hielo sobre el globo; pero aun los cirrus, formados por cristales de hielo, son también un peligro. Las experiencias han mostrado que los cristales se depositan sobre el globo por gravitación propia como si fuera una nevada: el aumento de peso consiguiente provoca un descenso pronunciado de nivel. En cambio, los globos que se estacionan en 200 mb, es decir a unos 12000 metros o a mayor altura, han demostrado tener una vida muy larga. En el proyecto EOLE el nivel elegido fue en un

principio de 300 mb pero luego se lo llevó a 200 mb. Es ésta una presión media ya que, en realidad, se trata de un nivel de densidad constante del aire: las fluctuaciones alrededor de una presión determinada tienen un desvío cuadrático medio de unos 5 mb.

Se ha ideado en los Estados Unidos un dispositivo que, a mi conocimiento, no ha sido aún ensayado, que permite "salvar" los globos que entren en una zona peligrosa haciéndolos ascender a niveles más altos. Consiste en colocar una membrana interna que separa al globo del volumen constante en dos regiones: una llena de helio y la otra con aire. La cantidad de aire puede hacerse variar extrayendo aire del interior o impulsando aire del exterior con una bomba alimentada por un generador solar. De esta manera se puede modificar el volumen relativo del helio y del aire y, en consecuencia, hacer variar la densidad media del globo.

La elección de las estaciones en tierra se ha hecho teniendo en consideración los riesgos que puede sufrir el globo en el momento de su lanzamiento y durante su ascenso. Por un lado, para que el globo no sufra daños, la velocidad del viento no debe ser demasiado elevada: se puede admitir hasta un máximo de 10 m/s. Por otro lado, en su ascenso, el globo no debe atravesar nubes que puedan depositar hielo sobre él. Por tales motivos se han buscado lugares con poca frecuencia de vientos fuertes y con poca nubosidad. La elección de los emplazamientos fue bastante simple al norte del paralelo 40° S pero en la Patagonia los vientos fuertes son casi constantes. La misión enviada por el CNES optó por instalar la estación más austral en el interior de la Tierra del Fuego, al borde del Lago Fagnano. Las localidades importantes de Río Grande y Ushuaia fueron descartadas: la primera por ser muy fuerte el viento en ella y la segunda por tener demasiada nubosidad.

Cada globo está equipado con una serie de elementos que cuelgan uno a continuación del otro y que son, siguiendo el orden de arriba hacia abajo, los siguientes:

- Una cápsula barométrica para medir la sobrepresión del gas contenido en el globo y un dispositivo para poder destruir a éste.

- Un generador solar y un acumulador para poder operar de día y de noche.

- Elementos sensibles para medir la presión y la temperatura del aire exterior.

- Un equipo electrónico para la comunicación radial con el satélite.

- La antena y un reflector de radar.

Este conjunto pesa unos 3 kg. y se extiende sobre una longitud total, incluyendo la antena, de 10 a 12 m, longitud necesaria para asegurar que, en caso de choque con un avión, todo el equipo se desintegraría sin causar perjuicios; también es conveniente que los elementos sensibles estén alejados de un posible efecto perturbador del globo. Para sustentar esta carga útil a nivel de 200 mb, el globo debe tener un diámetro de 4 m.

El satélite que captará las informaciones de los globos del proyecto EOLE ha sido construido en las instalaciones del CNES en Brétigny a unos 30 km al sur de París. Se proyecta lanzarlo en agosto del corriente año desde Estados Unidos y colocarlo en una órbita circular inclinada con respecto al ecuador de manera a abarcar la mayor parte de la superficie de la tierra: desde las latitudes de 70° N hasta 70° S. Se trata de un pequeño satélite equipado de manera a poder interrogar individualmente un máximo de 500 globos, recibir de ellos, y conservarlas en su memoria, la presión y la temperatura captadas por los elementos sensibles y re-

gistrar la información necesaria para determinar la posición del globo.

El satélite interroga sucesivamente los distintos globos mediante una señal característica para cada globo. Los globos que se encuentran dentro del alcance del satélite, que es de unos 3000 km, contestan mediante una emisión que permite determinar la distancia del globo al satélite por el tiempo de propagación y el coseno del ángulo que forma la dirección en que se encuentra el globo con la dirección del movimiento del satélite; se deduce este último valor de la variación de la frecuencia aparente debida al efecto Doppler suponiendo que el globo está inmóvil: la velocidad de este último es muy pequeña comparada con la del satélite. Las distintas posiciones de un mismo globo determinadas en órbitas sucesivas del satélite, viene a ser en intervalos de unos 110 minutos, proporcionan una determinación muy buena de la dirección y la velocidad del viento medio en ese intervalo: el error cuadrático medio es de 0,5 m/s. El viento obtenido de esta manera es más significativo que el observado por los métodos clásicos porque corresponde a un desplazamiento de las masas de aire del orden de los 100 km, bastante mayor que con los otros métodos. La información acumulada en la memoria del satélite es transmitida a cinco estaciones de recepción de datos ubicadas en Brétigny y en Africa. Como el plano de la órbita del satélite gira con respecto a la tierra dando una vuelta alrededor del eje de los polos en 24 horas, un mismo globo será detectado en dos oportunidades durante el día, sin tener en cuenta la localización suplementaria desde órbitas sucesivas de que se ha hecho mención.

El profesor Morel, en su proyecto inicial, ha justificado el número de globos al exigir que hubiese un globo en cada cuadrado de  $1000 \times 1000 \text{ km}^2$ , lo cual, considerando la superficie del hemisferio, conduce a un número de 250 globos. Pero, teniendo en cuenta una distribución geográfica aleatoria de los globos, se debe prever un número doble: 500, para evitar que regiones demasiado grandes se vean desprovistas de datos. Sin embargo, Hale Mintz, en California, ha hecho una previsión de la experiencia hasta 130 días más tarde: ha utilizado para ello un modelo numérico de la circulación general que le es propio. Ha resultado, por un lado, que ningún globo se desplaza más al norte que los  $30^\circ \text{ S}$ , y por otro, que los globos tienden a concentrarse en aglomeraciones ubicadas con preferencia a la latitud de  $45^\circ$  y en las regiones polares. Al quedar vacías las regiones tropicales, la densidad de globos en latitudes medias y altas es mayor que el término medio calculado para todo el hemisferio; pero al existir acumulación de globos en ciertos puntos, como compensación, se producirán claros importantes. Este estudio, y también la experiencia previa adquirida con el proyecto GHOST, muestra que los globos dan una vuelta alrededor de la tierra en 10 ó 12 días.

El máximo de 500 globos, ó 512, impuesto por la capacidad del satélite, se refiere a los globos que están en operación simultáneamente. Si uno de ellos se vuelve inútil, ya sea porque se haya desinflado o haya descendido a otro nivel, ya sea porque alguno de sus instrumentos no funcione debidamente o porque se haya desviado hacia la zona tropical, es posible y es conveniente para no perder información, reemplazarlo por otro con la misma característica; en tal caso hay que eliminar al primero para no tener dos respuestas a una misma interrogación. Es por este motivo que el globo lleva un dispositivo capaz de destruirlo mediante una orden dada desde tierra.

A medida que se vaya recibiendo en las estaciones de tierra la información recogida por el satélite, esta información será concentrada en Brétigny. Allí, la pri-

mera operación que se ha de efectuar es determinar la posición de cada globo. Es un cálculo bastante complejo que comprende la determinación de la posición y la velocidad del satélite en el momento de la observación, la distancia y la dirección de su movimiento y, finalmente, el cálculo de las coordenadas geográficas del globo. El cálculo se hará en tiempo real, es decir a medida que se vaya recibiendo la información. Se podrá preparar así un registro objetivo de las observaciones; día y hora, posición, presión, temperatura y viento, con lo cual se tendrá un panorama de la circulación general en latitudes medias del Hemisferio Sur. Este resultado constituye uno de los objetivos principales del proyecto.

### 3. LOS MODELOS NUMERICOS DE LA CIRCULACION ATMOSFERICA

Cabe preguntarse ahora qué se hará con el cúmulo de datos obtenido. Para contestar esta pregunta, hay que hacer una referencia somera a los modelos numéricos de la dinámica atmosférica.

A mediados del siglo pasado, Helmholtz había elaborado una teoría del viento y de las olas apoyándose en las ecuaciones del movimiento de los fluidos. A principios de este siglo, la escuela noruega de meteorología, encabezada por V. Bjerknes, hizo el primer ensayo de aplicación sistemática de las ecuaciones de la dinámica al estudio de los movimientos de la atmósfera al buscar soluciones de las ecuaciones aproximadas linealmente. Fue el inglés Richardson, en 1922, el primero que trató de hacer un pronóstico del tiempo resolviendo numéricamente las ecuaciones previamente transformadas en ecuaciones en diferencias finitas. El resultado fue un fracaso y, en aquel momento, no se trató de averiguar qué errores se habían cometido ya que, en razón del tiempo que demandaban los cálculos el método era inaplicable al pronóstico del tiempo. En 1939, Rossby, mediante una drástica simplificación de las ecuaciones, halló soluciones en forma de ondas de la corriente zonal que son gobernadas por la variación con la latitud de la componente vertical del vector rotación de la tierra, es decir el parámetro de Coriolis. Estas ondas, ahora llamadas ondas de Rossby, son de especial importancia en la circulación general de la atmósfera en latitudes medias. La simplificación introducida consiste en suponer que la atmósfera es barotrópica, es decir que, a igual presión, la densidad del aire y, en consecuencia, la temperatura es la misma. Esta condición se cumple bastante bien por encima del nivel de 500 mb, unos 6000 m de altura, donde las curvas de nivel de la superficie isobárica coinciden aproximadamente con las isotermas, pero no se cumple a niveles inferiores. Sin embargo, para los niveles mencionados, los resultados de esta simplificación son satisfactorios. Cuando no se supone que exista barotropía, es decir en el caso general, se dice que la atmósfera es baroclínica.

Ya de tiempo atrás, se sabía que los gradientes vertical y horizontal de la presión del aire están equilibrados aproximadamente: el primero por la fuerza de la gravedad y el segundo por la componente horizontal de la fuerza de Coriolis: se dice que la atmósfera está en equilibrio cuasiestático y cuasigeostrófico respectivamente. En 1948, Charney, por la consideración del orden de magnitud de los parámetros físicos que definen una perturbación zonal, mostró que, si se introducían en el planteo inicial de las ecuaciones, las hipótesis cuasiestática y cuasigeostrófica, quedaban eliminadas de la solución, las ondas acústicas y las ondas de gravedad que carecen de interés meteorológico las primeras y son de importancia se-

cundaria las últimas. El decir "cuasi" significa que no se aplica la hipótesis hasta sus últimas consecuencias: así, en la hipótesis cuasiestática, se admite que puedan existir velocidades y aceleraciones verticales pero se supone que éstas no perturban el equilibrio hidrostático por ser su efecto de un orden de magnitud inferior al de las otras fuerzas verticales en juego; análogamente, en la hipótesis cuasigeostrófica, se admite que la divergencia horizontal del viento pueda no ser igual a cero, contrariamente a lo que resultaría de aplicar rigurosamente la relación geostrófica. Si a estas dos hipótesis, se agrega la hipótesis barotrópica, es fácil mostrar que el campo de velocidades horizontales es independiente de la altura. Basta estudiar el comportamiento de la atmósfera en un nivel para conocer todos los demás niveles.

Hay otro motivo práctico que aconseja eliminar las ondas acústicas y las de gravedad. Cuando se quiere resolver la ecuación de las ondas por medio de diferencias finitas, existe una limitación en la elección de la distancia entre puntos consecutivos  $\Delta x$ : y el intervalo de tiempo  $\Delta t$ : es la condición de Courant-Friedrichs que dice que el valor de  $\Delta t$  debe ser menor que el tiempo que demora la onda más rápida en pasar de un punto del reticulado al siguiente. En caso contrario, los valores numéricos dados por el cálculo para valores sucesivos del tiempo oscilan con una amplitud cada vez mayor dando lugar a la llamada inestabilidad computacional. Las ecuaciones fundamentales contienen como soluciones las ondas acústicas, de gravedad, de Rossby y las de tipo mixto. Si se adopta una distancia  $\Delta x$  de 300 km, los incrementos  $\Delta t$  no deben pasar de 20 min para las ondas acústicas, de 35 min para las de gravedad y de 2 horas para las de Rossby. Las velocidades de propagación son respectivamente de 1130 km/h, 480 km/h y 160 km/h; las dos últimas son órdenes de magnitud. Los intervalos de tiempo indicados son valores máximos; en la práctica hay que tomar valores mucho menores. Se comprende así que el número de pasos necesarios para obtener un pronóstico a un plazo dado, es mucho mayor cuando existen ondas acústicas y de gravedad que en el caso en que éstas hayan sido previamente eliminadas.

Sin embargo, actualmente, en los centros meteorológicos que poseen calculadoras de gran velocidad y gran capacidad de memoria, se tiende a utilizar las ecuaciones "primitivas", vale decir que no han sido modificadas, o filtradas, para eliminar las ondas de gravedad; la hipótesis cuasiestática es mantenida en todos los casos. Las ecuaciones primitivas tienen la ventaja de ser más reales y de prestarse a un esquema de cálculo más simple ya que la derivada con respecto al tiempo de cada uno de los parámetros que definen el estado de la atmósfera; componentes de la velocidad horizontal, altura de la superficie isobárica, temperatura, están dadas explícitamente. En las ecuaciones "filtradas" se aplica la ecuación de la conservación de la vorticidad, componente vertical del rotor del viento, que conduce a una ecuación implícita en derivadas parciales de segundo orden.

Además de las aproximaciones hechas en el sistema de ecuaciones, hay que considerar los factores físicos que inciden en el estado de la atmósfera: el relieve del suelo, la turbulencia que produce fuerzas de fricción y difusión del calor, la nubosidad que incide sobre la radiación solar recibida por la superficie de la tierra, el aporte de calor desde el suelo o desde la superficie del océano, el calor absorbido por la evaporación o cedido por la condensación y, en general, todos los fenómenos de una escala menor que las que describen las ecuaciones. Estos deben ser estimados mediante hipótesis simplificativas que los hacen depender de los parámetros

que definen el estado de la atmósfera: velocidad del viento, presión, temperatura o densidad. También hay que fijar cual es la extensión geográfica que abarcarán los estudios, el tipo de proyección cartográfica utilizado, la densidad de los puntos del reticulado horizontal, el número de niveles sobre la vertical, la forma particular de representar los operadores diferenciales por funciones lineales de valores discretos con el fin de emplear los métodos de resolución por diferencias finitas. Todas estas opciones constituyen un modelo matemático o numérico de la atmósfera. Hasta el presente se han elaborado un gran número de modelos, más o menos complicados algunos de ellos utilizados regularmente en el pronóstico diario del tiempo por varios servicios meteorológicos, otros en experimentación para el mismo fin y otros destinados a investigaciones.

En la elaboración de los datos del proyecto EOLE, se utilizarán, según las informaciones que posee el autor, una proyección estereográfica polar. Sobre ella se trazará un cuadrículado de 700 km de longitud de malla. Existe una diferencia de escala entre el polo y las latitudes bajas, pero ésta no es muy importante mientras el modelo se limite a las latitudes altas y medias de un solo hemisferio. La situación cambia cuando se trata de representar toda la tierra: una longitud de malla constante conduce a una definición exageradamente detallada de las variables meteorológicas en la vecindad de algunos puntos: por ejemplo cerca de los polos en la proyección de Mercator. Se han propuesto reticulados que compensen las diferencias de escala o, también, una red que prescindiera de una proyección particular y en la cual los nudos se distribuyan uniformemente sobre la superficie de la tierra: por ejemplo una red hexagonal dentro de las caras de un icosaedro y 12 mallas pentagonales en correspondencia con cada uno de los vértices.

Los datos obtenidos con la interrogación de los globos corresponden a lugares y tiempos distribuidos al azar. Para hacerlos entrar en un esquema de cálculo en diferencias finitas, es preciso, antes que nada, reducirlos a los nudos del reticulado y a ciertos tiempos prefijados por interpolación.

Las ecuaciones en diferencias proporcionan soluciones aproximadas que se van apartando paulatinamente de las soluciones exactas a medida que pasa el tiempo. Cuando se pretende hacer un pronóstico a corto plazo, dos o tres días, este inconveniente carece de importancia. Pero cuando se integran las ecuaciones en lapsos de un mes o varios meses, como es el caso en el proyecto EOLE, se puede llegar a situaciones calculadas enteramente absurdas. Para evitarlo, se busca la manera de transformar los operadores diferenciales en combinaciones de valores que correspondan a puntos del reticulado en forma tal que la solución de la ecuación en diferencias finitas conserve ciertas características de la solución exacta. Por lo general, se exige que en la solución aproximada se conserven la masa, la energía y la vorticidad totales. En muchos modelos, ésto se consigue reduciendo las distintas variables a puntos de la malla que pueden no ser los mismos para todas ellas: centro de la malla, vértices, puntos medios de los lados. En el Laboratorio de Meteorología Dinámica de Meudon, en París, dirigido por el Profesor Morel, se están haciendo estudios sobre este punto, incluyendo el caso en que las mallas no sean cuadradas.

Sin embargo, a pesar de todas las precauciones que se tomen al armar un esquema de cálculo numérico, éste no se lo puede considerar satisfactorio mientras no se lo haya ensayado. No es necesario para ello contar con datos reales: se pueden adoptar valores iniciales arbitrarios siempre que sean razonables y luego exami-



nar si los resultados son también razonables.

Los globos del proyecto EOLE están todos en un mismo nivel, por lo cual, si no se cuenta con más información, no se podrán utilizar modelos baroclínicos. Aunque no parece ser el fin primordial del proyecto actual, se podrán completar los datos obtenidos con los que proporcionen las medidas de radiación hechas desde satélites. La radiación emitida por la atmósfera hacia el espacio exterior en las distintas frecuencias depende de la temperatura de la atmósfera en sus distintos niveles. Se ha conseguido resolver matemáticamente el siguiente problema: calcular el gradiente vertical de la temperatura del aire en los distintos niveles conociendo la radiación emitida en algunos intervalos de frecuencias. Pero sólo se conoce el gradiente: se necesita una superficie de referencia para que esté determinada la temperatura. En el Hemisferio Norte, el nivel de referencia puede ser la superficie de la tierra que está cubierta por una buena red de estaciones de observación, pero en el Hemisferio Sur, habrá que fijar una superficie de referencia por algún procedimiento diferente, por ejemplo con globos que naveguen a un nivel constante como ocurre en el proyecto EOLE. Se ha propuesto otra forma de explorar los niveles inferiores a aquél en que se encuentra el globo: se trata de dejar caer desde el globo de nivel constante, pequeños globos equipados con un radiosonda, llamados en inglés "dropsondes", con poder ascensional negativo, que efectúan un sondeo vertical de la atmósfera de arriba hacia abajo.

En el presente proyecto se aplicará un modelo barotrópico partiendo de las ecuaciones primitivas, es decir, sin introducir la hipótesis cuasigeostrofica. Si el modelo fuera perfecto, sería posible conocer el estado futuro de la atmósfera en todo tiempo partiendo de un estado inicial. En la realidad, irán apareciendo discrepancias con el correr del tiempo que se harán desaparecer reemplazando de tanto en tanto los valores calculados por los valores observados. Es lo que se hace normalmente en el pronóstico numérico diario. Cuando se trata de la red sinóptica de estaciones meteorológicas, la sustitución es simultánea en todo el reticulado pero, en el caso de los globos, ésta sólo se hace en algunos puntos; se produce así una falta de coherencia con los demás valores que se traduce en la aparición de ondas numéricas sin realidad física que es preciso eliminar.

De acuerdo con el informe inicial en el que el profesor Morel propone la ejecución del proyecto EOLE, el objetivo principal, aparte del puramente descriptivo, es demostrar que se puede rectificar la solución introduciendo únicamente los valores observados del viento. Desde este punto de vista, los valores de la presión y de la temperatura no son necesarios; sí, lo serían, si se quisiera extender los cálculos a varios niveles de la atmósfera utilizando otras fuentes de información. Se debe agregar que el valor de la presión sin conocer la altura o el perfil de temperatura no es utilizable en los cálculos. En proyectos futuros se ha previsto equipar los globos con un radioaltímetro.

Un beneficio importante que se podrá extraer de la experiencia es mejorar el modelo elegido. Al aparecer divergencias entre el cálculo y la observación, se podrán modificar algunas de las simplificaciones, de las hipótesis o de los valores empíricos adoptados en el modelo con el fin de reducir las discrepancias.

Finalmente, el proyecto servirá para recoger experiencia sobre el sistema de observación con globos de nivel constante, experiencia que será valiosa en el programa de investigación global de la atmósfera GARP, sigla de Global Atmospheric Research Programme, que se llevará a cabo dentro de algunos años y en el cual se tratará de emplear simultáneamente todos los medios disponibles para explorar

la atmósfera.

Para terminar, se destaca que el proyecto EOLE ofrece a la meteorología argentina una oportunidad para colaborar en un proyecto de alcance internacional y para poder participar en el futuro más activamente en proyectos de mayor envergadura como el GARP. Con este propósito están actualmente en París tres jóvenes meteorólogos, los licenciados Hordij, Ciappesoni y Necco trabajando dentro del grupo dirigido por el profesor Morel.

## BIBLIOGRAFIA

- CENTRE NATIONAL D'ETUDES SPATIALES (CNES), 1970:** "Les ballons du CNES font 10 fois le tour de la terre". *COSPAR information Bulletin - N° 53*, p. 56.
- CENTRE NATIONAL D'ETUDES SPATIALES, 1970:** "Report de l'expérience EOLE". *COSPAR Information Bulletin, N° 54*, p.17.
- COMMITTEE ON ATMOSPHERIC SCIENCES (CAS) & COMMITTEE ON SPACE RESEARCH (COSPAR), 1967:** "Numerical simulation of the general circulation". *Report of the Study Conference held at Stockholm, 28 June—11 July 1967 on the Global Atmospheric Research Programme (GARP)*, p.6.
- COSPAR WORKING GROUP VI, 1967:** "EOLE System. Doppler Shift Determination". *COSPAR Transactions, N° 3*, p. 85.
- GRAVILIN, B.L., 1967:** "Numerical experiments on the general circulation of the atmosphere". *Report of the Study Conference held at Stockholm, 28 June—11 July 1967 on the Global Atmospheric Research Programme (GARP)*, Appendix I.
- MESINGER, F. & MINTZ, Y., 1970:** "Numerical simulation of the 1970-71 EOLE experiment. Numerical Simulation of Weather and Climate". *Technical Report N° 4, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles.*
- MOREL, P., 1966:** "Définition scientifique du projet de satellite FR-2 (Projet EOLE)". *Service d'Aéronomie du Centre National de la Recherche Scientifique, N° 175, París.*
- MOREL, P., FOURRIER, J. & SITBON, P., 1968:** "The occurrence of icing on constant level balloons". *Service d'Aéronomie du Centre National de la Recherche Scientifique, N° 175, París.*
- MOREL, P., FOURRIER, J., GREIF, M. & SITBON, P., 1968:** "Campagne EOLE Pacifique IV (1<sup>ère</sup> partie)". *Service d'Aéronomie du Centre National de la Recherche Scientifique, N° 1179, París.*

## INCREMENTO DE LA CONVERGENCIA EN LA UBICACION DE TERREMOTOS

SIMON GERSHANIK

Observatorio Astronómico de la Universidad de La Plata

El método del Gradiente es un método recomendable para ubicar fenómenos sísmicos porque es siempre convergente. Presenta empero el inconveniente de que su convergencia resulta muy lenta en las proximidades de la solución. En la presente comunicación se propone un recurso sencillo que puede acelerarlo muchísimo. En un ejemplo que se da, se comprobó que usándolo se logró con 10 iteraciones un resultado más próximo a la solución que con 225 sin usarlo.

The gradient method is commendable to determine the position of seismic phenomena, because it is always convergent. But sometimes its very slow convergence in the proximities of the solution is a drawback. This communication proposes a simple recourse to speed up the convergence. An example is shown where ten iterations of this method bring nearer to the solution than 225 iterations without it.

Como el método numérico habitual de Geiger, (1910), para ubicar fenómenos sísmicos, puede no ser convergente, lo que ocurre cuando los datos no son convenientes, son incompatibles o el punto de partida está muy alejado de la solución, propusimos en otra comunicación (1969) el empleo del Método del Gradiente de la Función  $G$  suma de los cuadrados de los errores correspondientes a valores de ensayo de las incógnitas, con lo que se dispone de un recurso siempre convergente. Como la convergencia empero puede no ser rápida queremos presentar un artificio adicional con ayuda del cual se la puede incrementar considerablemente.

Notamos al efecto: 1) que la superficie de equi- $G$ , en la solución se convierten en un punto  $\Omega$  coincidente con la solución; y 2) que el gradiente de  $G$  en general considerado, apuntará tanto más hacia  $\Omega$  cuanto menos achatadas o sea cuanto más redondeadas sean las superficies citadas.

De ello sigue de inmediato que la convergencia puede incrementarse si para referir  $G$  se usa un sistema de coordenadas  $\xi, \eta, \zeta$  en el que se logre ésto último. Para conseguir uno apropiado, desarrollamos  $G$  en serie de Taylor a partir de un punto  $\phi_0, \lambda_0, h_0$  ( $\phi, \lambda$ , y  $h$  son respectivamente la latitud, longitud y profundidad del foco). El subíndice cero indica que las coordenadas corresponden al punto inicial). Ello daría:

$$G = \bar{X} A X + \rho(\Delta\phi, \Delta\lambda, \Delta h)$$

Expresión en la que  $X$  y  $A$  son las matrices siguientes:

$$X = \begin{vmatrix} \Delta\phi \\ \Delta\lambda \\ \Delta h \\ 1 \end{vmatrix} \quad A = \begin{vmatrix} a_{ik} \end{vmatrix} \quad (i = 1,2,3,4, k = 1,2,3,4)$$

entendiéndose por  $a_{ik}$ , (con  $k = 4, i = 1,2,3$ ) la mitad de las derivadas parciales primeras de  $G$  sucesivamente respecto de  $\phi$  respecto de  $\lambda$  y respecto de  $h$ ; por  $a_{44}$  el valor de  $G$  en el punto  $\phi_0, \lambda_0, h_0$  y por los restantes  $a_{ik}$ , la mitad de las derivadas parciales segundas de  $G$ . Por su parte  $X$  es la matriz transpuesta de la matriz vectorial  $X$  y  $\rho$  es el resto del desarrollo de Taylor.

Como en las vecindades de la solución,  $\rho$  es pequeño, resulta razonable prescindir por sencillez de su aporte en  $G$ , al procurar el hallazgo del sistema  $\xi, \eta, \zeta$ . Con ello  $G$  se convierte en una forma cuadrática y las superficies equi- $G$  en cábricas dadas por la expresión general:

$$\bar{X} A X = 0 \quad (1)$$

De esto sigue enseguida que un incremento en la redondez de las superficies equi-G se puede obtener, si el sistema  $\xi, \eta, \zeta$  se elige de modo que la cuádrica se convierta en una cuyos tres ejes principales sean iguales entre sí, en cuyo caso ella toma la forma esférica.

La expresión (1) de la cuádrica, puede transformarse mediante una translación primero y una rotación ulterior de coordenadas en la siguiente:

$$\sum \lambda_j^2 x_j^2 + c = 0$$

en la cual los  $x_j$  representan las nuevas coordenadas, los  $\frac{1}{\lambda_j}$  son iguales a los semi-ejes de la cuádrica, y  $c$  es una constante.

Los valores de  $\lambda_j$ , como es sabido, pueden sacarse del determinante siguiente:

$$\begin{vmatrix} a_{11} - \lambda & a_{12} & a_{13} \\ a_{12} & a_{22} - \lambda & a_{23} \\ a_{13} & a_{23} & a_{33} - \lambda \end{vmatrix}$$

que se conoce con el nombre de ecuación secular. Su desarrollo conduce a la ecuación de tercer grado en  $\lambda$

$$\lambda^3 + b_1 \lambda^2 + b_2 \lambda + b_3 = 0$$

en la cual los  $b$  se calculan en base de los  $a_{ik}$  que figuran en la ecuación secular.

El examen de la estructura de esos coeficientes muestra que si

$$a_{11} = a_{22} = a_{33} \tag{2}$$

y además

$$a_{ik} = 0, \quad i \neq k \tag{3}$$

las raíces  $\lambda_j$  de la ecuación secular resultan iguales.

Tomando este resultado en cuenta cabe procurar que el sistema sea tal que con cierta aproximación (2) y (3) queden satisfechas. Como los  $a_{ik}$  ( $i \neq k$ ) gene-

almente no tienen un valor grande, una importante mejora en la convergencia se puede lograr con sólo satisfacer las relaciones (2) en cierta medida.

En primera aproximación puede aceptarse que:

$$a_{jj} = \sum \left( \frac{\partial \gamma}{\partial x_j} \right)^2$$

siendo  $\gamma$  el error correspondiente a los datos empleados, o sea el residuo de las diversas ecuaciones.

En virtud de ello, la (2) quedará satisfecha con la transformación homotética.

$$\xi = \frac{1}{\epsilon_1} \phi; \quad \eta = \frac{1}{\epsilon_2} \lambda, \quad \zeta = \frac{1}{\epsilon_3} h$$

en la cual los coeficientes  $\epsilon$  que definen la homotecia se pueden calcular con las fórmulas:

$$\epsilon_j^2 = \frac{A}{a_{jj}}; \quad A = \frac{\sum a_{jj}}{3} \quad (j = 1, 2, 3)$$

Mediante dicha transformación resultaría evidentemente para los nuevos valores  $a_{jj}$  que podemos designar  $a'_{jj}$ :

$$a'_{jj} = A$$

y las componentes del gradiente en el sistema estarían dadas por:

$$\frac{\partial G}{\partial \xi} = \epsilon_1 \frac{\partial G}{\partial \phi}; \quad \frac{\partial G}{\partial \eta} = \epsilon_2 \frac{\partial G}{\partial \lambda}; \quad \frac{\partial G}{\partial \zeta} = \epsilon_3 \frac{\partial G}{\partial h}$$

lo que en definitiva equivale a una elección apropiada de escalas para medir el grado de error.

El recurso fue probado preestableciendo para un terremoto la ubicación:

$H=00^h.00^m.00^s$ ;  $\phi = 30^\circ$   $\lambda = 25^\circ$  y  $h=0.06 R$ ;  $R$ =radio de la tierra y procurando llegar a la misma en base de datos de  $P$  de cuatro estaciones y de  $ScS$  de una de ellas, a partir de

$$\phi = 28^\circ , \quad \lambda = 23^\circ , \quad h = 0.08 R$$

Para poder apreciar mejor la influencia del recurso en la convergencia, en vez de usar las tablas de los tiempos de propagación, se supuso que estos últimos estaban dados por:

$$F_p = 11 \Theta - 5 (h_1 - 6)$$

$$F_{ScS} = 35 \Theta - 12 (h_1 - 6)$$

$\Theta$  = distancia epicentral ;

$$h_1 = 100 h$$

Los cálculos se hicieron en la computadora IBM/360 modelo 50 de la Universidad Nacional de La Plata. No usando la mejora propuesta se llegó a la solución aproximada

$$\phi = 30^\circ.007 ; \quad \lambda = 25^\circ.04 ; \quad h = 0.0621 R$$

tras de 225 iteraciones. En cambio usándola se llegó con sólo 10 iteraciones a la solución

$$\phi = 30^\circ.008 ; \quad \lambda = 25^\circ.02 ; \quad h = 0.0616 R$$

## BIBLIOGRAFIA

*GEIGER, L., (1910): "Herabestimmung bei ERdbeben aus den Ankunftszeiten, -*

*GEIGER, L., (1910): "Herabestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, -  
Nachr. der Königl." Gessellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, 331-343.*

*GERSHANIK, S., (1969): "Determination of epicenters using the gradient method". Asamblea de IASPEI-IAGA, Madrid, setiembre de 1969, Comptes Rendues, N° 16, p. 86.*



## **UN PROCEDIMIENTO GRAFICO APROXIMADO PARA CONSTRUIR CURVAS MAESTRAS DE TRES CAPAS PARA EL DISPOSITIVO GEOELECTRICO DE WENNER**

ANTONIO INTROCASO

Facultad de Ciencias e Ingeniería — Universidad Nacional de Rosario

La interpretación en el método geoelectrico de resistividades requiere curvas maestras construidas en base a largas y exigentes computaciones. No obstante, para verificar rápidamente ciertas suposiciones o para encontrar la distribución de resistividades o para fundamentar determinadas hipótesis, se propone el siguiente método gráfico para construir curvas maestras de tres capas. El procedimiento se basa en la utilización de una familia Wenner de curvas patrón de dos capas y cuatro diagramas de punto auxiliar graduados en concordancia con aquéllas; aventajando al clásico procedimiento analítico en rapidez y posibilidades de combinaciones sin necesidad de realizar computaciones que demandan tiempo y gastos adicionales.

Interpretation of resistivities in the geoelectric method requires master curves based on long and accurate computations. Nevertheless, in order to verify certain assumptions or find out the resistivity distribution, or to find certain hypotheses in a rapid way, the following graphic method of constructing master curves of three layers is proposed. The procedure is based on the use of a Wenner family of two layer master curves and four diagrams of auxiliary point graduated in accordance to the curves. Obviating computations which usually demand a lot of time and additional costs, this procedure excels the classic analytical one in quickness and possibility of combinations.

L'interprétation dans la méthode électrique de résistivités a besoin d'abaques construites sur la base de longues et lourdes computations. Néanmoins, pour vérifier rapidement certaines suppositions ou pour trouver la distribution des résistivités, ou bien pour baser certaines hypothèses, on propose la suivante méthode graphique pour construire abaques a deux couches pour le dispositif Wenner, et quatre diagrammes de point auxiliaire gradués en concordance avec les abaques. Ce procédé est supérieur au classique procédé analytique en vitesse et possibilités de combinaisons sans avoir besoin de réaliser computations qui demandent temp et dépenses additionnels.

## CONSTRUCCION DE CURVAS MAESTRAS DE DOS CAPAS

Consideremos el caso de dos capas. La solución para el potencial debida a Stefanescu es:

$$U(r) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \left[ \frac{1}{r} + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \int_0^{\infty} k_1 e^{-2\lambda h_1 n} J_0(\lambda_1 r) d\lambda \right]$$

siendo:  $J_0(\lambda_1 r)$ : Función de Bessel de primera especie y orden cero  $K_1 = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$ ;

$\rho_1$  la resistividad del primer terreno;  $\rho_2$  la resistividad del segundo;  $h$  la distancia, en la superficie, a la fuente de corriente;  $n$  un número entero;  $\lambda$  una constante;  $I$  la intensidad de corriente;  $h_1$  el espesor del primer terreno.

De acuerdo a la transformación de Weber - Lipchitz:

$$2 \int_0^{\infty} k_1^n e^{-2\lambda h_1 n} J_0(\lambda_1 r) d\lambda = \frac{2k_1^n}{\sqrt{r^2 + (2nh_1)^2}}$$

se transforma en un desarrollo Hummel:

$$U = \frac{\rho_1 I}{2\pi r} \left[ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_1^n}{\sqrt{1 + (2n\frac{h_1}{r})^2}} \right]$$

que para el sistema Wenner (cuadripolo equiespaciado,  $r = a$ ) será:

$$U_{M, N} = \frac{\rho_1 I}{2\pi a} \left[ 1 + 4 \left\{ \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_1^n}{\sqrt{1 + (2n\frac{h_1}{a})^2}} - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_1^n}{\sqrt{4 + (2n\frac{h_1}{a})^2}} \right\} \right]$$

o bien:

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = 1 + 4 \left\{ \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_1^n}{\sqrt{1 + (2n\frac{h_1}{a})^2}} - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k_1^n}{\sqrt{4 + (2n\frac{h_1}{a})^2}} \right\}$$

Empleando papel doble logarítmico se introduce una notable simplificación  $\rho_1 = 1$ ,  $h_1 = 1$ . Haciendo variar  $k$  de 0.05 en 0.05 desde  $-1$  a  $+1$ , y  $a$  desde 0.3 a 250 (ó  $\lambda = \frac{1}{a}$  desde 3.33 a 0.004), se construyeron 40 curvas maestras, mediante el trazado de 1000 puntos (25 por curva) en un gráfico bi-logarítmico similar al que emplea la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) (módulo 62.5 mm.). Ver Figura N° 1. Se utilizó una computadora IBM 1130 (UNR).

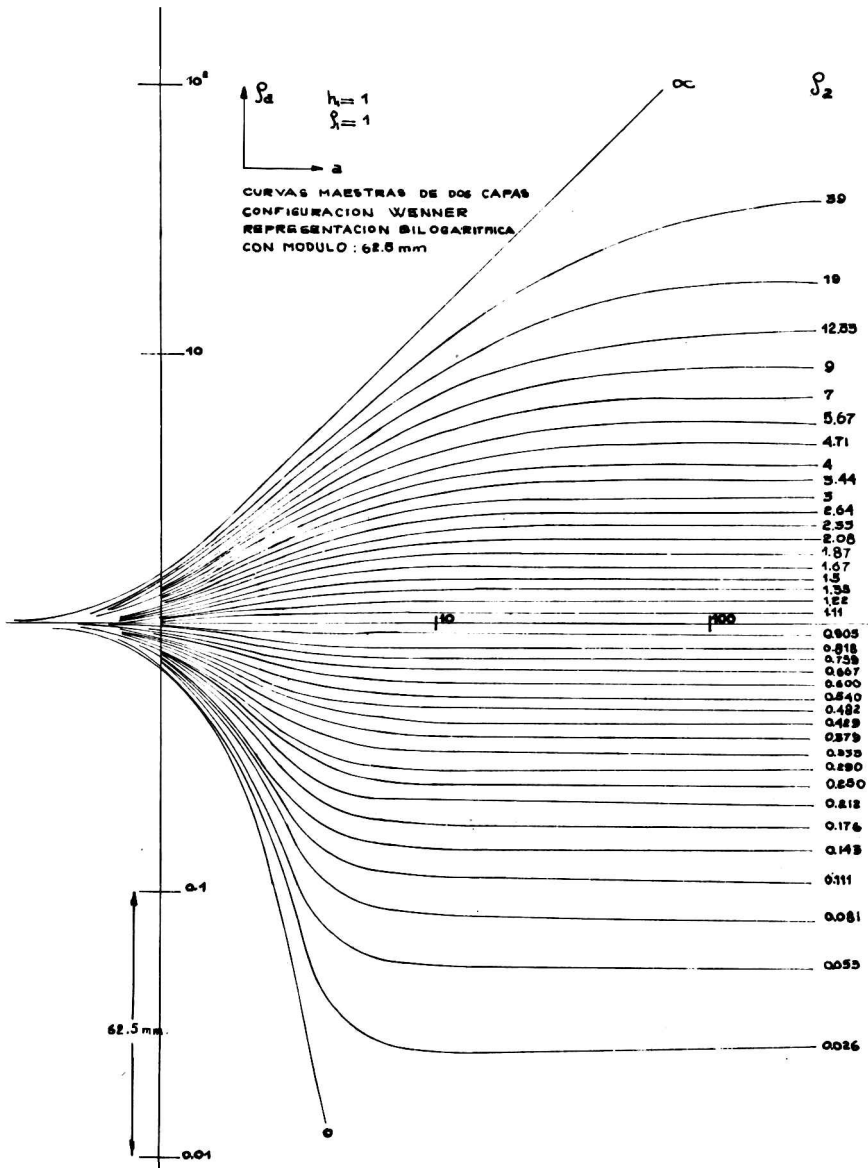


Figura 1

## CONSTRUCCION DE LOS DIAGRAMAS DE PUNTO AUXILIAR

El método se basa en reemplazar las dos primeras capas (ó  $n-1$  en general), por otra equivalente de resistividad media  $\rho_m$  y espesor reemplazante  $\lambda H$  con

$\lambda$ : coeficiente de pseudo-anisotropía.

Siendo:

$$\rho_m = \sqrt{\frac{T}{S}} \quad ; \quad \lambda H = \sqrt{T \cdot S}$$

con T: resistencia transversal ( $\Omega \times m^2$ )  
S: conductancia longitudinal (mho)

Hay cuatro casos a considerar:

- a. Tipo mínimo (H)
- b. Tipo doble ascendente (A)
- c. Tipo doble descendente (Q)
- d. Tipo máximo (K)

a. Tipo mínimo (H)  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

Si  $\rho_3 \gg \rho_2$ , el sustrato es un aislante de buenas características, mientras el flujo de corriente es casi paralelo a la estratificación.

Entonces:

$$\left\{ \begin{array}{l} S_{1,2} = S_1 + S_2 \\ H = h_1 + h_2 \end{array} \right. \quad ; \quad \rho_m = \frac{h_1 + h_2}{S_{1,2}}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} X = 1 + \nu \\ Y = \frac{1 + \nu}{1 + \nu/\mu} \end{array} \right. \quad \text{con: } X = \frac{H}{h_1} \quad ; \quad \nu = \frac{h_2}{h_1}$$

$$\quad \quad \quad \text{con: } Y = \frac{\rho_m}{\rho_1} \quad ; \quad \mu = \frac{\rho_2}{\rho_1}$$

Las ecuaciones: X función de  $\nu$  e Y función de  $\nu$  y  $\mu$  son las ecuaciones paramétricas del gráfico auxiliar H (Hummel). Fig. 2a.

Se trabajó en base a las siguientes relaciones:

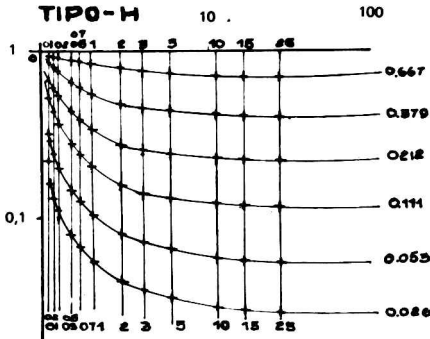
$$\mu = \frac{\rho_2}{\rho_1} = 0,667, 0,429, 0,212, 0,111, 0,053, 0,026, 0.$$

Adoptando los siguientes valores de  $\nu$  (no sólo para H sino para los cuatro tipos mencionados):

$$\nu = \frac{h_2}{h_1} = \infty, 25, 15, 10, 5, 3, 2, 1, 0,7, 0,5, 0,3, 0,2, 0,1, 0.$$

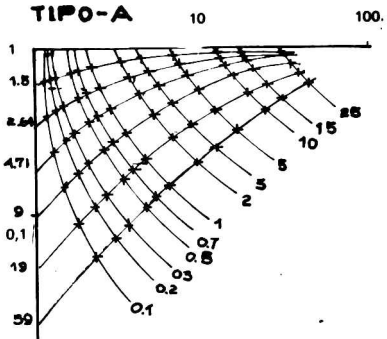
b. Tipo doble ascendente (A)  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

Dado que el segundo estrato es más resistivo que el primero, pero menor que el tercero (aislador), la ley de refracción del flujo de corriente indica que hay transmisión vertical y horizontal. Las dos primeras capas deben adaptarse entonces a circuitos serie y paralelo. En otras palabras, deben considerarse T y S.



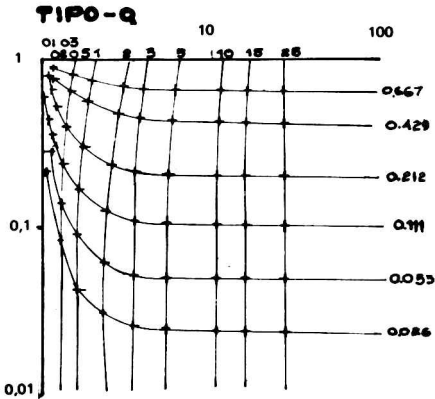
$$\begin{cases} S_{eq} = S_1 + S_2 \\ H = h_1 + h_2 \end{cases} \text{ O BIEN}$$

$$\begin{cases} X_H = 1 + \gamma & \text{CON } X_H = \frac{H}{h_1}; \gamma = \frac{h_2}{h_1} \\ Y_H = \frac{1 + \gamma}{1 + \gamma/\mu} & \text{CON } \mu = \frac{f_2}{f_1}; \gamma = \frac{f_2}{f_1} \end{cases} \quad 2a$$

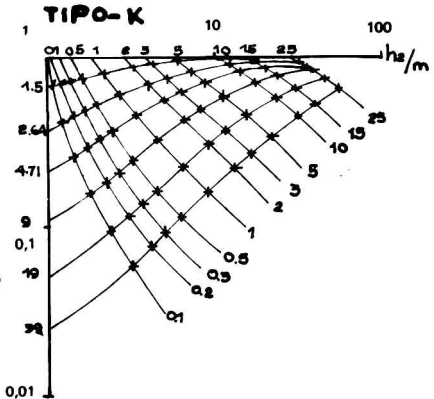


$$\begin{cases} \lambda H = \sqrt{T \cdot S} = \sqrt{(f_1 h_1 + f_2 h_2) \left( \frac{h_1}{f_1} + \frac{h_2}{f_2} \right)} \\ f_m = \sqrt{T/S} = \sqrt{\frac{f_1 h_1 + f_2 h_2}{h_1/f_1 + h_2/f_2}} \end{cases}$$

$$\begin{cases} Y_A = \sqrt{\frac{1 + \mu \gamma}{1 + \gamma/\mu}} \\ X_A = \sqrt{(1 + \mu \gamma)(1 + \gamma/\mu)} \end{cases} \quad 2b$$



$$\begin{cases} X_{HQ} = \frac{1}{X} (1 + \gamma) \\ Y_{HQ} = \frac{1}{X} \left( \frac{1 + \gamma}{1 + \gamma/\mu} \right) \end{cases} \quad 2c$$



$$\begin{cases} Y_{AK} = \sqrt{\frac{1 + \mu \gamma}{1 + \gamma/\mu}} \\ X_{AK} = \sqrt{(1 + \mu \gamma)(1 + \gamma/\mu)} \end{cases} \quad 2d$$

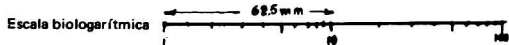


Figura 2

Las ecuaciones de partida son:

$$\lambda H = \sqrt{T.S} = \sqrt{(\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2) \left( \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} \right)}$$

$$\rho_m = \sqrt{\frac{T}{S}} = \sqrt{\frac{\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2}{h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2}}$$

dividiendo la primera ecuación por  $h_1$  y la segunda por  $\rho_1$  se tendrá:

$$Y_A = \sqrt{\frac{1 + \mu\nu}{1 + \nu/\mu}}$$

$$X_A = \sqrt{(1 + \mu\nu)(1 + \nu/\mu)}$$

Así se construyó un gráfico A (anisotropía) (Fig. 2 b) para valores de  $\rho_2 > \rho_1$  concordantes con la graduación del gráfico de dos capas. Siendo los

valores de  $\frac{\rho_2}{\rho_1} = \mu$ :

1.5, 2.64, 4.71, 9, 19, 39,  $\infty$ .

c. Tipo doble descendente (Q)  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

Las dos primeras capas mantienen la relación del tipo H, pero el sustrato funciona evidentemente como medio conductor. Por tanto se ha encontrado que deben utilizarse las expresiones de H afectadas de coeficientes empíricos (H se desplaza en forma decreciente a lo largo de una recta de pendiente = 45°).

$$X_{HD} = \frac{1}{X} (1 + \nu)$$

$$Y_{HD} = \frac{1}{X} \left( \frac{1 + \nu}{1 + \nu/\mu} \right)$$

con HD: punto H desplazado.

Finalmente se obtuvo un gráfico auxiliar como el de la Fig. 2 c.

Se trabajó con los siguientes valores de  $\mu$ :

0.667, 0.429, 0.212, 0.111, 0.053, 0.026, 0.

d. Tipo máximo (K)  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

Las dos primeras capas mantienen la relación del tipo A, mientras el sustrato se torna conductor con referencia a  $\rho_2$ . Básicamente utilizan las relaciones A pero afectando a X, y sólo a X, de coeficientes empíricos para un mejor ajuste.

(A se deslaza hacia valores crecientes a lo largo de las abcisas).

$$Y_{AD} = \sqrt{\frac{1 + \mu\nu}{1 + \nu/\mu}}$$

$$X_{AD} = \epsilon \sqrt{(1 + \mu\nu)(1 + \nu/\mu)}$$

AD: punto A desplazado.

Finalmente se obtuvo el gráfico auxiliar de Fig. 2 d en base a los valores

$$\mu = 1.5, 2.64, 4.71, 9, 19, 39, \infty.$$

Los cuatro diagramas de punto auxiliar fueron graficados sobre papel log-log de módulo 62,5 mm.

## FUNDAMENTOS DEL METODO GRAFICO PROPUESTO PARA CONSTRUIR CURVAS DE TRES TERRENOS

Analizando el catálogo de curvas maestras de dos capas, surge casi intuitivamente la posibilidad de combinar gráficamente las curvas entre sí de modo de formar los cuatro grupos posibles para la familia de curvas de tres capas. Así se tiene:

Tipo máximo (K): Combinando la familia  $\rho_2 > \rho_1$  con el grupo  $\rho_2 < \rho_1$ .

Tipo mínimo (H): Combinando el grupo  $\rho_2 < \rho_1$  con el grupo  $\rho_2 > \rho_1$ .

Tipo doble ascendente (A): Combinando el grupo  $\rho_2 > \rho_1$  entre sí.

Tipo doble descendente (Q): Combinando la familia  $\rho_2 < \rho_1$  entre sí.

El problema presenta, no obstante, una dificultad: la ubicación de la rama derecha. La rama izquierda se traza teniendo como guía a la curva  $\rho_2$  del catálogo de 2 capas que corresponde a la resistividad intermedia de la curva de 3 capas en construcción.

El problema substancial es la ubicación de la rama derecha. En el procedimiento propuesto, la última rama se coloca en relación a la segunda cruz (o segundo origen) definida mediante diagramas de punto auxiliar.

## CONSTRUCCION

La construcción de curvas de tres terrenos se basa en los siguientes pasos:

Sobre un papel transparente se trazan, en general, dos asíntotas horizontales con los valores  $\rho_2$  y  $\rho_3$  para encuadrar las curvas a construir; salvo cuando  $\rho_3 = \infty$  (pend. 45°) o cuando  $\rho_3 = 0$  (vertical).

Se calca en el transparente la primera rama mediante el gráfico de curvas de dos capas correspondiente a  $\rho_2$ , haciendo coincidir los orígenes  $h_1 = 1, \rho_1 = 1$ .

- Se busca en el gráfico auxiliar correspondiente la segunda cruz (intersección de  $(\frac{\rho_2}{\rho_1})_i$  y  $(\frac{h_2}{h_1})_i$  y se marca en el transparente. Se han reemplazado así las dos primeras capas (rama izquierda) por otra equivalente cuyos parámetros son  $\rho_m$  y  $\lambda H$ .

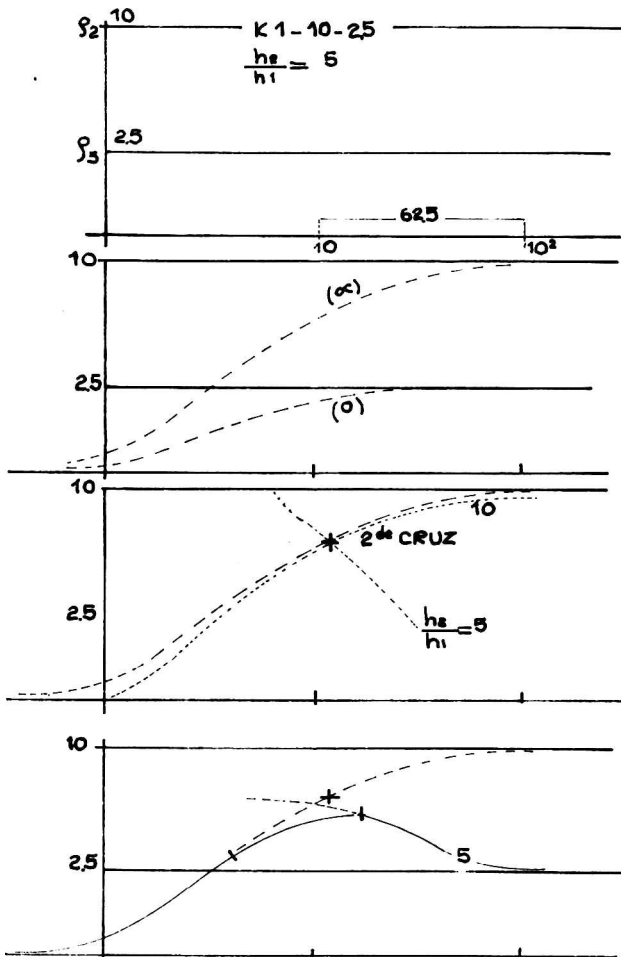


Figura 3

- Se coloca la segunda cruz en el origen del gráfico de curvas maestras de dos capas, y se traza la rama derecha buscando la coincidencia asintótica con la horizontal  $\rho_3$ , o identificándose con una alineación vertical ( $\rho_3 = 0$ ) o de pendiente 45° ( $\rho_3 = \infty$ ).
- Normalmente hay una pequeña indeterminación intermedia que se salva, en general, fácilmente mediante suavización gráfica.

Nótese que las curvas extremas o envolventes de tres capas se correspon-



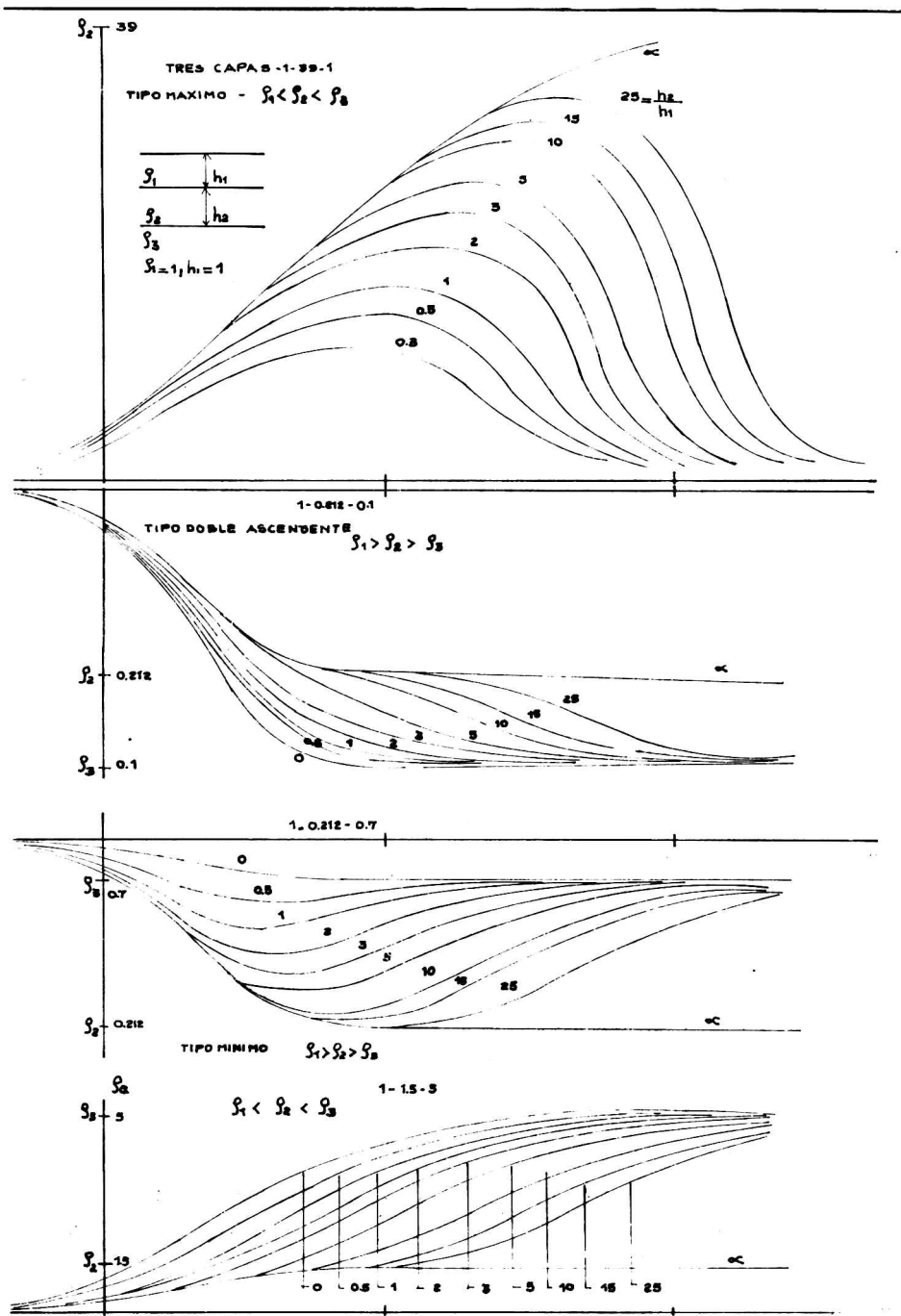


Figura 4

den con curvas de dos terrenos. En efecto:

Si  $\frac{h_2}{h_1} = 0$ ;  $\rho_1 - \rho_2 - \rho_3$  equivale a  $\frac{\rho_1}{g} - \rho_3$ ; por tanto la curva de tres capas corresponde a la curva de dos capas  $\rho_1 - (\rho_2 = \rho_3)$

Si  $\frac{h_2}{h_1} \rightarrow \infty$ ;  $\rho_1 - \rho_2 - \rho_3$  equivale a  $\rho_1 - \rho_2$  de dos capas.

La figura 3 ilustra el procedimiento seguido paso a paso para el modelo K 1 - 10 - 2.5;  $h_2/h_1 = 5$ . En la Fig. 4 pueden verse ejemplos de los cuatro tipos de tres capas construidos por el método propuesto. Se prepararon en total más de 600 curvas maestras de tres terrenos.

#### CONDICIONES DE MAXIMA APROXIMACION. DISCREPANCIAS

La testificación previa se realizó en base al catálogo de Orellana-Mooney de 1966. Se advirtió que el procedimiento alcanza máxima aproximación para valores de  $h_2/h_1$  grandes (25, 15, 10, 5 . . .). En estos casos, extensas porciones de las dos ramas concuerdan perfectamente con las curvas de dos capas elegidas. Por el contrario, para valores de  $h_2/h_1$  pequeños hay una zona de mayor incertidumbre, dado que la rama izquierda de tres capas se despega claramente de la primera rama de dos capas.

Es interesante señalar que el principio de equivalencia provoca, cualquiera sea el procedimiento de construcción de curvas maestras, una indeterminación. Por ejemplo las curvas maestras:

$$K \ 1 - 5 - 1 \quad ; \quad \frac{h_2}{h_1} = 0.2$$

$$K \ 1 - 10 - 1 \quad ; \quad \frac{h_2}{h_1} = 0.1$$

son prácticamente coincidentes y presentan la misma resistencia transversa  $T_2$  ( $5 \times 0.2 = 10 \times 0.1$ ) que gobierna los casos K del ejemplo. Para deducir  $\rho_2$  es necesario disponer de datos adicionales (perforaciones, afloramientos). Es de destacar que el principio de equivalencia proporciona un medio de ampliar la construcción de curvas maestras.

Otro aspecto a tener en cuenta es que el clásico método de punto auxiliar

sugerido al parecer por primera vez por Evert (1943) fue concebido para el dispositivo Schlumberger (los coeficientes empíricos corresponden a este dispositivo); al aplicarlo al sistema Wenner pierde algo de precisión (Zohdy, Orellana, etc.).

## CONCLUSIONES

El procedimiento propuesto ha demostrado ser una excelente aproximación gráfica que tiene la ventaja de posibilitar la construcción de extensas familias de curvas de tres capas dando lugar a innumerables combinaciones realizadas con gran rapidez y economía. Precisamente en ello radica la ventaja del método.

Demostradas las incuestionables ventajas del dispositivo Schlumberger sobre el Wenner, la mayoría de los catálogos (C.G.G., Orellana-Mooney, . . .) han sido preparados para aquel dispositivo. Sin embargo en nuestro país, y para penetraciones no demasiado grandes, se sigue utilizando el método Wenner por sus menores exigencias instrumentales; por lo cual este método gráfico puede resultar de utilidad siempre que se lo utilice teniendo en cuenta su carácter aproximado.

## BIBLIOGRAFIA

- GRANT, F.S. and WEST, G.F. (1965):** *"Interpretation Theory in Applied Geophysics"*. McGraw-Hill. New York.
- INTROCASO, Antonio (1970):** *"El método geoelectrico de resistividad y su aplicación al estudio de aguas subterráneas"*. Depto. de Graduados de la Facultad de Ciencias e Ingeniería. Universidad Nacional de Rosario.
- KUNETZ, Geza (1966):** *"Principles of Direct Current – Resistivity Prospecting"*. Gebrüder Borntraeger. Berlín.
- LASFARGUES, Pierre et Cie. (1957):** *"Prospection Electrique par Courants Con-*

*tinus". Masson et Cie. París.*

**ORELLANA, E. (1963):** "Properties and drawing of the so-called Dark Zarrouk curves". *Revista Geophys. V. 28, n. 1, February, pp. 99-110.*

**ZOHDY ADEL, A.R. (1965):** "The Auxiliary Point Method of Electrical Sounding. Interpretation, and its Relationship to the Dar Zarrouk Parameters". *Revista Geophys. V. 30, n. 4, August, pp.644-660.*

## **PROCESADO OPTICO DE DATOS Y SU APLICACION A GEOFISICA**

J. R. de XAMMAR ORO, H. FALCOZ y J. F. WESTERKAMP  
Departamento de Física - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la  
Universidad Nacional de Buenos Aires

Se presentan los fundamentos del método de computación óptica y se muestran los resultados obtenidos con un sistema óptico preparado al efecto, que utiliza luz laser coherente, el cual se aplica al filtrado de datos sísmicos y fotografías espaciales.

The basis of a method of optical computation are presented, and the results obtained with an optical system especially prepared that uses coherent light from a laser are given, applied to seismic data and spacial pictures.

## 1. INTRODUCCION

Habitualmente cuando se habla de computación, uno se refiere a la electrónica. Sin embargo, en la última década se ha desarrollado una nueva técnica para procesar la información, el "procesado óptico".

Si bien los principios básicos del procesado óptico datan del siglo pasado, la aplicación práctica de este nuevo sistema (computador óptico) es muy reciente.

La mayoría de las operaciones posibles de realizar pueden también ser hechas por los sistemas electrónicos, pero cuando la cantidad de datos a procesar es muy grande, las técnicas electrónicas demandan gran tiempo. Esta es una de las ventajas del computador óptico.

En las computadoras electrónicas se opera sobre señales que son funciones del tiempo. Por su parte en un computador óptico la señal de entrada es una función de la intensidad de luz que varía en un plano, es decir, una función espacial bidimensional y no es una intensidad de luz que varía como una función del tiempo. Por consiguiente realizar operaciones, tales como integración, derivación, etc. es instantáneo en el caso óptico, pues todos los datos de entrada se disponen simultáneamente. Las operaciones se hacen sobre las variables espaciales y no sobre el tiempo.

Otras de las ventajas del computador óptico es su flexibilidad. En efecto, la facilidad con que se pueden controlar los resultados da a la técnica ciertas ventajas sobre el método electrónico, en el cual mientras se efectúa una operación uno pierde contacto con la marcha del proceso.

Básicamente el computador óptico consiste de una fuente de luz altamente coherente y monocromática, capaz de iluminar totalmente un film transparente, el cual contiene la información a procesar. Un sistema óptico adecuado que descomponga la imagen fotográfica en sus frecuencias espaciales componentes de tal modo que permita variar el contenido espectral de la señal de entrada. Además debe poder reconstruir la imagen inicial para su observación visual y su posterior grabación sobre papel fotográfico.

## 2. PRINCIPIOS

La teoría óptica sobre la cual está basada la técnica del procesado óptico, es la relación entre la figura de difracción de Fraunhofer de una distribución bidimensional de amplitud de luz y la transformada de Fourier de esa función distribución, conjuntamente con la teoría de la formación de imágenes de Abbe por iluminación coherente.

Dado que las aberturas difractoras son grandes comparadas con la longitud de onda de la luz, entonces el fenómeno de difracción se hace independiente de la polarización de luz y por tanto es lícito utilizar la teoría electromagnética escalar para su tratamiento.

El fundamento físico de la difracción está en la teoría de Kirchhoff, la cual para el caso particular de difracción de Fraunhofer, nos dice que la distribución de puntos luminosos en el infinito es la transformada de Fourier de la distribución de amplitud de luz que hay sobre la abertura difractora. Si una lente es insertada de-

lante de tal abertura, el erecto será traer la figura de difracción desde el infinito al foco de la lente.

La expresión matemática es

$$(1) \quad U(\xi, \eta) = C_1 \iint_{-\infty}^{+\infty} F(x, y) e^{-i \frac{2\pi}{\lambda f} (x\xi + y\eta)} dx dy$$

donde:

- $U(\xi, \eta)$  distribución de amplitud en el plano transformado.
- $F(x, y)$  distribución de amplitud en la abertura difractante.
- $\lambda$  longitud de onda de la luz.
- $f$  distancia focal de la lente.
- $C_1$  constante que da cuenta de la conservación de la energía.

Ahora, de acuerdo con la teoría de la reconstrucción de imágenes de Abbe, al considerar la transición desde el plano transformado al plano imagen, tendremos (por difracción de Fraunhofer en el plano focal):

$$(2) \quad V(x', y') = C_2 \iint_{-\infty}^{+\infty} U(\xi, \eta) e^{-ik(\frac{x'}{d}\xi + \frac{y'}{d}\eta)} d\xi d\eta$$

donde  $d$  es la distancia entre plano focal y plano imagen. Los límites infinitos en la integral nos indican que estamos suponiendo que todos los órdenes de difracción contribuyen a la reconstrucción de la imagen.

Reemplazando (1) en (2) queda:

$$(3) \quad V(x', y') = C_1 C_2 \iint_{-\infty}^{+\infty} \iint_{-\infty}^{+\infty} F(x, y) e^{-i\frac{k}{f}[(x + \frac{f}{d}x')\xi + (y + \frac{f}{d}y')\eta]} dx dy d\xi d\eta$$

De esta expresión se llega a que:

$$(4) \quad V(x', y') = C F(-\frac{f}{d}x', -\frac{f}{d}y')$$

dado que  $(x', y')$  es la imagen del punto  $(x, y)$ .

$$-\frac{f}{d}x' = x \qquad -\frac{f}{d}y' = y$$

por tanto:

$$(5) \quad V(x', y') = C F(x, y)$$

Esta expresión nos dice que la imagen es estrictamente similar al objeto (pero invertida), tanto en distribución de amplitud como de fase, salvo factor de aumento.

## 3. EL FILTRADO OPTICO

Toda vez que sea modificado el contenido espectral de una señal decimos que estamos realizando un filtrado espacial.

De acuerdo a la teoría de Abbe, sería posible con una disposición adecuada de lentes, obtener sucesivas transformadas de Fourier de alguna función espacial bidimensional.

Es importante destacar que en la teoría matemática de la transformada de Fourier, la transformada del dominio espacio al dominio frecuencia (espacial) requiere la función  $e^{-i\omega x}$ , y la antitransformada, por su parte, requiere la función conjugada  $e^{i\omega x}$ . Como hemos visto en la ecuación (1) una lente introduce la función:

$$(6) \quad e^{-i\frac{2\pi}{\lambda f} (x_n x_{n+1} + y_n y_{n+1})}$$

cuando pasamos de un plano  $P_n$  a otro  $P_{n+1}$ . Es decir, en un sistema óptico se toman solamente sucesivas transformadas y no transformadas seguidas de sus antitransformadas. El hecho de usar una función con falsa polaridad, puede salvarse con tomar coordenadas adecuadas en cada plano transformado y así ser consistente con la convención de Fourier.

Consideremos un sistema tal como el que sigue: (fig. 1).

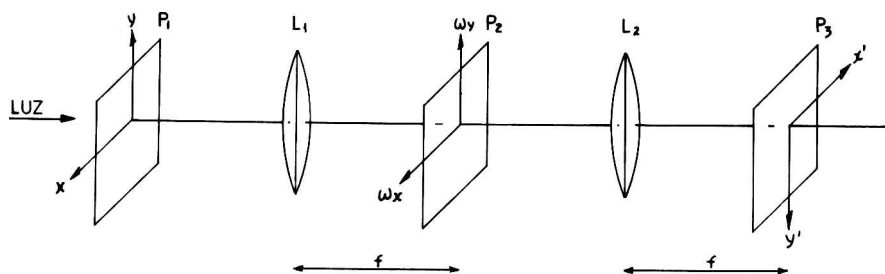


Figura 1

Si en el plano de entrada  $P_1$  se coloca un transparente tal que la amplitud en el espacio  $(x, y)$  sea  $F(x, y)$ , entonces en el plano  $P_2$  aparecerá el espectro  $F(\omega_x, \omega_y) = F[F(x, y)]$ . Si en este mismo plano  $P_2$  ponemos otro transparente  $R(\omega_x, \omega_y)$  este modificará el contenido espectral de la entrada y la amplitud total será:

$$(7) \quad V(\omega_x, \omega_y) = F(\omega_x, \omega_y) \cdot R(\omega_x, \omega_y)$$

En general, el transparente tendrá una función transmisión de amplitud compleja  $R = |R|e^{i\varphi}$ .



La amplitud se modifica variando el coeficiente de absorción del transparente y la fase variando el camino óptico.

En el plano  $P_3$ , la señal es nuevamente transformada al dominio espacial y es dada por:

$$(8) \quad V(x',y') = F[V(\omega_x,\omega_y)] = F[F(\omega_x,\omega_y) \cdot R(\omega_x,\omega_y)]$$

Todo transparente que sea puesto en el plano transformado, plano  $P_2$ , operando directamente sobre el espectro de frecuencias es llamado un filtro espacial. Pero debe tenerse en cuenta que éstos no deben perturbar el orden cero de interferencia por el hecho de que tal orden lleve información sobre todas las frecuencias de la señal de entrada.

Dado que se tiene el control de amplitud y fase, los filtros se pueden agrupar en tres categorías según sea su función transmisión.

- 1)  $R(\omega_x,\omega_y) = A(\omega_x,\omega_y)$  transparente de amplitud variable y retardo uniforme en fase.
- 2)  $R(\omega_x,\omega_y) = A e^{i\varphi(\omega_x,\omega_y)}$   $A = \text{cte. Amplitud uniforme y retardo en fase. } \varphi(\omega_x,\omega_y)$
- 3)  $R(\omega_x,\omega_y) = A(\omega_x,\omega_y) e^{i\varphi(\omega_x,\omega_y)}$  El producto de los dos casos anteriores.

#### 4. EL PLANO TRANSFORMADO

El dato de entrada se comporta, para el rayo de luz incidente, como una superposición de infinitas redes de difracción elemental las cuales tienen distintas frecuencias e inclinaciones.

Para cada una de tales redes la figura de difracción consiste de puntos luminosos, ubicados en una recta perpendicular a las ranuras de la red y la separación entre ellos es inversamente proporcional a la separación de dichas ranuras, o lo que es lo mismo, directamente proporcional a la frecuencia espacial de la red.

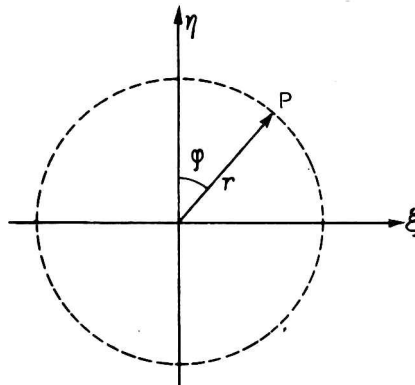


Figura 2

Es de notar entonces, que la figura de difracción de una señal grabada sobre un transparente, consistirá de un conjunto de puntos luminosos tales que todos los pertenecientes a una recta que pasa por el origen de coordenadas corresponden a todas las redes elementales que son perpendiculares a aquella dirección. Además todos los puntos que se encuentran a igual distancia del centro tienen la misma frecuencia, o sea, corresponden a todas las redes que tienen aquella frecuencia, independiente de sus inclinaciones.

Un punto P del plano transformado corresponde a una frecuencia espacial proporcional a r y a una inclinación  $\varphi$ .

Es evidente que la fuente de luz a utilizar debe ser altamente coherente y monocromática para obtener así un patrón de difracción lo suficientemente nítido como para que permita realizar un buen procesado.

## 5. RANGO DE OPERACION EN FRECUENCIA DEL SISTEMA

La transmisión de alta y baja frecuencia está limitada por: a) resolución del film fotográfico y del sistema óptico, b) ruido óptico de baja frecuencia, respectivamente.

La frecuencia máxima a transmitir por el sistema óptico viene dada por

$$V_{\max} = \frac{B - A}{\lambda f}$$

donde: B diámetro de la lente transformadora.

A diámetro de la abertura objeto.

## 6. APLICACION PRACTICADA DEL PROCESADO OPTICO

Este método fue ensayado por los autores en aplicaciones geofísicas (análisis y filtrados de registros sísmicos obtenidos en la exploración geofísica de petróleo y en fotografías tomadas desde satélites meteorológicos).

Los registros utilizados eran de sísmica de reflexión los cuales fueron reducidos a transparentes de 35mm para ser presentados como dato de entrada al computador óptico.

En el registro las señales de interés son las componentes verticales de las ondas longitudinales (ondas P) que fueron reflejadas por las distintas interfases geológicas. Pero es evidente que en el registro también se tendrán señales extrañas. Estas señales se califican en general como ruidos. El problema es entonces discriminar entre el ruido y las señales de interés en las secciones. Entre los tipos más comunes de ruidos tenemos:

a) Ondas superficiales (L)

baja frecuencia (menor que la P)  
baja velocidad (muchas inclinaciones)

b) Ondas transversales (S)

baja frecuencia (menor que la P pero mayor que la L)  
baja velocidad (Inclinación mayor que la P)

## c) Reflexiones múltiples

frecuencia igual a la de interés

inclinación doble, triple, etc. a la de interés, por recorrer doble, triple, etc. camino.

## d) Ondas aéreas

alta frecuencia

baja velocidad (mucho inclinación)

## e) Viento

alta frecuencia

## f) Difracción

son debidas a fallas o cambios bruscos en el buzamiento de las capas geológicas; entonces el ruido aparece como muchos frentes de ondas viajando en distintas direcciones.

La frecuencia de los eventos en un registro sísmico se expresan en términos de intervalo de tiempos entre picos, siendo los recíprocos de tales intervalos, la frecuencia en ciclos por segundo.

Esta frecuencia se mide en la dirección del canal, que siempre es vertical, sea horizontal o buzante el evento. Por su parte, la frecuencia espacial, que es la única variable significativa para el análisis óptico, debe medirse a lo largo de una perpendicular a las líneas observadas sobre la sección. (Fig. 3).

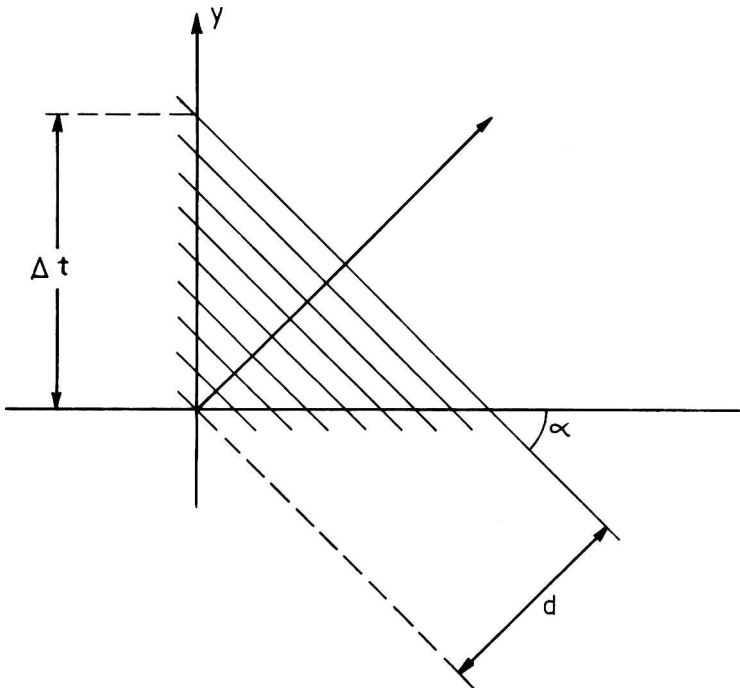


Figura 3

Del gráfico sacamos:

$$d = \Delta t \cos \alpha$$

Entonces:

$$\frac{1}{\Delta t} = \frac{1}{d} \cos \alpha$$

pero las inversas de  $\Delta t$  y  $d$  son las frecuencias temporales y espaciales respectivamente

$$(9) \quad \nu_t = \nu_e \cos \alpha$$

Vemos que la frecuencia espacial es proporcional a la temporal; la constante de proporcionalidad depende del ángulo de inclinación.

Si observamos el plano transformado notamos que todos los puntos que están sobre una recta perpendicular (AB) a la dirección de los canales, corresponden a una misma frecuencia temporal, mientras que a todos los puntos equidistantes del centro le corresponden igual frecuencia espacial. (Fig. 4).

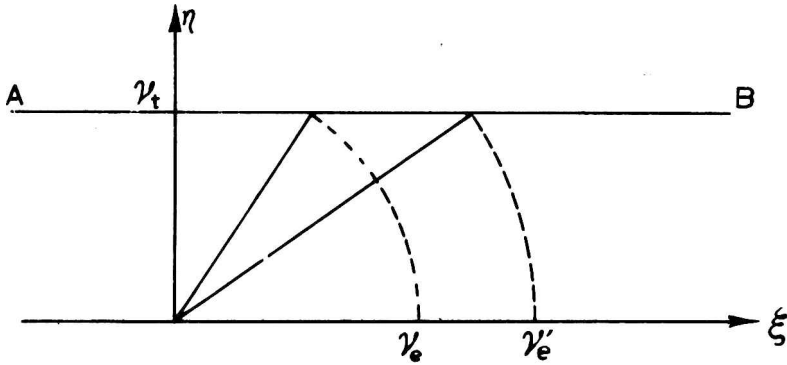
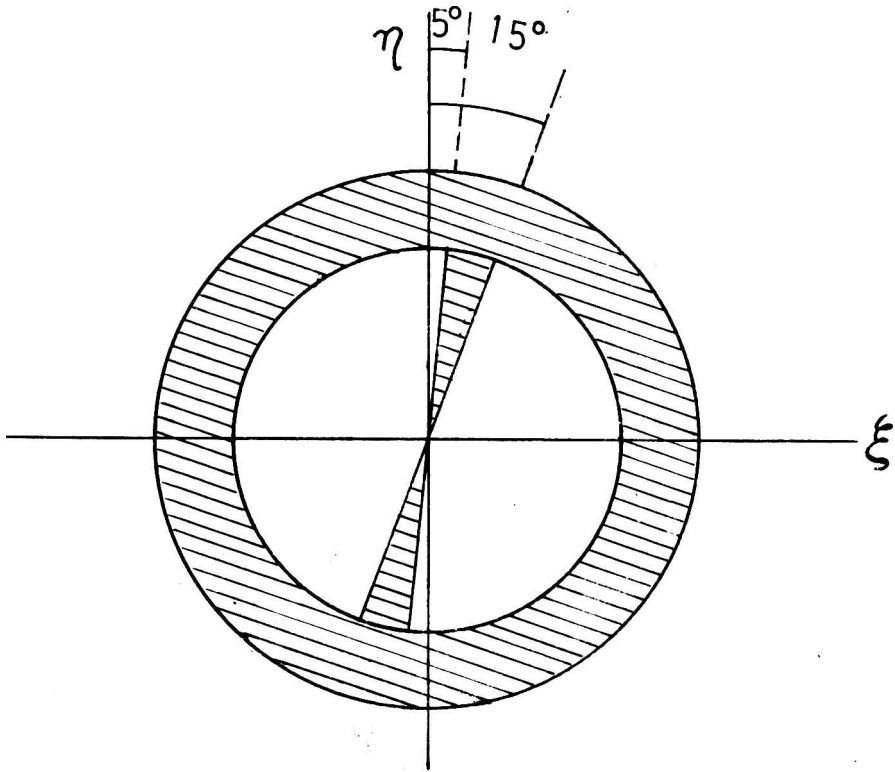


Figura 4

Como lo interesante es eliminar frecuencias temporales y no espaciales, un filtro adecuado para tal operación puede ser construido con hojas metálicas opacas de bordes rectos horizontales, tal que tenga la siguiente función transmisión:

$$R(\omega_x, \omega_y) = \begin{cases} 1 & \text{si } \omega_x, \omega_y \text{ son frecuencias de interés} \\ 0 & \text{si no.} \end{cases}$$

Como ya se ha explicado al tratar los ruidos presentes en una sección sísmica, en la misma puede haber eventos con inclinaciones que interfieren a la de interés, por tanto, se hace necesario filtrar tales inclinaciones. Por ejemplo, si se considera que los eventos con inclinaciones entre  $5^\circ$  y  $15^\circ$  no se deben a reflexiones primarias, debemos insertar en el plano transformado un filtro en forma de cuña con borde recto como se ve en la siguiente figura. (Fig. 5).



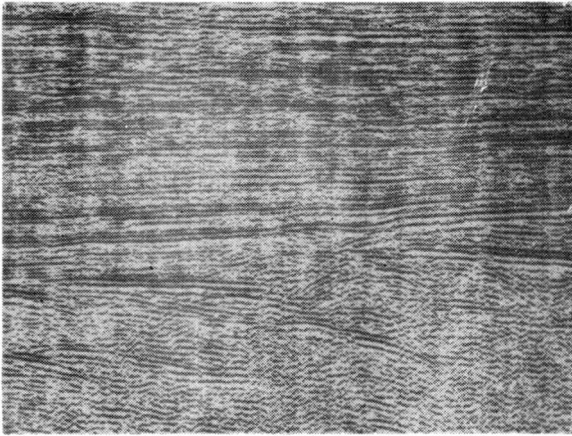
5

Como hemos mencionado, otra de las aplicaciones realizadas, fue el mejoramiento de fotos tomadas por satélites meteorológicos. Se trató una fotografía que presentaba ruidos provocados por perturbaciones atmosféricas y señales de interferencia en la recepción.

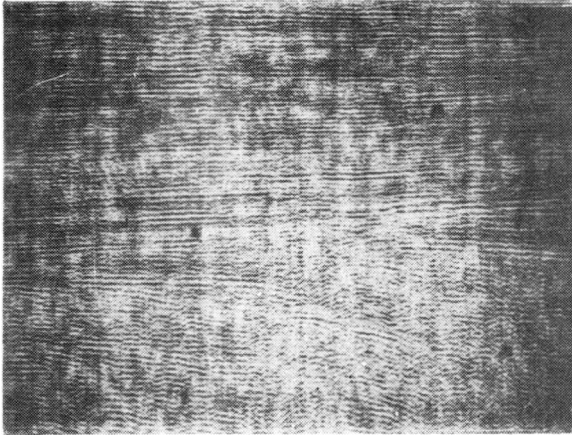
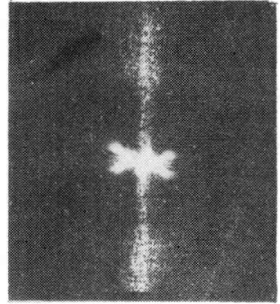
En las fotografías que se muestran en la página siguiente podemos observar los resultados obtenidos en la aplicación de procesamiento óptico en muestras sísmicas.

La **a** nos muestra la sección original (sin procesar) y su correspondiente transformada de Fourier. En ella se ve, principalmente en la zona inferior, ruido de difracción.

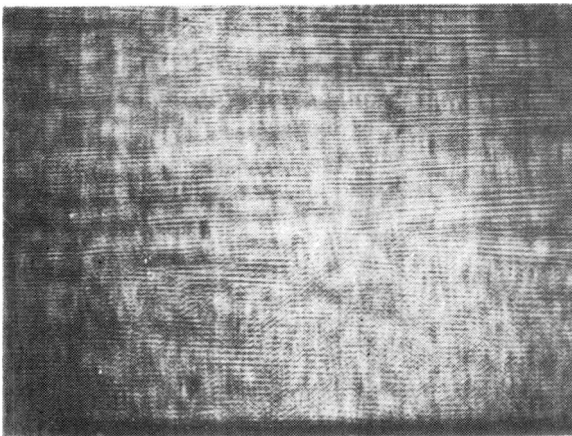
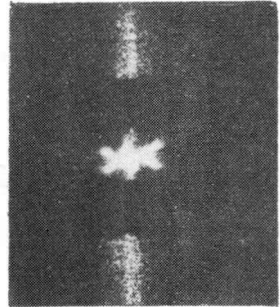
En **b** se utilizó filtros de baja y alta frecuencia que eliminaban entre 5 y 15



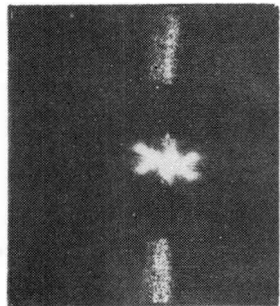
*Figura (a)*



*Figura (b)*



*Figura (c)*

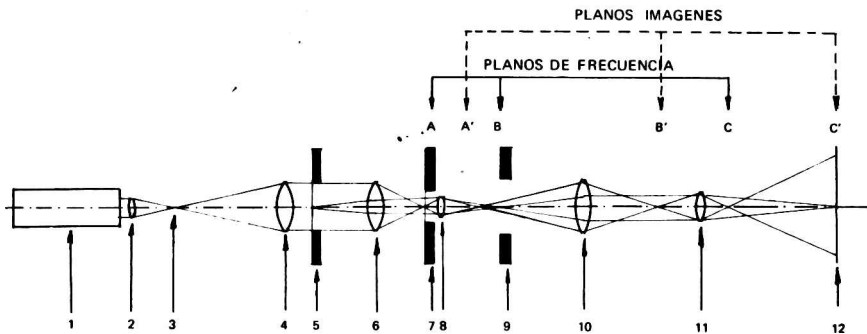


ciclos por segundo y arriba de 40 ciclos por segundo respectivamente, ésto dio como resultado una atenuación de los eventos de difracción.

En  $c$  se han eliminado además inclinaciones entre 5 y 15 grados, tanto de izquierda como de derecha, lo que se manifiesta en una mayor continuidad.

## 7. ESQUEMA DEL EQUIPO

Un esquema del equipo utilizado en las aplicaciones anteriormente citadas es el que muestra la figura 6.



**Figura 6:** 1. Fuente de luz (laser). 2. Lente agrandadora del haz. 3. Filtro espacial, a los efectos de eliminar las variaciones en la amplitud del haz. 4. Lente colimadora. 5. Plano transformado. A los efectos de eliminar desfases introducidos por variaciones en el espesor de la película fotográfica se hace necesario cementar el film con aceite de índice de refracción igual al de la base de la película, entre dos placas ópticamente pulidas. 6. Lente transformadora. 7. Plano transformado. 8. Lente agrandadora de la transformada. 9. Plano transformado. 10. Lente reconstructora de la imagen. 11. Lente agrandadora de la imagen. 12. Pantalla donde se proyecta la imagen final.

## BIBLIOGRAFIA

- AUSLEY, D.A.: "Photo Enhancement by Spatial Filtering". *Electro-optical Systems Design*, p. 26-34, julio-agosto 1969.
- BORN, M. y WOLF, E.: "Principles of Optics". Macmillan, N.Y., USA, 2a. Ed., 1964.

- CUTRONS, J.; LEITH, E.N.; PALERMO, C.J. y PORCELLO, L.J.:** "Optical Data, Processing and Filtering Systems". *IRE Transactions (Information Theory)*, p. 386-400, junio 1960.
- DOBRIN, M.G., INGALLS, A.L. y LONG, J.A.:** "Velocity and Frequency Filtering of seismic Data using Laser Light". *Geophysics*, 30, 1144-1178, 1965.
- DOBRIN, M.B.:** "Optical Processing in the Earth Sciences". *IEEE Spectrum*, p. 59-66, setiembre 1968.
- HORNER, J.L.:** "Do Computations at the speed of light". *Electronics Design*, 23, 60-68, Niv. 1968.
- O'NEILL, L.:** "Introduction to Statistical Optics". Addison-Wesley Publishing Co., Reading, Mass. USA, 1963.
- VANDER INGT, A.:** "Signal Detection by Complex Spatial Filtering". *IEEE Transactions (Information Theory)*, p. 139-145, 1964.
- XAMMAR ORO, J.R. de; FALCOZ H. y WESTERKAMP, J.F.:** "Procesado óptico de datos utilizando luz laser". *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, Tomo CXCII, pág. 13-31, julio-agosto 1971, Buenos Aires.

En el trabajo citado en último lugar, los autores explican además otras aplicaciones del computador óptico y resumen brevemente otro método de filtrado basado en la deconvolución.



## LA EXPLORACION PETROLIFERA Y LA FORMACION DE LAS RESERVAS

HECTOR MANUEL NUÑEZ y JORGE LAZARO GONZALEZ  
Facultad de Ingeniería de Petróleos — Universidad Nacional de Cuyo

Si se compara la bajísima producción de petróleo por kilómetro cuadrado de la Argentina, con la de otras regiones ricas, se concluye que ella no es un país productor de petróleo. Se analiza el crecimiento futuro del consumo, deduciéndose que se deberán incrementar las inversiones para poder satisfacer las necesidades futuras.

If the very low petroleum production per square kilometer of Argentine is compared with some other rich regions, the conclusion is that this country is not a petroleum producer. The consumption future growth is analyzed and it is deduced that investments should be increased to satisfy future needs.

Uno de los problemas que acucian al mundo en la actualidad es la denominada explosión demográfica, que trae aparejada consecuentemente un aumento del consumo energético.

Este aumento de consumo crea la necesidad de incrementar la producción de energía en forma creciente debiendo tener en cuenta que cada vez se hace más complejo y difícil, en general por razones de orden técnico, poner al servicio de la humanidad las nuevas fuentes encontradas como por ejemplo la energía atómica.

Refiriéndose al caso específico del petróleo tenemos necesidad de ir incrementando la producción y consecuentemente las reservas.

Si bien la energía atómica llegará a suplantarse al petróleo como fuente de energía, este último sigue teniendo una importancia capital como materia prima para la Industria Petroquímica, la cual puede llegar a absorber en un futuro no muy lejano gran parte de la producción actual.

El análisis actual de la investigación petrolera permite asegurar que el petróleo se encuentra distribuido en las series sedimentarias mucho más ampliamente que lo que se suponía hace algunas décadas.

Esta distribución es bastante particular ya que en algunas zonas la cantidad de  $m^3/km^2$  no merece mayor atención mientras que en otras esta cantidad es sumamente elevada; por ejemplo en Medio Oriente ésta (podríamos llamar densidad petrolera) llega a valores del orden de 15.000 a 20.000  $m^3/km^2$  distribuida en una

cuenca sedimentaria de 3,800.000 km<sup>2</sup>.

Algunas trampas sedimentarias alcanzan valores de 80 a 100.000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> (Lago Maracaibo), o 300.000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> en la cuenca de Los Angeles.

Un estudio del Geólogo Dr. Braccacini delimita, para nuestro país las zonas petrolíferas y las considera con posibilidad de serlo en un área cercana a los 900.000 km<sup>2</sup> con un 60 % explorado. Si sumamos la producción acumulada más las reservas actuales tendremos un total de 570 millones de m<sup>3</sup> y nos da una densidad del orden de aproximadamente igual a 1.000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> que comparada con los valores obtenidos en Medio Oriente resulta muy inferior.

Otro elemento que permite tomar una idea de nuestra situación es el siguiente: Desde el descubrimiento de petróleo en Comodoro Rivadavia hasta el presente se han perforado en nuestro país alrededor de 20.000 pozos petroleros que hacen un total de 30 millones de metros perforados y en ese lapso se han producido 270 millones de m<sup>3</sup>, lo que da 9 m<sup>3</sup>/metro perforado, esta misma cantidad de 9 m<sup>3</sup> se obtiene en Medio Oriente con 3 milímetros de perforación; o bien podemos expresar que 5.000 pozos producen en Argentina 45.000 m<sup>3</sup>/día, esa misma cantidad de petróleo es producida en Irán con 40 pozos.

Todos estos elementos permiten decir que el nuestro es un país que tiene petróleo pero que en realidad no es petrolero.

En base a una serie de datos y estadísticas vamos a tratar de esbozar el estado actual de la prospección petrolera y su futuro en nuestro país.

Es bien conocido que para tener posibilidades de acumulación de petróleo deben reunirse ciertas condiciones que son:

- a) Estratigráficas
- b) Existenciales
- c) Estructurales y de acumulación (condiciones hidrostáticas favorables)

La ausencia de algunas de estas condiciones hacen que no exista la posibilidad de acumulación por lo que, las condiciones geológicas son verdaderamente críticas, a su vez debemos tener en cuenta que los problemas relativamente sencillos de la exploración, ya han sido resueltos casi totalmente acrecentándose de esta manera el riesgo exploratorio, siendo necesarias mayores inversiones, tanto en los trabajos de campaña como en los de investigación para mejorar los métodos de interpretación de los parámetros y lograr una mejor información sub-superficial.

Si bien se han logrado importantes avances en los procesos matemáticos de interpretación con las transformadas de Fourier, Laplace y los procesos de convolución y correlación en cuyo desarrollo ha colaborado la electrónica en forma muy significativa, estos avances no han logrado hasta el momento eliminar el riesgo exploratorio pero si lo han disminuido, aunque a costa de mayores inversiones tanto en los equipos de campaña como en el procesamiento subsiguiente.

Los esfuerzos realizados en nuestro país en lo que respecta a exploración geofísica son grandes: si tomamos en cuenta que Yacimientos Petrolíferos Fiscales tiene trabajando 22 comisiones sísmicas

- 1 magneto gravimétrica
- 7 geológicas y
- 9 topográficas

que se realizan más de 10.000 Km de líneas sísmicas y más de 80.000 pozos sísmicos, estos esfuerzos no son suficientes como para acrecentar las reservas en el

nivel adecuado a la producción actual.

Si actualizamos la producción del país en los primeros 60 años, se produjeron 230 millones de m<sup>3</sup> pero en la década 1966—1976 se deberá producir un valor aproximado a los 240 millones de m<sup>3</sup>, lo que nos está indicando que deberá sextuplicarse la producción y de hecho la exploración, si tenemos en cuenta que por cada metro cúbico deben encontrarse 3 metros cúbicos de reserva para mantener el incremento que se produce en la producción.

Los montos que se destinan a exploración están en función de la producción aceptándose como valor adecuado 2 dólares por m<sup>3</sup> extraído. En nuestro país se invirtieron en el año 1970, 19.520 millones de pesos cuya distribución fue de 5.520 millones para trabajos de exploración propiamente dicha y 14.000 millones para perforación de pozos exploratorios, con un costo aproximado de 150 millones de pesos cada uno y con una probabilidad de éxito del 20 %; dicho porcentaje concuerda con el número de trampas determinados por geofísica, que son alrededor de 50 anuales, considerando también un 20 % de probabilidades que resulten productivas. Tomando como producción 22 millones de m<sup>3</sup> y 2 dólares por m<sup>3</sup>, tenemos que se debieron invertir 17.600 millones de pesos; cantidad que resulta inferior a lo invertido.

Estas cifras nos están demostrando que todavía es necesario incrementar más la actividad exploratoria en todas sus fases para que el incremento del consumo no deje rezagado el incremento de producción.

Otro dato de interés es considerar el trienio 1967—1969 en el cual se invirtieron en exploración 162 millones de dólares que permitieron descubrir yacimientos como el de:

Caimancito en Jujuy  
 Medánitos en La Pampa  
 Macuenta en Salta  
 Pozos en Cruz de Piedra - Mendoza  
 Pozos gasíferos en Neuquén  
 Pozos gasíferos en Santa Cruz  
 Pozos en Río Negro

Conviene aquí hacer un paralelo con la evolución en EE.UU.

Nuestro país produce el 3,5 % del volumen total de aquel país del norte donde actualmente se perforan aproximadamente 50.000 pozos de los cuales 7.000 son exploratorios con posibilidades de éxito del orden de 10 a 12 %; tan estricta comparación no es del todo válida porque todavía el % del éxito en nuestro país es superior y del orden del 20 %. Para 1971 se tienen programados por la empresa estatal 91 pozos exploratorios contra 245 que deberíamos perforar, si mantuviéramos las mismas relaciones que EE.UU.

Esto debe constituir una advertencia para los funcionarios, a quienes compete modular la política petrolera.

Aún más, si recordamos que mantenemos una producción del orden del 1% respecto a la total mundial y que nuestras reservas alcanzan sólo al 0,8 de las reservas mundiales, nos están indicando la situación deficitaria de nuestras reservas.

## CONCLUSIONES

Con las estimaciones realizadas por K. Hubber que para el mundo da una reserva del orden de 515.000 millones de  $m^3$  podemos inferir que todavía queda mucho petróleo por descubrir, aun cuando es necesario advertir que seguramente las 2/3 partes de esta cifra corresponden a cuencas ubicadas en el hemisferio oriental.

Asimismo debemos estar conscientes que las exploraciones fáciles prácticamente ya han terminado.

Con un agravante más, que el costo por unidad de área explorada aumenta progresivamente mientras que la utilidad potencial de los futuros yacimientos disminuye. De continuar estas tendencias, es fácil advertir que es necesario ahora más que nunca, poner en práctica técnicas nuevas que a la par que mejoren la precisión y seguridad de los datos a obtener, no dejando de lado la difícil coyuntura económica.

En consecuencia el futuro de nuestro país se presenta un poco incierto, es indispensable aumentar el rendimiento exploratorio (costo por  $m^3$  extraído para poder mantener la situación actual).

**DETERMINACION ASTRONOMICA EXPEDITIVA DE LATITUD  
Y AZIMUT POR DISTANCIAS CENITALES DE PARES DE  
ESTRELLAS A SU PASO POR UN VERTICAL  
PROXIMO AL MERIDIANO**

ALBERTO L. ENRICH y CARLOS BRAÑA VILLAMIL  
Dirección de Geodesia de la Provincia de Buenos Aires

El método expuesto en el presente artículo, se fundamenta en la determinación de las distancias cenitales de paso de dos estrellas por uno o varios planos verticales relativamente próximos al meridiano. En latitud se obtiene una exactitud cercana al método de paso de estrellas por el meridiano y en azimut una exactitud próxima al método de estrellas en mayor elongación. Las fórmulas a emplear son sencillas.

The method exposed in the present article, is based on the determination of the cenital distances of the passage of two stars by one or several vertical planes relatively near to the meridian. A precision comparable to the method of the passage of stars by the meridian is obtained in latitude, and in azimuth an exactitude near to the stars method in greater elongation. The formulæ to be employed are simple.

El método se fundamenta en la determinación de las distancias cenitales de dos estrellas a su paso por un mismo vertical, es decir, manteniendo constante el azimut en las dos determinaciones.

Hecha la lectura azimutal de la mira, y bisectada la primera estrella, se anotarán las lecturas en azimutal y vertical, y sin variar la posición azimutal, se esperará el paso de la segunda estrella, de la que se anotará la distancia cenital.

En tales condiciones, se obtiene del triángulo de posición, para la primera y segunda estrella:

$$\text{sen } \delta_1 = \text{sen } \varphi \cos z_1 + \cos \varphi \text{ sen } z_1 \cos A \quad (1)$$

$$\text{sen } \delta_2 = \text{sen } \varphi \cos z_2 + \cos \varphi \text{ sen } z_2 \cos A \quad (2)$$

Donde A ha permanecido constante. Las

Donde A ha permanecido constante. Las expresiones (1) y (2) constituyen un sistema normal, de incógnitas  $\text{sen } \varphi$  y  $\cos A$ . Resolviendo con respecto a  $\text{sen } \varphi$  y  $\cos A$ , obtenemos:

$$\text{sen } \varphi = \frac{\text{sen } \delta_1 \text{ sen } z_2 \pm \text{sen } \delta_2 \text{ sen } z_1}{\text{sen } (z_1 \pm z_2)} \quad (3)$$

Análogamente para  $\cos A$ :

$$\cos A = \frac{\cos z_1 \text{ sen } \delta_2 - \text{sen } \delta_1 \cos z_2}{\cos \varphi \text{ sen } (z_1 \pm z_2)} \quad (4)$$

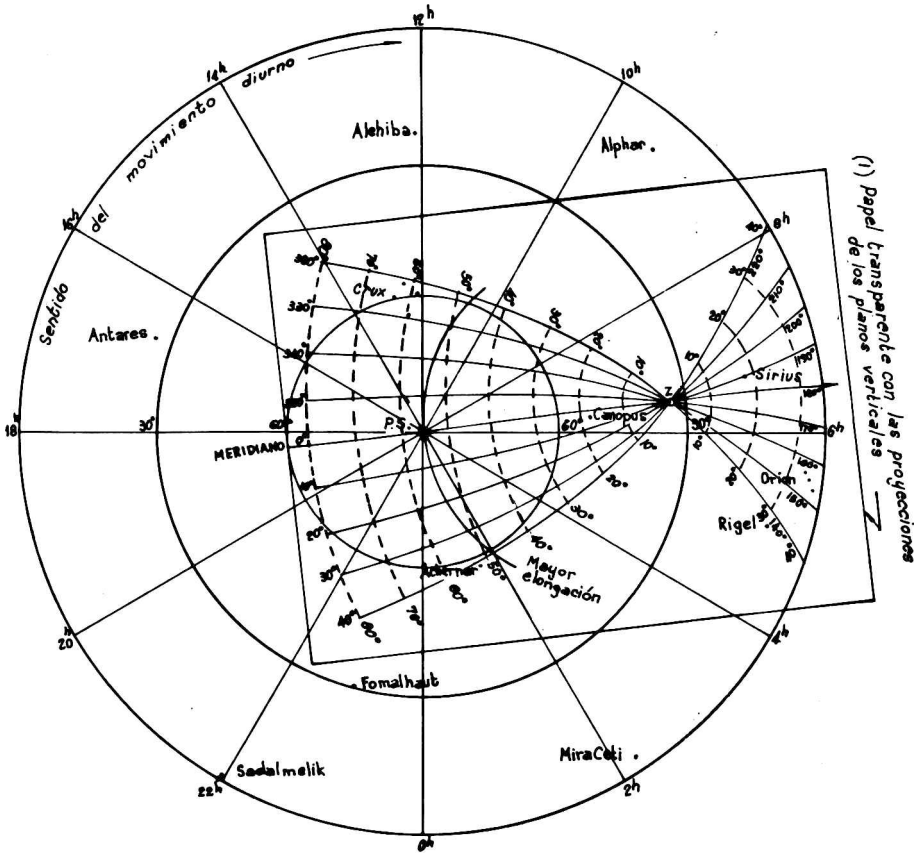
El valor  $\varphi$  se obtiene de la expresión (3). En las fórmulas (3) y (4) el signo más corresponde al caso de una estrella al norte y otra al sur del cenit, y el menos, para ambas al norte o al sur.

Es suficiente ubicar el meridiano con una brújula, teniendo en cuenta la declinación magnética; luego, con un azimut cualquiera próximo al meridiano, que puede diferir para determinación de latitud, diez a quince grados más o menos al este u oeste, establecer las distancias cenitales de un par de estrellas. Para determinación de azimut se procede de la misma manera, siendo conveniente elegir un vertical alejado unos 30 a 40° del meridiano, según decidiremos más adelante.

Con un solo par de estrellas se pueden hacer, para el caso de latitud, varias determinaciones a círculo izquierda y círculo derecha, variando ligeramente los azimutes entre una determinación y otra. En este caso convendrá seleccionar dos estrellas tales, que después de haber establecido el paso de la primera por los azimutes elegidos, vaya pasando la segunda por los mismos azimutes, que habrá que repetir con cuidado. En cambio, si se seleccionan varios pares de estrellas, resulta preferible establecer los pasos de ambas sin cambiar el vertical elegido; de esta manera se obtendrá una exactitud ligeramente mayor, pero será necesario seleccionar mayor cantidad de estrellas y se demorará mayor tiempo en hacer todas las determinaciones.

**GRAFICO PARA FACILITAR LA ELECCION DE LAS ESTRELLAS:** Para poder elegir las estrellas fácilmente, hemos preparado el gráfico de la Figura N° 1.

Sobre un papel transparente se ha trazado, empleando fórmulas derivadas del triángulo de posición, varias curvas que corresponden a la proyección sobre la carta del cielo, de otros tantos planos verticales cuyos azimutes difieren de diez en diez



(1) Haciendo girar este papel transparente con centro en el polo, sobre la carta celeste hasta que la proyección del plano vertical elegido coincida con la estrella a emplearse: permite determinar graficamente, la hora sideral y la distancia cenital en forma aproximada, pero suficiente para preparar un programa de observación. -

Figura 1

grados hacia el este y el oeste del meridiano del lugar, calculadas para la latitud aproximada del mismo, aun cuando pequeñas variaciones no tienen mayor importancia. Sobre tales curvas va indicada la distancia cenital "z". Las fórmulas de referencia son:

$$\text{sen } \delta = \text{sen } \varphi \cos z \pm \cos \varphi \text{ sen } z \cos A \tag{5}$$

$$\text{sen } t = \frac{\text{sen } z \cos A}{\cos \delta} \tag{6}$$

Para poder determinar si los valores máximos de sen t obtenidos en (6), corresponden a ángulos horarios mayores o menores de 6h, es conveniente verificar dichos valores máximos de sen t para cada valor de A, con la siguiente fórmula:

$$\operatorname{tg} \frac{t}{2} = \sqrt{\frac{\cos(\rho + \delta) \cos(\rho + \varphi)}{\operatorname{sen} \rho \operatorname{sen}(\rho - z)}} \quad \left( \rho = \frac{180^\circ + z - \varphi - \delta}{2} \right) (7)$$

A continuación se consigna un cuadro de valores de  $\delta$  y  $t$  para  $A = 10^\circ$ ,  $20^\circ$ ,  $30^\circ$  y  $40^\circ$ , con los que se podrá confeccionar el mencionado gráfico para elegir estrellas en un papel transparente, sobre cualquier carta del cielo. Fue calculado para una latitud de  $34^\circ 37'$ , pero después de confeccionado, dicho gráfico, podrá ser utilizado en latitudes comprendidas entre:  $30^\circ 30'$  y  $38^\circ 30'$  aproximadamente. (Que corresponden a latitud del norte de la provincia de Córdoba y zona de Bahía Blanca, respectivamente).

z	A = 10°		A = 20°		A = 30°		A = 40°		z
	$\delta$	t <sup>h</sup>	$\delta$	t <sup>h</sup>	$\delta$	t <sup>h</sup>	$\delta$	t <sup>h</sup>	
40°							1°43'	1h37m7	40°
30°	4°58'	0h20m0	6°03'	0h39m6	7°48'	1h35m6	10°11'	1h16m3	30°
20°	14°52'	0h14m0	15°37'	0h27m9	16°52'	0h41m2	18°33'	0h53m7	20°
10°	24°45'	0h07m3	25°10'	0h15m1	25°50'	0h22m1	26°44'	0h28m7	10°
0°	34°37'	0h00m	34°37'	0h00m	34°37'	0h00m	34°37'	0h00m	0°
10°	44°26'	0h09m6	43°55'	0h18m9	43°06'	0h27m3	41°59'	0h34m5	10°
20°	54°12'	0h23m3	52°58'	0h44m8	51°02'	1h04m1	48°52'	1h17m5	20°
30°	63°47'	0h45m3	61°29'	1h23m9	58°02'	1h52m7	53°49'	2h11m9	30°
40°	72°58'	1h29m6	68°47'	2h29m6	63°17'	2h57m5	57°11'	3h18m8	40°
50°	80°24'	3h31m6	73°15'	4h21m5	65°39'	4h33m1	58°00'	4h33m3	50°
60°	80°22'	7h44m0	72°30'	6h39m7	64°19'	6h09m7	56°06'	5h45m6	60°
70°	72°55'	9h45m0	67°04'	8h18m0	59°46'	7h24m3	51°53'	6h47m6	70°
80°	63°44'	10h29m0	59°21'	9h44m6	53°11'	8h19m0	46°01'	7h38m4	80°

Nota: Los valores máximos de  $\operatorname{sen} t$ : (8), (9), (10) y (11), se verificaron previamente con la fórmula (7) para determinar si el valor de "t" era mayor o menor de 6h.

Si se puede disponer de un globo celeste, es totalmente innecesario el uso del gráfico que acabamos de describir, con la ventaja de que con el globo celeste se puede hacer fácilmente la elección de estrellas, para utilizar este método en cualquier latitud geográfica, sin las limitaciones que supone el uso del gráfico.

CONDICIONES FAVORABLES DE OBSERVACION: Para latitud, como se ha expresado anteriormente, conviene preferentemente, una estrella al norte y otra al sur, no muy alejadas del cenit y con distancias cenitales de poca diferencia, al solo efecto de reducir la corrección por refracción. Referente al azimut, para determinar las condiciones más favorables, diferenciando A con respecto a  $z_1$  y  $z_2$  a partir de la expresión (4), se llega a las siguientes expresiones:



$$\frac{\partial A}{\partial z_1} = \frac{-\operatorname{sen} z_1 \operatorname{sen} \delta_2 \operatorname{sen}(z_2 - z_1) - \cos(z_2 - z_1)(\cos z_1 \operatorname{sen} \delta_2 - \cos z_2 \operatorname{sen} \delta_1)}{\operatorname{sen} A \cos \varphi \operatorname{sen}^2(z_2 - z_1)}$$

$$\frac{\partial A}{\partial z_2} = \frac{\operatorname{sen} z_2 \operatorname{sen} \delta_1 \operatorname{sen}(z_2 - z_1) - \cos(z_2 - z_1)(\cos z_1 \operatorname{sen} \delta_2 - \cos z_2 \operatorname{sen} \delta_1)}{\operatorname{sen} A \cos \varphi \operatorname{sen}^2(z_2 - z_1)}$$

La precisión con que se puede determinar la  $z$  de paso de cada estrella, depende de la cosecante del ángulo entre la trayectoria aparente de la estrella y el hilo vertical del retículo. Para tener en cuenta ésto último, se procede de la siguiente manera: se determina la variación de azimut para pequeñas variaciones de  $z_1$  y  $z_2$ , reemplazando los valores de observación, en las expresiones de las derivadas primeras de  $A$  respecto de  $z_1$  y  $z_2$ . Luego se considera la influencia de la cosecante del ángulo de bisección, y se calcula el error medio cuadrático de un par de bisecciones  $z_1$  y  $z_2$  (suponiendo el error de bisección igual al error de lectura del teodolito), llegando a expresiones del estilo siguiente: (que corresponden a los puntos 2º y 3º del gráfico (2))

$$(2^\circ) \quad \left. \begin{array}{l} \Delta z_1 = 1' \mid \Delta A_1 = 0'19'' \mid \Delta A_{1 \text{ real}} = 0'19''(0,5+0,5 \operatorname{cosec} 14') = 0'49'' \\ \Delta z_2 = 1' \mid \Delta A_2 = 1'17'' \mid \Delta A_{2 \text{ real}} = 1'17''(0,5+0,5 \operatorname{cosec} 62') = 1'22'' \end{array} \right\} \Delta A = 1'35''$$

$$(3^\circ) \quad \left. \begin{array}{l} \Delta z_1 = 1' \mid \Delta A_1 = 0'23'' \mid \Delta A_{1 \text{ real}} = 0'23''(0,5+0,5 \operatorname{cosec} 14') = 0'59'' \\ \Delta z_2 = 1' \mid \Delta A_2 = 1'15'' \mid \Delta A_{2 \text{ real}} = 1'15''(0,5+0,5 \operatorname{cosec} 61') = 1'20'' \end{array} \right\} \Delta A = 1'39''$$

Con los resultados de varias observaciones, y datos extraídos del gráfico de la figura Nº 1 para elegir las estrellas sobre la carta del cielo, se prepararon las curvas de las figuras números 2, 3 y 4, que permiten decidir las condiciones favorables de observación.

En la figura Nº 2, para un vertical de  $24^\circ 49'$  y la estrella  $\alpha$  Triánguli Australis observada  $1^h 10^m$  después de la mayor elongación, utilizando segundas estrellas de diferentes distancias cenitales, se advierte que conviene elegir esta última estrella en posiciones próximas al cenit. Para otros azimutes se obtuvieron curvas similares. Además, puede apreciarse en la figura Nº 2, que  $\Delta A$  permanece casi estacionario para valores de  $z_2$  comprendidos entre  $0^\circ$  y  $15^\circ$ .

En la figura Nº 3, con Achernar como estrella circumpolar y  $\theta$  Centauri próxima al cenit, se determinó la influencia de bisectar la circumpolar a partir de la mayor elongación hacia el horizonte, cada media hora, advirtiendo que la curva obtenida se mantiene casi constante desde aproximadamente  $30^m$ , hasta unas  $2^h$  después de la mayor elongación. Curvas similares se obtienen para otras circumpolares de diferentes declinaciones. Resultan algo menos favorables, posiciones de la circumpolar comprendidas entre la elongación y el cenit.

Con las condiciones óptimas que surgen de la figura Nº 2 y 3, vale decir, la primera estrella desde unos  $30^m$  hasta  $2^h$  aproximadamente después de la mayor

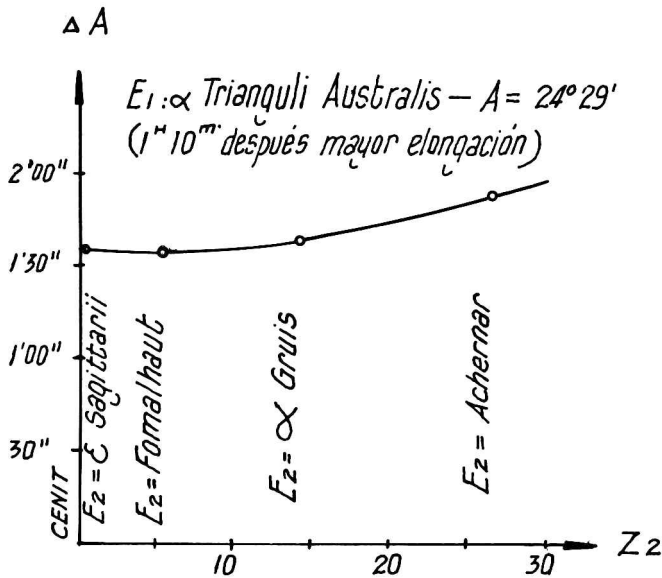


Figura 2

elongación y la segunda próxima al cenit, variando el plano vertical, se llega a la curva de la figura N<sup>o</sup> 4, donde como puede observarse, se obtiene un error mínimo para planos verticales comprendidos entre 32 y 42<sup>o</sup> de azimut.

**OBSERVACIONES REALIZADAS:** Se incluye más adelante, los resultados de algunas de las observaciones realizadas por el método expuesto. Es oportuno hacer especial mención de una de ellas, en virtud de sus características poco comunes: OBSERVACION DIURNA.

En la zona ubicada entre aproximadamente 10 y 60<sup>o</sup> de latitud sur, un par de estrellas de condiciones óptimas para este método es Sirius y Canopus con el cual, por su gran luminosidad, pueden hacerse observaciones diurnas durante los meses de abril a setiembre de cada año. Conocida la latitud del lugar con una aproximación de más o menos medio grado, que podrá obtenerse de las cartas geográficas, aparecerán dichas estrellas dentro del campo del anteojo a la hora sidérea y distancia cenital determinadas mediante la figura N<sup>o</sup> 5. Se hace hincapié en este par de estrellas por estas otras dos ventajas: Difieren unos 25<sup>m</sup> de tiempo en su paso por los planos verticales próximos al meridiano, lo que constituye una apreciable ventaja práctica, ya que permite hacer las bisecciones de la primera estrella, C. I. y C. D. sin premura, antes de que pase la segunda, y además para latitudes de la zona central del país, (de 32 a 37<sup>o</sup>), pasan una al norte y otra al sur, casi equidistantes del cenit, de manera que aparte de ser pequeñas, se compensan las correcciones por refracción de ambas estrellas

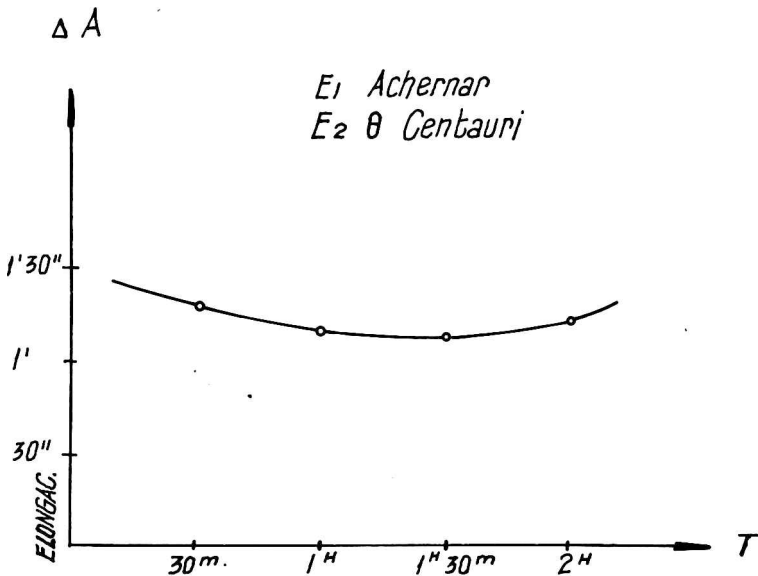


Figura 3

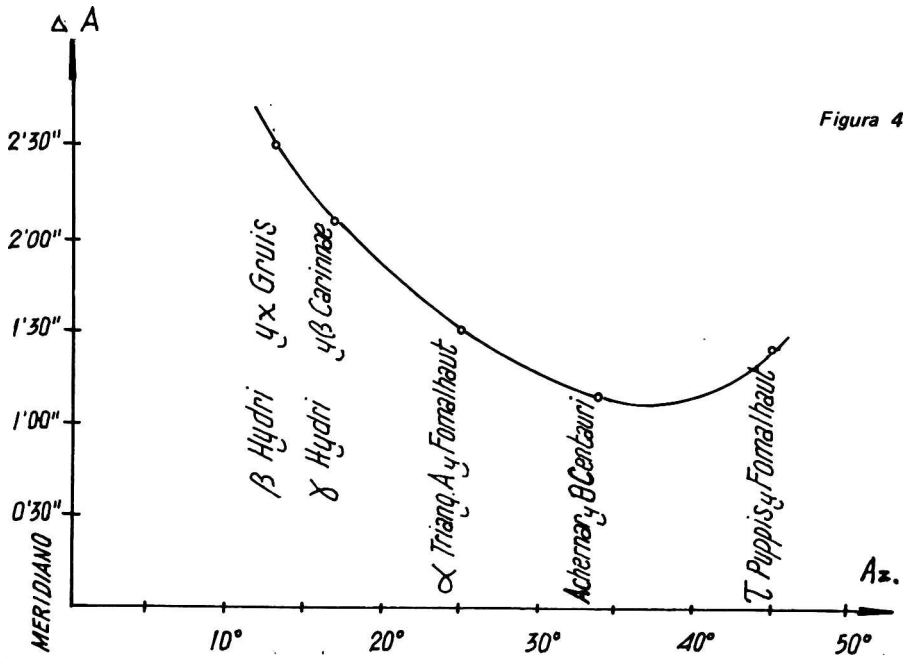


Figura 4

OBSERVACION N° 1: Día 27 de febrero de 1960. Hora: 21h27m a 21h47m T.C.  
 Teodolito: Kern DK2. Sin micrómetro, lectura directa: 1', apreciación: 5 a 6".  
 Con círculo aproximadamente orientado se bisectaron las estrellas en tres lecturas  
 azimutales: C.D.: 13°50' C.I.: 192°00' y 190°30' (Sirius al norte y Canopus al  
 sur del cenit); se obtuvieron los siguientes resultados: C.D.: Latitud: -34°36'50"  
 C.I.: -34°36'57" y -34°36'51" Promedio: -34°36'52,6 ± 2,2.

OBSERVACION N° 6: Ver desarrollo completo del cálculo en las planillas si-  
 guientes:

*LATITUD (NUEVO METODO)*  
 OBSERVACION N° 6 - 14/3/60: DE 20<sup>h</sup>22<sup>m</sup>:20<sup>s</sup>  
 TEODOLITO: KERN, DK2 ERROR DE CENIT = 0":  
 (1): SIRIUS

	HORA APROX.	AZIMUTAL	VERTICAL	POS. C
MIRA		202° 20' 00"		
a	20 <sup>h</sup> 22 <sup>m</sup>	195° 16'	198° 29' 35"	C.D.
b	20 <sup>h</sup> 24	194° 30'	198° 26' 20"	
c	20 <sup>h</sup> 26	193° 50'	198° 23' 35"	
d	20 <sup>h</sup> 29	12° 50'	161° 40' 30"	C.I.
e	20 <sup>h</sup> 31	12° 10'	161° 42' 50"	
f	20 <sup>h</sup> 33	11° 30'	161° 45' 00"	
MIRA		22° 20' 00"	—	
(2): CANOPUS				
MIRA		202° 20' 00"		
f	20 <sup>h</sup> 47 <sup>m</sup>	11° 30'	198° 33' 40"	C.D.
e	20 <sup>h</sup> 49	12° 10'	198° 37' 15"	
d	20 <sup>h</sup> 51	12° 50'	198° 41' 10"	
c	20 <sup>h</sup> 54	193° 50'	161° 12' 30"	C.I.
b	20 <sup>h</sup> 56	194° 30'	161° 08' 00"	
a	20 <sup>h</sup> 59	195° 16'	161° 02' 15"	
MIRA		22° 20' 00"		

REFRACCION:  $D = 693 \text{ mm}$   $T = 19^\circ \text{ C.}$

$Z_1 = 18^\circ 20'$	$RN = 19''$	$A = -0.068$	$B = -0.080$	$RV = 16''$
$Z_2 = 18^\circ 45'$	$\gg 19''$	$(1+A)(1+B) = 0.850$		$RV = 16''$

NOTA: LA HORA APROXIMADA SE HA PUESTO A TITULO ILUSTRATIVO SOLAMENTE. LA MIRA SE HA EMPLEADO PARA ASEGURARSE DE LA INMOVILIDAD DEL CIRCULO AZIMUTAL.

	a	b	c	d	e	f
Z <sub>1</sub>	18° 29' 51"	18° 26' 36"	18° 23' 51"	18° 19' 46"	18° 17' 26"	18° 15' 26"
Z <sub>2</sub>	18° 58' 01"	18° 52' 16"	18° 47' 46"	18° 41' 26"	18° 37' 31"	18° 33' 58"
A (estrellas)	195 16 00	194° 30' 00"	193° 50' 00"	12° 50' 00"	12° 10' 00"	11° 30' 00"
δ <sub>1</sub>	-16 39 59	=	=	=	=	=
δ <sub>2</sub>	-52° 40' 51"	=	=	=	=	=
sen δ <sub>1</sub>	.286799	=	=	=	=	=
sen Z <sub>2</sub>	.325022	.323440	.322201	.320457	.319377	.318389
sδ <sub>1</sub> x sZ <sub>2</sub> (1)	.093216	.092769	.092407	.091907	.091697	.091314
sen δ <sub>2</sub>	.795271	=	=	=	=	=
sen Z <sub>1</sub>	.317258	.316366	.315608	.314480	.313836	.313237
sδ <sub>2</sub> x sZ <sub>1</sub> (2)	.252306	.251197	.250994	.250097	.249585	.249108
(1)+(2)=(3)	.345522	.344366	.343401	.342004	.341182	.340422
Z <sub>1</sub> + Z <sub>2</sub>	37° 27' 51"	37° 18' 52"	37° 11' 37"	37° 01' 12"	36° 54' 57"	36° 49' 12"
sen(Z <sub>1</sub> +Z <sub>2</sub> )(4)	.608265	.606189	.604510	.602093	.600641	.599303
sen ρ = $\frac{(3)}{(4)}$	.568045	.568065	.568065	.568025	.568030	.568030
ψ	-34° 36' 50"	-34° 36' 56"	34° 36' 56"	-34° 36' 45"	34° 36' 47"	-34° 36' 47"
PROMEDIOS	C.I. = 34° 36' 54",0			C.D. = 34° 36' 46",3		
PROMEDIO GENERAL: LATITUD = 34° 36' 50",2 ± 0",9						

Planillas de observación Nº 6

OBSERVACION Nº 14: (Diurna). Día 27 de junio de 1960. Hora 13h32m a 13h59m T.C.

Teodolito: Kern DK2. Temperatura: 8, 1/2°C. Presión atmosférica: 693 mm.

Estrellas: Sirius y Canopus. Con círculo aproximadamente orientado, se hicieron cuatro lecturas azimutales: C.I.: 13°50', y 13°10'; C.D.: 192°30' y 191°30'.

Resultados: C.I.: -34°36'55"; -34°36'51"; C.D.: -34°36'53" y -34°36'48".

Promedio:  $-34^{\circ}36'51''7 \pm 1''3$ .

OBSERVACION N<sup>o</sup> 16: Día 21 de octubre de 1960. Hora: 5h50m a 6h20m T.C.  
Estrellas: Sirius y Canopus. Con círculo aproximadamente orientado a brújula, se hicieron 6 lecturas azimutales: C.I.:  $178^{\circ}40'$ ;  $179^{\circ}20'$ ;  $179^{\circ}55'$ ; C.D.:  $0^{\circ}50'$ ;  $1^{\circ}30'$  y  $2^{\circ}10'$ .

Resultados: C.I.:  $-34^{\circ}36'50''$ ;  $-34^{\circ}36'46''$  y  $-34^{\circ}36'48''$ .

C.D.:  $-34^{\circ}36'54''$ ;  $-34^{\circ}36'56''$  y  $-34^{\circ}36'57''$ .

Promedio: Latitud:  $-34^{\circ}36'51''8 \pm 0''7$ .

Para comparar los resultados obtenidos, con los de métodos clásicos, se efectuaron dos determinaciones de latitud por el método de paso de estrellas por el meridiano. Este fue determinado previamente con este objeto, por el método de "azimut por estrellas en mayor elongación". En estas observaciones se emplearon cuatro pares de estrellas, una al norte y otra al sur del cenit en cada par, y con distancias cenitales de poca diferencia.

OBSERVACION N<sup>o</sup> 8: Fecha: 24 de marzo de 1960. Hora: 19h47m a 22h49m T.C.  
Temperatura: de 13 a 9°C. Presión atmosférica: 693 mm.

Teodolito: Kern DKM2U. Con micrómetro, lectura directa:  $10''$ , apreciación:  $2''$ .

Se obtuvieron los siguientes resultados como promedio de cada par:

Latitud:  $-34^{\circ}36'50''$ ;  $-34^{\circ}36'53''5$ ;  $-34^{\circ}36'53''$  y  $-34^{\circ}36'51''5$ .

Promedio: Latitud:  $-34^{\circ}36'52''0 \pm 0''8$ .

OBSERVACION N<sup>o</sup> 9: Fecha 25 de marzo de 1960. Hora: 19h44m a 22h33m T.C.  
Temperatura: de 20 a 17°C. Presión atmosférica: 687 mm.

Teodolito: Kern DK2. Sin micrómetro, lectura directa:  $1'$ , apreciación: 5 a  $6''$ .

También como promedio de cada par, se llegó a los siguientes resultados:

Latitud:  $-34^{\circ}36'50''5$ ;  $-34^{\circ}36'54''5$ ;  $-34^{\circ}36'50''5$  y  $-34^{\circ}36'54''0$ .

Promedio: Latitud:  $-34^{\circ}36'52''4 \pm 1''1$ .

En las observaciones números 8 y 9, se emplearon las siguientes estrellas: Sirius ( $\alpha$  Canis Majoris) y Canopus ( $\alpha$  Carinae);  $\xi$  Canis Majoris y  $\lambda$  Velorum; Procyon ( $\alpha$  Canis Minoris, en Hemisferio Boreal) y  $\beta$  Carinae;  $\alpha$  Hydrae y  $\iota$  Carinae.

## RESULTADOS GENERALES EN LATITUD

Por el método de paso de estrellas por el meridiano:

	Peso
Observación N <sup>o</sup> 8: (4 pares de estrellas) Teodol. Kern DKM2U Lat: $-34^{\circ}36'52'' \pm 0''8$	1,9
Observación N <sup>o</sup> 9: (4 pares de estrellas) Teodol. Kern DK2 Lat: $-34^{\circ}36'52''4 \pm 1''1$	1,0
Promedio ponderal = Lat: $-34^{\circ}36'52''1 \pm 0''6$	

Por el método expuesto: (Todas con teodolito "Kern DK2"):

Observación N <sup>o</sup> 1: (3 pares de bisecciones)	Lat: $-34^{\circ}36'52''6 \pm 2''2$	1,0
Observación N <sup>o</sup> 6: (6 pares de bisecciones)	Lat: $-34^{\circ}36'50''2 \pm 0''9$	6,0
Observación N <sup>o</sup> 14: (4 pares de bisecciones), (diurna)	Lat: $-34^{\circ}36'51''7 \pm 1''3$	2,9
Observación N <sup>o</sup> 16: (6 pares de bisecciones)	Lat: $-34^{\circ}36'51''8 \pm 0''7$	9,8
Promedio ponderal = Lat: $-34^{\circ}36'51''4 \pm 0''4$		

RESULTADOS EN AZIMUT

Se determinó previamente el azimut por el método de estrellas en mayor elongación, con el objeto de comparar resultados con los del método expuesto.

OBSERVACION N° 11: Fecha: 31 de marzo de 1960. Hora: 19h30m a 23h08m T.C.  
Teodolito: Kern DK2.

Nueve estrellas en mayor elongación:

Estrellas bisectadas: C.I.:  $\alpha$  Hydri;  $\alpha$  Muscae;  $\alpha$  Crucis;  $\gamma$  Crucis y  $\beta$  Crucis.

C.D.:  $\alpha$  Doradus;  $\gamma$  Centauri y Canopus ( $\alpha$  Carinae).

Resultados obtenidos: C.I.: 22°19'52"; 22°19'52"; 22°19'56"; 22°19'49" y 22°19'47".

C.D.: 22°19'50"; 22°19'51"; 22°19'55" y 22°19'56".

Promedio: azimut mira: 22°19'51,"8 ± 1,"0.

De las observaciones efectuadas por el método expuesto, se consignan los resultados de las realizadas en la zona favorable, determinada en la figura N° 4, azimut aproximado de 32 a 42°.

OBSERVACION N° 20: Ver desarrollo completo del cálculo en las planillas siguientes:

AZIMUT (NUEVO METODO) OBSERVAC. N° 20

FECHA 2-III-61 - DE 21<sup>h</sup> 35<sup>m</sup>A 23<sup>h</sup> 10<sup>m</sup> PRES. ATMOSF. = 692 m.m.

TEODOLITO: KERN D.K.2 ERROR DE CENIT = 0'06"

DET.	ESTR.(1)	HORA	AZIMUTAL	VERTICAL	ESTR.(2)	HORA	VERTICAL	POS. CIRC.
	MIRA		22°25'00"					CIRC. IZQ.
a	$\beta$ CRUCIS	21 <sup>h</sup> 35	144°20'0	119°39'10"	SIRIUS	22 <sup>h</sup> 21	201°16'55"	
b		21 <sup>h</sup> 39	144°10'0	120°05'20"	ECAN. MAJ.	22 <sup>h</sup> 03	186°54'55"	
c		21 <sup>h</sup> 41	144°00'0	120°32'20"	$\pi$ PUPPIS	21 <sup>h</sup> 57	176°59'00"	
	MIRA		22°25'0					CIRC. DER.
	MIRA		202°25'0					
d	ACHERNAR	22 <sup>h</sup> 36	37°05'0	243°10'20"	$\zeta$ PUPPIS	23 <sup>h</sup> 10	186°45'05"	
e		22 <sup>h</sup> 41	36°50'0	243°40'55"	$\pi$ PUPPIS	22 <sup>h</sup> 10	183°02'35"	
f		22 <sup>h</sup> 46	36°36'0	244°09'15"	$\eta$ CAN. MAJ.	21 <sup>h</sup> 53	173°24'30"	
	MIRA		202°25'0					

### REFRACCION

DET.	TEMP.	Z (APAR.)	R.N	(1+A)	(1+B)	(1+A)(1+B)	R.V
a	18°	60° 20' 50"	1' 45"	9353	9105	8516	1' 29"
b	»	59° 54' 40"	1' 43"	»	»	»	1' 28"
c	»	59° 27' 40"	1' 42"	»	»	»	1' 27"
d	17°	63° 10' 20"	1' 58"	9387	»	8547	1' 41"
e	»	63° 40' 55"	2' 00"	»	»	»	1' 43"
f	»	64° 09' 15"	2' 03"	»	»	»	1' 45"
a	17°	21° 16' 55"	0' 23"	9387	9105	8547	0' 20"
b	»	6° 54' 55"	0' 07"	»	»	»	0' 06"
c	18°	3° 01' 00"	0' 03"	9353	»	8516	0' 03"
d	16°	6° 45' 05"	0' 07"	9421	»	8578	0' 06"
e	17°	3° 02' 35"	0' 03"	9387	»	8547	0' 03"
f	»	6° 35' 30"	0' 07"	»	»	»	0' 06"

	a	b	c	d	e	f
Z <sub>1</sub> (VERD)	60° 22' 19"	59° 56' 08"	59° 28' 07"	63° 12' 01"	63° 42' 38"	64° 11' 00"
Z <sub>2</sub> »	21° 17' 15"	6° 55' 01"	3° 01' 03"	6° 45' 11"	3° 02' 38"	6° 35' 36"
A (Mira)	22° 25' 00"	=	=	202° 25' 00"	=	=
A (Estrella)	144° 20' 00"	144° 10' 00"	144° 00' 00"	37° 05' 00"	36° 50' 00"	36° 36' 00"
δ <sub>1</sub>	59° 28' 28"	=	=	67° 26' 21"	=	=
δ <sub>2</sub>	16° 40' 01"	28° 55' 27"	37° 01' 59"	39° 53' 57"	37° 01' 58"	28° 18' 55"
COS Z <sub>1</sub>	.494267	.500973	.507760	.450873	.442889	.435493
SEN. δ <sub>2</sub>	.286808	.483682	.602272	.641424	.602272	.488346
C.Z x S δ <sub>1</sub> (1)	.141788	.242296	.305810	.289201	.266740	.212671
COS Z <sub>2</sub>	.931770	.992722	.998413	.993062	.998589	.993384
SEN δ <sub>1</sub>	.861403	=	=	.842820	=	=
C.Z <sub>2</sub> x S δ <sub>1</sub> (2)	.802629	.855134	.860208	.836973	.841621	.837245
(2)-(1):(3)	.660828	.612838	.554398	.547772	.574891	.624574
COS φ (4)	.822996	=	=	=	=	=
Z <sub>1</sub> - Z <sub>2</sub>	8° 39' 34"	66° 51' 09"	56° 29' 04"	56° 26' 50"	60° 40' 00"	70° 46' 36"
SEN (2)-(3)	.989423	.913498	.833573	.833377	.871784	.944242
(4)x(5)=(6)	.814291	.758741	.686029	.685886	.717475	.777107
COS A = (6)	.811554	.803838	.808126	.798657	.801269	.803717
AZ. (Est.)	35° 45' 07"	35° 55' 12"	36° 05' 12"	36° 59' 52"	36° 44' 55"	36° 30' 52"
AZ. mira	22° 19' 53"	22° 19' 48"	22° 19' 48"	22° 19' 52"	22° 19' 55"	22° 19' 51"
PROMEDIOS	C.I = AZ = 22° 19' 49", 7			C.D = AZ = 22° 19' 52", 7		
PROMEDIO GENERAL	= AZIMUT MIRA = 22° 19' 51" ± 1", 2					



OBSERVACION N<sup>o</sup> 21: Fecha 23 de marzo de 1961, hora 20h15m a 21h50m T.C.  
Teodolito: Kern DK2. Temperatura: de 22 a 18°C. Presión atmosférica: 689 mm.  
Estrellas circumpolares:  $\beta$  Crucis y Achernar ( $\alpha$  Eridani).

Próximas al cenit: Sirius;  $\xi$  Canis Majoris;  $\pi$  Puppis;  $\zeta$  Puppis;  $\pi$  Puppis y  $\eta$  Canis Majoris.

Resultados: C.I.: 22°19'56"; 22°19'48"; 22°19'51".

C.D.: 22°19'58"; 22°19'56"; 22°19'53".

Promedios azimut mira: 22°19'53',7  $\pm$  1',2

Promedio ponderal de las observaciones números 20 y 21: azimut mira: 22°19'52',4  $\pm$  1',2. Buen resultado comparándolo con el de la observación N<sup>o</sup> 11: (9 estrellas en mayor elongación).

RENDIMIENTO: Para una variación de un minuto en  $z_1$  y  $z_2$  para verticales próximos al meridiano, se obtiene en latitud una variación:  $\Delta\varphi_1 = 37''$  y  $\Delta\varphi_2 = 22''$  o sea, un error medio cuadrático  $\Delta\varphi = 43''$ . En azimut se obtuvo, en observaciones practicadas en la zona favorable, el siguiente rendimiento: para  $\Delta z_1$  y  $\Delta z_2 = 1'$ ;  $\Delta A_1 = 35''$  y  $\Delta A_2 = 55''$  o sea un error:  $\Delta A = 1' 0'',5$  - en concordancia con lo consignado en la curva de la figura N<sup>o</sup> 4.

METODO OPERATIVO: Con la ayuda de un globo celeste, o valiéndonos de un gráfico similar al de la figura N<sup>o</sup> 1, preparado especialmente para intervalos de 10 en 10° de distancia cenital y también intervalos de 10 en 10° de azimut al este y oeste del meridiano, se pueden determinar gráficamente, la hora sidérea y las distancias cenitales aproximadas del paso del par de estrellas por los verticales próximos al meridiano de antemano elegidos. De esos pares, se seleccionarán los que reúnan las siguientes condiciones:

a) Para latitud; conviene, preferentemente, una estrella al norte y otra al sur, no muy alejadas del cenit y con distancias cenitales de poca diferencia, al solo efecto de reducir a un mínimo la corrección por refracción. Preferiblemente se harán las lecturas del paso de un mismo par de estrellas por los distintos verticales, con la diferencia de tiempo suficiente para bisectar y anotar. Vale decir, se anotarán las distancias cenitales del paso de la primera estrella por los verticales elegidos y luego, las de la segunda estrella por los mismos verticales que hay que repetir cuidadosamente, a cuyo efecto convendrá controlar con la lectura de la mira, si no se ha producido algún corrimiento del círculo azimutal. Este control deberá efectuarse antes del paso de la primera estrella por el primero de los verticales elegidos, después del paso de la misma por el último de los verticales, y en la misma forma se procederá con la segunda estrella. Conviene además efectuar la mitad de las lecturas correspondientes a la primera estrella con círculo a la izquierda y la otra mitad con círculo a la derecha a fin de eliminar errores instrumentales. Idéntico procedimiento se seguirá con la segunda estrella.

b) Para azimut: Siempre valiéndose del globo celeste, o del gráfico de la figura N<sup>o</sup> 1 para elegir las estrellas, conviene emplear planos verticales aproximadamente entre 32 y 42° de azimut, al este u oeste del meridiano. El par de estrellas conveniente es una circumpolar y otra próxima al cenit. La circumpolar es preferible bisectarla entre la mayor elongación y el horizonte. La posición más

favorable de esta última estrella es en el intervalo comprendido entre 30 minutos después de la mayor elongación y alrededor de dos horas después, si está al oeste del meridiano, o en el intervalo entre aproximadamente dos horas antes y media hora antes de la mayor elongación, si está al este. Resultan algo menos favorables, posiciones de la circumpolar desde la mayor elongación hacia el cenit.

VENTAJAS DEL METODO: En latitud: 1º) Solo es necesario el conocimiento aproximado del meridiano, el que puede ser determinado empleando una brújula.

2º) Es independiente del tiempo, necesitándose conocerlo en forma grosera a fin de preparar el programa; no exige por tanto, la corrección del reloj.

3º) Basta observar un solo par de estrellas, con el que pueden hacerse varios pares de bisecciones, a C.I. y C.D.

4º) La observación puede realizarse en pocos minutos. (Se hicieron seis pares de bisecciones en treinta minutos), en observación N° 16.

En azimut: (Con respecto al método de azimut por estrellas en mayor elongación):

1º) No es necesario esperar el instante de la mayor elongación, sino que se pueden hacer con una o dos circumpolares, varias determinaciones a C.I. y C.D., entre la mayor elongación y el horizonte, siempre con el auxilio de una segunda estrella próxima al cenit.

2º) Se demora menos tiempo en hacer las observaciones.

Todas las observaciones fueron hechas en "San Rafael", Mendoza, a 680,3 m de altura sobre el nivel del mar.

## **EL ELIPSOIDE DE REFERENCIA PARA AMERICA DEL SUR**

**RAFAEL N. SANCHEZ**

Instituto de Geodesia y Geofísica - Facultad de Ciencia y Tecnología  
Universidad Nacional de Rosario

Se analiza y se comenta la publicación Nº 325.2 por I. Fisher, de la Comisión de Cartografía del Instituto Panamericano de Geografía e Historia, sobre la determinación de un punto "datum" y elipsoide de referencia para la América del Sur, señalando algunas discrepancias con las opiniones de la autora.

The paper by I. Fisher on the subject, published by The Cartography Commission of the Panamerican Institute of Geography and History, is discussed and commented, in relation with the determination of a point "datum" and a reference ellipsoid for South America, pointing out some discrepancies with statements of the author.

Este importante tema está siendo tratado por un grupo dirigido por la Dra. Irene Fischer, prestigiosa geodesta del Topographical Command – AMS de Estados Unidos, por encargo del Instituto Panamericano de Geografía e Historia. Un primer informe de las tareas iniciales apareció en la publicación Nº 325.2 de la Comisión de Cartografía del IPGH, I. Fisher 1970, con la evidente intención de difundir los conceptos básicos del problema y su enfoque por el grupo de trabajo.

En lectura atenta de este trabajo decidió el autor de éste a poner en claro algunas operaciones geodésicas no bien explicitadas y exponer sus puntos de vista en cuestiones que, sin duda por falta de revisión de la versión española, podrían malinterpretarse como equivocaciones.

En los últimos tiempos enlaces trigonométricos han permitido vincular los sistemas argentinos, pacífico y brasileño: esas conexiones han sido elaboradas por la Dra. Fischer y en la publicación que aquí se comenta aparecen algunas cartas del geoide sudamericano obtenido por nivelación astronómica.

Una expresión de la Autora refiriéndose a América del Sur: “. . . un continente geodésicamente desconocido . . .” es injusta. En relación con estos temas, ya en 1945 Mateo y Levin habían calculado el aplastamiento de la Tierra aplicando la fórmula completa de Clairaut a los resultados de 133 estaciones pendulares realizadas por ellos en territorio argentino entre 22º y 55º de latitud sur. El trabajo aconsejaba para la Argentina un elipsoide más aplastado que el internacional lo que se verifica si se observa en la contribución que se comenta el mapa del geoide en el datum Campo Inchauspe realizado sobre los datos del Instituto Geográfico Militar. Asimismo, en su serie “Contribuciones a la Geodesia aplicada”, el profesor Ing. Baglietto (1952) había expuesto sus experiencias en la cordillera mendocina en relación con la corrección a los ángulos medidos en la triangulación debida a desviación relativa de la vertical (DRV) mientras que Roy Smith (1961) del AMP publicaba en la revista Cartografía Nº 12 un trabajo prescindible sobre ese tema en el que, entre otras cosas, sostenía que la gravedad es constante en el geoide.

La Autora se extiende en el cálculo de coordenadas geodésicas en una gran triangulación y pone de relieve los riesgos del procedimiento usual de cálculo frente a la proyección, aunque no menciona si la de Helmert o la de Pizzetti. Es bueno que la Dra. Fischer nos recuerde que el desarrollo o propagación de la red (“Netzausbreitung”) no afecta la escala. Dice: “Los ángulos y distancias están medidos sobre la superficie física de la Tierra y luego reducidos rutinariamente al nivel del mar (geoide)”. Hay que aclarar que las bases geodésicas sí se reducen pero los ángulos no sufren reducción alguna. Sólo, a veces, las sutiles correcciones debidas a la no coplanaridad de las normales al elipsoide. La compensación y el cálculo de la red no exigen la adopción de un datum: éste es necesario para calcular coordenadas geodésicas y eventualmente para investigar la forma del geoide (G) el que se levanta integrando la DRV cuando hay una densidad suficiente de estaciones astronómicas de desviación o se usa la fórmula de Vening Meinsz para interpolar gravimétricamente entre estaciones de DRV astrogeodésicas. Sólo en ese estado de cosas se puede intentar la proyección de la triangulación, analizar la calidad del datum y eventualmente optimizarlo mediante una compensación astronómico-geodésica (“Lo tabweichungsausgleichung”).

La Autora presenta un mapa de las desviaciones topográfico isostáticas de la vertical para América del Sur y dice: Aunque los vectores están referidos al

cogeoide de la hipótesis isostática particular ". . . De ello podría interpretarse que diferentes hipótesis isostáticas originan diferentes cogeoides en un modelo teórico. Por definición de un modelo isostático las anomalías correspondientes son cero y el cogeoides coincide con el esferoide normal. En tales casos según cómo se transfieran las masas topográficas abajo del nivel del mar (Pratt, Airy, etc.) el efecto indirecto dará el respectivo G que sí dependerá de la hipótesis utilizada.

En otro párrafo del trabajo que se comenta se lee: "Los dos rasgos precedentes fijaron cuatro de las cinco condiciones necesarias para definir un datum: dos para los parámetros de un elipsoide y dos de las tres para su posición en el espacio en relación al G . . ." Hagamos un cuadro comparativo entre el problema general de ubicar y orientar en el espacio un cuerpo definido por dos parámetros y el caso de datum geodésico:

	Problemas generales	Datum geodésico
1	dos parámetros	semiejes del elipsoide de referencia (ER)
2		
3	coordenadas de un punto	elevación de la marca geodésica en
4	del espacio donde se	cuya vertical coincidiera un punto
5	ubica una del cuerpo	del ER de $\xi_0$ y $\eta_0$ dadas. cota del ER respecto del G.
6	tres rotaciones para	identificación de la vertical en
7	orientar al cuerpo en	P con la normal al ER
8	el espacio	identificación del meridiano astr. en P con el meridiano del ER

La identificación (6, 7) de la vertical en P con la normal al ER se logra haciendo coincidir:

latitud geodésica con latitud astronómica

longitud geodésica con longitud astronómica

(éso sería así en el caso más simple; podría convenir introducir  $\xi_0$   $\eta_0$  como componente de la DRV en el origen).

La identificación (8) de los meridianos se alcanza haciendo coincidir: acimut geodésico de una dirección con acimut astronómico observado de la misma (en caso de existir  $\eta_0$  no será posible identificar los meridianos y habrá que aplicar  $\eta_0$  sen  $\varphi$  acimut observado de modo que queden siempre paralelos al eje medio de rotación de la Tierra y eje de la figura del ER).

Como se ve, en rigor, las condiciones del datum son ocho. Como suelen no computarse en geodesia las dos correspondientes a la elección del origen P, podríamos admitir que se hable de seis, nunca cinco.

Dejando también de lado los parámetros del ER, la posición del ER respecto del G exige:

3 condiciones para orientación

1 condición de altura

es decir cuatro condiciones y no tres.

La Dra. Fischer propone que el ER para América del Sur coincida con el G en el origen Brasileño Chua y en el Argentino Campo Inchauspe, como un compromiso de geodesia política. El G argentino tendría cotas entre +30m en el extremo

noroeste y presuntamente -40m en Río Gallegos.

El encomiable trabajo del grupo dirigido por la Dra. Fischer podría explotar los últimos resultados de la geodesia empleando satélites: en el Journal of Geophysical Research, Gaposchkin y Lambeck (1971), muestran que las coordenadas geocéntricas de Comodoro Rivadavia, Villa Dolores, Natal, Arequipa y Curacao han quedado determinadas con una precisión de 15, 9, 12, 7 y 7 m respectivamente. La orientación geográfica de esa serie de cuerdas terrestres debería ser aprovechada para orientar al ER para América del Sur con mayor seguridad que el acimut de una corta visual terrestre y la corrección derivada de una compensación geodésica-astronómica.

## BIBLIOGRAFIA

- BAGLIETTO, E.E. (1952):** *"Contribuciones a la Geodesia Aplicada"*. Bs.As., Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires.
- FISCHER, I. (1970):** *"El Geoide Sudamericano Referido a Varios Sistemas de Referencia"*. Publicación Nº 325.2 de la Comisión de Cartografía. Separata de la Revista Cartográfica Nº 18, Año XVIII - (1969).
- GASPOSCHKIN, E.M. y LAMBECK, K. (1971):** *"Earth's Gravity Field to the Sixteenth Degree and Station Coordinates from Satellite and Terrestrial Data"*. Jour Geoph. Res. 76 (20), 4855-4883.
- MATEO, J. y LEVIN, E. (1945):** *"Observaciones Gravimétricas Pendulares (años 1936-1941)"*. Serie geodésica. Tomo IV. La Plata, 1945.
- SMITH, R.A. (1961):** *"The Effect of the Deflection of the Vertical on Observed Directions of Triangulation"*. Presented to IX Pan American Consultation on Cartography (PAIGH). Army Map Service, Washington.

## **CONTROL DE ESTRUCTURAS GEODESICAS EN LATITUDES ELEVADAS**

RAFAEL N. SANCHEZ

Instituto de Geodesia - Facultad de Ciencia y Tecnología  
Universidad Nacional de Tucumán

Se comentan las críticas recientes al método de Black, generalmente considerado hasta 1970, como una elegante solución para el control Laplace en latitudes elevadas. Se presentan las características de otro método que prescinde del acimut y sería de aplicación hasta en latitud  $90^{\circ}$ .

Recente criticisms to the Black method, generally considered until 1970, as an accomplished solution for the Laplace control at high latitudes, are discussed.

Another method is presented. That does not require azimuth determinations and could to be applied to latitudes as high as  $90^{\circ}$ .

## 1. ANTECEDENTES

En marzo de 1969 el profesor de geodesia de la universidad de Oxford A. R. Robbins hizo una presentación muy interesante del método de Black durante la 62a. convención del Canadian Institute of Surveying que tuvo lugar en Ottawa. El autor asistió a esa reunión merced a un subsidio del National Research Council. En relación con el problema del control astronómico en zonas polares, propuso al profesor Robbins otro método basado en una idea original desarrollada durante los días previos en la Universidad de New Brunswick. El profesor Robbins, entonces presidente de la comisión de astronomía geodésica de la asociación internacional de geodesia, confirmó al autor que no se había desarrollado con anterioridad dicho método, el que en definitiva se publicó en setiembre de 1970 en el *Bullétin Géodésique* (Sánchez, 1970). El mencionado aporte de Robbins fue publicado en "The Canadian Surveyor" (Robbins, 1969). Cartas al editor de esa prestigiosa publicación (Groot, 1970; White, 1970) y la contestación de Robbins (1970) demuestran al lector especializado que el método de Black está en revisión crítica.

## 2. EL METODO DE BLACK

En vez de la clásica determinación separada de longitud y acimut astronómico de una dirección, Black propuso calcular el acimut geodésico de una estrella observada en función del tiempo de observación (para lectura horizontal con un teodolito), de la latitud y longitud geodésicas de la estación y, por supuesto, de las coordenadas de la estrella. Con ese acimut geodésico de la estrella y el ángulo medido con el teodolito entre las direcciones a la estrella y a la señal (ángulo horizontal astronómico) sólo se puede obtener el acimut geodésico de la mira (lo requerido por el control Laplace) si se conocen las componentes de la desviación relativa de la vertical  $\xi$  y  $\eta$ . Si se observan tres estrellas en distintos acimutes, la posición de la vertical y la dirección del meridiano son tres incógnitas astronómicas que Black determina en forma indirecta, requiriéndose una compensación si las estrellas observadas son más de tres. Cualquier par de valores aproximados de latitud y longitud serviría al propósito de resolver ese problema astronómico por la simple vía del punto aproximado.

Con	$A_{GM}$	acimut geodésico de la señal observada
	$A_{GS}$	acimut geodésico de la estrella
	$L_{obs}$	ángulo horizontal observado entre la estrella y la señal
	$\xi \eta$	componentes de la desviación relativa de la vertical

se podrá escribir:



$$\begin{aligned}
 A_{GM} &= A_{GS} + L_{obs} + \text{correcciones debidas a } \xi \eta = \\
 &= A_{GS} + L_{obs} + \tan h_M ( - \xi \text{sen} A_M + \eta \text{cos} A_M ) + \\
 &\quad + \tan h_S ( \eta \text{cos} A_S - \xi \text{sen} A_S )
 \end{aligned}$$

donde

$h_M$	$h_S$	alturas de la señal y la estrella
$A_M$	$A_S$	acimutes de la señal y la estrella

Robbins (1969) dice que una de las ventajas del método consiste en que "el acimut geodésico es observado directamente y no se requieren observaciones para longitud". De lo visto más arriba se desprende que lo que se observa directamente son direcciones horizontales y tiempos y que el cálculo suministra el acimut geodésico de la señal y las componentes  $\xi \eta$  es decir la latitud y longitud astronómicas de la estación. White (1970) sostiene que "una determinación poco precisa de la longitud debe resultar inevitablemente en una pobre determinación del acimut geodésico, cualquiera sea el método observacional utilizado. No existe, pues, ventaja particular en usar el método de Black para determinar el acimut geodésico". Si las estaciones están cerca del polo y la cadena o poligonal por controlar se extiende en dirección meridiana puede complicarse el proceso de convergencia analizado por Bomford en su conocido tratado de geodesia y citado por Robbins (1969, loc.cit., pág. 391) y que se refiere a la fuerte dependencia entre el acimut geodésico  $A_{GS}$  y la longitud geodésica calculada para el punto Laplace antes y después de la compensación de la estructura. Esa dificultad es atribuible simplemente a la fuerte variación de las longitudes geodésicas para desplazamientos este-oeste cerca del polo geográfico y desaparece en el método que se propone a continuación.

3. Lo que se propone consiste en observar estrellas simultáneamente y utilizar otro sistema de coordenadas. En un instante  $T_i$  se observa una estrella  $S_i$  desde los extremos A y B (fig. 1) de la estructura por controlar midiéndose con teodolitos los ángulos horizontales entre esa dirección y la de una señal ubicada en los puntos trigonométricos o poligonométricos adyacentes l y n. Esos ángulos pueden ser considerados como pseudoacimutes astronómicos en un sistema geográfico con polo en  $S_i$ . Fuera del caso trivial en que  $S_i$  esté en el instante  $T_i$  en los horizontes astro-

nómicos de A y B será necesario tener la correspondiente diferencia de pseudolongitudes astronómicas para poder calcular el término correctivo de la ecuación

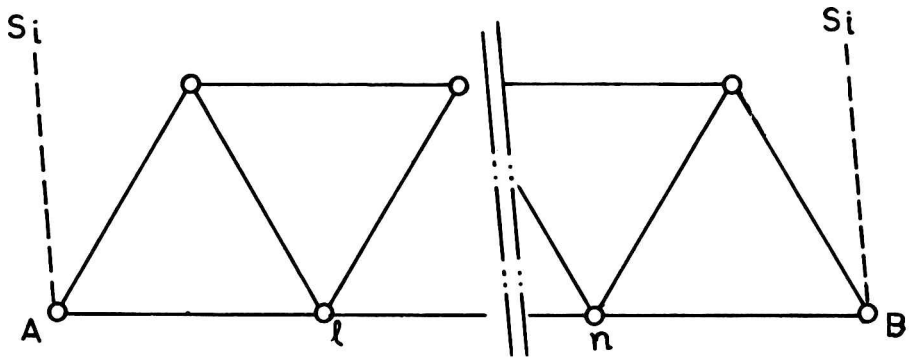


Figura 1

de Laplace. Ello se consigue observando de manera similar un mínimo de dos estrellas más en  $S_i$  y  $S_k$  (fig. 2) y calculando la diferencia de pseudolongitudes astronómicas a partir de la solución de dos intersecciones esféricas inversas: las que permiten ubicar en la esfera de direcciones a los cenites  $Z_A$  y  $Z_B$  sobre la base de los nueve valores de  $T$ ,  $\alpha$  y  $\delta$  que definen el triángulo  $S_i S_j S_k$  y los ángulos horizontales observados. Si el pseudopolo elegido es  $S_i$ ,  $\Delta\lambda$  será la diferencia de pseudolongitudes astronómicas y el lado  $S_i Z_B$  corresponderá a la pseudocolatitud de B cuyo coseno será el factor del término correctivo de Laplace suponiendo que en A se identificaron la latitud geodésica y la pseudoastronómica. El transporte del acimut geodésico se puede hacer sobre una esfera de radio  $\sqrt{MN}$  tomando como primer acimut el pseudoacimut observado en A.

Falta una experiencia que confirme las siguientes presunciones:

1) las diferencias sistemáticas de dos operadores afecta a los pseudoacimutes y no a los ángulos entre estrellas que sirven para calcular el término correctivo de Laplace. Esa diferencia puede investigarse haciendo trabajar a los dos operadores en una estación observando ángulos horizontales entre una estrella y una mira. A menos que se utilicen dispositivos impersonales para la observación de las estrellas —que en altas latitudes tendrán siempre una fuerte componente horizontal en su desplazamiento— aquella diferencia constituirá la principal fuente de errores sistemáticos.

2) sería preferible una serie de observaciones desde A y B en un intervalo dado para obtener los ángulos horizontales correspondientes a un instante interpolado

por ajuste polinómico. En latitudes cercanas a  $90^\circ$  será suficiente el ajuste a una recta.

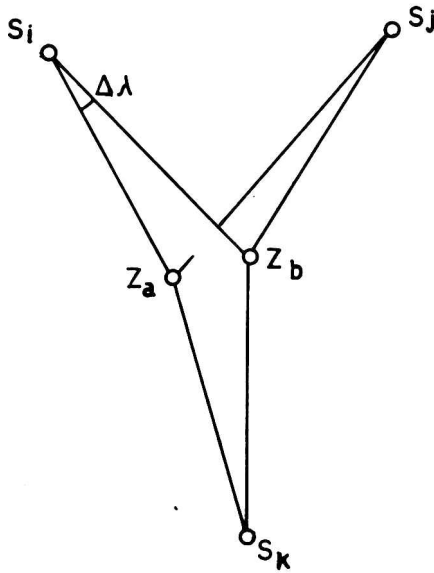


Figura 2

3) aunque la experiencia indica como posible la observación de estrellas brillantes durante el día polar, se estima que las observaciones de tangencias al disco solar podrían suministrar en algunos casos resultados satisfactorios.

## BIBLIOGRAFIA

- SANCHEZ, (1970): "Note on the orientation of geodetic structures in polar regions". *Bulléin Géodésique, Paris, N° 97, Set. 1970.*
- ROBBINS, (1969): "Azimuth control in Canadian latitudes". *The Canadian Sur-*

*veyor. Vol. XXIII, N° 4. Ottawa, Sep. 1969.*

*GROOT, (1970): The Canadian Surveyor. "Letters to the Editor". Ottawa, March, 1970.*

*WHITE, (1970): The Canadian Surveyor. "Letters to the Editor". Ottawa, June, 1970.*

*ROBBINS, (1970): The Canadian Surveyor. "Letters to the Editor". Ottawa, March 1970.*

## LA DERIVA CONTINENTAL CENOZOICA Y MESOZOICA EN EL ATLANTICO SUR

DANIEL A. VALENCIO

Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de  
Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires

La información paleomagnética muestra que la fragmentación del bloque América del Sur-Africa se produjo con posterioridad al Triásico Superior pero antes del Cretácico Medio, y sugiere que, probablemente, dicho episodio habría comenzado antes del Jurásico Medio (161 millones de años).

Los datos actualmente conocidos de la propagación del fondo del océano Atlántico Sur pueden ser extrapolados sólo hasta la transición Cenozoico-Mesozoico (alrededor de 70 millones de años). Recientemente, ha sido sugerido que la fragmentación del bloque América del Sur-Africa y la formación del Atlántico Sur, son el resultado de un episodio continuo, que se inició en el Mesozoico Medio y se prolongó durante todo el Cenozoico. Este trabajo tiene por finalidad demostrar que la información paleomagnética de América del Sur y Africa, y la proveniente de la propagación del fondo del Atlántico Sur, actualmente disponibles, sugieren la presencia de dos episodios de deriva continental independientes: uno ocurrido en el Mesozoico, que originó la fragmentación del entonces bloque América del Sur-Africa y la formación de un océano abierto ya en el Cretácico Medio (115-125 millones de años) y otro acaecido en el Cenozoico, que completó la formación del Atlántico Sur, llevando a América del Sur y Africa a sus posiciones geográficas actuales. Entre ambos procesos se produjo un cambio en la dirección de las fuerzas impulsoras y una probable subsidencia del fondo oceánico ya formado.

La semejanza en la dirección, el sentido y la velocidad de los movimientos relativos entre América del Sur y Africa durante ambos episodios, sugerirían que los mecanismos que los originaron fueron muy similares.

Palaeomagnetic data show that the fragmentation of the South America-African block occurred after Upper Triassic but before the Middle Cretaceous, and suggests that this episode would have started before Middle Jurassic Times (161 m.y.).

The available South Atlantic-floor spreading data can be extrapolated only until the Cenozoic-Mesozoic transition (about 70 m.y.).

Recently it has been suggested that the fragmentation of the South America-African block and the formation of the South Atlantic Ocean are the results of a continuous drift episode which started in the Middle Mesozoic and lasted during all the Cenozoic. In this paper it is shown that the palaeomagnetic data of South America and Africa and the South Atlantic-floor spreading data suggest that two independent continental drift episodes would have occurred: i) a Mesozoic episode, during which the fragmentation of the South America-African block started and an open ocean was already formed for Middle Cretaceous times (115-125 m.y.), and ii) a Cenozoic episode during which the formation of the South Atlantic Ocean was completed and South America and Africa drifted until their present geographic positions. Between both episodes a change in the direction of the driving forces and a probably subsidence of the ocean-floor would have occurred.

The similitude of the direction, sense and velocity of the relative movements between South America and Africa during both episodes would suggest that their driving mechanisms were similar.

## 1. INTRODUCCION

Los estudios paleomagnéticos no sólo revivieron la hipótesis de la deriva de los continentes, sino que motivaron la ejecución de estudios multidisciplinarios destinados a aportar datos relativos a la hasta ese entonces aletargada teoría. Surgieron así nuevas evidencias, de distinta naturaleza, las que casi siempre encontraron interpretación lógica en términos de la hipótesis de la deriva continental.

Las reconstrucciones paleogeográficas logradas sobre la base de datos paleomagnéticos guardan sorprendentes semejanzas con las postuladas muchos años antes por Wegener, 1912 y Du Toit, 1937. A medida que se dispuso de mejor y más numerosa información paleomagnética fue posible ir develando además, la historia de la fragmentación del supercontinente (Pangea) o de los supercontinentes (Gondwana y Laurasia) que inicialmente congregaban a todas las masas continentales actuales. Asimismo se encontró que la información aportada simultáneamente por la paleontología, la radimetría, la geología, la paleoclimatología, etc., es coherente con estas interpretaciones.

En los últimos años ha surgido, sin duda alguna como reflejo de la enorme actividad desarrollada, una hipótesis nueva: la de la propagación de los fondos de los océanos o tectónica de placas o nueva tectónica global (Diëtz, 1961 y 1966 y Hess, 1962 y 1965). En esta nueva hipótesis el magnetismo y el paleomagnetismo de las rocas de la corteza terrestre tienen un papel muy importante. De acuerdo a la misma, algunas de las actuales cordilleras sub-oceánicas son fuentes de nuevo material lávico para la corteza que forma el fondo de los océanos, material que se desplaza o propaga alejándose simétricamente respecto a las mismas. Una de las evidencias en la que se basa esta teoría, es la alineación de las anomalías magnéticas asociadas a cada cordillera suboceánica activa; en efecto, se pudo observar que las anomalías del campo magnético total registradas hacia ambos lados de estas cordilleras suboceánicas guardan un notable paralelismo y simetría respecto de ellas. Vine y Mathews, 1963, sugirieron que este particular comportamiento puede ser debido a la presencia de franjas de rocas de igual naturaleza, paralelas a la cordillera sub-oceánica, cuyo magnetismo remanente fue adquirido en presencia de un campo magnético terrestre de polaridad cambiante con el tiempo. Para ese entonces, la información proveniente de estudios paleomagnéticos radimétricos realizados con lavas del Cenozoico más alto, permitió establecer un cuadro de las reversiones de la polaridad del campo magnético terrestre, válido para los últimos tres millones de años (Cox et al, 1963); cuadros más actualizados pueden encontrarse en Cox, 1969 y Valencio et al, 1969 y 1970.

La interpretación, que los trenes de anomalías magnéticas simétricas registrados hacia ambos lados de algunas de las cordilleras sub-oceánicas, corresponderían a franjas de lavas paralelas a las mismas cuyas remanencias magnéticas, de polaridad normal y reversa alternativamente, fueron adquiridas miles o millones de años antes en el momento que fluían a lo largo de sus fosas centrales, ha dado un fuerte apoyo a la hipótesis de la propagación de los fondos de los océanos (Vine, 1966, Pitman y Heirtzler, 1966 y Heirtzler et al, 1966). En efecto, de este modo fue posible cuantificar el desplazamiento de los fondos de los océanos ocurrido en los últimos tres o cuatro millones de años.

De acuerdo a esta hipótesis cada una de las masas continentales actuales es parte constituyente de una placa o bloque de mayor dimensión, de unos 100 km

de espesor, que como consecuencia del mecanismo más arriba detallado, se desplaza con movimientos bien definidos sobre un substrato que podría ser la postulada astenósfera. Luego la nueva teoría involucra también un proceso de deriva continental.

La mayoría de los autores coinciden en indicar que el proceso de efusión de lavas a lo largo de las fosas centrales de aquellas cordilleras sub-oceánicas activas, constituye la causa de estos movimientos de placas casi rígidas. Otros en cambio sostienen que la causa se debe al peso mayor y temperatura menor que dichas placas poseen en su borde de avance, lo que produciría su descenso o hundimiento en aquellas zonas donde la placa encuentra las grandes fosas sub-oceánicas, las que constituirían un verdadero sumidero de la corteza y manto superior, Dietz y Holden, 1970a. En esta línea de pensamiento las placas en su movimiento dejarían fosas en su borde posterior (las presentes en el centro de las cordilleras sub-oceánicas), a lo largo de las cuales el material fluido del manto llega a la superficie en forma de efusiones lávicas. Luego cualquiera sea el mecanismo propulsor, la hipótesis de la propagación del fondo de los océanos siempre está asociada a efusiones lávicas a lo largo de las fosas centrales de las cordilleras sub-oceánicas activas.

De acuerdo a lo expuesto, la hipótesis de la propagación de los fondos de los océanos puede ser cuantificada directamente en los últimos cuatro millones de años, pues es hasta esa edad que se conoce con detalle el cuadro de reversiones del campo magnético terrestre. Heirtzler et al, 1968, extendieron este límite hasta la transición Cenozoica-Mesozoica, asumiendo que la velocidad de la propagación del fondo de un océano dado se mantuvo constante durante todo el Cenozoico, e interpretando que cada pico positivo y negativo en los perfiles magnéticos registrados perpendicularmente a la cordillera sub-oceánica respectiva, representa un período en el cual el campo magnético terrestre tuvo polaridad normal y reversa, respectivamente. Sobre la base de este cuadro interpolado ha sido posible reconstruir los desplazamientos relativos entre las distintas placas continentales en el Cenozoico, Heirtzler et al, 1968; Le Pichon y Heirtzler, 1968; Morgan, 1968; Dickson et al, 1968; Vilas y Valencio, 1970 y Valencio et al, 1971. Particularmente, los tres últimos trabajos citados se ajustan a la información disponible para América del Sur.

Sin embargo, reciénemente algunos autores han extendido el episodio de deriva continental asociado a la hipótesis de la propagación del fondo de los océanos hasta el Mesozoico Medio. Así, Maxwell et al, 1970, y Dietz y Holden, 1970a y b, han sugerido que en el Atlántico Sur este episodio estuvo presente desde el inicio de la separación entre América del Sur y África en el Jurásico-Cretácico.

Si bien es cierto que lo que se acepte como ocurrido para un período, puede aceptarse para otro anterior, el presente trabajo tiene por finalidad indicar que no se tienen evidencias suficientes para sugerir que la formación del actual Atlántico Sur se debe a un único episodio. Los datos actuales sugieren que la fragmentación inicial del bloque América del Sur-Africa, en el Mesozoico, se debería a un episodio que no dejó huellas similares a la de aquél, complementario y posterior, de deriva Cenozoica, que llevó finalmente a dichos bloques continentales a sus posiciones actuales.

## 2. LOS DATOS PALEOMAGNETICOS

La información paleomagnética de América del Sur y África que permite sugerir la historia de la formación del Atlántico Sur, ha sido particularmente anali-

zada en recientes trabajos (Valencio, 1970a y b). Los datos paleomagnéticos de edad paleozoica y mesozoica permiten deducir cuales han sido los grandes episodios que condujeron a la fragmentación del bloque América del Sur-Africa, aunque aún quedan por dilucidar algunos detalles; particularmente es necesario complementar los datos de edad pérmica del Africa. Asimismo, otro problema no menos importante, radica en la incertidumbre acerca de la edad geológica de algunas formaciones permo-triásicas de América del Sur y de edad paleozoica superior del Africa (Valencio, 1970b). Recientemente, se ha sugerido la conveniencia de complementar con estudios radiométricos, en los casos que ello es posible, la información relativa a la edad geológica de las formaciones estudiadas paleomagnéticamente (Valencio, 1970c).

En lo referente a América del Sur, la edad de la formación Choiyoiense con la que fue calculado el polo denominado ASTr<sub>3</sub>, Valencio, 1970b, ha sido referida últimamente al Permo-Triásico (Valencio 1970d). Las formaciones Cerro Colorado y Cerro Bola (polo ASTr<sub>2</sub> del ya citado trabajo), asignado al Triásico Inferior-Superior (Vilas, 1969), tendrían una edad equivalente a la del polo ASTr<sub>3</sub>. En cuanto al polo denominado ASTr<sub>1</sub> (Valencio, 1970b), puede asignarse sin lugar a dudas al Triásico Medio o Superior.

Teniendo en cuenta las limitaciones más arriba expuestas, la información paleomagnética de América del Sur y Africa actualmente disponible permite sugerir, resumidamente que: a) en el Permo-Triásico, América del Sur y Africa unidos por sus actuales litorales atlánticos, alcanzaron latitudes cercanas a las que presentan actualmente; b) la fragmentación del bloque continental América del Sur-Africa debió haber comenzado con posterioridad al Triásico Superior pero antes del Cretácico Medio; el único polo paleomagnético de América del Sur de edad Jurásica disponible (Valencio y Vilas, 1970), sugeriría que los primeros episodios de la fragmentación del citado bloque debieron haber ocurrido ya antes del Jurásico Medio (161 millones de años), aunque esta interpretación no puede ser considerada como definitiva hasta tanto no se posean más polos de América del Sur de esa edad (Valencio, 1970b); c) el océano Atlántico Sur estaba ya formado en el Cretácico Medio (115-125 millones de años), y en ese entonces América del Sur y Africa estaban alejándose entre sí con un movimiento preferentemente de rumbo Este-Oeste.

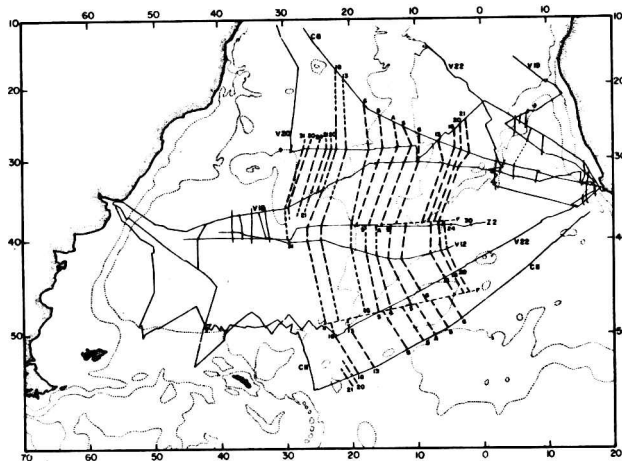
## 2.1. LOS DATOS PROVENIENTES DE LA PROPAGACION DEL FONDO DEL OCEANO ATLANTICO.

La presencia de una anomalía magnética central característica a lo largo de la cordillera sub-oceánica central en el Atlántico Sur fue observada por Vacquier y von Herzen, 1964.

Alentados por los resultados logrados en el Atlántico Norte y otros océanos, Dickson et al, 1968, efectuaron un análisis detallado de los perfiles magnéticos registrados en el Atlántico Sur por los buques oceanográficos Zapiola (Servicio de Hidrografía Naval, Argentina), Vema y Conrad (Lamont Geological Observatory, Estados Unidos de América del Norte). En la Fig. 1, reproducida de dicho trabajo, se ha indicado con líneas de traza llena, la ubicación planimétrica de los distintos perfiles magnéticos registrados por dichos buques oceanográficos, los que han sido individualizados por las iniciales de sus respectivos nombres. Los autores no sólo correlacionaron las anomalías magnéticas registradas en los seis perfiles



que cruzan la cordillera sub-oceánica central del Atlántico Sur, sino que las compararon con las registradas en otros océanos. Las anomalías simétricas respecto a la



**Figura 1:** Ubicación de los perfiles magnéticos registrados en el Atlántico Sur (líneas continuas delgadas), según Dickson et al, 1968. La anomalía magnética correspondiente a la parte central de la cordillera sub-oceánica atlántica ha sido individualizada por la letra A. Las anomalías características, simétricas respecto de A, han sido denominadas por números de acuerdo a la convención sugerida por Heirtzler et al, 1968; las líneas punteadas gruesas indican la correlación sugerida por los autores citados en primer término.

zona axial fueron individualizadas por números de acuerdo al esquema sugerido por Heirtzler et al, 1968. En la Fig. 1, la ubicación de la zona correspondiente a la anomalía magnética central ha sido individualizada por la letra A, mientras que las anomalías magnéticas más conspicuas, simétricas respecto de A hacia ambos lados de la cordillera sub-oceánica central, han sido individualizadas por sus respectivos números. Líneas punteadas vinculan las anomalías homónimas registradas en cada perfil. Como puede observarse en la figura, hacia el este de la zona central, la anomalía más alejada que ha podido ser correlacionada con confianza es la 21 (cuya edad es de alrededor de 49 millones de años, Heirtzler et al, 1968). Hacia el oeste de la zona central las anomalías magnéticas pueden correlacionarse hasta la elevación sub-oceánica de Río Grande (perfiles V-18 y V-20), hasta la parte más oriental de la Cuenca Argentina (perfiles Z2 y V12); la última anomalía correlacionable es la 31 (alrededor de 71 millones de años).

Dickson et al, 1968, sugieren que hay algunas evidencias de correlación entre anomalías magnéticas registradas de la Cuenca del Cabo, hacia el este, y de la Cuenca Argentina, hacia el oeste, las que están indicadas en la Fig. 1 por líneas delgadas de trazo continuo. Sin embargo dichas correlaciones parciales no pueden ser observadas en los perfiles magnéticos con los que dichos autores ilustran su interpretación. Además cabe preguntarse como no ha sido posible correlacionar las anomalías magnéticas presentes hacia el oeste de la Cuenca Argentina cuando allí la separación entre los perfiles es mucho menor que en el centro del océano; la misma observación es válida para la Cuenca del Cabo.

La Fig. 1 muestra que la anomalía magnética 31, última cuya correlación se sugiere hacia el oeste de la cordillera suboceánica central, coincide con el límite este de la Cuenca Argentina y de la elevación de Río Grande. Las anomalías magnéticas registradas dentro de la Cuenca Argentina son de carácter completamente distinto de aquéllas presentes hacia el este de la misma: su amplitud es mucho

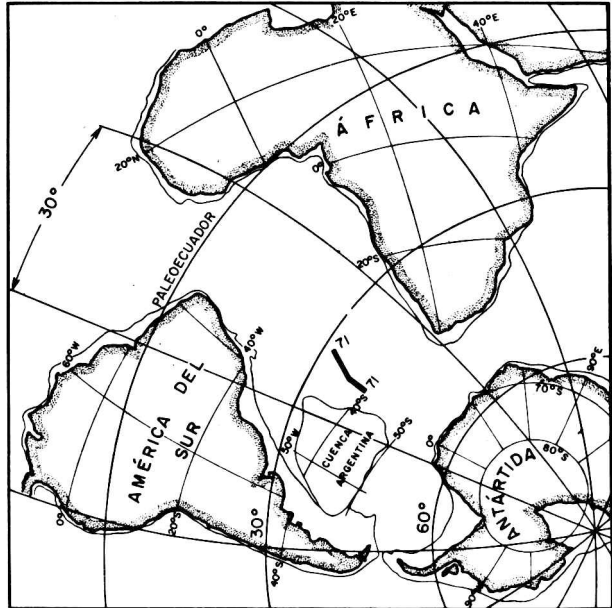
menor y su frecuencia más baja. Estas características hacen pensar que la fuente de las mismas se encontraría a mayor profundidad. Dickson et al, 1968, analizan con detalle las anomalías magnéticas registradas en la Cuenca del Cabo concluyendo que no hay evidencia alguna de simetría ya que a pesar de la poca separación entre los perfiles se han podido insinuar sólo unas pocas correlaciones. A igual que en la Cuenca Argentina, las anomalías son de mucho menor amplitud y más baja frecuencia.

Toda esta información, de acuerdo a la hipótesis de la propagación del fondo de los océanos sugiere que se habría producido un episodio de deriva continental relativa entre América del Sur y Africa, sólo en el Cenozoico. Las anomalías magnéticas simétricas respecto a la cordillera sub-oceánica del Atlántico Sur, recién descritas, serían una consecuencia de dicho proceso; otro rasgo surgido del mismo serían las fallas transformadas que desplazan la citada cordillera sub-oceánica. Ambas evidencias permiten calcular la posición del polo de rotación alrededor del cual América del Sur se habría desplazado en relación al Africa en el Cenozoico. De acuerdo a Morgan, 1968, el movimiento relativo se realizó alrededor de un polo de rotación situado a los  $62^{\circ} \pm 5^{\circ}$  S y  $144^{\circ} \pm 2^{\circ}$  E, y el desplazamiento se efectuó con una velocidad máxima de  $1,8 \pm 0,1$  centímetros por año; por su parte Heirtzler et al, 1968, sugieren que el movimiento se realizó teniendo como polo de rotación a uno situado a los  $70^{\circ}$  S y  $115^{\circ}$  E. Partiendo de las posiciones geográficas actuales de América del Sur y Africa y con centro en el polo de rotación respectivo, Vilas y Valencio, 1970, deshicieron el movimiento Cenozoico relativo entre América del Sur y Africa, hasta lograr que las anomalías magnéticas simétricas más antiguas registradas hacia ambos lados de la Cordillera sub-oceánica central, coincidan en la traza actual de la misma; de esta manera se logró la posición relativa que habrían tenido América del Sur y Africa hace 71 millones de años (Fig. 2); en la misma se ajustaron las paleolatitudes para satisfacer los datos paleomagnéticos disponibles. Como puede observarse hacia el final del Cretácico (o el comienzo del Cenozoico), el Atlántico Sur estaba ya formado de acuerdo a los datos provenientes de la hipótesis de la propagación del fondo océano Atlántico.

### 3. DISCUSION

Los datos paleomagnéticos sugieren que el nacimiento del Atlántico Sur tuvo lugar después del Triásico Superior pero antes del Cretácico Medio, y que para esta época (115–125 millones de años), el Atlántico Sur tenía ya las características de un océano abierto; asimismo sugieren que, probablemente, los primeros procesos de fragmentación del bloque América del Sur-Africa habrían sido anteriores al Jurásico Medio (161 millones de años). Por su parte la información proveniente de la propagación del fondo del Atlántico Sur sugiere que hace 71 millones de años ambos bloques continentales estaban separados por unos  $30^{\circ}$  de longitud a la latitud del entonces ecuador geográfico (Fig. 2), y explica el movimiento realizado por dichos bloques desde entonces hasta el presente. La Fig. 3 indica las posiciones relativas entre América del Sur y Africa a fines del Triásico (trazo continuo delgado), en la transición Mesozoica-Cenozoica (71 m.a., trazo punteado), y en la actualidad (trazo continuo grueso); los dos episodios de deriva recién mencionados explicarían el paso sucesivo de la primera a la segunda posición (Mesozoico), y de ésta a la última (Cenozoico). Cabría preguntarse pues, si los procesos de deriva

mesozoica y cenozoica que condujeron a la formación del Atlántico Sur fueron independientes entre sí o si realmente constituyeron un episodio único, ininterrumpido.



**Figura 2:** Posición relativa entre América del Sur y África en la transición Mesozoico-Cenozoico (aproximadamente 70 millones de años), según datos de la propagación del fondo del Atlántico Sur y de estudios paleomagnéticos de América del Sur y África (Vilas y Valencio, 1970).

pedido desde el Mesozoico Medio. Algunos autores son partidarios explícitos o implícitos de esta última interpretación (Dietz y Holden, 1970a y b, Maxwell et al, 1970, etc.). Los últimos autores, asumiendo que la velocidad del movimiento relativo entre América del Sur y África, deducida del cuadro de reversiones del campo magnético terrestre válido para los últimos 4 millones de años, se ha mantenido constante hasta el Mesozoico medio, llegan a la conclusión que para llevarlos hasta su posición actual es necesario que su fragmentación inicial haya ocurrido en el Jurásico Superior o en el Cretácico Inferior. Esta interpretación implícitamente acepta que la separación entre América del Sur y África es el fruto de un episodio único. Sin embargo, ella no excluye la posibilidad que el mismo efecto se haya alcanzado como resultado de la acción combinada de dos o más episodios independientes, de características más o menos similares. Resulta duro pensar que un proceso dinámico se haya mantenido inalterado durante más de ciento cincuenta millones de años, insensible a otros procesos tectónicos de carácter global acaecidos en ese período: es razonable admitir que la dirección de las fuerzas impulsoras haya variado como consecuencia de estos procesos. Sin embargo, es lógico pensar que al ser los mismos bloques los que están en movimiento, las características físicas del sustrato sobre el cual se han desplazado sean sustancialmente las mismas, y por lo tanto habrá una alta probabilidad que las velocidades de los movimientos relativos entre ambos bloques sean próximas, aún cuando surjan de pro-

cesos independientes.

Dietz y Holden, 1970a y b, postulan que la fragmentación del gran supercontinente inicial, Pangea, como así también la de los supercontinentes resultantes de este episodio, se debe a una causa común: la propagación del fondo de los océanos. Al referirse particularmente al supercontinente América del Sur-Africa sostienen que su fragmentación inicial ocurrió hacia fines del Jurásico con la formación de una fosa incipiente que avanzando desde el sur alcanzaba en ese entonces hasta la actual Nigeria; a medida que los bloques individuales así formados comenzaron a alejarse de esta fosa, la misma tuvo que ser lugar de continuas efusiones lávicas. Si bien esta interpretación es razonable, ella no justifica de por sí que los desplazamientos continentales resultantes hayan sido fruto de un único episodio geodinámico de iguales características a través del tiempo. Si así fue, ¿cómo es posible que se hayan podido registrar, indirectamente, las efusiones lávicas ocurridas sólo en los últimos 71 millones de años? En efecto, para ese entonces la separación entre América del Sur y Africa es la indicada en la Fig. 2, y es cuando habrían comenzado las efusiones que dan origen a las anomalías magnéticas simétricas registradas hacia ambos lados de dicha cordillera sub-oceánica. En dicha figura la reconstrucción corresponde al momento en que, en la fosa central de la cordillera sub-oceánica se originaba la efusión a la que hoy se asigna 71 millones de años de edad; luego el proceso continuaría hasta nuestros días llevando a ambos bloques desde dicha posición relativa hasta su posición presente. Pero si realmente el proceso había comenzado unos 64 millones de años antes ¿cómo no ha quedado un registro similar del mismo en el fondo del océano? Dichas evidencias deberían estar presentes en las hoy denominadas Cuenca Argentina y Cuenca del Cabo. Sin embargo, como ya se vio, no ha sido posible correlacionar las anomalías magnéticas allí registradas en forma similar a lo realizado con las observadas entre ambas depresiones. Además las características de las anomalías magnéticas sobre dichas cuencas son notablemente diferentes, sugiriendo una mayor profundización de la fuente. Esto representa una evidencia sugestiva para pensar que hubo un proceso intermedio, de subsidencia, que independizó al proceso de deriva mesozoico del cenozoico en el Atlántico Sur.

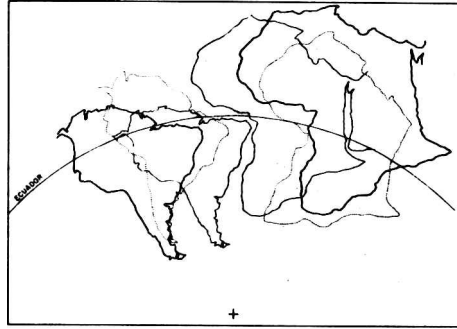
Le Pichon, 1968, ya había observado que si a partir del polo de rotación definido por los datos de la propagación cenozoica del fondo del Atlántico Sur, se desandaban los caminos relativos recorridos por América del Sur y Africa, partiendo desde sus posiciones geográficas actuales, no se llegaba a una reconstrucción del bloque América del Sur-Africa similar a la clásica, avalada por los datos paleomagnéticos, radimétricos y de ajuste morfológico de sus litorales atlánticos; dicho autor propone como centro de rotación de la anomalía 31 (71 m.a.), a uno situado a los 58° N 37 W, o mientras que Bullard et al, 1965, indica que el polo de rotación que llevaría a ambos continentes a la clásica reconstrucción está a los 44,1° N 30,3° W; ello implica que la rotación residual, producida antes de la anomalía 31, debió haberse realizado alrededor de un polo situado a los 35,4° N 21° W. Luego el polo de rotación hipotético Mesozoico es notablemente diferente del Cenozoico. Ello es una evidencia adicional que ambos procesos de deriva fueron independientes entre sí. Con un razonamiento similar, pero sólo cualitativo, Dickson et al, 1968, sostienen que las evidencias actuales sugieren la existencia de dos episodios independientes de propagación del fondo del Atlántico Sur; el más antiguo de ellos

fue coetáneo con la formación de la Cuenca Argentina.

La brusca disminución de la amplitud de las anomalías magnéticas registra-

**Figura 3**

*Posiciones relativas entre América del Sur y África a fines del Triásico (línea llena fina), en la transición Mesozoico-Cenozoico (línea punteada) y en la actualidad (línea llena gruesa); las dos primeras fueron logradas a partir de la información resumida en los ítems 2.1. y 2.2., asumiendo fija la cordillera sub-atlántica central.*



das hacia el oeste de la anomalía 31 (71 m.a.), en la Cuenca Argentina, y al este de la cordillera sub-oceánica Walvis en la Cuenca del Cabo, no es un hecho aislado. En efecto, Heirtzler y Hayes, 1967, han observado iguales características en las márgenes continentales del Atlántico Norte, y han sugerido que esta zona de calma magnética correspondería a un período en que el campo magnético terrestre no tuvo reversiones en su polaridad, sugiriendo que dicho período podría ser el largo intervalo sin reversiones de polaridad del campo magnético presente en el Pérmico (intervalo de Kiaman, 230–280 m.a.). Para el Atlántico Sur, ello implicaría:

- 1) que la cordillera sub-oceánica central fue activa ya en el Paleozoico Superior.
- 2) que la Cuenca Argentina se hubiese formado en ese entonces, y
- 3) que el Atlántico Sur ya era un océano abierto en esa época. Ello está en abierta contradicción con los datos paleomagnéticos y geológicos, y con las evidencias paleontológicas universalmente aceptadas que sostienen que en el Triásico, América del Sur-Africa estaban aún unidas. Si la menor amplitud y mayor longitud de onda de las anomalías magnéticas más antiguas que la 31 (71 m.a.), son causadas por una fuente de mayor profundidad por un lado, y además por intervalos más largos de igual polaridad del campo magnético terrestre, éstos debieron estar presentes en el Mesozoico Alto, tal como parecen sugerirlo los resultados obtenidos de estudios paleomagnéticos realizados con lavas del Cretácico Medio de la Provincia de Córdoba, próximos a publicarse. Una interpretación alternativa es que la deriva Mesozoica se haya debido a un episodio diferente al de la propagación del fondo de los océanos.

Wilson, 1963, sugirió que la cordillera sub-oceánica Walvis y la elevación Río Grande son restos basálticos en el fondo del Atlántico Sur, surgidos al desplazarse su fondo sobre fuentes volcánicas activas profundas, fijas en el manto. Esta interpretación condujo a Dietz y Holden, 1970 a y b, a sugerir que las trazas de estos rasgos morfológicos indican casi desde sus inicios (135 m.a.), las direcciones de los movimientos de África y América del Sur, respectivamente. Ello de por sí sugeriría que el episodio que originó el Atlántico Sur fue uno solo, sin cambios fundamentales desde el Jurásico. Sin embargo, Ewing et al, 1966, demostraron que la cordillera sub-oceánica Walvis no es netamente volcánica y se debe a un levantamiento producido en el Plioceno Inferior (aproximadamente hace unos 7 millones

de años, Kulp, 1961), a lo largo de fracturas pre-existentes, arrastrando la cubierta sedimentaria. Por su parte Le Pichon, 1968, encuentra un notable paralelismo entre la traza de esta cordillera sub-oceánica, como así también a las correspondientes a la elevación de Río Grande, a la zona de fractura de las Islas Malvinas y a la cordillera sub-oceánica de Trinidad, con las fallas principales que debieron producirse durante el proceso de deriva Mesozoico (polo rotación situado a los 35,4° N 21° W).

Del análisis de las evidencias hasta aquí expuestas surge que la formación del Atlántico Sur se debería a por lo menos dos episodios independientes: a) uno ocurrido en el Mesozoico, que condujo a la formación de una fosa inicial entre América del Sur y el Africa (Jurásico), y a su posterior ensanchamiento, de modo que ya en el Cretácico Medio (115–125 m.a.), se habrá formado un océano propiamente dicho; durante dicho episodio se originó la Cuenca Argentina; y b) luego de un lapso durante el cual cambiaron las direcciones de las fuerzas impulsoras y se habría producido una subsidencia relativa del fondo del océano ya formado, comienza el episodio de deriva Cenozoico que da origen al actual modelo de anomalías magnéticas simétricas respecto a la cordillera sub-oceánica central y que lleva al Atlántico Sur a su configuración actual.

El paleomagnetismo permite sugerir reconstrucciones paleogeográficas pero sin embargo no es capaz de explicar las causas que originan los desplazamientos continentales. La hipótesis de la propagación de los fondos de los océanos cenozoica propone un mecanismo que explicaría dichos desplazamientos. Las evidencias actuales no permiten afirmar ni negar que dicho mecanismo haya estado también presente en el Mesozoico. Sin embargo la similitud en la dirección, sentido y velocidad de los movimientos presentes en el Mesozoico y en el Cenozoico en el Atlántico Sur, así también como la predominancia de rocas volcánicas, tanto más antiguas cuanto más cercanas a las costas de América del Sur (Cordani, 1968), sugieren que los mecanismos que dieron lugar a los procesos de deriva mesozoica y cenozoica y que culminaron con la formación de dicho océano, fueron muy similares.

#### AGRADECIMIENTO

El autor agradece sinceramente a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por la ayuda recibida, que hizo posible la ejecución del presente trabajo.

#### BIBLIOGRAFIA

**BULLARD, E.C.; EVERETT, J.E. and SMITH, A.G. (1965): "The fit on the con-**

- tinents around the Atlantic. A Symposium on Continental drift". *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 1088, 41.
- CORDANI, U.G. (1968): "Idade do vulcanismo no Oceano Atlantico Sur". *Tesis Doctoral, Universidad de Sao Paulo, Brasil*.
- COX, A. (1969): "Geomagnetic reversals". *Science*, 163, 237.
- COX, A.; DOELL, R.R. and DALRYMPLE, B.G. (1963): "Geomagnetic epochs and Pleistocene Geochronology". *Nature*, 198, 1049.
- DICKSON, G.O.; PITMAN, III, W.C. and HEIRTZLER, J.R. (1968): "Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading". *J. Geophys. Res.*, 73, 6, 2087.
- DIETZ, R.S. (1961): "Continent and Ocean basin evolution by spreading of the sea floor". *Nature*, 200, 1085.
- DIETZ, R.S. and HOLDEN, J.C. (1970a): "The breakup of Pangea". *Sci. Am.*, October, 30.
- DIETZ, R.S. and HOLDEN, J.C. (1970b): "Reconstructions of Pangea: breackup and disperssion of continents. Permian to present". *J. Geophys Res.*, 75, 26, 4941.
- DU TOIT, A.L. (1937): "Our wandering continents". Oliver and Boyd, Edimburgh.
- EWING, M.; LE PICHON, X. and EWING, J. (1966): "Crustal structure of the mid-ocean ridges, 4; sediment distribution in the South Atlantic Ocean and the Cenozoic history of the mid-Atlantic Ridge". *J. Geophys.Res.*, 71, 1611.
- HEIRTZLER, J.R. and HAYES, D.E. (1967): "Magnetic boundaries in the North Atlantic Ocean". *Science*, 157, 185.
- HEIRTZLER, J.R.; LE PICHON, X. and BARON, J.G. (1966): "Magnetci anomalies over the Reykjanes Ridge". *Deep. Sea. Res.* 13, 427.
- HEIRTZLER, J.R.; DICKSON, G.O.; HERRON, E.M.; PITMAN III, W.C. and LE PICHON, X. (1968): "Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents". *J. Geophys Res.*, 73, 6, 2119.
- HESS, H.H. (1962): "History of the ocean basins. Petrological studies". *Geological Soc. of America*, 599-620.
- HESS, H.H. (1965): "Submarine Geology and Geophysics, 17". *Colston Papers, Butterworths, London*.
- KULP, J.L. (1961): "Geologic Time Scale". *Science*, 133, 1105.
- LE PICHON, X. (1968): "Sea-floor spreading and continental drift". *J. Geophys. Res.*, 73, 12, 3661.
- LE PICHON, X. and HEIRTZLER, J.R. (1968): "Magnetic anomalies in the Indian ocean and sea-floor spreading". *J. Geophys. Res.* 73, 6, 2101.
- MAXWELL, A.E.; Von HERZEN, R.P.; HSU, J.J.; ANDREWS, J.E.; SAITO, T. ; PERCIVAL, S.F.; MILLOW, E.D. and BOYCE, R.E. (1970): "Deep sea drilling in the South Atlantic". *Science* 168, 3935, 1047.
- MORGAN, W.J. (1968): "Rises, trenches, great faults and crustal bloks". *J. Geo-*

- phy. Res. 73, 6, 1959.
- PITMAN III, W.C. and HEIRTZLER, J.R. (1966): "Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge". *Science*, 154, 1164.
- VACQUIER, V. and Von HERZEN, R.P. (1964): "Evidence for connection between heat flow and the mid Atlantic ridge magnetic anomaly". *J. Geophys. Res.*, 69, 1093.
- VALENCIO, D.A. (1970a): "The significance of the palaeomagnetic data from Mesozoic and Cenozoic rocks of South America". *Proceedings of the Second Symposium on the Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana System, Cape Town - Johannesburg, South Africa, en prensa.*
- VALENCIO, D.A. (1970b): "Relative upper Paleozoic-Mesozoic positions of South America and Africa from palaeomagnetic data". *Conference on Solid Earth Problems, International Upper Mantle Project, Buenos Aires, Argentina, en prensa.*
- VALENCIO, D.A. (1970c): "Documento de Trabajo en Paleomagnetismo y Working document on Palaeomagnetism". *Conference on Solid Earth Problems, International Upper Mantle Project, Buenos Aires, Argentina, 1, 86.*
- VALENCIO, D.A. (1970d): "Correlación intercontinental de algunas formaciones de América del Sur sobre la base de estudios paleomagnéticos". *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXV, 4, 389.
- VALENCIO, D.A. and VILAS, J.F. (1970): "Palaeomagnetism of some Middle Jurassic lavas from South-East Argentine". *Nature*, 225, 5229, 262.
- VALENCIO, D.A.; EMBLETON, J.J. y VILAS, J.F. (1971): "Reconstrucción y evolución del continente Gondwana sobre la base de datos paleomagnéticos y de la propagación de los fondos de los océanos". *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXVI, 1, 5.
- VALENCIO, D.A.; LINARES, E. and CREER, K.M. (1970): "Palaeomagnetism and Geological ages of Tertiary and Quaternary basalts from Argentine". *Geophys. Jour., Royal Astr. Soc.*, 19, 2, 147.
- VILAS, J.F. (1969): "Resultados preliminares del estudio paleomagnético de algunas formaciones Triásicas del Sud-oeste de Mendoza". *IVas. Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, en prensa.*
- VILAS, J.F. and VALENCIO, D.A. (1970): "Palaeogeographic reconstruction of the Gondwanic continents based on palaeomagnetic and sea floor spreading data". *Earth and Planetary Science Letters*, 7, 397.
- VINE, F.J. (1966): "Spreading of the ocean floor: new evidence". *Science*, 154, 1405.
- VINE, F.J. and MATTHEWS, D.H. (1963): "Magnetic anomalies over oceanic ridges". *Nature*, 199, 947.
- WEGENER, A. (1912): "Orígenes de los Continentes y Océanos". *Petermanns Geo. Mitt.*, 74, 74, 1926.
- WILSON, J.T. (1963): "Continental Drift". *Sci. Am.*, 208, 86.



## **SOBRE LA INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE DURANTE EL JURASICO MEDIO**

JOSE E. MENDIA

Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad  
de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires

Se efectuaron determinaciones de la paleointensidad del campo magnético terrestre en 12 muestras seleccionadas de rocas efusivas de la Formación Chon-Aike de edad jurásica media ( $161 \pm ?$  millones de años), empleando el método originalmente elaborado por Van Zijl et al (1962) con las modificaciones introducidas por Smith, 1967a y Strangway, 1968. Por su comportamiento se eliminaron tres muestras, dando las nueve restantes para la intensidad del Campo Magnético Terrestre en el Jurásico Medio un valor promedio de  $0,29 \pm 0,03$  oersteds, siendo el valor actual para esa latitud de 0,318 oersteds, hecho llamativo pues América del Sur en esa época habría estado a latitudes muy próximas a las actuales (Valencio y Vilas, 1970).

Los resultados obtenidos varían desde un valor máximo de 0,44 oersteds hasta un mínimo de 0,10 oersteds. Estas variaciones podrían deberse a factores distorsionantes no detectados en el comportamiento de las muestras durante el proceso de laboratorio. Dado que las muestras analizadas corresponden a distintos flujos y lugares de emplazamiento sin una clara correlación estratigráfica, ello sugeriría que las diferencias observadas en los valores obtenidos estarían causadas, más bien, por fluctuaciones en la intensidad del campo geomagnético a lo largo del tiempo.

There have been carried a series of measurements of paleointensities in 12 selected samples from the Middle Jurassic Formation Chon-Aike ( $161 \pm ?$  m.y.), employing the method originally elaborated by Van Zijl et al, 1962, with the modifications introduced by Smith, 1967a, and Strangway, 1968. Three samples were discarded because of their behaviour and the rest of them gave a mean value of  $0,29 \pm 0,03$  oersteds for the intensity of Middle Jurassic Geomagnetic Field, being the actual intensity for the sampling latitude 0,318 oersteds. The similarity between this last value and the paleointensity here obtained is an interesting fact because South America could have been at latitudes very close to the present ones in the Middle Jurassic (Valencio y Vias, 1970).

The results obtained vary within a maximum of 0,44 oersteds and a minimum of 0,30 oersteds. These fluctuations could be caused by troublesome factors non detected in samples behaviour during reheating. Owing to the fact that all the samples correspond to different sampling sites without a clear stratigraphic correlation, the different values observed more probably are due to fluctuations in the intensity of the geomagnetic field during time.

## INTRODUCCION

Los estudios paleomagnéticos han ido adquiriendo cada vez mayor importancia en los últimos años tanto en lo que hace al conocimiento de las direcciones del campo magnético terrestre en el pasado (paleo direcciones) como al de su intensidad (paleointensidades). Particularmente este último aspecto, que es el que nos interesa en el presente trabajo, es de fundamental importancia para comprobar la validez de la teoría del dínamo autoexcitado, que procura explicar el origen del magnetismo terrestre y sus fluctuaciones a través del tiempo. Esta teoría requiere que en el momento de producirse una reversión del campo magnético terrestre, la intensidad del campo dipolar se anule para crecer luego en sentido contrario. Otros aspectos importantes comprenden la determinación de: i) diferencias notables que puedan haber existido entre la intensidad en el pasado y la actual; ii) comportamiento del campo normal y reverso; y iii) la posible periodicidad en las fluctuaciones de la intensidad a través del tiempo.

Los estudios de paleointensidad se realizan sobre rocas, en general vulcanitas o sedimentos cocinados, o bien cerámicas y otros objetos productos de la industria humana en el pasado histórico. Las técnicas empleadas son particularmente laboriosas y tropiezan comúnmente con dificultades propias de la naturaleza inestable de los materiales, sometidos a procesos que alteran sus propiedades físicas y químicas, especialmente cuando se trabaja con vulcanitas. Es tal vez por ello que los investigadores han orientado su mayor esfuerzo a la determinación de paleodirecciones, dejando un poco de lado el estudio de la intensidad del campo geomagnético en el pasado. No obstante es necesario destacar que en los últimos años este campo de investigación ha ido paulatinamente desarrollándose y en la actualidad se publican gran número de trabajos relacionados con este tema, lo que da una idea de la importancia alcanzada por el mismo.

## FUNDAMENTOS TEORICOS

El principio en que se basa la determinación de la intensidad del campo magnético terrestre en el pasado fue expuesto por Nagata (1943), quien demostró que la intensidad de la magnetización remanente térmica (MRT) inducida en una roca al ser calentada por encima de los puntos de Curie de sus minerales ferromagnéticos, y luego enfriada bajo la acción de un campo magnético conocido es proporcional al mismo siempre que éste no exceda de un oersted.

Johnson et al (1948) demostraron además que, para intensidades de campo magnético del orden de hasta dos veces la del campo magnético terrestre actual, la misma proporcionalidad es válida para rocas sedimentarias que adquieran magnetización detrítica (MRD) remanente.

Por lo tanto, la relación entre la magnetización remanente natural (MRN) adquirida por una roca durante su formación en una determinada edad geológica o histórica, bajo la influencia del campo magnético terrestre presente en ese momento ( $H_p$ ), y la magnetización remanente térmica (MRT) inducida artificialmente en el laboratorio por un campo conocido ( $H_A$ ), está expresada por:

$$\frac{H_p}{H_A} = \frac{MRN}{MRT} \quad (1)$$

Los valores de MRN y MRT pueden ser medidos en el laboratorio de modo que la única incógnita  $H_p$  se puede calcular a partir de esta expresión.

En la práctica, la determinación de paleointensidades tropieza con serias dificultades especialmente en el caso de rocas sedimentarias, donde se hace difícil diferenciar la magnetización detrítica remanente primaria de la magnetización química remanente (MRQ) secundaria. Por otra parte la intensidad de la magnetización en estas rocas es muy pequeña y requiere equipos de alta sensibilidad para medirla, lo que unido a las dificultades en reproducir con exactitud el proceso de adquisición de su magnetización, hacen que las rocas sedimentarias sean poco apropiadas para estudios de paleointensidad (Smith, 1967b).

Para el caso de rocas ígneas, en particular las de origen volcánico que son las que comúnmente se utilizan para estudios de paleointensidad, los problemas surgen como consecuencia principalmente de la presencia de componentes secundarios en la magnetización natural y de alteraciones químicas de sus minerales ferromagnéticos constituyentes producidas en el proceso de adquisición de la magnetización remanente térmica artificial en el laboratorio.

La presencia de componentes secundarios puede ser detectada mediante ensayos de estabilidad de la magnetización remanente natural, tales como desmagnetización térmica pudiendo efectuarse así una primera selección.

Por otra parte, el proceso de calentamiento necesario para inducir una magnetización remanente artificial a la muestra estudiada, produce generalmente cambios cualitativos y cuantitativos en los minerales ferromagnéticos presentes difícilmente detectables aun mediante el examen microscópico de secciones pulidas.

Para evitar estos efectos indeseables se hace necesario seleccionar muestras que se mantengan estables durante el proceso de remagnetización. El principal responsable de los cambios producidos durante el calentamiento es la oxidación, siendo por ello las rocas más apropiadas aquéllas ya altamente oxidadas por procesos deutéricos, ésto es durante el enfriamiento inicial de una lava a temperaturas entre 600° a 1000° C. Especialmente las rocas con bajo punto de Curie tienden a oxidarse durante el calentamiento ocasionando un incremento en dicho punto por lo que un punto de Curie inicialmente alto es otra condición necesaria.

Los sedimentos naturalmente cocidos, como los adyacentes a una roca ígnea o las llamadas porcelanitas originadas por combustión espontánea de mantos de carbón, y los objetos producidos por la industria humana como ladrillos y cerámicas, han demostrado ser los más apropiados para este tipo de investigación debido a sus altos puntos de Curie (la hematita es generalmente el mineral ferromagnético presente) ya que la cocción de los mismos ha redundado en una alta estabilidad mineralógica (Smith, 1967b).

## RESULTADOS OBTENIDOS

Para el presente estudio se utilizaron muestras orientadas de porfiritas provenientes del llamado Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina (Formación Chon Aike), que fueron colectadas en las proximidades de Puerto Deseado, Provin-

cia de Santa Cruz, por J. F. Vilas en el transcurso de una campaña realizada en 1969. El estudio paleomagnético clásico de estas magmatitas fue realizado por Valencio y Vilas, 1970. Como se verá a continuación sólo se emplearon 12 de las muestras disponibles para la realización de este estudio; estas muestras corresponden a distintos flujos y lugares de emplazamiento, sin una correlación estratigráfica clara.

En lo que hace a la edad de esta formación Stipanovic y Reig, 1956, en base a consideraciones estratigráficas, la asignaron al Jurásico Medio Inferior. Posteriormente estas rocas fueron datadas por el método K—Ar que arrojó para las mismas una edad de  $161 \pm ?$  m.a. o sea que corresponden al Jurásico Medio (Cazeneuve, 1965).

La técnica empleada en este trabajo para determinar la intensidad del campo magnético terrestre en esa época es similar a la adoptada por Strangway et al, 1968, que reconoce sus antecedentes en los trabajos de Van Zijl et al, 1962, y Smith, 1967 a y b. El procedimiento seguido por estos autores consta de las siguientes etapas: i) selección de las muestras sobre la base de su grado de oxidación a altas temperaturas; ii) desmagnetización por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes de la MRN; iii) inducción de MRT artificial en sucesivas etapas de calentamiento bajo la acción de un campo magnético conocido; iv) desmagnetización por campos alternos de la MRT artificial en las etapas por encima del punto de Curie; y v) selección de los resultados sobre la base de la comparación de las curvas de desmagnetización de la MRN y de la MRT artificial, así como a la tendencia indicada por las curvas de remagnetización. Así la coincidencia de las curvas de desmagnetización demostraría que el calentamiento no ha provocado alteraciones en los minerales ferromagnéticos de la muestra y también la ausencia de componentes secundarias importantes. Asimismo las posibles alteraciones cuantitativas y/o cualitativas en su mineralogía estarán registradas por una falta de estabilización de las curvas de adquisición de la MRT artificial a temperaturas superiores a la del punto de Curie.

En este trabajo se han seguido los lineamientos anteriormente descriptos, excepto que la selección de las muestras se hizo teniendo en cuenta la estabilidad del magnetismo remanente natural de las mismas y que éste también fue analizado mediante lavado térmico. Así las pruebas de estabilidad consistieron en el lavado por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes y lavado térmico a fin de suprimir las componentes secundarias de la MRN.

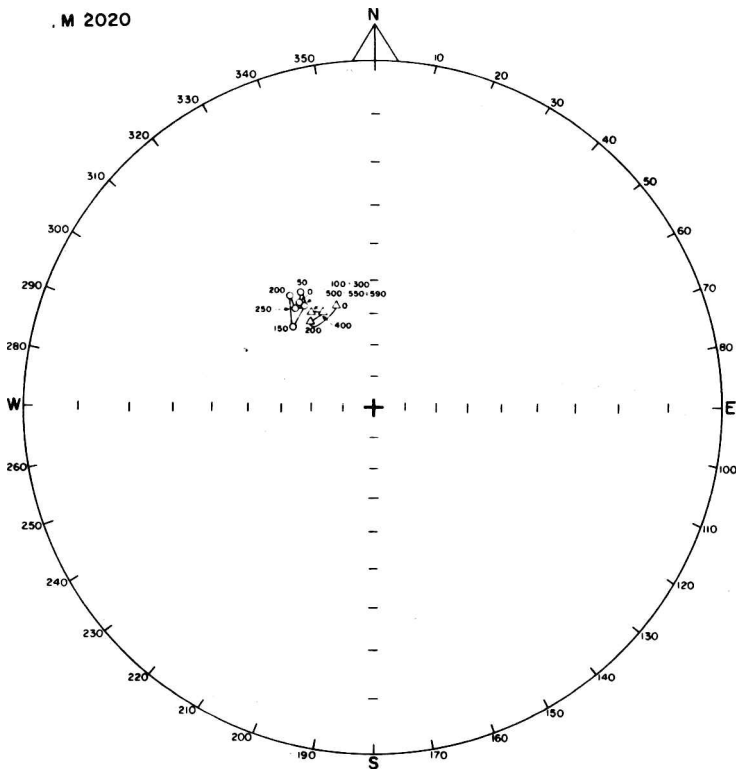
La primera de estas pruebas se realizó en etapas de 50 Oersteds (Oe.) hasta alcanzar los 300 Oe., midiéndose luego de cada una de ellas la MRN residual; se consideraron aceptables aquellas rocas cuya MRN durante este proceso no disminuyó en más del 50 % de la inicial.

El lavado térmico adicional comprendió distintas etapas hasta la desmagnetización total de la muestra al llegar a su punto de Curie. En cada etapa del lavado se midió la susceptibilidad magnética de la roca rechazándose las muestras en que se produjeron modificaciones sustanciales de sus propiedades magnéticas. Los puntos de Curie determinados mediante el proceso de desmagnetización térmica oscilaron entre  $640$  y  $670^{\circ}$  C los que corresponderían a hematita u óxidos de hierro y titanio ricos en hematita.

Cabe hacer notar que estas pruebas de estabilidad de la MRN se realizaron por separado sobre dos discos adyacentes de un mismo cilindro cortado de la roca

bajo estudio, prosiguiéndose en los pascs subsiguientes con el utilizado en el lavado por campos alternos.

Solo 12 de las 66 muestras analizadas satisficieron los criterios de selección adoptados. En las Figuras 1 y 2 se ha graficado el comportamiento de una de las muestras seleccionadas durante los ensayos a que fue sometida. En la Figura 1 se observa la estabilidad en la dirección de la MRN a través de los lavados por campos alternos y térmico, en tanto que la Figura 2 muestra las curvas de intensidad relativas de  $(\frac{I}{I_0})$  respectivas; la forma de éstas indicaría la ausencia prácticamente total de componentes secundarias. Las muestras seleccionadas provienen de distintos lugares de muestreo y con ellas se continuó el proceso de desmagnetización por campos

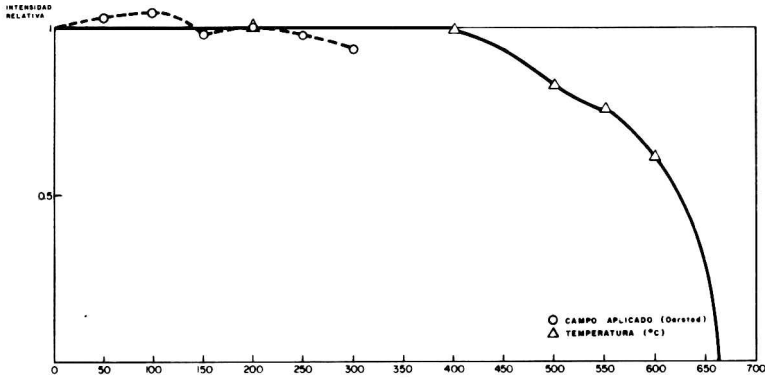


**Figura 1. Stereograma representativo del comportamiento del magnetismo remanente de las muestras estudiadas. Cada circulito representa una etapa de lavado por campos magnéticos alternos. Los triángulos indican las correspondientes etapas de lavado térmico.**

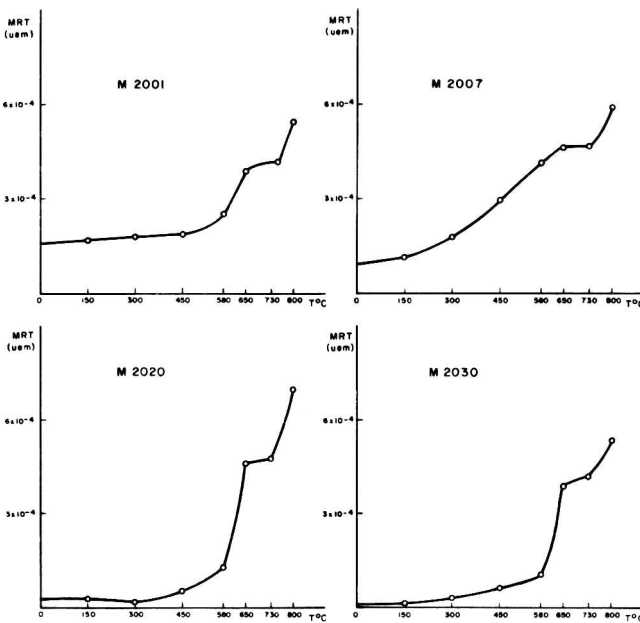
alternos hasta los 1500 Oes., máximo alcanzable con los equipos de que se dispone en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires.

El paso siguiente consistió en someter las muestras seleccionadas y desmagnetizadas a calentamiento, para luego dejarlas enfriar bajo la acción de un campo

magnético de 0,5 Oe. de dirección y sentido conocidos, en etapas sucesivas hasta alcanzar los 800° C. Luego de cada una de ellas se midió la magnetización adquiri-



**Figura 2 :** Representación de la disminución de la intensidad relativa del magnetismo remanente para la muestra graficada en la Fig. 1.



**Figura 3 :** Curvas de adquisición de MRT artificial en función de la temperatura para cuatro de las muestras aceptadas.

rida. Después de las etapas de remagnetización correspondientes a los 650, 730 y 800° C, se efectuaron ensayos de estabilidad de la MRT artificial adquirida por medio de lavados por campos alternos, llegando en todos los casos hasta los 1500 Oe., a fin de poder comparar las curvas de desmagnetización de las MRT y artificial.

En la Figura 3 pueden observarse las curvas representativas de la MRT arti-

ficial en función de la temperatura para cuatro de las muestras estudiadas: 2001, 2007, 2020 y 2030. Se aprecia que el valor de la MRT artificial se estabiliza entre los 650 y 730° C para seguir creciendo luego en la etapa 730–800° C. Se interpreta que al alcanzar temperaturas superiores a los 730° C se produce una creación de minerales ferromagnéticos, a partir probablemente de silicatos de hierro, con el consiguiente aumento de la intensidad de magnetización de la muestra. Esto se vió corroborado por el aumento observado de la susceptibilidad magnética en esta etapa.

Las curvas de desmagnetización de la MRN y de las MRT artificiales adquiridas a 730 y 800° C, correspondientes a estas muestras, se observan en la Figura 4. Hasta los 500 Oes. puede notarse la similitud entre estas curvas, siendo remarcable la estabilidad de la magnetización remanente tanto natural como artificial, lo que indica la ausencia de componentes secundarias considerables. Curvas similares se obtuvieron para otras cinco muestras: 2021, 2041, 2046, 2049 y 2050. Las tres muestras restantes (2026, 2034 y 2069) arrojaron distintos resultados los que indicaron que las mismas no reunían las condiciones de aceptabilidad fijadas. La Figura 5 ejemplifica ésto: para la muestra 2026 la intensidad de la MRT artificial crece hasta un valor pico a los 650° C para luego caer en las etapas de calentamiento subsiguientes, reduciéndose en más del 40 %; la muestra 2069 acusó el mismo comportamiento. La muestra 2034, cuya curva de MRT artificial en función de la temperatura se observa también en la Figura 5, no llegó a estabilizarse en ninguna etapa si bien se nota una inflexión entre los 650 y 730° C que indica una tendencia en cierto modo comparable con la estabilización producida en las muestras presentadas en la Figura 3. En la Figura 5 se observa para la muestra 2026 el entrecruzamiento de las curvas de desmagnetización de la MRT artificial correspondientes a las etapas de 730 y 800° C, lo que estaría evidenciando posibles alteraciones mineralógicas. Un comportamiento semejante tuvo la muestra 2069, no graficada, y ambas fueron descartadas. En la misma figura pueden verse las curvas de desmagnetización de la muestra 2034 que presentan una marcada coincidencia en su forma; sin embargo esta muestra también fue rechazada debido al crecimiento continuo de su MRT artificial, ya señalado, que estaría indicando una constante creación de nuevos dominios magnéticos producidos por oxidación de minerales ferrosos.

Sobre la base de todo lo hasta aquí expuesto se consideraron aceptables los resultados obtenidos con las muestras: i) cuyas curvas de MRT artificial en función de la temperatura mantuvieron un valor constante entre los 650 y 730° C, y ii) cuyas curvas de desmagnetización pro campos magnéticos alternos decrecientes de sus MRN y MRT artificial a 650 y 730° C presentaron coincidencia en su forma hasta los 500 Oe como mínimo.

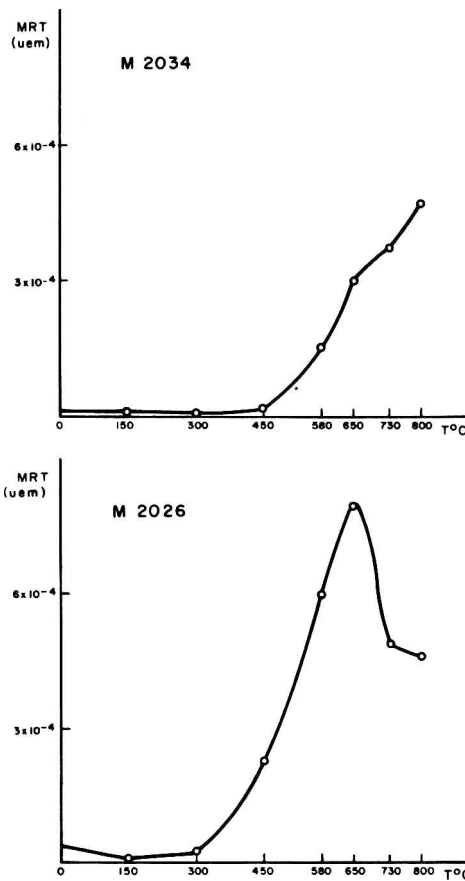
Los valores de la intensidad del campo magnético terrestre para la edad de formación de estas rocas (Jurásico Medio, 161 m.a.) se obtuvieron mediante la relación:

$$H_p = 0,5 \text{ Oe.} \frac{\text{MRN (500 Oe.)}}{\text{MRT (730° C, 500 Oes.)}}$$

Las distintas muestras seleccionadas arrojaron los resultados que a continuación se indican:

Muestra Nº	Valor de $H_p$ (Oersted)
2001	0.27
2007	0.36
2020	0.37
2021	0.25
2030	0.10
2041	0.36
2046	0.25
2049	0.44
2050	0.21

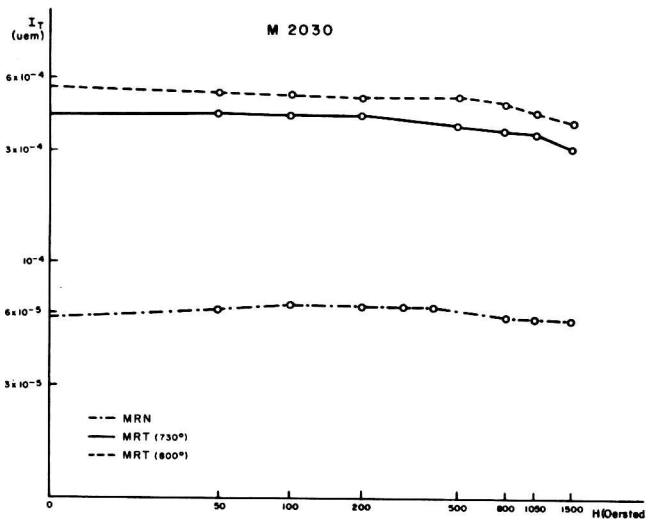
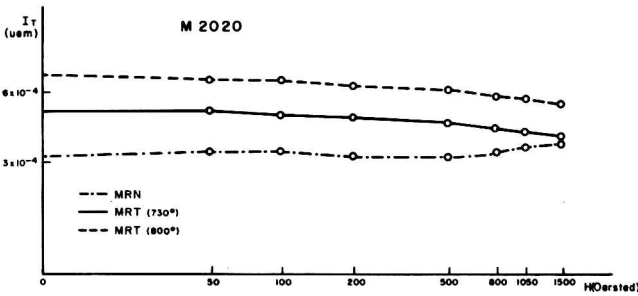
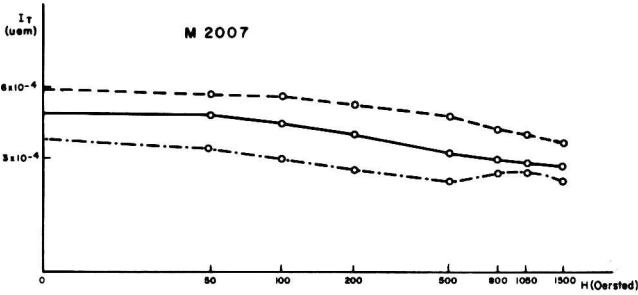
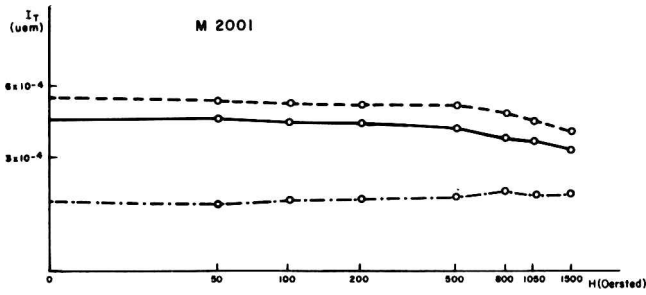
El promedio de estos valores, que representaría una mejor aproximación al valor de la intensidad del campo magnético terrestre en el Jurásico Medio, es de  $0,29 \pm 0,03$  Oe siendo el valor actual para esa latitud de  $0,318$  Oe; luego la relación entre la intensidad del campo geomagnético en el Jurásico Medio y la actual es de  $0.9 \pm 0.1$ .



**Figura 5**

*Curvas de adquisición de MRT artificial en función de la temperatura para dos muestras de comportamiento anómalo.*





**Figura 4**

*Curvas de desmagnetización de la MRN y MRT artificial de las muestras graficadas en la Figura 3.*

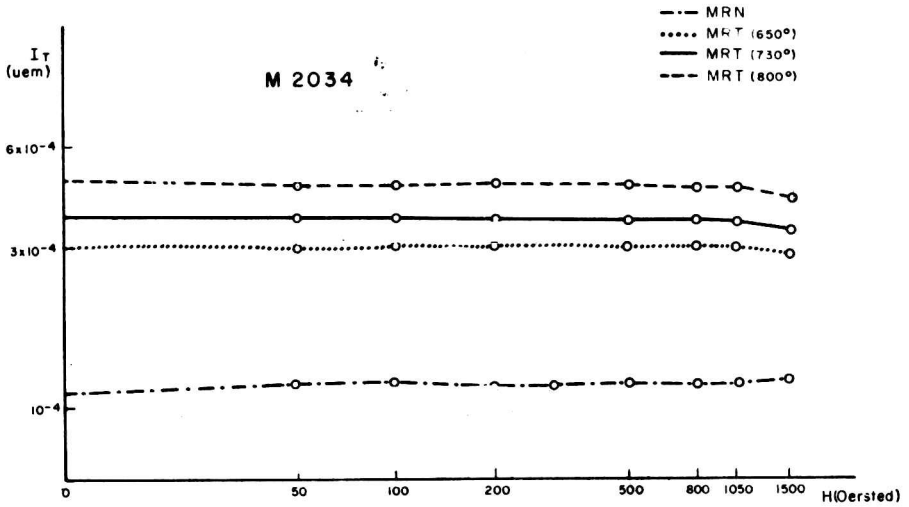
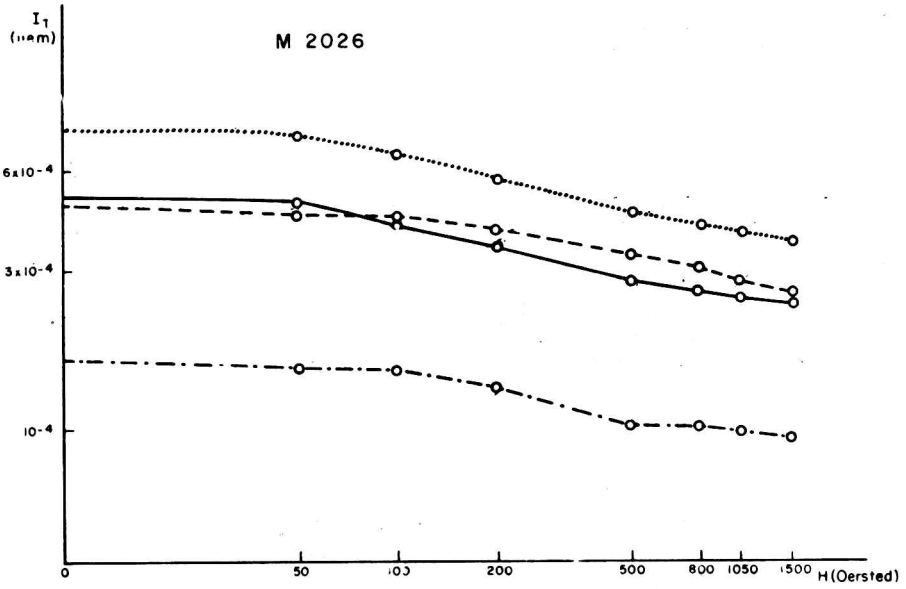


Figura 6

Curvas de desmagnetización de la MRN y MRT artificial de las muestras graficadas en la Figura 5.

## CONCLUSIONES

Los estudios realizados han permitido observar diferencias en los valores de paleointensidad obtenidos, que van desde un máximo de 0.44 Oe hasta un mínimo de 0.10 Oe. Estas diferencias pueden ser debidas a fluctuaciones a través del tiempo de la intensidad del campo magnético terrestre en el pasado tal como sugiere Smith, 1969b, quien sostiene la necesidad de hacer un gran número de determinaciones para obtener un valor representativo de la intensidad media del campo magnético terrestre en una época determinada del pasado geológico, libre de los efectos de variación secular y otras fluctuaciones del campo no dipolar. Bucha et al, 1970, dan cuenta de cambios producidos en la intensidad del campo magnético terrestre durante los últimos 4000 años, ésto es en el pasado histórico, sobre la base de determinaciones realizadas usando la técnica diseñada por Thellier y Thellier, 1959, en cerámicas y ladrillos (Arqueomagnetismo). Estos cambios alcanzan una magnitud considerable, llegando a valores máximos que duplican su valor actual. Los autores llegan a la conclusión de que el campo no dipolar ha alcanzado valores considerables en ciertos períodos del pasado geológico, en los cuales la relación intensidad campo no dipolar a campo dipolar ha sido muy superior a la actual. Cox, 1970, sobre la base de valores del campo magnético terrestre observado en los últimos años y los obtenidos de estudios paleo y arqueomagnéticos, ha sugerido que la intensidad del campo dipolar ha sufrido una variación cíclica, con un período del orden de los 10.000 años, en los últimos miles de años; superpuesta a ella se manifestarían variaciones del campo no dipolar de períodos mucho menores.

No se descarta tampoco la posibilidad de que los diferentes valores de  $H_p$  obtenidos en este trabajo se deban a factores distorsionantes en el comportamiento de las muestras durante el proceso de remagnetización, que no han podido ser detectados. Sin embargo, a este respecto cabe señalar que del examen petrográfico efectuado sobre pulidos de muestras, antes y después de ser sometidas a calentamiento, no surgieron evidencias de cambios cualitativos en los minerales ferromagnéticos presentes.

Luego, las evidencias actuales sugerirían que los diferentes valores de  $H_p$  obtenidos se deben a distintas intensidades del campo magnético terrestre en el Jurásico Medio (debido ya sea a diferentes intensidades del campo dipolar y/o no dipolar). De una forma u otra el valor  $0.29 \pm 0.03$  sería representativo de la intensidad media del campo magnético terrestre en esa época. Al presente se han encarado estudios ulteriores que permitirán valorar esta interpretación.

## AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer al Profesor Daniel A. Valencio por las valiosas sugerencias recibidas así como la revisión final del manuscrito; a la Universidad de Buenos Aires, en cuyas dependencias se llevó a cabo el mismo, y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas que de diverso modo hicieron posible la realización de este trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

- BUCHA, V.; TAYLOR, R.E.; RAINER BERGER y HAURY, E.W. (1970): "Geomagnetic intensity: changes during the past 3000 years in the western hemisphere". *Science*, vol. 168, pp. 111-114.
- CAZENEUVE, H. (1965): "Datación de una toba de la Formación Chon-Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia), por el método de K-Ar. Amegh". *Rev. Asoc. Pal. Arg.* IV (5), pp. 156-158.
- COX, A. (1969): "Geomagnetic reversals". *Science*, 163, 237.
- JOHNSON, E.A.; MURPHY, T. y TORRESON, O.W. (1948): "Prehistory of the earth's magnetic field". *Terr. Magn. Atmos. Electri.*, 53, 349.
- NAGATA, T. (1943): "The natural remanent magnetism of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena". *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 21, 1.
- SMITH, P.J. (1967a): "The intensity of the Tertiary geomagnetic field". *Geophys. J.R.Astr. Soc.*, 12, pp. 239-258.
- SMITH, P.J. (1967b): "The intensity of the ancient geomagnetic field: a review and analysis". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 12, pp. 321-362.
- STIPANICIC, P. N. y REIG, O.A. (1956): "El Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina". *Acta Geológica Lilloana*, 1, pp. 185-230.
- STRANGWAY, D.W.; McMAHON, B.E. y LARSON, (1968): "Magnetic paleointensity studies on a recent basalt from Flagstaff, Arizona". *J. of Geoph. Res.*, 73, 22, pp. 7031-7037.
- THELLIER, E. y THELLIER, O., (1959): "Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique". *Annls. Geophys.*, 15, 285.
- VALENCIO, D.A.; y VILAS, J.F. (1970): "Paleomagnetism of some Middle Jurassic lavas from South-East Argentina". *Nature*, Vol. 225, N° 5229, pp.262-264.
- VAN ZIJL, J.S.V.; GRAHAM, K. y HALES, A.L. (1962): "The palaeomagnetism of the Stormberg lavas: II, The behaviour of the magnetic field during a reversal". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 7, 169.

## DETERMINACION PRELIMINAR DE MAREAS GEOMAGNETICAS EN TRELEW

HUGO R. AFFOLTER

Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de la Plata

Se calculó el aporte lunar en Declinación a la variación  $S_q$ . En condiciones extremas (2da. armónica, máxima actividad solar, solsticio de diciembre), la magnitud fue grande, pero menor que la fluctuación estadística propia de la componente solar correspondiente.

The lunar contribution in Declination to the  $S_q$  variation was calculated. In extreme conditions (2nd. harmonic, maximum solar activity and December solstice), the magnitude was large, but smaller than the statistic fluctuation of the corresponding solar component.

Como parte del estudio de la variación solar ( $S_q$ ) en la estación magnética de Trelew, se creyó conveniente hallar el aporte lunar a la antedicha variación, con el fin de establecer su posible influencia sobre ella.

Disponiendo de análisis armónicos, en tiempo solar, de los 10 días más quietos de cada mes, en forma individual, a partir de 1958 hasta 1966, con un total de 956 días, se formaron dos grandes grupos según la actividad solar siendo éstos los días correspondientes a los años 1958, 59 y 60, de máxima, con  $R_p = 152$  (promedio de los valores anuales del número de manchas solares), y los años 1961, 62, 63, 64, 65 y 66, de mínima, con un  $R_p = 32$ .

En vista de que el número total de días es reducido, para cada grupo según actividad solar se consideró conveniente encarar la variación estacional y no mensual del aporte lunar; a tal efecto se utilizó la división de Lloyd, a saber: solsticio de diciembre, solsticio de junio, y equinoccios, es decir, los 4 meses calendario más próximos al Solsticio o Equinoccio. En cada estación de las mencionadas, se establecieron 6 grupos de acuerdo con la edad lunar que le correspondió a cada día. Se formaron así los grupos con  $\nu = 0, 1, 12, 13; \nu = 2, 3, 14, 15; \nu = 4, 5, 16, 17$ , etc., siendo  $\nu$  una medida, expresada en horas, de la longitud de la luna media, respecto del sol (Sugiura & Fanslau, 1966).

Conviene mostrar gráficamente cómo se obtiene para la armónica de orden  $n$  la onda parcial  $L_n$ ; para ello nos referiremos a un sistema de ejes cartesianos o reloj armónico, Fig. 1. Con el promedio de todos los días

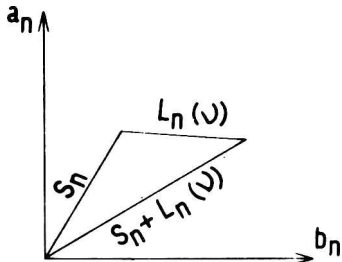


Figura 1

Contribución solar  $\overline{S_n}$  y lunar al vector conjunto que en un día de edad lunar  $\nu$  resulta del análisis armónico para la componente de orden  $n$ .

(involucrando todas las edades de la estación en cuestión, cuya expresión es:

$$S_n = S_n \sin (nt + e_n) \tag{1}$$

se obtiene la armónica o vector solar  $\overline{S_n}$ , ya que la armónica lunar se ha eliminado en el promedio, en virtud del corrimiento progresivo de su fase durante una luna-ción (ley de fases). En efecto, dicha ley establece que la marea geomagnética lunar se compone principalmente de armónicas de la forma:

$$L_n = I_n \sin [n\tau + (n - 2)\nu + \lambda_n] \tag{2}$$

o bien:

$$L_n = I_n [\sin nt - 2\nu + \lambda_n] \tag{3}$$

donde:

- t = tiempo solar
- $\tau$  = tiempo lunar
- t =  $\tau + \nu$

De la fórmula (3) se desprende que si se efectúa un análisis armónico en tiempo solar, la marea lunar se manifestará en los coeficientes de la armónica de orden  $n$ , en la forma de un "aporte lunar" de fase variable, de acuerdo con el sumando  $(n + 2)\nu$  en el argumento. Por lo tanto si representamos en el reloj el vector promedio de todos los días de una misma edad lunar o equivalente, éste representará  $S_n + L_n(\nu)$ . Queda evidenciado ahora que la diferencia de  $S_n + L_n(\nu) - S_n$  nos dará el vector lunar  $L_n$  buscado. Luego reducimos todos los  $L_n$  a una edad lunar de referencia, el novilunio ( $\nu = 0$ ), para de esta manera obtener del promedio el efecto lunar definitivo en dicha armónica.

De este modo se han determinado preliminarmente las armónicas lunares primera y segunda de la Declinación Magnética en Trelew. La elección de la Declinación para esta determinación preliminar se debe a que observando las curvas de variación lunar semi-diurna promedio, obtenidas por Matsushita y Maeda (1965), para H, D y Z, de 69 estaciones del Año Geofísico Internacional se ve que en el elemento D, la amplitud es mayor que en H y Z en una latitud magnética ( $-20^\circ$ ) equivalente a la de Trelew.

CONCLUSIONES

Salta a la vista (Fig. 2), la preponderancia de la componente semi-diurna  $L_2$  sobre  $L_1$  y que seguramente se cumplirá sobre  $L_3$  y  $L_4$ . En los datos analizados vemos que  $L_2$  en el Solsticio de Verano de máxima actividad alcanza un valor de casi  $3\gamma$ .

*Las dos primeras componentes de la Declinación en Trelew, en relojes armónicos de tiempo lunar. Se invirtió en  $180^\circ$  la primera componente ( $L_1$ ) para que las 12 horas queden en la parte superior del gráfico, coincidiendo con la segunda componente. Las denominaciones d, j y e de los puntos se refieren a solsticio de diciembre, junio y equinoccios respectivamente.*

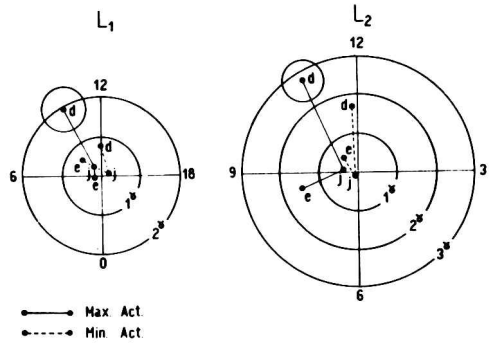


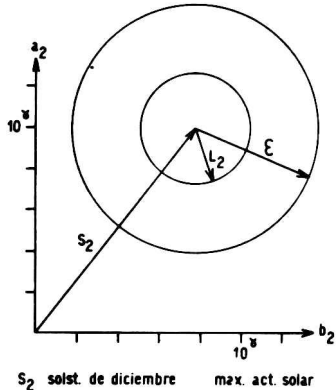
Figura 2

Se confirma un rasgo característico de L, ya que en ambas componentes se ve una culminación entre las 9 y 12 horas lunares, sobre todo en la estación de máxima amplitud, como lo es el verano. Se observa una variación de la magnitud de las componentes  $L_1$  y  $L_2$  con la actividad solar, hecho que está en concordancia con estudios similares realizados en otras estaciones magnéticas. Esto se interpreta como lógico, ya que la ionización de la atmósfera (capa E) varía a lo largo del ciclo undecenal. La relación de las componentes iguales en distintos estados de actividad solar, se mantiene, superior a 1, con excepción de una, (excepción:  $L_{1e} \text{ M}áx. = 0.3, L_{1e} \text{ M}ín.$  sin significancia por su proximidad al origen, produciendo amplitudes pequeñas). También, en concordancia con estudios realizados en otras estaciones, se observa la marcada variación estacional de una misma componente.

Con respecto a la relación L/S que comúnmente se sabe es del orden de 1 a

10, podemos decir, que al igual que lo encontrado por Schneider (1963), en Isla Año Nuevo, en verano es de 1 a 5.

En la Fig. 3, como conclusión final y refiriéndonos a la posible influencia del aporte lunar a  $S_q$  en Declinación, nos situamos en la posición más desfavorable, que es: máxima actividad solar, componente lunar semi-diurna, solsticio de diciembre.



**Figura 3**  
Representación de la posición más favorable.  $S_2$  = componente armónica de 12 horas solares.  $L_2$  = componente armónica de 12 horas lunares.  $\epsilon$  = radio del círculo de error probable.

Ya que el aporte de la componente lunar diurna es menor, más aún teniendo en cuenta la relación de  $L_1$  a  $S_1$  que es de 1 a 10, en las mismas condiciones impuestas más arriba. En la configuración general de la Declinación comprobamos que el aporte lunar es poco significativo cuando se trata de días individuales ya que su magnitud,  $L_2$ , es menos que la mitad del radio,  $\epsilon$ , de círculo de error probable del 50 %, es decir que la fluctuación estadística (que en parte está formada por el aporte lunar) es muy superior al aporte lunar.

Y con respecto al promedio, la magnitud de  $S_2$  es suficientemente grande para que el aporte lunar no la deforme, como podría ser la circunstancia de un  $S_2$  pequeño y próximo al origen.

## BIBLIOGRAFIA

- MATSUSHITA, S. y MAEDA, H. (1965): "On the Geomagnetic Solar Quiet Daily Variation Field during the IGY". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 70, Nº 11, pp. 2535-2558.
- SCHNEIDER, O. (1963): "La variación geomagnética lunar en Isla Año Nuevo". *Comunicación presentada a la XIIIa. Asamblea General de la UGGI, Berkeley, U.S.A.*
- SUGIURA, M. y FANSELAU, G. (1966): "Lunar phase numbers  $\nu$  and  $\nu'$  for years 1850 to 2050". *Goddard Space Flight Center, X-612-66-401.*



## PULSACIONES AURORALES EN FRECUENCIAS MEDIAS

HORACIO A. CAZENEUVE  
Instituto Antártico Argentino

Se estudian las pulsaciones de la intensidad auroral, registradas con un fotómetro foto-eléctrico en la Base General Belgrano (lat. 77° 52' S., long. 38° 24' W.). Esas pulsaciones se superponen en una onda de período mayor, la cual está modulada con período aún mayor.

Se identifican cinco modos de pulsaciones ópticas, las cuales se vinculan con el período de modulación, con la sucesión de los distintos modos de pulsar, y con el parámetro  $\Delta I/I$ . Este parámetro se introduce para establecer si las pulsaciones se deben a la modulación del flujo de electrones que precipitan, o a fluctuaciones en la densidad del plasma ionosférico, o a una combinación de ambos.

Los períodos de estas modulaciones aparecen agrupados en intervalos definidos: 2 a 10 seg, 40 a 70 seg, 150 a 500 seg, y período mayor de 1.200 seg.

Esta información indica la existencia de varios mecanismos que pueden excitar las pulsaciones luminosas.

Estos mecanismos deben actuar con independencia y ser simultáneos, de modo tal que se acoplen para superponerse o equilibrarse. Se correlacionan los resultados con la modulación del flujo de electrones aurorales producida por inestabilidad del plasma ionosférico y por ondas hidromagnéticas.

Se indica que los campos eléctricos fluctuantes, presentes en la ionósfera deben contribuir a esta compleja modulación. Se señala además que los procesos pulsantes muestran una fuerte dependencia de la actividad solar, que se manifiesta en la variación de las fases pulsantes según la actividad magnética.

Se obtienen además distribuciones en latitud y tiempo de las fases pulsantes, como un comienzo en el estudio de la dinámica del óvalo auroral.

The auroral intensity pulsations recorded with a photoelectric photometer at Base General Belgrano (lat. 77° 52' S., long. 38° 24' W.) are studied. The pulsations are overimposed on a wave of greater period that is modulated with a still greater one.

Five optical pulsations modes were identified. These are associated with the modulation period, the succeeding pulsation modes and the  $\Delta I/I$  parameter. Such parameter is introduced to establish whether the pulsations are due to the modulation of the electron flux precipitates, to fluctuations in the ionospheric plasma density or to both effects.

The period of these modulations are grouped in several ranges, i.e. 2 to 10 seconds, 40 to 70 seconds, 150 to 500 seconds and higher than 1,200 seconds.

This fact is an indicator of the existence of several mechanisms that may trigger the optical pulsations.

These mechanisms should operate independently and simultaneously in such a way that they couple in order to be stabilized or overimposed. The results are correlated with the auroral electron flux modulation resulting from the instability of the ionospheric plasma and the hydro-magnetic waves.

It is noted that the fluctuating electric fields present in the ionosphere should contribute to such complex modulation. Furthermore, it is pointed out that the pulsating events show a strong dependence on solar activity which is evident by the pulsating phases variation according to magnetic activity.

Latitude and time distributions of the pulsating phases are obtained as a first step in the of auroral oval dynamics.

## INTRODUCCION

Las pulsaciones de la intensidad luminosa auroral son consecuencia de procesos que ocurren en la magnetósfera, y en particular en la ionósfera.

Como primera etapa del estudio de pulsaciones aurorales, se discute la modulación de esas pulsaciones, buscando su origen en las perturbaciones ionosféricas, con cierta independencia de otros procesos magnetosféricos.

Analizamos algunas características de estas pulsaciones ópticas, en el rango de frecuencias de 0,30 a 0,05 cps, modulados con períodos desde 40 seg. a 100 min. mediante registros de un fotómetro fotoeléctrico instalado en Base General Belgrano (lat. geom. 67°) simultáneos con registros de cámara todocielo y de observación visual en Base Sobral (lat. geom. 70°).

Se emplea el registro de la línea verde del oxígeno atómico  $\lambda$  5577 Å debido a que es menos afectada por contaminación de luz lunar dispersada, o por absorción en la atmósfera (Chamberlain, 1961).

## DISTRIBUCION EN LATITUD

Aunque la finalidad no es estudiar la dinámica del óvalo auroral, mostraremos brevemente la distribución en latitud de fases pulsantes. La figura 1 muestra que la máxima frecuencia observada se encuentra entre los 80° y 83° de latitud geográfica Sur (69° y 72° de latitud geomagnética). Esto muestra que las fases pulsantes corresponden a auroras del óvalo y no a auroras del casquete polar.

Distribuciones similares (Cazeneuve, 1969) muestran un desplazamiento en latitud del pico de frecuencias observadas, y las que abarcan un período mayor muestran dos picos bien definidos. Esto indica un desplazamiento en latitud del óvalo auroral, y permite definir algunos rasgos que distinguen las pulsantes de los otros tipos aurorales.

## FORMA DE LAS PULSACIONES

Se identificaron cinco tipos de pulsaciones según sus formas y períodos y según su modulación. Clasificamos los siguientes grupos de pulsaciones:

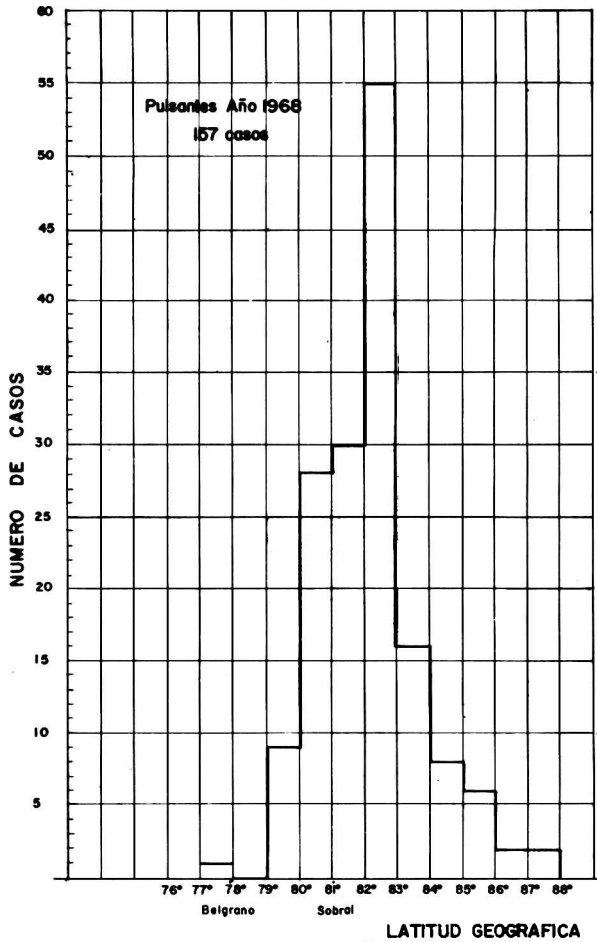
pI, pulsación irregular de gran amplitud. Su período varía entre 5 y 8 seg. Esta oscilación se superpone en una línea de base modulada con período entre 40 y 50 seg. A su vez, esta línea aparece superpuesta en una oscilación con período entre 150 y 300 seg.

La amplitud de la oscilación excede siempre la intensidad de la base.

Qp, pulsaciones cuasi-periódicas, período entre 2 y 5 seg. Positivas y negativas con respecto a la línea de base. Esta línea pulsa con período entre 40 y 50 seg. (igual que pI), y está superpuesta en una oscilación con período del orden de 1.200 seg. que decrece rápidamente con el tiempo.

pE, pulsaciones esporádicas irregulares y de gran amplitud, superpuestas en un nivel lentamente decreciente, o que oscila con período mayor de 1.400 seg. La duración de cada pulso es del orden de 30 seg. al comenzar la fase pulsante, y llega hasta 70 seg. decreciendo después. Con el tiempo aumenta la separación entre las pulsaciones y se transforman en pulsaciones pP.

pP, pulsaciones positivas superpuestas en un nivel que oscila con períodos



*Figura 1: Distribución en latitud de auroras pulsantes vistas simultáneamente en las bases General Belgrano y Sobral.*

de 600 seg. (10 min.).

F, fluctuaciones de pequeña amplitud sobre un nivel lentamente variable. La amplitud-media es del orden del 1 % de la intensidad del nivel de base. El período es del orden de 10 seg. Este modo de oscilación pertenece a las muy escasas fases pulsantes con intensidad relativamente alta, hasta 8 kR, cuando el resto de los casos suele ser inferior a 3 kR.

En la figura 2 se observa la modulación de la línea de base en la cual se superponen las oscilaciones de mayor frecuencia. Entre pulsos sucesivos se observa una disminución de la línea de base y luego un nuevo aumento. En el período de decaimiento antes del mínimo de intensidad se registra una disminución de la frecuencia y un aumento del tiempo de recurrencia. Los trenes de pulsos se hacen

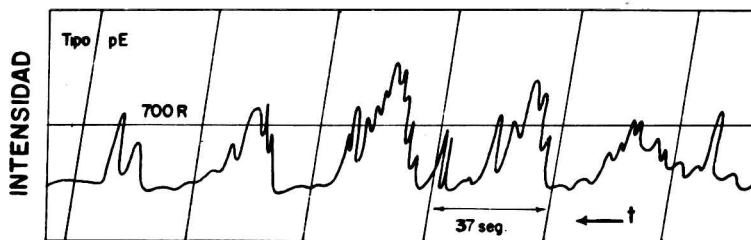


Figura 2: Registro del fotómetro fotoeléctrico, mostrando uno de los tipos de pulsaciones.

más espaciados. Después del mínimo al aumentar la intensidad de base las pulsaciones superpuestas aumentan súbitamente su frecuencia.

### PARAMETRO SOBRE LA MODULACION

Llamaremos  $\Delta I$  a la amplitud de las oscilaciones, e  $I$  a la intensidad del nivel de base, que corresponde a la intensidad que existiría si no hubiera oscilaciones. Se encuentra que la relación  $\Delta I/I$  muestra variaciones sistemáticas con el tiempo. En la figura 3 se representa esta relación y se unen con un trazo las horas de comienzo y fin de las fases pulsantes. En la figura se observa:

a) El valor  $\Delta I/I$  aumenta al avanzar el período de observaciones. Esto concuerda con el aumento de la actividad auroral durante el período oscuro (abril a setiembre).

b) Las pendientes de las rectas trazadas aumentan al avanzar el período de observaciones, y aparentan no depender de la hora.

c) Las rectas presentan una discontinuidad, la cual se produce en horas más avanzadas durante el período oscuro.

El parámetro  $\Delta I/I$  es un indicador de la preponderancia de la amplitud de la oscilación, sobre la intensidad luminosa que existiría en ausencia de fluctuaciones, en el mismo instante.

Como veremos luego, la variación de este parámetro permite interpretar el mecanismo de cada modo de pulsaciones, sobre la base de la relación entre el incremento periódico de la intensidad, y el aumento en la energía del flujo de partículas necesario para aquel incremento.

### INTERACCION ONDA-PARTICULA

Las oscilaciones no son aisladas, sino que se superponen en una línea de base la cual oscila con período mayor.

A su vez, esta oscilación está superpuesta en otra cuyo período es aún mayor. Esta superposición múltiple refleja la modulación en energía y en intensidad del flujo de electrones aurorales, y debe ser manifestación de una compleja interacción de distintas fuentes de modulación, en el plasma auroral.

Estas oscilaciones simultáneas aparentan ser manifestaciones de procesos de

distinta naturaleza, que concurren independientemente a modular la energía auroral.

Parece un modo natural de explicar estos fenómenos mediante los procesos ondulatorios que se desenvuelven en el plasma auroral, que se generan en el plasma auroral, o que se desenvuelven allí propagándose desde otro lugar en la magnetósfera.

Entre estas fuentes de modulación se encuentran: a) inestabilidades del plasma ionosférico que originan perturbaciones que se propagan en el plasma auroral; b) Ondas hidromagnéticas y sus inestabilidades, generadas en la magnetósfera, a distancias de varios radios terrestres. Estas ondas pueden además ser debidas a la actividad de la magnetopausa, que reacciona ante las perturbaciones del viento solar, con compresiones y expansiones.

Las partículas del plasma auroral pueden intercambiar su energía con la onda. Cuando las partículas transfieren su energía a la onda, ésta es amplificada. Inversamente, la onda puede perder su energía transfiriéndola a las partículas. En este

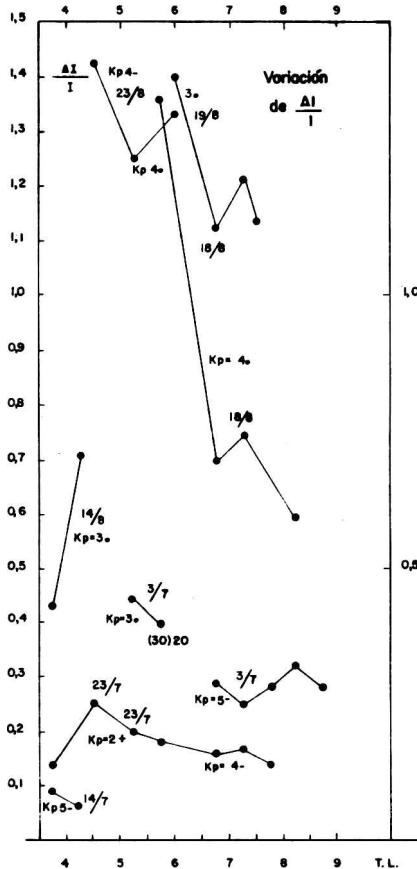


Figura 3: Variación del parámetro  $\Delta I/I$  en función del tiempo local. Se indican los valores del índice Kp.

caso la onda es amortiguada y las partículas son aceleradas. Estos procesos fueron analizados por Stix (1962) y más recientemente por Dungey (1968).

Aquí no nos ocuparemos de los mecanismos posibles de interacción onda-partícula que pueden influir en los procesos aurorales. Nos referiremos únicamente al caso de la figura 2, que fue descrito más arriba.

El hecho de que la variación del nivel de base aparezca sincronizado con la variación de las frecuencias superpuestas, indica una fuente común en ambos procesos. La naturaleza de esta observación sugiere una dependencia o sincronización entre los aumentos (o disminución) de las frecuencias superpuestas. Si relacionamos el aumento del nivel de base con incrementos en la densidad electrónica, consideramos también en la vinculación entre estos incrementos y las variaciones de frecuencia.

Problemas de este tipo fueron inicialmente estudiados por Farley (1963) y Buneman (1963). El problema fue ampliado a mayores frecuencias por Lee, Kennel y Kindel (1970) quienes considerando un plasma en un campo magnético, obtienen una relación de dispersión dependiente de la densidad electrónica.

Aplicando al cálculo los parámetros de la región auroral (campo magnético, frecuencia de colisiones, girofrecuencia), se obtiene que al aumentar la densidad electrónica del plasma, aumenta el rango de frecuencias de los modos inestables. Es decir que al aumentar la densidad, los modos con menor tiempo de crecimiento se desplazan a mayores frecuencias. Esta primera incursión en el problema da un resultado que en términos generales explica la variación de la línea de base y las frecuencias superpuestas que hemos mencionado.

La verificación cuantitativa que debe hacerse en cada caso particular, se ve dificultada por las limitaciones en la observación.

## DECADENCIA DE LOS INDICES $K_p$

En la figura 4 se indican los valores de índices  $K_p$  correspondientes a 24 casos. Se nota un intervalo limitado a valores medios y bajos: la distribución varía entre  $K_p = 2+$  y  $5-$ .

No obstante el reducido rango, se observa que el valor del índice  $K_p$  que caracteriza el comienzo y el fin de las fases pulsantes, muestra una marcada dependencia de la hora local. Se observa, además, un pequeño intervalo en el cual comienzan las fases pulsantes, entre las 04.00 y las 07.00 TL y un intervalo más amplio en el cual cesan, entre las 04.00 y las 10.00 TL.

Los rasgos más notables son: a) los trazos que unen los valores de  $K_p$ , aparentan dos ondas, una para las horas de comienzo, y otra para el fin de las fases pulsantes. b) Ambas ondas se encuentran desplazadas en tiempo, aproximadamente con un corrimiento de una hora. c) El primero y el último de los intervalos horarios en que puede darse el comienzo de pulsaciones, acusan los más altos valores de  $K_p$ .

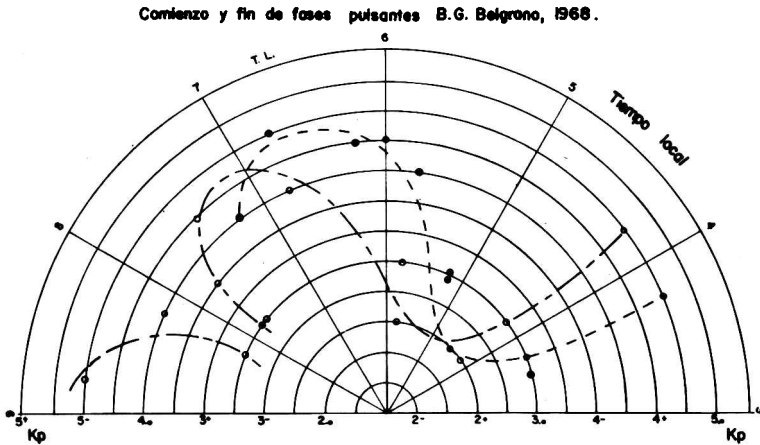


Figura 4: Relación entre las actividades magnética y auroral. Los puntos negros indican el comienzo de la fase-pulsante y los círculos en blanco indican el fin.

## DISCUSION

Las formas de las pulsaciones aurales pueden ser clasificadas en cinco tipos bien definidos. En ciertos procesos estos tipos se mezclan, pudiéndose identificar la superposición de dos formas de pulsaciones. Estas oscilaciones aparecen moduladas con períodos agrupados en intervalos definidos. Se destaca que estas formas suelen desaparecer para dar lugar a otras, existiendo una sucesión de modos de pulsar. Esta información indica la existencia de varios mecanismos posibles que excitan y modulan las oscilaciones luminosas. Estos mecanismos además, deben interactuar entre sí, para superponerse o equilibrarse, o dar lugar a un nuevo proceso de excitación.

Se intenta mostrar que los campos eléctricos fluctuantes presentes en la ionósfera pueden ser la fuente de esta compleja modulación. En apoyo de esta hipótesis, se citan las observaciones sobre campos eléctricos ionosféricos, efectuadas mediante nubes de bario en Kiruna y Alaska, y mediante cohetes y globos. En cuanto a la dependencia de los procesos pulsantes, de la actividad magnética, aparece entre la hora de comienzo y de terminación de las fases pulsantes, una cierta periodicidad con los valores del índice planetario Kp.

## BIBLIOGRAFIA

- BUNEMAN, O. (1963): "Excitation of Field Aligned Sound Waves by Electron Streams". *Physical Reviews Letters*, vol 10, p. 285. Washington.
- CAZENEUVE, H. (1969): "Mecanismo de Excitación de Auroras Rojas". *Contri-*

*bución del Instituto Antártico Argentino Nº 123. Buenos Aires.*

- CHAMBERLAIN, J.W. (1961):** *"Physics of the Aurora and Airglow". Academic Press, London.*
- DUNGEY, J.W. (1968):** *"Waves and Particles in the Magnetosphere". En: "Physics of the Magnetosphere". Editado por R. Carovillano, J. Mc Clay y H. Radoski. Springer-Verlag. Berlín.*
- FARLEY, D. (1963):** *"A Plasma Instability Resulting in Field-Aligned Irregularities". Journal Geophysical Research, vol. 10, p. 6083. Washington.*
- LEE, K.; KENNEL, C. & KINDEL, J. (1970):** *"High Frequency Hall Currents Instability". Proceedings of Upper Atmospheric Currents and Electric Field Symposium. Boulder.*
- ITX, T.H. (1962):** *"The Theory of Plasma Waves". Mc Graw Hill Comp. Inc. New York.*



## EFECTO DE LATITUD Y EXCITACION DE LAS AURORAS ROJAS

HORACIO A. CAZENEUVE

Instituto Antártico Argentino

Se presentan resultados de observaciones aurorales simultáneas en dos observatorios antárticos, en base de las cuales se obtiene la distribución en latitud y en alturas de las auroras observadas. La distribución de auroras rojas es comparada con las del tipo cromático c. Estos resultados son comparados con los registros de un fotómetro de auroras de tres canales, obteniéndose cierta correlación entre las alturas y las relaciones de intensidades de la línea roja del oxígeno con otras líneas espectrales. Los resultados obtenidos en estas observaciones parecen explicarse mediante la comprensión del campo magnético terrestre, y la consecuente difusión radial.

Results are given of simultaneous auroral observations made at two antarctic observatories, from which their distribution in latitude and altitude is obtained. The distribution of red auroras is compared with the one corresponding to the chromatic type c. In turn, these results are confronted with the records of a three-channel auroral photometer, thus obtaining a correlation between altitude and intensity relations of the red oxygen line with other spectral lines. The results obtained from these observations are apparently explained by the compression of the geomagnetic field and the corresponding radial diffusion.

## INTRODUCCION

Se exponen resultados sobre procesos que dependen de la dinámica del óvalo auroral y de la actividad magnética. Existen opiniones diversas sobre la posición y la forma del óvalo auroral. En general se admite que se trata de un anillo sumamente dinámico, que se desplaza de distinto modo según la hora local, y según la actividad magnética.

Este punto de vista es contrario al de la existencia de dos zonas aurorales, sostenido inicialmente por Alfvén, (1955 y 1967).

Nuestra idea de un óvalo auroral, inestable pero único, no es contraria al hallazgo de zonas de precipitación de partículas cargadas, sino que permite considerar la existencia de una zona cuya dinámica depende, en parte, de la actividad magnética.

## OBSERVACIONES

La información procede de observaciones visuales en las bases General Belgrano (lat.  $77^{\circ} 52' S.$ , long.  $38^{\circ} 24' W.$ ) y Alférez Sobral (lat.  $81^{\circ} 05' S.$ , long.  $40^{\circ} 39' W.$ ); de registros de cámara todo-cielo y de un fotómetro fotoeléctrico de tres canales en la base General Belgrano.

Las observaciones simultáneas permiten determinar la distribución en tiempo, latitud y altura de las auroras, definiendo su borde inferior. Cuando fue posible se definió el borde superior, trazándose entonces la proyección del plano aparente que se presenta a la observación visual.

El fotómetro registra la intensidad del doblete rojo del oxígeno atómico,  $\lambda 6300$  y  $6364 \text{ \AA}$ ; la línea verde del oxígeno  $\lambda 5577 \text{ \AA}$ , y  $\lambda 4278 \text{ \AA}$  de la primera banda negativa del nitrógeno molecular,  $N_2^+$ .

## DISTRIBUCION EN LATITUD Y EN ALTURA

La figura 1 muestra la proyección en el plano meridiano entre las bases Sobral y Belgrano, de los bordes inferiores de algunas auroras registradas en 1968. En los casos en que pudo definirse el borde superior, se proyectó el frente aparente de la aurora.

Se observa una disminución en las alturas de los bordes inferiores al disminuir la latitud. La disminución del frente aparente, indicado con (a) sobre la flecha, muestra una cuña de convergencia en la secuencia auroral.

Esta cuña converge hacia una dada latitud, pasando la cual las alturas de los bordes inferiores son mayores y el frente aparente crece en extensión, conservando la dirección del campo magnético.

Entre las latitudes de aumento y disminución de alturas, se registra una zona de altura mínima que llamaremos zona de transición. En latitudes menores, las formas se dispersan hacia arriba, sin conservar direcciones definidas (indicado con b).

La zona de transición nos indica la posición instantánea del óvalo auroral, si se la registra en una sola secuencia, o su posición media en un dado intervalo (Cazeneuve, 1969).

La distribución temporal de la figura 2 insinúa varios máximos. Si ésto se

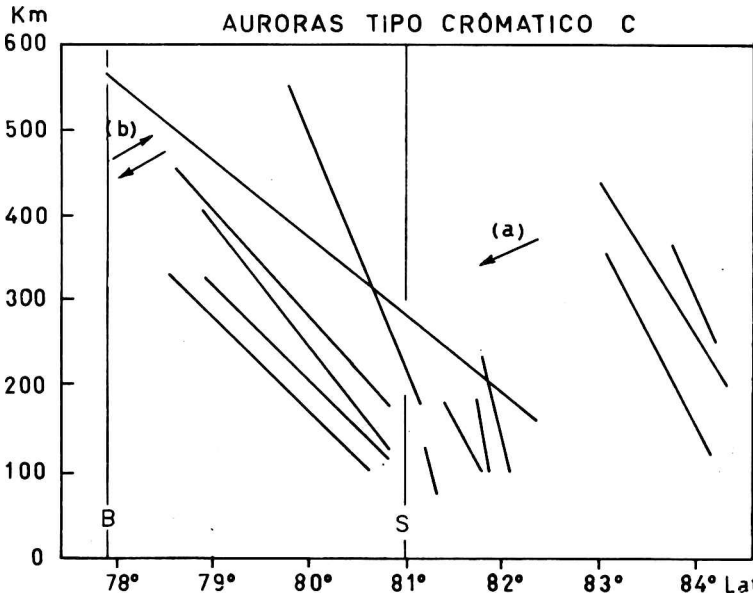


Figura 1: Proyección en el plano aproximadamente meridiano que une las bases General Belgrano y Alférez Sobral, del plano aparente de las auroras del tipo cromático c, observadas el 17 de agosto de 1968 en ambas bases. Las flechas (a) y (b) indican la dirección de desplazamiento, aproximadamente normal al campo.

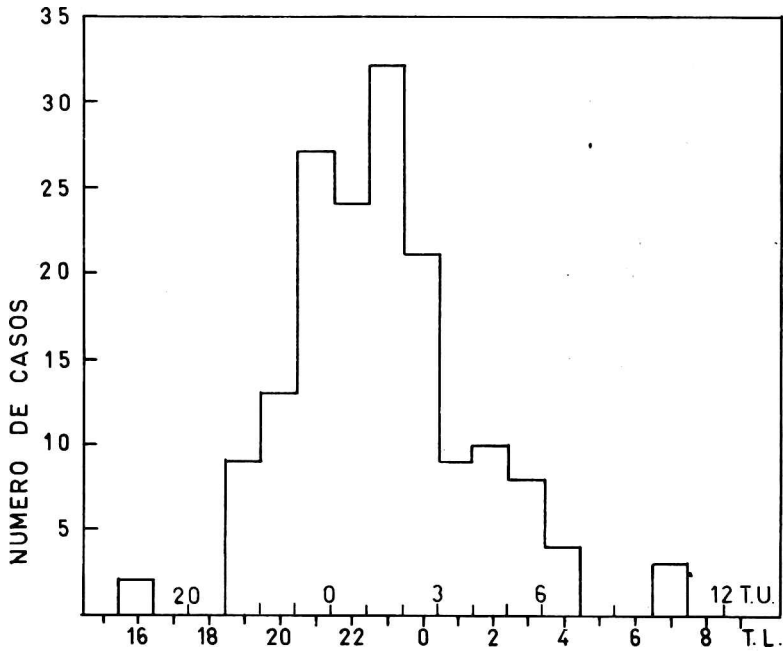


Figura 2: Distribución temporal de auroras vistas en base Sobral, en los años 1966, 1967 y 1968.

correlaciona con las distribuciones en latitud, se obtiene que los máximos dan cuenta del desplazamiento del óvalo auroral, según la latitud y el tiempo local, y representan la posición instantánea de dicho óvalo.

La construcción de un modelo similar para las auroras rojas se ve dificultada por lo esporádico de su ocurrencia.

### DEPENDENCIA DE LA ACTIVIDAD MAGNETICA

La posición de la zona de transición varía según la actividad magnética, medida con el índice  $K_p$ .

A valores  $K_p < 4$ , la zona de transición se encuentra entre  $71^\circ$  y  $68^\circ$  de latitud geomagnética, y para  $K_p > 4$ , entre  $71^\circ$  y  $75^\circ$ . Para cada latitud, debe corresponder una distribución en alturas, para cada valor de  $K_p$ , lo cual reemplaza a la altura media que se consideraba independiente de la latitud y de la actividad magnética.

Interpretamos al óvalo auroral como una estructura fija con respecto al Sol, tal que la Tierra rota debajo de ella. La estructura además se contrae o se expande, de acuerdo con la actividad magnética.

### DIFUSION RADIAL

El desplazamiento de las auroras desde y hacia el Polo, y el cono de convergencia (figura 1) sugieren una explicación del efecto de latitud en términos de la difusión radial de partículas cargadas. Esta fue estudiada inicialmente por Parker (1960) y por Hones (1963).

Los primeros análisis completos sobre flujos de partículas cargadas en la magnetósfera fueron hechos por Hones (1963) y Fairfield (1964). El efecto de la difusión radial es: la energización de las partículas que atraviesan la magnetopausa, aumentar la población de los anillos de captura y crear los flujos de partículas aurorales.

En el transcurso de las subtormentas magnéticas, la radiación auroral es arrastrada normalmente al campo magnético, desplazando el plano aparente de las auroras paralelamente a las superficies magnéticas.

La convergencia radial, que incluye la disminución de la extensión del frente aparente, refleja la compresión del campo geomagnético durante las subtormentas magnéticas.

Durante el desplazamiento de las auroras fuera de la zona de transición, se observa: a) la secuencia se encuentra en su fase más activa; b) la extensión del frente aparente es máxima; c) las alturas son mayores que en el óvalo auroral.

Estos efectos deben ser producidos por la compresión del campo geomagnético, que expande el anillo auroral y por su descompresión, que desplaza hacia arriba el plano aparente, paralelamente a las superficies magnéticas. En estos procesos, los flujos de partículas adquieren aceleración suficiente a alturas cada vez mayores.

En cuanto a las auroras rojas, no podemos establecer su desplazamiento debido a su corta duración. No obstante, se advierte la misma tendencia a la difusión radial, lo que permite inferir que las secuencias de las fases rojas se ajustan al modelo más general de las figuras 1 y 2.

## RELACION DE INTENSIDADES

En cuanto a las relaciones de intensidades en los espectros aurorales, se ha verificado la proporcionalidad entre las líneas de  $\lambda 4278 \text{ \AA}$  y  $\lambda 5577 \text{ \AA}$ . Omholt (1959) y O'Brien y Taylor (1964) sugieren que tal relación es constante dentro de un factor 2, para una misma secuencia auroral.

Nosotros intentamos hallar cómo esa relación depende de la latitud, la altura y la variación de la intensidad total. La figura 3 indica la relación  $I 4278 \text{ \AA} / I 5577 \text{ \AA}$ ,

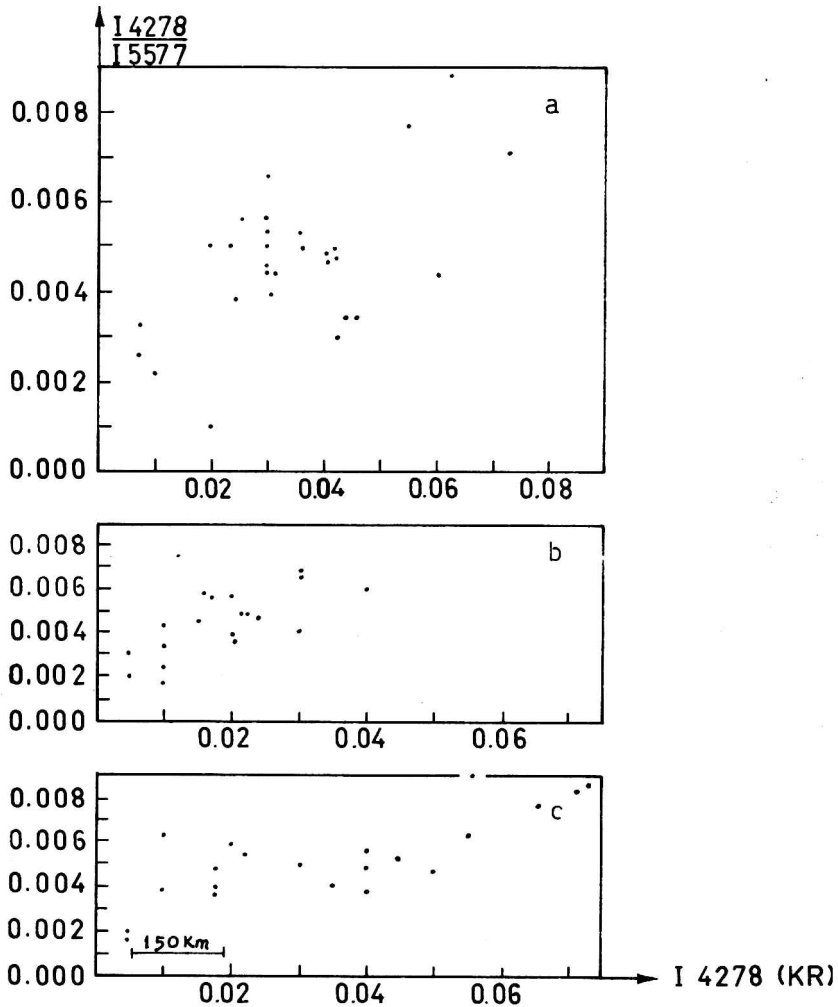


Figura 3: a, b y c. Relación de intensidades,  $I 4278 / I 5577$ , en función de  $I 4278 \text{ \AA}$ .  
 a) Despliegue del 14 de julio de 1968 entre 0106 y 0146 hs. TU.  
 b) Día 17 de agosto de 1968, entre 0300 y 0340 hs. TU.  
 c) Día 17 de agosto de 1968, entre 0440 y 0540 hs. TU.

AURORA PARCIALMENTE ROJA 14-8-68 DE 01:06 A 01:46 T.U.  
 BASE GENERAL BELGRANO

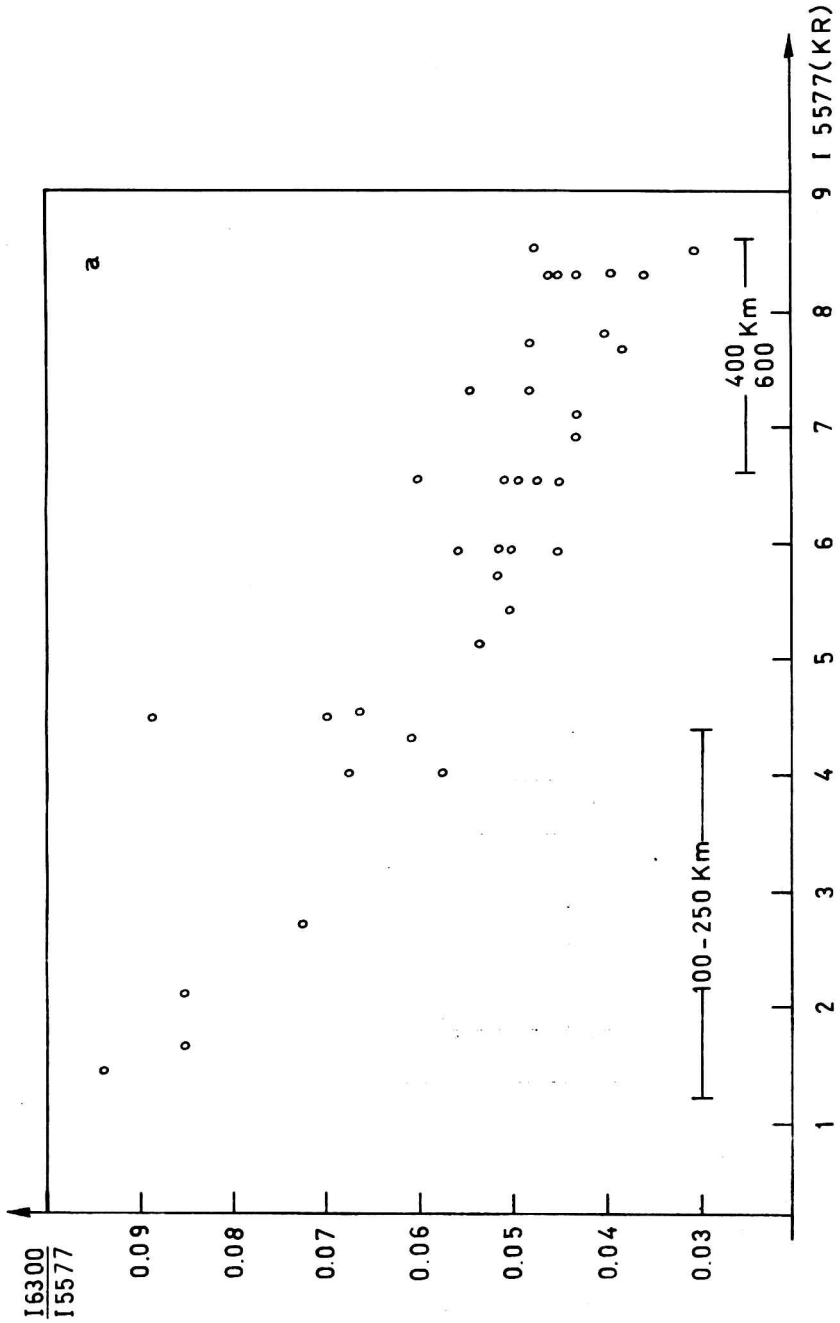


Figura 4: Relación I 6300/  
 /I 5577 Å. Día 14 de julio de  
 1968, de 0106 a 0145 hs. TU.

en tres procesos aurorales. La tendencia es un incremento con respecto a la intensidad total. Se indican también las alturas que corresponden a algunos grupos de puntos representados. Se observa que los valores menores corresponden a las alturas menores, en tanto que los valores intermedios se relacionan con las alturas mayores. Además, los valores máximos de la distribución corresponden a una altura intermedia. Resulta que la relación  $I_{4278 \text{ \AA}}/I_{5577 \text{ \AA}}$  varía por un factor 4 en cada proceso. Este valor es más cercano al hallado por Brekke y Omholt (1968) quienes en un detallado estudio fotométrico hallan un factor 3.

La figura 4 muestra la relación entre las transiciones  $\lambda 6300 \text{ \AA}$  (doblete rojo del oxígeno) y  $\lambda 5577 \text{ \AA}$  (línea verde del mismo), en función de  $I_{5577 \text{ \AA}}$ . En la distribución se ve una pendiente negativa. En los extremos de la distribución los valores son 0,03 y 0,09. Este resultado inesperado indica que a menores alturas, donde la densidad atmosférica es mayor, la intensidad relativa de la emisión roja es incrementada por un factor 3. Se puede inferir que en estos casos la desexcitación colisional no ha sido la fuente preponderante de la baja probabilidad de transición del doblete rojo del oxígeno.

Por otra parte, en la evaluación de estos efectos no son aplicables las secciones eficaces calculadas por Seaton (1954) y Omholt (1959), pues de ellas resulta una intensidad diez veces mayor de la transición roja, que la emisión verde del oxígeno. Nunca ha sido publicada una relación de intensidades de ese orden. Además las secciones eficaces en el plasma auroral están sujetas a las múltiples perturbaciones que lo caracterizan, por lo cual no deben ser uniformes ni constantes durante los distintos eventos.

## BIBLIOGRAFIA

- ALFVEN, H. (1955): "On the Electric Field of Magnetic Storms and Aurorae". *Tellus*, vol. 7, p. 50-64. Stockholm.
- ALFVEN, H. (1967): "Note on the Auroral Oval". *Journal of Geophysical Res.*, vol. 72, p. 3503. Washington.
- BREKKE, A. y OMHOLT, A. (1968): "The intensity Ratios in Aurora". *Planetary and Space Science*, vol. 16, p. 1295. Londres.
- CAZENEUVE, H. (1969): "Mecanismo de Excitación de Auroras Rojas". *Contribución del Instituto Antártico Argentino N° 123*. Buenos Aires.
- FAIRFIELD, D.H. (1964): "Trapped Particles in a Distorted Dipole Field". *Journal of Geophysical Research*, vol. 69, p. 3919. Washington.
- HONES, E. (1963): "Motions of Charged Particles Trapped in the Earth's Magnetosphere". *Journal of Geophysical Research*, vol. 68, N° 5, p. 1209. Washington.
- O'BRIEN, B. y TAYLOR, H. (1964): "High Latitude Geophysical Studies With

- Satellite Injun 3". Journal of Geophysical Research, vol. 69, p. 45. Washington.*
- OMHOLT, A. (1959): "Studies on the Excitations of Aurora Borealis". Geofysiske Publikasjoner, vol. 21, N<sup>o</sup> 1. Oslo.**
- PARKER, E. (1960): "Geomagnetic Fluctuations and the Form of the Outer Zone of the Van Allen Radiation Belt". Journal of Geophysical Research, vol. 65, N<sup>o</sup> 10, p. 3110. Washington.**
- SEATON, M.J. (1954): "Excitation Processes in the Aurora and Airglow". Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, vol. 4, p. 295. New York.**



## **ESTADO ACTUAL DEL PERFIL GRAVIMETRICO ESTE-OESTE, CENTRADO EN LAS PROXIMIDADES DEL PARALELO 32° S. A TRAVES DE LA ARGENTINA \***

ANTONIO INTROCASO y EDUARDO HUERTA

Facultad de Ciencias e Ingeniería - Universidad Nacional de Rosario

De acuerdo a las recomendaciones surgidas de la Conferencia Sobre Problemas de la Tierra Sólida, Buenos Aires, Octubre de 1970, se realizó un perfil gravimétrico Este-Oeste, próximo a la latitud 32° S atravesando en una primera etapa la mayor parte de las provincias de La Rioja y San Juan, proyectando su continuación transcontinental hacia los Océanos Atlántico y Pacífico.

According to the requests issued by the Conference on Solid Earth Problems, Buenos Aires, October 1970, an East-West gravimetric profile near 32° S latitude was measured, through most of La Rioja and San Juan provinces during the first stage, there being a project of transcontinental continuation towards both Atlantic and Pacific Oceans.

D'après les recommandations émanées de la Conférence Sur de Problèmes de la Terre Solide, Buenos Aires, Octobre 1970, on a réalisé un profil gravimétrique Est-Ouest, dans le voisinage de la latitude 32° S qui traverse —dans une première étape— la plus grande partie des provinces de La Rioja et San Juan, et l'on projète sa continuation transcontinental vers les Océans Atlantique et Pacifique.

Dadas las singulares características de la Provincia de San Juan en relación al complejo e inestable edificio andino, se pensó en realizar un perfil gravimétrico Este-Oeste centrado aproximadamente en el paralelo 32° S para correlacionarlo con los estudios sísmicos realizados por el Ing. Fernando Volponi y colaboradores.

Se midieron así —en una primera etapa— 100 estaciones de 5 en 5 km en el itinerario Las Hornillas - Barreal - Calingasta - Zonda - San Juan - Bermejo - Mascafán - Chepes (Fig. 1), en colaboración con la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Cuyo que realizó las tareas topográficas, cediendo vehículos y choferes para realizar las mediciones de gravedad, que como parte del convenio correspondió hacer a la Facultad de Ciencias e Ingeniería de la Universidad Nacional de Rosario aerotransportando previamente el valor  $g$  desde Rosario, a través de sucesivos enlaces con Santa Fe y Córdoba, hasta Las Chacritas en San Juan, y vinculando posteriormente esta estación con el Nodal 147 de San Juan, tomada como estación de arranque.

El valor de  $g$  en el aeropuerto de San Juan, obtenido mediante vinculaciones aéreas y la diferencia gravimétrica entre el valor de arranque de N 147 y la estación

*\*Esta comunicación ha sido publicada en forma extensa por Escuela de Ingeniería Geógrafa de Facultad de Ciencias Exactas e Ingeniería, Avda. Pellegrini 250, Rosario, Argentina, 1972.*

del aeropuerto fueron confrontados con los valores respectivos de la operación B A C A R A, Base de Calibración de la República Argentina e IGM, confirmando el óptimo funcionamiento del gravímetro utilizado un Worden 776 – master termostatzado perteneciente a la Facultad de Ciencias e Ingeniería de la Universidad Nacional de Rosario.

La Fig. 1 muestra los perfiles: altimétrico, de aire libre y Bouguer (simple) junto al itinerario y estaciones sismológicas.

Un rápido examen muestra el sostenido incremento negativo de la anomalía de Bouguer que es de  $-286$  mgl. en Las Hornillas, controlado regionalmente por la raíz andina. Hacia el este de San Juan las formaciones paleozoicas de Pie de Palo y Sierra de la Huerta guardan una clara correlación con las anomalías encontradas; evidenciándose la depresión intermedia por donde corre el Rfo Bermejo.

Las respuestas gravimétricas presentan un notable interés, y al presente son motivo de un cuidadoso estudio.

Consecuentes con las recomendaciones emanadas de la Conferencia sobre Problemas de la Tierra Sólida (Buenos Aires, Octubre de 1970), que sugiere, entre otros, realizar un geotransversal en la latitud  $32^{\circ}$  S, hemos pensado en extender el perfil hacia los Océanos Pacífico y Atlántico, contando con la colaboración del IGM Argentino, YPF Argentino y aprovechando el material gravimétrico publicado principalmente por la Universidad de Chile y el Servicio Geográfico Militar del Uruguay. En estos momentos el proyecto se encuentra en las últimas etapas de estudio.

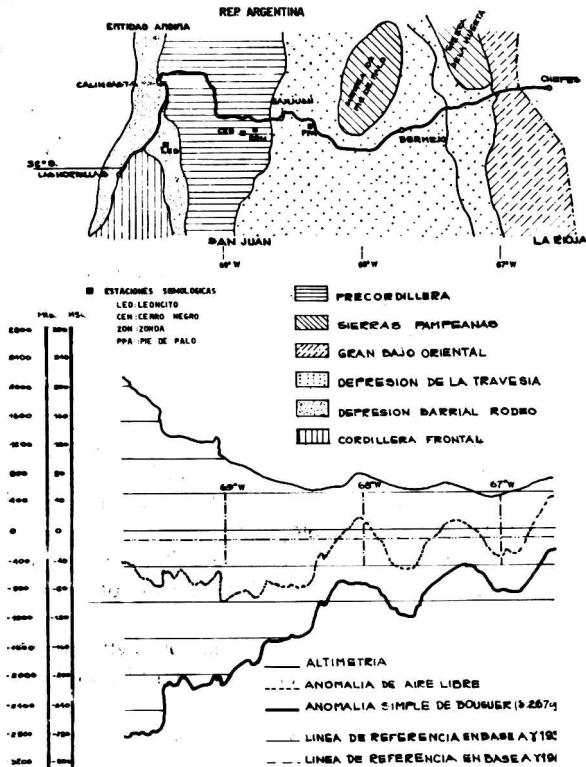


Figura 1

## INDICE DE AUTORES

	Página
AFFOLTER, Hugo R.: Determinación preliminar de las mareas geomagnéticas en Trelew.	105
BRAÑA VILLAMIL, Carlos (ENRICH, Alberto L. y . . . ): Determinación astronómica expeditiva de latitud y azimut por distancias cenitales de pares de estrellas a su paso por un vertical próximo al meridiano.	57
CAZENEUVE, Horacio A.: Efecto de latitud y excitación de las auroras rojas.	117
CAZENEUVE, Horacio A.: Pulsaciones aurales en frecuencias medias.	109
ENRICH, Alberto L. ( . . . y BRAÑA VILLAMIL, Carlos): Determinación astronómica expeditiva de latitud y azimut por distancias cenitales de pares de estrellas a su paso por un vertical próximo al meridiano.	57
FALCOZ, H. (de XAMMAR ORO, J. R. . . . y WESTERKAMP, J. F.): Procesado óptico de datos y su aplicación a la geofísica.	41
GERSHANIK, Simón: Incremento de la convergencia en la ubicación de los terremotos.	23
GONZALEZ, Jorge L. (NUÑEZ, Héctor M. y . . . ): La exploración Petrolífera y la formación de las reservas.	53
HUERTA, Eduardo (INTROCASO, Antonio y . . . ): Estado actual del perfil gravimétrico Este-Oeste, centrado en las proximidades del paralelo 32° S a través de la Argentina.	125
INTROCASO, Antonio: Un procedimiento gráfico aproximado para construir curvas maestras de tres capas para el dispositivo geológico Wenner.	29
INTROCASO, Antonio ( . . . y HUERTA, Eduardo): Estado actual del perfil gravimétrico Este-Oeste, centrado en las proximidades del paralelo 32° S a través de la Argentina.	125
LLORDEN RAMIREZ, Juvenal: Empleo de una computadora electrónica para el cálculo y elaboración de los mapas gravimétricos utilizados en prospección petrolífera.	1
MENDIA, José E.: Sobre la intensidad del campo magnético terrestre durante el Jurásico Medio.	
NUÑEZ, Héctor M. ( . . . y GONZALEZ, Jorge L.): La exploración Pe-	93

trofífera y la formación de las reservas.	53
SAMATAN, Enrique L.: El Proyecto "EOLE" y los modelos numéricos de la circulación atmosférica.	13
SANCHEZ, Rafael N.: Control de estructuras geodésicas en latitudes elevadas.	75
SANCHEZ, Rafael N.: El elipsoide de referencia para América del Sur.	71
VALENCIO, Daniel A.: La deriva continental Cenozoica y Mesozoica en el Atlántico Sur.	81
WESTERKAMP, J. F. (de XAMMAR ORO, J. R., FALCOZ, H. y . . . ): Procesado óptico de datos y su aplicación a la geofísica.	41
XAMMAR ORO, J. R. de ( . . . , FALCOZ, H. y WESTERKAMP, J. F.): Procesado óptico de datos y su aplicación a la Geofísica.	41

**Composición en frío, montaje  
e impresión.  
FORMA Servicio Gráfico  
Venezuela 919 - En Buenos Ai-  
res, Argentina, Diciembre 1972.**

## CONTENIDO

### INFORMES

Página

Empleo de una computadora electrónica para el cálculo y elaboración de los mapas gravimétricos utilizados en prospección petrolífera.

*JUVENAL LLORDEN RAMIREZ*

1

El Proyecto "EOLE" y los modelos numéricos de la circulación atmosférica.

*ENRIQUE LUIS SAMATAN*

13

### COMUNICACIONES

Incremento de la convergencia en la ubicación de los terremotos.

*SIMON GERSHANIK*

23

Un procedimiento gráfico aproximado para construir curvas maestras de tres capas para el dispositivo geoelectrico de WENNER.

*ANTONIO INTROCASO*

29

Procesado óptico de datos y su aplicación a Geofísica.

*J. R. de XAMMAR ORO, H. FALCOZ y J. F. WESTERKAMP*

41

La exploración petrolífera y la formación de las reservas.

*HECTOR MANUEL NUÑEZ y JORGE LAZARO GONZALEZ*

53

Determinación astronómica expeditiva de latitud y azimut por distancias cenitales de pares de estrellas a su paso por un vertical próximo al meridiano.

*ALBERTO L. ENRICH y CARLOS BRAÑA VILLAMIL*

57

El elipsoide de referencia para América del Sur.

*RAFAEL N. SANCHEZ*

71

Control de estructuras geodésicas en latitudes elevadas.

*RAFAEL N. SANCHEZ*

75

La deriva continental Cenozoica y Mesozoica en el Atlántico Sur.

*DANIEL A. VALENCIO*

81

Sobre la intensidad del campo magnético terrestre durante el Jurásico Medio.

*JOSE E. MENDIA*

93

Determinación preliminar de mareas geomagnéticas en Trelew.

*HUGO R. AFFOLTER*

105

Pulsaciones aurorales en frecuencias medias.

*HORACIO A. CAZENEUVE*

109

Efecto de latitud y excitación de las auroras rojas.

*HORACIO A. CAZENEUVE*

117

### COMUNICACIONES DE ACTIVIDADES

Estado actual del perfil gravimétrico Este-Oeste, centrado en las proximidades del paralelo 32°S a través de la Argentina.

*ANTONIO INTROCASO y EDUARDO HUERTA*

125