

ISSN EN LÍNEA 1852-7744

VOLUMEN 33 (2008)



GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar

MÉTODOS GRAVI-MAGNETOMÉTRICOS MODERNOS PARA ANALIZAR LAS CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ARGENTINA.

Antonio Introcaso^{1,a} - Marta Elba Ghidella² - Francisco Ruiz³ –
Carolina Beatriz Crovetto^{1,b} - Beatriz Introcaso^{1,c} - Carlos Marcelo Paterlini⁴

1 - Instituto de Física Rosario (UNR-CONICET) – Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe, Argentina. E-mails: (a) geofisic@fceia.unr.edu.ar. (b) crovetto@fceia.unr.edu.ar. (c)

beatriz@fceia.unr.edu.ar

2 - Instituto Antártico Argentino – Cerrito 1248, 1010 Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: mghidella@dna.gov.ar

3 - Instituto Geofísico Sismológico Ing. Fernando Volponi, Universidad Nacional de San Juan, Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, Rivadavia, 5400 San Juan, Argentina. E-mail: ruiz@unsj-cuim.edu.ar

4 - Servicio de Hidrografía Naval. Av. Montes de Oca 2124, C1270ABV Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: cmpaterlini@yahoo.com.ar

RESUMEN

El análisis de la composición y estructura del margen continental argentino implica realizar el estudio de sus cortezas continental y oceánica, de los fallamientos y de las cuencas sedimentarias involucradas (localización, geometría y espesor sedimentario). Como una contribución a COPLA (Comisión Nacional del Límite Exterior de la Plataforma Continental), quien se encuentra abocada al estudio de nuestra plataforma continental, hemos realizado un estudio piloto sobre la cuenca de Claromecó (provincia de Buenos Aires, y su extensión a la plataforma continental).

A los métodos gravi-magnetométricos tradicionales que definen modelos desde las inversiones 2D, 2½D y 3D, agregamos para este estudio:

a) Métodos semi-empíricos: deconvolución de Euler y Werner, señal analítica, gradientes y cambios de gradientes; éstos permiten definir lineamientos, contactos y fallas.

b) Estudios de la isoterma de Curie obtenida en base al análisis espectral de las anomalías magnéticas (determinación de las profundidades del basamento magnético, de su techo y fondo a través de la temperatura de Curie). Su ascenso-descenso anómalo es de primera importancia para comprender, desde su historia, el estado cortical actual.

c) Estudios de características corticales (espesor y densidad que involucra el estado isostático), a partir de ondulaciones del geoide N ; probable movilidad futura en monto y signo.

d) Doble inversión de gravedad g y ondulaciones del geoide N , para obtener mayor consistencia en el modelado.

Mediante la aplicación de esta metodología sobre la cuenca de Claromecó, se han encontrado lineamientos de gran importancia y se certificó el balance isostático. Se determinó que la cuenca presenta un espesor sedimentario del orden de la tercera parte del espesor cortical normal de la zona.

Palabras clave: Métodos semi-empíricos – Isoterma de Curie – Modelado – Doble inversión

ABSTRACT

The Argentinean continental shelf will be studied by analysing the continental and the oceanic crusts, the faulting and the neighbour sedimentary basins. In the frame of an academic agreement with COPLA (National Commission on the Limits of the Continental Shelf), which leads to determine the limits of our shelf, a preliminary study on the Claromecó Basin (Buenos Aires province and the continental shelf) was performed.

To the traditional gravi-magnetometric methods employed to define the model from 2D, 2½D and 3D inversions, we have incorporated the following ones to our study:

- a) Semi-empirical methods: Euler and Werner deconvolution, analytical signal and gradients, which allow finding lineaments, contacts and faults.
- b) Determination of the Curie isotherm from spectral analysis of magnetic anomalies (determination of the basement top and bottom depths and the Curie temperature). Its rises or falls are important to understand the actual crustal state.
- c) Studies of the crustal characteristics (thickness and densities, isostatic balance) from the geoid undulations N , and the future mobility.
- d) Double inversion of gravity and geoid, in order to obtain a more consistent model.

Alter the application of this methodology to the Claromecó basin, very important lineaments were found, and the isostatic balance was certified. The basin was found to present a sedimentary thickness of one third the normal crustal thickness of the area.

Keywords: Semi-empirical methods – Curie isotherm – Modelling – Double inversion

INTRODUCCIÓN

Es de primer interés para nuestro país definir el límite de la plataforma continental Argentina. Ello implica conocer las características de la corteza continental y oceánica, su espesor, los materiales que la componen, los fallamientos, los espesores sedimentarios que a veces aparecen con intrusiones y lavas interestratificadas, y las cuencas sedimentarias que pudieran ser delimitadas. Una combinación de métodos sísmicos y gravi-magnetométricos resulta adecuada para lograr los objetivos previstos.

Usualmente, los métodos gravi-magnetométricos empleados utilizan modelos obtenidos desde inversiones de datos convenientemente filtrados. Son bien conocidas las ambigüedades de ambos campos potenciales (magnético y gravimétrico). Por ello es recomendable ampliar la metodología para obtener mayor confiabilidad en los modelos. Consideramos en esta contribución el siguiente conjunto de métodos: (a) Deconvolución de Werner (Dobrin, 1976; Hartman *et al.*, 1971) y Euler (Reid *et al.*, 1990), señal analítica (Nabighian, 1972, 1984; Roest *et al.*, 1992), gradientes y cambios de gradientes (Introcaso, 2006b); (b) ubicación de la isoterma de Curie obtenida a partir de análisis espectral de anomalías magnéticas (Blakely, 1995; Ruiz e Introcaso, 2001 y 2004); (c) análisis del espesor cortical y estado isostático obtenidos a partir de ondulaciones del geoide N ; (d) inversión simultánea de g y N (Introcaso, 2006a)

Con la serie de métodos semiempíricos citados en (a) es posible encontrar contactos, fallamientos y lineamientos, esenciales en un análisis estructural. Con la ubicación de la isoterma de Curie (véase b) es posible determinar los principales rasgos de la estructura térmica cortical y/o subcortical, de primera importancia para integrar el modelo. Realizar un estudio isostático desde N (véase c) implica recorrer otro camino distinto del que utiliza anomalías de gravedad. La consistencia entre ambos métodos refuerza la interpretación desde la cual se puede asegurar la estabilidad o bien predecir en monto y signo la movilidad futura. Finalmente la inversión conjunta de g y N otorga mayor consistencia al modelo.

Presentamos aquí un estudio piloto realizado sobre la Cuenca de Claromecó que abarca continente y océano. Este estudio comprende toda la metodología mencionada y permite apreciar las ventajas que estas modernas técnicas pueden aportar al más ambicioso estudio de toda la plataforma continental Argentina.

BASES TEÓRICAS DE LOS MÉTODOS EMPLEADOS

Métodos semi-automáticos

Deconvolución de Euler y Deconvolución de Werner. Mientras los métodos tradicionales en interpretación gravi-magnetométrica requieren, además de expertos en el tema, contar con conocimientos adicionales tanto geológicos como geofísicos para realizar la modelización, existen otros métodos, denominados semi-empíricos, que no requieren ni otros conocimientos ni especialistas. Estos métodos expeditivos se aplican directamente a los datos grillados y mapeados. Son particularmente exitosos para detectar contactos con diferencias de susceptibilidad, estructuras asimiladas a diques, esferas, cilindros horizontales, pipas verticales, etc.

El caso más elemental para gravedad g y magnetismo \vec{Z} se da para una esfera en $x=0$, $y=0$, $z \neq 0$, que para gravedad se reduce a una simple masa geocéntrica y para magnetismo (con $\vec{j} \equiv \vec{r}/z$) a un sencillo dipolo corto geocéntrico. Así se tienen desde $g = Gm/z^2$ y $\vec{Z} = 3\vec{M}/z^3$ respectivamente, con m : masa puntual, G : constante de gravitación universal y \vec{M} momento magnético:

$$\frac{\partial g}{\partial z} = -2 \frac{g}{z} = -N \frac{g}{z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vec{Z}}{\partial z} = -3 \frac{\vec{Z}}{z} = -N \frac{\vec{Z}}{z} \quad (2)$$

Notemos que en (1) y (2) los gradientes verticales se relacionan con g/z y con \vec{Z}/z mientras que $N=2$ en (1) y $N=3$ en (2) definen el tipo de modelo simple asumido (en este caso una esfera). N es, pues, un número que corrientemente se designa como coeficiente estructural.

Para resolver (1) y (2) y obtener la profundidad z en el máximo ($x=y=0$) debemos disponer de los valores observados g y \vec{Z} y de sus gradientes $g_z = \partial g / \partial z$ y $\vec{Z}_z = \partial \vec{Z} / \partial z$. Estos gradientes pueden ser obtenidos a partir de la observación o a partir del cálculo (procedimiento más usual).

Generalizando estas relaciones para ambos campos, Reid *et al.* (1990) propusieron la relación:

$$(x-x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z-z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -NT(x, y, z) \quad (3)$$

Las incógnitas son ahora x_0 , y_0 , z_0 (ubicación del punto de medición) y N (coeficiente estructural).

Para el caso 2D, con $z=0$ y $\partial T / \partial y = 0$ el problema se reduce a:

$$(x-x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} = -NT(x, 0) \quad (4)$$

Asumiendo un valor para el índice estructural N , se plantea un sistema sobredimensionado, y contando con valores de T , $\partial T / \partial x$, $\partial T / \partial y$ y $\partial T / \partial z$ observados o calculados se encuentra una solución aproximada del problema (3) ó (4) utilizando ventanas de tamaño variable sobre valores grillados. La calidad de las respuestas obtenidas depende de la posición de las ventanas. Las soluciones más robustas se obtienen para ventanas ubicadas en zonas de máximos (por ejemplo ventanas de 10 puntos de observación). El método pierde eficiencia a medida que las ventanas se alejan de los máximos, aunque se han pensado estrategias para evitar este problema. Usualmente se trabaja explorando los resultados obtenidos con diferentes índices, por ejemplo $N=0$; 0.5; 1; 1.5; 2; etc.

Werner (1953) presentó una ecuación semiempírica generalizada para un dique bidimensional en y . En ella el valor magnético observado $T(x)$ depende de cuatro incógnitas A y B (cantidades que dependen del tamaño, susceptibilidad y geometría del cuerpo buscado), x_0 (abscisa del punto donde se calcula el magnetismo) y z (profundidad del cuerpo buscado). El desarrollo del método puede encontrarse en Dobrin (1976). Asimismo, Hartman *et al.* (1971), Ku y Sharp (1983) hacen un excelente análisis y proponen generalizaciones.

En efecto, la expresión semi-empírica dada por Werner (1953) para un dique es:

$$T(x) = \frac{A(x-x_0) + Bz}{(x-x_0)^2 + z^2} \quad (5)$$

donde $T(x)$, A , B , x_0 y z ya han sido descriptas.

Werner desarrolló en (5) un proceso llamado deconvolución, que lleva su nombre. Dado que las incógnitas son cuatro (A, B, x_0 , z), debe disponerse de por lo menos cuatro valores observados de T para armar un sistema y hallar sus valores.

Señal analítica. Es sabido que las derivadas (horizontal y vertical) de las anomalías magnéticas y gravimétricas enfatizan sus efectos. Advertido de ello, Nabighian (1972) presentó la señal analítica en 2D, luego generalizada por Nabighian (1984) y Roest *et al.* (1992) de acuerdo con:

$$|\Delta T(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2} \quad (6)$$

donde ΔT es la anomalía magnética o gravimétrica.

La señal analítica 2D ha sido utilizada entre muchos otros por Hansen and Simmonds (1993). Ésta exhibe los máximos sobre los máximos contrastes y en general se disponen simétricamente a ambos lados del contacto. Es independiente de las direcciones del campo magnético terrestre o de la magnetización del cuerpo. Se han encontrado relaciones entre $|\Delta T(x, y)|$ y las profundidades del cuerpo buscado. Como desventaja señalemos que este método es menos sensible que la segunda derivada vertical.

Gradientes y cambios de gradientes. Otro indicador (de lineamientos) es la fase local α en 2D:

$$\alpha = \arctan \left| \frac{(\partial \Delta T / \partial z)}{(\partial \Delta T / \partial x)} \right| \quad (7)$$

En 3D, el equivalente a la fase local se calcula a partir del valor absoluto de la siguiente relación de derivadas planas:

$$\alpha = \arctan \left| \frac{(\partial \Delta T / \partial z)}{\sqrt{(\partial \Delta T / \partial x)^2 + (\partial \Delta T / \partial y)^2}} \right| \quad (8)$$

(7) y (8) son buenos indicadores de cortes abiertos (contactos) de acuerdo con Thurston y Smith (1997). Finalmente se usa también como indicador:

$$\sqrt{\left(\frac{\partial \alpha}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial y}\right)^2} \quad (9)$$

Profundidad del punto de Curie obtenido por análisis espectral de anomalías magnéticas

El análisis de Fourier de los campos potenciales permite estimar la profundidad de interfaces de la corteza terrestre con contrastes importantes de susceptibilidad o densidad (Spector y Grant, 1970; Bhattacharyya y Leu, 1975; Blakely, 1995; Ruiz e Introcaso, 2004). Este método, aplicado al campo magnético, utiliza la relación entre el espectro de potencias de las anomalías magnéticas y la profundidad y tamaño de las fuentes causantes de las anomalías.

Mediante análisis espectral es posible estimar la profundidad a la temperatura de Curie desde las anomalías magnéticas (Blakely, 1988, 1995; Tanaka *et al.*, 1999). Es importante señalar que la variación de la profundidad al punto de Curie es un indicador de la distorsión de la estructura térmica litosférica (Ruiz e Introcaso, 2001). Si comenzamos ubicando la profundidad a la temperatura de Curie, y esta presenta una elevación (depresión) respecto de la profundidad regional media, se la asocia de inmediato con un incremento (decrecimiento) de las temperaturas de la litosfera.

Determinación del Punto de Curie. Es ampliamente conocido que la base de las fuentes magnéticas en la corteza terrestre está determinada por la isoterma de Curie cuyo valor medio está en el orden de los 600°C (Frost y Shive, 1986).

El cálculo de la profundidad a la temperatura de Curie desde las anomalías magnéticas es un problema complejo por razones matemáticas y geológicas. Por un lado, las anomalías magnéticas causadas por fuentes profundas son de larga longitud de onda y de baja amplitud relativa con respecto a las causadas por cuerpos superficiales.

Por otro lado, las técnicas convencionales para estimar la profundidad del fondo de las fuentes magnéticas se basan en examinar las propiedades estadísticas de la configuración de las anomalías relacionando su espectro de potencias con las profundidades de las fuentes. Debemos señalar que en el análisis de Fourier se introducen simplificaciones que pueden enmascarar la realidad geológica (Blakely, 1988). En este sentido, el método usado aquí requiere asumir una distribución de magnetización cortical aleatoria y no correlacionada. Sabemos que estos factores dependen de la constitución geológica del terreno y de su complejidad estructural por lo que, en general, el grado de variabilidad de la magnetización es muy poco conocido.

La corteza magnetizada puede asimilarse a una placa horizontal de extensión lateral infinita, cuyo techo, base y centro se encuentran a profundidades Z_t , Z_b y Z_c , respectivamente. El techo (Z_t) y el centroide (Z_c) del basamento magnético se calcularon desde el espectro radial de potencia de las anomalías magnéticas (Blakely, 1995). Para esto se implementó el método de Tanaka *et al.* (1999) donde la base de la placa (Z_b) (profundidad al punto de Curie) es determinada por la expresión:

$$Z_b = 2Z_c - Z_t \quad (10)$$

La profundidad del borde superior resulta del ajuste logarítmico:

$$\ln \left[\phi_{\Delta T} (k)^{1/2} \right] = \ln A - |k| Z_t \quad (11)$$

Para longitudes de onda menores que dos veces el espesor de la capa, la profundidad del centroide de la fuente magnética, puede obtenerse a partir de:

$$\ln \left\{ \frac{\left[\phi_{\Delta T} (k)^{1/2} \right]}{|k|} \right\} = \ln B - |k| Z_c \quad (12)$$

válida en las mayores longitudes de onda del espectro.

$|\phi_{\square T(k)}|$ es la densidad del espectro de potencia de las anomalías magnéticas; k es el número de onda; A y B son constantes relacionadas con las masas magnéticas.

Las profundidades Z_t y Z_c se estiman por ajuste lineal de las partes de altos números de onda y de los bajos números de onda de los respectivos logaritmos del promedio del espectro radial.

Debemos aclarar que la temperatura de Curie depende de la mineralogía de los cuerpos magnéticos. Así una superficie de Curie puede no ser una superficie isotermal. La intensidad de la magnetización es controlada por la magnetización de las fases magnéticas presentes y también por su fracción de volumen en la corteza. Diferentes minerales tienen diferentes temperaturas de Curie y esto requiere diferentes localizaciones de la isoterma de Curie que limita el espesor de la corteza magnética. No obstante, Frost y Shive (1986) demostraron que en niveles de corteza inferior la magnetita casi pura es la única fuente magnética importante, reportando un valor aproximado de 600°C para el punto de Curie en las condiciones de presión imperantes en corteza inferior.

Isostasia determinada desde las ondulaciones del geoide

Usualmente el estado isostático se determina comparando las anomalías de Bouguer observadas con las anomalías de Bouguer calculadas para un modelo (habitualmente de Airy o de Pratt) perfectamente compensado. Esta comparación se expresa con las bien conocidas anomalías isostáticas.

Otra forma de obtener el estado isostático es trabajar a partir de las ondulaciones del geoide N filtradas de efectos que exceden a la estructura cortical en estudio. Esta manera de operar permite trabajar sin gravímetros si la ondulación proviene de $N=h-H$ (Altitud Elipsoidal – Cota Ortométrica). Observadas las ondulaciones del geoide N generadas por la estructura en estudio, éstas pueden compararse con las ondulaciones del geoide provenientes de un modelo teórico perfectamente compensado. Estas últimas se calculan a partir del potencial gravitatorio V utilizando la fórmula de Bruns:

$$N = \frac{V}{\gamma} \quad (13)$$

En efecto, la fórmula de Green expresa el potencial V en puntos exteriores a una masa m como la suma de potenciales correspondientes a simple capa y a doble capa (Torge, 2001; Introcaso, 2006a; entre otros). Baranov (1975) destaca que con uno u otro potencial el problema queda resuelto. Para el caso isostático conviene partir de la expresión del potencial de doble capa debido a que la isostasia puede entenderse como un sistema dipolar: $+m, -m$ (zonas montañosas) o $-m, +m$ (cuencas sedimentarias en modelos distensivos). En este caso se tendrán tres posibilidades de obtener V o N : mediante las aproximaciones uni y bidimensionales, y en forma exacta usando expresiones tridimensionales. El caso unidimensional (Haxby y Turcotte, 1978; Turcotte y Schubert, 1982, 2002) establece para las ondulaciones del geoide de cualquier estructura:

$$N = \frac{2\pi G\rho h}{\gamma} d \quad (14)$$

siendo $2\pi G\rho h$ la corrección tradicional de Bouguer, (ρ es la densidad topográfica en el caso de las elevaciones o el contraste de densidades entre los sedimentos/agua y la corteza para las cuencas), G es la constante de gravitación universal, γ es la gravedad normal considerada como 980 Gal y $d = \frac{h}{2} + \frac{R}{2} + T_N$ es la distancia dipolar para el caso de $h > 0$ (zona montañosa) y $d = T_N - \left(\frac{h}{2} + \frac{R}{2}\right)$ para $h < 0$ (cuenca sedimentaria), h es la altitud topográfica o profundidad de la cuenca, R es la raíz/antirraíz compensadora y T_N es el espesor “normal” de la corteza (por ejemplo 33 km).

Los casos bidimensional 2D y tridimensional 3D han sido analizados en detalle por Crovetto *et al.* (2006). Para el caso bidimensional, dada una estructura compensada isostáticamente, los potenciales de la masa topográfica (o bien del relleno de la cuenca) y de la masa compensadora respectiva pueden obtenerse dividiendo a la estructura en rectángulos de longitud infinita en dirección transversal a un perfil. El potencial V en un punto $P(x, y, z)$ sobre el geoide ($z=0$) que genera cada rectángulo infinito en dirección x puede integrarse como (Chapman, 1979):

$$V(x, y, 0) = -G\rho \left[H(y_2 - y, z_2) - H(y_1 - y, z_2) - H(y_2 - y, z_1) + H(y_1 - y, z_1) \right] \quad (15)$$

donde y_1, y_2, z_1, z_2 son las coordenadas de las caras del rectángulo, y la función H se define en la forma:

$$H(y, z) = yz \ln \left[y^2 + z^2 \right] - 3yz + 2y^2 \arctan \left(\frac{z}{y} \right) + (z^2 + y^2) \arctan \left(\frac{y}{z} \right) \quad (16)$$

Sumando todos los potenciales de los rectángulos que representan a las masas visibles y compensadoras, y utilizando la fórmula de Bruns (13), se obtiene la ondulación del geoide isostático que genera esta estructura bidimensional.

Trabajando en tres dimensiones, una forma simple de realizar el cálculo de los potenciales es dividir a cada masa en un conjunto de paralelepípedos rectos, y calcular el potencial como la suma de las contribuciones de todos ellos. El potencial V que genera cada paralelepípedo en un punto $P(x, y, z)$ puede ser calculado en forma exacta a través de la siguiente expresión (Guspi, 1999):

$$V(x, y, z) = G \cdot \rho \left\| \left\| \left\| xy \ln(z+r) + xz \ln(y+r) + yz \ln(x+r) + x^2 \arctan\left(\frac{y+z+r}{x}\right) + \right. \right. \right. \quad (17)$$

$$\left. \left. \left. + y^2 \arctan\left(\frac{x+z+r}{y}\right) + z^2 \arctan\left(\frac{x+y+r}{z}\right) \right\| \right\| \right\|_{\Delta x_1}^{\Delta x_2} \left\| \right\|_{\Delta y_1}^{\Delta y_2} \left\| \right\|_{\Delta z_1}^{\Delta z_2}$$

En esta expresión, $\Delta x_i = x - x_i$, $\Delta y_i = y - y_i$, $\Delta z_i = z - z_i$, son las diferencias entre las coordenadas del punto $P(x, y, z)$ y las caras del paralelepípedo ($x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$), $r = \sqrt{\Delta x_i^2 + \Delta y_i^2 + \Delta z_i^2}$ es la distancia entre el punto $P(x, y, z)$ y cada uno de los ocho vértices del paralelepípedo, G es la constante de gravitación universal y ρ es la densidad volumétrica de masa del paralelepípedo. Una vez calculado el potencial perturbador total sobre el geoide ($z=0$) como suma de los potenciales de las masas visibles y de las masas compensadoras, se encuentra la ondulación isostática del geoide producida por toda la estructura cortical usando la fórmula de Bruns (13).

Doble inversión de N y g

Las investigaciones geofísicas, en particular gravimétricas, culminan con la preparación de modelos. Ellos constituyen una aproximación de parte de la realidad (Bunge, 1989). Estos modelos son tanto más ricos y productivos cuánto más complicados son. Sin embargo, esto los hace muy vulnerables. Una forma de aumentar su confiabilidad es realizar la inversión simultánea de N y g filtradas cada una de efectos no deseados.

Un modelo obtenido a partir de esta doble inversión será sin duda más consistente que el obtenido con una u otra fuente de datos. Pensemos simplemente que aislar tanto N como g de efectos que excedan a la estructura en estudio implica realizar separación de anomalías nunca suficientemente confiable. Obtener un modelo por doble inversión confirmaría así que se operó con adecuados filtrados.

Por simplicidad admitamos disponer de datos de g y N generados por una masa geocéntrica puntual desconocida m , ubicada a una profundidad también desconocida z_0 . Así, los valores disponibles en un plano xz ($y=0$) serán:

$$g(x) = Gm \frac{z_0}{(x^2 + z_0^2)^{3/2}} \quad (18)$$

$$V(x) = \gamma N(x) = Gm \frac{1}{(x^2 + z_0^2)^{1/2}} \quad (19)$$

en donde G es la constante de gravitación universal. Para resolver este sistema debemos reparar en dos casos: (i) si (18) y (19) son dependientes y (ii) si son independientes.

En el primer caso, g se observa mientras V se obtiene por cálculo (por ejemplo empleando la fórmula de Stokes o trabajando con fuentes equivalentes). Se emplean en este caso anomalías de Faye que contienen los valores de g observados. Ante la dependencia de g y V la única ventaja que podríamos señalar en el caso práctico es que una doble inversión en busca del modelo (o de m y z_0) confirmaría la bondad del procesamiento (por ejemplos del filtrado en uno u otro caso).

Veamos (ii), donde g y V son independientes (es decir provienen de fuentes de datos independientes). En este caso el sistema está determinado y con las dos ecuaciones obtenemos las dos incógnitas (m y

z_0) de este problema simplificado. El modelo estructural que se busca en geofísica contiene cuatro incógnitas, tres de las cuales se asumen o se definen a partir de otros métodos (por ejemplo perforaciones y sísmica).

Para el caso de la cuenca de Claromecó que estudiaremos, g se obtuvo - como es usual - con gravímetros, mientras que $v = \gamma N$ se obtuvo independientemente a partir de $N = h - H$, con h medida mediante GPS y H aproximada por nivelación geométrica de precisión. H no tiene correcciones por falta de paralelismo de las equipotenciales. En las zonas de montañas, donde estos efectos son más significativos (Baglietto, 1951), los errores son del orden de $3^{\circ}/^{\circ}$ o menores, según nuestras estimaciones. Esto garantiza la bondad de los cálculos.

ESTUDIO SOBRE LA CUENCA DE CLAROMECÓ

Con el fin de probar la eficiencia de los métodos descriptos, hemos elegido a la cuenca de Claromecó, que se encuentra al sur de la Provincia de Buenos Aires, Argentina.

La cuenca de Claromecó es también conocida como cuenca inteserrana bonaerense o cuenca paleozoica de la Provincia de Buenos Aires. Es asimétrica con rumbo NW-SE, y abarca un área de unos 40000 km^2 (Pucci, 1995). Está ubicada entre las Sierras de Tandilia y Ventania; sus límites son imprecisos y la topografía general del área es baja. La cuenca abarca ambas zonas, continental y oceánica, y debido a esto nos propusimos analizar sus características como modelo de referencia para el estudio de la plataforma continental Argentina. Según Ramos (1984), la placa patagónica se habría acercado al cratón brasilero hasta anexarse a él, formando en esa dinámica la cuenca de Claromecó. Esta cuenca está vinculada a la cuenca Sudafricana de Karoo, presentando estratigrafías y asimetrías similares. Tankard *et al.* (1996) publican unos 16 km de máxima potencia sedimentaria para la cuenca sudafricana, lo cual hace predecir una potencia significativa para la cuenca de Claromecó, genéticamente vinculada a aquella.

En la Figura 1a, se muestra un modelo digital del terreno (carta topográfica y batimétrica), derivada de altimetría satelital (Sandwell y Smith, 1997, y su actualización 2002 en Topex.ucsd.htm). La carta muestra las principales estructuras topográficas de la provincia de Buenos Aires: Sierras Australes y Septentrionales con alineación aproximada SE-NW y el talud continental en dirección SW-NE.

La Figura 1b muestra la carta de anomalías magnéticas de campo total. Estos datos fueron cedidos por el Instituto Antártico Argentino y forman parte de la integración de levantamientos magnéticos marinos y continentales en la franja del litoral argentino hecha por Ghidella *et al.* (2002); la densidad de los datos es variable pero suficiente para un estudio regional. Las anomalías son de corta longitud de onda sobre las sierras Australes y Septentrionales, mientras que la cuenca de Claromecó exhibe anomalías de mayor longitud de onda con orientación SE-NW. En general, la carta muestra dos patrones anómalos principales: i- dirección paralela a los rumbos de las sierras Australes y Septentrionales (también paralelos al eje principal de la cuenca de Claromecó); ii- lineamientos de anomalías paralelos al talud continental, los cuales se observan incluso en el norte de la Sierra de Tandil.

Las anomalías de Bouguer se muestran en la Figura 1c. Estas anomalías se obtuvieron de la base de datos del Instituto de Física de Rosario y de la Universidad de Leeds, (Introcaso *et al.*, 1996), y poseen la calidad de los estándares usuales para estudios regionales. El rasgo anómalo más conspicuo es la anomalía negativa de hasta -35 mGal en la cuenca de Claromecó, limitada al sur y al occidente por la anomalía positiva asociada con la cuenca del Colorado-Macachín.

La Figura 1d muestra la carta de ondulaciones del geoide de la provincia de Buenos Aires, publicada por Perdomo y Del Cogliano (1999). Estas ondulaciones del geoide (N) se obtuvieron usando valores $N = h - H$ (h : altitud elipsoidal; H : cota ortométrica) medidas en grillas geodésicas bastante regulares. En el océano ha sido completada mediante un modelo global del geoide, en este caso el EGM96 (Lemoine *et al.*, 1998). Las ondulaciones del geoide son claramente positivas sobre las cuencas del Salado y Colorado y negativas sobre la cuenca de Claromecó.

Todas las cartas exhiben anomalías fuertemente contrastantes sobre la cuenca de Claromecó, las que continúan mar adentro, claro indicio de que los viejos sedimentos que la rellenan se prolongan hacia el mar.

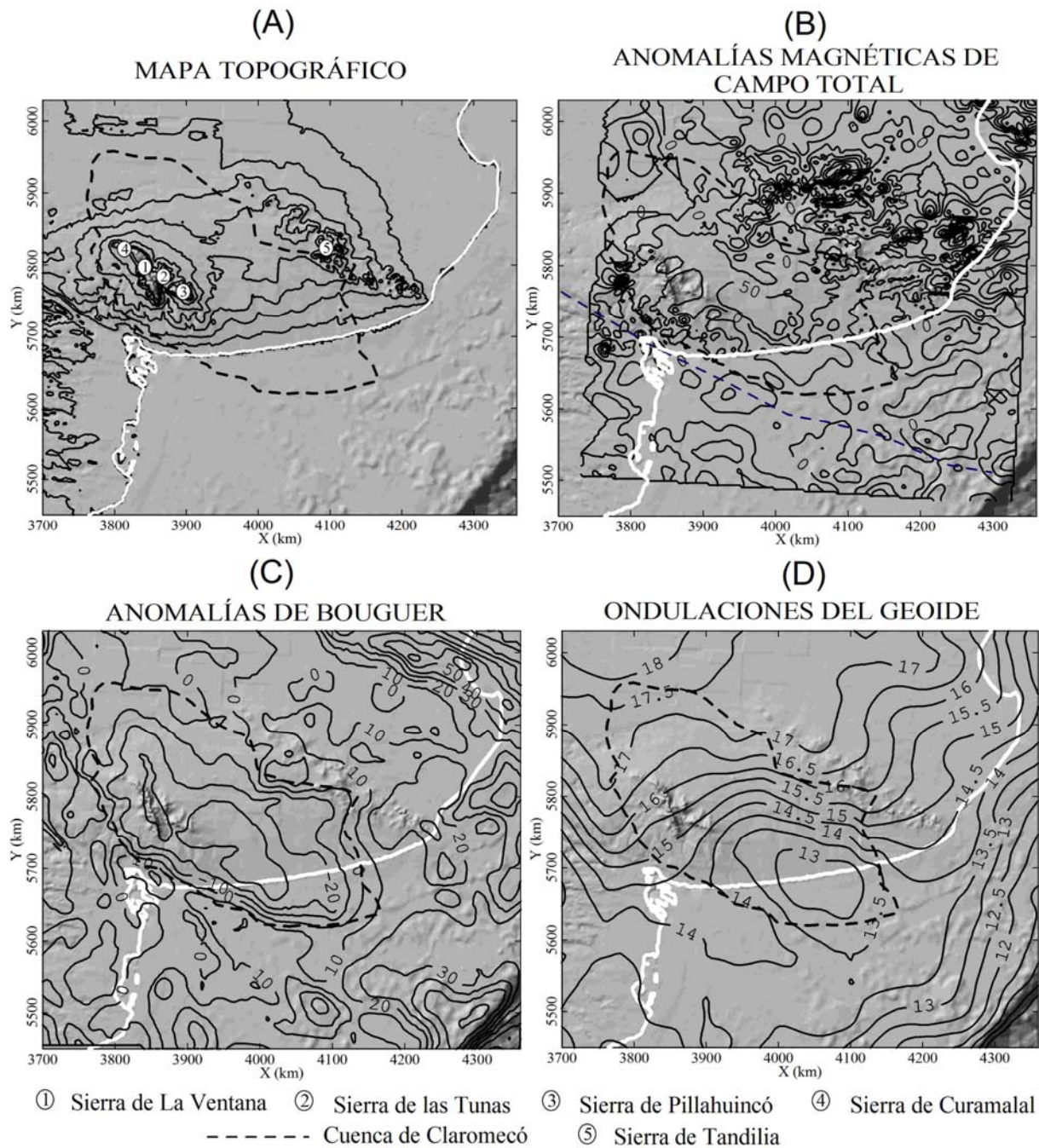


Figura 1. (A) Mapa topográfico-batimétrico 2'x2' (curvas de nivel cada 50 m), actualizado de Sandwell y Smidth, (1997). (B) Anomalías magnéticas de campo total (curvas de nivel cada 25 nT), Ghidella et al., (2002). (C) Anomalías de Bouguer (curvas de nivel cada 10 mGal), datos del Instituto de Física de Rosario y de la Universidad de Leeds. (D) Ondulaciones del Geoide en tierra ($N_{obs}=h-H$, Perdomo y Del Cogliano, 1999), en océano EGM96 (Lemoine et al., 1998) (curvas de nivel cada 0.5 m).

RESULTADOS

Los datos gravimétricos y magnéticos fueron tratados a efectos de resaltar anomalías para contribuir a resolver la ubicación y extensión de estructuras geológicas importantes. Por ejemplo, alineaciones y delimitación de estructuras no totalmente resueltas por métodos geológicos. En la Figura 2a se muestra la carta de Señal Analítica de las anomalías de campo magnético (ec. 6); en la Figura 2b la fase local de las anomalías magnéticas (ec. 8); en la Figura 2c la Señal analítica de las Anomalías de Bouguer (ec. 6) y en la Figura 2d la fase local de las anomalías gravimétricas (ec. 8).

Por responder a gradientes (derivadas), estas cartas ponen en evidencia las estructuras superficiales minimizando las más profundas. El tamaño de grilla utilizado en la interpolación de los datos (5 km x 5 km) permite interpretar que las cartas iluminan a estructuras emplazadas en corteza superior.

En todas las cartas los rasgos de primer orden se alinean en dos direcciones: i- paralelas y subparalelas al talud continental y ii- normales y subnormales al mismo.

Si observamos el lineamiento NNW-SSE que resaltan las sierras Australes, podemos notar, especialmente en las cartas gravimétricas, un torcimiento y fragmentación del mismo hacia el SE mar adentro.

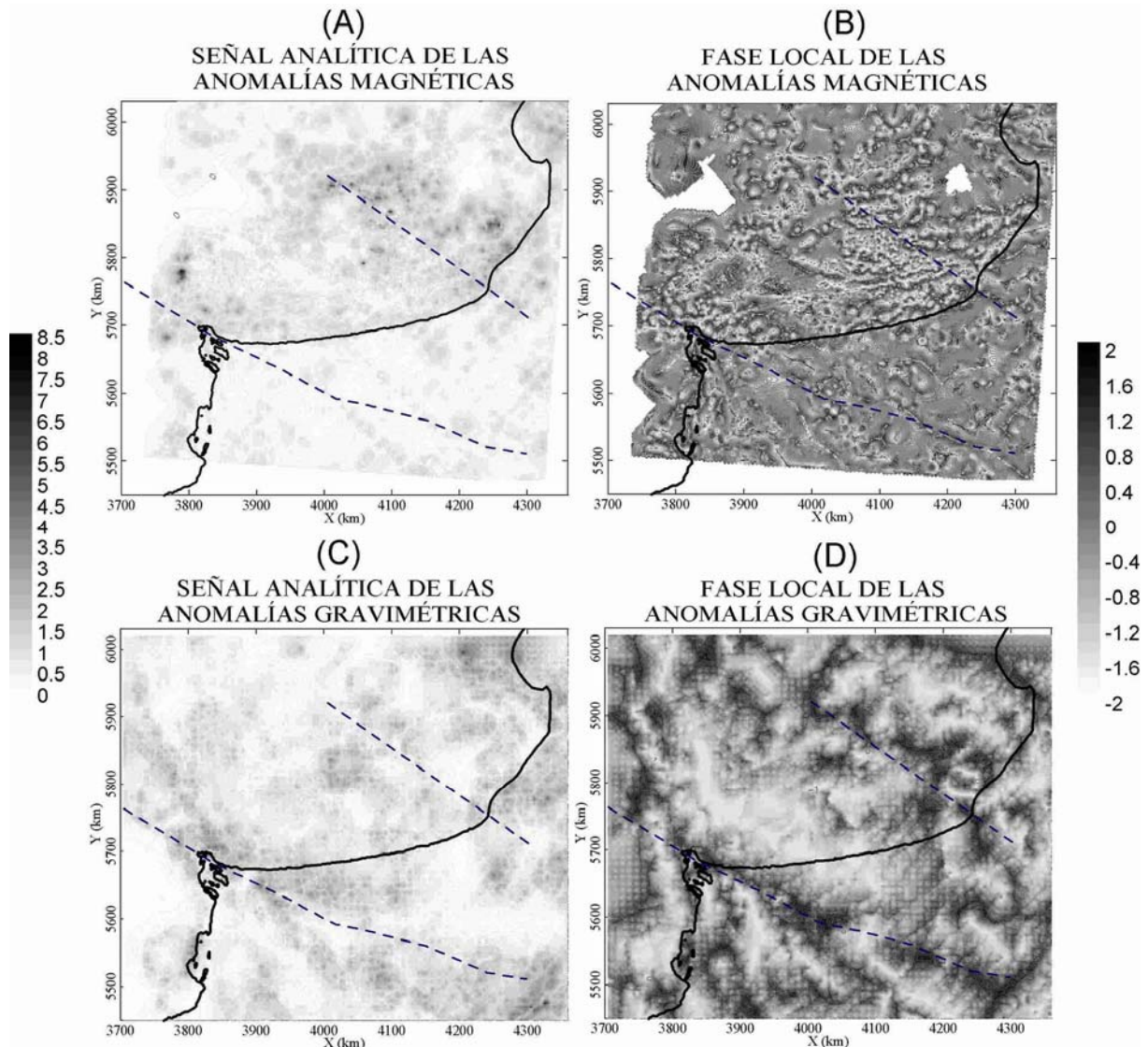


Figura 2. (A) Carta de Señal Analítica del campo magnético. (B) Carta de la fase local del campo magnético. (C) Carta de Señal Analítica de las anomalías de Bouguer. (D) Carta de la fase local de las anomalías gravimétricas. Las líneas de trazos indican las suturas propuestas por Ramos (1999).

El eje de máxima potencia sedimentaria de la cuenca de Claromecó es también destacado en las cartas. Éste guarda relación con la estructura anterior acentuando su corrimiento en el sur de la cuenca. Obsérvese que en el norte de la cuenca el eje es prácticamente N-S, en cambio al sur se ubica en dirección NW-SE. Este torcimiento parece estar asociado con un lineamiento de dirección aproximada W-E en la coordenada $y = 5750\text{km}$ y puede seguirse en todas las cartas.

Se digitalizaron las posibles suturas propuestas por Ramos (1984, 1999) que amalgaman los terrenos: (a) Patagonia-Ventania y (b) Ventania-Tandilia. En todas las cartas (a) está asociada a un patrón anómalo conspicuo. Sin embargo, (b) no parece estar tan bien marcado, aunque se ven anomalías de la corteza superior asociadas con el eje de la sierra de Tandil.

Deconvoluciones de Euler en 3D

Los resultados de las deconvoluciones de Euler se muestran en la Figura 3. Se efectuaron Deconvoluciones Estándar de Euler en 3D (SED 3D) sobre la carta de anomalías magnéticas ($\square T$, Figura 1b), para los índices estructurales $SI=0$ (Figura 3a), $SI=0.5$ (Figura 3b) y $SI=1$ (Figura 3c); sobre la carta de anomalías gravimétricas (g, Figura 1c) para $SI=1$ (Figura 3d). También se efectuaron Deconvoluciones Localizadas de Euler en 3D sobre ambas cartas (Figura 3a). Estos índices indican profundidades a contactos, fallas y escalones de falla que producen gradientes en el campo magnético o gravimétrico observado.

Las cartas se graficaron sobre la base topográfica en relieve y las curvas de 0 mGal (línea de trazos) y -30 mGal (línea llena). Esto se hizo, para mejor comparación de las soluciones de las deconvoluciones de Euler con la geometría de cuenca de Claromecó, que aparenta estar bien correlacionada con las anomalías de Bouguer negativas (Ruiz e Introcaso, 2006).

1- SED 3D sobre las anomalías magnéticas con $SI=0$ (Figura 3a): Los contactos se alinean con grandes estructuras y pueden ser pensados como interfaces con cambios de las propiedades físicas, con dimensiones x,y,z infinitas. El índice estructural $SI=0$ subestima las profundidades cuando no se trata de “contactos” (Thompson, 1982, entre otros). La única alineación de contactos clara en la cuenca de Claromecó, coincide con la isoanómala de Bouguer de -30 mGal entre ($x = 3940$ km, $y = 5790$ km) y (3990, 5760). Se ubica en la región de máxima profundidad de la cuenca y las soluciones alcanzan los 12 km. En el mar, al sur de la cuenca se observan 4 alineaciones de contactos que respetan la dirección de las estructuras de la cuenca del Colorado (aproximadamente este-oeste). Las profundidades a estas soluciones son variables, desde 7 a 20 km, podría pensarse entonces en fallas que involucran desde los sedimentos hasta la corteza media.

2- SED 3D sobre las anomalías magnéticas con $SI=0.5$ (Figura 3b): En magnetismo este índice estructural suele atribuirse a fallas. En la cuenca de Claromecó, las alineaciones están fuertemente relacionadas a la isoanómala de -30 mGal. Desde la Sa. de Pillahuincó (3895, 5763) hasta el sur de la cuenca en (4105, 5622), sobre la isoanómala 0 mGal, se agrupan soluciones en línea recta de rumbo NW-SE por 250 km de extensión. Dentro de la isoanómala de -30 mGal, estas soluciones parecen indicar la profundidad del basamento magnético (espesores sedimentarios) ya que allí el 90 % de las soluciones varían entre 8 y 12 km. En el dominio de las Sierras de Pillahuincó, de la Ventana y de Curamalal, se pierde la dirección NW-SE en las soluciones. Las soluciones de profundidades de entre 6 a 8 km tienen una fuerte relación con la dirección N-S de la Sa. de la Ventana. Estos dos lineamientos principales de la cuenca son cortados por estructuras segmentadas de dirección aproximada E-W. En la parte continental de la cuenca de Claromecó, fuera de la zona de máxima profundidad las soluciones son cada vez más ralas y someras. Relacionadas con la isoanómala de 0 mGal, existen alineaciones (fallas) que marcan los límites de la cuenca. En la región marina existe gran cantidad de soluciones a fallas ($SI=0.5$) cuya dirección concuerda con la cuenca del Colorado, cuya elongación es principalmente Este-Oeste. Marcando el inicio de la anomalía Tona (Ghidella *et al.*, 1995) se alinean soluciones desde (3920, 5645) hasta (4040, 5500), las cuales abarcan toda la corteza (6 a 25 km). Existe otra alineación de soluciones de gran profundidad que tiene dirección paralela al talud, desde (4300, 5665) hasta (4130, 5495), y que podría relacionarse con el fallamiento distensivo del Jurásico (Ramos, 1999).

3- SED 3D sobre las anomalías magnéticas con $SI=1$ (Figura 3c): El índice estructural 1 ilumina cuerpos tabulares, es decir con extensión infinita en dos direcciones (en el campo magnético da soluciones a posibles diques). La descripción de esta carta es similar a la de $SI=0.5$, lo que marca un fuerte predominio de fallas con posibles intrusiones, especialmente en el mar.

Llama la atención en las SED 3D para la señal magnética (Figuras 3a, b y c) la falta de soluciones que marquen estructuras en la Sierra de Tandil. Una posible causa puede ser el tamaño de ventana elegido (30 km). Esta sierra posee anomalías de corta longitud de onda que deberían ser analizadas con anchos de ventana menor, lo que produciría soluciones muy superficiales. Esto hace suponer que su composición magnética no contrasta lateralmente en corteza intermedia con el basamento de su entorno.

4- SED 3D sobre las anomalías gravimétricas con $SI=1$ (Figura 3d): Este índice estructural en el campo gravimétrico se usa para dar profundidades a escalones de falla. Esta carta es consistente especialmente con la Figura 3b, aunque las profundidades calculadas en la cuenca son algo mayores.

El rasgo principal es la gran cantidad de soluciones que se alinean con la Sierra de Tandil y cuyas profundidades abarcan toda la corteza. Este rasgo no ha sido observado en las SED sobre las anomalías magnéticas. En líneas de trazos sobre la misma figura han sido graficadas las suturas propuestas por Ramos (1984 y 1999). La sutura de Ventania-Patagonia tiene asociadas alineaciones de soluciones en corteza media y superior. Los índices estructurales, asociados con cambios laterales de densidad provocados por falla (Figuras 3b y 3d), reflejan muy bien una gran cantidad de soluciones alineadas. La sutura de Tandilia sólo coincide con soluciones alineadas claramente con la sierra en las deconvoluciones sobre las anomalías gravimétricas.

En general pueden apreciarse las estructuras ya mencionadas en el análisis del campo magnético pero con mayor profundidad. Por haber mayor cobertura de datos en plataforma, se agregan algunas estructuras (fallas) paralelas y perpendiculares al talud.

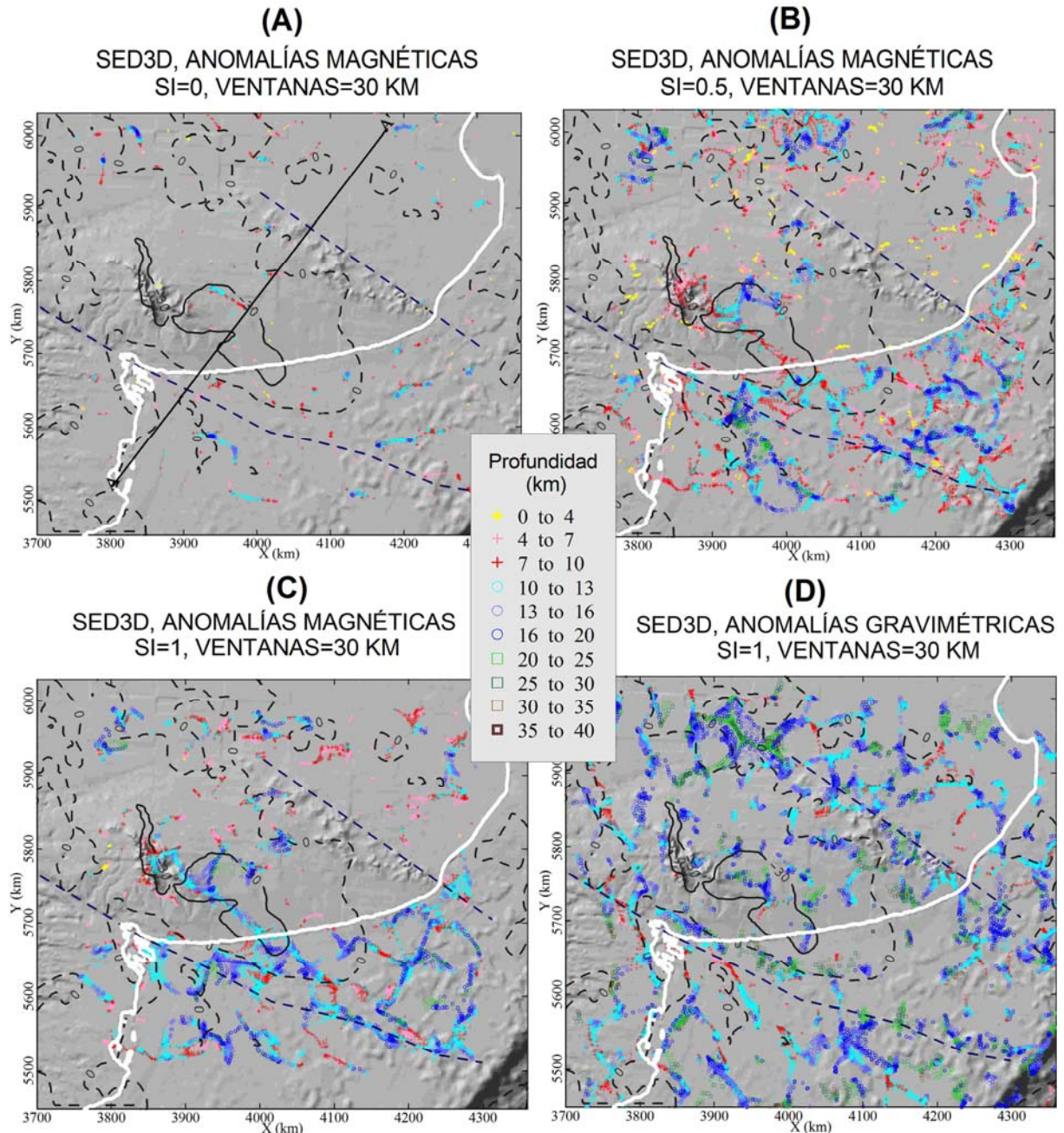


Figura 3. Deconvoluciones de Euler en 3D (SED 3D), cálculos de profundidad en ventanas cuadradas 30 km. Ver rangos de profundidad en escala de colores. (A) Índice Estructural SI=0 sobre la carta de anomalías magnéticas (□T). (B) SI=0.5 sobre anomalías magnéticas. (C) SI=1 sobre anomalías magnéticas. (D) SI=0 sobre la carta de anomalías gravimétricas. En la Figura 3a se indica la ubicación del perfil de deconvoluciones 2D de

Figura 4. Las líneas de trazos indican las suturas propuestas por Ramos (1999). Se muestran las curvas de nivel de Anomalías de Bouguer: 0 mGal (línea de trazos) y -30 mGal (línea sólida).

Deconvoluciones en 2D

Se efectuaron deconvoluciones en 2D sobre los campos gravimétrico (símbolos en azul) y magnético (símbolos en negro) en un perfil AA' transversal a la cuenca (ver ubicación en Figura 3a). Los cálculos se efectuaron por los métodos de Werner, Señal Analítica y Euler 2D.

La Figura 4 muestra los resultados. En la misma se grafican la topografía (Figura 4a), las anomalías de Bouguer (AB) versus derivadas vertical ($\partial g/\partial z$) y horizontal ($\partial g/\partial x$) (Figura 4b) y las anomalías de campo magnético total ($\square T$) y sus derivadas ($\partial \Delta T/\partial z$ y $\partial \Delta T/\partial x$) (Figura 4c). Por debajo se muestran las soluciones de las deconvoluciones. Por claridad, en el dibujo sólo se muestran resultados de profundidad a contactos. El tamaño de los símbolos es proporcional a la susceptibilidad (en el caso magnético) o al contraste de densidad (en el caso gravimétrico). Los símbolos están rotados proporcionalmente a la inclinación resultante del cálculo.

En la Figura 4d se grafican las deconvoluciones de Euler 2D. Si bien el operador de deconvolución se hizo correr en ventanas de 6, 12 y 25 km de lado, en la figura se muestran los resultados para ventanas de 12 km. Este método da buenos resultados en la delineación de contactos en corteza superior.

Las deconvoluciones de Werner (Figura 4e) se calcularon en ventanas crecientes desde 40 km a 100 km, con incrementos de ancho de ventana de 3 km. Los cálculos se resolvieron con separación regional lineal (matrices de 7 elementos) y las ventanas de análisis se corrieron con saltos de 3km. hasta cubrir todo el perfil.

Las deconvoluciones por Señal Analítica en 2D (Figura 4f) se calcularon en ventanas crecientes de 25 km a 40 km con iguales incrementos y saltos que los del operador de Werner.

En la Figura 4 se interpretan las mayores estructuras. Las alineaciones de contactos son indicadores de fallas, por lo que se unieron los nidos de soluciones que se verifican para los tres métodos de deconvolución utilizados. Las estructuras interpretadas están de acuerdo con la interpretación tectónica de la Plataforma Epicontinental bonaerense publicada por Ramos (1999). En verde se marcan los contactos interpretados en la cuenca del Colorado. En marrón se marcan alineaciones de contactos buzantes al sudoeste que tienen una gran penetración cortical; estas estructuras son paralelas a las paleosuturas interpretadas por Ramos (1999). Al noreste del perfil (en naranja) se marcan estructuras con buzamiento noreste relacionadas con la Sierra de Tandil y cuenca del Salado. También se interpreta la profundidad del probable basamento cristalino de la cuenca de Claromecó (línea de trazos gris).

Punto de Curie

Se analizaron las largas longitudes de onda del campo magnético en ventanas cuadradas de 175 km desplazadas 50 km en dirección norte-sur y este-oeste, hasta cubrir el área con datos de campo magnético total. Los datos disponibles se encuentran en una zona comprendida entre los 34°30' y 40°30' de latitud Sur y los 56°45' y 63°25' de longitud Oeste, que abarca gran parte de la Provincia de Buenos Aires. Desde los espectros de potencia de las señales observadas se han calculado las profundidades medias al techo y a la base de la corteza magnetizada mediante la implementación del método de Tanaka *et al.* (1999).

Las profundidades Curie obtenidas reflejan el valor promedio en el área bajo estudio (Tanaka *et al.*, 1999). En general, los espectros calculados son de muy buena calidad. Sin embargo, en las ventanas cuyo centro cae en las cercanías del eje de la cuenca de Claromecó, el espectro no tiene tan buena definición. Esto podría deberse a que las importantes variaciones de profundidad de la fuente no se encuentren totalmente contenidas en la ventana de análisis, o a que el espectro contenga parcialmente las anomalías de cortezas con características magnéticas distintas, puestas en contacto por una paleosutura de acuerdo con Ramos (1984 y 1999). Es decir, el espectro es sensible o se degrada con datos de longitud finita.

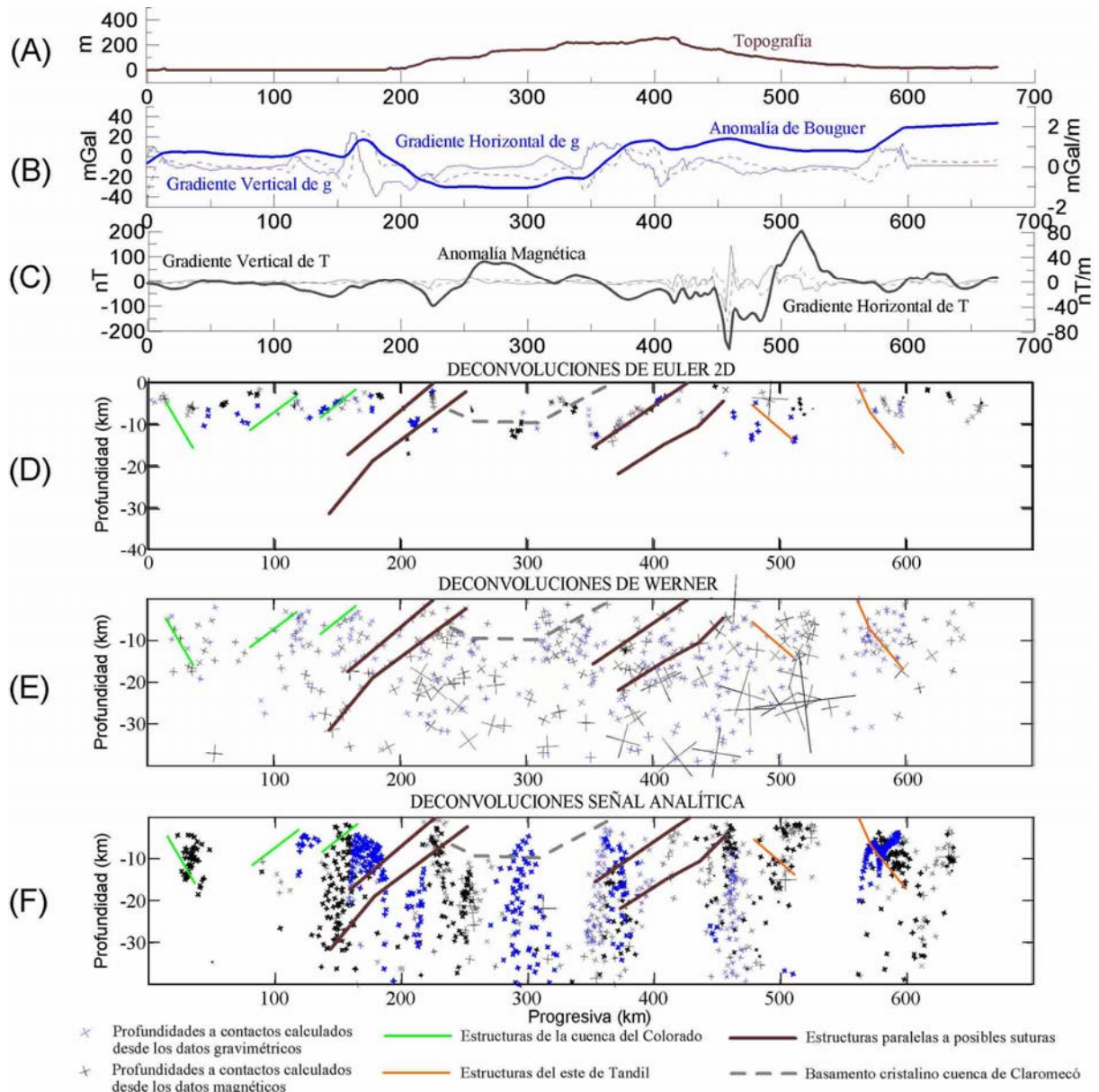


Figura 4. Deconvoluciones en 2D en un perfil transversal a la cuenca de Claromecó (ver ubicación en la Figura 3a). (A) Topografía. (B) Anomalías de Bouguer, derivada vertical y horizontal. (C) Anomalías de campo magnético total y sus derivadas. (D) Deconvoluciones de Euler 2D. (E) Deconvoluciones de Werner. (F) Deconvoluciones por Señal Analítica 2D. Las cruces en azul indican los contactos calculados desde el campo gravimétrico y las cruces en negro las calculadas con el campo magnético. El tamaño y rotación de los símbolos es proporcional a la susceptibilidad/densidad e inclinación de la solución.

La Figura 5b muestra las profundidades medias al basamento magnético (Z_t), las cuales alcanzan 9 km en el sureste de Tandilia.

En la Figura 5c pueden verse las profundidades a la isoterma de Curie (Z_b). Estos resultados son interesantes ya que la isoterma de Curie muestra cambios significativos a ambos lados del eje de la cuenca de Claromecó. Las profundidades Z_b al norte de la cuenca son del orden de 31 ± 2 km. Bajo las máximas profundidades sedimentarias las Z_b alcanzan 24 km y se incrementan a 27 km al sudoeste de la cuenca. Estas profundidades son típicas de cortezas tectónicamente estables, frías (Blakely, 1988; Tanaka et al., 1999), como es el caso de nuestro margen continental pasivo.

Podemos pensar en profundidades sedimentarias Z_t mucho mayores ya que los espectros han sido analizados en ventanas de más de 175 km, por lo que las profundidades calculadas representan el

promedio en esa gran ventana.

En resumen la cuenca de Claromecó contiene espesores sedimentarios mayores que 9 km y parece estar emplazada en una corteza atenuada ya que la isoterma de Curie se eleva en su base.

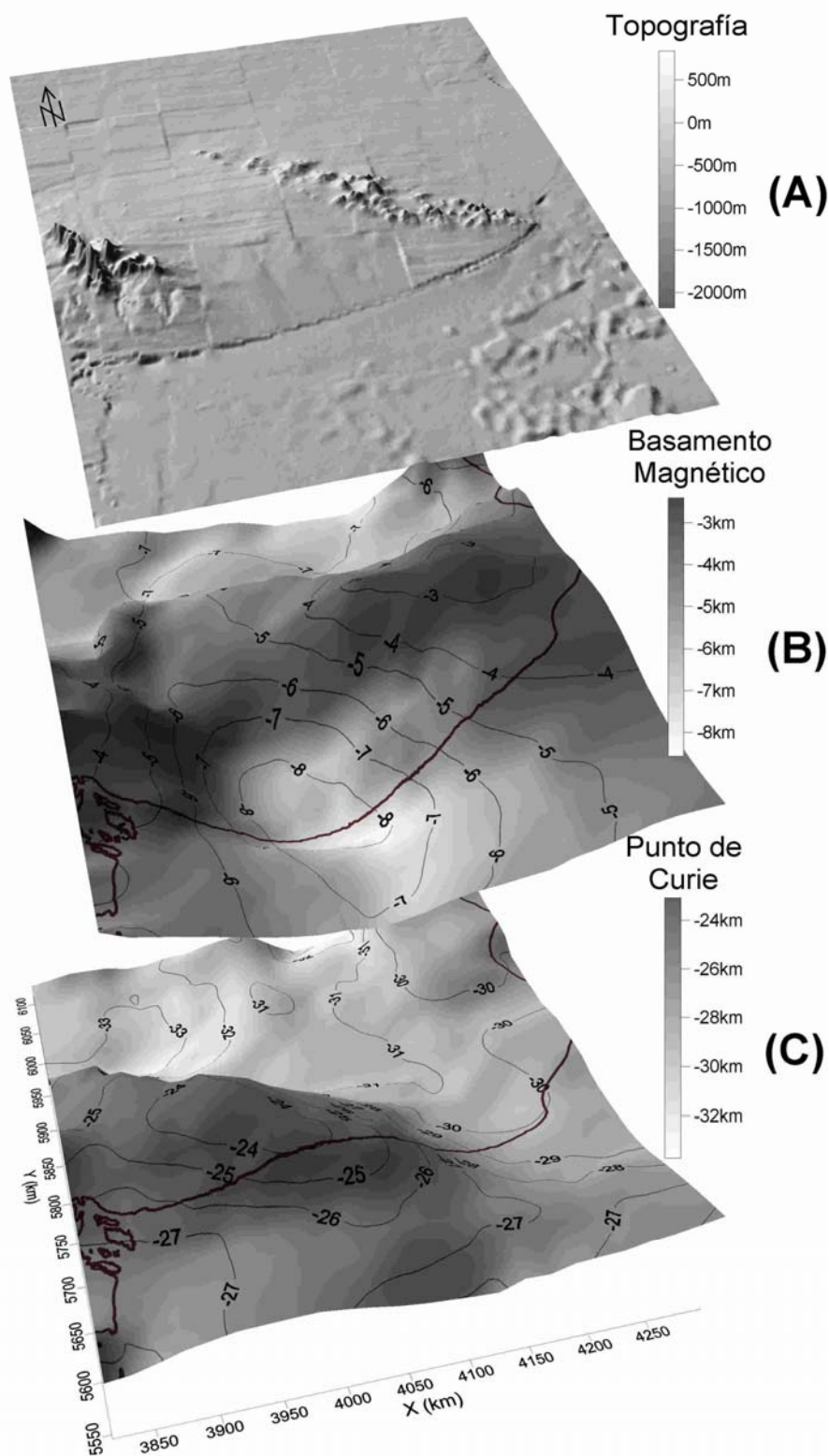


Figura 5. (A) Topografía. (B) Profundidades medias del basamento magnético. (C) Profundidades al Punto de Curie obtenidas por análisis espectral del campo magnético. Curvas de nivel cada 1 km.

Figure 5: (A) Topography. (B) Mean depths of the magnetic basement. (C) Curie Point depths obtained by magnetic field spectral analysis. Contour intervals are 1 km.

Geoide Isostático

La carta de ondulaciones del geoide contiene longitudes de onda que exceden ampliamente el tamaño de la estructura de interés. Para analizar los efectos del potencial producido exclusivamente por la cuenca de Claromecó, se filtraron las ondulaciones del geoide de la Figura 1d, eliminando previamente los efectos topográfico-isostáticos de las Sierras de Tandilia y Ventania (masas positivas y sus respectivas compensaciones en la base de la corteza). Para separar los efectos de la cuenca se empleó un filtro pasa banda con longitudes de onda de paso $60 \text{ km} < \lambda < 550 \text{ km}$; la carta filtrada se muestra en la Figura 6a.

Al asumir equilibrio isostático, podemos trabajar con los modelos de Turcotte y Schubert (2002) que proporcionan fórmulas para las ondulaciones del geoide N en los sistemas perfectamente compensados de Pratt y Airy. Los indicios de atenuación cortical encontrados nos inducen a pensar en la hipótesis de estiramiento, por lo cual hemos adoptado el sistema de Airy, asumiendo un espesor cortical de 35 km (antes del estiramiento) y distintas densidades diferenciales para los sedimentos y un contraste de densidad de $+0.4 \text{ g/cm}^3$ para manto superior-corteza inferior. De acuerdo con Introcaso (1982) el contraste medio de densidad de los sedimentos que rellenan la cuenca sería de -0.1 g/cm^3 .

Así, la antirraíz tendrá espesores $R = 0.25 h_i$, con $0.25 = 0.1/0.4$ siendo h_i los espesores sedimentarios de la cuenca. Estos espesores son justamente nuestras incógnitas. La Figura 6b describe al modelo cortical considerado. Introduciendo los valores asumidos en las expresiones de Turcotte y Schubert (1982), obtenemos:

$$N = 0.149675 h_i - 0.002630 h_i^2 \quad (20)$$

Invirtiendo la relación:

$$h_i = 28.45 - (809.76 + 380.24N)^{1/2} \quad (21)$$

Es útil señalar que las expresiones dipolares utilizadas exhiben una buena performance, siempre que el ancho de la estructura analizada sea mucho menor que el radio terrestre (Doin *et al.*, 1996).

Resolviendo la expresión (21) con las ondulaciones del geoide obtenidas en la Figura 6a, encontramos la carta de isóbatas de basamento h_i correspondiente al modelo asumido (Figura 6c). Debemos notar que los máximos espesores alcanzan unos 14 km.

Doble Inversión

Con el fin de validar el modelo hemos calculado simultáneamente las anomalías de Bouguer ABC y las ondulaciones del geoide residual N_c para una corteza compensada en la hipótesis de Airy. Se consideraron válidos los espesores sedimentarios calculados por la expresión (20) para construir el modelo teórico de la cuenca (Figura 7a).

Las coincidencias encontradas justifican razonablemente el modelo asumido (Figuras 7a y 7b). Los cálculos fueron efectuados por prueba y error empleando el software desarrollado por Crovetto *et al.* (2006). El modelo de corteza muestra la geometría de la cuenca (Figura 7a) y de su atenuación cortical (Figura 7b). Las Figuras 7c y 7d exhiben las anomalías isostáticas residuales obtenidas como diferencia entre las anomalías observadas y las calculadas por inversión tanto para gravedad como para las ondulaciones del geoide.

Sobre la cuenca se exhiben residuos aceptables (Figuras 7c y 7d) que no son totalmente coincidentes ni nulos debido a las distintas definiciones de los campos analizados. Como sabemos las ondulaciones del geoide fueron medidas por Perdomo y Del Cogliano (1999) en redes de estaciones separadas más de 20 km entre sí, mientras el campo gravimétrico se midió con mayor densidad de estaciones (base de datos del IFIR, Introcaso *et al.*, 1996). No obstante el ajuste se logró aceptablemente mostrando un buen balance isostático a nivel cortical. Es interesante destacar que al utilizar la carta del geoide local

junto con la carta de isoanómalas de Bouguer, la interpretación de las características corticales y del estado isostático refuerza la consistencia del modelo.

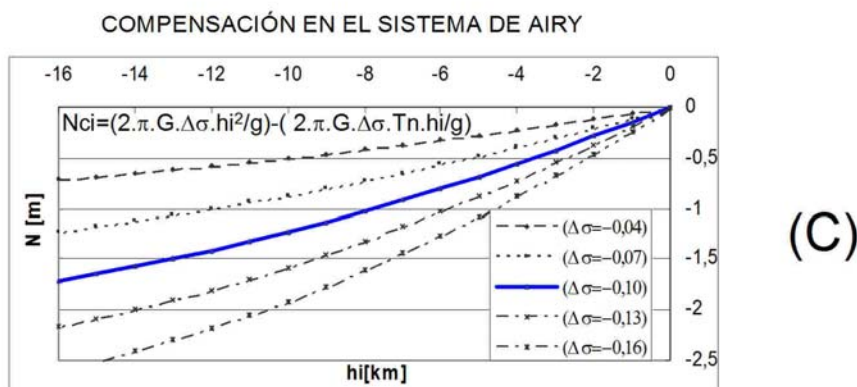
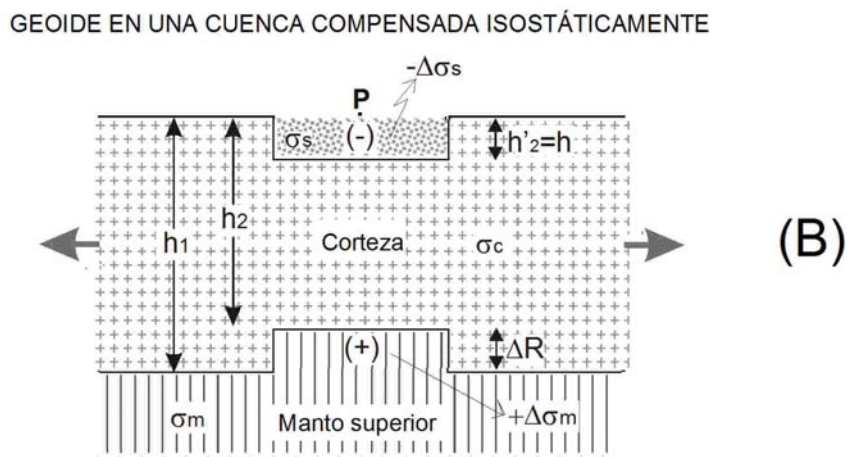
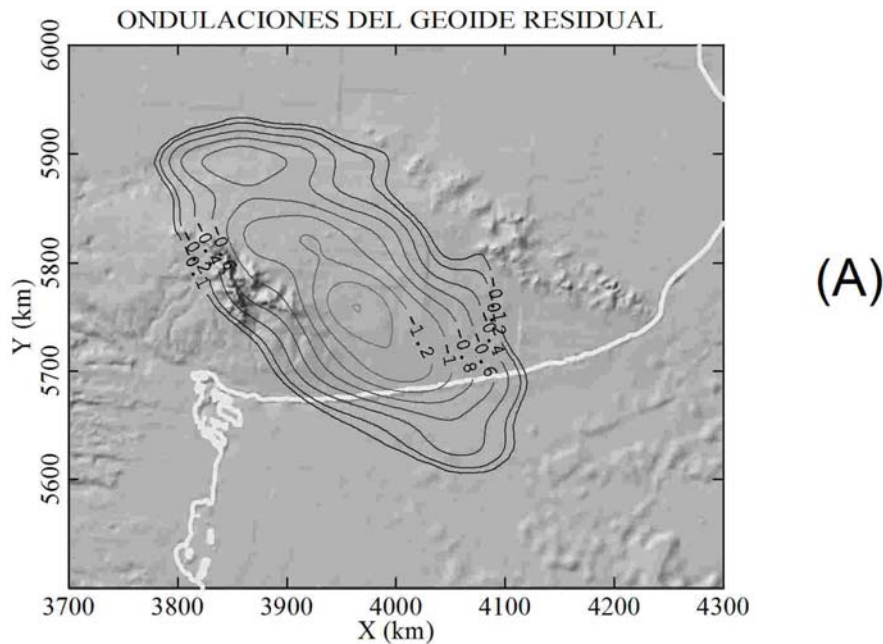


Figura 6. (A) Ondulaciones del geoid local N en la cuenca de Claromecó, obtenido por un filtro pasa banda $60 \text{ km} < \lambda < 550 \text{ km}$. Curvas de nivel cada 0.2 m . (B) Bosquejo de cuenca compensada isostáticamente en la hipótesis de Airy. (C) Curvas de compensación N versus profundidades sedimentarias para una corteza con contrastes de Manto - Corteza de 0.40 g cm^{-3} y distintos contrastes de densidad sedimentos-basamento.

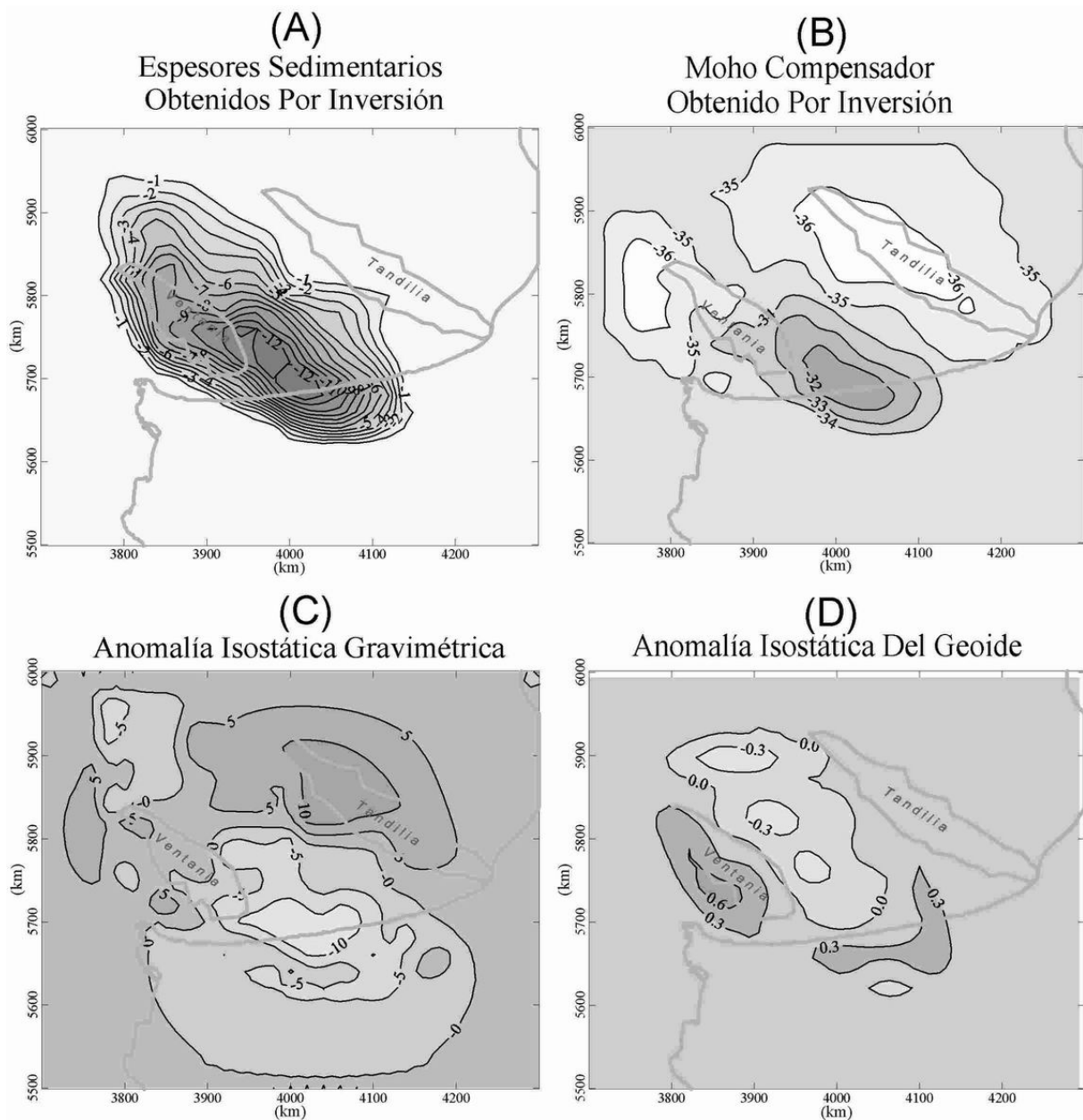


Figura 7. Modelo de doble inversión (g y N) calculado para la cuenca de Claromecó, basados una corteza compensada isostáticamente. (A) Espesor sedimentario con contraste de densidad -0.10 g cm^{-3} ; curvas de nivel cada 1 km. (B) Discontinuidad de Mohorovicic; curvas de nivel cada 1 km. (C) Residual isostática de gravedad; curvas de nivel cada 5 mGal. (D) Residual isostática del geoide; curvas de nivel cada 0.3 m.

CONCLUSIONES

Nuestro país, a través de COPLA (Comisión Nacional del Límite exterior de la Plataforma continental), se encuentra abocado a la determinación definitiva del límite antes mencionado. Con el fin de contribuir a lograr la mejor interpretación geofísica, presentamos aquí, como colaboración, métodos gravi-magnetométricos modernos que enriquecerán sin duda a los métodos tradicionales.

Tomando a la Cuenca de Claromecó como estructura geológica piloto, demostramos la eficiencia de (a) los métodos semiempíricos para inferir fallamientos principales, profundidades sedimentarias, ejes de lineamientos y posibles intrusiones; (b) del análisis espectral de las anomalías magnéticas para ubicar la profundidad de la isoterma de Curie, en este caso elevada a 24 km de profundidad bajo el eje de la cuenca. Ella exhibe un aumento progresivo de su profundidad hasta alcanzar los 30 km hacia el noreste de la cuenca. Se calcularon también profundidades medias al basamento magnético que

alcanzan hasta 9 km; (c) el empleo de las ondulaciones del geode filtradas permitió inferir su estado de compensación isostática que responde a la hipótesis de estiramiento y (d) la doble inversión de g y N modelando la corteza atenuada (cuenca vs. antirraíz) dio buenos resultados asumiendo perfecta compensación isostática, otorgando mayor consistencia al modelo.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente financiado por el subsidio ANPCYT PICTR 2002-00166 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. C.B.C. agradece a la Fundación Josefina Prats de Rosario por la ayuda económica recibida durante sus estudios doctorales.

REFERENCIAS

- Baglietto, E.E., 1951. Contribuciones a la geodesia aplicada. Departamento Geodésico Geofísico Topográfico, Cátedra de Geodesia, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina, pp 76.
- Baranov, W., 1975. Potential Fields and their Transformations in Applied Geophysics. Geopublication Associates, Berlin, Alemania, pp 121.
- Bhattacharyya, B. K. and L.K. Leu, 1975. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40: 993-1013.
- Blakely, R., 1988. Curie temperature isotherm and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *J. Geophys. Res.*, 93: 11817-11832.
- Blakely, R.J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, pp 441.
- Bunge, M., 1989. La investigación científica. Ariel métodos, Argentina. pp 955.
- Chapman, M. E., 1979. Techniques for interpretation of geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84(B8): 3793-3801.
- Crovetto, C., R. Molinari y A. Introcaso, 2006. Aproximaciones para el cálculo del geode isostático. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 61 (3): 336-346.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting. McGraw Hill, 3rd edition, pp 630.
- Doin, M.-P., L. Fleitout and D. McKenzie, 1996. Geoid anomalies and the structures of continental and oceanic lithospheres. *J. Geophys. Res.*, 101(B7): 16119-16135.
- Frost, B. and P. Shive, 1986. Magnetic mineralogy of the lower continental crust. *J. Geophys. Res.*, 91: 6513-6521.
- Ghidella, M.E., M. Paterlini, L.C. Kovacs and G. Rodríguez, 1995. Magnetic Anomalies on the Argentine Continental Shelf. Actas del 4º Congreso Internacional de la Sociedad Brasileña de Geofísica / 1ª Conferencia Latinoamericana SEG/ULG, Río de Janeiro, 20 al 24 de agosto, pp 8.
- Ghidella, M.E., J. Köhn and J.C. Gianibelli, 2002. Low Altitude Magnetic Anomaly Compilation in Argentina: its Comparison with Satellite Data. American Geophysical Union, 2002 Spring Meeting. Publicado en: <http://www.dsri.dk/multimagsatellites/>
- Guspí, F., 1999. Fórmulas compactas para el cálculo del potencial gravitatorio de prismas rectangulares. Contribuciones a la geodesia a fines del siglo XX. UNR editora, Argentina, 129-133.
- Hansen, R.O. and M. Simmonds, 1993. Multiple source Werner deconvolution. *Geophysics*, 53: 1792-1804.
- Hartman, L., D. Teskey, L. Jeffreys and L. Friedberg, 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 36: 891-918.
- Haxby, W. and D. Turcotte, 1978. On isostatic geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 94 (B4): 3876-3890.
- Introcaso, A., 1982. Características de la corteza en el positivo bonaerense: Tandilia – Cuenca Interserrana – Ventania, a través de datos de gravedad. Publicaciones del Observatorio Astronómico Municipal de Rosario, Argentina, pp 26.
- Introcaso, A., F. Guspí y M.C. Pacino, 1996. Cartas gravimétricas de las anomalías de la gravedad en Argentina. International Federation of Surveyors, Buenos Aires, Argentina, Symposia Papers, 79-100.
- Introcaso, A., 2006 (a). Geodesia Física. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología de Rosario, Argentina. Vol. Esp. Nº 1, pp 125. También disponible en: <http://www.fceia.unr.edu.ar/fisiografia/publicaciones.htm>
- Introcaso, A., 2006 (b). Magnetometría aplicada. Apunte de Cátedra, IFIR, pp 120.
- Ku, C.C and J.A. Sharp, 1983. Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquardt's inverse modelling. *Geophysics* 48(6): 754-774.
- Lemoine, F., Kenyon, S., Factor, J., Trimmer, R., Pavlis, N., Chiuw, D., Cox, C., Klosko, S., Lutheke, S., Torrence, M., Wang, Y., Williamson, R., Pavlis, H., Rapp, R., Olson, T., 1998. The development of the joint NASA, CSFC and NIMA geopotential model EGM96, NASA/TP, 1998 - 206861, Goddard Space Flight Center.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37: 507-517.

- Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform: Fundamental relations. *Geophysics* 49: 780-786.
- Perdomo, R. and D. Del Cogliano, 1999. The geoid in Buenos Aires region. *Int. Geoid Service. Bull.* 9: Special Issue for South America, 109-116.
- Pucci, J.C., 1995. Argentina's Claromecó Basin needs further exploration. *Oil Gas Journal*, 25: 93-96.
- Ramos, V., 1984. Patagonia: un continente a la deriva? IX Congreso Geológico Argentino, 2: 311-328.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. In: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina*, Anales 29, Buenos Aires, 41-96.
- Reid, A.B., J.M. Allsop, H. Granser, A.J. Millet and I.W. Somerton, 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55: 80-91.
- Roest, W. R., J. Verhoef and M. Pilkington, 1992. Magnetic interpretation using 3D analytic signal. *Geophysics* 57: 116-125.
- Ruiz, F. y A. Introcaso, 2001. Profundidades al punto de Curie en la Precordillera Cuyana obtenidas por análisis espectral de anomalías magnéticas. *Temas de Geociencia* N°8, UNR Editora, Rosario, Argentina, pp 36.
- Ruiz, F. and A. Introcaso, 2004. Curie point depths beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies. *Gondwana Research. Volumen especial "Cuyania, an exotic block to Gondwana"* 8(4): 1133-1142.
- Ruiz F. and A. Introcaso, 2006. Study of the Claromecó sedimentary basin from gravity, magnetic and geoid undulations charts. *Journal of South American Earth Sciences*, in review.
- Sandwell, D.T. and W.H.F Smith, 1997. Marine Gravity from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102(B5): 10039-10054.
- Spector, A. and F. Grant, 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- Tanaka, A., Y. Obuko and O. Matsubayashi, 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306: 461-470.
- Tankard, A., M. Uliana, H. Welsink, V. Ramos, M. Turic, A. Franca, E. Milani, B. De Brito Neves, N. Eiles, J. Skarmeta and H. Santa Ana, 1996. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. *Petroleum Geologists Memoir*, 62: 5-52.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47: 31-37.
- Thurston, J. B. and R.S. Smith, 1997. Automatic conversion of magnetic data depth, dip and susceptibility contrast using the SPI™ method. *Geophysics*, 62: 807-813.
- Torge, W. 2001. *Geodesy*. Ed. de Gruyter, pp 416.
- Turcotte, D. and G. Schubert, 1982. *Geodynamics. Application of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, pp 450.
- Turcotte, D. and G. Schubert, 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, pp 456.
- Werner, 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sveriges Geologiska Undersokning, Ser. C*, 508.

PROCESOS ATMOSFERICOS/OCEANICOS DE BAJA FRECUENCIA SOBRE LA CUENCA SUDOESTE DEL ATLANTICO SUR Y LA VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACION EN EL CENTRO-OESTE DE ARGENTINA

Eduardo Andres Agosta¹ y Rosa Hilda Compagnucci²

¹Programa de Estudio de Procesos Atmosféricos para el Cambio Global, UCA / CONICET;
corre-e: agosta@at.fcen.uba.ar

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA y CONICET

RESUMEN

Algunos autores encuentran que la variabilidad de la precipitación en distintas escalas sobre Argentina subtropical puede ser vinculada a las condiciones de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Atlántico Sur (Venegas *et al.*, 1998, Robertson y Mechoso 1998, Doyle y Barros 2002). Particularmente, la precipitación estival en el Centro-Oeste de Argentina (COA) presenta también vinculación con las TSMs en latitudes medias en el sector sudoeste del Atlántico Sur (Compagnucci y Agosta 2006). Las variaciones en la TSM sobre esta área oceánica está modulada por el flujo de masa de aire en superficie en torno a 40°S (Wainer y Venegas 2002). Por tanto el objetivo de este trabajo es estudiar los procesos en baja frecuencia del sistema atmósfera/oceano sobre el sector sudoeste del Atlántico Sur que se asocian a la precipitación estival del COA.

Los resultados muestran que la circulación de la atmósfera tiene un centro de acción sobre el sudoeste del Atlántico Sur, en torno a 45°S-60°O, durante gran parte del siglo XX, que modula las fluctuaciones interanuales a multidecádicas (cuasi-ciclo de 18 años) de la precipitación en el COA, estudiadas por Compagnucci *et al.* (2002). Este centro de acción de la atmósfera es el forzante común para la precipitación y la TSM sobre el sector sudoeste del Atlántico Sur.

Palabra claves: Cambio climático, precipitación, transición 1976/77, teleconexión

ABSTRACT

Some authors find that the precipitation variability at diverse scales over subtropical Argentina can be linked to sea surface temperature (SST) conditions of the South Atlantic (Venegas *et al.*, 1998, Robertson and Mechoso 1998, Doyle and Barros 2002). Particularly, summer precipitation in Central-West Argentina (CWA) shows relationship with the SSTs at mid-latitudes over southwestern South Atlantic (Compagnucci and Agosta 2006). SSTs variations over that oceanic area are modulated by surface air mass flow around 40°S (Wainer and Venegas 2002). Therefore, the objective of this work is to study low-frequency processes in the atmosphere/ocean system over southwestern South Atlantic associated with summer precipitation in CWA.

Results show that the atmospheric circulation has a center of action over southwestern South Atlantic around 45°S/60°W, associated with precipitation during the whole 20th century that modules the quasi-18-year oscillation of CWA precipitation found by Compagnucci *et al.* (2002). This center of action is the common forcing between precipitation and the SST conditions over southwestern South Atlantic.

Key words: Climate change, precipitation, transition 1976/77, teleconnections

INTRODUCCIÓN

Es bien conocido que el sistema acoplado atmósfera-oceano muestra una interrelación substancial en la interfase mediante la transferencia de flujos de momento y calor. Debido a la menor inercia de la atmósfera, ligeras variaciones/perturbaciones de largo plazo de las propiedades físicas de la superficie del mar, tales como la temperatura superficial del mar (TSM) pueden influenciar el comportamiento de la atmósfera en un vasto espectro temporal y viceversa. Es por ello que una fuente importante y atribuible de variabilidad en baja frecuencia de la precipitación en Sudamérica es las variaciones de la TSM del Atlántico Sur, además de las del Pacífico.

Trabajos previos de Agosta *et al.* (1999) y Compagnucci *et al.* (2002) muestran que la precipitación de verano en el Centro-Oeste de Argentina (aproximadamente entre 29°-36°S y 65°-70°O), sobre las

planicies inmediatamente al este de los Andes subtropicales, presentan variaciones cuasi-periódicas significativas en escala intradecádica a multidecádica a lo largo del siglo veinte. En baja frecuencia, la cuasi-oscilación de 18 años modula los ciclos de precipitación en períodos seco/húmedo alternantes de aproximadamente 9 años de duración cada uno hasta mediados de los 1970s (Compagnucci *et al.*, 2002). La transición climática del verano 1976/77 ampliamente estudiada (IPCC 2001, Huang *et al.*, 2005) afecta la precipitación de verano interfiriendo sobre el cuasi-ciclo bidecádico. Desde entonces se produce un evento prolongado húmedo, iniciado en 1973 hasta comienzos del 2000s, dando en 30 años, 20 veranos con valores por encima del promedio regional (Agosta y Compagnucci 2006a). La transición climática 1976/77 está asociada a un calentamiento en las condiciones medias en las TSMs del Pacífico ecuatorial central, sin embargo, según Compagnucci y Agosta (2006) la modulación cuasi-bidecádica y la variabilidad interanual de la precipitación en el COA es independiente de las fluctuaciones en baja frecuencia de la Pacífico ecuatorial. En ese trabajo se encuentra que una fuente de variabilidad en baja frecuencia de la precipitación puede ser la TSM en el sudoeste del Atlántico Sur y la circulación de la atmósfera en latitudes medias.

En consecuencia, el objetivo de esta investigación es estudiar los procesos en baja frecuencia del sistema atmósfera/océano sobre el sector sudoeste del Atlántico Sur que se asocian a la precipitación estival en COA. Se pretende, a su vez, cooperar en la comprensión de los efectos causados por la transición climática de 1976/77 sobre la circulación atmosférica en la región del como sur de Sudamérica como aporte al problema del cambio global.

DATOS Y METODOLOGIA

La circulación atmosférica se estudia utilizando como dato la presión a nivel medio del mar global reconstruida e interpolada en $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ por el Hadley Centre para el período 1901-1998 (versión HadSLP1, actualización de la versión GMSLP). Además, se usan datos de altura geopotencial 850 hPa y flujo de momento zonal del NCEP/NCAR para el período 1958-2004. Los datos de precipitación regional consisten en totales mensuales provenientes de 9 estaciones meteorológicas en el COA del Servicio Meteorológico Nacional (Fig. 1) para el período 1901-2004. La información se usa para estimar el índice de precipitación regional de verano (octubre a marzo), diseñado por Agosta y otros (1999), el cual captura la variabilidad interanual a multidecádica de la precipitación en COA. El índice se estima como el cociente porcentual entre el total estival (suma de octubre a marzo) de la precipitación y la media en cada estación, promediado sobre todas las estaciones (Agosta y Compagnucci 2006). Valores positivos (negativos) del índice denotan verano húmedo (seco) en el COA. Los datos de TSM se obtienen de la base del NCEP/NCAR en $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ lat-lon para el período 1949-2004 (www.cdc.noaa.gov); de la base del Hadley Centre en mayor resolución, $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ lat-lon, para el período 1903-1994 (Global SSTs version 2.2.) y de la base Kaplan SST V2 en el período 1950-2004 resolución $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ (NOAA, www.cdc.noaa.gov).

Como métodos de análisis, se calcula la función de correlación del primer momento de Pearson suavizado gaussiano de 9 términos y el cálculo de espectros a partir de la función de autocorrelación (Hoel 1964).

RESULTADOS

El campo de correlación entre la TSM global y la precipitación en el COA, capturado por el índice regional, muestra que una de las áreas de mayor correlación es el sector sudoeste del Atlántico Sur (TSM SO) para el período 1903-1994 (Fig. 2). En Compagnucci y Agosta (2006) se muestra que ésta es el área de TSM con mayor varianza explicada de la precipitación en COA para el período 1950-2004. El sector TSM SO coincide con la zona de confluencia/interacción entre las corrientes opuestas del Brasil y de Malvinas (CCBM) que fuertemente determina los cambios en la circulación oceánica y los patrones de TSM del Atlántico Sur desde la escala subestacional a la multidecádica (Wainer *et al.*, 2000). Robertson y Mechoso (2000) han sugerido que las anomalías de TSM asociadas con cambios interanuales de la Zona de Convergencia de Sudamérica (SACZ en inglés) podrían estar relacionadas con la variabilidad de la posición de la CCBM.

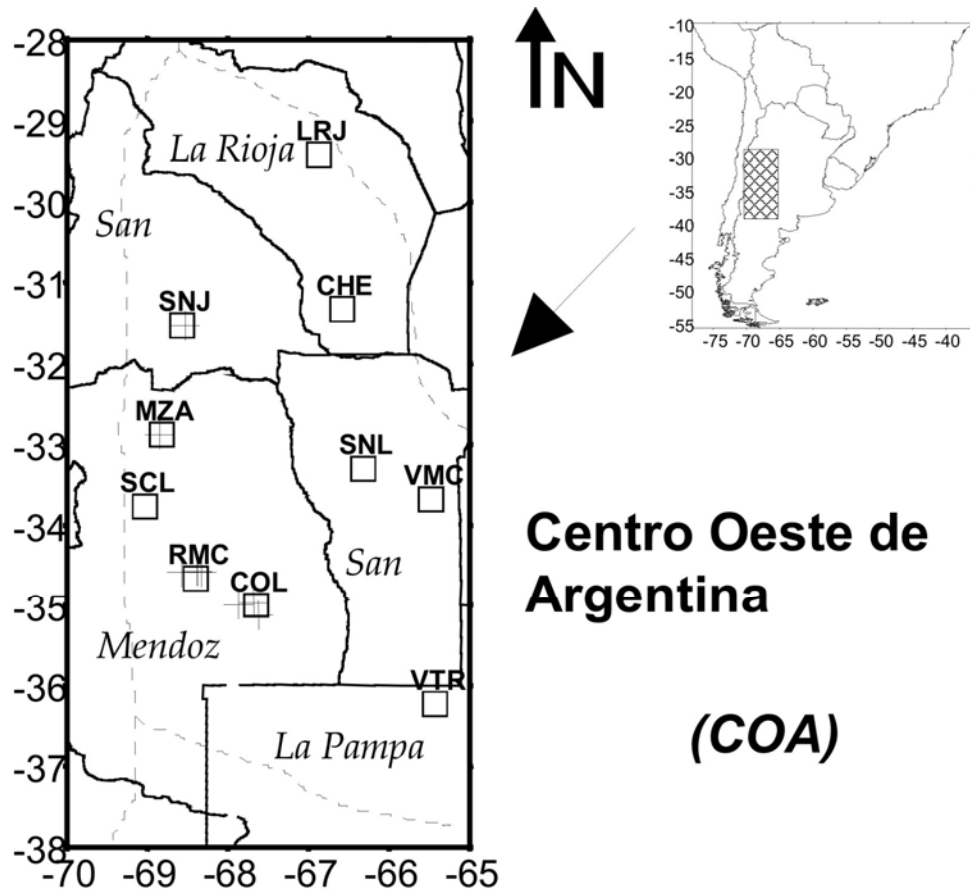


Figura 1. Ubicación de las estaciones meteorológicas en la Región Centro Oeste de Argentina, entre 29°-36°S y 65°-70°O en provincias de La Rioja, San Juan, San Luis, Mendoza y noroeste de La Pampa.

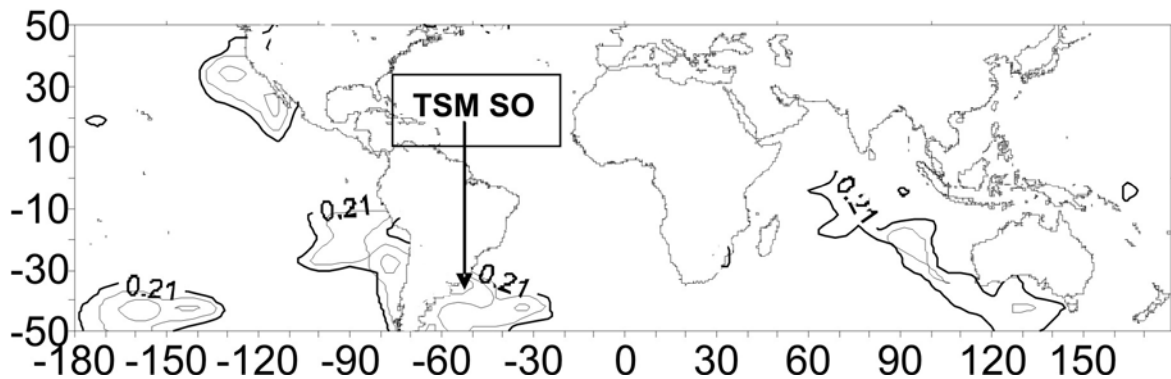


Figura 2. Áreas de correlación significativa para el intervalo de confianza de 95% entre la precipitación estival en el COA y la TSM (Hadley Center) en el período 1904-1994. TSM SO: ubicación de la serie promedio areal de TSM en 30°-40°S y desde la costa de SA hasta 40°O.

A partir de observaciones y modelos se encuentra que variaciones del viento sobre la cuenca sudoeste del Atlántico Sur causan modificaciones en el transporte de masa oceánica de las corrientes de Malvinas y de Brasil y en la TSM subtropical, con implicancias climáticas en la distribución de precipitación en Sudamérica. En escala interanual a multidecádica (20-40 años), la posición norte-sur de la CCBM está controlada por la intensidad de la corriente de Malvinas que a su vez está conducida por los cambios en la circulación atmosférica de superficie en torno a 40°S. En consecuencia, la variabilidad multidecádica del Atlántico Sur podría ser parte de un modo de oscilación atmosférica de

escala hemisférica o global y no por el ancho de la cuenca, como es en el caso del Atlántico Norte (Reason 2000, Wainer y Venegas 2002).

Bajo estos resultados puede suponerse que las variaciones de la TSM sobre el área sudoeste del Atlántico Sur (TSM SO) que tiene relación con las variaciones de precipitación en el COA, están estrechamente relacionadas a las variaciones de la circulación atmosférica sobre dicha área al menos hasta el período previo a 1977. Es decir, la circulación de la atmósfera en esas latitudes sería el forzante en baja frecuencia tanto para la TSM como para la precipitación en el COA hasta antes de la transición climática 1976/77.

Utilizando los datos reconstruidos de presión a nivel del mar en $5^\circ \times 5^\circ$ lat-lon del Hadley Centre, es posible ver, efectivamente, que la precipitación en el COA está relacionada significativamente en forma directa con la presión de la atmósfera en la cuenca sudoeste del Atlántico Sur (valores $r > 0.50$) en el período 1901-1977 (Fig. 3). Esto es consistente con los resultados obtenidos por Agosta y Compagnucci (2006a, 2006b) con datos de variables atmosféricas del NCEP/NCAR a partir de 1958. Ellos muestran que la precipitación en el COA antes de la transición climática de 1976/77, se conecta con la variabilidad de la circulación de la atmósfera de latitudes medias y tiene como principal centro de acción una circulación prevaleciente anticiclónica (cyclónica) sobre el Mar Argentino durante un verano húmedo (seco) de similar estructura espacial al mostrado en la Figura 3. De esta manera es posible extender estos resultados hasta al menos comienzos de siglo XX.

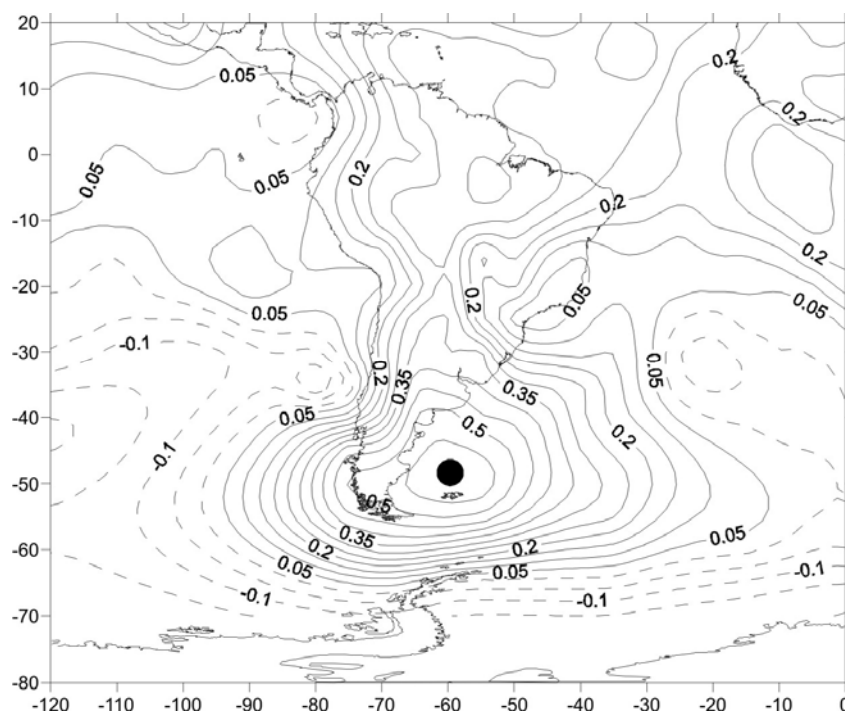


Figura 3. Correlación entre la precipitación en el COA y la presión a nivel del mar reconstruida en $5^\circ \times 5^\circ$ lat-lon de Hadley Centre en el período 1901-1977. Punto negro: ubicación de la serie de presión utilizada para analizar (PRES, 50°S - 60°O).

El análisis espectral de la presión a nivel del mar sobre un área en el sudoeste del Atlántico Sur (PRES: serie de presión a nivel del mar centrada en $50^\circ\text{S}/60^\circ\text{O}$ donde es máxima correlación) y de la TSM (TSM SO: serie de TSM promediada sobre el área 30 - 40°S y desde la costa de SA hasta 40°O , donde es máxima la correlación), muestra la existencia de cuasi-ciclos en la banda de 16-20 años para ambas series al igual que la precipitación en el COA (Fig. 4). Para evaluar la significancia de los espectros, se utiliza en continuo nulo de ruido blanco puesto que la variabilidad interanual no es de esperar que tenga “memoria” sino que se contraste con procesos aleatorios (aunque aplicando el criterio del coeficiente de correlación para $\text{lag}=1$ sugerido por Jenkins y Watts (1968), para el espectro de COA y de TSM SO correspondería un ruido rojo, y para el de PRES, un ruido blanco).

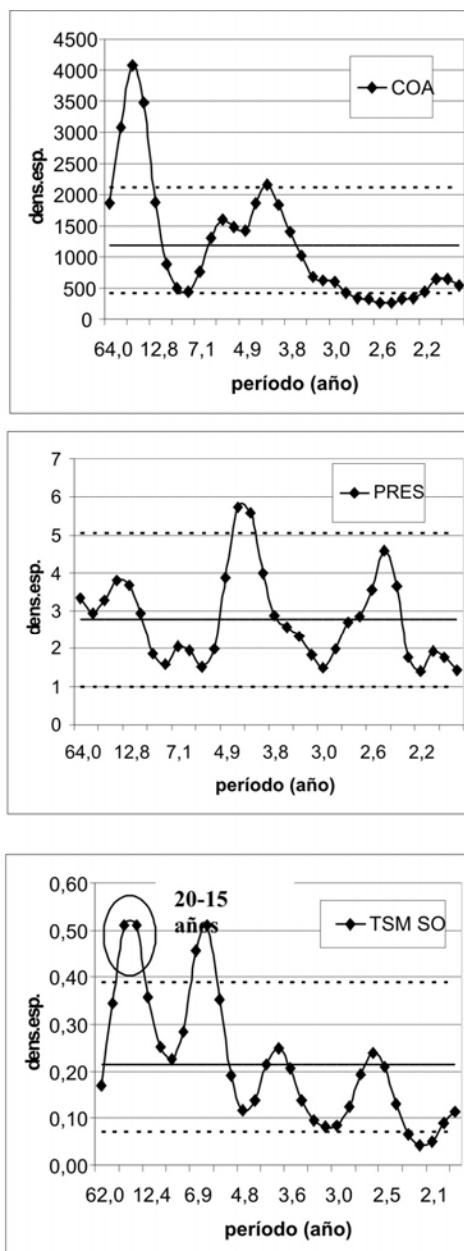


Figura 4. Espectros de las series de precipitación en el COA (COA), la presión en 50°S-60°O (PRES), (N=98, Lag=32), y la TSM en 30°-40°S y desde la costa de SA hasta 40°O (TSM SO), (N=94, Lag=31). Límites superior e inferior de confianza ($\alpha=0,10$) respecto de continuo nulo de ruido blanco. *Dens. Esp.*: densidad espectral.

La presencia de tales señales en las bandas espectrales de baja frecuencia, sugiere aplicar un suavizado gaussiano de 9 términos a las series de TSM SO, de precipitación en el COA y de PRES, a fin de ver en baja frecuencia (ondas >10 años) los períodos en que el comportamiento es coherente en fase entre las variables. La presión en 50°S/60°O y la precipitación en el COA tienen coherencia desde comienzos de la década de 1920 hasta fines de 1970 (Fig. 5.a). La presión en 50°S-60°O y la TSM SO tienen coherencia a partir de mediados de 1930 y se mantiene hasta fines de la década de 1970. La precipitación en COA y la TSM SO tienen coherencia en todo el registro salvo en el período desde 1910 a 1930, aproximadamente. Notoriamente la presión en 50°S/60°O está montada sobre una tendencia positiva desde la década de 1930 la cual parece dar cuenta de la tendencia observada en la TSM SO. La pérdida de coherencia con la precipitación al comienzo del siglo, tanto para la TSM como para la presión, podría ser atribuible a la calidad del dato reconstruido para estas últimas variables.

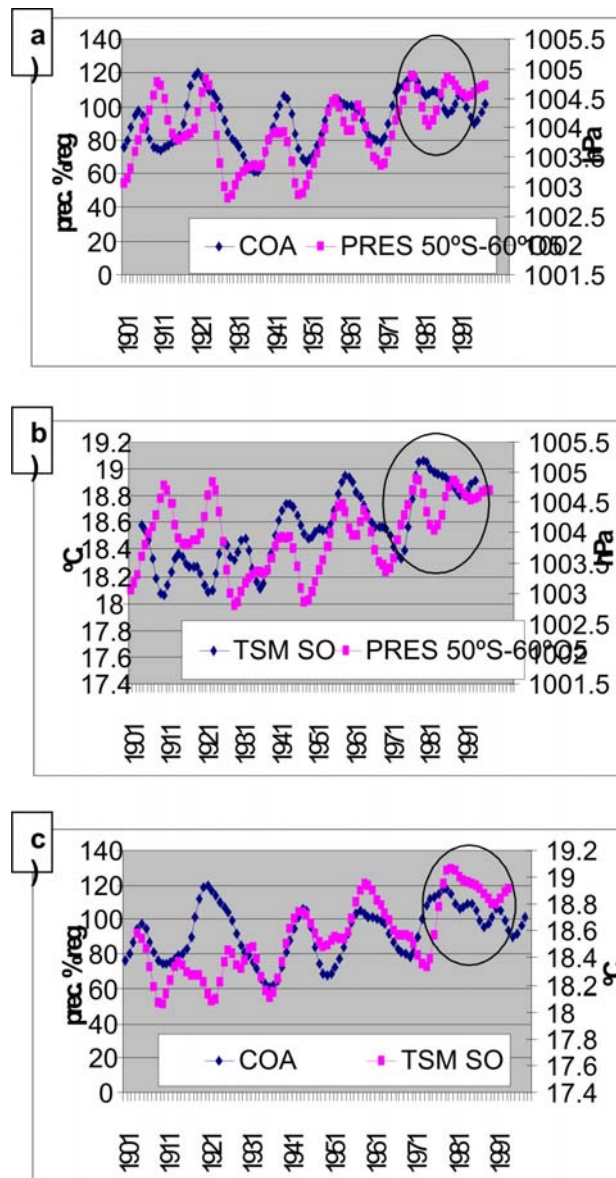


Figura 5. a) Series suavizadas con filtro de 9 términos (ondas >10 años) de presión en 50°S-60°S (PRES) y de precipitación estival en el COA. b) Idem PRES y TSM en el sudoeste del Atlántico (TSM SO= 30°-40°S y desde la costa de SA hasta 40°O). c) Ídem para TSM SO y precipitación en COA. En círculo: regiones de desacople de las series. Prec. % reg. : Precipitación porcentual regional.

Utilizando datos del NCEP/NCAR desde el verano 1958/59, Agosta y Compagnucci (2006a, 2006b) muestran que la circulación atmosférica hemisférica y regional ha experimentado profundos cambios a mediados de 1970s, afectando particularmente el flanco occidental del Anticiclón del Atlántico Sur y el flujo de los oestes en latitudes medias con consecuencias significativas para la precipitación en el COA y el resto de Argentina subtropical. Estos cambios en la circulación atmosférica, que corresponden al desacople de finales del siglo XX de la atmósfera en torno a 50°/60°O con el océano en latitudes medias y con la precipitación en COA (Fig. 5), podrían estar produciendo cambios en la TSM en el sudoeste del Atlántico Sur y consecuente variaciones de la posición de la CCBM en los alrededores de SA en vinculación con el cambio del verano 1976/77 en la precipitación en el COA.

La atenuación de la señal a escala hemisférica puede ser atribuida a la gruesa resolución del dato y la escasa información disponible en las primeras décadas del siglo XX para su reconstrucción.

Los campos de correlación entre la precipitación en el COA y la TSM en el área (TMS SO) muestran diferencias para antes y después del verano 1976/77 que contribuyen a sostener la idea previa (Fig. 6.a y .b, respectivamente). Antes de 1977, el área de mayor correlación significativa ($r > 0,50$) está en el

sudoeste del Atlántico Sur, sobre zona de la corriente oceánica de Malvinas, en las latitudes medias de la costa del cono sur de Sudamérica. Aparecen áreas de menor correlación en el Atlántico Sur ecuatorial y en más altas latitudes en el Mar de Weddell. Para el período posterior a 1977, el área de mayor correlación ($r > 0,50$) se reduce en extensión y se traslada unos 10° hacia el norte localizándose en las proximidades de la costa bonaerense y uruguaya en torno a 35°S . A su vez, aparece un área de correlación negativa y significativa en el Atlántico Sur central subtropical en torno a 25°S , no significativa anteriormente. Este desplazamiento hacia el norte del máximo de correlación entre la TSM y la precipitación del COA en la zona de la CCBM es consistente con el cambio en la circulación atmosférica observado por Agosta y Compagnucci (2006a, 2006b) en relación con la precipitación. Previo a 1977, el verano húmedo (seco) se relaciona con aumento de la circulación anticiclónica (cyclónica) sobre el área de la corriente de Malvinas (Fig. 7.a). Esta circulación hace disminuir (aumentar) la tensión del viento y disminuir (aumentar) la intensidad de la corriente de Malvinas con el consecuente aumento (disminución) de la TSM (Wainer y Venegas 2002). Después de 1977, el flanco oriental del AAS se fortalece (debilita) en latitudes subtropicales (Fig. 7.b), favoreciendo, en parte, el avance (retroceso) hacia el sur (norte) de la corriente de Brasil modificando la posición de la CCBM.

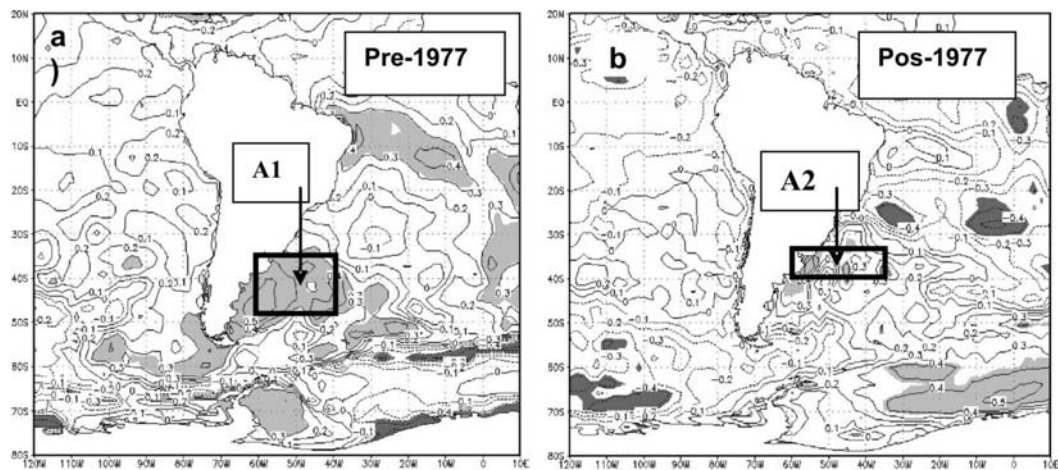


Figura 6. Correlación entre la precipitación en el COA y la TSM (NCEP/NCAR) en el período pre-1977 (a) y pos-1977 (b). Área en color: significancia superior al 90% de confianza. A1: área entre $35^\circ\text{-}40^\circ\text{S}$ y $57,5^\circ\text{-}30^\circ\text{O}$. A2: área entre $40^\circ\text{-}50^\circ\text{S}$ y $60^\circ\text{-}40^\circ\text{O}$

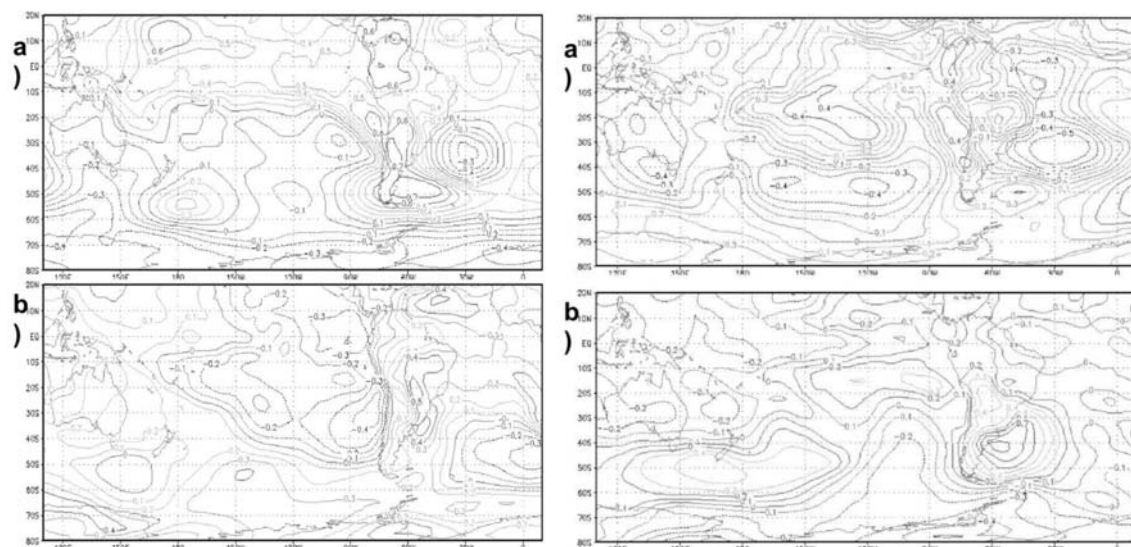


Figura 7. Correlación entre la precipitación en el COA y la altura de geopotencial en 850 hPa para pre-1977 (a) y pos-1977 (b).

Figura 8. Correlación entre la altura geopotencial en 850 hPa y la TSM en área A1, pre-1977 (a) y en A2, pos-1977 (b).

La correlación entre la altura geopotencial en 850 hPa con las series promedio areal de la TSM en el área 40°-50°S y 60°-40°O (A1, pre-1977) y en 30°-35°S y 57.5°-40°O (A2, pos-1977) corrobora que la estructura de la circulación atmosférica corresponde a las hipótesis planteadas (Fig. 8). Para el período previo a 1977, el campo de correlación obtenido (Fig. 8.a) coincide ampliamente con el obtenido entre altura geopotencial en 850 hPa y la precipitación en el COA, especialmente sobre la cuenca del Atlántico Sur (Fig. 7.a). En ella se observa la circulación anticiclónica (cyclónica) en el sudoeste del Atlántico Sur junto con circulación ciclónica (anticiclónica) en el Atlántico Sur subtropical central para verano húmedo (seco) que corresponde a TSM cálida (fría) en A2. Para el período pos-1977, se reproduce la circulación anticiclónica en latitudes subtropicales, con el fortalecimiento del flanco sur-occidental del Anticiclón del Atlántico (Fig. 8.b).

Las series de anomalías de TSM en A1 y A2 calculadas con la base de Kaplan muestran campos de correlación similares a los obtenidos con la TSM de la base del NCEP/NCAR (figuras no mostradas). Estas anomalías de TSM (Kaplan) en A1 y A2 muestran una tendencia positiva y significativa al 95% ($r=0,406$) para TSM en A1 y al 90% ($r=0,336$) para la TSM en A2, desde 1949 hasta 1977. Posteriormente a 1977 no existe tendencia significativa en las series (Fig. 9).

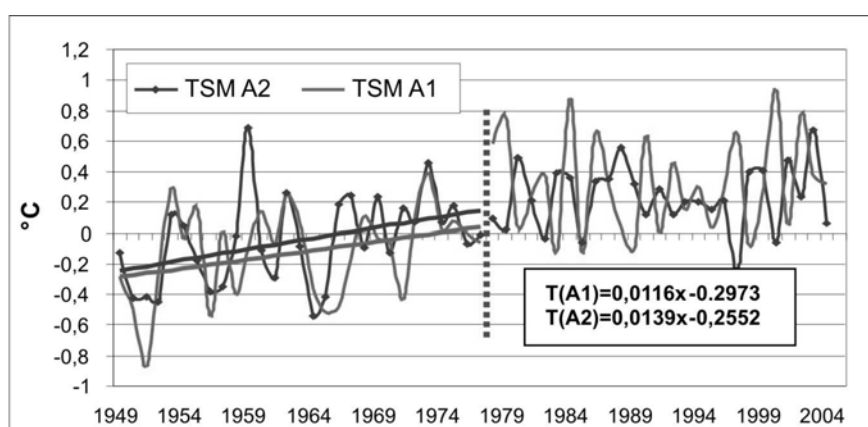


Figura 9. Anomalías de la TSM en A1 (30°-40°S y 57,5°-30°O) y en A2 (40°-50°S y 60°-40°O) sobre el sudoeste del Atlántico, de los datos de Kaplan. T(A1) y T(A2), rectas de tendencias en el período 1949-1977.

Las medias de las TSM presentan cambio significativo ($\alpha < 0,05$) entre ambos períodos (Tabla 1), lo cual contribuye a la idea de que el cambio en la circulación de la atmósfera durante la década de 1970 afecta significativamente la TSM en la cuenca sudoeste del Atlántico Sur. La componente zonal del flujo de momento (U_{fm}), entre la atmósfera y el océano en torno a 47,5°S-57,5°S, muestra asimismo, un cambio de tendencia en la serie hacia el verano 1976/77, corroborando el origen atmosférico del cambio en la TSM en el área (Fig. 10. Valores negativos de U_{fm} , entrega de momento del flujo de los oestes al océano por fricción). La tendencia positiva de U_{fm} hasta mediados de los 70s sería responsable de la tendencia positiva de la TSM. El cambio de tendencia posterior en la U_{fm} (con menor módulo de la pendiente) explicaría el estacionamiento de la TSM después de mediados de los 70s (Fig. 9 y 10).

Tabla 1. Test t de Student aplicado a las series de TSM en el área A1 y A2 para los subperíodo pre-1977 (N1=29) y pos-1977 (N2=28). El t crítico para $\alpha = 0,025$ es $t_c = 2,304$ con 55 grados de libertad. T dif.: valor del estadístico en cada prueba.

TSM\	Media pre-1977	Media pos-1977	Des. Est. pre-1977	Des. Est. pos-1977	Dif. medias	T dif.
A1	-0.05	+0.226	0.297	0.211	+2.74	4.46
A2	-0.126	+0.337	0.299	0.325	+0.463	6.08

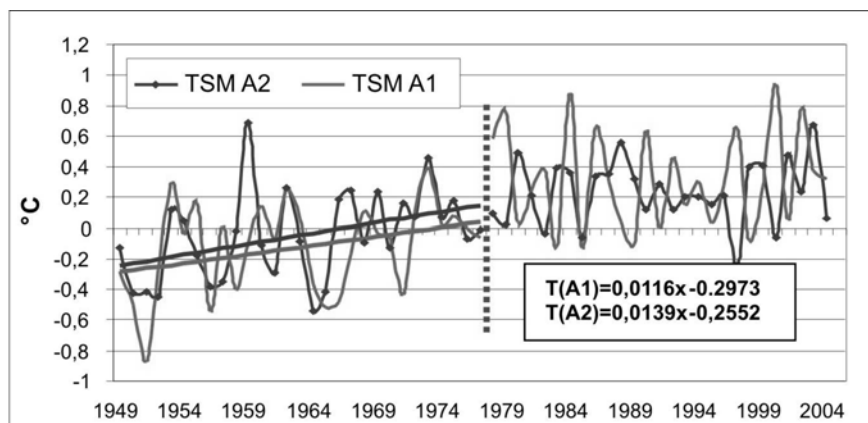


Figura 10. Componente zonal del flujo de momento (U_{fm}) entre la atmósfera y el océano en 45° - 50° S y 60° - 55° O. Valores negativos de U_{fm} , entrega de momento del los oestes al océano por fricción.

De acuerdo a Compagnucci *et al.* (2002) la precipitación de verano en el COA se hallaba teleconectada con la precipitación de verano en Sudáfrica, es decir en coherencia de fase, hasta mediados de 1970s vía el cuasi-ciclo bidecádico. Esta teleconexión se daba mediante una onda hemisférica de latitudes medias prevalectante que tras la transición climática del verano 1976/77 dejó de vincular ambas regiones (Agosta y Compagnucci 2006b). Los cambios temporales encontrados en las relaciones de la precipitación en COA con la circulación atmosférica y con las TSMs indican la existencia de cambios en la teleconexión con el sistema atmósfera-océano que en un futuro podrían restablecerse o teleconectarse de una nueva manera. En el pasado algo similar parece haber ocurrido en Sudáfrica donde el cuasi-ciclo de 18 años invirtió su fase a fines del siglo XIX, dando un prolongado evento seco, para luego continuar a lo largo del siglo XX (Tyson *et al.*, 1997). Lamentablemente aún no se cuenta con datos sustitutos (proxy) de precipitación en COA para el siglo XIX a fin de hacer el estudio comparativo.

Grimm *et al.*, (2004) señala la existencia de estos cambios de teleconexión ocurridos en la escala decádica debido a cambios interdecádicos del estado básico que los modelos actuales no reproducen adecuadamente porque son “ajustados” para un régimen climático dado. Los autores demuestran la incapacidad de los modelos de pronosticar las nuevas áreas que se teleconectarán con fluctuaciones de una determinada variable climática al producirse la pérdida de una teleconexión previamente existente, tal como ocurrió entre antes y después de 1976/77. Esto agrega incertidumbre en la predicción climática a largo plazo que impiden proveer de un escenario preciso de las condiciones futuras en el régimen de precipitación en el COA.

CONCLUSIONES

El sector sudoeste del Atlántico Sur presenta relación con la precipitación en el COA, al menos desde comienzos del siglo XX hasta mediados de los 1970. El área oceánica se vincula con la precipitación debido a que tiene la circulación atmosférica como forzante común a través la transferencia de momento inducida por el viento (Wainer y Venegas 2002). Tanto la precipitación en el COA como el campo de presión en superficie sobre el sector sudoeste del Atlántico Sur y la TSM presentan en común en escala interanual el cuasi-ciclo de 18 años.

Se desprende que las variaciones del campo de presión atmosférica en el sudoeste del Atlántico Sur con una oscilación cuasi-bidecádica de 18 años es responsable de la modulación, en la misma frecuencia, de la precipitación en el COA y la TSM durante gran parte del siglo XX. Debido a la transición climática del verano 1976/77 el acoplamiento entre el campo de presión en el sudoeste del Atlántico Sur, la TSM y la precipitación en el COA se pierde a finales de los 1970.

Dado que el sistema climático presenta cambios decádicos de teleconexiones debido a cambios interdecádicos del estado básico que difícilmente se restablecen de igual manera y que los actuales modelos son incapaces de reproducir (Grimm *et al.*, 2004), entonces hasta el momento no se cuenta con herramientas suficientes de pronóstico climático a largo plazo como para proveer de un escenario preciso de las condiciones futuras en el régimen de precipitación en el COA.

Agradecimientos: A *O. Carm.* y a los proyectos: CONICET PIP 5006 y 5276, UBA 01x002.

REFERENCIAS

- Agosta, E.A. y Compagnucci, R.H. (2006)a: Atmospheric Conditions during wet and dry summer extremes in Central-West Argentina, 8th ICSHMO, AMS, Foz do Iguazu, Brasil, Ses. 12: Understanding long-term climate variations in SH, 1439-1452.
- Agosta, E.A., y Compagnucci R.H. (2006)b: Change in Teleconnection between Central-West Argentina Summer Precipitation and the Atmospheric Circulation in the 1970s. 8th ICSHMO, AMS, Foz do Iguazu, Brasil, Ses. 12: Understanding long-term climate variations in the SH, 1453-1464.
- Agosta, E.A. Compagnucci R.H. y Vargas, W.M. 1999: Cambios en el régimen interanual de la precipitación estival en la región Centro-Oeste Argentina. *Meteorol.* 241/2, 63-84.
- Compagnucci, R.H. y Agosta, E.A. (2006): La precipitación de verano en el Centro-Oeste de Argentina y los fenómenos interanual El Niño/Oscilación Sur (ENOS) e interdecádico "tipo" ENOS. Presentado en este mismo congreso de la AAGG 2006, Bahía Blanca, 14-18 agosto 2006.
- Compagnucci, R.H., Agosta, E.A., Vargas M.W., 2002: Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. *Cli. Dyn.* 18, 421-435.
- Doyle, M. E. y V. R. Barros, 2002: Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 15, 3394-3410.
- Grimm, A.M., Sahai, A.K., Ropelewski, C.F. 2004: Long-term variations in the performance of climate models. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia.
- Hoel, Paul G. 1964: *Introduction to Mathematical Statistics*, John Wiley & Sons, Inc. New York-London, 428 pág.
- Huang, H.-P., R. Seager, and Y. Kushnir, 2005: The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. *Clim. Dyn.*, 24 (7), 721 - 740
- IPCC 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 944 pág.
- Reason C.J.C. 2000: Multidecadal climate variability in the subtropics/mid-latitudes of the Southern Hemisphere oceans. *Tellus*, 52A, 203-223.
- Robertson, A. W., and C. R. Mechoso, 2000: Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2947-2957.
- Tyson, P.D., A.P. Sturman, B.B. Fitzharris, S.J. Mason and I.F. Owens, 1997: Circulation changes and teleconnections between glacial advances on the west coast of New Zealand and extended spells of drought years in South Africa, *Int. J. Clim.*, 17, 1499-1512.
- Wainer I. y Venegas S.A. 2002: South Atlantic Multidecadal Variability in the Climate System Model, *Jou. Of Clim.* 15, 1408-1420.
- Wainer I., Soares J. y Goni G., 2000: The annual cycle of the Brazil-Malvinas confluence region in the NCAR Climate System Model, *J. Geophys. Res.*, 105, 176-178.

MOVILIDAD DE METALES Y OTROS ELEMENTOS EN EL ACUIFERO LOESSICO REGIONAL DEL SUROESTE BONAERENSE

A. Guillermo Bonorino ¹, Fabiana Limbozzi ², René Albouy ³ y Claudio Lexow ⁴

¹CONICET-UNS San Juan 670 (8000) Bahía Blanca, bonorino@criba.edu.ar

²CONICET San Juan 670 (8000) Bahía Blanca, limbozzi@criba.edu.ar

³UNS San Juan 670 (8000) Bahía Blanca, albouy@criba.edu.ar

⁴CIC.PAID-UNS San Juan 670 (8000) Bahía Blanca, lexow@criba.edu.ar

RESUMEN

Se analizaron las concentraciones de elementos mayoritarios, menores y traza en el agua subterránea del acuífero freático regional de la vertiente occidental de las Sierras Australes, contrastándolas con la composición química del loess y del vidrio volcánico loésico. Se calculó además el grado de movilidad relativa (MR) de cada elemento en el agua subterránea. A excepción de U y As, todos los elementos analizados exhiben baja movilidad. El amplio espectro de movilidad denota que la meteorización del loess es un proceso incongruente. Zr, Al, Th y Ti son los elementos con la movilidad más baja. Los elementos que forman oxohidroxoaniones, en particular U y As, tienen altos valores de MR. La movilidad de la secuencia de los elementos alcalinos y alcalinos térreos posee un patrón análogo al orden de la afinidad de sorción con los minerales de arcilla, teniendo el Cs y el Rb los MR más bajos y el Sr, Ca y Mg los MR más altos. Los metales de la transición muestran valores intermedios de MR, entre los alcalinos-alcalinos térreos y los elementos inmóviles. Las movilidades relativas del Fe, Co y Mn son las más bajas de este grupo. El Cr, Cd y Ni tienen valores moderados mientras que debido a las condiciones oxidantes del sistema acuífero, elementos como U, Mo, Zn, As y V exhiben gran movilidad. La formación de complejos con carbonatos influencia la geoquímica de la solución del U, del As y del Sn. La fuente principal de metales incorporados al flujo subterráneo sería el vidrio volcánico loésico. Además de As se presentan otros elementos que alteran la calidad del agua subterránea con riesgo para la salud.

Palabras claves: acuífero loésico - elementos traza - movilidad - metales

ABSTRACT

Major, minor and trace elements concentrations were analyzed from twelve groundwater samples collected from the western slopes of the Australes ranges, and correlated with loess chemical composition and loessic volcanic glass. Also, the relative mobility (RM) of each element was calculated. With the exception of U and As, all elements analyzed have low values of RM. The wide spectrum of mobility suggests that loess weathering is an incongruent process. Zr, Al, Th and Ti are the elements with lower mobility. OHA elements, in particular U and As, have high RM values. Sequence mobility of alkaline and earth alkaline elements has an analogous pattern of the affinity order of sorption with clay minerals, Cs and Rb having the lowest RM and Sr, Ca and Mg the highest RM. Transition metals have intermediate RM values, between alkaline-earths, alkaline and immobile elements. Relative mobility for Mn and Fe is the lowest of this group. Cr, Cd and Ni have moderate values while Zn and V have the highest ones. Due to the oxidizing conditions present in the aquifer system, elements such as U, Mo and V exhibit great mobility, whereas Mn and Co show little mobility. Carbonate complexes are formed, which influence the solution geochemistry of U, As and Sn. In addition to As there are several other toxic metals which degrade groundwater quality, thus endangering human health.

Keywords: loessic aquifer - trace elements - mobility - metals

INTRODUCCION

El acuífero regional de la vertiente occidental de las Sierras Australes, de constitución fundamentalmente loésica, se extiende desde el piedemonte de estas serranías hasta el borde litoral de la Bahía Blanca, en el sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina. El agua freática de este sistema

es el sustento de la explotación agrícola-ganadera y del abastecimiento de todas las poblaciones rurales de la región.

El loess posee minerales que durante su meteorización química, por la lixiviación del agua de lluvia infiltrada en la zona no saturada (ZNS), libera numerosos elementos, entre ellos metales, que luego llegan a la zona saturada (ZS), alcanzando tenores que afectan la calidad del agua para la bebida. El propósito de esta investigación es estudiar la movilidad geoquímica de ciertos elementos disueltos en el agua subterránea y sus implicancias ambientales, identificar su fuente principal y analizar los procesos que controlan su concentración.

CARACTERÍSTICAS GEOLOGICAS E HIDROGEOLOGICAS

El área de estudio abarca las cuencas de los arroyos Napostá Grande y Napostá Chico pertenecientes al escurrimiento superficial de la vertiente occidental de las Sierras Australes (Fig. 1). El acuífero libre y la zona no saturada de la región se alojan en la Formación La Norma (De Francesco, 1992) del Mioceno Superior-Pleistoceno Inferior que está integrada por depósitos loésicos conocidos como sedimentos pampeanos, constituidos principalmente por limos arenosos y arenas limosas con arcilla subordinadas, cementados por carbonato de calcio, que alcanzan los 200 metros de potencia. Mineralógicamente, la formación está compuesta fundamentalmente por cuarzo, feldespatos alcalinos (plagioclasas intermedias a básicas), litoclastos de vulcanitas, vidrio volcánico, anfíboles (hornblenda) y micas (muscovita y biotita) (Rossi, 1996; Lexow, 2002). Otros minerales como la calcita, magnetita, titanita, ilmenita, turmalina, epidoto, sericita y circón se encuentran en menor cantidad. Los minerales de arcilla presentes son: la illita, montmorillonita, producto de neoformación por la alteración del vidrio volcánico, interestratificados de illita-montmorillonita y escaso caolín. El contenido de carbonato de calcio alcanza hasta un 10 % en la fracción arenosa el componente más abundante es la plagioclasa, en la limosa, el vidrio volcánico y en la arcillosa, la montmorillonita. El techo de la formación está coronado por niveles de tosca de hasta tres metros de espesor, de continuidad lateral variable y frecuentemente fisurados en superficie.

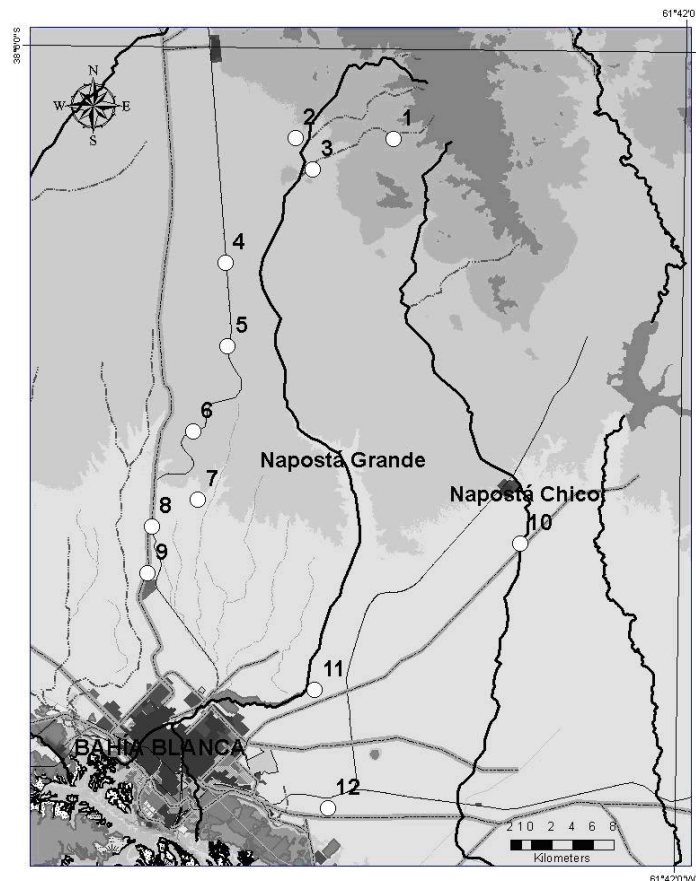


Figura 1. Área de estudio y ubicación de los sitios de muestreo

El material original de los suelos que dominan el ambiente periserrano de las Sierras Australes proviene de los sedimentos loésicos que constituyen la cobertura regional. Se trata de suelos someros, de permeabilidad moderada, alcalinos y con medio a alto contenido en materia orgánica. Se clasifican, en general, como hapludoles líticos y petrocálcicos, de textura franco limosa a franco arcillo-limosa. En el resto del área de estudio predominan los suelos haplustoles típicos y líticos.

Hidroestratigráficamente, estos depósitos constituyen la Sección superior Epiparaniana (DYMAS, 1974) y generan un sistema acuífero del tipo multicapa. Su permeabilidad está dada principalmente por porosidad secundaria (macroporos y microfisuras) y los fenómenos de drenaje diferido son frecuentes.

Hidrodinámicamente, el sistema acuífero freático de la región presenta una zona preferencial de recarga, el pedemonte, una de circulación, la llanura y una área de descarga, el litoral marítimo (Bonorino *et al.*, 1996; Carrica, 1998).

En la cuenca superior el agua de lluvia es del tipo bicarbonatada cálcico-magnésica (Bonorino, 1994). Sin embargo y dado el grado de aridez ambiental las sales inorgánicas, principalmente cloruros y sulfatos, son concentradas mayormente en la zona vadosa, luego de la evaporación de la fase acuosa, y posteriormente disueltas tanto por fluctuación del agua subterránea somera como por lixiviación a través del agua meteórica durante las estaciones húmedas (Barica, 1972). Los cloruros pueden también ser aportados al agua por hidrólisis de biotita (Stober y Bucher, 1999), sin embargo esta contribución, en tanto las biotitas son escasamente disponibles, es muy baja. La similitud en la distribución espacial de cloruros y sulfatos ($R^2 = 0.87$) sugiere un origen común y muestra el incremento salino y la evolución general del agua subterránea en el acuífero. La salinidad y el contenido iónico aumentan según la línea de flujo, desde la zona de recarga hacia la zona costera donde el mar puede ejercer una influencia adicional, si bien los vientos marinos no son frecuentes en esta zona (Bonorino, 1994).

El agua de lluvia infiltrada reacciona con los minerales feldespáticos, con la consecuente liberación de Si, K, Na y Ca. La hidrólisis de la tosca agrega más Ca, el cual precipita en caso de alcanzarse la sobresaturación de la calcita. Por otra parte, el ataque a silicatos férricos y ferromagnésicos (biotita, hipersteno, augita y hornblenda) y a vidrios volcánicos presentes en los sedimentos adiciona al agua Si, F, y metales como Ca, Na, Ba, Sr, V, Zn, Cu, entre otros (Bonorino *et al.*, 2001; Bonorino y Albouy, 2001). Los iones lixiviados desde la zona no saturada son incorporados al acuífero en toda su extensión. En su seno tienen lugar algunos procesos como la precipitación de calcita y el intercambio catiónico en arcillas que transforman el patrón hidroquímico del agua. Los tramos medio e inferior de las cuencas tienen un balance hídrico deficitario y por ello ocasionalmente los excedentes de agua algo más salinizados agregan más cloruros y sulfatos al acuífero. En la zona de descarga el agua alcanza una facies típica clorurada-sódica.

METODO DE TRABAJO

Se colectaron doce muestras de agua, correspondientes a sendos pozos cavados y perforados utilizando los sistemas de extracción de agua existentes, como molinos o electrobombas y almacenadas en botellas de polietileno. *In situ* se midió temperatura, pH y Eh del agua. Para las determinaciones de Al, Fe y Mn se tomaron muestras por separado, acidificándolas para evitar la precipitación de los mencionados iones.

Los análisis químicos fueron llevados a cabo por los laboratorios Activation Laboratories Ltd. (ACTLABS) y ACME Analytical Laboratories Ltd., ambos de Canadá. Los métodos aplicados en muestras de agua fueron ICP-MS para concentraciones de elementos mayoritarios y traza. En muestras de sedimentos se utilizaron LiBO₂ fusión/ICP-ES para óxidos y LiBO₂ fusión/ICP-MS y Agua Regia/ICP-MS para elementos traza. Los análisis verifican un error de balance de cargas menor al 5%. La especiación de los elementos estudiados se calculó mediante los códigos WATEQ4F (Plummer *et al.*, 1976) y Visual MINTEQ, de la U.S.E.P.A. compilado por Gustafsson (2003).

RESULTADOS

El agua subterránea posee una temperatura comprendida entre los 16,5 y 19°C, un pH entre 7,5 y 8,2, y es de baja a media salinidad, con 421 a 1.704 mg.L⁻¹ de sólidos totales disueltos (STD) (Tabla 1).

Tabla 1. Características físico-químicas del agua subterránea. Las concentraciones de STD, iones y elementos se expresan en mg.L⁻¹; n.d.: no determinado.

Sitio de muestreo	T [°C]	pH	Eh	STD	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Si
1	17,0	7,7	309	492	135	2,9	46,8	14,0	295	70	33	13,8
2	16,5	7,6	372	421	76	2,4	84,6	13,0	398	42	28	51,9
3	17,6	7,8	n.d.	951	235	2,9	47,7	32,9	543	148	115	31,3
4	16,5	7,5	321	945	229	7,1	109,0	21,4	364	132	68	58,6
5	19,0	7,8	368	668	220	9,1	18,9	8,2	421	56	53	36,5
6	17,6	8,0	339	500	169	3,4	22,7	11,0	312	68	80	63,5
7	17,5	8,1	332	519	278	5,0	44,7	17,7	390	130	140	40,9
8	18,0	8,1	337	1093	413	3,7	19,3	11,1	514	200	194	63,4
9	16,6	8,1	304	969	343	3,8	6,0	2,9	394	156	179	3,5
10	17,6	8,2	n.d.	825	297	2,4	76,0	2,6	603	82	45	28,2
11	18,0	7,7	323	1171	434	5,1	16,8	12,7	489	262	219	69,7
12	19,5	8,1	n.d.	1704	585	4,3	15,5	10,5	543	401	279	35,5

Las concentraciones de STD, iones y elementos se expresan en mg.L⁻¹; n.d.: no determinado

El sodio y el bicarbonato son los principales iones en solución determinando un patrón general de agua bicarbonatada-sódica, que pasa a bicarbonatada-clorurada-sódica y a clorurada-bicarbonatada-sódica en la dirección de circulación del flujo subterráneo.

La Tabla 2 presenta la concentración de los elementos minoritarios y traza disueltos en el agua subterránea. En valores promedio, solamente tres metales superan los 100 µg.L⁻¹ (Sr, V y Fe). Por debajo de los 100 µg.L⁻¹ y por encima de 1 µg.L⁻¹ se encuentran la mayoría de los elementos analizados (As, Al, Ba y Mo entre otros). En tanto que los menos concentrados, van desde concentraciones promedio de 0,46 µg.L⁻¹ (Sb) hasta tan bajas como 0,02 µg.L⁻¹ para el Th y 0,008 µg.L⁻¹ para el Cs.

Tabla 2. Concentración de elementos minoritarios y traza del agua subterránea. Las concentraciones se expresan en µg.L⁻¹; n.d.: no determinado.

Sitio de muestreo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	PROMEDIOS
Al	65	58	51	143	33	13	90	15	16	12	406	n.d.	82
As	2	18	25	23	99	24	67	86	43	270	157	205	85
Ba	40	138	27	141	27	25	35	23	6	6	17	19	42
Cd	0,03	n.d.	0,07	0,01	0,20	0,17	0,04	0,13	0,06	0,05	0,07	0,11	0,09
Co	0,171	n.d.	0,131	n.d.	0,051	0,114	0,037	0,008	n.d.	0,029	0,026	0,047	0,07
Cr	2,6	3,3	9,3	3,3	4,7	n.d.	5,3	3,9	2,4	2,0	3,4	n.d.	4,0
Cs	0,014	0,010	0,005	0,013	0,007	0,005	n.d.	0,010	0,004	0,006	0,006	0,006	0,008
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,9	1,1	30,0	n.d.	3,8	n.d.	22,2	41,5	17
Fe	304	318	177	1268	53	63	381	35	50	18	668	208	295
Mn	6,1	7,1	2,1	14,0	1,4	2,4	7,3	1,2	1,2	1,3	33,0	8,5	7,1
Mo	7	5	9	8	28	7	23	61	36	17	34	50	24
Ni	8,6	n.d.	n.d.	n.d.	9,7	0,5	14,4	6,6	11,4	n.d.	4,9	12,8	8,6
Pb	n.d.	0,3	0,3	n.d.	n.d.	1,3	n.d.	0,1	0,2	0,1	0,3	0,3	0,4
Rb	1,3	1,8	0,9	3,2	3,1	1,4	1,0	1,5	1,9	0,9	2,1	1,7	1,7
Sb	2,03	0,15	0,40	0,14	0,49	0,09	0,10	0,08	1,53	0,17	0,15	0,14	0,46
Se	2,6	3,2	6,4	3,2	3,7	1,7	3,3	6,1	2,7	2,1	6,7	6,1	4,0
Sr	360	587	508	1180	196	486	506	583	95	84	590	302	456
Th	n.d.	n.d.	0,100	n.d.	n.d.	0,002	n.d.	0,002	n.d.	0,018	0,002	0,001	0,021
Ti	3,3	4,1	12,0	4,5	17,0	4,9	8,4	4,7	0,8	9,1	6,4	7,5	6,9
U	15,2	9,0	10,7	7,1	7,0	4,5	8,8	16,9	1,7	18,2	11,8	16,4	10,6
V	13	68	110	160	410	175	294	948	44	658	1380	902	430
Zn	0,12	0,01	0,19	0,02	0,03	0,02	n.d.	0,06	n.d.	0,08	0,03	0,06	0,06
Zr	0,12	0,01	0,19	0,02	0,03	0,02	n.d.	0,06	n.d.	0,08	0,03	0,06	0,06

Las concentraciones se expresan en µg.L⁻¹; n.d.: no determinado

El bicarbonato presenta una correlación media-alta con los cationes Cs, Cu, U, Se, Zn y Mn, Pb, Ti y As respectivamente (datos no presentados), lo cual pone de manifiesto que los elementos liberados al agua subterránea estarían condicionados por la intensidad del ataque ácido de los materiales loésicos por el agua con CO₂ en disolución.

Elementos menores y traza

En la figura 2 se presenta la relación entre la concentración promedio de cada elemento en el agua subterránea (C_a) y la del loess (C_i). La correlación que se observa especialmente entre los diferentes grupos de metales deja inferir la dependencia de la composición química del agua con respecto a la composición mineral de los sedimentos lixiviados y que el comportamiento químico de dichos elementos condiciona la separación de los metales entre el mineral y la solución.

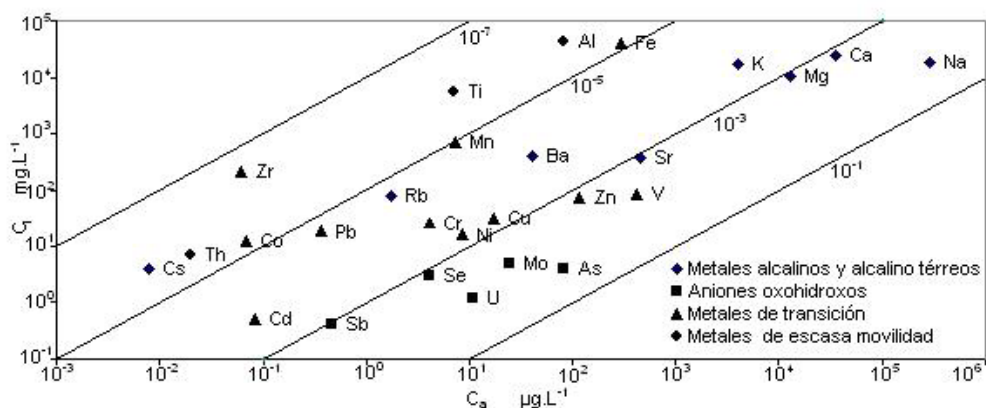


Figura 2. Concentración promedio de elementos en el agua subterránea (C_a) versus la del loess (C_i).

El Al, Th, Ti, Zr y algo menos el Fe, en general decaen en el agua subterránea en consonancia con su fuerte tendencia a concentrarse en los minerales secundarios, óxidos y arcillas producidos durante la meteorización.

En el otro extremo los metales alcalinos y alcalino térreos, a excepción del Cs, se mueven hacia los índices (C_a/C_i) más altos mostrando su preferencia a pasar a la solución durante el proceso de meteorización. Un comportamiento similar también se observa en los elementos del grupo que forman aniones oxo-hidroxo (AOH), a causa de su inclinación a formar complejos aniónicos solubles

Respecto al As, U y V, los mismos muestran una distribución espacial aleatoria que puede relacionarse con la presencia irregular de niveles de vidrio volcánico. Las determinaciones químicas realizadas en los vidrios volcánicos loésicos del acuífero y de niveles superiores (ZNS) de cenizas de la región indican que los mismos podrían ser la fuente de aporte más importante de elementos traza que se incorporan a la freática (Tabla 3). Así lo demuestran los altos índices de correlación obtenidos entre la composición química del agua y la del vidrio. La misma asociación fue encontrada por Arribére *et al.* (1997) en muestras de loess de las provincias de Santa Fe, San Luis y Córdoba. Nicolli *et al.* (1989) llegan a conclusiones similares en un estudio realizado en el centro-este de la provincia de Córdoba.

Tabla 3. Composición química del vidrio volcánico, cenizas y sedimento loésico. Las concentraciones se expresan en ppm. Muestra 1: representativa de sedimentos pampeanos (Rossi y Bonorino, 1996), Muestra 2: nivel de ceniza en la Formación Chasicó (Fidalgo *et al.*, 1979), Muestra 3: sedimento loésico del acuífero freático del área de estudio. Las concentraciones se expresan en ppm

Muestra	Si	Al	Fe	Mn	Ca	Na	K	Ti	Ba	Sr	Cu	Pb
1	302660	36460	21730	690	18800	24560	31620	2330	624	196	20	24
2	271600	41380	42910	770	35820	29530	22990	5990	4709	506	19	9
3	268800	44240	40190	770	23950	18690	16840	5450	405	376	33	19
Muestra	Zn	Ni	Zr	U	As	Co	Cr	Cs	V	Rb	Th	U
1	56	15	140	3,4	6	7	15	5,7	33	142	12	3,4
2	43	12	149	< 0,5	6	12	44	3	104	68	4,8	< 0,5
3	76	16	216	1,2	4	12	26	3,8	33	83	6,9	1,2

Los índices de saturación y especiación calculados con los programas WATEQ4F y MINTEQ respectivamente se muestran en las Tablas 4 y 5.

Tabla 4. Índices de saturación mineral en el agua subterránea.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ferrihidrita	3,6	3,8	3,4	4,4	2,7	3,1	3,8	2,8	2,5	2,6	3,4	3,6
Gibbsita (C)	1,6	1,1	1,5	1,6	1,5	0,6	1,5	0,6	0,7	0,4	2,4	
Goethita	6,3	6,5	6,1	7,1	5,4	5,8	6,5	5,5	5,2	5,3	6,1	6,3
Halloysita	2,4	2,7	2,9	3,8	3,1	1,7	3,2	1,9	-0,6	0,8	5,4	
Hematita	15,0	15,5	14,5	16,6	13,2	14,0	15,4	13,5	12,8	13,0	14,7	15,0
Kaolinita	4,5	4,0	5,0	5,8	5,2	3,8	5,3	4,0	1,5	2,8	7,0	
Montmorillonita	3,8	6,0	4,3	6,9	2,7	4,4	4,9	4,4	-1,0	1,8	8,0	
Illita	3,2	5,0	3,8	6,5	2,9	3,9	4,5	4,0	-1,2	1,4	7,6	
Rutilo	0,4	0,5	1,0	0,6	1,2	0,6	0,9	0,6	-0,2	0,9	0,7	0,8
Thorianita						5,4		4,9			3,8	4,4

Tabla 5. Especiación según MINTEQ.

Componente	Especies (% del total)
Al	Al(OH) ₄ ⁻ (98.4-99.4%)
As	HAsO ₄ ²⁻ (82-95%) ; H ₂ AsO ₄ ⁻ (5-17%)
Ba	Ba ²⁺ (88-97%) ; BaSO ₄ (ac) (2-9%)
Ca	Ca ²⁺ (80-94%) ; CaSO ₄ (ac) (2-13.5%)
Cd	Cd ²⁺ (50-82%) ; CdCO ₃ (ac) (5-23%) ; CdCl ⁺ (8-28%)
Co	CoOH ²⁺ (100%)
Cs	Cs ⁺ (98-99.8%)
Cr	Cr(OH) ₃ (ac) (92-98%) ; Cr(OH) ₂ ⁺ (2-7%)
Cu	CuCO ₃ (ac) (86-88%) ; Cu(CO ₃) ₂ ²⁻ (5-7.5%) ; Cu(OH) ⁺ (3-4%)
Fe	Fe ²⁺ (80-94%) ; FeSO ₄ (ac) (2-15%)
Mg	Mg ²⁺ (82-95%) ; MgSO ₄ (1.7-11%)
Mn	Mn ²⁺ (52-81%) ; MnCO ₃ (ac) (11-42%) ; MnSO ₄ (ac) (1-8%)
Mo	MoO ₄ ²⁻ (62-95%) ; (Ca,Mg)MoO ₄ (ac) (5-39%)
Ni	Ni ²⁺ (56-70%) ; NiCO ₃ (ac) (7-20%) ; NiHCO ₃ ⁺ (15-18%)
Pb	PbCO ₃ (ac) (77-82%) ; Pb(CO ₃) ₂ ²⁻ (5-7.5%) ; PbOH ⁺ (6%)
Sb	Sb(OH) ₃ (51%) ; HsbO ₂ (49%)
Se	SeO ₄ ²⁻ (99.9%)
Si	H ₄ SiO ₄ (98-99.5%)
Sr	Sr ²⁺ (83-95%) ; SrSO ₄ (ac) (2-12%)
Th	Th(OH) ₂ ²⁺ (30-40.2%) ; ThF ₃ ⁺ (29-32%) ; ThF ₄ (ac) (28-35%)
Ti	Ti(OH) ₄ (99.9%)
U	UO ₂ (CO ₃) ₃ ⁴⁻ (42-85%) ; UO ₂ (CO ₃) ₂ ²⁻ (15-57%)
V	V(OH) ₃ ⁺ (46-96%) ; H ₂ V ₂ O ₄ ²⁺ (3-53%)
Zn	Zn ²⁺ (45-76%) ; ZnCO ₃ (ac) (12-42%)
Zr	ZrF ₅ ⁻ (100%)

DISCUSIÓN

Interacción agua-loess

El flujo de elementos químicos durante los procesos de meteorización depende estrechamente de la inestabilidad de los minerales primarios con respecto a la solución y a la formación de minerales secundarios. En sentido termodinámico, los sistemas de meteorización son abiertos y el agente de movilización es el agua que reacciona con los minerales. En general se considera que las condiciones necesarias para lograr el equilibrio en algunos sistemas químicos naturales es difícil de alcanzar. Sin embargo en el agua subterránea pueden establecerse condiciones más cercanas al equilibrio que en aguas superficiales debido a su lenta circulación, a su mayor área de contacto con el sedimento y a la escasez de procesos biológicos (Stumm y Morgan, 1970).

La secuencia de movilidad de los elementos durante la meteorización es controlada por los siguientes factores: a) naturaleza de los materiales parentales, b) naturaleza de las fases formadas recientemente, c) la solubilidad inherente a los elementos y d) la cinética de las reacciones. Igualmente son también importantes el tamaño del sistema, el estado de la meteorización y las condiciones ambientales del sistema.

El loess pampeano tiene una filiación piroclástica-volcánica intermedia a básica (Teruggi e Imbelloni, 1984). De acuerdo con las descripciones mineralógicas del loess de la región (Rossi, 1996; Lexow, 2002), los constituyentes más importantes son: la plagioclasa (andesina-oligoclasa), cuarzo, hornblenda y calcita (autígena) en la fracción arenosa. Estos minerales liberarán sílice, sodio, calcio y magnesio, según una secuencia que dependerá del grado de vulnerabilidad a la meteorización de cada mineral y de su estado de equilibrio con la fase acuosa (índice de saturación).

La mayor proporción de vidrio volcánico se encuentra en la fracción limo y, de acuerdo a su composición química puede asociarse al vulcanismo andesítico-dacítico. El vidrio es una sustancia amorfa y más inestable que el resto de los minerales presentes en el loess y puede ser afectado por los fenómenos de disolución, hidratación e hidrólisis. Estudios experimentales de disolución de basaltos entre 25-60°C (Gislason y Eugster, 1987) demostraron que el vidrio basáltico disuelve 1,5 a 2,5 veces más rápido que la plagioclasa y el olivino. Por lo tanto el vidrio aporta, por disolución, Na, Si y K, mientras que los cationes bivalentes son retenidos más fuertemente en su estructura (Mizutani y Mizutani, 1978). Distintos elementos que enriquecen comúnmente el vidrio, como los mencionados anteriormente As, V y otros también importantes como el Al, Fe, Ba, Sr, etc. son también liberados a la solución.

El análisis de los índices de saturación (Tabla 4) indican, para la mayoría de las muestras de agua, un estado de sobresaturación para el equilibrio con plagioclasas, albita, anortita, el cuarzo y la calcedonia, los cuales quedan fuera del proceso de disolución.

La disolución de vidrio volcánico y minerales primarios libera metales que pueden ser capturados por la formación de minerales secundarios tales como montmorillonita, illita y caolinita y óxidos de hierro, como la hematita y magnetita. Los índices de saturación para todas las muestras presentan valores positivos para montmorillonita e illita.

Se asume que el Al, Fe y Ti son casi inmóviles, aunque la presencia de aniones orgánicos incrementa la disolución de Al y Fe y pueden ser transportados, proceso que ocurre solo en los niveles superiores de la ZNS. También a pH muy alcalino hay suficiente OH⁻ que se combina con el Al y Si formando hidróxidos muy solubles como la gibbsita y la halloysita (Appelo y Postma, 1999), que están en equilibrio y sobresaturados respectivamente. Los óxidos e hidróxidos de Fe, Ti y Th se encuentran muy sobresaturados.

Movilidad de los metales en el agua subterránea

La movilidad geoquímica relativa (MR) de un elemento (Aiuppa *et al.*, 2000) se puede calcular a partir de la relación de su concentración (X) agua (a)/roca (l) normalizada al sodio, en razón de la alta movilidad química que presenta este metal durante la meteorización:

$$MR = (X/Na)_a / (X/Na)_l$$

en la que a y l representan el agua y la roca respectivamente. La concentración de los elementos en el loess (Tabla 3) fue extraída del análisis químico realizado sobre una muestra de material acuífero (Rossi y Bonorino, 1996). En la Figura 3 se muestran las secuencias de movilidad relativa de tres muestras representativas de aguas subterráneas de baja (Punto 7), media (Punto 3) y alta salinidad. El gráfico se halla dividido en cuatro áreas correspondientes a: (1) elementos de escasa movilidad, (2) metales de transición, (3) metales alcalinos y alcalinos térreos, y (4) elementos que forman AOH.

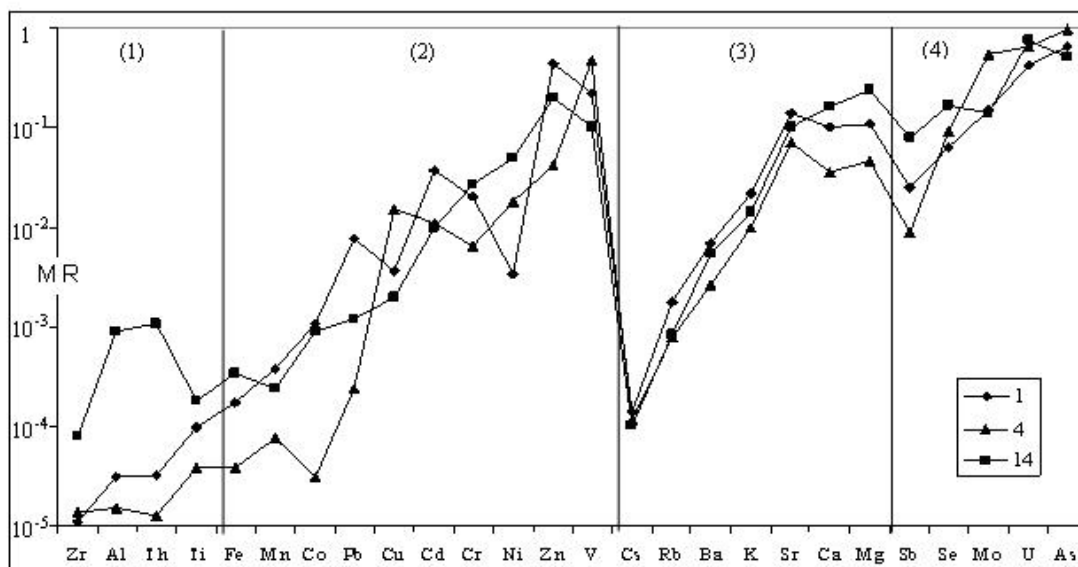


Figura 3. Movilidad relativa (MR) de los metales en el agua subterránea.

Todos los elementos analizados, a excepción del U y el As, tienen un $MR < 1$, lo cual indica que son fijados más eficazmente que el Na por los productos sólidos de la meteorización o retenidos en la estructura de los minerales primarios. El comportamiento geoquímico de los elementos analizados y su dependencia de las condiciones redox se discuten a continuación para cada grupo.

Elementos de escasa movilidad

Se trata del Zr, Th, Ti, Al y Fe, elementos casi inmóviles por ser preferentemente retenidos en el residuo sólido de la meteorización. El Zr puede mostrar una íntima asociación con la fase ferruginosa, adsorbido, formando parte de algún mineral como la goethita o incorporado a geles de Al y Ti. Los valores más bajos encontrados son de Th y Zr en la muestra de agua de mayor salinidad.

Elementos que forman aniones oxihidroxo (AOH)

Este grupo incluye al U, Sb, As, Mo y Se. Sus elevados valores de MR, especialmente en el U y el As, hasta por encima de 4 señalan su considerable aptitud para movilizarse en el sistema acuoso. Esta propiedad va asociada, al menos en los de mayor estado de oxidación (V y VI), a la de formar complejos aniónicos solubles.

De acuerdo a lo calculado por el programa MINTEQ (Tabla 5) la especie acuosa soluble de Se dominante en un ambiente oxidante es SeO_4^{2-} . El Mo se encuentra presente en minerales ricos en hierro (óxidos y piroxenos) en estados de valencia reducidos (III o IV), pero durante la meteorización es lixiviado como molibdato (MoO_4^{2-}), especie más abundante.

El Sb puede presentarse en aguas naturales coordinado por iones O^{2-} o bien OH^- (Pittwell, 1974). El estado de oxidación (III) es más estable que el (V) y puede presentarse en medios oxidantes como SbO_2^- y como $Sb(OH)_3$. El programa MINTEQ presenta para todas las muestras similares proporciones de ambas especies.

El As forma compuestos solubles tanto en soluciones oxidadas (V, arsenatos) como en reducidas (III, arsenitos). En ambientes oxidados como el del área de estudio la especie más importante es $HAsO_4^{2-}$, fase de estado soluble (Garrels y Christ, 1965; Brookins, 1986).

El U(VI) es la forma termodinámicamente estable e interactúa fuertemente con fases sólidas. Barnett *et al.* (2000) han demostrado que el pH de la fase acuosa controla su adsorción. En el rango de pH 7,5 a 8,5 la misma decrece acentuadamente debido al incremento en la concentración de carbonato disuelto y el subsecuente aumento de la formación de complejos U(VI)-carbonato, especies neutras o aniónicas con interacciones despreciables con la fase sólida. Cálculos obtenidos con MINTEQ arrojan proporciones variables de las especies $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ (40 - 85%) y $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ (15 - 57%). Estos resultados se ajustan al diagrama de estabilidad para U presentado por Langmuir (1998).

Metales alcalinos y alcalino térreos

Dada su baja polaridad estos iones tienden a permanecer en solución como iones libres, ya que son más fuertemente atraídos por el agua que por otros ligandos inorgánicos. En la Figura 3 la secuencia de movilidad de los elementos alcalinos y alcalino térreos en las aguas subterráneas de baja a mediana salinidad es: $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} \geq \text{Sr} > \text{K} > \text{Ba} > \text{Rb} \gg \text{Cs}$. En las de mayor salinidad el orden es: $\text{Na} > \text{Sr} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K} > \text{Ba} > \text{Rb} \gg \text{Cs}$ y sus valores de MR son notoriamente más bajos que en las otras.

La secuencia guarda un patrón similar al orden de afinidad de adsorción en los procesos de intercambio catiónico con arcillas según Freeze y Cherry (1979) y Stumm (1992): $\text{Cs} > \text{Rb} > \text{K} > \text{Na} > \text{Li}$, para los cationes monovalentes, y $\text{Ba} > \text{Sr} > \text{Ca} > \text{Mg}$, para los bivalentes. Dicha afinidad se incrementa con el radio iónico del elemento. En otras palabras, el ión con el mayor radio hidratado tiende a ser desplazado por el ión de menor radio hidratado. En este proceso, interviene además la naturaleza del intercambiador y la concentración de la solución. Por otra parte, el Ba puede ser adsorbido por óxidos e hidróxidos de metales.

Metales de transición

Los metales de transición, Fe, Zn, Mn, V, Ni, Cr, Co, Cu, Cd y Pb poseen una movilidad intermedia entre los metales alcalino-alcalino térreos y los considerados de escasa movilidad.

La presencia de metales pesados en agua implica un riesgo para la salud y el ambiente. Su toxicidad depende de las asociaciones químicas que presentan en suelos, así pueden encontrarse como metales adsorbibles e intercambiables, enlazados a fases carbonato, a fases reducibles (óxidos de Fe y Mn), a materia orgánica o como metales estructurales (Ma y Rao, 1997). En el área de estudio la movilidad y potencial biodisponibilidad en los suelos es $\text{Zn} > \text{Ni} > \text{Cd} \geq \text{Cu}$. Los tres primeros se encuentran como iones bivalentes, en su mayor proporción (50 - 70%), o como carbonatos.

El Mn y Fe son movilizados en condiciones reductoras (Walton-Day *et al.*, 2001). Puesto que el ambiente de estudio es oxidante los índices de movilidad de estos elementos, junto con el de Co, son los más bajos de este grupo. El Mn ocurre en suelos como Mn intercambiable, orgánico, formando óxidos o parte de minerales silicatados ferromagnesianos. Por tener radio iónico similar al Mg y al Fe, puede sustituirlos en sus óxidos y minerales. En suelos con materia orgánica y $\text{pH} > 6,5$ la disponibilidad puede disminuir por formación de complejos (Schulte y Kelling, 1999). MINTEQ señala una alta proporción de ión Mn^{2+} (50 - 80%), comportamiento coincidente con lo esperado a partir de los diagramas de estabilidad de los metales en estudio (Krauskopf, 1967). Con respecto al Fe, el mineral más estable en las condiciones de estudio es la hematita y la especie predominante es Fe^{2+} (80 - 95%), seguida por $\text{FeSO}_4(\text{ac})$ (2 - 15%), con concentraciones de Fe del orden de aquellas que pueden deducirse de los diagramas de estabilidad (aproximadamente 10^{-6} M) (Krauskopf, 1967).

En los suelos, el Cr existe principalmente en dos estados de oxidación estables: trivalente y hexavalente. Exhibe un típico comportamiento de adsorción aniónico, esto es, su adsorción disminuye a medida que aumenta el pH y cuando existen en solución aniones que compiten por los sitios de adsorción (Stumm, 1992). En suelos con moderada o alta proporción de materia orgánica se presenta en formas poco móviles, mientras que en suelos minerales la fracción lábil es mayor. En solución MINTEQ indica una elevada proporción de la especie $\text{Cr}(\text{OH})_3(\text{ac})$. Respecto al Cu, su movilidad y retención en suelos está relacionada con la presencia de materia orgánica, óxidos de Fe y Mn y minerales de arcilla. Es principalmente retenido a través de mecanismos específicos de adsorción e intercambio (Balasoiu *et al.*, 2001). Los tenores de Cu en solución han sido no detectables en muchas muestras y, si bien los diagramas de estabilidad muestran que se encontraría en solución como Cu^{2+} en ambientes oxidantes, los resultados reportados por MINTEQ indican que se halla en su mayor proporción en forma de carbonatos acuosos (85 - 90 %). Los niveles de Co en solución son afectados por el coprecipitado con óxidos de Fe y Mn (Sileo *et al.*, 2001) y por fenómenos de adsorción en

suelos. La única especie presente en solución, de acuerdo a MINTEQ, es CoOH^{2+} . El Ni coprecipita, al igual que el Co con el Fe y el Mn, pero sus compuestos son más solubles.

En las disoluciones acuosas existen $\text{V}^{2+}(\text{ac})$, $\text{V}^{3+}(\text{ac})$, VO^{2+} y VO_3^- pero también el vanadio forma numerosos complejos e iones que son complejos polinucleares. Los óxidos nativos son poco solubles en agua pero por hidrólisis generan diversas especies en solución denominadas genéricamente vanadatos. La especiación es compleja y altamente dependiente de la concentración de vanadio. Bajo las condiciones ambientales más comunes de Eh y pH, y a bajas concentraciones, el vanadato es monomérico (H_2VO_4^-). A mayores concentraciones pueden predominar formas diméricas y triméricas. Por medio de MINTEQ se reporta la presencia de dos especies mayoritarias, esto es, $\text{V}(\text{OH})_3$, con porcentajes variables entre 46 y 96%, y $\text{H}_2\text{V}_2\text{O}_4^{2+}$ cuyos porcentajes son inferiores, entre 3 y 53%, coincidiendo los mayores tenores de la última especie con los valores más elevados de pH. Dada la falta de minerales concentradores de V y la resistencia a la meteorización de los minerales opacos que lo contienen (como por ejemplo magnetita) debería esperarse una escasa presencia de este ión en el agua subterránea. Sin embargo, su concentración es elevada por lo que puede inferirse que el vidrio volcánico podría ser la fuente principal de este elemento.

Consideraciones ambientales

Según los límites permisibles que fija la Organización Mundial de la Salud para el agua de consumo humano, algunas muestras de agua subterránea generarían un riesgo para la salud por su contenido en arsénico, hierro y aluminio (Tabla 6).

Tabla 6. Muestras y concentraciones de elementos nocivos para la salud que superan los límites establecidos por la Organización Mundial de la Salud (O.M.S.)

	As	Fe	U	Al
O.M.S. Valor límite ($\mu\text{g.L}^{-1}$)	50	300	20	200
Muestras sobre límite	5-7-8-10-11-12	1-2-4-7-11	10	11

Los niveles de toxicidad se hallan no sólo en las muestras con mayor salinización, ubicadas en la zona de descarga, sino también en las de mediana y baja salinidad, en las zonas de circulación y recarga respectivamente. Se infiere entonces que el consumo de agua subterránea que conlleva riesgo para la salud puede ocurrir en toda la extensión de la cuenca.

Con respecto a la concentración de uranio en la muestra 10 cabe mencionar que si bien no supera el límite máximo admitido para el consumo humano de $0,02 \text{ mg.Kg}^{-1}$ prácticamente lo alcanza. Además, algunas muestras superan las concentraciones máximas de As, Mo y V recomendadas por la Food and Agriculture Organization (FAO) para agua de irrigación, mientras que para la bebida del ganado el As y V sobrepasa también los límites máximos admisibles de toxicidad (Pais y Jones, 1997).

CONCLUSIONES

Las concentraciones de los diferentes metales disueltos en el agua subterránea guardan una alta dependencia con la composición química del loess que constituye las zonas no saturada y saturada de la región, con lo cual se descartan otras componentes superficiales (agua de lluvia, antropismo) o de flujo subterráneo (transmisión desde otro acuífero más profundo), que aporten metales.

La fuente principal de metales serían los vidrios volcánicos loésicos, en donde la capacidad de meteorización es favorecida a causa de su entropía y la cinética de los procesos de liberación, en comparación con el resto de los minerales que componen el loess.

El amplio espectro de movilidad ($10^{-5} < \text{MR} < 2$) que presentan los diferentes elementos estudiados reafirma que la meteorización del loess no es un proceso congruente. Las condiciones oxidantes del sistema favorecen, principalmente, la movilidad del As, U, V y Zn y reducen la de otros elementos como el Co y el Mn.

La alta movilidad de algunos metales, como también del As, U, y Se, tiene una implicancia ambiental importante por la toxicidad y los niveles de riesgo para la salud que los mismos representan en el agua para la bebida. Otros como Fe y Al, a pesar de su escasa movilidad, con frecuencia superan las concentraciones máximas admisibles. Todos estos elementos son referentes de degradación natural y

deben ser considerados en evaluaciones de la calidad del agua alojada en los acuíferos loésicos de la llanura pampeana.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica a través del PICT 07-12501/2002. Los autores agradecen las valiosas sugerencias realizadas por los evaluadores durante la revisión editorial.

REFERENCIAS

- Aiuppa, A., Allard, P., D'Alessandro, W., Michel, A., Parello, F., Treuil, M. and Valenza, M., 2000. "Mobility and fluxes of major, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Etna volcano (Sicily)" *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(11), 1827-1841.
- Appelo, C.A. and Postma, D., 1999. *Geochemistry, groundwater and pollution*. A. A. Balkema Pub., Rotterdam.
- Arriberé, M., Cohen, M., Ferpozzi, A., Kestelman, V., Casa, A. y Riveiro Guevara, S., 1997. "Neutron Activation Analysis of Soils and Loess Deposits for the Investigation of the Origin of the Natural Arsenic Contamination in the Argentine Pampa" *Radiochimica Acta*, 78, 187-191.
- Balasoiu, C.F., Zagury, F.J. and Deschenes, L., 2001. "Partitioning and speciation of chromium, copper, and arsenic in CCA-contaminated soils: influence of soil composition". *The Science of the Total Environment*, 280: 239-255.
- Barica, J., 1972. Salinization of groundwater in arid zones. *Water Research* 6 (8), 925-933.
- Barnett, M.O., Jardine, P.M, Brooks, S.C. and Selim, H.M., 2000. "Adsorption and transport of uranium (VI) in subsurface media". *Soil Science Society American Journal*, 64, 908-917.
- Bonorino, A.G., 1994. "Geohidroquímica de la lluvia en la región suroeste bonaerense". *RAGA* 49(1-2), 93-98.
- Bonorino, A.G. y Albouy, E.R., 2001. "La influencia del sistema carbonatado sobre el quimismo del agua subterránea (cuenca superior del arroyo Chasicó)". *Geoacta*, 26, 1-11.
- Bonorino, A.G., Albouy, R. y Carrica, J., 2001. "Hidroquímica de un acuífero loésico". *Geoacta*, 26, 33-45.
- Bonorino, A.G., Panarello, H., Carrica, J.C. y Albouy, R., 1996. "Isótopos estables y dinámica del acuífero freático de la vertiente occidental de las Sierras Australes". XIII Congreso Geológico Argentino, Vol. IV, pp. 406-416.
- Brookins, D.G., 1986. "Geochemical behavior of antimony, arsenic, cadmium and thallium: Eh-pH diagrams for 25 °C, 1 bar pressure". *Chemical Geology*, 54, 271-278.
- Carrica, J.C., 1998. *Hidrogeología de la cuenca del arroyo Napostá Grande provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral. Biblioteca Central, U.N.S., Bahía Blanca. 215 pp.
- De Francesco, F.O., 1992. "Estratigrafía del cenozoico en el flanco occidental de la Sierra de Curamalal, Sierras Australes bonaerenses". *Actas III Jornadas Geológicas Bonaerenses*, pp. 3-12.
- Fidalgo, F., Loza, J., Porro, N. y Tonni, E., 1979. Algunas características de la Formación Arroyo Chasicó y sus relaciones geológicas. VII Congreso Geológico Argentino. I, 213,225. Neuquén.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc.
- DYMAS, 1974. "Contribución al mapa hidrogeológico de la provincia de Buenos Aires. Zonas de Bahía Blanca y Norpatagónica". CFI (inédito).
- Garrels, R. and Christ, C., 1965. *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper & Row and J. Weatherhill, Inc.
- Gislason, S.R. and Eugster, H.P., 1987. "Meteoric water-basalt interactions. II: Afield study in NE Iceland". *Geochim. Cosmochim Acta*, 51, 2841-2855.
- Gustafsson, J.P, 2003. *Visual MINTEQ, version 2.14*, Department of Land and Water Resources Engineering, KTH (2003) Stockholm, Sweden.
- Krauskopf, K., 1967. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill Book, Inc., New York, 721 pp.
- Langmuir, D., 1998. *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice Hall, N.J.
- Lexow, C., 2002. *Hidrodinámica de la zona no saturada aplicada al estudio del balance hidrológico y de contaminantes de los recursos hídricos subterráneos (Cuenca del arroyo Del Aguila)*. U.N.S. Tesis Doctoral, 174 pp.
- Ma, L.Q. and Rao, G.N., 1997. "Chemical fractionation of Cadmium, Copper, Nickel and Zinc in contaminated soil". *Journal of Environmental Quality*, 26, 259-264.
- Mizutani, T., Mizutani, A., 1978. "Determination for some inorganic cations adsorbed on porous silica glass in a distilled water medium". *Journal of Non-Crystalline Solids* 30 (1), 23-27.
- Nicolli, H., Suriano, J., Gómez Peral, M., Ferpozzi, L. y Baleani, O., 1989. "Groundwater contamination with arsenic and other elements in an area of the Pampa, province of Córdoba, Argentina". *Environmental Geological Water Science*, 14(1), 3-16.
- Pais, I. and Jones, B.J., 1997. *The Handbook of trace elements*. St. Louis Press. Boca Raton, Florida. 219 pp.

- Pittwell, L.R., 1974. *"Metals coordinated by ligands normally found in natural waters"*. Journal of Hydrology, 21, 301-304.
- Plumer, L.N., Jones, B.F. and Truesdale, A., 1976. *WATEQ4F - A Fortran IV version of WATEQ, a Computer Program for Calculating Chemical Equilibrium of Natural Waters*. U.S.G.S. Techniques of Water-Res. Invest., 76, 70 pp.
- Rossi, S.P., 1996. *Evolución hidrogeoquímica del agua subterránea en la cuenca superior del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.
- Rossi, S.P. y Bonorino, A.G. 1996. *"Hidroquímica del agua subterránea (sistema silicatado) de un acuífero loésico. Cuenca del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires"*. Actas XIII Cong. Geológico Argentino, Vol. IV, pp. 365-380.
- Schulte, E.E. and Kelling, K.A., 1999. *Soil and Applied Manganese (A2526)*. Publications in Understanding Plant Nutrients, University of Wisconsin-Extension, Madison, Wisconsin.
- Sileo, E.E., Alvarez, M. and Rueda, E.H., 2001. *"Structural studies on the manganese for iron substitution in the synthetic goethite-jacobsite system"*. International Journal of Inorganic Materials, 3, 271-279
- Stober, I., Bucher, K., 1999. Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. Applied Geochemistry 14, 237-254.
- Stumm, W., 1992. *Chemistry of the solid-water interface. Processes at the mineral-water and particle-water interface in natural systems*. J. Wiley & Sons, Inc.
- Stumm, W. and Morgan, J. J., 1970. *Aquatic Chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters*. WILEY- INTERSCIENCE, J. Wiley & Sons, Inc.
- Teruggi, O., Imbelloni, P., 1984. *"Respuesta a: En relación con perfiles de estabilidad mineral en suelos desarrollados sobre loess de la región pampeana septentrional, Argentina"*. Revista Ciencia del Suelo, 2(2), 218-222.
- Walton-Day, K., Smith, K.S. and Rainville, J.F., 2001. *Control of iron and trace-metal mobility in an alluvial aquifer affected by acidic rock drainage*. Geological Society of America Annual Meeting. Paper No. 118-0.

MAPEO DE LINEAMIENTOS A PARTIR DE UN DEM (SRTM3): DESARROLLO Y APLICACIONES PARA EL ESTUDIO DE UN ÁREA DE LOS ANDES PATAGÓNICOS SEPTENTRIONALES

Ernesto Gallegos¹, Carmen I. Martínez Dopico¹ y Yanina Berbeglia¹

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina. E-mail: ernestog@gl.fcen.uba.ar, carmen@gl.fcen.uba.ar, yanina@berbeglia.com.ar

RESUMEN: Este trabajo explora la utilidad del mapeo de lineamientos sobre mapas de relieve sombreado producidos con software para análisis de imágenes satelitales a partir de modelos de elevación digital (DEM) de 3 segundos de resolución espacial. La zona de estudio se ubica entre 39°S y 39°30'S y entre 71°W y 71°30'W y se utilizaron tres mapas de relieve sombreado con luz incidente a 45° de la horizontal y azimuts de 120°, 240° y 360°. Tres operadores mapearon lineamientos de manera independiente en las diferentes imágenes con el resultado de nueve mapas independientes. Sólo los lineamientos mapeados en al menos 2 mapas de relieve sombreado por al menos dos operadores o por los tres operadores en al menos una de las imágenes fue considerado un lineamiento reproducible, de esta manera se obtuvieron 23 lineamientos. Las tendencias obtenidas son 55°, 106°, 140°, y 153°. Estos lineamientos fueron contrastados con lineamientos mapeados en una imagen GeoCover™ (Mosaico Ortorectificado Comprimido de imágenes *Landsat Enhanced Thematic Mapper*), en la hoja geológica 1:200.000 (SEGEMAR) y en mapas topográficos 1:50.000 (IGM). Algunos lineamientos claramente identificables a partir del DEM no se distinguieron en los mapas geológicos o topográficos ni en la imagen Landsat. Los autores consideran que existen ciertas ventajas del uso de modelos de elevación digital para el mapeo de lineamientos regionales: 1) Los usuarios pueden controlar el ángulo de incidencia de la luz y su azimut; 2) La escala de trabajo puede ser cambiada todas las veces que sea necesario; 3) A diferencia de las fotografías aéreas, los datos satelitales no tiene ningún tipo de deformación y no muestra influencia de rasgos antropogénicos o interferencia de la vegetación en la interpretación. Otra importante ventaja del DEM SRTM3 V2 y la imagen GeoCover™ usada en este caso es que se trata de datos de acceso gratuito y que cubren casi la totalidad de la Tierra. La correlación entre lineamientos obtenidos con la técnica presentada y geología, fallas y fracturas sugiere que los DEM pueden ser un componente importante en el mapeo geológico. Sin embargo, los lineamientos regionales obtenidos deben ser contrastados con la información estructural obtenida en el campo.

Palabras Clave: Mapeo, DEM, SRTM, Lineamientos, Andes Patagónicos

ABSTRACT: This paper explores the usefulness of mapping lineaments with shaded relief maps produced by satellite image analysis software from Digital Elevation Models (DEM) of three seconds spatial resolution. The area of study is located between 39°S and 39°30'S and between 71°W and 71°30'W and three shaded relief maps were use with incident light at 45° from the horizontal and azimuths of 120°, 240° and 360°. Three operators mapped lineaments separately in the different images obtaining a result of nine independent maps. Reproducible lineaments were considered only those mapped in at least two shaded relief maps by at least two operators or by three operators in at least one image, in the end 23 lineaments were obtained. The tendencies observed were 55°, 106°, 140° and 153°. These lineaments were compared with lineaments mapped in a GeoCover™ *Landsat Enhanced Thematic Mapper Imagery* ortorectified compressed mosaic, in the geologic map 1:200.000 (SEGEMAR) and in topographic maps 1: 50.000 (IGM). Some lineaments that were clearly identified with the DEM were not observed in the geological and topographic maps or in the Landsat imagery. The authors consider there are certain advantages in applying digital elevation models in the mapping of regional lineaments: 1) the users can control the incident angle and its azimuth; 2) The working scale can be change as needed; 3) in contrast to aerial photography, the satellite data have no deformation and it doesn't show any kind influences with anthropologic features or interference in the interpretation due to vegetation. Another advantage of the DEM (SRTM3 V2) and the GeoCover™ image used in this procedure is that the data is for free access and almost cover all the Earth. The correlation between the presented technique and geology, faults and fractures

suggest that DEM can be a very important component in the geological mapping. The obtained lineaments must be checked with the structural information obtained in the field to be validated.

Key-Words: Mapping, DEM, SRTM, Lineaments, Patagonian Andes

INTRODUCCIÓN

El área estudiada ubicada en los Andes Patagónicos Septentrionales de Neuquén, entre los 39°S a 39°30'S y 71°W a 71°30'W cuya superficie aproximada es de 2.500 Km². El objetivo de esta contribución es obtener un mapa de lineamientos regionales a partir de un Modelo de Elevación Digital (DEM, por su sigla en inglés) y su comparación con imágenes satelitales, mapas topográficos y mapas geológicos.

La Cordillera Patagónica Septentrional está caracterizada por el desarrollo de una faja plegada y corrida de vergencia este con algunas estructuras retroconvergentes asociadas (Ramos y Cortes 1984). En la zona se observan lineamientos de direcciones NO-SE y NE-SO donde se emplazan importantes lagos y los valles fluviales de los ríos Pulmarí y Rucachoroi. Todo este conjunto de estructuración lineal se considera relacionado con el gran sistema de fallas transcurrentes denominado Bio-Bio Aluminé. Con posterioridad a la deformación orogénica miocena superior se desarrolló entre los 37°S y 40°S un ambiente extensional transtensivo durante los últimos 5 Ma. Este proceso se encuentra asociado al aumento del ángulo de subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa de Sudamérica. Esta mecánica genera como estructura principal al sistema de fallas Liquiñe – Ofqui para el cuaternario entre los 38°S y 45°S. En Argentina este sistema de fallas ingresa con rumbo NE y desarrolla cuencas, inmediatamente al norte de la zona de estudio, entre los 37°30'S y 38°37'S (Jordan *et al.* 2001; Folguera *et al.* 2002; Folguera *et al.* 2003).

La **SRTM** consistió de un sistema radar especialmente modificado que voló sobre el Trasbordador Espacial Endeavour (Misión STS-99) durante once días en febrero de 2000. SRTM es un proyecto internacional dentro de la esfera de la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA) de los Estados Unidos y la Administración Nacional de Aeronáutica y Espacio (NASA) del mismo país. Los derechos de propiedad intelectual de los datos pertenecen al Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y este permite el libre uso del mismo mientras se cumpla la condición de citado de la fuente. La misión obtuvo tres tipos de imágenes que consisten en datos topográficos SRTM de distinta resolución. NASA ha lanzado gratuitamente el 10 de octubre de 2005 la versión 2 del dato SRTM. La misma es el resultado de un largo trabajo de edición realizado por la NGA y resuelve en gran medida el gran problema que presentaba SRTM V1, ya que la cantidad de píxeles con valores espurios se redujo al mínimo. Esta última versión del dato es la que se utilizó para el desarrollo del presente trabajo. Un acercamiento a las técnicas utilizadas para la reducción del error de los datos en el producto SRTM V2 es presentado en Rodríguez *et al.* (2005).

Las imágenes satelitales **GEOCOVERTM** están compuestas por mosaicos de tres bandas Landsat ETM+, todas ellas normalizadas con la banda pancromática,: Banda 1 (se visualiza como rojo: infrarrojo medio), Banda 2 (se visualiza como verde: infrarrojo cercano) y Banda 3 (se visualiza como azul: luz visible verde). Cada uno de estos mosaicos cubre 5° de latitud y el espacio este-oeste que cubre una zona UTM (6°). La resolución espacial (tamaño del píxel) es de 14,25 metros. La fecha de obtención de las escenas varía pero se encuentra entre 1997 y 2003. El dato está proyectado en coordenadas planas UTM y se refiere a WGS84.

METODOLOGÍA

La Misión Trasbordador de Topografía Radar (SRTM por sus siglas en inglés) obtuvo un dato de elevación de escala global y generó la base de datos de topografía digital de alta resolución más completa de la Tierra (Rabus *et al.* 2003). El dato de mayor distribución y uso es el SRTM3 (píxel de tres segundos) cuya definición equivale a un píxel de 90 m de lado sobre el Ecuador. Las imágenes SRTM3 se pueden descargar de Internet en forma de “celdas” cuadradas de un grado de lado, cada grado dividido en 1201 píxeles. Se utilizaron modelos de elevación digital SRTM3 V2 para crear mapas de relieve sombreado (shaded relief maps) con un ángulo de iluminación de 45° de la horizontal y tres diferentes azimut de incidencia luminosa: 120°, 240° y 360° (Figura 1).

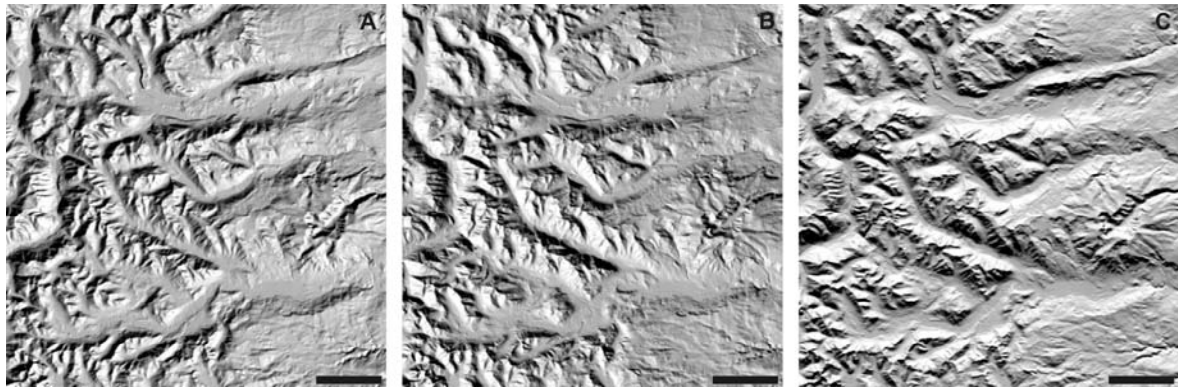


Figura 1. Mapas de relieve sombreado utilizados para el mapeo de lineamientos, con luz incidente en las direcciones A: 120°, B: 240° y C: 360° de azimut. La altitud de la luz incidente está dada en todos los casos por un ángulo de 45° respecto del plano horizontal. La barra representa 10 Km en todos los casos.

Esta tarea se realizó con el software libre GRASS 6 (Netler y Mitsova 2002). Dichos mapas de relieve sombreado se utilizaron para la interpretación visual de lineamientos regionales. Los lineamientos pueden reconocerse a partir de los mapas de relieve sombreado obtenidos. Tres operadores mapearon de modo independiente lineamientos sobre los juegos de tres mapas de relieve sombreado y la imagen GeoCover™ del área estudiada. Fueron obtenidos un total de 126 lineamientos basados en el DEM que mediante ensayos de reproducibilidad se redujeron a 23. Se consideran lineamientos reproducibles sólo los obtenidos por dos operadores en al menos dos mapas de relieve sombreado o por los tres operadores al menos en uno de los mapas. Los resultados obtenidos a partir de este trabajo se observan en la Figura 2 y en la Tabla 1. Las tendencias principales de los lineamientos identificados se dividen en cuatro grupos y son 153°, 106°, 55° y 140° de azimut (Tabla 1). Estos lineamientos fueron contrastados con lineamientos reproducibles mapeados en la imagen GeoCover™, con la hoja geológica 1:200.000 3972-IV “Junín de los Andes” (Cucchi y Leanza 2005) y con mapas topográficos 1:50.000. Las tendencias principales obtenidas son consistentes con las grandes lineaciones conocidas en la región (Tunstall y Folguera 2005 y García Morabito y Folguera 2005). El grupo 1 de los lineamientos reconocidos coincide con la dirección de la fosa Bio Bio Aluminé, ubicada por García Morabito y Folguera (2005) en el sector este de la zona de estudio. Algunos lineamientos claramente identificables a partir del DEM no fueron distinguidos a partir de mapas topográficos o geológicos previos ni en la imagen satelital utilizada.

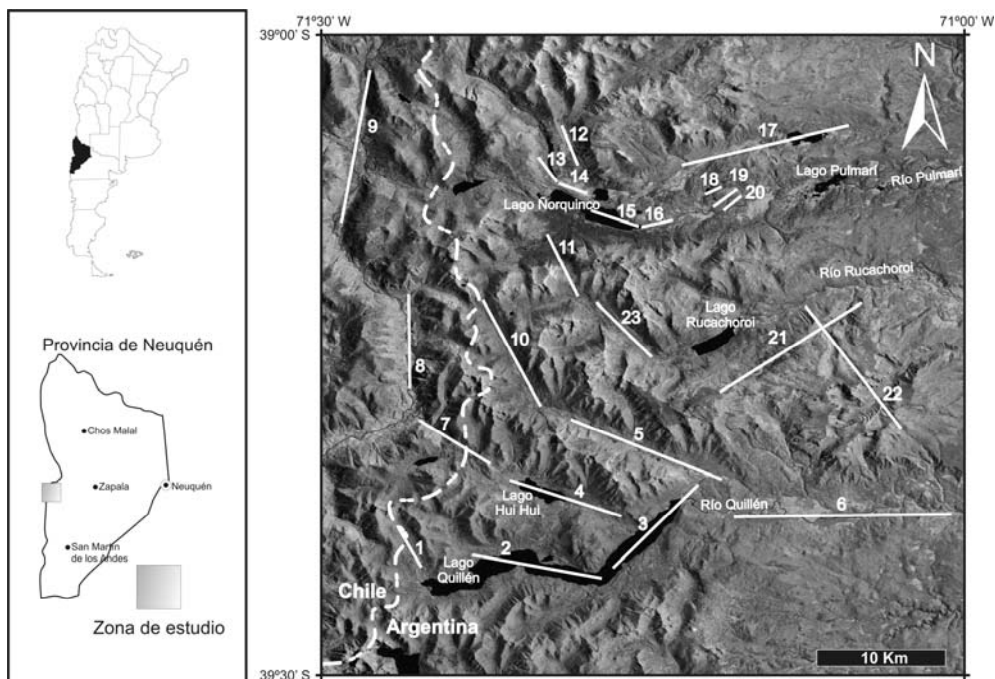


Figura 2. Imagen GeoCover™ utilizada superpuesta con el mapa de lineamientos obtenido.

Tabla 1. Lineamientos reproducibles obtenidos representados en la Figura 2 y grupos en los que fueron divididas las tendencias principales de los mismos.

<u>Lineamiento</u>	<u>Azimut</u>	<u>Grupo</u>	<u>Grupo</u>	<u>Promedio</u>
1	150°	1	1	153°
2	100°	2	2	106°
3	45°	-	3	55°
4	108°	2	4	140°
5	111°	-		
6	180°	-		
7	122°	-		
8	0°	-		
9	11°	-		
10	151°	1		
11	154°	1		
12	158°	1		
13	141°	-		
14	110°	2		
15	108°	2		
16	78°	-		
17	76°	-		
18	61°	3		
19	53°	3		
20	51°	3		
21	58°	3		
22	142°	4		
23	135°	4		

DISCUSIÓN

Se puede concluir que existen ciertas ventajas en el mapeo de rasgos lineales estructurales sobre datos DEM con la técnica empleada en este trabajo:

- 1). A diferencia de lo que ocurre con las fotografías aéreas, los usuarios pueden controlar la dirección exacta de luz incidente sobre la topografía.
- 2). La escala de estudio se puede variar según la necesidad del usuario aunque el DEM utilizado en este trabajo (SRTM3) no sirve para estudios de gran detalle.
- 3). Los datos satelitales no tienen deformación como la que presentan las fotografías aéreas.
- 4). Al basarse en interferometría radar y debido a la longitud de onda utilizada, los DEM no presentan influencia de rasgos antropogénicos, biogénicos (vegetación) o factores climáticos en su interpretación.
- 5). Todos los datos utilizados en este trabajo son de acceso gratuito y cubren casi la totalidad de la Tierra.

Respecto al mapa de lineamientos obtenido, se han mapeado 126 lineamientos, 23 de ellos reproducibles, entre los que se destacan 4 tendencias regionales de direcciones: 153°, 106°, 55° y 140°. El grupo de lineamientos de azimut promedio de 153° coincide con la dirección de la fosa Bio Bio – Aluminé.

En general, la correlación que suele encontrarse entre lineamientos obtenidos a partir de DEM con geología, fallas y fracturas sugiere que los DEM pueden ser un componente importante en todos los trabajos de mapeo geológico – estructural. De todos modos, si bien la técnica presentada es adecuada para obtener características estructurales regionales, debe ser corroborada a partir de datos de campo.

Agradecimientos: Los autores quisieran agradecer especialmente a Lic. Daniel Yagupsky, Dr. Daniel Pérez, Sabrina Crosta y Lic. Víctor García por sus aportes desinteresados a las mejoras posteriores a la primera versión del presente trabajo.

El dato SRTM3 V2 fue obtenido del sitio de la NASA por acceso vía FTP anónimo en <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm>. La imagen GeoCover™ también se obtuvo del sitio de la NASA en <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>. El software utilizado para el manejo de los datos fue GRASS (herramienta libre para procesamiento SIG en LINUX) y fue descargado de su sitio web en <http://grass.itc.it/>.

Las imágenes se pueden obtener gratuitamente en formato GeoTiff o en el formato comprimido MrSid™ en <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>. Los derechos de los mosaicos GeoCover™ corresponden a la Earth Satellite Corporation (<http://www.earthsat.com>), la Agencia de Imágenes y Mapas de los Estados Unidos (NIMA) y a la NASA.

REFERENCIAS

- Cucchi, R. y H.A. Leanza, 2005. Hoja geológica 3972-IV Junín de los Andes. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 357. 102 pp.
- Folguera, A., D. Melnick, J. Radic, D. Iaffa and V. Ramos, 2002. 37° to 39°S intra-arc basin in the Southern Central Andes-Cenozoic activity of western Neuquén basin. 7th International Earth Sciences Congress. International Symposium "Interaction between volcanoes and their basements and related geological risks". Electronic File. Santiago de Chile.
- Folguera, A., V. Ramos y D. Melnick, 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30'S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(1): 3-19.
- García Morabito, E. y A. Folguera, 2005. El alto de Copahue – Pino Hachado y la Fosa de Loncopué: Un comportamiento tectónico episódico, Andes Neuquinos (37° - 39°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 742-761.
- Netler, M. and H. Mitsova, 2002. Open Source GIS: A GRASS GIS Approach. Kluwer Academic Publishers, Boston. 464 pp.
- Jordan, T., W. Burns, R. Veiga, F. Pángaro, P. Copeland, S. Kelley and C. Mpodozis, 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics 20(3): 308-324.
- Rabus, B., M. Eineder, A. Roth and R. Bamler, 2003. The shuttle radar topography mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 57(4): 241-262.
- Ramos, V. y J.M. Cortes, 1984. Estructura e interpretación tectónica. En Ramos, V. (1984) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Buenos Aires. 317-346.
- Rodriguez, E., C.S. Morris, J.E. Belz, E.C. Chapin, J.M. Martin, W. Daffer and S. Hensley, 2005. An assessment of the SRTM topographic products, Technical Report JPL D-31639, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 143 pp.
- Tunstall, C. y A. Folguera, 2005. Control estructural en el desarrollo de una concentración anómala de calderas en los Andes de Neuquen: Complejo volcánico Pino Hachado (38°30' S Y 71° O). Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 731-741.

FLUCTUACIONES INTERANUALES A MULTIDECÁDICAS DE LA TEMPERATURA DE VERANO EN EL CENTRO-OESTE DE ARGENTINA Y PROCESOS ATMOSFÉRICOS/OCEÁNICOS/ASTRONÓMICOS GLOBALES

Eduardo Andres Agosta¹ y Paula Beatriz Martin^{2,3}

¹Programa de Estudios de Procesos Atmosféricos para el Cambio Global, UCA-CONICET; correo-e: agosta@at.fcen.uba.ar

²Centro de Investigación del Mar y la Atmósfera, UBA-CONICET

³Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN-UBA

RESUMEN

La temperatura estival (octubre-marzo) en la región Centro-Oeste de Argentina (COA, 28°-36°S y 65°-70°O) tiene un comportamiento espacial coherente y temporal en fase, en escalas interanuales a interdecádicas (Agosta y otros 2004). Se encuentra que la temperatura del aire presenta cuasi-oscilaciones significativas en las bandas de 11 años y 18 años aproximadamente. La primera se vincula al forzante solar, la segunda, a los efectos de la transición climática de 1976/77 (IPCC, 2001). Esta transición afectó transitoriamente la variabilidad de baja frecuencia de la temperatura como fenómeno de interferencia sobre el cuasi-ciclo solar de 11 años dominante.

Palabras claves: *Cambio Climático, Ciclo Solar, Temperatura, Rayos Cósmicos*

ABSTRACT

The summer (Oct-Mar) temperature in Central-West Argentina (CWA, 28°-36°S y 65°-70°W) shows a behaviour spatially coherent and temporally in phase at interannual to interdecadal scales. (Agosta et al. 2004). It is found the air temperature shows significant quasi-oscillations in the spectral bands of roughly 11-yr. and 18-yr. The former is linked to the solar forcing, the latter to the effects of the climate transition of the summer 1976/77 (IPCC 2001). This transition transitorily affected the low-frequency variability of the temperature as an interference phenomenon upon the quasi-11-yr.-solar cycle domain.

Key words: *Climate Change Solar Cycle, Temperature, Cosmic Rays.*

INTRODUCCIÓN

La comprensión de las causas de cambio climático ha recibido mucha atención durante las últimas décadas; el debate se abre entre dilucidar cuánto es variabilidad natural y cuánto corresponde a actividad antropogénica. Entre las causas de variabilidad natural, sin dudas, las variaciones en la irradiancia solar son reconocidas como un forzante fundamental en el sistema climático. Numerosas evidencias en el pasado sugieren que la actividad solar es responsable de una parte de la variabilidad climática en escalas que van de varios días a milenios (Eddy 1976, Labitzke y van Loon 1992). Por lo tanto, es difícil poder argumentar en contra de la existencia de alguna causa física entre la actividad solar y el clima de la Tierra. No obstante, la variabilidad climática atribuible a la actividad solar es mucho mayor que la que se podría esperar a partir del típico 0.1% de cambio en la irradiancia solar observada en escalas interdecádicas a multidecádicas (cuasi-ciclo solar de 11 años y mayores escalas Bard y otros 2000; Shaviv 2005). Luego, la relación establecida entre el forzante astronómico y el clima terrestre no es simplemente la directa influencia de la irradiancia solar u onda corta entrante a la atmósfera.

Según Agosta (2004), entre otros, varios son los procesos que deben ser tenidos en cuenta en los cuales el Sol puede afectar la troposfera: 1) cambios en la energía que ingresa a la atmósfera a través de variaciones de la irradiancia solar total; 2) cambios en la química estratosférica a través de variaciones de la irradiancia solar UV, que es entre 12 y 20% a lo largo del cuasi-ciclo solar, y que pueden modular la propagación vertical de ondas de Rossby y, consecuentemente, modular patrones climáticos; y 3) cambios en la cobertura nubosa global y en la circulación atmosférica, inducida por fluctuaciones del flujo de rayos cósmicos galácticos (RCGs) causadas por variaciones de la actividad magnética solar en el espacio interplanetario. Cada uno de estas causas tiene efectos específicos

diversos en el balance y distribución de energía en la atmósfera. Por ejemplo, globalmente durante años de aumento de flujo de RCGs, se espera mayor cobertura nubosa baja global y consecuente enfriamiento de la troposfera (Svensmark 2000). Como las variaciones del flujo de RCGs están fuerte e inversamente correlacionadas con las de irradiancia solar en escalas interanuales a interdecádicas, el enfriamiento también es consistente con la menor irradiancia solar observada durante máximos de RCGs (Agosta 2004). No obstante, la interacción simultánea de los tres procesos en diversas escalas de tiempo y espacio pueden provocar interferencias inesperadas. Por ejemplo, Agosta (2004) muestra que las variaciones interdecádicas de la temperatura de junio en la estación Ezeiza, Argentina, está inversamente correlacionada a la irradiancia solar y directamente correlacionada al flujo de RCGs. Es decir, el comportamiento es opuesto a las teorías generalizadas. Esto nos muestra que la complejidad del sistema climático no habilita a la aplicación de simplificaciones sin el precio de una significativa incertidumbre en los resultados.

En un trabajo previo, Agosta y otros (2004) encuentran que las series de temperatura de los meses de verano (octubre-marzo) en la región Centro-Oeste de Argentina (COA, 28°-36°S y 65°-70°O) tienen un comportamiento espacial coherente y temporal en fase, en escalas interanuales a interdecádicas, lo cual permite regionalizar la variable a través de un índice térmico. Es decir, es una región térmicamente homogénea. A su vez, sugieren para las últimas décadas del siglo XX que podría haber relación con forzantes astronómicos (flujo de RCGs o irradiancia solar) en virtud del cuasi-ciclo solar de 11 años presente en las series de temperatura.

Por otra parte, esta región es sensitiva a cambios del sistema climático (Compagnucci y otros 2002), como ser la transición climática del verano 1976/77, el cual se observó en más de 40 variables climáticas y bioambientales (Ebbesmeyer y otros 1991) y se reconoce como un calentamiento en las condiciones medias de las temperaturas superficiales del mar (TMS) del Pacífico central ecuatorial (IPCC 2001). Particularmente, la precipitación en el área experimentó un desplazamiento significativo en la variabilidad de baja frecuencia hacia mayores frecuencias dando un aumento en el promedio regional de más del 20% debido a un prolongado evento húmedo de más de 30 años de duración (Compagnucci y otros 2002). Este desplazamiento es atribuible a cambios en la circulación atmosférica sobre el cono sur de Sudamérica detectados hacia mediados de los 1970s (Camilloni y otros 2005, Agosta y Compagnucci 2006a).

En consecuencia, el objetivo de este trabajo es verificar la posible influencia del forzante astronómico en escala interanual a interdecádica sobre el campo de temperatura en el COA utilizando como *proxy* el flujo de RCGs. Como en estas escalas las variaciones del flujo de RCGs están inversamente relacionadas a las de irradiancia solar, y sin entrar en los detalles controversiales entre la predominancia de uno u otro efecto sobre el clima, estas pueden ser consideradas intercambiables (Agosta 2004). Al mismo tiempo, se busca analizar la manera específica en que la transición climática del verano 1976/77 afectó la variabilidad interanual de la temperatura en el COA y el comportamiento consecuente respecto del forzante astronómico. Con esto se intenta ahondar en la comprensión de los mecanismos involucrados en el cambio global.

DATOS Y METODOLOGÍA

Se analizaron los datos de temperatura media mensual, provistos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) para 10 estaciones comprendidas en el área de estudio (Tabla 1) para el período 1959-2004. Las estaciones Colonia Alvear y Victorica se desactivaron en el pasado por lo que no llegan hasta el término del período de análisis. Los datos faltantes se completaron previo análisis de interpolación con datos provistos de otras fuentes (archivos históricos del NCAR, NOAA y SMN), teniendo en cuenta que los mismos no superaran el 10% del total de datos para cada estación. Se construyó el índice de temperatura estival (TCOA) a partir de las estaciones meteorológicas disponibles en el área sobre el período anteriormente mencionado según lo propuesto por Agosta y otros (2004).

Como estimador de las variaciones del flujo de los RCGs de baja energía se utilizó el monitor de neutrones en Climax (CLIM), Colorado, provisto por el Space Physics Interactive Data Resource (NOAA). Se utilizan las salidas del reanálisis I del modelo hidrodinámico del NCEP/NCAR para la temperatura superficial del mar (TSM) global y variables atmosféricas (presión de superficie y altura

geopotencial en 500 hPa) en una resolución espacial de 2.5° de latitud-longitud, provistos por Climate Diagnostics Center (NOOA).

Para estudiar las periodicidades dentro de la serie del índice de temperatura en el COA se emplea el análisis de “Wavelet” (ondeletas). La función de transformada de wavelet usada es la Morlet (no-ortogonal) en el espacio de Fourier según el método descrito por Torrence y Compo (1998). Para reducir efectos de bordes, se amortigua la serie con ceros (potencia de dos=11). El área denominada cono de influencia, indica posibles varianzas espurias. El mínimo intervalo de escala usado es escala usada es $s=0.25$. El espectro de potencia wavelet se define como el cuadrado del valor absoluto de la transformada wavelet y da una medida de la varianza de la serie temporal en cada escala. Los picos se testean utilizando el continuo nulo de ruido blanco correspondiente al espectro de Fourier en cada escala (período). También se calcula el espectro wavelet global como el promedio temporal del espectro wavelet, el cual es equivalente al espectro de Fourier tradicional suavizado por la función Morlet en el espacio de Fourier (Torrence y Compo 1998).

El análisis de la coherencia temporal entre el índice TCOA y el flujo de RCGs se realiza mediante análisis espectral y la aplicación la función de filtro gaussiano de con distintos términos.

A fin de determinar las áreas de acción y los posibles mecanismos actuantes se estudia la relación entre TCOA y la temperatura superficial del mar (TSM) global y variables atmosféricas aplicando la función de correlación del primer momento de Pearson y testeando las áreas significativas (Hoel 1964).

Tabla I: Estaciones meteorológicas dentro del área de estudio provistas por el SMN.

<i>Estación</i>	<i>Altitud (m)</i>	<i>Latitud (S)</i>	<i>Longitud (O)</i>	<i>Registro</i>
La Rioja	516	29° 25 ‘	66° 52’	1959-2004
Chepes	658	31° 20’	66° 36’	1959-2003
San Juan	634	31° 32’	68° 34’	1959-2004
Mendoza	769	32° 53’	68° 49’	1959-2004
San Luis	734	33° 18’	66° 19’	1959-2004
San Carlos	940	33° 46’	69° 02’	1959-2004
San Rafael	746	34° 35’	68° 34’	1959-2004
Colonia Alvear	465	35° 00’	67° 39’	1959-1985
Malargüe	1425	35° 30’	69° 35’	1959-2004
Victorica	312	36° 14’	65° 26’	1959-1998

RESULTADOS

La Figura 1 muestra la serie del índice de temperatura de verano para COA (TCOA) en el período 1959-2004. En ella se observa una tendencia significativa para los últimos 40 años que habla de un aumento de la temperatura a razón de 2°C/100 años. Un detalle interesante en la marcha es que entre 1978 y 1981, se evidencia un “plateau” de 4 años, que parece interrumpir sorpresivamente la variabilidad natural. Este fenómeno de interferencia podría ser atribuido a la transición climática global del verano 1976/77, que afectó gran parte de la cuenca del Pacífico y regiones de América (IPCC 2001, Huang y otros 2005). Las causas de esta variabilidad multidecádica del sistema climático siguen siendo temas de investigación con posibilidades que van desde variabilidad interna de la dinámica océano-atmósfera (Gu y Philander 1997, Seager y otros 2004), cambios en las características de El Niño (Federov and Philander 2000) hasta forzantes de gases de invernadero (Boer et al. 2005). En particular, la región COA experimenta un cambio significativo en la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación desde mediados de los 1970 (Agosta y otros 1999, Compagnucci y otros 2002). El mismo se refleja como un desplazamiento hacia más bajas frecuencias produciendo un aumento de la precipitación en un 20% promedio. Agosta y Compagnucci (2006a) sugieren que el cambio en precipitación tiene origen en un cambio de la circulación atmosférica sobre América del Sur. Los resultados mostrados por Camilloni y otros (2005) y Agosta y Compagnucci (2006b) indican un

fortalecimiento del flanco occidental del Anticiclón del Atlántico Sur sobre el continente junto a un mayor flujo meridional del norte sobre Argentina subtropical (al norte de 40°S) desde mediados de 1970s. Es razonable esperar, entonces, que los efectos de este cambio en la circulación también se manifiesten en otras variables de la región, como es el caso de la temperatura.

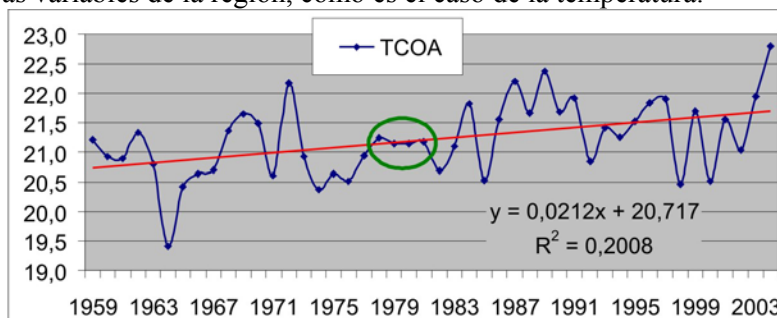


Figura 1: Serie del índice de temperatura en el COA (TCOA). Tendencia lineal significativa para $\alpha=0,05$. En círculo: “plateau” entre 1978-1981. R^2 : varianza explicada por la regresión lineal.

La Figura 2 muestra los campos de correlación entre la serie TCOA y la presión de superficie (a) y la altura geopotencial en 500 hPa (b), para el período 1959-1977 (panel 1) y 1978-2004 (panel 2). Para el período *pre-1977*, se observa sobre el cono sur de América del Sur un aumento (disminución) de la presión de superficie sobre el océano Atlántico sur, fortaleciendo (debilitando) climáticamente la actividad del anticiclón subtropical del Atlántico Sur. Lo opuesto ocurre sobre la cuenca del Pacífico y el área subtropical de Argentina, lo cual debilita (fortalece) la actividad del Anticiclón subtropical del Pacífico e intensifica (debilita) la baja del Noroeste Argentino (BNOA, Seluchi y otros 2003) para un verano cálido (frío) en el COA (Fig. 2a1). Esto significa que un verano cálido (frío) está asociado a un incremento (disminución) del gradiente de presión zonal sobre Argentina subtropical que favorece (desfavorece) el flujo meridional del norte y la advección térmica caliente, lo cual contribuye al signo de la señal de temperatura sobre el COA. Al mismo tiempo, los valores positivos de correlación en troposfera media expresan una disminución (aumento) de los oestes desde latitudes medias a tropicales y un fortalecimiento hacia el sur del continente para un verano cálido (frío) en el COA (Fig. 2b). Dinámicamente se inhibe el ascenso (descenso) sobre Argentina subtropical debido a la convergencia (divergencia) de masa por desaceleración (aceleración) del flujo, lo cual puede favorecer la subsidencia (ascenso de masa) sobre el área y contribuir con cielos más (menos) claros y, por lo tanto, colaborar con una mayor (menor) irradiancia solar entrante de probarse esto, para veranos cálidos (fríos).

Hemisféricamente se aprecia un tren de ondas desde el Pacífico ecuatorial central hacia el SE y luego hacia el NE. Esto hace pensar que los anteriores procesos podrían estar vinculados, en parte, a ondas de Rossby planetarias originadas en el Pacífico ecuatorial por calentamiento desde abajo y convección intensa en esa área. La Figura 3a muestra para este período que las TSMs sobre la región del Pacífico ecuatorial están positivamente correlacionadas ($r>0,40$) con la temperatura en el COA, lo que contribuye a esta hipótesis. Los mayores valores de correlación se encuentran sobre el SE del Pacífico ($r>0,60$), en el área del anticiclón subtropical, y sobre el Atlántico sur cerca del continente ($r>0,50$). Aquí, la relación entre las TSMs en esas regiones oceánicas y la temperatura en el COA puede deberse a la circulación atmosférica previamente descrita. Un debilitamiento del anticiclón del Pacífico favorece un aumento de las TSMs subyacentes por disminución de la transferencia de momento y el “bombeo” de Ekman, debido al viento, y viceversa (Godfrey y Rintoul 1998). Algo similar es esperable del lado del Atlántico sur por la modulación de la posición del área de convergencia de las corrientes oceánicas de Malvinas y Brasil que son conducidas por la circulación atmosférica en esas latitudes (Wainer y Venegas 2002).

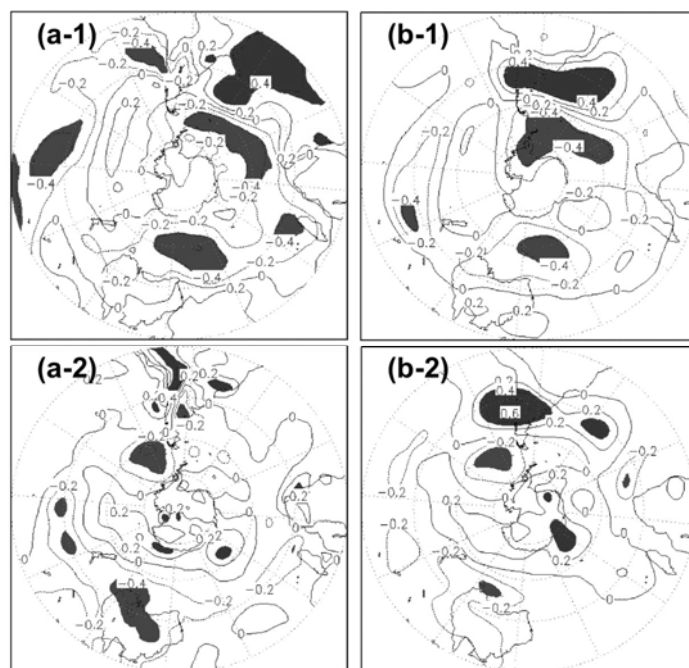


Figura 2: Correlación entre el índice de temperatura en el COA (TCOA) sin tendencia y presión de superficie (panel a) y altura geopotencial en 500 hPa (panel b) para el período 1959-1977 (panel 1) y 1978-2004 (panel 2). Sombreado, área significativa para $\alpha < 0,10$.

En el período *pos-1978*, las señales de correlación cambian notablemente respecto del anterior. En superficie la distribución de masa muestra aumento (disminución) de la presión sobre el continente en latitudes tropicales y el este del Pacífico subtropical con disminución (aumento) de presión sobre el centro de Argentina para un verano cálido (frío) en el COA (Fig. 2a2). Esto implica un radical cambio en los centros de acción de la variabilidad interanual de la circulación atmosférica. Para un verano cálido (frío), se mantiene la intensificación de la BNOA y pero aparece un fortalecimiento (debilitamiento) del flanco oriental del anticiclón subtropical del Pacífico y una extensión (retracción) sobre el continente del anticiclón del Atlántico en latitudes tropicales. Hemisféricamente no es posible discernir una estructura dominante en superficie, tal vez predominio de un modo anular inverso. En troposfera media (Fig. 2b2) prevalecen sobre el cono sur de América de Sur valores positivos de correlación en latitudes medias y subtropicales y negativas hacia más altas latitudes, manifestando fortalecimiento (debilitamiento) de los oestes hacia altas latitudes y disminución (aumento) del flujo en latitudes subtropicales para veranos cálidos (fríos). Esta estructura, al igual que en el anterior período, favorece procesos de subsidencia (ascenso de masa) sobre Argentina subtropical que colaboraría, vía la irradiancia solar entrante de verificarse, a ocurrencia de un verano cálido (frío). El campo de correlación con las TSMs globales no muestra valores que superen $r=0.40$ (Fig. 3b). Los valores más notables aparecen sobre el Atlántico Sur y el Pacífico central norte. Cabe notar que respecto del anterior período cambian las señales sobre la cuenca del Pacífico sur y parte del Atlántico sur poniendo de manifiesto que es la atmósfera el vínculo entre las TSMs y la TCOA en el período anterior y que ahora ya no está presente porque ha cambiado la circulación atmosférica asociada.

Por otra parte, en un trabajo previo, Agosta y otros (2004), mediante análisis espectral aplicado a una combinación de series de datos de estación y la serie de temperatura reconstruida por Jones (1994) para el COA, notaron la presencia del cuasi-ciclo significativo de 11 años en la variabilidad interanual de la temperatura en el COA al menos desde la década de 1960. La periodicidad de la fluctuación hace suponer alguna posible vinculación con forzantes astronómicos ya sea a través de la irradiancia solar (energía en el tope de la atmósfera) o el flujo de RCGs, los cuales presentan el cuasi-ciclo de 11 años. Tanto el uno como el otro presentan potencialidades físicas sobre el clima a través de la modificación del balance energético global. Como el flujo de RCGs se relaciona inversamente al de actividad magnética solar y, en parte a la irradiancia solar, analizar la dependencia de la temperatura al flujo de RCGs es suficiente para esta escala.

El espectro wavelet del índice de temperatura regional TCOA (Fig. 4a) muestra que el cuasi-ciclo solar de 11 años prevalece significativamente a partir de los 1960s hasta mediados de 1970s; posteriormente se interrumpe, y resurge desde mediados de los 1980s hasta el final del registro. El período intermedio, 1978-1986 aproximadamente, que muestra ausencia de ondas significativas en la frecuencia de aproximadamente 11 años, se corresponde al anterior “plateau” observado en la Fig. 1. Al mismo tiempo, desde mediados de los 1970s hasta mediados de los 1990s aparecen bandas significativas en torno a 18 años. El espectro global resume como bandas significativas el cuasi-ciclo de 11 años y el de 18 años aproximadamente (Fig. 4.b).

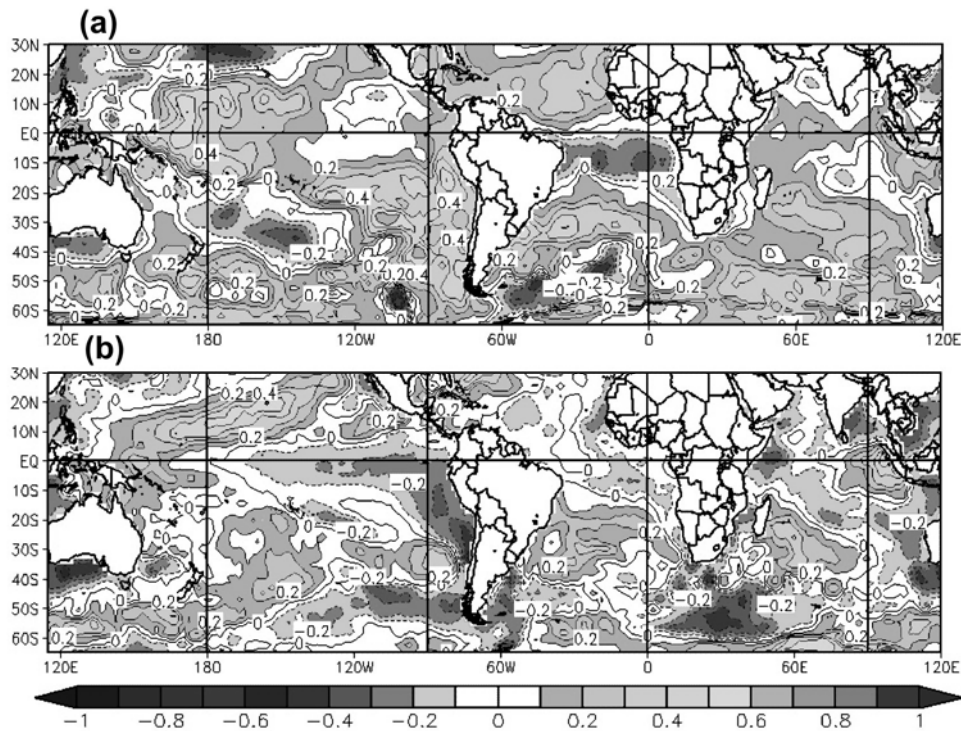


Figura 3: Correlación entre TCOA y las TSMs globales para períodos 1959-1977 (panel a), 1978-2004 (panel b).

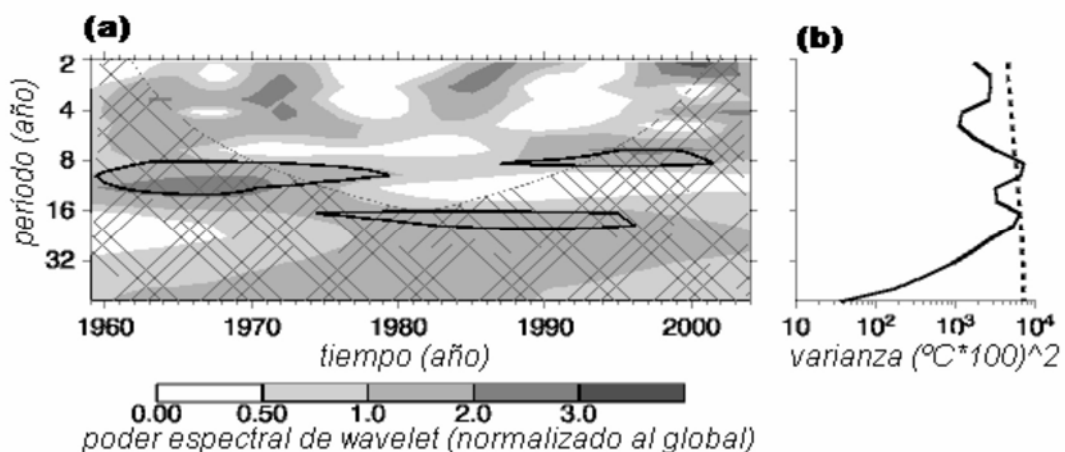


Figura 4: Potencia espectral de la transformada wavelet Morlet 6, con amortiguado de ceros para reducir efectos de bordes en las varianzas (panel a). Los valores de la potencia espectral de wavelet están normalizados al *espectro wavelet global* (b). Contorno negro: nivel de significancia respecto de continuo nulo de Fourier de ruido blanco para cada período, $\alpha=0.10$. Región en malla: cono de influencia. *Espectro wavelet global* en línea continua (equivalente al espectro de Fourier, panel b),

línea a trazos: nivel de significancia asumiendo espectro nulo de ruido blanco igual al anterior. (Torrence y Compo 1998).

El análisis espectral de wavelet indica la existencia de cuasi-ciclos significativos en torno a 11 y 18 años aproximadamente y que tales bandas participan en diferentes períodos a lo largo del registro, es decir, no homogéneamente en el tiempo. Esto es confirmado mediante la inspección de la Figura 5 que muestra las series de TCOA y de flujo de RCG suavizadas por una función gaussiana de 9 términos a fin de retener las ondas mayores a 10 años. Claramente hay una relación inversa en fase entre la temperatura regional y el flujo de RCG en todo el registro, salvo entre los años 1978 y 1986, asociado al “plateau” anterior. La fuerte coherencia entre ambas variables indica que tal relación no parece ser espuria y que hay una modulación realmente física del flujo de RCGs (o la irradiancia solar, de ser verificado) durante los últimos 40 años. Aún teniendo el fenómeno de interferencia de fines de 1970, o el “plateau”, la correlación en baja frecuencia entre RCGs y TCOA es significativamente alta (Fig. 6).

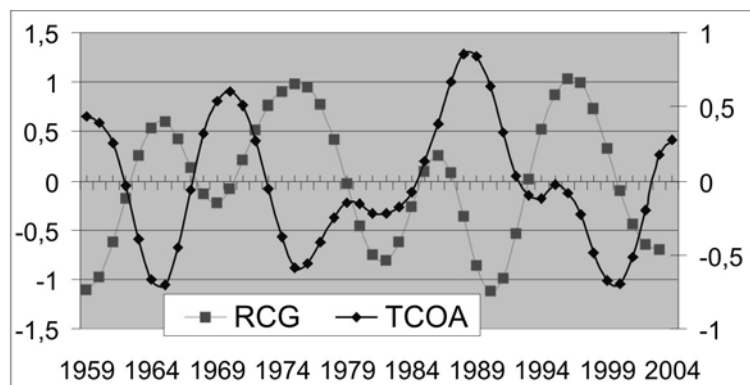


Figura 5: Series del índice de temperatura en el COA (TCOA) y de flujo de RCGs (RCG) suavizados por filtro gaussiano de 9 términos, expresados en unidades de desvío estándar.

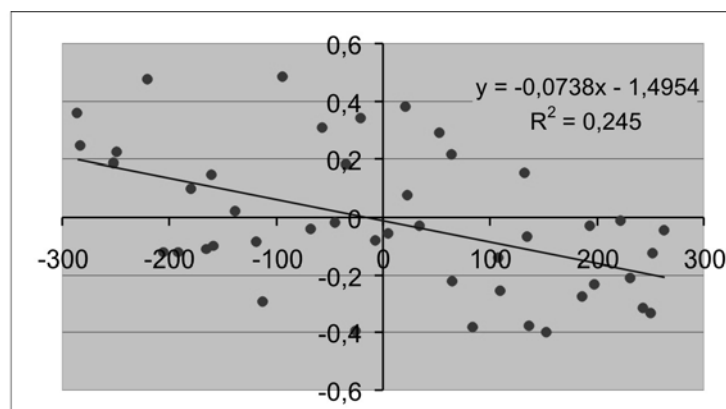


Figura 6: Diagrama de dispersión entre la anomalía de temperatura en el COA aproximado con el índice TCOA (eje y, °C) y anomalía de flujo de RCGs (eje x). Recta de regresión significativa para $\alpha=0,05$. R^2 : varianza explicada por la regresión.

En consecuencia, puede apreciarse que el cambio o transición del sistema climático a mediados de los 1970s, el cual influyó sobre el sur de América del Sur y el COA, aparece como fenómeno de interferencia sobre un proceso de baja frecuencia previamente establecido entre el flujo de RCGs y la troposfera. El proceso modula en escalas interdecádicas el campo de temperatura en troposfera baja hasta finales de registro. La transición climática de 1976/77 no cambió la variabilidad de baja frecuencia, como en el caso de la precipitación, la cual se desplazó hacia más bajas frecuencias (Compagnucci y otros 2002), sino que tan solo modificó las áreas de acción de la circulación atmosférica a escala interanual. Esto es debido a que es la circulación atmosférica sobre el cono sur de Sudamérica la que ha cambiado a mediados de los 1970s (Camilloni y otros 2005, Agosta y Compagnucci 2006a). Asimismo, el hecho de que la variabilidad interdecádica de la temperatura prosiga con la modulación del cuasi-ciclo de 11 años tras la transición climática del 1976/77 revela el rol esencial que juega el forzante astronómico en la troposfera baja por sobre las condiciones

dinámicas predominantes de la circulación de la atmósfera, al menos en escalas interanual a interdecádica.

CONCLUSIONES

El estudio de la variabilidad de baja frecuencia de la temperatura estival en el COA para el período 1959-2004 pone de manifiesto la interacción entre un proceso de variabilidad multidecádica del sistema climático (natural y/o antropogénico) y el forzante exterior astronómico. Los resultados indican que:

La temperatura del aire presenta cuasi-oscilaciones significativas en las bandas de 11 años y 18 años aproximadamente. La primera se vincula al forzante astronómico solar.

El cuasi-ciclo solar de 11 años es fuerte y domina la baja frecuencia del campo de temperatura en troposfera baja sobre el COA desde comienzo de los 1960s hasta fines de los 1970, luego desde mediados de los 1980s hasta comienzo de los 2000s. El cuasi-ciclo de 18 años está presente entre 1975 y 1995 aproximadamente.

La interrupción transitoria del cuasi-ciclo solar de 11 años a fines de los setenta aparece como un fenómeno de interferencia y es atribuible a la transición climática del sistema climático global del verano 1976/77. Esta interferencia se reflejaría en baja frecuencia como una oscilación de más baja frecuencia (cuasi-ciclo de 18 años).

La transición climática 1976/77 cambia los centros de acción de la circulación atmosférica relacionados con la variabilidad interanual de la temperatura. Previo a 1977 la circulación atmosférica asociada a la temperatura responde a variaciones interanuales del gradiente meridional establecido entre la BNOA y el Anticiclón del Atlántico sur, con posible actividad de ondas de Rossby baroclínicas originadas en el Pacífico ecuatorial central. Posteriormente se vincula a variaciones interanuales de presión sobre el continente en latitudes tropicales, en consonancia con cambios en la circulación atmosférica por extensión y posible fortalecimiento del Anticiclón del Atlántico Sur sobre el continente, de acuerdo a lo propuesto por Camilloni y otros (2005) y Agosta y Compagnucci (2006). Tras la transición climática 1976/77 la variabilidad de más baja frecuencia de temperatura prosigue bajo la modulación del forzante solar (flujo de RCGs) hasta el presente. Por lo tanto, el forzante astronómico tiene un rol relevante en la temperatura de la troposfera baja en la región por sobre las condiciones dinámicas predominantes de la circulación de la atmósfera, al menos en escalas interanual a interdecádica.

De los resultados se desprende que no es posible eludir la actividad solar a la hora de estudiar la variabilidad del clima en regiones de la tierra y la necesidad de profundizar en las teorías que vinculan la física de interacción entre el clima de la Tierra y el forzante astronómico, ya sea a través de variaciones en la irradiancia solar o el flujo de RCGs. Al mismo tiempo, es evidente la necesidad de incluir entre los posibles forzantes de cambio global las variaciones en escalas de centurias a milenios de la actividad solar tanto espectral como magnética.

Agradecimientos: A los subsidios de proyectos para la investigación de UBA 01x002 y CONICET PIP 5276. A *O. Carm.* en todo sentido.

REFERENCIAS

- Agosta, E.A., Compagnucci R.H. y Vargas, W.M. 1999: Cambios en el régimen interanual de la precipitación estival en la región Centro-Oeste Argentina. *Meteorol.* 241/2, 63-84.
- Agosta, E.A. (2004): Variabilidad del clima terrestre y rayos cósmicos galácticos durante el ciclo solar de 11 años: revisión teórica, *Meteorol.*, 29 (1 y 2), 47-62.
- Agosta, E.A., Castañeda M.E. y Compagnucci, R.H. 2004: Estudio Preliminar de la Variabilidad Climática de la Temperatura estival en la región Centro-Oeste Argentina, CD de la XXII Reunión de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Buenos Aires, 10p.
- Agosta, E.A., y Compagnucci R.H. (2006)a: Change in Teleconnection between Central-West Argentina Summer Precipitation and the Atmospheric Circulation in the 1970s. 8th ICSHMO, AMS, Foz do Iguazu, Brasil, Ses. 12: Understanding long-term climate variations in the SH, 1453-1464.

- Agosta, E.A., y Compagnucci R.H. (2006)b: Atmospheric Conditions During wet and dry summer extremes in Central-West Argentina. 8th ICSHMO, AMS, Foz do Iguacu, Brasil, Ses. 12: Understanding long-term climate variations in the SH, 1439-1452.
- Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou, and J. Jouzel, 2000, Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *TELLUS*, B 52 (3): 985-992.
- Boer, G. J., K. Hamilton, W. Zhu 2005: Climate sensitivity and climate change under strong forcing. *Clim. Dyn.* 24 (7), 685 – 700.
- Camilloni I., Barros V., Escobar G. y Di Luca A. 2005: Tendencias en la posición del anticiclón del atlántico sur y su representación por modelos climáticos globales: impactos sobre el estuario del Río de la Plata y océano adyacente. IX Congreso Argentino de Meteorología. Buenos Aires, 3-7 de octubre, 2005.
- Compagnucci, R.H. Agosta, E.A., Vargas M.W., 2002: Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. *Cli. Dyn.* 18, 421-435.
- Ebbesmeyer C.C., Cayan D.R., McLain D.R., Nichols F.H., Peterson D.H. and Redmond T. 1991: 1976 Step in the Pacific Climate: Forty environmental changes between 1968-1975 and 1977-1984. Proceeding of the 7th Annual Pacific Climate PACLIM, Workshop, April 1990, Eds. Betancourt, J.L. y V.L. Tharp, Californian Dep. of Water Resources, Interagency Ecological Studies Program, Tech. Rep. 26, 115-126.
- Eddy, J.A. (1976): The Maunder minimum, *Science*, 192, 1189-1202.
- Federov, A.V. and Philander, S.G. 2000: Is El Niño Changing? *Science*, 288, 1997-2001.
- Godfrey, J.S. y S.T. Rintoul (1998). The role of the Oceans in the Southern Hemisphere Climate. En *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Ed. D.J. Karoly y D.G. Vincent. *Am. Met. Soc.*, 410 pág.
- Gu, D.F., and S.G.H. Philander, 1997: Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275:805-807.
- Hoel, Paul G. 1964: *Introduction to Mathematical Statistics*, John Wiley & Sons, Inc. New Yor-London, 428 pág.
- Huang, H.-P., R. Seager, and Y. Kushnir, 2005: The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. *Clim. Dyn.*, 24 (7), 721 – 740.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Intergovernmental Panel on Climate Change Watson, R.T. and the Core Writing Team, Cam Univ Press.
- Jones P.D. 1994. Hemispheric Surface Air Temperature Variations: A Reanalysis and an Update to 1993, *Journal of Climate*, Vol. 7, No. 11 (reproduced by the GOSTA Plus data set).
- Labitzke, K. y van Loon, H. (1992):, *J. Clim.*, 5, 240.
- Seager R., Harnik N., Robinson W.A., Kushnir Y., Ting M., Huang H.P., Velez J. 2005: Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131(608): 1501-1527.
- Seluchi, M., Saulo, C.A., Nicolini, M. y P. Satyamurti 2003: The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2361-2378.
- Shaviv, N.J. (2005): On climate response to changes in the cosmic ray flux and radiative budget. *J. Of Geo. Res.*, 110, A08105, doi: 10.1029/2004JA010866.
- Svensmark, H. 2000, Cosmic rays and Earth's climate. *Spac. Scien. Rev.*, 93: 155-166.
- Tinsley, B.A. Rohrbaugh, R.P. y Hei, M. 2001. Electroscavenging in clouds with broad droplet size distributions and weak electrification, *Atmosph. Res.* 59-60: 115-135.
- Torrence, C. and G. P. Compo (1998): *A Practical Guide to Wavelet Analysis*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61-78.
- Wainer I. y Venegas S.A. 2002: South Atlantic Multidecadal Variability in the Climate System Model, *Jou. Of Clim.* 15, 1408-1420.

LA CARTOGRAFÍA DE BAHÍA BLANCA EN LOS PARADIGMAS HISTÓRICOS

Walter D. Melo ^{1,2}, María Cintia Píccolo ^{1,2}, Gerardo M.E. Perillo ^{1,3}

1. Instituto Argentino de Oceanografía, Casilla de correo N° 804

2. Departamento de Geografía y Turismo, UNS.

3. Departamento de Geología, UNS.

RESUMEN

El estuario de Bahía Blanca totaliza unos 3000km² y cuenta con innumerables islas que se conforman en grupos los cuales son bordeados por extensas planicies de marea y marismas que drenan por una serie de canales paralelos entre si y unidos por canales menores. En 1520 los europeos descubren el estuario, sin embargo, los estudios sobre su relevamiento se iniciarían casi 300 años después. Su conformación limoarcillosa asociada a la intensidad de las corrientes origina una intensa dinámica morfológica de las planicies y canales donde la presencia de los numerosos bancos e islas dificultaron el acceso. Esta situación ambiental articulados con procesos históricos conllevaron a un tardío relevamiento cartográfico estuarial. En los últimos años, los nuevos paradigmas ambientales asociados al desarrollo de las diversas geotecnologías, permitió conocer la morfología estuarial para su posterior cartografiado de detalle.

Palabras claves. Cartografía – Historia – Bahía Blanca – Estuario.

ABSTRACT

The surface of the Bahía Blanca estuary is 300 km², with a series of island, tidal flats, salt marshes and major parallel channel with minor ones connected to them. In 1520 the european explorers discover the estuary however, the field studies began 300 years later. The currents velocities associated to clay-silt sediments generate an intensive morphological dynamics of the flat and channels, where the presence of banks and island difficult the access to the estuary. These physical characteristics of the estuary plus the history studies of the region on generate late cartographic studies. At the present, the new environmental paradigmas associated to the different geotechnologies permit to understand the morphology of the many and its later details cartography

Key words. Cartography – Estuary – Bahía Blanca – History.

INTRODUCCIÓN

El estuario de Bahía Blanca, con una superficie de aproximadamente 3000 km², tiene un desarrollo de costa marítima de 400 km entre Baliza Monte Hermoso y Punta Laberinto (Melo et al, 2003) (Figura 1). El interior del estuario contiene una serie de canales de primer orden interconectados (Angeles, 2001). Entre los primeros se encuentran el Canal Principal, el Canal Bermejo y los denominados “Bahía Falsa”, “Bahía Verde” y “Caleta Brightman”. El más destacado es el primero de ellos, que con rumbo Noroeste-Sudeste y una longitud de 70 km, tiene una profundidad promedio de 10 m y un ancho variable de 100 m en su cabecera y 10 km en su desembocadura en el océano. Sin embargo, las planicies de marea son las unidades morfológicas dominantes de gran parte del área estuarial. Son amplias superficies, limo – arcillosas de constitución fangosa y limitada vegetación donde la pleamar las cubre casi por completo. Otro rasgo dominante son las islas, que en el sector norte se presentan con un alto grado de disgregación conformándose en grupos. Una característica de la cartografía del estuario fue su tardío relevamiento en la cartografía oficial. En 1520 la expedición de Magallanes navega por la boca del Canal Principal e identifican el médano de Monte Hermoso (Pastells, 1920), no obstante, hasta la primer década del siglo XIX no serán reconocido sus canales sus planicies e islas

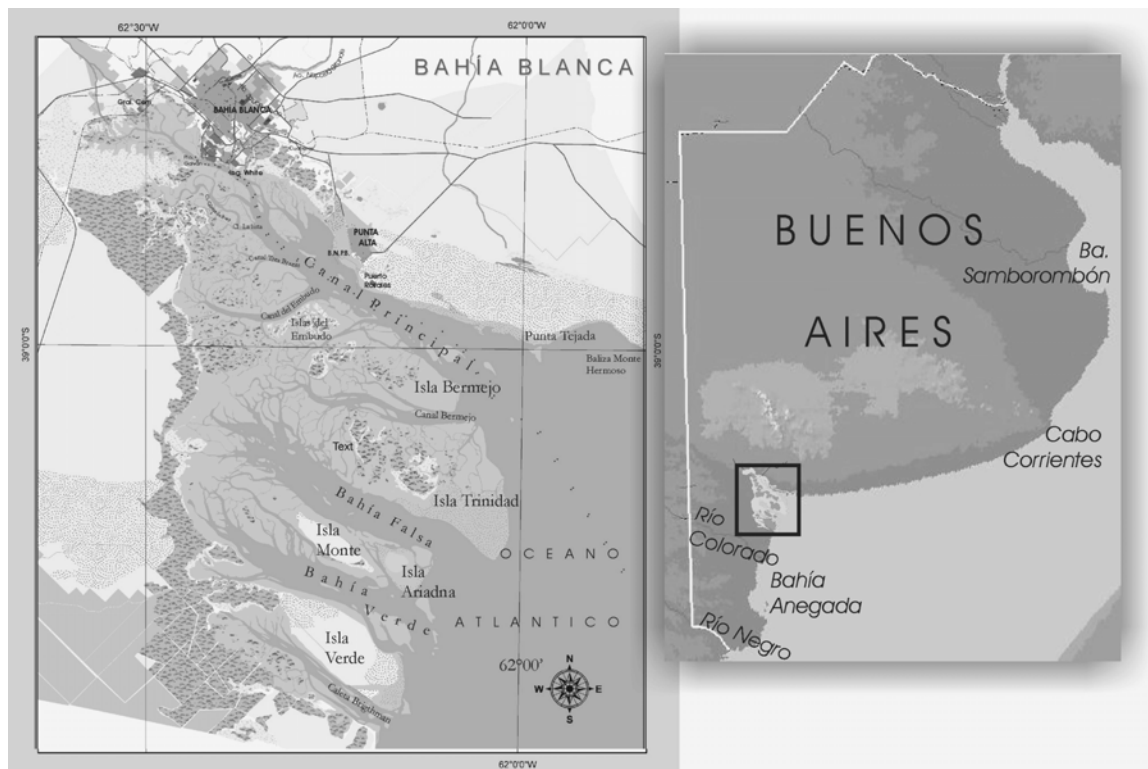


Figura 1. Estuario de Bahía Blanca

El objetivo de este trabajo es determinar el nivel de conocimiento que se poseía a través del tiempo del área estuarial. Utilizando una metodología de cortes en el tiempo se analizaron conjuntamente los procesos de ocupación territorial y documentos cartográficos históricos, donde se observó el paradigma social imperante en cada documento. Los paradigmas son un conjunto de conocimientos y creencias que forman una visión del mundo, en torno a una teoría hegemónica en determinado periodo histórico (Kuhn, 1962). De esta manera se reconocieron cinco períodos en las que se clasificó el desarrollo de la cartografía estuarial.

HISTORIA DE LA CARTOGRAFIA ESTUARIAL

Primera etapa. Mercantilismo. El estuario inexistente

El mercantilismo fue un conjunto de ideas que se desarrollaron durante los siglos XVI y XVII en Europa y se define a partir de los grandes descubrimientos geográficos. Los españoles llegaron a considerar al mercantilismo como el sentido mismo de la riqueza mediante la teoría del enriquecimiento de las naciones a través de la acumulación de metal precioso (Kuhn., 1962). De esta manera, las regiones de llanuras templadas eran consideradas como ambientes inservibles y molestos, por lo tanto el Virreinato se organizaba territorialmente en torno al camino real, que unía las minas de plata del Potosí con el río de la Plata (Roffman y Romero, 1974). Es así que ninguno de los grandes navegantes de la época hispana navegó por los canales del estuario de Bahía Blanca. Este paradigma exploratorio, que no favorecía a la región, se articuló con la falta de cartógrafos, la amplitud del imperio y los errores cartográficos, determinando que el sur de la costa bonaerense fuese reproducida durante 300 años como una línea recta entre la boca del río Negro y el cabo Corrientes (Mar del Plata). No obstante, en 1525 el piloto Uriarte, de la expedición de García de Loayza, llamó a la bahía que afloraba en la porción media y por encima del río Colorado como “Bahía de los Bajos Anegados”. En 1670 John Narborough representa esta bahía como “bahía Anagada” (Destéfani, 1978).

Segunda etapa. Revolución industrial. La bahía sin islas

Durante el siglo XVIII se produce un notable impulso exploratorio, a favor de una multiplicidad de intereses desplegados por los Estados europeos, entre los que la indagación científica ocupa un lugar relevante insertándose con los permanentes propósitos de dominio político y explotación económica (Penhos, 2004). Surge la necesidad del conocimiento científico de lo conquistado y el progreso material se asocia con la expansión del saber de las ciencias naturales y la corona española advierte que estas disciplinas conjuntamente con la cartografía deben ser fuertemente desarrolladas (Del Carril, 1957). La revolución industrial estaba creciendo progresivamente y los países centrales comenzaban a recorrer el mundo ya no en búsqueda de metales preciosos sino de recursos naturales, pues se deseaba incrementar el conocimiento de los lugares.

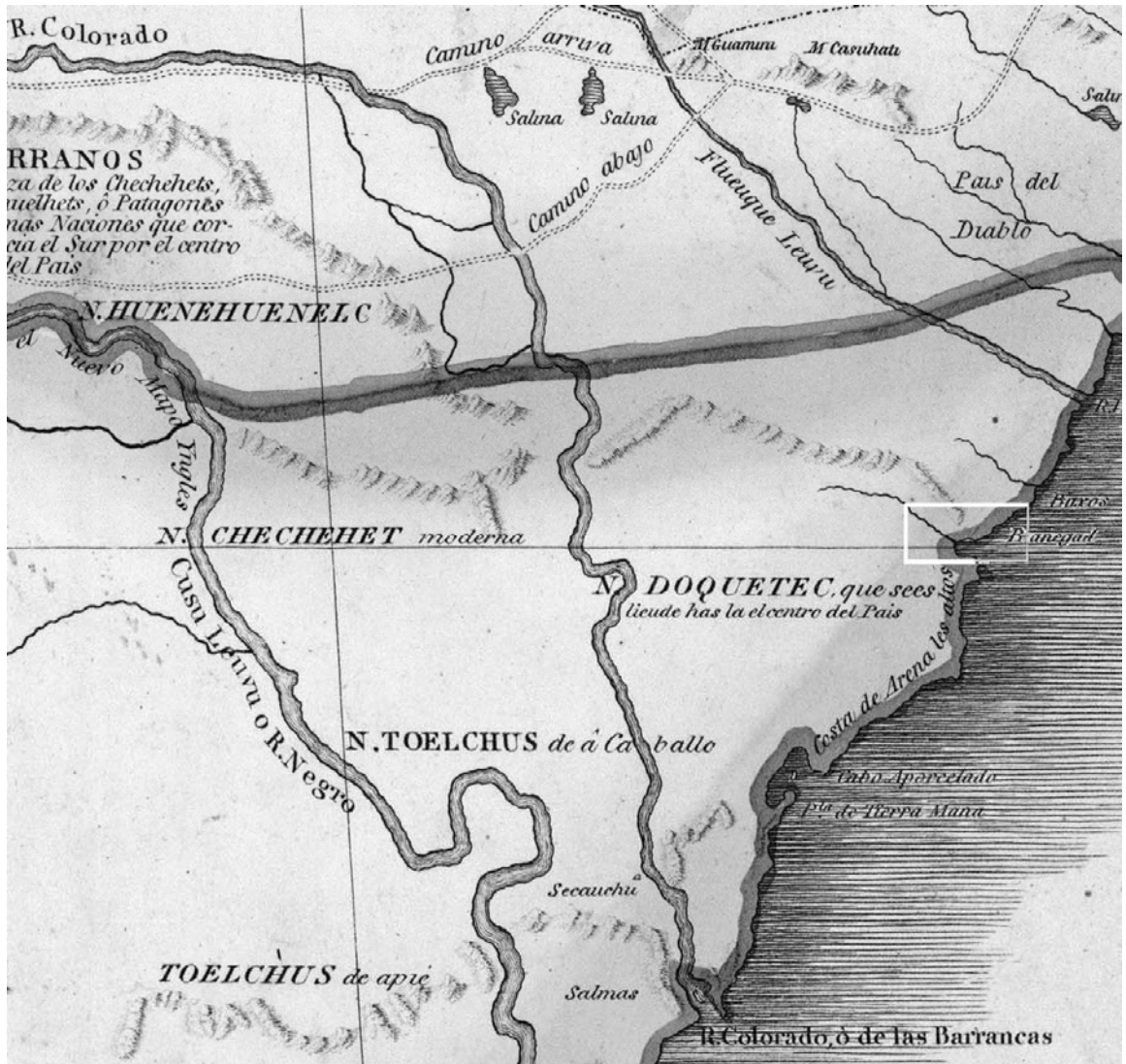


Figura 2. Mapa de Cano y Olmedilla de 1775. Fuente: <http://www.memoriachilena.cl/>

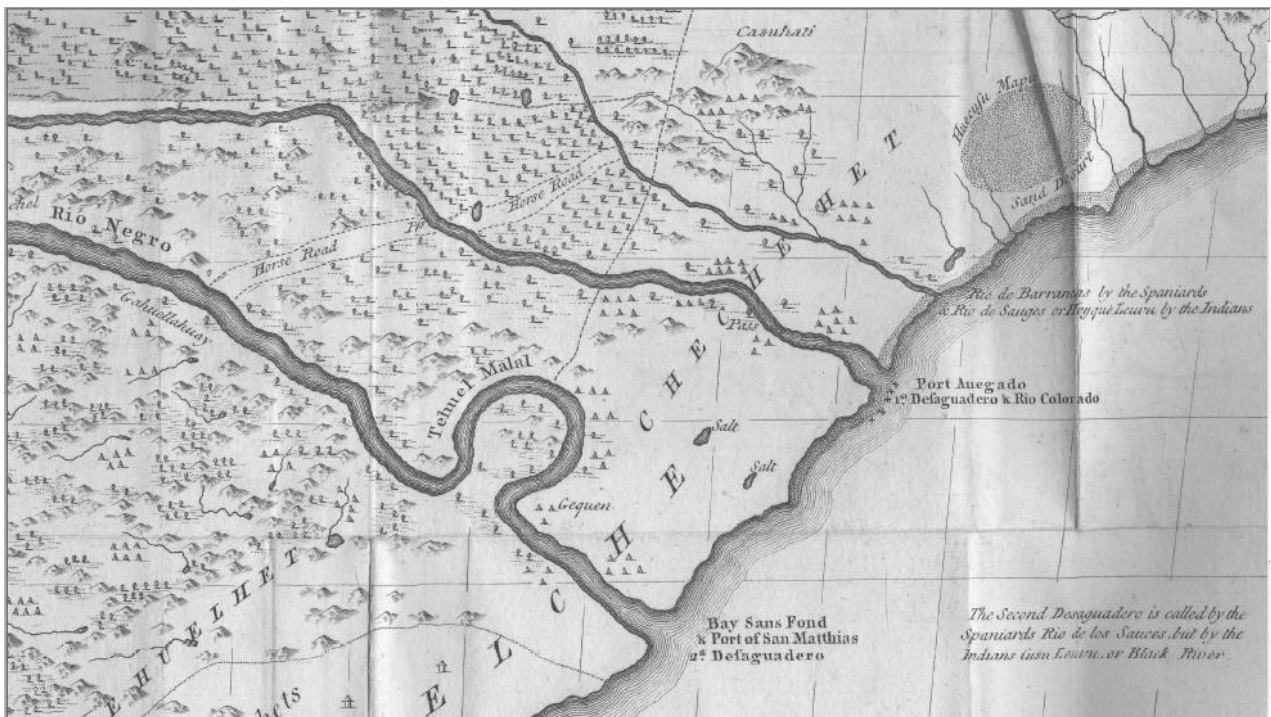


Figura 3. Mapa de Falkner de 1776 . Fuente: Fundação Biblioteca Nacional (<http://catalogos.bn.br/digital/>)

En el mapa de Cano y Olmedilla de 1775, uno de los primeros mapas que merecían la mayor atención de la época, el sitio que Narborough en 1670 representaba como “bahía Anagada”, la pequeña bahía al norte del Colorado, se corrige como “B. Anegada”. A su vez en el mapa del jesuita británico T. Falkner de 1776, el cual había logrado la atención y preocupación de la corona española, el toponimio “Port Anegado” lo traslada a la boca del río Colorado y no releva ningún accidente al norte del mencionado río.

En 1784 Villarino realiza una exploración en la costa patagónica. No reconoce la actual Bahía Blanca ni dibuja ningún accidente geográfico al norte del río Colorado, no obstante, realiza un relevamiento de detalle de la bahía localizada al sur del mismo, llamándola Anegada, nombre con la que se la conoce actualmente (Figura 4).

En 1794 la corona española envía a Malaspina en una expedición hacia las colonias hispanas. El propósito era aumentar el conocimiento sobre los pueblos, la flora y la fauna del lugar (Del Carril, 1957). Este marino destinó al Capitán Gutiérrez de la Concha a relevar la actual costa bonaerense, utilizándose por primera vez en la región un cronómetro marino. De esta manera se logró una mayor precisión cartográfica y la costa bonaerense no será nunca más trazada como una línea recta entre la bahía de Samborombón y el río Negro (Martínez Sierra, 1975). Una de las naves (Sumaca “Carmen”) bordea el estuario de Bahía Blanca continuando hacia el cabo corrientes, mientras que otra (Falucho San José) realiza el primer relevamiento de la costa de Bahía Blanca, sin penetrar en sus canales, llegaron hacia la zona de Monte Hermoso, llamándolo Monte de Pineda (Destefani, 1978).

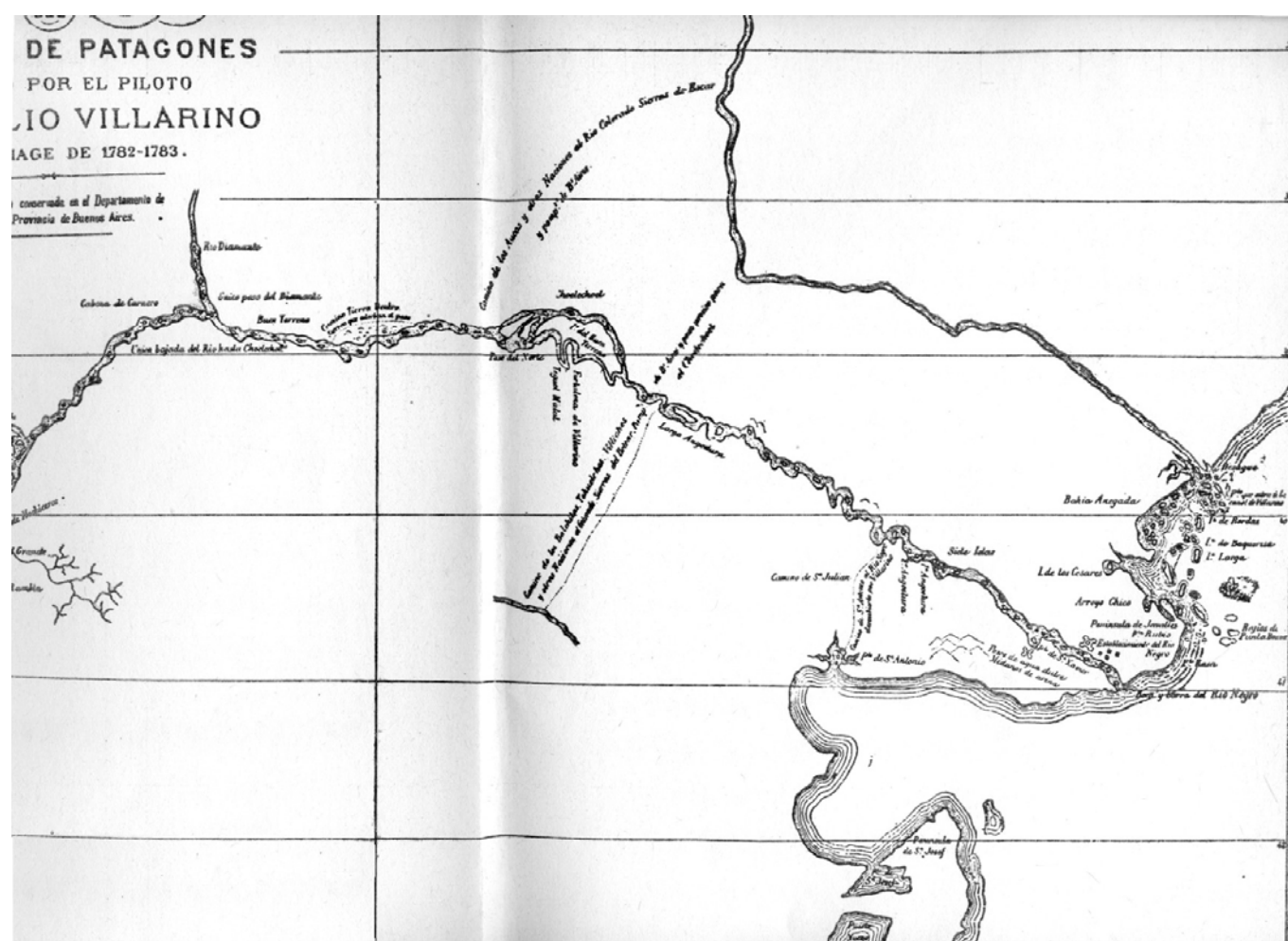


Figura 4. Mapa resultante de la expedición de Villarino de 1783 (Extraído de Funes Duriel, 1973).

El naturalista Félix de Azara en 1796 realizó una expedición a la actual provincia de Buenos Aires, donde dará como resultado en 1798 un mapa titulado *Mapa esférico de parte de la América meridional*, realizado por el cartógrafo Pedro Antonio de Cerviño (Figura 5). Como no visitaron el actual sudoeste bonaerense (Azara, 1969), se utilizó parte de la información costera relevada por Gutiérrez de la Concha. Dada su precisión para la época, su base fue utilizada durante muchos años (Martínez Sierra, 1975), por ejemplo se usó en un mapa de la expedición de Undiano de 1804. No obstante, el estuario seguía sin estar presente en la cartografía.

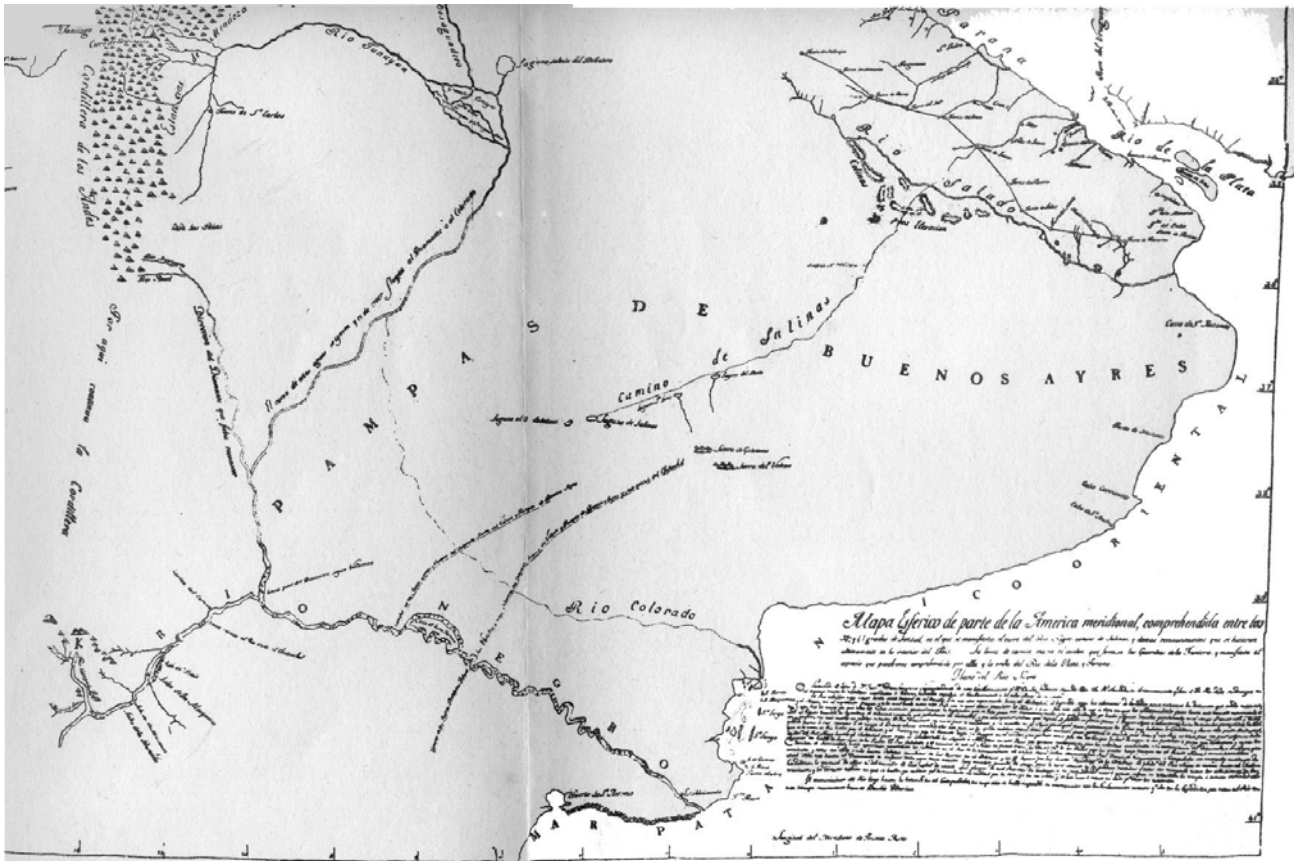


Figura 5. Mapa de Cerviño de 1798 (Extraído de Funes Duriel, 1973).

Tercera etapa. Intentos de ocupación territorial. Primeros relevamientos

Durante el último período virreinal comienza a prevalecer la idea de ocupación efectiva de los territorios coloniales y Bahía Blanca se presentaba como un acceso al centro del país. Los primeros relevamientos de los canales mayores del interior del estuario los realizará el piloto José de la Peña en 1804 (Destefani, 1978). No obstante, los españoles nunca lograron establecer un asentamiento en la costa estuarial. En 1810 se publica una carta, en la cual describe el derroteo de contrarrevolucionarios confinados a Patagones (Funes Duriel, 1973), donde figuran el relevamiento de algunos arroyos y se insinúan las islas e incluso aparecen valores batimétricos (Figura 6).

Probablemente dicha carta, como la publicada en 1820 por Arrowsmith (Figura 7), haya utilizado la información de las expediciones de 1804 para la confección de la sección bahiense (Jimenez, 2006). No obstante, en ella figura la antigua toponimia, la cual difiere de la actual (Bahía de los Buenos Cables, Bahía Ciega, Bahía de los Leones por Canal Principal, Bahía Falsa y Bahía Verde respectivamente).

En 1824 Bartolomé Muñoz edita una carta de la provincia de Buenos Aires (Figura 8). En esta se resalta la presencia del Banco del Toro, un obstáculo para la navegación que aun hoy se sigue presentando en el Canal Principal. En este mapa también se destaca el canal denominado Caleta Brighthman, que a pesar de poseer dimensiones menores a la de los demás canales de primer orden, sobresale en su tipografía. Este hecho, conjuntamente con el detalle de la forestación leñosa de sus alrededores, tienden a mostrar las condiciones del sitio para ser utilizado como refugio para las naves.

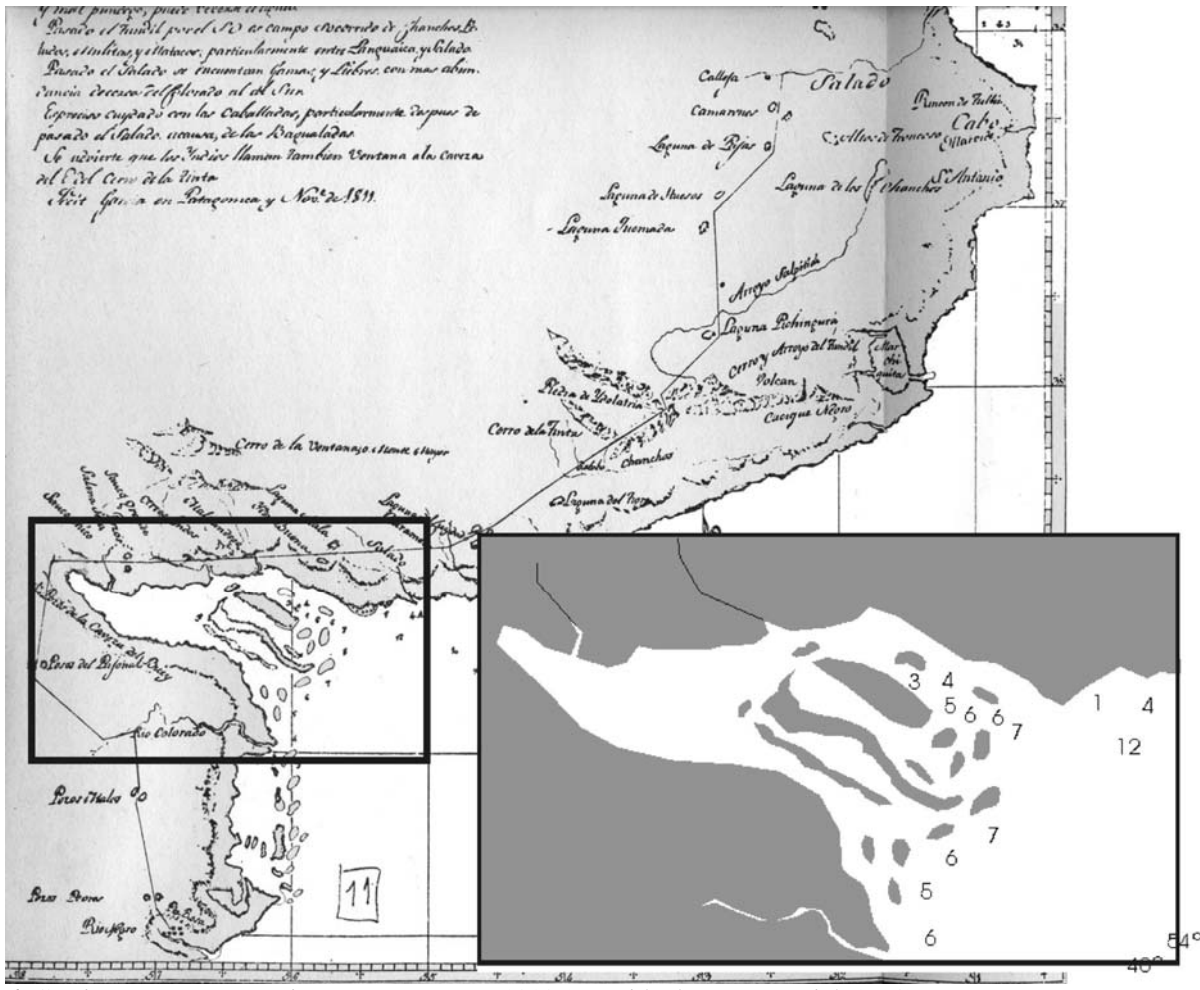


Figura 6. Camino entre Buenos Aires y Patagones en 1810 (Extraido de Funes Duriel, 1973).

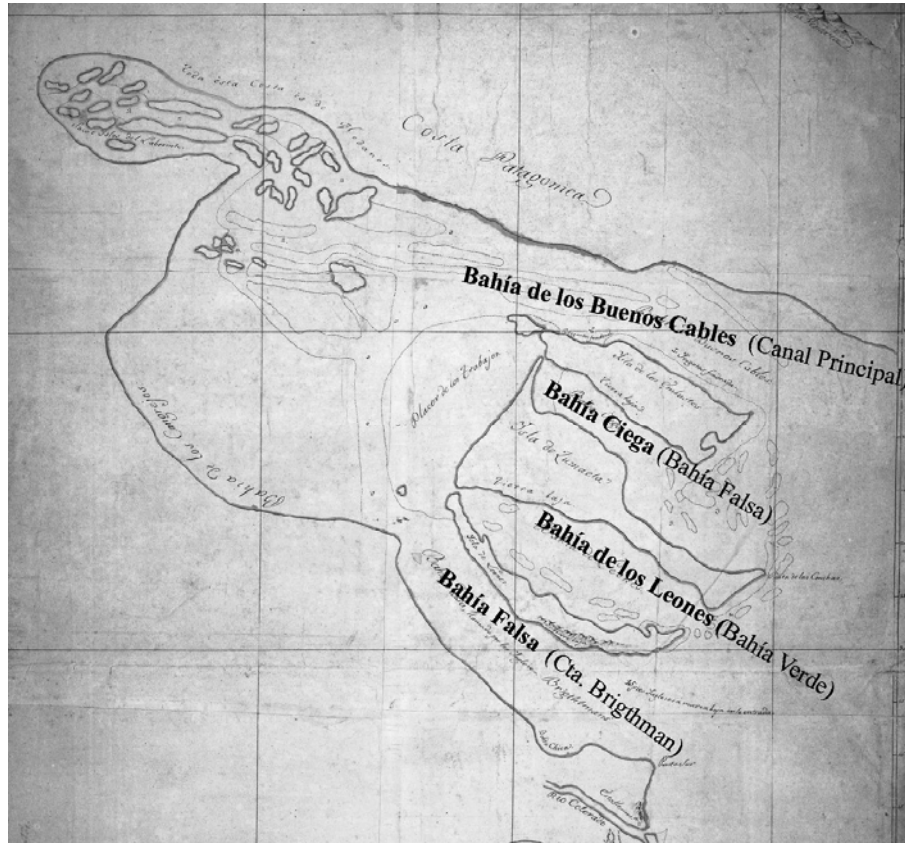


Figura 7. Mapa de Arrowsmith de 1820(tipografía modificada) (Extraido de <http://catalogos.bn.br/digital/>)

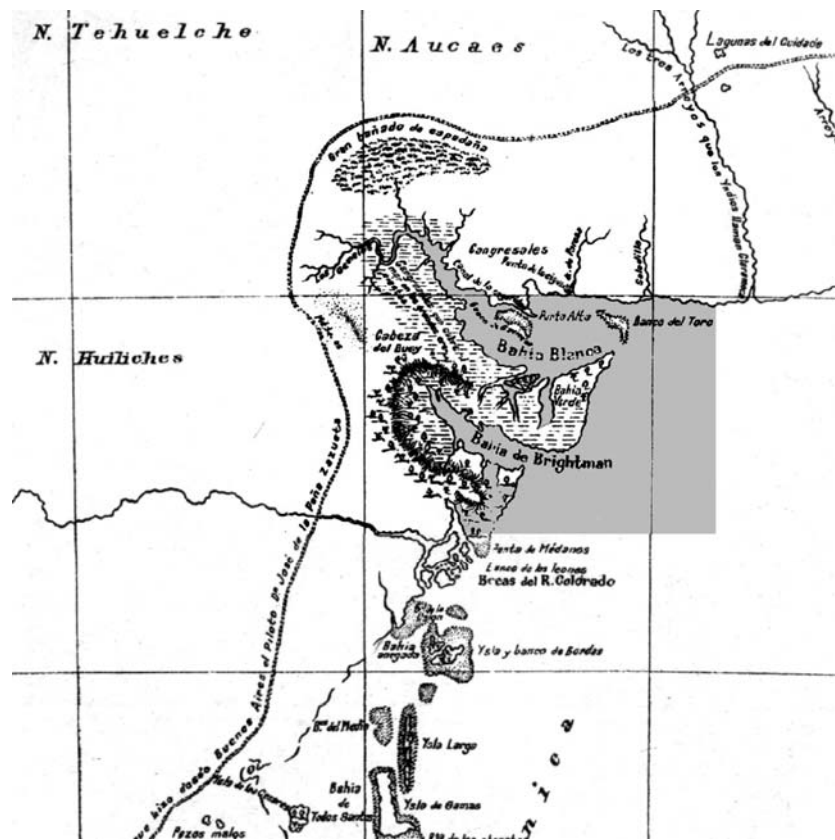


Figura 8. Parte de la carta de B. Muñoz de 1824 (Extraido de Funes Duriel, 1973)

Es en la carta de Benoit de 1828 en que los canales se los menciona con la nomenclatura actual (Figura 9). Logrado un conocimiento general de la región, y a pesar que en ese año se fundó la fortaleza y poblamiento de Bahía Blanca, no será hasta fines del siglo XIX y principios del XX en el que se producirán innovaciones en la cartografía estuarial. A pesar de que Bahía Blanca era un punto de inicio en los intentos de organización espacial, este no fue significativo en el crecimiento poblacional por más de 50 años, pues contabilizando la tropa asignada apenas sobrepasó los mil habitantes durante ese período.

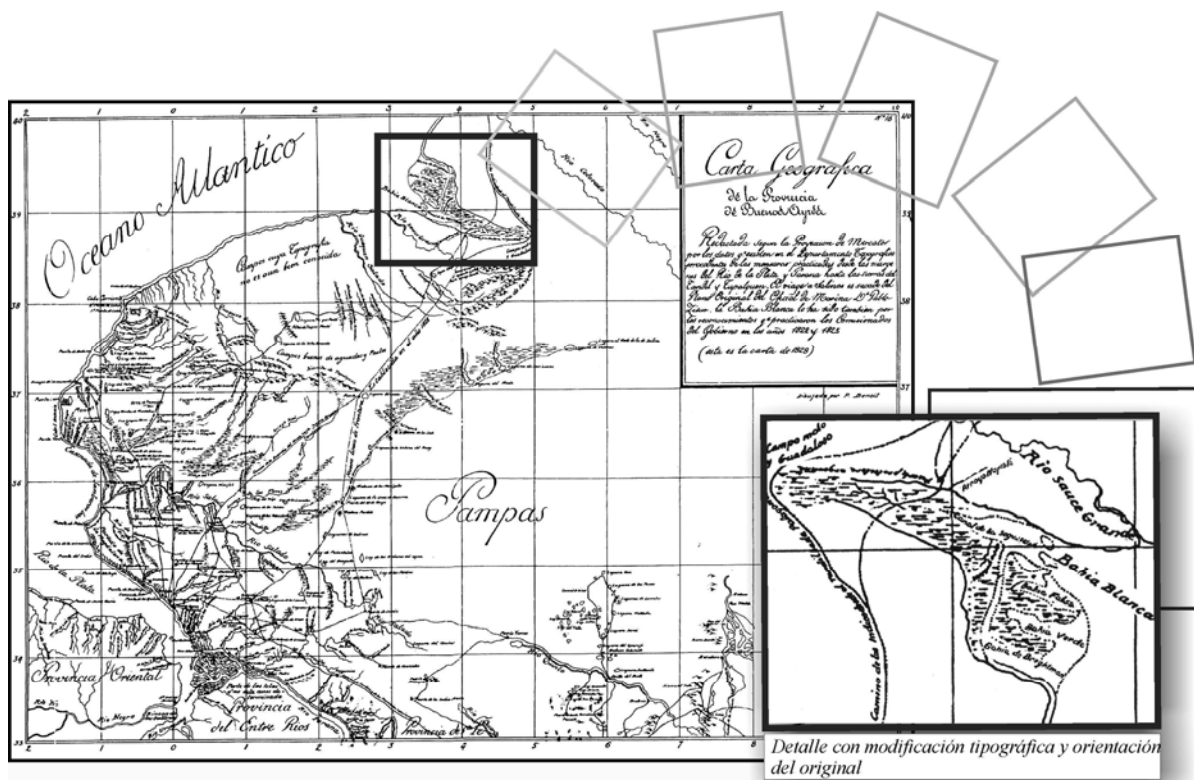


Figura 9. Benoit, 1828 con relevamientos de 1823 con toponimia actual (Extraido de Sierra R., 1975.).

Para completar la información de este período, en 1832 la corbeta Beagle, al mando del capitán Fitz Roy realiza el primer relevamiento hidrográfico del Canal Principal (Destefani, 1995). En 1859 el ingeniero Carlos Pellegrini confecciona un mapa hidrográfico siendo este documento el primer informe morfológico de la región de Bahía Blanca, donde se describe únicamente el acceso por el Canal Principal. Los conflictos políticos internos por el proyecto del nuevo país (Ferns, 1969) y las dificultades que presentaban las regiones semiáridas para su manejo determinaron mayormente el retraso de su organización espacial.

Cuarta etapa. El progreso. La cartografía oficial

Para fines del siglo XIX habían finalizado los conflictos internos nacionales. Se crea una imagen de expansión y progreso (Capela y Geraldí, 2004). El método era la apropiación de los espacios geográficos con el fin de su explotación. Es así que al igual que lo sucedido a nivel global con Estados Unidos, Australia, Sudáfrica y el sur de Chile durante la segunda parte del siglo XIX se incorporaron las regiones semiáridas al sistema productivo (Rofman y Romero, 1974), iniciándose la ocupación efectiva de las praderas pampeanas y la región patagónica.

En la región de Bahía Blanca se tenía un conocimiento pleno del marco natural y los accesos marítimos estaban demarcados, de esta manera se encontraban todas las condiciones para dar inicio a una nueva etapa. En primer término como eje de penetración al territorio a ocupar y en segundo como centro de exportación de materias primas. De esta manera Bahía Blanca presentaba óptimas condiciones para el asentamiento portuario (Rodríguez, 1998). El ferrocarril arribó a Bahía Blanca en 1884 y su presencia sería clave en el desarrollo regional (Bróndolo et al., 1994) El tren no llegaba sólo a estas regiones, lo acompañó previamente un intenso estudio topográfico, hídrico y ambiental.

El reconocimiento oficial de las vías de acceso era vital para cumplir con el paradigma de progreso regional. Es así que en 1896 se realiza la carta batimétrica Puerto Belgrano, primer relevamiento argentino llevado a cabo por la Armada Argentina (Destefani, 1978). A partir de los primeros años del siglo XX los distintos organismos oficiales desplegaron una completa cartografía de la región continental del estuario de Bahía Blanca. En 1905 el Instituto Geográfico Militar (I.G.M.), utilizando como referencia al meridiano central de la ciudad de Córdoba, publica una carta 1:25.000 comenzándose a a ser utilizadas las normas de la cartografía moderna.

No obstante, una de las problemáticas que enfrentó la cartografía estuarial, derivada de la característica del ambiente, fue que sólo se trazaron los grandes canales y los grupos de islas figuraron como unidades compactas. El apoyo de las fotos aéreas resultó un aporte significativo para el reconocimiento de la morfología costera. No obstante, el IGM cartografió con detalle en 1967 el área de borde continental (figura 10), careciendo de información estuarial. Mientras que el Servicio de Hidrografía Naval (S.H.N.) realizó diversas cartas batimétricas con relevamientos de los canales navegables, careciendo de información de detalle en canales de mareas menores y de las formas exactas de las islas, que aun figuran en dichos documentos como unidades compactas (Figuras 11).

Quinta etapa: Ambientalismo y globalización. Cartografía de detalle.

Con el aumento de las actividades ambientales, científicas y deportivas en la última parte del siglo XX, se incrementó la necesidad de cartografiar los ambientes naturales. A raíz de esta necesidad, en 1985 en el Instituto Argentino de Oceanografía IADO se edita para uso público una carta analógica realizada por C. Bernardez, la cual contiene un alto nivel de detalle comprendiendo la totalidad de las islas y canales menores (Figura 12). Como fuente principal el autor utilizó una serie de fotos aéreas de la década de 1960 y relevamientos de campo, terminando con entrevistas a los pescadores con el fin de complementar la información toponímica. A pesar que se observa una completa morfología de las islas y canales, estos últimos carecen de datos batimétricos.

Es a partir de la implementación de las geotecnologías que se puede realizar una cartografía de detalle. Con la difusión de las imágenes satelitales se obtiene una mayor información de los ambientes estuariales. El IGM edita en 1996 una carta de imagen, no obstante, tampoco posee información batimétrica, tiene escasa información toponímica y las planicies de marea se encuentran cubiertas, pues dependen del horario de toma de los satélites. La edición de las cartas topográficas de 1967 aún no fue actualizada.

El uso de un SIG en Bahía Blanca

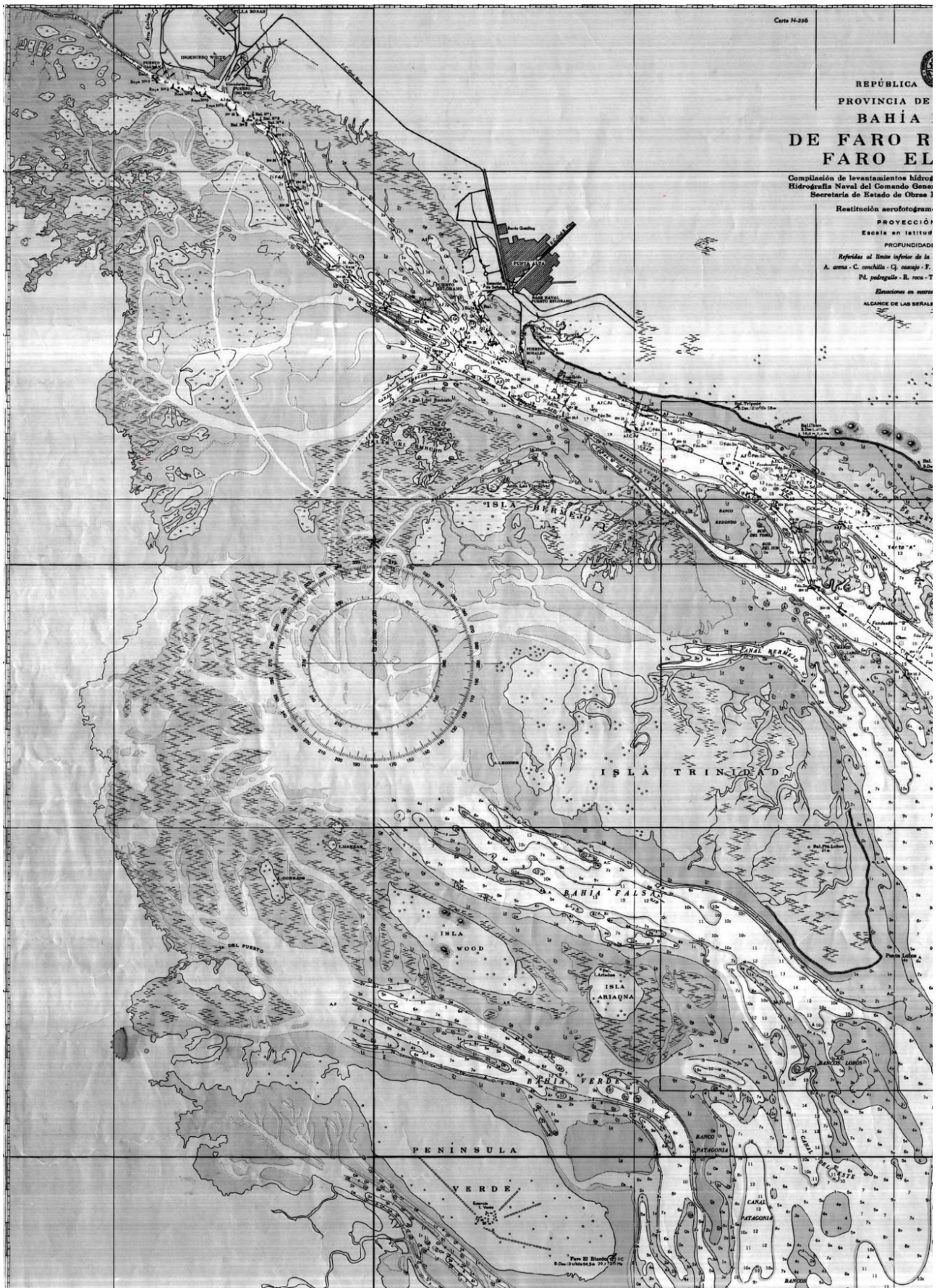
En esta última etapa se han implementado el uso de los Sistema de Información Geográfica (SIG) en las técnicas cartográficas. La posibilidad de almacenar variada información, facilitando su manejo y tener el resultado de una múltiple producción, se articula con su componente de base de datos, enfatizando el hecho de ser una herramienta de apoyo importante en la toma de decisiones. Por este motivo, se considera relevante la implementación de un SIG para el estuario de Bahía Blanca. El software utilizado en el SIG es el ArcGis^R versión 9.0 (Figura 13). La información de los bordes de los ambientes estuariales es tomada de diversas imágenes satelitales.

Los canales menores son relevantes por parte de las embarcaciones pesqueras, científicas y deportivas. No obstante, La presencia de sedimento en suspensión se confunde con los canales menores como asimismo el tamaño del píxel

de las imágenes Landsat impide visualizarlos. De esta manera para digitalizar dichos canales se utilizaron imágenes Ikonos, con resolución espacial de 1m. Para detectar las planicies de marea tanto en estado de pleamar como de bajamar son utilizadas imágenes Landsat, cedidas por la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (CONAE)..



Figura 10. Cartografía de 1967 del IGM del área de Bahía Blanca



Figuras 11. Porción de la Carta H-212 del SHN

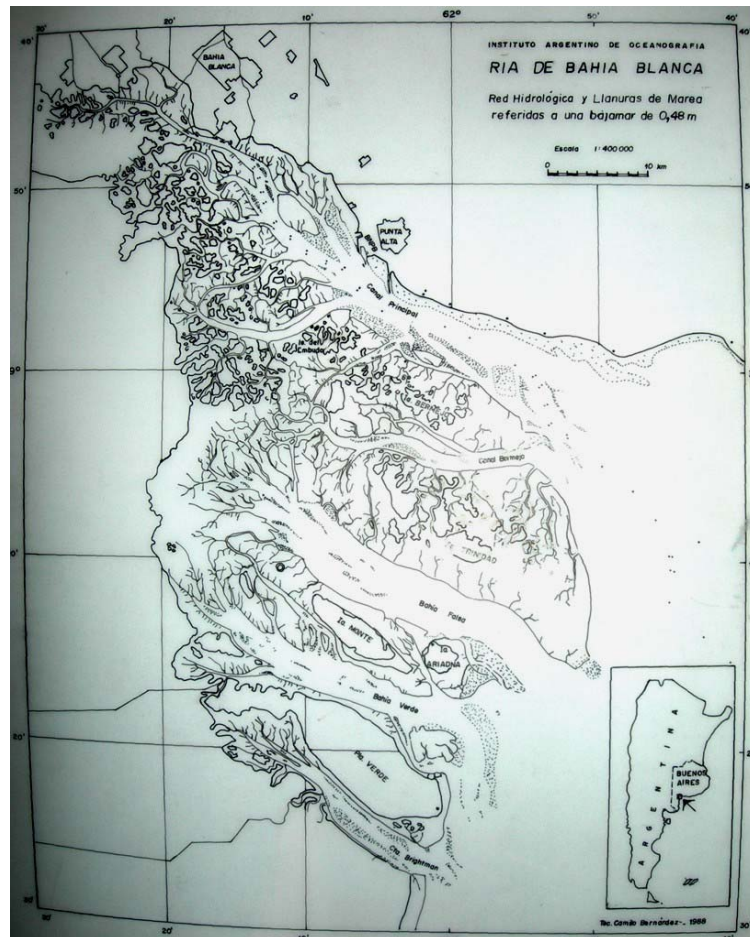


Figura 12. Carta del IADO de 1985 (Autoría de Camilo Bernardez).

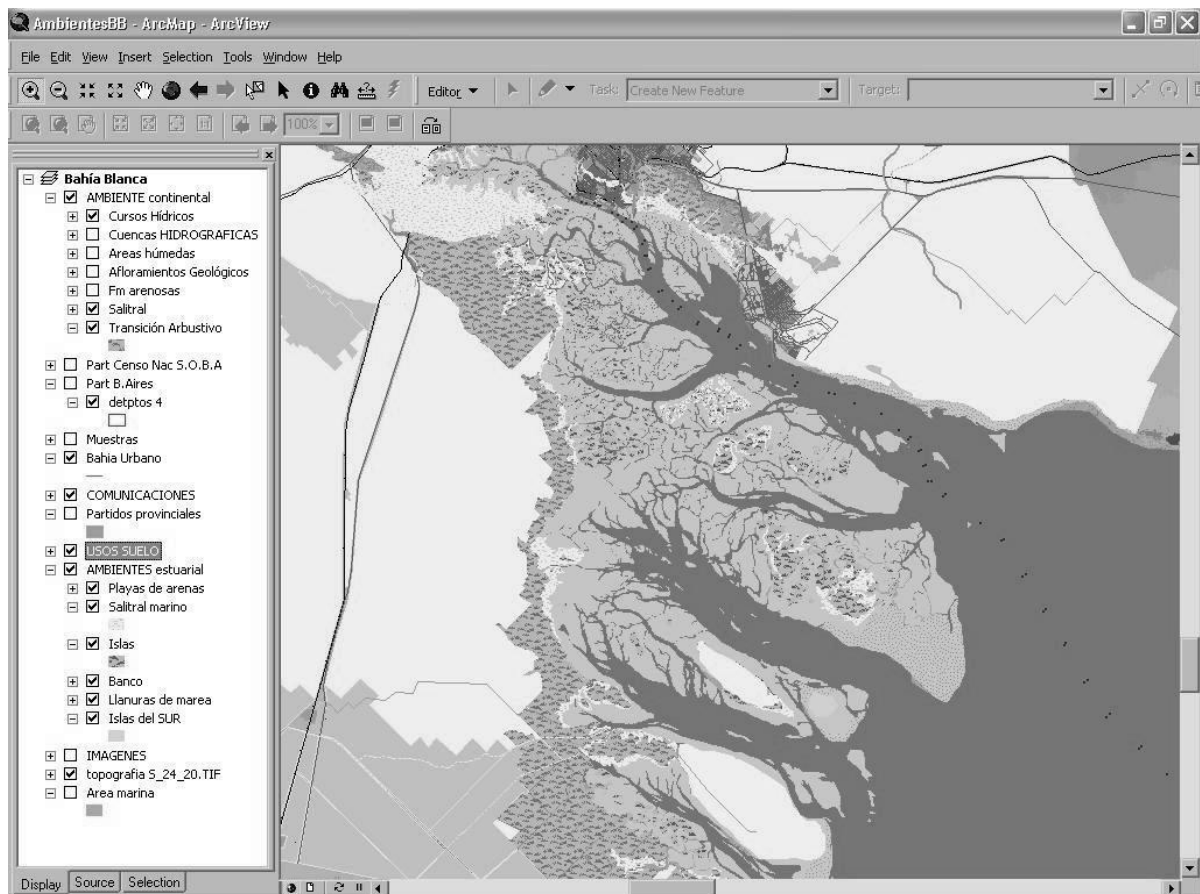


Figura 13. Sistema de Información Geográfica de Bahía Blanca realizado en el IADO

Los datos batimétricos son recopilados de diversas campañas realizadas por el IADO. Los usos del suelo en el borde continental son tomados de fotografías aéreas proporcionadas por la Municipalidad de Bahía Blanca y adquiridas en el SHN. La información toponímica del interior del estuario (canales, islotes, amarraderos, embarcaderos, refugios, etc) es tomada de la carta analógica del IADO. La diversidad ambiental se clasificó en ambientes estuariales (planicies de marea, islas y salitrales) y ambientes continentales (cursos hídricos, áreas húmedas, formaciones arenosas, cobertura arbustiva y tipos de suelo). El uso del suelo del área continental se clasificó en urbano, rural e industrial, con sus respectivas subclasificaciones.

Debido a la alta resolución espacial de alguna de las fuentes de información, menores al metro, la adquisición de diversos tipos de información y su constante actualización, deberá permitir la utilización del SIG por parte de las diversas áreas de investigación que operan en la región de Bahía Blanca. Dentro de los productos finales inmediatos se destaca una carta náutica, en estado de baja marea, que sea apta para uso general.

CONCLUSIONES

Las etapas que caracterizaron al proceso cartográfico de Bahía Blanca estuvieron influenciadas por los paradigmas imperantes a nivel global. En una primera etapa la búsqueda de metales o cultivos de muy alto valor agregado el estuario no acaparó la atención de los navegantes. En la segunda etapa la necesidad de materias primas y el avance tecnológico de la cartografía lograron un mayor detalle regional pero a pesar de sus casi 3000 km² de superficie, el estuario siguió sin ser cartografiado. Es a partir del siglo XIX, tercera etapa, que las necesidades de ocupación efectiva conlleva la idea de reconocer el área de Bahía Blanca, comenzándose a relevar los canales de mayor jerarquía y las principales islas. Durante la cuarta etapa, en el siglo XX, con el reconocimiento de la cartografía oficial y nomenclaturas de la cartografía moderna, si bien se detallaban las áreas navegables, la región estuarial aún seguía sin ser relevada con precisión a pesar de que se poseía con los elementos que brindaba la aerofotografía. Hasta entonces la sociedad no requería un profundo reconocimiento del estuario.

Con el aumento de las actividades ambientales, científicas y deportivas en la última parte del siglo XX se incrementó la necesidad de una cartografía de detalle. Un integrante del IADO edita una carta en formato analógico. No obstante, es a partir del uso de geotecnologías que se incrementa el nivel de detalle del relevamiento del área estuarial. De esta manera se concluye que fueron tres los principales factores que influyeron a lo largo del tiempo en el proceso de reconocimiento del estuario de Bahía Blanca y que se articularon entre sí. Sus características físicas con innumerables canales y planicies de marea, dificultó su acceso a lo largo del tiempo. Al final, las geotecnologías fueron un factor clave que facilitó su reconocimiento. Por último, el nivel de urgencia que exige una sociedad para conocer un ambiente se evidencia en los elementos prioritarios que se vuelcan en un documento cartográfico, donde los paradigmas sociales marcan dicho grado de exigencia.

REFERENCIAS

- Ángeles, G., 2001. Estudio Integrado del Estuario de Bahía Blanca. Tesis. Departamento de Geografía. Universidad Nacional del Sur.
- Arrowsmith, J. A. (?); *The Provinces of la Plata, the Banda Oriental del Uruguay and Chile* (1:1000000); Arrowsmith fl.1820-1830 Editor. Bartolomé Muñoz.
- Azara, F. de, 1969. Viajes. por la América Meridional, 1ra Edición 1809, Paris. Madrid : Espasa-Calpe, 1969
- Benoit, 1828. *Carta de la Provincia de Buenos Aires*.
- Bróndolo, M., M. Campos, S. Zinger, O. Del Pozo, M^a. A. Lorda, 1994. Geografía de Bahía Blanca. Ed. Encestando.
- Capela H y Gernaldi, A., 2004 La Pampa: de territorio a frontera. Revista Universitaria de Geografía. Volumen 13- Nº 1 y 2 , 2004. 31-51
- Del Carril, Bonifacio, 1957, "La expedición Malaspina en los mares americanos del sur", Boletín Centro Naval, número 635, Buenos Aires
- Destéfani, L. H., 1978. El Rol Protagónico del mar. Sesquicentenario de Bahía Blanca. Ed. La Nueva Provincia. 63-69
- Destéfani, L. H., 1995. Bahía Blanca. Primer relevamiento científico. Ideas Imágenes. Suplemento Cultural. Año 2 Nº 2. Ed. La Nueva Provincia. 63-69
- Falkner, Tomás, 2004 Descripción de la Patagonia y de las partes contiguas de la América del Sur 1ra edición Londres 1774. Bs. As., Taurus 222 p
- Ferns, H. S., 1969. La Argentina. Introducción histórica a sus problemas actuales. Ed. Sudamericana.
- Funes Duriel, C., 1973. Historia del Partido y localidad de Coronel Dorrego. Ed. del autor. Coronel Dorrego.
- Jiménez J., 2006. Comunicación personal. Biblioteca de Historia UNS-Departamento de Historia, UNS. jjjiménez@uns.edu.ar
- Kuhn, Tomas S., 1962. "La estructura de las revoluciones científicas", Fondo de Cultura Económica, México.
- Martinez Sierra R., 1975. El Mapa de las Pampas. Tomos I y II. Buenos Aires, 1975.
- Melo, W. D., R. Schillizzi, M^a. C. Piccolo y G. M. E. Perillo, 2003. Influencia del área continental pampeana en la evolución morfológica del estuario de Bahía Blanca. Asociación Argentina de Sedimentología., Revista. Volumen 10. Nº 1, 39-2
- Pastells P, 1920. "Descubriendo el estrecho de Magallanes" Madrid, en Pronsato, D. 1956 "Estudio sobre los orígenes y consolidación de Bahía Blanca" Biblioteca Rivadavia Bahía Blanca. 74pp
- Penhos, Marta. "Pintar y dominar aldeas ajenas". Diario Pagina 12, Sección Cultura, 22 enero 2006.

Rodriguez, C. A. 1998. El Puerto, protagonista de grandes cambios. En Cien años de periodismo. 1 de agosto 1998. Talleres LNP Pp226-233

Roffman, A. y L. Romero, 1974. Sistema socioeconómico y estructura regional en la Argentina. Amorroutu Editores. 224 pp

ESTUDIOS DE EXPLORACION GEOELECTRICA SOBRE LA FORMACION MARIFIL ENTRE PUERTO MADRYN Y TELSEN (PROVINCIA DE CHUBUT)

Edgardo Navarro

Dto de Geología, UNS y PAID, CIC
San Juan 670 – Bahía Blanca. e-mail: enavarro@criba.edu.ar

ABSTRACT

Geomorphological studies between Puerto Madryn (42° 30' S y 65° 00' W) and Telsen (42° 40' S y 67° 00' W) are carried out in an attempt to know the evolution of the landscape from the Jurassic period. Volcanic rocks of the Marifil Formation are the main outcrops in the area, constitute the basement in the area and their exposures form hills which tend to align in a north-south direction. In this study, where the Marifil Formation is covered with sedimentary deposits, a geoelectrical prospection was made. In order to determine the thickness of the sedimentary cover, the variation in the morphology and the depth of the basement, sixteen Vertical Electrical Soundings (VES) were done. A Schlumberger tetraelectrode configuration was used for each VES and the sounding curves were interpreted automatically through an iterative process. Geoelectrical layer models were obtained and the error considered was always less than 2.5%. For the geological interpretation of each geoelectrical model, both the geological information of the area and the data from an exploration hole were considered, whose electrical logging and lithology were used for the parametric reference of the soundings. These models allowed to define the variations in the thickness of the sedimentary fill, which reaches in some sites up to 174 m. A geoelectrical cross section located south of Telsen showed a progressive deepening of the basement toward the South.

Keywords: Geoelectrical Prospection – Vertical Electrical Sounding – Marifil Formation - Landscape Evolution – Telsen – Puerto Madryn

RESUMEN

Entre las localidades de Puerto Madryn (42° 30' S y 65° 00' W) y Telsen (42° 40' S y 67° 00' W) se llevan a cabo estudios geomorfológicos cuyo objetivo es conocer la evolución del paisaje labrado desde el Jurásico. Las volcanitas de la Fm Marifil son los principales afloramientos ígneos, constituyen el basamento en el área y se manifiestan en superficie en forma de lomadas que tienden a alinearse en una dirección norte-sur. En este estudio, se realizó una prospección geoelectrónica en aquellos sectores en que la Fm Marifil se encuentra cubierta por depósitos sedimentarios. Con la finalidad de identificar los espesores de la cobertura sedimentaria, como así también variaciones en la morfología y profundidad del basamento, se realizaron 16 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV). Para cada sondeo se empleó la configuración tetraelectrónica de Schlumberger y las curvas de campo fueron interpretadas automáticamente a partir de los sucesivos procesos de reajustes. Los modelos de capas geoelectricas fueron obtenidos con un error inferior al 2,5%. Para la interpretación geológica de cada modelo geoelectrico se tuvieron en cuenta tanto la información de la geología de la región como los datos de un pozo de exploración, cuyos perfilajes eléctricos y litología fueron empleados para la parametrización de los sondeos. Dichos modelos permitieron establecer las variaciones del espesor sedimentario sobre la Formación Marifil, alcanzando en algunos sitios los 174 m. Una transecta al sur de Telsen define una progresiva profundización del basamento hacia el sur.

Keywords: Prospección Geoelectrónica – Sondeos Eléctricos Verticales - Formación Marifil – Evolución de paisaje – Telsen – Puerto Madryn

INTRODUCCION

El presente estudio forma parte de un análisis geomorfológico regional que se lleva a cabo en la Provincia de Chubut entre las localidades de Puerto Madryn y Telsen (Figura 1), comprendiendo aproximadamente los 42° 00' y 43° 00' de latitud sur y 65° 00' y 67° 00' de longitud oeste y cuyo objetivo es establecer la evolución del paisaje labrado durante un intervalo que abarca desde Jurásico hasta Mioceno. Como parte de esta investigación se evalúan diferentes parámetros geológicos, que

comprenden tanto el estudio de perfiles litoestratigráficos de los afloramientos sedimentarios (particularmente en el área de la localidad de Telsen), como así también, el análisis morfométrico del relieve a partir de modelos digitales de elevación (DEM) de imágenes satelitales ASTER.

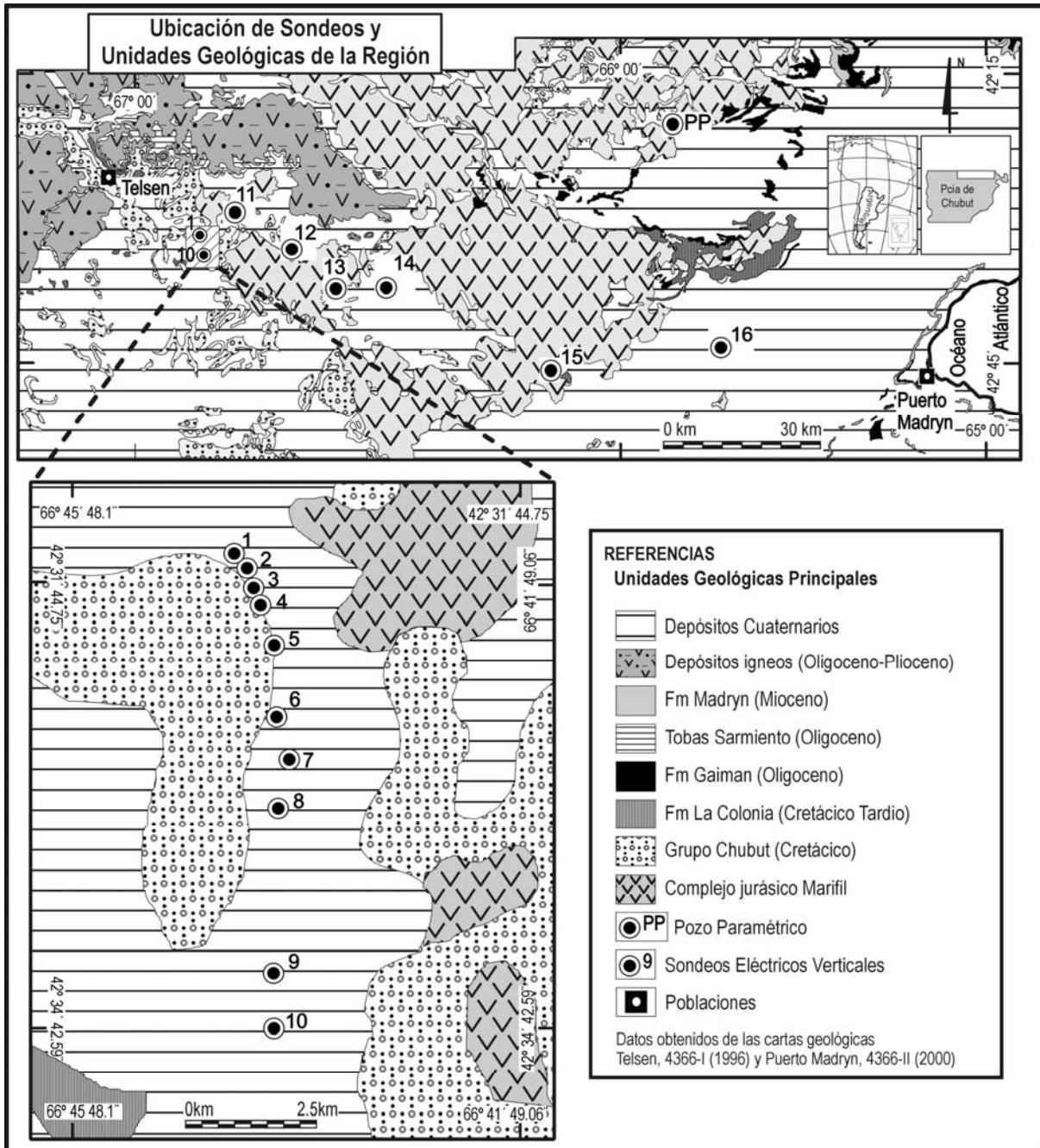


Figura 1 a) Esquema hipsométrico tridimensional del área de estudio. b) Ubicación de los puntos de sondeos y del pozo de exploración paramétrico asociados a las unidades geológicas.

En el área de estudio, los principales afloramientos los constituyen volcanitas de la Formación Marifil. De extensión regional significativa sobrepasa los límites de la provincia de Chubut llegando hasta la de Río Negro y tectónicamente asociadas a una etapa de sinrift (Ardolino y Franchi, 1996). Estos depósitos fueron reconocidos inicialmente por Widhausen (1921) y atribuidos temporalmente al Mesozoico. Dataciones radimétricas posteriores permitieron establecer para estas rocas, un importante intervalo de depositación que comprende desde los 156.7 Ma hasta los 186.2 Ma. Particularmente para el área de análisis dicha edad se puede acotar entre los 178.7 Ma y 186.2 Ma (Alric et al, 1996).

Litológicamente la Fm. Marifil está constituida por diferentes facies, tanto efusivas como hipabisales, lo que llevó a considerarla como un complejo integrado básicamente por tobas, ignimbritas, riolitas y pórfidos riolíticos. En superficie, se presentan como lomadas mas o menos saltuarias que tienden a alinearse en dirección norte-sur, con depósitos sedimentarios cubriendo las depresiones.

Estas volcanitas constituyen particularmente el límite este de la Cuenca de Somuncura-Cañadon Asfalto (Cortiñas 1996), y para el área considerada los principales afloramientos sedimentarios se manifiestan en Telsen, con depósitos que corresponden al Grupo Chubut y Fm La Colonia (pos-Aptiano a Cenomaniano, Ardolino y Franchi, 1996).

En dicha localidad, la sucesión sedimentaria está caracterizada en el tramo inferior por un sistema fluvial multicanalizado, de baja a moderada sinuosidad con área de aporte relativamente cercanas, ubicada predominantemente hacia el SE, con clastos derivados mayoritariamente de las volcanitas de la Fm. Marifil. El tramo superior se dispone en forma litológicamente transicional, con pelitas verdosas, que corresponden a la Fm. La Colonia. (Navarro y Labudia, 2004).

Toda la secuencia sedimentaria está cubierta por las volcanitas oligocenas de los grupos Somuncura y Quiñelaf (Ardolino y Franchi 1996), con una posición hipsométrica que supera las alturas de Marifil. El otro afloramiento de importancia en la región, aunque con una extensión reducida, se encuentra ubicado en la Sierra Chata ($65^{\circ} 55' 28''$ W y $42^{\circ} 46' 13''$ S).

Hacia el este, en el área de la localidad de Puerto Madryn, los principales afloramientos sedimentarios corresponden a las formaciones Gaiman y Puerto Madryn, relacionadas a las intrusiones del Oligoceno y Mioceno, respectivamente (Haller et al, 2000).

Fisiográficamente, el área de estudio presenta un desarrollo de elementos morfológicos correspondientes a un paisaje maduro (Navarro y Labudia, 2002).

Dos grandes rasgos dominan la región y ambos son controlados principalmente por el tipo litológico y geometría de Marifil. En sectores de constitución fundamentalmente riolítica, los afloramientos se manifiestan como lomadas alargadas que se extienden con un sentido general N-S, dentro de una faja enmarcada aproximadamente entre los meridianos $65^{\circ} 30'$ y $66^{\circ} 40'$, con desniveles altimétricos poco significativos. Una morfología plana tiene desarrollo en aquellas áreas caracterizadas por facies predominantemente tobáceas y en aquellos lugares en los que tuvieron desarrollo procesos agradatorios que condujeron al relleno sedimentario de depresiones labradas sobre ambos tipos litológicos.

Resulta de interés establecer el posible vínculo entre los afloramientos expuestos en la localidad de Puerto Madryn de naturaleza marina y aquellos presentes en Telsen y que se encuentran asociados fundamentalmente a procesos fluviales.

Ante la ausencia entre ambas localidades de perfiles sedimentarios aflorantes (con la excepción de aquellos de Sierra Chata), que permitan establecer dicha conexión en superficie, se llevó adelante una exploración geofísica del basamento mediante un estudio geoelectrico, a los efectos de evaluar su relación con la cobertura sedimentaria. Los mismos se desarrollaron en aquellos sectores de morfología plana en que el basamento se encuentra cubierto por sedimentos y/o sedimentitas.

De esta manera, a partir del contraste eléctrico que naturalmente se da entre estos dos grandes tipos litológicos, cubierta sedimentaria-volcanitas (Benson et al, 1988), se procuró establecer cambios en la morfología y profundidad del basamento, como así también, variaciones en los espesores de la cobertura sedimentaria que apoya sobre Marifil.

MATERIALES Y METODOS

Los estudios geoelectricos a través de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) permiten determinar los valores de resistividades aparentes (ρ_a) para las diferentes capas del subsuelo (Orellana, 1982). El parámetro resistividad en el medio físico es controlado tanto por el grado de alteración que el mismo presenta, condicionando la porosidad y permeabilidad del sistema, como así también por el tenor de sólidos disueltos en el agua Zhody (1989). Todo esto dificulta en muchos casos asociar un valor de resistividad con el medio físico explorado.

En particular para este trabajo, tanto el grado de alteración litológica como las características intersticiales que presenta, se encuentran vinculados en forma significativa a la constitución geológica. De esta manera, fue posible realizar a través de las variaciones verticales de las propiedades eléctricas del medio (en particular de la resistividad), una sectorización en capas permitiendo vincularlas a los distintos tipos litológicos. Esta relación se estableció sobre la base del conocimiento geológico de la

zona y de la existencia de elementos paramétricos que sirvieron de referencia. En particular se utilizaron como elementos de parametrización una perforación de exploración (Plusagua 2004) (Figura 2), cortes naturales y excavaciones relacionadas con la actividad antrópica (extractiva y abastecimiento de agua fundamentalmente).

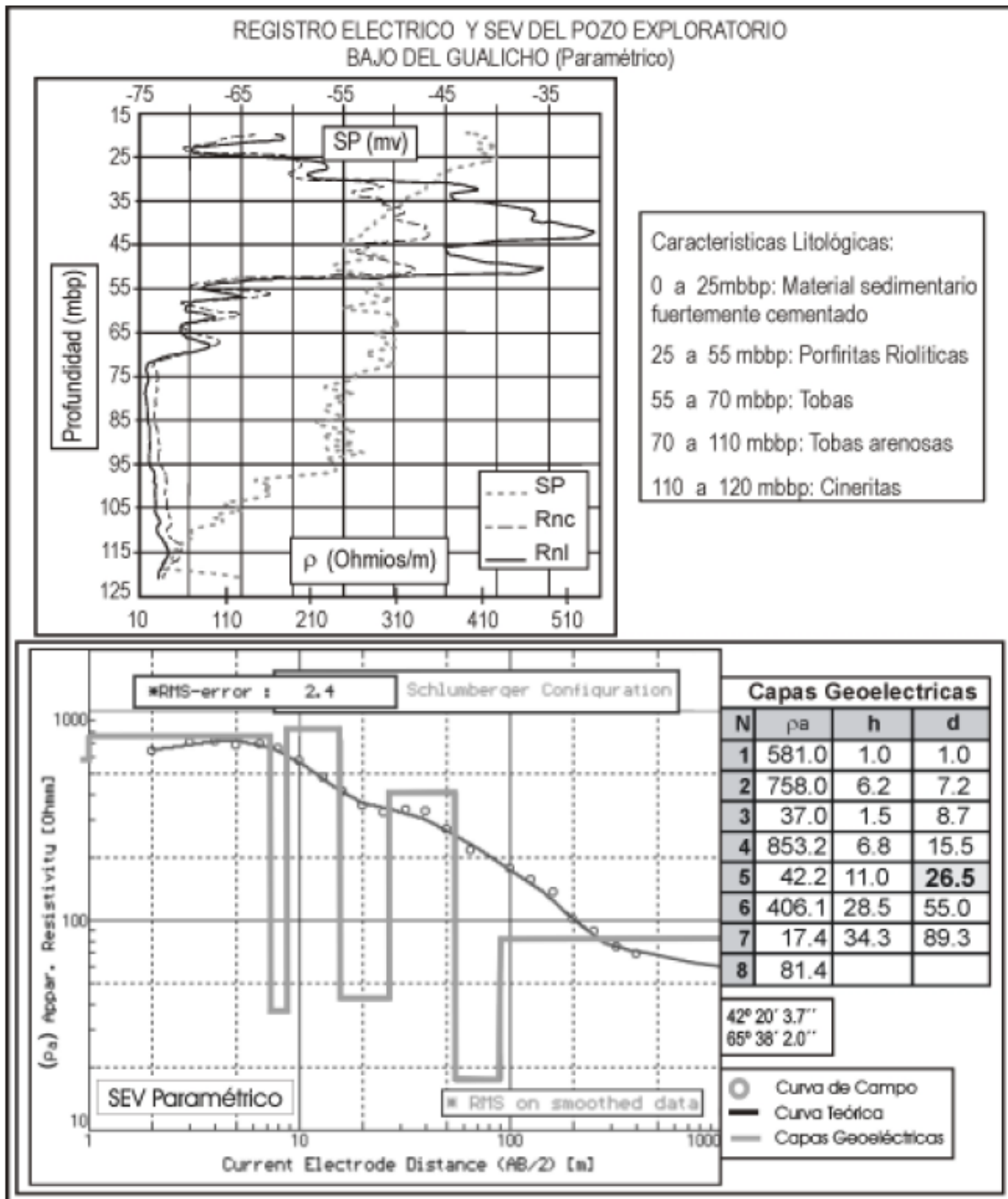


Figura 2. Perfilajes eléctricos (Resistividad Normal Corta, Resistividad Normal Larga y Potencial Espontáneo) y litología del pozo de exploración paramétrico. Sondeo eléctrico vertical asociado al pozo.

En la elección de los puntos de análisis se tuvieron en cuenta los requerimientos y supuestos metodológicos de los SEV, según los cuales los cuerpos a ser explorados tienen que estar horizontalmente estratificados, ser lateralmente homogéneos e isotrópicos y desarrollados sobre una topografía horizontal a subhorizontal (Zhody, 1973; Orellana, 1982). En los sitios de exploración del presente estudio, dichas condiciones se cumplieron sin dificultad teniendo en cuenta que en la longitud

involucrada por los sondeos no se observaron cambios significativos en el medio. No obstante como la extensión total para cada uno de ellos involucró un tendido de 800 metros (m), condicionó tanto el número total de sondeos, como así también su distribución, en virtud de la accesibilidad y características del terreno.

El dispositivo empleado para el desarrollo de la exploración geoelectrica incluyó fuente de emisión de corriente, voltímetro, amperímetro y electrodos tanto de potencial como impolarizables de corriente. Dentro de la región se desarrollaron 16 SEV, aplicando una disposición tetraelectrónica de Schlumberger, según la cual, la progresiva separación de los electrodos de corrientes se hace de acuerdo a una distancia preestablecida y que abarca al menos seis puntos por ciclo logarítmico (Orellana, 1982). En particular para este estudio la separación en m de electrodos de corriente empleados (AB/2) fue de: 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.5, 8.0, 10.0, 10.0, 13.0, 16.0, 20.0, 25.0, 32.0, 40.0, 50.0, 65.0, 80.0, 100.0, 125.0, 160.0, 200.0, 250.0, 320.0 y 400.0.

Para la obtención del valor de resistividad aparente, en cada punto y para cada separación de electrodos de corriente se aplicó una descarga eléctrica al medio, efectuándose en consecuencia, la medida de intensidad de corriente y diferencia de potencial. En este último caso, con el propósito de obtener el valor de potencial propio del medio, a las lecturas obtenidas les fueron restadas las del potencial natural de la tierra (potencial telúrico).

Los parámetros eléctricos cuantificados de esta manera, fueron vinculados a través de la fórmula según la cual:

$$r_a = K \times \frac{V}{I}$$

En donde:

- ra Resistividad aparente (Ohmios metros)
- V Diferencia de potencial medida (Milivoltios)
- I Intensidad de Corriente (Miliamperes)
- K Constante geoelectrica

Los datos correspondientes a cada uno de los puntos de separación de los electrodos de corriente (AB/2), fueron representados en gráficos de coordenadas logarítmicas. En las ordenadas se volcaron los valores de resistividad aparente y en las abscisas se asignaron los valores de espaciamiento de los electrodos de corriente. De esta manera, la unión de estos puntos permitió la obtención de las curvas de campo. A los efectos de lograr lecturas significativas en la diferencia de potencial se realizaron dos empalmes, uno entre los 25m y 32m, el otro entre los 125m y 160m. En el primer caso se pasó de una separación de electrodos de potencial (MN) de 1m a 10m, mientras que en el segundo caso se desplazó de 10m a 50m.

INTERPRETACION DE LAS CURVAS DE CAMPO

A los efectos de realizar la interpretación de las curvas de campo se tuvieron en cuenta diferentes consideraciones de Orellana (1982) y Zhody (1989).

- Las resistividades aparentes son siempre positivas
- La forma de la curva de campo acompaña siempre la forma de la curva de resistividad verdadera, de modo tal que incrementos o disminuciones en la resistividad verdadera con el aumento de la profundidad, se asocia a incrementos o decrecimientos de estos valores con espaciamientos mayores de los electrodos de corriente.
- El máximo cambio en la resistividad aparente siempre ocurre a un espaciamiento de electrodos superior a la profundidad a la cual se da el cambio en la resistividad verdadera. De este modo, las curvas de campo están fuera de fase respecto de la curva de resistividad verdadera en profundidad y siempre desplazada a la derecha de esta última.
- La amplitud de la curva de campo es siempre menor o igual a la amplitud de la curva de resistividad verdadera desarrollada con la profundidad. La resistividad aparente se aproxima a la resistividad verdadera, únicamente cuando se da un espaciamiento de electrodos muy pequeño respecto del los espesores de la primera capa ó, cuando el espaciamiento de electrodos es muy grande y el espesor de la capa tiende a infinito.

A partir de estas consideraciones, los dos primeros puntos permiten presumir que el espaciamiento de los electrodos se aproxima a la profundidad de la capa y los valores de resistividad aparente son aproximadamente iguales a los de las resistividades verdaderas. Particularmente, Orellana (1982) y Zhody (1989) consideran que el número mínimo de capas que se pueden desarrollar, es igual al número de puntos digitalizados de la curva de campo con valores de profundidad que se aproximan a los espaciamiento de los electrodos ($AB/2$). Mientras que los dos últimos puntos, llevan a considerar que el espaciamiento de los electrodos de corriente no se aproxima adecuadamente a la profundidad de la capa, razón por la cual las profundidades deben ser desplazadas hacia la izquierda a los efectos de ajustar los parámetros de las capas asumidas. Por otro lado, las resistividades aparentes tampoco se adecuan en primera instancia a las resistividades verdaderas, por lo que necesitan ser corregidas.

A los efectos de realizar los ajustes correspondientes, el procesamiento de las curvas de campo se llevó a cabo a través de los software Zodhy (Zodhy, 1973), Resist (Vander Velpen, 1988) e IPI2Win (Bobachev et al., 2000). Su desarrollo fue en todos los casos automático y a través del proceso de reajustes sucesivos (“iterative process”) en el caso de los soft Resist y IPI2Win.

A partir de los resultados obtenidos y para cada uno de los sondeos, fue posible obtener una distribución geoelectrica del medio físico con un número de capas lo suficientemente reducido, sobre la base del principio de equivalencia. Según el mismo, todo modelo de capas completas derivado de la curva de campo puede ser simplificado a otro con un número menor, de modo tal que a cada capa se le puede asociar un valor de profundidad y resistividad, asumiendo un bajo error en la transformación (Figura 3 a-p).

En consecuencia, para cada punto de exploración fue posible definir un modelo geoelectrico cuyo ajuste y asociación con el modelo geológico se realizó considerando los datos de la descripción litológica y perfilajes correspondientes al pozo de exploración, como así también, teniendo presente las características geológicas del entorno de cada SEV. El valor de error asociado a cada modelo geoelectrico obtenido de manera automática, en todos los casos no superó el 2.5%.

En todos los casos, las capas mas superficiales de los cortes geoelectricos, hasta una profundidad de 50 m. aproximadamente, se corresponden con depósitos actuales. En particular aquellas que comprenden los primeros metros de profundidad, se caracterizan por presentar valores muy altos de resistividad aparente como consecuencia de la compactación, que por lo común presenta la superficie del terreno en los puntos de estudio.

Las capas que le suceden en profundidad y que comprende el resto del tramo superficial, presentan una alternancia en los valores de resistividad aparente. Los mas altos se corresponden con un material sedimentario formado por clastos que alcanzan el tamaño de bloque, en algunos casos fuertemente cementados y consolidados, que en algunas situaciones constituye un elemento confinante de los acuíferos (Plusagua, 2004). En general, los valores bajos de resistividad aparente se encuentran asociados a una litología texturalmente fina. No obstante, los valores bajos definidos para las capas inmediatamente por encima del basamento riolítico impermeable, podrían relacionarse no sólo a estos tipos litológicos, sino también a la presencia de agua con un importante contenido salino. Esto pudo ser observado en excavaciones realizadas a los efectos del abastecimiento local de agua (jagueles). Asimismo, en el pozo de exploración profunda la conductividad del acuífero en contacto con el basamento superó los 9000 microsiemens por centímetro ($\mu S/cm$) (Plusagua, 2004).

En todos los casos estas características se ven resaltadas por las condiciones de sequía del medio al momento de la realización de los sondeos.

En particular para los SEV's 11 al 16, la disposición saltuaria de los mismos, como así también la importante separación que median entre ellos y la irregularidad del basamento, impide el desarrollo de cortes geoelectricos representativos. De la misma forma, la falta de un conocimiento geológico directo de profundidad, no facilitan la asociación de las capas geoelectricas más profundas a unidades geológicas definidas. No obstante estos SEV's, además de vincular aquellas capas que alcanzan los 50 m. a depósitos modernos, permiten establecer espesores sedimentarios totales. De la misma manera, y a partir del contraste eléctrico que media entre lo sedimentario y el basamento, cuyo valor de resistividad aparente llega a ser hasta 8 veces superior, estos sondeos permitieron definir sin inconvenientes la profundidad del basamento.

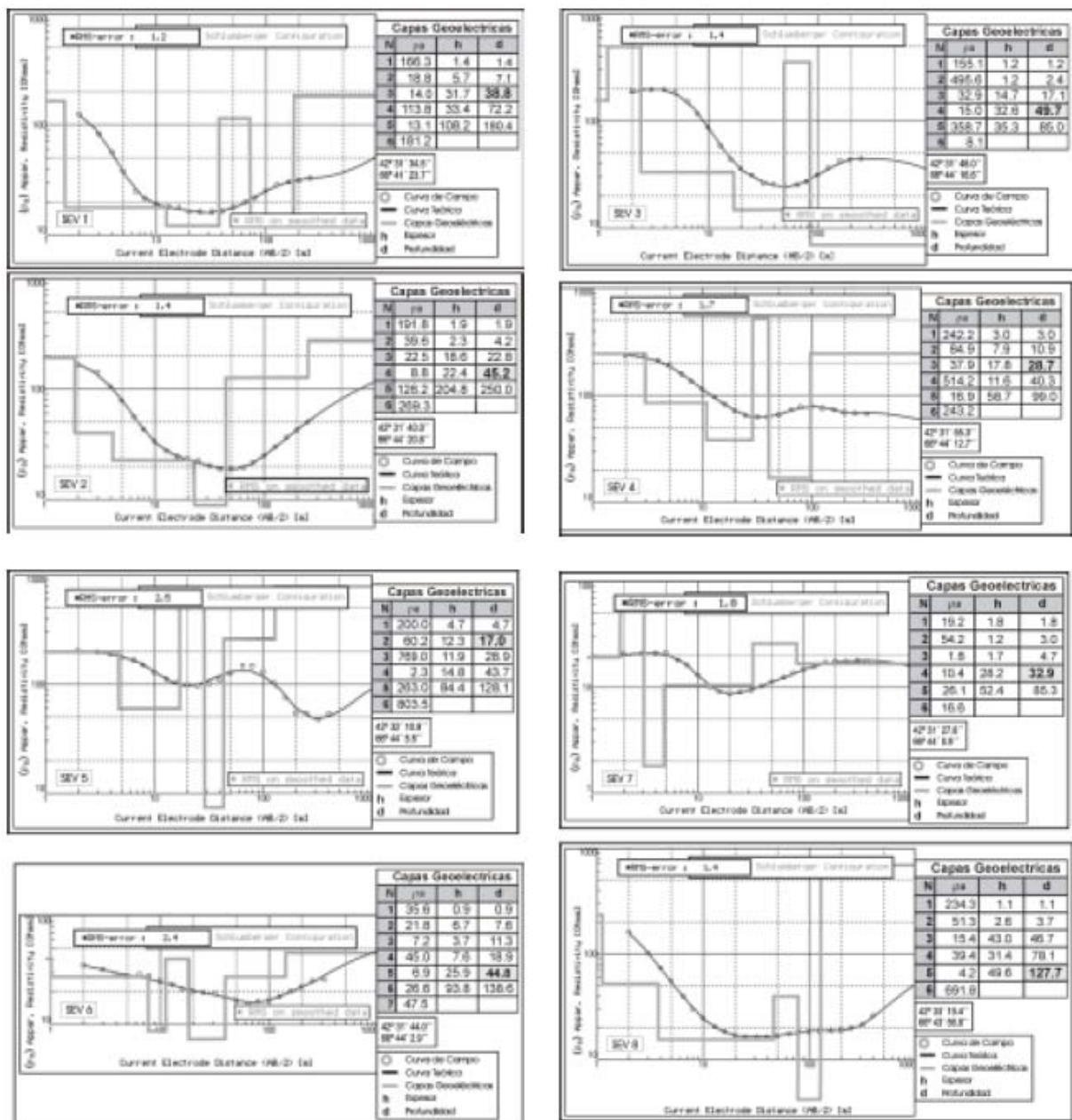


Figura 3 (a – p). Capas geoelectricas correspondientes a cada uno de los Sondeos Eléctricos Verticales y profundidad estimada del basamento.

Por su parte, la disposición regular y sistemática de los SEV's 1 a 10, facilitó la elaboración de un corte geoelectrico que permitiría establecer una correlación con las unidades geológicas del lugar, como así también definir los rasgos del basamento. Este corte fue desarrollado en un sentido norte-sur, con una extensión que alcanzó los 8.6 kilómetros (km), estableciéndose la altimetría de los mismos desde los modelos digitales de elevación de las imágenes ASTER (Figura 5). A partir de estos sondeos pudo reconocerse un conjunto de capas superficiales que alcanza los 47 m., que representan el material sedimentario moderno, semejante a la de los SEV's 11 a 16. Entre los SEV's 8 a 10 en particular, suceden a esos depósitos dos capas que yacen sobre el basamento, y que de acuerdo a las unidades geológicas definidas para la zona, podrían estar asociadas al Grupo Chubut y Formación La Colonia.

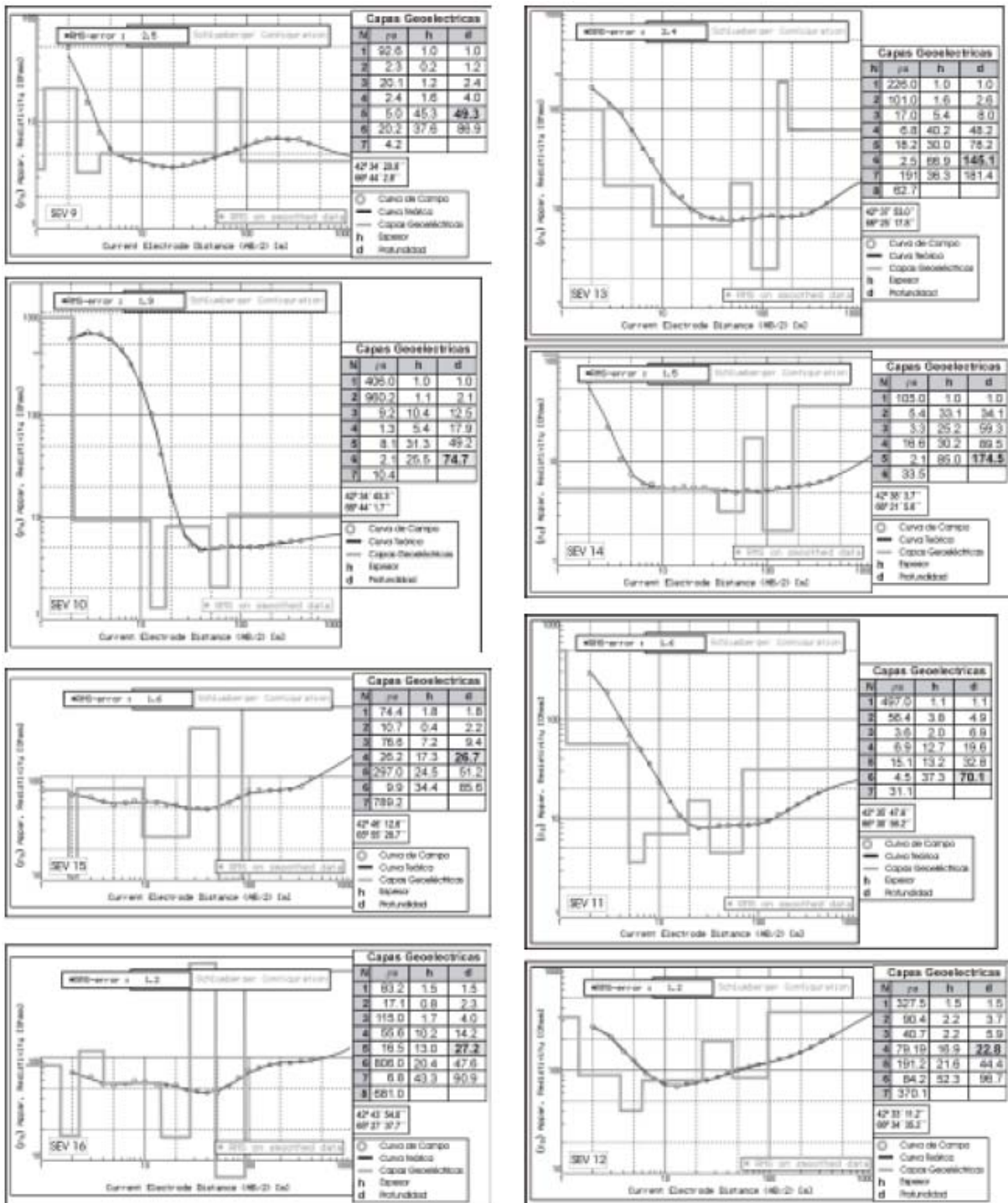


Figura 4. Corte geoelectrico elaborado a partir de los Sondeos Eléctricos Verticales (1 a 10) dispuestos a lo largo de una línea de rumbo norte-sur. Capas geoelectricas y las unidades geológicas relacionadas

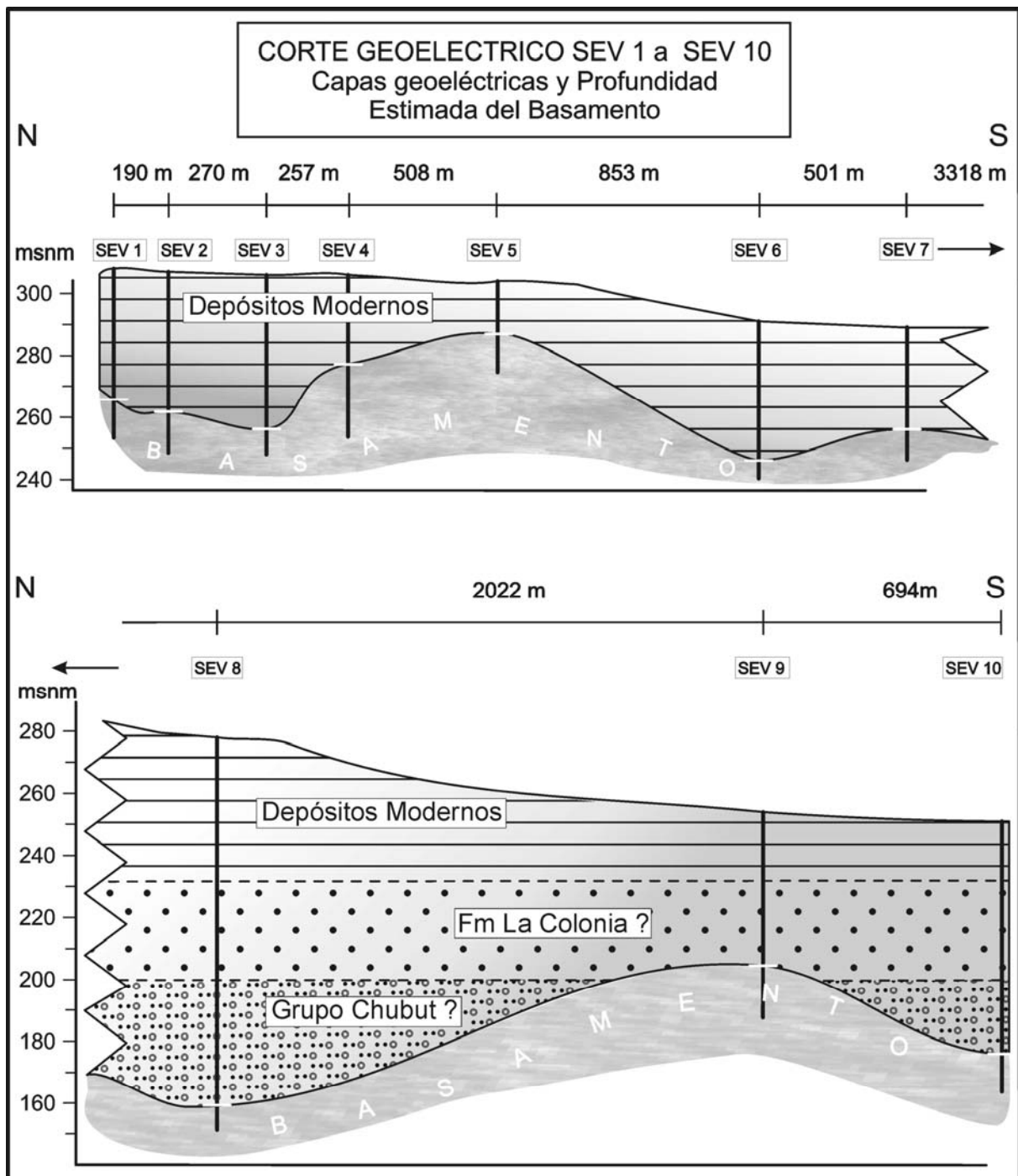


Figura 5. Corte geoelectrico elaborado a partir de los Sondeos Eléctricos Verticales (1 a 10) dispuestos a lo largo de una línea de rumbo norte-sur. Capas geoelectricas y las unidades geológicas relacionadas.

CONSIDERACIONES DEL METODO

Los datos del pozo de exploración correspondientes a perfilajes eléctricos de Resistividad Normal Larga, Resistividad Normal Corta, Potencial Espontáneo y tipos litológicos descritos a partir del detrito de perforación (Plusagua, 2004), fueron empleados tanto para la parametrización y ajuste de los diferentes modelos geoelectricos, como así también, para establecer la confiabilidad del método de prospección geoelectrica en la determinación de la profundidad del basamento. La comparación de la profundidad absoluta (definida en el pozo de exploración) y aquella estimada a través del modelo obtenido a partir de la curva de campo del Sondeo Eléctrico Vertical realizado en la vecindad del mismo, permiten establecer una similitud entre ambos valores. Mientras que el valor real determinado

alcanza 25m., el estimado a partir de la curva de campo resulta de 26.5m (Figura 2). En principio, la prospección geoelectrica constituye un método geofísico satisfactorio en la exploración del basamento de la región de estudio.

Por otra parte, el alto valor resistivo del basamento volcánico constituido fundamentalmente por facies hipabisales, marca por lo común un fuerte contraste eléctrico con el material sedimentario que lo sobreyace, lo que permite estimar el contacto sin mayores inconvenientes.

CONCLUSIONES

El conjunto de SEV's desarrollados en el área, permitió reconocer a través de las propiedades eléctricas del medio, características morfológicas y físicas del subsuelo. Se pudo establecer en todos los casos que las capas geoelectricas superiores, que en conjunto alcanzan aproximadamente los 50m., se encuentran vinculadas a depósitos sedimentarios modernos, en los que la textura, grado de diagénesis y contenido intersticial de agua, condicionó el desarrollo del número de capas, con valores de resistividad aparente marcadamente contrastados.

En el caso de las capas geoelectricas más profundas, en particular para los SEV's 11 al 16, pese a la dificultad de poder asociarlas a formaciones geológicas, permitieron establecer características morfológicas del basamento. De acuerdo a una línea media que relaciona estos SEV's en un sentido este-oeste, se reconoce que la morfología del basamento resulta muy irregular, con el desarrollo de una marcada depresión en la parte intermedia de la extensión. Tanto en el extremo oriental como occidental de esta línea, la Fm Marifil se presenta aflorante o a escasa profundidad, mientras que en el sector comprendido entre Sierra Chata y Telsen, se evidencia una depresión cuya profundidad estimada alcanza al menos los 174m.

Al sur de la localidad de Telsen, y a partir de los diez sondeos dispuestos en forma sistemática sobre una línea de rumbo norte-sur, fue posible desarrollar una transecta geoelectrica a lo largo de 8.6 km de longitud. Esta transecta se caracteriza por presentar además del conjunto de capas superiores asociadas a la cobertura moderna, y que alcanzan un espesor total de hasta 49 m., dos capas marcadamente contrastadas que podrían vincularse a formaciones geológicas.

De estas capas, la más superficial que sucede inmediatamente en profundidad a los depósitos modernos, presenta su límite superior aproximadamente a los 230 metros sobre el nivel del mar (msnm). Posee un espesor estimado a los 31 m. y podría estar asociada a la Fm La Colonia. La segunda apoya directamente sobre el basamento, cuya morfología condiciona su espesor, el cual se torna sumamente irregular y que llega a estar ausente en el sondeo 8. Posee su límite superior en aproximadamente los 200 msnm, con un espesor que alcanza los 49 m. y que podría asociarse al Grupo Chubut. Entre los sondeos 1 y 7 ambas capas se hayan ausentes.

Por otra parte, este corte geoelectrico además de destacar la morfología irregular de las riolitas, permite reconocer para este sector una tendencia a la profundización del basamento hacia el sur, dirección en que las volcanitas de Marifil dejan de aflorar quedando tan sólo expuestas las sedimentitas de la Formación La Colonia. Mientras que en el tramo norte del corte, este basamento se presenta aflorante o subaflorante, hacia el sur esta profundidad alcanza los 127m.

Agradecimientos: A la empresa PLUSAGUA por facilitar informes de exploración del área, equipos de geoelectrica con los que se desarrollaron las tareas de campo y por el aporte en la discusión y la interpretación de las curvas de campo. A Verónica Guler por la colaboración en las tareas de campo y a los revisores por las sugerencias realizadas. Este trabajo fue parcialmente financiado por los proyectos PIP-CONICET 6416 y FONCYT-PICT 26057.

REFERENCIAS

- Alric, V., Haller, M., Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M. 1996. Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo Jurásico de la Patagonia Extrandina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. Actas (5): 243-250.
- Ardolino, A. L. y Franchi, M. 1996. Hoja Geológica 4366-I. Telsen. Provincia de Chubut. Subsecretaría de Minería de la Nación. Boletín 215. Buenos Aires.
- Benson, R., Glaccum, R. and Noel, M. 1988. Geophysical techniques for sensing buried waste and waste migration. Technos Inc, USA. pp: 91 - 116.
- Bobachev, A., Modin I., Shevnin, V. 2000. IPI2WIN Software. Moscow State University. Moscow.

- Cortiñas, J., S. 1996. La Cuenca de Somuncura - Cañadon Asfalto: Sus límites, ciclo evolutivo del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. Actas (1): 147 - 163.
- Haller, M., Meister, A., Monti, A. y Weiler, N. 2000. Hoja 4366-II Puerto Madryn, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 289. Buenos Aires.
- Navarro, E. y Labudia, C. 2004. Avances en el estudio de depósitos sedimentarios del Grupo Chubut y Formación La Colonia en el área de Telsen (Pcia. de Chubut). X Reunión Argentina de Sedimentología, San Luis. Resúmenes: 115-116.
- Orellana, E. 1982. Prospección geoelectrica en corriente continua. Segunda edición corregida y ampliada, Ed. Paraninfo, Madrid. pp 579.
- Plusagua, 2004. Pozo exploratorio a los efectos del abastecimiento de agua Bajo el Gualicho. Informe inédito. Bahía Blanca.
- Vander Velpen, B. 1988. Resist version 1.0. Software. ITC Msc. Research Project. Netherland.
- Widhausen, A. 1921. Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestion de la provisión de agua a Puerto Madryn. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 24, Serie B (Geología), Buenos Aires. pp 101.
- Zhody, A., R. 1973. A computer program for the automatic interpretation of Schlumberger sounding curves over horizontally stratified media geological survey. Spriengfield. USA.
- Zhody, A., R. 1989. A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. Geophysycs, USA. 54(2): 245 - 253.

APLICACIÓN DE UN METODO DE INTERPOLACION EN REGIONES COSTERAS

Jorge O. Pierini^{1,2}, Maximiliano G. Sassi^{2,3} y Gerardo M.E. Perillo^{2,4}

¹ Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804 B8000FWB Bahía Blanca, Argentina. jpierini@criba.edu.ar

² Departamento de Física, Universidad Nacional del Sur, Av. Alem 1253, (8000) Bahía Blanca, Argentina.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804 B8000FWB Bahía Blanca, Argentina.

⁴ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, B8000DIC Bahía Blanca, Argentina.

RESUMEN

La reconstrucción de los datos de campos heterogéneos no estacionarios obtenidos en campañas es un proceso que forma parte de los estudios costeros, por lo que es necesario implementar técnicas de interpolación que minimicen el error. En numerosas oportunidades, estas variables obtenidas en regiones costeras presentan falta de información espacial o temporal. Por otra parte, los valores obtenidos siempre están involucrados dentro de otros procesos, que involucran otras variables y parámetros. Estos resultados pueden ser utilizados para resolver sistemas de ecuaciones y pueden generar una propagación de errores significativos que se van acumulando con la resolución de los sistemas intervinientes. A partir de lo manifestado, el Análisis Objetivo es un procedimiento de interpolación basado en el mapeo de Gauss-Markov que puede dar respuesta a las necesidades presentes. Algunos autores lo han aplicado, entre otros, en campos meteorológicos y oceanográficos, además de ser una herramienta ampliamente utilizada para el análisis de datos de campo y en el diseño de arreglos observacionales. En este trabajo se propone analizar una implementación de la técnica de interpolación basada en el Análisis o Mapeo Objetivo aplicada a dos grupos de datos costeros de diferente índole espacial y temporalmente distribuidos. Los primeros fueron obtenidos en una planicie de marea y corresponden a mediciones de topografía utilizando un instrumento diseñado específicamente para realizar mediciones en zonas poco accesibles. El grupo de datos distribuidos en forma temporal se obtuvo mediante el empleo de un correntómetro acústico en un canal de marea a lo largo de un ciclo completo de marea. Los resultados se comparan con la solución obtenida con el método inverso de la distancia a través de la estimación de una curva de error. Esta curva se construye en base a la generación progresiva de huecos al azar hasta cubrir un 60% de los datos analizados. Posteriormente se reconstruyen los campos con los métodos propuestos graficando el error obtenido en función de la cantidad de huecos generados. Los resultados indican que las curvas de error para los dos grupos de datos obtenidas con el método basado en el Análisis Objetivo siempre son menores que con la inversa a la distancia. De las estimaciones obtenidas podemos inferir que el método basado en Análisis Objetivo representa mejor el comportamiento de los datos originales.

Palabras clave. Método de Interpolación. Análisis Objetivo. Regiones Costeras. Oceanografía.

ABSTRACT

Data reconstruction of non stationary heterogenic fields obtained at the study area is a process intrinsic in coastal studies, for that is necessary to implement interpolation techniques that minimize the involved error. In general, a measured variable in coastal regions presents gaps in spatial or temporal information. These variables are involved under other processes that evaluate other variables and parameters. The results could be used to solve system of equations that could propagate significative errors which can be accumulated at the intervenient systems. The Objective Analysis is an interpolation procedure based in the Gauss-Markov mapping that can provide answers to these needs. Some authors had applied this method in meteorological and oceanographic fields, besides that is a good data-analysis tool and a basis for the design of observational arrays. In this work we propose to analyze an implementation of this interpolation technique based in the Objective analysis (or mapping), applied to two datasets of a different character from coastal regions. The first dataset is a topographic

measurement from a tidal marsh using an instrument specifically designed for this purpose. The other dataset, temporally distributed, are current measurements on a tidal channel during a complete tidal cycle. The results are compared with the solution obtained with the Inverse Distance method through the estimation of an error curve. This curve is constructed based in the progressive generation of randomly distributed gaps until cover a 60% of the analyzed data. After that, the fields were reconstructed with the two methods plotting the error curve obtained as a function of gap number. The results suggest that the error curves for the two datasets using the Objective Analysis is always less than the Inverse Distance method. From the estimations we can infer that the Objective Analysis method represents in a better way the behavior of the original data.

Keywords. Interpolation Method. Objective Analysis. Coastal Regions. Oceanography.

INTRODUCCION

La reconstrucción de los datos obtenidos en el campo es un proceso que forma parte de los estudios costeros, por lo que es necesario implementar técnicas de interpolación que minimicen el error y sean reflejo de la variable medida. En numerosas oportunidades, estas variables medidas en el campo presentan falta de información espacial o temporal. Por otra parte, los campos obtenidos siempre están involucrados dentro de otros procesos, que evalúan otras variables y parámetros. Estos resultados muchas veces son utilizados para resolver sistemas de ecuaciones y pueden propagar errores significativos que se van acumulando con la resolución de los sistemas intervinientes.

El Análisis Objetivo (AO) es un procedimiento de interpolación basado en el “mapeo de Gauss-Markov”, utilizando una técnica de estimación lineal basada en el suavizado de los campos variables. Las bases de la metodología fueron primeramente introducidas por Gandin (1963) con el llamado teorema de Gauss-Markov, aunque existen referencias anteriores aplicadas a la meteorología (Cressman, 1959). En oceanografía, los primeros en emplearla fueron Bretherton et al. (1976) y se ha convertido en una herramienta ampliamente utilizada para el análisis de datos de campo y el diseño de arreglos observacionales (Freeland y Gould, 1976; Bretherton y McWilliams, 1980; Roemmich, 1983). La técnica se ha utilizado combinada con funciones empíricas ortogonales (EOF) para estimar eficientemente el campo de temperatura a partir de perfiles de temperatura (Holbrook y Bindoff, 2000). También se ha empleado la técnica para generar campos de velocidades superficiales a partir de imágenes satelitales (Wilkin et al., 2002; LeTraon et al., 1999; Walker y Wilkin, 1998). Hay que destacar que los trabajos efectuados con esta herramienta siempre han sido en gran escala, no encontrándose aplicaciones en áreas costeras.

La metodología se basa en la función de covarianza calculada a partir del campo original, aunque también se puede suponer una función de covarianza *ad hoc*. El teorema de Gauss-Markov asegura que el suavizado sea óptimo en el sentido que minimiza el error cuadrático medio (*ecm*) de los parámetros estimados. Ello requiere que los campos variables en el tiempo sean estadísticamente estacionarios y homogéneos, y muchas veces, para simplificar el análisis que la función de covarianza sea isotrópica.

Como el estimador es lineal y consiste en una suma pesada de todas las observaciones dentro de un rango perteneciente a cada nodo de la grilla, el AO reproduce una versión suavizada del campo original y siempre va a tender a subestimar el valor original. Este procedimiento es fuertemente dependiente de las características de la función de covarianza y el tamaño en la vecindad de los puntos considerados para evaluarla (Emery y Thompson, 1998).

En este trabajo se propone analizar una implementación de la técnica de interpolación basada en el Análisis o Mapeo Objetivo (Emery y Thomson, 1998) aplicada a dos grupos de datos de diferente índole (topografía sobre una marisma y velocidad de las corrientes en un canal de mareas). Este resultado se compara con la solución mediante el método inverso de la distancia a través de la obtención de una curva de error.

METODOLOGIA

Marco Teórico

Se trata de construir una grilla de la variable escalar $Z(\mathbf{x}, t)$ a partir del grupo de datos medidos en el campo o calculado a partir de estos e irregularmente espaciado $z(\mathbf{x}, t)$ en las posiciones \mathbf{x} y en tiempos t . Esto es, el grupo de datos $z(\mathbf{x}, t)$ puede consistir de mediciones de una variable en particular o de otras variables que están relacionadas en forma lineal con $Z(\mathbf{x}, t)$

$$\begin{aligned} z(\mathbf{x}, t) &= Z(\mathbf{x}, t) + \varepsilon(\mathbf{x}) \\ z(\mathbf{x}, t) &= F[Z(\mathbf{x}, t)] + \varepsilon(\mathbf{x}) \end{aligned} \quad (1)$$

donde F es una función lineal y ε es el término de error, que tiene media igual a cero y no está correlacionado con las mediciones.

Para un instante de tiempo dado, se pueden escribir los estimados como la suma pesada de las mediciones

$$\hat{Z}(\mathbf{x}) = \bar{Z}(\mathbf{x}) + \sum_{i=1}^N c_i (z_i - \bar{z}) \quad (2)$$

donde la barra implica valores medios, el tilde el valor interpolado, z_i son los valores medidos, c_i los coeficientes aún no especificados para cada observación y N la cantidad de observaciones. Los coeficientes se obtienen a partir de minimizar el error

$$\overline{\varepsilon(\mathbf{x})^2} = \overline{[Z(\mathbf{x}) - \hat{Z}(\mathbf{x})]^2} \quad (3)$$

Substituyendo

$$\overline{\varepsilon(\mathbf{x})^2} = \overline{[Z(\mathbf{x}) - \bar{Z}(\mathbf{x})]^2} + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N c_i c_j \overline{(z_i - \bar{z})(z_j - \bar{z})} - 2 \sum_{i=1}^N c_i \overline{(z_i - \bar{z})(Z - \bar{Z})} \quad (4)$$

Si la media fue removida de los datos anteriormente, entonces $\bar{Z}(x) = \bar{z}(x) = 0$. La ecuación (4) es minimizada cuando los coeficientes son tal que (Emery y Thompson, 1998)

$$c_i = 2 \sum_{j=1}^N \left\{ \left[\overline{(z_i - \bar{z})(z_j - \bar{z})} \right]^{-1} \overline{(z_j - \bar{z})(Z - \bar{Z})} \right\} \quad (5)$$

Los coeficientes se obtienen calculando la matriz de covarianza y promediando sobre todos los posibles pares de datos tomados en puntos (x_i, x_j) . La matriz de covarianza es

$$\overline{(z_i - \bar{z})(z_j - \bar{z})} = \overline{(z(x_i) - \bar{z})(z(x_j) - \bar{z})} \quad (6)$$

Haciendo lo mismo para los valores interpolados

$$\overline{(z_i - \bar{z})(Z_j - \bar{Z})} = \overline{(z(x_i) - \bar{z})(z(x_k) - \bar{Z})} \quad (7)$$

donde x_k son los puntos para los estimados $\hat{Z}(x_k)$.

Suponiendo que en la región de estudio los datos son estadísticamente homogéneos, estacionarios e isotrópicos, las anteriores expresiones se simplifican de manera tal que

$$\begin{aligned} \overline{(z_i - \bar{z})(z_j - \bar{z})} &= C(|x_j - x_i|) + \overline{\varepsilon^2} \\ \overline{(z_i - \bar{z})(Z_j - \bar{Z})} &= C(|x_j - x_k|) + \overline{\varepsilon^2} \end{aligned} \quad (8)$$

donde $C(|\mathbf{r}|) = \overline{z(\mathbf{x})z(\mathbf{x} + \mathbf{r})}$ es la matriz de covarianza y el término de error de la derecha implica que la estimación no es exacta, es más, este término de error debe ser especificado empíricamente a través de un ajuste de mínimos cuadrados de la función de covarianza a los datos. Cabe aclarar que si el error es muy grande, es decir, si los datos no aportan información a los estimados, luego los coeficientes son nulos y el campo estimado será el campo medio. De la misma manera, si los datos no contienen ningún error, el término de error tiende a cero y los valores estimados serán idénticos a los medidos en los puntos de medición, y el estimador interpolará entre observaciones (el método se llama entonces un *interpolador exacto*).

En el procedimiento está claro que el paso más importante es el cálculo de la matriz de covarianza. Si se tienen mediciones anteriores en el sitio de trabajo es posible emplearlos para obtener información de los estadísticos. Pero es importante recalcar que en oceanografía costera los campos generalmente no se mantienen estacionarios a lo largo del tiempo, es decir, los procesos que involucran son tales que los estadísticos pueden variar entre medición y medición. Por esto, es muy común adoptar una forma Gaussiana para la matriz de covarianza mediante un ajuste de mínimos cuadrados a los datos medidos (McIntosh, 1990; Emery y Thompson, 1998; Sokolov y Rintoul, 1999)

En el presente caso, la matriz de covarianza es supuesta como una función Gaussiana que depende de las coordenadas involucradas más un término de error constante, es decir

$$C(x, y) = \sigma^2 e^{-\left(\frac{(x-x)^2}{l_x^2} + \frac{(y-y)^2}{l_y^2}\right)} + \varepsilon \quad (9)$$

donde σ^2 es la varianza, l_x y l_y son las longitudes de correlación (espaciamento entre observaciones) para las dos variables tratadas y $\varepsilon = 1/16$ (Mariano & Brown, 1992).

En el método de inversa con la distancia (ID) los valores a interpolar se definen de la siguiente manera (Shepard, 1968)

$$Z_j = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{z_i}{(d_{ij} + \delta)^\beta}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{(d_{ij} + \delta)^\beta}} \quad (10)$$

donde Z_j es el valor interpolado, z_i los valores del campo en las posiciones x_i , d_{ij} la distancia entre x_i y la posición correspondiente a Z_j , δ es un parámetro de suavizado, β la potencia de peso y N la cantidad de puntos correspondientes al radio de búsqueda. En nuestro caso el radio de búsqueda es el mismo que para el método OA e igual a toda la distribución de puntos (McIntosh, 1990). Se asume que $\delta = 0$ y $\beta = 1$ (Sokolov y Rintoul, 1999). El esquema de resolución empleado para un punto cualquiera se presenta en la Figura 1.

Existe una gran variedad de métodos de interpolación descritos en la literatura además de OA, el algoritmo de interpolación óptima multi-escala (Menemenlis et al., 1997), el método de interpolación por splines (McIntosh, 1990) y el método multicuadrático-biharmónico (Nuss y Titley, 1994) son algunos ejemplos. Mientras el ID no es suficientemente preciso como los anteriormente mencionados, una comparación de la habilidad de interpolación de ID con un método más preciso como el AO servirá de referencia para analizar el desempeño de ambos métodos (Sokolov y Rintoul, 1999).

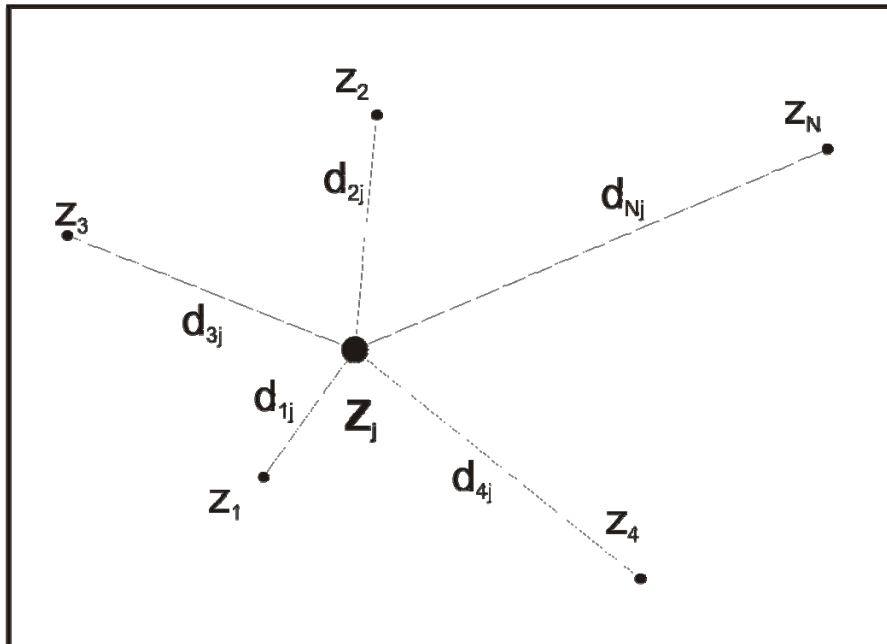


Figura 1. Esquema del método de inversa de la distancia (ID). El valor Z_j se calcula como la suma pesada de los valores correspondientes a las N posiciones dentro del radio de búsqueda ($d_{ij} < d_{i+1j}$ para cualquier i).

Conjunto de Datos

Para mostrar la consistencia del método se estudiaron dos grupos de datos pertenecientes a observaciones de campo en regiones costeras del estuario de Bahía Blanca. Se emplearon perfiles de velocidad en un canal de marea obtenidos con un equipo FSI 2D ACM Falmouth (www.falmouth.com) y la topografía de un canal de marea en una marisma obtenido mediante la utilización de un puente para medición en zonas inaccesibles, cuya descripción puede encontrarse en Minkoff et al. (2007). Las características de las bases de datos empleadas en el análisis se presentan en la Tabla 1. El campo de velocidades de las corrientes es dependiente del tiempo y de la profundidad y, debido a la metodología utilizada, estos datos se encuentran distribuidos de manera no uniforme espacial y temporalmente. Los datos topográficos, cuya distribución espacial se debe necesariamente a las características del instrumental también se encuentran distribuidos no uniformemente.

Tabla I. Resumen de los dos grupos de datos utilizados para comprar los métodos de interpolación. Las posiciones espaciales x y y se expresan en metros, el tiempo t en horas y la profundidad normalizada η se calcula con la máxima profundidad medida para cada perfil.

<i>Grupos de Datos</i>	<i>Topografía</i>	<i>Corrientes</i>
<i>Cantidad de Puntos</i>	75	143
<i>Distribución de Puntos</i>	No Uniforme	No Uniforme
<i>Dependencia de la Variable</i>	$H(x, y)$	$u(\eta, t)$

Topografía. Las mediciones de topografía se han realizado con un aparato especialmente desarrollado para efectuar topografías en zonas inaccesibles (Minkoff et al., 2007). El conjunto de datos obtenidos se presenta en la Figura 2. Los puntos están tomados sobre un canal de mareas en una marisma donde la altura H es función de la posición x e y , todas medidas en metros (Minkoff et al., 2007). Si bien puede notarse una distribución bastante uniforme de los puntos en virtud del instrumental utilizado,

puede haber casos donde las mediciones estén muy mal distribuidas, donde el campo reconstruido puede ser erróneo y no ser representativo del área de interés. La disposición del arreglo observacional en este caso es de fundamental importancia.

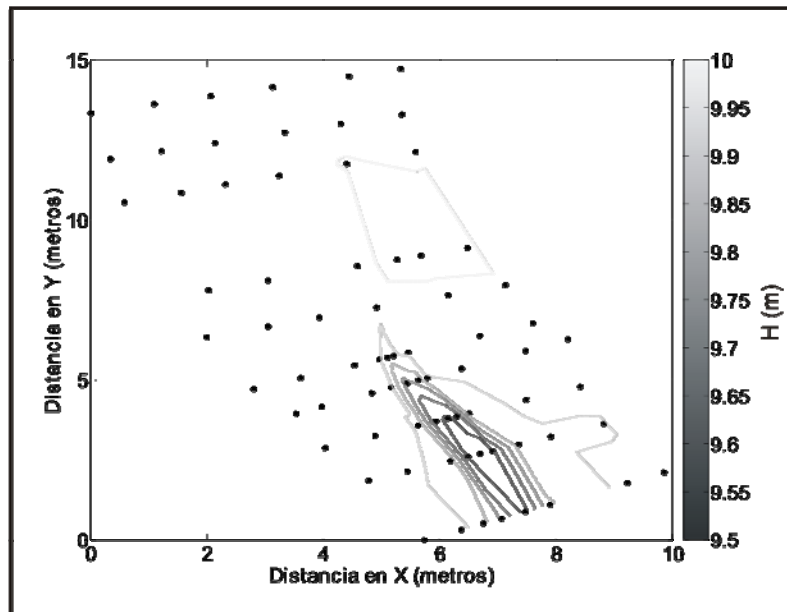


Figura 2. Registro original de mediciones de topografía en función de las coordenadas espaciales. Superpuestas se presentan las curvas de nivel obtenidas de la realización de la grilla inicial.

Corrientes. La metodología de medición consiste en bajar el correntómetro y tomar las mediciones durante dos minutos por nivel hasta completar la columna de agua. La cantidad de niveles y el tiempo que toman dependen del criterio del operador, pero debe ser tal que las velocidades medias sean representativas de ese nivel sin que el estado de marea cambie significativamente en el transcurso de la medición de todo el perfil (Ludwick, 1974). De esta manera se tiene un esquema quasi-sinóptico de medición de perfiles de velocidad que contiene faltantes de información (huecos) espacio-temporales, los cuales deben ser “llenados” de manera eficiente para obtener el campo de velocidades en función del tiempo y profundidad. En el registro original se aprecia la distribución no uniforme de los datos (Fig. 3).

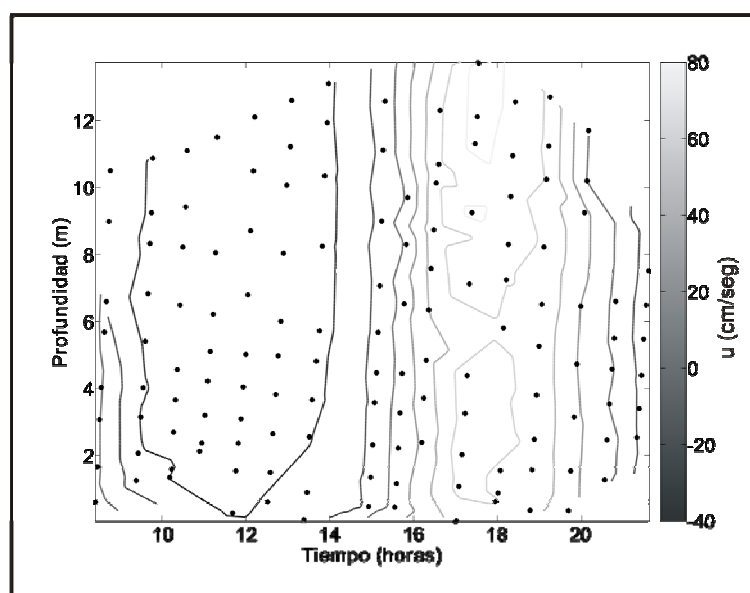


Figura 3. Registro original de mediciones de corrientes en función del tiempo y la profundidad durante un ciclo de marea. Superpuestas se presentan las isovelas obtenidas de la realización de la grilla inicial. Se puede apreciar la no uniformidad tanto en tiempo y espacio.

Análisis

Para comparar los dos métodos se propuso efectuar curvas de error en función de la cantidad de huecos generados. Se generó un campo inicial con una resolución de grilla predeterminada para los datos analizados, tomándolo como campo inicial para las pruebas (McIntosh, 1990). Luego, se procedió a generar un hueco al azar y rellenar el valor por los dos métodos, se calculó el error y se generó otro hueco a partir del existente. De esta manera, se reconstruye el campo a partir de una falta de información cada vez mayor y la comparación del error dada por los huecos existentes. La generación de los huecos se realizó con una rutina que elige puntos al azar de una distribución uniforme. A partir del hueco generado se obtiene otro y así hasta completar un 60 % del total del campo.

Si los registros originales están dados por $z = z(x, y)$, donde x e y son coordenadas espaciales o espacio-temporales y z representa el campo a reconstruir, los datos interpolados están representados por $z_I = z_I(x, y)$, donde se mantiene la misma convención que antes, o sea, x_I e y_I representan la grilla de trabajo y z_I los puntos de la grilla que aproximan el campo a reconstruir (tanto para el AO como el ID). Los puntos originales z se compararon con los valores obtenidos en las grillas dadas por los dos métodos $z_I|_{AO, ID}$ mediante la utilización de un estimador del error basado en la diferencia entre el valor original y el interpolado pesado con la media de los puntos originales.

Para el cálculo del error se utilizó la expresión porcentual:

$$error = 100 \times \frac{\sum_{j=1}^n \frac{|z^j - z_I^j|_{AO, ID}}{|z^j|}}{\frac{\sum_{j=1}^n z^j}{n}} \quad (12)$$

donde n es la cantidad de huecos generados, y el denominador representa la media de los datos originales. Este estimador está basado en el error porcentual relativo pesado a través de la media para lograr un suavizado en la curva del error. Para obtener una representación más rigurosa de la curva de error, se hicieron cien repeticiones del experimento debido a que la generación de huecos es al azar (McIntosh, 1990).

RESULTADOS Y DISCUSION

Topografía

La curva de error asociada al campo de topografía para los métodos de AO e ID con hasta un 60 % de huecos generados muestra que el método de AO reproduce un error menor en todo momento (Figura 4a). La pendiente de la curva de error es mayor hasta aproximadamente el 10 % y luego se vuelve más suave. El campo representado es suave con un gradiente importante en la zona del talud del canal por lo que el mayor error generado en las zonas donde se hallan gradientes fuertes se ven compensados con los menores errores generados en las zonas donde hay planicies.

La falta de información, en este caso de hasta un 60 %, muestra que aún así se podrá reconstruir un campo suficientemente preciso. La reconstrucción del campo con los métodos ID e AO (Fig. 5a y b, respectivamente), con un 50 % de huecos generados, muestra que el AO reproduce un campo más consecuente con el original que el método de ID. Si bien la escala de error es similar la distribución difiere: mientras el método de ID tiende a cerrar la región que representa el canal generando un gradiente sobre el borde inferior, el AO la deja abierta. Esto sugiere que el AO representa de manera más eficiente la topografía a reconstruir. Ello también se desprende del mapa de errores donde se observa que el error generado en el borde es menor en AO (Fig. 5d) que en el método de ID (Fig. 5c).

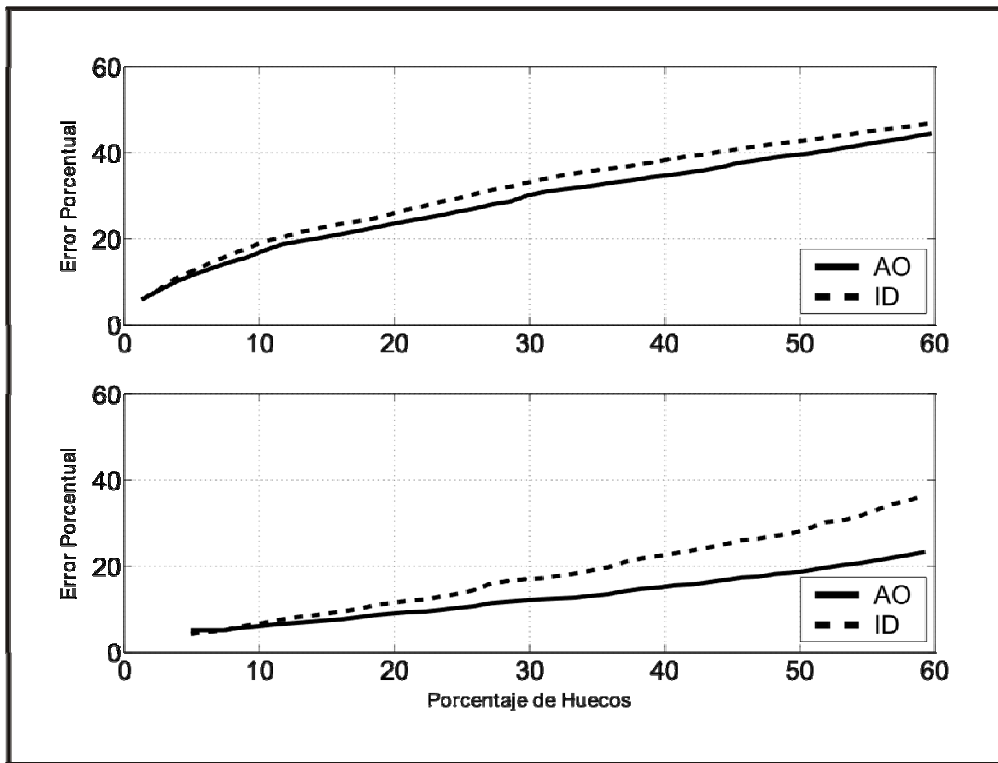


Figura 4. Curva de error porcentual asociada a los grupos de datos de (a) topografía, y (b) velocidad para los métodos de AO (línea llena) e ID (línea punteada) en función del porcentaje de huecos generados al azar.

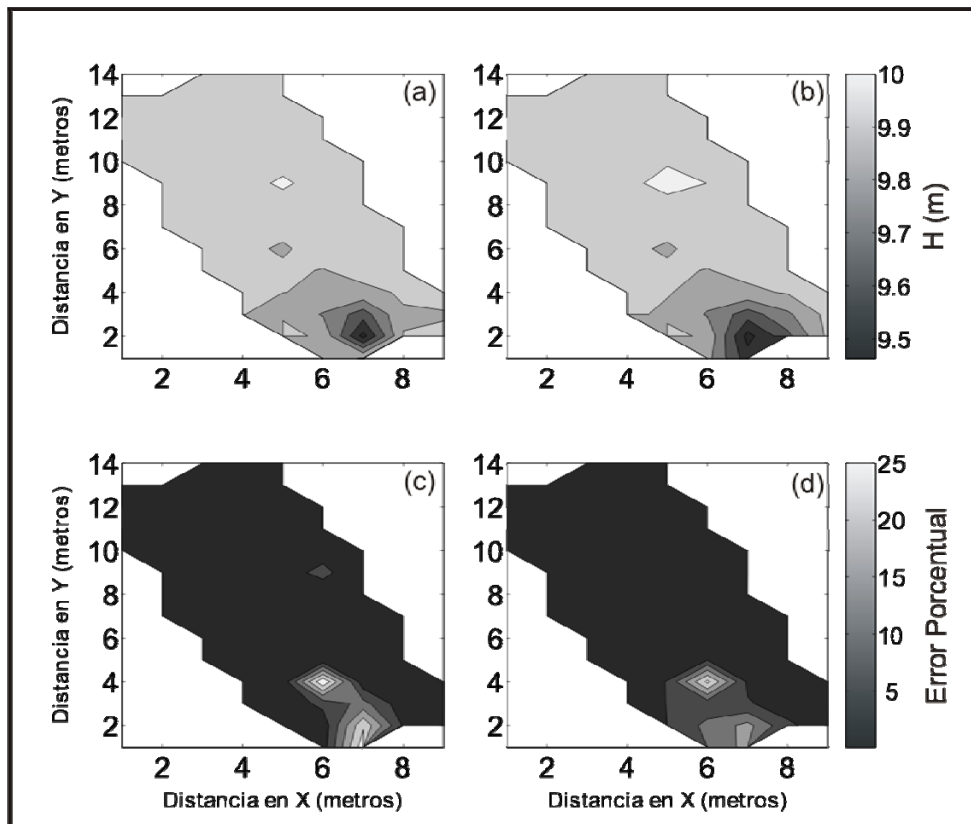


Figura 5. Reconstrucción del campo de topografía con un 50 % de huecos generados utilizando el método: (a) ID y (b) AO. Error relativo cometido en la reconstrucción: (c) ID y (d) AO. En la representación gráfica no se incluyó el suavizado de los campos para no incluir los potenciales errores que este provoca.

Corrientes

El error asociado al AO es menor que para el método de ID en la reconstrucción de la distribución de velocidades (Figura 4b), aunque la forma de crecimiento de las curvas es distinta a los casos anteriores y la escala de error involucrada también es bastante menor. La diferencia entre la distribución de velocidades y el campo topográfico reside en que este tiene una dependencia espaciotemporal que hace que las características estadísticas sean completamente distintas al caso de la topografía. Los procesos involucrados en las dos coordenadas poseen escalas diferentes y, por lo tanto, las distancias de correlación y los pesos asignados pueden producir un error menor en la reconstrucción.

La reconstrucción realizada con el método ID cuando el faltante de información es de un 50 % (Fig. 6a) produce regiones aisladas de máximos de velocidad que nada tienen que ver con el campo original. Por otra parte, la reproducción realizada con el método AO es mucho mejor (Fig. 6b). En tal caso la estructura del error (Fig. 6d) muestra valores menores que el método ID (Fig. 6c). Se aprecia que el mayor error se encuentra concentrado en las zonas donde los gradientes son máximos en ambos métodos.

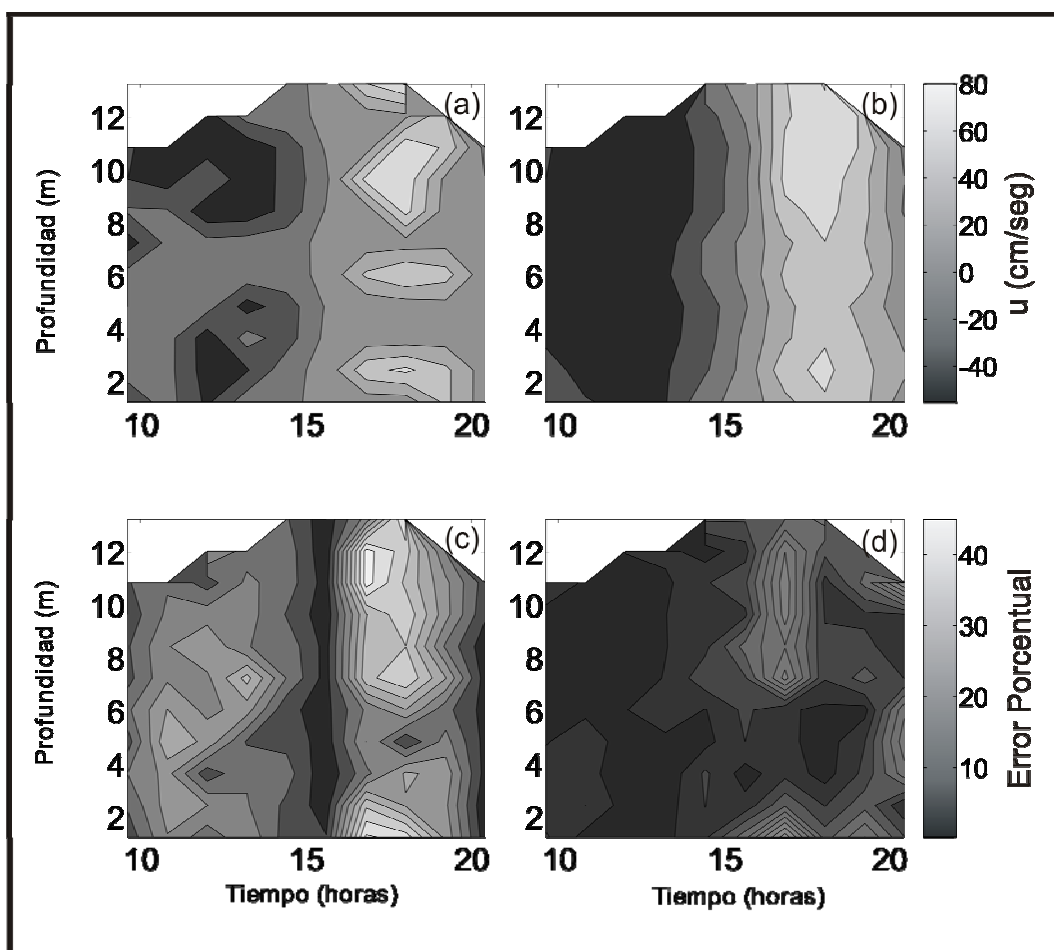


Figura 6. Reconstrucción del campo de velocidad con 50 % de huecos generados utilizando el método: (a) ID, (b) AO. Error relativo cometido en la reconstrucción: (c) ID, (d) AO. En la representación gráfica no se incluyó el suavizado de los campos para no incluir los potenciales errores que este provoca.

CONCLUSIONES

En este trabajo se ha propuesto implementar dos métodos de interpolación aplicados a datos obtenidos en regiones costeras, donde las variaciones de los parámetros son mayores, y validar los resultados estableciendo la evolución de la curva de errores entre el dato medido y faltante. La idea básica ha sido implementar operativamente una técnica de interpolación que sea efectiva ante el rellenado de

datos faltantes sin perder las características espaciales y temporales de los mismos. En tal sentido, el método AO construye un conjunto de funciones ortogonales que son determinadas por la distribución espacial de los datos, una vez que se obtienen estas funciones son empleadas para reconstruir los huecos, previamente generados al azar a los efectos de medir la calidad del dato reconstruido. Más aún, las inhomogeneidades o su comportamiento no isotrópico son automáticamente tomados en cuenta durante la interpolación.

El AO es comparado con un método de interpolación clásico (ID) donde se evidencia el incremento del error cuadrático medio al aumentar los datos a completar y al empleo de datos distribuidos en forma uniforme o no. Además, este esquema de interpolación debido a su estructura emplea una parte de los datos mientras que el AO contempla básicamente la historia de cada dato, pesado en forma espacio-temporal.

El método ha sido aplicado a dos conjuntos de datos marcadamente diferentes. Los resultados obtenidos, cuando se comparan con los datos reales, describen un muy buen acuerdo. Una comparación del error cuadrático medio indica que el AO presenta una distribución más suave del error en campos de datos distribuidos en forma no uniforme, ajustándose al aumento de información a rellenar. Por último, se indica que la técnica de AO es un método satisfactorio para analizar y extrapolar objetivamente datos oceanográficos medidos en regiones costeras.

REFERENCIAS

- Bretherton, F.P. and J.C. Williams, 1980. Estimations from Irregular Arrays. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18(4): 789-812.
- Bretherton, F. P., R.E. Davis, and C.B. Fandry, 1976. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 23(7): 559-582.
- Cressman, G.P., 1959. An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87:367-374.
- Emery, W.J. and Thomson, R.E., 1998. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon, Oxford, UK, 624 pp.
- Freeland, H.J. and W.J. Gould, 1976. Objective analysis of meso- scale ocean circulation features. *Deep-sea Res.* 23(10): 915-923.
- Gandin, L. S., 1963. Objective analysis of meteorological fields. *Gidrometeor. Isdat.*, Leningrad. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1965, 242 pp.
- Holbrook, N. J. and N.L. Bindoff, 2000. A statistically efficient mapping technique for four-dimensional ocean temperature data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technologies*, 17:831-846.
- Le Traon P.Y., G. Dibarboure, and N. Ducet, 1999. How many altimeters are needed to map the ocean mesoscale circulation? In: Smith NR, Koblinsky C (Eds.) TOPEX/Poseidon Scientific Working Team Meeting Abstracts, San Raphael, France, October 25-27.
- Ludwick, J.C., 1974. Tidal Currents and Zig-Zag Sand Shoals in a Wide Estuary Entrance. *Geological Society of America Bulletin*, 85:717-726.
- Mariano, A.J. and O.B. Brown, 1992. Efficient objective analysis of dynamically heterogeneous and nonstationary fields via the parameter matrix. *Deep-Sea Res.*, 39(7/8): 1255-1271.
- McIntosh, P.C., 1990. Oceanographic data interpolation: objective analysis and splines. *Journal of Geophysical Research*, 95:13259-13541.
- Menemenlis, D., P. Fieguth, C. Wunsch, and A. Willsky, 1997. Adaption of a fast optimal interpolation algorithm to the mapping of oceanographic data. *J. Geophys. Res.*, 102(C5): 10573-10584.
- Minkoff, D.R., G.M.E. Perillo, D.E. Perez, S.D. Maraschín & M.G. Sassi, 2007. POTOS: a portable topographic system for measuring inaccessible muddy creek areas *Wetlands Ecology and Management*, 15(2):135-140.
- Nuss, W.A., and D.W. Titley, 1994. Use of Multiquadric Interpolation for Meteorological Objective Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 122:1611-1631.
- Roemmich, D., 1983. Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields. *Journal of Physical Oceanography*, 13:1544-1549.
- Shepard, D., 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proceedings of the 1968 ACM National Conference*: 517-524.
- Sokolov, S., y S.R. Rintoul, 1999. Some Remarks on Interpolation of Nonstationary Oceanographic Fields. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16:1434-1449.
- Walker, A.E. and J.L. Wilkin, 1998. Optimal averaging of NOAA/NASA Pathfinder satellite sea surface temperature data. *Journal of Geophysical Research*, 103:12869-12883.
- Wilkin, J. L., M.M. Bowen and W.J. Emery, 2002. Mapping mesoscale currents by optimal interpolation of satellite radiometer and altimeter data. *Ocean Dynamics*, 52:95-103.

PALEOAMBIENTES LACUSTRES EN LA SECCIÓN INFERIOR DE LA FORMACIÓN RÍO NEGRO, (Mioceno - Plioceno), RÍO NEGRO, ARGENTINA.

Roberto Schillizzi^{1,2} y *Liliana Luna*¹

¹ Instituto Argentino de Oceanografía. IADO, CONICET. Km. 7. La Carrindanga. 8000. Bahía Blanca. E mail: chilli@criba.edu.ar

² Universidad Nacional del Sur. Dpto. de Geología. San Juan 670. 8000. Bahía Blanca.

RESUMEN

Se estudian paleoambientes lacustres aflorantes en un sector de la plataforma marina ubicadas en la localidad de La Lobería, Provincia de Río Negro. Los medios lagunares son buenos indicadores de las modificaciones climáticas soportadas por el ambiente. La metodología aplicada para la investigación consistió en tamizados por vía seca de las psamitas, análisis con difracción de rayos "X" de las arcillas y observaciones paleontológicas. En la plataforma intermareal se determinó la presencia de tres secciones que componen el miembro inferior de la Formación Río Negro. La sección basal está formada por areniscas finas, gris verdoso, de origen eólico y depositadas en un medio de dunas con influencia acuática. La sección media está constituida por limolitas arcillosas a arenosas finas, color pardo rosado, con estratificación, moldes de bivalvos dulceacuícolas e icnitas de vertebrados. Esta sección se asocia a lagunas someras y restringidas, ambiente que se habría extendido en dirección NE. Este nivel está cubierto por la sección superior formada por areniscas gris azuladas claras, con estratificación cruzada a horizontal, depositadas en un medio eólico. En la actualidad los ambientes lagunares descriptos soportan una fuerte erosión marina.

Palabras claves: Paleolagunas - Bivalvos - Trazas fósiles - Formación Río Negro.

ABSTRACT

This paper describes pond paleoenvironments from a marine platform sited in La Lobería, Río Negro Province, Argentina. Ponds are good indicators of paleoenvironmental evolution because they are very sensitive to changes in climatic conditions. The methodology used for this research consisted in dry sieving, X-ray diffraction analysis and paleontological observations. Three sections belonging to the lower section of the Río Negro formation were determined in the intertidal platform. The lower section is composed of fine-grained greenish gray sandstones deposited in an aeolian dune environment with aquatic influence. The middle section consists of stratified pinkish brown clayey to sandy fine silts with freshwater bivalve remnants and vertebrate footprints. The section is associated to restricted shallow ponds, extending to the NE. This level is overlaid by the upper section made of light bluish gray sandstones with cross to horizontal stratification, being deposited in an aeolian environment. At present the described ponds environment is affected by a strong marine erosion.

Key words: Paleoponds- Bivalves and Mammal foot prints. Río Negro Formation.

INTRODUCCION

Los ambientes lacustres si bien son medios geológicos restringidos con predominio de sedimentación fina, poseen gran susceptibilidad frente a las variaciones climáticas. Por tal razón sus depósitos son indicadores de gran importancia en la determinación y evolución de los cambios que un ambiente ha soportado. Por otra parte debido a la depositación de materiales muy finos los ambientes lacustres son ideales para preservar el registro biológico, al igual que sus características sedimentarias.

Los estudios de paleoambientes lacustres en el litoral marino rionegrense son escasos pudiéndose mencionar a Andreis (1965), Casamiquela (1974), Angulo y Casamiquela (1982), Zavala y Freije (2001; 2005), Aramayo *et al.* (2004).

El objetivo de este trabajo es establecer la reconstrucción paleoambiental, de un ambiente morfológico del Neógeno, basado en las características fosilíferas, sedimentológicas y de depositación de las unidades sedimentarias aflorantes, en la localidad de La Lobería, provincia de Río Negro.

MARCO GEOLÓGICO

El paleoambiente lacustre es parte integrante de una amplia plataforma de abrasión por olas, labrada en lo que Zavala y Freije (2005) denominan Miembro Inferior de la Formación Río Negro, (Andreis,1965) depositada durante el Mioceno tardío.- Plioceno. Morfológicamente poseen formas subcirculares, con diámetros entre 10 a 15 y espesores variables no mayores a los 0.50 m. Se ubican al pie del acantilado, ventana morfológica, en el lugar denominado La Lobería, en el litoral marítimo de la Provincia de Río Negro (Fig.1). Ambas geoformas se encuentran afectadas por diaclasas subverticales de rumbo N 53° y N 98°, hecho que permite la lenta pero constante destrucción del ambiente por la erosión marina (Schillizzi *et al.* 2005).

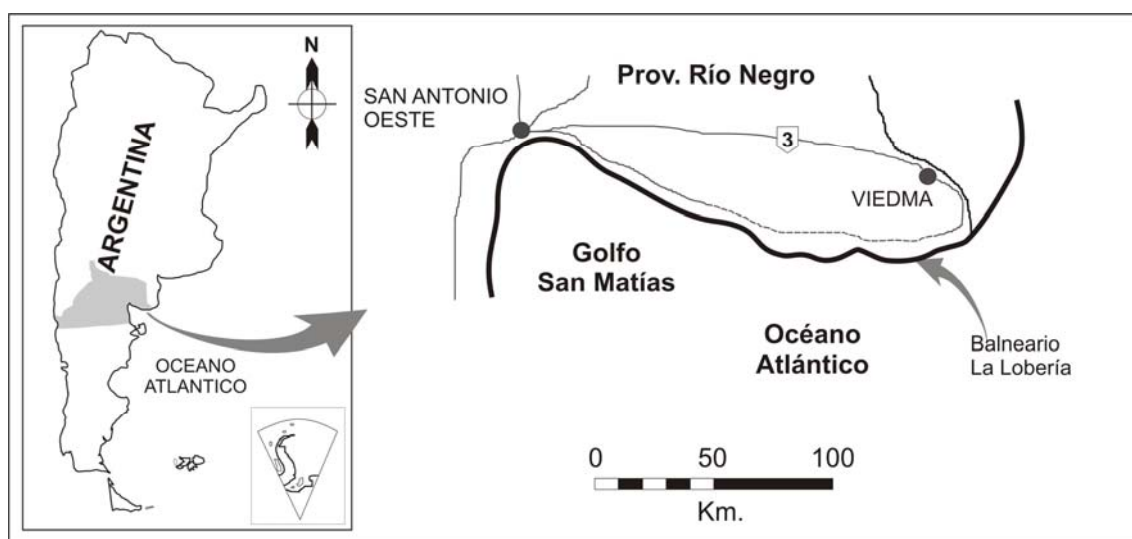


Figura 1. Mapa de ubicación del sector estudiado.

METODOLOGÍA

Se extrajeron 6 muestras de tres secciones (Fig.2) sedimentarias ubicados desde el nivel de la bajamar hasta el de pleamar, al pie del acantilado. Con el material recolectado se efectuaron tamizados para reconocer la fracción modal mientras que el aspecto de la superficie de los granos se observó por medio de lupa binocular Wild Heerbrugg. Con las fracciones más finas (arcilla) se hicieron determinaciones mineralógicas por difracción de rayos "X", con equipo Rigaku Denki, anticátodo de Cu, λ 1,540; filtro de Ni con barrido entre 3 y 65°.

PLATAFORMA DE ABRASIÓN

Se reconocieron tres secciones: **inferior** "A", de 0.60 a 0.70 m de espesor esta dominada por un 85 % de psamitas finas y 15% de limo, color gris azulado a gris verdoso oscuro, finamente laminada, a veces poco marcada. La estratificación subhorizontal, en parte diagonal con buzamientos de hasta 42°, dispuestas en estratos no mayores a 0.20 m.

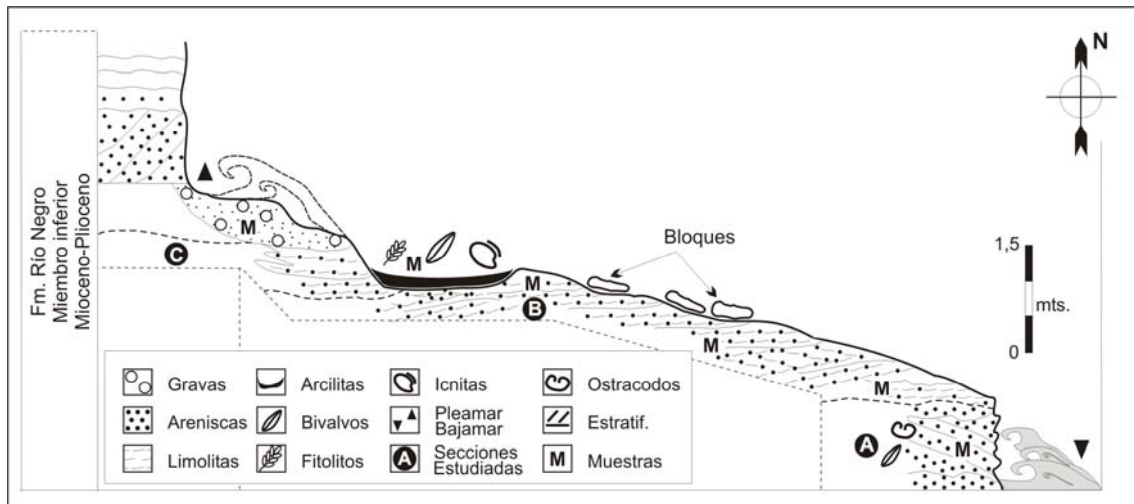


Figura 2. Perfil de la unidad muestreada.

La fracción arena se compone de granos de aspecto mate, bordes y aristas desgastados a los que se subordinan granos brillantes, con escaso desgaste. Los vidrios volcánicos incoloros, muestran sus superficies cubiertas por pátinas de arcillas, mientras que los de color pardo oscuro son muy escasos y con similares características superficiales. Los ferromagnesianos y opacos presentan un moderado desgaste, siendo raros los que tienden a la redondez.

El contenido fósil está representado por muy escaso número de ostrácodos y pequeños restos indeterminados de valvas de moluscos, con pérdida de la escultura superficial posiblemente por acción eólica.

La sección media "B" de 1.50 m de potencia está compuesta por una base de 1.20 m, color pardo grisáceo a pardo claro, formada por un 33 a 65 % de pelitas bien consolidadas, con laminación fina, a veces masiva, compuestas por clastos (*aglomerados*) arcillosos de granos muy finos de aspecto mate y en menor proporción por granos brillantes, ambos cubiertos parcialmente por pátinas de arcilla. Los clastos cementados por óxidos de Fe son escasos; la presencia de líticos es moderada, con granos de aspecto subredondeado. Los ferromagnesianos y opacos se observan con formas variadas desde ovoides a prismáticos, en colores verde oscuro a negro. Los fragmentos de vidrio volcánico, transparentes y coloreados, muestran pocos efectos de desgaste.

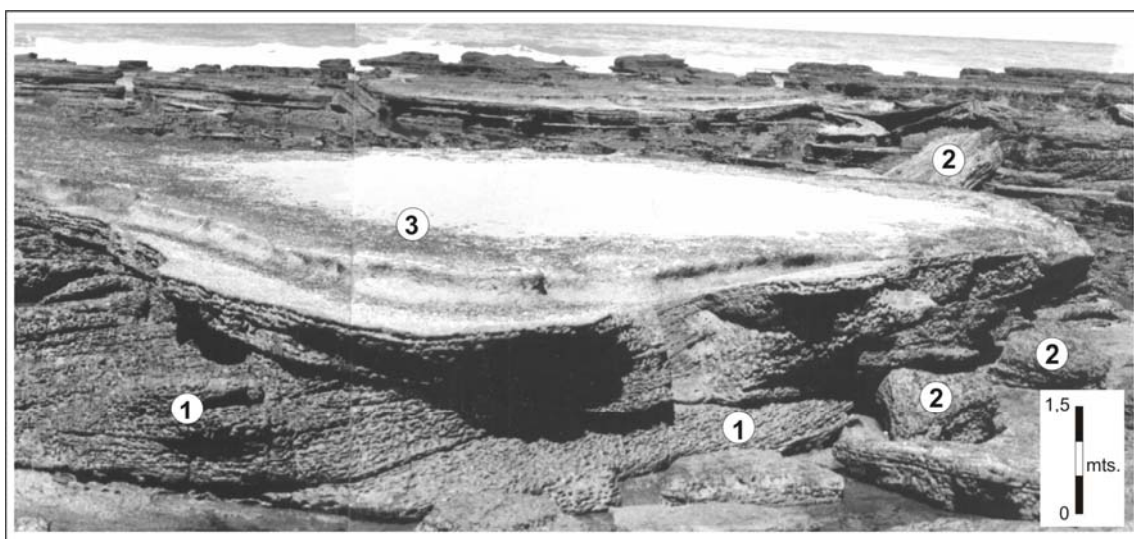


Figura 3. Vista de una paleolaguna: 1- Estratificación diagonal, 2- Bloques caídos, 3- Nivel limoarcilloso con *Diplodon* sp.

El techo de esta sección media "B" (Fig. 2) de 0.30 m espesor, de carácter arcillo - limoso, se depositó siguiendo formas subcirculares a irregulares, cóncavas, cuyos bordes están controlados en parte por la topografía contemporánea y en parte por la erosión marina actual. En la superficie de estas "lagunas" suelen hallarse "rastrilladas" en hueco, muy deformadas posiblemente de un gran roedor, Casamiquela (1974) y Aramayo (2007), acompañadas por moldes internos y externos de bivalvos de una fauna dulceacuícola, con valvas delgadas, ornamentadas y que presentan en buen estado de conservación (Aramayo *com. pers.*), asignables a la Fam Unionacea, *Diplodon* sp (Fig. 4 a y b). Acompañan escasas diatomeas del genero *Cyclotella* sp y espículas de esponjas, ambas de ambientes lagunares salobres. Las capas, de 1 a 3 cm de espesor, que cubren los moldes, poseen un mayor contenido arcilloso en las que se han conservado grietas de desecación y trazas de túneles verticales y horizontales rellenos por arenas muy finas, posiblemente de bioturbadores

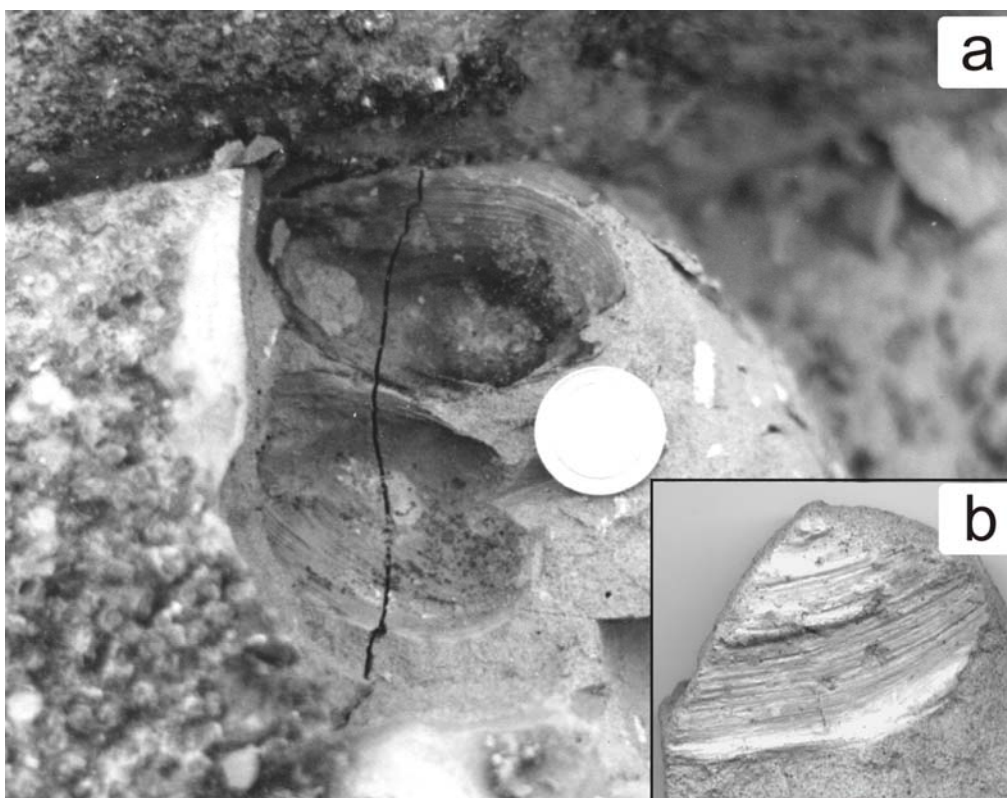


Figura 4. a- Vista de un molde interior de *Diplodon* sp.
b- Detalle de la ornamentación.

En el material arcilloso se determinó la presencia de montmorillonita, illita, feldspatos y cuarzo. Al microscopio se observó escaso cuarzo, feldspatos, apatito y piroxenos; abundante montmorillonita y escasas fibras de illita. También están poco representados los fitolitos al igual que las trizas de vidrio volcánico las que presentan fuerte alteración.

Sección superior "C". Las depresiones antes apuntadas están cubiertas por psamitas gris azulado a pardo grisáceas, subhorizontales, con características similares a las de la sección inferior, las que al llegar al pie del acantilado pasan a estratificación diagonal. Suelen hallarse intercalaciones discontinuas de cenizas volcánicas muy finas, con espesor menor a 0.01 m. La sección superior posee una potencia de casi 3.00 m

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

La sección inferior de la Formación Río Negro, de ambiente eólico dominante, Zavala y Freije (2005), registraría un episodio ácuo cuyos materiales sedimentarios y restos de valvas se depositaron entre las depresiones formadas entre las dunas.

Con posterioridad se inició una etapa de mejora climática, sección media, caracterizada por el aumento de temperatura y humedad. Esto se confirmaría por la presencia de montmorillonita (esmectita) que en opinión de Diester - Haas *et al.* (1993), y Rachold y Brumsack (2001) es un claro indicador de la alternancia entre estaciones húmedas y secas. Tales condiciones permitieron que entre los mantos de arenas depositados del periodo seco comenzaran a desarrollarse canales fluviales, de posible orientación NE, de un periodo húmedo, que habrían alimentado a una serie de lagunas someras e interconectadas formadas por la redepositación de sedimentos eólicos. Estos "barreales" presentan ausencia de ondulas y dominio de lutitas, características de un medio de quietud hidro-eólica, Kaukal (1971). Estas geoformas sirvieron de sostén para el desarrollo de vegetación y una fauna dulceacuícola. La primera sirvió para la alimentación de herbívoros además de permitir el desarrollo de pequeños organismos cavadores de fondo de laguna y de bivalvos (*Diplodon* sp), típicos de ambientes lacustres, Wichmann (1927). Es de destacar que el tamaño y conservación de estos últimos indicaría un medio casi óptimo para el desarrollo de estos bivalvos. Es posible que las paleolagunas someras representen una parte o porción de un ambiente de inundación que se habría conectado con un cuerpo más extenso y tabular, desarrollado posiblemente en dirección hacia El Balneario El Cóndor. Esta etapa habría finalizado al reiniciarse un nuevo período de aridez que produjo la reducción de los aportes hídricos, (presencia de grietas de desecación) y por la removilización y estancamiento de los materiales arenosos por efecto del viento (Collinson, 1978), que cubrieron a las lagunas antes formadas. Solo en la base de la sección superior, suelen observarse nuevos encharcamientos donde se depositaron láminas de cenizas volcánicas.

CONCLUSIONES

En el miembro inferior de la Formación Río Negro, de origen eólico, se determinó la presencia de dos subambientes. El primero de ellos relacionado a un medio de interdunas con influencia áeua. El segundo de origen lagunar, dulceacuícola, formado por sedimentos finos, permitió el desarrollo en sus bordes, de vegetación, la colonización del medio por mamíferos y además el desarrollo una fauna fósil de bivalvos y organismos cavadores. Este tipo de depósito se continuaría en dirección NE hasta la cercanías del Balneario El Condor.

Agradecimientos: La presente investigación se realizó con fondos del proyecto ANPCyT. UNS PICT 905 (3-4). A la Dra. B. Gutierrez Tellez por las determinaciones diatomológicas. A J.I. Falco por su dedicación y ayuda en las tareas de campo. Al área Medios Audiovisuales del CRIBABB por la realización de los gráficos. A los revisores de la Revista por sus valiosas sugerencias.

REFERENCIAS.

- Andreis, R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro, tramo Gral. Conesa - boca del Río Negro. Revista del Museo. La Plata. V Geología. 36: 20. 73
- Angulo, R. y R. Casamiquela. 1982. Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del Golfo San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires) entre los meridianos 62° 30 y 64° 30 W. Revista Mundo Ameghiniano. 2: 20 -73. Viedma.
- Aramayo, S.; M. Barros; S. Candel ; L. Vecchi. 2004. Tetrapod footprints (Mammals and Bird) from Río Negro Formation (late Miocene -early Pliocene), Río Negro Province, Argentina. Resumen y Poster. I° Congreso Internacional de Ichnología. ICHNIA (2004). Trelew. Argentina
- Aramayo, S. 2007. Neogene vertebrate palaeoichnology of the north atlantic coast of the Rio Negro Province, Argentina. Archivos do Museu Nacional. Río de Janeiro (en prensa).
- Casamiquela, R. 1974. El bipedismo de los megateriodes. Estudio de pisadas fósiles en la Formación Río Negro típica. Ameghiniana. XI. 3
- Collinson, J. D. 1978. Lakes: In Sedimentary Environments and Facies. H.D. Reading Ed. 61 - 71. Blackwell Sc. Publ.

- Diester - Haas, L; C Robert C.; H. Chamley. 1993. Palaeoceanographic and palaeoclimatic evolution in the Wedell Sea (Antarctica) during the middle Eocene late Oligocene, from a coarse sediment fraction and clay mineral data (OCP 689). *Marine Geology* 14. 233 - 250.
- Rachold, V., H. I. Brumsack. 2001. Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lowen Saxonij Basin WW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 174,121 – 123.
- Kaukal, Z. 1971. *Geology of recent sediments*. Sc. Praga. Ed. Acad. Praga. 490.
- Schillizzi, R., J. Spagnuolo; E. Gelós y S. Aliotta. 2005. Presencia y evolución de grandes bloques en la costa de Pta. Colorada, Golfo San Matías. *GEOACTA* 30. 30 - 45.
- Wichmann, R. 1927. Sobre la facies lacustre senoniana de los Estratos con Dinosaurios y su fauna. *Bol. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba*. T. 30. 383 - 405.
- Zavala, C. and R. H. Freije. 2001. On the understanding of aeolian sequence stratigraphy: an example from Miocene - Pliocene deposits in Patagonia, Argentina. *Revista Italiana di Paleontología e Stratigrafia*. V. 107. 2: 251 - 264.
- Zavala, C y H Freije. 2005. Geología de los acantilados. En *Las mesetas patagónicas que caen al mar: La costa rionegrina*. Ed. F. Masera. 187- 197. Río Negro.

LA PRECIPITACIÓN DE VERANO EN EL CENTRO-OESTE DE ARGENTINA Y LOS FENÓMENOS INTERANUAL EL NIÑO/OSCILACIÓN SUR (ENOS) E INTERDECÁDICO “TIPO” ENOS

Rosa Hilda Compagnucci¹ y Eduardo Andres Agosta²

¹*Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN, UBA y CONICET; rhc@at.fcen.uba.ar*

²*Programa de Estudio de Procesos Atmosféricos para el Cambio Global, UCA-CONICET;
agosta@at.fcen.uba.ar*

RESUMEN

Gran parte de la variabilidad interanual a multidecádica de la precipitación en el continente Sudamericano es atribuida a la variabilidad de la cuenca del Pacífico ecuatorial. Esta vinculación se establece a través del fenómeno de 2-6 años El Niño/Oscilación Sur (ENOS) o de la variabilidad interdecádica “tipo” ENOS (Díaz y otros 1998, Grimm y otros 2000, Grimm 2003, entre otros). Por tanto, el presente estudio intenta examinar la relación existente entre la variabilidad interanual a multidecádica de la precipitación de verano en la región Centro-Oeste de Argentina y ambos procesos oceánicos de baja frecuencia.

Los resultados muestran que tanto para la escala interanual (fenómeno ENOS) como en menores escalas (interdecádico “tipo” ENOS) no hay vinculación entre las condiciones de temperatura superficial del mar en la cuenca del Pacífico ecuatorial y la precipitación. Solo aparecen vinculadas físicamente las áreas oceánicas próximas al cono sur de Sudamérica del Pacífico Sur y del Atlántico Sur, siendo el sudoeste del Atlántico Sur el que mayor varianza explica.

Palabras claves: precipitación, El Niño, “tipo” El Niño, cambio climático

ABSTRACT

Most of the interannual-to-multidecadal variability of the South American precipitation is attributed to the variability of the equatorial Pacific basin. The link between both is established through either 2-to-6-year El Niño/Southern Oscillation (ENSO) or the interdecadal El Niño-like variability (Díaz et al. 1998, Grimm et al. 2000, Grimm 2003, amongst other). Therefore, this study aims to examine the relationship between the interannual-to-multidecadal variability of the summer precipitation in Central-West Argentina, in South America, and both oceanic low-frequency processes.

Results show that both at interannual scales (ENSO) and at lower scales (ENSO-like) there no exists link between the sea surface temperature in the equatorial Pacific and precipitation. Only the areas closer to the Southern American continent over the South Atlantic and South Pacific seem to be physically linked via atmospheric circulation. The southwestern South Atlantic has the highest variance explained.

Keywords: precipitation, El Niño, El Niño-like, climate change

INTRODUCCIÓN

La existencia de periodicidad en baja frecuencia en la atmósfera es, en parte, atribuible a forzantes naturales de baja frecuencia como puede ser la temperatura superficial del mar (TSM). Una de las fuentes más atribuidas de variabilidad interanual a multidecádica de la precipitación en el continente Sudamericano es la variabilidad interanual a multidecádica de la TSM del Pacífico (Díaz y otros 1998, Grimm y otro 2000, Grimm 2003, entre otros), a través del conocido fenómeno interanual de 2-6 años El Niño / Oscilación Sur (ENOS) y de la variabilidad multidecádica “tipo” ENOS, que es de similar signo espacial sobre las TSM que las asociadas al ENOS sólo que con una periodicidad de más baja frecuencia (Garreaud y Battisti 1999). Una relevante expresión de la variabilidad “tipo” ENOS es el cambio en las condiciones medias de temperatura del Pacífico ecuatorial central de 1976/77 y la transición climática asociada (IPCC 2001), que afectó a más de 40 variables bioambientales del Pacífico y de las Américas (Ebbesmeyer y otros 1991).

La variabilidad de la precipitación de verano (octubre-marzo) de la región Centro-Oeste de Argentina (COA, entre 29°-36°S y 65°-70°O), presenta a lo largo del siglo XX fluctuaciones interanuales a

interdecádicas significativas (Agosta y otros 1999). El cuasi-ciclo significativo de 18 años es el más importante dentro de la baja frecuencia y es el que determina períodos alternantes de sequía y exceso de 9 años de duración cada uno en la región, hasta mediados de los 1970s (Compagnucci y otros 2002). Desde mediados de los 1970 hasta comienzos del 2000, la región experimenta un período prolongado húmedo con interrupción de los cuasi-ciclos alternantes. Por una parte, la variabilidad interanual de la precipitación y los cuasi-ciclos dominantes podrían tener su fuente en la variabilidad del Pacífico, por otra, el cambio de mediados de los 1970s, podría estar asociado a cambios debido a la variabilidad multidecádica “tipo” ENOS.

Por consiguiente, el presente estudio busca examinar si la precipitación en el COA está influenciada por variaciones de la TSM del Pacífico central ecuatorial tanto en escalas interanuales, bajo el fenómeno ENOS, como en escalas multidecádicas, bajo el fenómeno denominada variabilidad “tipo” ENOS.

DATOS Y METODOLOGÍA

La variabilidad interanual de la precipitación de verano (octubre a marzo) se aborda utilizando el índice regional de precipitación de verano $P(t)$ desarrollado por Agosta y otros (1999), actualizándolo hasta el 2004 con la información disponible en el área (Tabla I). La expresión matemática del índice es:

$$Y_j(t) = (X_j(t) \cdot 100) / \chi_j, \quad 1 \leq j \leq n$$

$$P(t) = \sum_{j=1}^n Y_j(t) / n$$

donde

$Y_j(t)$: serie individual de precipitación estival en la estación j , expresada como porcentaje del promedio de todo el registro (o sobre algún período específico, por Ej. 1959-1998)

$X_j(t)$: precipitación estival en la estación j para el año t

χ_j : Precipitación estival promedio del registro en la estación j

$P(t)$: Índice de precipitación estival regional (precipitación estival promediada espacialmente) para el año t

j : subíndice de estación

n : número de estaciones

Este índice permite documentar la variabilidad interanual de la precipitación de verano en la región COA independizándose del número de estaciones disponibles en porciones del período analizado (Compagnucci y otros 2002).

La Figura 1 muestra los valores del índice $P(t)$ calculados para el período 1901-2004. Se ve con claridad la fluctuación cuasi-bidecádica prevaleciente hasta mediados de los 1970s que da ciclos alternantes húmedo/seco de aproximadamente 9 años de duración cada uno. Tras la transición climática de 1976/77 la fluctuación se deforma dando lugar a un evento húmedo prolongado durante los últimos 30 años (Agosta y otros 1999, Compagnucci y otros 2002).

Los datos de TSM se obtienen de diversas fuentes: la base del NCEP/NCAR (2,5°x2,5° lat-lon, www.cdc.noaa.gov) en el período 1949-2004; del Hadley Centre (Global SSTs version 2.2, 1°x1° lat-lon. Rayner y otros 1996) en 1903-1994.

Para proveer de una clasificación de veranos en El Niño y La Niña, se utiliza el umbral +/-0,5°C para el índice ONI (Oceanic Niño Index), definido como el promedio móvil de tres meses de las anomalías de la TSM del ERSST.v2 en la región Niño 3.4 (5°N-5°S y 120°-170°O), respecto del período 1971-2000 (información disponible en www.cpc.ncep.noaa.gov/). Cuando el índice supera el umbral en al menos 2 trimestres consecutivos (OND y NDE, o NDE y DEF, o DEF y EFM) y en los restantes trimestres mantiene el signo de la anomalía, se considera verano El Niño (anomalía positiva) o verano La Niña (anomalía negativa). Para el período 1950-2004 se obtiene la siguiente clasificación de la Tabla II.

Las tablas de contingencia (Hoel 1964) permiten la identificación de cualquier asociación estadística entre las fases El Niño o La Niña y de anomalías positivas/negativas de precipitación en el COA

Tabla I. Estaciones empleadas para el análisis de la precipitación en COA. *Estaciones empleadas para el análisis apropiado. **Estaciones utilizadas para interpolación de datos faltantes. † Estaciones de corto registro y/u operación interrumpida.

<i>Estaciones</i>	altura (m)	Estaciones principales*		Registro
		Latitud (°S)	Longitud (°O)	
(1) La Rioja	516	29°25`	66°52`	1904-2004
(2) San Juan	634	31°32`	68°34`	1900-2004
(3) Mendoza	769	32°53`	68°49`	1900-2004
(4) San Luis	734	33°18`	66°19`	1905-2004
(5) Villa Mercedes	514	33°41`	65°29`	1900-2004
(6) San Carlos	940	33°46`	69°02`	1938-1979
(7) Rama Caída	713	34°40`	68°24`	1927-2004
(8) Colonia Alvear	465	35°00`	67°39`	1935-1979
(9) Victorica	312	36°14`	65°26`	1905-1998
		Estaciones secundarias**		
				<i>Interpola a</i>
† San Juan FC ²	630	31° 32`	68° 32`	(2)
Crycit				(3)
† San Rafael FC	-	34° 35`	68° 20`	(7)
† Rama Caída FC	-	34° 34`	68° 23`	(7)
San Rafael Met.	746	34° 35`	68° 34`	(7)
† Soitué	-	35° 00`	67° 52`	(8)
† Carmensa	-	35° 08`	67° 37`	(8)
† Bowen	-	34° 59`	67° 41`	(8)
† C. Alvear FC	465	34° 59`	67° 41`	(8)
Santa Rosa	189	36° 44`	64° 16`	(9)

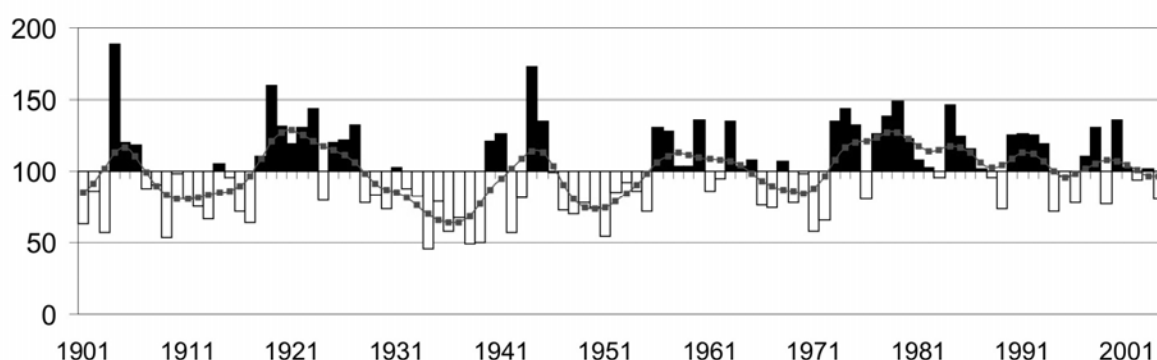


Figura 1. Valores porcentuales del índice regional de precipitación estival P(t) para el COA (barras verticales) y suavizado gaussiano de 9 términos (línea con círculo) (Hoel 1964).

RESULTADOS

Con la intención de determinar si existe alguna asociación entre el verano húmedo/seco en el COA y la fase cálida/fría del fenómeno ENOS, se construye la tabla de contingencia de doble entrada (Tabla III). La precipitación estival es considerada como una variable dicotómica: por encima y por debajo de

la media regional, indicado por el índice P(t). Los veranos se categorizan como El Niño, La Niña o Neutro (no El Niño, no La Niña) según la definición dada en Sección 2.

Tabla II. Clasificación de veranos en El Niño y La Niña en el período 1950-2004

Verano El Niño
 1951/521965/661976/771986/871994/95
 1957/581969/701977/78 1987/881997/98
 1963/641972/731982/83 1991/922002/03

Verano La Niña
 1950/511956/571970/711975/761988/89
 1954/551961/621971/721983/841995/96
 1955/561964/651974/751984/851999/00
 1967/68

Tabla III. Tabla de Contingencia para las variables de entrada verano ENOS, en las categorías El Niño, La Niña y Neutro; y precipitación estival en el COA en las categoría húmedo (por encima de la media regional) y seco (por debajo de la media regional). Se muestran valores observados, valores observados porcentuales en paréntesis, valores teóricos en cursiva y valores teóricos porcentuales en paréntesis, de acuerdo a la hipótesis de independencia entre variables.

	(+) Húmedo	(-) Seco	Total
El Niño	73/ - 77/78/92/98/03 6 (11%) <i>7,56 (13,8%)</i>	52/58/64/66/69/70/ - 83/87/88/95 10 (18%) <i>8,44 (15,4%)</i>	16
La Niña	56/57/65/74/75/ - 84/85/89/00 9 (16%) <i>8,03 (14,6%)</i>	51/55/62/68/71/72/76/ - 96 8 (15%) <i>8,96 (16,3%)</i>	17
Neutro	60/61/63/- 79/80/86/90/91/93/97/01 11 (20%) <i>10,4 (18,9%)</i>	50/53/54/59/67/ - 81/82/94/99/02/04 11 (20%) <i>11,6 (21,1%)</i>	22
Total	26	29	55

Dado que la hipótesis nula de independencia de las variables no puede rechazarse para el nivel de 0,05 (tan solo podría rechazarse para $\alpha=0,20$), se sugiere que la variación interanual de la precipitación de verano en el COA no puede asociarse directamente al fenómeno ENSO.

Este resultado se ve reforzado con el campo de correlación entre la TSM globales con datos del NCEP/NCAR (2,5°x2,5° de lat-lon) y la precipitación en el COA estimado sobre el mismo período 1950-2004 (Fig. 2). En el área del Pacífico ecuatorial los valores de correlación son inferiores a 0,2 y no significativos para $\alpha=0,05$ (coeficiente crítico $r_c = 0,267$ con $N=55$). En cambio los valores de correlación son significativos y positivos en el Atlántico Sur subtropical/templado occidental ($r>0,40$) y el Pacífico Sur subtropical/tropical oriental ($r>0,30$). Estas áreas de correlación se mantienen aún usando la base de TSM global (1°x1° de lat-lon) del Hadley Centre, incluso para el período más extenso 1904-1994 de la base usada (Fig. 3). Amplias áreas en los océanos extratropicales del Hemisferio Sur, de latitudes altas a subtropicales, tienen correlación directa y significativa con la precipitación en el COA, con ausencia de señal en la cuenca del Pacífico ecuatorial. Otras áreas remotas de correlación positiva aparecen en el sudoeste del Norteamérica y el Índico ecuatorial-tropical. La relación con Norteamérica es indirecta y puede deberse a que la TSM de esa área está relacionada con la del Pacífico sur de latitudes medias (Gu y Philander 1997). Lo confirma el hecho de que los valores de correlación son menores que para el Pacífico Sur. El área del Índico se relaciona con la precipitación de verano en Sudáfrica (Lizcano y Todd 2005, Lindsay 1998), la cual a su vez está relacionada en fase con la precipitación del COA desde comienzos de siglo 20 hasta mediados de 1970 (Compagnucci y otros 2002).

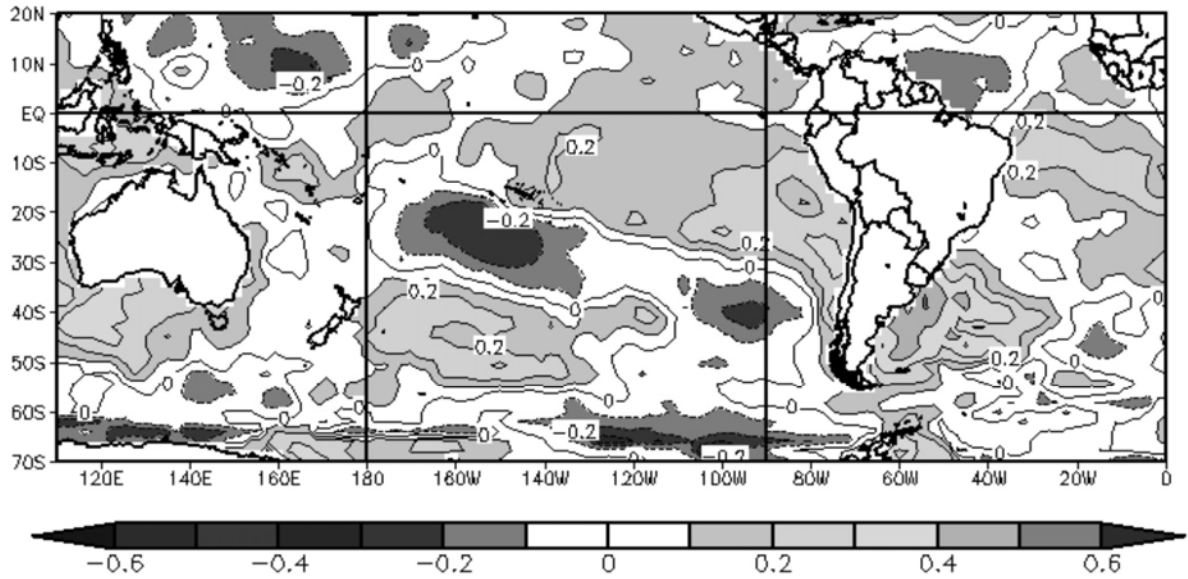


Figura 2. Correlación entre la precipitación estival en el COA y la TSM de la base NCEP/NCAR en el período 1950-2004.

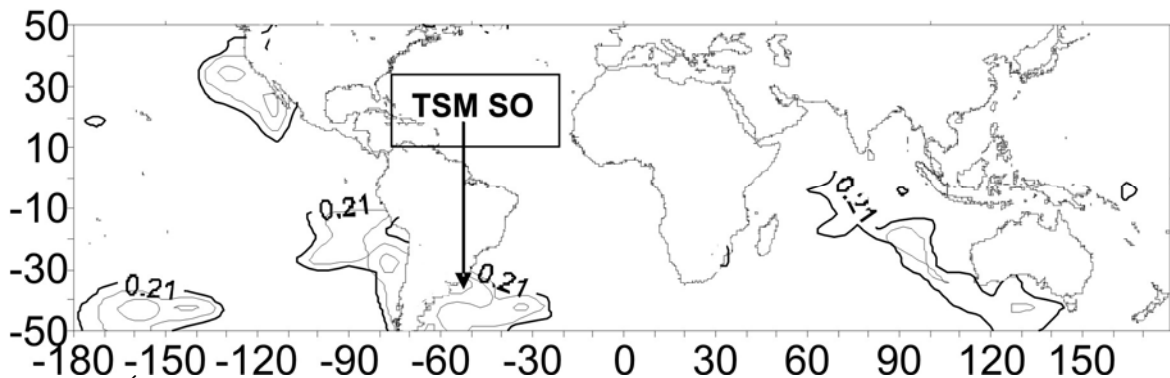
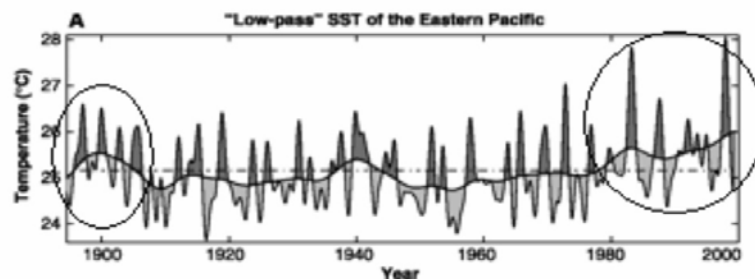


Figura 3. Áreas de correlación significativa para el intervalo de confianza de 95% entre la precipitación estival en el COA y la TSM (Hadley Center) en el período 1944-1994. TSM SO: área de mayor varianza explicada, entre 30°-40°S y desde la costa de Sudamérica hasta 40°O aproximadamente.

Las TSMs directamente relacionadas con la precipitación en el COA son el área del sudoeste del Atlántico Sur (TSM SO), en primer lugar, y el área del sudeste del Pacífico Sur, en segundo. De acuerdo a Wainer y Venegas (2002), las variaciones de la TSMs en el Atlántico Sur en el sector sudoeste están asociadas a variaciones de la circulación atmosférica en torno a 40°S. En consecuencia estas altas correlaciones con precipitación pueden poner en evidencia la actividad de la atmósfera tanto sobre las TSM como en la producción de precipitación. A su vez, mayores (menores) valores de TSM estarían vinculados a mayor (menor) humedad disponible para ser adveccionada hacia el interior del continente y la región COA. Para el área del sudeste del Pacífico Sur, se tiene que cuando el Anticiclón del Pacífico Sur se debilita (fortalece), también se debilita (fortalece) la corriente oceánica de Humboldt por el efecto de divergencia de Ekman causado por la fuerza del viento (Godfrey y Rintoul 1998), lo cual implica que mayores (menores) TSMs indican condiciones de relativas bajas o vaguadas (altas o cuñas) sobre el Pacífico que favorecen (desfavorecen) precipitación en el COA. En este sentido, Agosta y Compagnucci (2006) muestran que un debilitamiento y/o retracción de la actividad del Anticiclón del Pacífico Sur y un fortalecimiento y/o expansión del Anticiclón del Atlántico Sur están vinculados a un verano húmedo en el COA, debido al gradiente de presión establecido sobre Argentina subtropical y el consiguiente ingreso de humedad desde más bajas latitudes y/o desde el Atlántico Sur. Lo opuesto se vincula a un verano seco.

Este resultado junto con la tabla de contingencia permite concluir que en escala interanual la TSM del Pacífico ecuatorial central, y como tal el ENOS, no se relaciona significativamente con la variabilidad interanual de la precipitación en el COA.

En escala interdecádica, la precipitación en el COA muestra un cambio en el verano 1976/77 hacia mayor frecuencia de ocurrencia de verano húmedo coincidentemente con mayor frecuencia de ocurrencia del fenómeno ENOS dentro de la fase positiva de la variabilidad multidecádica “tipo” ENOS. Sin embargo, de existir una real relación entre la precipitación de verano en el COA y la variabilidad multidecádica “tipo” ENOS, los cambios de la precipitación en el COA tendrían que tener la misma variabilidad que la baja frecuencia del Pacífico ecuatorial central previamente a 1976/77. El “paso bajo” de las TSMs del Pacífico ecuatorial oriental (Fig. 4, extraída de Fig.1.A de Federov y Philander 2000) no muestra un cuasi-ciclo de 18 años o frecuencias similares. La modulación de baja frecuencia de la serie de TSM del Pacífico es de 30-40 años o más (Garreaud y Battisti 1999). En cambio, la precipitación en el COA ha estado modulada en la baja frecuencia a lo largo de siglo XX por el cuasi-ciclo significativo de 18 años sin interrupción hasta mediados de la década de 1970 y no presenta señal en menores frecuencias (Compagnucci y otros 2002). A lo sumo, ambas variabilidades coinciden en la transición climática del verano 1976/77 que les afecta hacia una fase positiva (ver Fig. 1). Todo parece indicar que el origen del cuasi-ciclo bidecádico ha de estar conectado con la variabilidad de la circulación atmosférica del Hemisferio Sur, o bien, con la TSM del Atlántico Sur.



CONCLUSIONES

El análisis muestra que la variabilidad interanual a multidecádica de la precipitación de verano en el COA, ubicado al este de los Andes subtropicales de Sudamérica, no presenta relación directa tanto con el fenómeno interanual de 2-6 años ENOS como la variabilidad multidecádica de menor frecuencia denominada “tipo” ENOS. Esto implica que no es posible siempre atribuir la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación en Sudamérica a variaciones de la TSM de la cuenca del Pacífico, sino que habría que considerar subescalas espaciales. Lo único en común entre una y otra variabilidad es la coincidencia de los efectos de la transición climática del 1976/77, que afecta a ambas variabilidades hacia una fase positiva en los últimos treinta años (ver Fig. 1 y Fig. 4).

Se encuentra que las regiones oceánicas próximas al cono sur de Sudamérica presentan varianzas significativas que explican parte de la variabilidad interanual de la precipitación en el COA. La conexión entre las TSM en estas áreas oceánicas y la precipitación puede deberse a la actividad de la circulación atmosférica en una y otra variable. El área de mayor relación con la precipitación es el sector sudoeste del Atlántico Sur (TSM SO).

En consecuencia, las fluctuaciones significativas interanuales a multidecádicas de la precipitación en el COA encontradas en estudios previos por Agosta y otros (1999) y Compagnucci y otros (2002) a lo largo del siglo XX pueden tener su origen en las variaciones de la TSM en el sudoeste del Atlántico Sur y/o en variaciones de la circulación atmosférica del Hemisferio Sur.

Agradecimientos: A *O.Carm.* por todo su apoyo. A los subsidios de proyectos para la investigación otorgados por la UBA, 01x002, y el CONICET, PIP 5276.

REFERENCIAS

- Agosta, E.A. y Compagnucci, R.H. (2006): Atmospheric Conditions during wet and dry summer extremes in Central-West Argentina, 8th ICSHMO, AMS, Foz do Iguazu, Brasil, Ses. 12: Understanding long-term climate variations in SH, 1439-1452.
- Agosta, E.A. Compagnucci R.H. y Vargas, W.M. 1999: Cambios en el régimen interanual de la precipitación estival en la región Centro-Oeste Argentina. *Meteorol.* 241/2, 63-84.
- Compagnucci, R.H., Agosta, E.A., Vargas M.W., 2002: Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. *Cli. Dyn.* 18, 421-435.
- Díaz, A. F., C. D. Studzinski, and C. R. Mechoso, 1998: Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, 11, 251-271.
- Ebbesmeyer C.C., Cayan D.R., McLain D.R., Nichols F.H., Peterson D.H. y Redmond T., 1991: 1976 Step in the Pacific Climate: Forty environmental changes between 1968-1975 and 1977-1984. *Proceeding of the 7th Annual Pacific Climate PACLIM, Workshop, April 1990*, Eds. Betancourt, J.L. y V.L. Tharp, Californian Dep. of Water Resources, Interagency Ecological Studies Program, Tech. Rep. 26, 115-126.
- Federov, A.V. y Philander, S.G. 2000: Is El Niño Changing? *Science*, 288, 1997-2001.
- Garreaud, R. D. y D. S. Battisti, 1999: Interannual ENSO and interdecadal ENSO-like variability in the S. Hemisphere. *J. Climate*. 12, 2113-2123.
- Grimm, A. M., 2003: The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, 16, 263-280.
- Grimm, A. M., V. R. Barros, and M. E. Doyle, 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.
- Godfrey, J.S. y S.T. Rintoul (1998). The role of the Oceans in the Southern Hemisphere Climate. En *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Ed. D.J. Karoly y D.G. Vincent. *Am. Met. Soc.*, 410 pág.
- Gu, D.F., and S.G.H. Philander, 1997: Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, 275:805-807.
- Hoel, Paul G. 1964: *Introduction to Mathematical Statistics*, John Wiley & Sons, Inc. New York-London, 428 pág.
- IPCC 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 944 pág.
- Lindesay J.A. 1998: Present Climates in Southern Africa. En *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future*. Wiley press, Ed. J.E. Hobbs, J.A. Lindesay y H.A. Bridgman, 297 pág.
- Lizcano, G. y Todd, M.C. 2005: Non-ENSO control on Southern Africa precipitation variability. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 363, 61-62.
- Wainer I. y Venegas S.A. 2002: South Atlantic Multidecadal Variability in the Climate System Model, *Jou. Of Clim.* 15, 1408-1420.

VARIACIONES DE GRAVEDAD EN EL VALLE DE TULUM, SAN JUAN: APORTES A LA CARACTERIZACIÓN SISMOTECTÓNICA DE LA REGIÓN.

Francisco Ruiz¹ - Antonio Introcaso² - Álvaro Gallego G.¹⁻² - Alfredo Laplagne³

⁽¹⁾ Instituto Geofísico Sismológico “Ing. Fernando S. Volponi”, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
- Universidad Nacional de San Juan.

Meglioli 1160 (sur)-Rivadavia, (C. P. 5400) San Juan. Argentina. E-mail: fruiz@unsj-cuim.edu.ar, Tel./Fax.: 0264-4945015

⁽²⁾ Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura - Universidad Nacional de Rosario. Instituto de Física de Rosario (CONICET).

Av. Pellegrini 250, (2000) Rosario, Argentina. E-mail: geofisic@fceia.unr.edu.ar.

⁽³⁾ Instituto Nacional del Agua. Av. I. de la Rosa 130 (S), (5400) San Juan. E-mail: alaplagne@unsj.edu.ar.

RESUMEN

Con el objeto de establecer relaciones espacio-temporales de la evolución del campo gravitatorio debidas a actividad sismotectónica, se estableció una red de control geodésico areal (RED G1). La red está compuesta por puntos fijos bien materializados, abarca un área de 2500 km², con la ciudad de San Juan en su centro.

Estos puntos fijos fueron vinculados con mediciones precisas de gravedad en los años 2000 y 2004. Las diferencias gravimétricas 2000-2004 se refirieron a la estación de gravedad del Instituto Geofísico Sismológico (UNSJ). El campo de variaciones relativas de gravedad así obtenido, muestra relaciones consistentes con la actividad sísmica de magnitud mayor que 3 (abundante en este período).

Los rasgos más sobresalientes indican: A) una alineación de máximos con variaciones de hasta +0.088 mGal en el sudoeste de la Sierra de Pie de Palo, +0.045 mGal en el Co. Barboza y de +0.065 en el Co. Valdivia. B) Una zona de máximos (hasta 0.090 mGal) en el centro-oeste de la Sa. Chica de Zonda correlacionada con nidos de sismos de magnitud 3 a 3.9. C) Una marcada quietud en los puntos fijos ubicados al sur de la Sa. Chica de Zonda. D) Ascenso generalizado de todos los puntos ubicados al norte del Río San Juan llegando a 0.080 mGal en la Falla de La Laja (Terremoto del 15-01-1944).

Si atribuimos los cambios de g enteramente a cambios topográficos, las variaciones altimétricas estarían en el orden de los 10 cm.

Palabras claves: variación de gravedad, movilidad cortical, terremoto.

ABSTRACT

A network of areal geodetic control (Red G1) was set up with the purpose of establishing space-time relations in the evolution of the gravity field produced by seismo-tectonic activity. The network is composite for points well materialized in the field, and extends over an about 2500 km² area centered in the San Juan city.

These fixed points were linked with precise gravity measurements carried out during years 2000 and 2004. The gravity changes 2000-2004 are evaluated taking as fix the gravity value in the Instituto Geofísico Sismológico (UNSJ) station. The relative gravity variation field shows a consistent relation with the seismic activity with magnitudes higher than 3 in the area, which was frequent during these years.

The most outstanding results indicate that: A) An alignment of maxima with variations up to +0.088 mGal occurs in the Southwest of the Pie de Palo range, of +0.045 mGal in the Barboza, and of 0.065 mGal in the Valdivia interior mountains. B) A zone with maxima up to +0.090 mGal was determined in the central-west sector of the Sierra Chica de Zonda range, correlated with seismic swarms with magnitudes 3 to 3.9. C) A marked quiescence in the fixed points situated to the South of the Sierra Chica de Zonda range. D) A generalized upward zone in the stations situated north of the San Juan River, up to +0.080 mGal in the La Laja fault, where the epicenter of the 15/01/1944 earthquake was located.

If we assign the gravity variations as caused entirely by topographic changes, the height variations would be in the neighborhood of 10 cm.

Keywords: gravity changes, crustal movement, earthquake.

INTRODUCCIÓN

La ciudad de San Juan se ubica en la región de mayor actividad sísmica de la Argentina. En los últimos sesenta y dos años sufrió tres terremotos destructivos (1944, 1952, 1977) localizados en un radio no mayor que 70km de la ciudad.

Esta región, ubicada detrás del arco andino, está sujeta a esfuerzos originados en la subducción subhorizontal de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Cahill e Isacks, 1992). Aquí se contraponen la tectónica de piel fina de la Precordillera (pliegues y fallas que interesan la corteza superior) y el levantamiento en bloques del basamento de las Sierras Pampeanas, o tectónica de piel gruesa (Jordan y Allmendinger, 1986). La comarca ha sido y es objeto de muchos estudios geofísicos, geológicos y geodésicos. Estos indican una alta velocidad de convergencia entre las placas 6.3 cm/año (Kendrick et al., 2003), establecen modelos geotectónicos (Baldis et al., 1984; Key et al., 1991; Ramos et al., 2002), hacen análisis geodinámicos, de fuentes sismotectónicas y de deformación cortical (Volponi et al., 1982; Triep, 1984; Smalley et al., 1993; Regnier et al., 1994; Perucca y Paredes, 2002; Alvarado y Beck, 2006).

Se sabe que las mediciones precisas de gravedad empleando gravímetros geodésicos son capaces de detectar variaciones del orden de 0.010 mGal (Lambert y Bower, 1991).

Los gravímetros son sensibles tanto a desplazamientos verticales de la superficie topográfica, como a variaciones de densidad en el interior de la tierra. En este estudio se analizan variaciones del campo gravitatorio debidas a fenómenos tectónicos que deberían reflejarse, en parte, en variaciones topográficas vinculadas con actividad sísmica cortical.

RED DE CONTROL GEODÉSICO

Hemos controlado con gravimetría de precisión los siguientes polígonos de puntos fijos con coordenadas geodésicas precisas, que denominamos Red G1 (Figuras 1 y 2):

-Red Sierra Chica de Zonda (14 puntos fijos), que se suman a 9 puntos fijos de la líneas N24, N25 y N349 del Instituto Geográfico Militar (IGM) que rodean a la sierra (Herrada et al., 2001).

-Red La Laja constituida por 12 puntos fijos, destinada al seguimiento de la movilidad cortical de la falla La Laja, departamento Albardón (Sisterna y Ruiz, 1997).

-Red Dirección General de Catastro de la Provincia de San Juan (usamos 20 puntos fijos).

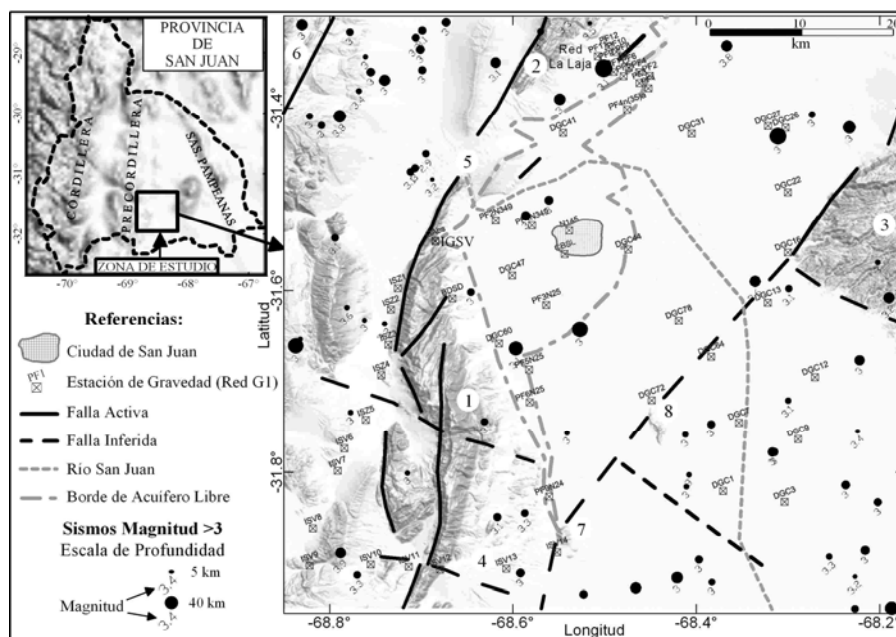


Figura 1. Izquierda: Ubicación de la zona de estudio. Derecha: modelo digital del terreno (SRTM 90m) con: fallas activas, límite de acuífero libre. Cuadrados: puntos fijos de la Red G1. Círculos negros: epicentros de terremotos $M > 3$, período 01-11-2000 a 15-11-2004, ver escala de profanidades en referencias. 1: Sa. Chica de Zonda; 2: Sa. de Villicum; 3: Sa. Pie de Palo; 4: Qda. La Flecha; 5: Dique de Ullum; 6: Precordillera Central; 7: Co. Valdivia; 8: Co. Barboza.

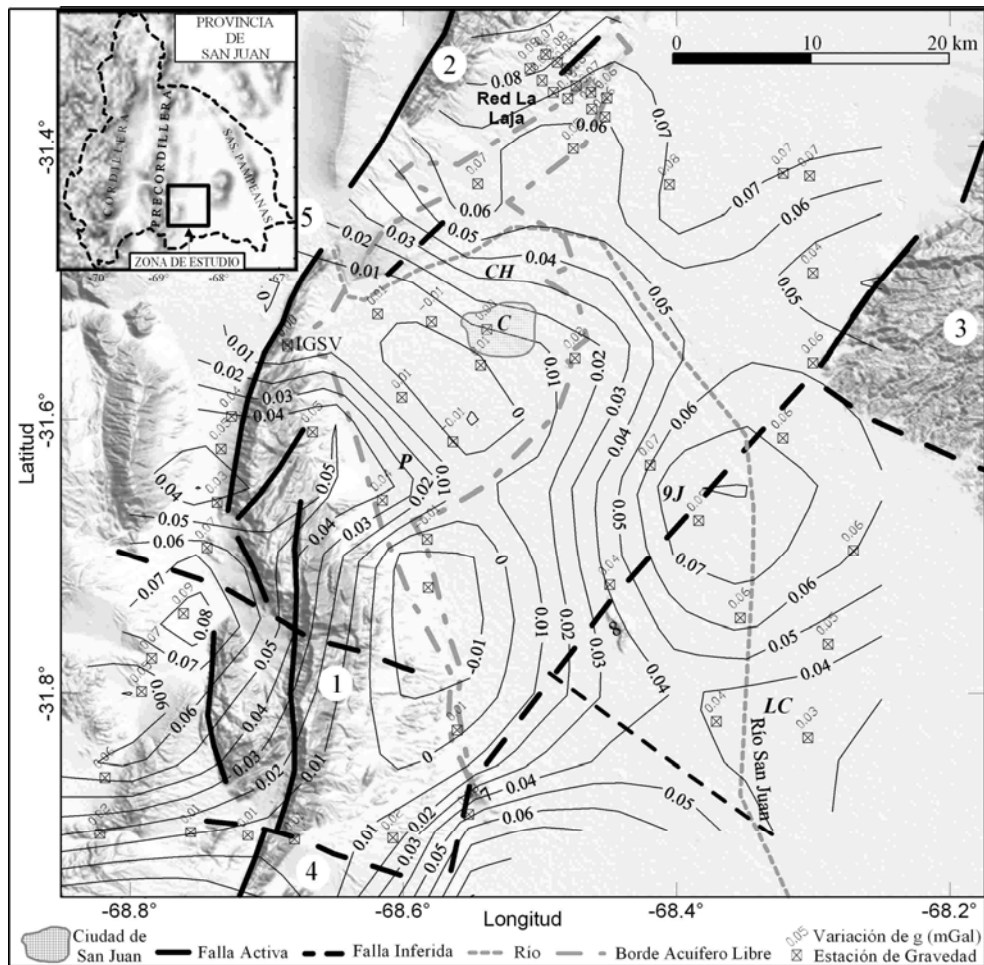


Figura 2. Ubicación de la zona de estudio y modelo digital del terreno (SRTM 90m). Los cuadrados indican los puntos fijos de la Red G1. Las curvas de nivel son el campo de variaciones de la gravedad en el período Noviembre de 2000 a Noviembre de 2004 (equidistancia 0.010 mGal). 1: Sa. Chica de Zonda; 2: Sa. de Villicum; 3: Sa. Pie de Palo; 4: Qda. La Flecha; 5: Dique de Ullum; 7: Co. Valdivia; 8: Co. Barboza; C: Capital; CH: Chimbas; LC: Las Casuarinas; P: Pocito; 9J: 9 de Julio.

Estos puntos fijos están bien materializados y permiten establecer una red gravimétrica de precisión. La Red G1 se midió con un gravímetro geodésico a fines de octubre de 2000 y principios de noviembre de 2004.

Creemos importante monitorear la movilidad cortical producida por la actividad tectónica en la región más poblada de la Provincia de San Juan. El método gravimétrico es una herramienta expeditiva que puede detectar zonas en proceso de deformación vinculado con el fenómeno sísmico. En el futuro pretendemos extender la red a toda la zona de fallamiento activo y controlarla anualmente.

METODOLOGÍA

Los cambios temporales en la gravedad observada pueden expresarse por sus componentes como:

$$g = g_s + g_e + g_g + g_t + g_n(1)$$

g : gravedad observada.

g_s : efectos gravimétricos debidos a fuentes sismogénicas.

g_e : gravedad producto de cambios de elevación:

$$g_e = (0.3086 - 0.0419 \square) \square h(2)$$

g_g : aporte de cambios en las aguas subterráneas:

$$g_g \sim 0.0419 dW(3)$$

g_t : efectos debidos a mareas terrestres, oceánicas y rotación del polo.

g_n : ruido instrumental (deriva, efectos atmosféricos).

σ : densidad en $g.cm^{-3}$.

Δh : Cambios de altitud en m.

dW : depende del nivel de las aguas subterráneas, densidad y permeabilidad del acuífero (mGal).

Los cambios de gravedad de origen tectónico se deben a la suma de g_e y g_s . Donde los g_s dependen de cambios de densidad y volumen ubicados en profundidad, responden a mecanismos complejos resultantes de cambios tectónicos producto del estrés regional. Involucran formación de fallas nuevas, migración de fluidos, transferencia de masas, actividad termal y concentraciones de estrés (Kuo et al., 1999). Las variaciones topográficas (altimétricas) debidas a cambios de volumen y desplazamientos de masas se expresan en g_e .

Mediciones de gravedad

En las mediciones se empleó un gravímetro Scintrex Autograv CG3, con resolución 0.005 mGal. Para asegurar alta precisión ($g_n = \pm 0.010$ mGal) en cada campaña se realizaron: (A) controles de deriva instrumental y (B) controles de calibración. En (A) la pendiente de la deriva instrumental se obtuvo mediante registros de 24 horas en el punto fijo de gravedad absoluta situado en el Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV).

Para (B) el gravímetro se controló en la base de calibración del Instituto de Física de Rosario (IFIR) en los años 2000 y 2005, sin encontrarse cambios en la constante instrumental. Además, se construyó una base de calibración en el IGSV. En cada campaña, las mediciones de control se efectuaron en dos puntos fijos, ubicados en la base y cumbre del Mirador (Norte de la Sa. Chica de Zonda). Estas estaciones tienen una diferencia de altitud de 41.52 m y su diferencia de gravedad es de $\Delta g = 12.323 \pm 0.010$ mGal. Ambas están en el mismo afloramiento de roca firme (calizas), lo que asegura la estabilidad de sus diferencias de gravedad con el tiempo.

Las determinaciones de g se efectuaron por el método del rulo con, por lo menos, dos repeticiones por estación. Los cierres no superaron la precisión del gravímetro 0.010 mGal, precisión mantenida en el cierre total de los circuitos cerrados de medición de la red. En cada estación se promediaron 240 lecturas de g en 4 ciclos de medición. Los valores de g medidos fueron corregidos por marea (g_t), variaciones de temperatura, desnivel y vibraciones.

Para minimizar los efectos gravimétricos debidos a variaciones de nivel en las aguas subterráneas (g_g), las lecturas de gravedad en la Red G1 se efectuaron en la misma época (Octubre-Noviembre) en los años 2000 y 2004.

Los valores de g se refirieron al punto de gravedad absoluta del IGSV (979141.649 mGal, medido en el año 1991, Torge et al., 1994). Las diferencias crudas de gravedad (sin corregir por efectos gravimétricos debidos a variaciones de niveles de aguas subterráneas) entre los años 2000 y 2004 (Figura 2), indican variaciones máximas que alcanzan 0.090 mGal en el centro-oeste de la Sierra Chica de Zonda y 0.088 mGal en el sudoeste de la Sierra de Pie de Palo. Los afloramientos cristalinos: Co. Valdivia, Co. Barboza y Pie de Palo, exhiben máximos bien alineados con la falla de basamento que los levanta. Por otro lado, el sur de la Sierra Chica de Zonda muestra estabilidad en los valores de g .

Niveles de aguas subterráneas y g_g

La información gravimétrica se procesó junto con datos de niveles de agua en perforaciones (Base de datos del Instituto Nacional del Agua "INA", San Juan). El efecto gravimétrico debido a variaciones del nivel de aguas subterráneas (g_g) ha sido calculado considerando: a- una permeabilidad del 15% en el acuífero libre (ver ubicación en Figuras 1 y 2) y b- permeabilidad del 2.5% en la región de acuífero confinado (datos cedidos por el INA). Se han calculado correcciones planas, con densidad $1 g.cm^{-3}$, con las que se obtienen: para (a) una variación de $0.006 mGal.m^{-1}$ y para (b) de $0.001 mGal.m^{-1}$.

El INA tomó niveles de aguas subterráneas en Noviembre de 2000, pero no en igual mes de 2004. Las lecturas del INA más próximas a nuestras remediciones (Octubre-Noviembre de 2004) son de mayo de 2005. Estos datos indican una recarga del acuífero con aumentos del orden de 5 m ($g_g = 0.030$ mGal) en los departamentos Capital y Chimbas, de 1 m en Pocito ($g_g = 0.006$ mGal), 1 a 4 metros para 9 de Julio y Las Casuarinas ($g_g = 0.004$ mGal).

RESULTADOS

En la región del acuífero libre (Figuras 1 y 2) es donde se dan las máximas variaciones de las curvas hidrológicas. Si bien no hay mediciones del nivel de aguas subterráneas en Octubre-Noviembre de 2004, se pueden extrapolar desde mediciones en igual época para años anteriores. Datos hidrológicos tomados por el INA en distintos pozos, desde 1981 al 2005, indican que los cambios máximos no superan los 5 metros. Esto implica variaciones de g_g menores que 0.030 mGal.

En el valle del Río San Juan, las diferencias de gravedad (Δg) crudas 2000-2004 (Fig. 2), indican pequeñas variaciones en la zona del acuífero libre, mientras que las máximas Δg se encuentran en zonas de acuífero confinado (ubicado al este del acuífero libre). Esto permite concluir que las variaciones de gravedad encontradas (Fig. 2) se deben, principalmente, a efectos sismotectónicos.

La Figura 1 muestra los hipocentros de sismos corticales ($z < 50\text{km}$) de magnitud mayor que 3, registrados en igual periodo, y la ubicación de fallas activas (Base de datos del INPRES). Puede apreciarse una alta correlación entre nidos de actividad sísmica y máximas variaciones de gravedad.

Las Δg se calcularon restando a los valores observados en 2000 los datos de g del año 2004. De esta forma, despreciando g_s , pueden correlacionarse con las variaciones altimétricas sufridas por la red en ese período.

Además, las Δg se refirieron a la estación de gravedad absoluta del IGSV, ubicada al norte de la Sierra Chica de Zonda, por lo que las diferencias son relativas a ella.

Desde estos datos se puede concluir que hubo un ascenso generalizado de los puntos situados al oeste de la Sierra Chica de Zonda, alineados con la falla que la levanta y que el centro de esta ($68.75^\circ\text{W}; 31.75^\circ\text{S}$) fue el tramo de mayor actividad, como lo corroboran nidos de sismos en este periodo (Fig. 1). Allí, empleando la Expresión 2, puede esperarse un ascenso altimétrico del orden de 15 cm. La línea este-oeste de puntos fijos que atraviesa la sierra por el sur (Quebrada de La Flecha) se mantuvo estable.

Los puntos ubicados al norte del río San Juan también ascendieron. En la Red La Laja, las Δg alcanzaron los 0.080 mGal, esto daría un $\Delta h \approx 10\text{cm}$ corregido por efectos de acuífero ($g_g = -6\text{cm}$).

La falla alineada con los cerros Valdivia-Barboza-Pie de Palo, ascendió hasta 0.080 mGal ($\Delta h \approx 16\text{cm} - 2\text{cm} \approx 14\text{cm}$) en $68.38^\circ\text{W}; 31.67^\circ\text{S}$. En Figura 1 puede verse la alta concentración de eventos corticales de magnitud mayor que 3, localizados al sudeste de esa falla, lo que puede justificar estos resultados.

CONCLUSIONES

Se ha establecido una red de control gravimétrico en la región más densamente poblada y de mayor actividad sísmica de la Provincia de San Juan. Los cambios de gravedad registrados entre el año 2000 y 2004 permiten identificar las zonas con mayor movilidad cortical.

Se han podido detectar cambios de gravedad que indican máximos en: a- centro-oeste de la Sierra Chica de Zonda (0.090 mGal); b- de 0.080 mGal en el este de la Sierra de Villicum (Falla La Laja); c) 0.088 mGal al sudoeste de la Sierra Pie de Palo, sobre la estructura que une esta sierra con los cerros Barboza y Valdivia.

Si atribuimos los cambios de g enteramente a cambios topográfico, podemos inferir un ascenso altimétrico del orden de los 10 cm para a, b y c. Los sismos corticales de magnitud mayor que 3 muestran altas concentraciones en estas zonas.

Agradecimientos: Este trabajo fue soportado con subsidios provenientes del CICITCA (211E373 y 21E621), PICTR2003-00166 SEPCyT y PIP 6044 CONICET.

REFERENCIAS

- Alvarado, P. and S. Beck, 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8). *Earth and Planetary Science Letters* 243: 615–631.
- Baldis, B., R. Martínez, C. Villegas, M. Y. Pereyra y A. Perez, 1990. Estructura Provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas. XI Cong. Geol. Arg.: 186-211.
- Cahill, T. and B. Isacks, 1992. Sismicity and Shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geof. Research*, v. 97:17503-17529.

- Herrada, A., J. Sisterna, S. Miranda, D. Del Cogliano y R. Perdomo, 2001. Desarrollo de una metodología para determinar movimientos tectónicos en la Sierra Chica de Zonda- Provincia de San Juan. Argentina. VIII Congreso Colombiano de Geología. Manizales- Colombia. Actas.
- Jordan T.E. and R.W. Allmendinger, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley Jr., B. A. Brooks, R. Barriga, E. Lauría and L.P. Souto, 2003. The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *J. South Am. Earth Sci.* 16: 125–131.
- Kuo J.T., J.H. Zheng, S.H. Song and K.R. Liu, 1999. Determinación de epicentroides de terremotos por inversión de variaciones de datos gravimétricos en la region de BTTZ, China. *Tectonophysics* 312:267-281.
- Lambert, A. and D. Bower, 1991. Constrain on the usefulness of gravimetry for detecting precursory crustal deformations. *Tectonophysics*, 193: 369-375.
- Kay S., C. Mpodozis, V. Ramos and F. Munizaga, 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S), in: R.S. Harmon, C.W. Rapela (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 265: 113–137.
- Perucca, L.P. y J.D. Paredes, 2002. Peligro sísmico en el departamento Albardón y su relación con el área de fallamiento La Laja, provincia de San Juan. *J. Argentine Geol. Assoc.* 57: 45–54.
- Ramos, V. A., E.O. Cristallini and D.J. Pérez, 2002. The Pampean flatslab of the central Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 15: 59–78.
- Regnier, M., J. Chiu, R. Smalley, B. Isacks and M. Araujo, 1994. Crustal Thickness variation in the Andean Foreland, Argentina, from Converted Waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4:1097-1111.
- Sisterna, J. y F. Ruiz, 1997. Control Topogeodésico de La zona de Fallamiento La Laja - Departamento Albardón - San Juan. II Jornadas de Geología de la Precordillera, San Juan. Actas: 167-171.
- Smalley, R., J. Pujol, M. Regnier, J. Chiu, B. Isacks, and N. Puebla, 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and its implications for crustal and lithospheric behavior. *Tectonics*, 12(1): 63-76.
- Torge, W., L. Timmen, R. H. Röder and M. Schnül, 1994. The IFE Absolute Gravity Program “South America“ 1988-1991, Veröff, Deutsche Geod. Komm. Bei der Bayer. Akad. D. Wissensch., Teihe B299, München.
- Triep, E. y C. Cardinali, 1984. Mecanismos de sismos en las Sierras Pampeanas occidentales. IX Congr. Geol. Arg., Bariloche, III: 61-80.
- Volponi, F. S., J. Sisterna y J. A. Robles, 1982. Orogenia, fuerzas gravitacionales y fuerzas tectónicas. V Congreso Latinoamericano de Geología. Actas III: 719-730.

EXAMINING THE PLANKTON ACOUSTIC RESPONSE WITH A VESSEL MOUNTED ADCP ACROSS OCEANIC FRONTS LOCATED IN THE DRAKE PASSAGE

Silvia Blanc, Michele Baqués and Marta I. Etcheverry de Milou

Naval Service of Research & Development (SENID). Av. Libertador 327. (1638) Vicente López. Pcia. de Buenos Aires. Argentina. FAX 54 (11) 4 795 6895
e-mail: silblanc@yahoo.com

ABSTRACT

On December 2001 and January 2006, during the LMG01-9 and LMG06-1 cruises to Antarctic Peninsula, at-sea oceanographic and acoustic measurements were conducted onboard the R/V L. M. Gould icebreaker along two transects located between (55.15 °S, 65 °W) and (64.65 °S, 65 °W) and between (55.15 °S, 64.91 °W) and (62.7 °S, 62.21 °W), respectively. The scientific crew consisted of researchers from two US institutes, and a scientific observer from the Argentinean Naval Service of Research & Development under the frame of the US National Science Foundation Antarctic Program. The present work accomplishes an alternative application for a vessel-mounted Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) with an operating frequency of 153.6 kHz. Volume Acoustic Backscattering Strengths, S_V , were computed from the recorded ADCP's voltages. The obtained values fell in a range of -92 dB to -62 dB, for the layer of the water column comprised between 26 m - 300 m on 2001 and in the range of -93 dB to -58 dB for the water column between 22 m - 300 m on 2006. Depth-averaged, S_V , for the upper water column (about the first 150 m) on experiment transects were computed as well as S_V values averaged in depth and latitude. Data processing revealed interesting features about the upper ocean acoustic behaviour. On December 2001, a significant non-uniform scattering response in the ensonified water column with quite high values of S_V , associated with the diel vertical migration, was obtained. Additionally, a remarkable increment in the scattering response was observed at the estimated location of the Antarctic Divergence (AD). This feature was also observed on January 2006 in addition to remarkable high values of S_V , in coastal waters of the Antarctic Peninsula. Plotting and exhaustive analyses of $S_V(z)$ profiles enabled the visualisation of three distinct types of qualitative patterns, namely, curves with: (I) two observable maxima, (II) only one maximum, (III) a depth-interval of variable width with a minimum acoustic response. Along the experiment transects the obtained results suggest an eventual correlation between the three distinct obtained behaviours of the backscattered acoustic intensity and the oceanic fronts location, leading us to consider the feasibility of using the $S_V(z)$ profiles, as an eventual indicator of oceanic fronts and eddies' presence.

Keywords: ADCP; volume sound scattering; Drake Passage.

RESUMEN

En diciembre de 2001 y enero de 2006 durante los respectivos cruceros LMG01-9 y LMG06-1 a la Península Antártica fueron efectuadas mediciones oceanográficas y acústicas en el mar a bordo del rompehielos R/V L. M. Gould a lo largo de dos trayectos ubicados respectivamente entre (55.15 °S, 65 °W) y (64.65 °S, 65 °W) y entre (55.15 °S, 64.91 °W) y (62.7 °S, 62.21 °W). La tripulación científica consistió en investigadores pertenecientes a dos institutos estadounidenses y una observadora científica del Servicio Naval Argentino de Investigación & Desarrollo, en el marco del Programa Antártico de la Fundación Nacional de Ciencias de los Estados Unidos de Norteamérica. En el presente trabajo se lleva a cabo una aplicación alternativa del Perfilador de Corrientes por Efecto Doppler (ADCP) montado en el buque, con una frecuencia de operación de 153.6 kHz. Fueron calculadas las Fuerzas de Retrodispersión Acústica de Volumen S_V , a partir de los voltajes registrados por el ADCP. Los valores resultaron comprendidos en el rango -92 dB y -62 dB, para la columna de agua de mar comprendida entre 26 m y 300 m, en el 2001 y en el rango -93 dB a -58 dB para la columna de agua entre 22 m y 300 m, en el 2006. Se calcularon promedios en profundidad de S_V para la columna superior de agua (aproximadamente los primeros 150 m) sobre los trayectos experimentales, así como valores promedios en profundidad y latitud de S_V . El procesamiento de datos reveló características interesantes acerca del comportamiento acústico del estrato superior oceánico. En diciembre de 2001, se obtuvo una respuesta significativa con valores relativamente altos y no uniformes de retro-dispersión acústica S_V en la columna de agua sonorizada, asociada a la migración vertical diurna. Asimismo, se observó un llamativo incremento de la respuesta de dispersión en la posición estimada para

la Divergencia Antártica. (AD). Este mismo comportamiento fue observado en enero de 2006; asimismo se hallaron valores considerablemente altos de S_V en aguas costeras de la Península Antártica. La graficación y el análisis exhaustivo de los perfiles $S_V(z)$ permitió a la visualización de tres tipos de diagramas cualitativos diferentes, a saber, curvas con: (I) dos máximos observables; (II) un único máximo; (III) un intervalo de profundidades de espesor variable con una respuesta acústica mínima. A lo largo de los trayectos experimentales, los resultados obtenidos sugieren una aparente correlación entre los tres comportamientos particulares de la intensidad acústica retro-dispersada y la localización de los frentes oceánicos, lo que lleva a considerar la factibilidad de usar los perfiles $S_V(z)$ como un eventual indicador de la presencia de frentes y *eddies* oceánicos.

INTRODUCTION

For nearly four decades scientists have addressed the challenge of using underwater sound measurements to investigate marine organisms' behaviour. In particular, volume sound scattering produced by fish (Batzler and Vent, 1965; Hall, 1971; Love, 1971), zooplankton (e.g., Beamish, 1971; Kinzer, 1970; Greenlaw, 1979; Holliday and Pieper, 1980; Kristensen and Dalen, 1986; Stanton et al., 1998; Stanton and Chu, 1998; not intended to be exhaustive) and, more recently, phytoplankton (Blanc et al., 2000; 2004), have been examined.

Updated techniques of observing and measuring ocean acoustic quantities have been in continuous development for more than three decades. A remarkable illustration of this fact is the quite recent alternative use of the Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP) that led to consider this type of current profilers as a cost-effective tool for long-term measurements and nearly continuous monitoring of acoustic quantities' behaviour in the ocean. Although the ADCP was originally designed to determine vector current velocities (Emery and Thompson, 1997), several attempts to estimate biomass, numerical abundance, plankton distribution and migration, through Volume Backscattering Strengths computations, can be found in the literature (Flagg and Smith, 1989; Zhou et al., 1994; RDI, 1998 (a); Deines, 1999; Jiang and Dickey, 2002; Fielding et al., 2004; Lee et al., 2004; Sindlinger et al., 2005; Sutor et al., 2005; Chereskin and Tarling, 2007). More recently, the mean Doppler frequency-shift measurements have been used to interpret movements of zooplankton and fish (Zhou and Dorland, 2004).

On December 2001 and January 2006, scientific personnel from the Argentinean Naval Service of Research and Development took part in the LMG01-9 and LMG06-1 expeditions to Antarctic Peninsula, onboard the R/V Lawrence M. Gould icebreaker, in the role of scientific national observer (Baqués and Blanc, 2004). These expeditions were part of the Antarctic Programme of the US National Science Foundation.

In this paper, partially following a previous work (Flagg and Smith, 1989), the authors made use of the acoustic echo signals that were recorded by a 153.6 kHz vessel-mounted ADCP to examine the volume sound scattering mainly originated in zooplankton aggregations across the Drake Passage, between (55.15 °S, 65 °W) and (64.65 °S, 65 °W) in the nearly austral summer, on 2001; and between (55.15 °S, 64.91 °W) and (62.7 °S, 62.21 °W), in the austral summer on 2006.

The main objective of this study was to explore relationships between the features of the ADCP Volume Backscattering Strength recordings, associated with the distribution of scatterers of biological origin, and the presence of different oceanographic features like frontal areas and eddies, along two transects of measurements of about 1000 km each, made on 2001 and 2006, in the Drake Passage.

THEORETICAL FOUNDATIONS

Volume Backscattering Strength, measured in dB, is a parameter often used in underwater sound to account for the ability of a medium to scatter acoustic waves in the direction back towards the source, producing the consequent echo. It is defined as the ratio between the scattered intensity at 1 m distance from a unit volume containing volume scatterers, I_s ; and the incident plane wave-intensity on the volume, I_{inc} , expressed in logarithmic units. That is

$$S_V = 10 \cdot \log \left(\frac{I_s}{I_{inc}} \right) \quad (1)$$

S_V is dependent on the type and numerical abundance of scatterers within the unit volume, which give rise to the respective echoes. From a practical viewpoint, I_s and I_{inc} , cannot be directly measured. However, their ratio can be experimentally determined (Urick, 1975) from other observable quantities, namely, the acoustic intensity of the echo signal at the transducer receiver terminals, I_{echo} , and the transducer source output axial acoustic intensity, I_o , in addition to some external parameters, non-dependent on the volume scatterer nature, but related to either the oceanic environmental conditions (such as the sound velocity in the ocean, c) or the particular experimental configuration (such as the transmitted pulse length, t ; the transducer-scattering volume distance, r ; angle of beam axis regarding vertical direction, θ). Schematic visualisation of this fact is illustrated in Figure 1.

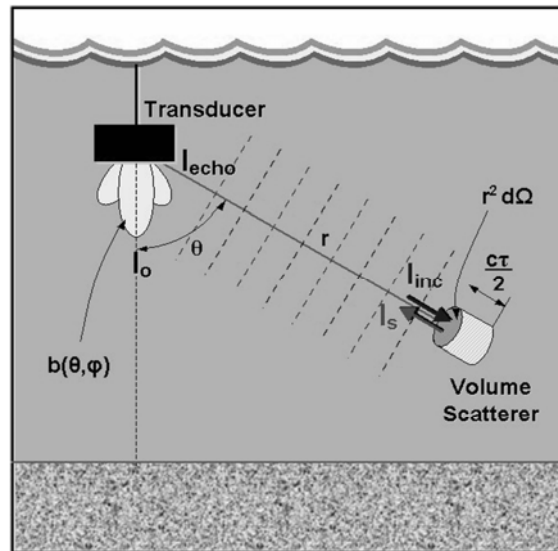


Figure 1. Schematic illustration of S_V computation. (Symbols: $d\Omega$, differential solid angle, with vertex at the transducer, subtended by the differential area of the volume containing scatterers and $b(\theta, \varphi)$, the beam pattern of the transducer projector-hydrophone system).

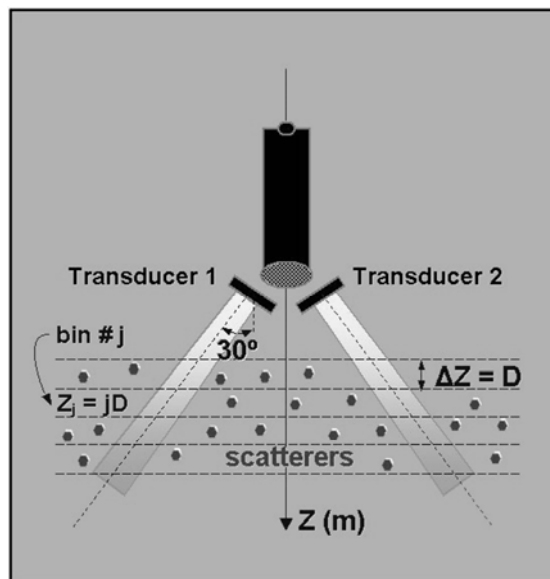


Figure 2. Scheme of acoustic scattering by volume scatterers within the water column ensounded by an ADCP. In particular, when an acoustic current profiler (ADCP) ensounds a water-column, its emitted signals are scattered by suspended matter (e.g. plankton, bubbles and sediment particles), by the seabed or by

the sea surface, as schematically shown in Figure 2. The correspondent echo intensities, I_{echo} at the hydrophone terminals of the ADCP are the result of a complex combination of different processes, namely, the power that was transmitted into the water (or its equivalent quantity I_o), the acoustic configuration of the ADCP transducer, its directivity, attenuation effects due to geometrical spreading, chemical absorption and the volume scattering of sound itself.

In RDI documentation (RDI, 1998 (a)) the following equation is derived for S_V (in dB)

$$S_V = 10 \cdot \log \left(\frac{4.47 \times 10^{-20} K_2 K_S (273 + T_X) (10^{K_c(E-E_r)/10} - 1) r^2}{c P K_1 10^{-2\alpha r/10}} \right) \quad (2)$$

where, the echo intensity E , in counts, takes account for the above mentioned I_{echo} (watt/m²) since K_c is the conversion factor for echo intensity (dB/counts); while K_I , the real-time power into the water, measured in watts, takes account for I_o . The other parameters that appear in Eq. (2) are: the real-time reference level for echo intensity (in counts), E_r ; the system noise factor (dimensionless), K_2 ; the system constant whose value depends on the ADCP frequency, K_S ; the real-time temperature of the ADCP transducer (in °C), T_X ; the transmit pulse length (in m), P ; the sound speed at each depth cell (in m/s), c ; and the sound absorption coefficient in (dB/m), α . The slant range to a given depth-bin, or the equivalent depth-layer scatterer (RDI, 1998 (a)), is given by

$$r = r(z) = r(j) = \frac{B + |(P - D)/2| + jD + (D/4)}{\cos \theta} \cdot \frac{c(j)}{1475.1} \quad (3)$$

where the index j is related to depth, z , by $z=jD$, with $j = 1, 2, \dots, N$; D is the depth cell thickness (m); B is the blank after the transmitted pulse (m); and θ is the angle of the transducer beam axis from vertical.

DATA FROM FIELD MEASUREMENTS

Access to at-sea data, collected as part of a long-term measurements programme during the LMG01-9 and the LMG06-1 cruises (by courtesy of Dr T. K. Chereskin, Principal Investigator in charge of ADCP measurements), enabled the study of the acoustic response of volume scatterers, here reported, upon the basis of data processing of the voltages recorded with the vessel mounted ADCP, corresponding to backscattered acoustic signals.

The performed analysis and data processing were restricted to measurements held with the ADCP operating at 153.6 kHz, that took place from 4 to 7 December, 2001 (called Event I from now onwards) and from 2 to 4 January, 2006 (Event II). Figure 3 shows the experiment transects which were part of broader oceanographic measurements areas in both cases.

Authors had also access to necessary oceanographic measurements as far as they act as input data for further computation of the acoustic parameters under examination in this work.

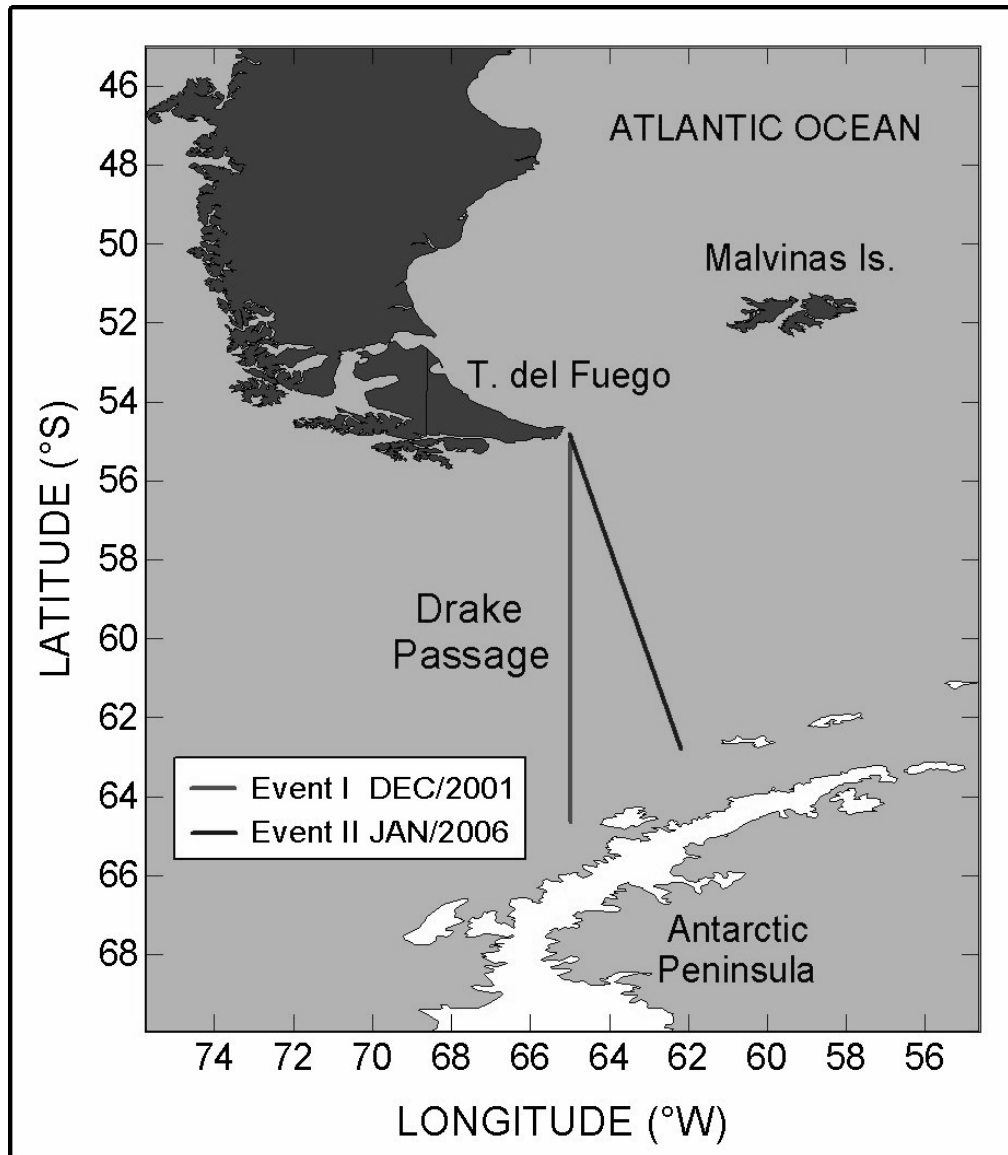


Figure 3. Experiment transects.

Bathymetry sections of the experiment transects are shown in Figure 4 (a) and (b). Bottom depth measurements were obtained with a hull-mounted Knudsen 320 BR deep water echosounder operating at 3.5 kHz. In-situ temperature data collection was part of a high resolution XBT program initiated on September 1996 (Sprintall, 2003). Along the experiment transect, 82 XBT probes were dropped during Event I to provide an adequate coverage of the upper ocean circulation within the Drake Passage. From the total resulting XBT profiles, 74 were selected from Event I. Analogously, 67 XBT profiles were selected from Event II for this study. Figure 5 (a) (courtesy of Dr T. K. Chereskin) and (b) show the obtained temperature distribution for the first 418 m of the seawater column through a contour lines plotting in the depth-latitude plane. Expendable conductivity-temperature-depth probes (XCTD) were used for salinity measurements.

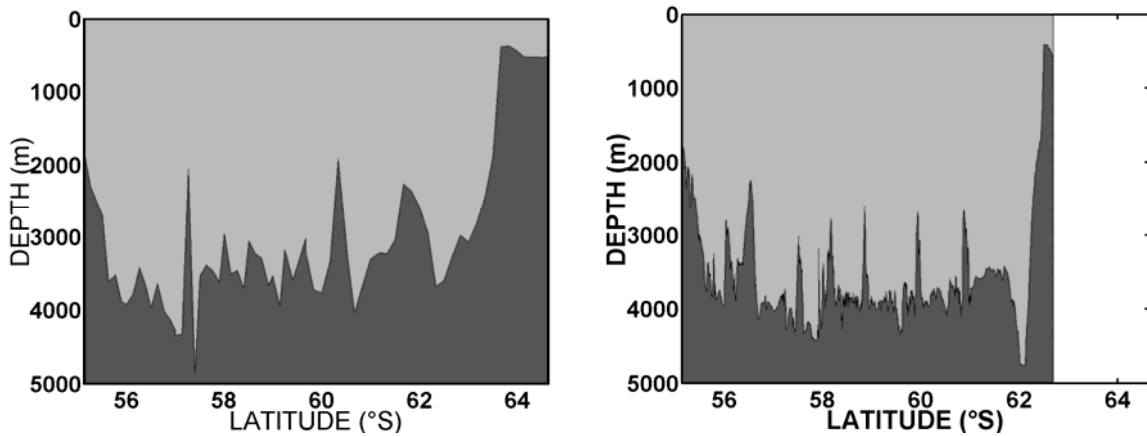


Figure 4. Bathymetry profiles along the experiment transects: (a) Event I; (b) Event II.

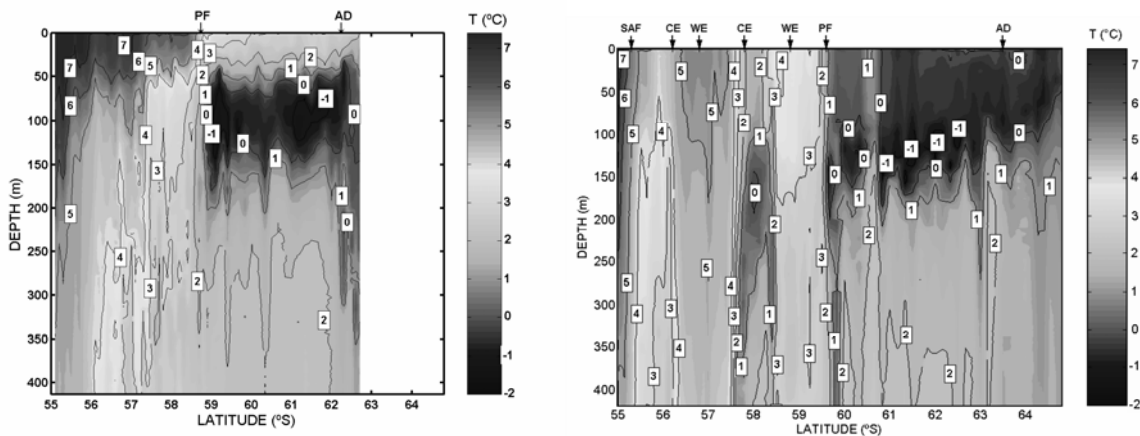


Figure 5. Temperature (°C) vs. depth (m) and latitude (°S). Contour lines in the first 418 m of the seawater column: (a) Event I. (Courtesy Dr T. K. Chereskin); (b) Event II.

A narrow band vessel mounted ADCP, manufactured by RD Instruments Inc. for oceanographic surveys, operating at 153.6 kHz, continuously ensonified the dynamic seawater column below it. It essentially consisted of four ceramic transducers, each of them pointing downwards 30° off the geometric vertical axis of the whole device. Its setting enabled the recording of acoustic echo-signals coming from the 26 m – 418 m and the 22 m – 406 m depth-intervals during Events I and II, respectively, corresponding to layers or depth bins, with a depth-thickness (D) of 8 m each. Signals were recorded at 300 s sampling intervals. The seawater columns were ensonified with pulses with a length (P) of 16 m and 8 m during Events I and II, respectively, followed by a blank (B) of 8 m after each transmitted pulse in both events.

This type of current meters has traditionally been used to determine oceanic vector current velocities from recorded Doppler frequency shifts. Here, attention was focused in the voltages recorded with the Automatic Gain Control adjustment. A Data Acquisition Software (DAS), provided by RD Instruments, was used to record the electrical voltages corresponding to the acoustic echo signals. The respective raw binary data were contained in PINGDATA files. At-lab visualisation was made, for measurements from Event I, using the LISTDAS.exe v. 2.0 software (RDI, 1998 b, courtesy of H. A.

Thomas, Sr., Lead Field Service Engineer, Customer Service Group). Conversion to ASCII data was carried out with the LOGDAS.exe v. 2.0 software also provided by RD Instruments (RDI, 1998 c). Another web available software from RD Instruments, namely, WinADCP version 1.13, was used, for measurements from Event II.

Eq. (2) was used to compute S_V , for each of the 50 depth-bins along the nearly vertical direction. The measurable quantity E (in counts) accounts for the average recorded echo signals.

Since the sound source output intensity at 1 m along the acoustic axis for each of the four component transducers of the ADCP, I_o , was not available, no variation in the real-time power into the water could be taken into account. The factory calibration value, K_{Ic} , was tentatively assumed for K_I ($K_I=K_{Ic}= 3.3$ watts), as it has already been done by some investigators in the Antarctic Peninsula region during austral winter using a 153 kHz vessel mounted ADCP (Zhou et al., 1994). The assumed absorption coefficient value for 153.6 kHz was 0.044 dB/m (Urick, 1975). The values of the constants K_2 , K_S and K_c in Eq. (2) were the ones provided by RD Instruments, namely, $K_2 = 4.3$, $K_S = 4.17 \times 10^5$ and $K_c=0.45$ dB/counts. Experimental values for T_X were obtained from at-sea ADCP recorded data for each positions where the selected XBTs were dropped. Regarding to E_r , an accurate analysis of how do the lowest value of E , recorded for the water column at each of the different positions, affects S_V computation in Eq. (2), led to the assumption of an average value, namely, $E_r = 9.9$ counts and $E_r = 6$ counts for Events I and II, respectively. The slant range, in Eq. (3), was calculated with $\theta = 30^\circ$, for each depth-bin.

RESULTS AND DISCUSSION

A well known empirical formula (Medwin and Clay, 1998) was used to compute the sound velocity profiles from bathythermographic and salinity measurements for the first 418 m of the seawater column along the experiment transects (Fig. 6 (a) and (b)).

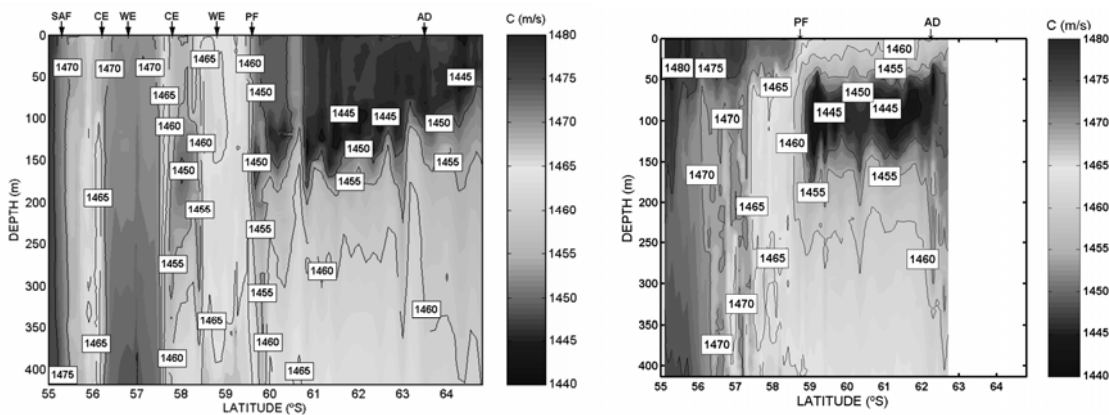


Figure 6. Computed sound velocity (m/s) vs. depth (m) and latitude ($^\circ$ S). Contour lines in the first 418 m of the seawater column: (a) Event I; (b) Event II.

Eq. (2) was used to compute S_V as a function of depth, z , through the slant range, $r = r(z)$, as set in Eq. (3). Temperature measurements, as well as computed sound velocities, were used as input data in Eqs. (2) and (3) to calculate S_V . Figure 7 (a) and (b) show contour lines plots of S_V (dB) vs. depth (m) and latitude ($^\circ$ S), restricted to the seawater column for which reliable scattering data could be computed, namely, between 26 m and 300 m, and between 22 m and 300 m, for Events I and II, respectively. Although the ADCP continuously recorded echo signals along the experiment transects, results presented in Figure 7 only show the interpolated $S_V(z)$ profiles corresponding to the locations of the selected XBT measurements. According to the obtained results, a variability of about 30 dB and 35 dB, for Events I and II, respectively, was detected across the Drake Passage corresponding to a S_V range of -92 dB to -62 dB (Event I) and to a S_V range of -93 dB to -58 dB (Event II).

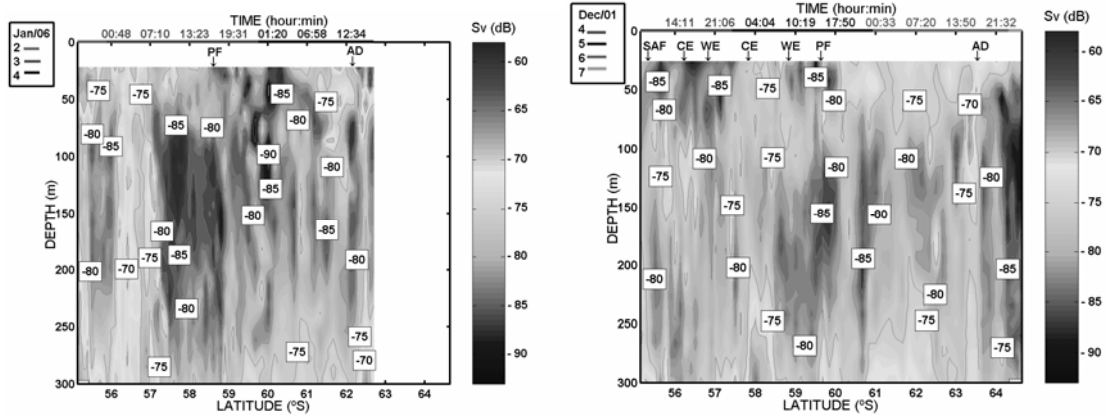


Figure 7. Computed Volume Backscattering Strengths (dB) vs. depth (m) and latitude ($^{\circ}$ S). Contour lines in the: (a) 26 m - 300 m (Event I) and (b) 22 m – 300 m (Event II), depth-interval of the seawater column. Different colours at the top axis are used to indicate measurements' date and time.

Figure 8 shows, for Event I, the superposition of the bathymetry of the experiment transect with the results presented in Figure 7 (a), in order to show the limited portion of the water column from where the acoustical response of the ensonified plankton was analysed.

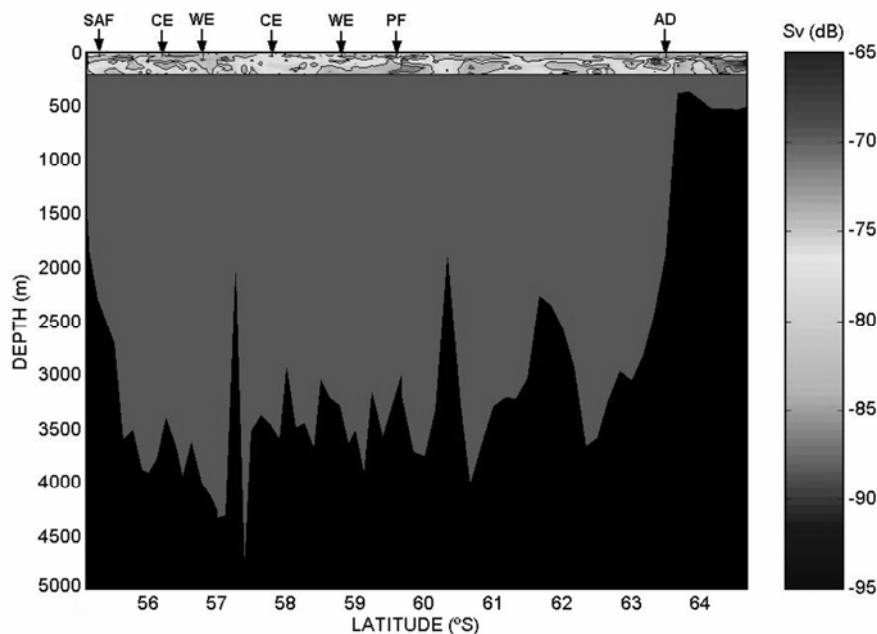


Figure 8. Superposition of the bathymetry with the computed Volume Backscattering Strengths (dB) vs. depth (m) and latitude ($^{\circ}$ S) for Event I.

An upper zone with a non-uniform thickness, characterised by a relative high volume scattering response, can be observed in Figure 7 (a). Its behaviour changes with distance. For the latitudes comprised between the Subantarctic (SAF) and the Polar Fronts (PF) locations, at 55.30° S and 59.60° S, respectively (Sprintall, 2003), within the Convergence Zone (CZ), it can be observed a non-continuous shallow water zone of relative peaks of volume backscattering whose mean depth tends to decrease with latitude from about 125 m to 75 m. Taking into account the time of the day, these features could be associated with the diel vertical migration (DVM) of zooplankton, which descends to greater depths escaping predation during daylight and ascends looking for food at night. Additionally,

an increment in S_V values between 200 and 300 m could be observed during night time. This pattern could correspond to the night time ascension of deeper scattering layers.

For higher latitudes, between the Polar Front (PF) location and the Antarctic Divergence Zone (AD), located at approximately 63.5 °S (Sprintall, 2003), a quite continuous shallow water layer of relative peaks of volume backscattering strength appears at a mean depth of approximately 50 m. A trend towards a significant decrement in the thickness of this layer is evident as latitude increases, between the AD and nearly the end of the experiment transect (64.65 °S), where S_V values drop below -80 dB. DVM could not be observed in this section of the experiment transect.

In addition to the above general mentioned features, a remarkable local increment of volume backscattering strength levels can also be observed in Figure 7 (a), between 60 m and 120 m, near the AD location (≈ 63.5 °S). This fact is compatible with the associated organic productivity and the consequent increment in nutrients concentration that characterises the upwelling waters at the AD, turning it so attractive to zooplanktonic organisms that act as sound volume backscatterers at 153.6 kHz.

Regarding Figure 7 (b), an upper zone of almost 50 m width can be observed between 55.15 °S and the PF (approximately located at 58.6 °S), characterised by a relative high volume scattering response. Moreover, between 56.2 °S and 57.3 °S, high values of S_V can be observed in the overall water column. This could be correlated with the night-time ascending of the surface and deeper scattering layers looking for food. Values of S_V higher than -75 dB were observed over the whole transect between 250 m and 300 m, except for the zone comprised between 57.3 °S and 58.9 °S, where values of S_V below -80 dB were obtained for the water column. A local increment in the volume scattering response arises in surface waters at 61.8 °S, up to 100 m, near the AD, whose location was estimated at 62.1 °S. This feature was also observed during Event I. Additionally, remarkable high values of S_V (up to -60 dB) could be observed in surface waters of the coastal region between the AD and the Antarctic Peninsula.

As it is well known, the sound volume backscattering is a physical phenomenon that provides an excellent mechanism to acoustically examine the abundance and distribution of organisms present in the ocean, whose size dimensions are greater or equal than the acoustic wavelength, since they produce a strong acoustic response (echo) when they are ensonified. Whenever S_V determinations and biological sampling analysis are simultaneously performed, considerable insight into this coupled biologic-physical process can be obtained. Unfortunately, in this study non systematic biological sampling was available in conjunction with the ADCP recordings along the experiment transect. Thus, the backscattered signals could not be correlated to the type and abundance of the organisms present in the volume of water analysed.

Figure 9 (a) and (b) show depth-averaged, $\langle S_V \rangle$ versus latitude, for the upper water column on transects made during Event I (up to 154 m) and Event II (up to 150 m), respectively, in order to analyse the diel vertical migration of the upper scatterers excluding the contribution of deeper scatterers which ascend at night. Values of S_{Va} averaged in depth and latitude, were computed. The obtained value on December 2001, -76.87dB, is lower than the obtained one on January 2006, -75.63 dB. This feature was also found for the 1999-2004 years by Chereskin, 2007. In Figure 9 (a) a weak dependence of $\langle S_V \rangle$ with latitude is observed except for the fact that there are two depressions of about 5 dB centred near 56.9 °S and 59.4 °S. This could be correlated with diel vertical migration (in agreement with Chereskin, 2007, for southbound data from December 2001). In addition, there is a remarkable local increment of 6.4 dB at 63.3 °S near the location of the AD. A quite significant depression of almost 7 dB is observed in the overall water column between the AD and the Antarctic Peninsula. On the other hand, Figure 9 (b) shows a broad latitude-range depression, centred at approximately 59.4 °S. Regarding the expected ascending night-time and descending day-time layers, the $\langle S_V \rangle$ showed no significant dependence except near 56.5 °S where there is an increment in $\langle S_V \rangle$ values in the whole water column, up to -71.3 dB, in coincidence with the night-time ascending of the surface scattering layer. The high $\langle S_V \rangle$ values observed between 62.3 °S and 62.5 °S could be associated to the presence of the AD and to the fact that this portion of the transect lies on the Antarctica shelf corresponding to shallower waters.

Besides the over-all given description of the obtained results, a detailed examination of each of the curves corresponding to the computed $S_V(z)$ profiles gave rise to some interesting features. In an attempt to obtain a profound insight into how the volume backscattering behaviour might be correlated

to oceanographic characteristics, results visualised along the north-south bound acoustically investigated during Event I were summarised into three distinct types of qualitative patterns. As shown in Figure 10, profiles with: (I) two observable maxima, (II) only one maximum, (III) a distinct depth-interval of variable width with minimum acoustic response, can be distinguished. Moreover, when comparing the latitude that corresponds to each computed $S_V(z)$ profile, it was found that most of the curves exhibiting a pattern like the so-called Types II and III, respectively belonged to latitudes comprised between the PF and the AD and to latitudes between the AD and the Antarctic continent. However, gradual, non-sharp transitions occur from one type of pattern to the other, with non accurate limits between the above mentioned regions. Regarding the profiles that correspond to the CZ, between the SAF and PF, somewhat higher complexity and non uniform behaviour is observed, though a significant number of profiles exhibiting a pattern of the first type with two relative maxima were obtained. This observation can be partially understood under the frame of the quite complex oceanographic features found in the CZ, where the presence of two cold eddies and two warm ones could be identified (Sprintall, 2003). An equivalent analysis of the computed $S_V(z)$ profiles from Event II led to analogous results.

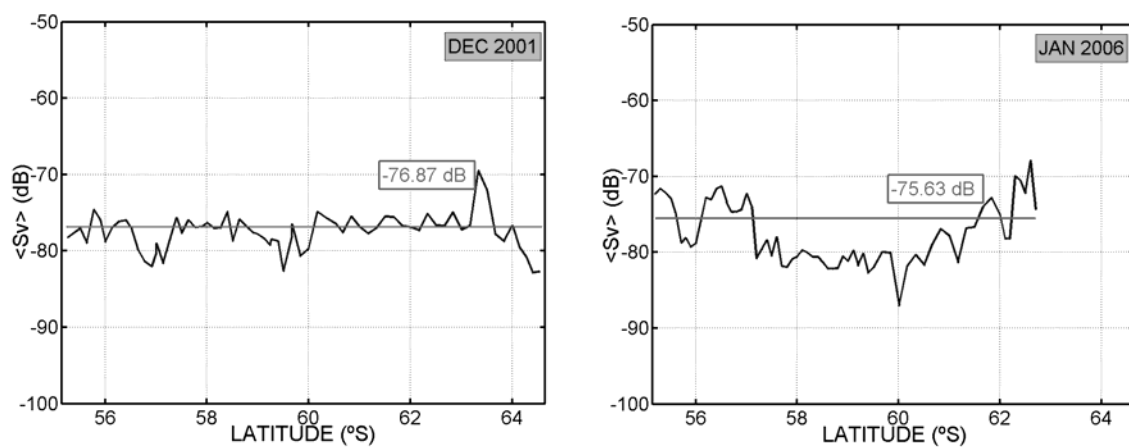


Figure 9. Averaged $\langle S_V \rangle$ along the water column depth-layer between: (a) 26 m and 154 m, on transect made during Event I. Latitude-averaged $S_{V_a} = -76.87$ dB; (b) 22 m and 150 m, on transect made during Event II. Latitude-averaged $S_{V_a} = -75.63$ dB.

In fact, since oceanic fronts lay aside different water masses with their different respective physical properties, it seems reasonable to suspect distinct features among the marine organisms that play the role of volume scatterers responsible of the acoustic signals, at the operating frequency.

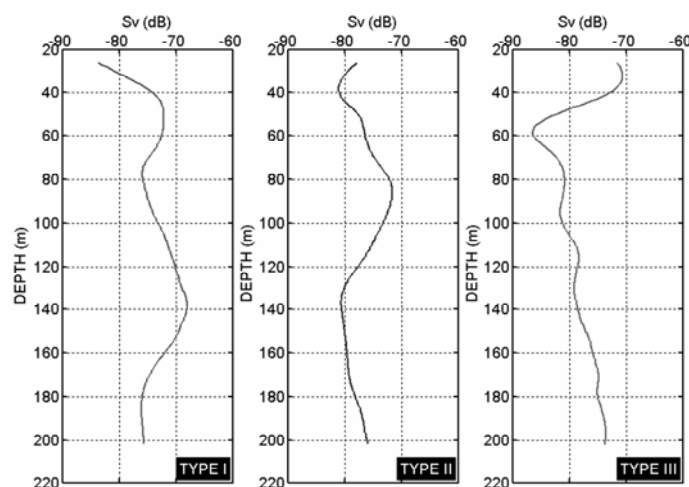


Figure 10. Illustrative examples of the three distinct qualitative patterns obtained during Event I. Types: I: 55.90 °S; II: 60.00 °S and III: 64.15 °S, obtained for, $S_V(z)$ profiles.

CONCLUSIONS

The participation of one of the authors in the LMG01-9 and LMG06-01 cruises, provided the opportunity to analyse the acoustic response of volume scatterers, as recorded by an ADCP, analysis originally out of the scope of the expedition. The reported field values of S_V were computed under the assumption of the validity of the original factory calibration values. This led to a first insight into the sound volume backscattering behaviour at the temporal and spatial conditions of the at-sea measurements. However, bearing in mind that the lack of *in-situ* calibration procedures for the used ADCP plays a significant role against the reliability of S_V values here reported, a critical issue to be taken into account in further measurements is the fact that calibration during the expedition will be needed to enable comparisons of results obtained with different ADCP equipment.

Undoubtedly, simultaneous biological sampling and ADCP echo signals recordings will be essential in further field measurements in order to have definitive experimental foundations for further interpretation of the obtained volume backscattering responses.

The results of this study, while somewhat preliminary, are essentially quite encouraging. In particular, the apparent correlation between a distinct behaviour of the backscattered acoustic intensities and oceanic fronts location along the experiment transect, justifies further efforts to analyse the feasibility of considering the behaviour of $S_V(z)$ profiles as an *in-situ* indicator of the presence of oceanic fronts and other oceanographic features. This eventual correlation is suggested independently from other well known features of zooplankton organisms behaviour, such as their diel vertical migration that might affect their scattering response.

Acknowledgements: The authors acknowledge the Office of Polar Programs of the US National Science Foundation and the Argentinean Antarctic Institute for enabling the participation of Ms M. Baqués, in this expedition. They are deeply grateful to Dr Teresa K. Chereskin with Scripps Institute of Oceanography, in charge of ADCPs measurements who released the acoustic data; and to Dr Jack Stamates, with the Chemical Oceanography Division of Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory-NOAA, for having provided appropriate references.

REFERENCES

- Baqués, M. and S. Blanc, 2004. Oceanographic and acoustic measurements in Drake Passage. GAYANA, International Journal of Biodiversity, Oceanology and Conservation 68(2) I: 22-29.
- Batzler, W. E. and R. E. Vent, 1965. Volume scattering measurements at 12 kHz in the Western Pacific. Journal of the Acoustical Society of America 38, 932.
- Beamish, P., 1971. Quantitative measurements of acoustic scattering from zooplanktonic organisms. Deep Sea Research, 18: 811-822.
- Blanc, S., C. E. Benítez, M. I. E. de Milou, P. Mosto, G. Lascalea and R. E. Juárez, 2000. Acoustical behaviour of phytoplanktonic algae. Acoustics Letters 23 (9): 175-183.
- Blanc, S., P. Mosto, M. I. E. de Milou and C. E. Benítez, 2004. An alternative proposal: acoustic techniques to assess detection and monitoring of toxic algal blooms. GAYANA, International Journal of Biodiversity, Oceanology and Conservation 68 (2) I: 54- 60.
- Chereskin, T. K. and G. A. Tarling, 2007. Interannual to diurnal variability in the near-surface scattering layer in Drake Passage. ICES Journal of Marine Science 64: 1617-1626.
- Deines, K. L., 1999. Backscatter estimation using Broadband Acoustic Doppler Current Profilers. Proceedings of 6th IEEE Working Conference on Current Measurement, S. Diego, USA.
- Emery, W. J. and R. E. Thomson, 1997. Data Analysis Methods in Physics. Ocean, 2nd and revised edition, Elsevier, The Netherlands, 83-94.
- Fielding, S., G. Griffiths, and H. S. J. Roe, 2004. The biological validation of ADCP acoustic backscatter through direct comparison with net samples and model predictions based on acoustic-scattering models. Journal of Marine Sciences 61(2): 184-200.
- Flagg, Ch. N. and Sh. L. Smith, 1989. On the use of acoustic Doppler current profiler to measure zooplankton abundance. Deep-Sea Research 36(3): 455-474.

- Greenlaw, Ch. F., 1979. Acoustical Estimation of zooplankton populations. *Limnology and Oceanography* 24 (2): 226-242.
- Hall, M., 1971. Volume backscattering in the south china sea and the Indian ocean. *Journal of the Acoustical Society of America* 50 (3): 940-945.
- Holliday, D. V. and R. E. Pieper 1980. Volume scattering strengths and zooplankton distributions at acoustic frequencies between 0.5 and 3 MHz. *J. of the Acoust. Soc. of Am.* 67 (1): 135-146.
- Jiang, S. and T. Dickey, 2002. Estimation of zooplankton biomass temporal variability from ADCP backscatter time series data at the Bermuda Testbed Mooring Site. American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, abstract #OS71C-0303.
- Kinzer, J., 1970. On the contribution of euphausiids and other plankton organisms to Deep Scattering Layers in the Eastern North Atlantic. In: Proceedings of an International Symposium on Biological Sound Scattering in the ocean. Brooke Farquhar, G. (Ed.). MC Rep. 005, US Naval Oceanographic Office, 476-489.
- Kristensen, A. and J. Dalen, 1986. Acoustic estimation of size distribution and abundance of zooplankton. *J. of the Acoust. Soc. of Am.*, 80 (2): 601-611.
- Lee, K., T. Mukai, D. Kang, and K. Iida, 2004. Application of acoustic Doppler current profiler combined with a scientific echo sounder for krill *Euphausia pacifica* density estimation. *Fisheries Science*, 70(6): 1051-1060.
- Love, R. H., 1971. Dorsal-Aspect Target Strength of individual fish. *J. of the Acoust. Soc. of Am.*, 49 (3) 2: 816-823.
- Medwin, H. and C. S. Clay, 1998. *Fundamentals of Acoustical Oceanography*. Academic Press, USA, 712 pp.
- RD Instruments, 1998 (a). Calculating Absolute Backscatter in Narrowband ADCPs. Technical Report. Field Service Technical Paper 003, 24 pp.
- RD Instruments, 1998 (b). User's guide for the RD Instruments. Quick-Look Data Processing Program LISTADCP.EXE. Version 2.00. Technical Report.
- RD Instruments, 1998 (c). User's Manual. Program LOGDAS.EXE – Vers. 2.00. Technical Report.
- Sindlinger, L. R., D. C. Biggs and S. F. Dimarco, 2005. Temporal and spatial variability of ADCP backscatter on a continental slope. *Continental Shelf Research*, 25 (2): 259-275.
- Sprintall, J., 2003. Seasonal to interannual upper ocean variability in the Drake Passage. *J. of Marine Res.* 61: 27-57.
- Stanton, T. K., D. Chu, P. Wiebe, L. V. Martin, and R. Eastwood, 1998. Sound scattering by several zooplankton groups. I. Experimental determination of dominant scattering mechanisms. *J. of the Acoust. Soc. of Am.* 103 (1): 225-235.
- Stanton, T. K. and D. Chu, 1998. Sound scattering by several zooplankton groups. II. Scattering models. *J. of the Acoust. Soc. of Am.* 103 (1): 236-253.
- Sutor, M. M., T. J. Cowles, W. T. Peterson and S. D. Pierce, 2005. Acoustic observations of fine scale zooplankton distributions in the Oregon upwelling region. *Deep-Sea Research II* 52: 109-121.
- Urick, R., 1975. *Principles of underwater sound for engineers*. McGraw Hill, 2nd ed., New York, 384 pp.
- Zhou, M., W. Nordhausen and M. Huntley, 1994. ADCP measurements of the distribution and abundance of euphausiids near the Antarctic Peninsula in winter. *Deep-Sea Research I* 41(9): 1425-1445.
- Zhou, M. and R. D. Dorland, 2004. Aggregation and vertical migration behaviour of *Euphausia superba*. *Deep-Sea Research II* 51: 2119-2137.

ESTACIÓN PERMANENTE GPS “ACON”. INSTALACIÓN Y FUNCIONAMIENTO. MONTE ACONCAGUA. MENDOZA, ARGENTINA

*Lenzano, Luis^{1,2,3}; Mackern, M.V.^{1,3}; Lenzano, María G^{1,2,3}; Robín, Ana M.¹;
Cabrera, Gabriel¹; Barón Jorge⁴*

¹ Unidad de Aplicaciones Geodésicas y Gravimétricas. IANIGLA, CONICET (CRICYT).
e-mail: llenzano@lab.cricyt.edu.ar

² Instituto de Geodesia y Geodinámica. Facultad de Ingeniería, UNCuyo

³ Facultad de Ingeniería. Universidad Juan Agustín Maza

⁴ Instituto CEDIAC. Facultad de Ingeniería, UNCuyo

RESUMEN

El Programa SIGMA (Sistema de Investigación GPS *Mauna* Aconcagua) es un esfuerzo dirigido hacia el desarrollo científico-tecnológico dentro del Parque Provincial Aconcagua, que vinculará a los procesos naturales y antrópicos con las variables a desarrollar para el control del medio ambiente.

El marco científico del proyecto SIGMA está sustentado por los proyectos de investigación PIP N° 5759/05 financiado por CONICET y el proyecto Investigación y Desarrollo N° 06/G358 financiado por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la UNCuyo.

SIGMA comprende investigaciones en el campo de la geodesia y la geofísica y en forma indirecta en glaciología, geología y geomorfología. Desarrollará conocimientos básicos que permitirán programar y ejecutar medidas de manejo de ecosistemas de montaña, conducentes a la preservación y restauración para mitigar los riesgos naturales.

En la temporada 2006 se instalaron en el área de la cumbre, una Estación Permanente GPS, denominada ACON, y una estación meteorológica de altura.

En este trabajo se detallan la metodología empleada para realizar el montaje de la EP GPS ACON en la cumbre del Cerro Aconcagua, y las etapas de prueba que se realizaron con el equipamiento.

ABSTRACT

The SIGMA project (Mauna Aconcagua GPS Research System) is an effort toward the scientific-technologic development within the Parque Provincial Aconcagua, that will link natural and anthropic processes with the variables to be developed for controlling the environment.

The scientific frame of the SIGMA project is funded by the research project PIP No. 5759/05 financed by CONICET, and the project Investigación y Desarrollo (Research and Development) No.06/G358 financed by the Secretaría de Ciencia y Técnica of the UNCuyo.

The SIGMA project comprises research in the fields of geodetics and geophysics, and indirectly in glaciology, geology and geomorphology. It will develop basic knowledge for the programming and executing of steps for the management of mountain ecosystems, leading to preservation and restoration to alleviate natural hazards.

A permanent GPS station, named ACON, and a height meteorological station were installed at the summit. This work gives account about the methodology used to install the GPS ACN PS in the summit of Mt. Aconcagua, and the trial stages carried out with the equipment.

INTRODUCCIÓN

El concepto de geodinámica, es el motivador en la actualidad del desarrollo y análisis de los más diversos estudios, a diferentes escalas, de procesos naturales. Tectónica de placas, remoción en masa, dinámica glaciár, deslizamientos, fallas geológicas, eje de rotación terrestre, mareas, geoide, son algunos de los ejemplos que podemos citar.

Para comprender esta evolución del conocimiento en el concepto de “velocidades de coordenadas”, “geodinámica” debemos analizar el punto de inflexión que se produce en la década del 90, a partir de las observaciones GPS (Global Position System). En esta década, se discutió la posibilidad de materializar un nuevo marco de referencia geocéntrico. La Argentina no quedó fuera de esta circunstancia ya que también se planteó como objetivo la densificación de un marco de referencia

geocéntrico preciso, tan cercano como fuera posible al sistema global WGS84, mediante observaciones GPS.

Este objetivo se materializó en el proyecto POSGAR que se concretó entre 1993 y 1997. Durante ese período se realizaron las observaciones GPS y los cálculos que dieron lugar a las coordenadas definitivas del marco POSGAR'94, oficialmente adoptado por el IGM en mayo de 1997. La Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, FCAG de la UNLP permitió mejorar POSGAR'94 e integrarlo al Proyecto SIRGAS por medio de POSGAR'98, produciendo una materialización precisa del sistema de referencia terrestre internacional ITRS.

La puesta en marcha de EP GPS es de gran significación en la materialización de sistemas de referencias globales, en el cálculo de coordenadas y velocidades y en la Geodinámica de los procesos naturales. La Red Internacional del IGS (International GNSS Service) así lo demuestra.

En la Argentina las EP GPS se han incrementado en los últimos 10 años y se han fortalecido en su trabajo en conjunto integrando la Red Nacional de EP GPS.

En la provincia de Mendoza, la actualización de la infraestructura geodésica es de interés científico y tiene aceptación oficial por parte de las autoridades provinciales. Es ejemplo de ello la estación permanente GPS MZAC que opera desde el 2001, cuyo objetivo principal es materializar el Marco de Referencia Terrestre Internacional en la Provincia y servir de nexo para la Georreferenciación al mismo. Se encuentra integrada actualmente a la red nacional de EP GPS y a la red e IGS. En el sur de la Provincia,

Es fácil deducir que el incremento de las EP GPS resulta de fundamental importancia tanto para el sector científico como para el productivo. La ubicación de estas en sectores de los Andes Centrales propiciarán un aporte significativo para estudios de la Geodinámica en la Cordillera Central, en el estudio de la alta y media atmósfera, en el balance de masas de los cuerpos glaciares, como así también en la densificación de los marcos de referencia regionales.

En este sentido, el Programa SIGMA se propuso instalar una nueva EP GPS en el área de la cumbre del Cerro Aconcagua. Persigue realizar aportes a estudios de la geodinámica, mediante el seguimiento de las coordenadas de la EP GPS, surgidas de cálculos rigurosos a partir del procesamiento diferencial con otras EP distribuidas en otras zonas o placas. Se realizará también la densificación de un nuevo punto en el marco de referencia internacional.

La mencionada estación permanente GPS se identificará con el nombre "ACON". Su emplazamiento resulta de gran interés ya que no tiene antecedentes a nivel mundial, pues se trata de la instalación de instrumental científico permanente a 6963 metros de altura sobre el nmm.

Considerando su ubicación geográfica, equidistante a otras EP GPS de la región, se podría decir que se encuentra en un lugar estratégico desde el aporte que se pretende brindar a la geodinámica de los Andes Centrales. (Figuras 1 y 2).

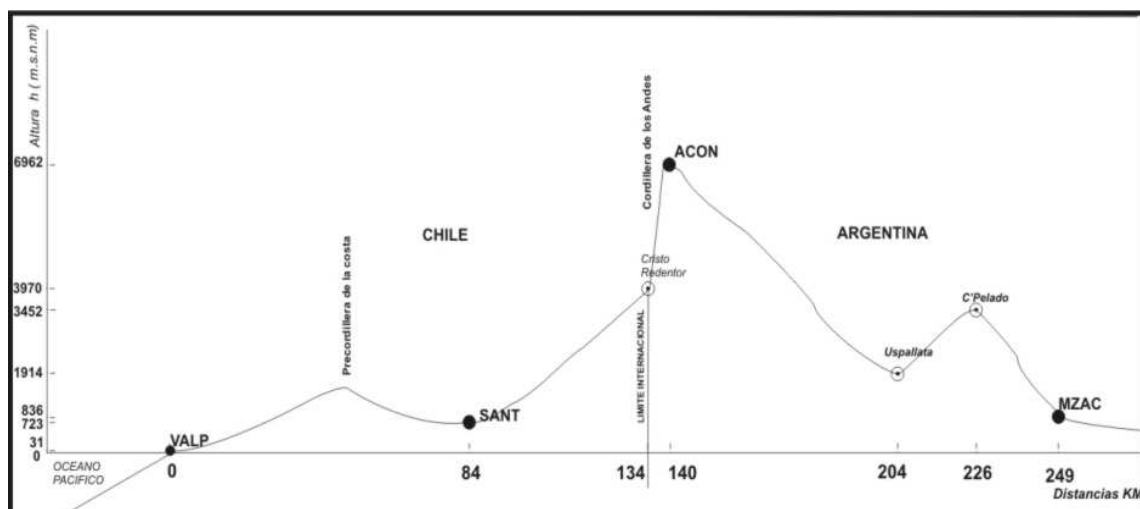


Figura 1 Perfil transversal desde la costa del Océano pacífico al pie de monte de la provincia de Mendoza

El proyecto, tiene varios objetivos a cumplir, entre otros evaluar la existencia de un movimiento diferencial del macizo con respecto a la cordillera central, fundamentalmente en su componente vertical. Estamos hablando de un cuerpo que tiene una media en altura de 2000 metros mayor que todo el contexto que le rodea.

ETAPAS DEL PROYECTO

En este proyecto participan las siguientes instituciones: IANIGLA (CONICET - CRICYT), Instituto de Geodesia y Geodinámica (Facultad de Ingeniería – UNCuyo), Instituto CEDIAC (Facultad de Ingeniería – UNCuyo) y el Pacific GPS Facility (University of Hawaii).

El equipamiento que se adquirió fue principalmente un receptor GPS, marca TRIMBLE, modelo NetRS, doble frecuencia, un equipo de radio para transmisión de datos INTUICOM, modelo “Master Netid 1010” y una estación meteorológica DAVIS, modelo Wireless Vantage.

El desarrollo del proyecto se dividió en las siguientes etapas:

Desarrollo tecnológico de los componentes de la EP GPS

Esta etapa, de fundamental importancia, se basó en el desarrollo tecnológico del sistema óptimo para su traslado a la cumbre, su conexión por personas no idóneas y su operatividad en condiciones de temperatura y presión extremas.

El sistema se desarrolló principalmente en el Instituto CEDIAC, donde se establecieron tres instancias de prueba, funcionamiento en condiciones de laboratorio, funcionamiento en condiciones de bajas temperaturas y comunicación de las radios con su correspondiente descarga de datos a la distancia de 20 km.

Las comunicaciones entre el equipo GPS y el hardware se realizaron a través de la radio INTUICOM. Los archivos de datos se almacenaron en forma automática. Para ello se diseñó un programa específico, que habilita y establece la comunicación en forma automática, entre la PC y el equipo GPS. La bajada de datos automática se realiza diariamente a las 12 hs local.

El equipo GPS fue programado para guardar un archivo diario con un intervalo de registro de las observaciones GPS de un segundo.

Reconocimiento del área cumbre donde se instalaría la EP GPS

Una vez realizada las pruebas de los equipos, comenzaron las etapas de instalación del instrumental. Como condición fundamental, se debía hacer el reconocimiento del área de la cumbre y relevamiento de la misma, con el fin de decidir el lugar óptimo para la instalación del instrumental y las herramientas necesarias.

Esta primera campaña se realizó durante el mes de enero del 2006. Además del reconocimiento de la topografía de la cumbre, se seleccionó el lugar de anclaje, se instalaron los soportes de las antenas del equipo GPS y de radio. La ubicación de las mismas resultó sobre el borde de la pared Sur del cerro, donde el montaje del instrumental fue previsto en la zona alledaña al mismo y con una pendiente del 15%.(Figura 3).

La ubicación de los soportes tiene visual directa con la entrada al Parque Provincial Aconcagua, paraje conocido como “Laguna de los Horcones”, donde se encuentra la oficina de los Guardaparques. Esto fue también un condicionante al momento de elegir el sitio del emplazamiento ya que en este lugar se instaló la radio, con su correspondiente antena y modem y la PC que recibiría y almacenaría la información transmitida desde la cumbre. La distancia entre la cumbre y Laguna de los Horcones es de 18 km y las alturas de ambos lugares son: Cumbre del C° Aconcagua 6962 m snmm; Laguna de Horcones (Oficina de Guardaparques), 2980 m snmm. (Figura 2)



Figura 2. Imagen Landsat Conexión radial Acon –Laguna de los Horcones

Traslado del material e instrumental científico a la Cumbre

En la segunda etapa, realizada durante la primera quincena del mes de febrero, se trasladó a la cumbre todo el instrumental y equipamiento (receptor GPS, radio, baterías, paneles solares, conectores, caja protectora, cables, etc.) Estos equipos, 65 Kg. en total, fueron llevados por 11 científicos y técnicos, que llegaron a la cumbre. La preparación del personal se hizo en la ciudad de Mendoza y luego se intensificó en el trayecto desde la localidad de Puente de Inca a Plaza de Mulás, campamento base, a 4380 m snmm.

Esta preparación no sólo fue física y psicológica, sino también técnica ya que se realizaron pruebas simulando la instalación en base a un minucioso manual de procedimientos, confeccionado a tal efecto.

Desde el Refugio Berlín, a 6300 m de altura, los científicos y técnicos llevaron a la cumbre el instrumental. Al llegar se comprobó que el soporte de la antena de radio no estaba en condiciones técnicas y debido a las condiciones climáticas adversas se decidió ordenar y dejar el instrumental en un sector seguro en las inmediaciones de la cumbre.

Instalación de la EP GPS en la zona de la Cumbre del C° Aconcagua

La tercera etapa, tuvo lugar durante la segunda quincena del mes de marzo, se realizó con la participación de cuatro personas: porteadores y técnicos. Se encontró la totalidad del instrumental y se procedió a realizar la instalación del mismo, según el Manual de procedimientos.

El único inconveniente en la instalación fue la falla de la “pistola” que permitía colocar seguros sobre la roca para dejar fijos al suelo los paneles solares. Para salvar el problema se puso sobre los paneles una malla de alambre de trama hexagonal muy pequeña y se la sujetó con grandes rocas que se colocaron sobre la misma.

Los paneles se ubicaron sobre una pendiente del 15% y con orientación hacia el sur-oeste, ya que resultó ser la única posibilidad de instalación en ese sector de la cumbre. (Figura 3). De esta forma quedó instalada y operando el 21 de marzo la estación permanente ACON. (Figura 4)



Figura 3. Paneles Solares y malla de alambre que los sujeta



Figura 4 Instalación de GPS en la cumbre del Co Aconcagua

El 24 de marzo, se comprobó la recepción de los datos desde la PC. La conexión fue inmediata y se obtuvieron por primera vez los archivos de observación. La conexión con el receptor de ACON permitió controlar que el receptor se encontraba operando al igual que el sistema de recarga de baterías. A partir de la primera semana del mes de abril, se mantuvo la conexión con ACON pero no se contaba con voltaje suficiente para la correspondiente descarga de observaciones GPS y la estación dejó de transmitir.

Evaluación de las fallas del sistema de alimentación

El corte de la estación por falta de energía en los dos sistemas de potencia, se debe al mal funcionamiento de los paneles solares. Esto tiene dos explicaciones. La primera está relacionada con la “malla de alambre” que se colocó sobre éstos para protegerlos del viento. En este sentido y relacionando la tormenta de nieve del 28 de abril, que aportó gran cantidad de nieve y humedad, hizo que la malla se comportara como un elemento de cohesión de la nieve, y en consecuencia, se formó una capa muy consistente y homogénea de hielo sobre los paneles. Este efecto se lo denomina “iglú”, obviamente que este efecto no deja pasar la radiación solar. La segunda, está relacionada con la orientación y el plano topográfico en que se ubicaron los paneles. Haciendo un análisis, teniendo en cuenta latitud, longitud y época del año, y basándonos en la ecuación del sol, declinación, acimut y altura, se observa que la máxima altura del sol sobre el horizonte, durante el período del 21 de abril al 21 junio, varía desde a los 45.4° a los 33.9°, para la latitud de la EP GPS “ACON”. Y si el plano donde se instalaron los paneles tiene una inclinación de 10°, con orientación “norte – sur”, el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre los paneles, variará entre los 35.4° y los 23.9°. El máximo rendimiento de trabajo de los paneles es a partir de los 35° de incidencia de los rayos. Por debajo de estos valores, disminuye en forma exponencial su rendimiento. A los 25° su funcionamiento es nulo. Esto explica la falta de carga de las baterías.

Para la puesta en funcionamiento se debió realizar innovación tecnológica que permitiera su instalación en condiciones extremas de altura y meteorológicas. La estación *ACON* transmite la información de los observables GPS en forma normal, cuando las condiciones meteorológicas son buenas. La información de los observables es homogénea y estable.

El corte de la estación por falta de energía en los dos sistemas de potencia, se debió al mal funcionamiento de los paneles solares. La corrección de la orientación, su inclinación y el anclaje serán modificados en enero de 2007.

La estación *ACON* está operando en un proceso de prueba durante este periodo. Se espera que comience a transmitir los datos en forma normal a partir del mes de octubre de 2006. Una vez que la estación pase este período de prueba, los observables GPS se harán públicos. Esperamos que esta etapa se pueda poner en marcha a partir de febrero del 2007.

Agradecimientos: Dr. Benjamin Brooks. University of Hawaii; Empresa TRIMBLE; UNAVCO: Empresa MERCOBRAS; A los Ing. Mauro Blanco, Leonardo Euillades, al Téc. Gabriel Cabrera del Instituto CEDIAC. A LOS Dres. Ricardo Villalba, Federico Norte, Juan C. Leiva, a los Ing. Alberto Vich y Lidio López, a los Técnicos Roberto Bruce, Hugo Videla, Ernesto Corvalán, María E. Soler y José Hernández, al Ing. y al Lic Maximiliano Viale, pertenecientes al IANIGLA; A los Téc. Daniel Rosales, Rubén Soria e Isidoro Busquet del CRICYT; A la Dirección de Recursos Naturales, Gobierno de Mendoza, en especial al cuerpo de Guardaparques del Parque Provincial Aconcagua. Al Ing. Hernán Alvis Rojas de la Universidad Nacional de San Juan