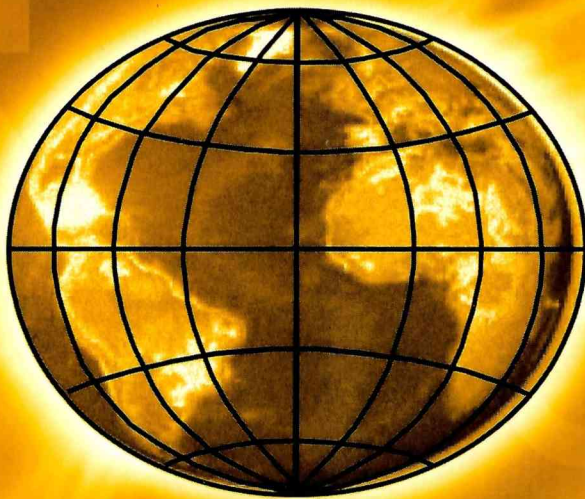




**Asociación Argentina de
Geofísicos y Geodestas**

GEOACTA



**VOLUMEN 31
2006**

ISSN 0326-7237

GEOACTA

Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

XXIII Reunión Científica AAGG - 2006

Editor: Dra. María Cintia Piccolo. Instituto Argentino de Oceanografía.

CC 804 - (B8000FWB) Bahía Blanca, Argentina. FAX: (54-291) 486 11 12 - 486 15 27

e-mail: piccolo@criba.edu.ar

Co-editor: Dr. Angel Marcos. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.

San Juan 670 (B8000ICN) Bahía Blanca, Argentina. FAX: (54-291) 459 51 48

amarcos@uns.edu.ar

Comité Editorial Asesor (Editorial Advisory Board)

Julio Avila, Universidad Nacional de Tucuman, Argentina

Ricardo Matano, Oregon State University, USA

Ernesto Hugo Berbery, University of Maryland, USA

Aldo Bonalumi, Universidad Nacional de Córdoba

Rudolph H. Wiens, Centre for Research in Earth and Space Sci., Canadá

Dr. Kenneth M. Creer, University of Edingburgh, Inglaterra

José Morales, Universidad de Granada, España

Miguel Pedro Auge, Universidad Nacional de La Plata, Argentina

Manuel Catalán, Real Instituto y Observatorio de la Armada, España

Jorge Chernicoff, SEGEMAR, Argentina

Ernesto Marcia, IAG/USP, Brasil

Diana Cuadrado, IADO, Argentina

Juan José Curto, Observatorio y Jefe de la Sección de Geomagnetismo, España

Marta E. Ghidella, Instituto Antártico Argentino, Argentina

David López de Castro, Universidade Federal do Ceará, Brasil

Daniel Martínez, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina

Jorge Caló, Universidad Nacional del Sur, Argentina

Ana Sinito, Universidad Nacional del Centro, Argentina

Nemesio Heredia Carballo, Instituto Geológico y Minero de España, España

Antonio Introcaso, Instituto de Física de Rosario, Argentina

Marcelo Raúl Varni, Instituto de Hidrología de Llanuras

Carlos Zavala, Instituto Argentino de Oceanografía, Argentina

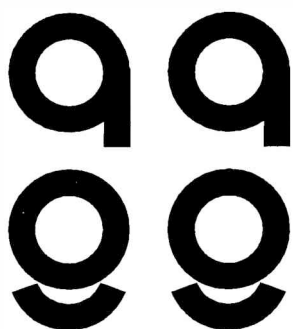
Marta Mosert, CASLEO-CONICET, Argentina

María Cristina Pacino, Universidad Nacional de Santa Fe, Argentina

GEOACTA es propiedad de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Director: María Cintia Piccolo. © 2006 AAGG, derecho de autor número 529123. ISSN:0326-7237. Es una revista con periodicidad anual. Para uso impreso o reproducción del material publicado en la revista se deberá solicitar autorización a la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Los trabajos se enviarán a las direcciones del editor, siguiendo las normas para los autores que se encuentran al final de este volumen. Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804. B8000FWB Bahía Blanca, Argentina.

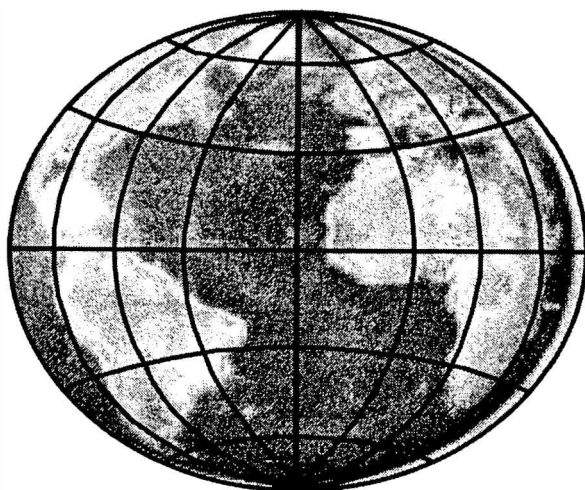
GEOACTA is property of the Argentine Association for Geophysics and Geodesy. Director: María Cintia Piccolo. © 2006 AAGG, royalties number 529123. ISSN:0326-7237. Is an journal published annually. For printed use and reproduction of papers published in this journal is required authorization in writing by the publisher. The manuscripts should be sent to the editor following the Instruction for Authors. The address of the editor is: Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804. B8000FWB Bahía Blanca, Argentina.

GEOACTA está citada en *LATINDEX* (folio 2862), *ASFA* (*Aquatic Sciences and Fisheries Abstracts*).



**Asociación Argentina de
Geofísicos y Geodestas**

GEOACTA



VOLUMEN 31
BAHIA BLANCA, ARGENTINA
2006



| | |
|--|------------|
| Detección de saltos de basamento de la cuenca del valle de La Rioja, Argentina, a partir de un modelo hidrostático local. | |
| <i>M. Patricia Martínez, Mario Gimenez, Gabriela Bustos, y F. Lince Klinge, Martín Mallea y T. Jordan</i> | 1 |
| Balance sedimentario, parámetros meteorológicos y oceanográficos en un sector de la playa de Monte Hermoso, Provincia de Buenos Aires. | |
| <i>Elba Fernández, Angel Marcos, Jorge Caló y Héctor Aldacour</i> | 11 |
| Quistes de dinoflagelados de sedimentos holocenos y dinoflagelados modernos del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. | |
| <i>C. Marcela Borel, Patricia M. Cervellini y G. Raquel Guerstein</i> | 23 |
| Estudio preliminar de los efectos del dragado sobre aspectos bio-sedimentológicos de las planicies de marea. | |
| <i>Natalia V. Pizani, Diana G. Cuadrado y Elisa R. Parodi</i> | 33 |
| Geoide gravimétrico en Argentina. presente y futuro. | |
| <i>Claudia Tocho, Graciela Font y Michael G. Sideris</i> | 41 |
| Posicionamiento diferencial mediante el uso de navegadores satelitales. | |
| <i>M. Gende, M.V. Mackern y C. Brunini</i> | 51 |
| Predicción lineal de los modelos internacionales de referencia geomagnético 1900-2005. | |
| <i>Julio César Gianibelli</i> | 57 |
| La amplitud térmica en la estación meteorológica de la plata y su relación con el ciclo solar y la actividad geomagnética. | |
| <i>Julio César Gianibelli, Nicolás Quaglino y Mónica Mac William</i> | 63 |
| Sobre la variabilidad del ciclo de manchas solares. | |
| <i>Julio César Gianibelli, Iris Rosalía Cabassi, Nicolás Quaglino y Mónica Mac William</i> | 73 |
| Un marco de referencia global para la industria petrolera. Neuquen, Argentina. | |
| <i>M. Virginia Mackern, Luis E. Lenzano, Ana María Robin y María G. Lenzano</i> | 81 |
| Efectos de las ondas de choque en los registros digitales de Trelew. | |
| <i>Julio César Gianibelli, Nicolás Quaglino y Mónica Mac William</i> | 91 |
| Modelo de geoide en el noroeste de la Provincia de Buenos Aires. | |
| <i>María Eugenia Gomez, Raúl Anibal Perdomo y Daniel Del Cogliano</i> | 101 |
| Estructura mareológica en norpatagonia utilizando el modelo WQMAP. | |
| <i>Carlos A. Mazio</i> | 109 |
| Sistema GPS de guiado autónomo corregido. | |
| <i>L. Mendoza, R. Perdomo y D. Del Cogliano</i> | 117 |
| Dimensión fractal de perfiles extraídos de datos SRTM. | |
| <i>Ezequiel Pallejá y Alberto Pradelli</i> | 125 |
| Anomalía termal en la cima del volcán Tromen (37° S -70°O), provincia del Neuquén, Argentina. | |
| <i>Adriana Bermúdez, Daniel Delpino y Christian Loscerbo</i> | 133 |
| La asimetría de las variaciones geomagnéticas de tormenta registradas en latitudes bajas y medias. | |
| <i>María Andrea Van Zele</i> | 141 |
| Una aproximación simple para estimar precipitación con datos de radiación de onda larga saliente. | |
| <i>Carlos Zotelo, Marcela González y Vicente Barros</i> | 153 |
| Precipitaciones máximas en el sudeste bonaerense. | |
| <i>Mónica Cristina García y María Cintia Piccolo</i> | 165 |
| Sobre la evolución temporal del dipolo y cuadrupolo del campo geomagnético. | |
| <i>Julio César Gianibelli</i> | 175 |
| Conversión de alturas elipsoidales en alturas sobre el nivel medio del mar mediante técnicas de interpolación superficial | |
| <i>Raúl A. Márquez</i> | 183 |
| Norma para los autores | 191 |

La presente edición de la revista GEOACTA ha sido realizada con la colaboración económica de la empresa PROFERTIL, del Instituto Argentino de Oceanografía, del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

DETECCION DE SALTOS DE BASAMENTO DE LA CUENCA DEL VALLE DE LA RIOJA, ARGENTINA, A PARTIR DE UN MODELO HIDROSTATICO LOCAL.

*Martínez M. Patricia¹, Mario Gimenez¹, Gabriela Bustos², F. Lince Klinge³,
Martín Mallea² y T. Jordan⁴*

¹CONICET. IGSV-FCEFN - UNSJ. mpm@unsj-cuim.edu.ar

²Facultad de Cs. Exactas Físicas y Naturales. UNSJ

³IGSV-FCEFN - UNSJ- FONCYT

⁴Dpto de Geociencias. CORNELL University.

RESUMEN

Se utilizaron cartas de anomalías de Bouguer, de efectos gravimétricos del paquete sedimentario y de correcciones isostáticas, para preparar una carta de anomalías isostáticas (o de anomalía residual isostática) que comprende la cuenca del Valle de La Rioja y regiones aledañas (Provincia de La Rioja, Argentina).

El tratamiento isotático 3D en el Valle de La Rioja, es considerado en un sistema de compensación isostática del tipo Airy en corteza estirada. Se trazaron perfiles que atraviesan la cuenca en estudio, con el propósito de observar las variaciones del basamento en sentido N-S.

Las anomalías residuales isostáticas resultan negativas en todo el dominio de la cuenca, evidenciando una falta de antirraíz. No obstante a través del análisis de los perfiles es posible definir: a) los bloques estructurales que componen la cuenca, b) la posición relativa entre unos y otros, c) el futuro movimiento de estos bloques o sea ascenso diferencial entre ellos.

Palabras claves: basamento - Valle de La Rioja - Isostasia

ABSTRACT

A Bouguer anomalies' chart, gravimetric effects of the sedimentary package and isostatic corrections, were used to prepare an isostatic anomalies' chart (or residual isostatic anomalies' chart) that covers La Rioja Valley's basin and the surrounding areas (La Rioja province, Argentina).

To carry out our isostatic 3D study in La Rioja Valley, Argentina, a system of isostatic compensation in Airy's hypothesis with stretched bark was considered. Profiles across the studied basin were traced to observe the variations of the basement in N-S strike. Our results point out that isostatic anomalies are negative in the domain of the basin, with an evident deficit of antirroot. Nevertheless, through the analysis of the profiles we can define: a) structural blocks composing the basement of the basin, b) their relative positions, and c) the future movements of these blocks (or differential ascent between them).

Keywords: basement - La Rioja Valley - Isostasy

INTRODUCCION

La hipótesis isostática de Airy, consiste esencialmente en suponer que cada trozo de corteza está en equilibrio hidrostático. Cuanto

más profunda es la cuenca sedimentaria, mayor es la antirraíz ascendida desde el nivel normal de corteza (T_n). Todo pasa como si cada prisma vertical de distinto tamaño que compone a la corteza terrestre, flotara en un

material viscoso que le permitiera realizar lentos movimientos verticales en busca del equilibrio hidrostático.

Ha sido demostrado que si nos mantenemos dentro del sistema elegido, cualquier modelo asumido como compensado puede ser utilizado para estudiar el equilibrio isostático (Woollard, 1969). Así, modelos de una o de dos capas, con distintos espesores normales T_n (no demasiado diferentes unos de los otros) y con densidades diferentes pueden ser adecuadamente utilizados.

En este trabajo seguimos la metodología propuesta por Introcaso (1993), respecto del análisis isostático en cuencas sedimentarias.

Por otro lado, considerando que nos encontramos en una región deformada por compresión y cercanos a la Cordillera Andina, el modelo Hidrostático contempla una combinación de raíces (debido a los excesos topográficos) y antirraíces (ubicadas bajo la cuenca sedimentaria estudiada). Este tipo de análisis ha sido ya propuesto por Giménez *et al.* (2000, 2001) para el estudio isostático de la Cuenca del Bermejo, ubicada entre la Precordillera Sanjuanina y la Sierra Pampeana de Valle Fértil (San Juan, Argentina).

En un trabajo preliminar (Bustos *et al.*, 2005), se ha preparado un Modelo Hidrostático en el sentido teórico puro de esta cuenca, aislándola de su entorno natural geológico, o sea sin considerar el Sistema Andino ni las Sierras vecinas. Sin embargo, como veremos en este trabajo, las conclusiones respecto del moviimiento vertical no cambian.

En la Figura 1, se observa la ubicación de la cuenca del Valle de la Rioja, y se localizan los perfiles que luego son analizados.

Mediciones gravimétricas

Se relevaron nuevos datos de gravedad, estos fueron sumados a la carta gravimétrica de la provincia de La Rioja (Martínez y Gimenez, 2003) y a la base de datos

perteneciente al Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. S. Volponi, de la Universidad Nacional de San Juan y al Instituto de Física de Rosario, de la Universidad Nacional de Rosario -CONICET.

El cálculo de anomalías respondió a las clásicas expresiones:

$$AAL = Gobs. (\delta_0 \text{ CAL}) \quad (1)$$

$$AB = Gobs. (\delta_0 \text{ CAL} + CB + CT) \quad (2)$$

Donde AAL y AB son las anomalías de Aire Libre y de Bouguer completa; Gobs: gravedad observada referida al valor de la estación fundamental de Miguelete (Buenos Aires); δ_0 : Gravedad Normal para cada estación; CAL, CB y CT: Correcciones de Aire Libre, Bouguer y Topográfica.

Para calcular la CAL se adoptó la expresión de Swick (1942):

$$CAL = (0.308555 + 0.00022 \times \cos 2 \varphi) \times H - 0.072 \times (H/1000)'' \quad (3)$$

donde

H: representa la altitud (en metros) y φ : es la latitud de la estación gravimétrica.

El valor de CB fue calculado asumiendo una densidad para la topografía de 2.67 g/cm^3 , ecuación (4).

$$CB = 0,1118 \times H \quad (4)$$

siendo

H: altura sobre el nivel medio del mar expresado en metros.

Las anomalías fueron referidas a la estación fundamental de Miguelete usando el sistema IGNS 1967. δ_0 , fue referida a la expresión del elipsoide del 67, ecuación (5):

$$\delta_0 ('67) = 978031.85(1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000058 \sin^2 2\varphi) \quad (5)$$

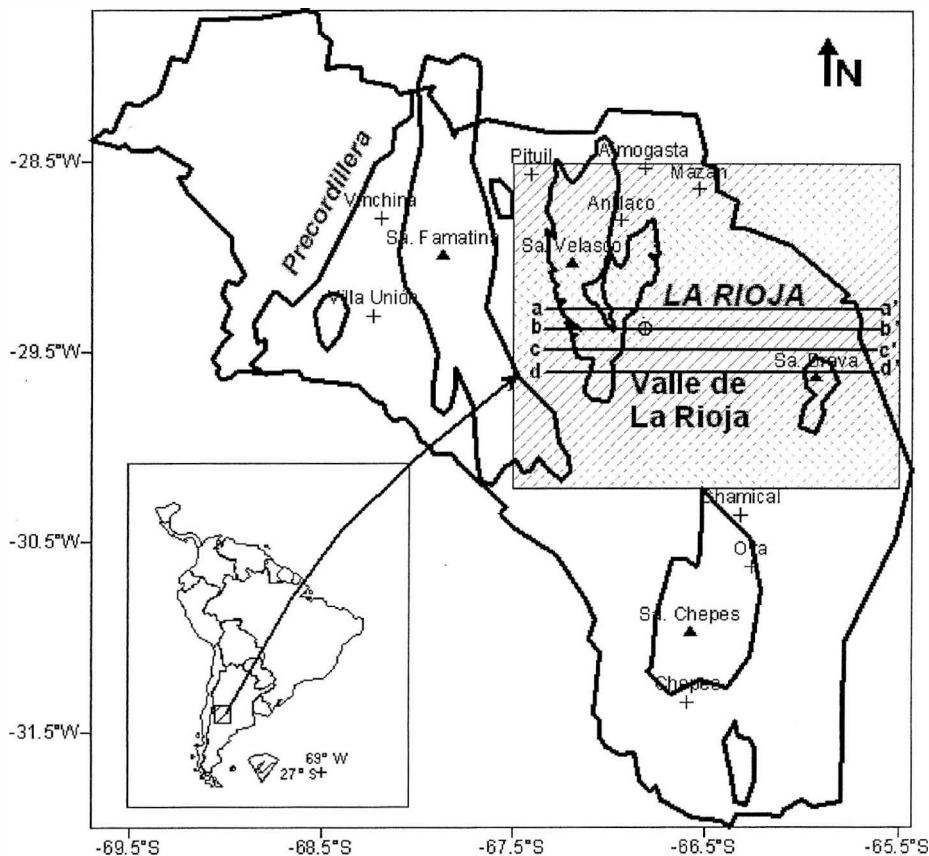


Figura 1. Ubicación geográfica de la zona de estudio. a-a', b-b', c-c', d-d': perfiles de los estudios en el texto de las latitudes 29° 18'S, 29° 24'S, 29° 30'S y 29° 36' respectivamente

En la carta de altitudes (Fig. 2) vemos un gran mínimo de 400 metros en correspondencia con la cuenca, mientras que en la carta de AB (Fig. 3), vemos ese mínimo concentrado en dos isóbatas cerradas de -160 mGal. Ubicando estas los mayores espesores sedimentarios.

ANÁLISIS ISOSTÁTICO

Siguiendo a Introcaso (1993), la carta de AB debe ser corregida por el efecto gravimétrico de los sedimentos (ES). Así:

$$ABC = AB - ES \quad (6)$$

Se dispuso de una carta inédita (perteneciente a YPF SA) de isóbatas de

basamento cristalino, determinada mediante sísmica de reflexión. Asimilando las isóbatas a láminas poligonales cerradas. Mediante un número impar de ellas, para posibilitar la integración numérica (Talwani and Ewing, 1960; Guspí *et al.*, 1987), se evaluó el efecto gravimétrico del paquete sedimentario (ES), ver Figura 4. La carta de anomalías de Bouguer corregidas por efecto sedimentario (ABC) se observa en la Figura 5, que (en teoría) responde únicamente a efectos profundos.

Como punto de partida admitiremos un modelo cortical de dos capas, sometido a estiramiento uniforme. Este modelo considera que el estiramiento uniforme no altera (no deforma) la discontinuidad intermedia. A

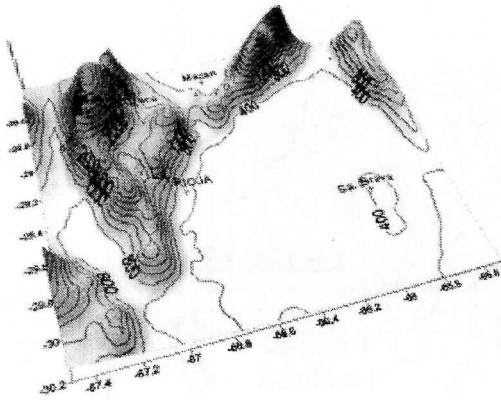


Figura 2. Diagrama 3D del area de estudio. Extraída de la base de datos EOTOPOS, del Servicio Meteorológico de USA.

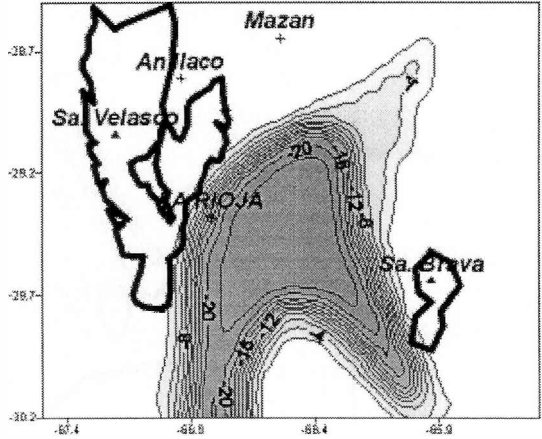


Figura 4. Efecto gravimétrico de los sedimentos (ES). Densidad de los sedimentos 2.3 g/cm³ Isoanómalas cada 2 mGal.

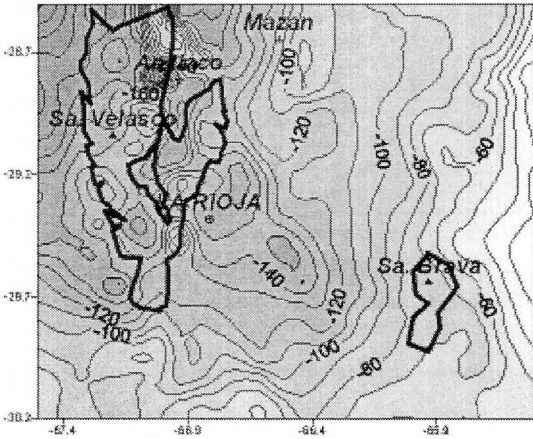


Figura 3. Carta de anomalías de Bouguer (AB). Isoanómalas cada 10 mGal.

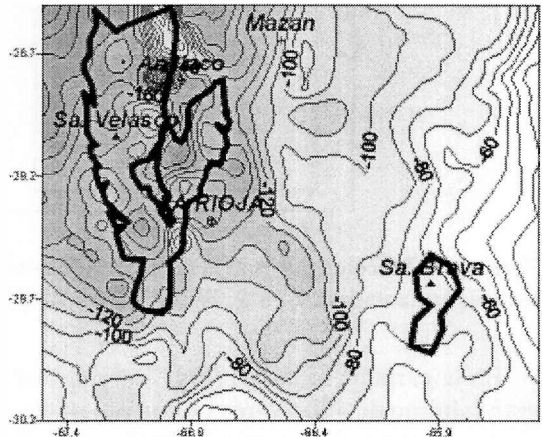


Figura 5. Carta de anomalías de Bouguer corregida por el efecto gravimétrico de los sedimentos (ABC). Isoanómalas cada 10 mGal.

partir de plantear las ecuaciones de equilibrio hidrostático, llegamos a:

$$\Delta r = \frac{\sigma_{cs} - \sigma_s}{\sigma_m - \sigma_{ci}} \times h_s \quad (7)$$

siendo

Δr : espesor de la antirraíz; σ_{cs} : densidad de la corteza superior; σ_s : densidad de los

sedimentos; σ_m : densidad del manto superior y σ_{ci} : densidad de la corteza inferior

Determinación de Densidades

A través del análisis de perfiles sísmicos de refracción realizados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (ahora YPF SA), se determinó la velocidad promedio para las ondas de compresión. Luego y mediante la relación propuesta de Nafe y Drake (1958) se

obtiene la densidad de los sedimentos, resultando $\sigma_s = 2.3 \text{ g/cm}^3$.

Asumimos un valor de 2.70 g/cm^3 para la corteza superior (basamento de la cuenca), extrapolando valores obtenidos a partir de estudios sismológicos por Regnier et al. (1994), para la Sierra de Pie de Palo y la Precordillera sanjuanina. Resultando el contraste de densidad ($\Delta\sigma$) entre los sedimentos y el basamento de: $\Delta\sigma = 0.4 \text{ g/cm}^3$.

La densidad de la corteza inferior (σ_{ci}) se asume de 2.9 g/cm^3 , y la del manto superior (σ_{ms}) de 3.3 g/cm^3 , basándonos en valores medios mundiales consignados por Woollard (1969); Pacino e Introcaso (1988), entre otros.

Modelo hidrostático

Reemplazando en (7), el modelo de predicción de antirraíces resulta:

$$\Delta r = h_s \quad (8)$$

En (8), la antirraíz (Δr) es simplemente el espesor sedimentario (h_s) con tal que las densidades diferenciales: corteza - sedimentos, y manto superior - corteza, sean iguales. Fuera del modelo, en la naturaleza son muy cercanas.

Al modelo de antirraíces obtenido, se lo afectó de los valores de las hipotéticas raíces pertenecientes a las sierras vecinas, incluyendo la cordillera andina. Nuevamente, a partir de plantear ecuaciones de equilibrio hidrostático:

$$\Delta R = \frac{\sigma_t}{(\sigma_{ms} - \sigma_{ci})} \times H \quad (9)$$

donde

ΔR : Raíz por debajo del espesor cortical normal; σ_t : densidad de la masa topográfica (2.67 g/cm^3) utilizada en la corrección de Bouguer; σ_{ms} : densidad del manto superior (3.3 g/cm^3); σ_{ci} : densidad de corteza inferior (2.9 g/cm^3); y H : altura promedio por sobre el nivel medio del mar (Fig. 2).

Reemplazando en (9) las densidades, tenemos que el modelo de raíces resulta:

$$\Delta R = 6.675 \times H \quad (10)$$

Asumiendo 33 km para el espesor de corteza normal (Woollard, 1969; Introcaso *et al.*, 1992; entre otros) se confeccionó la carta del Moho Hidrostático (Fig. 6), que involucra antirraíces bajo la cuenca y raíces de las áreas aledañas, incluyendo la Cordillera Andina. El efecto gravimétrico directo (EGRA) que producen las raíces y antirraíces (Fig. 7), cambiado de signo se corresponde con la corrección Isostática (CI).

Finalmente la anomalía Isostática, llamada a veces Anomalía Residual Isostática (AI), se determina a partir de (11), y su representación gráfica se puede ver en la Figura 8.

$$AI = ABC - CI \quad (11)$$

Analizando la Figura 8, observamos que toda la cuenca del Valle de la Rioja se encuentra descompensada: $AI \neq 0$. Los máximos valores ($< -80 \text{ mGal}$) los

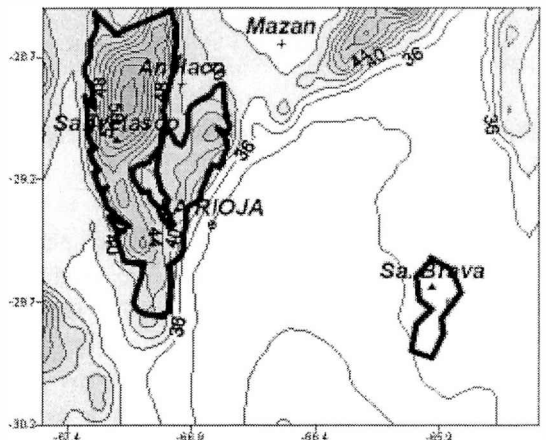


Figura 6. Carta del Moho Hidrostático que contiene antirraíces para la cuenca del valle de la Rioja y raíces para las sierras vecinas. El espesor de corteza normal considerado (T_n) es de 33 km. Isonómalas cada 2 km.

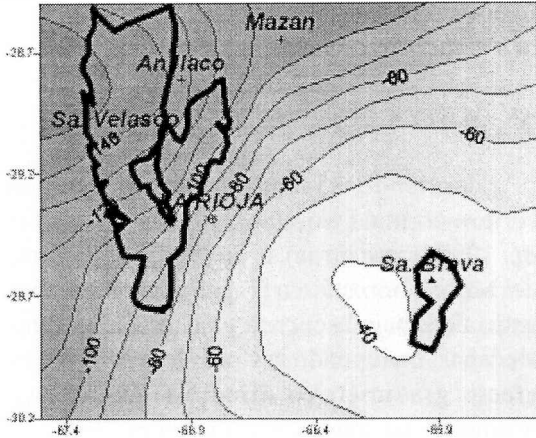


Figura 7. Efecto gravimétrico del Moho Hidrostático. Contraste de densidad corteza inferior - manto superior: $-0,4 \text{ g/cm}^3$. Isonómalas cada 10mGal.

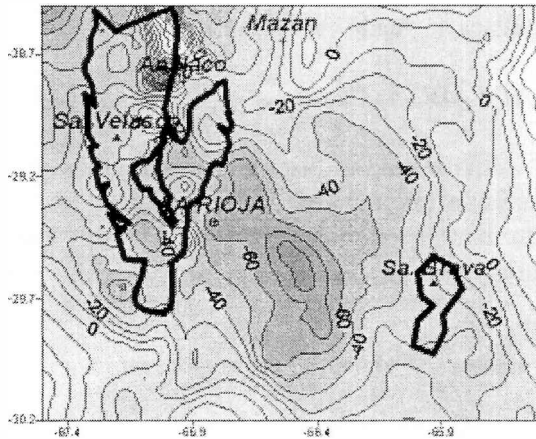


Figura 8. Carta de anomalías Isostáticas (o Residual Isostáticas, AI). Isonómalas cada 10 mGal.

encontramos en el centro del valle. El signo de esta anomalía (-) nos indica que el Moho del Modelo Hidrostático propuesto es menor que el actual. Por consiguiente el comportamiento esperado para los bloques del basamento que componen la cuenca es en sentido ascendente.

Análisis en perfiles

Con el propósito de interpretar con más detalles el comportamiento isostático de esta

cuenca se analizan 4 perfiles, en la Figura 1 señalados como: a-a', b-b', c-c' y d-d'. Ubicados estos consecutivamente a las latitudes: $29^{\circ}18'S$, $29^{\circ}24'S$, $29^{\circ}30'S$ y $29^{\circ}36'S$.

En estos perfiles (Fig. 9 a Fig. 12) se han graficado: arriba, la topografía y abajo, la AB (anomalía de Bouguer), la ABC (anomalía de Bouguer corregida por el efecto sedimentario), el EGRA (efecto gravimétrico del Moho hidrostático), y la AI (anomalía Isostática).

El hecho más significativo, es el hallazgo de un notable salto en la porción de la anomalía bajo la cuenca del Valle de La Rioja (Fig. 9). Separamos estos tramos en dos porciones A y B. Nótese en esta figura la diferencia en magnitud en las anomalías que encontramos entre el bloque A y el B, aproximadamente 20 mGal en AI y 40 mGal en la ABC.

Dado que la corrección de Bouguer elimina las elevaciones topográficas en exceso, luego,

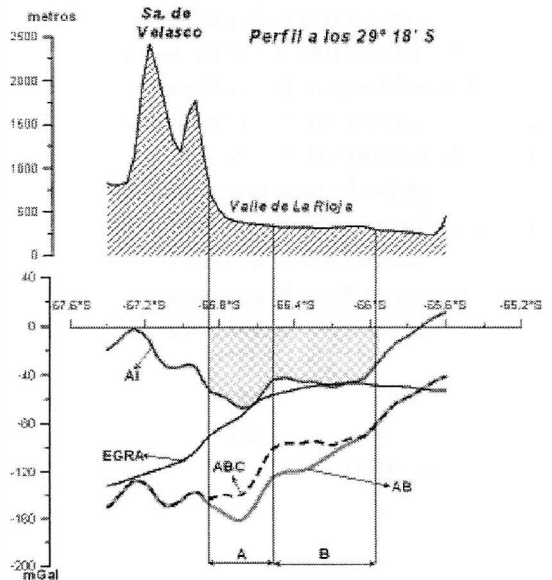


Figura 9. Arriba, perfil topográfico a los $29^{\circ} 18'$ Sur. Abajo: AB, anomalía de Bouguer; ABC: anomalía de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos; EGRA: efecto gravimétrico de los sedimentos; y AI: anomalía residual Isostática. A y B: bloques de basamento inferidos

Detección de saltos de basamento de la cuenca del valle de La Rioja, Argentina ...

se normaliza la corteza a través de la corrección por el efecto sedimentario, la anomalía de Bouguer corregida respondería al efecto de los bloques profundos. Estamos así interpretando cualitativamente las pequeñas longitudes de onda, enmarcadas dentro de la que le corresponde al Valle de La Rioja (A y B en Fig. 9). Este salto estructural se corresponde con los determinados por Fisher *et al.* (2002) a partir de la interpretación de perfiles sísmicos y también concuerda con los hallados por Mamani *et al.* (2002) a través de prospección magnetotelúrica.

Luego seguimos estos tramos A y B en secciones hacia el Sur. En la Figura 10, estos bloques parecen nivelarse en profundidad, mientras que en la Figuras 11 y 12 parecería que hubieran sufrido una mayor compresión y se hundieran formando una pirámide invertida (esquema ilustrativo, Fig. 13).

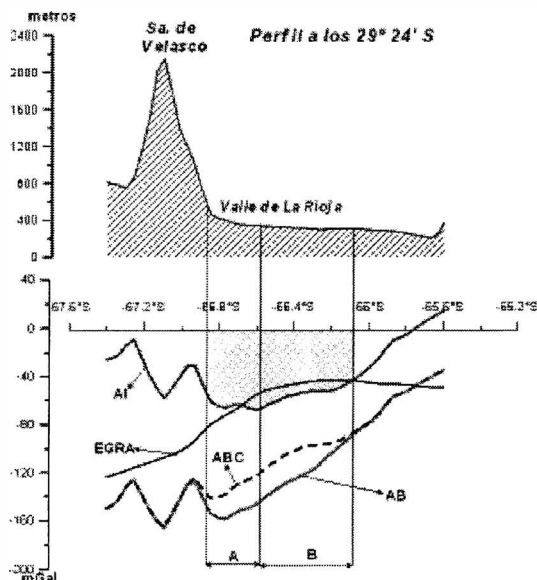


Figura 10. Figura 10: Arriba, perfil topográfico a los 29° 24' Sur. Abajo: AB, anomalía de Bouguer; ABC: anomalía de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos; EGRA: efecto gravimétrico de los sedimentos; y AI: anomalía residual Isostática. A y B: bloques de basamento inferidos.

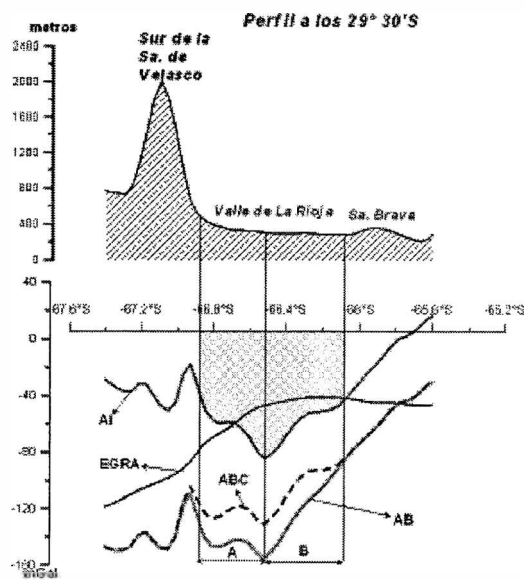


Figura 11. Arriba, perfil topográfico a los 29° 30' Sur. Abajo: AB, anomalía de Bouguer; ABC: anomalía de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos; EGRA: efecto gravimétrico de los sedimentos; y AI: anomalía residual Isostática. A y B: bloques de basamento inferidos.

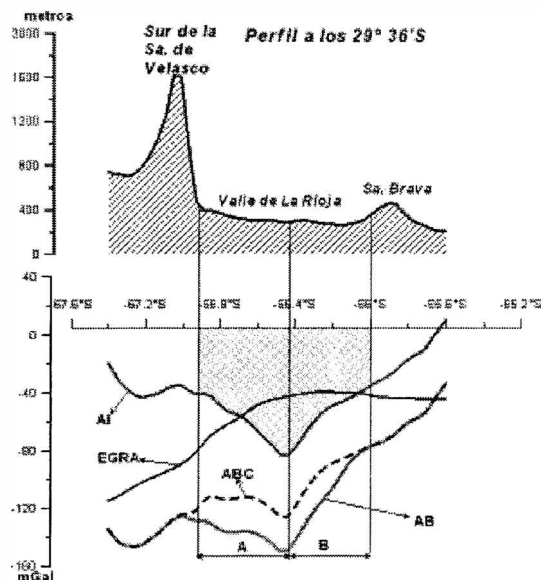


Figura 12. Arriba, perfil topográfico a los 29° 36' Sur. Abajo: AB, anomalía de Bouguer; ABC: anomalía de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos; EGRA: efecto gravimétrico de los sedimentos; y AI: anomalía residual Isostática. A y B: bloques de basamento inferidos.

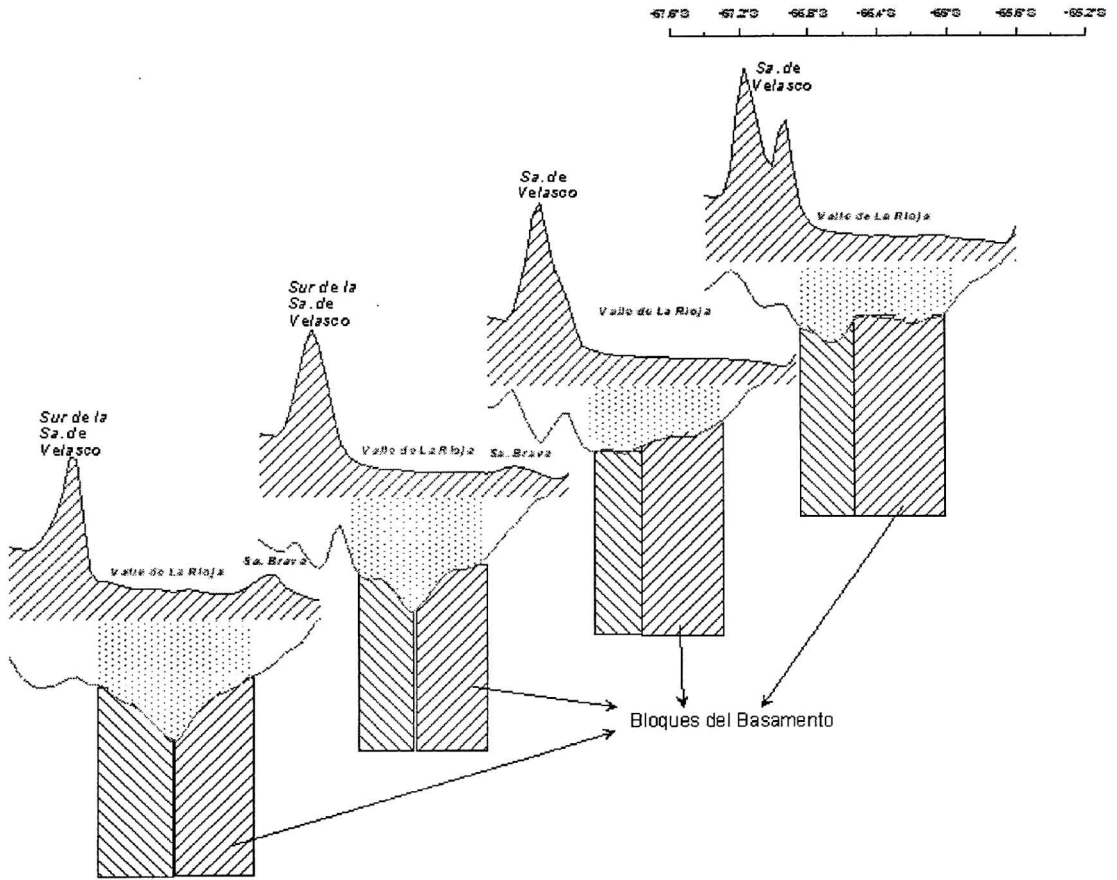


Figura 13. Esquema ilustrativo de las variaciones de profundidad de los bloques del Basamento que contiene a la cuenca del Valle de La Rioja. Secciones (de Norte a Sur). Perfil a los 29° 18' S, Perfil a los 29° 24' S, Perfil a los 29° 30' S y Perfil a los 29° 36' S.

Estos hallazgos indican esfuerzos diferenciales dentro de la cuenca. Hacia el Norte existieron esfuerzos compresivos combinados con esfuerzos verticales. Mientras que hacia el Sur predominan los esfuerzos compresivos Este-Oeste.

Esta interpretación cualitativa de los perfiles es complementaria de la anterior y no invalida el ascenso futuro previsto para los bloques del basamento. No obstante se está trabajando con modelos de inversión gravimétrica, con el doble propósito de encontrar la geofirma gravimétrica de la cubeta sedimentaria, y por otro lado cuantificar estos ascensos diferenciales para cada bloque.

CONCLUSIONES

A partir de la carta topográfica del Valle de la Rioja y regiones aledañas (provincia de La Rioja- Argentina) y de la carta de isóbatas de basamento de la región se confeccionó un modelo de Moho Hidrostático. Se comparó la carta de anomalías de Bouguer corregida por efecto de los sedimentos con la que produce este Moho hidrostáticamente compensado, para determinar la Anomalia Residual Isostática.

Determinamos descompensación Isostática en todo el dominio de la cuenca del Valle de La Rioja. Para mantener equilibrio isostático

es necesario que: $AI = 0$. En este caso encontramos $AI < 0$, indicando que para alcanzar el equilibrio hidrostático, la cuenca en el futuro sufrirá movimientos ascendentes. Estos movimientos serán diferenciales, debido a la compleja estructura de bloques bajo la cuenca. Cuando cesen los esfuerzos compresionales reinantes en la zona, estos bloques buscarán alcanzar el equilibrio isostático mediante una disminución de la raíz compensadora o mediante un ascenso de la masa cortical por encima del nivel medio del mar.

Se encuentran en preparación modelos de inversión gravimétrica, a partir de los cuales se podrían cuantificar los futuros movimientos.

Agradecimientos: Este trabajo a sido posible gracias a los aportes provenientes de los proyectos: PEI ° 6189 CONICET. RESOL. N° 1201/03, PIP N° 02804. CONICET y, PICT REDES 2003 N° 283.FONCYT.

REFERENCIAS

- Bustos, Gabriela; Gimenez, Mario; Martínez P. ; Introcaso, A.; Jordan, T. Evaluación del estado isostático del valle de La Rioja, La Rioja – Argentina. Enviado al Congreso 2005 de la Sociedad Brasileira de Geofísica.
- Fisher, N. D.; Jordan, T.E. y Brown, L. 2002. The structural and stratigraphic evolution of the La Rioja basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15. pp.141-156.
- Gimenez, M.E., Introcaso, A, Martínez, M.P. 2000. *Estudio Genético y Evolutivo de la Cuenca Del Bermejo. San Juan - Argentina*. UNR Editora. Temas de Geociencia. N°6, 80 pp.
- Gimenez, M.; Martínez, M. P.; Introcaso, A. 2001. Análisis Hidrostático de la Cuenca del Bermejo (Provincia de San Juan- Argentina). RAGA. Vol 56 N° 4, 2001, 419-424.
- Guspi, F.; A. Introcaso y E. Huerta. 1987. Calculation of gravity effects of tridimensional structures by analytical integration of a polyedric approximation and application to the inverse problem. *Geofis. Int.*, 26, 3: 407-428.
- Introcaso, A.; M. C., Pacino and H. and Fraga. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° S and 35°S. *Tectonophysics*, 205: 31-48.
- Introcaso, A. 1993. Predicción del Movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el Método gravimétrico. XII Cong. Geol. Argentino y II Cong. de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Actas T I : 1-4.
- Mamani, M.; Castiglione, B.; Buk, E. y Degiuseppe, O. 2002. Determinación del espesor sedimentario en la cuenca al este de la Ciudad de La Rioja. XXI Reunión Científica AAGG. pp. 202-207.
- Martínez, M. Patricia y Gimenez, Mario E. 2003. Fuerte Anomalia Gravimétrica Residual Positiva En El Sistema De Famatina Y Su Relación Con Paleosuturas. Explicaciones Alternativas. RAGA. N° 58.
- Nafe and Drake, 1958. In Grant West 1965. "Interpretation Theory of Applied Geophysics". Fig. 7. 200 pp. Mc Graw Hill Book Company.
- Pacino, M. C. y A. Introcaso. 1988. Modelo gravimétrico sobre el sistema de subducción Placa de Nazca Sudamericana en la latitud 33° Sur. V Congreso Geol. Chileno. T2: 77-89.
- Regnier, M.; J. M. Chiu; R. Smalley; B. L. Isacks and M. Araujo. 1994. Crustal Thickness Variation in the Andean Foreland, Argentina, from Converted Waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, V.84, 4:1097-1111.
- Swick, C.H., 1942. Pendulum Gravity Measurements and Isostatic Reductions. U.S. Coast and Geodetic Survey. Special Publications N°232.
- Talwani, M. and M. Ewing. 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics* XXV, 1: 203-225.
- Woollard, G. P. 1969. Regional variations in gravity. The earth's crust and upper mantle. Ed. Pembroke J. Hart.: 320-341.

BALANCE SEDIMENTARIO, PARAMETROS METEOROLOGICOS Y OCEANOGRAFICOS EN UN SECTOR DE LA PLAYA DE MONTE HERMOSO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES.

Elba Fernández, Angel Marcos, Jorge Caló y Héctor Aldacour

Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, (8000) Bahía Blanca.
Argentina. e-mail: eferman@uns.edu.ar

RESUMEN

La creciente urbanización del ambiente costero para el desarrollo del turismo y los métodos propuestos para su defensa ante los riesgos naturales, ha hecho necesario obtener una mayor comprensión de los procesos y las respuestas de las acciones realizadas en la playa y la zona próxima. La localidad de Monte Hermoso está sufriendo una expansión demográfica importante, y al no contar con un plan de manejo costero, lleva a la ocupación de los terrenos próximos a la playa que pueden verse afectados por riesgos ambientales. El objetivo de este trabajo es la obtención del balance sedimentario de un sector de playa, evaluando conjuntamente las condiciones oceanográficas y climatológicas del área. Los resultados permitirán conocer el desempeño de la metodología de trabajo elegida y se podrá aplicar a un proyecto de mayor envergadura. Este estudio comprende un mes y medio de mediciones de perfiles de playa, en un sector que abarca 250 m del frente litoral y la medición estadística de las condiciones meteorológicas y oceanográficas de dicho período.

Los resultados obtenidos del balance sedimentario, evaluados conjuntamente con las condiciones oceanográficas y climatológicas, ponen en evidencia una relación directa entre ellos. Los períodos erosivos se manifiestan durante los estados de vientos sostenidos provenientes del sector marino, cuando se dan las máximas alturas de rompiente de la ola y el máximo poder erosivo medido en potencia de ola (Pw), tal cual sucedió con los dos eventos de esas características registrados durante el mes de septiembre. En tanto que las fases acumulativas, se produjeron cuando la predominancia de los vientos fe continental con menores alturas de rompiente y menor Pw de ola que en la fase erosiva.

Durante el período estudiado y en relación a la morfología de la primera campaña, la playa pasa por un período de pérdida de arena, otro de merma mayor a la anterior y en la última etapa sufre una gran recuperación dando un balance positivo en el desplazamiento de los sedimentos. Este aspecto es importante porque demuestra el poder de recuperación de la playa en breves lapsos de tiempo.

Palabras clave. Balance Sedimentario - parámetros oceanográficos/meteorológicos - Monte Hermoso.

ABSTRACT

Tourism development in the coastal resort of Monte Hermoso City results in an increased urbanization of the coastal environment turning it to be more liable to the effects of natural risks. The lack of a coastal management project allowed for an unplanned occupation of coastal dunes and beach areas. These actions altered the coastal dynamics to a great extent. In order to design a sustainable coastal development and to protect the city amenities against natural risks it is necessary to obtain a greater understanding of the natural processes acting on the beach.

It embraces one and a half months of measurements of beach profiles and the statistical measurement of the meteorological and oceanographic conditions of this period. The beach profiles were performed in an extent of 250 m of the coastal front sector. The results of the sedimentary budget, evaluated jointly with the meteorological and oceanographic conditions, give evidence of a direct relationship among

them. Erosive episodes arise with steady onshore winds, when occurs the maximum surfer heights and the maximum erosive action, indicated by the wave power (Pw). These events happened twice on September. Whereas the cumulative episodes occurred with the predominant offshore winds with smaller surfer heights and minor Pw .

The beach morphology of the first campaign of the study was taken as a base to compare the successive beach changes along time. In the lapse of time of the study the beach underwent a period of loss of sand followed by another of greater loss, ending with a great recovery phase giving a positive sand budget. This aspect is important because it demonstrates the recovery capacity of the beach in brief time intervals.

Keywords. Sedimentary Budget - oceanographical/meteorological parameters - Monte Hermoso

INTRODUCCION

La creciente utilización del ambiente costero para urbanización y turismo y los métodos propuestos para su defensa ante los riesgos naturales, ha hecho necesario obtener una mayor comprensión de los procesos y las respuestas de las acciones realizadas en la playa y la zona próxima. Del trabajo de Davis Jr y Fox (1975) puede rescatarse una metodología de estudio a largo plazo que no sólo ayuda en el conocimiento de esos procesos, sino que también podría contribuir a predecir los cambios costeros. La bibliografía al respecto remarca los mecanismos procesos-respuesta en las áreas costeras e incluyen la preparación de modelos conceptuales para ayudar a la comprensión de las variables significativas. Los pasos básicos para este tipo de estudio es investigar en detalle un área acotada, monitoreando los cambios que tuvieron lugar durante un período de tiempo representativo. La aplicación de estas investigaciones en varios lugares y bajo condiciones distintas, posibilita cubrir un amplio espectro de situaciones de energía y por lo tanto provee suficiente cantidad de datos empíricos para los modelos de simulación.

Se ha fijado como objetivo de este trabajo la obtención del balance sedimentario de un sector de playa, evaluando conjuntamente las condiciones oceanográficas y climatológicas del área. Los resultados permitirán conocer el desempeño de la metodología de trabajo

elegida y se podrá aplicar a un proyecto de mayor envergadura. Este estudio piloto está acotado tanto en el espacio como en el tiempo. Así es que el mismo comprende un mes y medio de mediciones de perfiles de playa, en un sector que abarca 250 m del frente litoral y la medición estadística de las condiciones meteorológicas y oceanográficas de dicho período.

La información obtenida se enmarca dentro de un proyecto de investigación de largo plazo denominado "Análisis de la dinámica de la playa de Monte Hermoso", que está siendo llevado a cabo por este grupo de investigación y que tiene por finalidad definir el grado de complejidad y fragilidad de la mencionada playa, a los efectos de proyectar un plan de manejo costero sostenible en el tiempo y mitigar situaciones de riesgo como la que suceden durante las tormentas y que afectan las obras de infraestructura en el sector costanero.

La localidad de Monte Hermoso está sufriendo un aumento demográfico importante en los últimos 5 años. La expansión de la urbanización al no contar con un plan de manejo costero, y dado el interés que genera la proximidad de la playa, lleva a la ocupación de terrenos costeros que por acción y reacción pueden verse afectados por riesgos ambientales. A su vez la obliteración del médano costero por la construcción de viviendas, paradores, ramblas y calles costaneras, alteran las características de la dinámica costera en el propio sector y en otros alejados del mismo.

CARACTERIZACION DEL AREA DE ESTUDIO

La ciudad balnearia de Monte Hermoso está situada sobre la costa en el SO de la Provincia de Buenos Aires, (Long $61^{\circ}15'55''\text{O}$ y Lat. $38^{\circ}59'33''\text{S}$), a 110 km de la ciudad de Bahía Blanca y a 50 km de la ciudad de Coronel Dorrego (Fig. 1). La costa en este tiene dirección E-O y se extiende por 32 km entre Punta Sauce a 14 km al E del balneario, y punta Pehuen Co, donde se encuentra la localidad balnearia del mismo nombre a 29 km al O. La configuración de la costa está respaldada por un cordón medanoso parcialmente vegetado, que se extiende al norte de la ciudad con un ancho que varía entre 5 y 8 km.

La zona se caracteriza por la presencia de vientos cuya dirección dominante es del sector N, NO y NE. Los que provienen del mar (S, SE y SO) son menos frecuentes, sin embargo son los de mayor intensidad. Menos habituales

aún son los de dirección E-O (Fernández *et al.*, 2003).

El régimen de marea es meso mareal de tipo semidiurno, con desigualdades diurnas cuya amplitud media es de 2,45 m y máxima de 3,61 m (sicigias). La altura máxima alcanzada en pleamar es de 3,59 m y la media de 3,12 m, mientras que la bajamar más baja es de -0,05 m y una media de 0,67 m (Servicio Hidrografía Naval, 1998).

La playa en general presenta un perfil típico de playa distal, playa frontal y cara de playa (Spalletti, 1980) respaldada por médanos frontales, que en algunas zonas están parcialmente fijados por vegetación y en otras fueron invadidos por la urbanización. El ancho promedio de la playa alcanza valores cercanos a los 270 m, con una pendiente estimada de 35° en la zona de transición entre la playa distal y la frontal, de 2° en la parte alta de la playa frontal y de $0,5^{\circ}$ en su porción baja (Caló *et al.*, 2005).

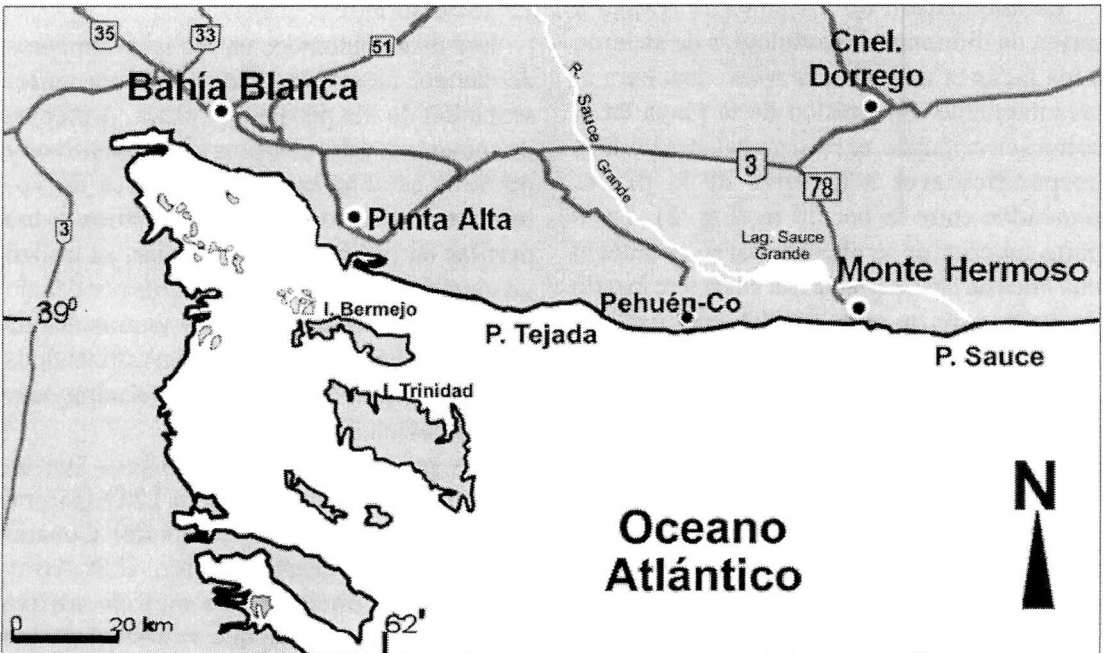


Figura 1. Localización del área de estudio.

La costa está expuesta a la acción directa de olas provenientes del sector sur, aunque las mayores alturas se han registrado en aquellas provenientes del SO y en segundo término se han reconocido las del SE (Caló *et al.*, 2005). Se han evidenciado olas con alturas de 5 y 6 metros procedentes del SO en un evento extraordinario en el año 1997 (Caló *et al.*, 2000). Estacionalmente en otoño e invierno las alturas de olas son menores que en primavera y verano. La corrientes litorales se caracterizan por una alternancia de dirección E y O con un leve dominio en esta última (Caló *et al.*, 2005).

La playa está constituida por arenas finas moderadamente bien seleccionadas. Según las características texturales, son aportadas alternativamente por el médano y por la parte inferior de la playa frontal (playa baja), dependiendo de la dirección dominante del viento y de la influencia de la urbanización (Fernández *et al.*, 2003).

METODOLOGIA

La adquisición de los datos se realizó a través de diferentes metodologías de acuerdo a los factores ambientales relevados. Para el levantamiento topográfico de la playa en el sector seleccionado, se realizaron cinco perfiles perpendiculares a la línea de la playa, separados entre sí por 50 m (Fig. 2). En la parte superior de la playa distal se estableció una línea de base paralela a la costa y se instaló un mojón para cada perfil, el cual fue referenciado al mojón del IGM que está ubicado en el Club de Pesca de Coronel Dorrego.

El relevamiento se efectuó entre el 28 de agosto y el 15 de octubre de 1998, en cuatro campañas con una periodicidad de quince días y durante marea baja para lograr la mayor longitud de los perfiles. El período de 15 días fue elegido para lograr las más bajas mareas (sicigia) y considerando que es el período en el que aproximadamente se desplazan los

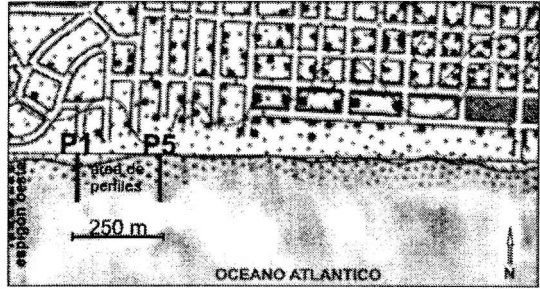


Figura 2. Ubicación del sector de los perfiles de playa.

frentes ciclónicos (Dillon, 1977). Para el relevamiento de los perfiles se utilizó el método de jalones, propuesto por Emery (1961) y cuyos resultados ya han sido comprobados en trabajos anteriores de Caló *et al.*, 1995, 1998.

En adelante se considera el Período I al comprendido entre la primera campaña y la segunda (28 de agosto y 12 de septiembre), Período II entre la segunda y la tercera campaña (13 de septiembre y 30 de septiembre) y finalmente Período III entre la tercera y la cuarta campaña (1 de octubre y 15 de octubre).

Los datos obtenidos en los relevamientos de campo, fueron procesados para la representación de los perfiles de playa. A efectos de contar con valores topográficos positivos y permitir establecer comparaciones de volúmenes entre los distintos perfiles y los perfiles de las distintas campañas, se utilizó un nivel de referencia de 10 metros por debajo del mojón de referencia. Los volúmenes de arena movilizados, se calcularon utilizando la regla de integración de Simpson (Kudriavtsev y Demidóvich, 1989).

Los parámetros oceanográficos fueron relevados mediante el sistema LEO (Litoral Environmental Observations) del Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Corps of Engineers. Este método utiliza observaciones visuales que se anotan en una planilla normalizada (Schneider, 1981). Se efectuaron dos observaciones diarias, una a

la mañana y la otra a la tarde. De los parámetros medidos, para el presente trabajo se utilizaron los datos de altura de rompiente y período de ola.

Para determinar el poder de la acción del oleaje, dado por la potencia $P_w = (\delta \cdot g \cdot h^2) / T$, donde se considera la densidad del agua de mar, la gravedad, la altura, amplitud y longitud de onda de las olas (Yavuz y Bradshaw, 2004).

El análisis estadístico de datos de vientos y presión atmosférica, fue procesado a partir de la información suministrada por la estación meteorológica homologada de la localidad. De los datos meteorológicos, se tomaron aquellos coincidentes con el horario en que se efectuaron las mediciones oceanográficas. Para una evaluación de los resultados que permita llegar a los objetivos propuestos y de acuerdo a conocimientos previos (Fernández *et al.*, 2003 y Caló *et al.*, 2005), las direcciones e intensidades de los vientos se han agrupado en aquellos provenientes del continente (sectores norte, noreste y noroeste), los que arriban desde el mar (sectores sur, sureste y suroeste) y los paralelos a la costa de los sectores este y oeste.

Los datos oceanográficos y meteorológicos, fueron analizados utilizando métodos de estadística básica. Dada la gran cantidad de información disponible, se recurrió al filtrado de paso 9, par obtener los picos característicos o de los eventos significativos.

RESULTADOS

La información meteorológica y oceanográfica tomada por la estación de observaciones ECOA de la localidad de Monte Hermoso, para el período comprendido entre los meses de agosto a octubre de 1998, se analiza a continuación entre las sucesivas campañas.

Vientos

A partir de trabajos previos (Fernández *et al.*, 2003 y Caló *et al.*, 2005) se conoce que

para la localidad de Monte Hermoso, las direcciones de los vientos que afectan el movimiento de la arena y la configuración de la playa, son aquellos de proveniencia tanto continental y como marina, es por ello que el análisis aquí realizado agrupa a los vientos provenientes de dichos sectores.

Durante los meses de agosto y octubre, las direcciones promedios de vientos predominantes fueron las provenientes de los sectores continentales. Para el mes de septiembre los mismos arribaron en una mayor frecuencia desde el mar.

Haciendo una síntesis más detallada, se destaca como los más intensos aquellos vientos que derivaron desde los sectores marinos. En Periodo II sobresalen dos episodios de fuertes vientos marinos, con una duración de cuatro días cada uno. Las velocidades máximas alcanzadas estuvieron en el orden de los 40-51 km/h. Para el Periodo III los vientos continentales alcanzaron las máximas intensidades (47 km/h) (Fig. 3).

Presión atmosférica

La presión promedio durante los tres meses considerados fue de 1018 hPa. A los meses de agosto y septiembre les corresponde las más altas (1020 hPa) y al de octubre las más bajas (1015 hPa).

Considerando los días transcurridos entre las dos primeras campañas (Periodo I), la pre-

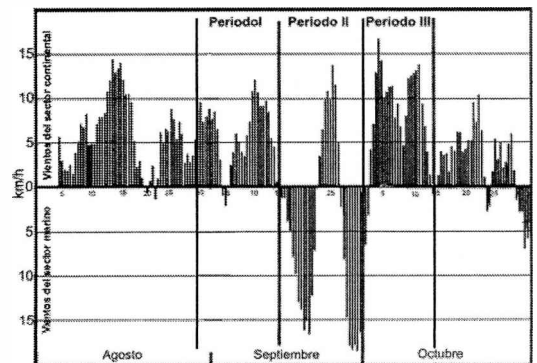


Figura 3. Dirección e intensidad de los vientos.

sión promedio permaneció dentro de los valores medios. Por el contrario, en el Periodo II el promedio fue de 1024 hPa. Para ese periodo se registró una elevación desde 1015 hPa hasta alcanzar el valor máximo de 1044 hPa (16 de septiembre), y otra de 1013 hPa a 1018 hPa (25 de septiembre). En el Periodo III, el promedio calculado coincide con el mensual (Fig. 4).

Altura de rompiente y período de ola

Las alturas promedio mensuales de las rompientes de olas oscilaron entre un mínimo de 1,05 m (octubre) y un máximo de 1,37 m (septiembre). Las alturas de olas máximas de 3,50 m se registraron durante el Periodo II. Las mínimas (0,96 m) corresponden al Periodo III (Fig. 5).

En cuanto a los períodos de ola, los menores promedios mensuales se registraron en el mes septiembre y los mayores en el mes de octubre y agosto. Considerando los promedios por campaña, el menor fue en el Periodo II el 30 de septiembre, mientras que el mayor se registró en el Periodo III (Fig. 5).

Perfiles de playa

Con los relevamientos topográficos realizados desde la base del médano costero hasta el nivel de bajamar, se confeccionaron los perfiles de la playa para cada una de las campañas realizadas. Ellos muestran una configuración típica de playa distal y playa

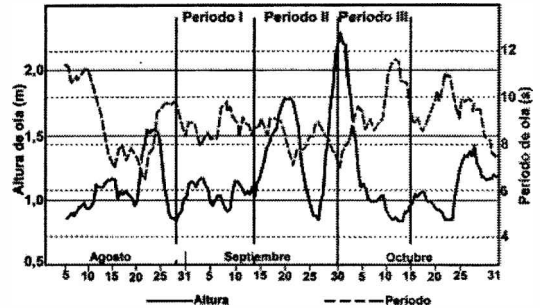


Figura 5. Altura y período de ola.

frontal. La playa distal está conformada por la base del médano costero y una berma estable, configurando un perfil convexo-cóncavo. La playa frontal se ajusta a una disposición de barras y canales móviles, por lo que su perfil varía de una configuración cóncava-convexa a una convexa-cóncava según el momento de la medición.

Con la superposición de los perfiles entre campañas sucesivas y para cada sitio relevado, se ha podido visualizar el movimiento del sedimento y los desplazamientos sufridos por las formas de la playa, observándose en general un avance de las barras hacia la zona de playa alta. En la Figura 6, a modo de ejemplo, se muestra el perfil tipo y uno de los perfiles considerado representativo, ilustrando la configuración del mismo en una etapa de acumulación y una de erosión.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

La asociación de los distintos resultados obtenidos al evaluar los datos de los parámetros meteorológicos y oceanográficos considerados, permite hacer un análisis de la forma en que se desarrollan los procesos dinámicos en la playa y estimar el desplazamiento de la arena en la misma.

Relación entre la dirección e intensidad del viento y la presión atmosférica

La zona de estudio se encuentra entre los paralelos 38° y 40° S, considerada como una

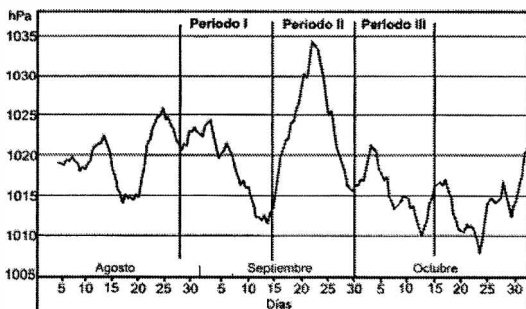


Figura 4. Variación de la presión atmosférica.

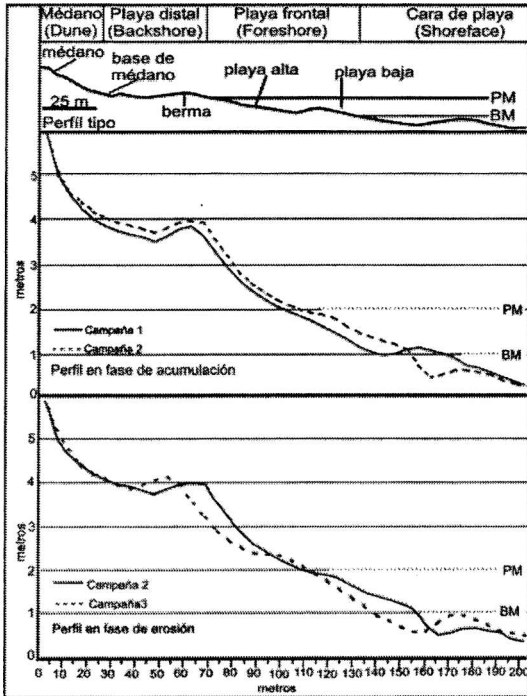


Figura 6. Perfil tipo de playa y perfiles en fase de acumulación y de erosión.

franja que divide al país en dos regiones climáticas. En la del norte, la evolución del tiempo está gobernada mayormente por las depresiones térmicas que se originan en la región central mediterránea, dando lugar a cambios de tiempo a intervalos variables, comprendidos entre los cuatro y seis días. Al sur de la latitud 40° S, la marcha de los fenómenos meteorológicos es más compleja y está subordinada generalmente al paso de ciclones antárticos. La secuencia de ellos suele ser de 4 días entre el primero y el segundo ciclón, 3 días del segundo al tercero y luego un “escobazo” polar. Cuatro o cinco días después aparece el primer ciclón del ciclo siguiente. A veces el tren está constituido por dos ciclones solamente en cuyo caso la secuencia suele ser de 3, 4 o 5 días. (Dillon J., 1977). Por lo tanto, el área de estudio se encuentra afectada por las distintas características de estas dos regiones, lo que hace que las condi-

ciones meteorológicas sean variables en cortos períodos de tiempo.

Davis *et al.*, (1975), encontraron que en la costa de Mustang Island, en Texas, existe una relación directa entre el pasaje de un frente frío y condiciones de muy alta presión. En este caso en particular, no se puede establecer fehacientemente que siempre ocurren cambios muy abruptos en la presión, pero sí afirmar que se producen variaciones o “saltos” de distinta magnitud, cuando están arribando esos frentes.

Durante los tres meses analizados, la presión promedio fue 5 hPa más elevada que la presión normal para la zona, que es de 1013 hPa. La misma puede estar por encima o por debajo de dicho promedio en los días en que el viento sopla desde el continente, si bien la presión tiende a normalizarse cuanto más intensos son estos vientos. En cambio, cuando las direcciones son del sector marino, la presión puede llegar a alcanzar valores muy superiores al promedio para los tres meses (Fig. 7).

En el Periodo II se produjo el pasaje de dos frentes con vientos de proveniencia marina. En el primero hubo una rotación frecuente de vientos del SE-S-SE-S-SO y en él la presión alcanzó su pico máximo, aumentando 29 hPa desde el momento del cambio de dirección. En el segundo frente, la rotación fue sólo del SE-S-SO y la presión, si bien sufrió un

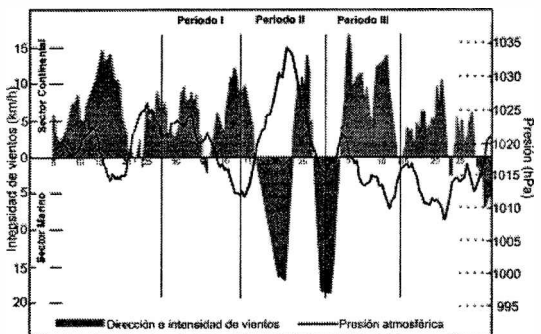


Figura 7. Relación entre la dirección e intensidad de los vientos con la presión atmosférica.

aumento de 5 hPa, se mantuvo dentro del promedio trimestral (Fig. 7).

Relación entre la dirección e intensidad del viento y la altura de rompiente de ola

Existe una correspondencia clara entre la dirección de proveniencia y la intensidad de los vientos con la altura de rompiente de ola. Durante los tres meses analizados, hubo una dominancia de vientos del sector continental. Aquellos provenientes del sector marino, en el mes de agosto fueron muy pocos, de duración de no más de un día y de poca intensidad. En el Periodo II se distinguen dos ciclos de vientos marinos, que se mantienen por 3 o 4 días, coincidiendo ello con el registro de dos picos de máximas alturas de rompiente de olas medidas. Ello coincide con lo expresado por Caló *et al.* (2005) quienes afirman que las olas de mayor altura provienen del SO. Durante las fases de vientos continentales y cuando éstos alcanzan sus máximas intensidades, las alturas de rompiente de ola tienen sus menores valores. Entre el 21 y 23 del mes de agosto la altura sobrepasa el valor promedio (1,10 m), concordando en este caso con alternancias de vientos continentales de mediana intensidad y vientos marinos poco intensos (Fig. 8).

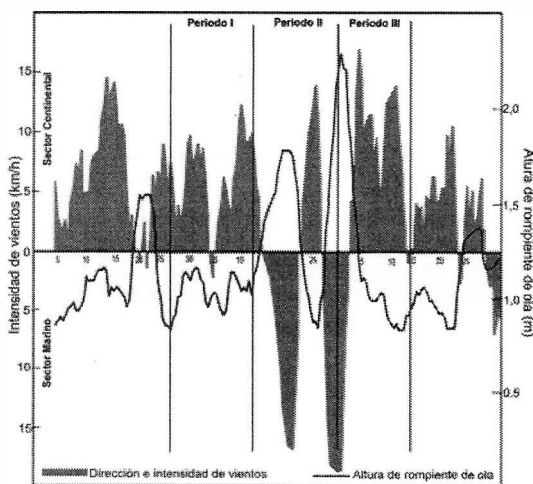


Figura 8. Relación entre dirección e intensidad de viento con la altura de rompiente de ola.

Relación entre la altura de rompiente, período y potencia de ola (Pw).

Teniendo en cuenta la altura, amplitud y longitud de onda de las olas, se ha calculado el poder de la acción del oleaje, dado por la potencia de ola, Pw (Yavuz y Bradshaw, 2004). De ello se desprende que Pw registra un promedio para los tres meses analizados de 25,90 kW/m. En el mes de septiembre Pw sobrepasa dicho valor y específicamente en el Período II adquiere un promedio máximo de 44,55 kW/m (Tabla 1)

Tabla 1. Potencia de ola, Pw (Yavuz y Bradshaw, 2004).

| | | Pw (kW/m) |
|----------|-------------|-----------|
| Promedio | Periodo I | 20,55 |
| Campañas | Periodo II | 44,55 |
| | Periodo III | 18,35 |

La Pw promedio se corresponde con una altura de rompiente de 0,80 m y un período de ola de 8 s. Los períodos cercanos en más o menos a los 8 segundos, son coincidentes con las mayores alturas y Pw de las olas, como queda manifestado por los dos picos mayores observados en el Período II, que alcanzan valores de 55 y 75 kW/m. Las olas de 1,50 m registradas antes de la primera campaña, entre el 21 y 23 de agosto, han dado también, si bien un tanto menor que los anteriores, valores de Pw de 48 kW/m (Figura 9).

Balance sedimentario

Se ha calculado la ganancia o pérdida en volumen de arena del sector estudiado para cada uno de los intervalos de tiempo que abarcó el estudio. Estos valores se obtuvieron adjudicando los cambios obtenidos en cada perfil a un sector de 50 m de ancho (25 m a cada lado del perfil). En la Tabla 2 puede observarse que en el periodo II, hubo una pérdida de 4252 m³ de arena. Esto coincide con las mayores alturas de rompiente y energía

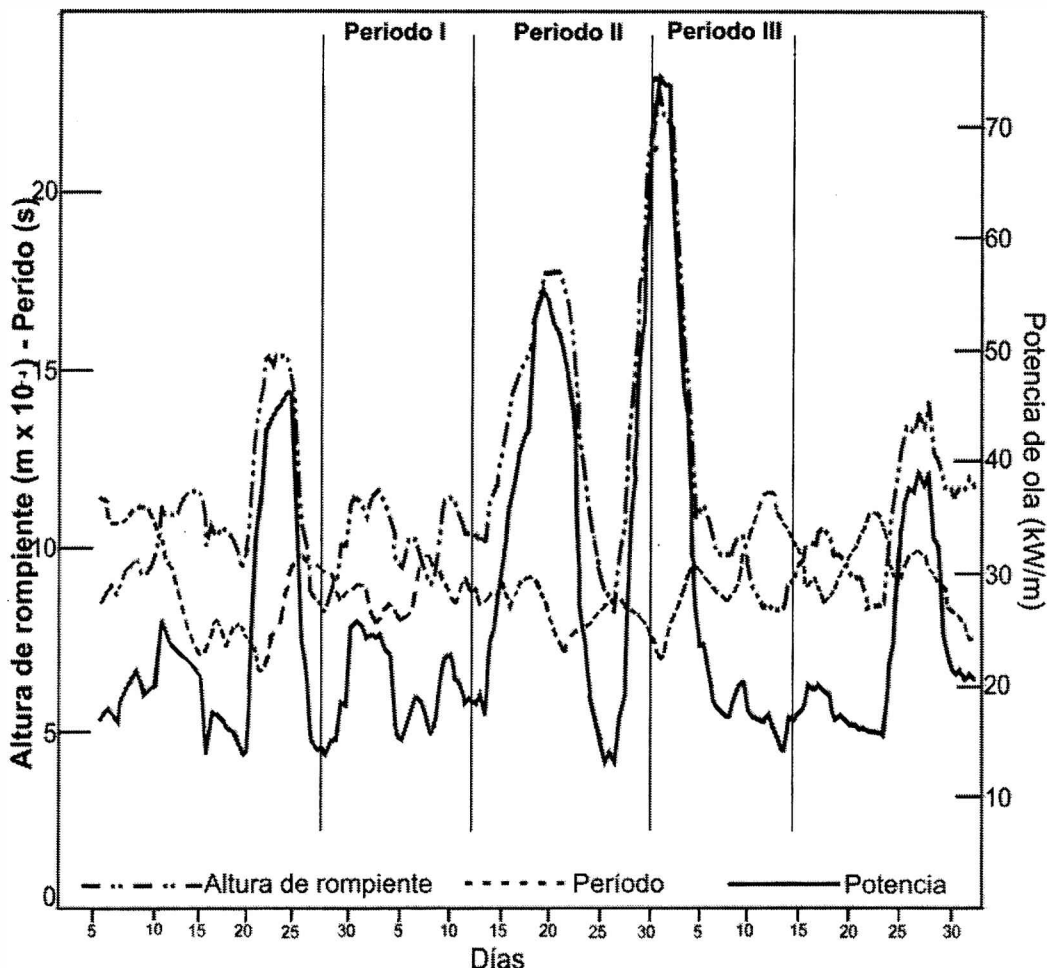


Figura 9. Relación entre la altura de rompiente, período y potencia de ola.

de ola para ese mismo espacio de tiempo (Fig. 9).

Por otra parte, en el primer período se tuvo una situación de estabilidad y en el último una de ganancia (9526 m³) concordando con bajos niveles de energía de ola (Fig. 9). Si bien esto

Tabla 2. Volumen de arena desplazada entre campañas sucesiva.

| CAMPAÑAS | TOTAL (m ³) |
|-----------------------|-------------------------|
| Periodo I | - 16 |
| Periodo II | - 4252 |
| Periodo III | 9526 |
| Periodo I-Periodo III | 5258 |

responde al esquema clásico de erosión y acumulación en función de la energía, hay que evaluar cuidadosamente la cantidad de perfiles y la separación de los mismos, ya que si se observa en detalle el comportamiento de ellos, se advierten ciertas desviaciones del modelo. Ellas pueden deberse a movimientos particulares de las barras, según la proveniencia de las olas que dan lugar a derivas litorales. En trabajos anteriores se han encontrado similares desplazamientos de masas de arena (Caló *et al.*, 1998).

Del análisis general del volumen total de material que se movilizó en la playa en el período estudiado (Fig. 10), se puede establecer

que en el Período I, teniendo en cuenta que el perfil 1 está hacia oeste y el 5 hacia el este (Fig. 2), los primeros dos perfiles presentan una ganancia de sedimentos en tanto que los perfiles 3 y 5 presentan pérdida de arena. El perfil 4 se mantiene sin variación.

En el Período II, se observa en general una merma de material en los cuatro primeros perfiles en relación con el período anterior, mientras que en el perfil 5 se evidencia una ganancia. En este período, la pérdida de sedimento fue muy marcada en el perfil 1 y en menor medida en el perfil 3. En el perfil 2, a pesar de perder material en relación al período anterior, el volumen desplazado fue casi nulo.

En el período III todos los perfiles ponen en evidencia una ganancia de sedimento. En relación al período anterior, se advierte que esta ganancia es mayor en los perfiles 1 y 3, que son aquellos que mayores pérdidas habían sufrido.

Si realizamos una evaluación del material desplazado entre la primera campaña y la última, todos los perfiles evidencian una ganancia de material, que es más remarcada en el perfil 2, y que en general tiende a estabilizarse en valores próximos a cero desde el perfil 3 al 5.

De este análisis general, en el período estudiado entre la primera y la última campaña, si bien hubo pérdidas de arena en algunos perfiles de una campaña a la otra, es importante señalar que en conjunto todo el sector ha gana-

do arena y se puede subrayar que en aquellos sectores donde mayor pérdida se observó, la recuperación fue importante. También es preciso destacar el distinto comportamiento que se observa entre los perfiles, lo que de alguna manera señala una cierta complejidad del desplazamiento de la arena a lo largo de la playa.

A los efectos de realizar un análisis más detallado de cómo es el movimiento del sedimento, se tomaron los distintos sectores del perfil de la playa (Fig. 2), para evaluar como es en ellos la tendencia de los cambios volumétricos de arena. Así, se consideran los sectores de playa distal (que comprende la base del médano costero y la berma), playa frontal inferior (próxima a la bajamar) y playa frontal superior (sector intermedio). En general la zona que presenta menos cambios en los volúmenes de sedimentos movilizados corresponde a la playa distal y las de mayor variabilidad son las playas frontal inferior y superior, en orden de importancia. Durante el Período II, las tres zonas experimentaron un déficit de material, excepto en el perfil 2 y 5. En el perfil 2, la pérdida de arena se manifiesta sólo en la playa frontal inferior y en el perfil 5 se registró un balance positivo. También es de señalar que durante el Período III, que se puede considerar como un período de recomposición de la playa, el sector que más evolucionó en forma positiva fue el de playa frontal inferior, con la única salvedad del perfil 3, donde dicho proceso corresponde a la playa frontal superior (Fig. 11).

Los cambios volumétricos de la arena, se reflejan en la configuración de los perfiles de playa. En la playa distal y la playa frontal superior en general, cambian de una situación convexa a una cóncava-convexa, mientras que la playa frontal inferior siempre se presenta levemente cóncava a convexa.

Esas variaciones responden a las condiciones climáticas. Durante los períodos de "tiempo normal", la playa se reconstruye mediante la migración de las barras de la playa

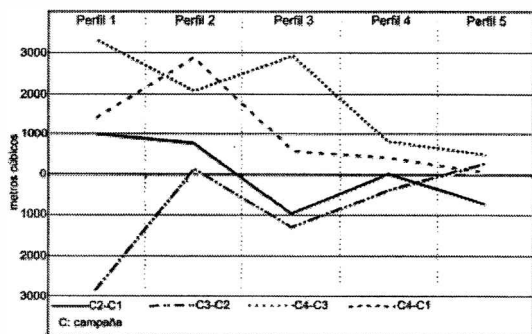


Figura 10. Análisis del volumen total de material que se desplaza en la playa en el período estudiado.

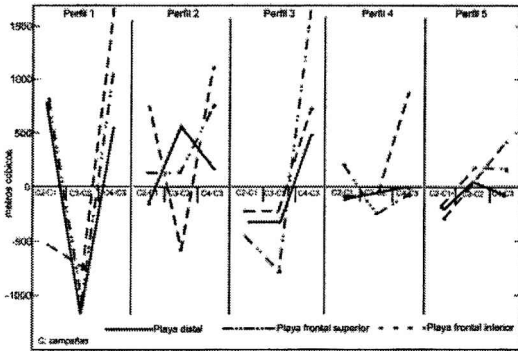


Figura 11. Análisis del movimiento del sedimento en los distintos sectores del perfil tipo de playa.

submarina y frontal inferior, hasta la zona de la playa frontal superior, tal cual lo ocurrido en el Período III. Es así como el perfil general resulta convexo con algunos canales y barras en la playa baja. Cuando las condiciones son de “tiempo tormentoso”, la playa distal y la frontal superior cambian su perfil de convexo a cóncavo, mientras que la playa frontal inferior se conserva cóncava-convexa pero con un menor relieve y una profundización de los canales, situación dada para el Período II.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos del balance sedimentario evaluados conjuntamente con las condiciones oceanográficas y climatológicas de la localidad de Monte Hermoso, ponen en evidencia una relación directa entre ellos, considerando que los períodos erosivos se exteriorizaron durante los estados de vientos sostenidos provenientes del sector marino, cuando se dan las máximas alturas de rompiente de la ola y el máximo poder erosivo medido en potencia de ola (P_w), tal cual los dos eventos de esas características registrados durante el mes de septiembre. En tanto que las fases acumulativas, se produjeron cuando los vientos predominantes fueron los continentales con menores alturas de rompiente y P_w de ola.

Además, las evaluaciones de los perfiles en relación con los datos del LEO, demostraron que existen modificaciones generales en cuanto a erosión y depositación en términos del balance general, pero también ponen en evidencia que concurren algunas diferencias entre un período y el siguiente en los distintos perfiles. Para el área total cubierta por los cinco perfiles, se observa una buena correspondencia entre los procesos sedimentarios y las condiciones oceanográficas y climáticas. Es conocido que el pasaje de ciclones se produce en un período de 10 a 15 días (Dillon, 1977) y además las mareas más bajas para la realización de los perfiles, se dan aproximadamente cada 15 días según lo establecido al momento de elegir la metodología.

Durante el período estudiado de un mes y medio, en relación a la morfología de la primera campaña, la playa pasa por un período de pérdida de arena, otro de merma mayor a la anterior, y en la última etapa sufre un gran restablecimiento, dando un balance positivo en el desplazamiento de los sedimentos. Este aspecto es importante porque demuestra el poder de recuperación de la playa en breves lapsos de tiempo.

Este trabajo, realizado en un ancho de 250 metros de playa con perfiles separados en 50 metros y levantados cada 15 días, nos permite inferir que la metodología utilizada responde a los requerimientos de un proyecto de manejo costero. Se sugiere que para una mayor información de la playa de Monte Hermoso en su conjunto, se establezcan otros sectores de estudio en condiciones similares a la realizada, a los efectos de poder establecer comparaciones en el comportamiento del desplazamiento de los sedimentos. Si se incorporan otros sectores de estudio, se podrán obtener conclusiones integradas de la zona costera regional y por lo tanto un conocimiento más definido de la dinámica costera general. Asimismo se considera que estas mediciones deben prolongarse en el tiempo, tratando de abarcar por lo menos

un ciclo de estaciones del año, ya que es sabido que las condiciones oceanográficas y meteorológicas responden a los mismos. Un monitoreo continuo por períodos mayores al año, permitiría realizar estudios estadísticos más ajustados, como los que se hicieron a partir de los datos obtenidos durante cuatro años (Caló *et al.*, 2005).

Agradecimientos: Agradecemos al técnico Nelson Márquez por la constancia y dedicación para la toma de los datos analizados y a los correctores anónimos, cuyas observaciones y sugerencias han contribuido a mejorar el manuscrito. Este trabajo fue realizado a través de un subsidio de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur.

REFERENCIAS

- Caló, J., E. Fernández, H. Aldacour, 1995. Caracterización Ambiental de la playa de Pehuen-Có en base a procesos oceanográficos y atmosféricos. Su Importancia en el manejo costero. Actas Primera Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Río Cuarto, Córdoba, pp.223-236
- Caló J., E. Fernández, A. Marcos y H. Aldacour. 1998. Análisis preliminar del balance sedimentario de la playa de Pehuen-Co, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Geoacta*, 23,1-12.
- Caló, J., E. Fernández, A. Marcos, H. Aldacour, 2000. Comparación del efecto de dos tormentas en la ciudad de Monte Hermoso. Argentina. *Geoacta*, 25:40-48.
- Caló Jorge, Elba Fernández, Angel Marcos y Héctor Aldacour. 2005. Observaciones litorales ambientales de olas, corrientes y vientos de la playa de Monte Hermoso entre 1996 y 1999. *Revista Geoacta*, volumen 30.
- Davis, Richard A. and Williams Fox. 1975. Process-response patterns in beach and nearshore sedimentation: I. Mustang Island, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 4, 852-865.
- Dillon J. R. 1977. Meteorología para pilotos de yate. Ediciones Rumbos. Buenos Aires. 260 p.
- Emery, K., 1961. A simple method of measuring beach profiles. *Limnology and Oceanography*. 6:90-93.
- Fernández E., J. Caló, A. Marcos y H. Aldacour. 2003. Interrelación de los ambientes eólico y marino a través del análisis textural y mineralógico de las arenas de la playa de Monte Hermoso, Argentina. *AAS Revista*,10(2):151-162.
- Kudriavtsev, V.A. y B. P. Demidóvich. 1989. Breve Curso de Matemáticas Superior. Traducción al español. Editorial Mir. Moscú. 608 p.
- Schneider C., 1981. The littoral environment observation (LEO) data collection program. Coastal Engineering Research Center, Technical Aid, 81-5, Vicksburg, Ms.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1998. Tablas de marea. Publicación H-610:140-144
- Spalletti, L.A., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina, Serie B. Didáctica y complementaria 8. 99 pp.
- Yavuz H. YA. Bradshaw. 2004. Power optimization for 1 DOF WECs in regular seas. Wave Power Control. Work Package note 1, version 9. Supergen Marine, Marin Energy Consortium. Lancaster University Department of Engineering. UK. 21 p.

QUISTES DE DINOFLAGELADOS DE SEDIMENTOS HOLOCENOS Y DINOFLAGELADOS MODERNOS DEL ESTUARIO DE BAHIA BLANCA, ARGENTINA

C. Marcela Borel ^{1,2}, Patricia M. Cervellini ^{1,3} y G. Raquel Guerstein ^{2,4}

¹ Inst. Arg. de Oceanografía. Camino La Carrindanga km 7,5 CC 804, 8000 Bahía Blanca, Argentina

² Dep. de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

³ Dep. de Biología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina

⁴ CONICET.

RESUMEN

En este trabajo se comparan los dinoquistes de sedimentos intermareales holocenos (perfil Canal del Medio) con los resultados de un estudio cualitativo de dinoflagelados en el área de Puerto Cuatrerros. Tanto las asociaciones subfósiles como las modernas fueron analizadas en el sector interno del estuario de Bahía Blanca. Todas las especies de dinoquistes holocenas registradas en los sedimentos de las planicies de marea pertenecen a la Familia Gonyaulacaceae: *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre y Cookson) Wall, *Operculodinium centrocarpum* de procesos cortos, *Spiniferites bulloideus* (Deflandre y Cookson) Sarjeant, *Spiniferites* sp. cf. *S. pachydermus* (Rossignol) Reid, *Spiniferites bentorii* (Rossignol) Wall y Dale y *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Loeblich y Loeblich. Por otro lado, el estudio de dinoflagelados modernos en la columna de agua mostró una asociación que incluye formas desnudas o atecadas, como *Gymnodinium* sp. y formas tecadas como *Prorocentrum compressum* (Bailey) Abé, *Dinophysis* sp., *Protoperidinium conicum* (Gran) Balech, *Alexandrium tamarense* (Lebour) Balech y *Ceratium* spp. De estas especies actuales solamente *Protoperidinium conicum*, *Alexandrium tamarense* y *Gymnodinium* sp. producen quistes que pueden preservarse en el registro fósil. La forma móvil *Protoceratium reticulatum* (Claparède y Lachmann) Butschli que produce el dinoquiste *Operculodinium centrocarpum* no fue registrada hasta ahora en el fitoplancton del sector interno del estuario. Asimismo, las especies de *Gonyaulax*, tecas parentales de los dinoquistes del género *Spiniferites*, no fueron mencionadas para el plancton actual. Estas diferencias entre las asociaciones holocenas y las modernas sugieren cambios para el área de estudio, especialmente en la influencia oceánica y en otras condiciones del agua, como el contenido de nutrientes y la turbidez.

Palabras clave: Dinoquistes. Holoceno. Dinoflagelados modernos. Estuario de Bahía Blanca.

ABSTRACT

The aim of this work is to compare the dinocysts of holocene intertidal sediments (Canal del Medio profile) with the results of a qualitative study of dinoflagellates in the Puerto Cuatrerros area. The subfossil and modern associations were analyzed in the inner sector of the Bahía Blanca estuary. All the holocene dinocyst species registered in the sediments of the tidal flats belong to Familia Gonyaulacaceae: *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre and Cookson) Wall, *Operculodinium centrocarpum* of short processes, *Spiniferites bulloideus* (Deflandre and Cookson) Sarjeant, *Spiniferites* sp. cf. *S. pachydermus* (Rossignol) Reid, *Spiniferites bentorii* (Rossignol) Wall and Dale and *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Loeblich and Loeblich. Otherwise, the study of modern dinoflagellates in the water column showed an association that includes unarmored or athecate forms, such as *Gymnodinium* sp and armored or thecate forms like *Prorocentrum compressum* (Bailey) Abé, *Dinophysis* sp., *Protoperidinium conicum* (Gran)

Balech, *Alexandrium tamarense* (Lebour) Balech and *Ceratium* spp. From these living species only *Protoperidinium conicum*, *Alexandrium tamarense* and *Gymnodinium* sp. produce cysts that may be preserved in the fossil record. The motile form *Protoceratium reticulatum* (Claparede and Lachmann) Butschli that produces the dinocyst *Operculodinium centrocarpum* was not registered hitherto in the phytoplankton studies carried out in the inner part of the estuary. Likewise, the species of *Gonyaulax*, parental thecae of the dinocyst of the genus *Spiniferites*, were not mentioned for the modern plankton. These differences between holocene and modern associations suggest changes for the study area, especially in the oceanic influence and in other water conditions such as nutrient contents and cloudiness.

Key words: Dinocysts. Holocene. Modern dinoflagellates. Bahía Blanca estuary.

INTRODUCCION

La distribución actual de los dinoflagelados en los océanos depende fundamentalmente de la temperatura, la salinidad y el suministro de nutrientes (Edwards y Andrieu, 1992; Dale, 1996). Otros factores que controlan su crecimiento son la luz, la influencia de las mareas, la polución, la predación por otros organismos y la estratificación del agua (Zonneveld *et al.*, 2001). A una escala global, estos organismos fitoplanctónicos ocurren en bandas latitudinales amplias, formando asociaciones de latitudes bajas, medias y altas (Mudie y Harland, 1996). Los quistes de pared orgánica (dinoquistes) que forman parte de su ciclo de vida pueden preservarse en los sedimentos recientes a fósiles. En los estudios palinológicos del Cuaternario marino los dinoquistes otorgan información sobre las condiciones paleoceanográficas, constituyendo importantes proxy datos. Para nuestro país son escasos los registros de dinoquistes tanto en sedimentos marinos recientes (Wall *et al.*, 1977; Akselman, 1987; Grill y Guerstein, 1995) como en secciones cuaternarias (Borromei y Quattrocchio, 2001; Grill *et al.*, 2002; Vilanova *et al.*, 2005). En particular en el área del estuario de Bahía Blanca, se utilizaron estos indicadores en el estudio de las condiciones estuáricas del Holoceno medio a tardío (Grill y Quattrocchio, 1996; Gómez *et al.*, 2005; Borel y Gómez, 2006).

Para la utilización de los dinoquistes en la reconstrucción de los paleoambientes es necesario el conocimiento de las poblaciones actuales y sus requerimientos ecológicos. Si bien el fitoplancton del estuario de Bahía Blanca ha sido estudiado desde los años ochenta y las investigaciones abarcan diversos aspectos taxonómicos, ecológicos y experimentales, no existen trabajos específicos sobre dinoflagelados. Las únicas menciones del grupo para este ecosistema costero están incluidas en Gayoso (1988; 1999), Hoffmeyer *et al.* (1987) y Popovich (2004).

El objetivo fundamental de este trabajo es comparar los dinoquistes de sedimentos submareales e intermareales del perfil Canal del Medio (Holoceno tardío), con los resultados de un estudio cualitativo de dinoflagelados modernos en el área de Puerto Cuatros. Además se discute sobre las posibles causas de las diferencias entre las asociaciones subfósiles y modernas del estuario interno de Bahía Blanca.

Características del área de estudio

El estuario de Bahía Blanca es un sistema mesomareal con una superficie aproximada de 3.000 km². Está integrado por una densa red de canales de diversas dimensiones, orientados en dirección NO-SE y separados por islas y extensas planicies de marea. Se divide, según las condiciones físico-químicas del agua, en dos sectores. El sector interno es de mezcla parcial, con estratificación marcada en las áreas asociadas a la desembocadura de los

arroyos, pero con una fuerte tendencia a ser verticalmente homogéneo en épocas de bajas precipitaciones. El aporte de agua dulce lo proporciona principalmente el río Sauce Chico, en la cabecera, y el arroyo Napostá Grande, en las cercanías de Ingeniero White (Piccolo y Perillo, 1990). Las salinidades varían entre 15 ‰ durante los períodos lluviosos, a 30 ‰ en los períodos secos. En el sector externo, las salinidades son similares a las de las aguas de plataforma (34 ‰), con una distribución vertical homogénea. La temperatura decrece levemente desde la cabecera a la desembocadura, con una distribución vertical homogénea a lo largo de todo el estuario (Piccolo *et al.*, 1987).

En general, el estuario de Bahía Blanca es un ecosistema costero naturalmente eutrófico, con concentraciones de nutrientes extremadamente altas (Freije y Marcovecchio, 2004). Los valores de transparencia del agua, medidos con Disco Secchi, para la zona más interna del estuario son, en promedio, inferiores a 0,40 m (Cervellini, 2001).

El ciclo anual del fitoplancton en el estuario presenta una variación estacional caracterizada por otoños, donde persisten pocas especies netamente estuarinas; inviernos con una floración de diatomeas y veranos con picos de floraciones de corta duración de diatomeas pequeñas y fitoflagelados, entre los que se incluyen dinoflagelados. Los dinoflagelados se hallan siempre en menor volumen celular (Gayoso, 1999). El zooplancton se alimenta preferentemente de diatomeas de tamaño reducido y su acción de pastoreo regularía las poblaciones del fitoplancton (Cervellini, 2004).

MATERIALES Y METODOS

Las muestras de fitoplancton destinadas a la identificación taxonómica de los estados tecados móviles de los dinoflagelados se colectaron con red de plancton, sin mecanismo de cierre y de malla muy fina (30 µm de apertura de poro). Las mismas fueron fijadas con Lugol y se analizaron con microscopio

óptico. Los muestreos se realizaron en Puerto Cuatreros (Fig. 1), desde muelle, preferentemente durante la pleamar y en forma quincenal, de enero a diciembre de 1983.

Las muestras de sedimento, obtenidas a intervalos de 10 a 15 cm, provienen de una sección de 2,00 m de longitud, aflorante en la barranca erosiva del Canal del Medio (38° 49' S; 62° 17' O), estuario interno de Bahía Blanca (Fig. 1) y datada en ca. 3500 ¹⁴C años A.P. Para la extracción físico-química de los palinomorfos se procesaron entre 2 y 20 gramos de sedimento, empleándose una solución de pirofosfato de sodio (Na₄P₂O₇) para deflocular las arcillas, HCl 10% en frío para eliminar carbonatos, ZnCl₂ (d = 2,2 g/ml) para separar la fracción inorgánica y HF concentrado para eliminar silicatos.

No se realizó acetólisis ni se emplearon ácidos calientes para preservar los dinoquistes. El estudio palinológico se realizó con un microscopio Nikon Eclipse 600 del Laboratorio de Palinología de la Universidad Nacional del Sur. La clasificación de los dinoflagelados vivientes y de los dinoquistes fósiles se realizó de acuerdo a Fensome *et al.* (1993).

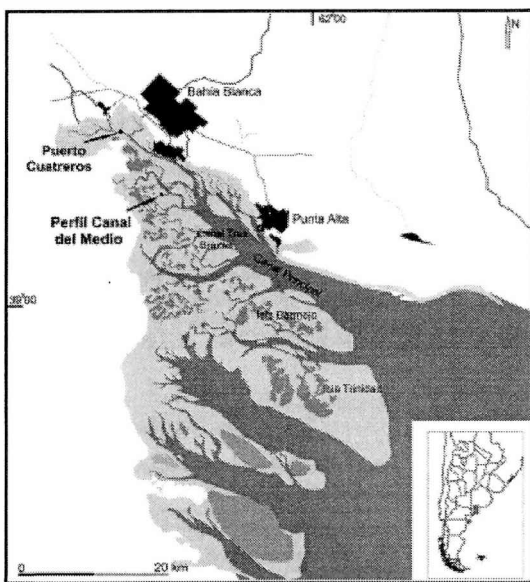


Figura 1. Mapa de ubicación: perfil holoceno y localidad de muestreo.

RESULTADOS

En la sección holocena Canal del Medio los espectros palinológicos tienen baja diversidad y similar composición.

Las asociaciones de dinoquistes están integradas únicamente por gonyaulacales. Las especies halladas se muestran en la Tabla 1 y en la Figura 2.a-f. El análisis cuantitativo de las secciones fósiles, indica que el taxón dominante en el 88 % de las muestras es *Operculodinium centrocarpum*, con frecuencias relativas variables entre 2 y 15 %, estimadas sobre la suma total de palinomorfos (Borel y Gómez, 2006). En el testigo PS2, sección del Holoceno medio a tardío del estuario externo, se registran asociaciones similares, aunque con mayores proporciones de dinoquistes (Gómez *et al.*, 2005). Además de los dinoquistes en ambos estudios se analizaron también los acritarcos, palinomorfos de afinidad biológica incierta.

El estudio de fitoplancton en la zona interna del estuario, indica la presencia de un número reducido de especies de dinoflagelados (Tabla 2 y Fig. 2.g-l) y subordinado a la diversidad de los otros grupos fitoplanctónicos, en particular las diatomeas. Además de las especies citadas, se puede señalar la presencia de escasos ejemplares de *Ceratium* spp. Algunas especies de los géneros citados son potencialmente tóxicas para peces (larvas y juveniles), copépodos bentónicos, anostráceos planctónicos y otros organismos del bentos como los moluscos. Sin embargo no existen datos de mareas rojas en el estuario de Bahía Blanca.

En la Tabla 2 se establece la relación entre los estados tecados móviles identificados en el estuario con los dinoquistes que producen. Esta correspondencia fue obtenida de estudios realizados por diversos autores.

Tabla 1. Lista taxonómica de especies de dinoquistes holocenos y su relación con el estado tecado móvil

| NOMBRE DEL DINOQUISTE FOSIL | NOMBRE DEL DINOFLAGELADO TECADO PARENTAL |
|--|--|
| Division DINOFLAGELLATA (Bütschli) Fensome <i>et al.</i> 1993 Clase DINOPHYCEAE Pascher 1914 Orden GONYAULACALES Taylor 1980 Suborden GONYAULACINAEAE (autonym) Familia GONYAULACACEAE Lindemann 1928 Subfamilia CRIBOPERIDINIOIDEAE Fensome <i>et al.</i> 1993 | Division DINOFLAGELLATA (Bütschli) Fensome <i>et al.</i> 1993 Clase DINOPHYCEAE Pascher 1914 Orden GONYAULACALES Taylor 1980 Suborden GONYAULACINAEAE (autonym) Familia GONYAULACACEAE Lindemann 1928 Subfamilia CRIBOPERIDINIOIDEAE Fensome <i>et al.</i> 1993 |
| Género <i>Operculodinium</i> (Wall 1967) Matsuoka <i>et al.</i> 1997 <i>Operculodinium centrocarpum</i> (Deflandre y Cookson) <i>sensu</i> Wall 1967 <i>Operculodinium centrocarpum</i> (Deflandre y Cookson) <i>sensu</i> Wall 1967 de procesos cortos | Género <i>Protoceratium</i> Bergh 1881 <i>Protoceratium reticulatum</i> (= <i>Gonyaulax grindleyi</i>) <i>Protoceratium reticulatum</i> (= <i>Gonyaulax grindleyi</i>) |
| Subfamilia Incierta Género <i>Spiniferites</i> Mantel <i>emend.</i> Sarjeant 1970 <i>Spiniferites bulloideus</i> (Deflandre y Cookson) Sarjeant 1970 <i>Spiniferites</i> sp. cf. <i>S. pachydermus</i> (Rossignol) Reid, 1974 <i>Spiniferites bentorii</i> (Rossignol) Wall y Dale 1970 <i>Spiniferites ramosus</i> (Ehrenberg) Loeblich y Loeblich | Subfamilia Gonyaulacoideae Género <i>Gonyaulax</i> Diesing 1866 <i>Gonyaulax scrippsae</i> Kofoid 1911 <i>Gonyaulax spinifera</i> Claparède y Lachman complex <i>Gonyaulax digitalis</i> (Pouchet) Kofoid 1911 <i>Gonyaulax spinifera</i> Claparède y Lachman complex |

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los espectros de dinoquistes registrados en los análisis palinológicos de sedimentos holocenos del estuario de Bahía Blanca, revelan la presencia de especies del orden Gonyaulacales, que corresponden a formas autotróficas, eurihalinas y euritermas.

Estas especies de dinoflagelados no se han reconocido en su estado planctónico en los estudios del área interna del estuario. El dinoquiste más frecuente en los espectros fósiles del estuario es *Operculodinium centrocarpum*. A pesar de ser una especie cosmopolita que se adapta a amplias condiciones de salinidad y temperatura, la

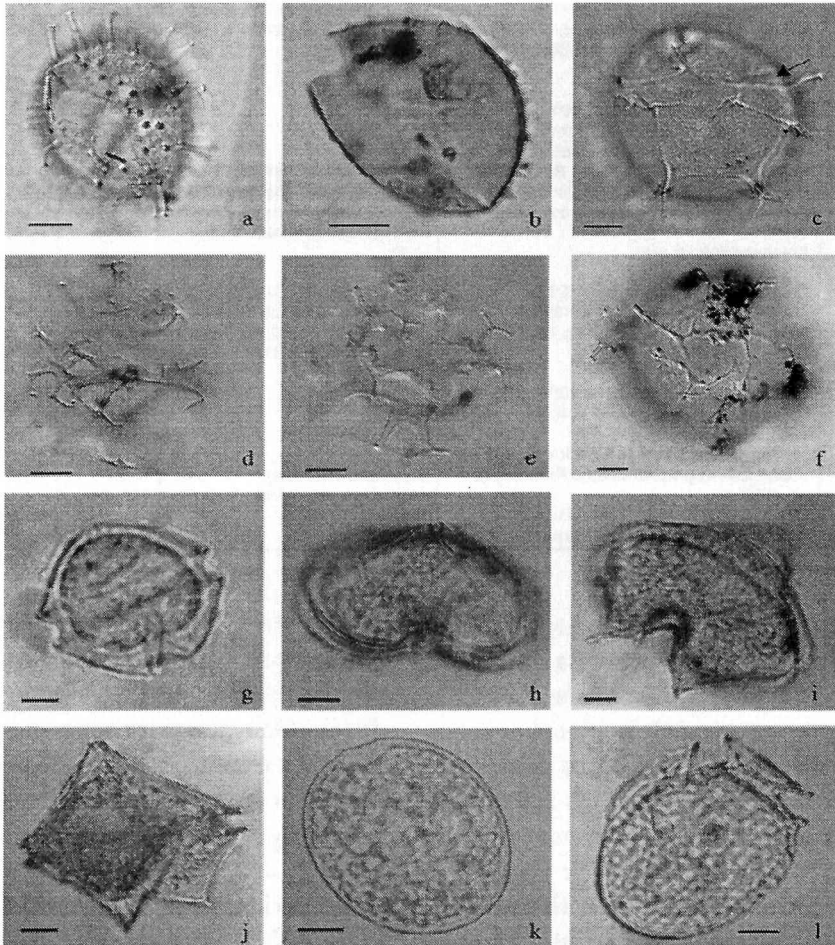



Figura 2. a, *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre y Cookson) Wall. b, *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre y Cookson) Wall - de procesos cortos. c, *Spiniferites* sp. cf. *S. pachydermus* (Rossignol) Reid, la flecha indica el arqueopilo/arrow shows archeopyle. d-e, *Spiniferites bulloideus* (Deflandre y Cookson) Sarjeant, d, foco alto/high focus, e, foco bajo/low focus. f, *Spiniferites bentorii* (Rossignol) Wall y Dale. g, *Alexandrium tamarense* (Gran) Balech. h-j, *Protoperidinium conicum* (Paulsen) Balech, h, vista apical/oblicua/oblique apical view, i, vista antapical/oblicua/oblique antapical view, j, vista ventral/oblicua/oblique ventral view. k, *Prorocentrum compressum* (Bailey) Abé. l, *Dinophysis* sp. Escala gráfica = 10 μm /Scale bar = 10 μm .

Tabla 2. Lista taxonómica de las especies de dinoflagelados modernos y su relación con los dinoquistes

| with the dinocysts. NOMBRE DEL DINOFLAGELADO (Estado tectado móvil) | NOMBRE DEL DINOQUISTE |
|--|--|
| Division DINOFLAGELLATA (Bütschli) Fensome et al. 1993 Clase DINOPHYCEAE Pascher 1914 Orden Gymnodinales Apstein 1909 Suborden Gymnodiniineae (Autonomia) Familia Gymnodiniaceae (Bergh 1881) Lankester 1885 Género <i>Gymnodinium</i> Stein 1878 <i>Gymnodinium</i> sp. | Dos especies (<i>G. breve</i> y <i>G. catenatum</i>) producen quistes de resistencia (Matsuoka y Fukuyo, 2000) |
| Orden Prorocentrales Lemmermann 1910 Familia Prorocentraceae Stein 1883 Género <i>Prorocentrum</i> Ehrenberg 1834 <i>Prorocentrum compressum</i> (Bailey) Abé 1967 | No se han observado quistes en sedimentos recientes de <i>Prorocentrum</i> (Matsuoka y Fukuyo, 2000) |
| Orden Peridinales Haeckel 1894 Suborden Peridiniineae (Autonomia) Familia Protoperidiniaceae Balech 1988 Subfamilia Protoperidinioidae Balech 1988 Género <i>Protoperidinium</i> Bergh 1881 <i>Protoperidinium confucium</i> (Gran) Balech 1974 <i>Protoperidinium</i> spp. | Las especies de <i>Protoperidinium</i> producen quistes de pared orgánica pigmentada ("round brown") que reciben distintos nombres morfogenéricos (Head, 1996)  |
| Orden Dinophysiales Kofoid 1926 Familia Dinophysiaceae Stein 1883 Género <i>Dinophysis</i> Ehrenberg 1839 <i>Dinophysis</i> sp. | No se mencionan quistes de <i>Dinophysis</i> en sedimentos recientes o fósiles, sin embargo Reguera Ramirez (2003) registró quistes de resistencia en especies actuales. |
| Orden Gonyaulacales Taylor 1980 Suborden Goniiodomineae Fensome et al., 1993 Familia Goniodomaceae Lindemann 1928 Subfamilia Helgolandioidae Fensome et al., 1993 Género <i>Alexandrium</i> (Halim) Balech <i>Alexandrium tamarense</i> (Labour) Balech | <i>Alexandrium tamarense</i> produce quistes esféricos a elipsoidales, transparentes (Matsuoka y Fukuyo, 2000). |

forma vegetativa móvil *Protoceratium reticulatum*, que produce esta forma de resistencia, no ha sido mencionada hasta el momento como parte del fitoplancton actual del área de estudio. El otro grupo de gonyaulacales importante en los sedimentos holocenos corresponde a las especies del género *Spiniferites*, propias de ambientes neríticos a oceánicos. Los dinoquistes de este género son producidos por distintas especies de *Gonyaulax* (Tabla 1), estado móvil que tampoco ha sido identificado en las muestras de plancton del estuario. Las condiciones de turbidez ocasionada por sedimento o detrito orgánico en suspensión, que reducen la penetración de la luz, limitarían la distribución actual de estas especies autotróficas.

Por otra parte, la asociación planctónica comprendió formas de varios órdenes de dinoflagelados (Tabla 2), estando representados los Gonyaulacales solamente por escasas formas móviles de *Alexandrium tamarense*. Esta especie es altamente tóxica y su expansión geográfica en las costas sudamericanas se advirtió luego de una intensa marea roja ocurrida en Argentina en 1980 (Santinelli et al., 2002).

Sus dinoquistes no se han observado en los sedimentos holocenos del estuario de Bahía Blanca.

En las muestras fósiles tampoco fueron halladas formas que puedan vincularse con *Dinophysis*, otro de los géneros mencionados para el fitoplancton. A pesar de los quistes de

resistencia, de doble pared y ornamentación areolada, análoga a la de las grandes placas hipotecales, descritos por Reguera Ramírez (2003) para *Dinophysis acuta*, no hay menciones de estas formas en la bibliografía palinológica. Esto podría deberse a que estos dinoquistes sean muy lábiles y difícilmente preservables.

Popovich (2004) registra una asociación de dinoflagelados dentro del fitoplancton similar a la descrita en este estudio. Menciona además la presencia de *Scrippsiella trochoidea* (Stein) Loeblich III, una especie autotrófica cuya teca es calcárea y forma quistes que no se recuperan palinológicamente por ser disueltos por el ácido clorhídrico.

Los dinoflagelados de la familia *Protoperidiniaceae* son principalmente heterotróficos, por lo que su presencia en los ambientes actuales está vinculada, en forma directa o indirecta, a la disponibilidad de nutrientes. En el fitoplancton del estuario de Bahía Blanca se reconocieron sólo unas pocas especies de *Protoperidinium*. Si bien los quistes de resistencia de la familia *Protoperidiniaceae* son comunes en los estudios palinológicos del Holoceno de distintas partes del mundo, no fueron hasta el momento recuperados en los sedimentos fósiles del estuario de Bahía Blanca. Tampoco se reconocieron dinoquistes de otros grupos heterotróficos como *Gymnodiniales*, actualmente presentes en el fitoplancton. Estas diferencias encontradas entre las asociaciones de dinoflagelados actuales y los registros holocenos podrían responder a un incremento en el contenido de nutrientes del agua, probablemente relacionados con la contaminación antropogénica.

En general, la escasa representatividad de los dinoflagelados en el fitoplancton del estuario, en particular de aquellos capaces de producir quistes de resistencia, explica las bajas frecuencias relativas (menos de 5 %) y diversidad de dinoquistes (sólo 3 especies) en los espectros palinológicos de sedimentos de

planicies de marea actuales (Grill y Guerstein, 1995). En las planicies de marea holocenas del Canal del Medio, los datos cualitativos y cuantitativos de los dinoquistes, que alcanzan un 20 % sobre el total del espectro (Borel y Gómez, 2006), sugieren condiciones de menor turbidez y con una mayor influencia de aguas oceánicas, en el sector interno del estuario, a los ca. 3.500 años ¹⁴C A.P.

Este análisis comparativo entre las formas de resistencia de los ambientes intermareales a submareales fósiles, y las formas móviles de los mismos ambientes modernos, muestra la necesidad de profundizar este tipo de estudios para la utilización de los dinoquistes en la reconstrucción de las condiciones paleoceanográficas del Cuaternario.

Agradecimientos. Este estudio es una contribución a los proyectos FONCyT (PICTs: 07-14653; 07-14652 y 07-9659) y PIP 6416. Al IADO por la colaboración brindada en las campañas para la recolección de muestras.

REFERENCIAS

- Akselman, R. 1987. Quistes planctónicos de dinofíceas en áreas de plataforma del Atlántico Sudoccidental, I, Reporte taxonómico de la familia *Peridiniaceae* Ehrenberg. *Bolm. Inst. Oceanog.* 35: 17-32.
- Borel, C.M. y Gómez, E.A. 2006. Palinología del Holoceno del Canal del Medio, estuario de Bahía Blanca (Buenos Aires, Argentina). *Ameghiniana* 43: 399-412.
- Borromei, A.M. y Quattrocchio, M.E. 2001. Palynological study of Holocene marine sediments from Bahía Lapataia, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 33: 61-70.
- Cervellini, P.M. 2001. Variabilidad en la abundancia y retención de larvas de crustáceos decápodos en el estuario de Bahía Blanca,

- Provincia de Buenos Aires, Argentina. Invest. Mar. 29: 25-33.
- Cervellini, P.M. 2004. Crustáceos pelágicos. En: M.C. Piccolo y M.S. Hoffmeyer (eds.), Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca, Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, pp. 163-170.
- Dale, B. 1996. Dinoflagellate cysts ecology: modeling and geological applications. En: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (eds), Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 3: 1249-1275.
- Edwards, L.E. y Andrieu, A.S. 1992. Distribution of selected dinoflagellate cysts in modern marine sediments. En: M.J. Head & Wrenn, J.H. (eds), Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs; American Association of Stratigraphic Palynologist Foundation, p. 69-87.
- Fensome, R.A., Taylor, F.J.R., Norris, G., Sarjeant, W.A.S., Wharton, D.I. y Williams, G.L. 1993. A classification of fossil and living dinoflagellates. Micropalaeontology Press Special Paper 7, 351 pp. New York.
- Freije, R.H. y Marcovecchio, J. 2004. Oceanografía química. En: M.C. Piccolo y M.S. Hoffmeyer (eds.), Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca, Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, pp. 69-78.
- Gayoso, A.M. 1988. Variación estacional del fitoplancton en la zona más interna del estuario de Bahía Blanca (Argentina). Gayana Botánica 45: 241-248.
- Gayoso, A.M. 1999. Seasonal succession patterns of phytoplankton in the Bahía Blanca estuary (Argentina). Botánica Marina 42: 367-375.
- Gómez, E.A., Martínez, D.E., Borel, C.M., Guerstein, G.R. y Cusminsky, G.C. 2005. Submarine evidence of Holocene sea-level fluctuations in the Bahía Blanca estuary, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 20: 139-155.
- Grill, S.C. y Quattrocchio, M.E. 1996. Fluctuaciones eustáticas durante el Holoceno a partir del registro de paleomicroplancton; arroyo Napostá Grande, sur de la provincia de Buenos Aires. Ameghiniana 33: 435-442.
- Grill, S. y Guerstein, G.R. 1995. Estudio palinológico de sedimentos superficiales en el estuario de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina. Polen 7: 41-49.
- Grill, S., Borromei, A.M., Quattrocchio, M., Coronato, A., Bujalesky, G. y Rabassa, J. 2002. Palynological and sedimentological analysis of recent sediments from Río Varela, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. Revista Española de Micropaleontología 34: 145-161.
- Head, M.J. 1996. Modern dinoflagellate cysts and their biological affinities. En: Jansonius, J. and McGregor, D.C. (eds), Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 3: 1197-1248.
- Hoffmeyer, M.S., Tumini, L., Pettigrosso, R.E., Barría, M.S. y Contardi, E.T. 1997. Estudio de la calidad de agua en la ría de Bahía Blanca. Capítulo III: Biología. Informe final. Instituto Argentino de Oceanografía. 90 pp.
- Matsuoka, K. y Fukuyo, Y. 2000. Guía técnica para el estudio de quistes de dinoflagelados actuales. WESTPAC-HAB/WESTPAC/IOC.
- Mudie, P.J. y Harland, R. 1996. Chapter 21. Aquatic Quaternary. En: J. Jansonius y D.C. McGregor (eds.), Palynology: principles and applications, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 843-877.
- Piccolo, M.C. y Perillo, G.M. 1990. Physical characteristics of the Bahía Blanca Estuary (Argentina). Estuarine, Coastal and Shelf Science 34: 303-347.
- Piccolo, M.C., Perillo, G.M.E. y Arango, J.M. 1987. Hidrografía del estuario de Bahía Blanca, Argentina. Geofísica 26: 75-89.
- Popovich, C.A. 2004. Fitoplancton. En: M.C. Piccolo y M.S. Hoffmeyer (eds.), Ecosistema del Estuario de Bahía Blanca, Instituto Argentino de Oceanografía, Bahía Blanca, pp. 91-100.
- Reguera Ramírez, B. 2003. [Biología, autoecología y toxicología de las principales especies del género *Dinophysis* asociadas a episodios de

intoxicación diarreogénica por bivalvos (DSP)]
Tesis doctoral, Instituto Español de Oceanografía, C.O. de Vigo. Departamento de Ecología, Universidad de Barcelona, (inédito), 311 pp.

Santinelli, N, Sastre, V. y Esteves, J.L. 2002. Episodios de algas nocivas en la Patagonia Argentina. En: E.A. Sar, M.E. Ferrario y B. Reguera (eds.) Floraciones algales nocivas en el Cono Sur Americano. Instituto Español de Oceanografía, pp: 199-208

Vilanova, I., Prieto A.R. y Espinosa, M. 2005. Palaeoenvironmental evolution and sea-level fluctuations along the southeastern Pampa grasslands coast of Argentina during the Holocene. *Journal of Quaternary Science* 21: 227-242.

Wall, D., Dale, B., Lohmann, G. y Smith, W. 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic ocean and adjacent seas. *Marine Micropaleontology* 2: 121-200. Amsterdam.

Zonneveld, K.A.F., Hoek, r., Brinkhuis, H., Willems, H. 2001. Geographical distributions of organic-walled dinoflagellate cysts in surficial sediments of the Benguela upwelling region and their relationship to upper ocean conditions. *Progress in Oceanography* 48: 25-72.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS EFECTOS DEL DRAGADO SOBRE ASPECTOS BIO-SEDIMENTOLOGICOS DE LAS PLANICIES DE MAREA

Natalia V. Pizani^{1,3}, *Diana G. Cuadrado*^{1,2} y *Elisa R. Parodi*^{1,3}

¹ Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET. CC804. 8000 Bahía Blanca

² Depto. Geología. UNS. San Juan 670. 8000. Bahía Blanca

³ Depto. Biología, Bioquímica y Farmacia. UNS. San Juan 670. 8000. Bahía Blanca

npizani@criba.edu.ar - cuadrado@criba.edu.ar - eparodi@criba.edu.ar

RESUMEN

Se llevó a cabo un estudio preliminar interdisciplinario donde se relacionan resultados biológicos y sedimentológicos para analizar el efecto del dragado a inyección de agua, un método recientemente implementado a nivel mundial. Los resultados de este estudio son pioneros en evaluar las consecuencias del dragado sobre las planicies de marea. Las conclusiones obtenidas permiten señalar que las tareas de dragado influyen en las comunidades microfitorbentónicas de las planicies de marea, afectando por consiguiente la estabilidad de los sedimentos que son factibles de ser transportados y depositados en el medio circundante. Los resultados y su posterior análisis a través de componentes principales indican que la alteración ambiental por el dragado hidráulico afecta sólo la zona vecina al sector dragado y parece no alcanzar una distancia perpendicular al canal dragado de 1000 m sobre las planicies de marea adyacentes.

Palabras clave: dragado a inyección de agua, microalgas, transporte de sedimentos, Puerto Rosales (estuario de Bahía Blanca)

ABSTRACT

A preliminary interdisciplinary study was carried out relating biologic to sedimentologic results with the objective of analyze the water injection dredging effect, a method recently applied in the world. These results are pioneer in the evaluation of consequences of dredging over the tidal plains. The conclusions let to state that the dredge works affect the microphytobenthos communities lying at the tidal plains, and consequently, the stability of the sediments that might be transported and deposited in the surroundings. The results of a statistical method (Principal Component) pointed that the environmental effect produced by dredging only influence the adjacent zone, being negligible in the tidal flat at a distance of 1000 m perpendicular to the dredged channel.

Keywords: water injection dredging, microalgae, sediment transport, Rosales Port (Bahía Blanca estuary)

INTRODUCCION

La mayoría de los puertos necesitan un dragado periódico para permitir el ingreso de grandes buques y por ello se implementan nuevas técnicas para optimizar las tareas y disminuir los costos operativos. Es así que

actualmente en algunos países de Europa (Newell *et al.*, 1998) y en Argentina, en el estuario de Bahía Blanca en particular, se utiliza el método de dragado por inyección de agua. Los sedimentos estuarinos intermareales están habitados por comunidades microalgales, siendo las diatomeas epipelíticas el mayor

grupo de estos microorganismos que habitan en la interfase agua-sedimento. Estas comunidades son importantes en la ecología de las planicies estuariales así como en la dinámica de los procesos sedimentarios. Uno de los efectos más importantes que ellas producen en relación con el sedimento es el aumento de la cohesividad en la capa superficial de las planicies de marea (Underwood y Smith, 1998; Paterson, 1989). En condiciones de marea baja, las diatomeas se desplazan hacia la superficie para poder realizar la fotosíntesis. En su desplazamiento, estas microalgas dejan un mucílago que produce la cohesión de las partículas de sedimento. Este hecho está directamente relacionado con la estabilidad de los sedimentos, ya que el aglutinamiento de los sedimentos aumenta el esfuerzo de corte (τ_0) necesario para erosionar el fondo, lo que significa que se necesita una mayor velocidad de corriente para que el sedimento comience a ser erosionado (Paterson, 1989).

El objetivo del presente trabajo es determinar los efectos que el dragado hidráulico causa en la dinámica de las comunidades microfitorbentónicas, así como en las características sedimentarias. Con los resultados de este estudio se intentará comprender el impacto que las actividades antrópicas ocasionan en las planicies de marea ya que, a pesar de la relativa poca frecuencia de los acontecimientos de dragado (1 a 2 veces por año), sus consecuencias para el medio ambiente aún no han sido evaluadas.

METODOLOGIA

El dragado por inyección de agua en el canal de acceso a Puerto Rosales, estuario de Bahía Blanca, finalizó el 10 de septiembre de 2004. A partir del día 21 del mismo mes se tomaron muestras de sedimento superficial de las planicies adyacentes al canal dragado en tres estaciones en condiciones de bajamar (Fig. 1). Se realizaron dos tipos de muestreo. Por un lado se tomaron muestras por triplicado



Figura 1. Ubicación de las estaciones de muestreo. La flecha blanca señala el canal de acceso al puerto.

para determinar la composición específica de las microalgas presentes y por otro lado se recolectaron muestras para determinar la distribución granulométrica del sedimento. Ello se realizó durante 4 meses consecutivos, repitiéndose el muestreo al año de dragado.

La fracción de diatomeas epipelíticas móviles se coleccionaron por medio del método de papel tissue (Eaton y Moss, 1966) y para la eliminación de materia orgánica de las muestras se siguió el procedimiento de Hasle y Fryxell (1970).

La identificación taxonómica fue realizada sobre frústulos limpios de acuerdo a Kramer y Lange Bertalot (1986, 1988, 1991a, b), mientras que la determinación de la abundancia relativa de las comunidades diatomológicas fue analizada en preparados permanentes según Licursi y Gómez (2003). Para la observación al microscopio electrónico de barrido, se prepararon las muestras siguiendo el protocolo propuesto por Parodi y Barriá de Cao (2003).

Para el análisis sedimentológico se determinó la granulometría según el método de Folk (1974), estableciendo el porcentaje relativo de arena, limo y arcilla.

A los datos biológicos y sedimentológicos se aplicó un análisis de componentes principales (ACP) utilizando como variables las especies de algas encontradas y el porcentaje de arena, limo y arcilla correspondiente a cada estación.

RESULTADOS

Las diatomeas fueron el principal componente del microfitorobentos de las planicies de marea en todas las estaciones. Además, se observaron individuos de la clase Euglenophyceae y colonias de cianobacterias pertenecientes al género *Oscillatoria*, pero siempre en muy baja densidad (< 1 %).

La comunidad diatomológica estuvo dominada fundamentalmente por especies

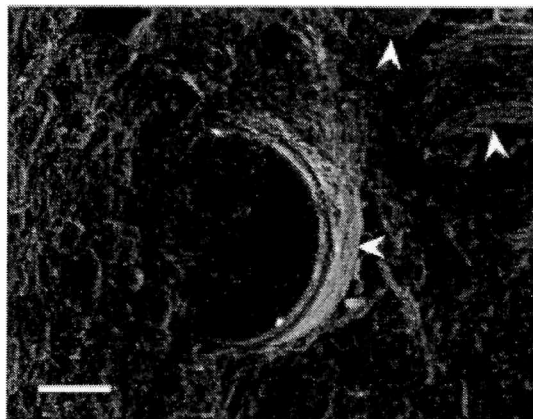


Figura 2. Valvas de diatomeas planctónicas presentes en el sedimento (puntas de flecha). Foto tomada con microscopio electrónico de barrido. Barra escala = 20 μ m.

birrafidiales cosmopolitas (81 %), por ejemplo *Navicula phyllepta*, *Nitzschia palea*; con la única excepción encontrada en la estación 1 donde, en septiembre de 2004; se reconoció un alto porcentaje de diatomeas centrales pertenecientes a la fracción de diatomeas planctónicas (39 %), como especies del género *Thalassiosira*. Bajo el microscopio electrónico de barrido se observó en dicha muestra la presencia de restos de frústulos de diatomeas vacíos y parcialmente cubiertos por el sedimento, como se observa en la Figura 2. Sin embargo, en los meses subsiguientes se produjo un aumento en la estación 1 de la abundancia relativa de las diatomeas bentónicas.

La distribución granulométrica de los sedimentos indicó diferencias entre las estaciones (Fig. 3). Los datos correspondientes a septiembre de 2005 se consideran típicos de cada estación, ya que se obtuvieron después de un año del dragado del canal de acceso a Puerto Rosales. La estación 1 se caracterizó por el bajo y constante contenido de arcillas durante el período de muestreo, mientras que la arena decreció y el limo aumentó. La estación 2 presentó altos contenido de arena,

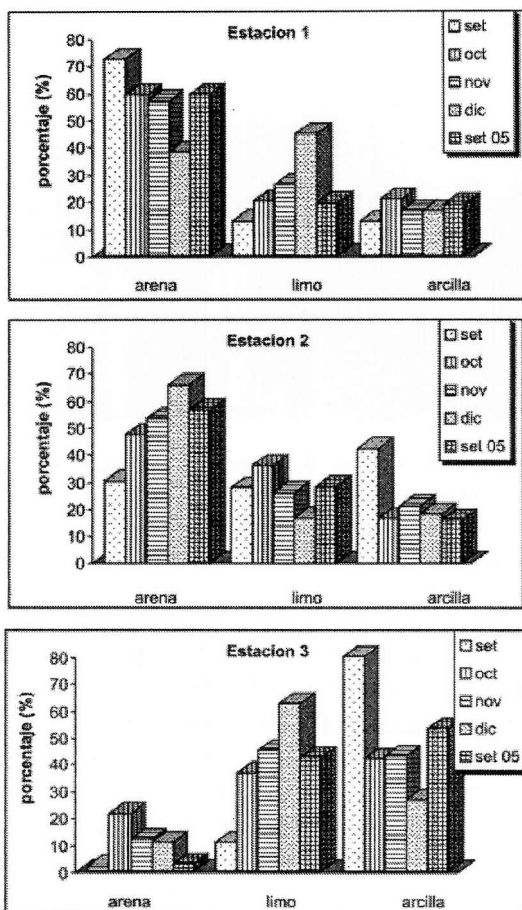


Figura 3. Distribución de la granulometría del sedimento.

mientras que la estación 3 exhibió altos contenidos de sedimentos finos (limo y arcilla).

Los resultados de los autovalores obtenidos con el ACP se muestran en la Tabla 1. Con las dos primeras componentes principales (CP) se explica casi el 30 % de la variabilidad de los datos. A partir de la tercera componente el porcentaje de variación aportado es menor al 10 %.

El gráfico de los resultados del ACP en un espacio físico resultó de gran utilidad para interpretar los resultados. Así, en la Figura 4a se observa que sobre el CP1 hay una clara separación de la estación 1 en el mes de

Tabla 1. Autovalores resultantes del Análisis de Componentes Principales.

| Autovalores | 1 | 2 | 3 |
|----------------|--------|--------|--------|
| valor | 5,8667 | 4,0928 | 3,0871 |
| % de variación | 17,25 | 12,04 | 9,08 |
| % acumulado | 17,25 | 29,29 | 38,37 |

septiembre de 2004, muestreo realizado inmediatamente después del dragado, con respecto a todos los demás datos. La CP2 discrimina la estación 2 de la estación 3 mientras que en el gráfico de correlaciones de las variables para CP1 y CP2 (Fig. 4b) se observa que no existe correlación significativa ($P > 0,05$) entre las variables biológicas y las sedimentológicas.

DISCUSION

Uno de los efectos que produce el método de dragado a inyección de agua es el gran aumento del sedimento en suspensión en toda la columna de agua, desconociéndose hasta el presente la distancia límite que alcanza la dispersión del mismo en las planicies circundantes.

Luego de efectuadas las tareas de dragado, las muestras recogidas en la planicie adyacente al canal de acceso (estación 1) mostraron abundantes diatomeas planctónicas muertas (Fig. 2). Esto podría indicar que originariamente ese material alóctono formaba parte del sedimento biogénico acumulado en el fondo del canal y que luego fue resuspendido por las maniobras de dragado (E. Gómez, *com. pers.*). La baja proporción de diatomeas bentónicas pudo deberse a la depositación del sedimento en suspensión sobre las planicies estuarinas, hecho que naturalmente ocurre en condiciones donde la marea presenta baja velocidad de corriente (estoa). Esta acumulación inhibiría el movimiento migratorio vertical de las diatomeas epipelíticas (Aleem, 1950; Janssen et al., 1999) ya que esta capa aunque sea muy delgada, dificultaría la recepción del estímulo lumínico mínimo necesario para inducir este movimiento,

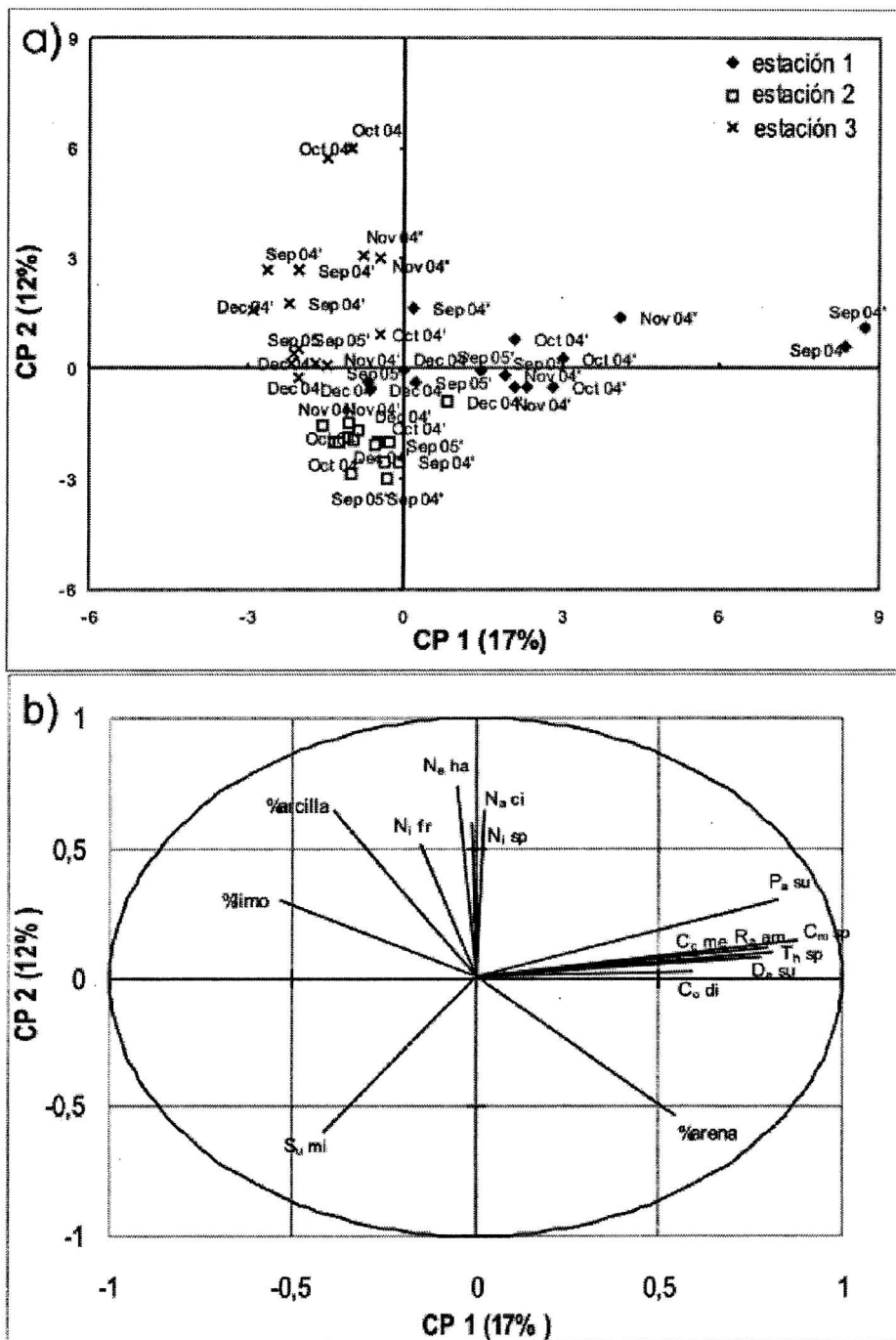


Figura 4. a) Gráfico de ACP de las estaciones de muestreo, b) Variables representadas en los dos primeros componentes principales. Designación de especies incluidas: C_c me= *Cyclotella meneghiniana*, C_m sp= *Cymatosira* sp., C_o di= *Cocconeis disculus*, D_e su= *Delphineis surirella*, N_a ci= *Navicula cincta*, N_a ha= *Navicula halophila*, N_i fr= *Nitzschia frustulum*, N_i sp= *Nitzschia* sp., P_a su= *Paralia sulcata*, R_a am= *Raphoneis amphiceros*, T_h sp= *Thalassiosira* spp.

quedando, en consecuencia, las diatomeas sepultadas. El incremento en la proporción de las diatomeas epipelíticas en los muestreos subsiguientes, indicaría el rápido reestablecimiento de la microflora en las planicies de marea.

Esta recolonización se debe a que las microalgas son constantemente redistribuidas por todo el litoral por acción de las corrientes de mareas (Riznyk y Phinney, 1972).

Por el contrario, en las restantes estaciones se observó durante todo el período de muestreo, la presencia de poblaciones de diatomeas bentónicas formadas principalmente por especies cosmopolitas de pequeña talla, habitantes típicas del sedimento fino de las planicies de marea.

La máxima variación en los datos de la estación 1, obtenidos inmediatamente después de las tareas de dragado, está relacionada directamente con el impacto que esa actividad antrópica produce en el lugar. Esto queda claramente demostrado por el Análisis de Componentes Principales donde la CP1 aleja los datos de la estación 1 del resto. Por el contrario, los resultados obtenidos indican que las estaciones 2 y 3 no estarían influenciadas por el dragado ya que no presentaron diferencias significativas durante todo el período de muestreo. Por lo tanto, se estima que el efecto ambiental por el dragado hidráulico afecta sólo la zona adyacente al dragado y parece no extenderse a una distancia superior a 1000 m perpendicular al canal.

CONCLUSIONES

Los resultados de este estudio son pioneros en evaluar las consecuencias del sistema de dragado por inyección de agua en el ambiente. La presente investigación permite establecer que este sistema de dragado produce un impacto sobre la actividad biológica de las planicies de marea, por lo cual la estabilidad de los sedimentos disminuiría, tornándolos

más susceptibles a la erosión por los factores físicos que intervienen en la dinámica del lugar. Ello tiene una implicancia económica importante ya que, el aumento de la cantidad de sedimento en suspensión se traduce directamente en un incremento de la velocidad de colmatación de los puertos y las vías navegables.

Debido a la gran importancia que las actividades socio-económicas tienen en el ambiente costero, resulta de fundamental importancia continuar con estudios interdisciplinarios conducentes a lograr un mayor conocimiento de la interrelación entre el sedimento y la microbiota a los fines de poder abordar un adecuado plan de manejo ambiental.

Agradecimientos. Las autores agradecen al Sr. Hugo Pellegrini, personal técnico del I.A.D.O., por su ayuda en las tareas de campo y la realización de las tareas de laboratorio. Este trabajo fue financiado por los proyectos PGI 24/ZH13 y PGI 24/B107 de la Universidad Nacional del Sur, PIP N° 2611 del CONICET y PICT'03 N°07-14652 de la ANPCyT.

REFERENCIAS

- Aleem A. A., 1950. Distribution and ecology of British marine littoral diatoms. *Journal of Ecology* 38: 75-106
- Eaton, J. W., y B. Moss, 1966. The estimation of numbers and pigment content in epipelagic algal populations. *Limnology and Oceanography*, 11: 584-595.
- Folk, R. L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Pub Co., Austin, Texas, pp 182.
- Hasle, G.R. y G.A. Fryxell, 1970. Diatoms: cleaning and mounting for light and electron microscopy. *Transactions of the American Microscopic Society* 89: 469-474.
- Krammer, K. y H. Lange-Bertalot, 1986. *Bacillariophyceae*. 1. Teil: Naviculaceae. En: *Süßwasser flora von Mitteleuropa*, Band 2/1.

Estudio preliminar de los efectos del dragado...

- Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (eds). Gustav Fischer Verlag: Stuttgart, New York. 876 pp.
- Krammer, K. y H. Lange-Bertalot, 1988. Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. En: Süßwasserflora von Mitteleuropa. Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (Eds). VEB Gustav Fischer Verlag: Jena. 596 pp.
- Krammer, K. y H. Lange-Bertalot, 1991a. Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. En: Süßwasserflora von Mitteleuropa. Ettl, H., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (Eds). Gustav Fischer Verlag: Stuttgart, Jena. 576 pp.
- Krammer, K. y H. Lange-Bertalot, 1991b. Bacillariophyceae. 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4. En: Süßwasserflora von Mitteleuropa. Ettl, H., Gärtner, G., Gerloff, J., Heynig, H. and Mollenhauer, D. (Eds). Gustav Fischer Verlag: Stuttgart, Jena. 437 pp.
- Newell, R.C., L.J. Seiderer, y D.R. Hitchcock, 1998. The impact of dredging works in coastal waters: A review of the sensitivity to disturbance and subsequent recovery of biological resources on the sea bed. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review* 1998, 36, 127-178.
- Parodi, E.R. y S. Barría de Cao, 2003 Benthic microalgal communities in the inner part of the Bahía Blanca estuary (Argentina): a preliminary qualitative study. *Ocean. Acta* 25: 279-284
- Paterson, D. M., 1989. Short-term changes in the erodibility of intertidal cohesive sediments related to the migratory behavior of epipellic diatoms. *Limnol. Oceanogr.* 34: 223-234.
- Janssen, M., M. Hust, E. Rhiel, y W. E. Krumbein, 1999. Vertical migration behaviour of diatom assemblages of Wadden Sea sediments (Dangast/Germany): A study using Cryo-scanning electron microscopy. *International Microbiology* 2: 103-110.
- Licursi, M. y N. Gómez, 2003. Aplicación de índices bióticos en la evaluación de la calidad del agua en sistemas lóticos de la llanura pampeana a partir del empleo de diatomeas. *Biología Acuática. Inst. Limn. Raúl Ringuelet* 21:13-29.
- Riznik, R. Z. y H. K. Phinney, 1972. The distribution of intertidal phytoplankton in an Oregon estuary. *Marine Biology* 13:318-324.
- Underwood G. J. C. y D. J. Smith, 1998. In situ Measurements of Exopolymer Production by Intertidal Epipellic Diatom-Dominated Biofilms in the Humber Estuary. En: *Sedimentary Processes in the Intertidal Zone*. Black, K.S., Paterson, D.M. & Cramp, A. (Eds). Geological Society, London, Special Publications, 139 pp. 125-134.

GEOIDE GRAVIMETRICO EN ARGENTINA. PRESENTE Y FUTURO*Claudia Tocho¹, Graciela Font¹ y Michael G. Sideris²*

¹Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Argentina, ctocho@fcaglp.unlp.edu.ar

²Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, 2500 University Drive N.W., T2N 1N4, Calgary, Canada. sideris@ucalgary.ca

RESUMEN

En el siguiente trabajo se presenta el estado actual del geoide gravimétrico de la República Argentina. En el mismo se discuten la metodología y los datos utilizados para su cálculo y se plantean los trabajos futuros que se realizarán con el fin de mejorar su precisión y exactitud. ARG05_EGM96 es un geoide gravimétrico puro calculado durante 2005. Las ondulaciones del geoide ARG05_EGM96 se refieren al elipsoide geocéntrico GRS80 y fueron calculadas en una grilla de 5' x 5' cubriendo toda la Argentina (tierra y mar). El cálculo se realizó utilizando la técnica clásica remover-restaurar.

La componente del geoide residual así como los efectos de terreno se calcularon utilizando la transformada rápida de Fourier. Para el tratamiento de la topografía se empleó el segundo método de compensación de Helmert. ARG05_EGM96 fue determinado en cuatro componentes. La primera componente fue calculada a partir del modelo de geopotencial EGM96, la segunda componente representa la contribución de los datos de gravedad reducidos por el modelo de geopotencial, la tercera es la derivada de las correcciones topográficas y la cuarta componente representa el efecto indirecto primario sobre el geoide. De comparaciones externas realizadas entre ARG05_EGM96 y el geoide derivado de GPS y nivelación, se estima que la exactitud absoluta de ARG05 es de 32 cm en términos de desviación standard. La exactitud relativa, para toda la Argentina, es de 1.4 a 0.2 ppm para líneas bases entre 15 km y 115 km. En el presente trabajo se presentan, otras tres soluciones, denominadas: ARG05_EIGEN-CG01C (Tocho et al., 2005), ARG06_EIGEN-CG03C y ARG06_EIGEN-GL04C calculadas utilizando otros modelos de gravedad globales recientemente distribuidos. Finalmente se enumeran trabajos futuros, por ejemplo, la evaluación de modelos digitales de terreno y sus implicancias en la determinación práctica de geoides gravimétricos. **Palabras clave:** Argentina, geoide gravimétrico, FFT, ARG05, ARG06

ABSTRACT

The status of the gravimetric geoid for Argentina is presented in this paper. The methodology applied for its computation as well as the data used is discussed.

A high-accuracy and high-precision gravimetric geoid model (ARG05_EGM96) for Argentina has been computed during 2005. ARG05_EGM96 is a purely gravimetric geoid model. The geoid undulations refer to the geocentric ellipsoid GRS80 and they were computed on a 5' x 5' grid covering all of Argentina (both land and ocean regions) ARG05_EGM96 was computed using the classical remove-compute-restore technique. The Fast Fourier Transform technique was employed in the computation of the residual geoid and terrain effects. The treatment of the topography in ARG05_EGM96 was based on Helmert's second method of condensation. ARG05_EGM96 is developed in four components. The first component is determined from the EGM96 global geopotential model, the second component represents the contribution of the local gravity data reduced by the global field, the third component was determined from the contribution of the terrain corrections to the geoid, and the four component is the primary indirect effect on the geoid. From comparisons between Global Positioning System (GPS) and Argentinean Height Datum (GPS/levelling-derived) geoid undulations with ARG05_EGM96, it is estimated that the absolute

accuracy of the new geoid, after fit, is around 32 cm in terms of standard deviation. The relative agreement for the whole Argentina is 1.4 to 0.2 ppm for baselines between 15 km and 115 km.

Three new solutions, ARG06_EIGEN-CG01C, ARG06_EIGEN-CG03C y ARG06_EIGEN-GL04C, calculated with new global gravity models are presented in this paper. Finally, futures works are mention, especially those concerning with digital terrain models and their implications in practical geoid determination.

Keywords: Argentina, gravimetric geoid, FFT, ARG05, ARG06

INTRODUCCION

El principal objetivo de este trabajo es la determinación de un geoide gravimétrico de alta precisión y alta resolución para la República Argentina. El geoide gravimétrico es de gran importancia para aplicaciones geodésicas, geofísicas, oceanográficas y en general para todos aquellos usuarios de datos geoespaciales. En primer lugar, se describirán los datos utilizados y los fundamentos teóricos para la estimación del geoide gravimétrico. Luego, se presentarán estudios numéricos realizados en el área de estudio.

AREA DE ESTUDIO Y DATOS EMPLEADOS

El área de estudio abarca toda la República Argentina desde las latitudes 20° S y 55° S y las longitudes 53° O (307°E) y 76° O (284° E). Parte de esta área se encuentra en los océanos Pacífico y Atlántico en donde fueron utilizadas anomalías de aire libre derivadas altimétricamente del modelo KMS02 (Andersen *et al.*, 2005) con el fin de completar la información gravimétrica para mejorar la exactitud del geoide gravimétrico. Los datos de gravedad en tierra consisten en 66777 valores distribuidos en forma irregular, los mismos fueron homogeneizados y referidos a la red fundamental mundial IGSN71. Las anomalías de aire libre y Bouguer fueron calculadas aplicando la corrección atmosférica, la reducción de aire libre de segundo orden (Featherstone and Denith, 1998), una densidad constante de 2670kg m⁻³ y referidas al elipsoide de referencia geodésico de 1980

(GRS80) (Moritz, 2000) La distribución de los datos gravimétricos se observa en la Figura 1.

Para derivar la información de larga longitud de onda del campo de gravedad se utilizó el modelo de geopotencial EGM96, EIGEN-CG01C, EIGEN-CG03C y EIGEN-GL04C. En el presente trabajo se presentarán cuatro soluciones de geoides gravimétricos referenciadas a los modelos de gravedad global combinados: EGM96 (Lemoine *et al.*, 1998); EIGEN-CG01C (Reigber *et al.*, 2004);

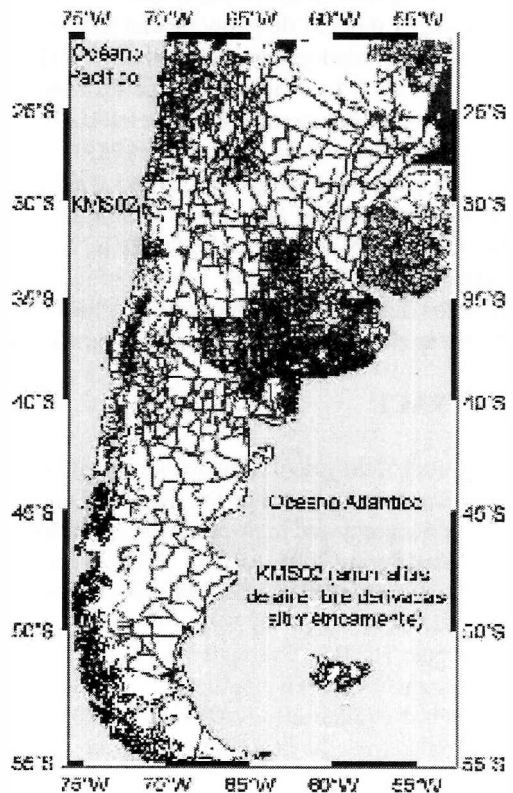


Figura 1. Distribución de los datos gravimétricos en el área de estudio

Geoide gravimétrico en Argentina. Presente y futuro.

EIGEN-CG03C (Förste *et al.*, 2005); EIGEN-GL04C (Förste *et al.*, 2006), respectivamente. Todos los modelos, completos hasta orden y grado 360, permiten resolver longitudes de onda de anomalías y geoide de 110 km. El modelo EIGEN-CG01C fue generado con datos de CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) y de 200 días de GRACE (Experimento de Recuperación Gravitacional y Clima) mas datos superficiales gravimétricos y altimétricos. EIGEN-CG03C es una actualización del anterior y se genera con mas días de datos de GRACE y por ultimo el modelo EIGEN-GL04C combina datos de las misiones GRACE y LAGEOS (LAsER GEODynamics Satellite) y la misma información terrestre, excepto las ondulaciones de geoide sobre los océanos.

Las correcciones topográficas y los efectos indirectos sobre el geoide debidos al segundo método de condensación de Helmert fueron calculados a partir del modelo digital de elevaciones (MDE) GTOPO30, que es un modelo matricial formado por celdas de aproximadamente 1 km x 1 km de lado.

Se utilizaron 539 puntos con doble información altimétrica: alturas elipsoidales y nivelación y datos de altura de la superficie del mar medidos por la misión TOPEX/POSEIDÓN (T/P) SSHs, conocidas por su gran precisión para realizar una evaluación externa de los modelos gravimétricos calculados en tierra y en mar, respectivamente. La distribución de estos datos se observa en la Figura 2.

METODOLOGIA DE CALCULO

Modelado de geoide gravimétrico

Las soluciones de geoides gravimétricos que se presentan en este trabajo se calcularon usando la técnica “remover-calculer-restaurar”. Este procedimiento puede resumirse así: 1) Remover anomalías de gravedad (calculadas de un modelo de armónicos

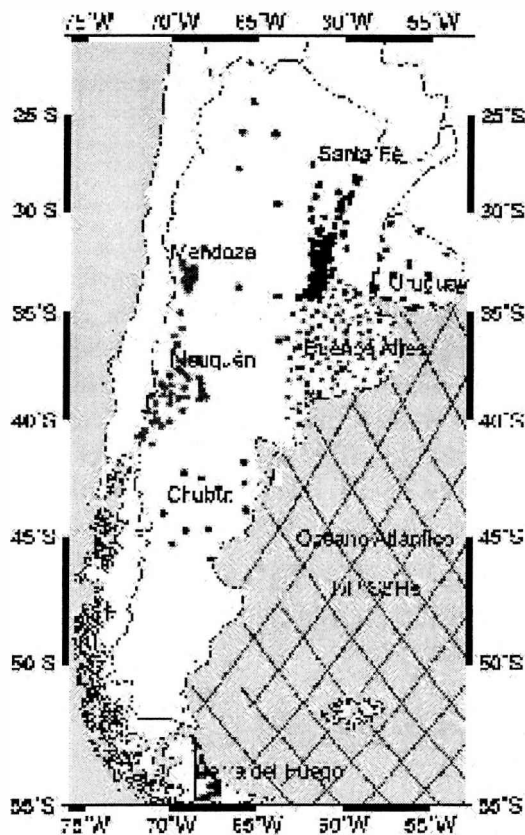


Figura 2. Distribución de datos para validar los modelos gravimétricos estimados

esféricos global, evaluadas en el geoide) de anomalías de gravedad de Helmert, las que son calculadas de mediciones de gravedad local y un modelo digital de elevaciones. De esta forma, obtenemos “anomalías de Helmert residuales” que son aproximadas por anomalías de Faye.

2) Calcular de las anomalías de gravedad residuales “ondulaciones de cogeoides residuales” (N_{DG}) usando 1D FFT esférica (Haagmans *et al.*, 1993)

3) Restaurar a las ondulaciones de cogeoides residuales calculadas, las ondulaciones de geoide (N_{GM} calculadas de un modelo global de armónicos esféricos, evaluadas en el geoide) y el efecto topográfico indirecto N_{int}

(calculados del MDE) para obtener el geoido gravimétrico final.

Los tres pasos anteriores se combinan en la siguiente fórmula simple:

$$N = N_{\ddot{A}_G} + N_{GM} + N_{ind} \quad (1)$$

El cálculo de fue hecho en una grilla de 5' x 5', dentro de los siguientes límites geográficos: latitudes 20° S y 55° S y longitudes 53° O (307°E) y 76° O (284° E), siendo esta la misma configuración del geoido gravimétrico final. Los modelos EGM96, EIGEN-CG01C, EIGEN-CG03C, y EIGEN-GL04C completos hasta orden y grado 360 fueron utilizados para calcular N_{GM} , de acuerdo con la siguiente fórmula (Heiskanen y Moritz, 1967):

$$N_{GM} = R \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (\overline{C_{n,m}} \cos m \hat{p} + \overline{S_{n,m}} \sin m \hat{p}) \overline{P_{n,m}}(\sin \hat{p}) \quad (2)$$

donde $\overline{C_{n,m}}$ y $\overline{S_{n,m}}$ son los coeficientes de armónicos esféricos normalizados, $\overline{P_{n,m}}$ son las funciones de Legendre normalizados R es el radio medio de la Tierra.

Las medias y cortas longitudes de onda que contribuyen al geoido gravimétrico total se calculan de las anomalías de gravedad local de acuerdo a La fórmula de Stokes (Heiskanen y Moritz, 1967)

$$N(\varphi_p, \hat{p}) = \frac{R}{4\pi\gamma} \int \int_{\varphi_Q, \hat{p}_Q} fg(\varphi_Q, \hat{p}_Q) S(\varphi_p - \varphi_Q) \cos \varphi_Q d\varphi d\hat{p} \quad (3)$$

donde $S(\varphi_p - \varphi_Q)$ es la función de Stokes y son las anomalías residuales dadas por:

$$fg = fg_{FA} + c - fg_{GM} \quad (4)$$

donde son las anomalías de aire libre, c es la corrección topográfica y fg_{GM} es la contribución de larga longitud de onda calculada de un modelo de gravedad global mediante la siguiente expresión:

$$fg_{GM} = G \sum_{n=2}^{n_{max}} (n-1) \sum_{m=0}^n (\overline{C_{n,m}} \cos m \hat{p} + \overline{S_{n,m}} \sin m \hat{p}) \overline{P_{n,m}}(\sin \hat{p}) \quad (5)$$

siendo G la gravedad media de la Tierra.

Según (1) y (4), el término se calculó $N_{\Delta g}$

$$N_{DG} = N(\ddot{A}_{FA} - \ddot{A}_{GM}) + N(c) \quad (6)$$

Los dos términos de (6) se evaluaron mediante la integral de Stokes utilizando la 1D FFT esférica (Haagmans *et al.*, 1993), mediante la siguiente expresión:

$$N(\varphi_p, \lambda_p) = \frac{R\Delta\varphi\Delta\lambda}{4\pi\gamma} F^{-1} \left\{ \sum_{\varphi_Q=\varphi_1}^{\varphi_{max}} F[S(\varphi_p - \varphi_Q)] F[\Delta g(\varphi_Q, \lambda_Q) \cos \varphi_Q] \right\} \quad (7)$$

donde F y F^{-1} son las 1D-FFT directa e inversa, $\Delta\varphi$ y $\Delta\lambda$ son los espaciamientos de las grillas φ_1 y φ_{max} y son las latitudes sur y norte, respectivamente.

La información de corta longitud de onda al geoido gravimétrico total se obtiene a partir del cálculo del efecto indirecto N_{ind} , producido por el uso del segundo método de condensación de Helmert para reducir los datos de gravedad al geoido. En general, el efecto topográfico indirecto debido al segundo método de condensación de Helmert se fórmula en términos de una serie de Taylor de los cuales sólo los tres primeros términos son considerados, siendo el término de orden cero el más dominante, el cual se expresa (Wichiencharoen, 1982):

$$N_{ind} = - \frac{\pi G \rho H_{MDE}^2}{\gamma} \quad (8)$$

GRILLADO DE ANOMALIAS

Con el fin de reducir los efectos de aliasing en gravedad y geoide, las anomalías de aire en tierra fueron grilladas del siguiente modo:

1) En cada estación gravimétrica se calcularon las anomalías de Bouguer simple (fg_B):

$$fg_B = \Delta g_{FA} - 2\pi G\rho H \quad (9)$$

2) Las anomalías de Bouguer simples fueron interpoladas en los nodos de la grilla que define el MDE, en este caso 2' x 2', resultando una grilla de anomalías de Bouguer (fg_B)^{grilla}

3) Las anomalías de aire fueron reconstruidas en cada punto de la grilla donde las anomalías de Bouguer fueron interpoladas sumando la placa de Bouguer. De este modo se obtiene una grilla de anomalías de aire libre reconstruidas de 2' x 2'. calculadas de la siguiente forma:

$$(\Delta g_{FA}) = (ff_B)^{grilla} + (2\pi G\rho H_{MDE})^{grilla} \quad (10)$$

La grilla de anomalías de aire libre reconstruidas contiene valores tanto en tierra como en el mar; los valores en el mar son eliminados y rellenados con anomalías de aire derivadas altimétricamente del modelo global KMS02.

4) Las anomalías de aire libre fueron promediadas en una grilla de 5' x 5' constituyendo una grilla de anomalías de aire

Tabla 1. Estadística de varios modelos de geoide gravimétricos.

| Geoide | Mínimo | Máximo | Promedio | Desviación Standard |
|-------------------|--------|--------|----------|---------------------|
| ARG05_EGM96 | -4.12 | 48.53 | 17.47 | 8.94 |
| ARG05_EIGEN-CG01C | -3.66 | 48.57 | 17.48 | 8.95 |
| ARG06_EIGEN-CG03C | -3.82 | 48.57 | 17.48 | 8.94 |
| ARG06_EIGEN-GL04C | -3.66 | 48.53 | 17.48 | 8.95 |

libre medias de 5' x 5'. La principal ventaja de este método es que da como resultado anomalías de gravedad medias más representativas y menos sujetas a efectos de aliasing durante el proceso de grillado (Featherstone y Kirby, 2000)

DESARROLLO DE MODELOS DE GEOIDE GRAVIMETRICOS

Mediante el procedimiento anterior fueron calculados cuatro geoides gravimétricos. Las cuatro soluciones difieren básicamente debido al modelo de gravedad global utilizado para modelar la larga longitud de onda. Las soluciones se denominan: ARG05_EGM96, ARG05_EIGEN-CG01C, ARG06_EIGEN-CG03C y ARG06_EIGEN-GL04C de acuerdo al modelo de gravedad global utilizado. La estadística de los distintos modelos gravimétricos calculados y del modelo ARG05 (Tocho *et al.*, 2005) se resume en la Tabla 1.

VALIDACION DE LAS DISTINTAS SOLUCIONES DETERMINADAS

Comparación entre varios modelos

La estadística de las diferencias entre las soluciones: ARG05_EIGEN-CG01C, ARG06_EIGEN-CG03C y ARG06_EIGEN-GL04C y el modelo ARG05_EGM96 se muestra en la Tabla 2.

Las diferencias entre las soluciones ARG05_EIGEN-CG01C, ARG06_EIGEN-CG03C y ARG06_EIGEN-GL04C y el modelo ARG05_EGM96, en términos de desviación standard, son del orden de los 25 cm, y las diferencias tienen un máximo de 1.64 m y un mínimo de 1 m

Con respecto a las diferencias entre sí de los modelos ARG05_EIGEN-CG01C, ARG06_EIGEN-CG03C y ARG06_EIGEN-GL04C, en términos también de desviación standard, es de 7 cm con un máximo y mínimo extremo de -42 cm y 40 cm.

Tabla 2. Estadística de las diferencias entre varios modelos de geoides.

| <i>Geoide</i> | <i>Mínimo</i> | <i>Máximo</i> | <i>Promedio</i> | <i>Desviación Standard</i> |
|--------------------------------------|---------------|---------------|-----------------|----------------------------|
| ARG05 EIGEN-CG01C - ARG05 EGM96 | -1.00 | 1.55 | 0.01 | 0.25 |
| ARG06 EIGEN-CG03C - ARG05 EGM96 | -0.91 | 1.62 | 0.01 | 0.25 |
| ARG06 EIGEN-GL04C - ARG05 EGM96 | -0.92 | 1.64 | 0.01 | 0.25 |
| ARG06 EIGEN-CG03C - ARG05 EIGENCG01C | -0.42 | 0.40 | 0.00 | 0.07 |
| ARG06 EIGEN-GL04C - ARG05 EIGENCG01C | -0.35 | 0.37 | 0.00 | 0.07 |
| ARG06 EIGEN-GL04C - ARG06 EIGENCG03C | -0.35 | 0.40 | -0.01 | 0.07 |

Comparación con puntos GPS/nivelación y T/P SSHs

La exactitud de los modelos gravimétricos estimados fue calculada mediante una evaluación externa, realizando comparaciones con ondulaciones de geoides derivadas de puntos GPS/nivelación (N^{GPS}) y SSHs apiladas de la misión TOPEX/POSEIDÓN ($N^{T/P}$).

Las diferencias entre las distintas soluciones de geoides fueron minimizadas utilizando un modelo de transformación de cuatro parámetros:

$$N_i^{GPS \delta T/P} - N_i = h_i - H_i - N_i = x_0 + x_1 \cos \varphi \cos \lambda + x_2 \cos \varphi \text{sen} \lambda - x_3 \text{sen} \varphi - x_3 + v_i \quad (11)$$

donde $N_i^{GPS \delta T/P}$ son las ondulaciones de geoides obtenidas en los puntos GPS/nivelación o las SSHs apiladas de TOPEX/POSEIDÓN y N_i es el geoides gravimétrico estimado. Los

parámetros x_0, x_1, x_2 y x_3 , se calculan mediante cuadrados mínimos minimizando la cantidad $v^T v$. Los valores ajustados de los residuos dan una idea realista del nivel de acuerdo absoluto entre el geoides gravimétrico y las alturas de geoides derivados de GPS/nivelación.

El modelo de 4-parámetros absorbe la mayoría de las inconsistencias de los datums de los distintos tipos de alturas así como los errores del geoides de larga longitud de onda.

Las Tablas 3 y 4 muestran la estadística de las diferencias absolutas, antes y después del ajuste (valores entre paréntesis), entre los geoides globales y las soluciones de geoides gravimétricos con las ondulaciones de geoides derivadas en los puntos GPS/nivelación y T/P SSHs para toda la Argentina, respectivamente.

De la estadística mostrada en la Tabla 3, se observa que los cuatro geoides gravimétricos tienen un acuerdo absoluto con el geoides derivado en puntos GPS/nivelación de 40 a

Tabla 3: Estadística de las diferencias absolutas entre varios modelos y el geoides derivado de GPS/nivelación. Toda la Argentina. Unidad: [m].

| <i>Geoide</i> | <i>Mínimo</i> | <i>Máximo</i> | <i>Promedio</i> | <i>Desviación Standard</i> |
|------------------------------------|---------------|---------------|-----------------|----------------------------|
| $N^{EGM96} - N^{GPS}$ | -2.43 (-2.18) | 1.89 (2.00) | 0.15 (0.00) | 0.80 (0.54) |
| $N^{EIGEN-CG01C} - N^{GPS}$ | -1.37 (-1.17) | 1.60 (1.21) | 0.48 (0.00) | 0.40 (0.36) |
| $N^{EIGEN-CG03C} - N^{GPS}$ | -1.42 (-1.88) | 1.60 (1.24) | 0.48 (0.00) | 0.38 (0.34) |
| $N^{EIGEN-GL04C} - N^{GPS}$ | -1.25 (-1.63) | 1.75 (1.46) | 0.42 (0.00) | 0.40 (0.33) |
| $N^{ARG05_EGM96} - N^{GPS}$ | -0.63 (-1.74) | 2.72 (0.99) | 1.41 (0.00) | 0.41 (0.32) |
| $N^{ARG05_EIGEN-CG01C} - N^{GPS}$ | -0.79 (-1.93) | 3.05 (1.15) | 1.45 (0.00) | 0.42 (0.33) |
| $N^{ARG06_EIGEN-CG03C} - N^{GPS}$ | -0.72 (-1.87) | 3.06 (1.17) | 1.45 (0.00) | 0.41 (0.33) |
| $N^{ARG06_EIGEN-GL04C} - N^{GPS}$ | -0.70 (-1.83) | 3.00 (1.15) | 1.43 (0.00) | 0.40 (0.32) |

Tabla 4: Estadística de las diferencias absolutas entre varios modelos y T/P SSHs. Unidad: [m]

| <i>Geoide</i> | <i>Mínimo</i> | <i>Máximo</i> | <i>Promedio</i> | <i>Desviación Standard</i> |
|------------------------------------|---------------|---------------|-----------------|----------------------------|
| $N_{EGM96} - N^{T/P}$ | -1.68 (-1.52) | 0.89 (1.53) | -0.20 (0.00) | 0.26 (0.25) |
| $N_{EIGEN-CG01C} - N^{T/P}$ | -1.49 (-1.10) | 1.06 (1.35) | -0.22 (0.00) | 0.31 (0.28) |
| $N_{EIGEN-CG03C} - N^{T/P}$ | -1.51 (-0.96) | 1.11 (1.40) | -0.22 (0.00) | 0.32 (0.29) |
| $N_{EIGEN-GL04C} - N^{T/P}$ | -1.37 (-0.85) | 1.01 (1.32) | -0.24 (0.00) | 0.30 (0.28) |
| $N_{ARG05_EGM96} - N^{T/P}$ | -0.33 (-0.71) | 1.96 (1.33) | 0.32 (0.00) | 0.24 (0.20) |
| $N_{ARG06_EIGEN-CG01C} - N^{T/P}$ | -0.53 (-0.85) | 1.80 (1.03) | 0.33 (0.00) | 0.29 (0.21) |
| $N_{ARG06_EIGEN-CG03C} - N^{T/P}$ | -0.48 (-0.81) | 1.75 (1.05) | 0.35 (0.00) | 0.29 (0.22) |
| $N_{ARG06_EIGEN-GL04C} - N^{T/P}$ | -0.66 (-0.87) | 1.77 (1.00) | 0.33 (0.00) | 0.30 (0.23) |

42 cm de desviación standard antes del ajuste y que luego del ajuste, los cuatro modelos presentan aproximadamente la misma exactitud externa del orden de los 32 a 33 cm. Esto sugiere que la exactitud y resolución de los datos gravimétricos necesita ser mejorada en Argentina, con el fin de disminuir al nivel centimétrico la consistencia absoluta del geoide gravimétrico con los datos de GPS/nivelación. Es interesante observar, que si bien los modelos globales EIGEN-CG01C, EIGEN-CG03C y EIGEN-GL04C, que describen la larga longitud de onda son superiores que el modelo EGM96, antes y después del ajuste, cuando se los combina con datos de gravedad local y DEM, todos los modelos gravimétricos presentan similar desviación standard.

A partir de la Tabla 4, observamos que tanto el modelo global EGM96 como el geoide gravimétrico derivado de él mejora la desviación standard de las diferencias, antes del ajuste, en aproximadamente 4 cm a 6 cm y 5 cm a 6 cm, respectivamente.

Luego del ajuste, ambos modelos son superiores que las otras soluciones.

Con el fin de evaluar la exactitud relativa de todos los modelos de geoide con respecto a los datos GPS/nivelación, se formaron todas las diferencias de ondulación relativa en parte por millón (ppm) para todas las líneas bases las que fueron graficadas en función de la

longitud de la línea base. La Figura 3 ilustra las diferencias relativas para toda Argentina, las diferencias relativas se refieren a valores han sido ajustados por el modelo de 4-parámetros.

Un análisis regional fue llevado a cabo con puntos de dos redes GPS/nivelación, una ubicada en la zona plana y con datos de gravedad densamente distribuidos de la provincia de Buenos Aires y otra en una zona montañosa con una escasa distribución de datos de gravedad en la provincia de Mendoza.

Los resultados de estos análisis se muestran en las Tablas 5 y 6.

En Buenos Aires, todos los modelos de geoide gravimétricos presentan la misma exactitud externa, que en términos de desviación standard es de 8 ó 9 centímetros luego del ajuste y en Mendoza de 26 centímetros.

CONCLUSIONES Y PLANES FUTUROS

Se calcularon cuatro geoides gravimétricos, cubriendo toda la Argentina. El cálculo de las cuatro soluciones llamadas, ARG05_EGM96, ARG05_EIGEN-CG01C, ARG06_EIGEN-CG03C y ARG06_EIGEN-GL04C se realizó sobre la base de la técnica remover-restaurar. La comparación con el geoide derivado de puntos GPS/nivelación

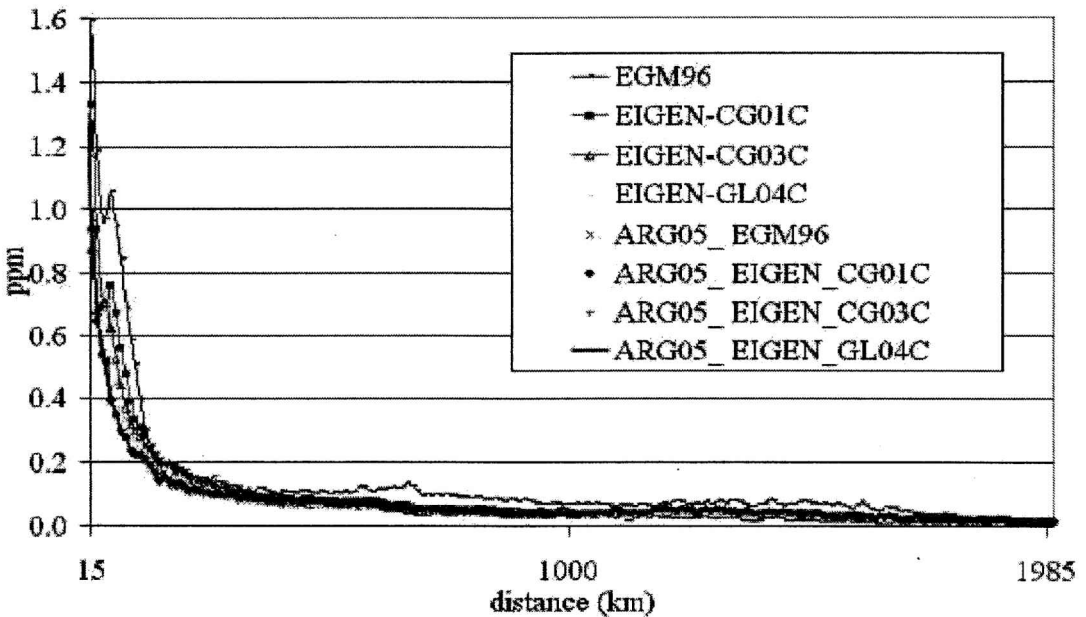


Figura 3: Exactitud relativa de los modelos de geode en Argentina

Tabla 5: Estadística de las diferencias absolutas entre varios modelos y el geode derivado de GPS/nivelación. Buenos Aires. Unidad: [m]

| Geode | Mínimo | Máximo | Promedio | Desviación Standard |
|------------------------------------|--------------|-------------|-------------|---------------------|
| $N_{EGM96} - N_{GPS}$ | 0.03 (-0.50) | 1.16 (0.30) | 0.71 (0.00) | 0.25 (0.15) |
| $N_{EIGEN-CG01C} - N_{GPS}$ | 0.19 (-0.48) | 1.10 (0.35) | 0.72 (0.00) | 0.15 (0.14) |
| $N_{EIGEN-CG03C} - N_{GPS}$ | 0.33 (-0.36) | 1.20 (0.45) | 0.71 (0.00) | 0.16 (0.16) |
| $N_{EIGEN-GL04C} - N_{GPS}$ | 0.37 (-0.32) | 1.09 (0.27) | 0.72 (0.00) | 0.13 (0.12) |
| $N_{ARG05_EGM96} - N_{GPS}$ | 1.08 (-0.46) | 2.17 (0.23) | 1.62 (0.00) | 0.19 (0.08) |
| $N_{ARG05_EIGEN-CG01C} - N_{GPS}$ | 1.12 (-0.45) | 1.10 (0.30) | 0.72 (0.00) | 0.13 (0.09) |
| $N_{ARG06_EIGEN-CG03C} - N_{GPS}$ | 1.12 (-0.45) | 2.01 (0.29) | 1.65 (0.00) | 0.13 (0.08) |
| $N_{ARG06_EIGEN-GL04C} - N_{GPS}$ | 1.13 (-0.39) | 1.20 (0.23) | 0.71 (0.00) | 0.13 (0.09) |

Tabla 6: Estadística de las diferencias absolutas entre varios modelos y el geode derivado de GPS/nivelación. Mendoza.

| Geode | Mínimo | Máximo | Promedio | Desviación Standard |
|------------------------------------|---------------|-------------|-------------|---------------------|
| $N_{EGM96} - N_{GPS}$ | -2.43 (-1.35) | 0.15 (0.71) | 1.06 (0.00) | 0.55 (0.28) |
| $N_{EIGEN-CG01C} - N_{GPS}$ | 0.08 (-1.96) | 2.43 (0.67) | 1.48 (0.00) | 0.34 (0.25) |
| $N_{EIGEN-CG03C} - N_{GPS}$ | -1.13 (-1.42) | 1.20 (0.62) | 0.40 (0.00) | 0.34 (0.25) |
| $N_{EIGEN-GL04C} - N_{GPS}$ | -0.35 (-1.96) | 2.35 (0.64) | 1.67 (0.00) | 0.28 (0.28) |
| $N_{ARG05_EGM96} - N_{GPS}$ | -1.30 (-1.42) | 1.17 (0.62) | 0.47 (0.00) | 0.33 (0.26) |
| $N_{ARG05_EIGEN-CG01C} - N_{GPS}$ | -0.38 (-1.96) | 2.33 (0.65) | 1.66 (0.00) | 0.28 (0.26) |
| $N_{ARG06_EIGEN-CG03C} - N_{GPS}$ | -1.21 (-1.46) | 1.04 (0.59) | 0.24 (0.00) | 0.30 (0.26) |
| $N_{ARG06_EIGEN-GL04C} - N_{GPS}$ | -0.38 (-1.96) | 2.26 (0.65) | 1.57 (0.00) | 0.28 (0.26) |

Geoide gravimétrico en Argentina. Presente y futuro.

muestra que el acuerdo absoluto es de aproximadamente 32 a 33 cm (luego de ajustar un modelo de 4-parámetros), cualquiera sea el modelo de gravedad global utilizado. ARG06_EIGEN-GL04C se observa en la Figura 4.

Los cuatro modelos de geopotencial tienen la aproximadamente la misma exactitud relativa para líneas bases de hasta 15 km, con valores desde 8.5 a 1.3 ppm. Para líneas bases de 15 a 125 km, podemos apreciar una mejora en la estructura de la larga longitud de onda de los modelos EIGEN comparados con el EGM96.

Para líneas bases entre 125 a 500 km todos los modelos presentan exactitudes relativas similares. Para distancias mayores que 125 a 500 km se observa nuevamente una mejora de los modelos EIGEN comparados con el EGM96, tendiendo a 0 ppm para longitudes mayores que los 1800 km. Los cuatro geoides gravimétricos presentan para toda la Argentina un comportamiento similar para todas las líneas bases con excepción de las comprendidas entre 15 y 115 km donde los

geoides derivados con los modelos EIGEN son mejores que el que calculamos con el modelo EGM96 y entre ellos son similares.

Si se mejora la calidad, cobertura y densidad de datos gravimétricos, especialmente en la zona de los Andes, será posible mejorar la exactitud del geoide que cumpla con los requerimientos necesarios hoy en día para aplicaciones geodésicas, oceanográficas y geofísicas.

Como los modelos digitales de terreno juegan un importante rol en el uso de la técnica remover-restaurar, el modelo SRTM3 (JPL, 2004) con una resolución de 90 m debe ser evaluado en Argentina. Con el fin de optimizar la combinación de modelos de gravedad global con gravedad local debe ser investigado el espectro del geoide debido a las distintas señales del campo de gravedad. Finalmente debe evaluarse una solución numérica para resolver el problema de contorno altimetría / gravedad con el fin de combinar y aplicar condiciones de suavizamiento a lo largo de la línea de costa para evitar discontinuidades en los datos como propone Grebenitcharsky (2004).

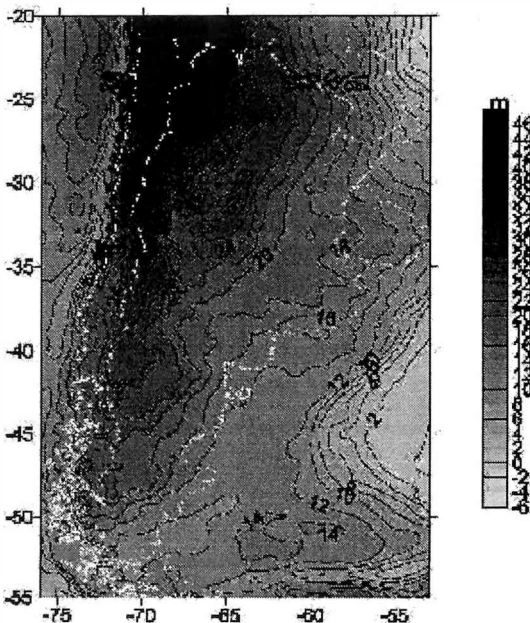


Figura 4: ARG06_EIGEN-GL04

REFERENCIAS

- Andersen, O.B., P. Knudsen and R. Trimmer. 2005. Improved high-resolution altimetric gravity field mapping (KMS02 Global marine gravity field), International Association of Geodesy Symposia, vol. 128, Sanso F. (Ed.), Springer. Proceedings of the Symposium 128: A window on the future of Geodesy, Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003: 326-331.
- Featherstone, W.E. and M.C. Denith. 1998. A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. Computers and Geosciences. 23 (10):78 1063-1070.
- Featherstone, W.E. and Kirby J.F. 2000: The reduction of aliasing in gravity anomalies and geoid heights using digital terrain data, Geophysical Journal Research, vol. 141, pp. 204-214.

- Förste, C., F. Flechtner, R. Schmidt, U. Meyer, R. Stubenvoll, F. Barthelmes, R. König, K.H. Neumayer, M. Rothacher, Ch. Reigber, R. Biancale, S. Bruinsma, J.-M. Lemoine and J.C. Raimondo. 2005. A New High Resolution Global Gravity Field Model Derived From Combination of GRACE and CHAMP Mission and Altimetry/Gravimetry Surface Gravity Data presented at EGU General Assembly 2005, Vienna, Austria, 24-29, April 2005.
- Förste, C., F. Flechtner, R. Schmidt, R. König, U. Meyer, R. Stubenvoll, M. Rothacher, F. Barthelmes, K.H. Neumayer, R. Biancale, S. Bruinsma, J.M.Lemoine, S. Loyer. 2006. A mean global gravity field model from the combination of satellite mission and altimetry/gravimetry surface gravity data-EIGEN-GL04C. Poster presented at EGU General Assembly 2006, Vienna, Austria, 02-07, April 2006. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 03462, 2006
- Grebenitcharsky, R. 2004. Numerical solutions to altimetry gravimetry Boundary Value Problem in coastal region. UCGE Reports, Number 20195, The University of Calgary.
- GTOPO30. 2005. <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>.
- Lemoine, F.G., S.C. Kenyon, J.K., Factim, R.G: Trimmer, N.K. Pavlis, D.S. Chinn, C.M: Cox, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, M.H. Torrence, Y.M.Wang, R.G. Williamson, E.C.Pavlis, H. Rapp and T.R. Olson. 1998. The development of the joint NASA, GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96, NASA, Technical Publication-1998-206861, July, 1998.
- Haagmans, R., E. de Min E and M. van Gelderen. 1993. Fast evaluation of convolution integrals on the sphere using 1D FFT and a comparison with existing methods for Stokes' integral. Manuscripta Geodaetica. Vol. 18: 227-241.
- Heiskanen, W.A. and H. Moritz. 1967. Physical Geodesy, W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- JPL. 2004 SRTM-The mission to map the World, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of technology. <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/index.html>.
- Moritz, H.. 2000. Geodetic Reference System 1980. Journal of Geodesy. Vol. 74: 128-162.
- Reigber, C.H., P. Schwintzer, R. Stubenvoll, R. Schmidt, F. Flechtner, U. Meye, R.König, H. Neumayer, Ch. Förste, F. Barthelmes, S.Y. Zhu, G. Balmino, R. Biancale, J. Lemoine, H. Meixner and J.C. Raimondo. 2004. A High Resolution Global Gravity Field Model Combining CHAMP and GRACE Satellite Mission and Surface Gravity Data: EIGEN-CG01C, aceptado Journal of Geodesy.
- Tocho, C., G. Font and M. Sideris. 2005. A new high-precision gravimetric geoid for Argentina, aceptado para publicar en los proceedings de la Asamblea Científica de la IAG realizada en Cairns, Australia en agosto de 2005.
- Wichiencharoen, C. 1982. The indirect effects on the computation of geoid undulations, Report of the Department of Geodetic Science and Surveying no. 336. The Ohio State University, Columbus, Ohio.

POSICIONAMIENTO DIFERENCIAL MEDIANTE EL USO DE NAVEGADORES SATELITALES

M. Gende^{1,3}, *M.V. Mackern*^{2,3,4}, *C. Brunini*^{1,3}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata.

² Unidad de Aplicaciones Geodésicas y Gravimétricas- IANIGLA-CRICYT

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

⁴ Facultad de Ingeniería, Universidad Juan Agustín Maza.

mgende@fcaglp.unlp.edu.ar, vmackern@lab.cricyt.edu.ar, claudio@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

El Sistema de Posicionamiento Global posee una gran variedad de usos, que van desde la determinación de movimientos tectónicos, que requiere exactitudes milimétricas, hasta la navegación recreativa, caso en que algunos metros de error en la posición resulta aceptable. Los costos del equipamiento están relacionados en forma directa con la exactitud requerida; como consecuencia de esto los trabajos geodésicos requieren receptores aproximadamente cien veces más caros que un navegador.

Presentaremos aquí un trabajo que muestra como es posible mejorar en al menos un orden de magnitud las exactitudes de las coordenadas que usualmente provee un navegador, utilizando técnicas clásicas de posicionamiento diferencial. Se examinan diferentes casos donde se muestra como es posible obtener exactitudes entre pocos decímetros y el metro.

Los casos analizados involucran distintas longitudes de base y distintos lapsos de tiempo de observación. De esta manera se estima el valor óptimo de tiempo de observación en función de la distancia, así como el límite de la exactitud que se puede alcanzar en cada caso.

Finalmente se muestra que, si bien la alternativa que se presenta no puede reemplazar a los receptores geodésicos para trabajos de alta precisión, puede sin embargo ser muy útil cuando se requieran exactitudes decimétricas; siendo su atractivo principal el bajo costo del instrumental requerido.

Palabras claves: GPS, Navegadores, DGPS, Topografía.

ABSTRACT

The Global Positioning System is used for a great variety of applications, from crustal movement estimation where sub-centimeter accuracy is required, to recreational navigation where errors of several meters are acceptable. The equipment cost is directly related to the required accuracy; hence receivers for geodetic applications are approximately one hundred times more expensive than those for navigation purposes. In this paper we show the possibility to improve the accuracy provided by a hand-held GPS receiver by using the well-known differential positioning technique. We analyze the results of a series of experiments involving different baseline lengths as well as several measurement intervals. This allows for the estimation of an optimum relationship between measurement interval and baseline length. The obtained accuracies range from few decimeters to one meter.

We finally show that, though the presented alternative cannot replace the geodetic receivers for high precision requirements, it can nonetheless be quite useful when decimeter-level accuracies are required. Its main attraction is the low cost of the equipment needed.

Key words: GPS, Handheld receivers, DGPS, Topography.

INTRODUCCION

El sistema de posicionamiento satelital GPS presenta una amplia variedad de usos, entre los que se encuentran los recreativos, como el dado por deportistas y turistas, los comerciales, como lo son los usos en mensuras y los científicos, asociados entre otras áreas a la geodinámica o la aeronomía. Cada una de estas actividades requiere distintos tipos de receptores que pueden ser clasificados como se muestra la tabla 1.

Numerosos estudios geodésicos han logrado mejorar la productividad y aumentar la exactitud del posicionamiento centimétrico con receptores costosos, Fotopoulos ha realizado un compendio de los mismos (Fotopoulos, 2001), pero muy pocos estudios se han centrado en precisiones decimétricas y en receptores económicos; uno de los pocos trabajos previos al que aquí se presenta fue publicado por Schwieger (Schwieger, 2005). En este trabajo se ha evaluado el posicionamiento con receptores de bajo costo. El estudio analiza las posibles exactitudes a alcanzar cuando sesiones de 120, 60 o 30 minutos son utilizadas en vectores de entre 1 y 300 kilómetros.

Posicionamiento absoluto versus posicionamiento relativo

Existen dos maneras de posicionarse con GPS:

- a) En forma absoluta, utilizando un solo receptor.
- b) En forma relativa, utilizando más de un receptor.

El posicionamiento absoluto es automático, instantáneo y muy sencillo por no requerir conocimientos previos de parte del usuario. Su principal desventaja está en la limitación de su exactitud que se encuentra cerca de los 3 a 30 metros

El posicionamiento relativo saca ventaja de la correlación espacial de los errores que afectan a la señal GPS para obtener exactitudes centimétricas o mejores. En general requiere el almacenamiento de las observaciones para procesarlas a tiempo diferido y el entrenamiento de los usuarios en esta metodología de trabajo. Estos dos factores limitantes se pueden mitigar si se dispone de equipos costosos conectados por un radioenlace.

Respuesta a las limitaciones de un receptor tipo navegador

Existe una gran variedad de navegadores que no difieren significativamente en cuanto a la electrónica del receptor propiamente dicho, pero que, según el segmento del mercado al que están dirigidos, presentan diferentes accesorios como pantallas para desplegar mapas digitales, telefonía celular incorporada, barómetros, etc. Ninguno de estos receptores almacena los datos que mide: la pseu-

Tabla 1. Clasificación de receptores

| Clase | Navegador | Cartográfico | Topográfico | Geodésico |
|------------------------|--|-----------------------------------|---|--|
| Observables | C/A | C/A | C/A-L1 | Y, C/A-L1 y L2 |
| Almacena el observable | No | Si | Si | Si |
| Uso | Posicionamiento Instantáneo absoluto (PIA) | PIA Posicionamiento relativo (PR) | PIA PR | PIA PR |
| Precisión | 3 a 30 m (PIA) | 3 a 30 m (PIA) 1 a 3 m (PR) | 3 a 30 m (PIA) pocos mm (PR) bases pocos km | 3 a 30 m (PIA) pocos mm (PR) Bases pocos miles de km |

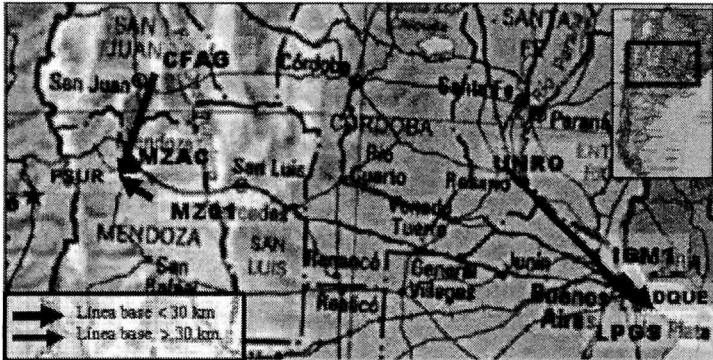


Figura 1. Zona de trabajo

la distancia del código C/A y la fase de la onda portadora L1. Esta limitación impide su utilización para el posicionamiento relativo y por consiguiente su exactitud no supera los 10 metros.

Tanto Galán como Hill han implementado en forma independiente métodos para extraer, de algunos modelos de navegadores, el código C/A y la fase de la onda portadora L1 para llevarlas a un dispositivo electrónico con memoria como una computadora portátil, una colectora de datos o agendas electrónicas del tipo PDA (Galan, 2002; Hill, 2000). En este trabajo se usó la implementación realizada por Galán, la que trabaja en dos etapas: primero guarda en forma instantánea los datos en formato binario, y en una segunda etapa convierte los datos al formato rinex.

POSICIONAMIENTO RELATIVO CON RECEPTORES DE BAJO COSTO

En esta sección se evalúa la exactitud posible de alcanzar mediante posicionamiento relativo en función de la longitud del vector y de la duración de la sesión, factores que inciden directamente en la productividad.

Metodología de medición

Se realizaron observaciones de manera tal de formar bases o vectores de 1, 10, 30, 60,

150 y 350 km aproximadamente. (Fig. 1). En todos los casos un receptor fue geodésico, perteneciente a alguna de la Estaciones Permanentes (EP) de la Republica Argentina y el otro receptor fue un navegador unido mediante un puerto de comunicación tipo serie a una computadora portátil donde se guardaban los datos a medida que eran observados.

Todos los lugares elegidos para realizar las mediciones pertenecen a redes de control, por lo que cuentan con coordenadas conocidas a priori, siendo los errores de estas menores a un centímetro en el marco de referencia POSGAR 98. El intervalo de registro fue de 30 segundos y se realizaron sesiones de 30, 60 y 120 minutos. Se utilizaron las EP de La

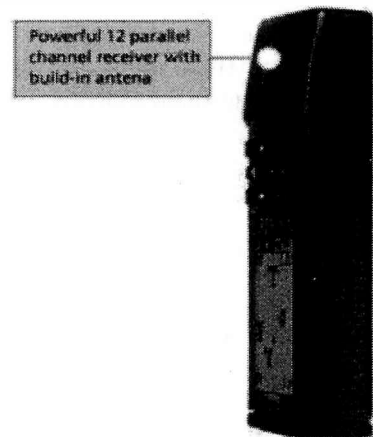


Figura 2. Receptor Garmin 12

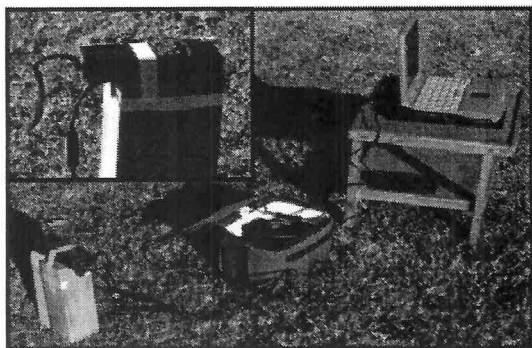


Figura 3. Equipamiento

Plata (LPGS), Buenos Aires (IGM1), Mendoza (MZAC y MZ01), Rosario (UNRO) y San Juan (CFAG), todas provistas de receptores geodésicos doble frecuencia y antenas geodésicas.

Debido a que no se pretendía una exactitud centimétrica, la centración del navegador se realizó directamente colocando la parte superior del receptor, donde se ubica la antena (Fig. 2), sobre la estaca o bulón que materializaba a los distintos puntos de la red de control. (Fig. 3)

Metodología de Procesamiento

Un programa comercial fue utilizado para realizar el procesamiento diferencial a fin de evaluar las exactitudes que podría alcanzar un usuario no especializado. Las coordenadas de las EP se fijaron y se utilizó la fase de la señal sobre L1 como observable.

El procesamiento se realizó en tres etapas: primero se realizó un procesamiento convencional; luego analizando los residuos de la solución de este primer resultado se eliminaron las épocas de los satélites que presentaban residuos superiores a 0,15 de ciclo de L1. Finalmente, una vez eliminadas las épocas con residuos discordantes, se volvió a procesar el vector y se compararon las coordenadas obtenidas con las de cada punto de control.

Para todos los casos que se presentan se repitió el procedimiento con el fin de validar estadísticamente las conclusiones. Los

resultados que se presentan resumen las experiencias realizadas, que en total suman 10 horas de observación y un total de 5, 10 y 20 muestras de datos, para las sesiones de 120, 60 y 30 minutos respectivamente.

EVALUACION DE LA PRECISION

Los métodos diferenciales poseen dos limitaciones importantes que degradan la calidad del posicionamiento. Por un lado, la correlación espacial de los errores disminuye a medida que aumenta la separación entre receptores, lo que resta eficiencia a la mitigación de los sesgamientos comunes a las señales GPS que llegan simultáneamente a ambos equipos desde un mismo satélite. Por otro, el uso de la fase de la portadora requiere determinar el número de ciclos enteros entre cada satélite y el receptor, lo que comúnmente se denomina ambigüedad. Esta determinación se hace a expensas de aumentar el periodo de observación, existiendo un tiempo mínimo de observación necesario para resolver las ambigüedades.

Para este trabajo se estimó el error en el posicionamiento restando a las coordenadas obtenidas en cada procesamiento las coordenadas a priori, que son conocidas con un error cercano al centímetro. Como se tenía más de una medición por base, se utilizó la fórmula:

$$\text{Error en la posición} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\text{posición}_i - \text{posición_apriori})^2}{n}}$$

para estimar en forma estadística el error de la coordenada.

Donde debe tenerse en cuenta que la variable posición_i y posición_apriori son vectores y la resta se realiza componente a componente.

Análisis en función de la longitud del vector

La Figura 4 muestra errores inferiores a $\pm 0.20\text{m}$ y $\pm 0.40\text{ m}$ para vectores menores de 30 y 60 km respectivamente; mientras que si consideramos líneas bases o vectores largos:

en 150 km los errores ya superan los ± 0.40 m y para más de 300 km los errores superan el metro, limitando el método para alcanzar objetivos decimétricos pero ofreciendo una alternativa válida para una gran gama de aplicaciones menos exigentes. Esta disminución de la precisión en las coordenadas con las distancias era esperable, considerando que superados los 30 km comienza a percibirse en observaciones de L1 la influencia residual del retardo ionosférico en el posicionamiento diferencial.

Análisis en función de la duración de la sesión

La Figura 4 muestra que basta media hora para obtener precisiones mejores que 20 cm con bases menores a los 30 km. Para bases de hasta 150 km es posible conseguir precisiones del orden de los 40 cm no siendo fácil distinguir una correlación entre la longitud de la sesión y la precisión.

Una base de 300 km necesita un mínimo de una hora de observación y la precisión mejora un 40 % si se observa durante dos horas.

LAS ESTACIONES PERMANENTES GPS Y EL METODO

En la Argentina existen 18 EP GPS públicas, como se muestra en la Figura 5. Entonces, utilizando alguna de estas EP como estaciones bases en la metodología de trabajo propuesta solo se requiere de un navegador, con lo que la propuesta resulta muy económica.

Como ya se mostró, precisiones mejores que ± 0.40 m. se alcanzan para bases de hasta 100 km resultando aplicable la técnica sobre los principales centro urbanos y rurales (Fig. 5-b). Mientras que para bases de hasta 300 km se cubre un 70 % de la superficie del territorio, incluyendo las zonas costeras (Fig. 5-a) y se obtienen precisiones del orden del metro.

CONCLUSIONES

La investigación realizada muestra que los receptores de bajo costo son aptos para realizar posicionamiento relativo con una exactitud de 0,30 cm para líneas bases menores que 30 km

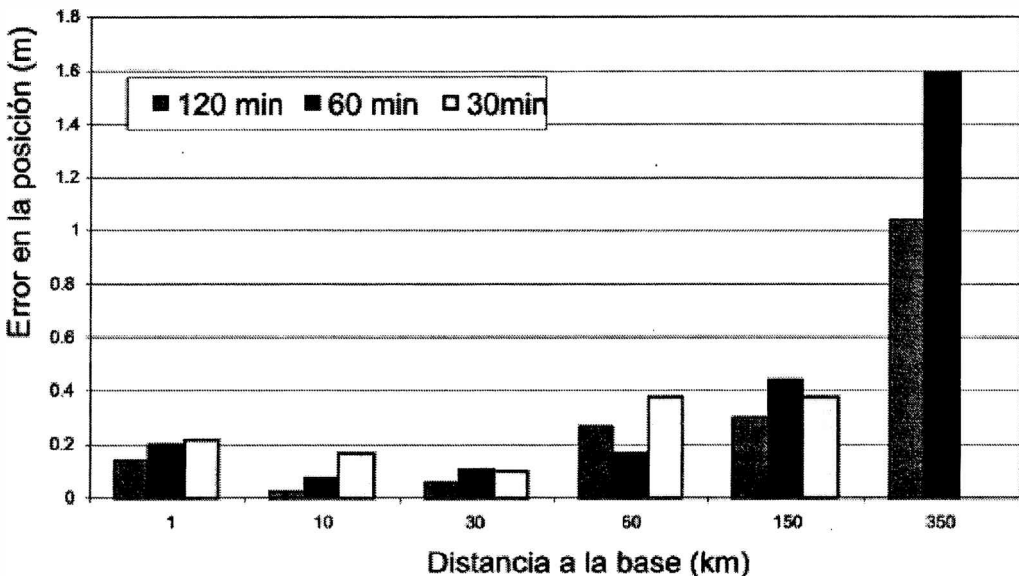


Figura 4. Error en la posición en la función de la distancia a la Base y al tiempo de medición.

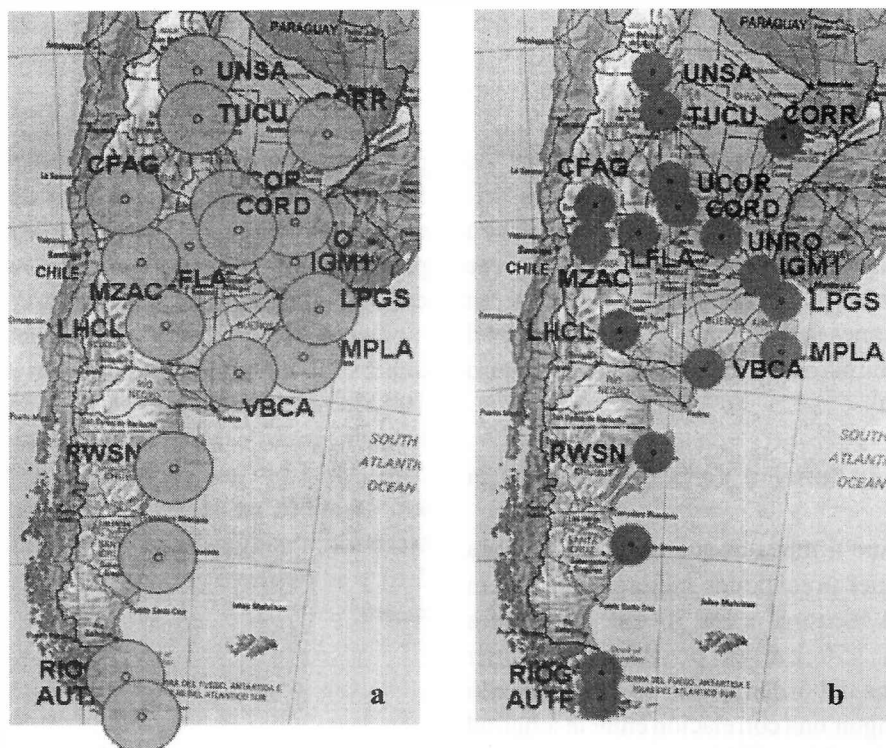


Figura 5. a. EP GPS-Radios de cobertura 300 km. b. EP GPS-Radios de cobertura 100 km.

y del orden del metro para líneas bases de entre 30 y 300 km. Las líneas bases menores que 30 km requieren de una longitud de sesión mínima de 30 minutos, las líneas bases más largas sesiones no menores que 60 minutos.

La metodología presentada está limitada a navegadores que permitan tomar los observables y no pretende reemplazar al posicionamiento centimétrico con receptores topográficos y geodésicos

Finalmente, los autores quieren destacar que la técnica diferencial resulta más económica y sencilla en el caso de que una de las estaciones sea una EP; lo cual muestra, una vez más, la importancia de mantener y densificar la Red Nacional de EP GPS.

Agradecimientos. Se agradece la colaboración desinteresada prestada por el In. Agrimensor Hernán Alvis Rojas en las tareas de adquisición de datos y del Dr. Juan Moirano

y de la Sra. María Elena Soler en la revisión de esta versión.

REFERENCIAS

- Fotopoulos, G. and M. E. Cannon (2001). "An overview of multireference station methods for cm-level positioning." *GPS Solutions* 4(3): 1-10.
- Galán, A. T. (2002). "Obtaining raw data from some Garmin units ", from <http://artico.lma.fi.upm.es/numerico/miembros/antonio/async/>.
- Hill, C. J., T. Moore, et al. (2000). *Gringo: Recording RINEX Data from Handheld GPS Receivers*. 4th European Conference on Global Navigation Satellite Systems, Edinburgh.
- Schwieger, V. and A. Gläser (2005). *Possibilities of Low Cost GPS Technology for Precise Geodetic Applications*. FIG Working Week 2005: From Pharaohs to Geoinformatics, Cairo, Egypt.

PREDICCIÓN LINEAL DE LOS MODELOS INTERNACIONALES DE REFERENCIA GEOMAGNETICO 1900-2005

Julio César Gianibelli.

Departamento de Geomagnetismo y Aeronomía de la Fac. de Cs. Astronómicas y Geofísicas, UNLP.
geofisicogianibelli@yahoo.com.ar TE: (0221)4236593/4 int 132.

RESUMEN

Desde 1900 hasta 2005 se cuenta con los coeficientes del desarrollo en esféricos armónicos del Campo Magnético Terrestre hasta el orden 10 cada 5 años, como base de datos para efectuar una predicción lineal de los modelos del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF), desde el 2010 en adelante. Los modelos para el año 1945 hasta el año 2000 son definitivos, mientras que los modelos de los años 1900 hasta 1940 y 2005, son provisorios. Los primeros se denominan con la sigla DGRF, por Definitive Geomagnetic Reference Field, y los segundos IGRF, por International Geomagnetic Reference Field. El presente trabajo trata de evaluar el comportamiento de cada coeficiente g_{ij} y h_{ij} de estos modelos mediante una aproximación lineal de cada uno de ellos, desde el año 1900 hasta el año 2500. El objetivo de este trabajo consiste en estimar en forma simple el peso de las componentes no dipolares más representativas frente a la componente dipolar, en función del tiempo. Estos modelos muestran que en la ventana 1900-2005 y su predicción hasta el 2500, las componentes que transformarán en más complejo el Campo Magnético Terrestre serán las de orden 2, 3, 4, 5, y 6. Las componentes de orden mayor de 7 a 10, son irrelevantes en magnitud. Este simple cálculo, muestra en conclusión que a pesar de minimizarse el efecto dipolar, los procesos del geodínamo se manifiestan en la superficie de la Tierra en los próximos cientos de años de manera más compleja, es decir, multipolar.

Palabras clave: Geomagnetismo, IGRF, Energía, Dipolo magnético, Componentes no dipolares.

ABSTRACT

Since the year 1900 to year 2005 it is have at one's disposal with the coefficients of the spherical harmonics analysis of the Earth's Magnetic Field to the 10th order each 5 years, as a data base wich allows one make a lineal prediction of the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) from the year 2010 to farther on. The models of the years from 1945 to 2000 are definitive, while the models of the years from 1900 to 1940, and of the year 2005, are provisory. The formers are denominated with the abbreviation by initials DGRF, wich means Definitive Geomagnetic Reference Field, and the second with the above cited abbreviation by initials IGRF. The present work treats of to rate the behavior of each coefficient g_{ij} , h_{ij} , in these models by means of a linear aproximation of each one of these coefficients, from the year 1900 to the year 2500. The purpose of this work consist in to rate in a simple manner the weight of the more representative non dipolar components opposite to the dipolar component, in function of time. These models shows that in the temporal window 1900-2005 and their prediction to the year 2500, the components wich will transform more complex the Geomagnetic Field will be those with 2nd, 3rd, 4th, 5th and 6th orders. The components with a greater order, 7th to 10th, has an irrelevant magnitude. This simple calculation shows as conclusion that in spite of minimize the dipolar effect, the geodynamo processes will manifest on Earth's surface in the next hundreds years in a more complex way, that is in a multipolar form.

Keywords: Geomagnetism, IGRF, Energy, Magnetic dipole, Non-dipolar components.

INTRODUCCION

Los modelos matemáticos del Campo Magnético Terrestre que proporcionan la Asociación Internacional De Geomagnetismo y Aeronomía (IGRF) cubren el intervalo desde el año 1900 hasta el año 2005. Sus coeficientes y programas son provistos por la IAGA (2005) a través de su página de Internet.

Estos modelos consisten en la representación del efecto en superficie del Campo Magnético producido por el geodínamo, un desarrollo basado en funciones esféricas armónicas, cuyos coeficientes son determinados hasta el orden 10 (Langel 1987, Merrill *et al.* 1996, Langel *et al.* 1995). La información utilizada es proporcionada por la Red de Observatorios Permanentes y relevamientos aéreos, superficiales, marítimos y satelitales, para los modelos más recientes.

La utilidad de estos modelos matemáticos se ve reflejada en su uso en la determinación de anomalías magnéticas corticales. Estudios sobre la información proporcionada por el conjunto de coeficientes que caracterizan estos modelos fue realizada por De Santis (2004) y procesos de inversión por Hulot *et al.*, 2002 y Gubbius D. (1987). Para el caso de inversiones del campo geomagnético mediante la reducción del campo difundido en la superficie terrestre del orden del 90% y según Jacobs (1994), Merrill *et al.*, (1990), Courtillot *et al.* (1992) y De Santis *et al.*, (2004) suponen que todos los coeficientes de Gauss tienden a cero. Uno de los aportes más interesantes es la predicción de De Santis *et al.* (2004) que un proceso de posible inversión o excursión está en marcha y se completará en 1000 ó 1500 años a partir del año 2000.

Asimismo Gianibelli (2006) ha realizado un análisis sobre la evolución estimada de la energía correspondiente a la expresión dipolar y cuadrupolar de los modelos matemáticos del Campo Magnético Terrestre desde 1550 hasta 2500 concluyendo que la disminución del

campo dipolar no es apreciable pero lo es la de la componente no dipolar.

El presente trabajo tiene como objetivo analizar la relación porcentual entre las energías de los 10 primeros ordenes del desarrollo en esféricas armónicas de los IGRF desde 1900 hasta el 2005 a través de la determinación de la tendencia lineal para cada uno de los coeficientes de los modelos y su expresión en el tiempo hasta el año 2500.

ANALISIS DE LOS DATOS Y RESULTADOS

La información utilizada son los coeficientes g_n^j y h_n^j del desarrollo en esféricas armónicas del potencial del Campo Geomagnético correspondiente al efecto del campo originado en el núcleo externo de la Tierra según la ecuación 1:

$$V = a \sum_{n=1}^{10} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\cos\theta) \quad (1)$$

Donde a es el radio medio de la Tierra (6371,2 km) y r , ϕ , θ son las coordenadas geocéntricas: r la distancia desde el centro de la Tierra, la longitud a partir del meridiano de Greenwich medida hacia el este y la colatitud, es decir 90° menos la latitud. P son las funciones cuasinormalizadas de Schmidt de los polinomios asociados de Legendre de grado n y orden m con la condición y (IAGA Division V Workinggroup 8- World Data Center A). La energía de cada orden se encuentra dada por la expresión de la ecuación 2:

$$W_n = \left(\frac{1}{2n+1} \right) \sum_{m=1}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2] \quad (2)$$

$$1 \leq n \leq 10$$

Para cada uno de los coeficientes g_n^j y h_n^j del conjunto total de 120 que caracterizan al

modelo se determinaron las funciones lineales de ajuste para los intervalos 1900-2005 y su proyección cada 5 años para el intervalo 2010 a 2500.

Se calculó la energía W_n para $1 \leq n \leq 10$ y se determinó su relación porcentual. La Figura 1 muestra la evolución temporal de $W_n(t)$ para $n=1$ hasta 10, para $1900 \leq t \leq$ cada 5 años, de la información de los modelos W_n 50s provista por la IAGA. La Figura 2 muestra el cálculo de la energía para los valores g_1^j y h_1^j ajustados linealmente y proyectados en el tiempo hasta el año 2500 cada 5 años. Las componentes no dipolares ($n \leq 2$) crecen notablemente a partir del año 2000, siendo lo más notable que para el 2500 la componente cuadrupolar se aproxima a la dipolar.

La Figura 3 muestra la relación entre las energías W_2, W_3 y W_4 , respecto de W_1 , obser-

vándose que el cuadrupolo tendría más del 45% que la del dipolo, siendo despreciable las energías W_3 y W_4 respecto de W_1 .

Aún así el aporte de $W_2 + W_3 + W_4$ respecto de W_1 es importante a partir del 2300 en adelante como muestra la Figura 4.

La Figura 5 es un resumen de la tendencia total de las energías de la representación multipolar $W_1 + \dots + W_{10}$ en relación de la tendencia del campo solo dipolar W_1 y de las componentes no dipolares en su conjunto $W_1 + \dots + W_{10}$. De esta figura podemos inferir que, según los datos provistos y su proyección lineal solo por los órdenes 1 a 10, el campo dipolar se mantiene dentro del orden de magnitud $10^8 - 10^9$ (nT)² y que el campo no dipolar si crece más que un orden de magnitud. Si observamos en la actualidad los mapas de isodinas de F, en estos se encontrarán anomalías relacionada con la posiciones de los

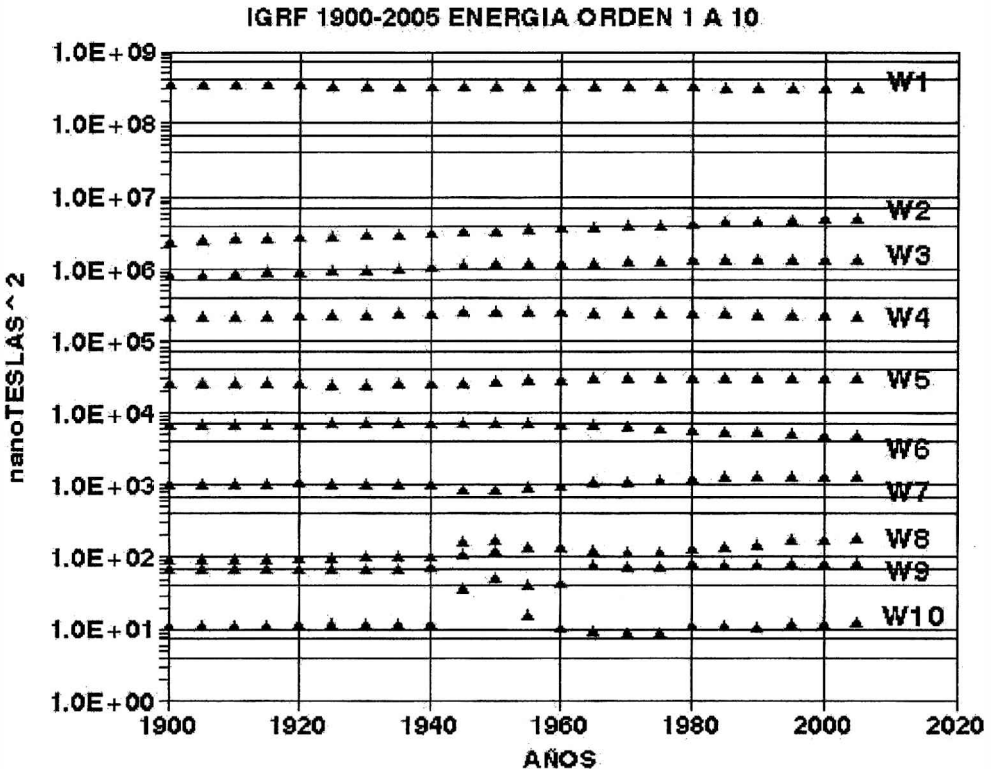


Figura 1. Energía de cada orden 1 a 10 de los modelos IGRF desde el año 1900 hasta el año 2005. Se observa para los órdenes 7, 8, 9 y 10 cambios en la energía en los modelos 1945 a 1955 inclusive, debido a una mayor falta de información para el modelado.

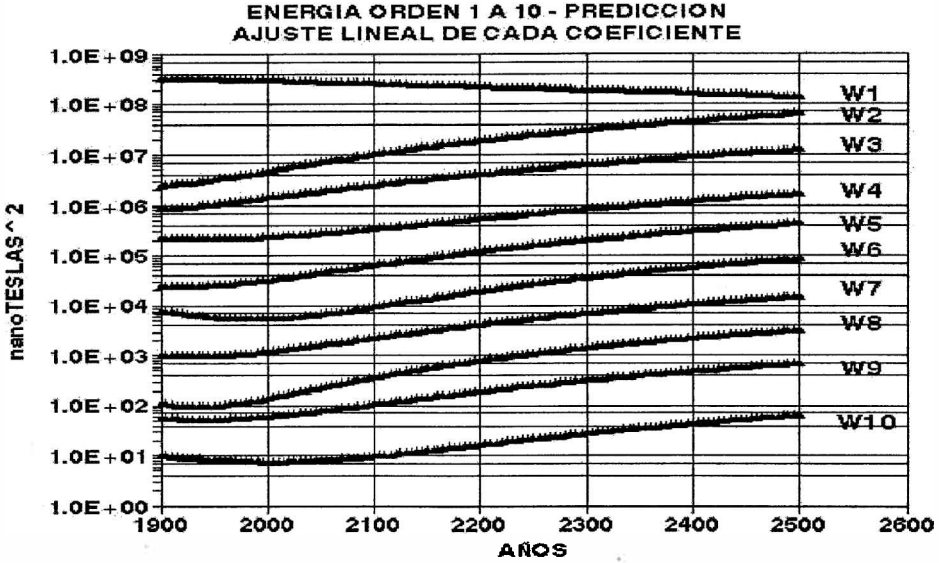


Figura 2. Evolución temporal de la energía 1900-2500 para los órdenes 1 a 10. Se observa claramente un aumento más pronunciado en la energía del cuadrupolo W_2 frente al resto W_3 a W_{10} , lo que indicaría el aporte más importante al campo dipolar W_1 por una componente no dipolar W_2 .

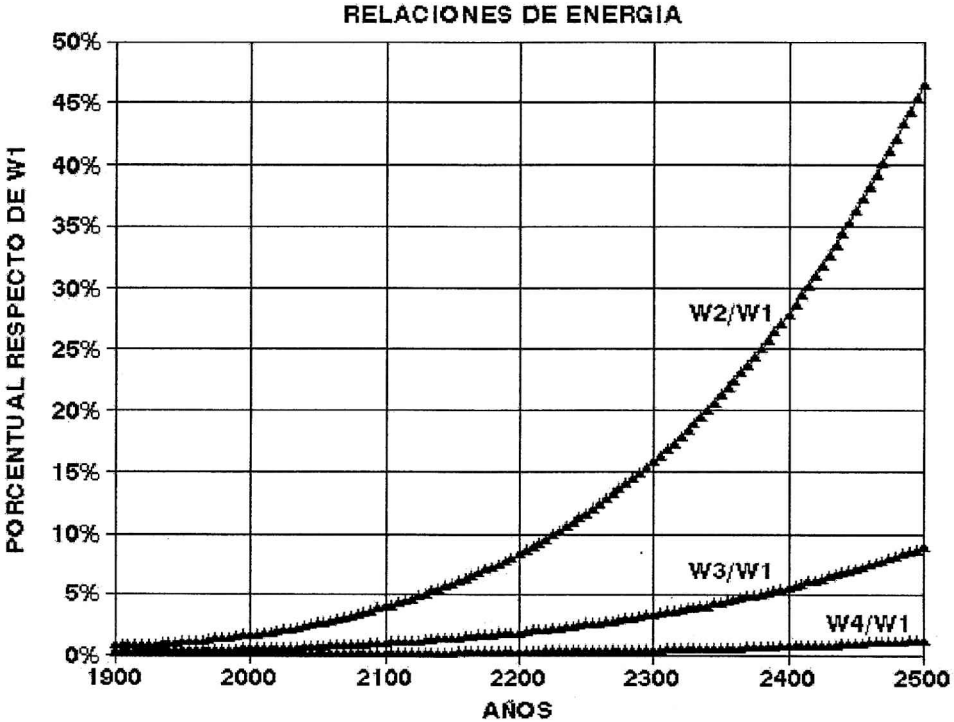


Figura 3. Relación energética en porcentual respecto de W_1 (dipolo) de los aportes no dipolares W_2 , W_3 y W_4 . Es evidente que, tomando solamente los modelos IGRF desde 1900 a 2005, ya en el año 1990 el efecto cuadrupolar es netamente observable frente al resto de las componentes no dipolares.

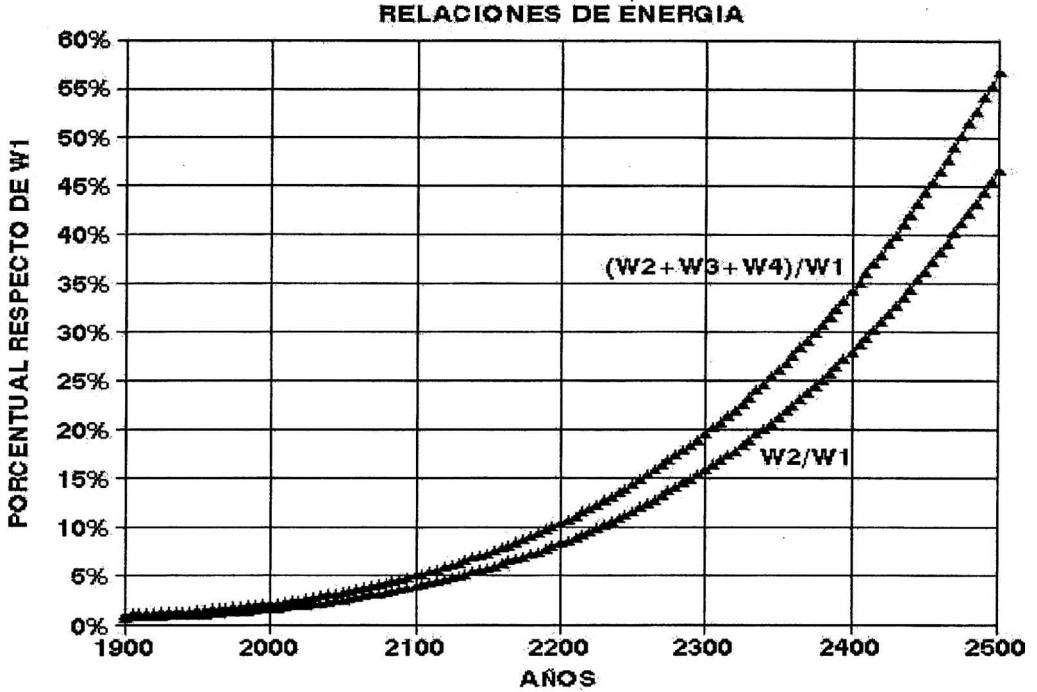


Figura 4. En esta figura se muestra que la relación de energía de las componentes no dipolares de orden 2, 3 y 4 son apreciables recién a partir del año 2100 respecto de la relación W_2/W_1 , evidenciando un aporte importante en el año 2500.

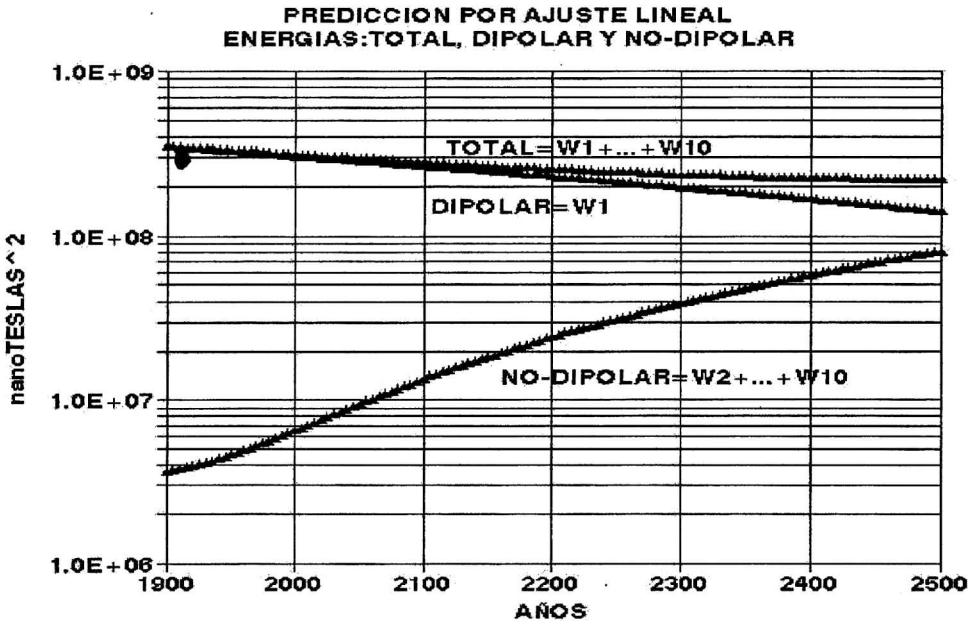


Figura 5. En esta figura se observa el decrecimiento energético total del campo en el intervalo 1900-2500 frente al decrecimiento de la energía dipolar (W_1) y el crecimiento energético no-dipolar ($W_2 + \dots + W_{10}$).

polos y mínimos apreciables, como la Anomalía del Atlántico Sur. Esas anomalías serán más intensas para el 2500, sin embargo el campo dipolar solo será enmascarado por los aportes no dipolares. Cabe entonces preguntarnos dónde estará el Norte y el Sur Magnéticos?

CONCLUSIONES

Se desprende en principio de este análisis, y solo suponiendo que la tendencia lineal de cada coeficiente se mantenga en este intervalo 1900-2500 que en los próximos 500 años el campo geomagnético perderá de su energía total solo un 10 % pero se comportará en forma multipolar. Indicaría un estado de posible inestabilidad previa o una excursión.

Comparativamente con el estudio llevado a cabo por Gianibelli (2006) estos resultados son desamado espectaculares y brindan un llamado de atención respecto de resultados similares con ventanas estrechas en tiempo.

Respecto de los análisis llevados a cabo por De Santis *et al.* (2004) no se observa una apreciable pérdida de energía que tienda a anular los coeficientes para un proceso de inversión; pero si iniciar una excursión.

Los aspectos presentados en superficie por el Campo Geomagnético difundido, muestran una intensificación de campos de expresión no dipolar (orden 2,3 y 4) que hacen concluir en la hipótesis de que una excursión del Campo Geomagnético podría estar en inicio.

REFERENCIAS

Courtilot V., J. P. Valet, G. Hulot, J. L. Le Mouel. 1992. The Earth's Magnetic Field: wich Geometry?. EOS Vol. 73. pp. 337.
De Santis A., R. Tozzi, L. R. Gaya-Piqué . 2004. Information Content and K-Entropy of the Present Geomagnetic Field. Earth and Planets Sci. Lett. Vol 218. pp. 269-275.

Gianibelli J. C. 2006. Sobre la evolución Temporal del Dipolo y Cuadrupolo del Campo Geomagnético. Enviado a GEOACTA.
Gubbins D. 1987. Mechanics for Geomagnetic Polarity Reversals. Nature N° 326. pp. 167-169.
Hulot G., C. Eymn, B. Langlais, M. Mandea, N. Olsen. 2002. Small Structure of the Geodynamo Inferred from Ørsted and Magsat Satellite Data. Nature N° 416. pp. 620-623.
Jacobs J. A. 1994. Reversals of the Earth's Magnetic Fields, 2nd Ed. Cambridge University Press, Cambridge. pp. 1-356.
Merrill R. T. and P. L. Mc Fadden. 1990. Paleomagnetism and the Nature of the Geodynamo. Science 248. pp. 345-350.

LA AMPLITUD TERMICA EN LA ESTACION METEOROLOGICA DE LA PLATA Y SU RELACION CON EL CICLO SOLAR Y LA ACTIVIDAD GEOMAGNETICA.

Julio César Gianibelli¹, Nicolás Quaglino² y Mónica Mac William³

^{1,2,3} Dep. de Geomagnetismo y Aeronomía de la Fac. de Cs. Astronómicas y Geofísicas, UNLP.
geofisicogianibelli@yahoo.com.ar TE: (0221)4236593/4 int 132

RESUMEN

En este trabajo se analiza la amplitud térmica promedio en la estación Meteorológica La Plata (-34° 54' 24"; -57° 55' 56") caracterizada por la diferencia entre el valor máximo y el valor mínimo diarios, desde el año 1944 hasta la actualidad. Esta serie se promedia según el ciclo de rotación solar de Carrington de 27 días. Se estudia la serie temporal por medio de un análisis espectral clásico por Transformada Rápida de Fourier. Los resultados muestran los siguientes períodos largos presentes en las series de la amplitud térmica promedio (At), en la amplitud de la actividad magnética promedio (ap), y número de manchas solares (R) de: 37.9 años, 25.2 años, 18.9 años, 15.1 años, 12.6 años y 9.5 años; y los siguientes períodos cortos en las bandas centradas de 0.5, años y 1 año en At y ap; 2 años en At; de 3 años a 6 años en At y ap; y entre 6 hasta 11 años en At, ap y R. Se puede inferir que la coexistencia de períodos son un indicador de sincronismo en los procesos de los fenómenos de acoplamiento del sistema Sol-Tierra. Esto también se observa en la determinación de las tendencias de crecimiento de los máximos del ciclo solar que permite determinar intervalos de tiempo no equidistantes del ciclo solar. Para baja actividad solar se detecta amplitudes medias térmicas altas y para alta actividad solar se detecta amplitudes medias térmicas apreciablemente menores. Estos efectos se observan en los siguientes intervalos determinados por los ciclos solares 17 a 19; 20 a 22; y se comienzan a evidenciar nuevamente a partir del ciclo solar 23.

Palabras clave: Climatología, Ciclo Solar, Índice ap, Amplitud térmica, Numero de Manchas Solares

ABSTRACT

In this work we analyzed the average thermal amplitudes in the Meteorological Station at La Plata city (-34° 54' 24"; -57° 55' 56") characterized by the difference between the daily maximum value and the minimum value, from the year 1944 to the present time. This serie is averaged according to the Carrington Solar Rotation Cycle of 27 days. The temporal series are studied by means of a classical spectral analysis given by the Fourier Fast Transform method. The results shows the following long periods found in the average thermal amplitude (At), average magnetic activity amplitude (ap) and Sun's Spot Number (R) series: 37.9 years, 25.2 years, 18.9 years, 15.1 years, 12.6 years and 9.5 years; and the following short periods: in At and ap series, in the bands centered in 0.5 year and 1 year; in At serie, a period of 2 years; in At and ap series, between 3 years and 6 years; and in At, ap and R series, between 6 years and 11 years.

We can infer that the coexistence of periods indicates a synchronism in the Earth-Sun coupling processes. This is observed too in the determination of the solar cycle maximum growing tendencies, wich allows to determine time intervals not equidistant of the solar cycle. High thermal mean amplitudes for low solar activity, and appreciably smaller mean thermal amplitudes for high solar activity, are detected. These effects are observed in the following intervals determined by the solar cycles 17th to 19th; 20th to 22nd; and newly begin to make evident starting from the 23rd solar cycle.

Keywords: Climatology, Solar cycle, ap index, Thermal amplitude, Sunspot number.

INTRODUCCION

Las variables meteorológicas comunmente más observadas son la temperatura, presión y lluvia caída. De ellas, la temperatura representa los efectos termodinámicos de origen endógeno y exógeno. Recientemente estudios recopilados por Benestad (2006) mostraron que la conexión Sol-Tierra tiene un comportamiento muy importante dentro de la evolución de la cavidad heliosférica, regulada por una climatología espacial (Sherer *et al.*, 2005). La Estación Meteorológica La Plata (-34° 54' 24"; -57° 55' 56") se encuentra ubicada en el medio ambiente gobernado por una gran anomalía geo-magnética llamada "Anomalía del Atlántico Sur" (Gianibelli *et al.*, 2005). Esta posee los valores de Intensidad Total del Campo Geomagnético más pequeños en todo el planeta y se manifiesta como una región donde los satélites artificiales sufren de la pérdida de datos de memoria cuando pasan sobre ella. Asimismo es una región donde las partículas cargadas provenientes de los anillos de radiación de Van Allen penetran más profundamente, hasta niveles atmosféricos, debido a los valores mínimos del campo magnético en esta región.

Haig (2004) analiza la respuesta del clima terrestre a la variabilidad solar y Gianibelli *et al.* (2001) mostraron la respuesta de la pluviometría registrada en la Estación Meteorológica de La Plata, respecto de su posible relación con la actividad geomagnética.

Un aspecto importante es examinar las tasas de cambio en grandes intervalos de tiempo de las variables involucradas en el sistema heliofísico. Para este trabajo se utilizaron el Numero de manchas solares "R" diarias, la amplitud de la actividad geomagnética dada por el índice "ap" y la amplitud térmica "At" diaria (valor máximo menos valor mínimo) registrada en la Estación Meteorológica de La Plata a partir de registros bihorarios.

El intervalo temporal cubierto para el número de manchas solares y amplitud del índice de actividad geomagnética ap es desde 1932.0 a 2005.0 mientras que la amplitud térmica cubre el período 1944.0 a 2005.0 .

El objetivo del presente trabajo consiste en determinar la posible relación entre las tendencias de estas series temporales, con el fin de analizar en los modelos conceptuales los mecanismos que vinculan la actividad solar con los eventos de actividad magnética global (Hockwood, 2005) y con la amplitud térmica en la Estación Meteorológica La Plata, y observar si existen períodos similares en los espectros de potencia.

ANALISIS DE LOS DATOS

Se confeccionaron tres series de tiempo, tomando como parámetro de selección a los intervalos de 27 días que corresponden a una rotación solar y caracterizadas por el llamado "Número de Rotación de Carrington". Los datos de temperatura fueron cedidos por la Estación Meteorológica La Plata, del Departamento de Información Meteorológica y Sismología, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata, a través de los libros de registro en su mayor parte. Todos los datos de temperatura se volcaron a planilla de cálculo. Los índices globales de actividad magnética están a disposición de la comunidad científica en la página web del Centro de Información Geomagnética Nacional de EE.UU (National Geomagnetic Data Center), a través de sus páginas web "<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/data.shtml>" y "<ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/>". Los datos de "R" fueron obtenidos de la página de FTP (protocolo de transferencia de archivos) "ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS/" y los datos de "ap" de la página "ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/GEOMAGNETIC_DATA/INDICES/KP_AP/".

A partir de esta selección se promediaron todos los días cuyo número de Carrington fueron el mismo correspondiente al número de manchas solares (R), amplitud diaria térmica registrada en la Estación Meteorológica La Plata (At) y amplitud diaria de actividad magnética. Esta última caracterizada por el índice planetario trihorario de actividad ap, y se la llama en adelante como "ap". Estas amplitudes son determinadas a partir de los máximos menos los mínimos diarios en las series de At y ap.

Los ciclos solares comprendidos en este análisis son del 17 al 23 inclusive. Se tomaron los ciclos 17, 18 y 19, 20 y 21, 22 y 23 para la determinación de las tendencias de las series de manchas solares. Como límite temporal para el cálculo de las rectas de regresión se tomó el valor mínimo de R para el número de

Carrington del mínimo previo al ciclo 17 y a los mínimos entre los ciclos 19-20 y 21-22.

Estos Números de Carrington son tomados como intervalos para el cálculo de las tendencias (rectas de regresión) en la amplitud térmica At y el índice ap. También sobre la serie de tiempo At se aplica un análisis espectral por Transformada Rápida de Fourier. Este método está basado en la utilización de series temporales cuyos datos tengan una cantidad que sea una potencia entera de 2.

RESULTADOS

La Figura 1 muestra el comportamiento de la tendencia de la amplitud térmica At en conjunto con el de R observándose la oposición de tendencia entre ambos. La Figura 2 también muestra el comportamiento de la tendencia de At pero en conjunto con el de ap, con similar

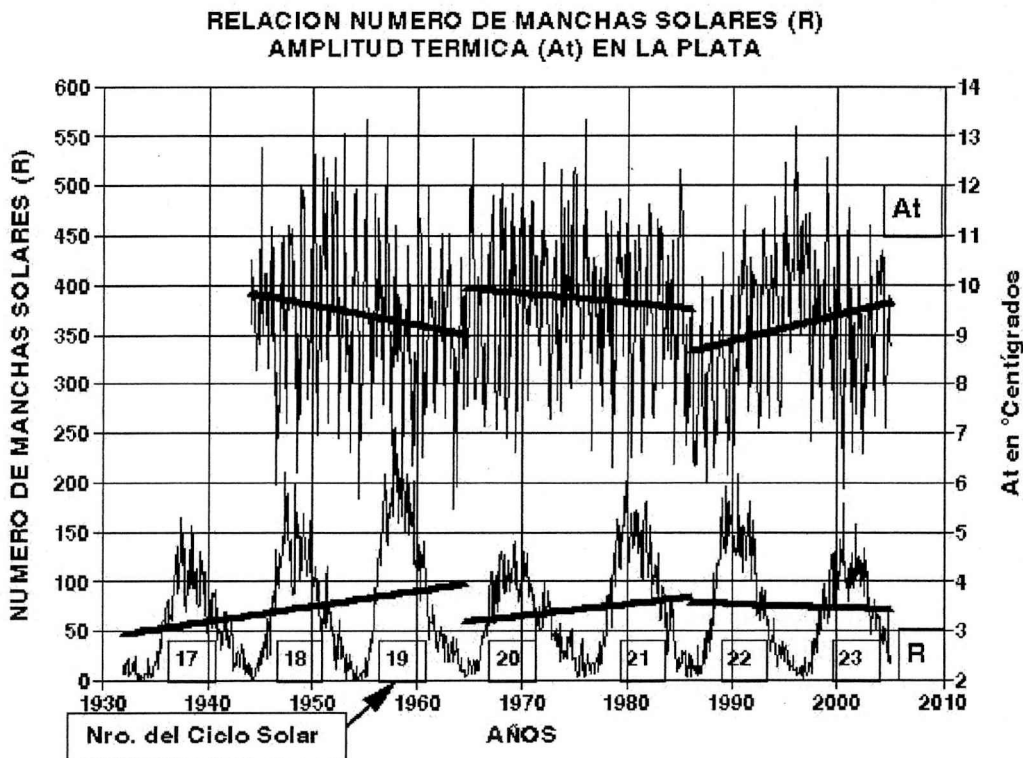


Figura 1. Amplitud térmica At y número de manchas solares R promediadas según el Número de Carrington. Se grafican las rectas de regresión, que se comportan con tendencias de sentidos opuestos.

RELACION ACTIVIDAD MAGNETICA(indice ap)
AMPLITUD TERMICA (At) EN LA PLATA

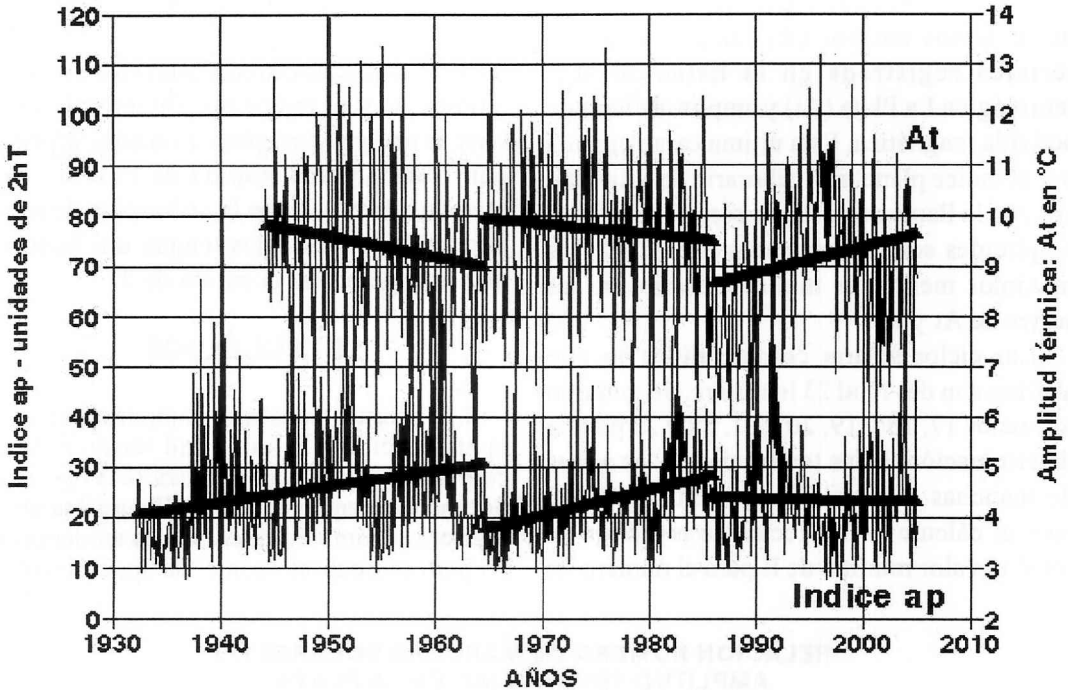


Figura 2. Amplitud térmica A_t e índice de actividad magnética planetario ap promediado según el Número de Carrington. Se grafican las rectas que se comportan con tendencias de sentidos opuestos. En este caso es más evidente que en la relación A_t con R .

respuesta en cuanto a la oposición al desarrollo de la tendencia. Pero si comparamos las tendencias de las series de R y ap son casi paralela con tasa de crecimiento o de crecimiento similares.

El hecho de que el ciclo solar 23 no haya finalizado, hace que la recta calculada aparezca con menos tendencia que cuando se tenga el mínimo de este ciclo, tanto en R como en ap . Por lo tanto también será posible que la tendencia de A_t sea menor ya que, para mínimos finales de dos ciclos consecutivos de R , es esperable grandes valores de A_t .

Resultados importantes que relacionan la temperatura con los procesos del ciclo solar y actividad magnética, se obtuvieron del análisis espectral clásico de Fourier de cada una de las series. Del espectro de potencia mostrado en la Figura 3 se detectaron los siguientes

períodos destacables en las bandas comprendidas entre 0.1 y 10 años, entre 1.15 años y 3 años, y entre 3.4 años y 40 años, con potencia normalizada mayor que el 10 % del máximo de cada espectro. En la Figura 3 se muestran los períodos obtenidos en las series de A_t , R y ap . En la primera banda son apreciables los períodos de 0.33 años, 0.93 años y 0.98 años en A_t , indicando que la variación anual posee un retraso y cambio de fase en los análisis a intervalos puramente anuales. En esta banda aparecen dos períodos, el semianual de 0.5 años y uno de potencia pequeña de 1.08 años en ap , con su correspondiente en A_t de 1.11 años, por lo que podría inferirse que existiría una sincronización de fenómenos en esta banda. La banda de 1.15 años a 3 años, está sólo dominada por la variación cuasibienial de A_t , con los picos correspondientes a los períodos de 1.85 años, 2.10 años y 2.70 años.

En la última banda, para períodos mayores a 3.4 años, coexisten los largos períodos en las tres series At, ap y R, siendo relevantes los períodos de 37.9 años, 25.2 años, 18.9 años, 15.1 años, 12.6 años y 9.5 años. Entre 6 y 9 años se tienen períodos coincidentes para ap y R de 7.6 años, 6.9 años; y un período de 6.31 años para At solamente. Entonces es posible también que existan procesos de fenómenos sincrónicos en esta banda.

Otro resultado desde el punto de vista de la estadística clásica son los gráficos de dispersión de At versus R (Fig. 4), ap versus R (Fig. 5) y At versus ap (Fig. 6). De estas relaciones de la figura 4 resulta que, para $R < 50$, la amplitud térmica oscila entre 5,4 y 13,6 °C, centrándose la nube con más población en los 10°C para $0 \leq R \leq 20$. Para $R > 50$ la dispersión disminuye en At.

La relación de dispersión ap frente a R (Fig. 5) es más interesante, pues muestra un máximo de acumulación para $0 < R < 40$, con $8nT < ap < 30nT$, pero aparecen direcciones de dispersión marcada con "1" y "2", que estarían vinculadas a una relación casi lineal del fenómeno mancha solar-actividad geomagnética. Lo interesante es que aparece una dirección notable y preferencial marcada con "3", indicando que a mayor actividad, con $40 < R < 130$, la actividad geomagnética de ap disminuye de un valor 20 a uno de 10. Esta figura prueba la irregularidad de la respuesta del índice ap al comportamiento de R.

La Figura 6 es el resultado de la relación de dispersión de dos variables dentro de la cavidad magnetosférica en el que se encuentra el geosistema.

La dispersión de At versus R muestra una similitud con la Figura 6 en cuanto se pueden

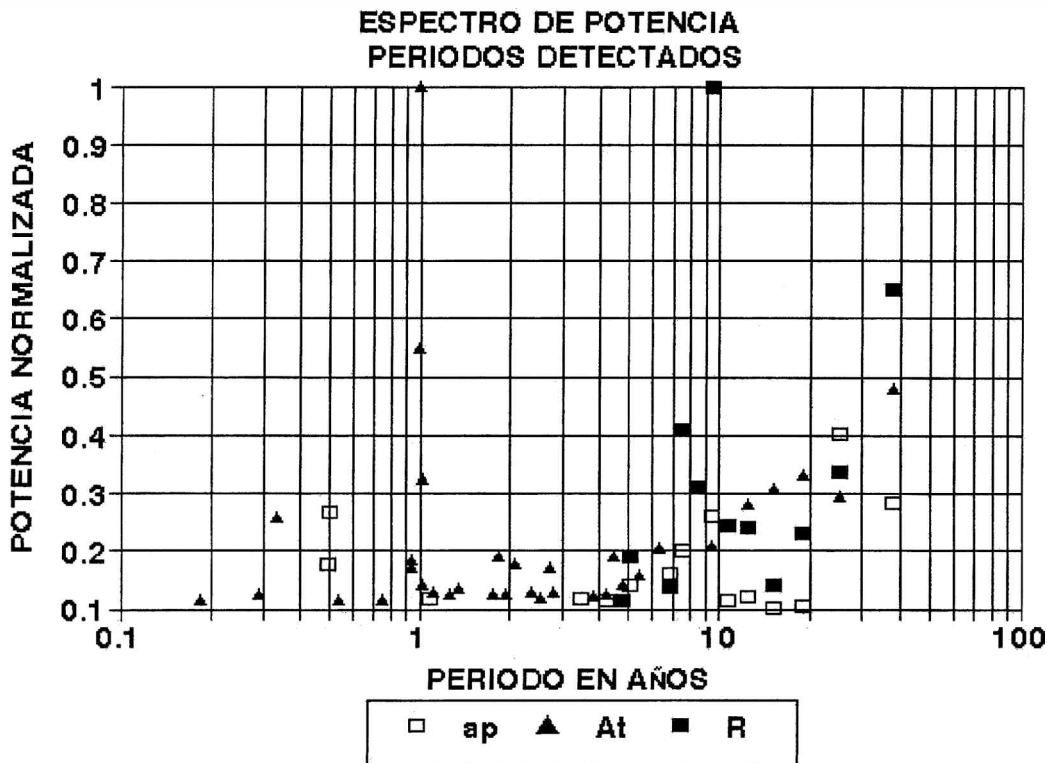


Figura 3. Períodos detectados en las series de At, ap y R con el método espectral clásico de Fourier.

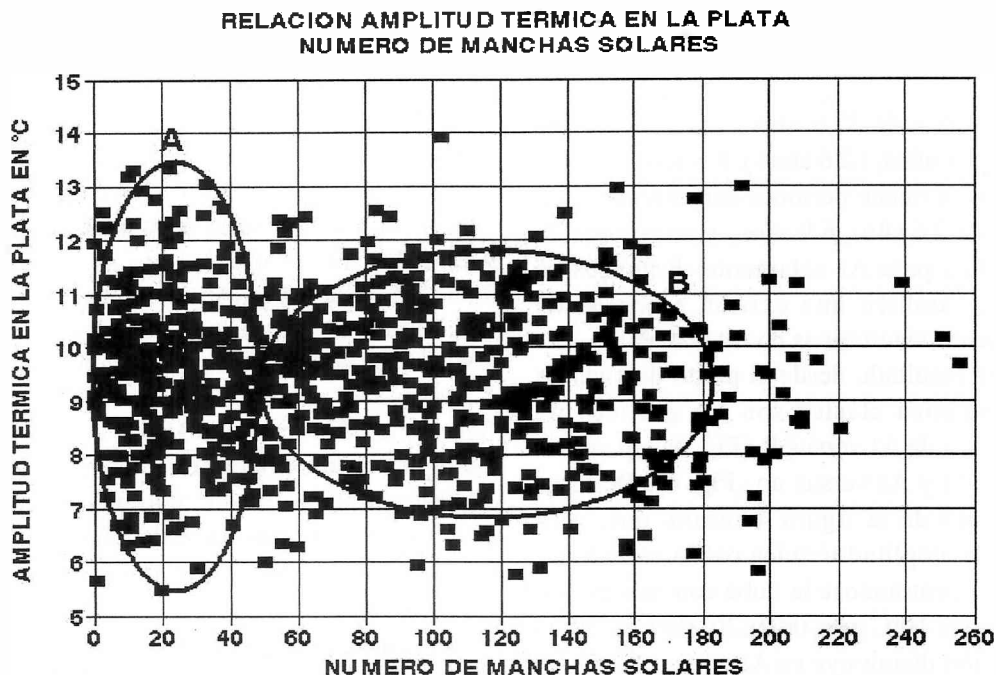


Figura 4. Plano de dispersión At-R donde se observa la notable dispersión para bajos valores de R para la región A, con una zona particular de concentración de valores de At entre 9.3 y 10.2 °C para $10 < R < 20$, y dispersiones menores en la región B.

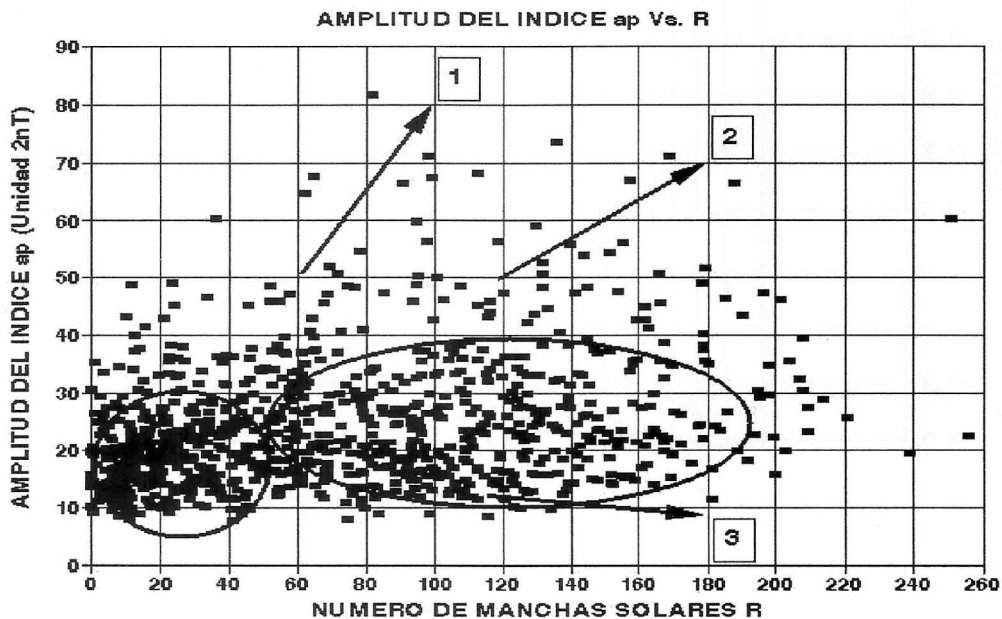


Figura 5. Plano de dispersión que corresponde a la relación amplitud de ap-R, que vincula la actividad del Campo Geomagnético con la actividad solar, a través del número de manchas

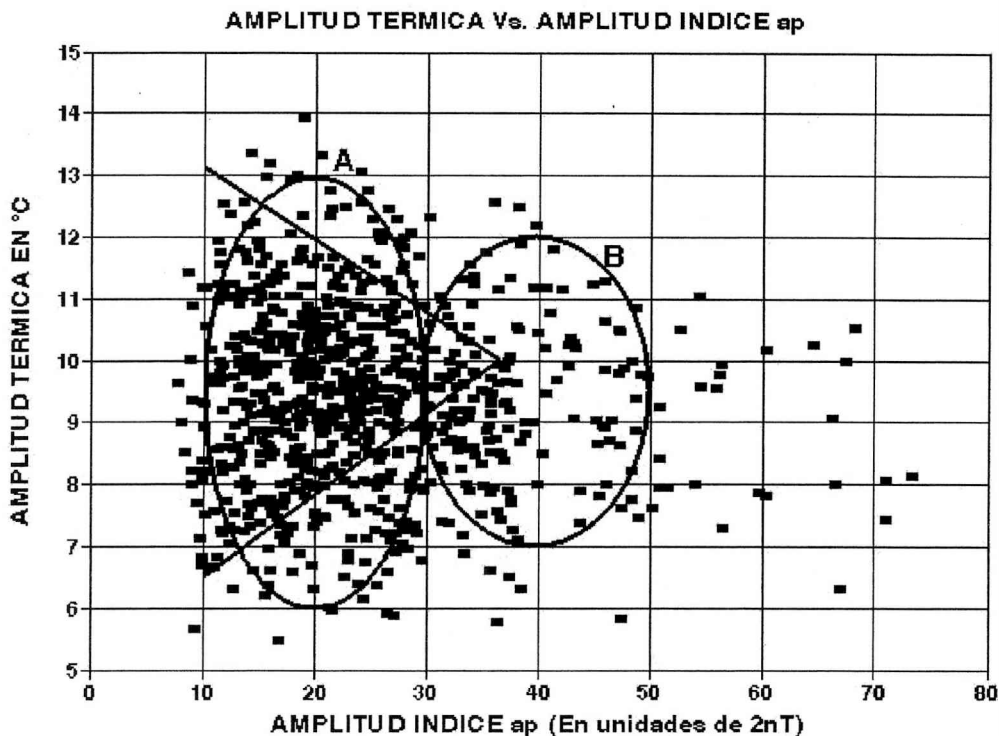


Figura 6. Plano de dispersión At-ap que vincula los fenómenos de actividad geomagnética representados por ap con una de las variables climatológicas caracterizadas por la amplitud térmica At.

determinar dos nubes de puntos con distribuciones diferentes A y B y amplitudes de dispersión que disminuyen con el crecimiento de R. Pero en este caso se marca una región triangular donde la dispersión es menor y confluyente a un valor medio de At de aproximadamente 10°C para $10nT \leq ap \leq 38nT$.

En las Figuras 4 y 5 se dibujaron elipses y circunferencias con el fin de mostrar el agrupamiento de las relaciones At según R, y ap según R. Las mismas resultaron de determinar las dispersiones según los ejes de cada una, con la propiedad de que la cantidad de puntos que se encuentran encerrados sea mayor que 70 % para $R \leq 50$, ya que $R=50$ puede ser adoptado como un valor límite entre actividad solar baja y alta (Fig. 1).

Para la Figura 6 que relaciona At con ap, se utiliza el resultado de que el valor máximo en el círculo de la relación ap con R (Fig. 5),

se tiene que ap llega a un valor del orden de 30 nT, que se toma para dibujar la elipse A en al Figura 6. Esto indica una posible bimodalidad de la distribución. Pero la zona triangular es la que siguiendo dos tendencias casi opuestas, contiene el 60 % de los puntos. Las rectas se trazaron determinando puntos de regiones casi lineales del gráfico, denominadas calles vacías de puntos. Se utilizó el método de mínimos cuadrados para el ajuste. También en la Figura 6 se puede notar que existen puntos que bordean a la elipse A para $8nT \leq ap \leq 20nT$, lo que podría indicar que para esta actividad magnética la amplitud térmica es estadísticamente mayor que para $R \leq 20$. Debido a esto se podría suponer que la ubicación de la Estación Meteorológica La Plata en la zona central de la Anomalía del Atlántico Sur juega un rol regulador de At.

CONCLUSIONES

Los resultados muestran que los procesos solares, que se transmiten a través del medio interplanetario, regulan la cavidad magnetosférica. Se evidencian en la actividad geomagnética y posiblemente en regiones más profundas del geosistema, en los procesos atmosféricos y en algunas de sus variables, tal como la temperatura de las estaciones meteorológicas. El índice de actividad magnética ap es un valor global del acoplamiento Viento Solar - Campo Magnético Terrestre a través de la cavidad magnetosférica. Refleja a través del análisis espectral de su amplitud promedio según el Numero de rotación solar de Carrington coincidencias en los períodos detectados en At y R , en dos bandas, cortos períodos y largos periodos.

Estos evidencian lo que se denominó sincronización de procesos, donde la fuente solar regula a través de su ciclo, la transmisión energética a la cavidad magnetoférica. La actividad particulada representada a través de ap tiene injerencia sobre los procesos de las distintas partes de la atmósfera terrestre, ionósfera, mesósfera, estratósfera y tropósfera. A través de este trabajo podemos concluir que en la región donde se encuentra ubicada la Estación Meteorológica La Plata, el comportamiento de la Amplitud térmica se encuentra principalmente regulado por los largos períodos detectados en ap y R . Es importante que siguiendo las ideas de Lockwood M. (2005), es posible aplicar el diagrama conceptual mostrado en la Figura 7, como un mecanismo posible de la conexión Sol-Tierra para las variables At , ap y R analizadas en este trabajo.

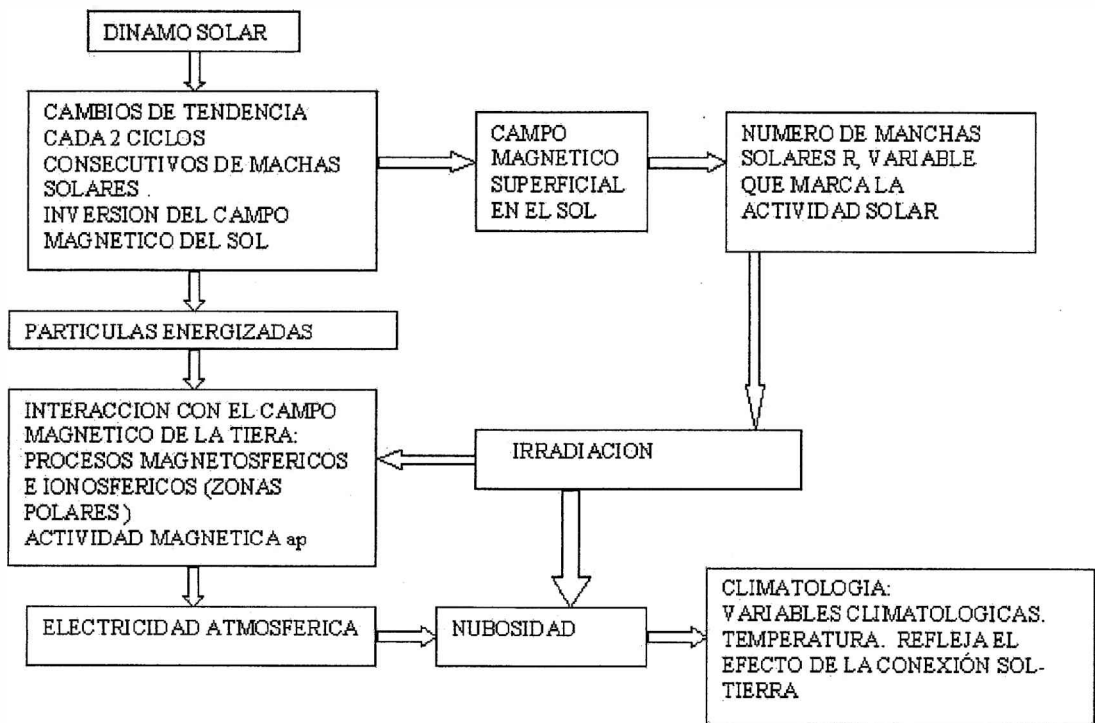


Figura 7. Interconexión de los procesos claves y mecanismos que actúan en la heliósfera, magnetósfera y atmósfera terrestre que evidencian la conexión Sol-Tierra.

Agradecimientos: Se agradece al Departamento de Sismología e Información Meteorológica de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la UNLP., su Jefe Geof. Nora Sabionne, y su personal técnico por la sesión de la información de temperatura en libros y archivos de la Estación Meteorológica La Plata perteneciente a dicho Departamento.

Se agradece al Centro de Información Geomagnética Nacional de los EE.UU. (NGDC) por la puesta en la red de internet de los datos globales geomagnéticos y solares, a disposición de la comunidad científica en general, en sus página web :

<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/data.shtml>

<ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/>

REFERENCIAS

- Benestad R. E: (2006) *Solar Activity and earth Climate* (2nd Edition), Springer, Berlin , pp. 1-316.
- Gianibelli J. C., J. Köhn ., E. Kruse ., (2001) *The precipitation series in La Plata , Argentine, and its posible relationship with geomagnetic activity . Geof. International 40 N^o 4 , pp. 309-314.*
- Gianibelli, J. C., N. Quaglino, I. R. Cabassi y M. Mac William. 2005 *Sobre el Medio Ambiente Geomagnético en la Región del Río de La Plata. XVI Congreso Geológico Argentino. Actas, Tomo III, pp. 857-864.*
- Haig J. D. (2004) *The Earth Climate and its Response to Solar Variability in the Sun , Solar Analisis and the Climate. Ed. By Springer, Berlin, pp. 1-108.*
- Lockwood M. (2005) *Solar Outputs, Their Effects on Earth, in the Sun, Solar Analisis and the Climate. Ed. By Haigh J. O., Lockwood M. and Giampapa M. S., Springer, Berlin , pp. 109-306.*
- National Geomagnetic Data Center NGDC (2006). <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/>
- Scherer K., H. Fichtnrer, B. Heker and V. Mall. 2005. *Space Weather (The Physics Behind a Slogan). Lectures Notes in Physics 656. Springer, Berlin. Pp. 1-297.*

SOBRE LA VARIABILIDAD DEL CICLO DE MANCHAS SOLARES

*Julio César Gianibelli*¹, *Iris Rosalía Cabassi*², *Nicolás Quaglini*³
y *Mónica Mac William*⁴

^{1,2,3,4}Depto de Geomagnetismo y Aeronomía de la Fac. de Cs. Astronómicas y Geofísicas, UNLP.
¹geofisicogianibelli@yahoo.com.ar , ²rosy@fcaglp.fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

Se analiza la serie de tiempo caracterizada por el número de manchas solares agrupadas y promediadas según el número estacional de Bartels, en el intervalo 1868-2004.0. La determinación del intervalo donde se suceden los mínimos y máximos se presenta como un desafío. Se propone un método basado en la simulación de la serie mediante una reconstrucción de la misma, utilizando análisis espectral clásico, y la determinación de las componentes espectrales. Se compara la serie reconstruida con la original y se determinan los intervalos del valor mínimo y máximo mediante el análisis de la tendencia lineal y cuadrática de los finales de las partes descendentes y ascendentes de cada ciclo para los mínimos y viceversa para los máximos.

Se analiza la evolución del tiempo que transcurre entre cada mínimo de cada ciclo solar, como también entre cada máximo. Se observa que los mismos tienen una tendencia decreciente, la cual disminuye de 11.8 años para los máximos entre los ciclos solares 11 y 12 a 9.9 años para los máximos entre los ciclos solares 22 y 23. Para los mínimos se tiene que la tendencia del ciclo solar 12 disminuye de 11.2 años a 10.4 años para el ciclo solar 22.

Se concluye que los cambios observados pueden ser considerados como señales de procesos de escalas temporales mayores, que se presentan con períodos cambiantes. Para el caso de mínimos continuos, como el de Maunder, podría considerarse como un fenómeno transitorio no aislado, ya que es posible que pueda repetirse.

Palabras clave: Sol, Ciclo Solar, Manchas Solares, Máximos Solares, Mínimos Solares

ABSTRACT

The temporal series characterized by the Sun's Spot Number, grouped and averaged according to the Bartel's seasonal number, in the period 1868-2004.0 are analyzed. The determination of the interval where the minimums and maximums comes to pass is presented as a challenge. A method supported on the simulation of the series by means of the its reconstruction, using classical spectral analysis, and on the determination of spectral components, is proposed. The original data serie and the reconstructed one are compared and then the intervals of the maximum value and the minimum value are determined, by means of linear and quadratic tendencies analysis made on the ends of each descending part and ascending part for the minimums and vice versa for the maximums.

The evolution of the transcurring time between each minimum of each solar cycle, as well as between each maximum, are analyzed. It is observed that these times have a decreasing tendency, which diminishes from 11.8 years for the maximums between the solar cycles 11 and 12 to 9.9 years for the maximums between the solar cycles 22 and 23. In the case of the minimums it is found that the tendency of solar cycle 12 decreases from 11.2 years to 10.4 years for the solar cycle 22.

It is concluded that the observed changes can be considered as signals of processes with greater temporal scales and changing periods. In the case of continuous minimums, as the case of the Maunder's minimum, could be considered as a transitory and non isolated phenomenon, since it is possible that can repeats.

Keywords: Sun, Solar cycle, Sunspots, Solar maximum, Solar minimum.

INTRODUCCION

Una de las series de tiempo que mas se ha determinado del Heliosistema es el número de manchas solares. De ella se deduce el denominado ciclo de manchas solares que regula una gran cantidad de procesos de la llamada conexión Sol-Tierra. De la enorme cantidad de bibliografía sobre este fenómeno es posible mencionar los trabajos de Eddy (1980) y las simulaciones efectuadas por Barnes *et al.* (1980). Estudios más avanzados se encuentran en Faulkal (2004), Haig *et al.* (2005), Hanslmeier (2002), Lang (2000), Scherer *et al.* (2005) y Benestad (2006). Estudios llevados a cabo sobre los grandes periodos del ciclo solar y la actividad magnética fueron realizados por Gianibelli y Cabassi (2004) y más recientemente Gianibelli y Quaglino (2006) comprobaron la relación entre las tendencias observadas en el ciclo solar y la amplitud térmica registrada en La Plata desde 1944 hasta el 2005.0.

La determinación estimativa del ciclo solar de la serie de tiempo del número de manchas solares debidamente acondicionada muestra que diversas ondas están presentes además de la de 11.5 años promedio, que se detecta con los sistemas de análisis espectral clásicos. En el presente trabajo se utiliza la determinación y reconstrucción filtrada de la serie de manchas solares para el intervalo 1868-2004.0 que comprende los ciclos solares 11 a 23.

De esta reconstrucción se determina estimativamente las fechas de ocurrencia del máximo y mínimo de cada ciclo. El objetivo de este trabajo consiste en analizar la evolución del tiempo empleado por cada ciclo, sus partes ascendentes y descendentes y la determinación del comportamiento diferenciado de cada parte.

ANALISIS DE LOS DATOS Y RESULTADOS

Comúnmente las series analizadas son promedios mensuales, mensuales suavizados y anuales. Para este caso se utiliza una selección basada en el criterio de selección estacional de Bartels (Chapman y Linzen 1970). Este sistema basado en la posición relativa Tierra-Sol, toma intervalos de 15 y 16 días a partir del 22 de Diciembre de cada año, según se muestra en la Tabla 1

La incidencia variable de la radiación solar sobre la Tierra en el curso de un año depende de la declinación del Sol. Diversos efectos son producidos en la Ionosfera, Campo Geomagnético y sobre las variables meteorológicas. La división en 12 meses del año del calendario Gregoriano no se adapta a los diversos estudios de la conexión Sol-Tierra, pues el agrupamiento y/o promedio de las variables geofísicas y heliofísicas en meses son desiguales en longitud (Chapman y Linzen 1970). Esta subdivisión en 24 intervalos cuasi quincenales está basado en la longitud media h del Sol. Se las enumera con números impares más cercanos al entero dado por: $48(h^{\circ}-90^{\circ})/360$, como se muestra en la Tabla 1.

Se promediaron el número de manchas solares para cada intervalo de 15 ó 16 días para el intervalo 1868-2004.0. La Figura 1 muestra este resultado. A esta serie de tiempo se le determina el espectro de Fourier y se aplicó un filtro para banda como se muestra en la Figura 2. El espectro de Fourier muestra

Tabla 1. Intervalos de 15 y 16 días a partir del 22 de Diciembre de cada año

| Grupo Fecha | Grupo Fecha | Grupo Fecha |
|-------------|-------------|-------------|
| 01 DIC 22 | 17 ABR 22 | 33 AGO 21 |
| 03 ENE 06 | 19 MAY 07 | 35 SEP 06 |
| 05 ENE 21 | 21 MAY 22 | 37 SEP 21 |
| 07 FEB 05 | 23 JUN 06 | 39 OCT 06 |
| 09 FEB 20 | 25 JUN 21 | 41 OCT 22 |
| 11 MAR 07 | 27 JUL 06 | 43 NOV 07 |
| 13 MAR 23 | 29 JUL 21 | 45 NOV 22 |
| 15 ABR 07 | 31 AGO 06 | 47 DIC 07 |

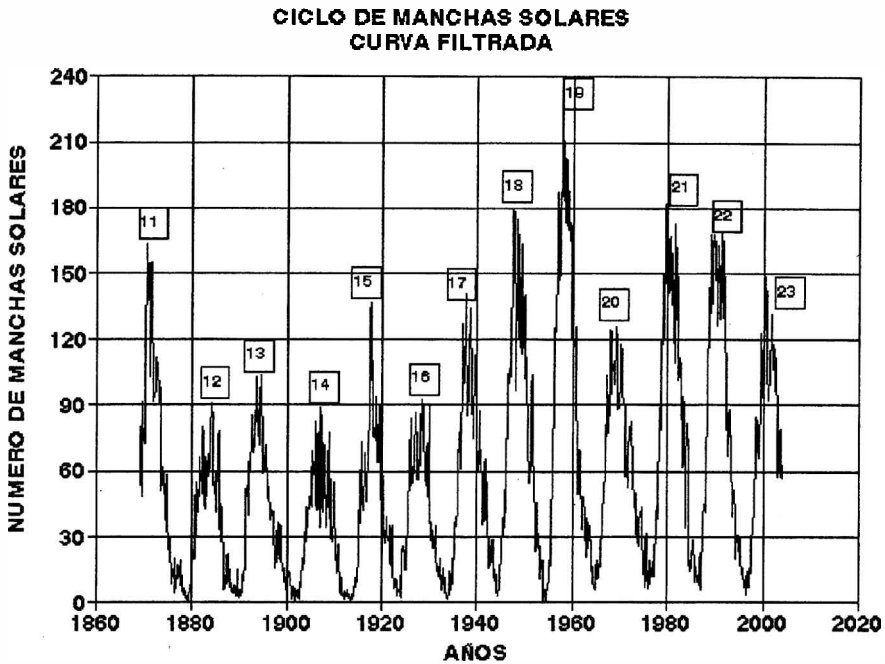


Figura 1. Serie de tiempo del número de manchas solares promediadas a intervalos cuasiquincenales según la Tabla 1, y filtrada.

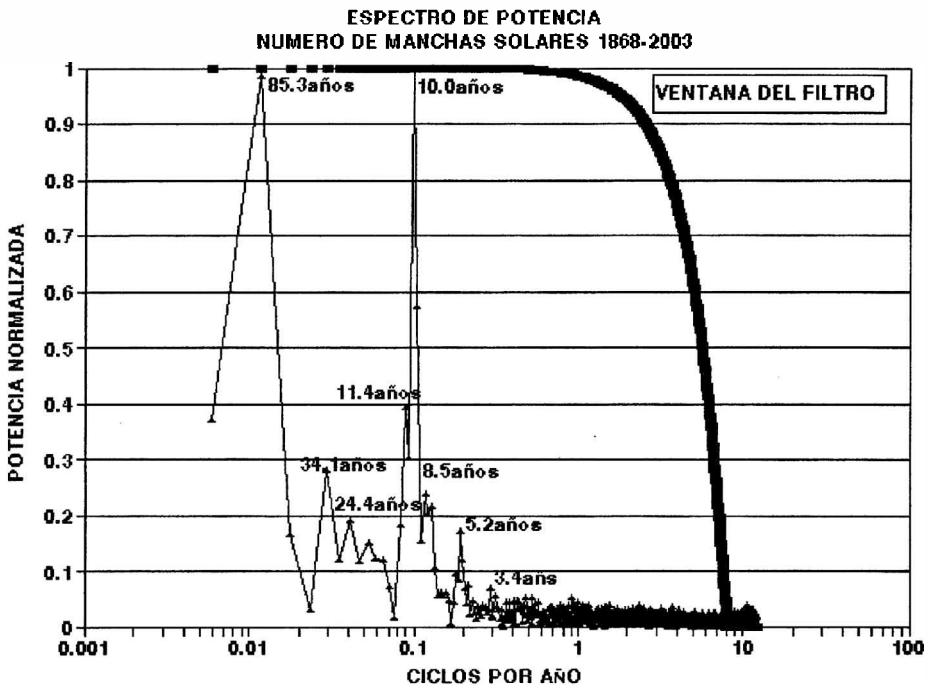


Figura 2. Espectro de Potencia de Fourier del Número de Manchas Solares normalizado y Ventana del Filtro utilizado para la reconstrucción de la serie temporal de la Figura 1.

que el máximo correspondiente al período del ciclo solar de 10.0 años y el de 11.5 años es de menor amplitud. Otros períodos son detectados como los de 24.4 años (doble ciclo solar), 34.1 años y 85.3 años. Períodos menores al solar de 10 años son detectados como el de 8.5 años, 5.2 años y 3.4 años.

Se determinaron las fechas donde se producían los máximos y los mínimos de cada ciclo solar en el intervalo de análisis mediante el estudio de la tendencia lineal y cuadrática de los finales de las partes descendentes y ascendentes de cada ciclo para los mínimos, y viceversa para los máximos. Se calcularon los tiempos entre dos mínimos y entre dos máximos consecutivos de los ciclos solares para el período 1868-2004. Las Figuras 3 y 4 presentan estos resultados observándose la tendencia decreciente de estos intervalos, que varían entre 9.5 años y 11.8 años para los mínimos y 9 años y 13.4 años para los máximos. El mismo criterio fue posible determinar para el empleado en las partes ascendentes y descendentes de cada ciclo.

Las Figuras 5 y 6 muestran la evolución temporal de cada ciclo tomado entre mínimos y máximos, la tendencia, y la determinación de su tasa de cambio anual. La Figura 6 también muestra que desde 1920 se observa

un comportamiento oscilatorio alrededor de los 10.5 años de forma amortiguada, que sería interesante comparar con otros métodos de determinación de los intervalos entre máximos consecutivos desde la época de 1610.8.

Un resultado importante es que el tiempo empleado entre los máximos (Fig. 6) aparentemente podría ser representado por una función no lineal, tal vez de 2º grado, que indicaría que en los próximos años volvería a incrementarse y llevar nuevamente los períodos a los observados en los ciclos 11-12 y 13-14, también con valores pequeños como el observado 12-13. Pero el criterio adoptado como resultado más importante es el de decrecimiento lineal. Esto se sustenta con el análisis de simulación realizado por Barnes *et al.* (1980) que mediante un modelo auto-regresivo de promedios móviles reproduce ciclos semejantes a los observados desde el año 1000. En esta simulación aparecen mínimos por largos intervalos de años, como los de Wolf, Spörer y el más reciente y estudiado de Maunder. Otro resultado interesante es el presentado en la Figura 7, donde se observa que la tendencia de variación por ciclo es notablemente mayor en la parte ascendente que la descendente. Además el tiempo empleado en llegar al máximo es

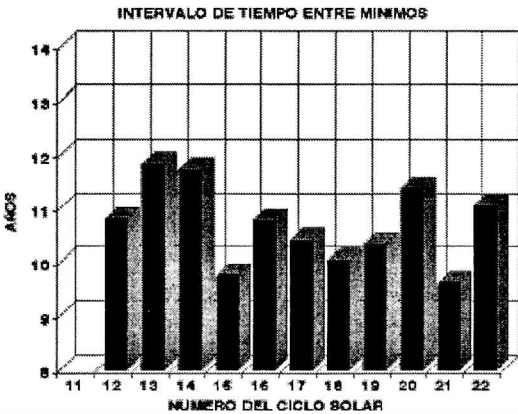


Figura 3. Variación del ciclo solar tomado a partir de los mínimos entre cada ciclo.

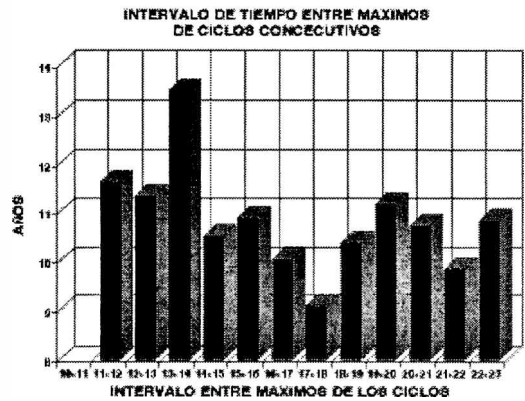


Figura 4. Variación del ciclo solar tomando como referencia el intervalo de tiempo entre máximos.

Sobre la variabilidad del ciclo de manchas solares

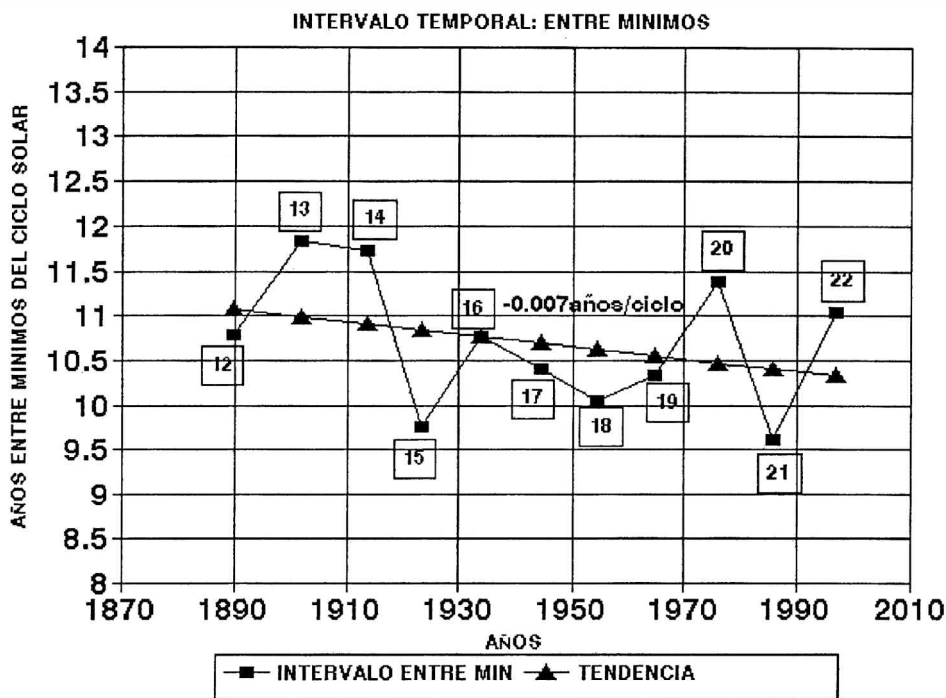


Figura 5. Tendencia lineal del intervalo entre mínimos de cada ciclo solar, donde se señala también la tasa de cambio de -0.007 años/ciclo.

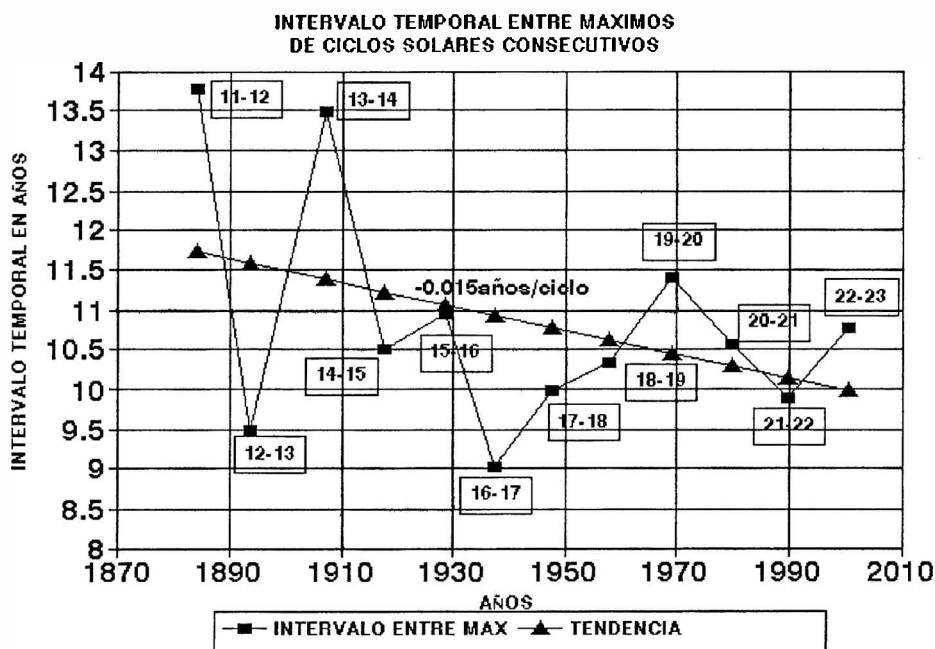


Figura 6. Tendencia lineal del intervalo entre los máximos de cada ciclo, donde se señala además la tasa de cambio de -0.015 años/ciclo.

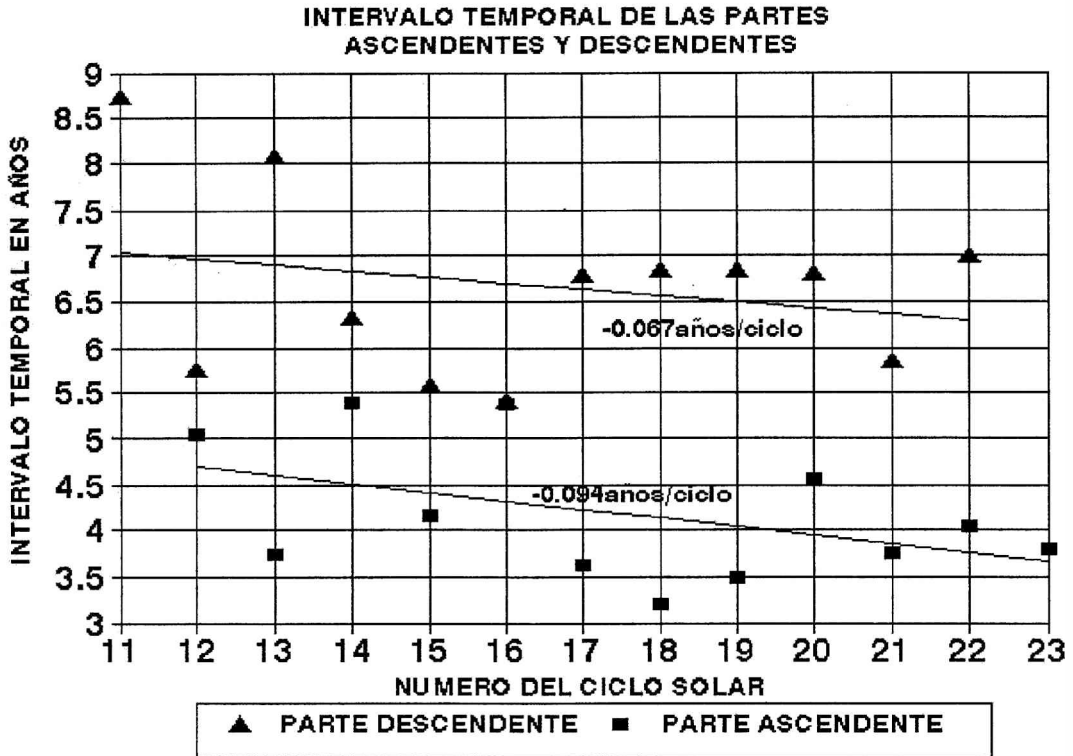


Figura 7. Tendencia de las partes descendente y ascendente de cada ciclo.

siempre menor que el tiempo empleado en llegar a un mínimo en todos los ciclos comprendidos en este estudio que abarca los ciclos solares 11 a 23. La tasa de cambio entre máximos es de aproximadamente el doble que la observada entre mínimos, lo cual podría tener una implicancia en la forma no simétrica de la gráfica del número de manchas solares.

CONCLUSIONES

Se desarrolla una metodología clásica y fácil de ejecutar, para la determinación de la variabilidad del ciclo solar. El número de manchas solares es uno de los parámetros más utilizados para la selección de otros parámetros observados en la Tierra y su espacio circundante, pero su variabilidad y en especial su pseudoperíodos, regulan gran cantidad de efectos sobre el geosistema.

La asimetría de cada uno de los ciclos registrados desde 1868 hasta el presente y su cambio en la amplitud máxima producen fenómenos en el ambiente heliofísico y geosférico. El cambio de periodicidad de las fases ascendentes y descendentes de cada ciclo nos indica que en el futuro es posible que aparezcan procesos de tipo impulsivo de los efectos solares. Es decir, el intervalo entre un mínimo y el próximo mínimo en un ciclo pueden estar muy próximos. Asimismo el intervalo temporal entre máximos al disminuir linealmente puede profundizar el aspecto impulsivo de los futuros ciclos solares.

REFERENCIAS

- Barnes J. A., Sargent H. A., Tryon P. V. 1980. Sunspot Cycle simulation using random noise, in the Ancient Sun. (Eds) Pepin R. O., Eddy J.

Sobre la variabilidad del ciclo de manchas solares

- A. and Merrill R. B. Pergamon N. Y: pp. 159-163.
- Benestad R. E. 2006. Solar Activity and Earth's Climate. (2nd Edition) Springer, Berlin. Pp. 1-316.
- Chapman S. and R. S. Linzen. 1970. Atmospheric Tides. D. reidel Pub. Co. Dordrech. Pp. 22-65.
- Eddy J. 1980. The historical record of solar activity in the ancient Sun. (Eds) Pepin R., Eddy J. and Merrill R. Pergamon N. Y. pp. 119-137.
- Faukal P. V. 2004. Solar Astrophysics. 2nd Ed. Wiley N. Y. pp. 1-406.
- Gianibelli J. C. y I. R. Cabassi. 2004. Sobre los grandes periodos del ciclo solar y la actividad magnética. Actas de la XXII Reunión Científica la Asociación Argentina de Geofisicos y Geodestas. 4 al 8 de Septiembre de 2004.
- Gianibelli J. C. y N. Quaglino. 2006. La relación entre el número de Manchas solares y la amplitud térmica en la Estación meteorológica de La Plata. Enviado a la XI Reunión de la Asociación Argentina de Agrometeorología.
- Haig J. D., M. Lockwood and M. S. Giampapa. 2005. The Sun, Solar Analysis and the Climate. Springer, Berlin. Pp. 1-425.
- Hanslmeier A. 2002. The Sun and Space Weather. Kluwer Asoc. Press. Dordrech. Pp. 1-243.
- Lang K. R 2000. The Sun from Space. Springer, Berlin. Pp. 1-357.
- Scherer K., H Fichtner, B. Heker, and V. Mall. 2005. Space Weather (The Physics Behind a Slogan). Lectures Notes in Physics 656. Springer, Berlin. Pp. 1-297.

UN MARCO DE REFERENCIA GLOBAL PARA LA INDUSTRIA PETROLERA. NEUQUEN-ARGENTINA

M. Virginia Mackern^{1,2,3,5} *Luis E. Lenzano*^{1,2,3}, *Ana María Robin*^{1,2,3}
y María G. Lenzano^{1,2,4}

¹Instituto de Geodesia y Geodinámica, Universidad Nacional de Cuyo.

²Unidad de Aplicaciones Geodésicas y Gravimétricas- IANIGLA-CRICYT

³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

⁴Secretaría de Ciencia y Técnica de la Nación

⁵Facultad de Ingeniería. Universidad Juan A. Maza

vmackern@lab.cricyt.edu.ar, llenzano@lab.cricyt.edu.ar, amrobin@lab.cricyt.edu.ar,
mleznano@lab.cricyt.edu.ar

RESUMEN

La industria petrolera ha requerido desde sus comienzos la georreferenciación de hechos propios en las instancias de exploración (líneas sísmicas, muestreo, mapeos, etc.) y explotación (pozos, plataformas, etc.). Como respuesta a esta necesidad, las empresas, que inicialmente dependían de cada nación donde se desarrollaban principalmente, definieron sistemas de referencia locales. Estos sistemas les permitían planificar y trabajar sobre la cartografía papel de esa época. Así fue el caso de la Argentina con los sistemas locales Chos Malal, Quini Huao y otros, luego ajustados a Campo Inchauspe'69.

En las últimas décadas las necesidades de georreferenciación han cambiado, producto de los avances en la informática y en las comunicaciones, al igual que la coexistencia de proyectos colindantes pertenecientes a empresas extranjeras en un mismo territorio. Esto exige una mayor precisión y la definición de sistemas internacionales. Es así como, independientemente de las exigencias que se presentan en el marco jurídico de cada país, dichas empresas están comenzando a georreferenciar sus sistemas de información a marcos de referencia globales.

En este trabajo se presenta el diseño y ejecución de una red geodésica desarrollada mayoritariamente en la provincia de Neuquén, para la empresa PETROBRAS S.A y su vinculación al Marco de Referencia Terrestre Internacional, a través del uso de la Red de Estaciones Permanentes GPS Argentina.

Palabras claves: Marco de referencia, Red geodésica, GPS, Topografía.

ABSTRACT

Since its beginning the oil industry has required the georeferencing of their own doings in the exploration instances (seismic lines, sampling, mapping, etc) and in the exploitation ones (wells, platforms, etc). As a response to this demand the companies, which would initially depend of the country where they developed their activities, defined local reference systems. They permitted the companies to plan and work on the paper cartography of the time. Such was the case of Argentina with the Chos Malal, Quini Huao and others local systems, later adjusted to Campo Inchauspe'69.

In the last decades georeferencing demands have changed, because of the advances in computing sciences and communications as well as the coexistence of joint projects belonging to foreign companies in the same territory. This requires more precision and the definition of international systems. Which is why, independently from the juridical exigencies of each country, the companies are starting to georeference their information systems to global reference frames.

This work deals with the design and execution of a geodetic net developed in the province of Neuquen for Petrobras S.A., where the International Terrestrial Reference System is materialized through the use of the GPS Permanent Stations in Argentina.

Key words: Reference Frame, Geodetic Network, GPS, Topography.

INTRODUCCION

En las últimas décadas los avances tecnológicos de la informática y de las comunicaciones han generado cambios sustanciales en lo que respecta a la "Georreferenciación". Se podría decir que no hay limitantes en cuanto a precisión y distancias. La utilización del GPS ofrece hoy un posicionamiento preciso sin límites en cuanto a: distancias a medir y precisiones, si analizamos las posibles aplicaciones que la sociedad demanda. Por otro lado, la cartografía digital ofrece productos muy potentes como los llamados GIS, que permiten integrar y vincular información temática diversa y originaria de mas de una fuente. Todos estos productos dependen ineludiblemente de la coordenada correspondiente a la célula de información. La valoración de un sistema se basa en el grado de integración que la información permite, y esto depende del sistema espacial a que refieren las coordenadas mencionadas. La tendencia actual es a referir las coordenadas a sistemas globales.

La comunidad geodésica internacional define los sistemas de referencia geocéntricos globales y su materialización a través de los llamados marcos de referencia terrestres internacionales, ITRF, (Boucher *et al.*, 1999). Estos marcos de referencia tienen densificaciones regionales como por ejemplo la red SIRGAS, Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas, (SIRGAS, 1995) y a nivel nacional la red POSGAR98, Posiciones Geodésicas Argentinas (Moirano, 2000)

Las Estaciones Permanentes GPS, EP GPS, materializan también los ITRF, son ejemplo

de esto la red internacional del IGS, Internacional GNSS Service (IGS, 2006), la red IGS RNAAC SIR (IGS Regional Network Associate Analysis Center) en América del Sur (DGFI, 2000) y la red nacional de EP GPS (Mackern, 2005).

Para la densificación del marco de referencia, regionalmente, la tendencia actual, resulta en implementar como puntos de control las EP GPS. Dicha metodología se basa en que tales puntos resultan ser la mejor materialización de los correspondientes marcos de referencia; por tratarse de estaciones que tienen coordenadas, determinadas con la mejor precisión posible para la época y principalmente porque las mismas pueden actualizarse en función de las velocidades geodésicas, que resultan estimadas con muy buena precisión, para las mismas.

En este trabajo se presenta el diseño y ejecución de una Red Geodésica desarrollada, para la empresa PETROBRAS S.A. La misma se ubica parte en la provincia de Río Negro y parte en la provincia del Neuquén, entre los 37° y 39° Sur y 67° y 70° Oeste. (Fig. 1)

Dicha red materializa el sistema de referencia terrestre internacional, a través del uso de la red de estaciones permanentes GPS Argentina y de la EP GPS Santiago, de Chile (Fig. 2).

En el diseño, se consideró que los puntos de la misma se encontrasen dentro de las áreas petroleras de la empresa y que su distribución fuese tal que, cualquier relevamiento a realizar a futuro en dichas áreas, pudiese vincularse a la red mediante vectores cuyas distancias no superasen los 40 km facilitando la medición con equipos GPS mono frecuencia.

DISEÑO Y PLANIFICACION

El diseño de la Red se dividió en tres etapas.

Primera: Búsqueda de antecedentes.

Se analizaron los antecedentes conjuntamente con técnicos de PETROBRAS. A partir de éste se comprendieron los problemas planteados. En función de estas necesidades se elaboraron los objetivos y se propuso un diseño teórico de la Red Geodésica.

Segunda: Definición del Diseño de la red.

Consistió en la selección de puntos que conformarían la red. Se seleccionaron puntos existentes pertenecientes a otras redes geodésicas y se definieron los emplazamientos geográficos de los nuevos puntos a materializar. Los mismos debieron cumplimentar los siguientes parámetros de homogeneidad preestablecidos:

Ubicación. Debían encontrarse dentro de las áreas de PETROBRAS o en su defecto muy cercanos a ellas.

Longitud de los vectores. Las distancias entre puntos debían tener entre 10 y 80 km.

Vínculos. Cada punto debía vincularse, como mínimo por dos vectores a la red, en lo posible tres o más.

El diseño quedó conformado por 23 puntos, 9 existentes y 14 nuevos a monumentar. El promedio general de vectores vinculantes por punto fue de tres, marco que dio por resultado una figura consistente que permitiría lograr las precisiones preestablecidas.

Definido el diseño geométrico se establecieron los parámetros de precisión "a priori". Se estableció una tolerancia máxima en el error estándar de las coordenadas de $\pm 0,050$ m.

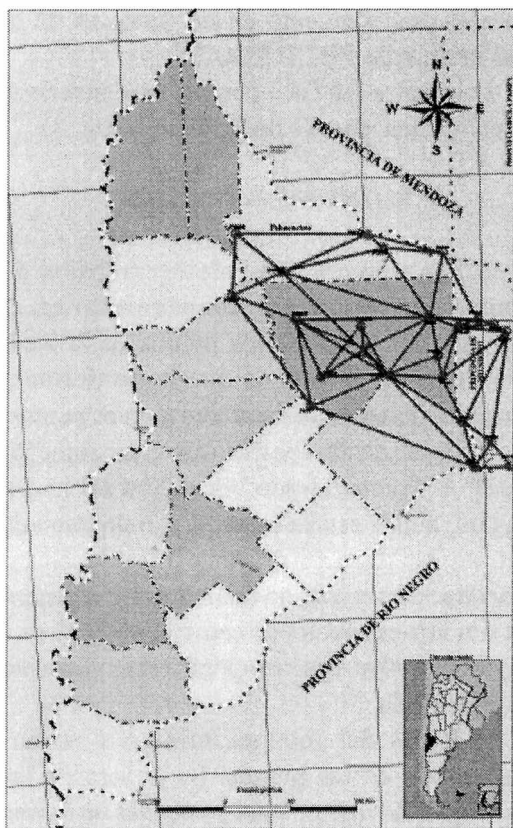


Figura 1. Red Geodesica Petrobras - Neuquén

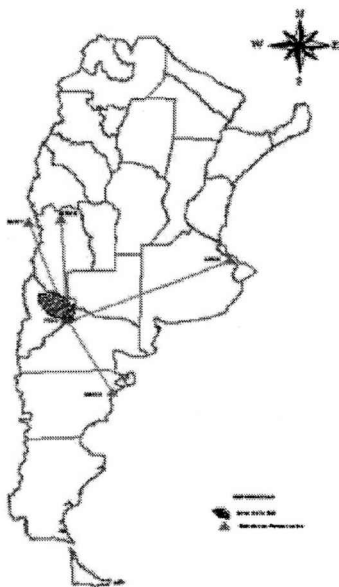


Figura 2. Red Geodésica Petrobras. Vinculación a Estaciones Permanentes

Tercera: Definición del Marco de referencia o control.

Siendo que se requería de un marco compatible con SIRGAS (Sistema de Referencia Geodésico para las Américas), se adoptó POSGAR98, ya que como se ha demostrado en (Moirano, 2000) y (Mackern, 2003), es el mejor marco de densificación de SIRGAS disponible hasta la fecha, en la región. Considerando las ventajas de adoptar como referencia un Marco Activo (Mackern, 2005), se decidió vincular al marco de referencia a través de las EP GPS que materializan a POSGAR98. Entre las que estaban operativas a la fecha de la medición, se seleccionaron aquellas más cercanas a la red.

Resultaron utilizadas:

MZAC: Ubicada en la Ciudad de Mendoza - CRICYT

LPGS: Ubicada en La Plata - Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

RWSN: Dirección de Catastro, Chubut

SANT: Ubicada en Santiago, Chile.

Quedó conformada una subred de vinculación entre 16 puntos de la red en cuestión y las cuatro EPGPS mencionadas. Para esto los 16 puntos elegidos resultaron ser las bases

para el procesamiento de los vectores de la red interna de PETROBRAS.

Las cuatro EP GPS permitieron generar 4 vectores mas por día de medición (Fig. 3).

MONUMENTACION

Como primera etapa de los trabajos de campo. Se realizó el reconocimiento en el terreno, del 100% de los puntos de la Red. Del total de 23 puntos que la conforman, fueron monumentados catorce nuevos puntos. La materialización consistió en un monumento de H° A° "premoldeado", de 0,20m x 0,15m x 0,45m, donde estaba incorporado un tetón de bronce identificatorio del punto. Elegido el lugar donde se ubicaría dicho monumento, se generó in situ una estructura de cemento de 0,50 m x 0,50 m x 0,70 m, que incorporaba al monumento premoldeado.

Además del reconocimiento y monumentación de los puntos. Se generaron las monografías que permiten acceder en forma rápida y sencilla a los mismos (Fig. 4).

Estos trabajos fueron realizados por una comisión formada por un profesional de la agrimensura, dos ayudantes y un vehículo. El tiempo de campo fue de 4 cuatro días.

SEÑALIZACION

Además de la monumentación, se realizó la señalización de todos los puntos de la red. Ésta consistió en instalar una señal de caño de sección cuadrada de color blanco, indicando en color azul la nomenclatura del punto. La distancia entre esta señal y el punto varía entre dos a cuatro metros, dependiendo de las características del terreno.

MEDICION

La medición de la red se realizó con tecnología GPS, en método **Estático Dife-**

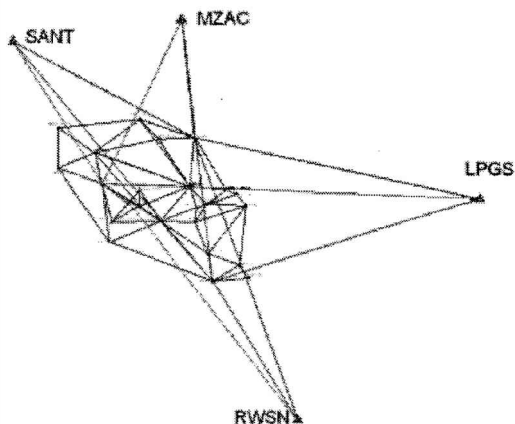


Figura 3. Vinculación de la red a EPGPS

Red GPS PETROBRAS P012 ANELO MONOGRAFIA

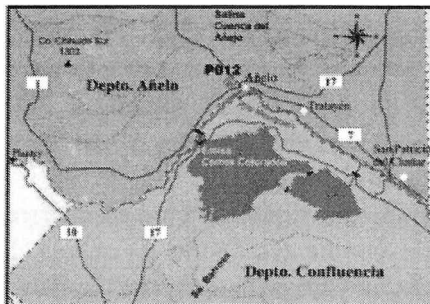
Ubicación Geográfica

Identificación: P012
Nombre Histórico: ANEL
Monumento: PETROBRAS
Ubicación: Neuquén

Coordenadas del Punto Marco de Referencia POSGAR 98 Geodésicas

Latitud: $-38^{\circ} 19' 50.69''$
Longitud: $-68^{\circ} 49' 45.74''$
Planas Gauss - Kruger
X = 5.757.741,02 m Y = 2.514.919,06

Descripción del sitio: Partiendo de la estación de servicio YPF, progresiva 0,0 km, en la ciudad de Anelo se llega a la intersección de las rutas provinciales N° 7 y N° 17, progresiva 0,6. Por ruta Provincial N° 7, en la progresiva 3,3 km, se encuentra la tranquera, entrada directa al punto. Esta tranquera permanece siempre cerrada, hay que seguir por esta huella y recorriendo aprox. 700 m se llega al punto P012. El P012 se encuentra a 7 m del punto denominado ANEL (IGM-III-II-518-Anelo), perfectamente observable desde ruta N° 7. Torre de 10m de altura. Dicho punto trigonométrico tiene el monumento totalmente destruido.



Fotos del sitio

Croquis de Ubicación y detalle

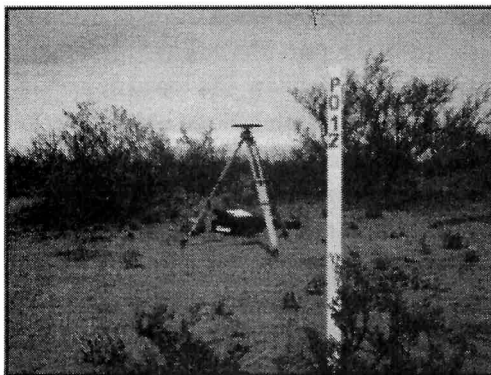
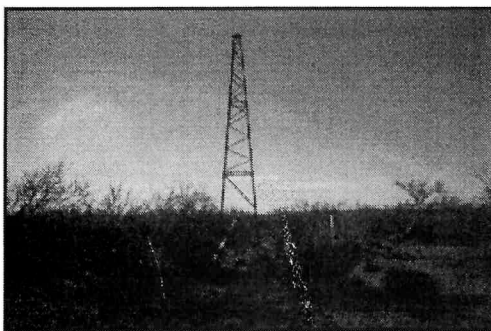
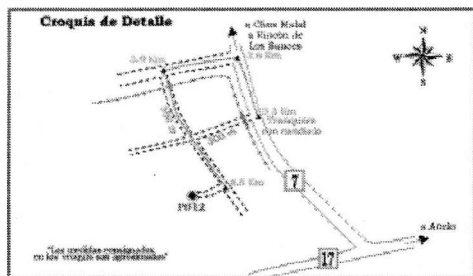
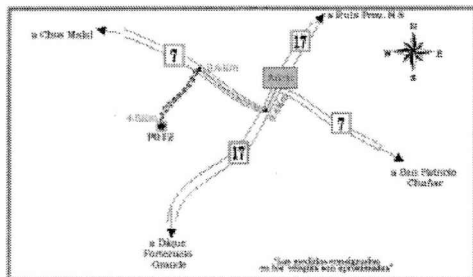


Figura 4. Monografías

rencial, en base a un esquema prefijado de sesiones. Se conformaron tres comisiones con un receptor geodésico doble frecuencia cada una. Se realizaron dos sesiones diarias. En todos los casos se midieron sesiones con no menos de 2 horas de duración dependiendo de la longitud del vector.

En los casos que los receptores estuvieron en un punto que sería parte de la vinculación a estaciones permanentes GPS, las sesiones fueron de entre 8 a 12 horas. El intervalo de registro de datos fue 15 segundos. PDOP máximo 4, cantidad mínima de satélites 6, máscara de elevación 10° .

Se midieron rigurosamente en el terreno las correspondientes alturas de antena. Las observaciones fueron descargadas diariamente de los receptores y fueron enviadas a Mendoza a través de una cuenta "ftp", para su posterior procesamiento en el Centro de cálculo. Se midieron 65 vectores en 21 días, remidiendo solamente cuatro vectores, es decir el 6 %.

PROCESAMIENTO

De acuerdo con la metodología propuesta se generaron dos tipos de vectores: Los pertenecientes a la Red Geodésica y los de vinculación al Marco de Referencia.

Para el caso de la Red Geodésica, se partió de las observaciones originadas en el campo. Como punto de partida o base del procesamiento, se usaron las coordenadas geodésicas (en el sistema POSGAR98) de la Estación Permanente GPS MZAC.

Desde ésta, se procesó el vector MZAC-PE00 (punto de la red ubicado en la ciudad de Neuquén) y a partir de allí se continuó el procesamiento de los demás vectores.

En el procesamiento se consideraron los siguientes aspectos:

– Las ambigüedades debían ser fijadas.

– Desviaciones estándar de las coordenadas no debían superar los 0.020 m.

– Los RMS de las observaciones no debían superar el valor de 0.05 m.

– Los residuos de los observables debían ser menores a 0.1 de ciclo.

– Se consideraron sólo vectores independientes.

Para lograr estas condiciones, en algunos casos se eliminaron por vector algunos satélites, en otros fueron omitidos como satélites de referencia.

Para el caso de los vectores de vinculación con EP GPS, se procesaron 68 vectores. Los archivos de observaciones de las EP de Argentina (MZAC, RWSN, LPGS), fueron bajadas del sitio de Internet de RAMSAC, Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo, (<http://ramsac.igm.gov.ar/ramsac/>) y los de SANT del sitio SOPAC, Scripps Orbits and Permanent Arrays Center, (<http://sopac.ucsd.edu/dataArchive/dataArchiveDoc.html>)

AJUSTE DE LA RED GEODESICA E INTRODUCCION DEL MARCO DE REFERENCIA

Debido a la diferente geometría entre la red de PETROBRAS (vectores de entre 15 y 100 km) y los vectores de vinculación a las EP GPS (entre 600 y 1100 km) se decidió realizar el ajuste de la red de vectores en dos procesos separados:

1. Ajuste de la red de vinculación. Introducción del marco de referencia

2. Ajuste de la red de Petrobrás

El primero tuvo como objetivo determinar coordenadas precisas en POSGAR98 de puntos de la Red, a partir de su vinculación a EP GPS. En una segunda etapa se procedió a realizar el ajuste de los 65 vectores de la red, considerando como puntos de control los determinados en el ajuste de vinculación.

A continuación se detallan estas dos etapas de ajuste.

1. Red de vinculación. Introducción del marco de referencia.

Para vincular al marco de referencia se utilizó la Infraestructura de la red nacional de Estaciones GPS Permanentes, como así también de la red IGS (International GNSS Service), cuyos datos fueron bajados de los correspondientes sitios de internet.

Se procesaron vectores entre las EP GPS con aquellos puntos de la red, que por día fueran considerados BASE (midiendo en sesiones de entre 5 y 24 hs.), de esta forma quedó conformada la denominada Red de Vinculación con un total de 68 vectores.

Las coordenadas de las EP GPS utilizadas como control fueron las referidas al marco POSGAR98. Las mismas pueden consultarse en (http://ar.groups.yahoo.com/group/est_gps_perm/).

La Figura 5-a muestra la precisión relativa de esta red de vinculación medida a partir de las desviaciones estándar de los vectores.

En la misma se puede observar que la precisión relativa varía entre 3 y 6 cm, resultando una red de precisión muy homogénea tanto en su comportamiento planimétrico (desvíos en latitud y longitud) como en el correspondiente altimétrico, resultando este último un poco mayor que el anterior.

Si analizamos la frecuencia de ocurrencia (Fig. 5-b) vemos que en el 80% de los casos la desviación estándar en la estimación tanto planimétrica como altimétrica fue de entre 3 y 4 centímetros quedando sólo con precisiones

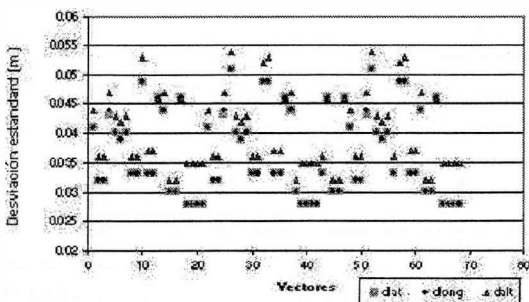


Figura 5a. Precisión relativa- Vectores

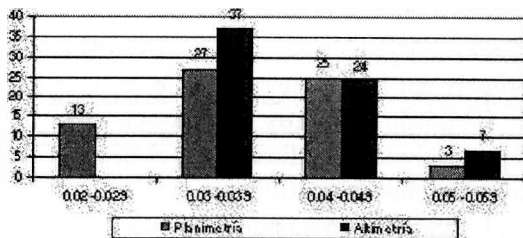


Figura 5b. Desviación estándar de los vectores. Frecuencia de ocurrencia

de entre 5 y 6 cm, un 4% y 10% de los casos en planimetría y altimetría respectivamente.

2. Ajuste de la Red Geodésica PETROBRAS

Una vez realizado el ajuste de la red de vinculación fueron seleccionados los puntos que servirían de control para ajustar la Red en cuestión. En la selección se tuvo en cuenta: que presentasen una sobre-ocupación de 4 o más días, sesiones de no menos de 10 hs y que tuviesen una distribución estratégica con respecto a sus vínculos con la red a ajustar y los demás puntos elegidos. Los puntos elegidos resultaron ser: PE00, P003 y P008. Las coordenadas estimadas en el ajuste anterior fueron consideradas como coordenadas fijas para el ajuste de la misma.

El ajuste tanto de la red de Vinculación como de la Red Geodésica PETROBRAS, se realizó con el software comercial Fillnet - PRISM -.

RESULTADOS

Se realizó un análisis de la precisión de la red ajustada y de la deformación que la misma había sufrido al introducir el marco de referencia. Estos resultados fueron evaluados a partir de una comparación entre las coordenadas obtenidas de un ajuste cuasi libre (un punto fijo) con las coordenadas resultantes de fijar la red a los 3 puntos de control. Dicha comparación se realizó luego de aplicada una transformación de Helmert de 7 parámetros

(transformación de Similitud) de manera de eliminar del análisis los efectos sistemáticos propios del Marco de referencia.

Dejando sólo los correspondientes a deformaciones introducidas por el ajuste a tales coordenadas de control.

En la Figura 6 se pueden ver los residuos provenientes de tal comparación. En un 50% de los puntos la deformación es menor que 5 mm, para un 30% la misma se encuentra entre 5 y 10 mm. Siendo sólo para un 15% entre 10 y 15 mm y para un 5% mayor a 15 mm. Cabe mencionar que en toda la red la deformación es menor que la precisión interna de la misma (Fig. 7). El error medio cuadrático de tal deformación resulta en ± 2 mm en las coordenadas Norte y Este y de $\pm 0,2$ mm para las alturas.

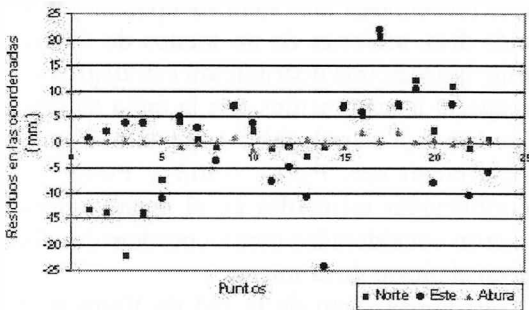


Figura 6. Deformación Introducida a la red por su ajuste al marco de referencia

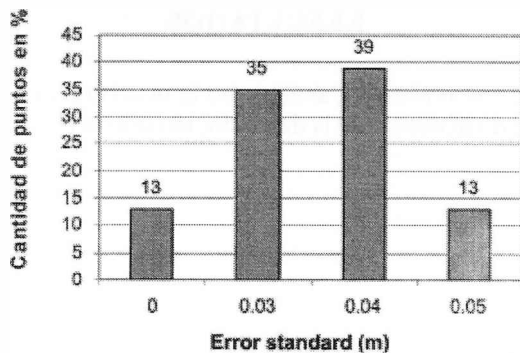


Figura 7. Precisión de las coordenadas

Precisión de las coordenadas resultantes.

En la Figura 7 se muestra que la precisión de las coordenadas resultantes es en el 87% de los casos mejor que 0,05m, resultando sólo 4 puntos con un estimador de error de 0,05 m.

Importancia de la sobre ocupación.

Es importante mencionar que las precisiones obtenidas tanto en el esquema de vinculación como en la Red Geodésica resultante fueron posibles gracias al tiempo prolongado de medición y principalmente al gran porcentaje de sobre ocupación de estaciones. Esto permitió una estimación más realista de la precisión, ya que a la precisión interna de la red se sumó la precisión externa que depende de factores extrínsecos variables en el tiempo como condiciones ionosféricas y troposféricas, características de la puesta en estación de la antena receptora, constelación de satélites, etc.

En la Figura 8 se muestra que sólo un 15% de los puntos tuvieron una sola ocupación, mientras que un 11% tuvieron dos sesiones diarias. A un 30% y a un 22% le correspondieron 3 y 4 días respectivamente. Incluso en un 4% y 5% llegaron a tener hasta 6 y 7 días respectivamente de ocupación

CONCLUSIONES

Por todo lo antes mencionado la Red resultante, podemos decir que es homogénea y consistente, reúne las exigencias de precisión preestablecidas por la empresa y por lo tanto cumple ampliamente con los objetivos perseguidos a tal fin.

A partir de los resultados obtenidos se confirma una vez mas la hipótesis de que las Estaciones Permanentes GPS ofrecen el mejor marco de referencia en la realización de densificaciones locales por las mejoras que introducen a las redes en cuanto a la sobreocupación de puntos, calidad y cantidad de observaciones, exactitud de las coor-

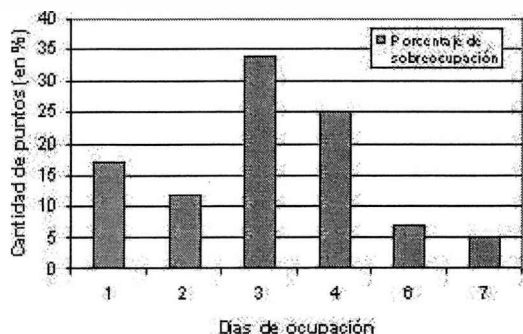


Figura 8. Porcentaje de sobreocupación

denadas de control, entre otras (Mackern, 2003).

Finalmente en lo que respecta a la metodología de ajuste implementada se comprueba la conveniencia de realizar un ajuste de vinculación entre los puntos de control (EP GPS) y puntos de vinculación de la red en cuestión, para luego con coordenadas ajustadas de estos últimos realizar el ajuste final de la red objeto de densificación. Esta metodología, empleando marcos de referencia de gran precisión, asegura la introducción del marco de referencia en forma precisa sin generar deformaciones a la red. Cabe mencionar que la misma requiere de un análisis minucioso como el presentado por Mackern (Mackern, 2003).

Agradecimientos: Al Instituto CEDIAC, en especial al Ing. Mauro Blanco, Ing. Leonardo Eullliades y al Téc. Gabriel Cabrera. Al Ing. Fernando Yañez y a la Téc. María Elena Soler. A los alumnos Martín Oro y Fabián Diaz. A PETROBRAS, en especial a la Téc. Sylvia Colonna.

REFERENCIAS

Boucher C., Z. Altamimi, P. Sillard, The 1997 International Terrestrial Reference Frame (ITRF97), IERS Paris, Technical Note No. 27,1999.

DGFI, http://dgfi2.dgfi.badw-muenchen.de/dgfi/WWW/D/d2_en.html , 2000

IGM, Disposición Permanente N° 13/97, Instituto Geográfico Militar, Buenos Aires, 1997.

IGS, <http://igsceb.jpl.nasa.gov/>, 2006

Mackern M.V., Materialización de un sistema de referencia geocéntrico de alta precisión mediante observaciones GPS. Tesis doctoral. Facultad de Tecnologías y Ciencias Aplicadas. UN de Catamarca. 2003.

Mackern M.V., Redes de estaciones permanentes GPS. Una respuesta al problema de materializar el sistema de referencia terrestre. Academia Nacional de Ingeniería. Premio Baglietto 2004. Bs.As. 2005

Moirano J., Materialización del Sistema de Referencia Terrestre mediante observaciones GPS. Tesis doctoral. FCAG. UNLP. 2000.

RAMSAC. <http://ramsac.igm.gov.ar/ramsac/>

SIRGAS. <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/sirgas/principal.htm> , 2006.

EFECTOS DE LAS ONDAS DE CHOQUE EN LOS REGISTROS DIGITALES DE TRELEW

Julio César Gianibelli¹, Nicolás Quaglino² y Mónica Mac William³

^{1,2,3} Dep. de Geomagnetismo y Aeronomía de la Fac. de Cs. Astronómicas y Geofísicas, UNLP.

¹ E-mail: geofisicogianibelli@yahoo.com.ar - TE: (0221)4236593/4 int 132

RESUMEN

Un aspecto importante en la conexión Sol-Tierra son los eventos de eyección de masa coronal y su relación con las ondas de choque que producen. Diversas constelaciones de sondas patrullan la cavidad magnetosférica y el espacio interplanetario. Entre ellas la sonda ACE (Advanced Composition Explorer) a 235 R_e , sonda SOHO (Solar and Heliospheric Observatory) a 220 R_e , sonda WIND a 100 R_e y en la cavidad magnetosférica, las sondas Inball, Polar y Geotail, entre otras, cubriendo la región menor a 10 R_e . En este trabajo se presentan los resultados obtenidos al comparar los registros magnéticos del Observatorio digital de Trelew (TRW, Lat.: -43°.3; Long.: 294° .7), miembro de la Red Intermagnet, con las observaciones de los procesos de onda de choque detectados por las sondas ACE y SOHO.

Las variables, velocidad y densidad de partículas del viento solar, son los elementos que se comparan en cada evento (de confiabilidad del 90 %), con los registros de la Intensidad Total del Campo Magnético registrado en Trelew.

Los resultados muestran que los efectos geomagnéticos presentan confirmación cuando la densidad y la velocidad de las partículas provenientes del Sol tienen un crecimiento brusco que originan una onda de choque, detectable por el grupo de sondas, y producen tormentas magnéticas de magnitudes importantes. Como referencia se tienen las tormentas magnéticas ocurridas en enero 6-11 de 1997 y enero 20-23 de 2005, las que se compararon con los registros de densidad y velocidad del viento solar.

Se concluye que la ubicación del observatorio permanente de Trelew es importante como control y confiabilidad de los procesos de onda de choque y su efecto en superficie del acoplamiento viento solar-magnetósfera.

Palabras clave: Sol, Onda de Choque, Viento Solar, Observatorio Magnético, Geomagnetismo.

ABSTRACT

A very important aspect in the Solar-Terrestrial connection are the coronal mass ejection events and their relationship with the shock waves they produce. Several spacecrafts patrol the magnetospheric cavity and the interplanetary space. Among these the ACE (Advanced Composition Explorer) sonde at a distance of 235 Earth's radii (R_e), the SOHO (Solar and Heliospheric Observatory) at a distance of 220 R_e , the WIND (from Solar Wind) at 100 R_e , and in the magnetospheric cavity the Inball, Polar (for Polar Region) and Geotail (for Geomagnetic Tail) sondes, and others, covering a region within the 10 R_e .

In this work we present the obtained results when compare the digital record of the Trelew Magnetic Observatory (TRW, Lat.: -43° .3; Long.: 294° .7), member of INTERMAGNET Net, with the measurements of shock wave processes detected by the sondes ACE and SOHO. The variables velocity and particle density of the solar wind, are the elements compared in each event (that have a 90% of confidence), with the digital records obtained in the Magnetic Observatory of Trelew.

The results shows that, when the velocity and particle density coming from the Sun and detectable by these sondes presents a sudden increment, the geomagnetis effects presents confirmation, and produce geomagnetic storms of considerable magnitude. As a reference it is have the geomagnetic storms occurred

in the dates 6-11 January of year 1997, and 20-23 January of year 2005, which are compared with the records of solar wind velocity and density.

It is concluded that the location of Trelew Observatory is important as a control and confidence of the shock wave processes and their effect in the Earth's surface of the Solar Wind-Magnetosphere coupling.

Keywords: Sun, Shock wave, Solar wind, Magnetic Observatory, Geomagnetism.

INTRODUCCION

La conexión entre el Sol y la Tierra tiene procesos electrodinámicos y magneto-hidrodinámicos propios, que al interactuar desarrollan en los sistemas creados por el hombre y su entorno impactos ambientales que modifican su adaptabilidad. En este trabajo se analizan los resultados de tormentas geomagnéticas registradas en el Observatorio Magnético de Trelew y los datos en diferentes escalas temporales, de los parámetros provenientes del Viento Solar, para corroborar efectos de las ondas de choque provocadas por eyecciones de masa coronal.

El Observatorio Magnético de Trelew (TRW, Lat.: $-43^{\circ}.3$; Long.: $294^{\circ}.7$) está situado en la región del sistema de corrientes ionosféricas equivalentes del Hemisferio Sur. Estas oscilan, intensificando en verano y disminuyendo en invierno su intensidad. Las variaciones diurnas regulares de los elementos geomagnéticos y en particular la Intensidad Total F del Campo Geomagnético registrada en Trelew muestran estos efectos, en especial en días calmos.

En la Figura 1 podemos observar las isolíneas de la Intensidad Total F para 1990.0, confeccionadas con el modelo IGRF (International Geomagnetic reference Field, Campo Geomagnético Internacional de Referencia) para esa época y donde claramente aparecen las expresiones de la máxima intensidad F en las regiones A (Austral) y B (Boreal) de las posiciones de los Polos Geomagnéticos, y una tercera región C, donde se vislumbra la aparición de efectos no-dipolares importantes en superficie, y que

el modelo IGRF los presenta evolutivamente cada 5 años al actualizar sus coeficientes. También se observa una gran anomalía de valores mínimos de F. Su foco está ubicado en la región que cubre el Océano Atlántico Sur, Sudamérica y África, y parte del Océano Pacífico. Se la denomina Anomalía del Atlántico Sur (AAS), y junto con Trelew (TRW), otros Observatorios importantes controlan su evolución. Estos son los Observatorios Magnéticos de Pamatai (PPT) en el Océano Pacífico, Huancayo (HUA) en Perú, Las Acacias (LAS) en la Provincia de Buenos Aires, Argentina, Vasouras (VSS) en Brasil, Hermanus (HER) en Sud África. Por lo tanto el Observatorio Geomagnético de Trelew posee la propiedad de registrar los efectos estacionales del sistema de corrientes equivalentes de la Ionósfera, el efecto del decrecimiento de la Intensidad Total F del Campo Magnético interno de la Tierra y procesos de menor intensidad de inducción oceánica por estar próximo al Océano Atlántico.

Trelew inicia sus registros en septiembre de 1957 funcionando ininterrumpidamente el presente. En 1993 sus registros se transforman en digitales de alta resolución temporal y en el año 2000 ingresa en la Red INTERMAGNET.

Las perturbaciones que reflejan la intensificación de las ondas de choque, producto del flujo particulado del Sol, que denominamos Viento Solar, se traducen en las llamadas tormentas magnéticas. Un aspecto importante es observado con el crecimiento industrial en el Hemisferio Norte, debido a que el Polo Norte Magnético se encuentra en la

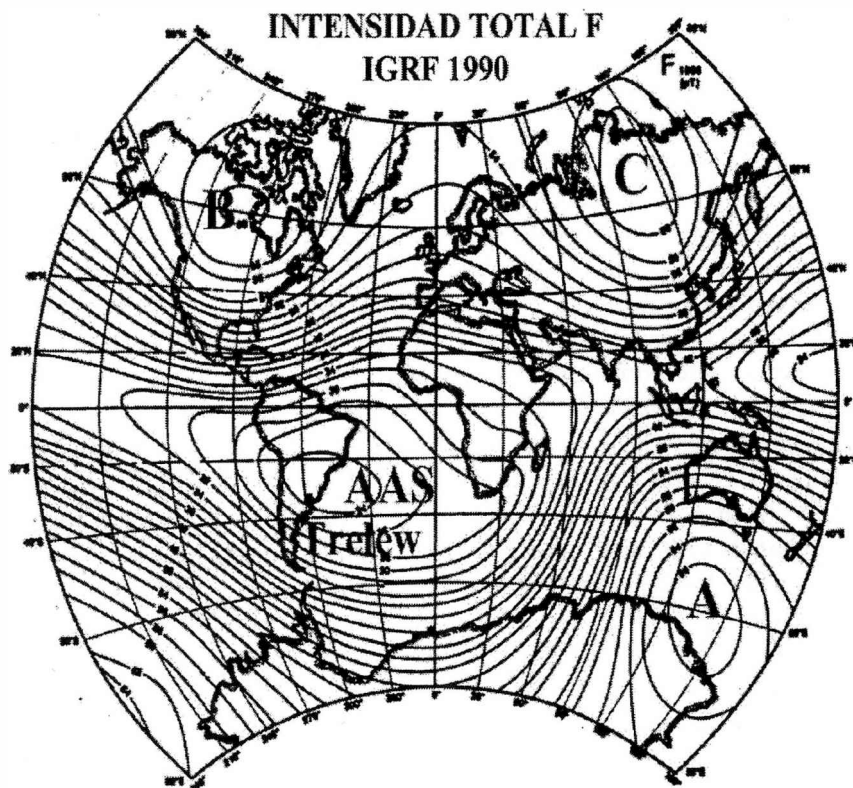


Figura 1. Mapa de isolíneas para 1990.0 basada en el Campo Geomagnético Internacional de Referencia obtenido a partir de un desarrollo en esféricos armónicos hasta el orden 10. Se marcan las regiones más importantes A: Polo Geomagnético Austral; B: Polo Geomagnético Boreal; C: máximo secundario; AAS: Anomalía del Atlántico Sur, con un valor mínimo de 24000 nT, donde se marca la ubicación del Observatorio Magnético de Trelew.

región canadiense, mientras que el Polo Sur Magnético se halla en el Sur del Océano Índico (Fig. 1), donde las tormentas magnéticas manifiestan su intensificación en ambos. Su efecto inductivo en la región del polo norte, donde las corrientes alineadas con el campo y el efecto chorro polar producto de la acción colectiva de las partículas, generan sistemas de corrientes equivalentes muy intensas, (Sonkowsky *et al.*, 1996), que perturban por inducción los sistemas de suministro de energía eléctrica, y producen corrientes parásitas en las redes eléctricas, gasoductos y oleoductos.

Las ideas sobre crucpición y eyeccciones de masa provenientes del Sol son más antiguas que el conocimiento del Viento Solar y la actual

observación de las eyeccciones de masa coronal es por medio de los coronógrafos montados en las sondas y satélites. Lindemann (1919) es quien realiza los primeros comentarios sobre la asociación entre varias formas de la actividad solar observada en aquella época y las tormentas geomagnéticas. Es el primero en sugerir que las tormentas geomagnéticas son el producto de la interacción de las eyeccciones transitorias de plasma solar que impacta con el Campo Magnético Terrestre; con un retraso de varios días después de su emisión. Cocconi *et al.* (1958) y Piddington (1958) indican que las eyeccciones de material solar arrastran estructuras magnéticas con alta conductividad hacia el espacio interplanetario,

indicando implícitamente el congelamiento de las líneas de campo. Desde 1958 hasta la actualidad se han realizado una gran cantidad de aportes científicos significativos, quedando plasmados en los trabajos de Pröls (2004), Kallenrode (2004) y Aschwanden (2006).

El Sol, tiene dos formas de pérdida de masa, la primera es a través del Viento Solar que fluye en estado estacionario y las eyecciones esporádicas de grandes estructuras de plasma llamadas eyecciones de masa coronal (EMC). Los valores del Viento Solar que fluyen de los agujeros coronales es de aproximadamente 2×10^{-10} ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) y de menos de 4×10^{-11} ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$) en las regiones activas. El fenómeno de EMC ocurre con una frecuencia de pocos eventos diarios eyectando una masa del orden de 10^{14} - 10^{16} gr lo cual es una pérdida de masa de 2×10^{14} a 2×10^{12} ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$), menos que el 1% de la pérdida de masa por el viento solar eyectado de los agujeros coronales o del orden del 10% de la masa eyectada en las regiones activas. Una eyeccion de masa coronal es una estructura dinamica que envuelve un plasma que se propaga expandiendose y llevando congelado un campo magnetico desde el Sol al espacio interplanetario contenido en la heliosfera (Aschwanden, 2006). Klinchuck (2001) explica, en un sentido fácil de interpretar, que EMC es material supercalentado que fluye del Sol a muy alta velocidad. El tamaño de una EMC estimado transversalmente puede cubrir desde fracciones hasta más que un radio solar, con velocidades del plasma del orden $V_{EMC} @ 10^2 - 2 \cdot 10^3$ (km /s). El consenso general de los investigadores es relacionar las EMC con la descarga de energía magnética en la corona solar a pesar que los intensos flares solares no conllevan asociados EMC en el 40 % de los casos (Aschwanden, 2006).

Klinchuck (2001) presenta como posibles diferentes formas de producción de las EMC: A) Explosión térmica; B) Procesos de dínamo; C) eyección por carga de masa; D) Corte de

las ataduras, ruptura y proceso de descarga (eyección); E) Proceso de tensión excesiva , ruptura de las ataduras y proceso de descarga.

Las EMC que transitan en el ambiente interplanetario se encuentran además con el viento solar, tienen velocidades que están dentro de un amplio rango de variabilidad, e implicando también una interacción con el Viento solar. Las que tienen bajas velocidades tienden a retardar al Viento Solar, pero éste las arrastra, y entonces son aceleradas. Por el contrario las EMC con velocidad mayor que la del viento solar, lo barren y desarrollan en su frente una onda de presión que puede convertirse, si las condiciones son favorables, en una onda de choque. Las EMC que son eyectadas con muy altas velocidades son las que desarrollan perturbaciones compresivas dentro del medio interplanetario, y se propagan a través de él.

Dos perturbaciones u_1 y u_2 transitan el viento solar, la primera comprime y calienta el plasma a medida que recorre el medio, dejando detrás de ella plasma recalentado. La perturbación siguiente atravesará este plasma con una velocidad que es mayor que la correspondiente a la primera, debido a que el plasma se ha calentado y la velocidad del sonido se ha incrementado. Por lo tanto, la segunda perturbación alcanza a la primera sin poder pasarla, debido a que el plasma que está adelante está más frío y por ende es frenada. Las sucesivas perturbaciones se apilan sucesivamente formando una región límite. Gradualmente este apilamiento de perturbaciones crece. La superposición de una gran cantidad de pequeñas perturbaciones tiende a una gran perturbación. El perfil de la velocidad local se hace cada vez más empinado hasta que se disipa la energía puesta en esta región (Wimmer-Schweingruber, 2005). Los procesos de disipación pueden ser por conducción de calor, conductividad, viscosidad, o dispersión, que producen características diferentes en las ondas de choque.

ANALISIS DE LOS DATOS Y
RESULTADOS

Para este estudio se seleccionaron dos tormentas geomagnéticas vinculadas a EMC registradas mediante el sistema digital instalado en 1993 en el Observatorio Magnético de Trelew. La primera corresponde a las perturbaciones de los días 6-11 de enero de 1997 y la segunda desde el 20 al 23 de enero del 2005. Se procesaron los datos digitales de la Intensidad Total del Campo Geomagnético registrados por un magnetómetro Elsec de precesión protónica modificado para la obtención de datos cada 1 minuto. Se procedió a filtrar pulsos esporádicos y se generaron las series de tiempo para ser correlacionadas con la densidad (d) y velocidad (v) registradas por las sondas SOHO (a disposición de la comunidad científica en la página web: <http://umtof.umd.edu/pm>) y ACE (a través de la página web: <http://www.srl.caltech.edu/ACE>).

La EMC correspondiente al evento de Enero de 1997 fue registrada por la sonda SOHO. La información de v y d del Viento Solar que se disponen son promedios horarios. La Figura 2 muestra la relación entre los eventos del Viento Solar y Campo Magnético. En el intervalo desde las 00:00 Hs. TU. del 8 de Enero hasta las 00:00 Hs. TU. del día 13 de Enero de 1997, se determinaron 4 eventos denominados "A", "B", "C" y "D", donde las variables de v y d tienen cambios notables y la respuesta son los Impulsos Bruscos (IB) y posterior decaimiento de la Intensidad Total del Campo Magnético de la Tierra. En el proceso "A" se observa un crecimiento de la velocidad v desde los 400 a 450 km/s., con un cambio de densidad d de 8 a 12 p cm³. (p: protones), generando un IB = 30 nT. En el proceso "B", $\Delta v=200$ km/s y $\Delta d=8$ p/cm³, generando un IB = 20 nT., y un desarrollo de procesos de diferentes IB con amplitud creciente, generando un proceso de tormenta

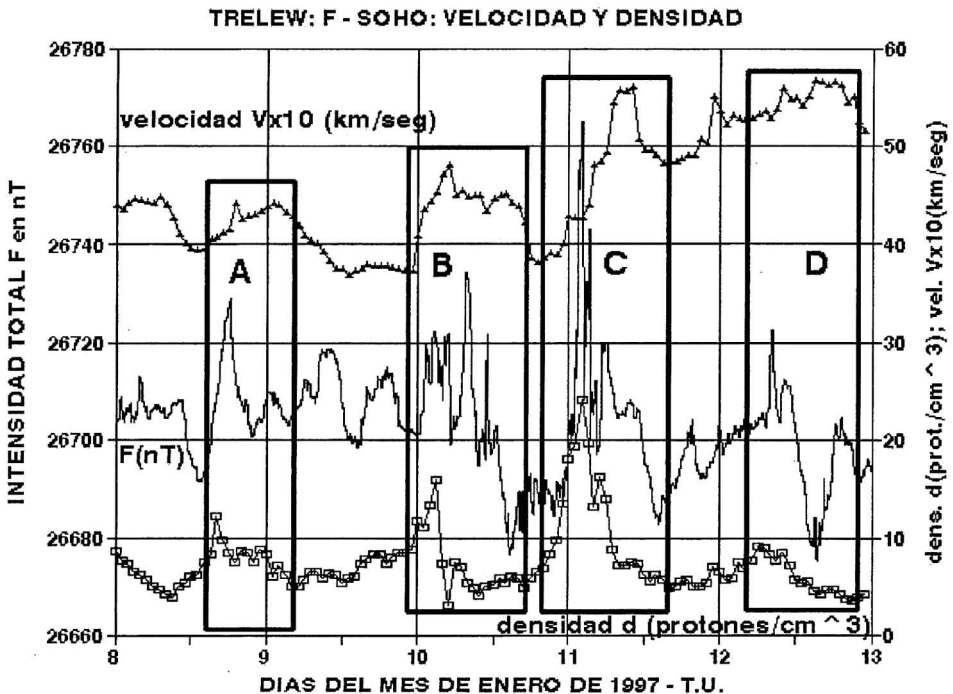


Figura 2. Composición de los registros de la Intensidad Total F cada 1 minuto, velocidad y densidad del Viento Solar y EMC cada 1 hora.

magnética con una amplitud de 57 nT. Seguidamente se sucede el proceso "C" dentro del inicio de recuperación de la Tormenta Magnética generada por el proceso "B". En este estudio se tiene la llegada de una tercera perturbación con un cambio de v desde 380 km/s. a 560 km/s., generando un $IB = 80$ nT., generándose la fase efecto de Corriente Anillo y a posteriori comienza la fase de recuperación. El proceso "D" similar al anterior se desarrolla simplemente como llegada de otra perturbación, con v crecientes de 540 km/s a 580 km/s y un aumento de d que no llega a los 10 p/cm^3 . Este fenómeno cuenta con series de tiempo de diferentes intervalos de muestreo que permiten una correlación de las causas y efectos de acuerdo con los modelos de perturbaciones de Wimmer-Schweingruber (2005). Aquí podemos inferir una importante dependencia de los cambios en el registro de F con los cambios de d y crecimiento de v .

Las Figuras 3 y 4 que presentan los efectos de la eyección de masa coronal luego que un flare de gran magnitud surgiera de la gran

mancha solar número 720 (<http://www.SpaceWeather.com/>). De las estadísticas brindadas por la Universidad de Maryland es el quinto flare más intenso registrado desde el año 2000. En estas Figuras se presentan los datos registrados por la sonda ACE correspondiente a v y d , previamente adecuados al registro en la Intensidad Total F cada 1 minuto, ya que la sonda ACE registra cada 64 segundos. La Figura 3 presenta la Tormenta Geomagnética en su desarrollo desde el día 21 hasta el día 24 de Enero del 2005. Dos crecimientos sucesivos de v y dos importantes crecimientos también sucesivos de d generan dos Impulsos Bruscos de F (Fig. 4) para luego observarse el inicio de la parte principal de la Tormenta Magnética (Parkinson 1983).

Sin embargo el mantenimiento de v del orden los 850 km/s por procesos impulsivos decrecientes de d , generan procesos magnetosféricos de Subtormentas por el ingreso de partículas en el Casquete Polar Sur, y en el Casquete Polar Norte, de auroras de un despliegue de gran intensidad.

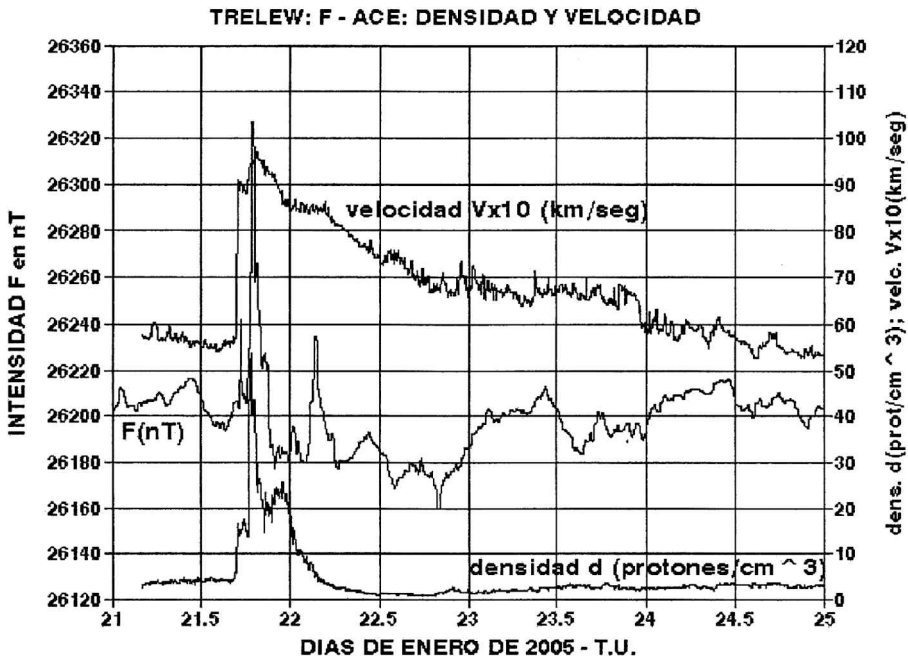


Figura 3. Registro de F , de la velocidad y densidad del Viento Solar cada 1 minuto.

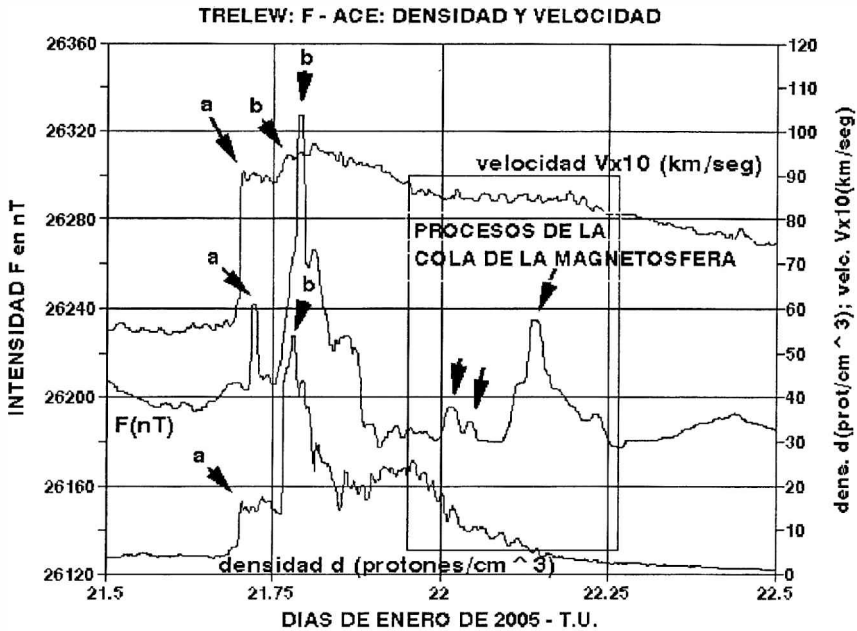


Figura 4. Registro ampliado de la Intensidad Total F , densidad y velocidad indicándose con “a” y “b” los Impulsos correlacionados de los efectos de las EMC. Las flechas dentro del recuadro marcan procesos que corresponden a la parte nocturna de la cavidad magnetosférica donde los procesos impulsivos podran estar relacionados con un intervalo prolongado de alta velocidad , a pesar de una disminución de la densidad pero actividad pulsante.

En la Figura 5 se presenta en mayor detalle el desarrollo de las Ondas de Choque y su efecto en F.

El tiempo transcurrido entre la recepción del primer pulso de v y d y el primer Impulso Brusco en F es de 26 minutos, señalado con “a” (Fig. 5), y de 27 minutos para el mayor y más importante impulso en d y F, pero no en v. La cavidad magnetosférica es en todo este intervalo de aproximadamente 150 minutos comprimida y luego de ello comienza todo el desarrollo en el interior de dicha cavidad magnetosférica el ingreso de partículas e intensificación del efecto de la Corriente Anillo. El incremento de F depende de las oleadas de partículas que producen una intensificación apreciable de d. Esta se manifiesta con un tiempo de retardo de 25 a 30 minutos aproximadamente. La velocidad v es un indicativo de la característica de ese

retardo, pues a valores mayores de v corresponden retardos menores, y viceversa.

CONCLUSIONES

Los aportes realizados por las sondas espaciales a la detección de las EMC, además de las mediciones de sus parámetros muestran la importancia en la interpretación, en principio somera, de los efectos que estos procesos solares producen sobre los registros en Observatorios Permanentes como el de Trelew. El registro digital de F de alta resolución temporal brinda una manera de dilucidar también las causas de las formas en estos procesos transitorios. Las aplicaciones de los datos de v y d como promedios horarios provistos por las bases de datos del SOHO (<http://umtof.umd.edu/pm/>) nos permiten en primera instancia interpretar los efectos de

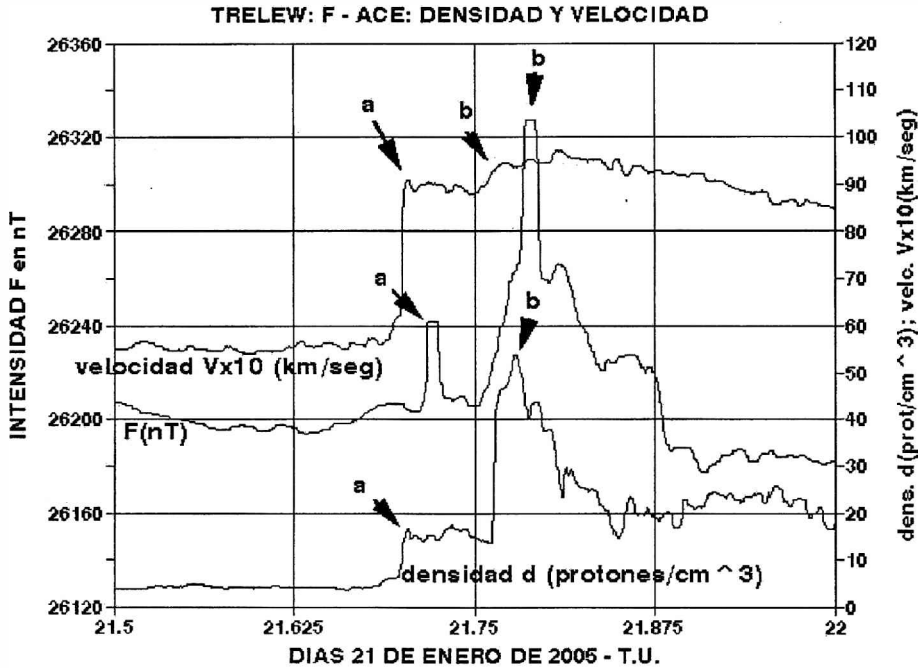


Figura 5. Detalle del desarrollo de los efectos en v, d y F de la Onda de Choque correspondiente a la EMC del flare producido en la mancha solar 720 (<http://www.SpaceWeather.com/>).

EMC y de los procesos del Viento Solar de alta velocidad que son emanados de los agujeros coronales que generan las Tormentas Magnéticas clásicas. Del análisis de estos dos fenómenos de EMC podemos concluir que los crecimientos de F dependen principalmente de los cambios o perturbaciones en d y que el parámetro v es un indicativo para la evolución del tránsito de dichas perturbaciones desde la ubicación de las sondas SOHO y ACE (a 1.5 millones de km de la Tierra), hasta su interacción con el campo magnético terrestre.

Estudios en la región de la AAS, permitirán evaluar la importancia de la tendencia decreciente de F y de la Intensidad de la EMC registrada en superficie respecto de los efectos que sufre la tecnología satelital por el ingreso de partículas energizadas en esta región produciendo daños en sus bancos de memoria (Baker 2005).

Los resultados de este estudio en un Observatorio de la Red Intermagnet aporta otra

forma de analizar las relaciones terrestres solares frente a la nueva disciplina denominada con el nombre "Climatología Espacial".

La Figura 6 concluye en forma de diagrama la relación existente Sol-Tierra como sistema integrado con procesos propios e interactivos, debido a lo global de los fenómenos y de las escalas espaciales y temporales, que los actores Sol y Tierra tienen en el escenario heliosférico. Se ha indicado un bloque especial para el espacio ocupado por la magnetovaina donde la transición de procesos magneto-hidrodinámicos, electrodinámicos, y de interconexión de líneas de campo tienen lugar.

Agradecimientos: Se agradece a la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de los EE.UU. (NASA) y a la Agencia Espacial Europea (ESA), por las facilidades para obtener los parámetros solares de las sondas SOHO y ACE a través de sus páginas web: "<http://umtof.umd.edu/pm>" y "[98](http://</p>
</div>
<div data-bbox=)

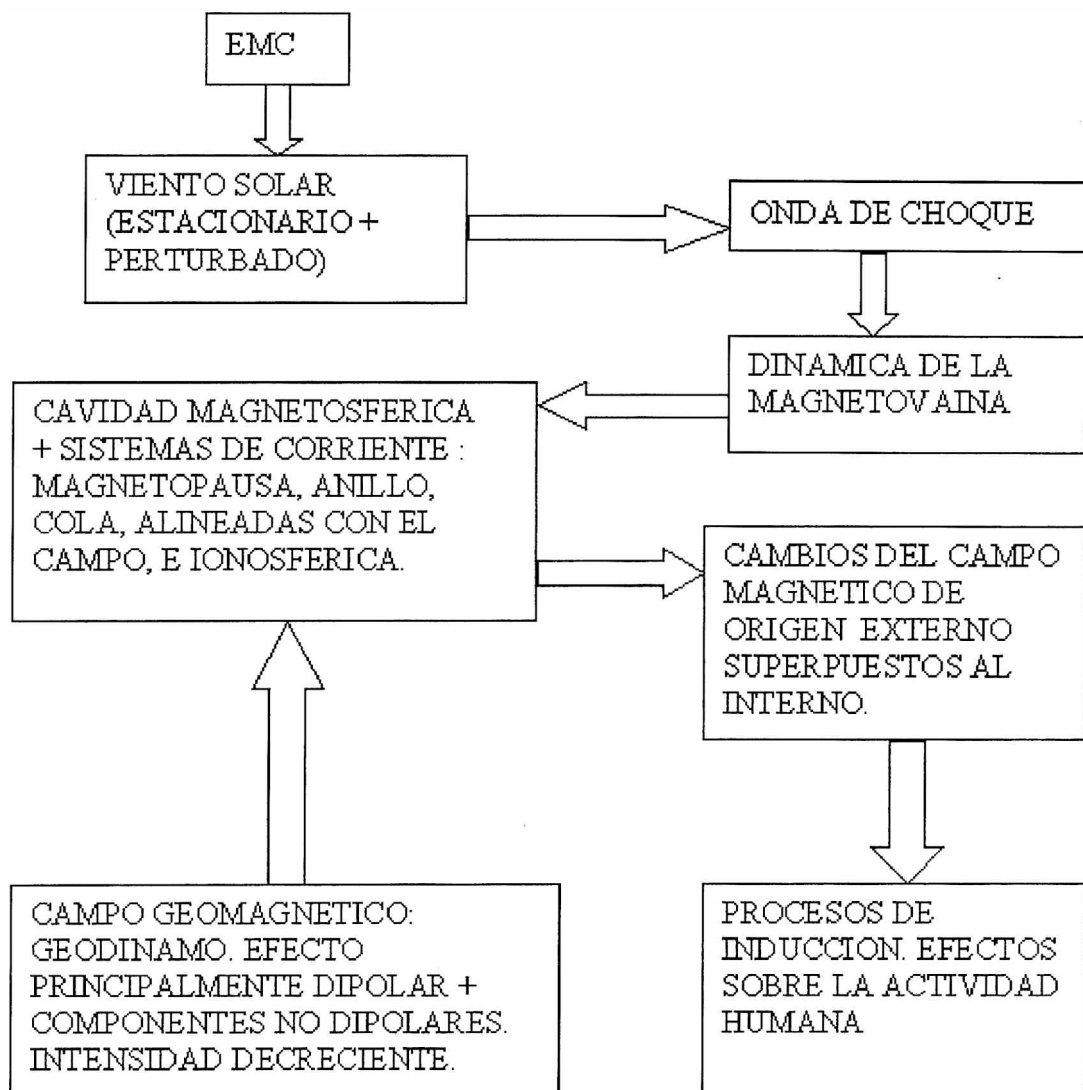


Figura 6. Diagrama conceptual de los procesos que actúan sobre la Cavity Magnetosférica, indicándose la disminución de la Intensidad del Campo Geomagnético.

www.srl.caltech.edu/ACE/", respectivamente.

REFERENCIAS

Aschwanden M. 2006. Physics of the Solar corona. Reprinted with correction. Springer, Berlin. Pp. 1-892.
 Baker D. N. 2005. Introduction to Space Weather in Space Weather. Ed by K. Scherer, H.

Fichtner, B. Heber and C. Mall, lectures notes in physics. Springer Berlin. Vol. 656. pp. 2-20.
 Cocconi G., T. Gold, K. Greisen, S. Hayaka, J. P. Morrison. 1958. the Cosmic Ray Flare Effect. Nuovo Chimento 8 pp.161.
 Kallenrode M. B. 2004. Space Physics 3 rd ED. Springer-Berlin pp. 1-484.
 Klimchuk J. A. 2001. Theory of Coronal Mass Ejection in Space Weather. Ed. By Song P., H. J.

Julio César Gianibelli, Nicolás Quaglino y Mónica Mac William

- Singer and G. L. Siscoe. Geophysical Monograph 125. American Geophysical Union. Washington D. C.
- Lindemann F. A. 1919. Note on the Theory of Magnetic Storms. *Phil. Mag.* 38. pp. 669.
- Parkinson W. D. 1983. Introduction to Geomagnetism. Scottish Academic Press-Edinburgh. Pp. 1-433.
- Piddington J. H. 1958. Interplanetary Magnetic Field and its control of cosmic-ray variation. *Phys. Rev.* 112. pp. 589.
- Pröls G. W. 2004. Physics of the Earth's Space. Environment Springer-Berlin pp. 1-533.
- Wimmer-Schweingruber R. F. 2005. Interplanetary Disturbances in Space Weather. Ed. By K. Scherer, H. Fichtner, B. Heber and C. Mall, lectures notes in physics. Springer Berlin. Vol. 656. pp. 71-129.

MODELO DE GEOIDE EN EL NOROESTE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

María Eugenia Gomez¹, Raúl Aníbal Perdomo^{1,2} y Daniel Del Cogliano^{1,2}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas-UNLP; " CONICET

² megomez@carina.fcaglp.unlp.edu.ar;perdomo@presi.unlp.edu.ar; daniel@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

Durante el año 2005 se ha realizado una re-densificación en el noroeste de la provincia de Buenos Aires, incorporando 22 puntos nuevos con cota IGM conocida sobre los que se han efectuado mediciones con GPS. Cada uno de ellos se midió con respecto a dos puntos de control pertenecientes a la red GEOBA'98, encontrándose durante el procesamiento de los respectivos vectores, una región bien definida en el extremo noroeste con discrepancias de entre 5 y 10 cm en altura elipsoidica para algunos puntos de la región. Esto último obligó a ajustar, además de las coordenadas de los puntos nuevos, las alturas de las estaciones de control Carlos Tejedor (CTEJ), Ameghino (AMEG) y Gral. Villegas (VILL) ya que los puntos que presentaban tales discrepancias estaban vinculados con las estaciones nombradas. Con este ajuste se resolvieron satisfactoriamente las diferencias señaladas.

Una vez realizada la compensación, haciendo uso de la altura GPS y la cota sobre el nivel medio del mar se obtuvieron las ondulaciones geoidales observadas (N). Esto mismo se calculó para 29 puntos más pertenecientes a densificaciones anteriores (dentro del mismo marco) que se incorporaron a fin de tener mayor información en esta zona.

Al análisis se agregaron en esta instancia, tres modelos geopotenciales globales. Se concluyó que el modelo que mejor representa al geoide observado es el modelo EIGEN-CG01c (Reigber *et al.*, 2004). Del análisis se desprende también que existe una región en la que se evidencia la falta de resolución de dichos modelos para dar cuenta de las variaciones de corta longitud de onda. Con la información obtenida, se procedió a la elaboración de un nuevo modelo de transformación de alturas para la región del noroeste

Palabras claves: GPS, geoide local, modelos geopotenciales globales, NO Buenos Aires

ABSTRACT

During 2005 a new densification of the geodetic network in the northwest of Buenos Aires province has been realized. 22 new points with known orthometric height have been added and measured using GPS. Each of them was related to two control points belonging to Geoba98. While processing GPS vectors, we found discrepancies of 5-10 cm between ellipsoidal heights in a well defined region related to Carlos Tejedor, Ameghino and General Villegas. This unexpected result obliged us to make a compensation not only for the new points but for the ellipsoidal heights of those three control stations which solved our problem satisfactorily.

Once we could establish precise geodetic coordinates, we proceed to compute geoid undulations (N) for the new points and also for 29 old points belonging to a previous densifications in the same reference frame.

At this time we added to the discussion three global geopotential models and we realized that EIGEN-CG01c (Reigber *et al.*, 2004) is the one that best fit observations. From this analysis we found the existence of a region not well solved by any of the models evidencing the low resolution of all of them. With that information, we built a new height transformation model which could be applied to the northwest of Buenos Aires province.

Keywords: GPS, local geoid, global geopotential model, NW Buenos Aires.

INTRODUCCION

El presente trabajo está orientado a obtener un modelo local de geode en el noroeste de la provincia de Buenos Aires. Como aplicación práctica este modelo permitiría convertir alturas elipsoidales en alturas sobre el nivel medio del mar teniendo al posicionamiento con GPS como herramienta para la nivelación en una región con graves problemas de inundaciones.

Esta actividad se encuadra en el mejoramiento del sistema de referencia terrestre, especialmente en su componente vertical y en lo que sigue se intentará:

1. Establecer una red de puntos con coordenadas geodésicas muy precisas en la región estudiada.
2. Analizar en la región de trabajo el modelo de transformación de alturas existente FCAG98 (Perdomo y Del Cogliano, 1999).
3. Mejorar el modelo existente incorporando los nuevos puntos al modelo original.
4. Estudiar la validez de modelos globales, especialmente el EIGEN-CG01c y EIGEN-CG03c. También serán considerados el EGM96 y el modelo local de transformación de alturas, FCAG98.

DENSIFICACION DE LA RED GEODESICA

Antecedentes

La densificación consistió en mediciones GPS sobre 36 puntos del noroeste de la provincia de Buenos Aires de los cuales se conoce su cota sobre el nivel medio del mar. De ellos, 22 son nuevos. Los restantes, previamente medidos entre 1998 y 2002, constituyeron el marco de referencia para el posicionamiento de los nuevos. Se apoyó en trabajos anteriores de densificación que tuvieron lugar entre 1998 y 2002. En 1998 se realizó la primera medición sobre 200 puntos de nivelación de los que se conocía también la cota sobre el nivel medio del mar. Estos

conforman la red GEOBA'98. Posteriormente, entre 2000 y 2001 se agregaron 102 puntos más (GEOBA02), vinculando toda la red medida a la red nacional POSGAR'94.

Si bien el marco de referencia de GEOBA'98 es POSGAR'94, GEOBA no posee los mismos problemas en altura que esta última (Perdomo *et al.*, 2001).

Con los puntos GEOBA'98 se construyó un modelo de transformación de alturas, FCAG98 (Perdomo y Del Cogliano, 1999), que permite interpolar N para cualquier lugar de la provincia. La densificación GEOBA02 permitió testear este modelo en todo el territorio arrojando como resultado que en el 84 % de los casos los errores no superan los 15 cm.

El presente trabajo se basa en una malla medianamente equiespaciada, siendo la distancia entre puntos de 30 km. Cada uno de los puntos nuevos fue medido al menos dos veces, siendo la duración de cada sesión de 3 a 6 horas. Cada observación se realizó contra la estación de control más cercana.

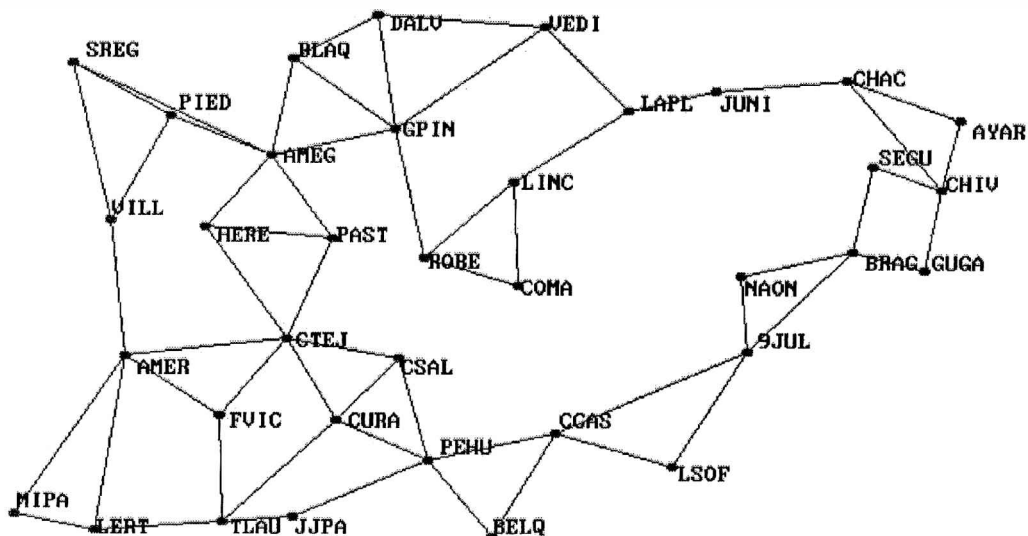
El Procesamiento

El procesamiento se llevó a cabo con el software GPSurvey 2.35. Se han procesado un total de 51 vectores. Gráficamente el resultado del procesamiento podrá apreciarse en la Figura 1.

Se ha efectuado también un cierre total de la red haciendo un recorrido por los vectores que marcan los bordes para estudiar la consistencia de los mismos. La distancia total del recorrido es de 908 km y el error total es de 0.03 ppm. Los errores encontrados en los cierres son típicamente de 0 a 1 cm. Aunque se advierten valores más altos que justifican la necesidad de una compensación. En principio, de acuerdo con la metodología original no era evidente la necesidad de realizar un ajuste.

Cada punto nuevo fue medido desde dos estaciones GEOBA'98 y se esperaba como consecuencia que las diferencias de altura en

Modelo de geoida en el noroeste de la provincia de Buenos Aires



60000m

ESC = EXIT

F6 = FULL VIEW

F8 = SET UPPER LEFT

F7 = SET LOWER RIGHT

Figura 1. Red resultante

el punto no superaran los 3 cm. Sin embargo, durante el procesamiento de los vectores se hallaron diferencias de hasta 10 cm cuando se compararon vectores que provienen de estaciones Robert (ROBE), Trenque Lauquen (TLAU) y Pehuajó (PEHU) con los que tienen su origen en estaciones como Ameghino (AMEG), Carlos Tejedor (CTEJ) y Gral. Villegas (VILL). Un ejemplo de esto es la altura obtenida para Francisco de Victoria (FVIC) medida desde Trenque Lauquen y Carlos Tejedor. Esta diferencia es de 11 cm. Otro ejemplo es Gral. Pinto (GPIN); las alturas calculadas para el mismo desde Robert y Vedia (VEDI) tienen una diferencia de 8 cm con la obtenida desde Ameghino. En la misma situación se encuentran las estaciones de Curarú (CURA), Carlos Salas (CSAL) y Lértora (LERT).

Si bien este ha sido un resultado inesperado, constituye un aporte al mejoramiento de la red GEOBA'98. En esta se puede notar que la región del noroeste de la provincia, en

particular la zona que concierne a Ameghino, Carlos Tejedor y Gral. Villegas, es geométricamente débil, pobremente vinculada con el resto de la red y en una zona de borde. Todos estos problemas se resuelven con una corrección aproximada de 10 cm en la altura de esos puntos. En función de este problema se diseñó una estrategia de ajuste que permita estimar objetivamente la corrección en altura de estas estaciones de control.

Ajuste

La compensación o ajuste de la red se realizó con el módulo de ajuste TRIMNET PLUS incluido en el Software GPSurvey ver 2.35. Luego de sucesivos experimentos, se optó por no fijar las estaciones de AMEG, CTEJ y VILL, arrojando esto diferencias en altura con respecto a las coordenadas originales que concordaron con el procesamiento.

Observaciones del ajuste: Las diferencias en altura señaladas en el procesamiento fueron

corroboradas en el ajuste de manera que al comparar las coordenadas finales con sus valores originales arrojaron las diferencias mostradas en Tabla 1.

EVALUACION DE LOS MODELOS GEOPOTENCIALES

Cálculo de la ondulación del geoida a partir de la nivelación

Con la altura elipsóidica de las coordenadas obtenidas mediante el ajuste realizado y la cota sobre el nivel medio del mar que se tenía de la nivelación IGM obtuvimos $N_{obs} = h - H$ la cual es una buena medida de la ondulación del geoida.

En esta nueva etapa se incorporaron 29 puntos correspondientes a la densificación GEOBA02 y estaciones pertenecientes a la red original. La incorporación de estos significa aportar toda la información útil en la región de estudio, e incorpora más puntos de frontera ampliando la zona para eliminar efectos no deseados de la interpolación de borde.

Se puede advertir que la altura de González Moreno (GMOR), uno de los puntos incorporados en esta instancia, no se corresponde con la publicada sino que ha sido modificada debido a que originalmente esta estación fue observada desde Villegas y durante este estudio sus coordenadas han sido ajustadas nuevamente.

De cada uno de estos puntos también se conoce la cota sobre el nivel medio del mar.

Tabla 1. Diferencias con las coordenadas de control. Las diferencias en la tercer columna ("h) son del orden de los 10 cm.

| Estación | Δ ["] | Δ ["] | Δh [m] |
|----------|--------------|--------------|----------------|
| AMEG | 0.0005 | -0.0011 | 0.07 |
| CTEJ | 0.0000 | -0.0004 | 0.09 |
| VILL | -0.0006 | -0.0007 | 0.10 |

Evaluación

El principal objetivo de este trabajo es obtener un modelo de geoida en el NO de la provincia de Buenos Aires. Para ello nos valdremos del análisis de tres modelos geopotenciales globales a fin de hallar aquel que mejor aproxima al geoida observado y junto con las ondulaciones observadas construir el modelo final.

Entre los modelos evaluados en la región también estará FCAG98, el cual es un modelo elaborado en la FCAG de carácter provincial. Se trata de un modelo numérico de transformación de cotas a partir de la información puntual de las diferencias h-H (N_{obs}) sobre los puntos de la red original y las diferencias $N_{obs} - N_{egm96}$. Este modelo permite estimar la altura ortométrica midiendo h con GPS en el marco de la red e interpolando las diferencias dentro de una grilla equiespaciada elaborada con el método de kriging.

Análisis del comportamiento de los modelos geopotenciales

En primera instancia se graficaron las ondulaciones obtenidas por los distintos modelos a partir de la creación de una grilla equiespaciada generada mediante el método de kriging y se calcularon las diferencias entre los valores de ondulación observados y aquellos predichos por los modelos propuestos en los 65 puntos resultantes. En particular se muestran en este informe los gráficos de ondulaciones observadas (Fig. 2a) y de las diferencias entre los valores observados y los diferentes modelos (Fig. 2 b, c y d).

Se puede advertir que los modelos globales ajustan bastante bien a las observaciones excepto en la región que involucra a las localidades de Naón (NAON), Bragado (BRAG), Los Toldos (LTOL), Cnel. Seguí (SEGU), Chivilcoy (CHIV). Estas diferencias con respecto a los valores observados tienen su origen en que los modelos geopotenciales

Modelo de geoida en el noroeste de la provincia de Buenos Aires

globales resuelven longitudes de onda de unos 110 km mientras que las diferencias observadas tienen lugar dentro de unos 40-50 km. Esto es, los modelos globales no pueden resolver longitudes de onda tan cortas.

El modelo EIGEN-CG01c sin embargo, es capaz de absorber el fuerte gradiente que existe por ejemplo en la zona de Santa Regina (SREG) la cual es bastante conflictiva sólo por el hecho de tratarse de un punto de frontera con la consecuente escasez de datos. En la Tabla 2 se encuentra el análisis estadístico de las diferencias.

De acuerdo con los valores estadísticos arrojados por las diferencias, el modelo que mejor aproxima los valores observados es FCAG98, lo cual es de esperar debido a que se trata de un modelo con muchos puntos en común con los. Pero si ahora nos centramos en los modelos globales, el modelo que mejor aproxima a los N observados

resulta ser el EIGEN-CG01c (desviación típica de 0.13 m contra 0.17 m del EGM96 y 0.19 m del EIGEN-CG03c). La diferencia promedio de -0.75 m. sólo pone en evidencia la diferencia de orígenes debida a que la red fue compensada en POSGAR'94. Fue necesario expresar los resultados en POSGAR'94 porque este constituye el marco de referencia nacional oficialmente adoptado y las coordenadas resultantes del ajuste serán incluidas en un trabajo de transferencia a nivel provincial.

Si tomamos el punto Campo Inchauspe y el de Arrecifes, de los cuales se conocen sus coordenadas geodésicas POSGAR'98 (Moirano *et al.*, 1998), POSGAR'94 y calculamos la diferencia, esta resulta ser de 0.583 m y 0.585 m respectivamente.

Si bien esta diferencia no es constante para toda la provincia, sí podría considerarse constante para una región relativamente pequeña como la considerada en este trabajo.

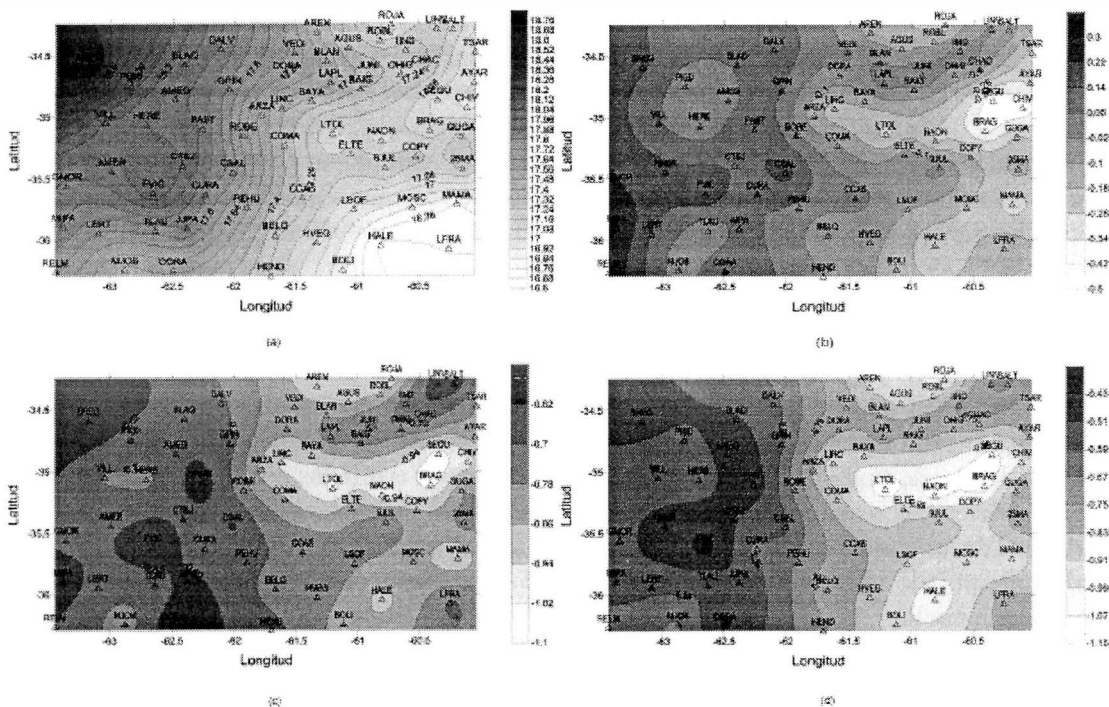


Figura 2. a) Nobs; b) Nobs-Negm96; c) Nobs-Neigen01; d) Nobs-Neigen03

Tabla 2. Análisis del comportamiento de los modelos geopotenciales y FCAG98. Siendo μ la media aritmética y σ el desvío estándar de las diferencias R_i

| Indicadores | EIGEN-CG01c | EGM96 | FCAG98 | EIGEN-CG03c |
|---------------|-------------|-------|--------|-------------|
| μ [m] | -0,75 | -0,05 | -0,04 | -0,76 |
| \hat{U} [m] | 0,13 | 0,17 | 0,09 | 0,19 |
| máx. [m] | 0,22 | 0,36 | 0,3 | 0,37 |
| mín.[m] | -0,31 | -0,44 | -0,14 | -0,38 |

Si la aplicáramos como corrección aproximada a todas las alturas elipsoidales calculadas, la diferencia promedio se vería reducida a -0.17 m (-0.75 m +0.58 m), valor que podemos considerar aceptable si tomamos en cuenta los errores de orígenes residuales provenientes de POSGAR'98, POSGAR'94, de la red de nivelación y el propio del EIGEN-CG01c.

MODELO RESULTANTE

Teniendo en cuenta el análisis estadístico y cualitativo de los modelos geopotenciales globales y de los métodos de interpolación comentados en las precedentes secciones, se han tomado las siguientes decisiones:

1. Utilizar como modelo de base el modelo geopotencial global EIGEN-CG01c de acuerdo con el análisis estadístico mostrado en Tabla 2.

2. Utilizar para mejorar el modelo existente la combinación de una grilla que permita interpolar las diferencias junto con el cálculo directo de los R_i , de manera que la interpolación de las diferencias resulte más sencilla por la suavidad de las variaciones (Fig. 2a y 2c) y al valor interpolado se le sume directamente el valor del modelo.

Para poner en práctica el procedimiento descrito en los ítems 1 y 2, se ha utilizado el software (Mendoza, 2000) diseñado para el cómputo de las ondulaciones correspondientes

a FCAG98. Se quitaron las grillas utilizadas por el mismo y se incorporaron las nuevas. La primera grilla contiene las diferencias y la segunda contiene las ondulaciones calculadas con el modelo EIGEN-CG01c para cada punto de la misma. Ambas grillas fueron construidas con el método de kriging.

Una vez ingresado el punto para el que se quiere determinar la ondulación del geoido con el modelo propuesto, el programa realiza una interpolación bilineal en cada grilla; de la grilla de las diferencias se obtiene una estimación del R_i y luego le suma la estimación del U interpolada de la segunda grilla. Esta suma da una estimación de la ondulación para el punto introducido.

CONCLUSIONES

En el transcurso del presente trabajo, se ha densificado con mediciones GPS una zona de la red geodésica de la provincia de Buenos Aires con escasez de datos y con esto mejorado la componente vertical del marco de referencia terrestre provincial.

Para hacer aquello efectivo se han realizado las siguientes actividades:

1. Tres campañas de medición con GPS cubriendo una superficie total de aproximadamente 100000 km² y dos campañas de reconocimiento.
2. Procesamiento de las observaciones y ajuste de las coordenadas. Como se ha comentado en el capítulo correspondiente, la compensación no era una actividad prevista, sino que se efectuó de acuerdo al análisis de los resultados arrojados por el procesamiento de las líneas de base, el cual puso de manifiesto la necesidad de ajustar coordenadas.
3. Evaluación de tres modelos geopotenciales (EGM96, EIGEN-CG01c y EIGEN-CG03c) y un modelo de ondulación del geoido regional (FCAG98) lo que permitió concluir que el modelo geopotencial que mejor aproxima las observaciones es el EIGEN-CG01c, presen-

tando una diferencia promedio de -75 cm para relacionada según se explicara previamente, con una diferencia de orígenes entre los sistemas considerados.

Este trabajo es una de las primeras evaluaciones en una región argentina, del comportamiento de los nuevos modelos obtenidos con las misiones CHAMP y GRACE (Reigber et al., 2004 y 2005)

4. Construcción de un modelo de transformación de alturas para la región estudiada utilizando las observaciones y resultados propios en combinación con el EIGEN-CG01c, y adaptación de un software existente para la transferencia de este resultado a los municipios del noroeste bonaerense.

5. En cuanto a la evaluación del modelo FCAG98, la matriz siguiente muestra el principal logro de este trabajo. Se han calculado las diferencias (en cm) entre el modelo FCAG98 y el desarrollado aquí en una serie de puntos equiespaciados unos 100 km (1°) que cubren toda la región del NO de la provincia de Buenos Aires: las columnas representan el cambio en longitud mientras que las filas representan la variación en latitud siendo el tamaño total de 2°x3° (desde -36.26 a -34.3 en latitud y desde -63.2 a -60.2 en longitud) y los elementos de la matriz son las diferencias entre un modelo y otro en centímetros.

$$Dif = \begin{pmatrix} +14 & +17 & 0 & +12 \\ +17 & +7 & +4 & +3 \\ +5 & +7 & +5 & -4 \end{pmatrix}$$

Se puede observar que las diferencias son significativas en el extremo noroeste justificando las hipótesis planteadas en las motivaciones de este trabajo. En el resto de la región, en general son de unos pocos centímetros, como cabía esperar.

Este trabajo pone de manifiesto la existencia de una región con variaciones de corta

longitud de onda en el eje Chivilcoy-Bragado-Los Toldos que justificarían una densificación localizada para definir mejor las características y límites de la zona en cuestión. Resulta evidente que los modelos globales no resuelven estos problemas de manera satisfactoria.

El fuerte gradiente observado en las ondulaciones en el extremo NO (proximidades de Santa Regina), confirmado por los modelos geopotenciales globales, justificaría la medición de al menos dos puntos más al norte y otros dos más al oeste de SREG.

Una investigación combinada con mediciones gravimétricas e información geológica permitiría avanzar en la comprensión del origen del comportamiento observado.

REFERENCIAS

- Beutler G., H. Bock, R. Dach, P. Fridez, W. Gurtner, U. Hugentobler, D. Ineichen, J. Johnson, M. Meindl, L. Mervant, M. Rothacher, S. Schaer, T. Springer and R. Weber, 2001. Manual Bernese GPS Software ver. 4.2, Astronomical Institute of Berna.
- Brunini C., R. Perdomo, A. Brunini, J. C. Usandivaras, J.L. Hormaechea, R. Pinciroli, D. Del Cogliano y F. Mayer, GPS Seminario'98. Fac. de Cs. Astronómicas y Geofísicas, UNLP.
- Drewes H., L. Sanchez. Seminario de Sistemas de Referencia en Geodesia.
- Förste C., F. Flechtner, R. Schmidt, U. Meyer, R. Stubenvoll, F. Barthelmes, R. König, K.H. Neumayer, M. Rothacher, C. Reigber, R. Biancale, S. Bruinsma, J.-M. Lemoine and J.C. Raimondo, 2005. A high resolution global gravity field model combining CHAMP and GRACE mission and altimetry/gravimetry surface gravity data.
- GFZ, Julio 2004. Joint CHAMP/GRACE Science Meeting.
- Hecimovic Z., June 2005. Spectral behavior of global gravitational models considering EUVN network, Symposium of the IAG Subcommission for Europe. European Reference Frame - EUREF 2004, Vienna.

- Heiskanen W. and H. Moritz. 1967. Physical Geodesy. Freeman. San Francisco y Londres.
- Hofmann-Wellenhof B., H. Lichtenegger and J. Collins, 1997. GPS, Theory and Practice. 5ª Edición. Springer, Berlin-New York.
- Lemoine F. G., S. C. Kenyon, J. K. Factor, R. G. Trimmer, N. K. Pavlis, D. S. Chinn, C. M. Cox, S. M. Klosko, S. B. Luthcke, M. H. Torrence, Y. M. Wang, R. G. Williamson, E. C. Pavlis, R. H. Rapp and T. R. Olson, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 20771 USA, July 1998. The Development of the joint NASA/GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96. Chapter 11.
- L. Mendoza, 2001. Desarrollo de software para transformación de alturas. Depto. de Astrometría FCAG. Comunicación privada.
- R. A. Mesén, Junio de 2001. Interpolación espacial. Escuela de Geografía. Universidad de Costa Rica.
- Red geodésica de alta precisión, MIVSP-FCAGLP 1998
- Densificación de la red geodésica de la provincia de Buenos Aires, MIVSP-FCAGLP 2002.
- Moirano J., C. Brunini, H. Dreves y K. Kaniuth, 1999. Definición del marco de Referencia Geodésico. Argentino mediante observaciones GPS como materialización del ITRS. Contribuciones a la geodesia en la Argentina de fines del siglo XX. UNR Editora.
- Natali P. y F. Azpilicueta. 2002. Sistema de Referencia Vertical en Argentina, XXI Reunión de la AAGG. Rosario.
- Perdomo R., L. Mendoza y R. Amorín, 2000. Discusión de la precisión real del modelo de Geoide Bonaerense. Actas de la XX Reunión Científica de la AAGG, Mendoza.
- R. Perdomo, E. D'Onofrio, M. Fiore, F. Mayer y R. Ramos. 1999. La Referencia Vertical. Contribuciones a la geodesia en la Argentina de fines del siglo XX. UNR Editora.
- Perdomo R., D. Del Cogliano, N. Di Crotche and K. Neuman, 2001. Advances in the calculation of a height transformation model in Buenos Aires province. IAG, actas de la Reunión de Cartagena.
- Reigber Ch., P. Schwintzer, R. Stubenvoll, R. Schmidt, F. Flechtner, U. Meyer, R. König, H. Neumayer, Ch. Förste, F. Barthelmes, S.Y. Zhu, G. Balmino, R. Biancale, J. M. Lamoine, H. Meixner and J. C. Raimondo, 2004. A high resolution global gravity field model combining CHAMP and GRACE satellite mission and surface data: EIGEN-CG01c.
- Seeber G. 1993. Satellite Geodesy. Walter de Gruyter, Berlin.
- Smith W. H. F. and P. Wessel, 1990, Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension, Geophysics, v. 55, n. 3, p. 293-305.
- Teunissen y Kleusberg 1996. GPS for Geodesy. Springer. Germany
- Torge W. 2001. Geodesy 3er. Edición. Walter de Gruyter, Berlin, NY.

ESTRUCTURA MAREOLOGICA EN NORPATAGONIA UTILIZANDO EL MODELO WQMAP

Carlos A. Mazio

*Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina- Montes de Oca 2124, 1271
Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. E-mail: mazio@hidro.gov.ar*

RESUMEN

El modelo hidrodinámico bidimensional WQMap, de amplio uso internacional, ha sido aplicado en el área de los tres golfos norpatagónicos (San Matías, San José y Nuevo) y aguas adyacentes de la plataforma continental argentina. Como datos de entrada al modelo indicado, se han utilizado la batimetría más actualizada y, para aplicar como condición de contorno en los bordes abiertos, la marea brindada por los modelos globales más confiables (se optó por el OSU). Después de diseñar una grilla de mucho detalle (con retículo casi cuadrado, de aproximadamente 1700 metros de lado) y de encontrar la estabilidad numérica correspondiente se seleccionaron 402 puntos distribuidos en el recinto, para los que WQMap generó, en cada uno de ellos, las series temporales de un mes de duración de la topografía (marea) y del movimiento (corriente) de las aguas.

Luego, dichas series fueron analizadas con el método armónico obteniéndose los valores de las constantes (amplitud y fase) de las principales ondas tanto de la marea como de las componentes de la corriente. En particular, se analizaron dos ondas diurnas (O_1 y K_1), tres semidiurnas (N_2 , M_2 y S_2) más importantes energéticamente y una cuartodiurna (M_4). Se han realizado comparaciones de los resultados obtenidos con aquéllos que fueron calculados a partir de datos de mediciones realizadas con anterioridad. Con las constantes armónicas de cada componente en los 402 puntos y mediante el Surfer, un programa muy adecuado para obtener óptimas distribuciones espaciales de isolíneas, se generaron, por un lado, las cartas de cotidales e isoamplitudes de las ondas de marea ya señaladas, y por otro, las correspondientes elipses de corriente. Las configuraciones brindadas permiten tener una adecuada imagen de la propagación y de la amplificación de las ondas de marea en esta región del litoral marítimo patagónico.

Palabras clave: oceanografía, dinámica, modelos, marea, Patagonia.

ABSTRACT

The hydrodynamic two-dimensional model, WQMap, of ample international use, has been applied in the area of the three northpatagonian gulfs (San Matias, San Jose and Nuevo) and adjacent waters of the Argentinian continental platform. About the input data to force the model, the bathymetry more updated has been used. Amplitudes and phases derived from Oregon State University (OSU) global model were used to force the model along the open boundaries. After to design a regular grid (each element almost square of approximately 1700 meters of side) and to find the numerical stability corresponding, 402 points were selected in the domain, for which WQMap generated, in each one of them, the temporary series of a month of duration of the topography (tide) and the movement (current) of waters.

Then, these series were analyzed with the harmonic method, obtaining the values of the constants (amplitude and phase) of the main waves. In particular, two diurnal waves (O_1 and K_1), and three semidiurnal waves (N_2 , M_2 and S_2) and one quarter diurnal (M_4) were analyzed to characterize the hydrodynamic state. Comparisons between the obtained computational results with the values calculated from data of measurements made previously. With the harmonics constants of each component in the 402 points and by means of the Surfer, a program to obtain optimal space distributions, were generated, on the one hand, the cotidal and corange charts of the tidal waves, and, on the other hand, the corresponding tidal current ellipses. The offered configurations allow having a suitable pattern of the propagation and the amplification of the tidal waves in the northpatagonian maritime coast.

Keywords: oceanography, dynamics, models, tide, Patagonian.

INTRODUCCION

Los golfos norpatagónicos (San Matías, San José y Nuevo, Figura 1) han sido de interés en la investigación de carácter oceanográfico, en particular en lo referente a su modelación hidrodinámica, pues una ajustada imagen de la topografía y circulación de las aguas, brindaría una herramienta de apoyo a las actividades de desarrollo (pesqueras, tráfico, turismo, portuarias, etc.) y científicas (por ejemplo, interacción mar-atmósfera, biología marina, etc.).

El trabajo presentado aquí es resultado de estudios realizados utilizando el modelo comercial WQMap (Water Quality Mapping, versión 5.0, 2004), de Applied Science Associates, mundialmente reconocido y aceptado (véase, por ejemplo, Spaulding et al., 1999), y que fuera adquirido mediante parte de los fondos suministrados por el proyecto GEF (Global Environmental Facility) Patagonia. Este proyecto tiene por objetivo la

prevención de la contaminación costera y la gestión de la diversidad biológica marina (Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Donación FMAM nro. 28385 – AR – PNUD ARG/02/018) y dentro del mismo se encuadra un subproyecto sobre el estudio de la circulación de las aguas del golfo San Matías mediante la aplicación de modelos hidrodinámicos forzados con marea y viento.

WQMap es un sistema de modelado de la hidrodinámica y de la calidad de agua y está compuesto de varias componentes integradas que dan soluciones temporales a las ecuaciones de conservación de masa, momento, energía, sal, sedimentos, etc. También incluye un GIS (Geographic Information System) para almacenar, mostrar y analizar cualquier tipo de datos referenciados geográficamente. El módulo hidrodinámico resuelve las ecuaciones de movimiento y de continuidad en la grilla diseñada para el recinto en estudio para predecir en función del tiempo el campo de elevaciones de la superficie del agua y el de

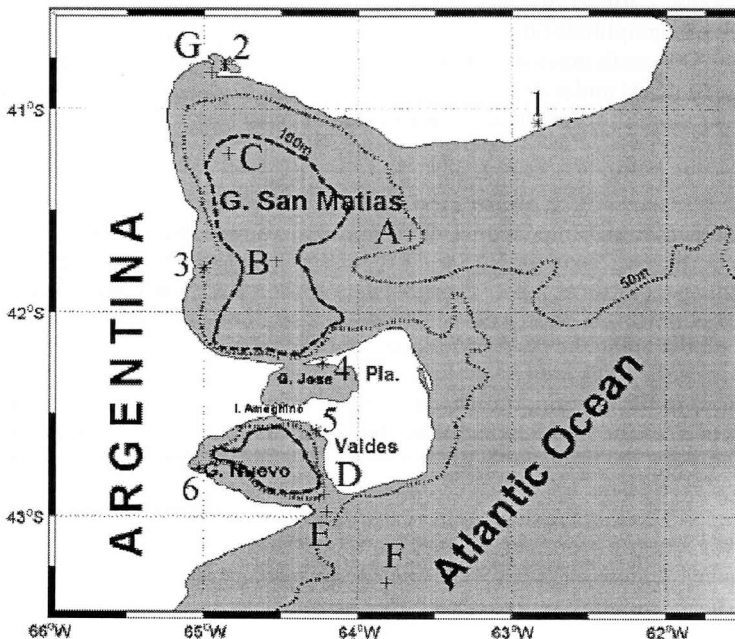


Figura 1. Área de estudio (* estación de marea, + estación de corriente, en Tabla 1 y 2 respectivamente la ubicación).

los vectores velocidad. Los posibles forzantes a implementar son: mareas, vientos, flujos de río y distribuciones de densidad. El modelo básico está configurado para ejecutarse en el modo bidimensional (promediado en la vertical).

Las ecuaciones hidrodinámicas tridimensionales contienen ondas de gravedad externas moviéndose rápidamente y ondas de gravedad internas (más lentas). WQMap desdobra las ecuaciones de movimiento en un modo exterior (ecuaciones promediadas en la vertical que permitirán calcular la topografía de aguas) y un modo interior (ecuaciones de estructura vertical para las corrientes y propiedades termodinámicas) y cuyas soluciones son obtenidas mediante un método semiimplícito (Madala y Piacsek, 1977).

IMPLEMENTACION DEL MODELO

Se seleccionó un recinto rectangular que comprendiese los tres golfos y lo suficientemente extendido hacia la plataforma marítima a fin de que las condiciones en los bordes abiertos dadas por los modelos globales fuesen representativas.

Es así que el mismo quedó delimitado entre los paralelos 40°38'52"S y 43°46'46"S y los meridianos 60°59'52"W y 65°20'36"W para el que se diseñó una grilla regular de 209 celdas según latitud por 249 celdas según longitud (celda de 1665 x 1961 metros).

La batimetría de la zona fue elaborada por Borjas (2004) y Borjas y Dragani (2004) y complementada mediante la digitalización electrónica de las cartas náuticas correspondientes, publicadas por el Servicio de Hidrografía Naval y de la topografía brindada por Topex. Las amplitudes y fases de la marea en los contornos abiertos fueron extraídas del modelo global OSU (Oregon State University, Egbert *et al.*, 1994) para forzar el modelo WQMap. Esta decisión obedeció a que usando OSU las constantes armónicas de la marea

calculadas de la serie generada en proximidades de Puerto Madryn, la estación más confiable, eran más ajustadas a las deducidas de mediciones que las que utilizaban como forzante las otras alternativas ofrecidas por WQMap (Schwidorski, Global Open Boundary File).

Con un paso temporal de un minuto, se hicieron ejecuciones del modelo para 402 puntos distribuidos en el recinto anterior, generándose series temporales de 33 días (debe tenerse en cuenta que un día al menos es necesario para su estabilización). Estas series temporales fueron analizadas con un conjunto de programas computacionales propio mediante el método armónico de cuadrados mínimos, que incluyen la inferencia y descontaminación de componentes (Mazio y Vara, 1981). En particular, se analizaron las ondas más energéticas en la banda diurna (O_1 y K_1), semidiurna (N_2 , M_2 y S_2) y cuartodiurna (M_4), obteniéndose las constantes armónicas (amplitud y época G referida a Greenwich, Schureman, 1958).

A fin de obtener una adecuada representación de las isolíneas de amplitud y

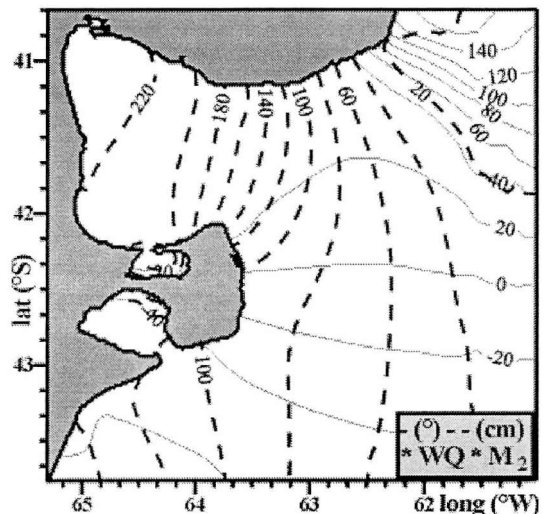


Figura 2. Configuración de época G (—) y corango de M_2 según resultados del modelo WQMap.

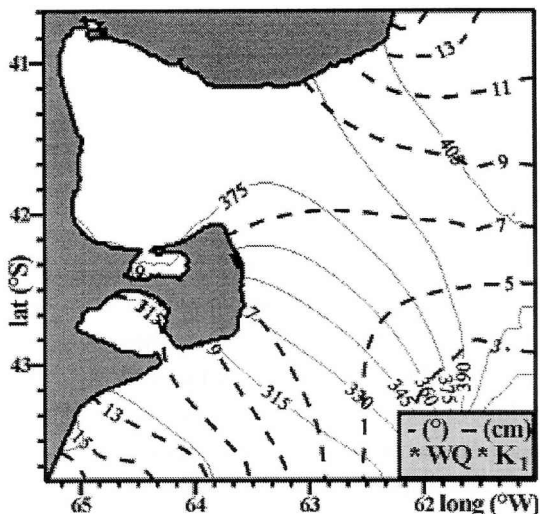


Figura 3: Configuración de época G (—) y corango (---) de K_1 según resultados del modelo WQMap

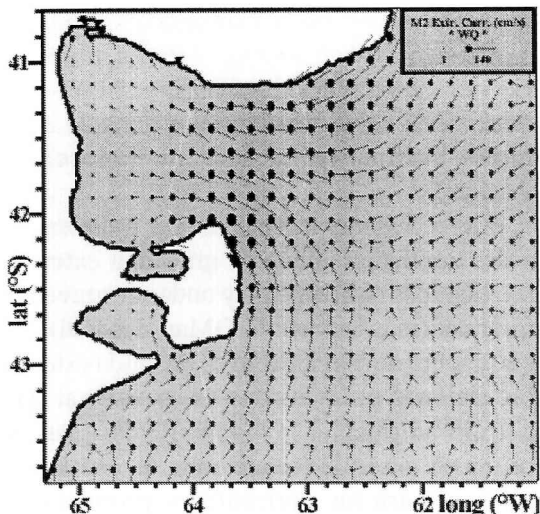


Figura 4: Carta de semiejes de la elipse de corriente de M_2 según resultados del modelo WQMap

fase de cada componente en toda la región de estudio, se utilizó la distribución estadística espacial conocida como kriging (Cressie, 1990) contenida en el programa Surfer (Surface Mapping System, de Golden Software Inc.). Se usó el tipo PointKriging que estima los valores de los puntos en los nodos de la grilla y con variograma lineal, recomendado como más efectivo en la variabilidad espacial del conjunto de datos. Por limitaciones de espacio, se ofrece solamente para la componente M_2 y K_1 (la más importante en la banda respectiva) la configuración de cotidales (igual época G) e isoamplitudes o corango (igual amplitud) en las Figuras 2 y 3. Con respecto a la corriente de marea, pareció más representativo dar (Fig. 4) los semiejes de la elipse descrita por la componente M_2 que caracterizan los extremos (máximo y mínimo) del flujo.

VALIDACION DEL MODELO

Para efectuar una validación adecuada del modelo WQMap con datos de marea y de corrientes disponibles en la zona de estudio, se consideró adecuado establecer com-

paraciones entre las constantes armónicas más representativas obtenidas a partir del modelo y las deducidas de las mediciones en el caso de mareas, y, en el caso de corrientes, la situación de máximo flujo. Asimismo, se incluye los resultados obtenidos con un modelo llamado M14 (Mazio y Dragani, 2000) que se había implementado con anterioridad.

Brevemente, el M14 también de carácter bidimensional, es un modelo que fue desarrollado e implementado entre los 40.5° y 43.5° S y los 62° y 65.5° W con 215×158 nodos (celda de 1815×2000 metros). Aquí las condiciones iniciales en los contornos abiertos se fueron modificando (por ensayo y error) hasta que la marea y corriente deducidas en las varias estaciones distribuidas en los golfos fueran razonablemente coincidentes con las mediciones.

En las Figuras 5 y 6 se ilustran la configuración de isolíneas (cotidales y corango) para las componentes M_2 y K_1 y en la Figura 7 los ejes de la elipse de la corriente principal M_2 todas resultado de los valores generados por el modelo M14.

Entre algunos modelos disponibles, en el barotrópico del Atlántico sur-occidental

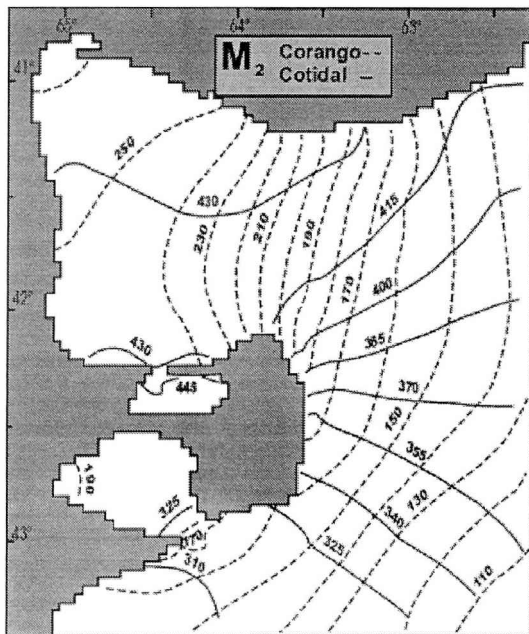


Figura 5. Configuración de época G (— en °) y corango (- - en cm) de M_2 según resultados del modelo M14

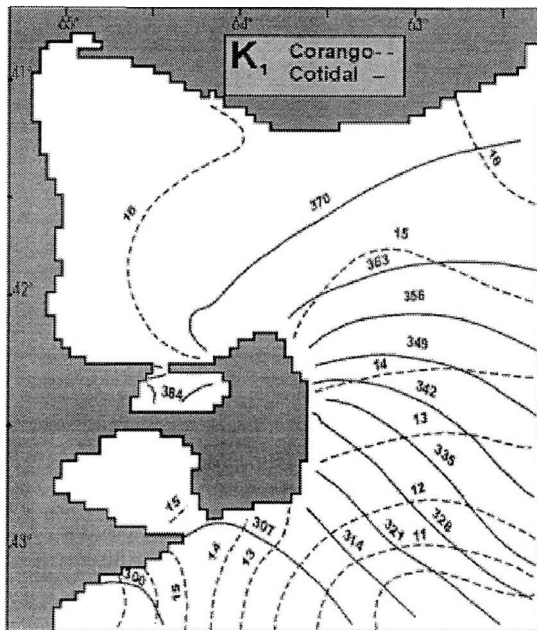


Figura 6: Configuración de época G (— en °) y corango (- - en cm) de K_1 según resultados del modelo M14

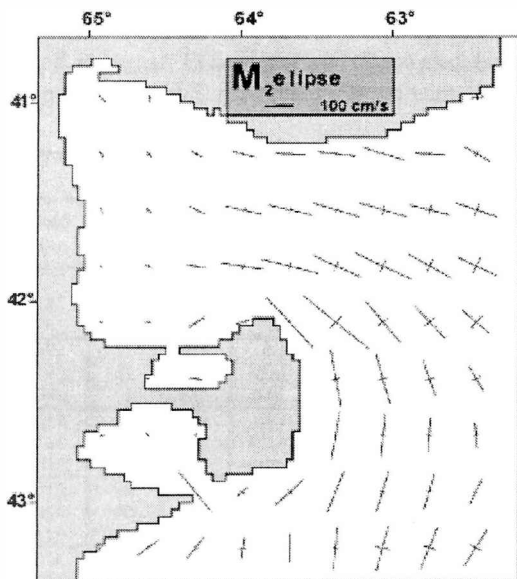


Figura 7. Carta de los ejes de la elipse de corriente de M_2 según resultados del modelo M14

(Glorioso y Flather, 1995), puede apreciarse una mucha menor amplificación de las componentes M_2 y K_1 (no superan 200 y 12 cm, respectivamente, en el saco del golfo San Matías) y un corrimiento en fase mayor (350° para la G de M_2 en Puerto Madryn) que las halladas aquí. Por otra parte se verifica lo afirmado por estos autores respecto a la importancia de las corrientes en la banda diurna: en la boca del San Matías, 12 cm/s para el semieje mayor aunque la dirección es algo distinta (NNE-SSW) tanto para O_1 como para K_1 .

En la Tabla 1 se comparan las constantes armónicas de las componentes de marea más representativas, una semidiurna (M_2) y la otra diurna (K_1) en seis estaciones costeras (* en la Figura 1), calculadas con las mediciones y con los modelos M14 y WQMap. En la Tabla 2 se indican para la máxima corriente de flujo de la componente más importante (M_2): la

ocurrencia (en horas lunares medias desde la culminación del astro ficticio asociado a dicha componente), la intensidad y el rumbo para siete estaciones de medición de corrientes (dándose el año de su realización, y señaladas con + en la Figura 1).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Sin entrar en un examen detallado, puede decirse que, en contraste con las componentes semidiurnas, las diurnas tienen un comportamiento muy regular en todo el golfo San Matías. La amplitud de la K_1 es casi 9 cm y un tiempo de tránsito de alrededor de 80 minutos, muy próximo al de la componente M_2 . Esto muestra claramente la dispar respuesta de estos golfos a las diferentes frecuencias de excitación de la onda de marea: una gran amplificación para la banda semidiurna, una uniformidad para la diurna y una marcada generación de la componente M_4 de aguas someras (no ilustrada por la limitación de espacio). Puede apreciarse también las débiles

corrientes de marea en el interior del golfo Nuevo y las muy intensas en el extremo norte de la península Valdés y en Puerto San Antonio.

De las comparaciones entre los resultados de los modelos con las mediciones directas disponibles más confiables, puede concluirse que ambos modelos dan para la marea distribuciones espaciales de isolíneas bastante parecidas aunque los valores de las constantes armónicas deducidos del M14 son mejores que los del WQMap. Por otra parte, la corriente calculada por el WQMap, y especialmente en regiones costeras (por ejemplo, San Antonio), es más precisa que el M14. Una posible explicación de las anteriores conclusiones sería que el WQMap maneja más apropiadamente la dinámica de aguas someras al haberse usado una batimetría de mayor detalle y calidad que el M14, pero éste da una topografía de marea mejor, quizá porque las condiciones en el borde abierto no son lo suficientemente precisas.

Tabla 1: Comparación para componentes de marea obtenidas de mediciones y por modelos M14 y WQMap (H amplitud, G época referida a Greenwich)

| Estación de marea | La. (°S) Lo. (°W) | Res. | Comp. K_1 | | Comp. M_2 | |
|----------------------|----------------------|------|-------------|-----|-------------|-----|
| | | | H | G | H | G |
| | | | cm | (°) | cm | (°) |
| 1 - Faro Río Negro | 41° 04' 62° 50' | Med. | 14 | 19 | 158 | 85 |
| | | M14 | 16 | 12 | 152 | 58 |
| | | WQ | 10 | 35 | 64 | 31 |
| 2 - Pto. San Antonio | 40° 47' 64° 52' | Med. | 20 | 7 | 314 | 72 |
| | | M14 | 18 | 16 | 262 | 77 |
| | | WQ | 9 | 18 | 234 | 35 |
| 3 - Punta Colorada | 41° 42' 65° 00' | Med. | 16 | 15 | 284 | 62 |
| | | M14 | 17 | 14 | 253 | 65 |
| | | WQ | 9 | 17 | 221 | 31 |
| 4 - Fond. San Román | 42° 15' 64° 14' | Med. | 16 | 19 | 289 | 72 |
| | | M14 | 17 | 19 | 239 | 85 |
| | | WQ | 9 | 18 | 227 | 35 |
| 5 - Puerto Pirámide | 42° 35' 64° 17' | Med. | 18 | 309 | 185 | 321 |
| | | M14 | 16 | 310 | 186 | 335 |
| | | WQ | 11 | 316 | 156 | 324 |
| 6 - Puerto Madryn | 42° 46' 65° 02' | Med. | 18 | 310 | 189 | 320 |
| | | M14 | 16 | 310 | 190 | 335 |
| | | WQ | 11 | 308 | 135 | 313 |

Tabla 2: Comparación de corriente M_2 observada y modelada con M14 y WQMap (T tiempo en horas lunares medias, V intensidad y Rum. rumbo) para máximo flujo

| Est. de corr. (año) | Componente M_2 | | | | |
|------------------------|----------------------|------|---------|--------|----------|
| | La.(°S) Lo.(°W) | Res. | T (hlm) | V cm/s | Rum. (°) |
| A - (1977) | 41° 37'1 63° 40' | Obs. | 10.5 | 105 | 281 |
| | | M14 | 10.1 | 101 | 281 |
| | | WQ | 10.1 | 78 | 282 |
| B - (1977) | 41° 45'1 64° 32' | Obs. | 11.2 | 18 | 294 |
| | | M14 | 10.8 | 18 | 291 |
| | | WQ | 10.2 | 17 | 290 |
| C - (1987) | 41° 12'9 64° 50'6 | Obs. | 11.6 | 11 | 310 |
| | | M14 | 10.9 | 13 | 312 |
| | | WQ | 10.2 | 11 | 316 |
| D - (1972/73) | 42° 54'7 64° 14' | Obs. | 9.1 | 29 | 316 |
| | | M14 | 7.8 | 50 | 320 |
| | | WQ | 10.2 | 50 | 273 |
| E - (1991) | 42° 58'8 64° 12'2 | Obs. | 9.4 | 49 | 320 |
| | | M14 | 8.1 | 50 | 353 |
| | | WQ | 5.6 | 36 | 249 |
| F - (1991) | 43° 19'2 63° 48'8 | Obs. | 11.3 | 38 | 41 |
| | | M14 | 10.0 | 67 | 48 |
| | | WQ | 11.1 | 41 | 43 |
| G - San Antonio (2003) | 40° 48'5 64° 55'8 | Obs. | 11.2 | 69 | 19 |
| | | M14 | 11.0 | 13 | 350 |
| | | WQ | 10.9 | 74 | 45 |

Como ejemplos de las anteriores aseveraciones, pueden mencionarse, por un lado, que la importante energía en aguas someras queda bien caracterizada por los valores generados por WQMap de la componente M_4 dando para las zonas más activas en procesos no lineales: 16.5 cm en Puerto Madryn, 5.7 cm en Puerto San Antonio (19.2 y 5.1 respectivamente, según mediciones). Adicionalmente se han analizado otras componentes tal como la importante MS_4 con amplitud modelada de 9.4 cm frente a 9.6 cm medida en Puerto Madryn.

Por otro lado, y de la Tabla 1, se aprecia que el modelo WQMap subestima la amplitud de la marea, mucho más claramente en la banda semidiurna representada allí por la M_2 que en la diurna (K_1), sugiriendo que las constantes armónicas dadas por OSU para la forzante deberían corregirse (más amplificación y pequeña corrección en fase). El modelo HamSOM aplicado a la plataforma continental argentina (Simionato *et al.*, 2004), con, por ejemplo, 3.23m y 84° para la amplitud y fase para M_2 en San Antonio, señala que el modelado tridimensional favorece un mejor ajuste.

REFERENCIAS

- Borjas, R. D. V., 2004. Elaboración de batimetrías digitales en áreas costeras para la aplicación de un modelo numérico de circulación oceánica. Proyecto GEF Patagonia, Tesis realizada para obtener el título de Licenciado en Cartografía en la Escuela de Ciencias del Mar, Instituto Universitario Naval de la Armada Argentina.
- Borjas, R. D. V. y W. Dragani, 2004. Generación de batimetrías digitales para la modelación matemática de la circulación oceánica costera en Patagonia, comunicación presentada ante la 22a Reunión Científica de Geofísica y Geodesía (AAGG), Ciudad Autónoma de Buenos Aires, entre el 6 y el 10 de septiembre de 2004.
- Cressie, N. A. C., 1990. The Origins of Kriging. *Mathematical Geology*, v. 22, 239-252.
- Egbert, G. D., Bennett, A. F. and Foreman, M. G. G., 1994. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *J. Geophys. Res.*, 99, 24821-24852.
- Glorioso, P. D. y Flather, R. A., 1995. A barotropic modelo f the currents off southeastern South America. *J. Geophys. Res.*, 100, 13427-13440.
- Madala, R. V. y Piacsek, S. A., 1977. A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans. *J. of Comp. Physics*, 23, 167-178.
- Mazio, C. A. y Vara, C. D., 1981 Inferencia y descontaminación de componentes de marea. *Serv. Hidr. Naval, Dpto. Oceanog. Inf. Téc.* 11, pp. 11.
- Mazio, C.A. y Dragani, W. C., 2000, Hidrodinámica de los golfos norpatagónicos, comunicación presentada ante las IV Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, Puerto Madryn, 11-15 de septiembre de 2000.
- Schureman, P., 1958. Manual of harmonic analysis and prediction of tides, Special Publ. N° 98, U. S. Government Printing Office, Washington, pp. 317.
- Simionato, C. G., Dragani, W., Nuñez, M. y Engel, M., 2004. A set of 3-D nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Rio de la Plata estuary. Part I: M_2 , *J. of Coastal Res.*, 20, 3, 893-912.
- Spaulding, M. L., Mendelsohn, D. L. Y Swanson, J. C., 1999. WQMap: An integrated three-dimensional hydrodynamic and water quality model system for estuarine and coastal applications. *Marine Tech. Soc. J., Advances in ocean and coastal modeling*, vol. 33, n° 3, 38-54.

SISTEMA GPS DE GUIADO AUTONOMO CORREGIDO

L. Mendoza ¹, R. Perdomo ^{1,2} y D. Del Cogliano ^{1,2}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas - Universidad Nacional de La Plata.

² CONICET

lmendoza@carina.fcaglp.unlp.edu.ar; perdomo@fcaglp.unlp.edu.ar; daniel@fcaglp.unlp.edu.ar

RESUMEN

La Agricultura de Precisión (AP) utiliza un conjunto de herramientas técnicas e informáticas a fin de optimizar el manejo específico del sitio de cultivo. Estas herramientas incluyen *software* SIG y estadístico, sensores remotos, registros en el terreno, la aplicación controlada de agroquímicos y sistemas para el guiado preciso de la maquinaria agrícola. Se desarrolla aquí un software original para guiado autónomo que satisface los requerimientos de precisión para algunas aplicaciones de la AP.

Palabras claves: GPS, sistema de guiado autónomo preciso, agricultura de precisión, DGPS

ABSTRACT

The Precision Agriculture (PA) uses many technical and computational tools to optimize the site-specific management of the land. These tools include GIS and statistical software, remote sensors instruments, records on the field, variable agrochemicals dose, and precise guiding systems. We describe here an original software for an autonomous guiding system which satisfies many PA requirements.

Keywords: GPS, autonomous guiding system, precision agriculture, DGPS

MOTIVACION

Cuando las precisiones requeridas por la AP son intermedias (decenas de centímetros) como ocurre al guiar maquinaria agrícola, se utilizan generalmente dos métodos de posicionamiento: los sistemas DGPS (*Differential GPS*) y los sistemas autónomos corregidos, conocidos comercialmente como *e-Dif* (*Extended Differential*).

Los sistemas de tipo autónomo corregido presentan ventajas respecto de los sistemas DGPS: menor costo de implementación; no requieren pago de suscripciones; no dependen de la disponibilidad de la señal correctora; es posible utilizarlos en todo el planeta.

Sin embargo la información disponible sobre su funcionamiento y comportamiento es muy escasa y su utilización práctica es distinta

de la de los sistemas DGPS, lo que puede llevar a un uso inadecuado por parte de los usuarios.

Para experimentar y evaluar las aplicaciones de este tipo de sistemas se desarrolló un algoritmo original de guiado autónomo.

SISTEMA DESARROLLADO

Introducción

Las siglas *e-Dif* provienen del término *extended diferencial*. Este sistema genera correcciones autónomas respecto de una coordenada de referencia arbitraria y las extrapola en el tiempo asegurando un posicionamiento relativo muy consistente.

El método que se desarrolla aquí fue diseñado para ser implementado sobre un receptor monofrecuencia utilizando el

observable pseudo distancia y el observable fase. El observable pseudo distancia para la época t se modela según la ecuación (1), donde n es el número de satélites registrados en la época t ; j es el superíndice identificador de satélite; τ es tiempo de viaje de la señal [s]; ρ es la distancia geométrica sitio-satélite [m]; C es el observable pseudo distancia [m]; t es el tiempo de recepción en la escala GPS [s]; δt es el *offset* del reloj del receptor [s]; δt^j es el *offset* del reloj del satélite [s]; c es la velocidad de la luz en el vacío [m/s] y ε es el error de observación [m].

En la ecuación (1), el término ε contiene el error aleatorio del código C/A así como también los errores sistemáticos no modelados. Tanto las coordenadas ECEF (Earth Centered Earth Fixed) de los satélites como

el *offset* del reloj de los mismos están implícitos en esta ecuación y se calculan a partir de la información contenida en el mensaje de navegación. Los parámetros de modelo a estimar son entonces las coordenadas ECEF del sitio y el *offset* del reloj del receptor.

Para estimar los parámetros se linealiza la ecuación (1) y se utilizan valores \mathbf{r}_0 y δt_0 *a priori* de las coordenadas del sitio y del *offset* del reloj del receptor, lo que resulta en la ecuación (2), donde los Δp_i son ahora los parámetros a estimar en la ecuación (3)

Luego de evaluar las derivadas de la modelización (matriz de diseño), de construir el término independiente (O-C) y descartando los términos de mayor orden, la ecuación (2) toma la forma de la ecuación (4), donde se

$$C^j(t) = \rho^j(t - \tau^j, t) + c\delta t(t) - c\delta t^j(t - \tau^j) + \varepsilon^j(t) \quad j = 1, \dots, n \quad (1)$$

$$\Delta C^j(t - \tau^j, t) = \sum_{i=1}^4 \frac{\partial C^j(t)}{\partial p_i(t)} \Big|_{p_1^0 \dots p_4^0} \Delta p_i(t) + \underbrace{\mathcal{O}(\Delta p_i(t)^2)}_{\text{errores de mayor orden}} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} (\Delta p_1, \Delta p_2, \Delta p_3)^T &= (\Delta X, \Delta Y, \Delta Z)^T = \mathbf{r} - \mathbf{r}_0 = \Delta \mathbf{r} \\ \Delta p_4 &= \delta t(t) - \delta t_0 = \Delta \delta t \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} &\underbrace{C^j(t) - \|\mathbf{r}^j(t - \tau^j) - \mathbf{r}_0\| + c\delta t^j(t - \tau^j) - c\delta t_0}_{\text{observado - calculado}} = \\ &= \underbrace{-\mathbf{u}^j|_{\mathbf{r}^j(t - \tau^j), \mathbf{r}_0}}_{\text{calculado}} \cdot \underbrace{\Delta \mathbf{r}(t)}_{\text{3 incógnitas}} + \underbrace{c}_{\text{cte.}} \underbrace{\Delta \delta t(t)}_{\text{1 incógnita}} \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{pmatrix} \Delta C^1(t_1 - \tau^1, t_1) \\ \vdots \\ \Delta C^{n_1}(t_1 - \tau^{n_1}, t_1) \\ \Delta C^1(t_2 - \tau^1, t_2) \\ \vdots \\ \Delta C^{n_2}(t_2 - \tau^{n_2}, t_2) \\ \vdots \\ \Delta C^1(t_m - \tau^1, t_m) \\ \vdots \\ \Delta C^{n_m}(t_m - \tau^{n_m}, t_m) \end{pmatrix} = \underbrace{\begin{pmatrix} -(\mathbf{u}^1(t_1 - \tau^1))^T & c & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -(\mathbf{u}^{n_1}(t_1 - \tau^{n_1}))^T & c & 0 & \dots & 0 \\ -(\mathbf{u}^1(t_2 - \tau^1))^T & 0 & c & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -(\mathbf{u}^{n_2}(t_2 - \tau^{n_2}))^T & 0 & c & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -(\mathbf{u}^1(t_m - \tau^1))^T & 0 & 0 & \dots & c \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ -(\mathbf{u}^{n_m}(t_m - \tau^{n_m}))^T & 0 & 0 & \dots & c \end{pmatrix}}_{\text{matriz de diseño}} \begin{pmatrix} \Delta \mathbf{r} \\ \Delta \delta t_1 \\ \Delta \delta t_2 \\ \vdots \\ \Delta \delta t_m \end{pmatrix} \quad (5)$$

utilizó el versor \mathbf{u} de cosenos directores sitio-satélite (en el sistema ECEF).

Inicialización

Las ecuaciones de observación ecuación (4) son acumuladas durante un tiempo de inicialización Δt_{ini} en el cual el vehículo se mantiene estático. El sistema de ecuaciones completo tiene la forma la ecuación (5).

El total de incógnitas será de $m+3$, siendo m el número de épocas, contando las m incógnitas $\Delta \delta t_i$ del reloj del receptor más las tres incógnitas $\Delta \mathbf{r}$ de posición.

Se asume que los errores de observación tienen igual varianza, y que no están correlacionados entre sí, y se resuelve el sistema por el método de cuadrados mínimos. Una vez que se determinaron las incógnitas se calculan los residuos a través de la ecuación (6), donde se han utilizado las definiciones de la ecuación (7).

Cada vector \mathbf{V}_i consiste en los residuos mezclados correspondientes a los satélites registrados en la época t_i . El conjunto total de residuos correspondientes a cada satélite

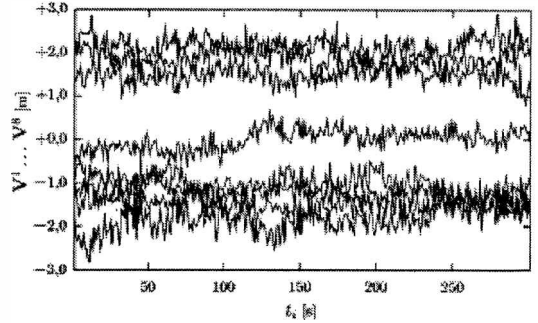


Figura 1. Ejemplo de residuos de inicialización para 8 satélites luego de 5 minutos de inicialización. Se observa claramente la presencia de importantes efectos sistemáticos no modelados (los residuos de cada satélite mantienen un apartamiento sistemático respecto de cero).

registrado a lo largo de la inicialización puede construirse en la ecuación (8) donde k y q , para $j=1,2,\dots, n_{sat}$ son respectivamente la época inicial de registro y el número total de registros correspondientes al satélite SV^j . Se dispone entonces de n_{sat} vectores de residuos \mathbf{V}^j , uno por cada uno de los satélites registrados (Fig. 1).

$$\mathbf{V}_i = \mathbf{L}_i - \mathbf{A}_i \Delta \mathbf{r} - \mathbf{B}_i \Delta \delta t_i \quad i = 1, 2, \dots, m \tag{6}$$

$$\mathbf{L}_i = \underbrace{\begin{pmatrix} \Delta C^1(t_i - \tau^1, t_i) \\ \vdots \\ \Delta C^{n_i}(t_i - \tau^{n_i}, t_i) \end{pmatrix}}_{(n_i \times 1)} \quad \mathbf{A}_i = \underbrace{\begin{pmatrix} -(\mathbf{u}^1(t_i - \tau^1))^T \\ \vdots \\ -(\mathbf{u}^{n_i}(t_i - \tau^{n_i}))^T \end{pmatrix}}_{(n_i \times 3)} \quad \mathbf{B}_i = \underbrace{\begin{pmatrix} c \\ \vdots \\ c \end{pmatrix}}_{(n_i \times 1)} \tag{7}$$

$$\underbrace{\begin{pmatrix} v_{k^1} \\ v_{k^1+1} \\ \vdots \\ v_{k^1+q^1-1} \end{pmatrix}}_{\mathbf{V}^1}^{SV^1} \quad \underbrace{\begin{pmatrix} v_{k^2} \\ v_{k^2+1} \\ \vdots \\ v_{k^2+q^2-1} \end{pmatrix}}_{\mathbf{V}^2}^{SV^2} \quad \dots \quad \underbrace{\begin{pmatrix} v_{k^{n_{sat}}} \\ v_{k^{n_{sat}}+1} \\ \vdots \\ v_{k^{n_{sat}}+q^{n_{sat}}-1} \end{pmatrix}}_{\mathbf{V}^{n_{sat}}}^{SV^{n_{sat}}} \tag{8}$$

$(q^1 \times 1) \qquad (q^2 \times 1) \qquad \qquad \qquad (q^{n_{sat}} \times 1)$

Modelado de residuos

Los vectores V^j contienen información sobre las deficiencias sistemáticas de modelado al utilizar la ecuación (4). El método desarrollado consiste en modelar numéricamente estos residuos de una manera adecuada para poder mitigar estas deficiencias en las ecuaciones de observación para las épocas $t > t_m$ posteriores al intervalo de inicialización.

Esta forma de modelar los residuos necesariamente es válida para un periodo de tiempo útil luego del cual se espera que los errores sistemáticos dejen de ser adecuadamente corregidos.

Sin embargo es posible plantear un paulatino mejoramiento de la modelización de los residuos analizando los mismos para épocas posteriores al tiempo de inicialización Δt_{mi} .

Para modelar los residuos se utiliza una función simple, que no solo los representa adecuadamente, sino que además se adapta al los fines de extrapolar la información en el tiempo. La función utilizada es lineal (recta) de la forma de la ecuación (9).

Se estiman los coeficientes para cada satélite utilizando el método de cuadrados mínimos y finalmente se cuenta con n_{sat} rectas según la ecuación (10).

Remoción de los errores sistemáticos

Luego del proceso de inicialización las ecuaciones se resuelven en forma instantánea, es decir época a época, permitiendo el guiado del vehículo.

La información contenida en las rectas p^j se incorpora a las ecuaciones de observación linealizadas que entonces toman la forma de la ecuación (11).

La modificación anterior a la ecuación (4) resulta en un significativo aumento en la precisión σ_i de las soluciones instantáneas ya que los parámetros de modelado $\Delta r(t)$ y $\Delta \delta t(t)$ no deben absorber aquellos efectos sistemáticos de primer orden que son removidos de los observables (Fig. 2).

Por otra parte, al disminuir apreciablemente los errores sistemáticos que afectan a las observaciones de cada satélite las soluciones de ecuación (11) se estabilizan respecto de la pérdida de señal de alguno de los satélites registrados, es decir, la pérdida de algún satélite no produce un salto de las coordenadas estimadas.

Suavizado del observable

A fin de disminuir el error en el guiado se construyó un nuevo observable con menor ruido observacional combinando la información contenida en el código C/A con la

$$p^j(t) = a^j(t - t_{k^j}) + b^j \quad j = 1, \dots, n_{sat} \tag{9}$$

$$v_i^j = a^j(t_i - t_{k^j}) + b^j \quad i = \underbrace{k^j, k^j + 1, \dots, k^j + q^j - 1}_{\text{cada época}} \quad j = \underbrace{1, \dots, n_{sat}}_{\text{cada satélite}} \tag{10}$$

$$\underbrace{C^j(t) - \|r^j(t - \tau^j) - r_0\| + c\delta t^j(t - \tau^j) - c\delta t_0 - a^j(t_i - t_{k^j}) - b^j}_{\text{observado} - \text{calculado} - \text{recta}} = \tag{11}$$

$$= -u^j|_{r^j(t-\tau^j), r_0} \cdot \Delta r(t) + c\Delta \delta t(t)$$

$$R^j(t_i) = R^j(t_{k^j}) + \lambda_{L1}(\Phi^j(t_i) - \Phi^j(t_{k^j})) \tag{12}$$

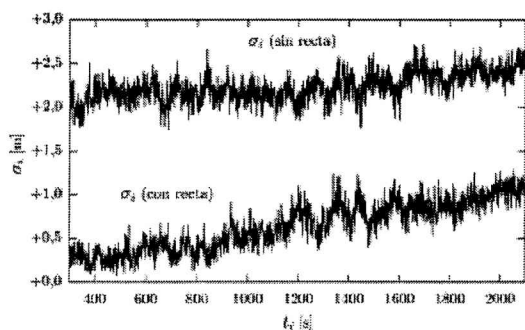


Figura 2. Ejemplo de la precisión $\tilde{\Delta}_i$ de las soluciones instantáneas de las ecuaciones ec. (4) y ec. (11) (mismos datos) luego de una inicialización de 5 minutos. Se observa como $\tilde{\Delta}_i$, al utilizar ec. (4), se mantiene en $\sim 2,5$ m, mientras que modelando los residuos disminuye a menos de 1 m durante 30 minutos.

información contenida en la fase de la portadora L1 $\Phi(t)$ de manera de obtener una pseudo distancia suavizada $R^j(t)$. Esta se define como (Hofmann) ecuación (12), donde λ_{L1} es la longitud de onda de la portadora L1 [m]; Φ es el observable fase [ciclos] y la ecuación (13).

Este método de suavizado presenta el problema de la divergencia código fase. Este error sistemático se debe principalmente a la diferente manera en que el retardo ionosférico afecta a ambos observables. Sin embargo esto

no representa un problema en períodos inferiores a una hora, ya que este error puede modelarse adecuadamente junto con los demás errores sistemáticos analizando los residuos de inicialización.

El error del nuevo observable suavizado resulta del mismo orden que el del observable fase.

Guiado

Las ecuaciones de observación linealizadas toman, para el nuevo observable suavizado definido, la forma de la ecuación (14).

La ecuación (14) reemplaza a la ecuación (4) en el proceso de inicialización, obteniéndose un conjunto de vectores de residuos V' que contienen la misma información acerca de las deficiencias de modelado que resultan al trabajar con la ecuación (4) (mas la divergencia código fase), pero que evidencian la drástica disminución del ruido observacional involucrado.

Se calculan nuevas rectas de corrección y se obtiene la ecuación (15).

La Figura 3 muestra el comportamiento de la precisión σ_i del posicionamiento instantáneo utilizando la expresión original ecuación (4) (denominado a partir de aquí modo de guiado autónomo) y la expresión ecuación (15)

$$R^j(t_{k^j}) = \frac{1}{q^j} \sum_{i=k^j}^{k^j+q^j-1} (C^j(t_i) - \lambda_{L1}(\Phi^j(t_i) - \Phi^j(t_{k^j}))) \quad (13)$$

$$\underbrace{R^j(t) - \|\mathbf{r}^j(t - \tau^j) - \mathbf{r}_0\| + c\delta t^j(t - \tau^j) - c\delta t_0}_{\text{observado suavizado} - \text{calculado}} = -\mathbf{u}^j|_{\mathbf{r}^j(t-\tau^j), \mathbf{r}_0} \cdot \Delta \mathbf{r}(t) + c\Delta \delta t(t) \quad (14)$$

$$\underbrace{R^j(t) - \|\mathbf{r}^j(t - \tau^j) - \mathbf{r}_0\| + c\delta t^j(t - \tau^j) - c\delta t_0 - a^j(t_i - t_{k^j}) - b^j}_{\text{observado suavizado} - \text{calculado} - \text{recta}} = -\mathbf{u}^j|_{\mathbf{r}^j(t-\tau^j), \mathbf{r}_0} \cdot \Delta \mathbf{r}(t) + c\Delta \delta t(t) \quad (15)$$

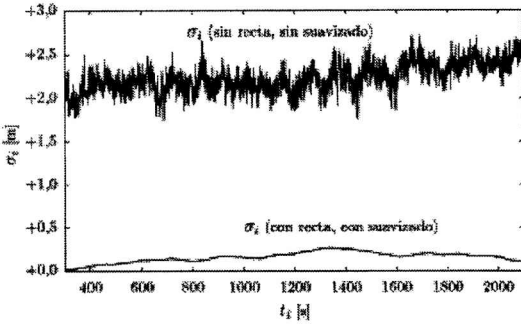


Figura 3. Ejemplo de la precisión σ_i de las soluciones instantáneas de las ecuaciones ec. (4) y ec. (15) (mismos datos). Obsérvese que al modelar los residuos, y utilizar el observable suavizado, permanece por debajo de los 0,3 m

(denominado a partir de aquí modo de guiado autónomo corregido).

Para evaluar el comportamiento del algoritmo en modo cinemático se realizó una comparación entre la trayectoria de un móvil calculada utilizando posicionamiento diferencial cinemático y las trayectorias calculadas utilizando las ecuaciones ecuación (4) (modo autónomo) y ecuación (15) (modo autónomo corregido).

Los datos registrados por un receptor geodésico montado en el vehículo, y los de un segundo receptor geodésico inmóvil en las proximidades, fueron procesados en forma diferencial utilizando el software comercial GPSurvey. La trayectoria horizontal calculada es muy precisa ($\sim 0,02$ m) y permite evaluar perfectamente la deriva en el guiado al utilizar ecuación (4) o ecuación (15) (Fig. 4).

Estos datos fueron elegidos para la comparación por presentar un desplazamiento

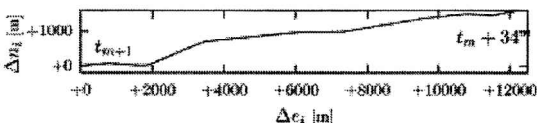


Figura 4. Trayectoria diferencial precisa seguida por el móvil sobre un camino rural. El desplazamiento desde el punto de inicialización es mayor a 12 km, el tiempo de viaje es de 34 minutos.

muy apreciable de ~ 12 km respecto del sitio de inicialización, ya que dentro de los errores sistemáticos que se corrigen se encuentran errores atmosféricos con componentes locales. Es razonable pensar que si las correcciones son aplicadas en un área de trabajo más próxima al sitio de inicialización, lo que ocurriría al guiar maquinaria agrícola sobre un lote, deben permitir un guiado de igual o mejor calidad que el que resulta de esta experiencia.

Se define la deriva horizontal instantánea de las trayectorias autónomas relativas como

$$\Lambda_i = \sqrt{(\Delta e_i - \Delta e_i^d)^2 + (\Delta n_i - \Delta n_i^d)^2} \quad (16)$$

donde $(\Delta e_i, \Delta n_i)$ son los apartamientos al este y al norte del punto origen de la trayectoria y se obtienen a partir de las soluciones de las ecuaciones (4) y (15) y se contrastan con $(\Delta e_i^d, \Delta n_i^d)$ obtenidas a partir de la solución diferencial precisa (las trayectorias autónomas calculadas con las ecuaciones (4) y (15) tienen un origen arbitrario; para contrastarlas con la trayectoria precisa se las traslada hasta hacerlas coincidir, en el instante inicial t_{m+p} con la trayectoria precisa). Las Figuras 5 a 7 muestran el comportamiento del sistema a lo largo del tiempo y el recorrido.

El software desarrollado es un prototipo para el tratamiento de observaciones de código C/A y fase L1 que alcanza precisiones decimétricas en trayectorias relativas a algún punto de arranque, trabajando en modo autónomo, lo que lo hace potencialmente útil para muchas aplicaciones, en particular para la agricultura de precisión en ausencia de correcciones del tipo DGPS.

Entre las perspectivas de mejoramiento del software se puede señalar:

La experimentación con otras funciones para el modelado de los residuos (incluir por ejemplo la información del ángulo de altura de la visual al satélite) para hacer más robusto este modelado y extender su utilidad en el tiempo.

Sistema GPS de guiado autónomo corregido.

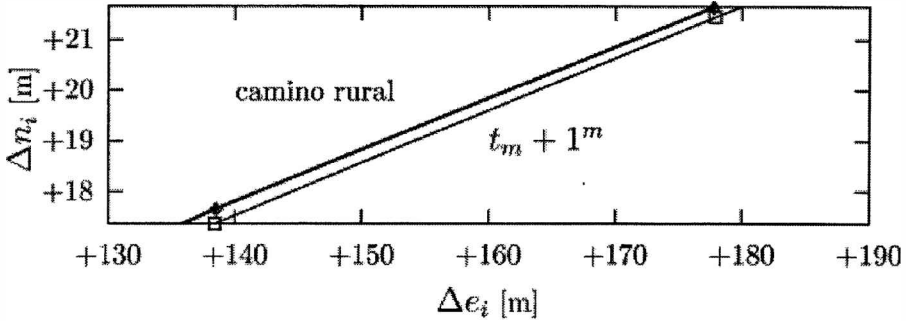


Figura 5. Ampliación de la Figura 4 donde pueden apreciarse la trayectoria autónoma calculada con ec. (4) (%), la trayectoria precisa por posicionamiento diferencial cinemático ($\hat{E}\%$) y la trayectoria autónoma corregida calculada con ec. (15) (+) (estas últimas dos están superpuestas). Se observa que solo algunos segundos después de comenzado el desplazamiento del móvil la trayectoria autónoma presenta una deriva respecto de la trayectoria precisa de $\sim 0,4$ m producto de los errores observacionales (los ejes presentan escalas distintas).

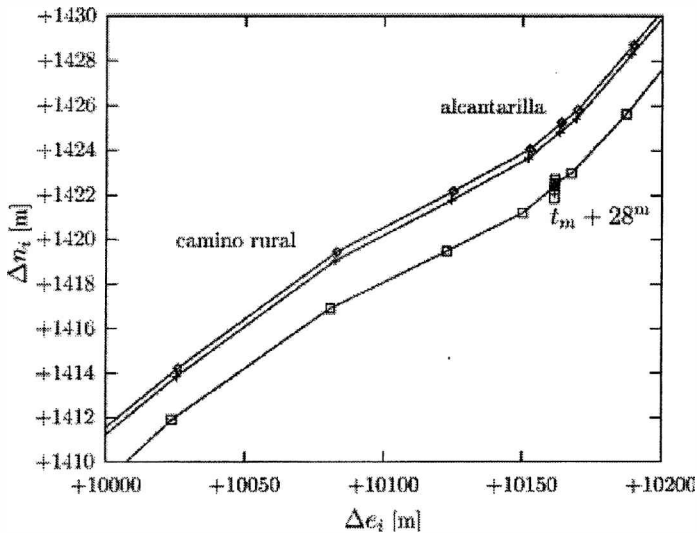


Figura 6. Ampliación de la Figura 4 donde pueden apreciarse la trayectoria autónoma calculada con ec. (4) (%), la trayectoria precisa por posicionamiento diferencial cinemático ($\hat{E}\%$) y la trayectoria autónoma corregida calculada con ec. (15) (+). Se observa que 28 minutos después de la inicialización, y a más de 10 km del sitio de arranque, la trayectoria autónoma corregida presenta una deriva de $\sim 0,7$ m, mientras que la trayectoria autónoma se aparta de la trayectoria precisa ~ 4 m (los ejes presentan escalas distintas).

La incorporación de modelos de corrección para el retardo troposférico y ionosférico debería también mejorar la modelización de los residuos y su validez por un período de tiempo mayor. Una nueva modelización a partir de los residuos en movimiento o de una reinicialización.

REFERENCIAS

Kleusberg A. and Teunissen P. J. G. (Eds.), 1996, GPS for Geodesy, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, vol. 60.
 Hofmann-Wellenhof B. and Lichtegger H. and Collins J., 1992, Global Positioning System

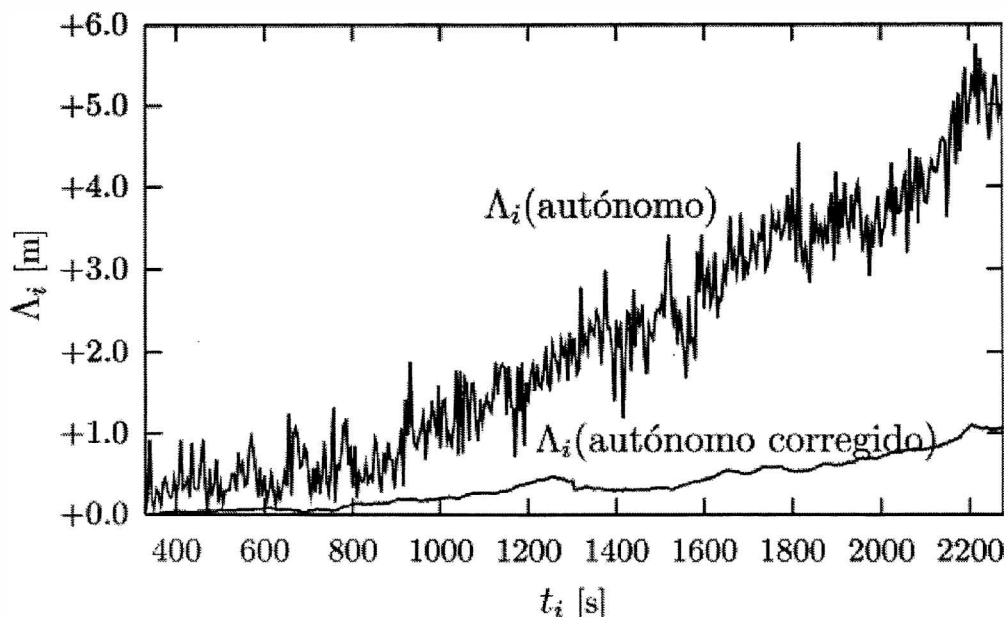


Figura 7. Deriva horizontal en el guiado para las trayectorias calculadas con las ecuaciones ec. (4) (modo autónomo) y ec. (15) (modo autónomo corregido) con inicialización de 5,5 minutos. Puede observarse como luego de 30 minutos, y a más de 12 km del sitio de arranque, la trayectoria autónoma deriva ~5 m, mientras que el modo autónomo corregido resulta en una deriva un 80% menor (~1 m).

Theory and Practice, Springer-Verlag Wien New York.

Leick A., Lambert S., 1990, GPS satellite surveying, Wiley-Interscience publication.

Brunini C., Perdomo R., Brunini A., Usandivaras J., Hormaechea J. L., Pincirolu R., Del Cogliano D., Mayer F., 1988, Seminario GPS '88, FCAG-UNLP.

de Jonge P. J., 1998, A processing strategy for the application of de GPS in networks, Netherlands Geodetic Commission, Publications on Geodesy, vol. 46.

Kleusberg A. and Teunissen P. J. G. (Eds.), 1996, GPS for Geodesy, Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, vol. 60.

Hofmann-Wellenhof B. and Lichtegger H. and Collins J., 1992, Global Positioning System Theory and Practice, Springer-Verlag Wien New York.

Leick A., Lambert S., 1990, GPS satellite surveying, Wiley-Interscience publication.

Brunini C., Perdomo R., Brunini A., Usandivaras J., Hormaechea J. L., Pincirolu R., Del Cogliano

D., Mayer F., 1988, Seminario GPS '88, FCAG-UNLP.

de Jonge P. J., 1998, A processing strategy for the Gurtner W., 2001, RINEX: The Receiver Independent Exchange Format Version 2.10, formato electrónico.

Spoñord P. R. and Remondi B. W., 1989-1991, The National Geodetic Survey Standard GPS Format SP3, formato electrónico.

DIMENSION FRACTAL DE PERFILES EXTRAIDOS DE DATOS SRTM

Ezequiel Pallejà¹ y Alberto Pradelli²

¹ Instituto de Geodesia, Facultad de Ingeniería UBA, Escuela Superior Técnica, Univ. de Morón;
² Departamento de Agrimensura, Facultad de Ingeniería UBA

RESUMEN

Los datos que se han hecho públicos de la "Shuttle Radar Topography Mission" SRTM, que fueron recolectados en febrero de 2000, proporcionan una información topográfica del ochenta por ciento de la superficie terrestre, cuyas aplicaciones prácticas aun no han sido totalmente exploradas.

En este trabajo se analiza la dimensión fractal de perfiles SRTM seleccionados sobre el territorio argentino y sus alrededores, tomando en cuenta las limitaciones teóricas sobre el rango de aplicación, la precisión y confiabilidad y la utilización con diversos propósitos prácticos.

Palabras claves: fractales, dimensión, topografía, SRTM, altimetría, morfología

ABSTRACT

Data recently published of the Shuttle Radar Topography Mission SRTM, collected in February, 2000, give a topographic information on the eighty percent of the earth surface, whose practical applications are not totally explored yet.

In this paper the fractal dimension of SRTM profiles selected on the Argentine territory and surroundings are analyzed, taking into account the theoretical limitations on the range of application, the precision and reliability, and the utilization with various practical purposes.

Keywords: Fractals, dimension, topography, SRTM, altimetry, morphology

INTRODUCCION

El propósito de este trabajo es avanzar en el análisis fractal de la forma del terreno mediante la determinación de la dimensión fractal de perfiles extraídos de la información SRTM. Se exponen bases para el estudio de la multifractalidad resultante de considerar diferentes escalas y diferentes porciones de los perfiles. Se hace mención de la anisotropía fractal que presenta como propiedad la superficie topográfica, la pequeñez relativa de la dimensión de los perfiles en relación con las líneas de nivel y el significado de los cambios en las propiedades fractales zonales y escalares. Se esbozan relaciones entre las propiedades estudiadas y las causas mor-

fogenéticas que contribuyen a su formación, así como su impacto en los conceptos estadísticos de precisión y exactitud.

Limitaciones de las propiedades fractales.

Para que un conjunto sea considerado fractal, se deben cumplir ciertas condiciones, entre ellas: que muestren detalle en una amplia variedad de escalas, y que posean algún grado de autosemejanza.

No existen líneas que puedan mostrar detalle en todas las escalas posibles, sean ellas elaboradas matemáticamente, o resultantes de la observación de la naturaleza.

Por ejemplo, la curva de Koch muestra detalle a medida que nos acercamos a ella, cualquiera sea la escala; pero si nos alejamos,

se llegará a una escala por debajo de la cual toda la figura será un punto de dimensión 0. Lo mismo se puede decir del conjunto de Mandelbrot, que sorprende por la cantidad de detalles al acercarse, pero que al alejarse pasa a ser primero una figura euclídea y finalmente un punto.

Las curvas de la naturaleza tampoco muestran detalle en todas las escalas. Una línea de costa, por ejemplo, presenta un incremento de detalles a medida que la estudiamos a escalas cada vez mayores; pero llega un momento en que la ampliación es tan grande que aparecen figuras nuevas, de dimensión diferente (Ej. moléculas). Si en cambio disminuimos la escala, la línea se convierte en euclídea y finalmente en un punto.

Multifractalidad escalar

En las formas de la naturaleza existe en general un amplio rango de escalas en que se manifiesta la propiedad fractal de mostrar detalles significativos. Las líneas de costa o los perfiles altimétricos del terreno son algunas de ellas.

En cuanto a la propiedad de autosemejanza, sucede algo parecido. Sólo algunas formas generadas matemáticamente pueden ser consideradas estrictamente auto semejantes. Por ejemplo, el triángulo de Sierpinski, en el que resulta imposible discernir en qué escala se lo está observando pues el aspecto es similar en cualquiera de ellas. También aquí deberíamos exceptuar las escalas muy pequeñas, pues en ellas el triángulo pasaría a ser euclídeo y finalmente puntual.

La autosemejanza en las formas naturales nunca es estricta. En general tiene un carácter estadístico (Un paisaje topográfico obtenido por fotografías aéreas es “parecido” pero no “igual” a distintas alturas de vuelo, e incluso puede no ser parecido en absoluto en algunas escalas).

Variación escalar de la dimensión fractal

La dimensión fractal es un parámetro altamente significativo para el estudio de estas propiedades fractales. Su definición a través de la expresión $N_{(r)} = r^{-D}$ caracteriza el aumento de la cantidad de elementos de dimensión lineal r que se pueden definir para cada valor de r considerado (donde r es función de la escala de observación). En los casos de formas lineales, D varía entre 1 para curvas euclídeas y 2 para curvas tan complejas que “llenan el plano” (Ej. Curva de Peano). La curva de Koch tiene una dimensión $D=1.23$. El “camino aleatorio” $D=1.5$.

En las curvas fractales generadas matemáticamente el valor de la dimensión D es único, pues la expresión $N_{(r)} = r^{-D}$ se cumple para cualquier valor de r (con las salvedades mencionadas anteriormente).

En las curvas del terreno, la dimensión no es la misma cuando la estudiamos a partir de diferentes escalas de observación. Existen escalas donde la dimensión fractal es mayor o menor que otras. Esto pasa a ser expresión de la falta de autosemejanza estricta que toda figura “natural” posee.

Para comprender esta característica resulta interesante considerar una línea “dentada” (Ej. la hoja de sierra) que solo muestra detalle en un muy reducido rango de escalas, donde r sea del orden de la longitud del diente. Mayores o menores escalas tendrán dimensión unitaria (lineal).

Variación zonal de la dimensión fractal

Además de esta variación dimensional según la escala de observación, las líneas naturales muestran cambios según la porción de línea considerada. Así una línea de costa puede tener distintas dimensiones de acuerdo a la zona. En cambio la dimensión de una curva fractal matemática como la Koch es la misma en cualquier porción estudiada.

Dimensión fractal de perfiles extraídos de datos SRTM

En las curvas naturales, la dimensión es tan dependiente de la ubicación y tamaño de la “muestra” (porción de curva considerada) que resulta improcedente la asignación numérica de un único valor D sin agregar datos aclaratorios sobre las mismas. Existe una dimensión para la línea completa, otra para la mitad de la misma, otra para una pequeña parte, etc. Es un concepto parecido desde ese punto de vista a la densidad de un material no homogéneo, que depende del tamaño y ubicación de la muestra.

Anisotropía fractal del terreno

Cuando se estudia específicamente las formas del terreno, las dimensiones fractales correspondientes a curvas obtenidas por intersección del mismo con planos horizontales (curvas de nivel) o con planos verticales (perfiles altimétricos) resultan significativamente diferentes. En general la dimensión de los perfiles es muy pequeña (con valores típicos entre 1.001 y 1.0001) mientras que las curvas de nivel, que pueden estudiarse a partir de las líneas de costa, adquieren valores muy superiores (típicamente entre 1.001 y 1.45).

La pequeñez de las dimensiones de los perfiles altimétricos, sorprendente a primera vista, responde al hecho de que las variaciones de altura con respecto a la separación (pendientes) son en general reducidas, aun en zonas cordilleranas. No obstante esta pequeñez, la información provista por las dimensiones fractales es muy significativa, sobre todo en la consideración de las variaciones escalares y zonales a las que hicimos referencia mas arriba.

Esta anisotropía fractal puede explicarse por las diferentes direcciones en que actúan las fuerzas morfogenéticas, así como en la sucesión cíclica de los efectos erosivos y de la acción gravitatoria.

Análisis de perfiles SRTM

El estudio fractal del terreno, se ve facilitado a partir del acceso a los datos

altimétricos proporcionados por el SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), obtenidos por el Jet Propulsion Laboratory de la NASA a partir de un sistema de radar especialmente modificado navegando en el “Space Shuttle Endeavour” durante una misión de once días en febrero del año 2000, proporcionando una información topográfica según una grilla de separación menor a 90 metros que cubre el 80% de la superficie terrestre.

Se han tomado como ejemplo un par de perfiles altimétricos extraído del SRTM que contienen 6000 datos en dirección Oeste – este, en la zona Sur del continente sudamericano abarcando territorios chileno y argentino.

En la Figura 1 se observa la ubicación de los perfiles considerados. El perfil 1 se extiende a lo largo de la latitud $48^{\circ} 47' 18''S$, entre longitudes $75^{\circ} W$ y $70^{\circ} W$, mientras que el perfil 2 lo hace según la latitud $47^{\circ} 06' 42''$, entre las mismas longitudes.

El perfil 1 se muestra en la Figura 2, donde se han representado en las abscisas los registros del 1 al 6000 y en ordenadas las alturas SRTM en metros. La distancia entre registros sucesivos es aproximadamente 61m, por lo que la extensión total del perfil alcanza los 366km.

La Figura 3 muestra la “dimensión fractal acumulada” que corresponde al tramo de perfil que va desde el primer registro hasta el registro considerado en cada caso. Así, la dimensión



Figura 1. Ubicación de los perfiles SRTM analizados (sobre imagen Google Earth)

perfil altimétrico

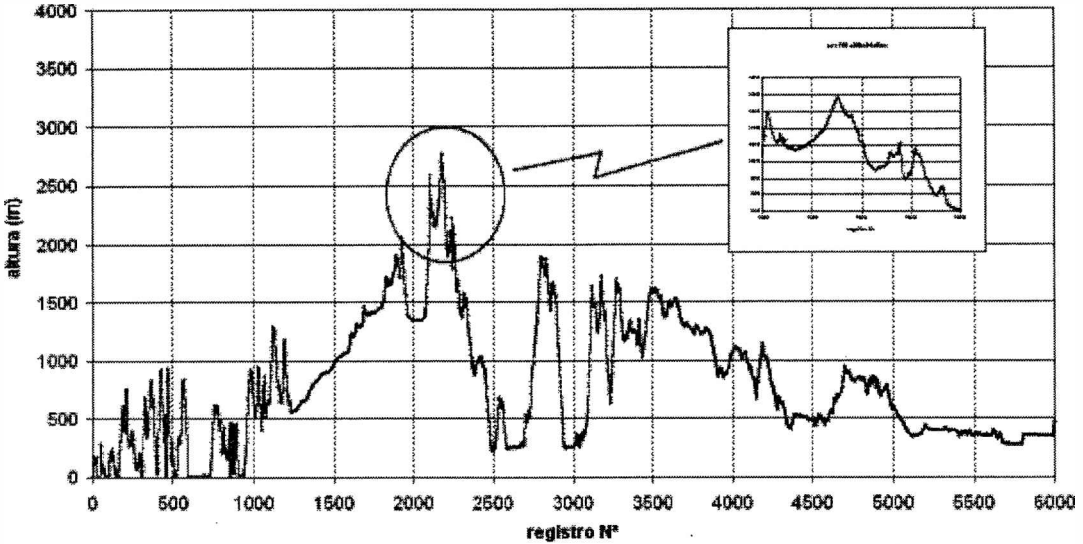


Figura 2. Perfil 1. Se muestra detalle de una zona de alta fractalidad.

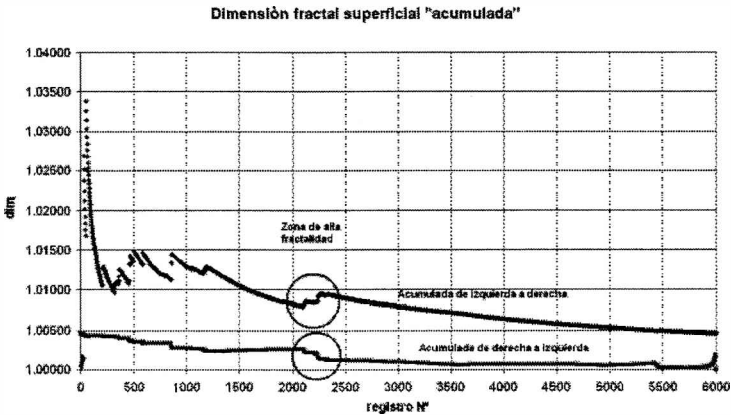


Figura 3. Dimensión fractal acumulada del Perfil 1. Las variaciones de pendiente indican cambio de fractalidad.

del perfil completo se muestra en la ordenada correspondiente al registro 6000, en este caso 1.0045. A su vez se representa en otra tonalidad la dimensión acumulada desde el registro 6000 hasta el registro 1, de manera que la ordenada en el origen pasa a coincidir con la ordenada en el final de la otra curva, es decir 1.0045.

Ambas curvas presentan a lo largo de su recorrido cambios de pendiente que corresponden a zonas del terreno donde se

producen variaciones significativas de su dimensión fractal.

Debe hacerse notar que en el inicio de ambas curvas se producen fuertes oscilaciones que no son pasibles de interpretación dado que corresponden a tramos muy pequeños, donde la variabilidad dimensional es muy pronunciada pero no es significativa. En cambio entre los registros 2115 y 2287, por ejemplo, se nota en ambas curvas una modificación importante de sus pendientes,

Dimensión fractal de perfiles extraídos de datos SRTM

que corresponden a una zona de alta fractalidad.

El estudio mencionado se hizo exclusivamente sobre la fractalidad de escalas muy superficiales. A continuación se procedió al estudio multifractal teniendo en cuenta las variabilidades escalares y zonales a las que se hizo referencia más arriba.

En el diagrama de la Figura 4 se ha representado en abscisas tramos parciales de 256 registros, en ordenadas los intervalos de escala considerados y en "alturas" los valores de las dimensiones fractales correspondientes.

Localizamos en este diagrama zonas de baja fractalidad (por ejemplo desde el registro 4000 hasta el final), y zonas de alta fractalidad que a su vez presentan variaciones según las escalas consideradas.

Las zonas donde la mayor fractalidad se manifiesta en escalas grandes, se pueden interpretar como de rugosidad sólo superficial: las que presentan alta dimensión fractal sólo en escalas chicas, en cambio, corresponden a terrenos quebrados pero suaves en su superficie. Cuando la dimensión fractal es pareja en la mayor parte de escalas, estamos en presencia de una superficie topográfica fuertemente autosemejante, más cercana a las

superficies generadas artificialmente con algoritmos fractales.

Las Figuras 5, 6 y 7 muestran la aplicación de los mismos medios de análisis al perfil 2, cuyo intervalo entre registros sucesivos es de casi 63m (378 km de extensión total). Se notan aquí tres zonas de destacada fractalidad, y la figura 6 explicita las características fractales de toda la zona.

CONCLUSIONES

Con las herramientas mostradas, es posible detectar con mucha exactitud las zonas de cambios de fractalidad, es decir los límites que separan zonas de distintas dimensiones fractales. El próximo paso será correlacionar las variaciones de dimensión fractal según la escala con las características morfológicas, geológicas y respuestas geofísicas de cada estructura, y relacionar las características fractales con los métodos topográficos, geodésicos y cartográficos de representación del terreno, de manera de acotar márgenes de exactitud y precisión de cada uno de ellos.

En principio, parece evidente que la señalada anisotropía fractal entre los "cortes" del terreno con planos verticales u horizontales

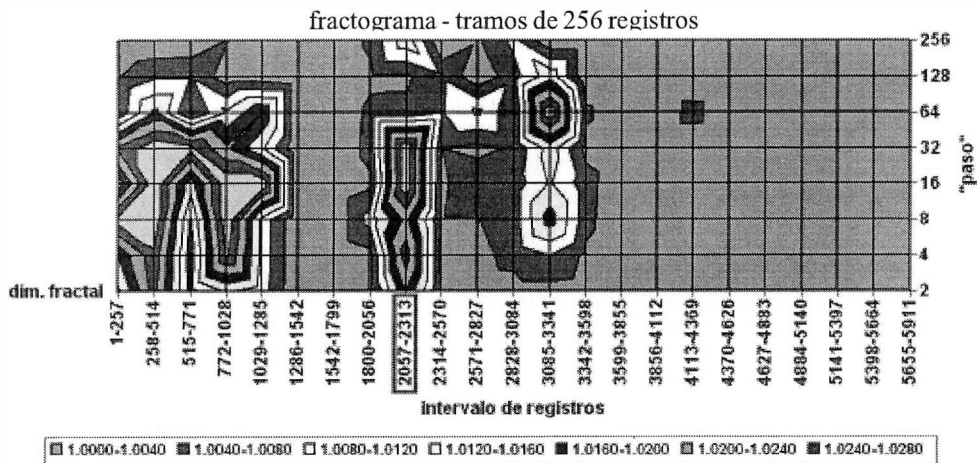


Figura 4. Diagrama de multifractalidad del Perfil 1. Se recuadró la zona de mayor fractalidad

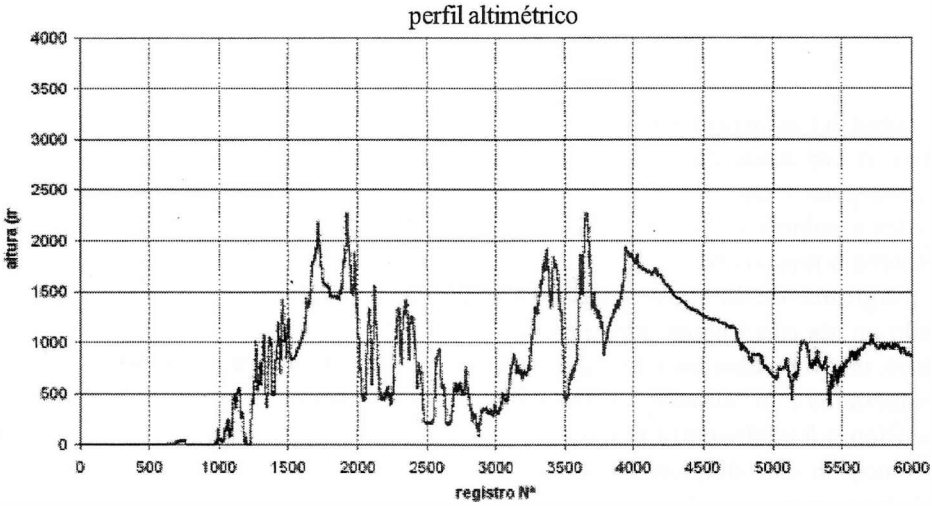


Figura 5. Perfil 2

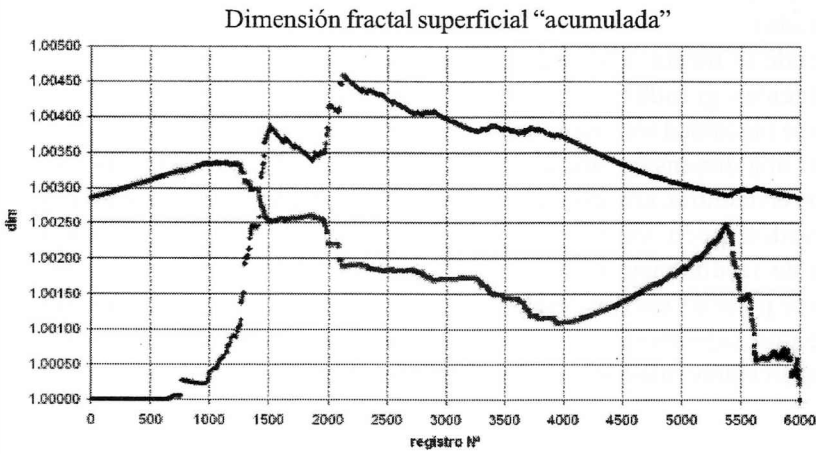


Figura 6. Dimensión fractal acumulada del Perfil 2.

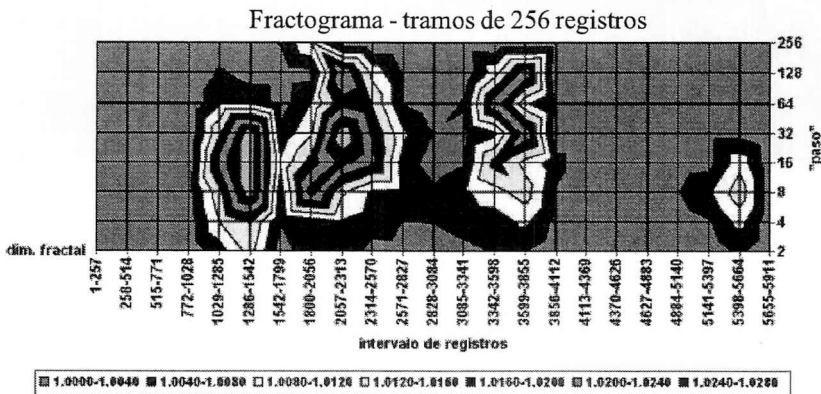


Figura 7. Diagrama de multifractalidad del Perfil 2.

es consecuencia de la acción predominante de las fuerzas generadas por el campo de gravedad terrestre, que actúa exclusivamente en el sentido vertical, y en combinación con las fuerzas erosivas, tiende a “suavizar”, en el transcurso de periodos geológicos, la corteza en su superficie.

La precisión de un modelo del terreno, por otra parte, es un concepto que debe ser enriquecido con las consideraciones esbozadas en este trabajo. Por ejemplo, la varianza de referencia de un modelo digital del terreno tiene un peso interpretativo mucho mayor si se la acompaña con la dimensión fractal, puesto que su significado en un terreno de baja o alta fractalidad es muy diferente.

REFERENCIAS

- CHRISTOPHER C. BARTON et al, 1995. *Fractals in Petroleum Geology and Earth Process*, Springer.
- MANDELBROT Benoit. 1982. *The Fractal Geometry of Nature*, W.H. Freeman & Co., New York
- PALLEJÀ Ezequiel et al. 2005. *Dimensión Fractal de Líneas Representativas del Terreno*, Contribuciones a la Geodesia Aplicada N° 1/2005, Instituto de Geodesia FIUBA.
- PALLEJÀ Ezequiel. 2003. *Utilización de la Geometría Fractal en Diversos Aspectos Vinculados con la Geodesia y Ciencias Afines*, Contribuciones a la Geodesia Aplicada N° 1/2003, Instituto de Geodesia FIUBA.
- TURCOTTE Donald L., 1997. *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge University Press.

**ANOMALIA TERMAL EN LA CIMA DEL VOLCAN TROMEN (37° S -70° O),
PROVINCIA DEL NEUQUEN, ARGENTINA.***Adriana Bermúdez¹, Daniel Delpino² y Christian Loscerbo³*¹CONICET - Universidad Nacional del Comahue. Buenos Aires 1400. (8300) Neuquén, Argentina.²REPSOL -YPF. Gerencia de Exploración Argentina Oeste. Talero 360. (8300) Neuquén, Argentina.³CONICET-Fundación YPF. Univ. Nac. del Comahue. Buenos Aires 1400. (8300) Neuquén, Argentina.
delpinus3@speedy.com.ar; dhdelpinos@repsolypf.com**RESUMEN**

A partir del año 2005 y hasta la actualidad se ha detectado por medidas de temperaturas y observaciones visuales directas una anomalía termal en uno de los conos piroclásticos que forman la cima del volcán Tromen. Las observaciones documentadas ratifican la categorización, de este volcán como un volcán activo del margen convergente andino.

La actividad descrita permitiría considerar como antecedentes de erupciones históricas las emisiones de piroclastos durante el mes de febrero de 1752 descritas por el Jesuita Havestadt y los comentarios de pobladores al Perito Moreno de explosiones ruidosas durante el año 1898.

La anomalía termal incluye dos conos, de los ocho conos alineados en fracturas de rumbo NE – SO que se encuentran en la cima, localizados en el extremo sur de la alineación más occidental. Tiene una expresión directa en la ladera interior del cráter de uno de los conos piroclásticos. En este lugar, se forman pequeñas nubes de vapor de agua y gases, que se elevan pocos metros por sobre la superficie y desaparecen rápidamente diluidas en la atmósfera. La temperatura medida sobre las rocas, 30 cm. por debajo de la superficie, en este punto fue de 70 °C (con corrección por altura).

La expresión indirecta de la anomalía es observable aproximadamente 750 metros hacia el noreste y está dada por la desaparición de un pequeño lago cratérico por evaporación permitiendo delimitar un área térmicamente anómala de 2 Km².

En la última década durante el invierno los sectores con cotas superiores a los 3000 m permanecían totalmente cubiertos por nieve y durante el verano se formaban pequeños lagos cratéricos, que se sumaban a aquellos que perduraban durante todo el año. Entre estos últimos algunos se mantenían congelados aún en el verano y otros se encontraban descongelados aún en invierno.

La actividad observada es compatible con un ascenso de magma o con la apertura de nuevas fracturas en subsuelo.

El Campo Volcánico Tromen está compuesto de productos emitidos a partir de varios centros volcánicos en forma de domos extrusivos, volcanes compuestos, y conos piroclásticos cada uno de ellos incluyendo múltiples unidades de erupción y conformando varios ciclos de actividad ígnea.

Palabras Clave: anomalía termal - volcán Tromen - Argentina

ABSTRACT

From the year 2005 and even to the present time a thermal anomaly has been detected, through temperature measurements and direct visual observations in one of the pyroclastic cones which form the top of the Tromen volcano. The observations documented confirm the categorization of this volcano as an active volcano in the Andean convergent margin.

This activity would allow us to consider as a historical eruption antecedent the pyroclastic emissions during the month of February of 1752 described by Jesuit Havestadt and the commentaries of noisy explosions from settlers to the Perito Moreno during year 1898.

The thermal anomaly includes two of the eight cones at the top, aligned along NE-SW fractures and located in the south extreme of the western most alignment.

Such anomaly has a direct expression in the interior slope of the crater of one of the pyroclastic cones. Here, small water-vapour and gas clouds are formed; they rise few meters above the surface and quickly disappear diluting in the atmosphere. The temperature measured on the rocks, 30 cm. below the surface, at this point was of 70 °C.

The indirect expression of the anomaly is observable approximately 750 meters to the northeast and it is manifested by the disappearance, due to evaporation, of the small crater lake; this permits the delimitation of a thermally anomalous area of 2 Km².

In the last decade, the sectors with elevations above the 3000 m remained totally covered with snow during the winter, and small crater lakes were formed during the summer, which added to those that subsist all year round. Some of these lakes remained frozen even in the summer, while others were still defrosting in the winter.

The observed activity is compatible with an ascent of magma or with the opening of new fractures.

The Tromen Volcanic Field is composed of products emitted from various volcanic centres as extrusive domes, composite volcanoes, and pyroclastic cones, each of them including multiple units of eruption and conforming several cycles of igneous activity.

Key words: thermal anomaly - Tromen volcano - Argentina

INTRODUCCION

El Volcán Tromen (3979 m.s.n.m.) (37°08' S y 70° 02' W) constituye un rasgo geográfico destacado ya que se eleva 1850 metros sobre el relieve circundante, en el área extrandina del segmento sur de los Andes a la latitud de 37° (Zona Volcánica del Sur).

La particular localización del Volcán Tromen, en el sector más oriental del arco magmático, a más de 120 km. al este del frente volcánico actual, hace que su estudio cobre importancia a partir de la definición más ajustada de la relación entre actividad volcánica y el proceso de subducción, y específicamente el margen activo tipo andino.

El presente trabajo tiene como objetivo exponer la evidencia de actividad actual en el Volcán Tromen, resultado de las observaciones realizadas en la zona más alta del volcán.

Desde el punto de vista de la evaluación y posterior monitoreo de la actividad volcánica es necesario como paso inicial reconstruir su historia volcanológica.

Evolución paleovolcanológica del Campo Volcánico Tromen

El Campo Volcánico Tromen (CVT) comenzó su evolución sobre un sustrato formado por una sucesión sedimentaria marino-continental de edad jurásica-cretácica de la Cuenca Neuquina, que forma parte de la Faja Plegada y Corrida de los Andes. Específicamente en el área cercana al CVT cuando este comenzó a construirse durante el Plioceno Superior (Aproximadamente unos 2 Ma) los paleoaltos del relieve coincidían con los anticlinales y las zonas deprimidas con los sinclinales. Esto indica que el espacio de tiempo entre la última fase plegante y el comienzo del volcanismo no fue suficientemente largo como para generar la inversión morfológica de las estructuras.

La última fase plegante en el área se habría producido entonces, durante el Terciario Superior.

El CVT está compuesto de productos emitidos a partir de varios centros volcánicos en forma de domos extrusivos, volcanes com-

Anomalía termal en la cima del volcán Tromen (37° S -70° O)...

puestos y conos piroclásticos cada uno de ellos incluyendo múltiples unidades de erupción y conformando varios ciclos de actividad ígnea (Fig.1)

Los centros volcánicos han estado activos por varios millones de años, en consecuencia en términos de Unidades de Actividad Volcánica se puede considerar que el Campo Volcánico Tromen ha sido formado durante un Período Eruptivo que hemos denominado en esta investigación como Periodo Eruptivo

Tromenlitense, retomando el término original de Groeber (1929).

El Período Eruptivo Tromenlitense puede ser dividido en cuatro Épocas Eruptivas (Fig.1):
 Época Eruptiva Tromen I: Domos extrusivos agrupados litoestratigráficamente en la Formación Tilhue.

Época Eruptiva Tromen II: Construcción de un estratovolcán cuyos productos son agrupados en el Grupo Cerro Negro del Tromen.

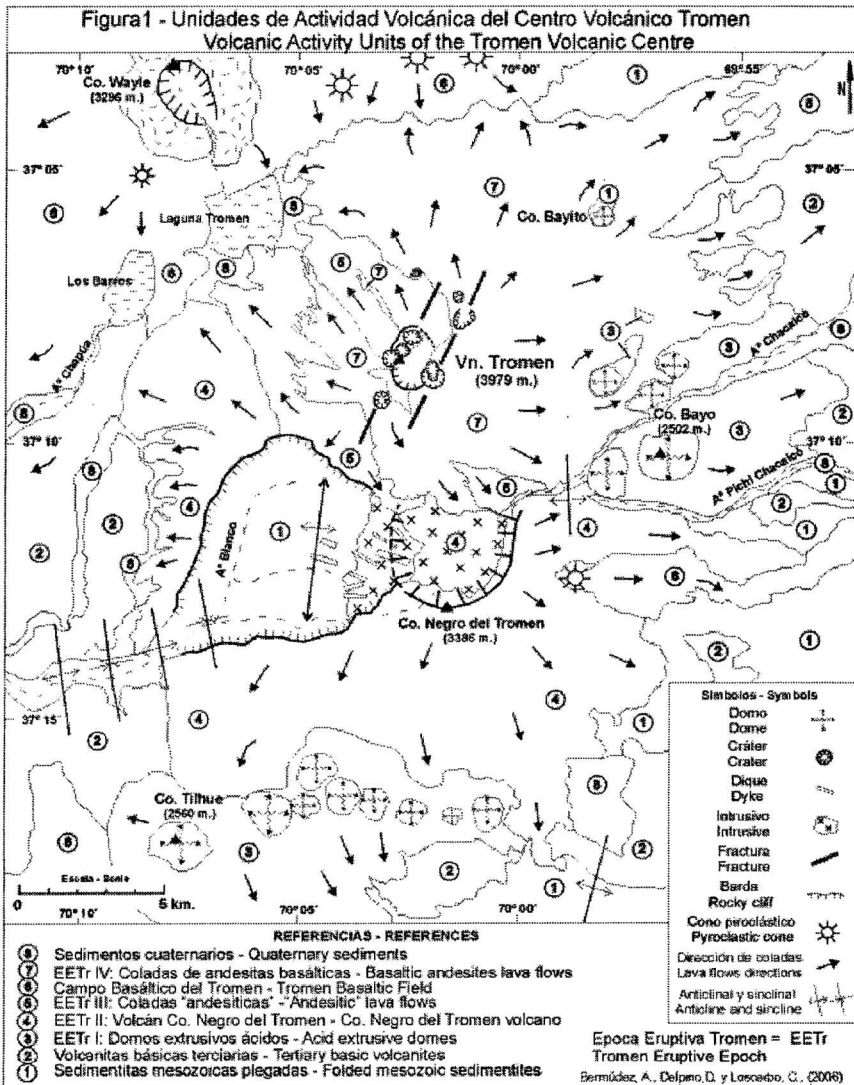


Figura 1. Unidades de actividad volcánica del Centro Volcánico Tromen Volcanic Activity Units of the Tromen Volcanic Centre.

Época Eruptiva Tromen III: Primera etapa en la construcción del Centro Volcánico que constituye el actual Volcán Tromen.

Época Eruptiva Tromen IV: Actividad relacionada con conos piroclásticos y coladas alineados a lo largo de una zona de fractura de rumbo NE-SO localizados en la cima del Volcán Tromen, incluyendo la actividad actual.

Epoca Eruptiva Tromen I

Este tiempo de actividad volcánica que se define preliminarmente en base a las relaciones geológicas de los productos que la componen se habría desarrollado durante el Plioceno Inferior entre los 5,3 y 3,6 Ma.

Consiste en la formación de un conjunto de Domos extrusivos traquíticos que son claramente individualizables en el área del Cerro Tilhue, lugar donde se toma el nombre litoestratigráfico de Formación Tilhue (Holmberg, 1973)

Los domos tienen en planta forma aproximadamente circular con diámetros entre 1 y 2 km. y sobresalen sobre el relieve circundante entre 100 y 500 metros. La mayoría de ellos tienen asociados coladas cortas de variadas decenas de metros de espesor y depósitos de lapillis y brechas pumíceas de caída en su entorno.

Se emplazaron aisladamente, como el que constituye el cerro Bayito, o controlados localmente por fracturas de rumbo E-O, como en el área del cerro Tilhue. (Fig. 2)

Las rocas de los domos clasifican geoquímicamente utilizando elementos minoritarios y trazas Zr/TiO_2 versus Nb/Y , como Traquitas.

Los diseños de los elementos normalizados a un Basalto de Cordillera Centro - oceánica, (Mid Ocean Ridge Basalt: MORB) corresponden claramente al de rocas pertenecientes a la Serie Alcalina con un relativamente alto grado de evolución petrológica indicado por

anomalías negativas del Estroncio, Bario, Fósforo y Titanio bien marcados.

Concordantemente los diseños de elementos de las Tierras Raras normalizados al Condrito muestran un enriquecimiento de hasta 100 veces el Condrito de las Tierras Raras Livianas y un diseño casi plano en las Tierras Raras Medianas y Pesadas con un enriquecimiento de 10 veces el Condrito.

Epoca Eruptiva Tromen II

Durante este tiempo de actividad volcánica desarrollado a partir de los 2 Ma. (Límite entre el Plioceno y el Pleistoceno) hasta el Pleistoceno Inferior (780.000 años) se construyó el Centro Volcánico Cerro Negro del Tromen (Fig. 2)

De acuerdo a la sucesión de los productos emitidos puede reconstruirse como un volcán compuesto o estratovolcán "andesítico". Las coladas y flujos piroclásticos se distribuyen en un área aproximadamente circular a partir de un cráter central de 1, 8 km. de diámetro

En el área del cráter afloran diques y cuerpos intrusivos que definen facies de conducto, mientras que las facies cercanas al conducto se caracterizan por sucesiones de flujos piroclásticos y coladas que incluyen brechas volcánicas.

En las facies intermedias y distales predominan las coladas y flujos piroclásticos con algunas intercalaciones de rocas clásticas de origen sedimentario.

Se interpreta que el volcán Cerro Negro del Tromen culminó su evolución posiblemente con la intrusión de un domo en su parte central que provocó el colapso de la ladera norte.

Las rocas que pertenecen a la Época Eruptiva Tromen II forman una asociación que incluye andesitas basálticas - andesitas, dacitas y riolitas de carácter subalcalino a transicional con distintos grados de evolución petrológica.

Las más evolucionadas cuando se normalizan al MORB muestran anomalías

Anomalía termal en la cima del volcán Tromen (37° S -70° O)...

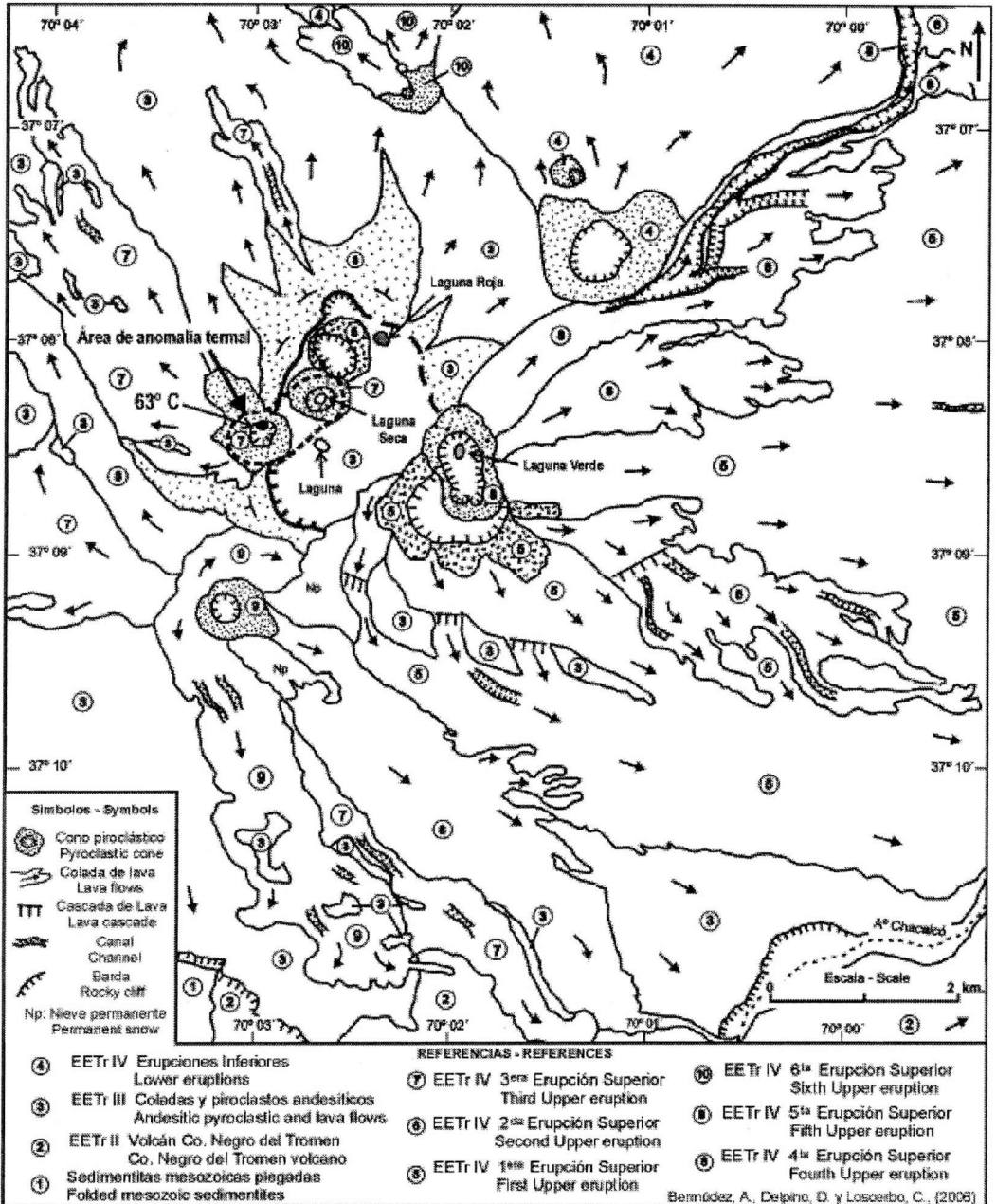


Figura 2. Unidades Volcánicas en la cima del Volcán Tromen Volcanic units on top of Tromen Volcano

negativas de Estroncio, Bario, Fósforo y Titanio. En éste diseño poseen anomalía negativa de Tantalio y Niobio es poco marcada en concordancia con su carácter transicional.

Los diseños de Elementos de Tierra Raras muestran enriquecimiento en Tierras Raras

Livianas entre 60 y 150 veces el Condrito y un diseño ligeramente descendente en Tierras Raras Medianas y Pesadas con enriquecimiento variable entre 7 y 20 veces el Condrito.

Las muestras más evolucionadas presentan claras anomalías negativas de Eu compatible

con fraccionamiento magmático de plagioclasa.

Epoca Eruptiva Tromen III

Este tiempo de actividad inicia la construcción del volcán Tromen aproximadamente 5 km al noroeste del estratovolcán del Cerro Negro del Tromen, en una zona de fractura de rumbo NE-SO durante el Pleistoceno Medio a Superior (Fig. 2)

En ésta unidad se agrupan los depósitos que forman parte del cono piroclástico localizado en la cima del actual volcán Tromen con un cráter parcialmente conservado de forma elipsoidal en planta, de 2,3 por 1,7 km. Las erupciones incluyen una sucesión de coladas de composición mesosilícica que han fluido radialmente alcanzando hasta 5 km desde el centro de misión.

Epoca Eruptiva Tromen IV

Este tiempo de actividad volcánica, durante el Holoceno hasta la actualidad se caracteriza por la construcción de varios conos piroclásticos a lo largo de una zona de fractura NO-SE en la cima del Volcán Tromen. Los conos piroclásticos alcanzan alturas de entre 100 y 300 metros por sobre el relieve circundante, y están formados por acumulaciones de brechas y lapillitas. Los cráteres están bien conservados y presentan depresiones en forma de embudo en la cima de cada uno de los conos (Fig. 2)

Las coladas se han emitido desde la base, las laderas o la cima de los conos.

Se han identificado, por la superposición parcial entre las coladas, hasta ocho erupciones sucesivas (Fig. 1)

Las rocas clasifican geoquímicamente como andesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas con carácter transicional a subcalina.

Son rocas poco evolucionadas y con anomalías de Niobio - Tantalio poco marcadas en los diseños normalizados al MORB. Los diseños normalizados al Condrito, muestran

enriquecimiento de Tierras Raras Livianas de 100 veces el Condrito y las Tierras Raras Medianas y Pesadas ligeramente descendente con enriquecimiento entre 10 y 15 veces el Condrito.

ACTIVIDAD VOLCANICA HISTORICA

El documento histórico más antiguo con referencia al área del Volcán Tromen de que se tenga conocimiento, corresponde al diario de viaje del jesuita Bernardo Havestadt realizado en el año 1752. Dicho diario suministra importantes datos etnológicos y abundantes referencias geográficas del área y menciona una probable erupción del volcán Tromen sucedida en Febrero de 1752 (En San Martín, 1930)

Este misionero describe que al pie del Tromen, junto a la laguna homónima que *"Sin duda alguna, el humo que a veces arroja es tan espeso, negro y abundante, que aún a mediodía entenebrece el lugar y transforma el día en noche..."*

Otro de los registros existentes pertenece al Perito Moreno, (1898) quien manifiesta en sus apuntes de viaje, que a su llegada a la zona de la Laguna Tromen los pobladores estaban retirando sus haciendas del entorno del Volcán Tromen, debido a que éste había tenido explosiones ruidosas poco antes y tenían temor de que el mismo entrara en actividad.

Estas menciones de actividad volcánica histórica del Tromen que además están documentadas en registros escritos, son de suma importancia teniendo en cuenta que en el área circundante del volcán Tromen existen asentamientos poblacionales de escasa antigüedad relativa.

ANOMALIA TERMAL EN LA CIMA DEL VOLCAN TROMEN

Cuando en un área volcánica se producen lecturas en suelo, roca o aguas de temperaturas

superficiales anormalmente altas se dice que se está en presencia de una anomalía termal, la cual representa indicios de actividad ígnea y debe ser convenientemente monitoreada.

En general lo más frecuente es la observación de variaciones o incrementos de la actividad fumarólica a través de lagos cratéricos o de campos de fumarolas.

Sin embargo algunas anomalías térmicas no están aparentemente asociadas a procesos hidrotermales, puesto que están localizadas en zonas de baja pluviosidad y ausencia total de aguas superficiales.

En estos casos se recurre a medidas directas de la temperatura de la roca o del suelo con métodos que van desde la medida sencilla con el termómetro de mercurio de graduación especial hasta métodos más complejos (termocuplas, potencial espontáneo etc).

En la mayoría de los volcanes activos debido a la inaccesibilidad del área o a su peligrosidad volcánica las mediciones de temperatura se realizan por medio de satélites.

Las imágenes que se utilizan para los monitoreos termales corresponden al GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), así como las provenientes del ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) a bordo del satélite Terra desde 1999. Este instrumento es capaz de capturar anomalías térmicas de muy pequeño tamaño hasta 1 km.

A partir del año 2005 y hasta la actualidad se ha detectado por observaciones visuales directas y mediciones de temperatura una anomalía termal en uno de los conos piroclásticos que forman la cima del volcán Tromen.

Sin embargo la anomalía termal incluye en realidad dos conos, de los ocho conos piroclásticos mayores alineados en fracturas de rumbo NE - SO presentes en la cima.

Tiene una expresión directa en la ladera interior del cráter de uno de los conos piroclásticos mayor cota (3979 m.) ubicado en la alineación más occidental de la cima. En este lugar, se ha observado la formación de pequeñas nubes de vapor de agua y gases, que se elevan pocos metros por sobre la superficie en el material piroclástico inconsolidado -lapillis- y desaparecen rápidamente diluidas en la atmósfera. La temperatura medida sobre las rocas, 30 cm por debajo de la superficie, en este punto fue de 63 °C (Temperatura medida = 70 °C , con corrección por altura según un modelo lineal de caída de un grado cada 600 m) (Marzo de 2005) y 59 °C (Febrero de 2006). En la interpretación de los resultados se debe tener en cuenta la influencia de la luz solar, ya que dependiendo de la hora del día y el tiempo de exposición a la luz del sol, los resultados pueden verse incrementados en varios grados. Sin embargo las medidas habituales para zonas de similar altura, en condiciones semejantes, durante el verano en rocas y suelos son de 4 a 10 grados centígrados.

Por lo tanto las medidas de temperaturas confirman la presencia de una anomalía térmica en el cono y el cráter, sumada a vapor de agua que se desprende a través del terreno.

La expresión indirecta de la anomalía es observable aproximadamente 750 metros hacia el noreste de este punto y está dada por la desaparición de un pequeño lago cratérico de 200 metros de diámetro por evaporación permitiendo delimitar un área térmicamente anómala de 2 Km².

Hasta el año 2005 durante el invierno los sectores con cotas superiores a los 3000 m permanecían totalmente cubiertos por nieve y durante el verano se formaban pequeños lagos cratéricos, que se sumaban a aquellos que perduraban durante todo el año. Entre estos últimos algunos se mantenían congelados aún en el verano y otros se encontraban descongelados aún en invierno.

La fusión anómala de la laguna cratérica que permanecía congelada aún durante el verano, así como el secado de otra laguna cratérica no pueden ser atribuidos exclusivamente a cuestiones climáticas debidas a un supuesto calentamiento global.

CONCLUSIONES

De acuerdo a la historia volcanológica descrita y a la evolución geoquímica de las rocas que integran el CVT, se concluye que los eventos más modernos del volcán se corresponden con un ambiente geotectónico de arco volcánico a pesar de encontrarse a 120 km del arco volcánico actual.

Los signos de actividad observada en los años 2005 y 2006, sumadas a las menciones escritas de actividad en tiempos históricos, son compatibles con un ascenso de magma o con la apertura de nuevas fracturas en el subsuelo.

Las acciones posteriores a la detección de una anomalía termal corresponderían a un monitoreo sísmico permanente o semipermanente de acuerdo a las recomendaciones de UNESCO (1985) y la construcción de un mapa de peligros potenciales.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado por el CONICET a través del PIP 02603. La Empresa Repsol ha financiado dos de los cuatro trabajos realizados en el terreno. EL Lic. G. Zamora y el Sr. C. Delpino han colaborado en los trabajos de campo. Los autores expresan su agradecimiento al 1er. Teniente Héctor Carabajal, Jefe de la Oficina de Vigilancia Meteorológica de Comodoro Rivadavia, Servicio Meteorológico Nacional, quien ha monitoreado y se encuentra haciéndolo en el momento de redacción de éste trabajo a través del GOES y Sensores Remotos en el satélite NOAA Polar el área del volcán Tromen.

REFERENCIAS

- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. DIR. Gral. Minas, Geol. E Hidrol., n° 58, serie F, Buenos Aires. pp.110
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I. Hoja Chos Malal. Rev. Soc. Geol. Arg. - Serie C. Reimpresiones N° 1- Buenos Aires (1980), pp. 174.
- Havestadt, B., 1752. Chilidugu. Parte Séptima - Mapa Geográfico y Diario (Itinerario). En: San Martín, F., 1930. "Neuquén". Rodríguez Giles (Ed.), Buenos Aires. p: 179-209
- Holmberg, E., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil (Provincia del Neuquén). Servicio Geológico Nacional. Boletín 152, Buenos Aires. pp. 88.
- Moreno, F. P., 1898. Notes Préliminaires sur une Excursion aux territoires du Neuquén, Río Negro, Chubut et Santa Cruz. Reconnaissance de la Región Andine de la Republique Argentine. Ateliers de Publications du Musée du La Plata, La Plata. p: 26-28.
- UNESCO, 1985. Volcanic Emergency managment. Office of the United Nations Disaster Relief Coordinator (UNDRO), United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), United Nations, New York, pp. 86.

LA ASIMETRIA DE LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS DE TORMENTA REGISTRADAS EN LATITUDES BAJAS Y MEDIAS

María Andrea Van Zele

CONICET y Facultad de Cs Exactas y Naturales (UBA), Dto de Cs Geológicas.
1428 Buenos Aires, Argentina - avanzele@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

El objetivo del trabajo es mostrar que corrientes asociadas a la fase de expansión de las subtormentas contribuyen con la variación geomagnética de tormenta registrada en latitudes bajas y medias. El índice AL de actividad geomagnética se utiliza como expresión de las subtormentas. Se cuantifica el comienzo de la fase principal de una tormenta en la que los parámetros del viento solar (densidad, velocidad, campo magnético) son constantes por lo que lo es su contribución a la corriente anillo ecuatorial; entonces ésta debería producir un decaimiento exponencial de la variación geomagnética norte de tormenta, lo que no se observa. Los resultados del modelo propuesto muestran que las variaciones geomagnéticas de tormenta registradas en bajas y medias latitudes en la tarde y la noche dependen de AL. Se interpreta que 1) la corriente ascendente de la cuña de corriente responsable de la fase de expansión de la subtormenta contribuye a la corriente anillo; 2) a través de la corriente descendente de la cuña la corriente anillo colabora con la ionosfera auroral; 3) la rápida recuperación de la subtormenta se manifiesta como una rápida recuperación de la variación norte a la medianoche en latitudes bajas y medias cuya intensidad excede al modelo, lo que contribuye a la interpretación de que durante la recuperación la cuña se cierra a través de la corriente anillo, como ya se ha sugerido. De ello se deduce que las variaciones geomagnéticas utilizadas para calcular el índice Dst resultan de la intensificación de la corriente anillo ecuatorial por el viento solar, y por otras corrientes asociadas a la expansión de las subtormentas las que no son opuestas en longitud.

Palabras claves: tormenta magnética, subtormenta, corriente anillo ecuatorial, ecuación de diferencias

ABSTRACT

The aim of this paper is to show that currents related to substorms contribute to the storm geomagnetic variations recorded at mid and low latitudes. The auroral geomagnetic activity AL index is used as the substorm measure. The main phase of a storm with constant solar wind parameters (density, velocity, interplanetary magnetic field) is modeled. It is shown that the geomagnetic variations recorded in the afternoon, evening and at night depend on AL due to the relation between the auroral ionosphere and the equatorial ring current through the currents of the current wedge, and that the quick recovery of the expansion phase of the substorm can be explained if the wedge closes by the plasmasphere, as it has been proposed. So, the geomagnetic variations used to compute the Dst index are the result of the enhancement of the equatorial ring current by the solar wind and by other ones associated with the current wedge which are not opposite in longitude.

Keywords: geomagnetic storm, substorm, equatorial ring current, difference equations.

INTRODUCCION

El campo permanente, la variación secular, la estacional y la solar regular (Sq), y durante una tormenta geomagnética la variación de tormenta X_t, contribuyen a las componentes geomagnéticas norte X u horizontal H registradas en observatorios de latitudes bajas y medias. Las tormentas y otras perturbaciones geomagnéticas son manifestaciones de la intensificación del acoplamiento viento solar-magnetosfera. Las variaciones del viento solar y del campo magnético interplanetario (IMF) orientado hacia el sur energizan la corriente anillo que resulta de la deriva en dirección azimutal de partículas atrapadas en la plasmasfera debido a la inhomogeneidad del campo magnético terrestre; fluye toroidalmente hacia el oeste, centrada en el plano ecuatorial, a altitudes entre 10000 y 60000 km. Su mayor densidad se encuentra entre 3 y 5 radios terrestres. La mayor parte de estas partículas atrapadas que pueblan la plasmasfera provienen del viento solar y de la ionosfera; la forma en que son atrapadas y aceleradas es aún incierta, pero probablemente involucra el acceso directo de las primeras o un almacenamiento temporario en la cola magnética próxima a la tierra; el decrecimiento de la componente norte (X) u horizontal (H) sobre la superficie terrestre es el principal efecto de esta deriva hacia el oeste.

Una subtormenta magnética es un proceso transitorio iniciado del lado nocturno de la tierra, en el cual una fracción de la energía producida por la interacción viento solar-magnetosfera es depositada en la ionosfera auroral y en la magnetosfera (McPherron, 1991). Su fase de expansión se produce cuando parte de la corriente este-oeste de la cola magnética que atraviesa la zona más próxima a la tierra (Akasofu, 1970), y aún de la misma corriente anillo plasmasférica (Lui, 2001) es desviada hacia la tierra; fluye alineada a las líneas de

campo magnético hacia la ionosfera auroral en la pos-medianoche (tramo descendente a la ionosfera auroral de la cuña de corriente); recorre hacia el oeste la ionosfera auroral nocturna (sumándose al electrochorro al oeste existente desde la fase de crecimiento de la subtormenta); y fluye desde la ionosfera auroral del lado del atardecer (tramo ascendente); este último tramo alcanza a la corriente anillo y/o regresa a la corriente que atraviesa la cola, ahora del lado del atardecer (Kan, 1992). La variación geomagnética que esta cuña de corriente produce en observatorios de baja latitud durante horas nocturnas puede justificarse también asignándolo a un sistema de corrientes eléctricas ionosféricas formado por un electrochorro auroral nocturno hacia el oeste y el flujo de retorno a través de la ionosfera de bajas latitudes (sistema equivalente) (Kamide y Fukushima, 1970), en virtud del teorema de Fukushima (Fukushima, 1969). Los índices AE (Auroral Electrojet) se calculan a partir de las variaciones de H registradas en observatorios elegidos de la región auroral boreal (Mayaud, 1980); el índice AL es la envolvente inferior de las variaciones registradas simultáneamente en ellos y pretende representar la máxima densidad de corriente del electrochorro auroral al oeste (Berthelier y Menvielle, 1992). La fase de expansión queda manifiesta por un decrecimiento intenso y abrupto de AL.

Estudiando relaciones causa-efecto entre subtormentas y la fase principal de tormentas magnéticas se ha especulado acerca de si la ocurrencia sucesiva de subtormentas intensas juega un rol directo en la energización de la corriente anillo, dado que las observaciones realizadas por los satélites muestran la presencia de iones ionosféricos en ella (Kamide *et al.*, 1998), con acuerdo más o menos exitoso, pero no siempre cuantificado. Durante el desarrollo de una tormenta el decrecimiento H_t (o X_t) en observatorios de baja y media latitud no es simétrico en longitud,

sino más intenso del lado del atardecer pero en la fase de recuperación tiende a la simetría cilíndrica (Akasofu S.-I., 1966). El promedio de variaciones calculadas a partir de registros en 4 o 6 observatorios de latitudes bajas representa a la intensidad de la variación debida a la corriente anillo ecuatorial simétrica; se expresa por los índices de actividad geomagnética Dst (horario) y symH (a minuto). Se ha propuesto que la asimetría de la perturbación es debida a corrientes alineadas al campo que cierran en la ionosfera auroral con una corriente hacia el este (Cummings, W.D., 1966; Boström, 1968; Kamide y Fukushima, 1971); también se propone (Kan, 1992) la existencia de una corriente anillo parcial nocturna hacia el este superpuesta a la corriente simétrica, cerrando la cuña de corriente. Friedrich *et al.* (1999) modelan la influencia de la cuña de corriente sobre el índice Dst, e interpretan que su efecto depende de la distancia entre los pies de las corrientes alineadas de la cuña (de la extensión longitudinal de la porción ionosférica de la cuña) y de la vecindad a los observatorios que lo determinan cuando este sistema y el anillo ecuatorial simétrico no interactúan. Wu *et al.* (2004) usan la ruptura de auroras como el indicador más confiable de subtormentas, cuestionando los índices AL o AE como indicadores pues se determinan a partir de registros de una inadecuada red de observatorios geomagnéticos; sin embargo no cuestionan que un promedio de variaciones sirva para definir a los Dst como la intensidad de una corriente anillo simétrica real. Los estudios estadísticos de Wu *et al.* (2004) sobre la existencia de relaciones entre tormentas y subtormentas los llevan a concluir que la ocurrencia de subtormentas no afecta la intensidad de una tormenta.

La variación geomagnética en tiempo de tormenta registrada durante una tormenta magnética es considerada tradicionalmente como el resultado de la energización de una

corriente anillo ecuatorial simétrica; la energía del sistema dinámico corriente anillo ecuatorial ha sido representada por una ecuación diferencial a primer orden (Burton *et al.*, 1975) (llamado sistema dinámico a primer orden)

$$\frac{dU}{dt} + \frac{U}{T} = E(t) \quad (1)$$

donde U es la energía cinética total de las partículas, T la constante temporal de decaimiento de la solución del sistema homogéneo ($k=1/T > 0$ es la constante de decaimiento), y $E(t)$ la función de entrada, generalmente referida al campo eléctrico inducido por el viento solar.

La variación en tiempo de tormenta Xt muestra que la corriente anillo ecuatorial simétrica es una simplificación de una corriente plasmasférica no simétrica cuya energización implica la consideración de otras contribuciones (Van Zele y Schneider, 1999; Van Zele, 2002), o que registra la superposición de dos sistemas de corrientes independientes: la corriente anillo ecuatorial simétrica y la de subtormenta. La presencia de iones ionosféricos en la primera hace suponer que los sistemas interactúan.

El objetivo del trabajo es mostrar que las variaciones geomagnéticas de tormenta registradas en latitudes medias y bajas no son simétricas alrededor del eje del dipolo geomagnético, y que las corrientes asociadas con las subtormentas también colaboran con ellas, y de modo no despreciable.

EL MODELO

Se supone que la componente norte (Xt) de una tormenta geomagnética muestra superpuestos el decrecimiento debido a la corriente anillo plasmasférica a la que ha contribuido la cuña de corriente de subtormenta, o muestra la superposición de dos sistemas de corrientes no interactuantes: la

corriente anillo plasmasférica y corrientes ionosféricas.

1- En este trabajo el primer caso se esquematiza por la siguiente secuencia:

I) cuando la componente perpendicular a la eclíptica del campo magnético interplanetario torna hacia el sur ($B_z(\text{IMF}) < 0$) la magnetosfera se abre, y si perdura por varias horas permite la energización de la corriente anillo ecuatorial debido al incremento de partículas cargadas en la plasmasfera; el decrecimiento de la variación de tormenta X_t (o H_t) depende de la intensidad de $B_z(\text{IMF})$ y de la velocidad y densidad del viento solar; la velocidad de decrecimiento no es la misma en todas las longitudes; cuando $B_z(\text{IMF})$ torna hacia el norte la magnetosfera se cierra y X_t recupera (crece) en observatorios de cualquier longitud;

II) durante las subtormentas:

a) al atardecer se produce transferencia de partículas cargadas de la cuña de corriente (de la ionosfera auroral) a la corriente anillo ecuatorial, medida por un mayor decrecimiento de X_t en esos observatorios respecto de los ubicados a otra hora local;

b) observatorios ubicados después de la medianoche y antes del amanecer registran un crecimiento de X_t durante la subtormenta debido a la pérdida de energía de la corriente anillo plasmasférica.

Expresión Matemática

I) Supóngase que la variación geomagnética en tiempo de tormenta R de la componente norte del campo geomagnético en un observatorio de baja latitud es proporcional a la energía de la corriente anillo ecuatorial (denominada U en la ecuación (1)) (Skopke, 1966) cuya variación depende linealmente del número de iones presentes en la plasmasfera, y que éstos son provistos únicamente por el viento solar; supóngase que en el intervalo considerado el viento solar tiene sus parámetros

constantes y $B_z(\text{IMF}) < 0$, por lo que la contribución a la plasmasfera es K ($K < 0$, constante) pues la energía depende de los parámetros del viento solar que alimenta a la corriente anillo. Entonces, la variación R (proporcional a U) según la ecuación (1) puede expresarse como

$$\frac{dR}{dt} + \frac{R}{T} = K_1 \quad (2)$$

si el estado inicial del sistema es R_0 , la solución es una exponencial decreciente a la asíntota $T.K$ si $T.K < R_0$ o creciente a la asíntota $T.K$ si $T.K > R_0$. Los observables K_1 y R están disponibles en intervalos discretos (cada minuto) si bien ambos son esencialmente continuos. La ecuación diferencial (2) puede transformarse en una ecuación de diferencias que expresa a un sistema dinámico discreto (Box and Jenkins, 1976) como

$$R_i - R_{i-1} + k_1 R_i = K_1 \quad (3)$$

siendo k_1 la constante de decaimiento definida para (1) y K_1 la contribución del viento solar, constante para esta tormenta; de (3), reordenando, resulta

$$R_i = a_1 R_{i-1} + C_1 \quad (4)$$

siendo $a_1 = 1/(k_1 + 1)$, $C_1 = K_1/(k_1 + 1)$, y los parámetros a_1 y C_1 pueden ajustarse por cuadrados mínimos considerando $R_i = X_t$.

II) Supóngase que además un aporte de iones $L(t)$ de la ionosfera auroral a la corriente anillo es provisto por el electrochorro al oeste y que éste es proporcional al índice AL de actividad geomagnética. Entonces, la variación R (proporcional a U) según la ecuación (1) puede expresarse, si existiese un retraso temporal \hat{t} , como

$$\frac{dR}{dt} + \frac{R}{T} = K + L(t - \hat{t}) \quad (5)$$

En este caso la contribución de los iones de la ionosfera auroral a la plasmasfera ($LH'' gAL$, $g > 0$) no se expresa como una función analítica, sino que son valores tabulados a intervalos regulares (L es una función discreta), la ecuación diferencial (2) sólo puede resolverse transformándola en una ecuación de diferencias que expresa a un sistema dinámico discreto (Box y Jenkins, 1976)

$$R_i - R_{i-1} + k_2 R_i = K_2 + G_2 AL_{i-n} \quad (6)$$

de donde

$$R_i = a_2 R_{i-1} + C_2 + b_2 AL_{i-n} \quad (7)$$

siendo $a_2 = 1/(k_2 + 1)$, $C_2 = K_2/(k_2 + 1)$, $b_2 = g_2/(k_2 + 1)$, y los parámetros a_2 , C_2 y b_2 pueden ajustarse por cuadrados mínimos considerando $R_i = Xt$. El parámetro a_2 informa sobre k_2 que es la constante de decaimiento de R y es supuesta constante en el intervalo; $K_2 = C_2(k_2 + 1)$ es la energía dependiente de los parámetros del viento solar que alimenta a la corriente anillo, y $g_2 = b_2(k_2 + 1)$ la fracción de electrochorro auroral al oeste transferida a la corriente anillo. El parámetro n es el número de intervalos de retraso.

2- Es también posible pensar que a la variación de tormenta R colaboran en forma independiente tanto la corriente anillo ecuatorial (R_e) como un sistema asociado a la corriente de electrochorro auroral al oeste (R_a); donde $R = R_e + R_a$ y R_e satisface la ecuación (2) y $R_a = gAL$ (variación debida por ejemplo, a una corriente ionosférica asociada al electrochorro al oeste); en ese caso la ecuación de diferencias se transforma en

$$R_i = a_3 R_{i-1} + C_3 + G_3 AL_{i-n} \quad (8)$$

siendo $a_3 = g_3/(k_3 + 1)$, $C_3 = K_3/(k_3 + 1)$ y g_3 la

parte de electrochorro auroral al oeste que contribuye a R_a . La ecuación (8) es muy similar a la ecuación (7) de modo que, al ajustar por cuadrados mínimos para determinar los coeficientes, resultan $a_3 = a_2$, $C_3 = C_2$ y $g_3 = b_2$.

De la ecuación (6) se deduce que en el intervalo $[1, M]$ las sumatorias

$$S_k = \sum_{i=1}^M K_2 \quad \text{y} \quad S_g = \sum_{i=1}^M G_2 AL_{i-n} \quad (9)$$

contribuyen a la variación de tormenta Xt proporcionalmente al viento solar y a la subtormenta. El cociente $S_2 = S_g/S_k$ mide la contribución relativa a la energía entregada, que en la ecuación (2) es provista únicamente por el viento solar.

3- Es habitual suponer que las variaciones Xt registradas en las latitudes aquí consideradas contienen dos efectos de naturaleza planetaria: la inducción de corrientes en la corteza y la compresión magnetosférica por el viento solar. La primera señala (Price, 1967) que la componente externa es $5/7$ de la registrada ($Xt_{ext} = (5/7) Xt$); su consideración indicaría que los valores de K_p , o de g_2 y K_p , o de g_3 y K_3 deben ser multiplicados por el factor $5/7$, resultando la contribución relativa de energía (S_2) independiente de él; la constante de decaimiento no se vería afectada por esta consideración. La compresión magnetosférica $p = b \cdot (\tilde{n} \cdot v^2)^{(1/2)}$ (con $b = 0.2 \text{ nT}/(\text{ev} \cdot \text{cm}^{-3})^{(1/2)}$) que debe ser descontada de Xt_{ext} (Burton *et al.*, 1975) depende de la densidad de masa \tilde{n} y la velocidad v del viento solar; en el intervalo considerado en este trabajo p resulta constante ya que ambas lo son. Y como la variación se mide a partir del instante de inicio del decrecimiento de Xt , la consideración de una constante no varía los parámetros calculados.

LOS DATOS

Se considera la variación geomagnética norte de tormenta X_t calculada a partir de valores registrados en los observatorios de baja latitud geomagnética (menor que 30°) que figuran en la Tabla 1, los que están disponibles en el centro mundial WDC de Kyoto (Japón) (<http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/>); en la sexta columna se indica aproximadamente, para cada observatorio, en tiempo local (TL) el intervalo [13,18] TU aquí estudiado.

Los observatorios cuyo nombre figura en cursiva colaboran con sus registros en el cálculo del índice Dst. Los observatorios BNG, AAE, GUA y ASC están próximos al ecuador geomagnético; sus variaciones serán consideradas para una mejor interpretación de las de

bajas y medias latitudes; HUA no ha sido considerado pues se encuentra a 1° de latitud de inclinación, sometido al electrochorro ecuatorial.

Los valores de tormenta X_t son el resultado de restar a la componente norte X del día de tormenta la misma componente del día más tranquilo (X_q) que diste menos de un mes; ésta es una manera simplificada de eliminar el campo principal, la variación secular, estacional y diaria solar regular (S_q); no coincide, pero para este estudio es equivalente, con la que se utiliza en los observatorios que contribuyen al cálculo del índice Dst (en <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/>); las componentes han sido registradas por los observatorios cada 1 minuto; se los promedia cada u=5 minutos, resultando valores promedios de 0:00 a 0:04, de 0:05 a 0:09,... TU.

Tabla 1. Nombre y sigla IAGA del los observatorios cuyos datos se utilizan en este trabajo, sus coordenadas, e intervalo en tiempo local en el que se estudian las variaciones

| Observatorio | lat. geog. | sigla (°) | long. geog. (°) | lat. geom. (°) | [13, 18] TU (h) |
|------------------|------------|-----------|-----------------|----------------|-------------------|
| Tamanrasset | TAM | 22.8 | 5.5 | 24.9 | [13, 18] TL |
| Bangui | BNG | 4.3 | 18.6 | 4.3 | [13:30, 18:30] TL |
| Tsumeb | TSU | -19.2 | 17.7 | -18.6 | [14, 19] TL |
| Lourenço Marquez | LMM | -25.9 | 32.6 | -28.0 | [15, 20] TL |
| Tananarive | TAN | -18.9 | 47.6 | -23.9 | [16, 21] TL |
| Alibag | ABG | 18.6 | 72.9 | 9.6 | [18, 23] TL |
| Phu Thuy | PHU | 21.0 | 105.9 | 10.0 | [20, 1] TL |
| Lumping | LNP | 25.0 | 121.2 | 14.2 | [21, 2] TL |
| Kanoya | KNY | 31.4 | 130.9 | 21.7 | [22, 3] TL |
| Kakadu | KDU | -12.7 | 132.5 | -22.8 | [22, 3] TL |
| Chichijima | CBI | 27.1 | 142.2 | 17.7 | [22:30, 3:30] TL |
| Guam | GUA | 13.6 | 144.9 | 4.6 | [22:30, 3:30] TL |
| Charters Towers | CTA | -20.1 | 146.2 | -28.7 | [23, 4] TL |
| Midway | MID | 28.2 | 182.6 | 24.6 | [1, 6] TL |
| Apia | API | -13.8 | 188.2 | -15.6 | [1:30, 6:30] TL |
| <i>Honolulu</i> | HON | 21.3 | 202.0 | 21.5 | [2:30, 7:30] TL |
| Papeete | PPT | -17.6 | 210.4 | -15.1 | [3, 8] TL |
| <i>San Juan</i> | SJG | 18.4 | 293.9 | 29.4 | [8:30, 13:30] TL |
| Kourou | KOU | 2.2 | 307.3 | 12.7 | [9:30, 14:30] TL |
| Vassouras | VSS | -22.4 | 316.3 | -12.5 | [10, 15] TL |
| M'Bour | MBO | 14.4 | 343.0 | 20.7 | [12, 17] TL |
| Ascensión I. | ASC | -7.9 | 345.6 | -1.8 | [12, 17] TL |

La asimetría de las variaciones geomagnéticas de tormenta...

En la Figura 1 se muestran las variaciones X_t de tormenta correspondientes al 6 de noviembre de 2000 para algunos de los observatorios mencionados: VSS, ASC, CBI y HON; el índice AL ha sido digitalizado de <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/aedir/ae1/q/Rae.001106.html>; se ha elegido esta tormenta porque tanto el campo magnético interplanetario ($B_z(\text{IMF}) \text{ H}'' -10 \text{ nT}$) como la velocidad y densidad del viento solar ($v \text{ H}'' 810 \text{ km/seg}$; $n \text{ H}'' 7./\text{cm}^3$) se registran constantes en el intervalo [12:45, 17:20] TU por el satélite ACE; en este intervalo ($B_z(\text{IMF}) < 0$) la magnetosfera permanece abierta; dependiendo de la velocidad, transcurre entre media y 1 hora entre el paso del viento solar por el satélite y su llegada a la magnetosfera. El día tranquilo considerado es el 17 de noviembre de 2000.

OBSERVACIONES

- 1) La tormenta se inicia con subtormenta;
- 2) el índice AL (AL/10 en Figura 1):

- i) a partir de las 13:20 TU comienza a decrecer (se intensifica) con una muy intensa fase de expansión hasta casi las 15 TU,
 - ii) una primera recuperación (crecimiento) se observa entre las 15 y las 15:15 TU, seguida por una nueva intensificación hasta las 15:30 TU;
 - iii) se observa la segunda recuperación de 15:30 a 16:05 TU, seguida por intensificaciones de AL hasta las 17:40 TU;
 - iv) de 17:40 a 18:10 TU AL muestra la tercera recuperación, juntamente con el cierre de la magnetosfera;
- 3) El comportamiento de X_t puede caracterizarse según la longitud (la hora local) del observatorio:
- i) los observatorios KOU, MBO, TAM, BNG, TSU, LMM, TAN y ABG muestran un comportamiento semejante a ASC (la tormenta inicia entre la mañana y el atardecer); los observatorios PHU, LNP, KNY, KDU, GUA, CTA muestran un comportamiento similar a CBI (la tormenta inicia antes de la me-

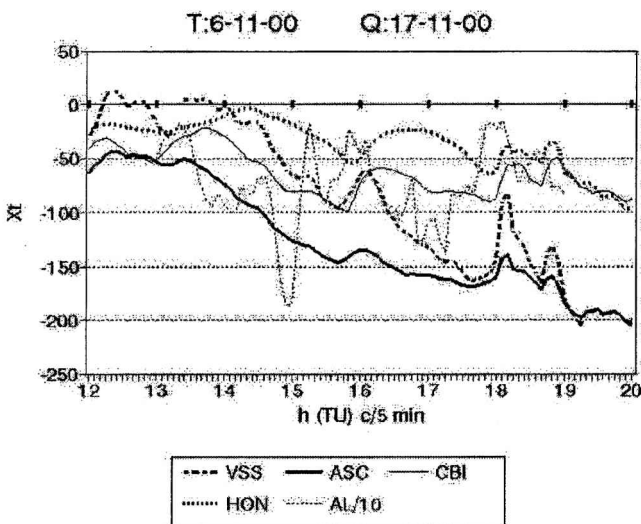


Figura 1. Variaciones X_t de tormenta correspondientes al 6 de noviembre de 2000 y valores del índice AL, digitalizado, para el intervalo en estudio, donde se observa que el decrecimiento de X_t no se inicia simultáneamente en todos los observatorios ni es una exponencial decreciente como lo sugeriría la ecuación (2). Los valores están graficados cada 5 minutos.

dianoche); los observatorios MID, API y PPT muestran un comportamiento similar a HON (la tormenta inicia antes del amanecer); VSS ve sus variaciones algo amplificadas por el electrochorro ecuatorial (la tormenta inicia a la mañana);

ii) el decrecimiento de X_t en los observatorios (Fig.1) no se registran simultáneamente con las intensificaciones de AL:

a) el primer decrecimiento se inicia a 13:25 TU en ASC (H^o12:30 TL), a las 13:45 TU en CBI (H^o23 TL) y VSS (H^o10:30 TL), a las 14:20 TU en HON (H^o 4 TL);

b) la primer recuperación no dura lo suficiente como para que X_t muestre una recuperación en ellos;

c) la segunda recuperación es registrada entre las 15:40 y las 16:05 TU en ASC (en [14:40, 15:00] TL) y VSS (en [12:40, 13:00] TL); y entre las 15:50 y las 16:20 en CBI (en [1:30, 2:00] TL);

d) la tercera recuperación se registra entre las 17:35 y las 18:10 TU en ASC (en [16:30, 17:00] TL aprox.), entre las 17:40 y las 18:10 TU en VSS (en [14:40, 15:10] TL) y entre las 17:55 y las 18:10 TU en CBI (en [3:25, 3:40] TL);

e) la variación de X_t en HON (observada también en MID, API y PPT, observatorios localizados antes del amanecer al inicio del intervalo estudiado), muestra un comportamiento diferente: si bien decrece a partir de las 14:20 TU, alcanza máximos valores durante mínimos de AL, es decir, parece corresponderse con contribuciones de $-AL$; sin embargo, muestra la última recuperación de AL entre las 17:55 y las 18:10 TU (en [7:30, 7:45] TL aproximadamente);

RESULTADOS

1) al inicio de la tormenta ($B_z(IMF) < 0$, $AL < 0$) el decrecimiento de X_t se observa más temprano en observatorios ubicados entre mediodía y el atardecer (TAM, BNG, TSU, LMM, TAN);

2) durante la tormenta ($B_z(IMF) < 0$) y con subtormenta: i) X_t decrece pero se observa una variación sincrónica con AL en observatorios ubicados a la mañana, a la tarde y a la medianoche; X_t varía sincrónicamente con $-AL$ en observatorios localizados próximos al amanecer

3) durante la tormenta, cuando $AL' > 0$ (recupera) y no se intensifica rápidamente (segunda recuperación de AL a las 16 TU aproximadamente), X_t recupera en observatorios localizados a la mañana, mediodía, tarde y noche, pero antes del lado diurno que del nocturno; cerca de la medianoche (ABG, PHU, LNP, KNY, KDU, CBI, GUA, CTA, entre las 21 y las 2 TL) la recuperación tiene mayor amplitud, durante un intervalo mayor, y se observa unos pocos minutos antes en ABG que en CTA, sugiriendo que comienza antes de la medianoche y se propaga hacia el este;

4) cuando la magnetosfera se cierra ($B_z(IMF) > 0$), y se observa la tercera recuperación de AL a las 17:40 TU), X_t crece, independientemente de la longitud del observatorio.

LA CUANTIFICACION

Las variaciones de tormenta X_t de los distintos observatorios a partir de los registros del 6 de noviembre de 2000 se modelan según las ecuaciones (2) y (5); para ello se calculan los parámetros de las ecuaciones (4) y (7), ajustándolos por cuadrados mínimos, suponiendo que se mantienen constantes en el intervalo estudiado. En la tabla que sigue se muestra para cada observatorio el intervalo considerado para el ajuste (segunda columna), el coeficiente de correlación lineal R entre los valores de tormenta X_t y los calculados (X_{tc}) a partir del valor anterior al del inicio del intervalo, y los parámetros de las ecuaciones (3) y (6).

De la Tabla 2 se infiere que:

i) en general, R es mayor cuando se considera a AL como forzante del sistema, es decir, ajustando según la ecuación (7) u (8) (sexta

La asimetría de las variaciones geomagnéticas de tormenta...

columna) en lugar de la simplificada ecuación (4) (tercera columna);
 ii) entre las 14 y las 16 TU, X_t en los observatorios MID (de 2 a 4 TL), API (de 2:30 a 4:30 TL), HON (de 3:30 a 5:30 TL) y PPT (de 4 a 6 TL) no se ajustan al modelo propuesto; también se observa que X_t se ajusta en todo el intervalo considerado en los observatorios de SJG (de 11:30 a 15:30 TL), KOU (de 12:30 a 16:30 TL) y MBO (15 a 19

TL). El ajuste de X_t mejora si se efectúa hasta las 16 TU en ASC (15 TL), TAM (16 TL), BNG (16:30 TL), TSU (17 TL), LMM (18 TL), TAN (19 TL): comparar el coeficiente de correlación lineal entre X_t y X_{tc} para TAN entre las 14 y las 16 TU (**R** = 0.981) y entre las 14 y las 18 TU (**R** = 0.903); y en ABG, PHU, LNP, KNY, CBI, GUA y CTA; el ajuste entre X_t y X_{tc} para KDU se ha calculado considerando los valores para la unión de los

Tabla 2. intervalo considerado para el ajuste (segunda columna), coeficiente de correlación lineal **R** entre los valores de tormenta X_t y los calculados (X_{tc}) a partir del valor anterior al del inicio del intervalo, y los parámetros: k_1 : constante de decaimiento de la variación geomagnética registrada en un observatorio cuando el único contribuyente es el viento solar (ec.3), K_1 : contribución del viento solar a la variación registrada si fuera el único forzante del sistema (ec.3), k_2 : constante de decaimiento de la variación geomagnética registrada en un observatorio para el modelo propuesto (ec.6), K_2 : contribución del viento solar a la variación registrada para el modelo propuesto (ec.6), g_2 : contribución de la cuña de corriente a la variación registrada para el modelo propuesto (ec.6), π : retardo de la contribución de la cuña de corriente a la variación geomagnética según el modelo propuesto; u = 5 minutos. Para LMM y TAN se han calculado los parámetros de ajuste para distintos intervalos; para KDU se han calculado los parámetros para la unión de dos intervalos, excluyendo aquél en que la recuperación no responde al modelo.

| Obser. | Intervalo (TU) | R | k_1 (1/u) | K_1 (nT/u) | R | k_2 (1/u) | K_2 (nT/u) | g_2 (1/u) | n (u) |
|--------|------------------|------|----------------|-----------------|------|----------------|-----------------|----------------|----------|
| TAM | 13:25-15:40 | .993 | .0626 | -10.6 | .995 | .0602 | -8.3 | .0023 | 3 |
| BNG | 13:30-15:40 | .992 | .0509 | -10.1 | .995 | .0477 | -6.9 | .0020 | 3 |
| TSU | 13:30-18:05 | .959 | .0718 | -10.9 | .950 | .0587 | -5.9 | .0041 | 3 |
| LMM | 13:30-15:40 | | | | .988 | .0450 | -4.3 | .0028 | 3 |
| | 13:30-18:05 | .933 | .0797 | -8.9 | .962 | .0640 | -4.1 | .0041 | 3 |
| TAN1 | 13:30-15:40 | .975 | .0703 | -10.2 | .981 | .0686 | -8.4 | .0018 | 3 |
| TAN2 | 13:30-18:00 | | | | .903 | .0666 | -6.6 | .0030 | 3 |
| ABG | 13:50-15:50 | .992 | .0697 | -13.2 | .992 | .069 | -12.6 | .0005 | 0 |
| PHU | 13:50-15:55 | .992 | .0781 | -14.0 | .993 | .0709 | -9.7 | .0039 | 0 |
| LNP | 13:50-15:55 | .991 | .0777 | -12.5 | .991 | .0642 | -7.1 | .0047 | 1 |
| KNY | 13:50-15:35 | .985 | .0567 | -8.4 | .991 | .0564 | -4.1 | .0046 | 1 |
| KDU | 14:05-15:35 | .981 | .0973 | -11.0 | .991 | .0724 | -6.0 | .0035 | 2 |
| | U 16:40-18:05 | | | | | | | | |
| CBI | 13:55-15:35 | .984 | .0490 | -6.3 | .993 | .0487 | -3.2 | .0033 | 1 |
| GUA | 14:00-15:35 | .983 | .0468 | -6.8 | .992 | .0477 | -4.2 | .0029 | 1 |
| CTA | 14:05-15:35 | .944 | .0679 | -7.3 | .993 | .0632 | -0.2 | .0074 | 2 |
| MID | 14:25-15:35 | .947 | .1820 | -7.6 | .975 | .1470 | -8.7 | -.0022 | 2 |
| API | 14:25-15:55 | | $k_1 < 0$ | | | $k_2 < 0$ | | | 1 |
| HON | 14:25-15:55 | | $k_1 < 0$ | | | $k_2 < 0$ | | | 2 |
| PPT | 14:30-15:50 | | $k_1 < 0$ | | | $k_2 < 0$ | | | 2 |
| SJG | 14:30-18:05 | .951 | .1049 | -9.5 | .985 | .0555 | -3.3 | .0024 | 1 |
| KOU | 14:30-18:05 | .958 | .0700 | -10.2 | .986 | .0468 | -3.7 | .0046 | 1 |
| VSS | 14:30-18:05 | .893 | .0468 | -7.7 | .977 | .0190 | 2.7 | .0093 | 1 |
| MBO | 13:30-18:05 | .985 | .0539 | -8.6 | .992 | .0456 | -4.8 | .0034 | 2 |
| ASC | 13:30-15:45 | .995 | .0103 | -4.6 | .998 | .0097 | -2.9 | .0019 | 1 |

2 intervalos de decrecimiento de X_t , y no se observa una variación significativa en la correlación respecto de otros observatorios nocturnos;

iii) el ingreso de energía debido a la influencia del viento solar, es mayor entre las 14 y las 23 TL (de tarde hasta medianoche) en ambos modelos (TAM... KDU), según K_1 y K_2 ;

iv) la constante de decaimiento del sistema es menor cuando se considera la contribución de la subtormenta que cuando se supone que el viento solar es el único contribuyente a X_t ($k_2 < k_1$);

vi) los observatorios ecuatoriales ASC y BNG, a la tarde, o GUA, a la noche, no muestran en X_t diferencias con observatorios de latitudes medias; el observatorio VSS, próximo al ecuador de inclinación en la mañana estival, muestra amplias variaciones en X_t , por lo que se deduce una fuerte influencia de la ionosfera ecuatorial en ellas.

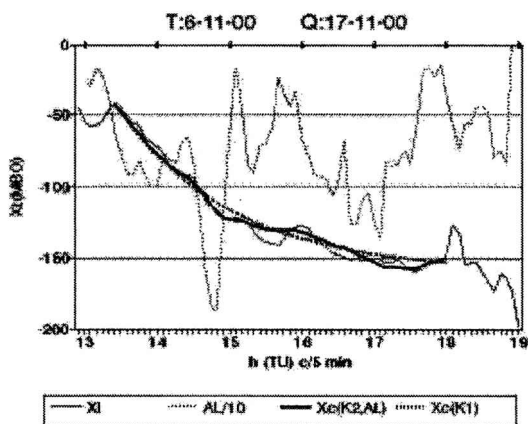


Figura 2. X_t (MBO) y valores modelados según los parámetros de las ec. (4) y (7) calculados por cuadrados mínimos a partir de la ecuación de diferencias. Se observa un mejor ajuste cuando se considera la influencia de la cuña de corriente; es de notar que durante la fase de recuperación (en [15:40,16:00] TU de la subtormenta las hipótesis del modelo no alcanzan para explicar la mayor recuperación registrada. Los valores están graficados cada 5 minutos.

En la Figura 2 se muestra X_t (MBO) y los valores modelados según los parámetros de las ecuaciones (4) y (7) calculados por cuadrados mínimos.

En la Figura 3 se muestra S_2 calculado según los parámetros de la Tabla 2, para 3 observatorios, y AL, sin considerar el retardo n en su representación, ya que éste es diferente en cada caso.

DISCUSION

En el intervalo estudiado [14,18] TU la variación X_t puede esquematizarse en función de la posición del observatorio:

i) observatorios que a las 16 TU se encuentran a la medianoche (ABG, PHU, LNP, KNY, KDU, CBI, GUA) muestran un muy buen ajuste en [14,16] TU entre X_t y X_{tc} según la ecuación (4), pero durante la siguiente media hora, que corresponde a una recuperación de

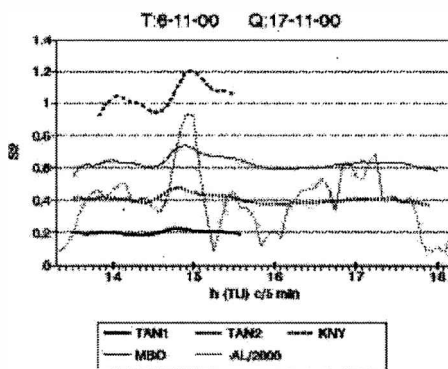


Figura 3. S_2 calculado según los parámetros de la tabla, para 3 observatorios, y AL, sin considerar el retardo n en su representación, ya que éste es diferente en cada caso; puede observarse que la contribución de la subtormenta a la variación en tiempo de tormenta no es despreciable en observatorios de latitudes bajas o medias, siendo su contribución dependiente de la posición del observatorio. Para TAN se han graficado resultados según los parámetros hallados en el intervalo inicial y en todo el intervalo considerado. Los valores están graficados cada 5 minutos.

AL (AL₀), la rápida recuperación de X_t de unos 50 nT no puede ser explicada por el modelo, sino que debería suponerse superpuesta una corriente en sentido contrario a la corriente anillo;

ii) observatorios que a las 16 TU se encuentran antes del amanecer (API, HON, PPT) registran una variación X_t que no puede ajustarse por la ecuación (4) pero reflejan una variación sincrónica con $-AL$; tal comportamiento pareciera asociado a la corriente descendente de la cuña, de modo que parte de la energía de la corriente anillo sería transferida a la ionosfera auroral;

iii) observatorios que a las 16 TU se encuentran a mediodía alejados del ecuador de inclinación (SJG, KOU, MBO) pueden ajustar la variación X_t según la ecuación (4) en todo el intervalo, pues resulta poco afectada por la rápida pérdida de energía (recuperación) que se observa a la medianoche;

iv) observatorios que a las 16 TU se encuentran a la tarde (ASC, TAM, BNG, TSU, LMM, TAN) muestran que la correlación lineal entre X_t y X_{tc} mejora si sólo se considera en intervalo anterior a la segunda recuperación de AL, cuando se observa la rápida pérdida de energía que registran los observatorios de la medianoche a las 16 TU;

i) la constante de decaimiento k_2 del sistema calculada para X_t en los observatorios que se encuentran después del mediodía y hasta la medianoche (TAM, ... , CTA) indica que el tiempo de decaimiento T varía entre 1 y 2 h ($14 < T/5\text{min} < 22$);

ii) el cociente S_2 muestra que para grandes valores de AL, la contribución de la subtormenta a X_t (a la corriente anillo) puede igualar y aún superar a la del viento solar.

CONCLUSIONES

Durante las 4 primeras horas de la fase principal de esta tormenta geomagnética los parámetros del viento solar son constantes; de

ello se sigue que para la interpretación clásica estas variaciones calculadas para observatorios de bajas o medias latitudes deberían responder a un decrecimiento exponencial, lo que no se observa. Se las compara entonces con las subtormentas de ese intervalo, y se las correlaciona con los resultados de un modelo sencillo que considera que las subtormentas colaboran con las variaciones según ha sugerido la presencia de iones ionosféricos en la plasmasfera; la expansión y recuperación de las subtormentas se cuantifican con el índice AL. Este modelo supone que durante la fase de expansión de una subtormenta las corrientes alineadas al campo geomagnético relacionan la corriente anillo ecuatorial con la porción auroral de la cuña; se encuentra que el decrecimiento resulta sincrónico con el índice de actividad ionosférica auroral AL a la tarde, donde las corrientes ascendentes unen la parte auroral de la cuña de corriente con la plasmasfera; también se encuentra que durante la rápida recuperación de la subtormenta la cuña parece cerrarse a través de corrientes sumadas a la corriente anillo ecuatorial en sentido contrario, como ya había sido sugerido. Se evidencia entonces que las variaciones no son simétricas alrededor del eje dipolar, por lo que cuando se promedian las variaciones geomagnéticas en tiempo de tormenta las variaciones debidas a las subtormentas no son compensadas, y el índice de actividad geomagnética ecuatorial Dst (Mayaud, 1980) consuetudinariamente supuesto axialmente simétrico no representa una variación real sino idealmente simplificada. El índice Dst expresa la intensidad de la tormenta, pero no representa la variación debida a la corriente anillo a una longitud determinada. La contribución de la subtormenta a la variación en tiempo de tormenta en observatorios de latitudes bajas o medias no es despreciable.

Agradecimientos. La autora agradece al World Data Center C2 de Kyoto (Japón), a

D.J.McComas en SWRI y a CDAWeb (NASA, EEUU) por la facilidad del uso de los datos.

REFERENCIAS

- Akasofu S.-I., 1966; Electrodynamics of the magnetosphere: geomagnetic storms; *Space Science Reviews* **6**, 21-143.
- Akasofu S.-I., 1970; Magnetospheric substorms: a model; *Solar Terrestrial Physics, Part III*, 131-151.
- Berthelier A. and M.Menvielle, 1992; Geomagnetic data 1986, IAGA Bulletin N° 32 q
- Boström R., 1968; Currents in the ionosphere and magnetosphere, *Ann.Géophys.*, **24** 681-694.
- Box G.E.P. and G.M.Jenkins, 1976; Time series analysis: forecasting and control; Holden Day
- Burton R.K., R.L.McPherron, C.T.Russell, 1975; An empirical relationship between interplanetary conditions and Dst; *Journal of Geophysical Research* **80** (31), 4204-4214.
- Cummings W.D., 1966; Asymmetric ring currents and the low latitude disturbance daily variation; *Journal of Geophysical Research* **71**, 4495-4503.
- Friedrich E, G.Rostoker and M.G.Connors, 1999; Influence of the substorm current wedge on the Dst index; *Journal of Geophysical Research*, **104** (A3), 4567-4575
- Fukushima N., 1969; Equivalence in ground geomagnetic effect of Chapman-Vestine and Bierkeland-Alfvén's electric current-systems for polar magnetic storms; Report of Ionosphere and Space Research in Japan, **23**, 219-229.
- González W.D., B.T.Tsurutani, A.L.C.González, E.J.Smith, F.Tang and S.-I.Akasofu, 1989; Solar wind magnetosphere coupling during intense magnetic storms; *Journal of Geophysical Research* **94** (A7), 8835-8851.
- Iyemori T., T.Araki, T.Kamei and M.Takeda, 1999; Mid-latitude geomagnetic indices "ASY" and "SYM" for 1999 (Provisional); at <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/aeasy/asy.pdf>.
- Kamide Y. and N.Fukushima, 1971; Analysis of magnetic storms with DR indices for equatorial ring current field; Report of Ionosphere and Space Research in Japan, **25** (2), 125-162.
- Kamide Y., W.Baumjohann, I.A.Daglis, W.D.González, M.Grande, J.A.Joselyn, R.L.McPherron, J.L.Phillips, E.G.D.Reeves, G.Rostoker, A.S.Sharma, H.J.Singer, B.T.Tsurutani and V.M.Vasyliunas, 1998; Current understanding of magnetic storms: storm-substorm relationships; *Journal of Geophysical Research*, **103** (A8), 17705-17728.
- Kamide Y. and N.Fukushima, 1970; Spatial extent of the return current of the auroral-zone electrojet; Report of Ionosphere and Space Research in Japan; **24**, (2), 115-126.
- Kan J.R., 1992; Unloading instability in the substorm current wedge; in *Substorms 1 Proceedings of the 1st Conference on substorms (Sweden)*, esa sp-335; 421-423.
- Lui A.T.Y., 2001; Current controversies in magnetospheric physics; *Reviews of Geophysics*, **39**, (4), 535-563.
- Mayaud P.N., 1980; Deviation, meaning and use of geomagnetic indices; AGU Geophysical Monograph **22**, AGU.
- McPherron R.L., 1991; Physical Processes Producing Magnetospheric Substorms and Magnetic Storms, in *Geomagnetism*, vol 4, ed.J.A.Jacobs, Academic Press.
- Price A.T., 1967; Electromagnetic Induction within the Earth; en *Physics of Geomagnetic Phenomena*, 235-295. Academic Press.
- Scokopke N., 1966; A general relation between the energy of trapped particles and the disturbance field near the Earth; *Journal of Geophysical Research*, **71**, 3125-3130.
- Van Zele M.A., 2002; Contributions to the ring current energy during geomagnetic storms; *Studia Geophysica et Geodetica*, **46**, 33-41.
- Van Zele M.A. and O.Schneider, 1999; The equatorial ring current as a part of a coupled system; *Studia Geophysica et Geodetica*, **43**, 284-288.
- Wu C.-C., K. Liou, R. P. Lepping and C.-I-Meng, 2004; Identification of substorms without storms; *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **66**, 125-132.

UNA APROXIMACION SIMPLE PARA ESTIMAR PRECIPITACION CON DATOS DE RADIACION DE ONDA LARGA SALIENTE

Carlos Zotelo¹, Marcela González², Vicente Barros²

¹Depto de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO).

²Centro de Investigación del Mar y la Atmósfera (CIMA).

^{1,2}Fac. de Ciencias Exactas y Naturales. Unive. de Buenos Aires. Intendente Guiraldes s/n - Ciudad Universitaria - Pabellón II - 2do Piso. (C1428EHA) Ciudad Autónoma de Buenos Aires

zotelo@at.fcen.uba.ar, gonzalez@cima.fcen.uba.ar, barros@cima.fcen.uba.ar

RESUMEN

En el presente trabajo, se estudió la relación existente entre los valores de anomalía mensual de precipitación y la radiación de onda larga saliente terrestre (OLR), explorando la posibilidad de generar un modelo sencillo para la estimación de lluvia. El análisis se restringió a la región limitada por los paralelos 21.25°S - 31.25°S y los meridianos 48.75°W - 58.75°W, en el período 1975-2000.

Debido a las características locales y a los distintos regímenes de lluvia que se producen en diferentes épocas del año, se crearon y caracterizaron diversos índices basados en OLR, con el fin de determinar el mejor estimador de las anomalías mensuales de precipitación. Se obtuvieron matrices mensuales y estacionales de correlación entre dichos índices y las anomalías de precipitación para determinar patrones de variación interanual e interestacional. Se establecieron métodos de selección de los índices predictores así como una función de ajuste del tipo lineal y no lineal para cada mes del año.

En general, se observa que la presencia del evento Niño actúa como intensificador de la relación entre los índices y las anomalías estacionales de precipitación durante todo el año. En particular, esto se evidencia más en primavera y otoño. Por su parte, la presencia del evento Niña se presenta como intensificador de dicha relación únicamente en primavera.

Se concluye que si bien el valor mensual de OLR es una herramienta útil para determinar zonas con actividad convectiva, resulta no ser siempre el mejor estimador directo de la lluvia. Existen, no obstante, índices derivados de la OLR como P240, que resultan ser más apropiados. De las funciones predictoras propuestas, el ajuste no lineal resulta más adecuado en el 67% de los casos. Si se tiene en cuenta que en marzo y en abril la elección de una expresión lineal se fundamenta únicamente en criterios de simplicidad, eleva su relevancia al 89%. Sin embargo, de los métodos de selección aplicados, se observa que la precipitación en primavera no puede ser representada por ninguno de los índices propuestos.

Palaabras claves: OLR, Sensores Remotos, Datos Satelitales, Precipitación, Estimación de Lluvia

ABSTRACT

In the present work, the existing relation between the values of monthly precipitation anomaly and the radiation of terrestrial salient long wave (OLR) was studied, exploring the possibility of generating a simple model for the rain estimation. The analysis was restricted to the region limited by the parallels 21.25°S - 31.25°S and the meridians 48.75°W - 58.75°W, in period 1975-2000.

Due to the local characteristics and to the different rain regimes that take place at different times from the year, diverse indices based on OLR were created and characterized, with the purpose of determining the best estimator of the monthly precipitation anomalies. Monthly and seasonal matrices of correlation between these indices were obtained and the precipitation anomalies to determine patterns of interannual

and interseasonal variation. Methods of selection of the predicting indices were settled down as well as a function of adjustment of the type linear and nonlinear for every month of the year.

In general, it is observed that the presence of El Niño event throughout acts like intensifier of the relation between the indices and the seasonal anomalies of precipitation the year. In particular, this is more evident in spring and autumn. On the other hand, the presence of La Niña event appears only like intensifier of this relation in spring.

One concludes that although the monthly value of OLR is a useful tool to determine zones with convective activity, it always shows not to be the best direct estimator of rain. Another indices derived from the OLR like P240 exist, however, that marks out to be more appropriate. From the different propose predicting functions, the adjustment nonlinear is more suitable in 67% of the cases. Still more, if one considers that on March and April the election of a linear expression is based only on simplicity criteria, elevating its relevance to 89%. Nevertheless of the applied methods of selection, it is observed that the precipitation in spring cannot be represented by any of the proposed indices.

Keywords: OLR, Sensores Remotos, Datos Satelitales, Precipitación, Estimación de Lluvia

INTRODUCCION

La alta inhomogeneidad espacial y temporal de la lluvia y la baja densidad de estaciones pluviométricas han provocado en la comunidad meteorológica, una intensa búsqueda de métodos que permitan, al menos en áreas desprovistas de mediciones, obtener aproximaciones de la cantidad de precipitación caída. En este sentido, en los últimos 30 años, se han desarrollado un gran número de técnicas para estimar indirectamente la precipitación a partir de datos satelitales, empleando tanto el espectro visible como el infrarrojo. En general, estos métodos se basan en el hecho de que nubes con gran actividad convectiva, producen mayor intensidad de lluvia y que en las regiones con precipitación, ésta tiende a estar correlacionada con dichos datos satelitales (Kilonsky y Ramage, 1976). Otras técnicas relacionaron datos satelitales con actividad convectiva tropical (Gruber y Winston, 1978) o con valores de precipitación, ya sea en zonas a mar abierto o en regiones continentales.

Un producto derivado de mediciones satelitales es la radiación de onda larga saliente (OLR). Es una medida de la cantidad de radiación emitida por la Tierra que logra

escapar de la atmósfera hacia el espacio exterior. Obviamente este valor está directamente relacionado con el espesor de la nubosidad presente, de forma tal que la convección intensa se identifica con valores de OLR muy bajos. De esta manera, es sabido que OLR inferiores a 240 W/m^2 están asociados a fenómenos convectivos (Kousky, 1988). Muchos métodos de estimación de la precipitación se basan en este criterio. Arkin y Ardanuy (1989) compararon distintos métodos que relacionaban indirectamente estas variables y obtuvieron una buena correspondencia entre la nubosidad y las mediciones de OLR, sobre todo en zonas tropicales donde dominan los procesos convectivos.

Muchos esfuerzos se han hecho para cuantificar esta correspondencia pero han arrojado resultados dispares. Lau y Chan (1983), por ejemplo, derivaron una relación lineal entre la precipitación y el número de días al mes en los que el promedio diario de OLR es inferior a 240 W/m^2 usando datos mensuales en celdas de 2.5° de resolución en el Pacífico tropical. Kilonsky y Ramage (1976) establecieron una relación entre la precipitación, la frecuencia y el tipo de nubosidad en el Pacífico. Por su parte en Sudamérica,

los trabajos realizados en este sentido se basan principalmente en el análisis de la dinámica de la convección y los patrones de circulación asociados como el de Liebmann *et al.*, (2004). En Argentina, es escasa la bibliografía acerca del estudio de la relación entre precipitación y datos satelitales. Entre los trabajos realizados se pueden mencionar el de Almeida y Barros (1998), que estudiaron la relación entre la OLR de la subcuenca del río Paraguay y el caudal en Puerto Bermejo. González y Velasco (1992) utilizaron imágenes provenientes del satélite GOES y del NOAA (González y Velasco, 1995 a y b) para ajustar métodos de estimación de precipitación en Argentina. Barrera (2005, 2006) utilizó el método del hidro-estimador desarrollado por Scofield *et al.*, (2003) en Argentina, obteniendo resultados alentadores. El mismo utiliza imágenes infrarrojas para a través de la temperatura del tope de nubes inferir la precipitación convectiva y determinar también la acontecida a partir de un manto de nimboestratus. Otros trabajos como Vila *et al.*, (2001) han aplicado métodos de estimación al caso específico de tormentas severas. Por su parte, Kousky (1988) utilizó datos de OLR para determinar el comienzo y el final climatológico de la convección monzónica en Brasil Central y González *et al.*, (2002) demostraron que durante el otoño y la primavera austral, el valor de OLR en la selva brasilera es una variable relacionada con la lluvia en la región subtropical de Argentina al este de Los Andes, mostrando una clara interconexión entre procesos tropicales y extratropicales.

El presente trabajo explora la búsqueda del tipo de relación cuantitativa existente entre OLR y anomalía mensual de precipitación en el noreste de Argentina y sur de Brasil, área de predominancia de actividad convectiva, aunque afectada por pasaje de sistemas frontales. El objetivo principal es el desarrollo de un método capaz de estimar valores de

anomalías mensuales de precipitación en la región de estudio, generando y utilizando distintos índices según la época del año. Para ello se propondrán diferentes estimadores y se realizará una caracterización espacial y temporal de los mismos. Se establecerá un criterio de selección apropiado de los distintos índices y para diferentes áreas y épocas del año se elegirá el mejor predictor con el fin de encontrar una expresión simple que permita la estimación de la lluvia caída. En la sección 2 se detallan los datos utilizados para la realización del trabajo y la metodología empleada, mientras que en la sección 3 se enumeran los resultados más significativos.

METODOLOGIA Y DATOS EMPLEADOS

Para realizar este trabajo se utilizaron datos diarios de OLR provenientes del Climate Diagnostic Center (Liebmann y Smith, 1996) con una resolución espacial de 2.5° de latitud x 2.5° de longitud. Estos datos son promedios derivados de dos pasadas diarias del satélite NOAA (diaria y nocturna) con el fin de filtrar el ciclo diario de la precipitación. Se utilizaron datos pluviométricos diarios correspondientes a 411 estaciones provenientes de diversas fuentes: Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria de Argentina (INTA), Servicio Meteorológico Nacional de Argentina (SMN), Programa para el Estudio de la Variabilidad Climática Regional, su Predicción e Impactos en el Área del MERCOSUR (PROSUR), de Evaluación de Recursos S.A. (EVARSA), Red Climática Histórica Global (GHCN) (Cort Willmott y Kenji Mansura, 2000), de la Dirección Nacional de Meteorología de Uruguay (DNM) y de la Comisión Técnica Mixta de Salto Grande (CTM). Los datos han sido consistidos temporal y espacialmente y se han depurado con el fin de construir una base homogénea y confiable. El área considerada está altamente influenciada, por

los sistemas convectivos y se encuentra comprendida por los paralelos 21.25°S - 31.25°S y los meridianos 48.75°W - 58.75°W, abarcando el sur de Brasil, sudeste de Paraguay, noreste de Argentina y noroeste de Uruguay. Temporalmente, el análisis se restringió al período 1975-1991 dado que en él se encontró la mayor cantidad de estaciones con registro completo. Para verificar la metodología, se utilizaron las observaciones correspondientes al período 1992-2001.

Para la detección de estos datos espúreos, se estableció como criterio primario de aceptación un umbral máximo de 3 meses con ausencia de datos en al menos 1 día al mes. De esta manera, si el dato del pluviómetro correspondiente al día i del mes j es faltante, la precipitación acumulada del mes j se considera ausente, luego, si la cantidad de meses con datos faltantes es superior a 3, el año en cuestión se asume como ausente. Como criterio secundario se empleó la precipitación acumulada anualmente, comparando a cada estación i con sus vecinas j más próximas se entiende por estación vecina j a aquella cuya interdistancia R no supera los 141 km, es decir, 1° de latitud \times 1° de longitud. De este modo, no se consideraron valaderos los datos provenientes de una localidad, si la lluvia acumulada ppi en ésta, difería de la del entorno ppj en al menos un 20%. En ese caso, se asumió faltante el dato ppi para todo el año.

La región de estudio fue dividida en 16 parcelas o sectores denominadas boxes, conformando un reticulado de 2.5° de latitud \times 2.5° de longitud concordantes con el grilla del registro de datos de OLR (Fig. 1) De esta manera, cada uno de los boxes tiene asociado una serie de OLR mensual para el período 1975-2001.

Dado que los valores de OLR inferiores a 240 W/m^2 son indicativos de actividad convectiva (Kousky, 1988), se propusieron umbrales de trabajo para dicha variable dados por los valores: 220, 225, 230, 235 y 240 W/m^2 .

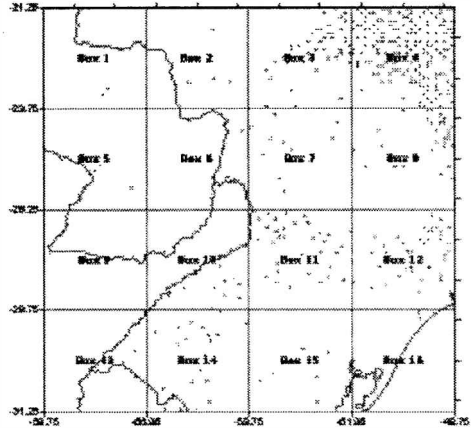


Figura 1. Denominación de los distintos boxes y distribución espacial de las distintas estaciones pluviométricas utilizadas

m^2 . De esta manera se definieron los siguientes índices para cada box y mes del año:

a) El número de días en el mes en los cuales el valor de OLR diario es inferior a 220 W/m^2 (N_{220}). Este índice fue definido con el fin de cuantificar temporalmente la convección profunda, dado que seguramente un mayor número de días en esta situación estarán relacionados con mayores valores de lluvia caída. Siendo M , la cantidad de días del mes en cuestión, se obtiene:

$$N_j = \begin{cases} 0 & \overline{OLR}_{\text{diario}} > 220 \text{ W/m}^2 \\ 1 & \overline{OLR}_{\text{diario}} \leq 220 \text{ W/m}^2 \end{cases} \quad N_{220} = \sum_{j=1}^M N_j$$

b) El promedio mensual de las diferencias diarias entre el umbral 220 W/m^2 y el valor medio diario de OLR observado (D_{220}). El objetivo de esta definición es cuantificar el nivel de convección, identificando si la misma es más o menos profunda.

Evidentemente cuanto más profunda sea la convección, cabe esperar mayor cantidad de precipitación.

$$\overline{D}_{220} = \sum_{i=1}^M (220 \text{ W/m}^2 - \overline{OLR}_i)$$

c) El producto entre ambos índices anteriores (P_{220}), de forma de cuantificar simultáneamente la profundidad de la convección y el tiempo que el evento estuvo presente:

$$P_{220} = N_{220} \cdot D_{220}$$

Análogamente se estimaron para los restantes umbrales de OLR los índices N225, N230, N235, N240, D225, D230, D235, D240, P225, P230, P235 y P240, respectivamente. Obviamente estos indicadores no son independientes unos de otros, sin embargo, debido a características locales y a los distintos regímenes de lluvia que se producen en diferentes épocas del año, es probable que alguno de ellos sea un mejor estimador de la precipitación que otro. Todos los índices definidos anteriormente además del valor medio mensual de OLR (OLR, en adelante) fueron utilizados como posibles estimadores de la anomalía mensual de lluvia a través de una serie de funciones sencillas.

RESULTADOS

Análisis temporal y espacial de índices derivados de valores de OLR.

Para analizar el comportamiento espacial y temporal de cada índice respecto de la anomalía mensual de precipitación en cada box, se calculó la correlación entre estas variables para cada mes del año, como se detalla, para el caso particular de enero, en la Tabla 1. Las correlaciones significativas con el 95% de confianza se indican en negrita. Se observa claramente que para este mes, los estimadores OLR, N_j y P_j (donde j representa cada uno de los umbrales definidos), muestran una alta correlación significativa prácticamente en todos los boxes. Esto se ajusta a lo esperable, la gran actividad convectiva en esta época del año es muy fuerte y es la causante principal de la lluvia en la región. Enero es el mes que

mejor correlación presenta entre las variables en cuestión, con una mediana máxima de 0.82 para P240, mientras que Septiembre es el otro extremo con 0.56 también para P240. Más aún, en todos los meses la máxima mediana espacial estuvo asociada a P235, P240 u OLR (Tablas no mostradas), constituyendo un primer indicio para la selección deseada. Por su parte, los índices D_j no presentan correlación significativa para ningún box, en ningún mes del año, razón por la cual no se detallan en las siguientes tablas. En la última línea se detalla comparativamente la mediana espacial de las correlaciones en la totalidad del área de estudio y se somborean los máximos valores. Se escogió trabajar con mediana ya que es un parámetro característico de una dada muestra de datos cualquiera. Es el valor tal que la proporción de datos menores a él, es menor o igual a α , mientras que la proporción correspondiente de datos mayores a él también es menor o igual a α .

Este análisis se repitió en escala estacional, definiendo los períodos de verano (diciembre-enero-febrero), otoño (marzo-abril-mayo), invierno (junio-julio-agosto) y primavera (setiembre-octubre-noviembre) para evaluar posibles características intraestacionales.

En la Tabla 2 se presenta el campo espacial de correlaciones entre los distintos índices y la anomalía mensual de precipitación para el caso verano. En concordancia con lo sucedido mensualmente, los máximos valores de las medianas de cada índice se registran para P235, P240 y OLR, patrón que se repite en las otras estaciones del año. En otoño e invierno, por ejemplo, la correlación mediana máxima espacial es de 0.7 para el índice P240. Sin embargo, en primavera, se observan valores menores, aunque los mismos índices con mayor correlación con la lluvia.

Se llevó a cabo una discriminación entre los años en que se registró la presencia de eventos Niño o Niña. Para ello se utilizó la clasificación detallada por el Climate

Tabla 1 / Tabla 2. Correlación entre índices y anomalías mensuales de precipitación (caso Enero / caso Verano). En negrita se presentan valores significativos al 95%. La última línea muestra la mediana de cada índice. Los valores máximos espaciales se detallan en sombreado.

| Ene / Ver | N220 | N225 | N230 | N235 | N240 | P220 | P225 | P230 | P235 | P240 | Olr |
|-----------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-----------------|
| Box01 | 0.32 / 0.21 | 0.27 / 0.14 | 0.32 / 0.15 | 0.37 / 0.16 | 0.40 / 0.14 | 0.41 / 0.35 | 0.41 / 0.34 | 0.41 / 0.33 | 0.41 / 0.32 | 0.41 / 0.31 | -0.41 / -0.31 |
| Box02 | 0.67 / 0.48 | 0.70 / 0.49 | 0.72 / 0.50 | 0.69 / 0.51 | 0.72 / 0.53 | 0.61 / 0.61 | 0.63 / 0.61 | 0.65 / 0.61 | 0.66 / 0.61 | 0.68 / 0.61 | -0.73 / -0.65 |
| Box03 | 0.84 / 0.62 | 0.79 / 0.57 | 0.77 / 0.60 | 0.79 / 0.60 | 0.78 / 0.59 | 0.86 / 0.68 | 0.87 / 0.68 | 0.87 / 0.69 | 0.87 / 0.70 | 0.87 / 0.70 | -0.86 / -0.73 |
| Box04 | 0.76 / 0.62 | 0.73 / 0.65 | 0.73 / 0.67 | 0.78 / 0.67 | 0.69 / 0.61 | 0.80 / 0.67 | 0.82 / 0.68 | 0.83 / 0.69 | 0.84 / 0.69 | 0.85 / 0.70 | -0.84 / -0.73 |
| Box05 | 0.51 / 0.23 | 0.54 / 0.25 | 0.51 / 0.22 | 0.50 / 0.19 | 0.54 / 0.27 | 0.46 / 0.38 | 0.47 / 0.37 | 0.48 / 0.36 | 0.49 / 0.35 | 0.50 / 0.35 | -0.60 / -0.43 |
| Box06 | 0.70 / 0.63 | 0.67 / 0.61 | 0.64 / 0.54 | 0.64 / 0.53 | 0.60 / 0.56 | 0.74 / 0.62 | 0.74 / 0.63 | 0.74 / 0.64 | 0.74 / 0.64 | 0.74 / 0.64 | -0.61 / -0.60 |
| Box07 | 0.76 / 0.56 | 0.74 / 0.55 | 0.71 / 0.58 | 0.78 / 0.61 | 0.75 / 0.59 | 0.72 / 0.65 | 0.73 / 0.65 | 0.73 / 0.65 | 0.74 / 0.66 | 0.75 / 0.66 | -0.71 / -0.65 |
| Box08 | 0.76 / 0.65 | 0.75 / 0.63 | 0.76 / 0.63 | 0.76 / 0.64 | 0.71 / 0.62 | 0.80 / 0.65 | 0.80 / 0.66 | 0.81 / 0.67 | 0.81 / 0.68 | 0.81 / 0.69 | -0.79 / -0.68 |
| Box09 | 0.67 / 0.58 | 0.63 / 0.56 | 0.69 / 0.58 | 0.60 / 0.54 | 0.60 / 0.52 | 0.74 / 0.71 | 0.74 / 0.70 | 0.74 / 0.70 | 0.74 / 0.70 | 0.73 / 0.69 | -0.80 / -0.76 |
| Box10 | 0.88 / 0.71 | 0.92 / 0.72 | 0.92 / 0.72 | 0.95 / 0.76 | 0.94 / 0.75 | 0.79 / 0.75 | 0.81 / 0.76 | 0.83 / 0.77 | 0.85 / 0.77 | 0.87 / 0.78 | -0.91 / -0.81 |
| Box11 | 0.77 / 0.71 | 0.81 / 0.71 | 0.81 / 0.72 | 0.76 / 0.69 | 0.73 / 0.67 | 0.71 / 0.73 | 0.73 / 0.73 | 0.74 / 0.74 | 0.75 / 0.75 | 0.76 / 0.75 | -0.77 / -0.75 |
| Box12 | 0.85 / 0.76 | 0.87 / 0.78 | 0.84 / 0.76 | 0.85 / 0.77 | 0.85 / 0.77 | 0.87 / 0.74 | 0.88 / 0.75 | 0.89 / 0.77 | 0.90 / 0.78 | 0.90 / 0.78 | -0.86 / -0.80 |
| Box13 | 0.86 / 0.72 | 0.84 / 0.68 | 0.85 / 0.73 | 0.87 / 0.73 | 0.86 / 0.70 | 0.78 / 0.69 | 0.80 / 0.71 | 0.81 / 0.72 | 0.83 / 0.74 | 0.84 / 0.75 | -0.83 / -0.77 |
| Box14 | 0.81 / 0.68 | 0.89 / 0.69 | 0.90 / 0.66 | 0.90 / 0.67 | 0.87 / 0.64 | 0.81 / 0.75 | 0.83 / 0.76 | 0.85 / 0.77 | 0.87 / 0.77 | 0.89 / 0.77 | -0.88 / -0.76 |
| Box15 | 0.82 / 0.78 | 0.91 / 0.83 | 0.88 / 0.82 | 0.82 / 0.76 | 0.90 / 0.77 | 0.76 / 0.76 | 0.78 / 0.78 | 0.80 / 0.80 | 0.82 / 0.81 | 0.83 / 0.81 | -0.89 / -0.84 |
| Box16 | 0.82 / 0.58 | 0.79 / 0.57 | 0.80 / 0.57 | 0.76 / 0.57 | 0.78 / 0.59 | 0.83 / 0.54 | 0.84 / 0.55 | 0.84 / 0.56 | 0.85 / 0.57 | 0.85 / 0.58 | -0.83 / -0.10 |
| Total | 0.765 / 0.625 | 0.770 / 0.620 | 0.765 / 0.615 | 0.770 / 0.625 | 0.740 / 0.600 | 0.770 / 0.680 | 0.790 / 0.680 | 0.805 / 0.680 | 0.815 / 0.690 | 0.820 / 0.690 | -0.815 / -0.710 |

Diagnostic Center (CDC). En la Tabla 3 se muestran las correlaciones entre los distintos índices y la anomalía mensual de precipitación para el caso verano (*DEF*) con evento Niño. En general, la presencia de dicho evento actúa como intensificador de las correlaciones estacionales durante todo el año, aunque el número de boxes con correlación significativa es menor. En particular, el aumento es más evidente en primavera y otoño, mientras en invierno y verano lo es, en menor medida.

Por su parte, en la Tabla 3, se presentan las correlaciones entre los distintos índices y la anomalía mensual de precipitación para el caso verano (*DEF*) con evento Niña. En general, se observa que la presencia de dicho evento se detecta únicamente como intensificador de las correlaciones en primavera. Sin embargo, a diferencia del caso anterior, la cantidad de boxes con correlación significativa estacional es mayor.

Tanto en el caso Niño, como en el Niña, los índices de máxima mediana espacial fueron P235, P240 y OLR.

El análisis de la evolución anual de los coeficientes de correlación obtenidos entre las anomalías de lluvia en cada box y cada uno de los posibles estimadores, mostró en términos generales, tanto en marzo como en septiembre y octubre una disminución de la respuesta de todos los índices. Los mayores valores se encuentran durante principios del invierno

(May a Jul) y en verano (Nov a Enero). A modo de ejemplo se muestran las series de coeficiente de correlación entre las anomalías de la precipitación del box 7 y los índices definidos (Fig. 2). Se observa como los índices P_i (líneas en tonalidad rojiza) en general, muestran no sólo mayor correspondencia con las anomalías mensuales de precipitación, si no un patrón más suave que los correspondientes N_i (líneas en tonalidad azul). Tal como se mencionó anteriormente y como es de esperar, OLR exhibe una alta correspondencia inversa con las anomalías de precipitación (línea verde). El resto de los boxes presentan comportamientos similares (gráficos no mostrados). En todos los casos la respuesta a la correlación fue mayor para los índices P_i . Con el fin de plantear funciones que permitan estimar a precipitación a partir de los índices definidos, se trató de identificar cuál de ellos puede actuar como mejor predictor.

Para ello se consideraron los índices P235, P240 y OLR, pues presentaron las mayores correlaciones medianas espaciales significativas en un mayor número de boxes. P240 constituye el mejor índice en 6 de los 12 meses del año (Tabla 4). En aquellos meses en los que la correlación máxima no se produce con P240 (Feb, Mar, Jun, Jul, Oct y Dic) la diferencia entre su coeficiente y el que corresponde a la mejor correlación es siempre inferior a 0.05, y por lo tanto se lo consideró

Tabla 3. Correlación entre los distintos índices y valores de anomalías de precipitación por Season (caso Niño / caso Niña).

| DEF | N220 | N225 | N230 | N235 | N240 | P220 | P225 | P230 | P235 | P240 | Olr |
|-------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-----------------|
| Box01 | -0.07 / 0.21 | -0.15 / 0.22 | -0.21 / 0.23 | -0.27 / 0.25 | -0.20 / 0.25 | 0.21 / 0.37 | 0.18 / 0.35 | 0.15 / 0.34 | 0.11 / 0.32 | 0.08 / 0.32 | -0.11 / -0.22 |
| Box02 | 0.54 / 0.51 | 0.52 / 0.52 | 0.54 / 0.50 | 0.49 / 0.51 | 0.51 / 0.51 | 0.60 / 0.58 | 0.60 / 0.58 | 0.60 / 0.59 | 0.60 / 0.59 | 0.59 / 0.59 | -0.62 / -0.63 |
| Box03 | 0.78 / 0.54 | 0.72 / 0.49 | 0.68 / 0.52 | 0.67 / 0.54 | 0.65 / 0.63 | 0.76 / 0.63 | 0.77 / 0.63 | 0.77 / 0.63 | 0.77 / 0.63 | 0.77 / 0.63 | -0.74 / -0.65 |
| Box04 | 0.77 / 0.60 | 0.80 / 0.58 | 0.77 / 0.57 | 0.77 / 0.56 | 0.76 / 0.54 | 0.85 / 0.65 | 0.86 / 0.66 | 0.86 / 0.67 | 0.86 / 0.67 | 0.86 / 0.68 | -0.84 / -0.69 |
| Box05 | 0.15 / 0.21 | 0.21 / 0.23 | 0.15 / 0.24 | 0.02 / 0.26 | 0.12 / 0.31 | 0.37 / 0.36 | 0.35 / 0.35 | 0.34 / 0.35 | 0.32 / 0.35 | 0.30 / 0.35 | -0.33 / -0.25 |
| Box06 | 0.48 / 0.67 | 0.55 / 0.64 | 0.45 / 0.59 | 0.46 / 0.57 | 0.35 / 0.60 | 0.35 / 0.62 | 0.37 / 0.63 | 0.38 / 0.64 | 0.40 / 0.64 | 0.40 / 0.64 | -0.52 / -0.61 |
| Box07 | 0.29 / 0.63 | 0.40 / 0.62 | 0.46 / 0.62 | 0.48 / 0.63 | 0.45 / 0.62 | 0.35 / 0.64 | 0.35 / 0.64 | 0.37 / 0.64 | 0.39 / 0.65 | 0.40 / 0.65 | -0.50 / -0.64 |
| Box08 | 0.77 / 0.60 | 0.70 / 0.60 | 0.73 / 0.61 | 0.79 / 0.62 | 0.70 / 0.63 | 0.80 / 0.64 | 0.80 / 0.65 | 0.80 / 0.66 | 0.80 / 0.67 | 0.80 / 0.68 | -0.75 / -0.66 |
| Box09 | 0.49 / 0.55 | 0.50 / 0.54 | 0.50 / 0.56 | 0.44 / 0.53 | 0.35 / 0.53 | 0.57 / 0.70 | 0.56 / 0.75 | 0.56 / 0.68 | 0.55 / 0.68 | 0.54 / 0.68 | -0.62 / -0.75 |
| Box10 | 0.51 / 0.70 | 0.52 / 0.69 | 0.48 / 0.67 | 0.64 / 0.70 | 0.61 / 0.70 | 0.66 / 0.74 | 0.65 / 0.75 | 0.65 / 0.75 | 0.64 / 0.76 | 0.65 / 0.75 | -0.71 / -0.80 |
| Box11 | 0.71 / 0.74 | 0.66 / 0.74 | 0.67 / 0.72 | 0.69 / 0.70 | 0.63 / 0.69 | 0.81 / 0.74 | 0.81 / 0.75 | 0.80 / 0.75 | 0.80 / 0.76 | 0.79 / 0.76 | -0.77 / -0.76 |
| Box12 | 0.82 / 0.74 | 0.79 / 0.76 | 0.86 / 0.75 | 0.82 / 0.75 | 0.83 / 0.75 | 0.82 / 0.72 | 0.82 / 0.74 | 0.83 / 0.75 | 0.84 / 0.76 | 0.84 / 0.77 | -0.86 / -0.79 |
| Box13 | 0.63 / 0.61 | 0.58 / 0.57 | 0.63 / 0.60 | 0.57 / 0.60 | 0.58 / 0.57 | 0.60 / 0.66 | 0.62 / 0.68 | 0.62 / 0.69 | 0.63 / 0.71 | 0.63 / 0.72 | -0.71 / -0.59 |
| Box14 | 0.56 / 0.67 | 0.67 / 0.65 | 0.62 / 0.64 | 0.66 / 0.63 | 0.65 / 0.62 | 0.78 / 0.75 | 0.78 / 0.76 | 0.78 / 0.78 | 0.78 / 0.76 | 0.78 / 0.76 | -0.68 / -0.66 |
| Box15 | 0.87 / 0.71 | 0.90 / 0.74 | 0.90 / 0.72 | 0.87 / 0.70 | 0.88 / 0.68 | 0.80 / 0.75 | 0.83 / 0.77 | 0.85 / 0.78 | 0.86 / 0.79 | 0.87 / 0.80 | -0.88 / -0.69 |
| Box16 | 0.73 / 0.59 | 0.70 / 0.56 | 0.70 / 0.56 | 0.70 / 0.56 | 0.66 / 0.57 | 0.63 / 0.57 | 0.65 / 0.58 | 0.66 / 0.60 | 0.68 / 0.61 | 0.69 / 0.62 | -0.03 / -0.16 |
| Total | 0.595 / 0.606 | 0.620 / 0.590 | 0.625 / 0.595 | 0.650 / 0.585 | 0.620 / 0.586 | 0.645 / 0.645 | 0.650 / 0.655 | 0.655 / 0.665 | 0.660 / 0.670 | 0.670 / 0.680 | -0.695 / -0.666 |

como predictor para cada mes del año en una primera aproximación.

Nos referiremos en adelante a este análisis como, "Ajuste 1". Por otro lado, se utilizó un segundo criterio para elegir predictor más adecuado y se seleccionó a aquel índice que para una dada estación del año, presentaba mejor correlación en al menos dos de los tres meses en cuestión, resultando P240 y OLR como los estimadores preferenciales (en adelante, "Ajuste 2").

Estimaciones de valores de precipitación

Se estudiaron diversas funciones de ajuste entre las anomalías mensuales de precipitación y el índice predictor correspondiente a cada mes del año: lineales, polinómicas, senoidales

y combinación entre ellas, para toda la región durante el período 1975-1991. El ajuste se realizó mensualmente para cada box en particular y luego se seleccionó como más apropiado para el conjunto a la función correspondiente al box que presentara mayor coeficiente de correlación, mayor varianza explicada y menor varianza no explicada. Esta función seleccionada se consideró como representativa del conjunto en un determinado mes y se aplicó a todos los boxes. Se realizaron 3 ensayos diferentes que se detallan a continuación:

Tabla 4. Distribución anual del índice de con mejor correlación (columna 2). Predictor seleccionado según dos criterios diferentes (columnas 4 y 5, ajustes 1 y 2

| Mes | Índice | R | Ajuste 1 | Ajuste 2 |
|-----|--------|-------|----------|----------|
| Ene | P240 | 0.82 | P240 | OLR |
| Feb | P235 | 0.69 | P240 | OLR |
| Mar | P235 | 0.68 | P240 | P240 |
| Abr | P240 | 0.67 | P240 | P240 |
| May | P240 | 0.79 | P240 | P240 |
| Jun | P235 | 0.81 | P240 | P240 |
| Jul | P235 | 0.82 | P240 | P240 |
| Ago | P240 | 0.65 | P240 | P240 |
| Sep | P240 | 0.56 | P240 | P240 |
| Oct | OLR | -0.58 | P240 | OLR |
| Nov | P240 | 0.67 | P240 | OLR |
| Dic | OLR | -0.70 | P240 | OLR |

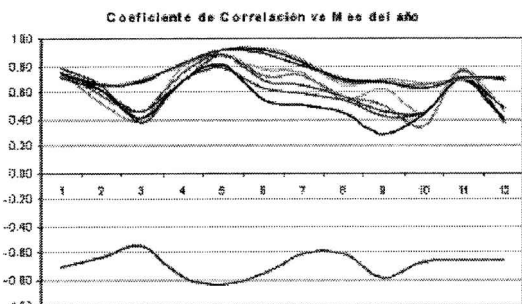


Figura 2. Marcha anual de los coeficientes de correlación entre los distintos índices y valores de las anomalías de precipitación.

a) Ensayo L1: Ajuste 1 (lineal): Se planteó en este punto un ajuste lineal entre las anomalías de precipitación y el índice P240. Los resultados se presentan en la Tabla 5a.

En negrita se detallan valores significativos al 95% de confianza. En primer lugar se observa que los valores de los coeficientes de correlación en aquellos meses en los que P240 no era el mejor estimador (Feb, Mar, Jun, Jul, Oct y Dic) son superiores a los registrados previamente. Sin embargo, sigue siendo notoria la menor correspondencia en primavera.

b) Ensayo NL1: Ajuste 1 (no lineal): Se planteó un ajuste no lineal entre las anomalías de precipitación y P240. Se propuso una función de 2do grado asociada a un término senoidal de forma de acompañar y atenuar las fluctuaciones de las anomalías de precipitación. Los resultados se presentan en la Tabla 5b. En los meses primaverales la función no lineal tiene un grado de ajuste más adecuado, según se refleja en el valor de R correspondiente. Sólo febrero resulta explicado más adecuadamente por un ajuste lineal.

c) Ensayo NL2: Ajuste 2 (no lineal): De igual forma que en el caso anterior, se planteó un ajuste no lineal entre las anomalías de precipitación y el predictor seleccionado en el llamado "Ajuste 2" de la tabla 5 con el mismo tipo de función. Los resultados se presentan en la Tabla 5c. En los meses primaverales la función no lineal propuesta tiene un grado de ajuste más adecuado que las anteriores, según se refleja en su valor de R.

Sin embargo Diciembre parece ser explicado más adecuadamente por un ajuste no lineal del tipo 1.

Una vez definidas las funciones de ajuste entre las anomalías de lluvia y el índice seleccionado como predictor en cada uno de los ensayos, se consideró en cada mes, sólo a aquellas que mostraron correlación signi-

ficativa al 95% entre el ajuste y la serie de precipitación areal en al menos un 75% de los boxes. De esta manera las funciones resultantes son espacialmente representativas de la totalidad del área de estudio. Ninguno de los casos superó este umbral en agosto, septiembre y octubre.

Por lo tanto, se concluye que la precipitación en estos meses no es predecible por un único predictor en toda el área. Luego, como primer criterio para determinar la función mensual más representativa del conjunto de boxes, se calculó para cada ajuste, la máxima varianza no explicada mensual, pues es un indicador del máximo error cometido al aplicar dicho ajuste (Tabla 6a). Por otro lado, como criterio adicional, se estimó en forma mensual, la varianza no explicada promedio de cada ajuste, es decir, se obtuvo una aproximación del error medio que puede cometerse al aplicar dicho ajuste (Tabla 6b). En Febrero, por ejemplo, la elección de la función representativa es simple. Se observan valores de varianza máxima no explicada similares entre NL1 y NL2 (0.75 y 0.74, respectivamente) y más baja para L1 (0.64), por lo cual se escoge como función representativa a L1. Para otros meses en cambio, la elección no es tan sencilla. Por ejemplo, en Enero, dado que NL1 presenta menor valor representativo del mes, aunque su varianza no explicada promedio para el conjunto de boxes es menor que la correspondiente a L1 (0.43 y 0.36, respectivamente). Luego, como NL2 no presentaba valores significativos de correlación al 95% en más del 25% de los boxes, no se consideró para la elección de la función de ajuste en este mes. Por su parte Marzo, por ejemplo, presenta para cada ajuste, los mismos valores de varianza máxima no explicada (0.63) y de varianza no explicada media (0.5). Por ende, la elección del ajuste L1 como función representativa del conjunto de boxes para el mes, se debe

Tabla 5. Función de Ajuste entre los distintos Predictores y las Anomalías mensuales de Precipitación en cada box. a) Caso Ajuste 1 (lineal). b) Ajuste 1 (no lineal). c) Ajuste 2 (no lineal). La variable Prom es la anomalía de precipitación estimada a través del ajuste.

| | Ajuste LI (P240) | R | Ajuste NL1 (P240) | R | Ajuste NL2 (P240 y OLR según Season) | R |
|-----|-----------------------------------|------|---|------|---|------|
| Ene | Prom = -140.9 + 0.277 * P240 | 0.90 | Prom = -153.86 + 0.5773 * P240 - 0.0004 * P240 + 10.6006 * sin(P240) | 0.93 | Prom = -148.04 + 125.094 * OLR - 0.2424 * OLR + 1409.42 * sin(OLR) | 0.91 |
| Feb | Prom = -84.27 + 0.18973 * P240 | 0.84 | Prom = -65.973 + 0.107723 * P240 + 0.000864 * P240 | 0.82 | Prom = 431.703 + 0.00727 * OLR - 8.2814 * sin(OLR) | 0.86 |
| Mar | Prom = -104 + 0.24047 * P240 | 0.82 | Prom = -116.13 + 0.296277 * P240 - 0.00057 * P240 | 0.83 | Prom = -116.13 + 0.296277 * P240 - 0.00057 * P240 - 4.6161 * sin(P240) | 0.83 |
| Abr | Prom = -188 + 0.41513 * P240 | 0.87 | Prom = -146.87 + 0.2136 * P240 + 0.000204 * P240 + 6.69712 * sin(P240) | 0.88 | Prom = -146.87 + 0.2136 * P240 + 0.000204 * P240 + 6.69712 * sin(P240) | 0.88 |
| May | Prom = -78.8142 + 0.2151 * P240 | 0.92 | Prom = -68.226 + 0.134381 * P240 + 0.0000951 * P240 | 0.94 | Prom = -68.226 + 0.134381 * P240 + 0.0000951 * P240 + 12.3646 * sin(P240) | 0.94 |
| Jun | Prom = -66.6043 + 0.2418 * P240 | 0.92 | Prom = -56.876 + 0.184363 * P240 + 0.000793 * P240 - 9.8902 * sin(P240) | 0.83 | Prom = -56.876 + 0.184363 * P240 + 0.000793 * P240 | 0.93 |
| Jul | Prom = -226.7078 + 0.5611 * P240 | 0.97 | Prom = -132.1 + 0.15427 * P240 + 0.000388 * P240 | 0.88 | Prom = -107.11 + 0.398203 * P240 + 0.00019 * P240 | 0.82 |
| Ago | Prom = -68.9768 + 0.2935 * P240 | 0.76 | Prom = -194.65 + 0.438145 * P240 - 0.00017 * P240 - 23.762 * sin(P240) | 0.79 | Prom = -194.65 + 0.438145 * P240 - 0.00017 * P240 | 0.79 |
| Sep | Prom = -81.5961 + 0.1648 * P240 | 0.74 | Prom = -119.02 + 0.322657 * P240 - 0.00015 * P240 - 10.649 * sin(P240) | 0.76 | Prom = -703.07 + 181.964 * OLR + 55.5513 * sin(OLR) | 0.84 |
| Oct | Prom = -12.4964 + 0.232813 * P240 | 0.73 | Prom = 85.0038 + 0.71839 * P240 + 0.001032 * P240 + 4.27838 * sin(P240) | 0.79 | Prom = -335.600 + 2746.74 * OLR - 5.0485 * OLR + 37923.2 * sin(OLR) | 0.88 |
| Nov | Prom = -129.406 + 0.2952 * P240 | 0.88 | Prom = -123.81 + 0.278605 * P240 + 0.0000432 * P240 | 0.89 | Prom = 2449.69 - 1998.6 * OLR + 3.66126 * OLR | 0.83 |
| Dic | Prom = -152.4 + 0.3845 * P240 | 0.83 | Prom = -233.06 + 0.640552 * P240 - 0.00014 * P240 - 50.106 * sin(P240) | 0.80 | Prom = -411.44 + 345.492 * OLR - 632.34 * OLR + 5567.05 * sin(OLR) | 0.85 |

únicamente a cuestiones de simplicidad matemática, pues es más sencillo trabajar con ecuaciones lineales.

Lo mismo ocurre en la estación intermedia fría (Abril, Mayo y Junio). De esta manera se determinaron las funciones correspondientes según el mes del año (sombreado, Tabla 6).

Cabe notar que en seis de los nueve meses el ajuste no lineal se presenta como la mejor alternativa representando el 66.6% de los casos, lo que justifica su inclusión en el análisis realizado. Más aún, tanto en Marzo como en Abril las varianzas explicadas y no explicadas de los ajustes L1 y NL1 son similares (Tabla 6 a y b). Por lo tanto, la elección de una ecuación lineal se fundamenta exclusivamente en criterios de simplicidad. Las expresiones del ajuste NL1 resultan también características en dichos casos, con lo cual, el porcentaje de meses representados por las ecuaciones no lineales, alcanza el 88.8%. La Figura 3 esquematiza, como un caso representativo, el ajuste entre la anomalía mensual de precipitación y la función final de ajuste propuesta (NL1) para el mes de enero en el box 13. Se observa claramente como el término senoidal tiende suavizar las fluctuaciones del ajuste y de esta manera la función acompaña más sutilmente a los datos observados.

Verificación del método

Para la verificación de la metodología empleada se trabajó con datos de lluvia mensual durante el período 92-99.

Se consideraron campos de precipitación media mensual observados en dicho intervalo y se elaboraron, campos estimados con la función de ajuste seleccionada (Tabla 6). A modo de ejemplo en la Figura 4 se presentan para el mes de enero, el campo medio mensual real observado (izquierda) y el estimado por medio de las funciones de ajuste (derecha). Se observa una interesante concordancia. Ambos campos muestran un máximo de lluvias que abarca los boxes 4 y 8, con un gradiente

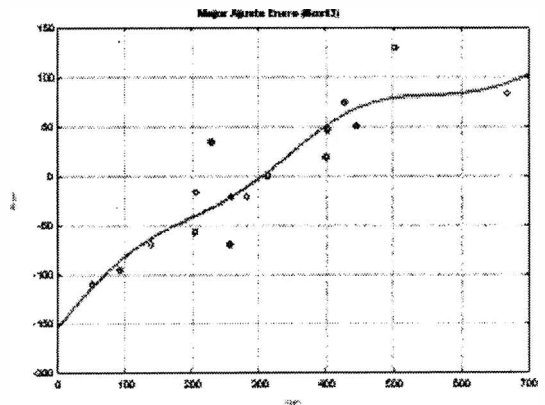


Figura 3. Ajuste NL1 entre valores de P240 (W/m²) y Anomalía de Precipitación en mm. (r = 0.91).

Tabla 6. Máxima varianza no explicada por cada ajuste para el período 1975 – 1991 en el total de boxes (a) Varianza no explicada promedio por cada ajuste para el mismo período (b) Esquema final de selección de la función de ajuste más adecuada en sombreado.

| a/ b | Ene | Feb | Mar | Abr | May | Jun | Jul | Ago | Sep | Oct | Nov | Dic |
|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----|-----|-----|-------------|-------------|
| L 1 | 0.75 / 0.36 | 0.64 / 0.48 | 0.63 / 0.50 | 0.64 / 0.46 | 0.59 / 0.36 | 0.75 / 0.38 | 0.73 / 0.37 | | | | 0.70 / 0.52 | 0.72 / 0.52 |
| N L 1 | 0.69 / 0.43 | 0.75 / 0.54 | 0.63 / 0.50 | 0.64 / 0.46 | 0.58 / 0.36 | 0.73 / 0.39 | | | | | | 0.64 / 0.47 |
| N L 2 | | 0.74 / 0.54 | 0.63 / 0.50 | 0.66 / 0.48 | 0.58 / 0.35 | 0.73 / 0.39 | | | | | 0.75 / 0.52 | 0.59 / 0.48 |

principal en dirección NE - SW. Este patrón de similitud se observa en 7 de los 9 meses, con mayor o menor medida.

CONCLUSIONES

1. Si bien el valor mensual de OLR es una herramienta útil para determinar zonas con actividad convectiva, sobre todo en regiones cercanas a los trópicos, parece no ser siempre el mejor estimador directo de la lluvia. Existen no obstante, índices derivados de la OLR, como el número de días en el mes (N240) en los cuales el valor de dicha variable supera cierto umbral de radiación previamente convenido (240 W/m^2) o la diferencia entre OLR y dicho umbral (D240), que aparecen como otros posibles estimadores. Más aún, una combinación determinada por el producto entre ambos índices (P240) resulta ser más apropiada.

2. El análisis de la evolución temporal de los coeficientes de correlación obtenidos entre las anomalías de lluvia en cada box y cada uno de los posibles estimadores, mostró en términos generales, tanto en marzo como en septiembre - octubre una disminución de la respuesta de todos los índices. Los mayores valores se encuentran durante principios del invierno (mayo a julio) y en verano (noviembre a enero). Los índices Pj en general, muestran un patrón más suave que los correspondientes Nj.

3. En general, se observa que la presencia del evento Niño, actúa como intensificador de las correlaciones estacionales durante todo el año, aunque la cantidad de boxes con correlación significativa es menor que en los casos en que no está presente. En particular, el aumento es más evidente en primavera y otoño, mientras en invierno y verano lo es, pero en menor medida.

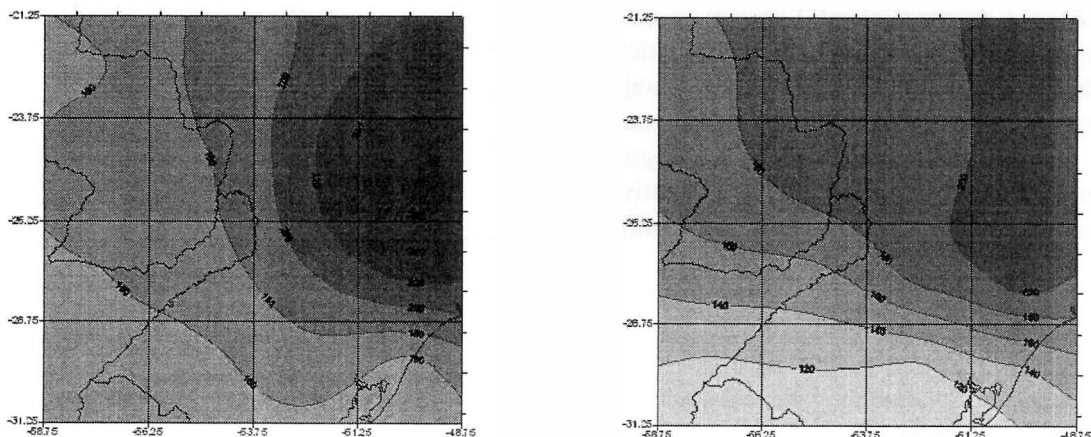


Figura 4. Campo real de precipitación media mensual para enero 1992 – 1999 (izq). Campo estimado de precipitación para el mismo mes y período. La separación entre isohietas es de 50 mm.

4. Se observa que la presencia del evento Niña se detecta únicamente como intensificador de las correlaciones en primavera. No obstante, a diferencia del caso anterior, la cantidad de boxes con correlación significativa estacional es mayor.
5. Si bien P240 es el índice que estima mejor la precipitación espacialmente (representa la mayor cantidad de boxes) no resulta ser predictor preferencial para toda la región, temporalmente ya que en diciembre la OLR se erige como el estimador más apropiado.
6. De las distintas funciones predictoras propuestas, el ajuste no lineal resulta más apropiado en el 66.6% de los casos. Más aún, si se tiene en cuenta que en marzo y en abril la elección de una ecuación lineal se fundamente únicamente en criterios de simplicidad elevando al 88.8% su relevancia.

REFERENCIAS

- Almeida, L. V. y Barros, V. R., 1998. Estudio de la relación entre la radiación de onda larga saliente (OLR) de la subcuenca del río Paraguay y el caudal en Puerto Bermejo. *Meteorológica*, Vol. 23, N°1 y 2, pág. 37-45.
- Arkin, P. y Ardanuy, P. E., 1989. Estimating Climate-Scale Precipitation from Space: A Review. *Journal of Climate*, Vol. 2, pág. 1229-1238.
- Arkin, P., Krishna, A. V. R. y Kelkar, R., 1989. Large Scale Precipitation and Outgoing Longwave Radiation from INSAT-1B during the 1986 Southwest Monsoon Season. *Journal of Climate*, Vol. 2, pág. 619-629.
- Barrera, Daniel, 2005: Análisis comparativo de los mapas de precipitación obtenidos a partir de datos pluviométricos y estimaciones satelitales, IX Congreso Argentino de Meteorología, Buenos Aires, Argentina.
- Barrera, Daniel F., 2006: The feasibility of hydrological forecasts using precipitation estimates obtained from geostationary satellites. En prensa en el libro *Environmental change and rational water use*. International Geographic Union -Commission for Water Sustainability-. Eds. Olga Scarpatti and Anthony Jones.
- González, M. H., 1997 Factores que determinan el Régimen de Precipitaciones en Argentina Subtropical, Tesis Doctoral (DCAO, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires).
- González M.H. y Velasco, I., 1992: Aspectos de la precipitación de enero en el centro y noreste del país, *Geoacta*, vol 19, pág. 51 a 62.
- González Marcela y Velasco Inés, 1995: Delineación de áreas con precipitación usando imágenes NOAA. *Meteorológica*, Vol 20, N° 1 y 2, pág. 67 a 74.
- González y Velasco, 1995: Rainfall area identification using satellite data, *CLIMATE RESEARCH*, vol 5, n° 3, pág. 259 a 267.
- González, M. H., Barros, V. R. y Doyle, M., 2002. Relation between the onset and end of the South American summer monsoon and rainfall in subtropical South America. *Climate Research*, Vol. 21, pág. 141-155.
- Griffith, C. G., Woodley, W. L., Grube, P. G. Martin, D. W., Stout, J. y Sikdar, D. N., 1979. Rain estimation from geosynchronous satellite imagery visible and infrared studies. *Monthly Weather Review*, Vol. 106, pág. 1153-1171.
- Gruber, A. y Winston, J. S., 1978. Earth-Atmosphere radiative heating based on NOAA scanning radiometer measurements. *Bull. Am. Met Soc.*, Vol. 59, pág. 1570-1573.
- Gruber, A. y Winston, J. S., 1978. Earth-Atmosphere radiative heating based on NOAA scanning radiometer measurements. *Bull. Am. Met Soc.*, Vol. 59, pág. 1570-1573.
- Kilonsky, B. J. y Ramage, S. C., 1976. A technique for estimating tropical open ocean rainfall from satellite observations. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 15, pág. 972-975.
- Kousky, V. E., 1988 Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South America sector. *Revista Brasileira de meteorología*, Vol 3., pág 217-231.
- Lau, K. M. y Chan, 1983. Short-Term climate variability and the atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation, Part I: Simultaneous relationships. *J. Atm. Sci.*, Vol. 40, pág. 2735-2750.

- Liebmann, B., Kiladis, G. N., Vera, C. S., Saulo, A. C y Carvalho, L. M. V., 2004. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the Low-Level Jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate* in press.
- Scofield, R y Kuligowski, R, 2003. Status and outlook of operational satellite algorithms for extrema events. *Weather and forecasting* (18), 1037-1051.
- Vila, Daniel, Velasco, I y Goniadzki, D., 2001. Evaluación de un algoritmo de estimación satelital de precipitación con datos de pluviómetros: estudio de dos casos de tormentas intensas. IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, Buenos Aires, Argentina.

PRECIPITACIONES MAXIMAS EN EL SUDESTE BONAERENSE

Mónica Cristina García⁽¹⁾ y María Cintia Piccolo^(2,3)

⁽¹⁾Dpto. Geografía, Universidad Nacional de Mar del Plata. mcgarcia@mdp.edu.ar

⁽²⁾Dpto. Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur

⁽³⁾CONICET – Instituto Argentino de Oceanografía, (8000) Bahía Blanca

RESUMEN

Se describe la distribución espacial de precipitaciones máximas registradas en el sudeste bonaerense, considerando un conjunto de localidades representativas del área Mar y Sierras. Se analizaron registros diarios, semanales y mensuales de precipitación durante el período 1998 – 2002. Tres diferentes semanas, en las cuales se generaron precipitaciones superiores a 50 mm y con distintas situaciones sinópticas de tiempo, se presentan como ejemplo. Se observó una gran variabilidad espacial. En marzo de 1999, se registró 370 mm de precipitación en Langueyú y sólo 40 en Pieres. En función de esta gran variabilidad pluviométrica encontrada en la zona, resulta recomendable profundizar el estudio de la recurrencia cíclica de los eventos meteorológicos de riesgo, evaluar los efectos de la impermeabilización de la superficie por la expansión urbana, rediseñar el diámetro, extensión y bocas de las redes de desagües pluviales para facilitar un drenaje rápido, limpieza, etc. Se intentan aportar algunos lineamientos para la planificación de actividades productivas y la prevención de situaciones riesgosas derivadas de eventos pluviométricos intensos en el área de estudio.

Palabras claves: precipitaciones máximas - sudeste bonaerense. 37° S, 58° W.

ABSTRACT

The spatial distribution of maximum precipitation in the southeast of Buenos Aires is described, considering the representative area of Sea and Hills. Daily, weekly and monthly registrations of precipitation were analyzed during the period 1998- 2002. Three different weeks with precipitation amounts greater than 50 mm and with different synoptic situations are presented as an example. A great spatial variability was observed. In March 1999, 370 mm of precipitation were measured in Langueyú and only 40 in Pieres. A deeper and longer study of these extreme events is needed to evaluate the waterproof effects on the urban surfaces, to re-design the diameter and hole of the drainpipe to facilitate the fast drainage, its cleaning, etc. Some management considerations are suggested about the planning of productive activities and prevention of dangerous situations derived from these types of events.

Keywords: maximum precipitation - Buenos Aires' southeast. 37° S, 58° W

INTRODUCCION

Las precipitaciones constituyen uno de los fenómenos meteorológicos de mayor gravitación en el sistema natural. Su dinámica temporal y su distribución en el espacio inciden en el turismo, en el desarrollo de la producción agropecuaria y de la cobertura vegetal, de ahí su influencia en la evolución de la economía

regional. Esta incidencia se torna particularmente indeseada cuando la escasez, irregularidad o excedencia, afectan el normal desenvolvimiento de determinados sitios urbanos o rurales.

Las precipitaciones aseguran un rol significativo en la planificación del uso y aprovechamiento del agua, tanto para las actividades agropecuarias e industriales como

para la recarga de los acuíferos o de los cursos superficiales, de los cuales se abastecen de agua potable los centros urbanos y los asentamientos rurales.

Por otra parte, las lluvias y especialmente las de carácter torrencial, son consideradas una de las principales causas de anegamientos e inundaciones en áreas urbanas, a partir de la creciente impermeabilización de su superficie y en el campo, afectando las tareas rurales.

En el sudeste bonaerense las ciudades de Mar del Plata, Necochea y Miramar son cabeceras municipales sobre la costa, en tanto que Lobería, Balcarce, Tandil, Ayacucho y Coronel Vidal lo son mediterráneas (Fig. 1).

El territorio considerado representa el 10,22% de la superficie provincial (31.419,4 km²) y en él se concentra el 6,45 % de la población bonaerense, es decir, 892.276 habitantes (Indec, 2001). Hay sólo dos ciudades que superan los 100.000 habitantes (Mar del Plata y Tandil), reuniendo entre ambas el 72% de la población urbana regional y si se le suma Necochea (con 65 mil habitantes), el porcentaje se incrementa al 81%.

El área se caracteriza por su gran variabilidad meteorológica y sus frecuentes y bruscos

cambios de tiempo. Ello se debe a su situación de encrucijada entre las masas de aire tropical marítima, originada en el anticiclón del Atlántico sur, con altos valores de agua precipitables y con elevados puntos de rocío (Rimondi, 1997) y las provenientes del Océano Pacífico y la Patagonia que llegan hasta esta región por medio de frentes fríos, de líneas de inestabilidad y vaguadas provenientes del S y SO, que ocasionan lluvias y mal tiempo.

La aparición de sudestadas que alcanzan, en algunas oportunidades, importantes registros de velocidad de vientos y precipitaciones, en especial en invierno y primavera, contribuyen a esta variación de la precipitación. Masas de aire polar, muy frío, llegan en invierno con descensos térmicos, aguaceros y heladas (García *et al.*, 2000).

Capitanelli (1992) define el clima de este sector como *subtropical marítimo sin verano térmico y con precipitaciones máximas en primavera y otoño* y a medida que se avanza hacia el interior provincial, se diferencian *cuatro estaciones térmicas y precipitaciones máximas en primavera y verano*. De acuerdo con la clasificación de Strahler corresponde a un *clima marítimo de costa oeste, húmedo* y en relación con la clasificación de regiones climáticas de Köppen-

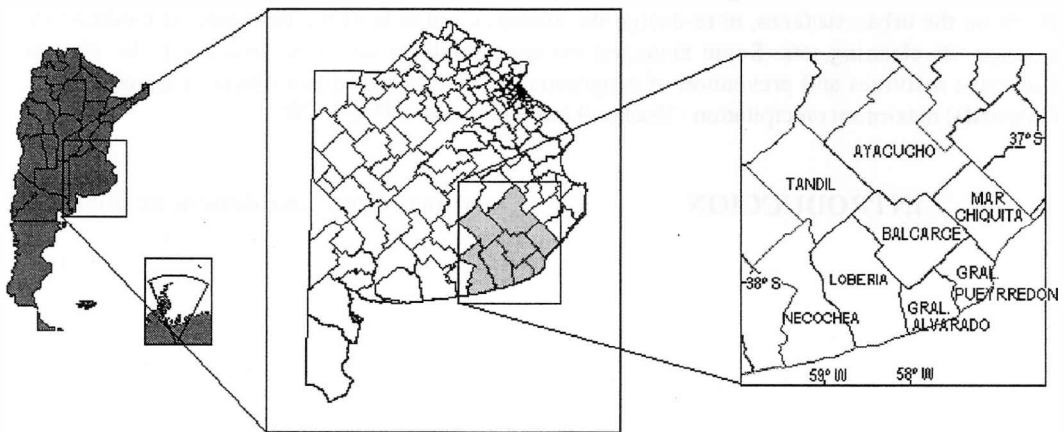


Figura 1. Localización del área de estudio.

Precipitaciones máximas en el sudeste bonaerense

Geiger (Strahler y Strahler, 1994), se inscribe en el tipo *templado, con precipitación suficiente todos los meses y con temperatura media del mes más cálido superior a 22°C*. Estas clasificaciones ponen de manifiesto que el clima del sudeste bonaerense es propicio para las actividades turístico-recreativas y para las labores y el rendimiento agropecuario. No obstante, entre las restricciones ambientales derivadas de su caracterización climática, se pueden mencionar las sudestadas y los temporales de vientos huracanados, a veces acompañados de lluvias intensas. Estos episodios meteorológicos suelen ocasionar un alto impacto social y económico, tanto a la población y sus bienes como a la infraestructura urbana y/o portuaria de las localidades afectadas (García y Piccolo, 2004)

El objetivo del presente trabajo es analizar los casos extremos de precipitación y su distribución espacial en el sudeste bonaerense. Para ello se consideró un conjunto de localidades representativas del área de estudio. Se intenta aportar algunos lineamientos para la planificación de actividades productivas y la prevención de situaciones riesgosas derivadas de eventos pluviométricos intensos.

METODO DE TRABAJO

Para estudiar la distribución espacial de precipitaciones máximas en el área de estudio, se analizaron los registros diarios, semanales y mensuales durante el período 1998 - 2002. Estos datos fueron suministrados por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), Defensa Civil y el Dpto. de Estadísticas de la Municipalidad de Gral. Pueyrredon; la Chacra Experimental de Miramar, las Estaciones Experimentales INTA Balcarce y Castelar; el criadero de semillas Buck en La Dulce (N. Olivera), la Sociedad Rural Mar Chiquita y la Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación (SAGPyA). Se evaluaron 260

datos pluviométricos semanales y 60 mensuales, correspondientes a 22 localidades del sudeste bonaerense, pertenecientes a los municipios de Ayacucho, Balcarce, Gral. Alvarado, Gral. Pueyrredon, Lobería, Mar Chiquita, Necochea y Tandil, que se encuentran en la región denominada "Mar y Sierras" (Fig. 1).

Si bien se estudiaron todos los eventos con precipitaciones superiores a 50 mm, se presentan en este trabajo aquéllos ocurridos en tres semanas seleccionadas (10 al 16 de mayo y 18 al 24 de octubre de 2002 y la restante del 5 al 11 de marzo de 1999) que presentaron condiciones sinópticas diferentes. Se consideraron los siguientes criterios: que los datos fueran coincidentes en varias de las fuentes consultadas y que hubieran tenido efectos en algunas de las localidades del área de estudio. La información meteorológica recopilada fue procesada estadística y cartográficamente. Se utilizaron además imágenes satelitales provistas por el SMN y el CIMA. Esta información se complementó con la individualización geográfica del área de estudio, señalando sus rasgos climáticos relevantes.

RESULTADOS Y DISCUSION

La variabilidad en la distribución espacial de las precipitaciones en el sudeste bonaerense es uno de sus rasgos climáticos más significativos. Un mismo evento puede tener elevados montos de precipitación en un sitio y muy bajo registro en otros. Como se observa en la Figura 2, en varias localidades las lluvias caídas superaron los 100, 200 y hasta más de 350 mm en una semana, generando no pocos inconvenientes a pobladores urbanos y rurales. Si se analiza cada semana en particular, se destacan diferencias que merecen ser examinadas.

El episodio lluvioso de la semana del 5 al 11 de marzo de 1999, se concentró en los días

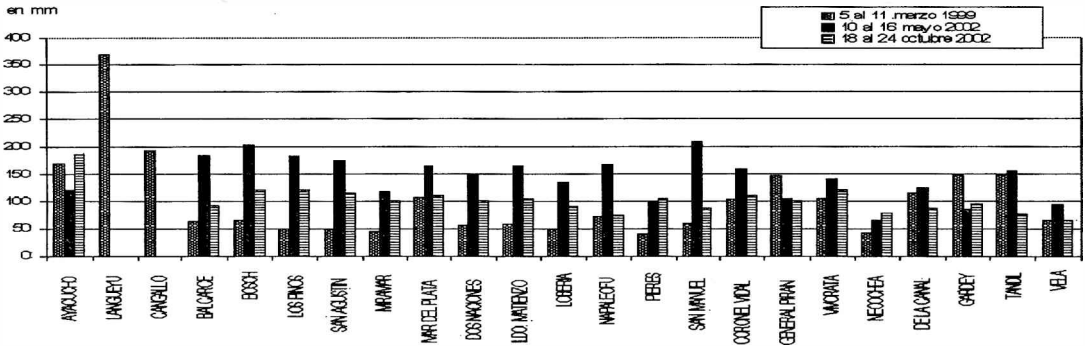


Figura 2. Distribución de precipitaciones en tres eventos seleccionados (mm)

7 y 8, como resultado de la llegada de un frente frío que evolucionó en frente estacionario y luego en onda frontal. En este evento, la variación de la precipitación osciló entre 40 mm en la localidad de Pieres (municipio de Lobería) y 370 mm en Languelú (Municipio de Ayacucho, Fig. 3). La precipitación de esa semana significó el 68,1% del total mensual del área, alcanzando valores superiores al 80 % en varias localidades, como Gardey, Vivoratá, Cangallo y Ayacucho, entre otras. La incidencia más baja la ostentó Necochea, donde sólo significó el 40,2% del monto mensual.

En el mapa de isohietas (Fig. 4) se observa que en el partido de Tandil se produjo el mayor gradiente en la precipitación, con variaciones de 20 a 40 mm en distancias muy pequeñas. Las precipitaciones aumentaron de SW a NE. El partido de Ayacucho obtuvo las mayores precipitaciones.

En la Figura 5a se observa que la distribución de precipitaciones en marzo de 1999 se incrementó de E a O, a la par de las anomalías pluviales (Fig. 5b) y que llegaron a duplicar y cuadruplicar los valores normales. Ello guardó relación con el estado hídrico regional (Fig. 5c), donde el porcentaje de agua

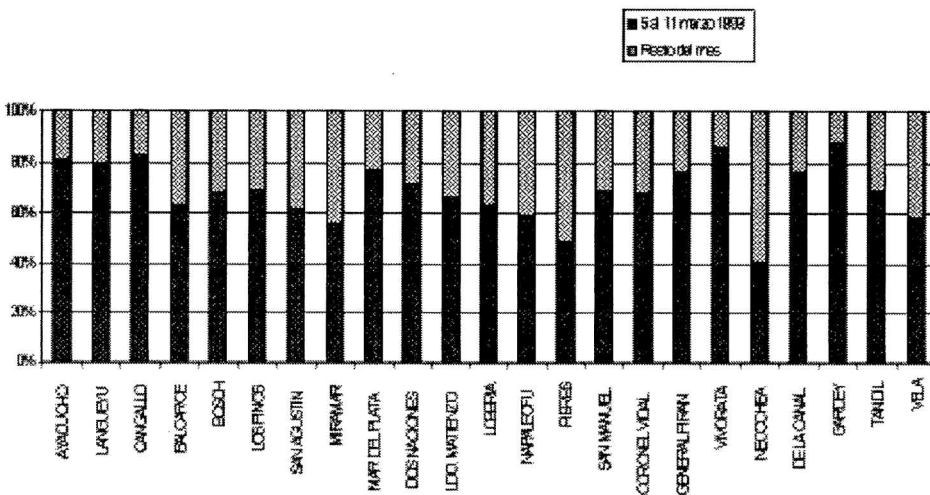


Figura 3. Distribución espacial de precipitaciones en el sudeste bonaerense en marzo de 1999 (% de la precipitación mensual total)

Precipitaciones máximas en el sudeste bonaerense

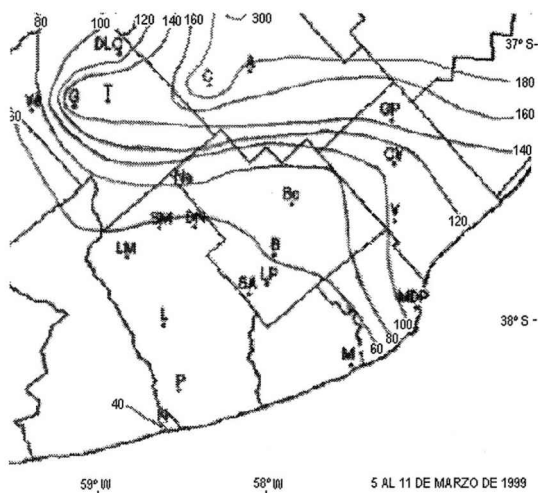


Figura 4. Isohietas correspondientes al evento del 5 al 11 de marzo del 1999

útil en el suelo fluctuó entre el 60 y el 90 % en la misma dirección.

El siguiente período estudiado fue el comprendido entre el 10 y 16 de mayo de 2002. Las lluvias máximas cayeron entre los días 13 y 14. En Balcarce, las máximas precipitaciones se produjeron el día 13 de mayo con un total de 118,3 mm, generando numerosos inconvenientes en la planta urbana y el área rural circundante.

En Mar del Plata, el día crítico fue el 14, donde se manifestó un fuerte temporal, con vientos de hasta 79 km/h e intensas y persistentes lluvias, que en 12 horas descargaron una media de 165 mm, con máximos de 190 mm.

Esta descarga pluvial ocasionó anegamientos urbanos y desbordes de arroyos, en tanto que el viento provocó destrozos en el ar-

bolado urbano, voladura de techos y el cierre de la estación portuaria, debido a la intensidad de las ráfagas y el fuerte oleaje. En Mar del Plata hubo 887 evacuados y varios fueron los barrios afectados.

La situación sinóptica estuvo caracterizada por el pasaje de un frente frío luego de varios días de advección cálida debido a la presencia de un centro de alta presión en el océano Atlántico Sur, al este de Uruguay que produjo vientos del N. La distribución de isohietas (Fig. 6) muestra una fuerte concentración de lluvias hacia el norte de los municipios de Lobería y Balcarce, superando los 200 mm en las localidades de San Manuel y Bosch, respectivamente, en tanto que el mínimo lo registró la ciudad de Necochea, con 65 mm.

Las precipitaciones producidas en esta semana de mayo representaron en promedio, el 81,3 % del total mensual, aunque para las localidades de Bosch, Los Pinos y San Agustín (partido de Balcarce) alcanzaron el 100%, seguidas de Balcarce, Vela y Vivotatá con más del 90% (éstas dos últimas en los distritos de Tandil y Mar Chiquita, respectivamente).

El menor porcentaje de participación de estas lluvias en el monto mensual se registró en la ciudad de Necochea, como se observa en la Figura 7.

En los mapas adjuntos se aprecian los importantes montos de precipitaciones en el sudeste de la provincia de Buenos Aires (Fig. 8a) que superaron los 200 mm en Gral. Pueyrredon y Gral. Alvarado y en algunos sectores de Balcarce y Mar Chiquita.

Las anomalías pluviométricas multiplicaron entre 2 y 6 veces los valores normales

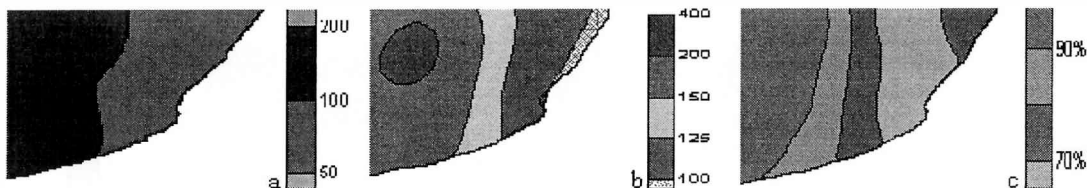


Figura 5. a) Distribución pluviométrica mensual (mm), b) Anomalía de precipitación (mm), y c) Estado hídrico regional (%), en el evento de marzo 1999 (INTA, 2004).

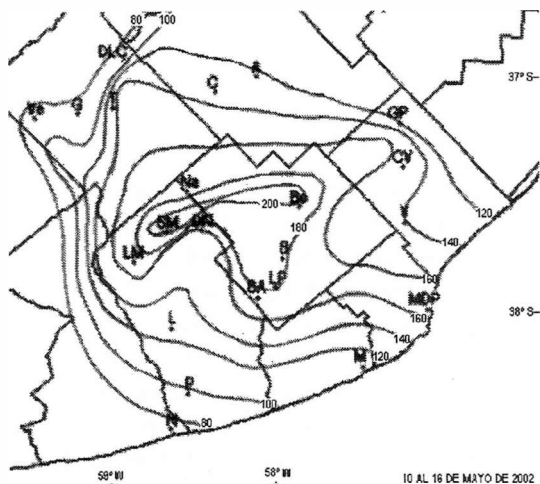


Figura 6. Isohietas correspondientes al evento del 10 al 16 de mayo del 2002

del mes (Fig. 8b). Esto determinó que durante el mes de mayo de 2002 el agua útil en el suelo superara el 90% (Fig. 8c), en una época del año con escasa demanda por parte de los cultivos.

La tercera y última semana seleccionada se extendió del 18 al 24 de octubre de 2002. Se caracterizó por una intensa Sudestada entre los días 19 y 22. El pasaje de un centro de baja presión sobre la región ocasionó intensas precipitaciones. En Mar del Plata se registraron vientos de hasta 60 km/h y aunque cayeron en promedio 110 mm, en algunos sitios, sumaron 147 mm en 36 horas. Hubo 510 evacuados en la ciudad y numerosas

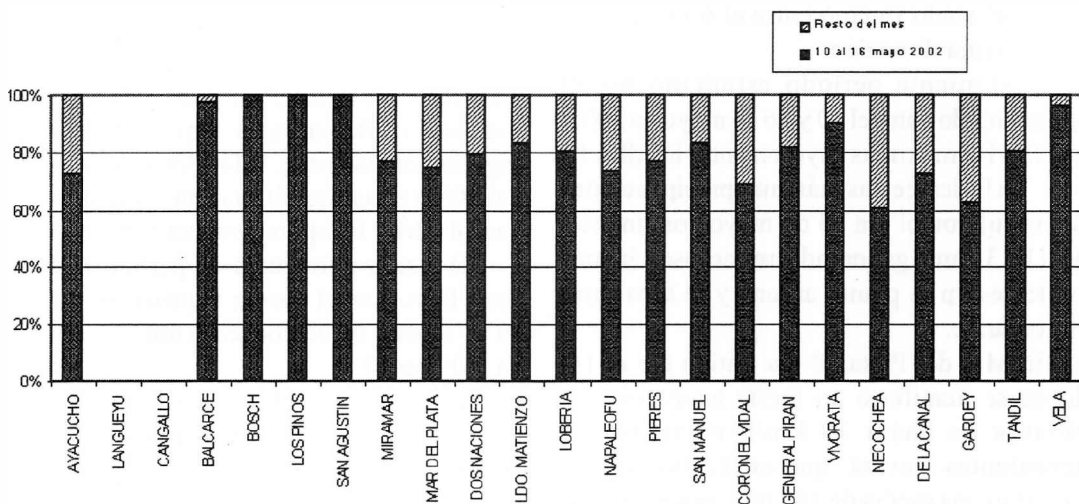


Figura 7. Distribución espacial de precipitaciones en el sudeste bonaerense. Evento de mayo de 2002 (% de la precipitación total mensual)

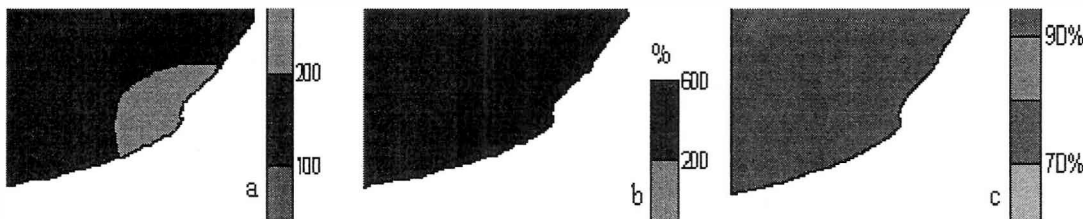


Figura 8. a) Distribución pluviométrica mensual (mm), b) Anomalia de precipitación (mm) y c) Estado hídrico regional (%). Evento de mayo de 2002 (INTA, 2004)

Precipitaciones máximas en el sudeste bonaerense

voladuras de techos, caída de árboles y cortes de cables de energía.

Se suspendieron las clases de todos los niveles en Gral. Pueyrredon, por el anegamiento o deterioro de 20 escuelas, dado que en algunos barrios se registraba más de un metro de agua. Paralelamente, se contabilizaron 25 evacuados en la localidad de Ayacucho, donde se registró el máximo pluviométrico (185 mm) y se suspendieron las clases en los municipios de Gral. Alvarado y Mar Chiquita. Las crecidas de los arroyos Los Patos, Vivoratá, Seco y Los Cueros, dieron origen a diversos anegamientos urbanos en Santa Clara del Mar y Mar de Cobo y cortes de la ruta interbalnearia N 11 en varios sitios por la acumulación de agua. En Tandil, se produjo una nevada intensa, después de 30 años, mientras que en la localidad de Vela, en el mismo municipio se observó un mínimo de 66 mm.

El análisis del mapa de isohietas (Fig. 9) permite advertir un incremento pluviométrico hacia el norte del área analizada, concordante con la dinámica de las masas de aire intervinientes. En Mar del Plata y Balcarce se registraron valores cercanos a 100 mm, pero la persistencia de los días lluviosos fue superior a otras localidades, tal como ocurre con otras ciudades litorales, donde los chaparrones costeros asociados al viento SE luego del paso del frente frío, se prolongan varias jornadas.

En promedio, las precipitaciones caídas en esta semana de octubre de 2002, representaron el 48,1% del total mensual, como se observa en la Figura 10, aunque fluctuaron entre un 63,2% en la ciudad de Necochea y un 32,2% en Tandil. Esto puede contribuir a explicar los efectos de anegabilidad urbana antes referidos.

La distribución espacial de las precipitaciones pluviales en este mes fueron similares a las registradas en mayo del mismo año (Fig. 11a), aunque superaron levemente los valores normales de la época (Fig. 11b), dentro de un

año de registros más altos de lo habitual en todas las localidades.

Así lo atestigua el balance hídrico regional (Fig. 11c), que muestra más de un 90% de agua útil en el suelo. Este hecho resulta significativo para las actividades agropecuarias, por la disponibilidad de humedad edáfica en momentos donde se incrementa la evapotranspiración y la demanda hídrica de los cultivos, a la vez que asegura la calidad de la cobertura herbácea en sitios de interés turístico-recreativo.

Los tres eventos presentados a modo de ejemplo representan situaciones sinópticas diferentes. A lo largo de todo el análisis del período de estudio, no se observó un mismo patrón sinóptico meteorológico de superficie. Por lo tanto los próximos estudios considerarán la información de altura.

En función de los resultados presentados y especialmente de los efectos espaciales de los episodios pluviométricos analizados, resulta recomendable:

- 1) Profundizar el estudio de la recurrencia cíclica de los eventos meteorológicos de riesgo.
- 2) Evaluar los efectos de la impermeabilización de la superficie por la expansión urbana.

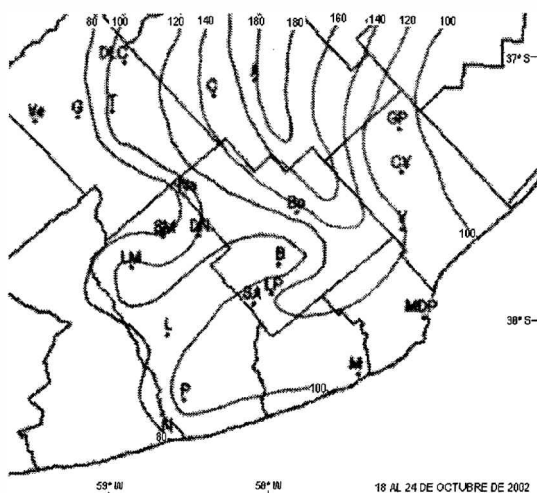


Figura 9. Isohietas correspondientes al evento del 18 al 24 de octubre del 2002

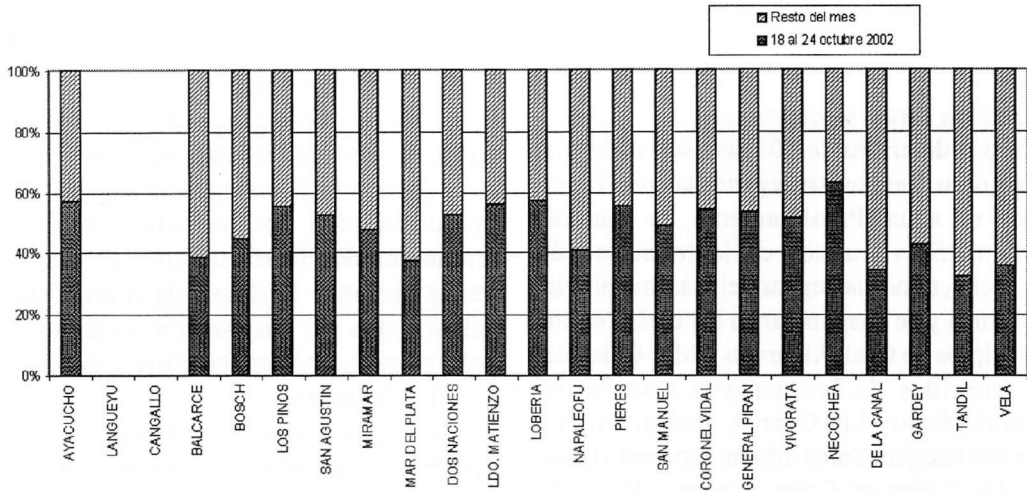


Figura 10. Distribución espacial de precipitaciones en el sudeste bonaerense. Octubre de 2002 (% de la precipitación total mensual)

3) Rediseñar el diámetro, extensión y bocas de las redes de desagües pluviales, para facilitar un drenaje rápido y sin complicaciones, como así también su limpieza y optimización de manera periódica. Una acción similar debe realizarse con los arroyos próximos o que atraviesan espacios urbanos.

4) Seleccionar nuevas áreas urbanas para parquear y consolidar las existentes, para favorecer la infiltración, insistiendo con los residentes urbanos, en el mantenimiento de espacios verdes domiciliarios.

5) Analizar la posibilidad de generar reservorios de agua en áreas urbanas y periurbanas.

6) Evaluar los daños potenciales, sopesando el costo de las infraestructuras y equipamiento necesarios y sobre todo, *el costo de lo que*

significa no tenerlos, especialmente con vistas a una gestión preventiva de riesgos.

7) Generar y/o reforzar un sistema coordinador de alertas, operaciones y medios para enfrentar la contingencia, incrementando la eficacia de los sistemas de pronósticos y alarmas, para prevenir a la población y atenuar los riesgos a los que se ve expuesta.

8) Regular el uso y ocupación del suelo y analizar la naturaleza de la ocupación de los espacios riesgosos y las características de la población vulnerable.

9) Atender prioritariamente los reclamos por infraestructura en barrios periféricos.

10) Educar y concientizar a la población para que sepa qué hacer frente a un alerta o aviso aún la que nunca se ha visto damnificada,

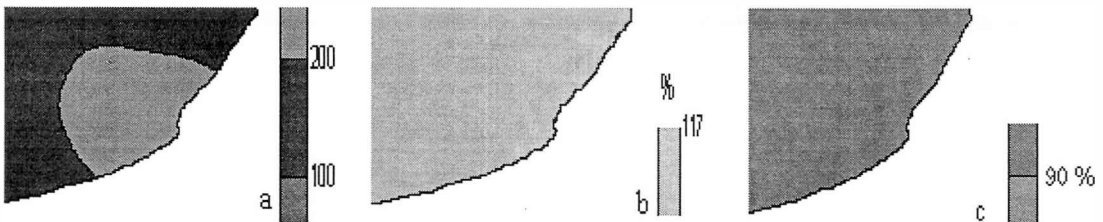


Figura 11. a) Distribución pluviométrica mensual (mm), b) Anomalia de precipitación (mm) y c) Estado hídrico regional (%). Evento de octubre de 2002 (INTA, 2004)

Precipitaciones máximas en el sudeste bonaerense

insistiendo en la importancia de la solidaridad, la participación y el compromiso.

11) Aumentar la eficacia de los sistemas de emergencia, previendo pequeños centros barriales de evacuación e incrementando los existentes.

12) Mejorar el equipamiento de las instituciones que responden prioritariamente a las demandas de los vecinos, controlando y orientando las donaciones en la emergencia.

13) Promover y coordinar la labor de rehabilitación y reconstrucción de las zonas afectadas.

CONCLUSIONES

Los resultados presentados constituyen un nuevo avance en el estudio de las variaciones espaciales de la precipitación en áreas urbanas e intentan sentar precedentes para futuros trabajos en esta temática. El municipio de Tandil en el área serrana y el de Ayacucho fuera de ella, son los de mayor pluviosidad entre los analizados. En este último, se halla la localidad de Langueyú, que registró el valor máximo semanal (370 mm) en marzo de 1999.

Los efectos producidos por los eventos estudiados sobre el territorio, las personas, las actividades productivas y los bienes han sido significativos, independientemente de la estación o el mes del año considerado, lo que motiva a profundizar el estudio para determinar cuáles son los tipos de tiempo que generan los episodios pluviométricos extremos. Ciudades como Mar del Plata, Necochea, Miramar y Balcarce se ven afectadas por precipitaciones que suman a lo largo de unos pocos días y a veces pocas horas, valores superiores a 150 y 200 mm. Esto afecta la normal escurrentía en dichas áreas urbanizadas, donde la creciente impermeabilización de la superficie provoca anegamientos urbanos. Aún en las poblaciones menores los efectos no son despreciables, especialmente por el impacto de las copiosas

precipitaciones y desbordes de arroyos sobre las actividades productivas en áreas rurales aledañas y en la infraestructura y equipamiento urbano local, que no se halla preparado para tales situaciones. Esto debe motivar a aquellos que planifican y orientan la expansión urbana y a los que organizan y gestionan las actividades agropecuarias a tomar los recaudos pertinentes, toda vez que distintos estudios señalan una tendencia pluviométrica creciente, al menos en los dos últimos decenios, lo que incrementaría la recurrencia de efectos territoriales indeseados y el riesgo para las poblaciones afectadas.

REFERENCIAS

- Capitanelli, R., 1992. Los sistemas naturales del territorio argentino. En: *La Argentina: Geografía General y los marcos regionales*. 2ª edición. Roccatagliata J. A. (compilador). Ediciones Sudamericana Planeta, Buenos Aires. pp 102
- Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), 2002. Situación sinóptica del día 20 de octubre de 2002. <http://www-cima.at.fcen.uba.ar>
- García, M. y M. C. Piccolo, 2004. Brisas de mar estivales en Mar del Plata y Necochea, Pcia de Buenos Aires, Argentina. En: *Actas Vº Jornadas Nacionales de Geografía Física*, Universidad Católica de Santa Fe, Santa Fe. 95-103
- García, M. y M. Veneziano, (autores); M. Rimondi; A. Villavicencio; V. Martins y R. Mondini (colaboradores), 2000. Contrastación entre clima percibido y clima real en Mar del Plata. En: *Actas IIIº Jornadas Nacionales de Geografía Física*, Univ. Católica Santa Fe, Santa Fe de la Veracruz. 140
- Instituto Nacional de Estadística y Censos (Indec), 2001. Censo Nacional de Población, Vivienda y Hogares. Buenos Aires.
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) – Castelar, 2004. Atlas Agroclimático de la Argentina. Período julio 1996- dic 2003. (CD).Castelar, Buenos Aires.

Mónica Cristina García y María Cintia Piccolo

- Ministerio de Economía. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación (SAGPyA), 2005. Registros pluviométricos semanales por localidad. Buenos Aires. www.sagpya.gov.ar
- Rimondi, M., 1997. Mar del Plata, una aproximación a la caracterización de las precipitaciones. Inédito. Mar del Plata
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN) www.meteofa.mil.ar
- Strahler, A. y A. Strahler, 1994. Geografía Física. 3ª. Edición. Ediciones Omega S. A.; Barcelona.

SOBRE LA EVOLUCION TEMPORAL DEL DIPOLO Y CUADRUPOLO DEL CAMPO GEOMAGNETICO

Julio César Gianibelli

Departamento de Geomagnetismo y Aeronomía de la Fac. de Cs. Astronómicas y Geofísicas, UNLP.
geofisicogianibelli@yahoo.com.ar

RESUMEN

Los antecedentes de los desarrollos en esféricos armónicos del Campo Magnético Terrestre se remontan al año 1550 con desarrollo hasta el sexto orden. A partir de 1900 se dispone de modelos de desarrollos hasta el orden 10, dados por los IGRF (Campo Geomagnético Internacional de Referencia) y DGRF (Campo Geomagnético de Referencia Definitivo) editados por la IAGA. En el 2005 el orden del desarrollo se extendió para el modelo IGRF 2005 hasta el orden 14. En el presente trabajo se recopilieron los coeficientes del orden 1 y 2 desde 1550 a la actualidad. Se ajusta la variación temporal de cada coeficiente g_i^j, h_i^j para los órdenes 1 y 2 mediante funciones polinómicas en el intervalo 1550-1900. Desde 1900 hasta 2005 se toman los coeficientes del IGRF e DGRF para generar un conjunto de series temporales en intervalos de 5 años para cada coeficiente. Estas series temporales de cada coeficiente $g_i^j(t), h_i^j(t)$ fueron analizados por medio de un análisis espectral no lineal habiéndose previamente sustraído la tendencia lineal. Se reconstruyen los coeficientes g_i^j, h_i^j de orden 1 y 2 en el intervalo 1550-2005 y se simula desde el año 2010 al 2500 mediante un modelo aditivo anarmónico compuesto por la tendencia y los períodos detectados en el análisis espectral. Los resultados muestran que la energía de la componente cuadrupolar crece notablemente para las épocas posteriores al año 2005 y la estimación del campo observado en superficie posee un aporte del orden del 18 % de la energía correspondiente al efecto cuadrupolar respecto del dipolar. Se concluye que el Campo Geomagnético inicia un proceso de transición de efectos principalmente dipolar a procesos de efectos no dipolares (cuadrupolo) con posibles cambios de posición de los Polos Geomagnéticos.

Palabras clave: Geomagnetismo, variación secular, dipolo, cuadrupolo, IGRF.

ABSTRACT

The antecedents of the spherical harmonics analysis of the Earth's Magnetic Field dates from 1550, with a development to the 6th order. From the year 1900 are available models with a development to the 10th order, given by the International Geomagnetic Reference field (IGRF) and the Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF), edited by the International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA). In the year 2005 the order of spherical harmonics analysis extends to the 14th order for the IGRF model. In the present work are compiled the coefficients g_i^j, h_i^j for the 1st and 2nd order, from 1550 to the present time. To the temporal variation of each coefficient g_i^j, h_i^j from the 1st and 2nd order are adjusted by means of polynomial functions in the interval 1550-1900. From 1900 to 2005 the coefficients of IGRF and DGRF are taken to generate a set of temporal series in intervals of 5 years length for each coefficient. For this temporal series of each coefficient, are analyzed by means of a non linear spectral analysis after subtracted the lineal tendencies. The coefficients, of 1st and 2nd order in interval 1550-2005 are reconstructed and then simulated from the year 2010 to 2500 by means

of anharmonic additive model composed by the tendencies and the period detected with the spectral analysis. The results shows that the energy of the quadrupolar component grows notably from the epoch posterior to year 2005 and the estimation of the surface observed field hold a contribution of the order of 18 % of the energy corresponding to the quadrupolar effect with respect to the dipolar effect. It is conclude that the geomagnetic field start a process of transition from effects principally dipolar to effects of processes mainly non dipolar with possible change of the positions of the Geomagnetic Poles. **Keywords:** Geomagnetism, Secular variation, Dipole, Cuadrupole, IGRF.

INTRODUCCION

El Campo Magnético de la Tierra determinado en su superficie, contiene los aportes de las fuentes situadas en el Núcleo externo de la Tierra, en la corteza y en la cavidad magnetosférica, incluyendo los procesos de inducción que esta última produce sobre la Tierra solida e hidrósfera.

A partir de estas determinaciones es posible separar los campos producidos en el interior de la Tierra y los producidos en la cavidad magnetosférica, por procesos de movimientos colectivos de partículas, electrones y protones, en diferentes escenarios tales como la ionósfera, plasmaesfera, cola de la magnetósfera, magnetopausa, y casquetes polares (Campbell, 1997; Pröls, 2004; Kallenrode, 2004).

La magnitud de los campos de origen externo frente al campo producido en el núcleo externo de la Tierra (denominado campo principal) y la corteza, es menor que el 5% de la magnitud total observada. (Gauss, 1839) mostró que la distribución del campo geomagnético sobre la superficie de la Tierra podía ser representado por un desarrollo en términos de funciones armónicas (Chapman y Bartels, 1940). Este desarrollo está caracterizado por una serie de coeficientes de las funciones armónicas esféricas, cuyo valor es obtenido a partir del análisis de los valores observados de los elementos del campo geomagnético en diferentes puntos de la superficie terrestre, y en la actualidad

incluyendo relevamientos aeromagnéticos, marinos y satelitales.

Este conjunto de coeficientes constituye un modelo matemático y es una aproximación del campo geomagnético para una época de referencia del análisis.

Desde 1839 se determinaron una gran cantidad de modelos para diferentes épocas a partir de 1550. Barraclough (1978) los compila hasta 1970 incluyendo diferentes modelos para la determinación del Campo Internacional de Referencia provisto por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) desde 1945 hasta 1970 cada 5 años. En la página web de la IAGA 2005 se presentan los modelos desde 1900 hasta el 2005. El modelo para el campo principal está dado por la expresión para el potencial magnético en la superficie de la Tierra de la siguiente manera en la ecuación (1):

$$V = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\cos\theta) \quad (1)$$

donde a es el radio medio de la Tierra (6371,2 Km.) y r, ϕ, θ son las coordenadas geocéntricas, r la distancia respecto del centro de la Tierra, la longitud al este a partir del meridiano de Greenwich y la colatitud.

$P_n^m(\cos\theta)$ son los polinomios cuasinormalizados de Schmidt (Barraclough, 1978; Langel, 1987; Merrill *et al.*, 1996). El campo geomagnético en la superficie de la Tierra esta dado por la ecuación (2)

Sobre la evolución temporal del dipolo y cuadrupolo del campo geomagnético

$$B_{r=a} = -[\text{grad}V]_{r=a} \quad (2)$$

Las características del campo geomagnético en superficie están dadas en la Figura 1, donde se tiene las isolíneas de la intensidad total del campo para el año 2000. En dicha figura se observan dos máximos en el Hemisferio Norte: el máximo “B” corresponde al Polo Geomagnético Boreal, y un máximo “C”, de carácter secundario, en la región del noroeste Asiático, ambos con valores de 60000 nT (1 Tesla = 1 Weber/m²). También se observa en el Hemisferio Sur un máximo “A”, correspondiente al Polo Geomagnético Austral, con valores de 65000 nT, y la gran Anomalía del Atlántico Sur, cubriendo las regiones del Continente Sudamericano y el Océano Atlántico Sur, con un mínimo sobre la región del Río de La Plata de 23000 nT, intensidad que en el presente sigue disminuyendo. Estas anomalías son la expresión de comportamientos no dipolares crecientes en el tiempo producido por la intrincada forma de difundirse el campo generado en el núcleo externo de la Tierra, denominado como geodínamo, y por los

posibles procesos magnetohidrodinámicos que lo generaron.

El ajuste de los modelos del campo geomagnético con las observaciones realizadas en observatorios permanentes son reportados por Gianibelli y Kohn. (2004) y utilizando satélites por Mandea y Langlais (2002) y Sabak *et al.* (2002). Langel *et al.* (1995) propone efectuar un análisis de la distribución irregular de los observatorios permanentes y propone una mejor distribución, teniendo en cuenta especialmente las regiones oceánicas.

El objetivo del presente trabajo consiste en determinar la energía de los dos primeros ordenes (dipolo y cuadrupolo) de los desarrollos en esféricos armónicos desde 1550 hasta el 2005 basándose en los desarrollos realizados para las épocas 1550 a 1970 normalizados y los modelos internacionales de referencia provistos por la IAGA desde 1900 hasta el 2005. Estimar por otra parte funciones no lineales de ajuste para predecir la evolución temporal de cada coeficiente de los ordenes 1 y 2 (dipolo y cuadrupolo respectivamente) para el intervalo 2005-2500.

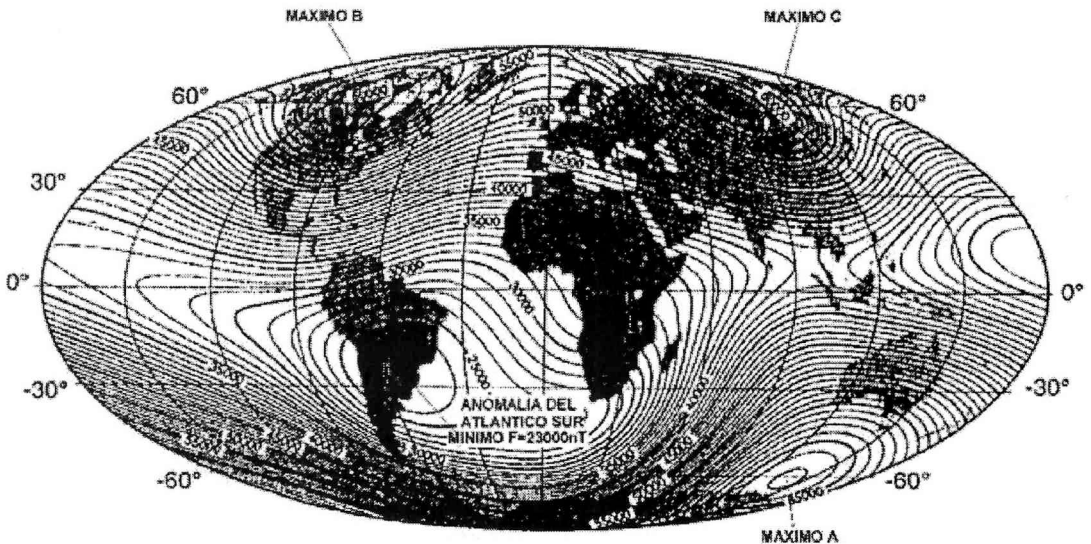


Figura 1. Intensidad Total del Campo Geomagnético. Epoca 2000.0.

ANALISIS DE LOS DATOS

Para $n = 1$ y 2 y $m = 0, 1, 2$ los coeficientes g_i^j y h_i^j son representados por funciones no lineales que representen su evolución en el intervalo 1550-2005. Se reconstruye entonces una nueva base de datos cada 5 años en el mismo intervalo de tiempo. Se efectúa un análisis espectral no lineal para cada serie de coeficientes en función del tiempo. Los períodos detectados son utilizados para reconstruir las series de datos g_i^j , h_i^j en el intervalo 1550-2500 mediante el siguiente modelo no armónico dado por las ecuaciones (3) y (4):

$$g_i^j(t) = G_1 + G_2 t + \sum_{k=1}^k [(a_k)_i^j \cos(\omega_k t) + (b_k)_i^j \text{sen}(\omega_k t)] \quad (3)$$

$$h_i^j(t) = H_1 + H_2 t + \sum_{l=1}^l [(c_l)_i^j \cos(\omega_l t) + (d_l)_i^j \text{sen}(\omega_l t)] \quad (4)$$

con $\omega_k = \frac{2\pi}{T_k}$ y $\omega_l = \frac{2\pi}{T_l}$,

y para $i = 1, 2$ y $j = 0, 1, 2$

Donde k y l es el número máximo de períodos detectados. En este estudio no superaron a 6, resultando ser no armónicos.

A partir de las aplicaciones de estos modelos fue posible determinar entonces la energía del campo dipolar y cuadrupolar en el intervalo 1550-2005 y su predicción 2010-2500. La expresión de la energía (Merril *et al.*, 1996) está dada por la siguiente ecuación (5):

$$W_n(t) = \frac{1}{2n+1} \sum_{m=1}^n \left\{ g_n^m(t) \right\} + \left[h_n^m(t) \right] \quad (5)$$

con $n = 1, 2$

RESULTADOS

En la Figura 2 se muestra la evolución de las energías correspondientes a la expresión dipolar y cuadrupolar del efecto del geodinamo residente en el núcleo externo de la Tierra.

Puede observarse que la tendencia lineal de las energías W_1 y W_2 en el intervalo 1900-2005 donde se tomaron los coeficientes de los modelos internacionales de referencia (Fig. 2), podría conducir a valores de la energía dipolar para la época 2500 menores que los determinados en este estudio. Asimismo energías mayores se estimarían para el cuadrupolo en el 2500. Esto podría ser objeto de un estudio particular usando solo esa ventana temporal 1900-2005 de información, pero con los coeficientes de todos los órdenes del desarrollo en esféricos armónicos (IAGA 2005).

Puede observarse que el cambio temporal desde 1550 hasta el 2500 es bastante pronunciado para el campo cuadrupolar respecto del dipolar. La relación porcentual se observa en la Figura 3. Cabe observar de esta figura que la relación porcentual en la actualidad no llega al 2%, teniendo una distribución de la intensidad de campo como se muestra en en la Figura 1.

La Figura 4 muestra el cambio temporal de las energías W_1 y W_2 observándose procesos de intermitencia en W_1 , mientras que los cambios en W_2 aparecen a partir del año 2015 y más pronunciadamente a partir del año 2330. Para el intervalo 2000-2070 es esperable un aumento de la difusión del campo dipolar que en apariencia podría estimular una hipótesis de recuperación de su intensidad, ya que dW_1/dt tiene valores positivos. Los máximos y mínimos en W_1 podrían estar relacionados con pulsos detectados en los Observatorios Permanentes. El último pulso fue reportado por De Michelis *et al.* (2000).

CONCLUSIONES

El campo dipolar responsable de la mayor parte del campo principal observado en superficie tiene un cambio decreciente con intermitencias observables claramente en el intervalo 1550-2005 y estimables hasta el 2500.

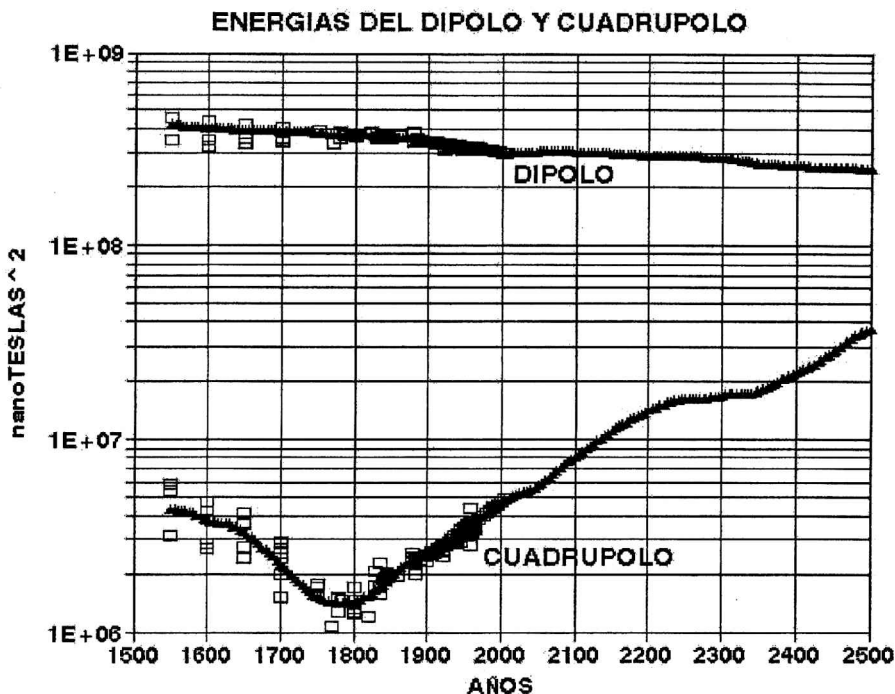


Figura 2. Evolución temporal de la energía correspondiente al orden 1 (dipolo) y orden 2 (cuadrupolo) de los desarrollos en esféricos armónicos del Campo Magnético Terrestre realizados desde 1550 hasta el 2005. En cuadrados vacíos se marcan los resultados de las energías de los desarrollos. En triángulos llenos la reconstrucción y predicción temporal hasta el 2500.

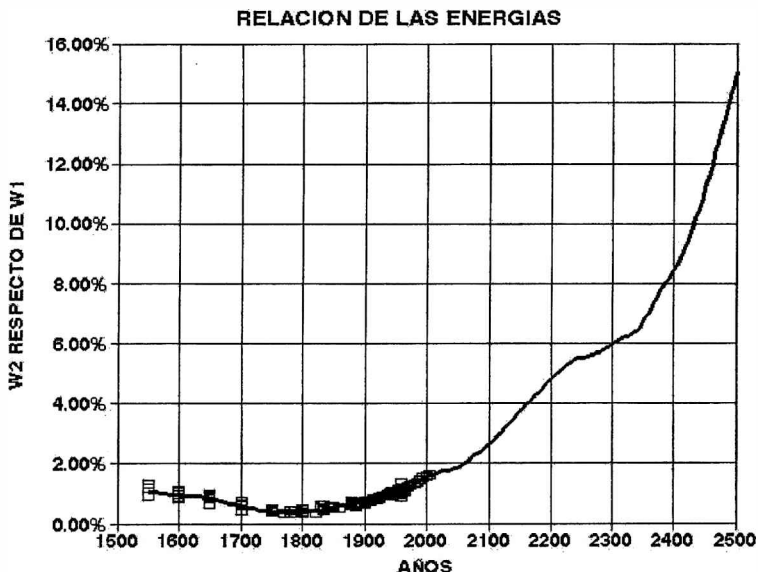


Figura 3. Relación de la energía del orden 2 (cuadrupolar) respecto del orden 1 (dipolo) del desarrollo en esféricos armónicos realizado desde el año 1550 hasta el año 2005 marcado en cuadrados vacíos. En línea llena se representa la evolución temporal de esta relación hasta el año 2500.

CAMBIO ANUAL PROMEDIO DE LAS ENERGIAS
W1:DIPOLO W2:CUADRUPOLO

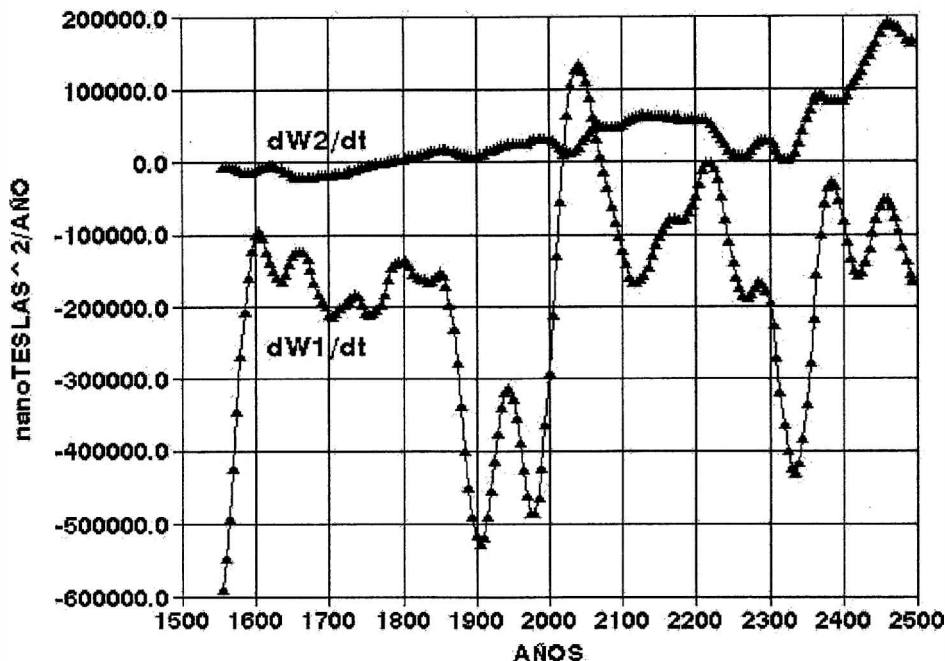


Figura 4. Derivada temporal de las energías de orden 1 (dipolo) y orden 2 (cuadrupolo) determinada cada 5 años a partir de la reconstrucción y predicción de las mismas en el intervalo 1550-2005 y 2010-2500 respectivamente.

El cambio más importante está dado por el aporte cuadrupolar. Su estimación más allá del 2500 promueve o supone una intensificación de la anomalía del Atlántico Sur con valores cada vez menores a los observables a la fecha. Cabe preguntarnos si esta anomalía al intensificarse es una expresión superficial de importantes cambios en el campo, que hasta la fecha se comporta como dipolar a estados no dipolares, con aparición en otras regiones del hemisferio norte de más polos, y por consiguiente un comportamiento en la interacción Sol-Tierra con procesos más complicados, no observados en otros planetas del Sistema Solar. Esto sería una expresión temprana de lo que podríamos considerar como una excursión del Campo Magnético Terrestre, con estados de algunos cientos o miles de años y que podría fijarse en la época de 1880 el

inicio del crecimiento constante del efecto de un campo cuadrupolar.

Agradecimientos. Se agradece a los técnicos del Departamento de Geomagnetismo y Aeronomía de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la UNLP., Mónica Mac William y Nicolás Quaglino, por la preparación del trabajo en formato electrónico.

REFERENCIAS

Barraclough, D. R., 1978. Spherical Harmonic Models of the Geomagnetic Field. Institute of Geological Sciences. Geomagnetic Bulletin 8. 1-66.
Campbell W., 1997. Introduction to Geomagnetic Fields, Cambridge University Press. Cambridge.

Sobre la evolución temporal del dipolo y cuadrupolo del campo geomagnético

- Chapman S. and J. Bartels, 1940. Geomagnetism Vol I, and Vol II Oxford University Press. London.
- De Michelis, P., L. Cafarella, and A. Meloni, 2000. A Global Analysis of the 1991 Geomagnetic Jerk Geophys. J. Int. 143, 545-556.
- Gauss C.F., 1839. General theory of terrestrial magnetism . pp 184-251 in scientific memoirs selected from the transactions of foreign academies and learned societies and from foreign journals , Vol. 2. Taylor R. (editor). Translation into English by Mr. Sabine, revised by Sir John Herschel .
- Gianibelli, J.C., y J. Kohn, 2004. Evolucion de los Modelos IGRF y DGRF para el Observatorio Geomagnetico de Trelew (Argentina). Actas de la XXII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, 6-10 de Septiembre de 2004.
- Internacional Geomagnetic Reference Field 2000. IAGA (Internacional Association of Geomagnetism and Aeronomy) Div V. Geophysics International 141 pp. 259-262. IAGA (2005): <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/Vmod>
- Kallenrode M.B., 2004. Space Physics 3 rd ED. Springer-Berlin pp. 1-484.
- Langel R.A., 1987. Main Field in Geomagnetism. ED by Jacobs J. A. Academic Press N. Y., VOL I, pp 249-512.
- Langel R.A., A.R.T. Baldwin and A.W. Green. 1995. Toward and Improved Distribution of Magnetic Observatories for Modeling of the Main Geomagnetic Field and Its Temporal Change. J. Geomag. Geoelectr., 47, 475-508.
- Manda, M. and B. Langlais, 2002. Observatory Crustal Magnetism Biases During MAGSAT and OERSTED Satellite Mission. Geophysics Research Letter Vol 25 N° 15, 8003.
- Merril, R., M.W. Mc Elhinny and P.L. Mc Fadden. 1996. The Magnetic Field of the Earth, Academic Press. N. Y.
- Pröls, G.W., 2004. Physics of the Earth's Space. Environment Springer-Berlin pp. 1-533.
- Sabak, T.J., N. Olsen and A. Langel. 2002. A Comprehensive Model of the Quiet-Time , Near Earth-Magnetic Field: phase 3. Geophysics International 151, pp 32-68.

**CONVERSION DE ALTURAS ELIPSOIDALES EN ALTURAS SOBRE
EL NIVEL MEDIO DEL MAR MEDIANTE TECNICAS
DE INTERPOLACION SUPERFICIAL**

Raúl A. Márquez

Departamento de Agrimensura - Facultad de Ingeniería - UNSJ. Departamento de Ingeniería en Agrimensura. Laprida 1130(O). San Juan Capital. Tel.: 4211700 - Int: 350. Barrio Natania XV
Manzana 10 Casa 25 Rivadavia-CP 5400. Tel. 4331315 - ingramarquez@hotmail.com

RESUMEN

Desde un conjunto de puntos uniformemente distribuidos sobre un área determinada, usando sus coordenadas geodésicas en el sistema POSGAR'94, coordenadas planas en la proyección conforme Gauss-Kruger y alturas sobre el nivel medio del mar, es posible convertir las alturas elipsoidales en alturas sobre el nivel medio del mar, mediante técnicas de interpolación superficial. Pruebas estadísticas, tales como los contrastes de hipótesis y significación, permiten tomar decisiones sobre la utilidad o significación de los modelos generados y también estimar tanto el error estándar de los parámetros interpolados, como los intervalos de confianza correspondientes.

Para validar los métodos propuestos, se usaron los datos de la red geodésica de la Dirección de Geodesia y Catastro de la provincia de San Juan, que cubre un área de unas 150,000 hectáreas aproximadamente. El análisis numérico de los datos se llevó a cabo con aplicaciones MATLAB desarrolladas por el autor.

Palabras claves: altura elipsoidal, elevaciones, interpolación superficial

ABSTRACT

From a set of well distributed points over a certain area it is possible to convert ellipsoidal heights to heights above mean sea level (elevations) using their POSGAR'94 geodetic coordinates, Gauss-Kruger plane coordinates and elevations by means of surface interpolation techniques. Statistics tests, such as hypothesis contrast and significance tests, allow us to decide on the usefulness and significance of the mathematical models and also estimate the standard errors of the interpolated parameters as well as their confidence intervals.

In order to validate the proposed methods, cadastral geodetic network data were used from the "Dirección de Geodesia y Catastro" of San Juan province, Argentina. The network covers an area of about 150,000 hectares.

Numerical analysis was carried out by means of MATLAB applications which were developed by the author.

Keywords: ellipsoidal height, elevation, surface interpolation.

LOS DATOS UTILIZADOS

Dentro del programa Saneamiento Financiero y Desarrollo Económico de las Provincias Argentinas del Ministerio del Interior financiado por el Banco Mundial, el

Centro de Fotogrametría Cartografía y Catastro de la Facultad de Ingeniería, UNSJ, mediante un convenio celebrado con la Dirección de Geodesia y Catastro de la provincia de San Juan, Argentina, desarrolló el proyecto SiCAT (Sistema de Información

Catastral) para el Catastro provincial. Dicho proyecto prevé el diseño, medición y ajuste de una red G.P.S. en el Valle de Tulúm, provincia de San Juan. La distancia promedio entre los vértices es del orden de los 5 km. La red se midió con receptores G.P.S. geodésicos ASHTECH-Z12 y se vinculó a los puntos POSGAR'94: CNGT, PALO y K261. La red puede categorizarse como B2 según los estándares geodésicos elaborados por el Subcomité de Geodesia del CNUGGI.

Se determinaron siete parámetros locales para el cambio del datum usando cuatro puntos de la red G.P.S. con coordenadas geodésicas Campo Inchauspe'69 distribuidos uniformemente sobre el área, de tal manera que forman un triángulo con punto central. Las coordenadas geodésicas obtenidas del cambio del datum, se transformaron a coordenadas planas en el sistema de proyección conforme Gauss-Kruger en la faja 2 (meridiano central -69°).

El proyecto SiCAT prevé también la medición y ajuste de una red altimétrica de nivelación geométrica, cuyos vértices son aquellos de la red G.P.S. El error estándar de un desnivel es $\sigma = 10(\text{mm}/\text{km}) L(\text{km})$, donde $L(\text{km})$ es la longitud de la línea nivelada. La red altimétrica se vinculó al punto Nodal 70 (ubicado en el Parque de Mayo de la ciudad de San Juan), perteneciente a la línea de nivelación de precisión del IGM San Juan-Chepes.

Las tareas de medición y ajuste de ambas redes se llevaron a cabo entre los años 1993 y 1996.

No se efectuaron observaciones de gravedad, por lo tanto no se determinaron correcciones ortométricas a los desniveles geométricos. Así, cada vértice de la red se identifica por una terna (X, Y, N) donde X, Y son las coordenadas planas en la proyección conforme Gauss-Kruger (faja 2) y $N = h - H$, es la ondulación aproximada del geoide (no se observó gravedad), donde h y H son,

respectivamente, la altura elipsoidal POSGAR'94 y una aproximación a la altura sobre el nivel medio del mar.

EL SOFTWARE UTILIZADO

Para ejecutar el procesamiento numérico de los datos utilizados, el autor desarrolló las aplicaciones REGRAF y MTQ_RM en MATLAB versión 5.2.0.3084. Ambas aplicaciones fueron codificadas siguiendo los lineamientos de los algoritmos presentados respectivamente en las secciones siguientes: 1-Regresión polinómica y 2-El método multicuadrado.

Regresión polinómica

La regresión polinómica es un caso particular de la regresión múltiple. Un modelo polinómico permite representar en un rango de valores, cualquier relación no lineal entre las variables siempre que la función sea derivable y existan sus derivadas sucesivas. La relación verdadera, pero desconocida, entre las variables es (Peña, 2002):

$$Z = f(x, y) + u \quad (1)$$

donde f es la función desconocida y u es la perturbación randómica. Si se desarrolla la función en serie de Taylor hasta términos de orden k alrededor de un punto $z_0 = (x_0, y_0)$ que se supone situado en el centro de la región donde se quiere aproximar la función, se tiene (D. Peña, 2002):

$$Z = \sum_{i=0}^k \sum_{j=0}^k a_{ij} X^i Y^j + u \quad (2)$$

donde los coeficientes (regresores) a_{ij} se determinan por el método de los mínimos cuadrados. En este caso, Z es la ondulación del geoide, mientras que X, Y son las variaciones de las coordenadas Gauss-Kruger respecto de sus valores medios.

Las perturbaciones randómicas u , verifican las siguientes hipótesis (Peña, 2002):

- a).- La esperanza de las perturbaciones es cero: $E(u) = 0$
- b).- La varianza de las perturbaciones es constante (homocedasticidad): $Var(u) = \sigma^2$
- c).- La distribución de las perturbaciones sigue la distribución normal: $u \sim n(0, \sigma^2)$

Significación o utilidad del modelo: El modelo se generó con la aplicación MATLAB, REGRAF, a partir de $m = 30$ puntos seleccionados de la red de Catastro de San Juan, uniformemente distribuidos sobre un área de aproximadamente 150,000 hectáreas, Figura 1, mediante un polinomio bivariable en X, Y de grado $k = 3$. Los regresores a_{ij} se obtienen resolviendo el sistema de las ecuaciones normales, derivado del principio de los mínimos cuadrados. Los valores obtenidos para la media y la varianza residuales resultaron, respectivamente, 0.00008 m y 0.0001904 m², verificándose mediante la

prueba de contraste correspondiente, la hipótesis a). La comparación de los residuos con los valores estimados de ondulación, no presenta estructura ni tendencia. El 80% de los residuos normalizados está comprendido entre -1 y 1, detectándose solo dos "outliers". Se verifica, pues, la hipótesis b) de homocedasticidad. Para probar la hipótesis c), se usa la prueba χ^2 de Pearson, donde el estimador muestral de prueba resultó igual a 7.05. Puesto que el valor crítico, para el nivel de significación $\alpha = 0.05$ y $v = 5$ grados de libertad, es igual a 11.1, se acepta (o al menos no se rechaza), al 95% de confianza, la hipótesis c) de normalidad de los residuos.

Para efectuar el ANOVA test (Analysis of Variance), se calculan la variación randómica $SQR = 0.055511$ y la variación explicada $SQE = 4.3537644$. El estadístico muestral de prueba para $v_1 = 15$ y $v_2 = 14$ grados de libertad del numerador y denominador respectivamente, es $F = 732.42$. Para el nivel de

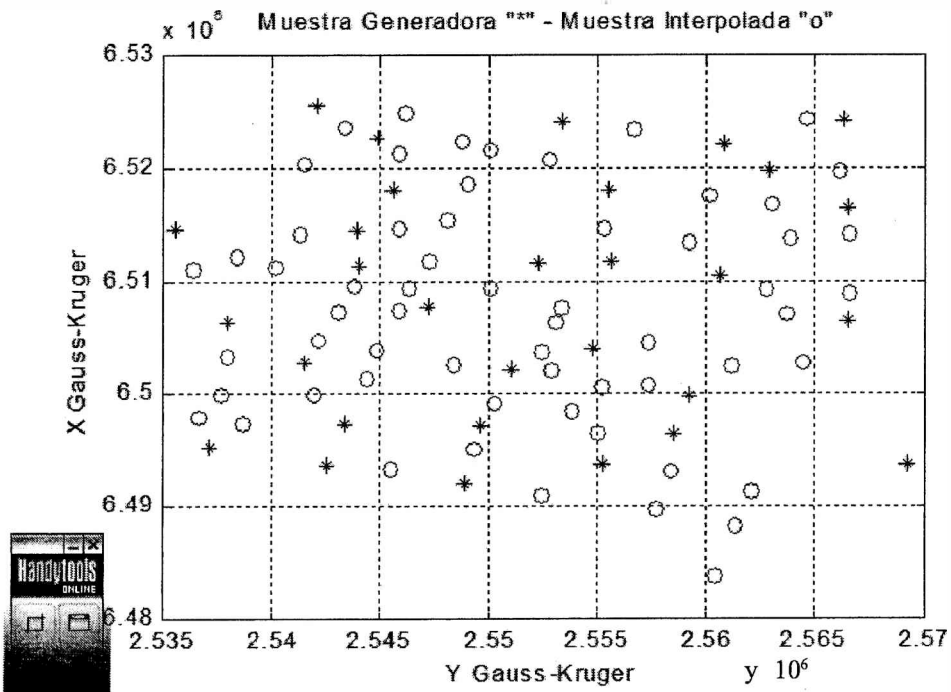


Figura 1. Muestra Generadora " * ", Muestra de Interpolación " o "

significación $\alpha = 0.01$, el valor crítico de la tabla de la distribución F es igual a 3.66 admitiéndose entonces, que el modelo es significativo al 95% de confianza y tiene utilidad. El coeficiente de determinación es igual a 0.9987; es decir, la regresión explica el 99.87% de la variación. El coeficiente de correlación resulta igual a 99.94%. Los errores estándar de los regresores a_{ij} son las raíces cuadradas de los elementos diagonales de la matriz varianza-covarianza de los regresores y los estadísticos “t” para determinar su significación, se obtienen dividiendo los a_{ij} por sus respectivos errores estándar. Al nivel $\alpha = 0.05$ y $v = 14$ grados de libertad, resultan significativos siete regresores, entre ellos el a_{00} que es la ordenada al origen de la superficie de regresión. No obstante, en la generación del modelo se hicieron intervenir todos los regresores (16 en total). La Figura 3 obtenida con REGRAF, muestra las curvas de iso-ondulaciones generadas por el modelo de regresión polinómica en el Valle de Tulum.

Validación del modelo: Para validar el modelo presentado, se seleccionó una muestra de $n = 62$ puntos de la red de Catastro, Figura 1, estimándose las ondulaciones del geode con el modelo de regresión polinómica de grado $k = 3$ generado por $m = 30$ puntos. Las ondulaciones estimadas se compararon con las ondulaciones “observadas”, $N = h - H$, obteniéndose para las diferencias una media muestral $\delta_m = -0.00679$ m y una desviación estándar $S_\delta = 0.04321$ m, que son respectivamente las componentes sistemática y aleatoria del error total S_T de la interpolación, dado por:

$$S_T = \sqrt{\delta_m^2 + S_\delta^2} = 0.0437m \quad (3)$$

Para contrastar la hipótesis de que la media muestral de las diferencias es estadísticamente igual a la media poblacional $\mu = 0$, se adopta el estadístico muestral de prueba:

$$Z = \frac{\delta_m}{S_\delta} \sqrt{n} = -1.24 \quad (4)$$

Para el nivel de significación $\alpha = 0.05$, el valor crítico es $Z_c = 1.96$. Puesto que $Z < Z_c$ se acepta (o al menos no se rechaza) al 95% de confianza que estadísticamente la media muestral de las diferencias es igual al valor esperado; es decir cero. Los errores estándar de las ondulaciones estimadas por el modelo, N_{est} , se tienen por:

$$S_{N_{est}} = \sqrt{A_p \Sigma_a A_p^T} \quad (5)$$

donde A_p es un vector obtenido en función de las coordenadas planas: $A_p = (1, X, X^2, X^3, Y, XY, \dots)$ y Σ_a es la matriz covarianza de los regresores. Los intervalos de confianza están dados por:

$$\text{Límite inferior: } LI = N_{est} - Z_c S_{N_{est}}$$

$$\text{Límite superior: } LS = N_{est} + Z_c S_{N_{est}} \quad (6)$$

donde $Z_c = 1.96$ para $\alpha = 0.05$. El error promedio de la estimación de las ondulaciones para los 62 puntos es 0.0435 m. Si admitimos que las alturas elipsoidales h de la red catastral tienen un error estándar $\sigma_h = 0.015$ m, el error estándar de las alturas sobre el nivel medio del mar convertidas, es:

$$\sigma_H = \sqrt{\sigma_h^2 + S_T^2} = 0.046m \quad (7)$$

y el error máximo tolerable (se estima en 2.5 a 3 veces la desviación estándar) es aproximadamente igual a 0.12 m.

Finalmente, se generó, a partir de los 30 puntos, un modelo interpolador con el método KRIGING del SURFER 7.0, adoptándose un variograma lineal con parámetros por “default”, propios del soft usado. De las diferencias entre las ondulaciones estimadas con KRIGING y las ondulaciones “observadas” en los 62 puntos de la muestra de inter-

polación, se obtuvieron los resultados siguientes:

media muestral: $\delta_m = 0.0036$ m, desviación estándar: $S_\delta = 0.039$ m, error total $S_T = 0.0395$ m, que en cierta medida, convalidan los resultados obtenidos con la aplicación MATLAB, REGRAF. En ambos casos se verifica con la prueba de Pearson que las 62 diferencias presentan histogramas con distribución normal a un 95% de confianza. La Figura 2, muestra el histograma de las diferencias obtenido con REGRAF, con los 62 puntos de la muestra de interpolación.

El método multicuádrico

El método multicuádrico se genera con m cuádricas básicas y tiene la forma (Shul'min y Ye. Ya. Mitel'man, 1974):

$$Z = \sum_{j=1}^m C_j q(X_j, Y_j, X, Y) \tag{8}$$

donde Z representa la ondulación del geoide y q es la cuádrica básica, que es un hiperboloide de dos mantos (Shul'min y Ye. Ya. Mitel'man, 1974):

$$q(X_j, Y_j, X, Y) = \sqrt{(X_j - X)^2 + (Y_j - Y)^2} + B \tag{9}$$

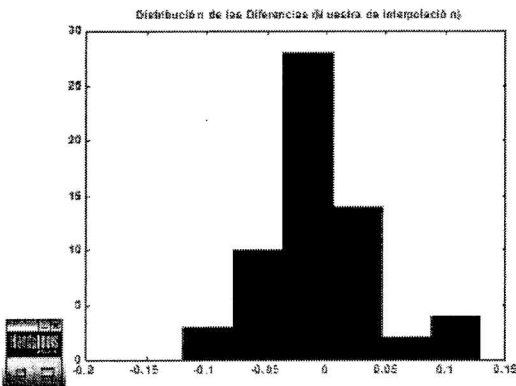


Figura 2. Histograma de las diferencias obtenido con REGRAF (Regresión Polinómica) con los n = 62 puntos de la muestra de interpolación.

y C_j son los coeficientes incógnitas que determinan el modelo. La constante B debe determinarse mediante pruebas de ajuste hasta lograr el valor óptimo. En este caso el mejor valor de B resultó ser aquel que es equivalente al área de la zona de trabajo; es decir:

$$B = (X_{max} - X_{min})(Y_{max} - Y_{min}) \tag{10}$$

Por cada uno de los puntos del conjunto generador, se plantea una ecuación lineal a partir de la (8) y se establece un sistema de ecuaciones lineales de m ecuaciones con m incógnitas C_j $j = 1, m$:

$$QC = Z \tag{11}$$

cuya matriz Q es simétrica. La solución del sistema (11) esta dada por:

$$C = Q^+ Z \tag{12}$$

donde Q^+ es la pseudoinversa de Moore-Penrose determinada por:

$$Q^+ = ED^{-1}E^T \tag{13}$$

donde D es la matriz diagonal formada por los autovalores de la matriz simétrica Q y las columnas de E, son los autovectores correspondientes normalizados.

Para muestras generadoras de tamaño m $\oplus 20$ la matriz Q presenta algunos autovalores muy cercanos a cero, que deben ser removidos de la matriz D conjuntamente con los autovectores correspondientes en la matriz E. En los demás casos (m < 20), la pseudoinversa (13) es directamente igual a la inversa regular definida por: $Q^{-1} = Adjunta(Q) / det(Q)$.

La no eliminación de los autovalores casi nulos produce severas distorsiones en la solución del sistema lineal (11) debido a que la matriz Q se torna inestable por el defecto de rango.

Validación del modelo: El sistema de ecuaciones lineales (11) se satisface en los m = 30

puntos de la muestra generadora del modelo. Se estiman las ondulaciones del geoides en los $n = 62$ puntos de la muestra de interpolación, Figura 1, con la aplicación MATLAB, MTQ_RM, y las diferencias con las ondulaciones “observadas” arrojan los siguientes resultados:

media muestral: $\delta_m = -0.010$ m, desviación estándar: $S_\delta = 0.039$ m, error total: $S_T = 0.040$ m

La distribución normal de las diferencias se verificó con la prueba de Pearson:

$\chi^2 = 5.36$, $\chi^2_{6, 0.95} = 12.6$, entonces se acepta (o al menos no se rechaza) al 95% de confianza, que las diferencias tienen distribución normal.

Además se generaron modelos con $m = 5, 10, 15, 20$ y 25 puntos, obteniéndose los siguientes errores totales de interpolación:

| m | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| S_T (m) | 0.162 | 0.077 | 0.057 | 0.036 | 0.039 | 0.040 |

Para $m \geq 20$ se presentan autovalores de la matriz Q muy cercanos a cero que deben removerse de la matriz D, juntamente con los autovectores correspondientes de la matriz E. A partir de $m \geq 20$ el error total de interpolación se mantiene constante y no tiene sentido aumentar el tamaño de la muestra generadora del modelo. De la comparación con el método adoptado como patrón (KRIGING de SURFER 7.0) se ve que las diferencias entre los resultados obtenidos no son significativas, hecho que, de alguna manera, valida la aplicación MATLAB, MTQ_RM.

CONCLUSIONES

Si bien los métodos de interpolación superficial no alcanzan la precisión de la nivelación geométrica clásica, pueden ser útiles en algunas actividades tales como explo-

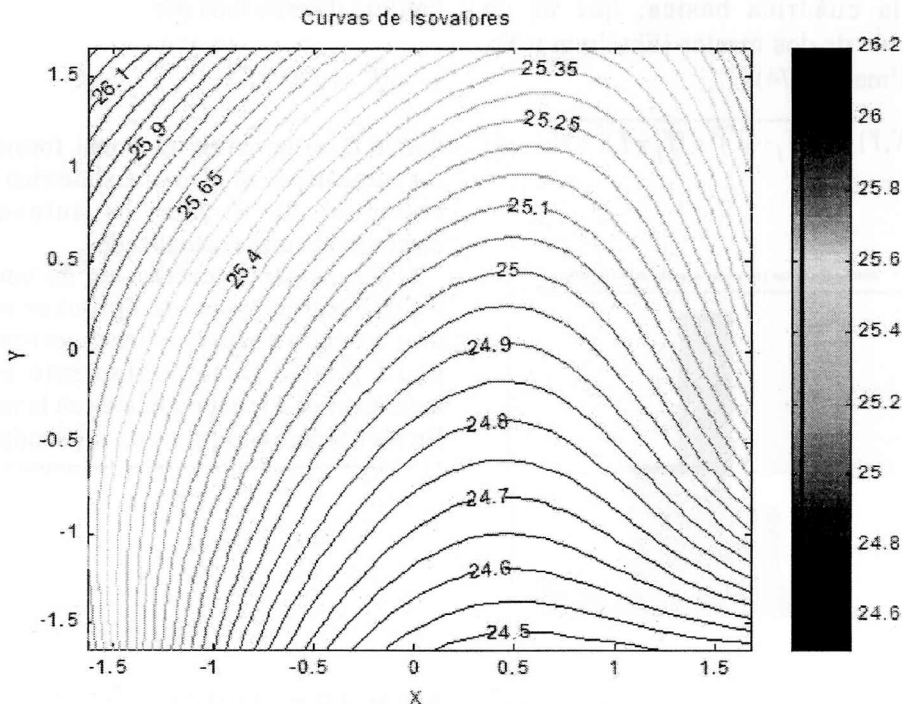


Figura 3. Curvas de iso_ondulaciones obtenida con REGRAF. Regresión polinómica.

raciones y explotaciones mineras y petroleras, anteproyectos en ingeniería civil, cartografía y otras. La zona de trabajo es, en este caso, el Valle de Tulum en la provincia de San Juan donde predomina la roca sedimentaria y las pendientes moderadas, por lo tanto, las correcciones ortométricas a los desniveles geométricos, estarían por debajo del error total de interpolación S_p . Es probable que en zonas montañosas sea necesario incorporar observaciones de gravedad. Cabe señalar que la aplicación de estos métodos requiere de sendas redes, GPS y altimétrica de nivelación geométrica (eventualmente una red gravimétrica), cuyos datos deben ser coherentes y suficientemente precisos.

Este trabajo permite suponer que se alcanzarían precisiones del orden de magnitud de entre 3 y 4 cm en la estimación de las ondulaciones del geoide usando métodos de interpolación superficial, y errores estándar del orden de los 5 cm en las alturas sobre el nivel medio del mar, en zonas donde las dimensiones y las características geomorfológicas son similares a las del Valle de TULUM, para un tamaño de la muestra generadora de $n = 30$ puntos.

Una ventaja importante de la altimetría satelital esta relacionada con la disminución de costos frente a los métodos altimétricos clásicos.

REFERENCIAS

- Heiskanen, W. y H. Moritz, 1967, Physical Geodesy, W. H. FREEMAN AND COMPANY
- Leick A., 1995, GPS SATELLITE SURVEYING- Second Edition- JOHN WILEY & SONS, INC.
- Peña D., 2002, Regresión y diseño de experimentos. Alianza Editorial. S.A., Madrid
- Sánchez Fernández B. et al., Estudio sobre la estimación de las ondulaciones del geoide en Asturias. MAPPING N° 80 Sept. 2002, pp. 6-12
- Shul'min M.V. and Ye.Ya. Mitel'man, 1974, The Multiquadric Method of Approximating a

- Topographic Surface, Geodesy, Mapping and Photogrammetry. Vol. 16. N° 1, 1974
- Shresta R. et al., 1993, Surface Interpolation Techniques to Convert Ellipsoidal Heights to Elevations, Surveying and Land Information Systems, Vol. 53, N° 3, 1993, pp133-144

NORMAS E INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

GEOACTA está editada por la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Está constituida por secciones independientes, en cada una de las cuales se publican trabajos originales e inéditos y que no se encuentren en evaluación simultánea en otras revistas, en forma de artículos o notas a los distintos dominios de la Geofísica, Geodesia, Geología, Vulcanismo, Oceanografía, Geografía, Meteorología, Geoquímica y temas con aplicación al medio ambiente. El Consejo Editorial con la colaboración de otros especialistas en los distintos campos de la ciencia, considera el valor de cada uno de los originales entregados por los autores y decide sobre la conveniencia o no de su publicación (de los que, en cada caso informa al autor o autores), la sección en que se incluirá el artículo aceptado y el orden de publicación del mismo dentro de cada volumen.

GEOACTA se publica una vez por año. Los trabajos deben ser originales y presentarán datos, interpretaciones o síntesis no publicadas con anterioridad. En caso de ser aceptados, los trabajos pasarán a ser propiedad intelectual de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

Los idiomas oficiales de GEOACTA son el Español e Inglés. Los trabajos en Español llevarán un RESUMEN en este idioma y con el objeto de asegurar la máxima difusión de los trabajos, un ABSTRACT en inglés. Los trabajos en Inglés llevarán un ABSTRACT en Inglés y un RESUMEN en Español.

Los autores pueden presentar trabajos en cualquiera de las siguientes opciones.

Trabajos de Investigación: corresponden a contribuciones originales dentro de la temática general de GEOACTA.

Notas Breves: contribuciones cortas cuyo objetivo es dar a conocer hallazgos importantes que merezcan su pronta publicación o para presentar nuevas técnicas o datos realmente significativos. No deberán superar las cuatro hojas escritas a doble espacio, incluyendo figuras y bibliografía.

Discusiones y Réplicas: los comentarios y discusiones sobre trabajos publicados en GEOACTA serán considerados muy favorablemente y son demostrativos de un marcado interés por el progreso de la ciencia pero donde primen el respeto y la tolerancia por la diversidad de opiniones. Los mismos deben identificar claramente la cita completa del trabajo. Una copia de la Discusión será enviada al primer autor del artículo en cuestión para su respuesta. Tanto la Discusión como la Réplica serán publicadas en forma conjunta en el próximo número de GEOACTA.

Comentarios de Libros: son análisis técnicos de libros de edición reciente y temática acorde a los objetivos de GEOACTA

PRESENTACION DE TRABAJOS

Los manuscritos pueden ser elevados en formato electrónico (preferentemente) o impresos de acuerdo con las siguientes instrucciones. No obstante, en breve se implementará el Sistema Electrónico Editorial (SEE) único para la presentación de trabajos

Formato Electrónico

Los trabajos podrán ser enviados por correo electrónico (preferentemente) o por envío postal en CD, Zip o Diskettes al Editor o co-Editor. La versión electrónica del manuscrito debe, en términos generales, seguir el mismo formato de la versión impresa, pero los archivos deben ser estructurados y nombrados de la siguiente forma:

Un archivo conteniendo el texto del trabajo, incluyendo los resúmenes, referencias, las tablas y leyendas bilingües de figuras y tablas escritos en

INSTRUCTIONS TO THE AUTHORS

GEOACTA is published by the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. It is formed by independent sections. Each one contains original articles or technical notes that are not simultaneous presented for evaluation to other journals. The subject of the articles are from the following Sciences: Geophysics, Geodesy, Geology, Vulcanism, oceanography, Geography, Geochemistry and related themes form the environment. The Editorial Committee, with the collaboration of specialist from the different sciences, evaluate the originality of the work and decide the section where the accepted contribution will be published and its order.

GEOACTA is published once a year. Papers must be original and will present data, interpretations and/or synthesis unpublished or submitted elsewhere. If accepted, papers become copyright of the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

Official languages of GEOACTA are Spanish and English. Papers in Spanish will have a RESUMEN in this language and, with the object to insure its maximum diffusion, they will also include an ABSTRACT in English. Papers in English will have an ABSTRACT in this language and a RESUMEN in Spanish.

Authors may submit papers in any of the following options.

Research Papers: they are original contributions within the general subject of GEOACTA.

Short Notes: short contributions directed to inform of important discoveries that require immediate publication or to present new techniques or significant data. Short notes will have less than 4 pages typed in double space, including figures and references.

Discussions and Replies: comments and discussions about papers published in GEOACTA will be encouraged and they are a demonstration of remarkable concern for the progress of science, but with respect and tolerance of the diversity of opinions. Discussions must clearly identify the complete citation of the paper. A copy of the Discussion will be sent to the first author of the paper being discussed for his/her reply. Both the Discussion and Reply will be published together in the next available issue of GEOACTA.

Book Reviews: they technical analysis of recent published books which subject is related to the objectives of GEOACTA

MANUSCRIPTS

Manuscripts can be submitted either in electronic format (preferable) or in print according to the following instructions. Nevertheless, in short, the Sistema Editorial Electrónico (SEE) will be implemented and it will be the only means for paper submission.

Electronic Format

Papers can be submitted either by e-mail (preferable) or by regular mail in CD, Zip or Diskettes to the Editor or co-Editor. The electronic version of the manuscript must follow, in general terms, the same format of the printed one, but the files should be structured and named according to:

One file with the text, including abstracts, references, tables and table and figure captions prepared in a text editor such as WordPerfect o Word. File name will include the name of the first author and the word "Text" (if more than one author use "et al"): Pérez et al Text.doc (or .wpd).

One file for each figure, preferably in format Corel Draw, Adobe Illustrator, jpg or tif. The name of the file will follow the same format indicated for the text file, but include "Fig" and the number of the figure: Pérez et al Fig 1.cdr (or .jpg or .tif)

One file where the text, figures and tables (with their respective captions) integrated in the place where the authors suggested location in format Acrobat Reader. The name of the file will follow the same format indicated for the text

procesador de texto WordPerfect o Word. El nombre del archivo incluirá el apellido del autor y la palabra "Texto". En caso de más de un autor se incluirá "et al": Pérez et al Texto.doc (o .wpd)

Un archivo por cada figura, preferentemente en formato Corel Draw, Adobe Illustrator, jpg o tif. El nombre seguirá el mismo formato que para el caso de texto, pero llevará la palabra "Fig" y el número de figura: Pérez et al Fig 1.cdr (o .jpg o .tif)

Un archivo donde se haya integrado en el texto, las figuras y las tablas, ambas con sus leyendas respectivas en el sitio donde los autores sugieren que deberían ubicarse, en formato Acrobat Reader cuyo nombre se escribirá de la siguiente forma: Pérez et al Ms.pdf. En el envío postal se debe incluir una copia impresa del ms incluido en el archivo Pérez et al Ms.pdf. En caso de no contar con el software para generar un archivo pdf, se debe enviar el archivo integrado en formato WordPerfect o Word.

Formato Impreso

Dado que el sistema electrónico de presentación de trabajos está en pleno funcionamiento, sólo en casos excepcionales se aceptarán trabajos en formato impreso. En caso de no poder acceder al sistema electrónico, se aceptará la recepción de un CD con los archivos siguiendo las normas antes indicadas.

En la situación fuertemente justificada en que no se pueda cumplir con el envío electrónico o un CD, se enviarán por correo tres copias de buena calidad. En caso de que el trabajo incluya fotografías, el autor debe enviar para el arbitraje dos juegos de fotos originales o fotocopias láser. No se aceptarán fotocopias comunes de fotografías.

Los manuscritos deben ser escritos a doble espacio, no deben exceder las treinta (30) páginas tamaño IRAM A4 (210 x 297 mm) o similar, incluyendo tablas, figuras y referencias bibliográficas, y dejando 2,5 cm en todos los bordes. En casos especiales el Editor podrá aceptar trabajos más extensos.

CRITERIOS EDITORIALES

Los trabajos serán sometidos a dos arbitrajes como mínimo por los miembros del Comité Editorial Asesor y/ o revisores externos de reconocido prestigio. En función de la opinión de los revisores, el Editor tomará la decisión definitiva sobre el mismo.

Una vez aceptado el trabajo, el autor deberá enviar el manuscrito final en versión electrónica según las instrucciones indicadas anteriormente. El autor recibirá en formato electrónico las pruebas de galera a los efectos de indicar posibles errores o modificaciones menores del texto. Cambios significativos al trabajo en esta etapa solo serán aceptados a discreción del Editor y los posibles costos de esos cambios deberán ser abonados por el autor.

Los autores de los trabajos deberán abonar una suma fija definida por GEOACTA, la que será eximida si uno o más de los autores es miembro de la misma.

TEXTO

Numerar todas las páginas en forma consecutiva de acuerdo al siguiente ordenamiento:

Primera Pagina:
Títulos y autores con sus direcciones y correo electrónico
Segunda Página y Consecutivas:
Resumen y Abstract (trabajos en castellano)
Abstract y Resumen (trabajos en inglés)
Palabras claves y keywords
Texto
Agradecimientos
Referencias bibliográficas
Leyendas de las tablas
Tablas
Leyendas de las figuras

file, but include "Ms": Pérez et al Ms.pdf. If the paper is sent by regular mail, it must include a printed copy of the file: Pérez et al Ms.pdf. In the case that the author has no access to software that allows generating a pdf file, the integrated files should be sent in either Wordperfect or Word format.

Printed Format

Since the electronic system for submitting paper is active, only in exceptional cases we will accept printed versions. The previous options is to submit a CD including all files following the electronic format.

If either the electronic submission nor the CD cannot be accomplished in a fully justified manner, then three copies printed in high quality paper must be sent by regular mail. In the case the paper includes photographs; the author must also submit two sets of prints or good quality laser photocopies. Common photocopies of the photos will not be accepted.

Manuscripts must be typed double spaced, up to thirty (30) pages in length including tables, figures and references. Paper size should be A4 (210 x 297 mm) or similar, leaving 2.5 cm in all margins. Longer papers could be accepted under special circumstances by the Editor.

EDITORIAL CRITERIA

All submitted papers will be reviewed by at least two members of the Editorial Board and/or external referees of recognized prestige. Based on the reviewers opinions, the Editor will take the final decision about it.

When the paper is accepted, the author must submit its final version in electronic format following the instructions provided previously. The author will receive the electronic format of the galley proofs to check for possible mistakes or minor modifications to the text. Major changes to the paper at this stage will only be accepted at the sole discretion of the Editor and the possible extra expenses that may result must be covered by the author.

There is a fix charge per paper defined by GEOACTA. Although, this charge is waived if one or more of the authors is a member of the Asociación.

TEXT

Number all pages consecutively according to the following order:

First Page:
Title and authors including addresses and e-mails
Second and following pages:
Resumen and Abstract (papers in Spanish)
Abstract and Resumen (papers in English)
Palabras claves and keywords
Text
Acknowledgements
References
Captions of the tables
Tables
Captions of the figures
Figures

Title page must include the paper title, authors and their institutional addresses with their e-mails. Indication of the corresponding authors if other of the first author. It is advisable to have the telephone and fax numbers of the corresponding author. Resúmenes and abstracts will be less than five hundred (500) words.

Up to five (5) palabras claves and keywords. In short a list of suggested keywords will be included in the web page of the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Keywords should be arranged in order of importance, with the geographical area always last.

Text can be divided in primary, secondary and tertiary parts. PRIMARY TITLES are full capital letters, in bold and centred in the page. Secondary titles are in upper and lowercase, in bold and left justified. Tertiary titles are in

Figuras

La página del título y autores deberá contener el título del trabajo, el nombre del o los autores, sus domicilios institucionales y e-mails. Se deberá indicar a qué autor se enviarán las pruebas de galera y cualquier otra comunicación, como asimismo a qué autor se podrán requerir las separatas del trabajo. Se aconseja enviar los números de teléfono y fax del autor a cargo de las comunicaciones con la editorial.

Los resúmenes y abstracts no deberán exceder las quinientas (500) palabras.

Hasta 5 palabras claves y keywords. En breve se incluirá en la página web de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas un listado de palabras claves sugeridas. Las mismas deberán estar ordenadas por su importancia, con el lugar geográfico al final.

El texto puede ser dividido en partes principales, secundarias y terciarias. Los TÍTULOS PRINCIPALES se colocarán en letra mayúscula, resaltados y centrados en la página. Los títulos secundarios serán colocados en mayúscula y minúscula, resaltados, contra el margen izquierdo. Los títulos terciarios irán en mayúscula y minúscula, resaltados e incorporados al párrafo. Los títulos no deberán ser precedidos por números o letras.

El propósito del trabajo debe estar claramente expuesto en la introducción. Los agradecimientos se colocarán inmediatamente después del texto, con un título de jerarquía terciaria.

Notas al pie de página no serán aceptadas.

Todos los términos no estándar o siglas deben ser definidos durante su primer empleo.

Se utilizará el Sistema Internacional de Medidas para informar datos. Otras unidades pueden ser presentadas entre paréntesis o como unidades primarias cuando no sea posible mostrar su conversión.

Referencias

Al final del texto se colocará una lista alfabética de todos los trabajos citados, que será encabezada por el título principal REFERENCIAS, para los trabajos en Español o por REFERENCES, para los trabajos en Inglés.

En las citas bibliográficas en el texto sólo se usa el apellido sin nombres ni iniciales. Cuando se trata de dos autores, se los nombra separados por "y"; cuando estén involucrados más de dos autores se utilizará "et al.". En las REFERENCIAS se colocarán todos los autores. No debe utilizarse "(op. cit.)" en ningún caso. Algunos ejemplos:

"...(Orfeo, 1992a,b; Barrio y Coffield, 1992; Mazzoni et al., 1991)."

"...de acuerdo con lo manifestado por Flint y Elliot (1992)."

"...(Cf. Bercowski et al., 1991)."

"...(ver Fig. 3 de Zuffa y Ori, 1992)."

Los trabajos en las REFERENCIAS serán colocados en orden alfabético, sin dejar renglones entre citas, respetando los apellidos en el idioma original, sin abreviaturas, sin reemplazarlos por rayas. El primer autor se cita con Apellido e inicial y los sucesivos con inicial del nombre y apellido. El último autor va precedido de "y" o "and" según el trabajo sea en español o inglés, respectivamente.

Ejemplos de formatos:

Lowell Wine, R., 1966. Statistics for Scientist and Engineers. Prentice-Hall, U.K. pp 671.

Dobrin, M., 1961. Introducción a la Prospección Geofísica. Edit. Omega. Argentina. pp 483.

Turcotte, D. and G. Schubert, 1982. Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons Inc. pp 450.

Hart, B.S., 1995. Delta fornt estuaries. En: Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Perillo G.M.E. (Ed). Elsevier, Amsterdam. 207-226.

upper and lowercase, in bold and incorporated in text. Titles will not include numbers or letters.

The purpose of the paper must be clearly stated in the introduction. Acknowledgements will go immediately after the text with a Tertiary title.

Footnotes are not allowed. All non-standard terms or acronyms must be defined at first use.

The International System of units is required for reporting measurements. Other units may be reported in parentheses or as primary units when conversion is not possible.

References

At the end of the text an alphabetic list of the referentes cited in it will be included with the title REFERENCIAS for Spanish papers and REFERENCES for papers in English.

The referenes will be cited in the text with the last name and date only. When the reference is with two authors it will be used "y" and with more than two authors "et al." In the References the cites should be complete. "(op. cit.)" will not be used in the text. Some examples:

"...(Orfeo, 1992a,b; Barrio y Coffield, 1992; Mazzoni et al., 1991)."

"...de acuerdo con lo manifestado por Flint y Elliot (1992)."

"...(Cf. Bercowski et al., 1991)."

"...(ver Fig. 3 de Zuffa y Ori, 1992)."

The first autor will be cited with the last name and then the initial of the names, the following ones will be cited with name initials and then last name. If the reference is in English language it should be used the word "and" and not "y". Some examples:

Lowell Wine, R., 1966. Statistics for Scientist and Engineers. Prentice-Hall, U.K. pp 671.

Dobrin, M., 1961. Introducción a la Prospección Geofísica. Edit. Omega. Argentina. pp 483.

Turcotte, D. and G. Schubert, 1982. Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons Inc. 450 pp.

Hart, B.S., 1995. Delta fornt estuaries. En: Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Perillo G.M.E. (Ed). Elsevier, Amsterdam. 207-226.

Introcaso, A., M.C. Pacino, and H. Fraga. 1992. Gravity, isostasy and andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S. Tectonophysics, 205:31-48.

Miranda, S. y J. A. Robles, 2002. Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad. Rev. Asoc. Geol. Arg. 57(3): 271-279.

Tables

Tables should be reduced to a minimum including only information with a concrete relevance to the objectives if the paper. Simple listing of data, unless highly justified, will not be acceptable.

Tables must be numbered consecutively with arabic numbers and provided in a separate page. In case that the table expands more than one page, this must be indicated in each page.

Tables are cited in the text as: "... en Table 1", or "... (Table 1)"

Once the paper is accepted, the author must provide an electronic version of the tables according with the editorial criteria of GEOACTA. Printed tables will not be accepted.

Table captions must be bilingual, typed in double space and in a list at the end of the text.

Figures and Equations

All figures must be designed having the page and column sizes of GEOACTA in mind. Maximum printed

Introcasa, A., M.C. Pacino, and H. Fraga. 1992. Gravity, isostasy and andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S. *Tectonophysics*, 205:31-48.

Miranda, S. y J. A. Robles, 2002. Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 57(3): 271-279.

Tablas

Las tablas deberán ser reducidas a un mínimo con información que tenga una relevancia concreta con el trabajo. Simple listados de datos, al menos que sean ampliamente justificados, no serán aceptados.

Las tablas deberán ser numeradas en forma consecutiva con números arábigos y cada una en una hoja diferente dentro del archivo de texto. En caso de ser necesario extender la tabla en varias páginas, deberá indicarse que continúa en cada página.

Las tablas se citan en el texto de la siguiente forma: "... en Tabla 1", o "... (Tabla 1)"

Figuras y ecuaciones

Las figuras deben diseñarse teniendo en cuenta los tamaños de página y/o columna de GEOACTA. El tamaño máximo de impresión para las figuras es 172 x 220 mm para ancho de página o 84 x 220 mm para ancho de columna. El espacio para las leyendas bilingües debe ser incluido en estas dimensiones.

Las figuras deberán ser compactas, evitándose grandes espacios libres o desprovistos de información. Los mapas y los perfiles deberán llevar escala gráfica y coordenadas geográficas.

Las ilustraciones de computadora deberán ser de la más alta calidad de impresión posible, preferentemente realizadas en Corel Draw, Adobe Illustrator o equivalente. Si se envían impresas, las mismas deben realizarse con impresoras láser o de chorro de tinta.

Las letras y números no deben ser menores de 1 mm luego de su reproducción. Las partes de una sola figura pueden ser llamadas (a), (b), (c), etc.

Las figuras compuestas por varias partes deberán ser montadas de modo tal que conformen en lo posible, una sola imagen. Las fotos montadas deben ordenarse de tal manera que no queden espacios en blanco entre las mismas.

Las copias fotográficas deberán ser de buena calidad, en blanco y negro, nítidas, y realizarse en papel brillante de buen contraste, en el tamaño final de reproducción. Las fotos no deben sobrepasar los 84 mm de ancho, ya sean apaisadas o verticales. La escala deberá indicarse con algún elemento cuyas dimensiones se adjuntarán en la leyenda o con una barra de escala.

Láminas de fotos en colores pueden ser publicadas con un costo mínimo extra, a cargo del autor. Se pueden requerir mayores detalles al Editor, previo al envío del manuscrito.

Todas las figuras impresas o papel original deben tener en el reverso el nombre del autor/es y el número de figura.

Los manuscritos impresos enviados por correo normal serán acompañados por fotocopias de buena calidad de las figuras originales, señalándose en forma clara el número correspondiente. Los originales no serán devueltos a los autores después de la publicación, salvo pedido expreso del autor.

Todas las ilustraciones, incluyendo las fotografías, serán denominadas FIGURAS, y en el texto se hará referencia a las mismas como, por ej: "...en la Figura 1 se observan..." o "...ciclos granodecrecientes (Fig. 1), comunes en otras facies". Numerar las figuras en forma consecutiva con números arábigos.

Las ecuaciones deben ser preferiblemente escritas con el editor de ecuaciones del editor de texto elegido. Todas ellas deben estar numeradas correlativamente entre paréntesis y justificado a la derecha. Las mismas se citarán en el texto como: "ec. (1)"

size of the figures is 172 x 220 mm for full page or 84 x 220 mm for column width. The figure captions must be included in these dimensions.

Figures must be compact, avoiding large free spaces or lacking information. Maps and geological profiles must have both graphic scales and geographic coordinates.

Computer drawings must be of the highest quality preferably made with Corel Draw, Adobe Illustrator or equivalent. When submitted in print, they must be printed by either laser or inkjet printer.

When reproduced, letters and numbers in figures should be larger than 1 mm. Parts of one figure can be named as (a), (b), (c), etc.

Composed figures must be integrated in such a way as they form one unique figure. In the case of photos, no blank space in between must be allowed.

Photographic prints must be of high quality, black and white, in glossy paper with good contrast and y the final reproduction size. Photos cannot be wider than 84 mm either portrait or landscape. Photos must have some kind of scaling that can be referenced in the caption.

Color plates can be published to a minimum cost to the author. Further details could be requested to the Editor before submitting the manuscript.

All printed figures must have on the reverse the name of the author and the figure number.

Printed manuscript must include high quality copies of the original figures clearly marked with the author name and number. Originals will not be returned unless requested by the author.

All illustrations are Figures and should be referred in the text as, e.g.: "...en la figura 1 se observan..." or "...ciclos granodecrecientes (Fig. 1), comunes en otras facies". Figures must be numbered consecutively with arabic numbers.

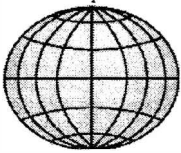
Equations should be prepared preferable with the equation editor of the selected text editor. All of them must be numbered consecutively between parentheses and right justified. They will be cited in the text as: "ec. (1)"



IMPRENTA MULTIMPRESS

**PATRICIOS 17/19
TEL/FAX (0291) 4535766
BAHIA BLANCA**

**E-mail: hgr@bvconline.com.ar
msn: multimpres@hotmail.com**



Detección de saltos de basamento de la cuenca del valle de La Rioja, Argentina, a partir de un modelo hidrostático local.

| | |
|--|-----|
| <i>M. Patricia Martínez, Mario Gimenez, Gabriela Bustos, y F. Lince Klinge, Martín Mallea y T. Jordan</i> | 1 |
| Balance sedimentario, parámetros meteorológicos y oceanográficos en un sector de la playa de Monte Hermoso, Provincia de Buenos Aires. | |
| <i>Elba Fernández, Angel Marcos, Jorge Caló y Héctor Aldacour</i> | 11 |
| Quistes de dinoflagelados de sedimentos holocenos y dinoflagelados modernos del Estuario de Bahía Blanca, Argentina. | |
| <i>C. Marcela Borel, Patricia M. Cervellini y G. Raquel Guerstein</i> | 23 |
| Estudio preliminar de los efectos del dragado sobre aspectos bio-sedimentológicos de las planicies de marea. | |
| <i>Natalia V. Pizani, Diana G. Cuadrado y Elisa R. Parodi</i> | 33 |
| Geoide gravimétrico en Argentina. presente y futuro. | |
| <i>Claudia Tocho, Graciela Font y Michael G. Sideris</i> | 41 |
| Posicionamiento diferencial mediante el uso de navegadores satelitales. | |
| <i>M. Gende, M.V. Mackern y C. Brunini</i> | 51 |
| Predicción lineal de los modelos internacionales de referencia geomagnético 1900-2005. | |
| <i>Julio César Gianibelli</i> | 57 |
| La amplitud térmica en la estación meteorológica de la plata y su relación con el ciclo solar y la actividad geomagnética. | |
| <i>Julio César Gianibelli, Nicolás Quaglino y Mónica Mac William</i> | 63 |
| Sobre la variabilidad del ciclo de manchas solares. | |
| <i>Julio César Gianibelli, Iris Rosalía Cabassi, Nicolás Quaglino y Mónica Mac William</i> | 73 |
| Un marco de referencia global para la industria petrolera. Neuquen, Argentina. | |
| <i>M. Virginia Mackern, Luis E. Lenzano, Ana María Robin y María G. Lenzano</i> | 81 |
| Efectos de las ondas de choque en los registros digitales de Trelew. | |
| <i>Julio César Gianibelli, Nicolás Quaglino y Mónica Mac William</i> | 91 |
| Modelo de geoide en el noroeste de la Provincia de Buenos Aires. | |
| <i>María Eugenia Gomez, Raúl Anibal Perdomo y Daniel Del Cogliano</i> | 101 |
| Estructura mareológica en norpatagonia utilizando el modelo WQMAP. | |
| <i>Carlos A. Mazio</i> | 109 |
| Sistema GPS de guiado autónomo corregido. | |
| <i>L. Mendoza, R. Perdomo y D. Del Cogliano</i> | 117 |
| Dimensión fractal de perfiles extraídos de datos SRTM. | |
| <i>Ezequiel Pallejá y Alberto Pradelli</i> | 125 |
| Anomalia termal en la cima del volcán Tromen (37° S -70°O), provincia del Neuquén, Argentina. | |
| <i>Adriana Bermúdez, Daniel Delpino y Christian Loscerbo</i> | 133 |
| La asimetría de las variaciones geomagnéticas de tormenta registradas en latitudes bajas y medias. | |
| <i>María Andrea Van Zele</i> | 141 |
| Una aproximación simple para estimar precipitación con datos de radiación de onda larga saliente. | |
| <i>Carlos Zotelo, Marcela González y Vicente Barros</i> | 153 |
| Precipitaciones máximas en el sudeste bonaerense. | |
| <i>Mónica Cristina García y María Cintia Piccolo</i> | 165 |
| Sobre la evolución temporal del dipolo y cuadrupolo del campo geomagnético. | |
| <i>Julio César Gianibelli</i> | 175 |
| Conversión de alturas elipsoidales en alturas sobre el nivel medio del mar mediante técnicas de interpolación superficial | |
| <i>Raúl A. Márquez</i> | 183 |
| Norma para los autores | 191 |

La presente edición de la revista GEOACTA ha sido realizada con la colaboración económica de la empresa PROFERTIL, del Instituto Argentino de Oceanografía, del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.