



**Asociación Argentina de
Geofísicos y Geodestas**

GEOACTA



**VOLUMEN 28
2003**

ISSN 0326-7237

GEOACTA

Revista de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

Editor: Dra. María Cintia Piccolo. Instituto Argentino de Oceanografía,
C.C. 804 - 8000 Bahía Blanca, Argentina. FAX: (54-291) 4861112 - 4861527.
e-mail: piccolo@criba.edu.ar

Co-Editor : Dr. Angel Omar Marcos. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.
San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.
FAX: (54-291) 4595148. e-mail: amarcos@criba.edu.ar

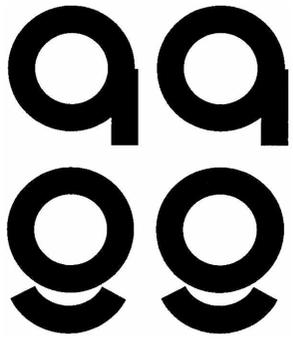
Comité Editorial Asesor (Editorial Advisory Board)

Dr. Ernesto Hugo Berbery, University of Maryland, USA.
Dr. Kenneth M. Creer, University of Edingburgh, Inglaterra.
Ing. Jerónimo Ainchil, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.
Dr Miguel Pedro Auge, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.
Ing Enrique D'Onofrio, Servicio de Hidrografía Naval, Argentina.
Dr. Günter Seeber, Universitat Hannover, Alemania.
Dr Daniel Martínez, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina.
Dr. Rudolph H. Wiens, Centre for Research in Earth and Space Sci., Canadá.
Dra Beatriz Scian. Universidad Nacional del Sur. Argentina.
Dr Alfredo Tineo, Universidad Nacional de Tucumán. Argentina.
Dr Enrique Cominguez, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.
Dr Mario Hernández, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.
Dr Hugo Nicolli, Instituto de Geoquímica INGEIQUI, Argentina.
Dr José Kostadinoff, Universidad Nacional del Sur, Argentina.
Ing. Antonio Introcaso, Universidad Nacional de Rosario, Argentina.
Dr. Ricardo Matano, Oregon State University, USA.

GEOACTA es propiedad de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Director: María Cintia Piccolo. © 2003 AAGG, derecho de autor número 285179. ISSN: 0326-7237. Es una revista con periodicidad anual. Para uso impreso o reproducción del material publicado en la revista se deberá solicitar autorización a la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Los trabajos se enviarán a las direcciones del editor, siguiendo la normas para los autores que se encuentran en la contratapa de este volumen. Instituto Argentino de Oceanografía, C.C.804. 8000 Bahía Blanca, Argentina.

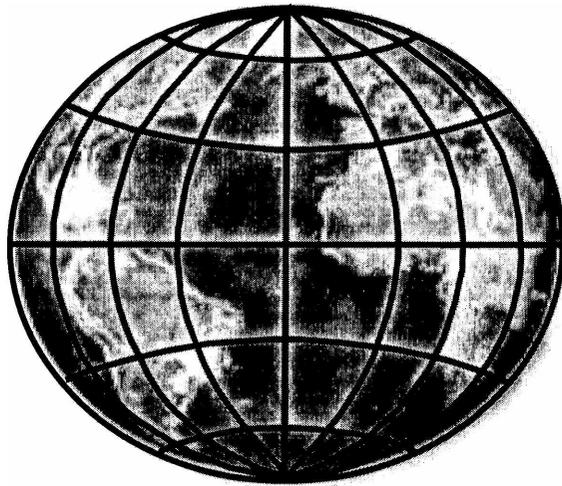
GEOACTA is property of the Argentine Association for Geophysics and Geodesy. Director: María Cintia Piccolo. © 2003 AAGG, royalties number 285179. ISSN: 0326-7237. Is an journal published annually. For printed use and reproduction of papers published in this journal is required authorization in writing by the publisher. The manuscripts should be sent to the editor following the Instruction for Authors. The address of the editor is: Instituto Argentino de Oceanografía, C.C.804. 8000 Bahía Blanca, Argentina.

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

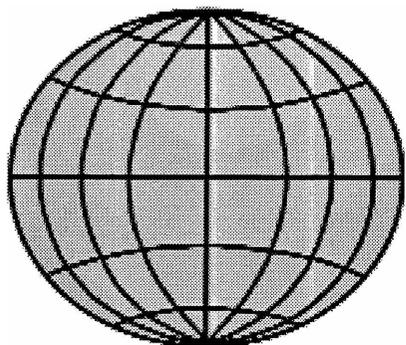


**Asociación Argentina de
Geofísicos y Geodestas**

GEOACTA



**VOLUMEN 28
BAHÍA BLANCA
2003**



GEOACTA

Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

Volumen 28 - 2003

| | |
|--|----|
| Análisis de los flujos de agua en la zona no saturada loésica por medio de un trazador conservativo..... | 1 |
| <i>Claudio Lexow y A. Guillermo Bonorino</i> | |
| Interpretación geofísica de las ondulaciones del geoide en Argentina | 9 |
| <i>María Cristina Pacino</i> | |
| Origen y geoquímica del fluor en el acuífero de la vertiente suroccidental de las Sierras Australes | 17 |
| <i>A. Guillermo Bonorino, Rene Albouy y Fbiana Limbozzi</i> | |
| On rayleigh waves in anisotropic media | 27 |
| <i>Simon Gershanik</i> | |
| Valoración de la permeabilidad no saturada a partir del parámetro sorptividad..... | 33 |
| <i>Claudio Lexou y A. Guillermo Bonorino</i> | |
| Análisis de parámetros geomorfológicos para la localización de áreas de interés hidrológico a los fines de su preservación | 39 |
| <i>Edgardo Navarro y Magdalena González Uriarte</i> | |
| Análisis preliminar de ondas superficiales aplicado al modelo cortical en las Sierras Pampeanas, Argentina | 49 |
| <i>Nora C. Sabbione, María L. Rosa y Ana M. Osella</i> | |
| Características físicas y de circulación en un meandro de un canal de marea (Estuario de Bahía Blanca - Argentina) | 61 |
| <i>Guillermo R. Angeles, Gerardo M.E Perillo y M. Cintia Piccolo</i> | |
| Different topographic reduction methods in practical gravimetric geoid determination | 73 |
| <i>Claudia Tocho, Michael G. Sideris y Graciela Font</i> | |
| Normas e instrucciones para los autores..... | 79 |

La presente edición de la revista GEOACTA ha sido realizada con la colaboración económica de la empresa PROFERTIL y del Instituto Argentino de Oceanografía.

ANÁLISIS DEL FLUJO DE AGUA EN LA ZONA NO SATURADA LOÉSSICA POR MEDIO DE UN TRAZADOR CONSERVATIVO

Claudio LEXOW¹ y A. Guillermo BONORINO²

¹ CIC PAID, UNS. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. E-mail: lexow@criba.edu.ar

² CONICET, UNS. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. E-mail: bonorino@criba.edu.ar

RESUMEN

A fin de identificar las condiciones del flujo del agua en la zona no saturada (ZNS) se llevaron a cabo una serie de pruebas utilizando como trazador bromuro de potasio (BrK) que fue aplicado en la superficie del terreno. Se determinó un valor de la recarga al acuífero que correspondería totalmente a flujo mátrico (q_0) y fue utilizado para el análisis comparativo del transporte de soluto que tiene lugar bajo ese dominio. Se distinguieron de acuerdo al tipo de muestreo, por cápsulas porosas y suelo, diferentes velocidades del pico del trazador. La representación del flujo no saturado matricial dispersivo se efectuó por medio del programa VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999). Se evidencia un sistema de flujo dispersivo (q_{sm}) cuyo centro de masa puede considerarse como desplazándose a una velocidad similar al frente de avance en un dominio de flujo tipo pistón (q_0) y un dominio por macroporosidad (q_{sp}). Esto resulta que en términos medios para todo el perfil $q_{sp} = 1,7 q_{sm}$. El uso de q_0 para evaluar la migración de un soluto en la ZNS conducirá a una subestimación del verdadero impacto antropogénico puesto que la degradación del agua subterránea ocurrirá antes de lo predicho.

Palabras claves: bromuro de potasio, zona no saturada, flujo dispersivo, flujo preferencial.

ABSTRACT

In order to identify the water flow conditions in the unsaturated zone (UZ) a test was carried out applying in the land surface potassium bromide (BrK) as a tracer. The aquifer recharge calculated was assumed as occurring in the matrix flow domain (q_0) and it was used for the comparative analysis of the solute transport. According to the type of sampling, porous capsules and soil, they were distinguished different velocities of tracer peaks. The matrix dispersive unsaturated flow was simulated with the program VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999). A system of both dispersive flow (q_{sm}) and a dominion by macroporosity (q_{sp}) was observed. The center of mass in the qsm was considered like moving at a velocity similar to the front of advance in a piston flow domain (q_0). In average terms for all the profile $q_{sp} = 1.7 q_{sm}$. The use of q_0 to evaluate the migration of solute in the UZ will lead to an underestimation of the true anthropogenic impacts because the degradation of the groundwater will happen before the predicted time.

Keywords: potassium bromide, unsaturated zone, dispersive flow, preferential flow.

INTRODUCCIÓN

El estudio del movimiento de sustancias no interactivas con la matriz del suelo permite evaluar las condiciones de flujo de dominio mátrico y por macroporosidad, y velocidad del agua en la zona no saturada (ZNS). En este sentido es posible la implementación de ensayos con trazadores conservativos, es decir, que no se vean alterados por reacciones con la matriz del suelo y que cumplan además con las siguientes condiciones: que no existan como producto natural, que sean de baja toxicidad y de alta solubilidad en agua y que permitan ser aplicados en cantidad suficiente como para ser medidos con facilidad. Estos requerimientos son satisfechos por constituyentes químicos como Br^- y Cl^- , isótopos de hidrógeno como 3H y deuterio, y otros isótopos como ^{60}Co , ^{51}Cr , ^{36}Cl (Sharma, 1989). Apoyado en los

trabajos de Bowman (1984), Bowman y Rice (1986), Rice et al. (1986), Butters et al. (1989), Sharma (1989) y Sharma y Taniguchi (1991) se seleccionó al ión Br^- para desarrollar los ensayos de trazador en la ZNS por la simplicidad en la manipulación, bajo costo de los análisis químicos y los resultados alcanzados en diferentes marcos de investigación.

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS GENERALES DEL SITIO DE ESTUDIO

Los ensayos de seguimiento del trazador en la zona no saturada se llevaron a cabo en una parcela experimental ubicada en la cuenca del arroyo Del Águila que integra la vertiente sudoccidental de las Sierras Australes, en el partido de Tornquist, provincia de Buenos Aires, República Argentina (Figura 1). La parcela se sitúa en la estancia San José, a 271 m.s.n.m.,

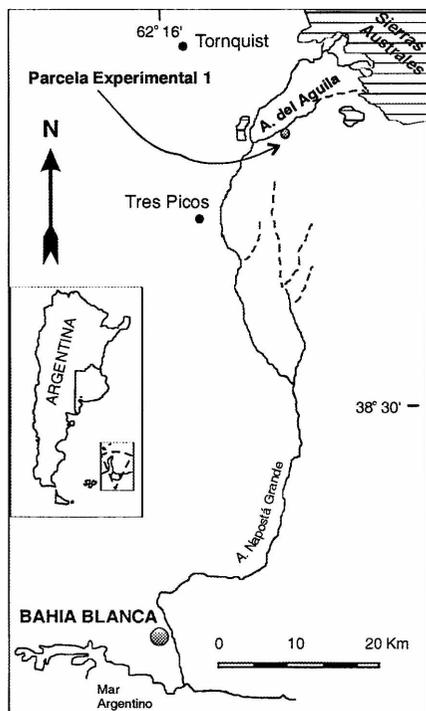


Figura 1. Ubicación de la parcela experimental

aproximadamente a los 62° 06' de longitud oeste y 38° 12' de latitud sur y a 70 km al norte de la ciudad de Bahía Blanca.

Las características edafológicas y geológicas de la parcela experimental son representativas de un sector que ocupa el 40% del área total de la cuenca del arroyo Del Aguila (Lexow, 2002). Esta porción se corresponde geomorfológicamente con la Planicie de Valle (González Uriarte, 1984) y se caracteriza por una pendiente entre 0 y 2%. El suelo pertenece al dominio edáfico 3 (INTA, 1989), y se clasifica como Hapludol éntico, moderadamente bien drenado y ubicado en un relieve plano a levemente inclinado, con un gradiente local mayor al 1%. El material parental corresponde a sedimentos limo arenosos de la Formación Saavedra, Pleistoceno superior - Reciente (De Francesco, 1992), que suprayacen a una capa de sedimentos más arenosos de origen fluvial de la Secuencia Agua Blanca, Pleistoceno Medio - Holoceno (Zavala y Quattrocchio, 2001). La ZNS en la parcela experimental presenta un espesor de entre 1,70 a 2,70 m según la época del año (Lexow, 2002) y se divide texturalmente en cuatro capas (Tabla 1) donde se destaca el predominio de la fracción limo arenosa.

El medio no saturado está constituido por tres categorías de poros que se diferencian por sus implicancias en la hidrodinámica e hidrostática (Kutilek y Nielsen, 1994): a) poros submicroscópicos, muy pequeños que encierran moléculas de agua pero sobre los cuales no es posible la aplicación de las leyes

Tabla 1. Textura de la zona no saturada

| Capa | Profundidad (cm) | Fracción textural (%) | | |
|------|------------------|-----------------------|---------|---------|
| | | Arena | Limo | Arcilla |
| 1 | 0 - 45 | 46 - 47 | 34 - 36 | 16 - 18 |
| 2 | 45 - 78 | 40 - 48 | 36 - 48 | 11 - 16 |
| 3 | 78 - 160 | 38 - 50 | 34 - 49 | 13 - 16 |
| 4 | 160 - 220 | 48 - 50 | 34 - 36 | 11 - 13 |

del movimiento de agua; b) poros capilares, donde la forma de la interface entre el agua y el aire es determinada por la configuración de poros y por las fuerzas de la interface resultando en el menisco capilar. El flujo en este tipo de poros es considerado laminar y dominante; c) macroporos, son de tamaño suficiente de manera tal que el menisco no se genera. En éstos, la forma de la interface entre el aire y el agua es plana y por lo tanto las fuerzas capilares son nulas. La morfología de los macroporos es generalmente tubular, originada por la fauna o por el decaimiento de raíces vegetales o planar, integrada por fisuras y grietas del terreno debido a cambios en el contenido de humedad.

La división en micro, meso y macroporosidad suele presentar grandes diferencias en los postulados de diversos autores. En este sentido se trata de afirmar el concepto argumentado por Beven (1981) que subraya la importancia de definir el flujo por canalización que resulta en un comportamiento dinámico, no en equilibrio, antes que señalar límites precisos y estáticos para definir estas clases de poros.

Se determinaron las curvas de retención de humedad para este medio poroso tanto en laboratorio como en campo y se definieron, según el programa RETC (van Genuchten et al. 1991) sobre el ajuste de los parámetros hidráulicos no saturados (Tabla 2), las ecuaciones matemáticas correspondientes a: la curva de retención de humedad (h), la función de conductividad hidráulica $K(\theta)$ o $K(h)$ y la función de

Tabla 2. Parámetros hidráulicos no saturados

| Capa | 1 | 2 | 3 | 4 | |
|------------------------|--|------|--------|------|-------|
| Parámetros hidráulicos | θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) | 0,52 | 0,49 | 0,48 | 0,52 |
| | θ_r ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) | 0,05 | 0,10 | 0,05 | 0,01 |
| | n | 2,8 | 1,5 | 2 | 2,8 |
| | α (cm^{-1}) | 0,02 | 0,0066 | 0,09 | 0,015 |
| | K_s ($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$) | 0,31 | 0,13 | 0,15 | 0,31 |

difusividad del agua en el suelo $D(\theta)$ (Lexow, 2002).

METODOLOGÍA DE ESTUDIO

Se llevó a cabo un ensayo de trazador con bromuro de potasio con una concentración de Br^- del orden de $1,4 \text{ mol}\cdot\text{m}^{-2}$. Para seguir el movimiento del trazador se efectuó un muestreo periódico de agua intersticial de la ZNS por medio de cápsulas de succión de acero inoxidable de doble cámara (Modelo SW-070, Soil Measurement System) ubicadas por duplicado a 30, 60 y 90 cm de profundidad (Lexow y Bonorino, 1997) y de suelo cada 30 cm hasta los 180 cm de profundidad (Lexow *et al.* 1998) según la metodología básica delineada por Moraes y Dynia (1990) y Morell *et al.* (1994).

Por medio de un balance diario de agua en el suelo según el programa Balshort V.3. (Carrica, 1993) se determinó, de acuerdo al modelo conceptual de funcionamiento del mismo, el valor de la recarga al acuífero que correspondería totalmente a flujo mátrico (Lexow, 2002) y que es utilizado para el análisis comparativo del transporte de soluto que tiene lugar bajo ese dominio. Se distinguen de acuerdo al tipo de muestreo, por cápsulas porosas y suelo, diferentes velocidades del pico del trazador. La representación del flujo no saturado matricial dispersivo en la ZNS se efectuó por medio del programa VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999) para ser contrastado particularmente con las concentraciones de Br^- determinadas en el agua intersticial a partir del muestreo de las cápsulas porosas.

MARCO TEÓRICO

En el transporte de solutos a través de la zona no saturada concurren tres procesos simultáneos: 1) transporte advectivo: en el cual el soluto se mueve junto al flujo de agua, 2) dispersión hidrodinámica: en donde la difusión molecular y la variabilidad de la velocidad del fluido provocan la dispersión del soluto alrededor de la dirección media del flujo de agua y 3) fuentes y sumideros: incluye aportes de agua de diferente concentración química a la del sistema y reacciones químicas tales como decaimiento radiactivo o adsorción en la fase sólida (Healy, 1990). La ecuación de dispersión-advención que describe el transporte de un soluto bajo condiciones variables de saturación puede plantearse de la siguiente manera:

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = \nabla \cdot \theta \bar{D}_h \nabla c - \nabla \cdot \theta \bar{v} c + S$$

dónde: θ = contenido de humedad volumétrico, adimensional;

c = concentración del constituyente químico, $\text{M}\cdot\text{L}^{-3}$ (masa por unidad de volumen de agua);

t = tiempo, T;

∇ = operador = $\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$, L^{-1} ;

\bar{D}_h = tensor de dispersión hidrodinámica, $\text{L}^2\cdot\text{T}^{-1}$;
 \bar{v} = vector de velocidad del fluido, $\text{L}\cdot\text{T}^{-1}$; y
 S = término fuente-sumidero, $\text{M}\cdot\text{L}^{-3}\cdot\text{T}^{-1}$.

El primer término en la ecuación representa la divergencia de flujo de soluto debido a la dispersión hidrodinámica, ésta se refiere al proceso de dispersión gradual de las moléculas de un soluto en diferentes direcciones de la media del flujo de agua. El segundo término en la ecuación representa la divergencia del flujo advectivo. Este término tiene en cuenta los cambios en la concentración del soluto debido al movimiento del mismo transportado por el agua.

La dispersión hidrodinámica comprende dos mecanismos: el primero es llamado dispersión mecánica y se debe a variaciones en el campo de las velocidades a escala microscópica y macroscópica. Estas variaciones están relacionadas con la naturaleza tortuosa de las líneas de flujo a través del medio poroso y a diferencias de velocidad que tienen lugar dentro de un mismo poro y entre capas sedimentarias.

El segundo mecanismo es la difusión molecular que se origina a partir de variaciones en la concentración del soluto. Es decir, que en ausencia de flujo de agua, las moléculas del soluto se moverán desde los sectores de mayor concentración hacia los de menor concentración de manera tal de lograr el equilibrio de las concentraciones en todo el volumen. Este mecanismo funciona aún cuando la velocidad de flujo es distinta de cero lo que provoca el movimiento lateral de soluto a través de los conductos del flujo.

El tensor de dispersión hidrodinámica puede escribirse como la suma de los tensores de dispersión mecánica (\bar{D}) y difusión molecular (\bar{D}_m) es decir $\bar{D}_h = \bar{D} + \bar{D}_m$. En el medio poroso estudiado se considera despreciable frente a la dispersión mecánica. La concentración en la fase sólida puede expresarse a través de la isoterma de equilibrio, que si es lineal, recibe el nombre de coeficiente de distribución (K_d) y la ecuación de transporte se puede escribir de manera simplificada de la siguiente forma:

$$(\theta + \rho_a K_d) \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_h \theta \frac{\partial c}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} qc + S$$

dónde: ρ_a = densidad aparente del medio

D_h = coeficiente de dispersión hidrodinámica

q = flujo de agua

Dividiendo esta ecuación por el contenido de humedad se obtiene:

$$R \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_h \frac{\partial c}{\partial z} \right] - v \frac{\partial c}{\partial z} + S$$

dónde $R = 1 + \rho_a \frac{K_d}{\theta}$ es el coeficiente de retardo y

$v = \frac{q}{\theta}$ la velocidad real de flujo.

Mediante el programa VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999), que requiere de la solución simultánea de la ecuación de flujo no saturado y la de transporte de solutos, se procedió al análisis de la transferencia de masa en el medio no saturado contrastando los resultados de campo versus los calculados.

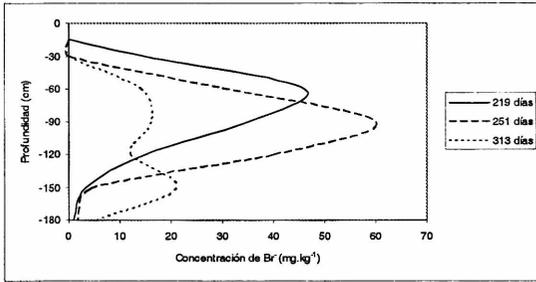


Figura 2. Distribución de bromuro en ZNS según el muestreo de suelo, representación de la distancia d de migración del pico del trazador

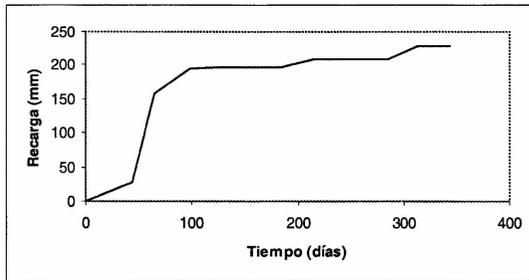


Figura 3. Recarga acumulada en función del tiempo según el balance hidrológico

RESULTADOS

La velocidad poral (v_s) de un trazador no reactivo se determina a partir del desplazamiento vertical (d) del pico de concentración máxima del trazador (Z_{Br}) en un cierto tiempo (t) como se ejemplifica en la figura 2. Una vez determinada v_s y considerando el contenido de humedad volumétrica media de la ZNS (θ) es posible calcular el flujo vertical (q_s) asumiendo condiciones sin flujo preferencial (Rice *et al.* 1986). En un sistema no dispersivo (100% flujo pistón) el trazador se moverá progresivamente hacia mayor profundidad sin que se produzca una dispersión significativa del frente del pulso. En cuanto mayor es la dispersión, mayor es la distribución del trazador en el sentido vertical y por ende el flujo deja de ser de tipo pistón para transformarse en flujo matricial dispersivo (Sharma, 1989).

Las determinaciones de V_s a partir de la posición de Z_{Br} , según los muestreos de agua intersticial con las cápsulas porosas (MCP) y suelo (MS), presentan una gran disparidad aún dentro del mismo conjunto a distintas profundidades (Tabla 3). La relación q_s/q_0 varía entre 1,2 a 2,4 según MCP y entre 1,3 a 5 según MS observando todos los intervalos de muestreo del perfil. Fundado en observaciones de Sophocleous *et al.* (1990) se asume que la diferencia entre ambos rangos podría deberse a que al utilizar MCP solo se compromete el flujo sobre un determinado rango de capilares y, por lo tanto, quedan excluidos aquellos poros de mayor tamaño que pueden haber transmitido agua pero que al vaciarse han dejado espacios de aire que inhiben el flujo hacia la cápsula. Por otra parte con MS como se extrae todo el volumen involucrado no se distingue entre las diversas variaciones porales del medio físico.

La valoración de q_s/q_0 es a la determinada por medio del ajuste a variables de carácter regional como el balance hidrológico donde se determinó que el 80% de la recarga resulta del flujo preferencial y 20% del matricial (Lexow, 2002).

El balance diario de agua en el suelo según el programa Balshort V.3. (modificado de Carrica, 1993) arrojó para el período del ensayo ($t = 344$ días) una recarga acumulada $R = 228,4$ mm, equivalente al 23% de la entrada de agua (Tabla 4). Esta recarga correspondería totalmente a flujo mátrico (Lexow, 2002) y por lo tanto es apropiada para el análisis comparativo del transporte de soluto que tiene lugar bajo ese dominio.

La gráfica de la recarga acumulada (Figura 3) presenta una tasa de $1,9 \text{ mm.d}^{-1}$ durante los primeros 100 días; luego, para lo que resta del período, disminuye a $0,13 \text{ mm.d}^{-1}$. Este decrecimiento en la tasa de recarga coincide con el aumento de la evapotranspiración durante la primavera y el verano. Luego de transcurridos 344 días R equivaldría a un flujo unitario de Darcy $q_0 = 0,66 \text{ mm.d}^{-1}$.

Experiencias similares acusaron tasas de recarga superiores en un factor de 5 con respecto al método del balance (Rice *et al.* 1986) y otras hasta más del 60% bajo condiciones de riego intermitente (Bowman y Rice, 1986). En experimentos bajo condiciones de riego continuo se han determinado relaciones q_s/q_0 más próximas a la unidad, sobre todo en las porciones más profundas de la ZNS, y > 1 en los niveles superficiales (Jaynes *et al.* 1988) indicando un mayor efecto de las vías preferenciales en esa porción del terreno.

La posición del pico del trazador puede determinarse teóricamente en función de la recarga calculada por el método del balance $Z_{Br}(R)$ que representa el avance ideal por flujo pistón representado por la línea de trazo continuo en la figura 4. En la misma además se representan los puntos determinados de $Z_{Br}(MCP)$ y $Z_{Br}(MS)$ con la

Tabla 3. Flujo vertical y velocidad del trazador determinada a partir del muestreo de las cápsulas de succión y de suelo

| Profundidad (cm) | $v_s^{(1)}$ (mm.d ⁻¹) | θ (cm ³ .cm ⁻³) | q_s (mm.d ⁻¹) |
|----------------------------|-----------------------------------|---|-----------------------------|
| Cápsulas de succión | | | |
| entre 0 y 60 | 4,7 | 0,35 | 1,6 |
| entre 0 y 90 | 3,6 | | 1,3 |
| entre 60 y 90 | 2,4 | | 0,8 |
| Suelo | | | |
| entre 0 y 60 | 2,7 | 0,35 | 0,9 |
| entre 0 y 90 | 3,6 | | 1,3 |
| entre 60 y 90 | 9,3 | | 3,2 |
| entre 90 y 150 | 9,6 | | 3,3 |
| entre 0 y 150 | 4,7 | | 1,6 |

representación del error típico y una recta de ajuste por mínimos cuadrados que nace en el origen de coordenadas para cada caso. La posición de Z_{Br} presenta una gran disparidad y en general se aprecia un desplazamiento mayor del pico del trazador a partir de MS.

Analizando conjuntamente los resultados que surgen de la tabla 4 con la figura 4 se podría asumir, entonces, que en esta última se presenta una media del proceso dinámico de Z_{Br} . La posición de Z_{Br} (MCP) se encuentra más próxima a lo que se ejemplifica como flujo matricial puro (q_{sm}). La diferencia de Z_{Br} (MS) indica que otra fracción del trazador y consecuentemente del volumen de agua en general, se mueve también a través de caminos preferenciales (q_{sp}) que favorecen la migración del soluto a mayor profundidad y evitan que se produzca la mezcla

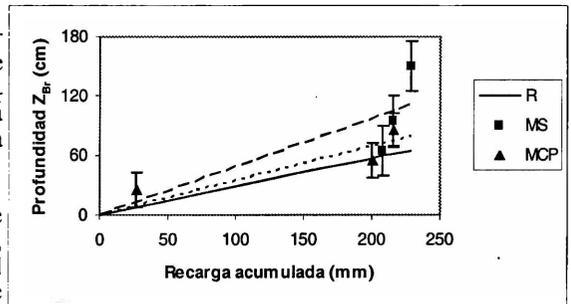


Figura 4. Relación entre R y la posición del pico del trazador

completa con el agua almacenada en el suelo. Esta mezcla podría ser considerada en ambos sentidos a la manera de intercambio entre el dominio de microporos y macroporos como lo indica Jarvis *et al.* (1991).

Tabla 4. Entradas de agua (mm) al sistema

| | Riego | Lluvia | Acumulado |
|--------------|------------|--------------|--------------|
| Abr-97 | 18 | 40,6 | 58,6 |
| May-97 | 52 | 21,2 | 131,8 |
| Jun-97 | 21 | 116,8 | 269,6 |
| Jul-97 | | 56,2 | 325,8 |
| Ago-97 | | 9,4 | 335,2 |
| Sep-97 | 26 | 61,6 | 422,8 |
| Oct-97 | | 54,4 | 477,2 |
| Nov-97 | 52 | 65,2 | 594,4 |
| Dic-97 | | 20,4 | 614,8 |
| Ene-98 | | 133 | 747,8 |
| Feb-98 | 104 | 93,8 | 945,6 |
| Mar-98 | | 26,6 | 972,2 |
| Total | 273 | 699,2 | 972,2 |

Con estos resultados precedentes se procedió a la representación del flujo no saturado matricial dispersivo en la ZNS por medio del programa VS2DT (Waterloo Hydrogeologic, 1999) según la ecuación de van Genuchten cuyos parámetros hidráulicos, α' y β' , se relacionan con los ya calculados, α y n , de la siguiente manera: $\alpha' = -1/\alpha$ y $\beta' = n$ (Lexow, 2002) y cuya salida fue contrastada con las concentraciones de Br^- a partir de MCP. Se asumió una entrada de agua en forma continua, ya desvinculada de la evapotranspiración, que alcanza los 0,66 mm.d⁻¹ correspondiente a R calculado por el balance hidrológico diario, bajo las siguientes condiciones de borde:

- Profundidad del nivel freático: 220 cm
- Flujo en superficie: 0 cm (Carga hidráulica total)
- Evapotranspiración: nula
- Flujo inferior: 0 cm (Tensión matricial)

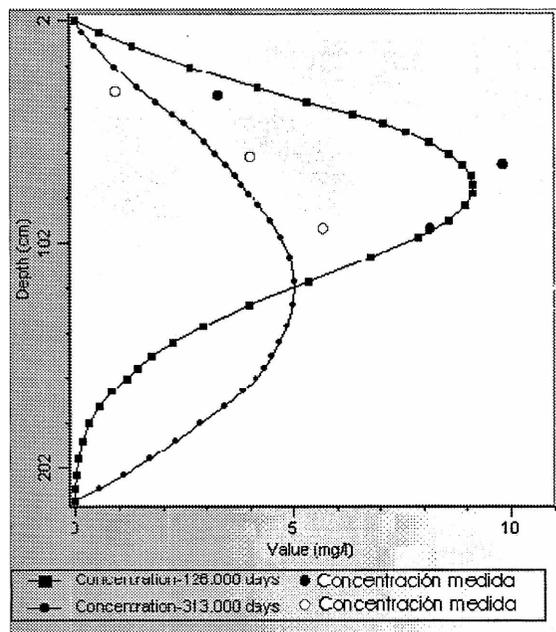


Figura 5. Distribución de Br- calculado vs. medido

La curva de distribución de bromuro en la ZNS calculada para los 126 y 313 días de ensayo presenta un ajuste muy significativo con las concentraciones determinadas a 30, 60 y 90 cm de profundidad (Figura 5) con un coeficiente de determinación $R^2 = 0,88$.

En ciertos casos por la falta de datos y en otros por la anarquía en la distribución de los mismos no fue posible el ajuste con otros perfiles de distribución obtenidos (Lexow, 2002). Sin embargo, este resultado casi puntual en el tiempo (Figura 5) se asume como representativo del dominio de flujo matricial, en este sector.

CONCLUSIONES

El uso de un trazador conservativo ha permitido distinguir la influencia de un sistema de macroporos en la hidrodinámica de la ZNS a partir de los resultados analíticos según los modos de muestreo de agua intersticial (cápsulas porosas y suelo).

Se evidencia un sistema de flujo dispersivo (q_{sm}) cuyo centro de masa puede considerarse como desplazándose a una velocidad similar al frente de avance en un dominio de flujo tipo pistón (q_0). Por otro lado, existe un dominio que suma, a la porosidad primaria, los macroporos o macrocanales de la ZNS (q_{sp}). Esto resulta en que la relación q_{sm}/q_0 varía entre 1,2 y 2,4 y q_{sp}/q_0 entre 1,3 a 5, mientras que en términos medios para todo el perfil $q_{sp} = 1,7 q_{sm}$.

El uso de q_0 para evaluar la migración de un soluto en la ZNS conduce a una subestimación del verdadero impacto antropogénico dado que el alcance al acuífero freático ocurrirá antes de lo predicho.

Se establece la necesidad de estudios más detallados del fenómeno con una mayor densidad del muestreo de suelo, no solo arealmente sino, además, con réplicas para cada profundidad, como así también continuar con el muestreo a través de cápsulas de succión. Éstas, si bien no son del todo confiables en la calidad de sus resultados, debido al flujo preferencial a través de las paredes, la no colección de agua en suelo seco (tensión matricial menor a -500 mbar) o a la falta de representatividad del volumen colectado, son el complemento elemental del muestreo de suelo a fin de efectuar una evaluación integral de la migración de solutos en la ZNS.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Beven, K., 1981. Micro-, meso- macroporosity and channeling flow phenomena in soils. Soil Science Society of American Journal, (45): 1245.
- Bowman, R.S., 1984. Evaluation of some new tracers for soil water studies. Soil Science Society of American Journal, 48: 987-993.
- Bowman, R.S. y Rice, R.C., 1986. Transport of conservative tracers in the field under intermittent flood irrigation. Water Resources Research, 22(11): 1531-1536.
- Butters, G.L., Jury, W.A. y Ernest, F.F., 1989. Field scale transport of bromide in an unsaturated soil. 1. Experimental methodology and results. Water Resources Research, 25(7): 1575-1581.
- Carrica, J.C. 1993. Balshort: Un programa de balance hidrológico diario del suelo aplicado a la región sudoccidental pampeana. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, (4): 243-248. Mendoza.
- De Francesco, F., 1992. Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de las Sierras Australes Bonaerenses. III Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 3-12, La Plata, Buenos Aires.
- González Uriarte, M., 1984. Características Geomorfológicas de la Porción Continental que rodea La Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires). IX Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 556-576, S.C. de Bariloche.
- Healy, R.W., 1990. Simulation of solute transport in variably saturated porous media with supplemental information on modifications to the U.S. Geological Survey computer program VS2D. Water Resource Investigations Report, 90-4025. Denver, Colorado.
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 1989. Mapas de Suelos de la Provincia de Buenos Aires. Publicación del Instituto Nacional de

- Tecnología Agropecuaria, 527 p., Buenos Aires.
- Jarvis, N.J., Jansson, P.-E., Dik, P.E. y Messing, I., 1991. Modeling water and transport in macroporous soil. I. Model description and sensitivity analysis. *Journal of Soil Science*, 42: 59-70.
- Jaynes, D.B., Bowman, R.S. y Rice, R.C., 1988. Transport of a conservative tracer in the field under continuous flood irrigations. *Soil Science Society of American Journal*, 52: 618-624.
- Kutílek, M. y Nielsen, D.R., 1994. *Soil Hydrology*. Catena Verlag, 370 p., 38162 Cremlingen-Destedt, Germany.
- Lexow, C. y Bonorino, A.G., 1997. Instrumentación de una parcela experimental para el estudio de la zona no saturada. III Seminario Hispano Argentino sobre Temas Actuales de Hidrología Subterránea, Actas: 39-47. Bahía Blanca, Argentina.
- Lexow, C., Albouy, E.R. y Bonorino, A.G., 1998. Ensayo de infiltración con un trazador conservativo en la zona no saturada. IV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, (3): 1260-1269. Montevideo, Uruguay.
- 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 A Del Águila). Tesis Doctoral. UNS. Bahía Blanca. 174 p. y anexos. (Inédita).
- Moraes, J.F.V. y Dynia, J.F., 1990. Uso de cápsulas porosas para extraer soluto do solo. *Pesquisa agropecuaria*, 25(10): 1523-1528. Brasilia.
- Morell, I., Esteller, M.V. y Duran, A., 1994. Efecto depurador de la zona no saturada sobre efluentes urbanos utilizados para riego. En: *Investigación en zona no saturada. Aspectos metodológicos y algunos ejemplos*, p. 77-98, Ed. Ignacio Morell Evangelista. Universitat Jaume I. Castelló, España.
- Rice, R.C., Bowman, R.S. y Jaynes, D.B., 1986. Percolation of water below an irrigated field. *Soil Science Society American Journal*, 50: 855-859.
- Sharma, M.L., 1989. Use of applied tracers in studies of natural groundwater recharge. *Groundwater Recharge* (ed. M.L Sharma), p. 11-23. CSIRO Division of Water Resources, Wembley, Western Australia. A. Balkema Publish, Co.
- Sharma, M.L. y Taniguchi, M., 1991. Movement of a non-reactive solute tracer during steady and intermitent leaching. *Journal of Hydrology*, 128: 323-334.
- Sophocleous, M., Townsend, M.A. y Whittemore, D.O., 1990. Movements and fate of atrazine and bromide in central Kansas croplands. *Journal of Hydrology*, 115: 115-137.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. y Yates, S.R., 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, 117 p., EPA/600/2-91/065. IAG-DW 12933934.
- Waterloo Hydrogeologic, 1999. WHI Unsat Suite Plus 2.2.0.1. 1-D Unsaturated Zone Flow and transport modeling using SESOIL, VLEACH, VS2DT, PESTAN and Visual HELP.
- Zavala, C. y Quattrocchio, M., 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 56(1): 25-37.

INTERPRETACION GEOFISICA DE LAS ONDULACIONES DEL GEOIDE EN ARGENTINA

María Cristina PACINO

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura - Universidad Nacional de Rosario
Av. Pellegrini 250 - 2000 - Rosario - Argentina .E-mail: mpacino@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

El geoide, por ser una superficie equipotencial del campo de gravedad terrestre, resulta de suma importancia tanto en la Geodesia como en la Geofísica.

En Geodesia representa "la figura de la Tierra" y sirve como datum del sistema altimétrico. En Geofísica es usado para verificar interpretaciones estructurales ya que contiene importante información sobre la distribución de masas en el interior de la Tierra. Así, debido a que desde un punto de vista físico las ondulaciones del geoide pueden interpretarse como causadas por irregularidades en la distribución de masas en el interior de la Tierra, estas últimas -las llamadas anomalías de masas- pueden ser obtenidas por inversión desde la superficie geoidal.

En este trabajo, luego de tener en cuenta el aspecto geodésico a través de la resolución del Problema de Valor de Contorno de la Geodesia y la determinación y cálculo de un modelo geoidal para Argentina, se abordó también es aspecto geofísico a través del modelado de anomalías de masas en el interior de la Tierra para la justificación de las distintas longitudes de onda del modelo calculado.

Palabras clave: geoide - gravimetría - geotectónica - inversión gravimétrica - anomalías de masas

ABSTRACT

The geoid, as an equipotential surface, plays a very important role both in Geodesy and in Geophysics.

In Geodesy it represents "the figure of the Earth" and serves as the datum of the height system. In Geophysics it is used as a constraint for geophysical structural interpretations since it contains significant information about the mass distribution inside the Earth.

Physically, geoidal undulations can be interpreted as caused by irregularities in mass distributions inside the Earth. So, these last ones - the so-called mass anomalies- can be obtained by inversion of the geoidal surface.

In this work, after taking into account geodetic aspect by means of the resolution of the Geodetic Boundary Value Problem and the determination and calculation of a geoidal model for Argentina, geophysical aspect was achieved by the modeling of mass anomalies inside the Earth for the justification of the different wavelengths of the calculated pattern.

Keywords: geoid - gravity - geotectonics - gravity inversion - mass anomaly

INTRODUCCION

La gran extensión geográfica de la República Argentina ofrece una amplia diversidad de entidades geológicas, cada una con características propias en lo atinente a su génesis, morfología, fisiografía, estado isostático, etc. Las particularidades de cada región - Cordillera Andina, Sierras Pampeanas, Llanura Pampeana, cuencas sedimentarias, etc.- se traducen también en anomalías geoidicas cuya interpretación geofísica debe abordarse con diferentes metodologías y, en consecuencia, debe llevarse a cabo en forma particular.

El objetivo final de este trabajo se centra en la determinación de una estructura litosférica que justifique las anomalías del geoide detectadas en la región andina, por ser estas las anomalías más amplias y destacables no sólo de la Argentina, sino también de todo el continente sudamericano.

La Cordillera Andina, con 8000 km de longitud,

ancho máximo de 400 km y picos que alcanzan los 7000 m, es considerada como una estructura de escala global. Su génesis y evolución pueden ser perfectamente explicadas dentro del marco de la tectónica de placas (Kono *et al.*, 1989). De acuerdo con Isacks (1988), Giese y Reuter (1987), entre otros, los Andes se originaron principalmente como consecuencia de la subducción cenozoica.

Entre 180 Ma y 135 Ma atrás, Sudamérica estaba bajo esfuerzos de tracción. Durante el Cretácico, la estructura andina reversó su estado de tensión de traccional a compresivo y comenzó su ascenso. Procesos intermitentes en el Cenozoico (Frutos, 1981) originaron estructuras muy diferentes (Wortel, 1984). Una característica de los Andes es la existencia de zonas de silencio sísmico a profundidades que varían entre 100 y 200 km, dependiendo del ángulo de inclinación de la placa subductada (Barazangi y Isacks, 1976). Estas zonas se corresponden exactamente, en proyección vertical, con regiones de actividad volcánica reciente en superficie (Frutos, 1981; Hamus

y Vaneck, 1978).

Los Andes de Argentina y Chile, extendidos al sur de la latitud 22° S, pueden caracterizarse tectónicamente por:

- Subducción normal, de unos 30° de inclinación entre 22°S y 27°S y entre 33°S y 45°S.
- Subducción aplastada, subhorizontal, entre 27°S y 33°S.

Teniendo en cuenta principalmente la disposición geográfica de la estructura Andina, los datos gravimétricos existentes fueron organizados de manera tal que conformen secciones transversales Este-Oeste. Estas secciones fueron extendidas hacia el Oeste internándose en el Océano Pacífico hasta sobrepasar la fosa oceánica y algunos fueron prolongados hacia el Este hasta alcanzar la costa Atlántica. Quedaron así constituidas 14 secciones gravimétricas, dispuestas como se esquematiza en la Figura 1. Cada una de ellas

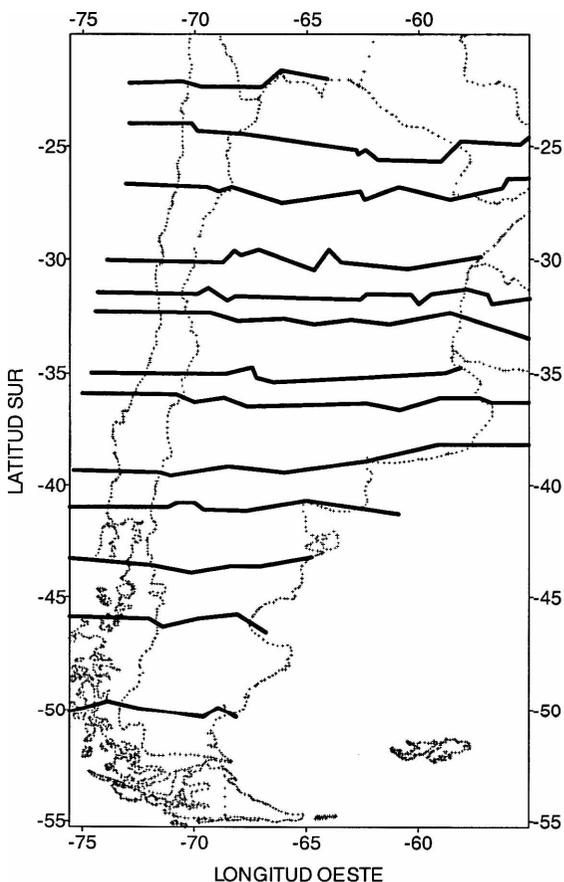


Figura 1. Esquema que muestra la disposición de las 14 secciones gravimétricas armadas a partir de los datos de gravedad disponibles para Argentina y países vecinos.

fue objeto de estudios detallados y todas las secciones mencionadas fueron además recientemente integradas en un estudio regional sobre la Cordillera Andina (Introcaso *et al.*, 2000). Interesan aquí en particular los estudios isostáticos realizados.

ANÁLISIS ISOSTÁTICO EN LA CORDILLERA ANDINA

En el estudio realizado por Introcaso *et al.* (2000) se calcularon correcciones isostáticas en las hipótesis de Airy (o hipótesis hidrostática), de Pratt (o hipótesis térmica) y de Vening Meinesz (o hipótesis flexural) y se construyeron cartas de anomalías de Aire Libre y de Bouguer, de correcciones isostáticas, del Moho hidrostático y por inversión gravimétrica.

La gran consistencia entre estas cartas expresan alto grado de equilibrio isostático en escala regional. El análisis flexural desarrollado pone en evidencia que la compensación sigue principalmente un modelo tipo Airy o bien un modelo flexural con bajo espesor elástico equivalente.

El análisis comparativo realizado entre acortamientos predictivos y reales resultó otro indicador del equilibrio isostático en términos de la hipótesis de Airy. Estas consideraciones condujeron a los autores a afirmar que la Cordillera Andina se halla, en términos generales, isostáticamente compensada bajo las condiciones impuestas por un modelo "tipo Airy" y, en consecuencia, es lícito aplicar las ecuaciones planteadas por Haxby y Turcotte (1978) para el cálculo de anomalías geoidales ya que, como destacara Dahlen (1982), estas expresiones son excelentes aproximaciones siempre que la longitud de onda (300 a 500 km en este caso) sea muy inferior al radio terrestre. Estas ecuaciones pueden escribirse como:

$$\Delta a = \frac{\pi G}{g} \sigma_c \left[2Th + \left(\frac{\sigma_m}{\sigma_m - \sigma_c} \right) h^2 \right] \quad (1)$$

para expresiones topográficas sobre el nivel del mar, o como

$$\Delta a = \frac{\pi G}{g} (\sigma_c - \sigma_a) \left[2Th + \left(\frac{\sigma_m - \sigma_a}{\sigma_m - \sigma_c} \right) h^2 \right] \quad (2)$$

para topografía sumergida bajo el nivel del mar. Siendo Δa , anomalía del geoide; G, constante de gravitación universal; g, aceleración de la gravedad sobre la superficie; T, espesor cortical normal; h, altitud (sobre o bajo el nivel del mar); σ_c , σ_m y σ_a valores de densidad de corteza, manto y agua respectivamente.

Así, a partir de las altitudes tomadas del Modelo Digital de Elevaciones de Green y Fairhead (1991) y aplicando las ecuaciones (1) y (2) adoptando para T, σ_c ,

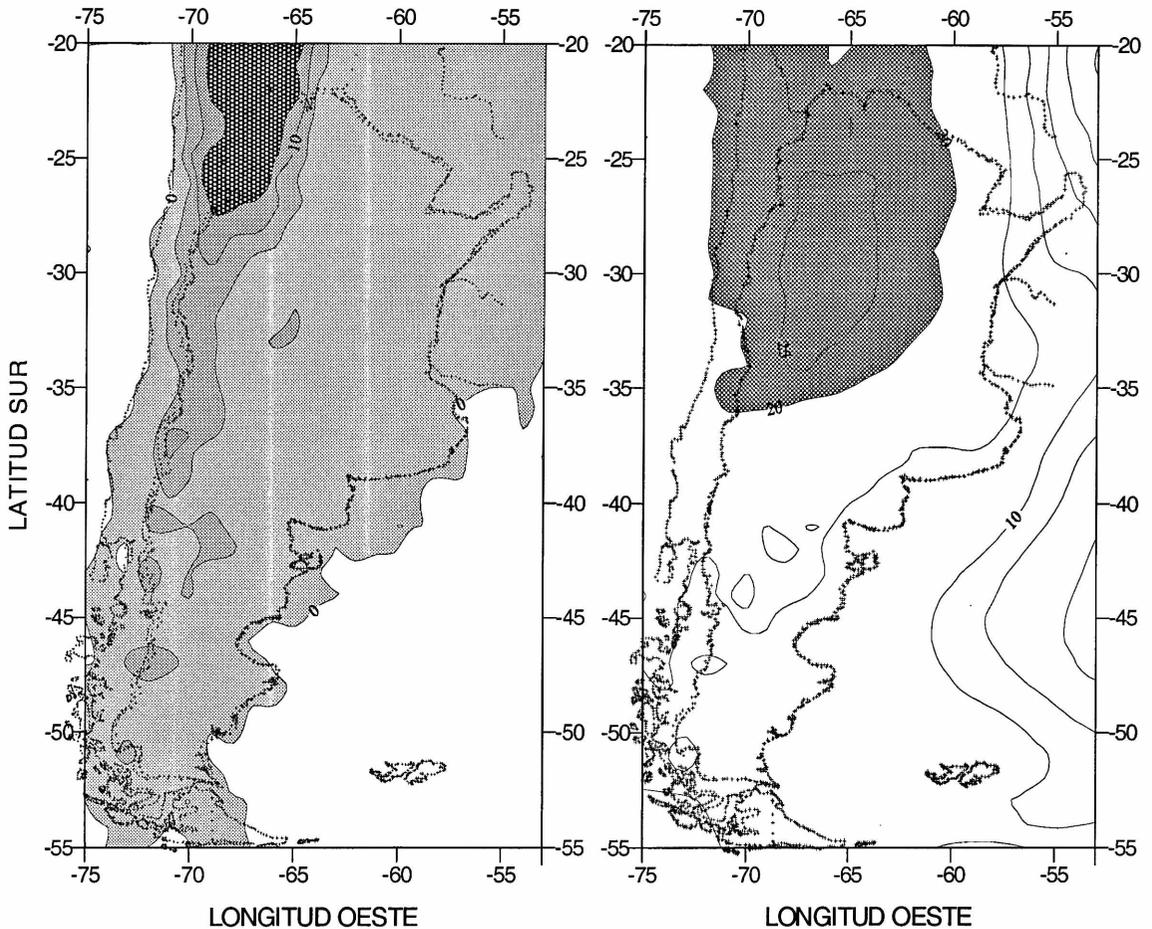


Figura 2. (a) Modelo de geoides topoisostático de Argentina. (contornos en metros)
(b) Geoides residual. (contornos en metros)

σ_m y σ_a los mismos valores asumidos en el cálculo de anomalías isostáticas en la hipótesis de Airy, se calcularon valores de Δa para Argentina, conformando el llamado "geoides topoisostático" de Figura 2, con valores máximos que alcanzan los 30 metros.

Si se descuentan los valores de anomalías geoidales Δa de Figura 2 (a) -vinculadas exclusivamente con los excesos topográficos y bajo la hipótesis de compensación isostática perfecta en el concepto de Airy- del modelo de geoides observado de Pacino (1999), se obtienen valores de N que se representan en Figura 2 (b) y que conforman un geoides de mayor longitud de onda. En este modelo sobresale una anomalía que supera los 25 metros y que se localiza en el sector de las Sierras Pampeanas. Esta anomalía puede relacionarse con dos factores importantes:

1- La ineficacia de un modelo tipo Airy en la zona, ya que las raíces corticales que este modelo predice son excesivas para justificar la anomalía de Bouguer

observada. Como ya fuera afirmado por Introcaso *et al.* (1987), Introcaso y Huerta (1972), la génesis de las Sierras Pampeanas puede ser mejor explicada por el ascenso de materiales de corteza inferior a través de un modelo de fallas listricas.

2- Heterogeneidades de masas en el manto debidas a la subducción horizontal de la Placa de Nazca.

LAS ANOMALÍAS DEL GEOIDES COMO EXPRESIÓN DE HETEROGENEIDADES DE MASAS

Como ha sido señalado por Introcaso *et al.* (2000), las anomalías del geoides exhiben, en la zona ecuatorial, máximos que alcanzan en Nueva Guinea los 100 metros mientras que en el este de Africa, en la zona del Altiplano y en la fosa de Perú - Chile llegan a unos 40 metros. Por otro lado en las zonas polares así como en el sur de la India se observan anomalías negativas.

Las ondulaciones del geoides en grandes amplitudes (40 a 100 m) extendidas a varios cientos de

kilómetros siguen siendo enigmáticas. Desde los trabajos pioneros de Kaula (1972 a y b) muchos autores han intentado vincular las ondulaciones del geode con regiones tectónicas.

Correlaciones entre alturas del geode y edades oceánicas han sido establecidas, entre otros, por Haxby y Turcotte (1978), Chapman (1979) y Crough (1979); mientras Chase (1979) y Crough y Jurdy (1980) encontraron independientemente vinculaciones entre las ondulaciones del geode y puntos calientes (hot spots). Los últimos autores presentaron contornos de elevaciones del geode en la zona ecuatorial que encierran a la mayor parte de los puntos calientes conocidos.

Convección en el manto inferior (asociada con ondulaciones del geode) ha sido informada por Chase (1979) y por debajo del Océano Pacífico por Mc Kenzie *et al.* (1980). Además son de gran interés los estudios de Woodhouse y Dziewonsky (1984) y Nataf *et al.* (1981) quienes en base a tomografía sísmica encontraron, analizando en 3D las velocidades sísmicas anómalas, evidencias de zonas más densas (frías) y menos densas (calientes) asociadas con probables corrientes convectivas descendentes y ascendentes, respectivamente.

Numerosos autores han separado, algo convencionalmente, a las anomalías del geode en tres bandas. Por ejemplo, longitudes de onda cortas, de hasta aproximadamente 200 a 300 km (Mc Adoo, 1981), que son dominadas por efectos corticales (Watts y Talwani, 1975) longitudes de onda intermedias, desde 300 a 3000 km, y largas longitudes de onda mayores que 3000 km, vinculadas con procesos subcorticales. Las longitudes de onda intermedias fueron consideradas como originadas por el efecto de las placas subductadas (Mc Adoo, 1981, Chase, 1979, Davies, 1981); mientras las longitudes de onda largas en general han sido asociadas con convección profunda (Mc Kenzie *et al.*, 1980, Chase, 1979), a partir de indicadores indirectos.

En lo esencial y tomadas en general, estas anomalías no presentan correlación con la topografía. No obstante existen regiones como la zona de subducción (con la fosa incluida) y el cinturón andino que exhiben buena correlación entre las ondulaciones del geode y la topografía (Souriau y Souriau, 1983; Ricard *et al.*, 1984).

Una explicación ha sido atribuida a la subducción fría y densa de la placa oceánica por debajo de la placa sudamericana. Chase (1979) obtuvo para la entidad subducción - estructura andina una residual de +20 m restando del mapa del geode observado con un máximo de unos 40 m, el mapa producido por los efectos de la placa fría subductada (descompensada), también con unos 20 m de máximo.

Desde hace mucho tiempo se ha reconocido que los sistemas de subducción se asocian con altos de

gravidad (Hayes, 1966; Grow y Bowin, 1975). De modo que parecen ser dos las contribuciones al alto de gravidad: efecto subcortical de la placa subductada y efecto cortical debido a las masas andinas y su compensación. Froideveaux y Isacks (1984) para una sección de los Andes centrales, correlacionaron tanto en longitud de onda como en amplitud el excedente de las masas andinas con una ondulación del geode sobreimpuesta a una más amplia anomalía vinculada probablemente con convección profunda. No obstante, siguiendo el trabajo de Mc Adoo (1981), esta anomalía podría justificarse -al menos en buena parte- por los efectos de la losa fría subductada. El autor aludido señaló que las losas oceánicas pueden contribuir sustancialmente al campo potencial gravitacional en longitudes de onda intermedias y en parte largas (grados 3 o 4 en el desarrollo en serie de funciones armónicas esféricas).

LAS CORTAS LONGITUDES DE ONDA DEL GEOIDE

Es sabido que la mayor parte de la topografía terrestre está isostáticamente compensada, y si bien la suma de masas topográficas y de compensación resulta nula, al prevalecer en superficie el efecto de la masa topográfica (+m) por sobre el de la masa compensadora (-m), la equipotencial se elevará siguiendo a la topografía, aunque atenuadamente.

Asumida la bidimensionalidad de la Cordillera Andina (Lomnitz, 1962; Introcaso, 1993) la determinación de las ondulaciones del geode en este sector provocadas por las distintas inhomogeneidades de masas a distintos niveles puede simplificarse empleando expresiones 2D (Chapman, 1979; Introcaso, 1997) para el cálculo del potencial de las masas anómalas y aplicando los resultados obtenidos en la clásica fórmula de Bruns.

El principal problema que se plantea al aplicar dichas expresiones 2D es que al resultado obtenido debe adicionarse una constante C que está indeterminada. Por lo tanto los valores de N así calculados podrían emplearse sólo para establecer la "forma" que seguiría la ondulación del geode pero no su valor en términos absolutos.

No obstante pueden obtenerse valores de N a partir del cálculo de las diferencias de potencial ΔV debidas a pares de estructuras +m; -m isostáticamente compensadas, ya que las constantes a aplicar para cada una de ellas tienen el mismo valor absoluto y signo contrario.

Así, asumiendo que los excedentes de masas de la topografía andina se compensan localmente en el concepto de Airy con déficit de masas en las raíces corticales, se calcularon en las 14 secciones de Figura 1 valores de V_T (potencial gravitacional debido a la masa topográfica +mT) y V_C (potencial gravitacional debido a la masa de la raíz compensadora -mC). Con estos valores se obtuvieron las diferencias de potencial

$\Delta V_{T,C}$ y a partir de ellas $N_{T,C}$ como

$$N_{T,C} = \frac{\Delta V_{T,C}}{\gamma}$$

Con γ gravedad media sobre la superficie terrestre.

Interpolando los resultados obtenidos en las 14 secciones gravimétricas mencionadas, se obtiene un mapa de contornos de $N_{T,C}$ prácticamente coincidente con el de Figura 2(a). El geode residual resulta en consecuencia totalmente compatible con el de Figura 2(b).

Como comprobación adicional del grado de equilibrio isostático en la hipótesis de Airy se calcularon también en las 14 secciones gravimétricas en estudio, valores del potencial V_R debido a las masas $-mR$ resultantes de la inversión gravimétrica de las anomalías de Bouguer regionalizadas en cada una de las secciones.

De acuerdo con los estudios de acortamiento desarrollados por Introcaso *et al.* (2000), los apartamientos entre $-mR$ y $-mC$ son pequeños, con máximas diferencias de unos pocos kilómetros en la definición de la discontinuidad de Mohorovicic, es decir a profundidades cercanas a los 60 km. Estas circunstancias hacen que los valores de V_R calculados prácticamente coincidan con los valores de V_C y en consecuencia $N_{T,R} \cong N_{T,C}$, siendo

$$N_{T,R} = \frac{\Delta V_{T,R}}{\gamma}$$

Con $\Delta V_{T,R}$ diferencia de potencial entre las masas $+mT$ y $-mR$.

LAS LONGITUDES DE ONDA INTERMEDIAS Y LARGAS DEL GEOIDE

Para interpretar estas anomalías del geode se dividió a la zona en estudio en tres sectores, de acuerdo con las características tectónicas de la zona de subducción de la placa de Nazca ya expuestas y con los contornos de la zona de Wadati-Benioff señalados por Isacks, 1988 y Jordan *et al.*, 1983:

- Un sector de subducción "aplastada" (entre 27°S y 33°S).
- Dos sectores de subducción "normal" (uno al norte de 27°S y otro al sur de 33°S).

En el estudio de campos potenciales debidos a estructuras someras es válido emplear aproximaciones planas para el cálculo del potencial gravitacional. Las estructuras profundas en cambio, como las que nos ocupan en este caso, requerirán el uso de aproximaciones esféricas o elipsoidales cuya aplicación es bastante complicada.

No obstante, si bien las diferencias que se obtienen de la aplicación de una u otra aproximación son del orden del 10% (Wang, 1998), todas las incertidumbres involucradas en el problema del modelado geofísico no justificarían la aplicación de aproximaciones esféricas.

Siguiendo entonces lo expuesto al analizar las cortas longitudes de las ondulaciones del geode, se calcularon en los sectores de subducción normal las diferencias de potencial $\Delta V_{P,D}$ originadas por los pares de masas anómalas bidimensionales $+mP$ (placa de Nazca) y $-mD$ (cuña astenosférica interpuesta o diapiro) que permitieron conocer la anomalía geodica como:

$$N_{P,D} = \frac{\Delta V_{P,D}}{\gamma}$$

Para el dimensionamiento de la placa de Nazca y de la cuña astenosférica interpuesta se recurrió al modelo utilizado por Introcaso y Pacino (1988 a). Este se corresponde bien en longitud de onda del geode observado, mientras la máxima amplitud (aproximadamente 15 metros) está en el orden de magnitud encontrado en cálculos similares en el oeste del Pacífico (Mc Adoo, 1981).

En el sector de subducción subhorizontal se calculó el potencial debido a la placa subductada siguiendo la geometría y contraste de densidades asumidos por Introcaso y Pacino (1988 b). Aquí la ausencia de cuña astenosférica actuando como masa compensadora del efecto de la placa de Nazca plantea la necesidad de adoptar un valor para la constante de integración. Se tuvieron en cuenta las siguientes alternativas:

- 1- La zona de subducción subhorizontal no se encuentra isostáticamente compensada.
- 2- El exceso topográfico ($+mT$) se encuentra totalmente compensado por la raíz andina ($-mC$) con tendencia al autobalance de estructuras ubicadas a mayor profundidad.
- 3- El equilibrio isostático tiene lugar a nivel del fondo de la placa subductada. En este caso, la raíz cortical ($-mR$) debería aumentar su masa respecto de ($-mC$) para compensar no sólo el efecto del exceso topográfico ($+mT$) sino además el efecto de la placa subductada ($+mP$). Esta posibilidad ya fue investigada por Introcaso y Pacino (1989), Introcaso y Pacino (1988 b), quienes modelaron gravimétricamente secciones andinas en 30°S, 31,5°S y 32°S respectivamente corrigiendo la anomalía de Bouguer observada y regionalizada (con valores máximos de unos -300 mGal) por el efecto positivo de la placa oceánica. Al invertir estas anomalías corregidas, el espesor cortical se incrementó entre 4 y 6 km respecto de los modelos basados sólo en la estructura corteza - manto superior, en concordancia con los valores sísmicos publicados por Regnier *et al.* (1994) para secciones cercanas.

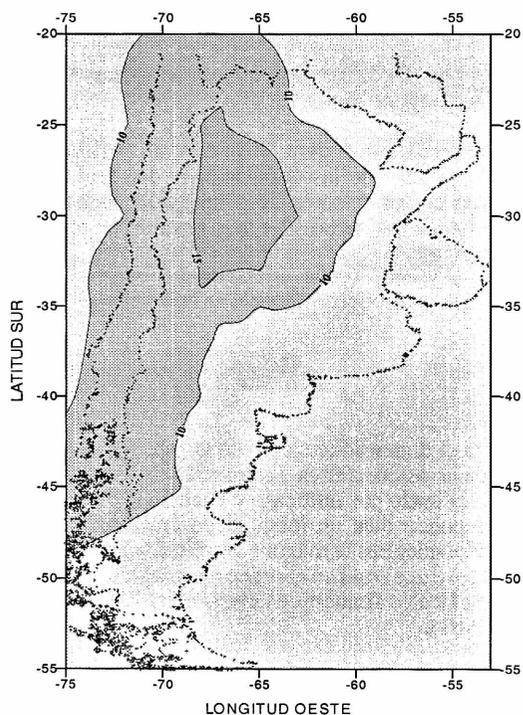


Figura 3: Anomalías del Geoide originadas por el efecto del sistema de subducción. (contornos en metros).

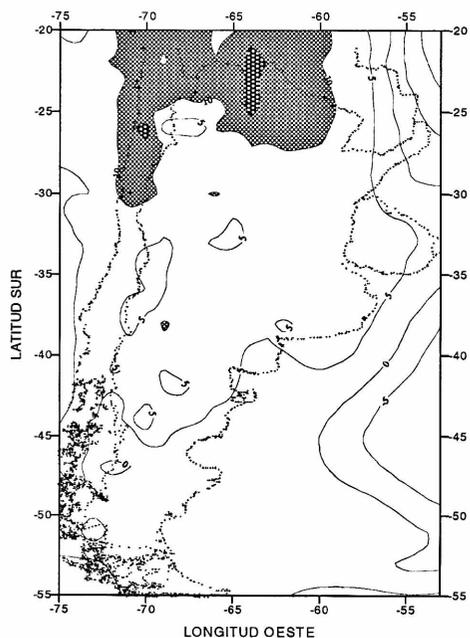


Figura 4. Geoide residual obtenido al descontar del geoides observado de Pacino (1999) los contornos de N de Figs. 2(a) y 3. (Contornos en metros).

La ubicación del techo de la losa subductada, prácticamente adyacente a la raíz cortical, hace pensar que en la región el sistema Andino podría funcionar en conjunto (Topografía + Raíz + Placa) buscando el equilibrio hidrostático. Además, las pequeñas anomalías isostáticas calculadas en la zona y la ubicación de los datos sísmicos publicados por Regnier *et al* (1994) llevan a considerar la tercera hipótesis planteada como la más plausible.

Se calcularon entonces en las secciones gravimétricas comprendidas entre 22°S y 45°S valores de N debidos a la influencia del sistema de subducción utilizando las ecuaciones planteadas por Chapman (1979). Su integración se representa en el mapa de contornos de Figura 3.

Sustrayendo ahora del geoides observado de Pacino (1999) los correspondientes valores de los contornos de N de Figuras 2 (a) y 3 se obtiene el geoides residual de Figura 4.

Nótese que ahora casi la totalidad del territorio queda incluido dentro de una longitud de onda mucho más amplia y de menor amplitud (N=5 m), con una tendencia de crecimiento suave hacia el norte.

Esta longitud de onda larga residual podría justificarse con probable convección profunda (Mc Kenzie *et al.*, 1980; Chase, 1979; Froideveaux e Isacks, 1984). Otro hecho interesante de destacar es que los mismos modelos de corteza - manto superior encontrados en el estudio individual de cada una de las secciones gravimétricas permite reproducir tanto las anomalías regionales de Bouguer como las ondulaciones del geoides. Esto señala que de no disponer de valores gravimétricos pero sí de ondulaciones geoidales confiables es posible deducir al menos en términos generales, la estructura cortical (Pacino e Introcaso, 1997, Introcaso y Pacino, 1999).

CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES

Puede señalarse que las masas topográficas son responsables sólo de la alta frecuencia de las ondulaciones geoidales, siendo la discontinuidad de Mohorovicic el principal control de las longitudes de onda regionales del geoides.

En efecto, ha sido ampliamente reconocido que el llamado Moho es la principal fuente de anomalías de masas en la corteza y manto superior ya que es la interface sobre la cual ocurren importantes contrastes de densidades (valores entre -0,4 y -0,6 g/cm³ son los más frecuentemente empleados) y muestra muy grandes variaciones en su profundidad (entre 10 y 70 km).

Ha sido probado que en la Argentina las profundidades del Moho se relacionan directamente

con la topografía a través de la concepción isostática de Airy, con pequeños apartamientos que no superan el 10%. En consecuencia, es posible evaluar la contribución sobre el geode de toda la corteza en su conjunto.

De acuerdo con los cálculos efectuados en este trabajo, esta contribución alcanza un máximo de 25 m en la región noroccidental del país, justificando así sólo la mitad del geode observado (50 m en dicha zona).

Para la justificación de la anomalía geóidica remanente, totalmente desvinculada de los efectos corticales, se analizó la posible influencia del sistema de subducción Placa de Nazca - Placa Sudamericana. Los estudios realizados indican una máxima contribución de 15 m en coincidencia con la región de subducción aplastada.

La integración de todas las contribuciones consideradas justifica la casi totalidad del geode observado, obteniéndose un geode residual de muy amplia longitud de onda que abarca todo el cono sur sudamericano, con amplitud promedio de 5 m y con un muy suave ascenso hacia el norte y que podría vincular con anomalías de masas a gran profundidad.

Como la mayoría de los problemas geofísicos de modelado, existen incertidumbres en diversas etapas del proceso. La poca información adicional disponible no reduce demasiado las ambigüedades. El geode residual presentado debe interpretarse entonces como una estimación promedio debido a las incertidumbres involucradas en la determinación de los parámetros que dimensionan al sistema de subducción. Sin embargo, constituye una importante contribución para la interpretación de las anomalías geóidicas en nuestro país.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente financiado por PIP N° 0367-98 (CONICET) y 19-1080 (UNR)

REFERENCIAS

- Barazangi, M. and Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- Chapman, M., 1979. Techniques for interpretation of geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84: 3793-3801.
- Chase, C. G., 1979. Subduction, the geoid, and lower mantle convection. *Nature*, 282: 464 - 468.
- Crough, S. T. and Jurdy, D., 1980. Subducted lithosphere, hot spots and geoid. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 48: 15-22.
- Dahlen, F. A., 1982. Isostatic Geoid Anomalies on a sphere. *J. Geophys. Res.*, 87: 3943-3947.
- Davies, G., 1981. Regional compensation of subducted lithosphere: effects on geoid, gravity and topography from a preliminary model. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 54: 431-443.
- Froideveaux, C. y Isacks, B., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 71: 305-314.
- Frutos, J., 1981. Andean tectonics as a consequence of sea floor spreading. *Tectonophys.*, 72: 21-32.
- Giese, H. y Reuter, K. J., 1987. Movilidad de los márgenes continentales activos en los Andes Centrales. Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica. *Deutsche Forschungsgemeinschaft (Bonn) and Instituto de Colaboración Científica (Tubingen)*, pp. 35-38.
- Green, C. M. y Fairhead, J. D., 1991. The South American Gravity Project. En: *Recent Geodetic and Gravimetric Research in Latin America*. Editado por W. Torge. Springer-Verlag, Berlin.
- Grow, J. A. y Bowin, C. O., 1975. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 80(11): 1449-1458.
- Hamus, V. y Vaneck, J., 1978. Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism and tectonic features of the Nazca Plate. *Tectonophys.*, 44: 65-77.
- Haxby, W. F. y Turcotte, D. L., 1978. On Isostatic Geoid Anomalies. *J. Geophys. Res.*, 83 (B11): 5473-5478.
- Hayes, D. E., 1966. A geophysical investigation of the Peru-Chile trench. *Mar. Geol.*, 4: 309-351.
- Introcaso, A., 1993. El levantamiento andino. Su explicación a partir del método gravimétrico. *Anal. Acad. Nac. Cs. Ex. Fís. Nat.*, 45: 223-242.
- Introcaso, A., 1997. *Gravimetría*. UNR editora. 355 pp.
- Introcaso, A. y Huerta, E., 1972. Perfil gravimétrico transcontinental en el paralelo 32°S. *Rev. IPGH*, 22: 133-159.
- Introcaso, A., Lion, A., Ramos, V., 1987. La estructura profunda de la Sierra de Córdoba. *Rev. AGA: XLII (1-2): 177-187*.
- Introcaso, A y Pacino, M. C. 1988 (a). Gravity Andean model associated with subduction near 24° 25' South Latitude. *Rev. de Geofísica*, 44: 29-44. Introcaso, A. y Pacino, M. C. 1988 (b). Modelo gravimétrico de corteza y manto superior bajo el segmento Argentino-Chileno en la latitud 32° Sur. *V Congreso Geológico Chileno*. Actas II: F 63 - F 76.
- Introcaso, A. y Pacino, M. C. 1989. Sección gravimétrica desde Argentina Central hasta Porto Alegre y costa afuera en la latitud 30° Sur. *1° Congreso de la Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf)*. Actas II: 555 - 560.
- Introcaso, A., Pacino, M. C. y Guspí, F. 2000. The Andes of Argentina and Chile: crustal configuration, isostasy, shortening and tectonic features from gravity data. *Colección Temas de Geociencia N°5*. UNR Ed. 31 pp.

- Introcaso, A. y Pacino, M. C., 1999. La estructura cortical andina en 30° Sur obtenida a partir de las ondulaciones del geoid. *International Geoid Service Bull.*, 9: 135-141.
- Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.*, 93: 3211-3231.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 341-361.
- Kaula, W., 1972 (a). Global gravity and mantle convection. *Tectonophysics*, 13: 341-361.
- Kaula, W., 1972 (b). Global gravity and tectonics. In: *The nature of the solid earth. E. Robertson Ed., Mc Graw Hill*, N.Y.: 385 - 405.
- Kono, K., Fukao, Y. y Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the Central Andes. *J. Geophys. Res.*, 94: 3891-3905.
- Lomnitz, C., 1962. On Andean Structure. *J. Geophys. Res.*, 67 (1): 351-363.
- Mc Adoo, D. C., 1981. Geoid Anomalies in the Vicinity of Subduction Zones. *J. Geophys. Res.*, 86 (B7): 6073 -6090.
- Mc Kenzie, D., Watts, A., Pearson, B. y Roufousse, M., 1980. Platform and mantle convection beneath the Pacific Ocean, *Nature* (288): 442 - 446.
- Nataf, H., Froideveaux, C., Levrat, J. y Rawinowicz, M., 1981. Laboratory convection experiments: effect of lateral cooling and generation of instabilities in the horizontal boundary layers. *J. Geophys. Res.*, 86: 6143-6154.
- Pacino, M. C. e Introcaso, A., 1997. Justificación de la Longitud de Onda Andina del Geoid en una sección en 24,5° de Latitud Sur. *V Congreso Internacional de la Sociedad Brasileira de Geofísica (SBGf)*. Actas V: 1021 - 1023.
- Pacino, M. C., 1999. Geoides y Estructura Litosférica en la Argentina. *Tesis de doctorado*. Universidad Nacional de Rosario. 107 pp.
- Regnier, M., Chiu, J., Smalley, F., Isacks, B. y Araujo, M., 1994. Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves. *Bull. Of the Seismol. Soc. Of América*, 84 (4): 1097-1111.
- Ricard, Y., Fleitout, L., Froideveaux, C., 1984. Geoid heights and lithospheric stresses for a dynamic earth. *Anales Geophysicae*, 2-3: (267-286).
- Souriau, M. and Souriau, A., 1983. Global tectonics and geoid. *Physics of the earth and Plan. Int.*, 33: 126-136.
- Wang, Z., 1998. Geoid and crustal structure in Fennoscandia. *Publication of the Finnish Geodetic Institute*. N° 126: 118 pp.
- Watts, A. and Talwani, M., 1975. Gravity effect of downgoing lithosphere slab behind island areas. *Geolog. Soc. Amer. Bull.*, 86: 1-4.
- Woodhouse J. and Dziewonsky, A., 1984. Mapping the upper mantle: three dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic wave-forms. *J. Geophys. Res.*, 89: 5953-5986.
- Wortel, M. J. R., 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. of the Geolog. Soc.*, 141 (5): 783-791.

ORIGEN Y GEOQUIMICA DEL FLUOR EN EL ACUIFERO DE LA VERTIENTE SUROCCIDENTAL DE LAS SIERRAS AUSTRALES

A. Guillermo BONORINO¹, René ALBOUY² y Fabiana LIMBOZZI¹

¹ CONICET-UNS, Bahía Blanca, Argentina (bonorino@criba.edu.ar), (limbozzi@criba.edu.ar),

² UNS, Bahía Blanca, Argentina (albouy@criba.edu.ar)

RESUMEN

Se procesa y analiza información hidroquímica referida a la presencia y distribución de fluoruros en el agua subterránea la cual ha sido generada durante sucesivos estudios llevados a cabo en el acuífero freático regional de la vertiente suroccidental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Sobre un total de 223 muestras estudiadas, el 46% tienen un contenido de fluoruros superior a los 1.5 mg.L⁻¹. La combinación de factores geológicos e hidrodinámicos provocarían la irregular distribución de fluoruros en el sentido del flujo subterráneo. Debido al intercambio catiónico el agua subterránea se enriquece en iones sodio y empobrece en iones calcio, modificándose la concentración de fluoruros que podría estar controlada por la relación $K_{\text{fluorita}} = [\text{Ca}^{2+}][\text{F}^-]^2$. La fuente de fluoruros está constituida principalmente por el vidrio volcánico, ciertos minerales contenidos en la franja edáfica y la zona no saturada como hornblenda, biotita y muscovita y posiblemente la tosca. Su lixiviación y el aporte permanente del agua de percolación, queda reflejado, en gran parte, por el incremento de fluoruros en el agua subterránea. A causa de la progresiva alteración de los vidrios volcánicos y de los minerales en profundidad se infiere un agotamiento de la fuente y consecuentemente un menor aporte de fluoruros por los materiales del acuífero en comparación con los de la zona vadosa.

Palabras claves: Geoquímica - Fluor - Acuífero - Sierras Australes.

ABSTRACT

Hydrochemical information about the presence and distribution of fluoride in groundwater is evaluated. This data has been generated during successive studies carried out in the regional phreatic aquifer of the south western drainage area of Sierras Australes, Buenos Aires province. A 46 % of studied samples has a fluoride content higher than 1.5 mg.L⁻¹. The combination of geologic and hydrodynamic factors would cause the irregular distribution of fluoride in the groundwater flow patterns. Due to basic exchange, groundwater becomes high in sodium ions and low in calcium ions, modifying the fluoride concentration which could be controlled by the $K_{\text{fluorite}} = [\text{Ca}^{2+}][\text{F}^-]^2$ relation. The fluoride is mainly derived from volcanic glass and some minerals like hornblende, biotite, muscovite and possibly tosca present in the soil and unsaturated zone. Leaching and permanent contributing of water percolation is reflected in the increasing of fluoride in groundwater. Diminishing of fluorine from the aquifer sediments in comparison with the vadose zone one is inferred from the progressive alteration of volcanic glasses and minerals in deepness an exhaustion of fluoride source.

Keywords: Geochemistry - Fluoride - Aquifer - Sierras Australes

INTRODUCCIÓN

El flúor es un oligoelemento de amplia distribución en los acuíferos sedimentarios de naturaleza loésica de la llanura pampeana. Sus concentraciones en el agua subterránea con frecuencia exceden el valor máximo de 1,5 mg.L⁻¹, aconsejado por la Organización Mundial de la Salud (1996) para el agua potable.

La distribución del loess en Argentina abarca la mitad centro-oriental del territorio, con una extensión de unos 900.000 km². Además de la importancia que tiene el loess como entidad geológica, también es portador de niveles acuíferos que, en muchos casos, constituyen la única fuente de abastecimiento a núcleos urbanos y rurales. En ellos la presencia del fluoruros limita el desarrollo socioeconómico de la región debido a la degradación de la calidad del agua.

fluoruros (1.5 - 2 mg.L⁻¹) produce fluorosis dental y por encima de los 10 mg.L⁻¹ y un consumo por tiempo prolongado, la condición clínica deriva en una fluorosis esquelética (OMS, 1996).

Por lo antes dicho, numerosos trabajos focalizados en el estudio del flúor y otros elementos traza en el agua subterránea se han llevado a cabo en el ambiente de la llanura pampeana, entre otros Nicolli et al. (1985 y 1989), Aymar y Gai (1990), Castro et al. (1997), Bonorino et al. (1997), Smedley et al. (1998), Carrica y Albouy (1999).

Los estudios sistemáticos realizados, en los últimos quince años, en el acuífero freático regional de la vertiente suroccidental de las Sierras Australes han permitido generar numerosos datos hidroquímicos que incluyen al flúor. El objeto de este trabajo es analizar y discutir el comportamiento y distribución espacial de este oligoelemento en el acuífero freático, caracterizar los fenómenos químicos que controlan su movilización

La ingesta de agua con un exceso moderado de

y evaluar las probables fuentes de aporte y los mecanismos que controlan la entrada de flúor en el agua subterránea.

CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las cuencas involucradas en este estudio, Figura 1, se ubican en la vertiente occidental de las sierras del Sistema de Ventania y corresponden a las áreas de drenaje de los arroyos Napostá Chico y Napostá Grande, del río Sauce Chico y la cuenca superior del arroyo Chasicó, las que suman unos 4.810 km².

Desde el punto de vista geológico tiene especial interés la Formación La Norma (De Francesco, 1992) del Mioceno Superior-Pleistoceno inferior, ya que constituye el acuífero libre y la zona no saturada de la región. Dicha formación está integrada por depósitos loésicos denominados informalmente "sedimentos pampeanos" compuestos, principalmente, por limos arenosos y arenas limosas con arcilla subordinadas, cementados por carbonato de calcio, que alcanzan los 200 metros de potencia. Mineralógicamente (Rossi, 1996) la Formación La Norma está compuesta por: cuarzo, plagioclasas intermedias a básicas, litoclastos de vulcanitas, vidrio volcánico, anfíboles (hornblenda), micas (muscovita y biotita) y calcita, turmalina, epidoto, sericita y circón en menor cantidad. Los minerales de arcilla presentes son: illita (proveniente de la alteración de micas y feldespatos alcalinos), montmorillonita (principalmente como producto de neoformación por la alteración del vidrio volcánico y feldespatos), interestratificados de illita-montmorillonita y 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 La Norma se encuentra en posición aflorante o subaflorante y presenta típicos niveles de tosca de hasta tres metros de espesor y de continuidad lateral variable que en superficie están frecuentemente fisurados, lo que le confieren un cierto grado de porosidad secundaria. Por encima de esta formación se encuentran depósitos fluviales y eólicos modernos de escasa expresión areal y saltuaria distribución y los suelos actuales.

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. Dentro de sus constituyentes mineralógicos predomina el cuarzo y es abundante la proporción de plagioclasa y algo menos la de feldespato potásico y vidrio. En menor cantidad se encuentra hornblenda, biotita y epidoto, y en la fracción fina aparecen además, en

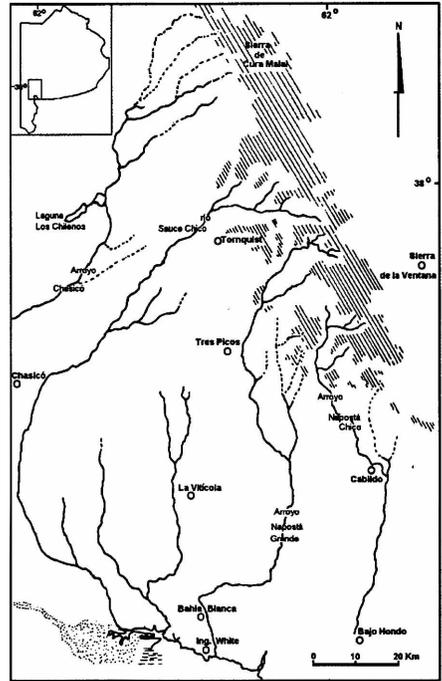


Figura 1: Área del estudio

orden de importancia, montmorillonita, calcita, illita e interestratificados.

Hidrogeológicamente, los sedimentos pampeanos conforman un sistema acuífero del tipo multicapa, caracterizado por intercalaciones de acuitardos y niveles acuíferos, cuyo hidroapoyo resulta de muy difícil identificación dado el pasaje tuncional de estos sedimentos a las formaciones miocénicas subyacentes. La permeabilidad del sistema está dada principalmente por porosidad secundaria (macroporos y microfisuras) y los fenómenos de drenaje diferido son frecuentes. La extensión de este acuífero tiene carácter regional y se extiende por el sur hasta el litoral marítimo.

El modelo de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero freático de la región es el siguiente (Bonorino, 1988; Bonorino et al., 1996; Albouy y Bonorino, 1997 , Carrica, 1998): recarga a partir de los excedentes del agua de lluvia en toda la superficie de las cuencas, siendo más importante en el sector periserrano, disminuyendo hacia el nivel base regional (litoral marítimo). Probable aporte lateral en áreas de intercuenas y transferencia vertical hacia niveles acuíferos intermedios y profundos. El sistema reconoce una zona preferencial de recarga, el pedemonte, una de circulación, la llanura y el área de descarga, el litoral marítimo.

La recarga a través de los cursos sólo tiene lugar en los materiales coluviales de las zonas morfológicamente más altas del piedemonte serrano lo que define el carácter influente de la red de drenaje superficial en este sector. En el resto del área el flujo local de las aguas subterráneas confluye hacia las líneas más deprimidas del relieve y alimenta los arroyos que constituyen su nivel de base; dentro de esta generalidad una situación particular se presenta en el arroyo Napostá Chico cuyo curso pierde definición por infiltración de sus aguas en el ámbito de la llanura.

MÉTODO DE TRABAJO

El muestreo de agua se llevó a cabo en pozos cavados y perforaciones cuya profundidad oscila entre los 12 y 30 metros. En todos los casos, las muestras se extrajeron mediante bombeo y se midió in situ temperatura, conductividad eléctrica y pH del agua.

El análisis químico de los sedimentos fue realizado por el Activation Laboratories Ltd. (ACTLABS) de Canadá. Las técnicas aplicadas fueron las de ICP para los elementos mayoritarios y trazas, electrodo de ión selectivo para el flúor y activación neutrónica para la determinación del cloruro.

El número de muestras analizadas en cada una de las cuencas hidrológicas fueron las siguientes: arroyo Chasicó 88, río Sauce Chico 42, arroyo Napostá Grande 39 y arroyo Napostá Chico 54 lo que da un total de 223 muestras y una densidad de una muestra cada 21.5 km².

Las características hidroquímicas del agua han sido analizadas con técnicas de estudio clásicas (diagramas de dispersión de concentración iónica y de Piper) y especiales (modelación geoquímica con el programa WATEQ4F) relacionándolas siempre con la hidrodinámica subterránea particular de cada una de las cuencas (Carrica et. al., 1992 ; Rossi, 1996 ; Albouy y Bonorino, 1997; Carrica, 1998 y Bonorino et. al., 2001).

RESULTADOS, DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

En la Tabla 1 se indican las medidas estadísticas del contenido en flúor en el agua subterránea en las

Tabla 1 : Valores estadísticos de concentración de fluoruros [en mg.L⁻¹]

| Parámetro estadístico | Cuenca superior | Cuenca media | Cuenca Inferior |
|-----------------------|-----------------|--------------|-----------------|
| Valor medio | 1.21 | 3.34 | 5.53 |
| Mediana | 1 | 2.6 | 5.1 |
| Moda | 1.2 | 0.9 | 3.4 |
| Valor máximo | 6.1 | 9.6 | 10 |
| Valor mínimo | 0.1 | 0.7 | 2.3 |
| Varianza | 0.8 | 5.4 | 4.6 |

distintas porciones de las cuencas estudiadas.

Resulta claro que los tenores de concentraciones de fluoruros, en general, aumentan en el sentido del escurrimiento subterráneo. Sin embargo, este esquema, verificable regionalmente, no se da a nivel de subcuenca ya que el análisis de la evolución del contenido en flúor en el agua a lo largo de un filete de flujo subterráneo local muestra frecuentemente una aleatoriedad de valores que podría ser causada por una disposición espacial discontinua de fuentes de flúor, e.g. niveles de ceniza, y/o variaciones, también espaciales, del flujo vertical, e.g. presencia de flujo preferencial. De acuerdo a esto último, cuanto mayor es la recarga mayor es la dilución, por lo tanto zonas con mayor infiltración eficaz tendrán menor contenido de flúor, por el contrario cuanto mayor sea el tiempo de tránsito en la ZNS mayor concentración tendrá el agua que alimenta la freática.

Por otra parte, la presencia de un nivel de menor permeabilidad suprayacente al acuífero, cuyo efecto sería el de un confinamiento parcial, reduciría el efecto de dilución del agua de recarga sobre la concentración de fluoruros en el agua subterránea.

La Tabla 2 presenta la distribución de fluoruros en las diferentes cuencas estudiadas. El incremento de fluoruros se opera en todas ellas en el sentido del escurrimiento, mientras que los patrones químicos definen aguas bicarbonatadas sódicas o bicarbonatadas cloruradas sódicas, para las máximas concentraciones de flúor. Para las concentraciones mínimas los patrones son, en su mayoría, similares a los anteriores en las cuencas inferiores, alternando tipos bicarbonatados sódico cálcicas, bicarbonatadas-calco-sódicas, bicarbonatadas-sódico-magnésicas y bicarbonatadas-cálcicas en las cuencas superiores y medias.

En ausencia de cualquier causa antropogénica la presencia de fluoruros en aguas subterráneas solo puede tener origen puramente natural por lixiviado desde los minerales que componen el suelo. Su concentración debería corresponder a aquella determinada por el equilibrio con el mineral de flúor que posea la menor solubilidad. Si bien no se ajusta a este concepto, muchos autores apoyan la idea de que la fluorita es el mineral que controla el contenido de fluoruros en aguas subterráneas y han sido reportados resultados que, a pesar de la inexistencia del mineral en el sistema, demuestran que aguas de recarga a través de vidrio volcánico portador de flúor se aproximan al equilibrio con fluorita (Usunoff, 1996).

Estudios efectuados por Elrashidi y Lindsay (1985 y 1986) sobre minerales de flúor presentes en suelos como AlF₃(c), fluorita (CaF₂), fluoroflogopita (KMg₃AlSi₃O₁₀F₂) y fluoroapatita (Ca₅(PO₄)₃F) han determinado que la fluoroflogopita, cuya mayor estabilidad es alcanzada alrededor de pH 7, es la fase sólida que controla la solubilidad de este elemento en suelos alcalinos. No obstante debe considerarse que se

Tabla 2: Distribución de fluoruros en el agua subterránea en las cuencas de la región

| Flúor [mg.L ⁻¹] | A° Chasicó Cuenca superior | Río Sauce Chico | | | A° Napostá Chico | | A° Napostá Grande | | |
|-----------------------------|----------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|---------------------|
| | | Cuenca superior | Cuenca media | Cuenca inferior | Cuenca superior | Cuenca media | Cuenca superior | Cuenca media | Cuenca inferior |
| Valor Máximo | 6.1 | 2.8 | 7.5 | 8.3 | 2.3 | 9.6 | 1.6 | 9.6 | 10 |
| Tipo químico de agua | HCO ₃ Na | HCO ₃ Cl-Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Cl-Na | HCO ₃ Cl-Na | HCO ₃ Cl-Na | HCO ₃ Cl-Na | HCO ₃ Na |
| Valor Mínimo | 0.1 | 0.3 | 1.3 | 2.3 | 0.3 | 0.7 | 0.5 | 0.8 | 3.4 |
| Tipo químico de agua | HCO ₃ Na-Ca | HCO ₃ Ca-Na | HCO ₃ Na-Mg | HCO ₃ Cl-Na | HCO ₃ Ca | HCO ₃ Cl-Na | HCO ₃ Ca | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na |
| Valor medio | 1.28 | 1.03 | 3.67 | 4.81 | 1.23 | 3.47 | 0.83 | 2.85 | 6.17 |
| Tipo químico de agua | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na | HCO ₃ Na |

trata de un mineral complejo cuya solubilidad puede ser afectada por la presencia de cualquiera de sus iones constituyentes en solución.

En este trabajo (Figura 2) se presenta la dispersión de las muestras en un diagrama de estabilidad de la fluorita para el sistema H₂O + CaF₂ a 25° C (Appelo y Postma, 1999) en el cual se observa que una alta proporción de las mismas se encuentran subsaturadas respecto de este mineral. Las aguas que se sitúan en el campo de la sobresaturación tienen un rango de concentración de F⁻ mayor a 3.0 mg.L⁻¹, se encuentran distribuidas entre las cuencas medias e inferiores y son del tipo bicarbonatadas-sódicas.

En principio los resultados mayoritarios en el campo de la subsaturación podrían indicar que, efectivamente, sería la fluoritoflogopita la fase sólida que controla la concentración de fluoruros en este ambiente. Esta presunción no puede aseverarse puesto que no ha sido determinada la dispersión de las

muestras en diagramas de estabilidad de dicho mineral. Debería considerarse también la posibilidad de un control ejercido por la presencia de calcita (Kundu et al., 2001), en cuyo caso la subsaturación respecto a fluorita estaría condicionada por la baja disponibilidad de fluoruros en esos sitios ya que debe descartarse la reducción de la actividad de calcio provocada por la saturación de calcita en tanto que en gran parte de dichas muestras las concentraciones de Ca²⁺ son elevadas.

Se debe tener en cuenta que aún excediendo el producto de solubilidad con respecto a una fase sólida, si se incrementa la concentración de una solución, no se formará una nueva fase hasta que se alcance un cierto grado de sobresaturación (Stumm, 1992). Los núcleos estables solo pueden ser formados después de que una barrera de energía de activación ha sido superada de forma tal que pueden encontrarse soluciones sobresaturadas respecto a fluorita sin que se produzca la precipitación del mineral.

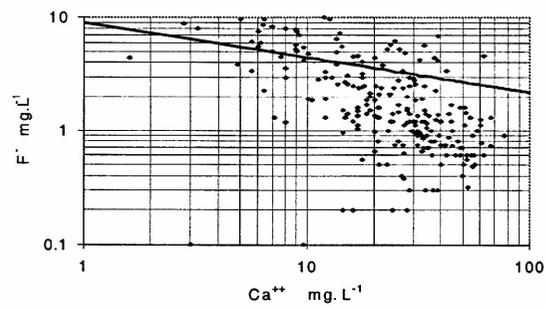


Figura 2: Diagrama de estabilidad de la fluorita

La Tabla 3 presenta los tenores de fluoruros, iones calcio, índices y estado de saturación de cinco muestras seleccionadas que abarcan todo el espectro de concentración de flúor. Los IS y el estado de saturación de F⁻ con respecto al mineral fluorita, fueron calculados por el programa WATEQ4F (Ball et. al. 1987, en Hounslow, 1995) comparando el producto de la actividades de los iones (PAI) en solución con el producto de solubilidad de un mineral específico (K): Índice de Saturación = IS = log PAI/K.

Por lo tanto, si se considera la actividad de los iones y la temperatura real del sistema (14,5 °C), el estado de saturación de las aguas no difiere de los hallados en la Figura 2.

Tabla 3: Estado de concentración respecto al mineral fluorita

| Muestra | Ca ²⁺ (mg.L ⁻¹) | F ⁻ (mg L ⁻¹) | IS | Estado |
|---------|---|---|--------|---------------|
| 1 | 27 | 0,63 | -1,440 | Subsaturada |
| 2 | 33,6 | 2,50 | -0,252 | Subsaturada |
| 3 | 13,9 | 7,20 | 0,188 | Sobresaturada |
| 4 | 26 | 5,30 | 0,367 | Sobresaturada |
| 5 | 11,8 | 10 | 0,458 | Sobresaturada |

Los valores obtenidos de sobresaturación de fluoruros respecto a la fluorita podrían obedecer a diversas causas, entre ellas al aumento de la fuerza iónica y a la presencia de CaCO₃ precipitado. En soluciones diluidas los coeficientes de actividad de los iones pueden ser calculados mediante la ecuación de Debye-Hückel pero a fuerzas iónicas mayores dichos coeficientes disminuyen con la posibilidad de que la

solubilidad de la fluorita alcance un valor mayor (Holland, 1967). El CaCO₃ precipitado, particularmente en áreas de descarga, puede ser disuelto ligeramente y adsorbido sobre minerales y materia orgánica disminuyendo para los fluoruros la probabilidad de reacción con o adsorción sobre dichos minerales (Yang y Smith, 1995).

La Figura 3 muestra los diagramas de correlación de fluoruros con aquellas variables químicas y físicas que presentaron los coeficientes más altos, esto es, con índice de cambio de bases (i.c.b.) (0,7), sodio (0,7), bicarbonatos (r = 0,7), conductividad eléctrica del agua subterránea (0,6) y calcio (r = - 0,5).

Las variaciones espaciales del índice $r(\text{Na}^+ + \text{K}^+) / r(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ indican la existencia de procesos de intercambio iónico. Dicho índice toma valores mínimos promedios de 2,57 en las cuencas superiores

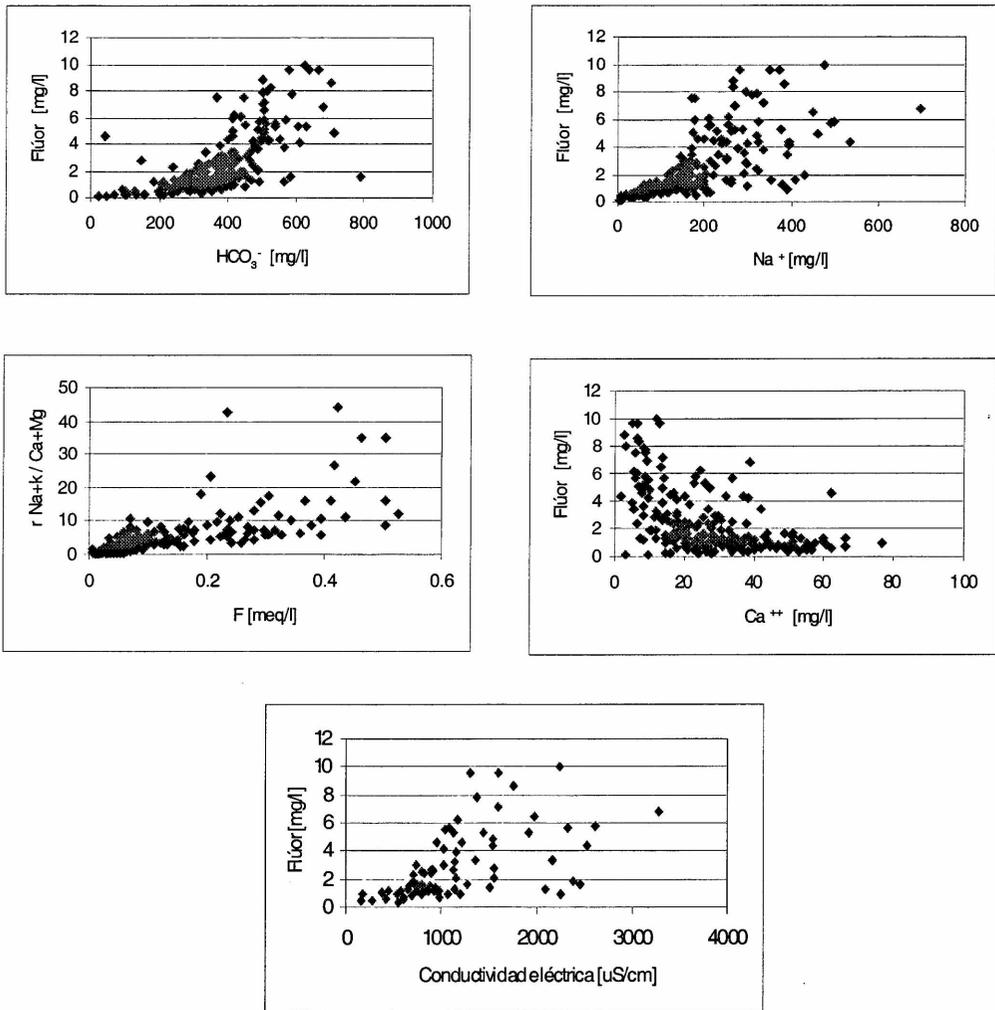


Figura 3: Diagramas de dispersión iónica

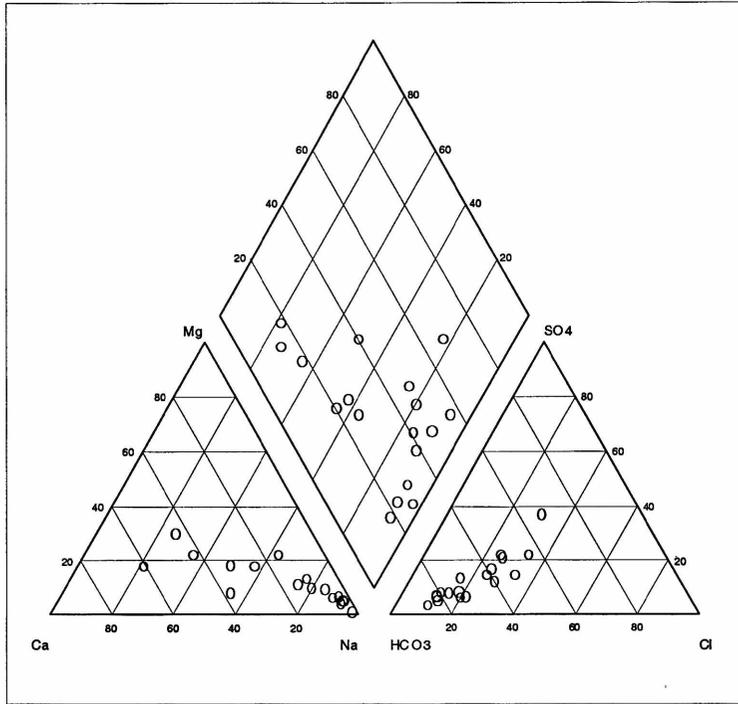


Figura 4: Diagrama de Piper

y máximos de hasta 8 en las cuencas medias e inferiores. El diagrama de Piper, presentado en la Figura 4, refleja claramente este fenómeno. En el mismo se han volcado solo las muestras con un TSD máximo y mínimo de cada una de las cuencas estudiadas.

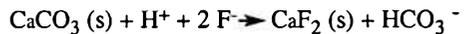
El sodio puede exhibir una correlación positiva con fluoruros en muchos tipos de agua, especialmente en aquellas que tienen bajas concentraciones de calcio. Altas concentraciones de Na^+ incrementan la solubilidad de la fluorita en aguas (Apambire et al., 1997). Este efecto puede explicarse, como ya se ha mencionado, en base al incremento de la fuerza iónica de las soluciones y a la subsecuente disminución de los coeficientes de actividad de Ca^{2+} y F^- (Holland, 1967).

Por otra parte ha sido demostrado (Chhabra et al., 1979) que los niveles de porcentaje de sodio intercambiable en suelos afectan la concentración de F^- por incremento del desplazamiento de fluoruros adsorbidos a través de los iones OH^- provenientes de la solución. Una más alta concentración de F^- soluble con sodio intercambiable es también favorecida por la presencia de exceso de Na^+ el cual forma NaF , uno de los compuestos más solubles de F^- .

Respecto al efecto del pH sobre la solubilidad de fluoruros, Larsen y Widdowson (1971) han reportado un gran incremento a valores menores de 6.5 que adjudican a la disolución de minerales y a valores por encima de 8, sugiriendo que en este caso se debe al

desplazamiento por iones hidroxilos de los fluoruros mantenidos en la superficie del mineral y no a la disolución del mineral en sí mismo.

La relación positiva entre fluoruros y bicarbonatos es explicada considerando la ecuación de ley de masas obtenida a partir de los productos de solubilidad de calcita y fluorita (Handa, 1975):



$$K_{\text{cal.-fluor.}} = \delta_{\text{HCO}_3^-} / \delta_{\text{H}^+} \times (\delta_{\text{F}^-})^2$$

Si el pH de las aguas permanece razonablemente constante, cualquier aumento o disminución de la actividad de bicarbonatos será acompañado por el correspondiente aumento o disminución de actividad de fluoruros puesto que la $K_{\text{cal.-fluor.}}$ es constante.

La ocurrencia del flúor en el agua subterránea, especialmente en las regiones sur y oeste de la provincia de Buenos Aires, se atribuyó a la meteorización del vidrio volcánico contenido en los sedimentos (Sala, 1975), idea confirmada por estudios más recientes de Nicolli et al. (1989), Aimar y Gai (1990) y Rossi (1996). En la Tabla 4 se muestran los resultados analíticos de concentración de elementos menores en sedimentos loésicos de la Formación La Norma, del vidrio volcánico extraído de estos sedimentos y de la Formación Chasicó (Mioceno superior).

Tabla 4: Composición química del vidrio volcánico y loess

| Muestra | F | Ba | Sr | Zr | V | Rb | Zn | Ce | Ni | Cu | Cr | As |
|---------|-----|------|-----|-----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|
| (1) | 520 | 405 | 376 | 216 | 88 | 83 | 76 | 43 | 16 | 33 | 26 | 4 |
| (2) | 490 | 624 | 196 | 140 | 33 | 142 | 56 | 46 | 15 | 20 | 15 | 6 |
| (3) | 170 | 4709 | 506 | 149 | 104 | 68 | 43 | 44 | 12 | 19 | 44 | 6 |

(1) Muestra de sedimento de la Fm. La Norma
 (2) Concentrado de vidrio volcánico de la Fm. La Norma
 (3) Concentrado de vidrio volcánico de la Fm. Chasicó

Concentraciones expresadas en ppm
 Análisis realizados por el Activation Laboratories Ltd., Ontario, Canadá

El flúor resulta ser, junto con el bario y el estroncio, el principal oligoelemento de los sedimentos loésicos.

La meteorización del vidrio volcánico y la de feldespatos es relativamente rápida e intensa en la zona no saturada (ZNS), circunstancia que se ve reflejada en las altas concentraciones de sílice (50 mg.L⁻¹ de Si₂O₂) en el agua subterránea de la zona de recarga (en contraste con el contenido en el agua de mayor circulación en la que el incremento es mucho más lento llegando a un máximo de 85 mg.L⁻¹ en la cuenca superior del arroyo Chasicó). La alteración de plagioclasas y feldespatos potásicos como también la del resto de los minerales es, en profundidad, progresiva llegando a presentarse en los niveles inferiores una pasta microcristalina totalmente alterada (Rossi, 1996).

Otros minerales que aparecen también en los sedimentos loésicos tales como hornblenda, biotita y muscovita pueden aportar flúor al agua subterránea. Los minerales mencionados al igual que el vidrio volcánico se encuentran en el material de la zona edáfica y la zona no saturada de la Formación La Norma. En ambas zonas el agua, de acuerdo a su pH, puede disolver flúor de los minerales mencionados de forma más o menos pronunciada. Datos no publicados obtenidos en agua intersticial de ZNS en sedimentos de la cuenca del arroyo Napostá Grande, reportan concentraciones elevadas de fluoruros (hasta 15,4 mg.L⁻¹) revelando el protagonismo de la zona aireación como proveedora de flúor.

No debe descartarse el flúor que puede contener la tosca, constituyente importante del loess pampeano, que podría liberarse por lixiviación con mayor facilidad que a partir de los minerales enunciados.

Una fuente menor de fluoruros la constituye el agua de lluvia. Las concentraciones detectadas en la zona acusan valores de 0,054 mg.L⁻¹. Teniendo en cuenta la tasa de recarga en el sector pedemontano de las Sierras Australes, el aporte anual de flúor contenido en la lluvia alcanza aproximadamente los 35 mg.m². En la ZNS existen, solamente en los primeros centímetros del suelo, condiciones de acidez para la retención del flúor, proveniente del agua meteórica.

El flúor una vez lixiviado es transportado hacia la freática sin demasiadas posibilidades de ser retenido en su descenso. Teniendo en cuenta que la capacidad de aporte de flúor de los minerales disminuye desde la superficie del terreno hacia abajo, la componente de aporte desde la ZNS sería más importante que la de la zona saturada. Por lo tanto el aumento del contenido en fluoruros en el agua subterránea en el sentido del escurrimiento se compensaría más con el proceso de recarga verificable en toda el área de la cuenca que con el de disolución en el seno del acuífero.

CONCLUSIONES

Las irregulares variaciones de flúor en el espacio serían provocadas por la combinación de factores geológicos e hidrodinámicos.

Un fenómeno importante durante la circulación del agua subterránea es el intercambio catiónico por el cual el agua se enriquece en sodio y empobrece en calcio. El aumento de la fuerza iónica en el sentido de flujo incrementa el contenido en fluoruros. La precipitación de CaCO₃ en áreas de descarga favorecería este aumento.

La fuente de flúor está constituida por el vidrio volcánico, ciertos minerales contenidos en la franja edáfica y la zona no saturada (hornblenda, biotita y muscovita) y posiblemente tosca.

La lixiviación de estos minerales y el aporte permanente del agua de percolación se refleja, en gran parte, en el incremento de flúor en solución en el sentido del escurrimiento.

La progresiva alteración de los minerales en profundidad conduciría a un agotamiento de la fuente de flúor y consecuentemente un menor suministro de este elemento por parte de los materiales del acuífero en comparación con los de la zona vadosa.

REFERENCIAS

Aimar, S. y Giai, S. 1990. Contribución al conocimiento del origen del flúor en las aguas freáticas. 4o Jornadas Pampeanas de Ciencias

- Naturales. Resúmenes, 37. Santa Rosa, La Pampa.
- Albouy, R. y Bonorino, G. 1997. Hidrogeología de la cuenca superior del río Sauce Chico, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (1), 339-354.
- Apambire, W.B., Boyle, D. and Michel, F. 1997. Geochemistry, genesis and health implications of fluoriferous groundwaters in the upper regions of Ghana. *Environmental Geology* 33 (1), 13-24.
- Appelo, C.A. and Postma, D. 1999. *Geochemistry, groundwater and pollution*. A. A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Ball, J. W., D.K. Nordstrom and D. W. Zachmann, 1987. WATEQ4F - A Personal Computer FORTRAN Translation of the Geochemical Model WATEQ2 with Revised Data Base. U.S. Geological Survey. Open File Report 87-50. Menlo Park, CA.
- Bonorino, A. G. 1988. Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, Argentina.
- Bonorino, A. G., Panarello, H., Carrica, J. y Albouy, R. 1996. Isótopos estables y dinámica del acuífero freático de la vertiente occidental de las Sierras Australes. XII Congreso Geológico Argentino, Actas (4): 409-416. Buenos Aires.
- Bonorino, G., Albouy, R. y Carrica, J. 1997. Provisión de agua a Bahía Blanca mediante la extracción de agua subterránea. I Congreso Nacional de Hidrogeología, Actas:77-88. Bahía Blanca.
- Bonorino, G., Albouy, R. y Carrica, J. 2001. Hidroquímica de un acuífero loésico. *Geoacta*, 26, 33-45.
- Carrica, J. C., 1998. Hidrogeología de la cuenca del arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, Argentina.
- Carrica, J. y Albouy, R. 1999. Variaciones hidroquímicas en el agua subterránea en localidades del partido de Puán, provincia de Buenos Aires. Serie de Correlación Geológica, 13: 221-230.
- Carrica, J., Rossi, R., Albouy, R. y Bonorino, G. 1992. Hidroquímica del agua subterránea del sector pedemontano de la vertiente sudoccidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. III Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 159-164. La Plata.
- Castro, E., Schulz, C. y Mariño, E., 1997. El agua potable en la provincia de La Pampa. Consecuencias por la presencia de fluor y arsénico. 2da Reunión Geología Ambiental. Actas : 43-55. San Salvador de Jujuy, Argentina.
- Chhabra, R., A. Singh, and I.P. Abrol, 1979. Fluorine in Sodic Soils. *Soil Sci. Am. J.* 44:33-36
- De Francesco, F. O. 1992. Estratigrafía del cenozoico en el flanco occidental de la Sierra de Curamalal, Sierras Australes bonaerenses. III Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas:3-12. La Plata.
- Elrashidi, M.A. and Lindsay, W.L. 1986. Solubility of aluminium fluoride, fluorite, and fluorophlogopite minerals in soils. *Soil Science. Soc. Am. Journal*, 50:594-598
- Elrashidi, M.A. and W.L. Lindsay, 1985 Solubility Relationships of Fluorine Minerals in Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 1133-1136
- Handa, 1975. *Geochemistry and Genesis of Fluoride-Containing Ground Waters in India.* *Groundwater* 13 (3), 275-281
- Holland, H.D., 1967. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Ed. Hubert Lloyd Barnes.
- Hounslow, A. W., 1995. *Water quality data, Analysis and interpretation*. Lewis Publishers. 397 pp.
- Kundu, N., M.K. Panigrahi, S. Tripathy, S. Munshi, M.A. Powell and B.R. Hart, 2001. Geochemical appraisal of fluoride contamination of groundwater in the Nayagarh District of Orissa, India. *Environmental Geology*, 41: 451-460
- Larsen, S. y A.E. Widdowson, 1971. Soil Fluorine. *Journal of Soil Science*, 22 (2), 210-221
- Nicolli, H., O'Connor, T., Suriano, J., Koukharsky, M., Gomez Peral, M., Bertino, L., Cohen, I., Corradi, L., Baleani, O. y Abril, E. 1985. Geoquímica del arsénico y de otros oligoelementos en aguas subterráneas de la llanura sudoriental de la provincia de Córdoba. Academia Nacional de Ciencias. Miscelanea 71. Córdoba.
- Nicolli, H., Suriano, J., Gomez Peral, M., Ferpozzi, L. y Baleani, O., 1989. Groundwater contamination with arsenic and other elements in an área of the Pampa, province of Córdoba, Argentina. *Environment Geological Water Science*, 14 (1): 3-16.
- Organización Mundial de la Salud, 1996. *Guidelines for drinking-water quality*, 2nd. ed. Vol. 2: Health criteria and other supporting information. Geneva.
- 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, Argentina.
- Sala, J. M., 1975. Recursos hídricos (especial mención de las aguas subterráneas). VI Congreso Geológico Argentino. Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires: 169 -194. Buenos Aires.
- Smedley, P. L., Nicolli, H., Barros, J. y Tullio, O., 1998. Origin and mobility of arsenic in groundwater from the Pampean Plain, Argentina. WRI-9 9th Int. Symp. on Water-Rock Interactions. Taupo, New Zealand.
- Stumm, W., 1992. *Chemistry of the Solid-Water Interface*. John Wiley & Sons, Inc, 428 p.
- Usunoff, E., 1996. Fluor en suelos y aguas subterráneas: revisión y discusión. Actas VI

Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales,
COPROCNA. 15-23.

Yang, Z. y R.W. Smith, 1995. Interaction of dilute fluoride solutions with soils. Water-Rock Interaction, Kharaka & Chudaev. Balkema, Rotterdam. Pp. 365-368.

ON RAYLEIGH WAVES IN ANISOTROPIC MEDIA

Simón GERSHANIK

Faculty of Astronomical and Geophysical Sciences, La Plata National University, Argentina

ABSTRACT

The propagation of elastic body waves in anisotropic media has been studied extensively in the past century, and some attention has been also devoted to a kind of surface waves of the type, but not really Rayleigh waves. The used methods used were cumbersome; therefore only particular cases were considered. Here we consider true Rayleigh waves defined as in the case of isotropic media, and give an exact easy method for studying them in any medium. Applying it to some orthorhombic, transversely, isotropic and thorough isotropic medium we found that the Rayleigh wave are possible only in the last of them.

Keywords: Rayleigh waves - anisotropic media.

RESUMEN

La propagación en medios anisótropos de ondas elásticas internas ha sido estudiada extensamente en el siglo pasado y alguna atención se le ha prestado también a ciertas ondas superficiales parecidas pero no propiamente ondas Rayleigh. El método que se usó para ello es engorroso, por lo que se trató solo casos particulares. En el presente trabajo consideramos ondas Rayleigh definidas del mismo modo que cuando se las estudia en medios isótropos. Damos un método sencillo y exacto aplicable a esas ondas en cualquier medio anisótropo ó no. Cálculos efectuados con él relativos a un medio particular ortorrómbico, a otro transversalmente isótropo, y a uno isótropo, mostraron posibilidades de ondas Rayleigh solo en el medio isótropo.

Palabras claves: Ondas Rayleigh - medio anisótropo.

INTRODUCTION

Research on surface waves in anisotropic media goes back to the first decades of the past century. Rudzki (1912) started studying them in transversely isotropic media. Stoneley (1955) did it later in cubic media; also in orthorhombic (1963). The way followed by these authors is cumbersome; they restraint therefore the considerations only to particular cases. Furthermore the waves they considered were not true Rayleigh waves. Another way, which is easy, simple and efficient, will be given here. It will be applied to the last waves, using their classical definitions (Bullen 1965, Gershanik 1996). It will be used to explore whether they are possible in some orthorhombic and some transversely isotropic medium. That is interesting since the upper mantle contains much olivine, which is orthorhombic and even being isotropic may become transversely isotropic by its own weight. To test the efficiency of the method we will apply it also to a thorough isotropic medium, known to allow the waves.

BASIC EXPRESSIONS

Since the Rayleigh wave are confined in vertical planes their displacements S is expressed by

$$s = \bar{e}_r \cdot u_r + \bar{e}_3 \cdot u_3 \quad (1)$$

\bar{e}_r and \bar{e}_3 being versors respectively after an horizontal line r , and after the vertical direction x_3 ; u_r and u_3 being the components of S . By Helmholtz

decomposition is

$$u_r = \frac{\partial \varphi}{\partial r} + \frac{\partial \psi}{\partial x_3} \quad u_3 = \frac{\partial \varphi}{\partial x_3} - \frac{\partial \psi}{\partial r} \quad (1)$$

We suppose, like in the isotropic case:

$$\varphi = A e^{ikv_1} \quad \psi = B e^{ikv_2} \quad (2)$$

$$v_1 = ipx_3 + r - Vt \quad v_2 = iqx_3 + r - Vt$$

p y q attenuation parameters.

In an elastic medium the displacement satisfy the equations of equilibrium

$$\frac{\partial Thi}{\partial x_i} - \rho \frac{\partial^2 u_r}{\partial t^2} = 0 \quad (h, i = 1, 2, 3) \quad (3)$$

ρ density, T_{hi} elements of the tensor of tensions.

$$T_{11} = \frac{1}{2} \frac{\partial W}{\partial \xi_1} \quad T_{22} = \frac{1}{2} \frac{\partial W}{\partial \xi_2} \quad T_{33} = \frac{1}{2} \frac{\partial W}{\partial \xi_3}$$

$$T_{12} = \frac{1}{2} \frac{\partial W}{\partial \xi_4} \quad T_{13} = \frac{1}{2} \frac{\partial W}{\partial \xi_5} \quad T_{23} = \frac{1}{2} \frac{\partial W}{\partial \xi_6} \quad (4)$$

$$T_{hi} = T_{ih}$$

1/2 W elastic energy

$$\frac{1}{2}W = \frac{1}{2} \sum_{n,m} (2 - \delta_{nm}) C_{nm} \xi_n \xi_m \quad (n, m = 1, 2, \dots, 6) \quad (5)$$

δ_{nm} Kronecker function,

$$\begin{aligned} \xi_1 &= \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \xi_2 &= \frac{\partial u_2}{\partial x_2} & \xi_3 &= \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \\ \xi_4 &= \frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1} & \xi_5 &= \frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} & \xi_6 &= \frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \end{aligned} \quad (6)$$

u_h ($h = 1, 2, 3$) components of S in the system ($x_1 x_2 x_3$) s must satisfy the border conditions

$$T_{r,3} = T_{1,3} = T_{3,3} = 0 \quad (7)$$

when $X_3 = 0$.

Being θ the angle between the planes ($x_3 r_3$) and ($x_1 x_3$)

$$\begin{aligned} T_{r,3} &= l T_{1,3} + m T_{2,3} \\ T_{p,3} &= m T_{1,3} + l T_{2,3} \end{aligned} \quad (8)$$

$$l = \cos \theta \quad m = \sin \theta$$

$T_{r,3}$ tensor after r , $T_{p,3}$ tensor perpendicular to r .
From (4) and (5) we have

$$T_{31} = \sum_n C_{n5} \xi_n \quad T_{32} = \sum_n C_{n6} \xi_n \quad T_{33} = \sum_n C_{n3} \xi_n \quad (n = 1, 2, \dots, 6) \quad (9)$$

Moreover it is

$$u_1 = l u_r \quad u_2 = m u_r \quad r = l x_1 + m x_2$$

then;

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} &= l^2 \frac{\partial u_r}{\partial r} & \frac{\partial u_2}{\partial x_1} &= lm \frac{\partial u_r}{\partial r} & \frac{\partial u_3}{\partial x_1} &= l \frac{\partial u_3}{\partial r} \\ \frac{\partial u_1}{\partial x_2} &= lm \frac{\partial u_r}{\partial r} & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} &= m^2 \frac{\partial u_r}{\partial r} & \frac{\partial u_3}{\partial x_2} &= m \frac{\partial u_3}{\partial r} \\ \frac{\partial u_1}{\partial x_3} &= l \frac{\partial u_r}{\partial x_3} & \frac{\partial u_2}{\partial x_3} &= m \frac{\partial u_r}{\partial x_3} \end{aligned} \quad (10)$$

From (2) and (1) is

$$u_r = ik (A e^{iv_1} + Biq e^{iv_3}) \quad u_3 = ik (Aip e^{iv_1} - B e^{iv_2}) \quad (11)$$

and when $X_3 = 0$.

$$u_r = ik e^{iv} (A + iBq) \quad u_3 = ik e^{iv} (iAp - B) \quad v = r - vt \quad (12)$$

Equations (7) result in a system of three

homogeneous equations in A and B, with complex coefficients f_{ij} , functions of p, q, l , when introducing (8) (9) (6) and (11) in them. The same happens to equations (3), but with coefficients $F_{ij} \pm \rho V^2, \bar{F}_{ij}$, also being functions of p, q, l .

Joining separately real and imaginary terms a system of twelve equations in the unknown $p, q, l A/B (\rho V^2)$, is formed that can be solved by the least square method. If the system has a solution, the minimum of the sum E of the errors will be null.

PARTICULAR MEDIA

The problem considered is much simplified when the number of elastic parameters of the media is small. Such is the case of the orthorhombic, the transversely isotropic, the cubic and the isotropic media. Following, we refer to them) Orthorhombic media.

The expression of the elastic energy is in them:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2}W &= \frac{1}{2} C_{11} \xi_1^2 + C_{12} \xi_1 \xi_2 + C_{13} \xi_1 \xi_3 + \frac{1}{2} C_{22} \xi_2^2 + C_{23} \xi_2 \xi_3 + \frac{1}{2} C_{33} \xi_3^2 + \dots \\ &\frac{1}{2} C_{44} \xi_4^2 + \frac{1}{2} C_{55} \xi_5^2 + \frac{1}{2} C_{66} \xi_6^2 \end{aligned} \quad (13)$$

Consequently the equations of elastic equilibrium are

$$\begin{aligned} C_{11} \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_1^2} + C_{12} \frac{\partial^2 u_2}{\partial x_1 \partial x_2} + C_{13} \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_1 \partial x_3} + C_{44} \left(\frac{\partial^2 u_1}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 u_2}{\partial x_1 \partial x_2} \right) + \dots \\ C_{55} \left(\frac{\partial^2 u_1}{\partial x_3^2} + \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_1 \partial x_3} \right) - \rho \frac{\partial^2 u_1}{\partial t^2} = 0 \\ C_{44} \left(\frac{\partial^2 u_1}{\partial x_1 \partial x_2} + \frac{\partial^2 u_2}{\partial x_1^2} \right) + C_{12} \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_2 \partial x_1} + C_{22} \frac{\partial^2 u_2}{\partial x_2^2} + C_{23} \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_3 \partial x_2} + \dots \\ C_{66} \left(\frac{\partial^2 u_2}{\partial x_3^2} + \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_2 \partial x_3} \right) - \rho \frac{\partial^2 u_2}{\partial t^2} = 0 \\ C_{55} \left(\frac{\partial^2 u_1}{\partial x_1 \partial x_3} + \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_1^2} \right) + C_{66} \left(\frac{\partial^2 u_2}{\partial x_3 \partial x_2} + \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_2^2} \right) + C_{13} \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_1 \partial x_3} + \dots \\ C_{23} \frac{\partial^2 u_2}{\partial x_2 \partial x_3} + C_{33} \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_3^2} - \rho \frac{\partial^2 u_3}{\partial t^2} = 0 \end{aligned} \quad (14)$$

and the equation of border condition:

$$T_{r,3} = l C_{55} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) + m C_{66} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) = 0$$

$$T_{r,3} = l C_{55} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) + m C_{66} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) = 0$$

$$T_{33} = C_{13} \frac{\partial u_1}{\partial x_3} + C_{23} \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + C_{33} \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = 0$$

By (10) these equations become

$$l^2 (C_{55} + m^2 C_{66}) \left(\frac{\partial u_r}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_r} \right) = 0$$

$$lm (C_{55} + C_{66}) \left(\frac{\partial u_r}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_r} \right) = 0$$

$$(C_{13} l^2 + C_{23} m^2) \frac{\partial u_r}{\partial r} + C_{33} \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = 0$$

The first two are equivalent consequently the set reduces to

$$\frac{\partial u_r}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial r} = 0$$

$$(l^2 C_{13} + m^2 C_{23}) \frac{\partial u_r}{\partial r} + C_{33} \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = 0 \quad (15)$$

and with (11)

$$A(2iAp - B(1 + q^2)) = 0 \quad (16)$$

$$A(l^2 C_{13} + m^2 C_{23} - C_{33} p^2) + iBq(l^2 C_{13} + m^2 C_{23} - C_{33}) = 0$$

With (11) and (10) the equations (14) are

$$A[l^2 C_{11} + m^2 C_{12} - (C_{13} + 2C_{55})p^2 + 2m^2 C_{44} - \rho V^2] + \dots$$

$$iqB[l^2 C_{11} + m^2 C_{12} - C_{13} + 2m^2 C_{44} - (q^2 + 1)C_{55} - \rho V^2] = 0$$

$$A[m^2 C_{22} + l^2 C_{12} - (C_{23} + 2C_{66})p^2 - 2l^2 C_{44} - \rho V^2] + \dots$$

$$iqB[m^2 C_{22} + l^2 C_{12} - C_{23} + 2l^2 C_{44} - (q^2 + 1)C_{66} - \rho V^2] = 0 \quad (17)$$

$$iAp[2(l^2 C_{55} + m^2 C_{66}) + C_{13} l^2 + C_{23} m^2 - C_{33} p^2 - \rho V^2] - \dots$$

$$B[(l^2 C_{55} + m^2 C_{66})(q^2 + 1) + (l^2 C_{13} + m^2 C_{23} - C_{33})q - \rho V^2] = 0$$

Equations (16) are satisfied if

$$\begin{vmatrix} 2ip & -(1 + q^2) \\ l^2 C_{13} + m^2 C_{23} - C_{33} p^2 & iq(l^2 C_{13} + m^2 C_{23} - C_{33}) \end{vmatrix} = 0 \quad (18)$$

from this we obtain

$$q = \frac{-b \pm \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a} \quad (19)$$

where

$$a = l^2 C_{13} + m^2 C_{23} - C_{33} p^2$$

$$b = -2p(l^2 C_{13} + m^2 C_{23} - C_{33})$$

$$c = a$$

Attenuation with $x_3 > U$ happens if q is real and positive, i.e. if $b^2 > 4ac$ and the sign of $-b$ and a are

the same.

b) Transversely isotropic, cubic and isotropic media. For them are valid the same formulae as in the orthorhombic media; only that in the case of the transversely isotropic media is

$$C_{11} = C_{22} \quad C_{13} = C_{23} \quad C_{55} = C_{66} \quad C_{12} = C_{11} - 2C_{44}$$

in the case of the cubic and isotropic is

$$C_{11} = C_{22} = C_{33} \quad C_{12} = C_{13} = C_{23} \quad C_{44} = C_{55} = C_{66}$$

but in the case of isotropic is

$$C_{11} = \lambda + 2\mu \quad C_{2} = \lambda \quad C_{44} = \mu$$

RESULTS WITH THE PROPOSED METHOD

By the reason explained in the introduction the proposed method was applied to establish whether the Rayleigh waves are possible in a medium rich in olivine defined after Verma (Stoneley, 1963) by

$$C_{11} = 32.4 \quad C_{44} = 6.67 \quad C_{12} = 5.9$$

$$C_{22} = 19.8 \quad C_{55} = 8.10 \quad C_{13} = 7.9$$

$$C_{33} = 24.9 \quad C_{66} = 7.93 \quad C_{23} = 7.8$$

in beryllium which is transversely isotropic, defined after Love (1934) by

$$C_{11} = 27.46 \quad C_{44} = 8.83 \quad C_{13} = 6.74$$

$$C_{33} = 24.09 \quad C_{55} = 6.66$$

and in the layer A of Bullen's model A (Bullen, 1965) supposed to be isotropic, defined by

$$C_{44} = 6.3 \quad C_{12} = 7.4$$

We restrained us to q and $p < 1$, a condition to be fulfilled in the case of isotropic media.

Following results were obtained:

| Orthorhombic medium | | | | | | | |
|---------------------|-------|-------|--------|------------|-------|--------------------|-------------|
| l | p | q | η | ρV^2 | E | F | Possibility |
| 0.395 | 0.763 | 0.276 | -0.705 | 7.02 | 3.511 | 1.39×10^5 | No |

| Transversely isotropic medium | | | | | | |
|-------------------------------|-------|--------|------|-------|-----------------------|----|
| 0.879 | 0.478 | -0.699 | 8.79 | 52.28 | 4.67x10 ⁻⁴ | No |

| Isotropic medium | | | | | | |
|------------------|-------|--------|-------|----------------------|-----------------------|-----|
| 0.855 | 0.386 | -0.671 | 5.363 | 1.2x10 ¹³ | 2.38x10 ⁻⁶ | Yes |

$E = \sum \epsilon_i^2$
 $F = \text{Gradient of } E$

The system is solved when $F=0$, and the Rayleigh waves are possible if $E=0$.

CONCLUSIONS

The results obtained show that the proposed method is efficient, and by the way that the Rayleigh waves are not allowed in the anisotropic media considered while p and q are less than 1.

Tie to the classical method for isotropic media

From the equations (14) is obtained in the case of isotropic media:

$$(\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 u_r}{\partial r^2} + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_3}{\partial r \partial x_3} - \mu \frac{\partial^2 u_r}{\partial x_3^2} - \rho \frac{\partial^2 u_r}{\partial t^2} = 0 \quad (20)$$

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_3^2} + (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_r}{\partial r \partial x_3} + \mu \frac{\partial^2 u_3}{\partial r^2} - \rho \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_3^2} = 0$$

and from (15)

$$\frac{\partial u_r}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial r} = 0 \quad \lambda \frac{\partial u_r}{\partial r} - (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = 0$$

with (11) this is

$$2ipA - (q^2 + 1)B = 0$$

$$\lambda - (\lambda + 2\mu)p^2 A - i\mu q B = 0$$

Hence

$$\begin{vmatrix} 2ip & -(q^2 + 1) \\ \lambda - (\lambda + 2\mu)p^2 & -2i\mu q \end{vmatrix} = 0 \quad (21)$$

and from (20)

$$A(F_{11} - \rho V^2) + B(F_{21} - \rho V^2)iq = 0$$

$$ipA(F_{12} - \rho V^2) - B(F_{22} - \rho V^2) = 0$$

$$F_{11} = (\lambda + 2\mu)(1 - p^2) \quad F_{21} = \mu(1 - q^2) \quad (22)$$

$$F_{12} = (\lambda + 2\mu)(1 - p^2) \quad F_{22} = -\mu(1 - q^2)$$

(22) is satisfied if

$$\begin{vmatrix} F_{11} - \rho V^2 & (F_{21} - \rho V^2)iq \\ (F_{12} - \rho V^2)ip & F_{22} + \rho V^2 \end{vmatrix} = 0 \quad (23)$$

(22) shows that

$$F_{12} = F_{11} \quad F_{22} = -F_{21}$$

We obtain therefore

$$(F_{11} - \rho V^2)(F_{22} - \rho V^2)(1 - qp) = 0$$

Being $1 - qp \neq 0$ this will be satisfied if either of its factors is null. But then the other should also be null to satisfy (22). That means that if

$$(\lambda + 2\mu)(1 - p^2) - \rho V^2 = 0 \quad (24)$$

also

$$\mu(1 - q^2) - \rho V^2 = 0 \quad (25)$$

i.e.

$$p^2 = 1 - \frac{\rho V^2}{\lambda + 2\mu} \quad q^2 = 1 - \frac{\rho V^2}{\mu} \quad (26)$$

From (24) and (25) is obtained

$$\lambda - \beta^2(\lambda + 2\mu) = -(1 + q^2)\mu$$

Then instead of (21) we have the Rayleigh determinant

$$\begin{vmatrix} 2ip & -(1 + q^2) \\ -(1 + q^2)\mu & -2i\mu q \end{vmatrix} = 0$$

Introducing (26) in it we obtain the well know cubic equation on $\rho V^2/\mu$

Acknowledgements: Dr. Cristina Vacchino, made the necessary code for calculations. I am pleased to express her, my warmest thanks. Also to Geof. Milton Plasencia for kindly typing the text.

REFERENCES

Bullen K. 1965. An Introduction to the theory of Seismology. Cambridge University Press, London.
 Gershanik S. 1996. Sismología - Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias

Astronómicas y Geofísicas - Argentina.

Love A.E.H. 1934. *Mathematical theory of elasticity*, Cambridge- University Press.

Rudzki M. F. 1912. Sur la propagation de una onda elastique superficielle dans un milieu transversalment isotropic. Bulletin del l'Academie des Sciences de Cracovia.

Stoneley R. 1955. The propagation of surface waves in cubic cristal. Proc. Royal Society London A-232, p447-457.

Stoneley R. 1963. Propagation of surface waves in an elastic orthorhombic symmetry. Geophysics J. R. Astron. Soc. 8 p176-186.

VALORACIÓN DE LA PERMEABILIDAD NO SATURADA A PARTIR DEL PARÁMETRO SORPTIVIDAD

Claudio LEXOW¹ y A. Guillermo BONORINO²

¹ CIC PAID, UNS. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. E-mail: lexow@criba.edu.ar

² CONICET, UNS. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. E-mail: bonorino@criba.edu.ar

RESUMEN

Se analizan los resultados de permeabilidad no saturada ($K(\psi)$) obtenidos a partir de la determinación del parámetro sorptividad (S). La técnica de campo radica en la ejecución de ensayos de infiltración con un infiltómetro de tensión con los cuales se logran diversas curvas de infiltración $I(t)$. De éstas se determina S equivalente a la pendiente de la curva $I(t^2)$ durante los tiempos iniciales de infiltración. Con dos valores de S medidas dentro de un rango de tensiones de suministro (ψ) negativas es posible el cálculo de $K(\psi)$ mediante la resolución de la ecuación de White y Perroux (1989). Los resultados de $K(\psi)$ fueron contrastados con los obtenidos con la ecuación de van Genuchten según el código RECT demostrando un ajuste muy significativo. Se ha verificado que el uso del infiltómetro de tensión proporciona valores de infiltración coherentes a partir de los cuales es viable por medios matemáticos la determinación de permeabilidad saturada y no saturada. Además $K(\psi)$ obtenida de esta manera permitirá ser utilizada como variable de ajuste en la definición de las funciones matemáticas teóricas de $K(\psi)$.

Palabras claves: permeabilidad no saturada, infiltración, sorptividad.

ABSTRACT

The results of unsaturated permeability ($K(\psi)$) obtained from sorptivity (S) determinations are analyzed. In the field several curves of infiltration $I(t)$ were obtained from the tension infiltrometer technique. During the initial times of infiltration test S is equivalent to the slope of the curve $I(t^2)$. With two measured of S between a rank of tensions negative (ψ) it is possible the calculation of $K(\psi)$ applying the equation of White and Perroux (1989). The $K(\psi)$ results were contrasted with the van Genuchten curve, according to code RECT, demonstrating a very significant adjustment. As a conclusion the use of the tension infiltrometer provides coherent values of infiltration from which the mathematics determination of saturated and unsaturated permeability is possible. In addition $K(\psi)$ obtained by this way could be used as a adjustment parameter in the definition of the $K(\psi)$ theoretical mathematical functions.

Key words: unsaturated permeability, infiltration, sorptivity.

INTRODUCCION

El crecimiento de diversas actividades del hombre en todo el mundo ha traído aparejado una serie de consecuencias negativas, entre ellas, algunas relacionadas con la contaminación del agua subterránea. Se plantea así la necesidad de aumentar el grado del conocimiento de la zona no saturada (ZNS) que se encuentra entre las superficies del suelo y la freática y que se constituye como el principal elemento de protección natural contra la degradación del agua subterránea. En este sentido se debe avanzar en la comprensión de su funcionamiento hidrodinámico y de los procesos de transferencia vertical de agua y solo que tienen lugar dentro de la misma. Así, las bases de la investigación en ese sentido se sostienen en la determinación de los parámetros hidráulicos no saturados que permiten la caracterización del medio poroso, a través de diversas metodologías de campo y laboratorio. El objetivo del presente trabajo consiste en analizar los resultados de la permeabilidad no saturada obtenidos a partir de la determinación de la sorptividad con los resultados de ensayos de infiltración de campo, implementando la ecuación de White y Perroux

(1989). La sorptividad S ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-2}$) es una medida de la capacidad de un medio poroso en absorber un líquido (Philip, 1957b). En general, cuanto mayor es el valor de S mayor es el volumen del líquido y la velocidad del mismo en ser absorbido. Dentro del esquema metodológico de cálculo, se proponen modificaciones que redundan en la práctica a resultados viables en su implementación, dentro de las necesidades planteadas en las etapas de desarrollo y experimentación en un área de investigación tan específica.

GENERACION DE DATOS DE CAMPO

El infiltómetro de tensión fabricado por Soil Measurements System permite medir el flujo no saturado de agua en la ZNS ya sea en calicatas de campo como sobre testigos corona en laboratorio. Consta de una torre de burbujeo que controla la tensión negativa (ψ) de suministro de agua sobre la superficie del suelo, un reservorio de agua que se vacía a medida que el agua fluye hacia el terreno y un disco o plato de base, de 8 cm de diámetro, que establece la continuidad hidráulica con el medio poroso (Figura 1). La tensión en la parte superior del reservorio de agua se relaciona

directamente con la altura de agua en el mismo, es decir que un centímetro de descenso de agua equivale a un centímetro de descenso de la tensión dentro del cilindro.

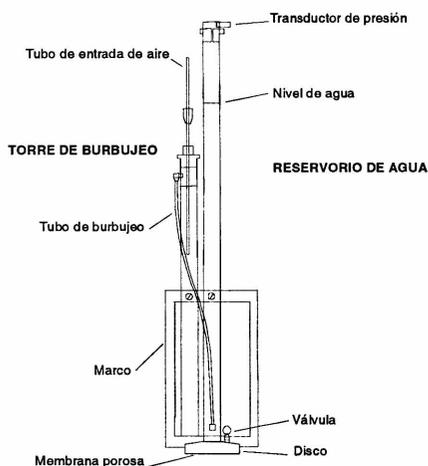


Figura 1. Esquema de un infiltrómetro de tensión

El infiltrómetro debe ser calibrado antes de ser puesto en funcionamiento en el campo. La tensión sobre la superficie del suelo se controla con la posición relativa (z_1) de la entrada de aire del tubo ubicado en la torre de burbujeo. Esta posición es el resultado de la suma del valor de tensión a la que se quiere efectuar una lectura más una constante que se determina en laboratorio ($z_1 = \psi + c$). En la práctica, es conveniente realizar una serie de ensayos a diferentes tensiones negativas de suministro de agua entre 3, 6 y 15 centímetros que se suman a la de tensión cero o en saturación (θ_s).

El descenso de agua en el reservorio brinda una descripción temporal sobre la cantidad acumulada de agua $I(t)$ que ingresa al suelo frente una determinada tensión de suministro de agua (ψ) en la superficie del suelo (Figura 2).

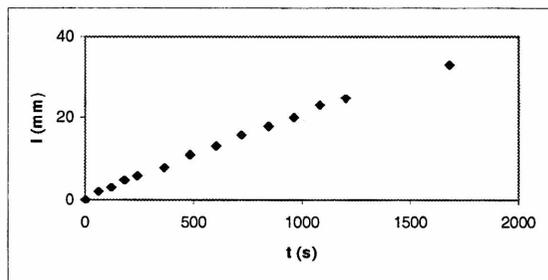


Figura 2. Infiltración acumulada (I) versus tiempo (t)

Los ensayos pueden ser ejecutados directamente sobre la superficie del suelo previamente alisada o sobre una delgada capa de arena fina previamente humedecida; se efectúan por duplicado para cada tensión negativa (ψ) seleccionada. El material sedimentario analizado corresponde a la capa superficial de un suelo Hapludol éntico (INTA, 1989) de textura limo arenosa y los parámetros hidráulicos que se indican en la tabla 1 (Lexow, 2002).

Tabla 1. Parámetros hidráulicos de un suelo limo arenoso

| θ_s ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) | θ_r ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) | n | m | α (cm^{-1}) |
|--|--|-------|-------|----------------------------------|
| 0,52 | 0,16 | 2,362 | 0,576 | 0,0235 |

Referencias: K_s : permeabilidad saturada; θ_s : contenido de humedad en saturación; θ_r : contenido de humedad residual; α , n y m son constantes empíricas que condicionan la forma de la curva de retención

DESCRIPCION DEL PROCESO DE INFILTRACION

El término infiltración representa hidrológicamente la entrada de agua al suelo a través de la superficie del mismo. En el caso del infiltrómetro el flujo de agua no confinado por debajo del mismo se manifiesta en las tres dimensiones moviéndose por capilaridad y gravedad en el sentido vertical y por capilaridad en el horizontal.

La teoría matemática de la infiltración vertical fue presentada en detalle por Philip en el año 1957 a través de una serie de trabajos que abarcan distintos aspectos del fenómeno. Philip (1957b) introdujo el término sorptividad (S) relacionándolo con las series que definen la infiltración acumulada (I) Philip (1957a) y que resulta en:

$$I = S t^{1/2} + A t \quad (1)$$

dónde la velocidad de infiltración ($i = dI/dt$) (Philip 1957c) se expresa:

$$i = \frac{1}{2} S t^{-1/2} + A \quad (2)$$

Las ecuaciones (1) y (2) son aplicables para intervalos relativamente cortos de tiempo en la cual $A = A_2 + K_i + \epsilon$; dónde el primer término que integra la variable de Boltzmann η (Kutilek y Nielsen, 1994) de forma que $A_2 = \int_0^{\eta} \eta(\theta) d\theta$, y $K_i = K(\theta_i)$, dónde K_i es la permeabilidad en función del contenido de humedad inicial (θ_i) y ϵ corresponde al error que se produce al truncar la serie y utilizar solo los dos primeros términos de la ecuación de Philip (1957b). Con frecuencia se relaciona A con la permeabilidad saturada K_s mediante la relación $A = m K_s$ estando m comprendida entre $0,2 < m < 0,67$. Sin embargo el error de estimar K_s a partir de A puede alcanzar al 30% en

suelos relativamente secos. Por el contrario, el error introducido al truncar la serie de cálculo ϵ es mucho menor que para calcular A , por lo que S determinada a partir de los primeros instantes del proceso de infiltración se considera como un valor confiable (Kutilek y Nielsen, 1994).

Es posible indicar que S corresponde, físicamente, a la cantidad de agua infiltrada I en un tiempo $t = 1$, mientras que en el mismo tiempo i disminuye a la mitad del valor de S . La sorptividad depende del potencial de agua aplicado sobre la superficie del suelo, ψ_0 , y del potencial de agua antecedente en el suelo, ψ_n , $S_0 = S(\psi_0, \psi_n)$; surge a partir de la curva de infiltración I cuando:

$$\lim_{t \rightarrow 0} \frac{dI}{dt^{1/2}} \rightarrow S_0 \quad (3)$$

Es decir, S equivale a la pendiente de la curva I (t^2) durante los tiempos iniciales de infiltración (Figura 3). Perroux y White (1988) determinaron que la linealidad se mantiene entre 6 y 2450 s cuando el flujo unidimensional es dominado por la capilaridad, $t < t_{grav}$, con $t_{grav} = S_0^2 / (K_0 - K_n)$, donde $K_0 = K(\psi_0)$ y $K_n = K(\psi_n)$ son las conductividades hidráulicas correspondientes al momento del ensayo y antecedente respectivamente. Durante los ensayos de campo ejecutados se comprobó que los tiempos ($t < t_{grav}$) válidos para determinar S no superaron los 120 a 180 s (Lexow, 2002).

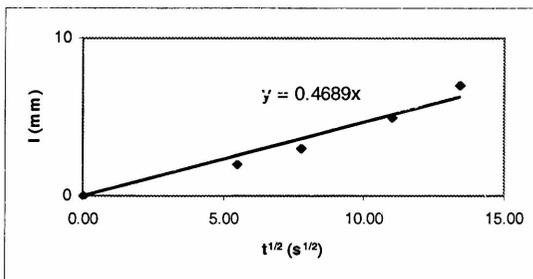


Figura 3. Determinación de la sorptividad S a partir de los instantes iniciales de un ensayo de infiltración

DETERMINACION DE LA PERMEABILIDAD SATURADA

Para el análisis de los datos de infiltración obtenidos con el infiltrometro de tensión es necesario alcanzar el flujo cuasi estacionario. El tiempo requerido para lograrlo depende de las condiciones iniciales del contenido de humedad del suelo y de las propiedades hidráulicas del mismo. En general, en los suelos muy secos y con una permeabilidad baja los períodos para alcanzar una infiltración estacionaria son de mayor duración. En los ensayos de campo llevados a cabo los tiempos no superaron los 1200 a 1680 s (Lexow, 2002).

La determinación de K_s se efectúa por el método de cálculo de tensión múltiple (Hussen y Warrick, 1995) midiendo la tasa de infiltración q_s a dos tensiones distintas $q_s(\psi_1)$ y $q_s(\psi_2)$ y aplicando la ecuación Wooding (1968) con la que se calcula q_s a partir de la siguiente expresión:

$$q_s(\psi_0) = K(\psi_0) + K(\psi_0) \frac{4}{\pi r \alpha} \quad (4)$$

donde $K(\psi_0)$ se obtiene a partir de la ecuación (5) de Gardner (1958)

$$K(\psi_0) = K_s \exp(\alpha \psi_0) \quad (5)$$

La permeabilidad no saturada se calcula para cada tensión de suministro de agua (ψ_0), r es el radio del disco del infiltrometro y α es el número de sorción. El valor de α resulta de la pendiente de la recta de regresión lineal entre $\ln(q_s)$ versus ψ . Es posible definir a como una medida relativa de la importancia de las fuerzas de gravedad y capilares durante la infiltración. Los valores de α en suelos de grano grueso, donde la gravedad tiende a dominar, son mayores que aquellos en terrenos de grano fino, donde predomina la capilaridad. Como se desprende del segundo término de la ecuación (4) el diámetro del infiltrometro es condicionante de las determinaciones de los parámetros hidráulicos; Perroux y White (1988) han determinado además que las determinaciones de S con permeámetros de mayor diámetro proporcionan resultados con un menor coeficiente de variación; sin embargo, otros autores como Hussen y Warrick (1993) no han encontrado diferencias significativas salvo que en las condiciones de campo suelen presentar cierta ventaja aquellos de mayor diámetro porque brindan una mayor superficie de apoyo y por lo tanto le confiere mayor estabilidad frente a condiciones ventosas.

DETERMINACION DE LA PERMEABILIDAD NO SATURADA

La resolución de White y Perroux (1989) para calcular $K(\psi)$ surge básicamente a partir de la determinación de S medida dentro de un rango de tensiones de suministro negativas. La relación entre ambas variables puede ser escrita de la siguiente forma:

$$S(\psi_0, \psi_n) = \frac{\theta(\psi_0) - \theta_n}{b} \int_{\psi_n}^{\psi_0} K(\psi) d\psi \quad (6)$$

con b comprendido dentro del rango $1/2 < b < \pi/4$ (White y Sully, 1987).

Una vez determinados un par de valores de S se obtiene su valor medio S_0 y conociendo los tenores θ_0 y θ_n se calcula $K(\psi)$ a través de la siguiente ecuación (7):

$$K(\psi_0) = \left(\frac{\bar{S}_0}{\Delta\theta_0} \right) \frac{\Delta S_0}{\Delta\psi_0} - \left(\frac{\bar{S}_0}{2\Delta\theta_0} \right)^2 \frac{(\theta_1 - \theta_2)}{\Delta\psi_0} \quad (7)$$

dónde $\theta_1 = (\psi_1)$ y $\theta_2 = (\psi_2)$ siendo $\theta_1 > \theta_2$; $\Delta\theta_0 = (\theta_0 - \theta_n)$

El desarrollo metodológico en el tratamiento de las muestras para la determinación de S implica la desecación de la muestra a θ_n antes de efectuar el ensayo y determinar θ_0 gravimétricamente luego de finalizado el mismo (Perroux y White, 1988; White y Perroux, 1987; White y Sully, 1987; White y Perroux, 1989). Este procedimiento, si bien costoso, es posible de ser llevado a cabo en el laboratorio pero no presenta las mismas condiciones para conducirlo en el campo.

Por esta razón, se plantea la alternativa de introducir dentro de las ecuaciones los valores de humedad correspondientes a cada tensión negativa a partir de las curvas de retención de humedad $\theta(\psi)$ definidas para cada suelo.

Los resultados de $K(\psi)$ alcanzados mediante la aplicación de la ecuación (7) fueron contrastados con los obtenidos con la ecuación (8) de van Genuchten según el código RECT (van Genuchten *et al.* 1991) cuya expresión es la siguiente:

$$K(\psi) = \frac{K_S \{ 1 - (\alpha\psi)^m [1 + (\alpha\psi)^n]^{-m} \}^2}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m} \quad (8)$$

dónde α , l , n y m son constantes empíricas (con la restricción $m = 1 - 1/n$). La viabilidad de su uso se ha demostrado en el ajuste sobre datos alcanzados en ensayos de infiltración de campo reproduciendo el perfil estático y dinámico del contenido de humedad de la ZNS (Lexow, 2002).

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Se procesaron los resultados de tres ensayos infiltración obteniéndose en cada uno de ellos dos valores de S según la metodología planteada a partir de cada curva $I(t)$. Las tensiones de suministro ψ se encuentran dentro del rango $50 < \psi < 300$ mm. Los resultados puntuales de $K(\psi)$ a partir de S mediante la aplicación de la ecuación (7) se muestran en la tabla 2. En la misma se muestran además algunos valores de referencia considerados en la aplicación de la fórmula.

Los resultados puntuales de $K(\psi)$ (Tabla 2) contrastados con la función (8) (Figura 4) muestran un ajuste muy significativo con un coeficiente de determinación $R^2 = 0,999$.

En la mayoría de los ensayos realizados, aún sumados todos aquellos que no se presentan en este

Tabla 2. Permeabilidad no saturada a partir de la sorptividad utilizando la ecuación (7)

| S (mm.s ^{-1/2}) | ψ_0 (mm) | $\Delta\theta$ | $\bar{\theta}_0$ | $-\bar{\psi}_n$ (mm) | \bar{S}_0 | $S_1 - S_2$ | K (cm.d ⁻¹) |
|--------------------------------|------------------|----------------|------------------|-------------------------|-------------|-------------|------------------------------|
| 0,268 | 300 | 0,03 | 0,1 | 175 | 0,368 | 0,2 | 7,92 |
| 0,468 | 50 | 0,17 | | | | | |
| 0,68 | 300 | 0,23 | 0,23 | 180 | 0,76 | 0,16 | 5,72 |
| 0,84 | 60 | 0,23 | | | | | |
| 0,423 | 300 | 0,08 | 0,09 | 200 | 0,5 | 0,154 | 3,63 |
| 0,577 | 100 | 0,1 | | | | | |

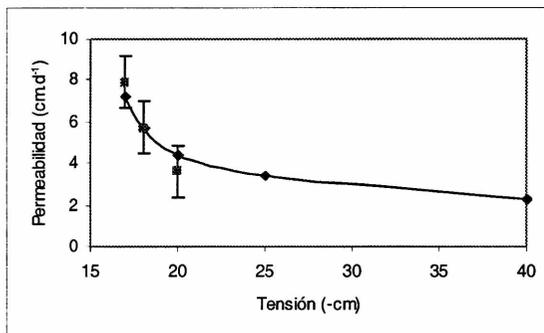


Figura 4. Contraste entre los valores calculados a partir de la ecuación (7) y la curva $K(\psi)$ de van Genuchten

trabajo, se observa como manifestación o tendencia que a medida que $\psi \rightarrow 0$ se evidencia un incremento de S , o sea que $S_1 < S_2$ cuando $\psi_1 < \psi_2$ (Figuras 5a y b). Además, comparando entre dos potenciales de suministro más próximos $\psi_1 = -30$ cm y $\psi_2 = -10$ cm (Figura 5a), diámetros equivalentes de poros entre 0,1 y 0,3 mm, la diferencia de S es menor que entre dos potenciales de suministro más diferenciados, $\psi_1 = -30$ cm y $\psi_2 = -5$ cm (Figura 5b) que corresponden a diámetros equivalentes de 0,1 y 0,6 mm respectivamente. Este comportamiento podría estar indicando la ausencia o menor participación de macroporos capaz de ser saturados frente a bajos potenciales de suministro tal como lo señalan Perroux y White (1988).

Los resultados presentados corresponden a una serie de ensayos que tuvieron como límite de trabajo una tensión de suministro de -30 cm tendiente en principio a ajustar la metodología de trabajo, tanto en campo como en laboratorio. Se plantea realizar a corto plazo una segunda etapa de mediciones en donde se abarcarán tensiones menores hasta alcanzar los -100 cm puesto que en ese rango, $-100 < \psi < 0$ cm, es donde tienen lugar el mayor impacto los procesos ambientales, biológicos y de manejo de suelos y además es donde el flujo no saturado se manifiesta con mayor intensidad.

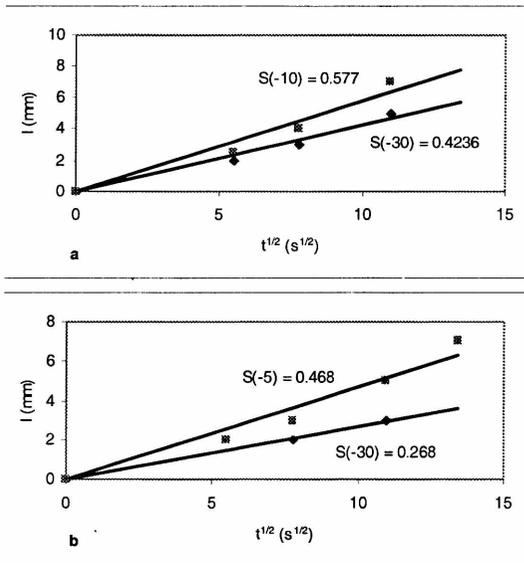


Figura 5. Relación entre el potencial de suministro (ψ) y la sorptividad durante los primeros instantes del ensayo de infiltración

CONCLUSIONES

Se ha verificado que el uso del infiltrómetro de tensión en el campo proporciona una serie de valores de infiltración coherentes, a partir de los cuales es posible efectuar un tratamiento matemático cuyo resultado final proporciona los parámetros hidráulicos permeabilidad saturada y no saturada y sorptividad.

El método es de sencilla aplicación y permite determinar S a partir de los primeros momentos del ensayo de infiltración en condiciones de régimen no permanente.

Se ha comprobado que los resultados puntuales de $K(\psi)$ calculados a partir de S según la metodología de White y Sully (1987) son admisibles para la caracterización hidrodinámica no saturada y su implementación ya en cálculos de flujo no saturado. Además $K(\psi)$ obtenida de esta manera permitirá ser utilizada como variable de ajuste en la definición de las funciones matemáticas teóricas de $K(\psi)$.

La implementación de la ecuación (5) dentro del procedimiento de cálculo de K_s no introduce un error significativo en el tratamiento de los datos de $K(\psi)$ puesto que entre los calculados por esta fórmula y la (8) dentro del rango $0 < pF < 2$ no difieren demasiado.

El parámetro S permite identificar en determinados casos la presencia de una proporción mayor de macroporos dentro de determinados rangos de tensión de suministro que condicionan el diámetro

de poros considerados durante el ensayo.

Si bien el método del infiltrómetro funciona dentro del rango muy próximo a la saturación, es necesario aclarar que es dentro del mismo en donde se desarrolla el mayor potencial de transporte de solutos. La permeabilidad a tensiones menores que -150 cm es prácticamente insignificante en los términos del transporte y movilidad de contaminantes.

REFERENCIAS

- Gardner, W.R., 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85: 228-232.
- Hussen A.A. y Warrick, A.W., 1993. Alternative analyses of hydraulic data from disc tension infiltrometers. *Water Resources Research*, 29: 4103-4108.
- Hussen A.A. y Warrick, A.W., 1995. Tension infiltrometers for the measurement of vadose zone hydraulic properties. *Handbook of vadose zone characterization and monitoring*, p. 189-201. Lewis Publishers.
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 1989. Mapas de Suelos de la Provincia de Buenos Aires. Publicación del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 527 p., Buenos Aires.
- Kutílek, M. y Nielsen, D.R., 1994. *Soil Hydrology*. Catena Verlag, 370 p., 38162 Cremlingen-Destedt, Germany.
- 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 A Del Águila). Tesis Doctoral. UNS. Bahía Blanca. 174 p. y anexos. (Inédita).
- Perroux, K.M y White, I., 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Science Society of American Journal*, 52: 1205-1215.
- Philip, J.R. 1957a. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, 83: 345-357.
- Philip, J.R. 1957b. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, 84: 257-264.
- Philip, J.R. 1957c. The theory of infiltration: 5. The influence of the initial moisture content. *Soil Science*, 84: 329-339.
- van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. y Yates, S.R., 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, 117 p., EPA/600/2-91/065. IAG-DW 12933934.
- White, I. y Perroux, K.M., 1987. The use of sorptivity to determine field soil hydraulic properties. *Soil Science Society of American Journal*, 51: 1903-1101.
- White, I. y Perroux, K.M., 1989. Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. *Soil Science Society of*

- American Journal, 53: 324-329.
- White, I. y Sully, M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*, 23(8): 1514-1522.
- Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4: 1259-1273.

ANALISIS DE PARAMETROS GEOMORFOLOGICOS PARA LA LOCALIZACION DE AREAS DE INTERES HIDROLOGICO A LOS FINES DE SU PRESERVACION

Edgardo NAVARRO ^{1, 2} y Magdalena GONZÁLEZ URIARTE ¹

¹ Dto de Geología - UNS ² PAID - CIC. San Juan 670 - Bahía Blanca e-mail: enavarro@criba.edu.ar

RESUMEN

El área de estudio abarca 130.386 ha y comprende los límites propuestos para la Reserva Natural Protegida de Auca Mahuida, en el este-noreste de Neuquén, Argentina. La geología superficial corresponde en su mayoría a vulcanitas modernas que cubren sedimentitas cretácicas subhorizontales del Grupo Neuquén. Tiene una densidad poblacional entre 0.4 y 0.7 habitantes por kilómetro cuadrado, siendo las actividades económicas la ganadería y la explotación de hidrocarburos, acciones todas de carácter degradante. Se caracteriza por un clima extremadamente árido y consecuentemente con muy escasos recursos hídricos. El objetivo del trabajo fue zonificar dicho territorio según categorías óptima, aceptable y mínima de acuerdo a la posibilidad decreciente de recursos hídricos de buena calidad, superficiales y subterráneos poco profundos. Por falta de datos instrumentales para dicha categorización se relacionaron distintas fuentes de información como densidad de drenaje, analizada en imágenes aerofotográficas y multispectrales, la observación directa de paisajes y datos de campo sobre calidad del agua y características litológicas, en especial grado de diaclasamiento en vulcanitas. La densidad de drenaje constituye una buena referencia para la zonificación del área, que de acuerdo a las categorías aplicadas resulta: un 58.3% (76.011ha) correspondiente a clase óptima, el 11.5% (14.994ha) a clase aceptable y un 30.2% (39.375ha) a mínima. Las diferentes unidades fueron dibujadas en un mapa y proveen información importante para instrumentar políticas de ordenamiento territorial y preservación del recurso.

Palabras claves: Auca Mahuida - ordenamiento territorial - recurso agua - densidad de drenaje - Provincia de Neuquén .

ABSTRACT

The studied area is about 130.386ha and comprises the Auca Mahuida protected natural reserve. It is located in the east-northeast of Neuquén Province, Argentina. The surface geology comprises volcanic rocks overlaying subhorizontal Cretaceous sedimentary rocks of the Neuquén Group. In this area, population density ranges between 0.4 and 0.7 inhabitants per square kilometer. The main economic activities include hydrocarbon and farm works, which produce degrading effects against the environment. The region is extremely arid and, consequently, water resources are very scarce. The aim of this work was to delimitate the area in three classes: optimum, acceptable and minimum, considering to different conditions to protect the water resource. Meteorological and hydrogeological data are absent in the area; therefore, the drainage parameter observed in the aerial photographs and satellital imagery, together with landscape observations, ground controls points of water quality and, particularly, vulcanite jointing degree were used for this purpose. The drainage density constitutes a good reference in order to delimit the area with the following results: 58.3% (76.011ha) comprises the optimum class, 11.5% (14.994ha) the acceptable class and 30.2% (39.375ha) the minimum class. The different units herein delimited were outlined in a map, providing the basis for a land-use planning and an adequate management of water resources as well.

Keywords: Auca Mahuida - land-use planning - water resources - drainage density - Neuquén Province.

INTRODUCCION

El área se centra dentro de los límites propuestos para la Reserva natural protegida del volcán Auca Mahuida, en el E-NE de la Provincia de Neuquén, abarcando parte de los Departamentos de Pehuenches al norte y Ñeño en el sur. Está comprendida entre los 37° 30' y 38° 00' de latitud sur y 68° 45' y 69° 12' de longitud oeste, con una superficie total de 130.386ha (Figura 1). Es una zona con muy escasos aportes hídricos superficiales y subterráneos, por lo que se toman un recurso crítico que requiere de una gestión cuidadosa ante su degradación por actividades antrópicas, particularmente la exploración y explotación de hidrocarburos.

El presente estudio formó parte de un amplio plan de investigación destinado a la gestión del área de reserva natural mencionada, promovido por la provincia de Neuquén y con financiamiento del Consejo Federal de Inversiones. Por su carácter multidisciplinario, se separaron áreas temáticas entre las que, en una primera etapa, se llevó a cabo el análisis del medio natural, cubriendo aspectos de geología y geomorfología, que informaron sobre el grado de disponibilidad de agua en función de las características de la región.

El fundamento es caracterizar los mecanismos de aporte, circulación y acumulación del agua en reservorios superficiales y/o pocos profundos, vinculándolos a parámetros morfológicos como

Recibido: 11 de julio 2003

Aceptado: 8 de septiembre de 2003

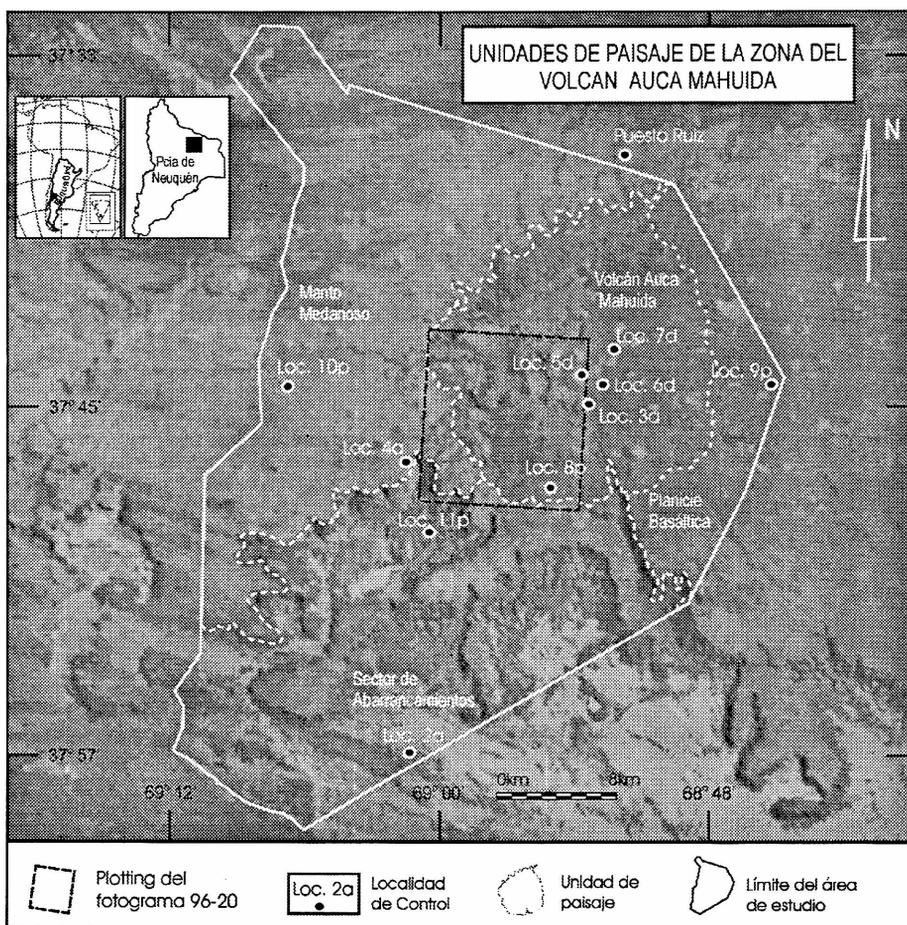


Figura 1. Imagen satelital Tematic Mapper Landsat5, banda 5, sobre la que se ubican el área de estudio, unidades de paisaje, plotting de la foto 96-20 y los puntos de control más significativos.

condiciones de relieve, drenaje y litología superficial, al efecto de poder determinar áreas homogéneas por aptitud de infiltración. Entendiendo que los sectores donde es mayor el grado de infiltración y por lo tanto mayor la posibilidad de generar reservorios subterráneos, constituyen también los lugares de máximo riesgo para la contaminación de los mencionados acuíferos. Por esta causa se constituyen en áreas prioritarias, donde se deben aplicar las medidas proteccionista más estrictas al efecto del manejo sustentable del recurso.

METODOLOGIA

El método responde a las etapas clásicas del relevamiento geomorfológico, con el análisis de cartas topográficas del Instituto Geológico Militar, escala 1:250000 (1989), reconocimientos en terreno y la fotointerpretación de material aerofotográfico y multiespectral. Para el caso se analizaron 51 fotogramas estereoscópicos, pancromáticos, de escala

aproximada 1:60000 del año 1962, correspondiente a los siguientes vuelos: línea 94-29 (fotos 94-15 y 94-23), línea 94-30 (fotos 94-97 y 94-104), línea 94-31 (fotos 94-135 y 94-142), línea 96-32 (fotos 96-15 a 96-24), línea 96-33 (fotos 96-79 y 96-86) y línea 96-34 (fotos 96-125 y 96-132). Complementariamente se utilizaron imágenes multiespectrales TM del satélite LANDSAT 5, en sus 7 bandas, analizándose en particular la 5, correspondiente al infrarrojo medio reflejado. Los controles de terreno se distribuyeron en el área, tratando que fueran representativos de cada unidad homogénea identificada.

Los lugares de medición en terreno fueron ubicados con geoposicionador satelital GARMIN PLUS, reconociéndose en los mismos el tipo litológico, densidad, magnitud e interrelación del diaclasamiento y donde fue posible se determinaron condiciones del acuífero y de la calidad del agua. Las mediciones se distribuyeron teniendo en cuenta la sectorización por densidad del drenaje superficial, cuantificado a través

del análisis aerofotográfico, dado que es el parámetro que mejor se ajustó para diferenciar las clases por capacidad de infiltración. Fue en algunos puntos una limitante importante la accesibilidad al lugar.

Al efecto de categorizar los terrenos, se aplicó lo establecido por Crozier *et al.* (1974) y Robinette y Crozier (1976) definiéndose las tres clases propuestas por ellos, que son valorativas de las características ambientales que hacen que los distintos sectores de la superficie puedan ser considerados como de valor óptimo, aceptable o mínimo, a los fines de protección de un recurso, para este caso el agua.

Tanto en el análisis de imágenes como en las determinaciones de terreno, se emplearon programas, clasificaciones e instrumental estandarizados. En el tratamiento digital de imágenes se trabajó con el software Idrisi32 (Clark Labs, 1999), las determinaciones in situ de los parámetros físicos-químicos se hicieron con un instrumento de medición simultánea, HORIBA U-10, y en la interpretación utilitaria de resultados, se tuvo en cuenta lo establecido por el Código Alimentario Argentino (1994).

La densidad de drenaje, es definida por Neumann (en Zavoianu, 1985), como "la relación de la longitud de los ríos por unidad de área" pero debido a que en la región el régimen de los escurrimientos es temporario, el parámetro densidad de drenaje se determinó teniendo en cuenta longitud de encauzamientos por unidad de área. Al efecto de cuantificar densidades y en consideración a la escala de material fotográfico, se superpuso en todo el área un mallado regular de 2x2cm equivalente a 1,2 por 1,2 km en el terreno, para así cumplir con el criterio de Surken y P. E. Senkov (en Zavoianu, 1985), que sugieren que cada lado de la cuadrícula del mallado no debe superar 1 ó 2 km en terreno. La determinación de la longitud de los escurrimientos se realizó mediante curvímetro, dentro de cada cuadrícula y en los sectores de muy alta densidad, donde fue imposible delinear el sistema de drenaje, se calificó la cuadrícula con un valor de conjunto correspondiente a la categoría más alta. En la Figura 2 se observa el fotograma 96-20 con el mallado sobrepuesto, sobre el que se cuantificaron los valores de densidad de drenaje.

FISIOGRAFIA, GEOMORFOLOGIA GENERAL Y SUELOS

El clima de la región, según la Universidad Nacional del Comahue (1982), tiene un déficit hídrico de 600 mm/año, con evapotranspiración potencial entre 700 y 750 mm/año, para una precipitación media estimada en 130mm/año, siendo la temperatura media anual del mes más cálido es de 21.9°C y de 5.7°C en el mes más frío. De acuerdo Köppen y Geyger (Strahler, 1989) se clasifica como BWk que significa clima seco, desértico con temperatura media anual inferior a 18° C. Por tratarse de un área montuosa, se debe tener en cuenta el cambio que introduce la altitud

creciente de las tierras en el área del volcán, con un desnivel que alcanza los 1850 m entre la cumbre y los lugares bajos del entorno.

El relieve abarcado en el área de estudio, tiene grandes diferencias, alcanza una altitud de 2258 m sobre el nivel del mar (msnm) en la cumbre del cerro Auca Mahuida y decrece radialmente a partir de este punto, llegando por el norte, fuera del área, a conectarse con el valle alto de Río Colorado con altitudes aproximadas a 700 msnm y hacia el sur, donde se dan los mayores gradientes, se vincula con el bajo Añelo por debajo de los 300 msnm.

Siendo el volcán un centro dispersor de escurrimientos, el patrón de drenaje dominante es radial centrífugo, con un régimen intermitente, sólo funcional en momento de precipitaciones, por lo que aportan excepcionalmente hacia el río Colorado por el norte y por el sur, sureste y suroeste al bajo de Añelo, perdiéndose por infiltración la vías con dirección oeste-noroeste y este-noreste. El sistema de drenaje está más incidido en los sectores de pendientes importantes, y desaparece en gran medida por infiltración en la planicie circundante con bajos gradientes, en particular en el oeste-noroeste, por la presencia de una cubierta arenosa de cierto espesor.

En el Atlas de la Provincia de Neuquén (1982) el sector se califica como región fisiográfica "Área Oriental" y de acuerdo a esta información y a la de González Díaz y Ferrer (1986), se la define como una gran planicie basáltica donde se destacan pequeños conos volcánicos que alternan con cuencas. Según Holmberg (1964, 1978), la evolución más moderna del paisaje se inicia con coladas basálticas, que cubrieron las posiciones deprimidas, labrándose luego, durante el Pleistoceno, los sistemas de cauces y los niveles de piedemonte. Los sectores cubiertos por lavas que fluyeron ocupando inicialmente las partes deprimidas, por resistencia diferencial a la erosión, resultaron en una inversión del relieve, razón por la que actualmente persisten como relictos mesetiformes topográficamente elevados.

Este autor reconoció a su vez, dos grandes ambientes geológicos el "Macizo Volcánico" y los "Valles y Hondonadas Marginales" en los que se generan dos formas de pendientes, las más empinadas en el sector de Auca Mahuida y las de menor inclinación hacia la periferia, que llegan a alcanzar posiciones subhorizontales, donde las coladas cubren marginalmente una primitiva superficie de erosión.

En cuanto a la litoestratigrafía, fueron reconocidas dos unidades de interés, que de acuerdo a la cita del Mapa Geológico y de Recursos Naturales de La Provincia de Neuquén (Min. Econ. y Obras y Servicios Públicos de la Nación, 1995), corresponden las más antiguas, basales, a sedimentitas del Grupo Neuquén (Uliana y Dellape, 1981), de edad cretácica, ambiente continental y granometría muy variable.

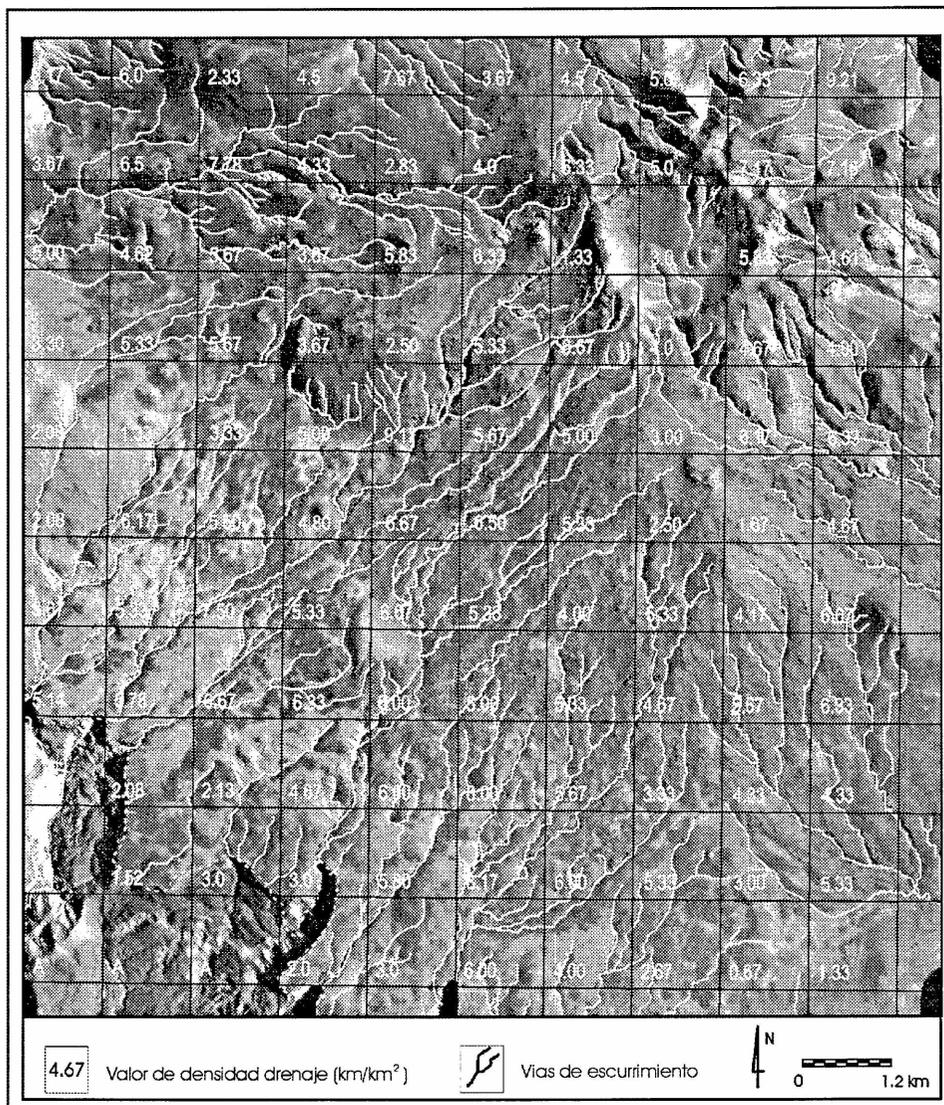


Figura 2. Foto demostrativa 96-20 con la red de drenaje y superficies elementales de trabajo de 1.2 por 1.2 km de lado, dentro de las cuales se expresa el valor de densidad de drenaje.

Recubren a estas litologías, vulcanitas de edad oligocena-holocena, que conforman centros emisores claramente individualizables en el paisaje y a la fotointerpretación.

Para este último grupo, González Díaz y Ferrer (1986), citan elementos morfológicos genéticamente vinculados, que agrupan como "campo volcánico", en donde se destacan geformas constructivas "conos" y relicticas como "knecks" y "chihuidos". Además reconocen relieves mesetiformes, que identifican como planicies estructurales y cerros mesa.

En el área, el paisaje actual está presidido por un cuerpo cónico de gran magnitud, el volcán Auca

Mahuida, que compromete dentro de la reserva una superficie de 27.857 ha, lo que representa un 21.4% de la misma, cuyo cráter alcanza un diámetro de 1.9 km. Rodean esta montaña por el este-noreste, un conjunto de conos menores dispuestos en forma radial.

El drenaje en el cono principal tiene sectores profundamente disectados, denominados regionalmente "rincones", que superan los 300 m de desnivel local. En la zona mesetiforme del entorno volcánico, la incisión del drenaje sigue siendo notable, con abarrancamientos de los cauces perfectamente reconocibles por fotointerpretación.

La cubierta sedimentaria moderna es discontinua,

siendo dominantes las texturas arenosas en las zonas de bajo gradiente topográfico, en especial en el sector oeste y noroeste, donde se emplaza un campo de dunas, de morfología barjanoide, con longitudes de ondas que llegan a los 1000 m, que al presente están parcialmente estabilizadas y cubiertas en forma discontinua por vegetación psamófila (olivillo entre otras).

La descripción de los suelos se basa fundamentalmente en los trabajos de Ferrer *et al* (1990) que ubican al área dentro de la región "Extraandina", caracterizada por precipitaciones inferiores a los 130 mm/año, subregión "Árida mesetiforme", con un régimen "climodéfico" árido y térmico-mésico, de acuerdo a la nomenclatura del Soil Survey Staff (1999). La vegetación cambia gradualmente desde la base a los tramos cuspidales del volcán, pasando de estepa arbustiva (Monte) a estepa baja (Estepa Patagónica) a media pendiente y culminando con estepa baja y manchas de pastizales (estepa graminosa) en el tramo superior (Long, 2000).

Según la cartografía de Ferrer *et al* (1998), la distribución de los suelos refleja fundamentalmente las condiciones de relieve y litología, distinguiendo diversos sectores de acuerdo a estos factores. Siguiendo a este autor, la parte central y más elevada del cono, se caracteriza por una vegetación de altura rala o nula, de relieve escarpado y complejo, donde se exponen coladas basálticas y andesíticas, cubiertas excepcionalmente por suelos del tipo Torriortents Lytic y Typic.

De acuerdo a la misma fuente, en una orla de menor altitud pero siempre dentro del cuerpo volcánico, identificada como sector de "planicies basálticas" y "campos volcánicos", los suelos se encuentran en fase ligera y moderadamente inclinada, correspondiendo a Haplogysid Typics, Petrocalcid Typics y Torriortents Lytics. En las pendientes más pronunciadas del sur, hacia el bajo del Añelo se reconoce un sector de "predominio de asomos rocosos con virtual ausencia de suelos" donde aparecen zonas de fuerte erosión, con sedimentitas expuestas en forma escalonada. Otro sector se identifica como "pedimentos de flanco y convergentes" con asomos sedimentarios con suelos en fases severamente disectadas de Haplocalcid Typics y Torriortents Typics

Finalmente los Gipsiortids Typics se asocian a formaciones de fracción arenosa con rodados basálticos, en los que es común un horizonte superficial con estructura laminar y el resto del perfil de estructura masiva. En ocasiones aparece un horizonte cálcico endurecido, a unos 50cm de profundidad, por debajo del cual se halla el gypsico, cuando el primero está presente los suelos debieran clasificarse como Calcigypsid Typics (Amiotti com. oral). Con menor distribución se presentan los Torriortents Lytics y Typics, de texturas gruesas y

muy someros, con discontinuidad a roca basáltica a una profundidad media de 30 cm.

La densidad demográfica es muy baja, con valores promedio de distribución de la población entre 0.4 en el sur y 0.7 al norte habitante por km², siendo la actividad principal la ganadería extensiva, en especial de caprinos y en menor grado de ovinos. Los conflictos medioambientales actuales o potenciales del área, de acuerdo a De Angelis *et al* (2000) se relacionan con la explotación de los recursos naturales por estos dos tipos de actividades, con grandes diferencias en la dotación y manejo de los factores de producción.

De este conjunto de actividades, por una parte, la ganadería extensiva principalmente de subsistencia y el desmonte para la extracción de leña, degradan el suelo en un paisaje de por sí fragil, y por otra, la extracción de hidrocarburos tiene como impacto principal la contaminación del recurso hídrico. Sin embargo ambas actividades necesitan del aprovisionamiento de agua para su subsistencia, de ahí la necesidad de conocer los mecanismos de circulación, almacenamiento y los factores naturales que viabilizan su vulnerabilidad frente a las acciones contaminantes.

CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA, LITOLÓGICA E HIDROGEOLOGICA

Los reservorios de agua de buena calidad constituyen un recurso estratégico en la región ante la escasa precipitación meteórica existente, por lo que aportar ideas y metodologías que informen sobre sus características es fundamental. Ante la falta de datos meteorológicos e hidrológicos instrumentales y la imposibilidad de conseguirlos en el corto plazo, se hace imprescindible evaluar parámetros físicos que permitan inferir condiciones de circulación y concentración de dichos acuíferos, tanto superficiales como subterráneos poco profundos.

En cuanto a la hidrografía superficial, el volcán Auca Mahuida es el principal centro dispersor, con la totalidad de los cursos de régimen intermitente, dada la mencionada condición de aridez del clima. Las aguadas permanentes, son entonces, elementos de gran interés como recurso, encontrándose exclusivamente donde por erosión queda expuesto el contacto entre formaciones basálticas, con diferencias de permeabilidad, o en el contacto de estas con las sedimentitas del grupo Neuquén, siempre menos permeables y subyacentes a las vulcanitas.

Respecto al escurrimiento subterráneo, la porosidad es el primer factor a considerar y según la define González *et al*, 1986, es la "relación porcentual entre el volumen de intersticio y el del total de la roca". Al respecto, este autor diferencia dos tipos, la porosidad primaria generada con la formación de la roca y la secundaria, cuando se han introducido modificaciones posteriores debidas a procesos físicos

y químicos. La porosidad controla a su vez la permeabilidad, término este que define González *et al.*, (1986) como la propiedad de una roca por la que ésta permite el pasaje de un fluido a través de ella, sin modificación de su estructura o desplazamiento de sus partes

Por otra parte, el contenido salino del agua se vincula en forma directa al tiempo de tránsito, o inversamente a la velocidad de migración, lo que establece diferencias de calidad para los distintos tipos litológicos. A los fines aplicados y con el objeto de distinguir zonas por permeabilidad, se adopta como criterio agrupar los dos tipos de litologías reconocidos, como rocas de porosidad primaria y secundaria respectivamente. Las vulcanitas, de porosidad secundaria, son las rocas de mayor permeabilidad, mientras que en las sedimentitas la porosidad es primaria. A su vez dentro de las primeras existen distintos grados de comportamiento, por lo que los acuíferos se sitúan en discontinuidades tanto entre coladas como en el contacto de las mismas con las sedimentitas.

Rocas de porosidad primaria

Este tipo de comportamiento caracteriza las sedimentitas de granometría variada del grupo Neuquén, que es de máxima efectividad en los bancos de areniscas al permitir una circulación más rápida entre la zona de recarga y descarga (Sosic, 1978). En las mismas, según este autor, se cuantificaron caudales entre 2000 y 3600 l/h y contenidos salinos que varían entre 1000 y 7000 mg/l, siendo los valores más frecuentes de 1500 a 2000 mg/l, contenidos que están en el límite de lo aceptado por el Código Alimentario Argentino (1994).

Otro caso es el de la Formación Rincón de Aranda, que rodea al macizo volcánico principal, donde no se presenta un patrón granométrico distintivo, con sectores de importantes espesores de limos e intercalaciones de areniscas yesíferas y calcáreas, y en otros, una base limoarcillosa con alternancia de areniscas donde el agua es en general apta para riego y consumo humano (Holmberg, 1964). Finalmente la Formación Candeleros, señalada para el sector de las aguadas de Rincon Chico, por Holmberg (1964) constituye otra zona de aguas de buena calidad.

Rocas con porosidad principal secundaria

Corresponden a vulcanitas efusivas de tipo basáltico y andesítico, de distintas edades y se caracterizan por la presencia de diaclasas y fracturas que se cortan entre sí y fueron originadas por la pérdida de volumen durante la fluencia y enfriamiento de la roca. Según Holmberg (1964), el centro de las coladas es macizo, cortado por diaclasas con formas curvas y que pocas veces manifiestan una estructura columnar. Si bien en estas rocas hay poros y vesículas más o menos espaciados y canaliculos con longitudes

de 3 a 4cm, de acuerdo al autor antes mencionado, la fracturación es la característica que determina la elevada permeabilidad de este grupo litológico.

Concluyendo, las vulcanitas representan una importante superficie de captación de aguas pluviales y nivales con circulación rápida y profunda, favorecida por la fracturación de la roca, a lo que se suma la baja densidad de la vegetación asociada. Por la diferente permeabilidad con el subyacente sedimentario, se generan acuíferos importantes entre el contacto del basalto con el sustrato (Dirección Nacional de Geología y Minería, 1963), siendo las aguadas vinculadas a las vulcanitas, siempre las de mínimo contenido salino y máxima calidad.

RESULTADOS EN EL TERRENO

Las determinaciones comprendieron el muestreo de agua en perforaciones existentes o en cuerpos superficiales y la medición de parámetros de roca, como densidad y magnitud de diaclasamiento en los afloramientos rocosos. El muestreo de agua en muchos puntos fue realizado en forma secuencial a fin de constatar la estabilidad de los parámetros físico-químicos medidos.

Los muestreos de agua superficial se llevaron a cabo en los manantiales naturales de los frentes basálticos y en las sedimentitas, en los cortes naturales donde alumbran escurrimientos que pueden o no alimentar cuerpos de agua o aguadas. También se muestreó el agua subterránea, en perforaciones existentes, realizadas para consumo humano. El control del diaclasamiento se efectuó principalmente en las localidades del sector este-sudeste del área, debido a que en el oeste-noroeste es característica una cubierta arenosa importante, que enmascara las formaciones roca dura.

En la imagen de la Figura 1 se indican las principales localidades de control en terreno identificadas con los números 2 a 4, subindicados con la letra "a", cuando se trata de lugares de muestreo de agua y 5 a 7, subindicados con la letra "d" donde se realizaron las medidas de densidad, profundidad e interconexión de diaclasamiento. También se realizaron observaciones de paisaje, identificadas con los números 8 a 11 que se subindican con la letra "p" y que corresponden a descripciones del entorno, donde por la característica de la cubierta no se pudieron realizar mediciones de parámetros.

La descripción de cada uno de estas localidades de muestreo u observaciones de paisaje figura a continuación y los parámetros físico-químicos correspondientes a las determinaciones de las muestra de agua constan en la Tabla 1.

Localidad 1a: Escuela Auca Mahuida (37° 53' 9.6" S - 68° 31' 3.6" O). Esta localidad, que no registra ubicación por estar situada fuera del área, corresponde

Análisis de parámetros geomorfológicos para la localización de áreas de interés hidrológico a los fines de su preservación

Tabla 1: Parámetros físicos-químicos medidos en las distintas localidades de muestreo

| Localidad | | Caudal (l/h) | pH | Conduc. (μ S/cm) | Salin (%) | Temp. ($^{\circ}$ C) | Ox Dis. (mg/l) |
|-----------|---------------------------|-----------------|----------|--------------------------|--------------|--------------------------|-------------------|
| 1 a | Escuela Auca Mahuida | 2043 | 8.5 1 | 1647.5 | 0.07 | 22.6 | 2.96 |
| 2 a | Aguada del Macho | 5000 (?) | 8.6 8 | 3085 | 0.15 | 26.15 | 1.1 |
| 3 a | Aguada Antigua | 480.5 | 7.5 4 | 145 | 0.0 | 11.3 | 6.8 |
| 4 a | Rincón del Infiernillo | | 8.6 3 | 624 | 0.02 | 20.9 5 | 5.87 |

a una perforación realizada en sedimentitas del Grupo Neuquén, y según información de habitantes del lugar tiene una profundidad de 90 metros, no pudiendo realizarse mediciones de nivel por estar sellado el pozo. Según manifestaciones del maestro de esta escuela, 1995 que fue un año de gran sequía, (40 mm/año de lluvia según medición de Puesto Ruiz), no generó en la población ningún problema de salud, causado por el consumo de agua del pozo, ni tampoco disminuyó su caudal, lo que indicaría que se trata de un acuífero estable, en el que no se modificaron sus condiciones de calidad y volumen de manera sensible.

De las mediciones realizadas, estas aguas tienen menor contenido de sales que el máximo admisible en aguas potables de suministro público y de uso domiciliario y el pH elevado respondería a características hidroquímicas, por el tránsito del agua en la sedimentita, al disolver sales e incorporarlas a su masa durante la circulación.

Localidad 2a: Aguada del Macho (37° 57' 42" S y 69° 2' 25.2" O). Presenta presión de surgencia, según los habitantes del lugar, y fue construida por una empresa petrolera sin ningún tipo de sectorización del pozo, desconociéndose la profundidad real. El caudal no pudo ser medido, pero se estima que supera los 5000 l/h y las mediciones realizadas arrojaron un tenor salino en el límite permitido, percibiéndose olor, lo que la hace inapta para el consumo humano. Posiblemente la salinidad se deba a que la heterogeneidad del grupo Neuquén, que atraviesa la perforación, genere mezclas de acuíferos de calidades diversas.

Localidad 3a: Aguada Antigua (37° 44' 54" S y 68° 53' 37" O). El muestreo se hizo en un frente basáltico que presenta disyunción columnar y alcanza una altura de 5 m. De las mediciones surge que el agua es de muy alto grado de pureza (100 mg/l), por lo que se sugiere se extremen las medidas para su protección. Aquí el basalto tiene una fracturación intensa con diaclasas profundas, de hasta 3 m de longitud, interconectadas y con un espaciamiento que llega hasta 3 cm. Esto facilita una transmisividad muy alta, con poco tiempo de contacto del agua con el medio, que se traduce en los valores de pH y sales obtenidos.

Localidad 4a: Rincón del Infiernillo (37° 47' 4.8" S y 69° 01' 18" O). El rasgo morfológico más destacable del sector es un cañadón que supera los 200 m de profundidad, cortando las sedimentitas del Grupo Neuquén y el derrame basáltico que las recubre, siendo posible observar manantiales dentro de la pila sedimentaria. Las muestras de agua se recolectaron en la base del cañadón, en una escorrentía generada por acuíferos colgados en las sedimentitas. De acuerdo a valores de salinidad, el agua es apta, si bien el pH es elevado por la incorporación de carbonatos.

Por provenir el agua de diversos acuíferos vinculados principalmente a las sedimentitas, se creyó necesario hacer un análisis físico-químico más completo cuyo valores son los siguientes:

| | |
|-----------------------|---------------------|
| Color: Incolora | Cloruros: 30mg/l |
| Turbidez: No presenta | Sulfatos: 105mg/l |
| Olor: Inolora | Amonio: <0.01mg/l |
| Sól. Dis.: 400mg/l | Nitratos: <10mg/l |
| | Nitritos: <0.01mg/l |
| Co3Ca: 200mg/l | |
| Calcio: 45mg/l | Arsénico: <0.05mg/l |
| Hierro: <0.05mg/l | Fluoruros: 0.4mg/l |

Localidad 5d (37° 44' 13" S y 68° 53' 42" O). Sobre el sustrato basáltico se encuentra una cubierta arenosa-gravillosa con bloques de hasta 50 cm de diámetro, en los puntos en los que aflora se observó un importante diaclasamiento interconectado, con una densidad media en planta de 4.2 a 5.3 m/m² y ancho variable entre 3 y 10 mm.

Localidad 6d (37° 43' 39" S y 68° 53' 36" O). Con cubierta de escaso espesor de sedimentos arenosos, con rodados basálticos, la densidad de diaclasas medida alcanza los 3.55 m/m², con una separación de algunos centímetros.

Localidad 7d (37° 42' 51" S y 68° 53' 12" O). Se trata de una pendiente hacia el noroeste, con caída hacia un arroyo y cobertura sedimentaria de poco espesor sobre el sustrato basáltico, que presenta clastos basálticos de hasta 50 cm de diámetro. La densidad medida en los afloramientos varía entre 2.15 y 3.20 m/m² y en el abarrancamiento del arroyo, se

observa un diaclasamiento interconectado y de alta frecuencia, con planos de posición subvertical de más de 2m de profundidad.

Localidad 8p (37° 47' 44" S y 68° 55' 4.3" O). Con cubierta de bloques basálticos de hasta 40 cm, no se pudo efectuar mediciones de fracturación. En el sector es frecuente la presencia de encauzamientos de poca profundidad.

Observación 9p. Se trata de un área comprendida entre 37° 40' y 37° 35' 55" S y 68° 48' y 68° 13' 23" O, donde no se pudo realizar observaciones de diaclasamiento debido a la cobertura sedimentaria y a la densidad de vegetación, que pasa de tipo estepa gramínea a estepa arbustiva. También en los sectores de mayor altitud y gradiente del volcán Auca Mahuida, las laderas están cubiertas por vegetación que se desarrolla sobre un suelo somero alternando con bloques basálticos de distinto tamaño.

Observación 10p. Comprende el oeste-noroeste de la reserva y la característica principal es la presencia de una cobertura de dunas medianamente vegetadas, que aumentan en magnitud hacia el sur a partir de los 37° 40' 54" S, donde la vegetación se torna arbustiva y la cubierta sedimentaria es suelta, de alta permeabilidad y con bloques de basalto de hasta 40 cm de diámetro. Hacia los 37° 42' 13" S, se acentúa el espesor y la morfología de las dunas, alternando los arbustos con pastizales, en las crestas está ausente la vegetación, alcanzando alta densidad en los sectores interduna. El rumbo de las dunas varía este-noreste, con cara de sotavento hacia el sur-sudoeste y longitudes de ondas comprendidas entre 1000 y 1200 m. En algunos casos se manifiestan como formas aisladas de tipo parabólico, con granometría dominante arena media y en menor proporción gruesa.

Observación 11p: Comprende el sector sur-sudoeste del área de la Reserva, donde la topografía define una cuenca de drenaje cerrada importante, que requiere ser protegida. Para este caso no se consideró el parámetro densidad de drenaje en la clasificación, como en el resto del área, por tratarse de un sector de acuíferos colgados, en donde el vínculo con la densidad de drenaje no es el que contempla la metodología.

CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES

El clima del área de estudio, caracterizado por una gran aridez, debe considerarse homogéneo, a excepción de la zonación por altitud debida al cono volcánico del Auca Mahuida.

De acuerdo a rasgos de relieve, litología y cobertura, en el total de la superficie mapeada (130.380 ha), se diferencian cuatro zonas morfológicas que corresponden a:

"Planicie Basáltica", extendida en el este, comprende

un 7.9% (10.246 ha) del área y en ella es notable la ausencia de agua superficial, la cobertura de materiales sueltos es somera y está retenida por vegetación arbustiva, destacándose en el relieve sólo pequeños conos aislados. La falta de un drenaje suficientemente profundizado impidió observar perfiles y constatar condiciones de escurrimiento subsuperficial.

"Volcán Auca Mahuida", situado en la zona central, representa un 21.4% (27.857 ha), presenta un cono asimétrico, la ladera umbría es la de mayor gradiente (orientación sur-suroeste) y se caracteriza además por un patrón de drenaje típicamente radial de alta densidad.

"Manto Medanoso", se extiende por el oeste-noroeste, con el 35.4% del área (46.220 ha), en general de escasa altitud y con máximo espesor (mayor a 3 metros) en el tramo medio. Por las características texturales de estos materiales son también muy pobres las evidencias de drenaje superficial.

"Sector de los Abarrancamientos", comprende la parte baja de la ladera sur y su piedemonte, cubriendo el 35.3% (46.061 ha) de la superficie reconocida. Los lugares con esta importante disección se denominan localmente "rincones", quedando expuestas por la profundidad de los cortes, tanto las vulcanitas como las sedimentitas subyacentes del Grupo Neuquén. En las pendientes es característico un tapiz de bloques basálticos rotados y parcialmente enterrados, lo que da a las mismas un aspecto muy rugoso.

Para los dos grupos litológicos diferenciados, pero en particular para las vulcanitas, en los controles de terreno se pudo comprobar la relación directa entre grado de fracturación y posibilidad de infiltración y también constatar para esos lugares la relación inversa con la densidad del drenaje, que fuera determinada mediante el análisis aerofotográfico.

En las vulcanitas en especial, se pudo además observar cómo cambios en la pendiente del terreno introducen nuevas relaciones en el comportamiento del drenaje, importantes de destacar. En los sectores de mayor inclinación del cono volcánico, la alta densidad de los escurrimientos es indicativa directa del volumen de agua que escapa sin poder ser almacenada por quedar expuesta a evaporación intensa, mientras que en los de bajo gradiente, cobra importancia creciente la fracturación de la roca que propicia, por rápida infiltración, el almacenamiento de agua.

La densidad de drenaje quedó reconocida como un parámetro de significativa importancia, que permitió la elaboración de un mapa utilitario de preservación del recurso agua, a partir de las tres clases requeridas por la metodología de Crozier *et al.* (1974) y Robinette y Crozier (1976). Los límites de clases resultaron de integrar a los datos de densidad de drenaje, aquellos provenientes de la observación aerofotográfica y multiespectral, del reconocimiento

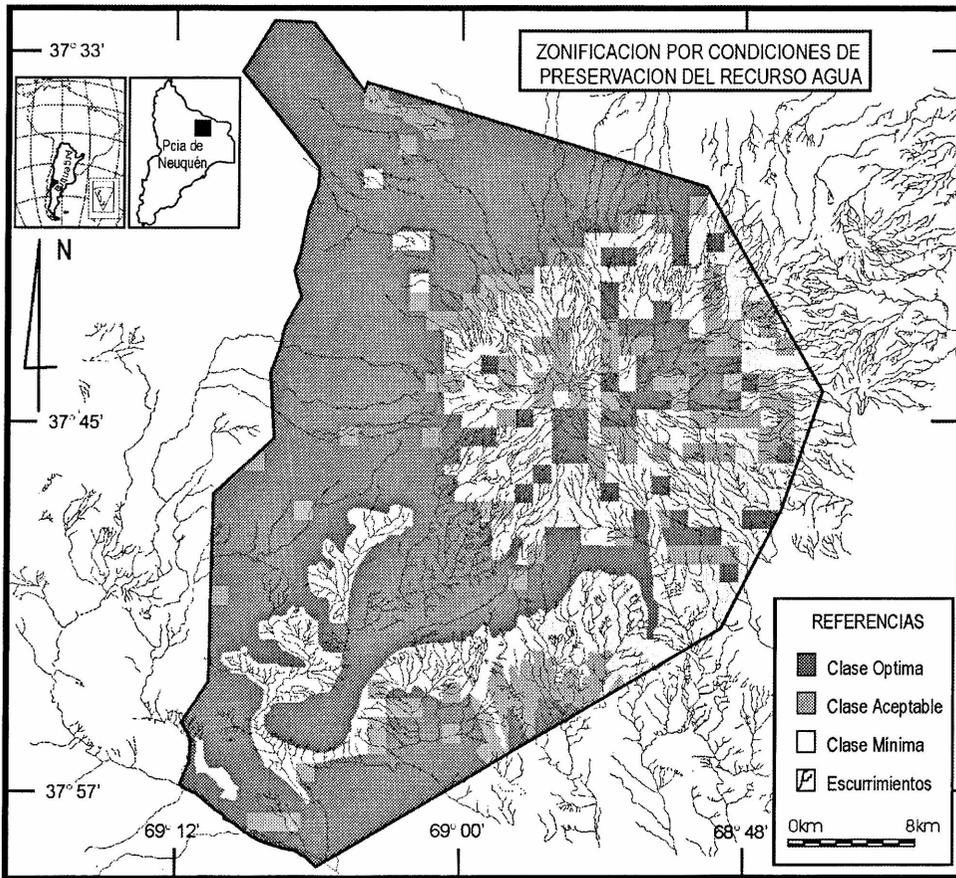


Figura 3. Mapa de síntesis en el que se sectoriza el área de según las distintas condiciones de preservación del recurso agua.

de paisajes y del control de parámetros físicos en terreno. Los intervalos que definen cada una de las tres clases son: óptima (menor a 3.5 km/km²), aceptable (3.5 - 5 km/km²) y mínima (mayor a 5 km/km²), significando "óptima" la mejor condición en cuanto a volumen y calidad del recurso agua a preservar y "mínima" a la situación de menor interés desde este punto de vista.

La categorización de toda la superficie en estudio se obtuvo a través de la evaluación de unidades de áreas de 1.2 km por 1.2 km de lado, delimitadas por la cuadrícula sobrepuesta a las imágenes analizadas. Esta información permite conocer la distribución y representatividad areal de los distintos comportamientos hidrológicos y resulta muy importante a los fines de establecer políticas de ordenamiento territorial y de preservación del recurso agua. De acuerdo a la categorización realizada 7.6011 ha (58.3%) están incluidas en la clase óptima, 14.994ha (11.5%) pertenecen a la clase aceptable y 39.375 ha (30.2%) a la clase mínima, constando la distribución de las tierras así definidas en el

mapa de la Figura 3.

Agradecimientos: A la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC) y al Consejo Federal de Inversiones (CFI) por el financiamiento, a los pobladores de la región que permitieron acceder a lugares de observación y facilitaron datos, a la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) por brindarnos las imágenes satelitales y a los correctores del manuscrito por las sugerencias realizadas.

REFERENCIAS

- Clark Labs, 1999. Idrisi32 Software. Clark University. Worcester MA. USA.
- Código Alimentario Argentino, 1994. Capítulo XII, artículo 982 (1554/90). Bol. Of. del Gob. Arg.. Buenos Aires. Argentina.
- Crozier, E. S., Fuhrman J. W. y Robinette, A., 1974. A resource inventory system for planning wildlife areas. Wildlife Society Bulletin, 2 (4): 178-184.

- De Angelis, F., Fernández, L., Jokers, E. y Sheridan M., 2000. Sociología en Plan de Manejo Reserva Provincial Auca Mahuida (Neuquén). Volumen I - Diagnóstico Regional. Fiori, S. M. y Zalba, S. M. (Eds). Secret. de Estado del COPADE y Consejo Federal de Inversiones, pp 205.
- Dirección Nacional de Geología y Minería, 1963. Mapa Hidrogeológico de la República Argentina. Minist. de Econ. de la Nación, Buenos Aires, pp 45.
- Ferrer, J. A., Irisarri, J. A. y Mendia, J. M., 1990. Estudio Regional de Suelos de la Provincia de Neuquén, Sec. Estado del COPADE, Consejo Federal de Inversiones, (VI - II y III), (VIII-TI). Buenos Aires.
- Ferrer, J. A., Irisarri, J. A y Mendia J. M., 1998. Mapa de Suelos de la Provincia del Neuquén. Direc. Gen. de Cient. y Tec. de Neuquén, COPADE y CFI, 1:500000. Neuquén.
- González Diaz, E. y Ferrer, J. A, 1986. Relevamiento y priorización de áreas con posibilidades de riego. Expte. No 1818, Est. Reg. de Suelos, Geomorfología de la Prov. de Neuquén, Consejo Federal de Inversiones. Buenos Aires, pp 111.
- González, N., Hernandez, M. y Vilela, C., 1986. Léxico hidrogeológico. Publ. esp. CIC. La Plata, pp 249.
- Holmberg, E., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 33d - Auca Mahuida. Esc. 1:200.000, Bol. DNGM 94. Buenos Aires, pp 59.
- Holmberg, E., 1978. Rasgos Geomorfológicos. VII Cong. Geol. Arg., Relatorio, Geol. y Rec. Nat. del Neuquén, Buenos Aires, 119-125.
- Instituto Geográfico Militar, 1989. Cartas topográficas Chos Malal (3769-III), Catriel (3769-IV) y Neuquén (3969-II), escala 1:250.000, Buenos Aires.
- Long, M. A., 2000. Preservación de especies endémicas. En Plan de Manejo Reserva Provincial Auca Mahuida (Neuquén). Volumen II - Diagnóstico Específico, Taller y Asambleas Públicas. Secretaría de Estado del COPADE y Consejo Federal de Inversiones. Fiori, S. M. y Zalba, S. M. (Eds). Secret. de Estado del COPADE y Consejo Federal de Inversiones, pp 223.
- Mapa Geológico y de Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén, 1995. Min. Econ. y Obras y Serv. Públ. de la Nación, Buenos Aires.
- Robinette, A. y Crozier, E. S., 1976. Resource Planning. A method for allocating land uses in natural areas. U.S. Government Printing Office, 669-810.
- Soil Survey Staff, 1999. Keys to Soil Taxonomy, Seventh Edition, pp 664.
- Sosic, M., 1978. Recursos hídricos subterráneos. VII Cong. Geol. Arg., Relatorio, Geol. y Rec. Nat. del Neuquén, Buenos Aires, 309-319.
- Strahler, A., 1989. Physical Geography. Chapter 9, Climate classification, Ed Omega, Barcelona, España, 240-252.
- Uliana, M. A. y Dellape, D. A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). VIII Cong. Geol. Arg., Actas (III), Buenos Aires, 673-711.
- Universidad Nacional del Comahue, 1982. Atlas de la Provincia de Neuquén. Dto. Geografía de la Fac. Humanidades, Neuquén, pp 185.
- Zavoianu, I. 1985. Developments in water science. Morphometry of drainage basins. Ed. Elsevier, Amsterdam, pp 238.

ANÁLISIS PRELIMINAR DE ONDAS SUPERFICIALES APLICADO AL MODELADO CORTICAL EN LAS SIERRAS PAMPEANAS, ARGENTINA

Nora C. SABBIONE¹, María L. ROSA,¹ Ana M. OSELLA,²

¹ Depto. de Sismología - Fac. de Cs. Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata - Paseo del Bosque s/n (1900) La Plata - Pcia. Buenos Aires - Argentina. E-mail: nora@fcaglp.unlp.edu.ar

² Depto. de Física, Fac. Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - Ciudad Universitaria - Pabellón 1 (1428) - Buenos Aires - Argentina, E-mail: osella@df.uba.ar

RESUMEN

Se analizaron ondas superficiales de un sismógrafo WWSSNLP para obtener la velocidad de la corteza y manto superior en la región de las Sierras Pampeanas y de otras trayectorias diferentes que atraviesan Argentina. Nuestros datos proporcionan los primeros resultados de inversión para esas latitudes aplicando el método de una sola estación y determinando la velocidad de grupo desde la fuente al receptor. Se seleccionaron eventos que, en su propagación hacia la estación poseen trayectorias diferentes a través del sistema de Sierras Pampeanas. Este bloque de sierras se encuentra sobre un margen activo continental entre la placa de Nazca y la placa continental Sudamericana, constituyendo un sistema de moderada a muy alta topografía donde las características estructurales de la deformación de antepaís corresponden a un ángulo de subducción que varía desde 30° hasta menos de 10°. También se seleccionaron sismogramas cuyas trayectorias atraviesan zonas puramente cratónicas para comparar las curvas de dispersión obtenidas.

A posteriori se invirtieron las curvas de dispersión para obtener un modelo de velocidad de las diferentes trayectorias y se compararon los resultados con la estructura cortical obtenida a partir de Crust 5.1, un modelo cortical global de 5° x 5°. Finalmente, se compararon los resultados obtenidos a partir de los datos sismológicos con los obtenidos previamente a partir de datos magnetoteléuricos de la zona de las Sierras Pampeanas.

Palabras claves: Argentina - Sierras Pampeanas - Modelado sísmico - Ondas superficiales - Corteza

ABSTRACT

Surface wave data from a WWSSNLP seismograph have been used to obtain the velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Sierras Pampeanas system and of other different paths that traverse Argentina. Our data provide the first view of inversion results at these latitudes applying the single-station method and determining group velocities from source to receiver. The earthquakes, chosen since 1995 are the ones that, in their way to the station go through different characterized paths across the Sierras Pampeanas system. This mountain block lies over a continental active margin between the Nazca plate and the South American continental plate, constituting a moderate to very high topography system where the foreland deformation structural features correspond to a subductive angle ranging from 30° to less than 10°. Seismograms which paths go through purely cratonic zones have also been selected, in order to compare the resulting dispersion curves. The dispersion curves were then inverted to obtain a velocity depth model for the different paths. The results were compared with the predicted crustal structure obtained from Crust 5.1, a global crustal model at 5° x 5°. Finally, the results from seismological data were compared with previously obtained values of magnetotelluric data from the Sierras Pampeanas zone.

Keywords: Argentina - Sierras Pampeanas - Seismic modelling - Surface waves - Crust

INTRODUCCION

La región andina representa un margen continental activo entre la placa de Nazca y la placa continental Sudamericana. Una característica de este proceso es la variación norte-sur del ángulo de subducción, que alterna subducción normal y plana (Jordan *et al.*, 1983; Cahill y Isacks, 1992).

En particular, entre los 27° y los 32° S, la placa de Nazca subducta horizontalmente. Esta región está caracterizada por cinturones que corren paralelos a la costa Pacífica, siendo las principales unidades morfológicas, la Cordillera Frontal -Los Andes-, la Precordillera y las Sierras Pampeanas, amplia zona de basamento elevado, consideradas como una caracterís-

tica tectónica distinguible en regiones de subducción plana (Smalley *et al.*, 1993).

Las Sierras Pampeanas constituyen la provincia más oriental de la orogenia andina y son bloques de grandes cadenas de basamento cristalino y anchos valles que se extienden norte-sur. Penetran por el norte en la Puna Argentina (parte sur del Altiplano), la cordillera oriental y la zona sur del cinturón subandino. Hacia el este y el sur, limitan con rocas cratónicas no deformadas (Figura 1).

Es sabido que el espesor de la corteza varía con el ángulo de subducción. Es muy profunda bajo el Altiplano-Puna. La mayor cantidad de determinaciones de espesores corticales proviene de estudios

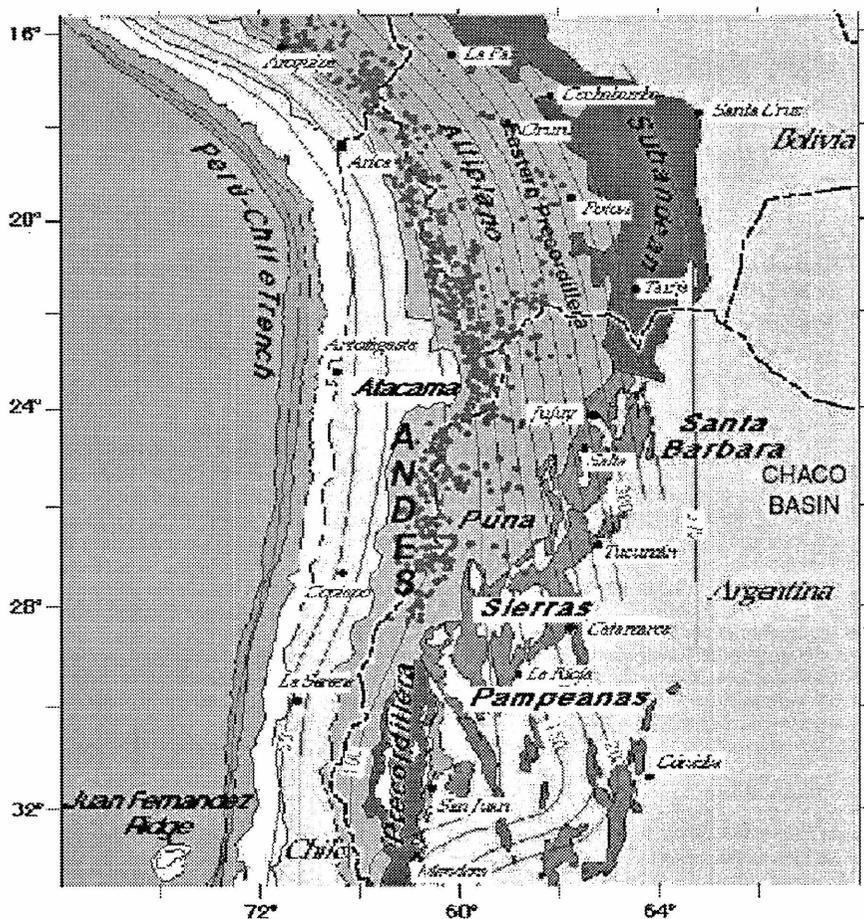


Figura 1. Rasgos tectónicos básicos de la zona de estudio. Las líneas llenas indican la curvas de nivel de la zona de Wadati-Benioff, los puntos indican la distribución de los volcanes jóvenes, (< 6 Ma) (de Cahill e Isacks, 1992).

sísmicos (Zandt *et al.*, 1994; Beck *et al.*, 1996) y también de datos gravimétricos y magnetotéluricos (Götze *et al.*, 1994; Schwartz *et al.*, 1994). Los datos disponibles indican que en el Altiplano el espesor cortical es de los mayores del mundo y que puede exceder los 70 km (Dorbath *et al.*, 1993).

Para latitudes correspondientes a la Puna Argentina, el espesor cortical es de aproximadamente 65 km y disminuye a 52-57 km debajo de la Precordillera y Sierras Pampeanas, sugiriendo un incremento en la inclinación hacia el oeste (James y Snoke, 1994; Whitman, 1994).

Snoke y James (1997) determinaron la profundidad promedio del Moho en las cuencas del Paraná y Chaco, ubicadas al este de la Puna argentina (Figura 1). Encontraron que el espesor cortical de la cuenca del Chaco es de sólo 32 km, con modelos de velocidad suavemente menores que en la cuenca del Paraná

En latitudes correspondientes a la región de las Sierras Pampeanas, se hicieron distintos estudios geofísicos para determinar el espesor de la corteza con datos sismológicos, gravimétricos y magnetotéluricos (Reigner *et al.*, 1992; Smalley *et al.*, 1993; Whitman, 1994; Pomposiello *et al.*, 1994, 1998; Rosello *et al.*, 1996). Reigner *et al.* (1994) estimaron la variación del espesor cortical usando ondas convertidas. Estos autores encontraron que bajo las Sierras Pampeanas, el Moho está a una profundidad cercana a los 52 km, debajo de la precordillera oriental se inclina hasta los 55-57 km y debajo de Los Andes, hasta 60 km.

Mooney *et al.* (1998) presentaron un modelo global de la corteza terrestre con una resolución de 5° x 5°, CRUST 5.1, para distintas regiones geológicas, tales como escudos precámbricos, márgenes continentales, orogenias, etc. Una de las aplicaciones es que este modelo permite predecir estructuras corticales en regiones donde, hasta ahora, no hay mediciones sísmicas disponibles, tal como ocurre en una gran parte de

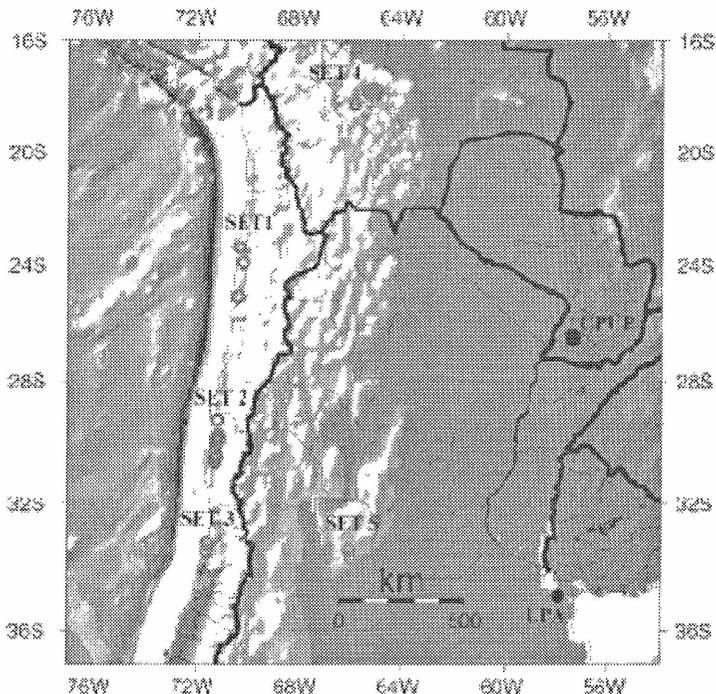


Figura 2. Mapa que muestra la ubicación de los epicentros correspondientes a los diferentes Sets (1 a 5), además de las estaciones sísmológicas LPA y CPUP.

América del Sur.

DESCRIPCION DE LOS DATOS

El propósito de este trabajo es determinar el espesor cortical, usando velocidad de grupo de ondas superficiales. No se han realizado estudios previos de este tipo debido a la escasa instrumentación sísmológica permanente, encontrándose dentro de los datos disponibles los que provee la estación de La Plata (LPA). Aunque no se pueden obtener las variaciones laterales de la densidad de la corteza usando solamente una estación de registro, se consigue obtener un valor promedio del espesor de la corteza. Este resultado puede ser comparado y correlacionado con los valores procedentes de los modelos globales.

En este trabajo se analizan sismogramas usando la Técnica de Filtrado Múltiple (Dziewonski *et al.*, 1969; Levshin *et al.*, 1992) para obtener las curvas de dispersión. Luego se invierten estas curvas aplicando el programa Udima (Lockshtanov, 1993) para obtener el modelo de velocidad, utilizando como entrada para el proceso de inversión, los modelos estimados por CRUST 5.1

Se completó el estudio analizando eventos cuyas trayectorias no pasen por las Sierras Pampeanas: dos Sets, incluyendo eventos que proceden del norte y del oeste, respectivamente, atravesando solamente áreas cratónicas y otro Set que proviene del oeste y cruza la cadena de Los Andes.

Se utilizaron eventos que fueron registrados en la estación sísmológica LPA (34°54'32" S y 57°55'56" W), La Plata, Argentina. Dicha estación integró desde el año 1962 la red sísmológica mundial, World Wide Standard Seismograph Network (W.W.S.S.N.). Está equipada desde 1995 con 3 sismógrafos de largo período, un sismómetro vertical Sprengnether ($T_s = 15$ seg), y dos sismómetros horizontales Press-Ewing ($T_s = 15$ seg), conectados a galvanómetros (100 seg) y a una placa adquisidora de datos DT2824-PGH, con resolución de 12 bits, filtro antialias con $f_c = 8$ Hz y cuatro polos. El software de adquisición utilizado es el Mdetect (IASPEI) y el muestreo de 20 Hz.

El continente sudamericano tiene baja sismicidad continental detectada y ha estado pobremente instrumentado. Desde fines del año 2000, se ha instalado una nueva estación TRQA (Tornquist, Argentina) de la red sísmológica global GSN en la zona oriental de Argentina. Hasta ese entonces, LPA ha sido la única estación sísmológica en esa región. Por esta razón se ha utilizado el método de una estación para llevar a cabo el análisis de dispersión y la determinación de los velocidades de grupo entre la fuente y el receptor. Para este estudio se utilizó la componente vertical del movimiento.

Para poder estudiar la región de las Sierras Pampeanas usando datos de la estación LPA, fue

necesario utilizar eventos que ocurrieron al oeste de esta formación. La selección efectuada estuvo condicionada por la sismicidad y por las características de nuestra estación sismológica. Luego, para comparar entre esas trayectorias y otras continentales, se eligieron eventos que no incluyeran las Sierras Pampeanas en su trayectoria hasta la estación. Y finalmente se utilizó como estación receptora CPUP (Villa Florida, Paraguay) en eventos que en su trayectoria recorrieran la región de estudio a efectos de realizar una comparación con los resultados obtenidos.

La ubicación geográfica de los eventos seleccionados nos permite la formación de cinco Sets (Figura 2):

Set 1 incluye eventos con latitudes entre 23° y 25°S y longitud 70°O, cuyas trayectorias atraviesan Los Andes, las Sierras Pampeanas (27° y 29°S y 64° y 69°O) y una zona cratónica, con distancias epicentrales a La Plata de 1700 km.

Set 2 incluye eventos con epicentros cercanos a 30°S y 72°O, que atraviesan trayectorias similares con distancias de 1400 km.

Set 3 incluye eventos localizados cerca de 33°S y 72°O, cruzando Los Andes y una región cratónica, con distancias de 1300 km.

Set 4 corresponde a eventos con epicentros cercanos a 18°S y 65°O con trayectorias que atraviesan áreas cratónicas, y con distancias a la estación de cerca de 2000 km.

Set 5 incluye eventos localizados cerca de 33.5°S y 66°O, donde también las trayectorias cruzan áreas cratónicas y las distancias son de 750 km.

CURVAS DE DISPERSION

Se aplicó un preproceso a los datos mediante el programa Pitsa (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, Scherbaum y Johnson, 1993). El mismo incluye la aplicación de la corrección por instrumento y la corrección por línea base, a efectos de determinar y sustraer las componentes de variación lenta. Luego, las trazas se filtraron con un pasabandas Butterworth entre las frecuencias 0.014 Hz y 1 Hz (1 seg y 70 seg), en algunos casos y 0.014 Hz y 0.1 Hz (10 seg y 70 seg) en otros, para disminuir la componente de ruido presente. Dicho filtro es del tipo recursivo en el dominio del tiempo y utiliza la transformada Z bilineal. Por último se llevaron todas las trazas a 2 Hz disminuyendo así la frecuencia de digitalización.

El análisis espectral de los datos se realizó usando el programa de cálculo F.T.A.N. (Frequency-Time Analysis, Levshin *et al.*, 1972). El mismo está basado en la técnica de Filtrado Múltiple (Kocaoglu y Long, 1993) y permite obtener las curvas de dispersión. Este programa requiere un encabezamiento para cada traza. Para confeccionar este archivo que contiene la información del evento y la estación se utilizó el programa SAC (Seismic Analysis Code, Tapley, 2000).

Como ejemplo de este proceso, se muestra en la Figura 3a el dato original correspondiente a un evento del Set 1 y en la Figura 3b la entrada al FTAN y la señal filtrada.

La Figura 4 muestra las curvas de dispersión obtenidas para los distintos eventos correspondientes a los cinco Sets seleccionados. Las diferencias en las curvas asociadas con los otros Sets, indican claramente que las diferencias estructurales en la corteza y manto superior pueden ser resueltas mediante este método.

INVERSION

A efectos de obtener los modelos finales, se usó el método de inversión desarrollado por Lockshtanov (1993), basado en la técnica descrita por Kushnir y otros (1988). Estos autores asumen que el medio es homogéneo horizontalmente y en consecuencia proponen un sistema lineal:

$$U_{out}(w) = H(w, m) \cdot U_{in}(w)$$

que relaciona las señales modeladas en la estación de entrada $U_{in}(w)$ y salida $U_{out}(w)$, a través de la matriz de respuesta en frecuencia del medio $H(w, m)$, donde m corresponde a los parámetros que caracterizan al medio. Para poder resolver el problema inverso, se selecciona una familia parametrizada de funciones $H(w, m)$ para encontrar la respuesta en frecuencia que estadísticamente permita obtener los mejores estimadores de los parámetros desconocidos m .

El programa requiere para su funcionamiento un modelo cortical de entrada, donde se especifica el número de capas, la velocidad de la onda P y de la onda S, así como la densidad y el espesor de cada capa.

Como modelos de entrada para el proceso de inversión se utilizaron los correspondientes al CRUST 5.1 (Mooney *et al.* 1998). En el mismo se presenta un mapa del espesor de la corteza en una escala de 5 grados por 5 grados que fue obtenido utilizando datos de refracción sísmica ubicados en todo el mundo. Sin embargo, aunque este es un estudio extenso, el mayor número de perfiles usados se ubica en el hemisferio norte. Eso implica que los resultados, especialmente para América del Sur, están basados en estudios globales de características tectónicas similares más que en mediciones locales. No obstante lo cual, los datos propuestos nos permiten tener una primera aproximación para los modelos de partida.

Luego se modificaron estos modelos de partida de manera de obtener modelos más confiables que ajusten mejor con las curvas de dispersión. Para ello fue necesario cambiar el espesor de las capas, en algunos casos, agregar nuevas capas y cambiar la velocidad de las ondas; teniendo en cuenta que siempre la última capa representa el manto. Para los Sets 1, 2 y 3 los modelos que mejor ajustan tienen cinco capas, para los

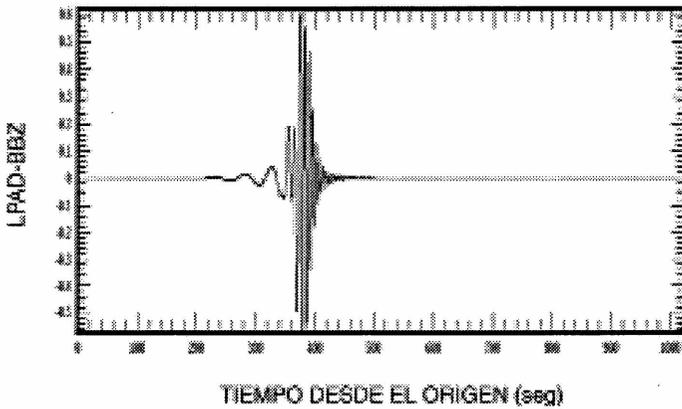
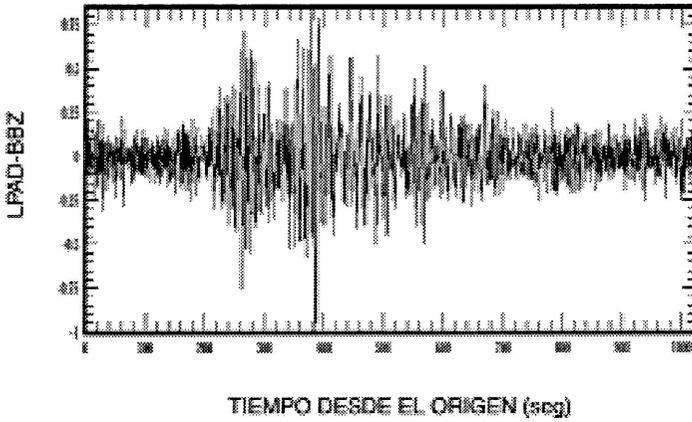
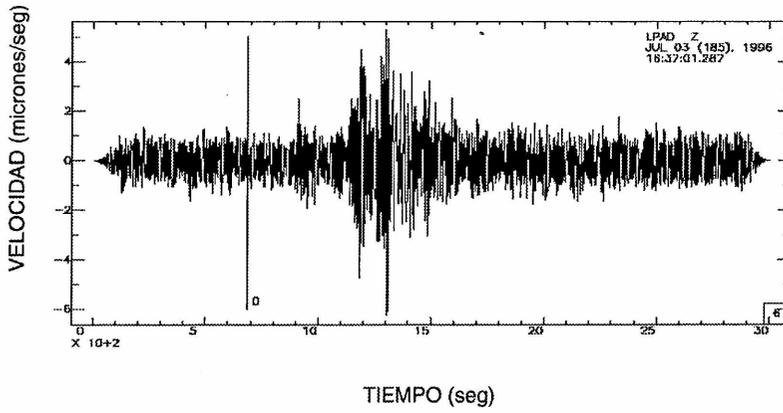


Figura 3. Evento registrado en la estación LPA (a) y su correspondiente señal filtrada, entrada del FTAN, (b) para un sismo del Set 1.

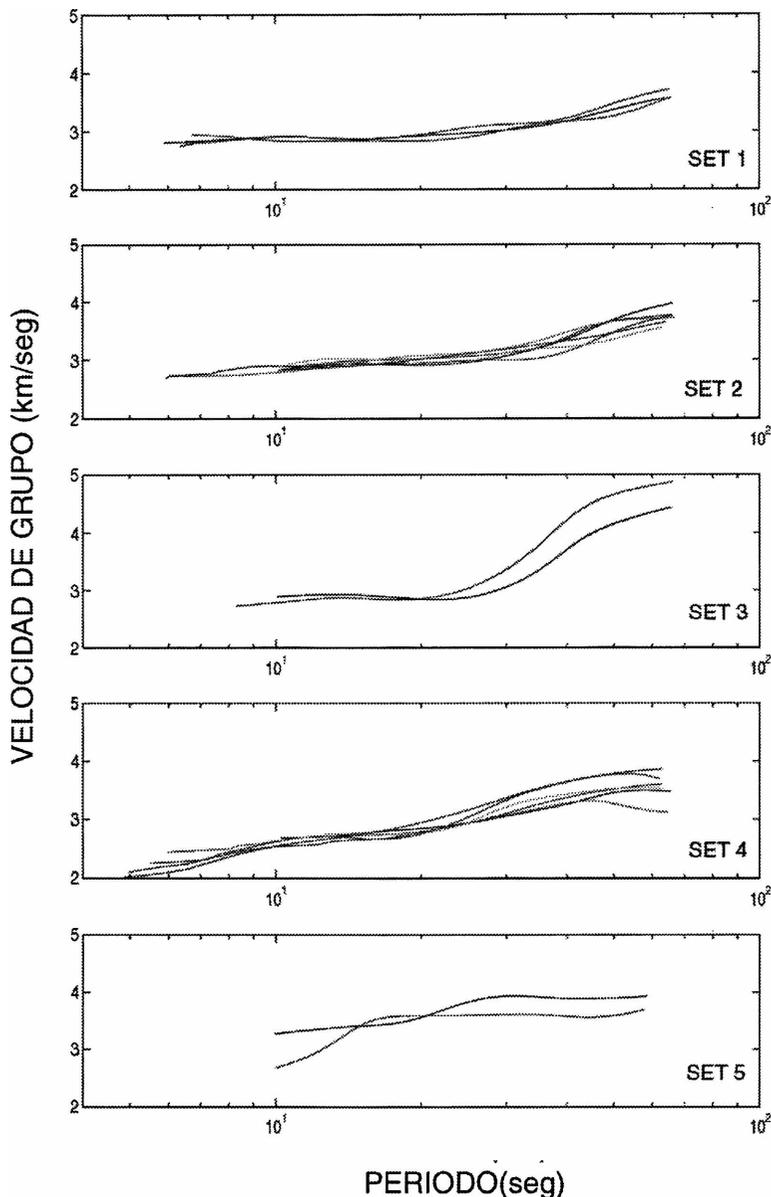


Figura 4. Curvas de dispersión para los distintos eventos correspondientes a los 5 Sets seleccionados.

otros dos Sets, 4 y 5, los modelos tienen seis capas. Para cada Set, se invirtieron las distintas curvas de dispersión para todos los eventos y se eligieron los modelos que ajustaron mejor.

En la Figura 5 se muestran los modelos finales para cada set y en la Figura 6 se muestran las correspondientes curvas de dispersión teóricas y calculadas. Analizando los resultados se encuentra que para el Set 1 el espesor cortical resulta aproximadamente igual a 52 km, para el Set 2, 55 km, para el Set 3, 44 km, para el Set 4, 34 km y para el Set 5, 32 km.

La bondad del proceso de inversión se cuantifica a través del parámetro s , calculado a partir de los residuos del retardo. Este parámetro, que se ha incluido en la Figura 6, posee los valores 0.16, 0.08, 0.77, 0.31 y 0.69 para los Sets 1 a 5, respectivamente.

Se observa que en los Sets 1 y 2 que incluyen la región de las Sierras Pampeanas, el espesor cortical varía entre 52 y 55 km mostrando una gran similitud en los modelos de ambas zonas y en correspondencia con el espesor hallado para esta región por Regnier *et al.* (1994).

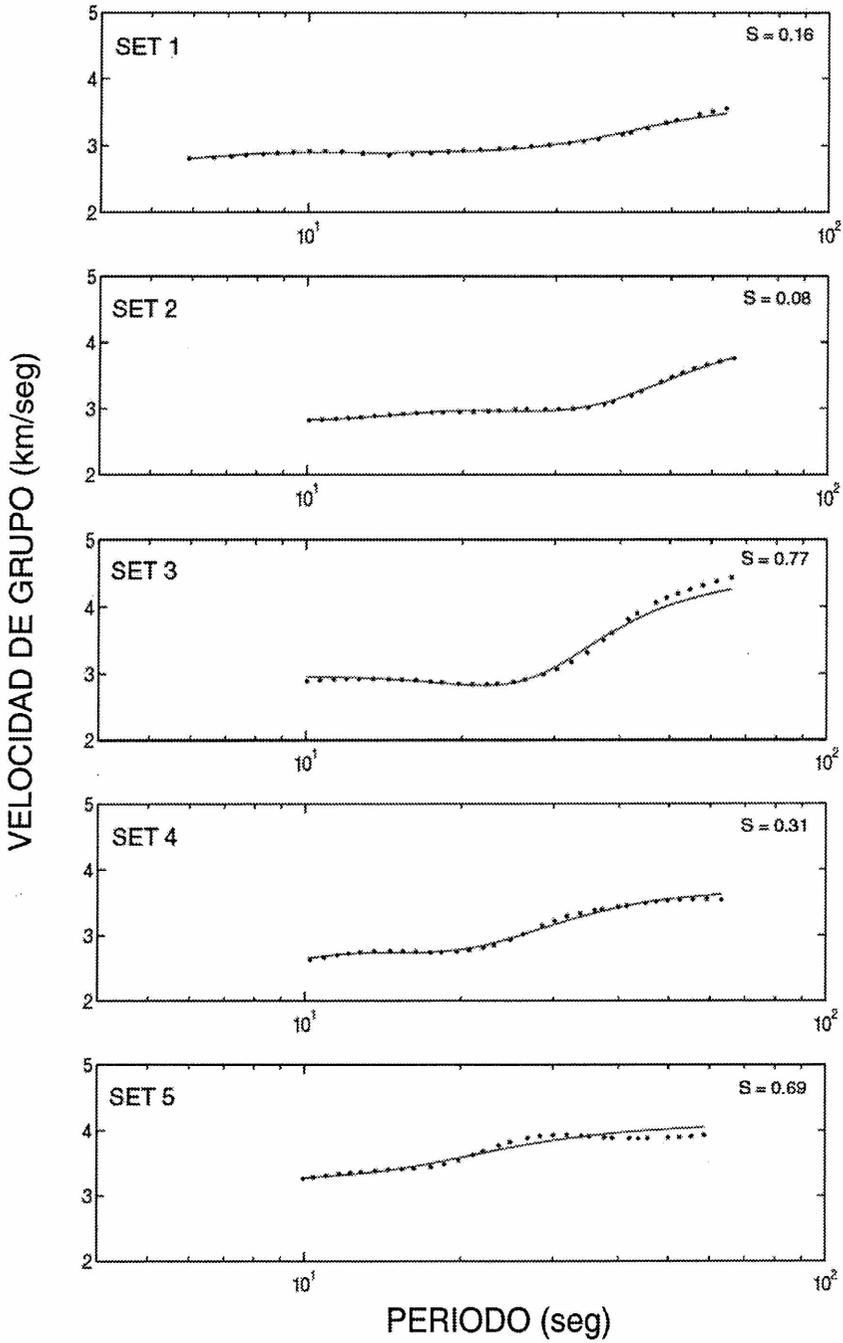


Figura 5. Mejores ajustes de modelos corticales obtenidos luego de la inversión de las curvas de dispersión, para cada Set.

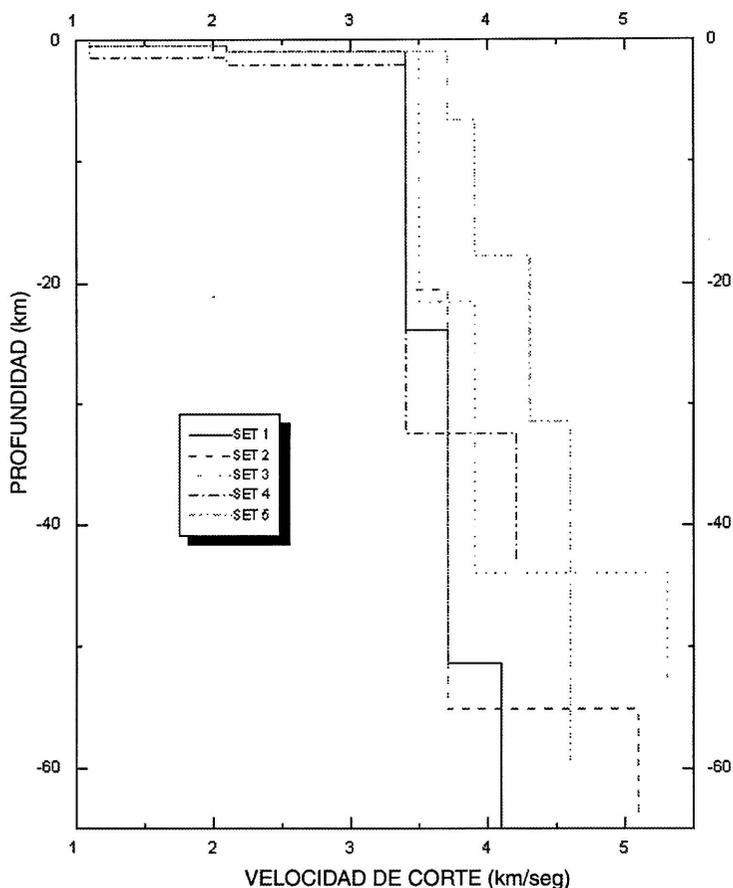


Figura 6. Resultados de la inversión correspondiente a los distintos Sets. La velocidad de grupo de ondas Rayleigh calculada en puntos y la teórica en línea llena. En cada Set se indica el parámetro de ajuste s calculado a partir de los residuos en el retardo.

A efectos de corroborar estos resultados y teniendo en cuenta que para el período considerado no había otras estaciones sismológicas al este de las Sierras Pampeanas, se analizó con el mismo procedimiento eventos registrados en CPUP, estación ubicada en Villa Florida, Paraguay ($26^{\circ}33' S$, $57^{\circ}33' O$), perteneciente a IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). En la Figura 7a se muestran las curvas de dispersión obtenidas que luego fueron invertidas. Las estructuras resultantes obtenidas con el mejor ajuste fueron comparadas con las obtenidas para los mismos datos de LPA. Las Figuras 7b y 7c ilustran los ajustes y la comparación de los modelos corticales, respectivamente. Se puede ver claramente la concordancia entre ambos modelos.

DISCUSION

Los resultados obtenidos para eventos correspondientes a los Sets 1 y 2 indican una profundidad de Moho que se aproxima a los valores obtenidos por

otros métodos geofísicos. El mapa regional de anomalías de Bouguer que cubre un cinturón entre 69° y $64^{\circ} O$ a una latitud de $27^{\circ} S$ en el margen occidental y de $28^{\circ} 30' S$ en el límite oriental, muestran variaciones del espesor cortical desde los 40 km en el escudo Brasileño hasta los 70 km debajo de Los Andes, con un valor medio de aproximadamente 45-50 km debajo de las Sierras Pampeanas (Toselli *et al.*, 1999). Teniendo en cuenta que esta área coincide con trayectorias del Set 1, las profundidades estimadas concuerdan con los valores encontrados en este trabajo.

Resultados obtenidos utilizando la sismicidad, así como ondas convertidas, (Smalley *et al.*, 1993; Regnier *et al.*, 1994), dan un valor aproximado de espesor cortical de 55 km para esta región. En particular, el estudio llevado a cabo por Regnier *et al.* (1994), se centró en la Sierra Pie de Palo, en el límite sur de las Sierras Pampeanas. Comparando este resultado con los valores hallados para el Set 2, se observa que hay una total coincidencia. Además, ambos resultados se diferencian de los predichos para

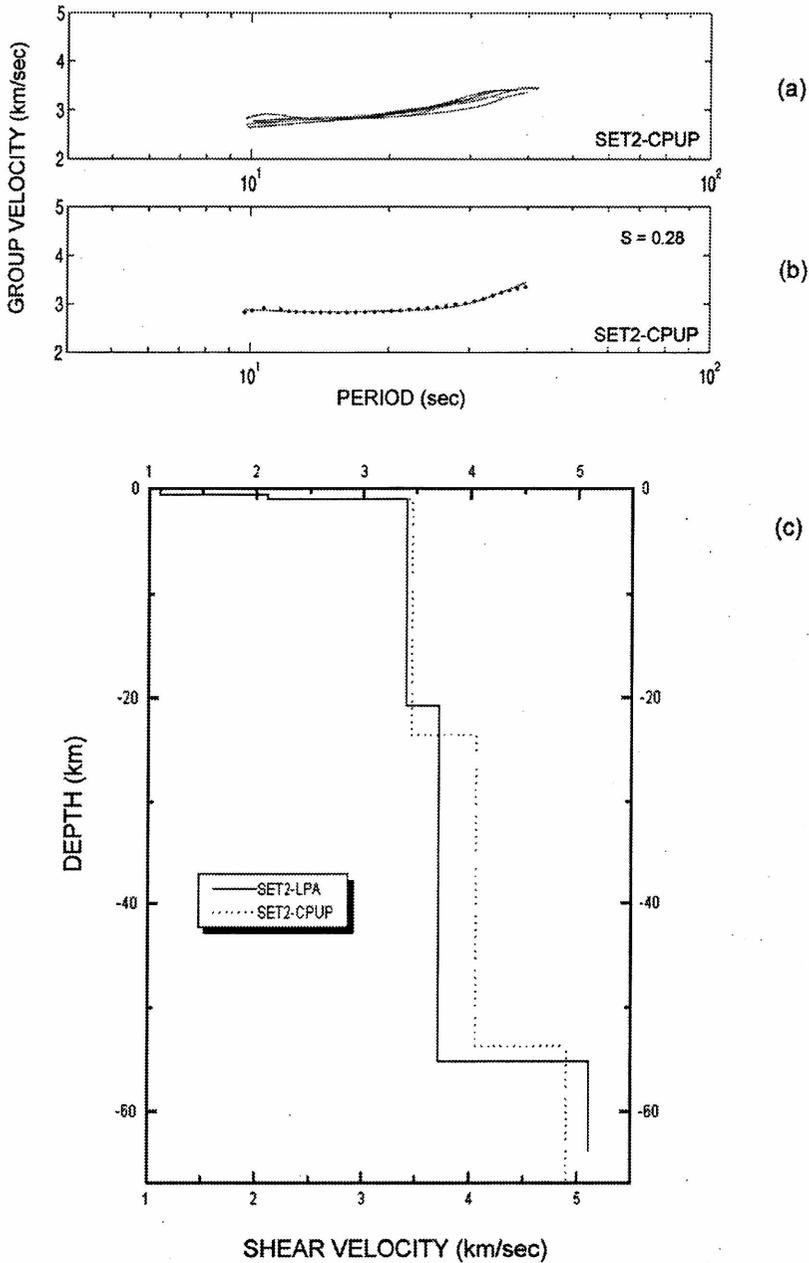


Figura 7. a) Curvas de dispersión para los distintos eventos correspondientes al Set 2, registrados en CPUP. b) Velocidad de grupo de ondas Rayleigh calculada (puntos) y teórica (línea llena). c) El mejor ajuste de modelo cortical correspondiente a trayectorias entre el Set 2 y ambas estaciones sísmológicas, LPA y CPUP.

esta región por el modelo CRUST 5.1, de 70 km. Sin embargo, esta diferencia era previsible ya que este modelo global posee fundamentalmente dos limitaciones. La primera de ellas es el tamaño de las celdas, 5° x 5°, que cubre un área suficientemente grande como para poder incluir dos estructuras corticales distintas dentro de una celda y, por otra parte, la ausencia de perfiles de refracción en la mayor parte del continente sudamericano, lo cual impide una resolución local de las estructuras.

Se ve también que las velocidades de manto para estos dos Sets presentan diferencias. Se ha encontrado que las velocidades de la onda transversal en el manto superior para las trayectorias del Set 1 (cuenca norte incluyendo la Planicie tucumana) tienen valores bajos, o sea de carácter tectónico o astenosférico, mientras que las velocidades para las trayectorias del Set 2 son más altas, características de los escudos. De acuerdo a estudios de ondas Lg (Rial y Ritzwoller, 1997), las bajas velocidades en el manto superior pueden ser indicadores de altas temperaturas.

La interpretación de este fenómeno podría vincularse con los datos corticales existentes. Aunque todas las trayectorias cruzan las Sierras Pampeanas, las cuencas intermontanas correspondientes a este sistema revelan características diferentes entre ellas y estas diferencias pueden ser la explicación de los resultados obtenidos.

Los datos gravimétricos y magnetotéluricos han provisto información de la estructura de las cuencas principales ubicadas en este sistema, incluyendo el espesor de las cubiertas sedimentarias y en algunos casos la profundidad del Moho. Los resultados mostraron diferentes características cuando se tuvieron en cuenta transectas que cruzaran las Sierras Pampeanas en diferentes latitudes.

Estudios magnetotéluricos realizados en las diferentes cuencas indicaron que éstas eran muy profundas y conductivas, con un espesor de la cubierta sedimentaria de aproximadamente 9 km (ej., Pomposiello *et al.*, 1998). Estos rasgos son típicos de otras cuencas occidentales pertenecientes a este sistema y valores de espesor similares han sido obtenidos a través de mediciones gravimétricas, refracción y reflexión sísmicas en 29.7°S y en 31.5°S (Jordan y Allmendinger, 1986; Introcaso, 1990).

Resultados geofísicos previos indican la presencia de una zona de muy alta conductividad, asociada a la existencia de una importante área termal en la región correspondiente a los eventos del Set 1 (Osella *et al.*, 1992, 1993; Pomposiello *et al.*, 1994, 2002; Toselli *et al.*, 1999).

Se pueden comparar los valores predichos por la inversión de las velocidades de grupo de ondas Rayleigh con los resultados anteriormente mencionados. El espesor de la cubierta sedimentaria que se ha encontrado es de aproximadamente 1 km. El

bajo espesor sedimentario obtenido luego del proceso de inversión puede ser explicado por el hecho que el valor resultante es el promedio a lo largo del camino completo, el cual incluye no solo valles, sino también cordones montañosos.

La manifestación termal en superficie podría ser el resultado de un aumento de temperatura en el manto. Este hecho podría explicar las bajas velocidades encontradas en el Set 1 y la diferencia de velocidades con el Set 2.

Por otra parte, en el Set 3, se observa un resultado diferente a aquellos obtenidos para los Sets 1 y 2 (Figuras 4 y 5). El mayor ajuste para la inversión arroja un valor de 44 km para el espesor cortical con una velocidad de S para el manto superior de 5.3 km/seg, que es mayor que los valores obtenidos para los Sets 4 y 5. El hecho que las trayectorias incluidas en el Set 3 son prácticamente cratónicas podrían explicar este resultado. Sin embargo, estas explicaciones son especulativas si consideramos que en este caso han sido analizados pocos sismogramas.

Por el contrario, cuando se tratan los eventos del Set 5, se encuentra un comportamiento distinto. Se puede observar que el espesor cortical decrece hacia el sur en Los Andes; los valores de espesor obtenido son menores que en las Sierras Pampeanas. Además, la relación entre los resultados del Set 3 y del Set 5 puede ser explicada si tomamos en cuenta que los epicentros del Set 3 están ubicados cerca del margen oceánico, en la zona de subducción, mientras que los eventos del Set 5 se originaron lejos de la zona andina y se propagaron a través de recorridos cratónicos, lo que significa que el espesor cortical es menor, similar al resultado obtenido para el Set 4. Sin embargo, se ha notado que los resultados para el Set precedente tienen las mismas limitaciones que los del Set 3.

Los resultados obtenidos con epicentros en Bolivia (Set 4), cuyas trayectorias se encuentran en regiones cratónicas, se aproximan a resultados previos y corresponden a una corteza más delgada como era previsible. Snoke y James (1997) encontraron que el espesor cortical en la cuenca de Chaco era sólo de aproximadamente 32 km, espesor que es sustancialmente menor que el de la cuenca del Paraná, con velocidades llamativamente bajas. También se ha encontrado una velocidad baja, de aproximadamente 4.2 km/seg, en la parte superior del manto, similar a lo que Snoke y James (1997) encontraron debajo de la cuenca del Chaco, un valor que es característico de manto astenosférico. Estos autores atribuyeron el significado de la aparente baja velocidad en el manto superior a dos posibles causas: la primera conectada con el hecho que las bajas velocidades pueden ser atribuidas al arco andino, la segunda relacionada al hecho que en particular en la cuenca del Chaco, ubicada en la región del arco donde la expansión del retroarco ocurre debajo del arco de islas oceánicas, la estructura de velocidades, tanto cortical como de manto superior, pueden ser indicadores de manto más

caliente y quizás acortamiento cortical. Por el contrario, el único tectonismo asociado con el retroarco de Los Andes, incluyendo los terremotos corticales subandinos, parecen ser de origen compresional y no extensional, y nosotros podríamos en consecuencia, no esperar extensión debajo de la cuenca chaquense.

CONCLUSIONES

Se ha usado el análisis de dispersión de ondas superficiales para investigar las propiedades físicas del sistema litósfera-astenosfera en la región de las Sierras Pampeanas y comparado los resultados con aquellos obtenidos para otras estructuras tectónicas. Aunque sólo se utilizó una estación de registro, este estudio es el primero para obtener estimaciones regionales del Moho basado en el análisis de velocidades de ondas superficiales. Los modelos 1D obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión están de acuerdo con resultados previos.

La estructura sísmica de la corteza y manto superior por debajo de América del Sur permanece pobremente caracterizada en su totalidad, particularmente en comparación con América del Norte y Eurasia. Nuestro estudio aporta información obtenida con ondas superficiales a través del método de una única estación. Se puede concluir, usando estos datos, que esta técnica es útil para obtener el espesor cortical para las diferentes regiones, aunque no nos permite inferir acerca de las capas corticales superiores.

Las trayectorias de los Sets 1 y 2 pueden considerarse de espesor cortical similar pero con diferentes velocidades. Esto es el reflejo de la existencia de una área termal además de una anomalía eléctrica en la corteza profunda para la trayectoria entre el Set 1 y La Plata.

Se ha encontrado también un espesor preliminar de 44 km para las trayectorias entre el Set 3 y La Plata. En los Sets 4 y 5, que incluyen eventos cuyos caminos atraviesan zonas cratónicas, se han encontrado espesores corticales menores, de aproximadamente 32 km. La profundidad del moho obtenida a partir del Set 4 está de acuerdo con la obtenida previamente para la cuenca de Chaco.

El despliegue de nuevas estaciones, tales como TRQA (Tornquist, Argentina), nos permitirá en un futuro cercano completar este análisis e incluir las variaciones regionales de la corteza y manto superior, que son requerimientos necesarios para caracterizar una zona de subducción, donde las mismas son un rasgo característico.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado por la Universidad de La Plata, Universidad de Buenos Aires y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Los autores agradecen a Anatoli Levshin por poner a disposición el FTAN y el UDIMA. Agradecemos al Consorcio IRIS por la provisión de datos de la estación CPUP. En este trabajo se ha utilizado el

software para gráficos GMT (Generic Mapping Tools), de dominio público.

REFERENCIAS

- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G. y Drake, L., 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology*, 24, 407-410.
- Cahill, T. y Isacks B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17503-17529.
- Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G. y Martinez, C., 1993. A Teleseismic Study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in Northern Bolivia: New Constraints on a Lithospheric Model. *J. Geophys. Res.*, 98, 9825-9844.
- Dziewonski, A., Bloch, S. y Landisman, M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seis. Soc. Am.* 59, 427-444.
- Götte, H. J., Lahmeyer, B., Schmidt, S. y Strunk, S., 1994. The lithospheric structure of the Central Andes (20-25°) as inferred from quantitative interpretation of regional gravity, in *Tectonics of the Southern central Andes: structure and evolution of an active continental margin*, edited by K. J. Reutter, E. Scheuber, and P. J. Wigger, pp. 23-48, Springer-Verlag, Berlin.
- Introcaso, A., Robles, A. y Guspi, F., 1990. Interpretación gravimétrica preliminar en la cuenca del Bermejo. *Geoacta*, 17(2), 179-202.
- James, D. y Snoko, J., 1994. Structure and tectonic in the region of flat subduction beneath Central Peru: Crust and uppermost mantle. *J. Geophys. Res.*, 99, 6899-6912.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, J., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.
- Jordan, T. y Allmendinger, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *Amer. J. Sci.*, 286, 737-764.
- Kocaoglu, A. H. y Long, L. T., 1993. A review of time-frequency analysis techniques for estimation of group velocities. *Seism. Res. Lett.*, 64, 157-167.
- Kushnir, A. F., Levshin, A. L. y Lokshtanov, D. E., 1988. Determination of the velocity section from the spectra of surface waves by nonlinear optimization methods. *Problems of Seismological Information Science, Comput. Seismology*, 21, Allerton Press, NY, 137-152.
- Levshin, A. L., Pisarenko, V. F. y Pogrebinsky, G.A., 1972. On a frequency-time analysis of oscillations. *Ann. Geophys.*, 28, 211-218.
- Levshin, A., Ratnikova, L. y Berger, J., 1992. Peculiarities of surface-waves propagation across Central Eurasia. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 82, 2464-2493.
- Lokshtanov, D. E., 1993. UDIMA program. Personal communication.
- Mooney, W., Laske, G. y Guy Masters, T., 1998.

- CRUST 5.1: a global crustal model at 5° x 5°. *J. Geophys. Res.*, 103, 727-747.
- Osella, A. M., Pomposiello C., Maidana, A. y Borzotta, E., 1992. Electromagnetic Studies in the Tucumán Plain. *Acta Geod. Geophys. et Mont.*, 27(1): 103-110
- Osella, A. M., Pomposiello, C., Favetto, A., Sainato, C. y Martinelli, P., 1993. Bidimensional modeling of a geothermal anomaly in the eastern border of Aconquija range. *Acta Geod. Geophys. Mont.*, 28, 329-341.
- Pomposiello C., Osella, A.M., Maidana, A. y Borzotta, E., 1994. MT studies in South-East region of Tucumán Plain in NW Argentina. *Journal of South-American Earth Sciences*, 7(2), 101-107.
- Pomposiello C., Osella, A.M., Favetto, A., Sainato, C., Martinelli, P. y Aprea, C., 1998. Current channelling and three-dimensional effects detected from magnetotelluric data from a sedimentary basin in Sierras Pampeanas, Argentina. *Geophys. J. Inter.*, 135 (2), 339-351.
- Pomposiello, M. C., Favetto, A., Sainato, C., Booker, J. and Li, S., 2002. Imaging the sedimentary basin of the Tucumán Plain in the northern Pampean Ranges, Argentina. *J. Applied Geoph.*, Special Issue, 47-58.
- Regnier, M., Chatelain, J., Smalley, R. Jr., Chiu J., Isacks, B. y Araujo, M., 1992. Seismotectonics of Sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean Foreland of Argentina. *Bull. Seis. Soc. Am.* 82, pp. 2549 - 2571.
- Regnier, M., Chiu, J., Smalley, R. Jr., Isacks, B. y Araujo, M., 1994. Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 84, 1097-1111.
- Rial, J. y Ritzwoller, M., 1997. Propagation efficiency of long-period Lg waves in the South American continent. *Geophys. J. Int.*, 131, 401-408.
- Rosello, E., Mozetic, M., Cobbold, P., de Urreiztieta, M., Gapais, D. y Lopez Gamundi, O., 1996. The Valle Fértil flower structure and its relationship with the Precordillera and Pampean ranges. *Third ISAG*, 481-484.
- Scherbaum F. y Johnson J., 1993. PITSAs, Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis. IASPEI Software Library, Vol. 5.
- Schawrz, G., Chong, G., Kruger, D., Martinez, E., Massow, W., Rath, V. y Viramonte, J., 1994. Crustal high conductivity zones in the southern Central Andes, in *Tectonics of the Southern central Andes: structure and evolution of an active continental margin*, edited by K. J. Reutter, E. Scheuber and P. J. Wigger, pp. 49-67, Springer-Verlag, Berlin.
- Snoke, J. and James, D. 1997. Lithosteric structure of the Chaco y Paraná basins of South America from surface-wave inversion. *J Geophys. Res.*, 102, 2939-2951.
- Smalley, R., Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J., Chatelain, B. y Puebla, N., 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and its implications for crustal and lithosphere behavior. *Tectonics*, 112, 63-76.
- Tapley, W.C. y J.E.Tull, 2000. SAC2000, Seismic Analysis Code., Lawrence Livermore National Laboratory. (<http://www-ep.es.llnl.gov/tvp/sac.html>).
- Toselli, A., Pomposiello, C., Durand, F., Osella, A. y Lopez de Luchi, M., 1999. South American Global Geoscience Transect 7: Cordillera Frontal to Llanura Chaco Pampeana, Northern Argentina. *International Geology Review*, 41, 154-174.
- Whitman, D., 1994. Moho geometry beneath the eastern margin of the Andes, northwest Argentina, and its implications to the effective elastic thickness of the Andean foreland. *J. Geophys. Res.*, 99, 15277-15289.
- Zandt, G., Velasco, A. y Beck, S. L., 1994. Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology*, 22, 1003-1006.

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y DE CIRCULACIÓN EN UN MEANDRO DE UN CANAL DE MAREA (ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA - ARGENTINA)

Guillermo R. ANGELES¹, Gerardo M. E PERILLO²⁻³, M. Cintia PICCOLO¹⁻²

¹Departamento de Geografía, Universidad Nacional del Sur, 12 de Octubre y San Juan, 8000, Bahía Blanca, Argentina.

²Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804, 8000, Bahía Blanca, Argentina

³Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000, Bahía Blanca, Argentina. e-mail: perillo@criba.edu.ar

RESUMEN

El estuario de Bahía Blanca (Argentina) se caracteriza por la presencia de una red de canales de marea con un patrón espacial dominante tipo meandriforme, sobre todo en los sectores con escaso gradiente, específicamente en las planicies de marea. Un meandro de un canal de marea del estuario de Bahía Blanca, llamado La Lista (Figura 1), fue seleccionado para desarrollar este trabajo con el objetivo de describir las variaciones de los diferentes parámetros oceanográficos: salinidad, temperatura y corrientes de marea. Fue realizada una campaña en la cual fueron obtenidos datos en tres estaciones colocadas a lo largo del meandro, midiéndose durante un ciclo de marea (13 h). El comportamiento de la salinidad es similar en las tres estaciones. Pero, el gradiente salino a lo largo del ciclo de marea varía en el orden de 2 con máximos registros durante la bajamar, debido a los procesos de lavado y de evaporación desarrollados sobre las planicies de marea adyacentes. La temperatura muestra un gradiente vertical significativo en los diferentes perfiles, con los máximos valores registrados en superficie. Las máximas velocidades fueron registradas durante el reflujo (87 e 67 cm s⁻¹ para U y V, respectivamente); durante el período de flujo los máximos medidos fueron de 53 y 33 cm s⁻¹ para U y V, respectivamente. Se observaron diferencias en los perfiles de corrientes a lo largo del meandro. Comparando los gradientes de velocidad en las distintas estaciones, durante el ciclo de marea se observaron las mayores variaciones durante el flujo. **Palabras clave:** meandro, canal de marea, estuario, circulación y dinámica

ABSTRACT

Meanders are a typical pattern in tidal channels, specially in tidal flats and marshes having low gradients. There is a tendency that meandering, both in rivers and tidal channels increase with a decrease in relief. The circulation in river meanders is well known and documented, but in tidal channels there are no previous studies. A specific tidal channels in the Bahía Blanca Estuary, La Lista Channel, was specifically selected in order to describe the variations of the different oceanographic parameters such as salinity, temperature and tidal currents. Three stations situated along the meander were occupied during a complete tidal cycle (13 h). Salinity behavior is similar in the three stations considered. However, a saline gradient along the tidal cycle shows a variation of 2 with its higher values registered during the low tide period, due to the washing and evaporation processes occurring on the tidal flats. Water temperature shows a significative vertical gradient, with the high values measured on the surface. The highest velocities were measured during the ebb period (87 y 67 cm s⁻¹ for U and V, respectively); during the flood period, the higher values registered were 53 and 33 cm s⁻¹ for U and V, respectively. Differences among the tidal current profiles along the meander were observed. Comparing the current velocity gradients in the different stations, both flood tide and ebb tide, was observed the higher variations during the flood tide period.

Keywords: meander, tidal channel, estuary, circulation and dynamic

INTRODUCCION

El estuario de Bahía Blanca, localizado en el SO de la Provincia de Buenos Aires (Argentina), presenta una configuración espacial caracterizada por la presencia de un Canal Principal y de una compleja red de canales de marea separados por islas, amplias marismas bajas y planicies de marea (Figura 1). Básicamente, es un estuario tipo mesomareal (amplitud de marea con variaciones entre 2 y 4 m) que se comporta como un estuario de mezcla parcial en el sector interior, pero con una fuerte tendencia a ser

seccionalmente homogéneo bajo condiciones de escasa descarga fluvial. En el sector exterior se comporta, como seccionalmente homogéneo y con salinidades semejantes a las de la plataforma continental (Piccolo y Perillo, 1990).

El sector interior del estuario se caracteriza por la presencia de numerosos canales de marea que presentan un marcado patrón meandriforme. En ambientes controlados por la marea, como planicies de marea y marismas, la presencia de canales meandriformes y sedimentos limo-arcillosos son

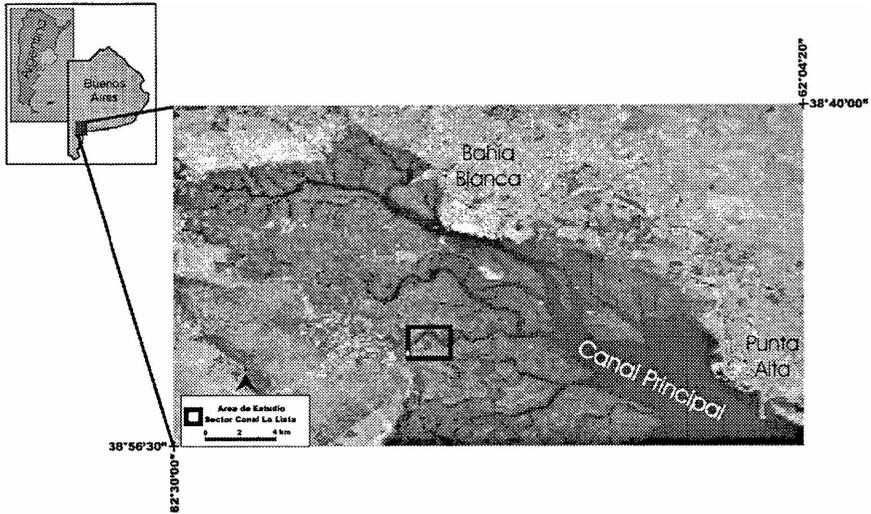


Figura 1. Área de estudio

dominantes. Es prácticamente imposible hallar un canal de marea que no describa el típico patrón meandriforme. A pesar de esta particularidad, aún no se han adelantado explicaciones teóricas que definan con precisión las razones de este tipo de drenaje preferencial (Amos, 1995). Esto obedece a que solo recientemente se han conseguido establecer los criterios de circulación de las corrientes de marea en planicies de mareas (Perillo *et al.*, 1993). Los patrones de circulación en meandros fluviales está muy bien documentado, pero son muy escasos los estudios donde se analiza la circulación en canales de marea.

En el presente trabajo se presenta el estudio desarrollado en un meandro de un canal de marea del estuario de Bahía Blanca denominado La Lista (Figura 1). Se realizaron mediciones oceanográficas con los siguientes objetivos: a) definir el comportamiento de los parámetros hidrográficos en canales de marea

meandriformes y sus relaciones con las planicies de marea y marismas; b) describir la circulación de las corrientes tanto longitudinales como transversales en meandros de canales de marea; y c) analizar como influyen los canales de marea en la circulación general del estuario. El meandro fue seleccionado luego de un análisis de todos los existentes en el estuario de forma tal de que sus condiciones geomorfológicas y dinámicas sean típicas del ambiente regional. En particular se priorizó el hecho que este canal no recibe aporte de agua dulce alguno, forma parte de uno de los mayores canales secundarios del sistema pero su ubicación es alejada de la boca del mismo.

METODOLOGÍA

Luego de un relevamiento batimétrico del total del meandro y de la planicie de marea adyacente, se decidió efectuar el estudio en tres estaciones

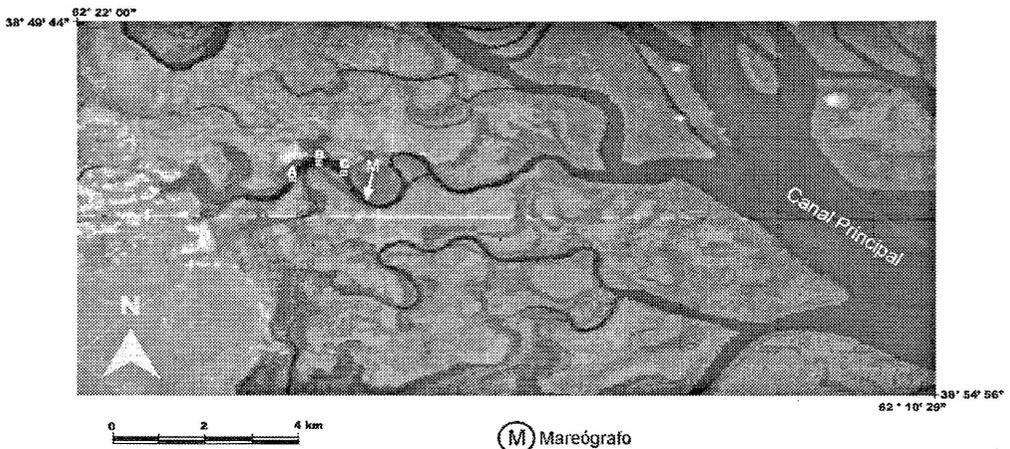


Figura 2. Localización de las estaciones de medición en el canal La Lista.

Características Físicas y de Circulación en un Meandro de un Canal de Marea (Estuario de Bahía Blanca - Argentina)

Tabla 1. Localización geográfica de las estaciones de medición en el canal La Lista

| Estación | Latitud | Longitud |
|----------|-----------------|-------------------|
| A | 38° 51' 48" Sur | 62° 18' 56" Oeste |
| B | 38° 51' 41" Sur | 62° 18' 47" Oeste |
| C | 38° 51' 47" Sur | 62° 18' 33" Oeste |

localizadas a lo largo del meandro, denominadas A, B y C (Figura 2). Las mediciones fueron efectuadas considerando un ciclo completo de marea (13 horas) obteniéndose, para cada estación, perfiles representativos de la magnitud y dirección de las corrientes de marea, conductividad y temperatura. El aparato empleado fue un correntómetro acústico FSY2D con un intervalo de adquisición de datos de 2 segundos. Las mediciones fueron realizadas durante el izado (ascenso y descenso) lento del instrumento. Se obtuvieron 11 perfiles en la estación A, 22 en la estación B, y 11 perfiles en la estación C.

Las velocidades fueron descompuestas en una componente paralela al eje del canal (U), positiva en la dirección del reflujo y en otra componente transversal a la anterior (V), positiva hacia la margen derecha (observando hacia la desembocadura del canal). Las profundidades fueron normalizadas según la profundidad determinada por una ecosonda durante la realización del perfil de modo que 0 y 1 corresponden a superficie y fondo, respectivamente.

Los registros de salinidad y temperatura fueron medidos con un MiniCTD Interocean conectado a través de una interface diseñada en el IADO (Galfón *et al.*, 1994) a una computadora portátil. La medición completa del perfil, incluyendo el ascenso y descenso lento del equipo, se efectuó en un intervalo de tiempo de aproximadamente 2 minutos.

Previo al estudio batimétrico se instaló un mareógrafo InterOcean WTG 952 a 300 m de la zona de estudio. Este equipo registró las variaciones del nivel del mar durante un total de 3 ciclos de marea con una frecuencia de muestreo de 1 minuto. Los datos se grabaron en un datalogger especialmente diseñado y construido en el IADO.

RESULTADOS Y DISCUSION

Salinidad y temperatura

En el meandro la salinidad varía entre 35 y 38. Los valores medios de la salinidad medidos en las 3 estaciones durante el ciclo de marea muestran que los máximos valores fueron obtenidos durante la estoa de bajamar (Figura 3). Considerando la posición geográfica del meandro, ubicado en el interior del canal, los valores están relacionados con los procesos de evaporación generados sobre las planicies de marea adyacentes. En general, las mediciones obtenidas son

semejantes a otras registradas en diversos relevamientos desarrollados en diferentes sectores del estuario, por ejemplo salinidades entre 36 y 38 fueron medidas por Pérez y Perillo (1998) y Cuadrado *et al.* (2002).

La distribución verticalmente homogénea de la salinidad es evidente en las tres estaciones en los momentos de máxima velocidad de las corrientes (flujo y reflujo) (Figura 4). Sin embargo, a medida que las velocidades de las corrientes disminuyen se origina un gradiente vertical de 2, a una profundidad media de 5 m. Fluctuando en función de los procesos superficiales de interacción entre el fluido y la atmósfera (viento) generándose, a través de este proceso, la mezcla de la masa de agua. Finalmente, se observa una relación asimétrica entre la marea y la salinidad donde, como consecuencia de los procesos de lavado sobre la planicie, se registran las mayores salinidades durante la bajamar. Inversamente, a medida que la marea sube la salinidad disminuye hasta alcanzar los mínimos valores durante la estoa de pleamar. Las menores salinidades resultan de las aguas que ingresan al estuario procedentes de la plataforma interior.

Dependiendo de la hora de medición, las temperaturas variaron entre 8,5 y 12,3 °C (Figura 5), mostrando un importante gradiente temporal de 4°C durante el ciclo de marea como consecuencia del incremento de la temperatura del aire (esta varió de 13 a 20,5 °C durante las mediciones). Los máximos valores fueron registrados en proximidades de la superficie. También, se observa un incremento general de la temperatura en todo el perfil durante el reflujo (14 a 18:15 h.), con los máximos valores registrados durante la estoa de bajamar (Figura 6). En la Tabla 2 se presentan los valores máximos y mínimos registrados en las tres estaciones consideradas.

Corrientes de marea

Los perfiles de velocidad (U y V) medidos en cada estación (Figuras 7, 8 y 9) durante un ciclo completo de marea presentan una distribución casi logarítmica de las velocidades. La onda de marea es estacionaria y las máximas corrientes fueron medidas durante el reflujo (en un período de 2 h posteriores a la estoa de pleamar); la amplitud de la marea en el interior del meandro fue de 1,5 m.

Las máximas velocidades longitudinales (U) y transversales (V) en la estación A (Figura 7) fueron obtenidas durante el reflujo. La componente U, alcanzó una velocidad de 63 cm s⁻¹ y de 60,2 cm s⁻¹ (a una profundidad normalizada entre 0 y 0,2 de la superficie y entre 0,8 y 1 del fondo, respectivamente). La componente V presenta un comportamiento similar a la anterior, con una velocidad máxima de 37 cm s⁻¹ registrada a una profundidad normalizada entre 0 y 0,2 de la superficie, disminuyendo a 34 cm s⁻¹ a una

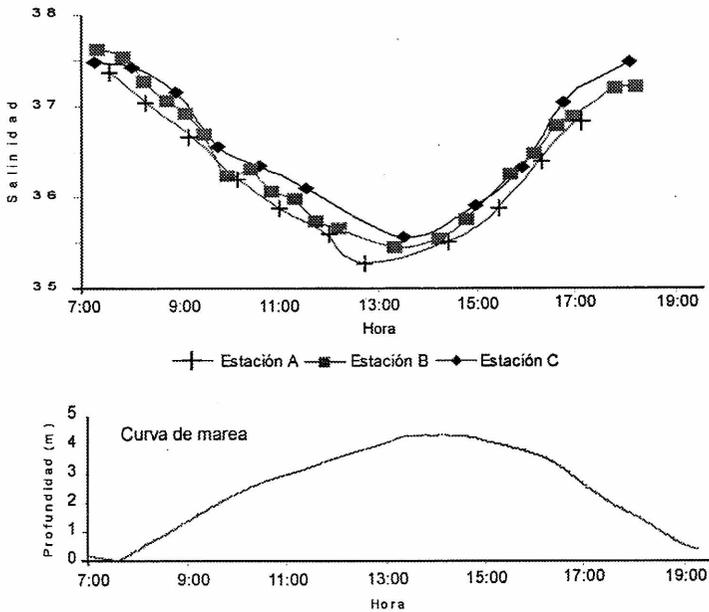


Figura 3. Salinidad media en la columna de agua, medida a lo largo del ciclo de marea (13 h), en las tres estaciones colocadas en el meandro.

profundidad normalizada entre 0,8 y 1 en proximidades del fondo. Durante el flujo las velocidades longitudinales disminuyen, registrándose $38,2 \text{ cm s}^{-1}$ y $27,3 \text{ cm s}^{-1}$ (a una profundidad entre 0 y 0,2 de la superficie y entre 0,8 y 1 del fondo, respectivamente). Mientras que las corrientes transversales disminuyen sus velocidades de 30 cm s^{-1} (en superficie) a $23,5 \text{ cm s}^{-1}$ (en el fondo).

La estación B, localizada en la curva del meandro presenta marcadas diferencias de magnitud entre las velocidades de la componente longitudinal (U) y las correspondientes a la componente transversal (V). Estas diferencias se pueden observar en la Figura 8 que presenta los perfiles y la distribución de las velocidades (U y V) correspondientes a esta estación. La velocidad de la corriente longitudinal registró un máximo de 86 cm s^{-1} en la proximidad de la superficie y superior a los 60 cm s^{-1} en cercanías del fondo. Estos registros máximos fueron medidos durante el reflujo. Tal comportamiento de la velocidad puede estar asociado con la dinámica de la corriente helicoidal típica de canales meandriiformes sumado a los aportes adicionales provenientes de las planicies de marea.

Los perfiles y la distribución de las velocidades a lo largo del ciclo de marea en la estación C es presentado en la Figura 9. Las máximas velocidades, medidas para la componente longitudinal (U), superaron los 70 cm s^{-1} durante el reflujo. Para la componente transversal (V) las velocidades medidas oscilaron entre $40,3$ y $34,4 \text{ cm s}^{-1}$ ambos registros también obtenidos durante el reflujo. En este período,

se observaron procesos de aceleración de las corrientes superficiales como consecuencia de los aportes provenientes de canales de marea incipientes. Durante el período de flujo, las velocidades máximas se reducen con registros que varían entre 18 y 40 cm s^{-1} en sentido longitudinal, y entre 9 y 26 cm s^{-1} en sentido transversal. A lo largo del ciclo de marea los perfiles muestran, en las proximidades del fondo, los efectos de la desaceleración resultante de la fricción producida en el fondo del canal.

Analizando los gradientes de velocidad en los perfiles obtenidos en las tres estaciones se observa que, en general, las velocidades de las corrientes (U y V) superficiales son mayores que las corrientes de fondo. En los gráficos se observa una distribución verticalmente uniforme de las velocidades longitudinal y transversal resultante de la acción de procesos de dispersión turbulenta característico en este tipo de canales. En los perfiles se observan aceleraciones de las velocidades durante el reflujo debido, en parte, a los aportes de canales adyacentes que se conectan con el meandro. Comparando el comportamiento de las velocidades durante el ciclo de marea se observan gradientes mayores durante el reflujo de marea. Por otro lado, las velocidades mínimas registradas en cercanías del fondo son mayores o similares a los registros de las velocidades superficiales.

Considerando los valores medios de las velocidades correspondientes a las tres estaciones (Figura 10) se puede inferir que, en la estación B, la componente media longitudinal ejerce un mayor dominio en relación con la componente media

Características Físicas y de Circulación en un Meandro de un Canal de Marea (Estuario de Bahía Blanca - Argentina)

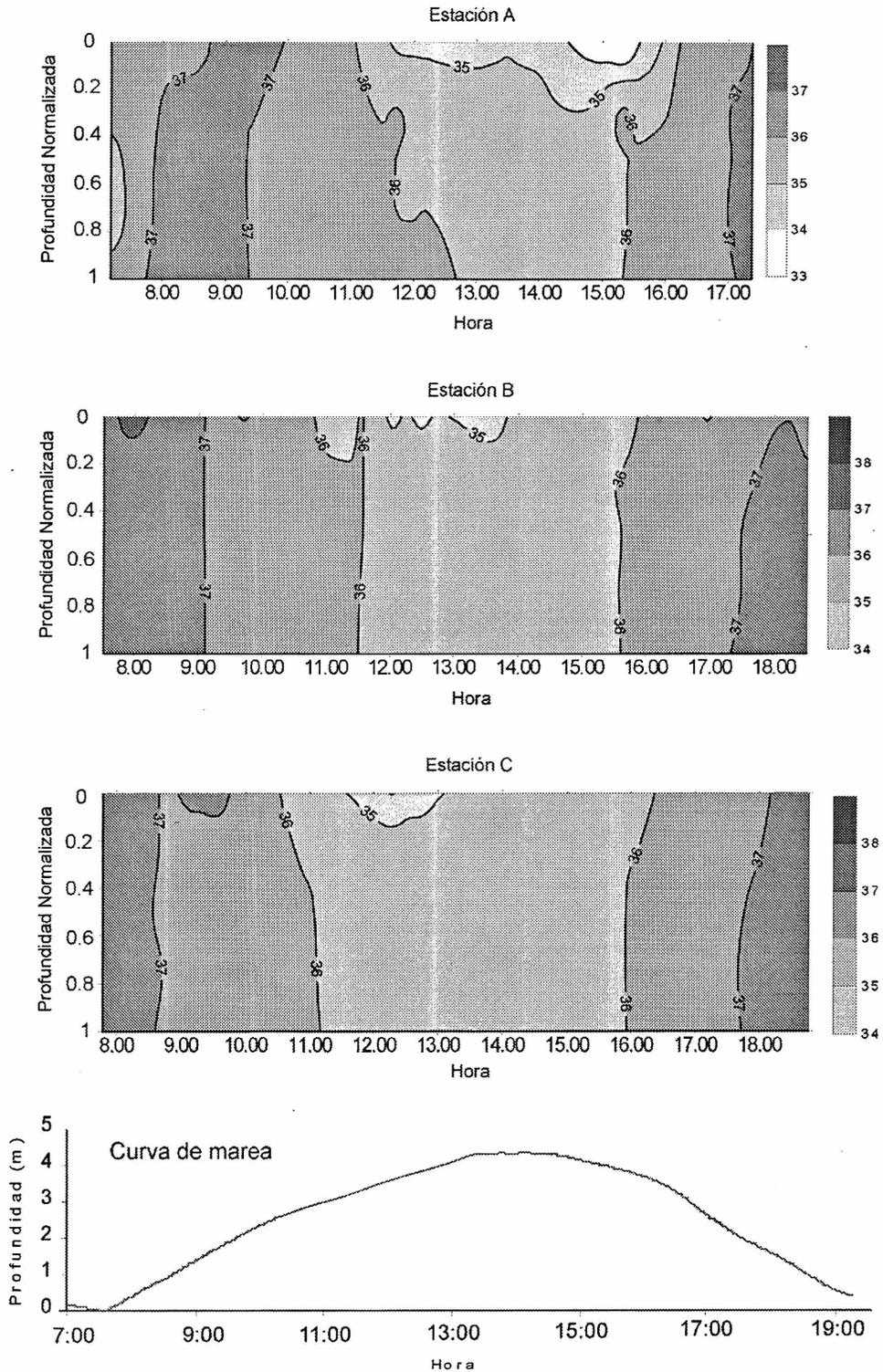


Figura 4. Distribución de la salinidad medida durante un ciclo de marea en las tres estaciones seleccionadas.

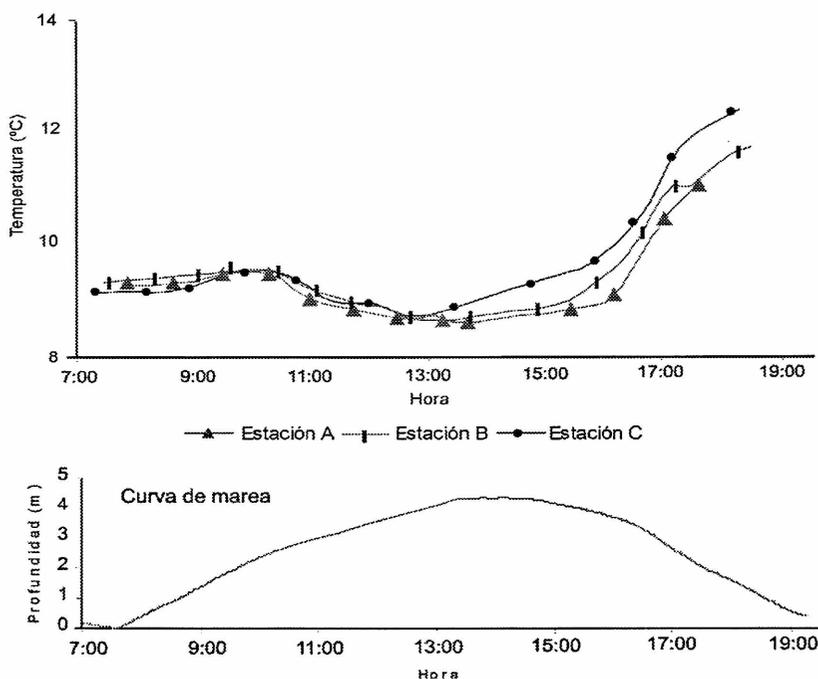


Figura 5. Temperatura media en la columna de agua, medida a lo largo del ciclo de marea (13 h) en las estaciones consideradas.

transversal, que alcanza valores sustancialmente inferiores a los de la componente media longitudinal de velocidad. En las estaciones A y C se aprecia una situación inversa donde las velocidades medias de la componente transversal son mayores que las velocidades medias de la componente longitudinal. Además, en ambas estaciones se observan comportamientos similares en la distribución vertical de la componente media transversal con un dominio de las corrientes de flujo en profundidad y de reflujo en superficie. En el caso de la componente media longitudinal se observa un comportamiento inverso principalmente a una profundidad localizada entre 0,2 y 1, relacionado con las condiciones de flujo y la morfología del meandro.

Analizando los perfiles de velocidad obtenidos durante un ciclo de marea tanto para la componente U, como para la componente V se observa que las diferencias en el comportamiento de los flujos de velocidad de las corrientes está fuertemente condicionado por la situación de las estaciones de medición en el interior del meandro y por la posición geográfica de estas en relación con las planicies de marea. Las estaciones A y C (Figura 2) están situadas sobre los puntos de inflexión del meandro, ambas presentan diferencias relacionadas con la circulación de las corrientes de flujo y reflujo debido a la posición relativa de las mismas. La estación A localizada en el punto de inflexión situado al Oeste del eje del meandro, es decir correspondiente al sector mas interno del meandro,

está más relacionada con los procesos desarrollados sobre las planicies de marea y con los aportes provenientes de canales de marea incipientes que concurren al meandro. La estación C situada en la curva de inflexión opuesta (al Este del eje del meandro) está condicionada por la presencia de corrientes secundarias y por el desarrollo de meandros sucesivos que inciden en la circulación de las corrientes en esta estación.

CONCLUSIONES

El análisis del comportamiento de las corrientes de marea demuestran que las máximas velocidades (U y V) fueron medidas durante el reflujo (86 y 40 cm s⁻¹, respectivamente). La posición de las estaciones de medición en el interior del meandro permitieron observar diferencias asociadas con la circulación de las corrientes de marea. En la estación B, situada sobre el eje del meandro, se registró la máxima velocidad longitudinal (86 cm s⁻¹) relacionada con un proceso de aceleración de la corriente asociado con la dinámica de la corriente helicoidal característica en meandros y con la ocurrencia de fenómenos de descarga superficial provenientes de los canales de marea incipientes situados en las áreas próximas a la estación de medición. En las estaciones (A y C), situadas en los puntos de inflexión a ambos lados del eje del meandro, las máximas velocidades longitudinales medidas fueron de menor magnitud que la medida en la estación B (79 y 63 cm s⁻¹ para A y C, respectivamente). En

*Características Físicas y de Circulación en un Meandro de un Canal de Marea
(Estuario de Bahía Blanca - Argentina)*

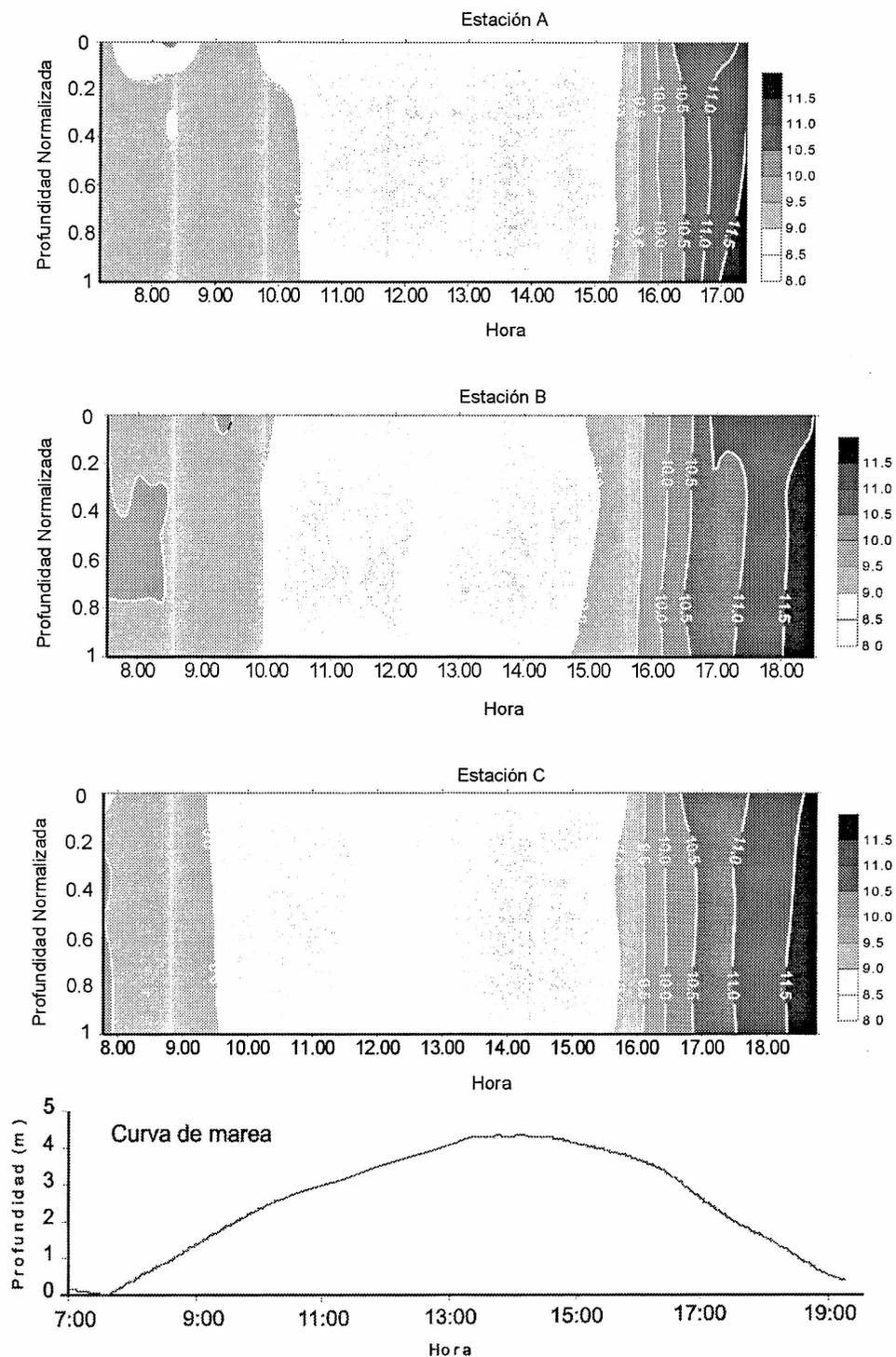


Figura 6. Distribución de la temperatura medida a lo largo del ciclo de marea, en las tres estaciones seleccionadas.

Tabla 2. Valores de salinidad y temperatura medidos en el canal La Lista

| Parámetros | Estación A | Estación B | Estación C | Situación de la marea |
|------------------|------------|------------|------------|-----------------------|
| Sal. Máx. | 37,6 | 38,5 | 38 | Creciente |
| Sal. Mín. | 35,4 | 34,8 | 34,4 | Pleamar |
| Sal. Media | 36,2 | 36,5 | 36,4 | --- |
| Temp. Máx. (°C) | 12,7 | 11,6 | 11,7 | Bajante |
| Temp. Mín (°C) | 8,2 | 8,2 | 8,4 | Creciente |
| Temp. Media (°C) | 10,3 | 9,6 | 10,2 | -- |

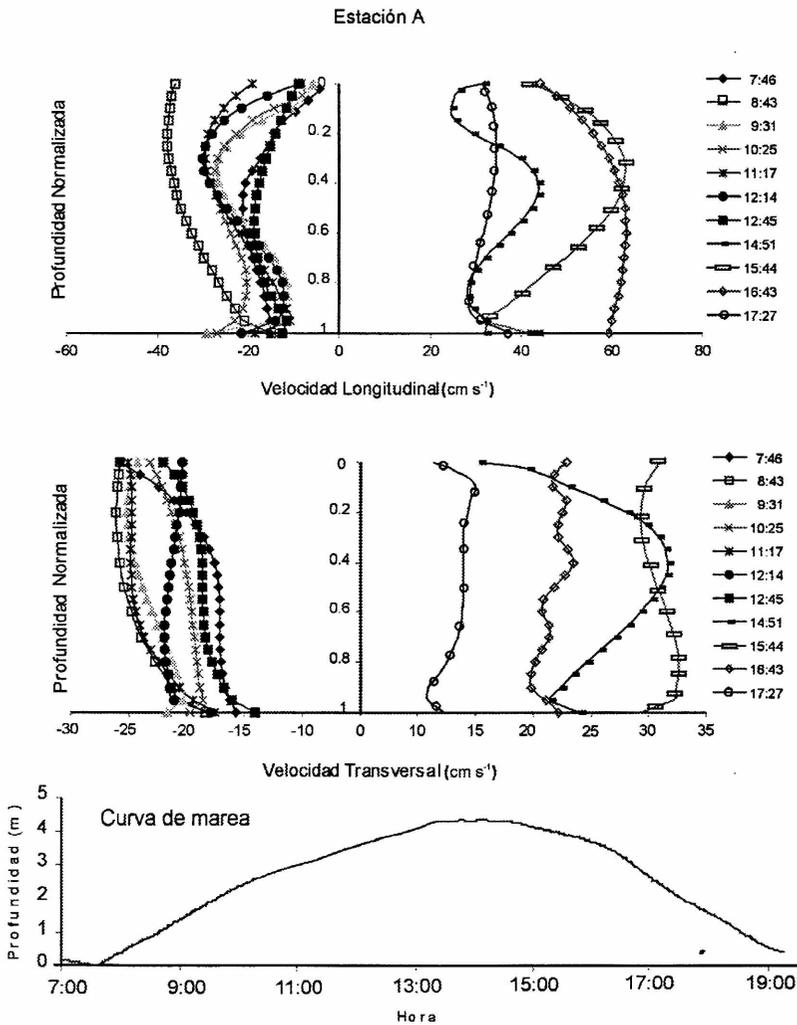


Figura 7. Perfiles de las velocidades medidas en la Estación A, a lo largo del ciclo de marea. Los valores positivos de la velocidad están orientados en la dirección del reflujo.

Características Físicas y de Circulación en un Meandro de un Canal de Marea (Estuario de Bahía Blanca - Argentina)

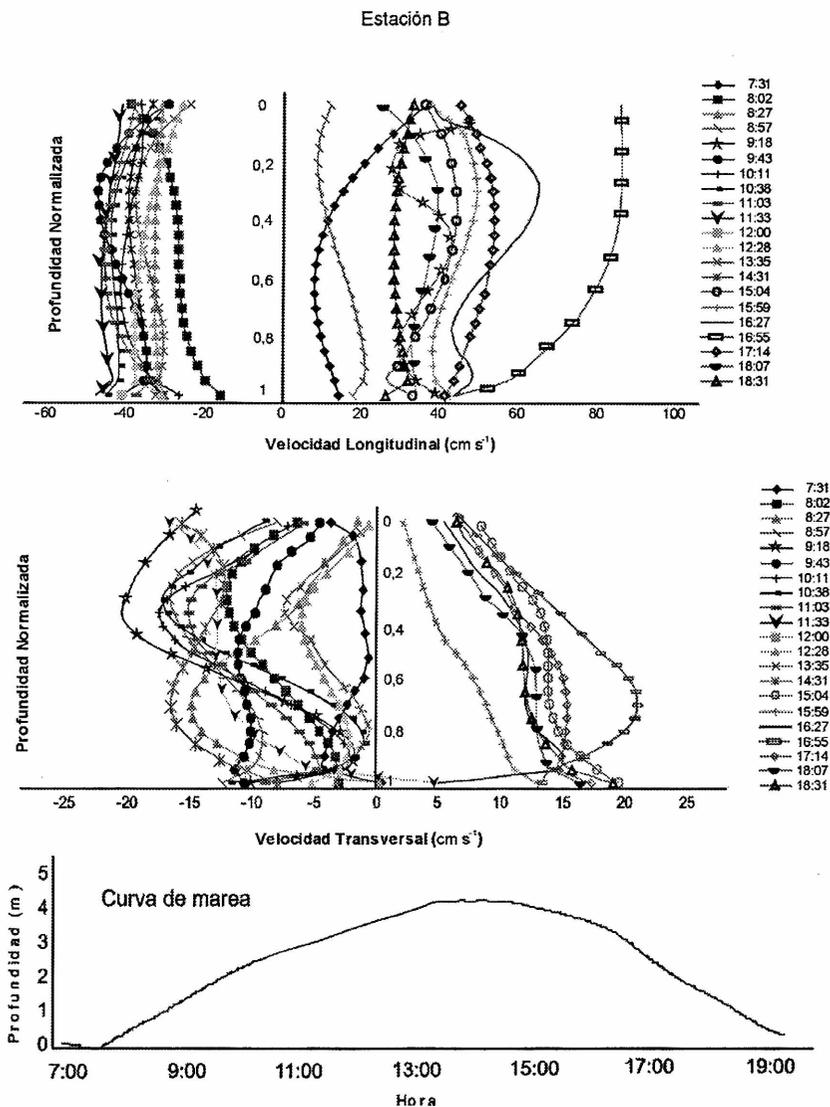


Figura 8. Perfiles de las velocidades medidas en la Estación B, a lo largo del ciclo de marea. Los valores positivos de la velocidad estan orientados en la dirección del refluo.

consecuencia, en estas estaciones se midieron las máximas velocidades de la componente transversal (40 y 37 cm s⁻¹ para A y C, respectivamente). Los perfiles de velocidad (U y V) medidos en las tres estaciones del meandro muestran los efectos de la fricción superficial y de fondo, generándose así procesos de desaceleración de las corrientes.

Relacionando los perfiles y la distribución de las velocidades a lo largo del ciclo de marea con la morfología del meandro y con la localización de las estaciones de medición se observó que la dinámica de las corrientes está condicionada por las características del flujo bidireccional existente en el canal de marea. En

la curva del meandro, estación B, se evidenció la importancia que tiene la componente longitudinal de velocidad (máxima en el refluo) en relación con la débil componente transversal que transporta aguas superficiales para la margen cóncava mientras las aguas del fondo se dirigen hacia la margen convexa. La velocidad de la corriente transversal se localiza en el orden de un 10 a 20% en relación con la magnitud de la corriente longitudinal. En los puntos de inflexión (estaciones A y C) la forma de las secciones es asimétrica presentando las mayores profundidades sobre las margenes convexas. La componente transversal de velocidad es mayor en los puntos de inflexión que sobre la curva del meandro.

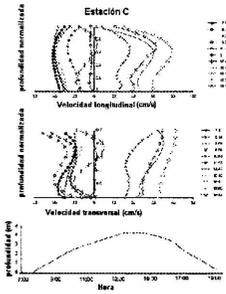


Figura 9. Perfiles de las velocidades medidas en la Estación C, a lo largo del ciclo de marea. Los valores positivos de la velocidad están orientados en la dirección del reflujó.

Inversamente, la componente longitudinal es menor. Estas diferencias sugieren la existencia de procesos de aceleración y de desaceleración de las corrientes de marea.

La presencia de canales de marea incipientes comunicados al meandro influyen sobre la distribución de las velocidades. Además, esta distribución está relacionada con los procesos de erosión y de deposición que se desarrollan en los diferentes tramos del meandro. Fue posible observar que las mayores velocidades están distribuidas sobre la margen cóncava, acentuando la erosión sobre esta margen. El material erodado es transportado por la componente

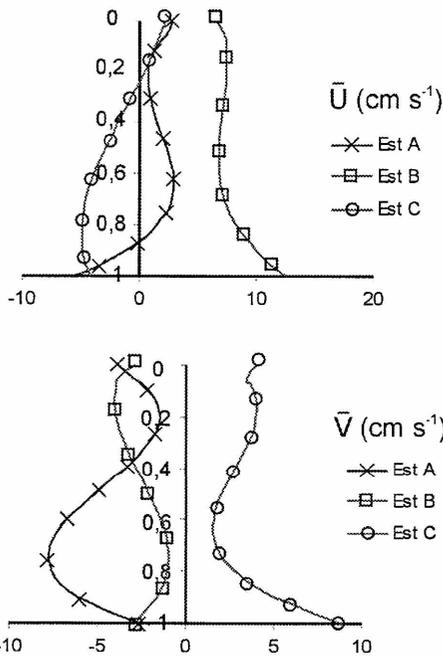


Figura 10. Perfiles presentando los valores medios de U y V para cada nivel de profundidad normalizada en las 3 estaciones consideradas

transversal del flujo y depositado sobre la margen opuesta.

Los valores de salinidad registrados se relacionan fundamentalmente con tres procesos que se generan en el estuario: i) la escasa descarga de agua dulce en el sistema estuarino; ii) la fuerte evaporación sobre las planicies de marea que actúan como concentradoras de sal; iii) el lavado superficial en el Salitral de la Vidriera localizado en la cabecera del estuario. Los valores de salinidad media calculados considerando un ciclo completo de marea varió entre 34,4 y 38,5. Las corrientes de marea influyen en el comportamiento de la salinidad la que presenta una distribución verticalmente homogénea en el momento de máxima velocidad de la onda de marea (flujo y reflujó). Sin embargo, a medida que la velocidad de las corrientes de marea disminuyen se origina un gradiente vertical temporal de 2 en 5 m de profundidad. Finalmente, se observó una relación asimétrica entre la marea y la distribución de la salinidad. Este fenómeno se asocia con los procesos de lavado de las planicies de marea, responsables de que durante el reflujó se originen las máximas salinidades (38,5). Inversamente, a medida que la marea sube la salinidad disminuye hasta alcanzar los mínimos valores durante la estoa de pleamar (34,4).

Por último, la distribución de la temperatura a lo largo del ciclo de marea mostró un aumento de la misma como consecuencia del proceso de calentamiento radiativo y turbulento entre la masa de aire y el agua superficial. Además, se observó que la distribución de la temperatura en la columna de agua es verticalmente homogénea.

Agradecimientos: Los autores agradecen los subsidios del CONICET y de la Universidad Nacional del Sur y de la Agencia Nacional de Promoción Científica. También, al Dr. Daniel Pérez por la ayuda en la calibración del correntómetro acústico FSY2D utilizado para la obtención de los datos de las corrientes de marea. Este trabajo forma parte de la Tesis de Doctorado del primer autor, quien agradece a la CIC por la beca recibida.

REFERENCIAS

Amos, C.L. 1995. Siliciclastic tidal flats. En: Perillo, G.M.E. (Ed.): *Geomorphology and sedimentology of estuaries*, Elsevier Science BV, Amsterdam, 273-306.

Cuadrado, D., Piccolo, M.C. y Perillo, G.M.E. 2002. Hydrography of the inner shelf offshore Bahía Blanca Estuary. *Rev. Thalassas* ; 18: 45-46

Galfón, D., Fernández, E. y Perillo, G.M.E. 1994. Sistema de interfase entre un Mini CTD y una PC. *Contribución Técnica* n° 32, IADO, 8 p.

Pérez, D. y Perillo, G.M.E. 1998. Residual fluxes of mass, salt and suspended sediment through a section of the Bahía Blanca Estuary. *Revista Geoacta*, 23: 51-65.

Perillo, G.M.E. y Piccolo, M.C. 1991. Tidal response

*Características Físicas y de Circulación en un Meandro de un Canal de Marea
(Estuario de Bahía Blanca - Argentina)*

- in the Bahía Blanca Estuary. *Journal of Coastal Research* 7(2):437-449.
- Perillo, G.M.E. y Piccolo, M.C. 1999. Geomorphological and Physical Characteristics of the Bahía Blanca Estuary, Argentina. En: Perillo, G.M.E., Piccolo, M.C. y Pino Quivira, M. (Eds.). *Estuaries of South America. Their Geomorphology and Dynamics*. Ed. Springer, 195-216.
- Perillo, G.M.E., Drapeau, G., Piccolo, M.C. y Chnouq, N. 1993. Tidal circulation pattern on a tidal flat, Minas Basin, Canadá. *Marine Geology* 112: 219-236.
- Piccolo, M.C. y Perillo, G.M.E. 1990. Physical Characteristics of the Bahía Blanca Estuary (Argentina). *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 31: 303 - 317.
- Piccolo, M.C., Perillo, G.M.E. y Romero, S.I. 1991. Predicción de la marea real por efecto del viento en el puerto de Ing. White. *Anales CONGREMET VI, "La meteorología en la actividad productiva en la Argentina"*, Buenos Aires, 159 - 160.

DIFFERENT TOPOGRAPHIC REDUCTION METHODS IN PRACTICAL GRAVIMETRIC GEOID DETERMINATION

Claudia TOCHO¹, Michael G. SIDERIS² y Graciela FONT¹

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

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

ABSTRACT

Three different topographic reduction methods in geoid determination were investigated. The first method is the classical Helmert second method of condensation yielding the geoid, the second is the Residual Terrain Model (RTM) method yielding the quasigeoid and the third is the Rudzki inversion method. The different types of indirect effects (indirect effect on gravity and indirect effect on geoid) in Helmert's method were also investigated. All three methods use the remove-restore technique and the EGM96 geopotential model as the reference gravity field. A mountainous area, ranging from 32°S to 42°S in latitude and 72°W to 68°W in longitude, was chosen as test area. The area was selected due to its high topography, with a maximum height of 6795 meters and a mean height of 1188 meters, and due to the existence of GPS/leveling points in three different networks. The topography in the test area is represented by a digital terrain model (DTM) with a grid spacing of 1 km x 1 km. Another test was carried out in a flat area with denser data coverage. The external accuracy of the three gravimetric geoids was evaluated by comparing them to undulations derived from GPS/leveling.

Keywords: Helmert - RTM - Rudzki - geoid - quasigeoid - direct terrain effects - indirect effects.

RESUMEN

En el siguiente trabajo se investigan tres métodos diferentes de reducciones gravimétricas para la determinación práctica del geoide gravimétrico: el clásico segundo método de condensación de Helmert, el modelo residual de terreno y el método de inversión de Rudzki. Los tres métodos utilizan la técnica remover-restaurar y el modelo de geopotencial EGM96. Fueron seleccionadas dos áreas, una en una zona montañosa de alta topografía con una altura máxima de 6795 metros y una altura promedio de 1188 metros y otra en una zona plana con cobertura más densa. La topografía está representada por un modelo digital de terreno con un espaciamiento de grilla de un kilómetro por un kilómetro. La evaluación externa del geoide gravimétrico se realiza comparándolo con ondulaciones obtenidas a partir de puntos GPS sobre nivelación.

Palabras claves: Helmert - RTM-Rudzki - Geoide - Casi geoide- Efectos directos sobre el terreno - Efectos indirectos

INTRODUCTION

The use of Stokes's formula in gravimetric geoid determination requires that the gravity anomalies represent boundary values on the geoid. This means that the measured gravity (usually taken on the surface of the Earth) must be reduced to the geoid and there must be no masses outside the geoid (Heiskanen and Moritz, 1967).

There are several gravity reductions used in physical geodesy: the Bouguer reduction, isostatic reductions, the Rudzki inversion method, the second method of Helmert's condensation, etc. The Residual Terrain Model (Forsberg, 1984) is another type of reduction, which takes into account the high frequencies of the topography. RTM yields the quasigeoid, thus the correction between quasigeoid and geoid was applied to compare the results from the three methods with GPS/leveling data.

Theoretically, all reduction methods should lead us to the same geoid if the gravity reductions were applied consistently (Heiskanen and Moritz, 1967) even

though each reduction treats the topography in a different way.

DATA SETS

Two areas were selected as test areas. One is an area covering part of the Mendoza and Neuquen provinces. This test area was bounded by latitudes 32° to 42° S and longitudes 68° and 72° W and it was selected due to the presence of GPS/leveling data, sparse gravity coverage coming from different sources, and rough topography.

The other test area is a flat area, with denser gravity data ranging from 34° to 38.5° S in latitude and 59° to 64.5° W in longitude.

Surface gravity measurements

The point gravity measurements, provided by different sources, were referenced to the International Standardisation Net 1971 (I.G.S.N.71). Most of the gravimetric data comes from the database of the Argentine Military Geographic Institute.

A total of 1452 measured gravity points, with a mean data spacing of approximately 20 km are used in the mountainous area, and 4302 gravity points with a spacing of approximately 8 km are selected in the flat area. The distribution of the gravity points is shown in Figure 1 and Figure 3.

Gravity anomalies

Free-air gravity anomalies are calculated using the parameters of the Geodetic Reference System 1980 (GRS80). The point free-air gravity anomalies were calculated using the following expression (Torge, 1989):

$$\Delta g_{FA} = g + \delta g_{am} - \gamma + 0.30877(1 - 0.00142 \sin^2 \varphi)h - 0.7510^{-7} h^2 \text{ [mGal]} \quad (1)$$

This formula uses the second order free-air reduction, applies atmospheric correction (δg_{atm}) and evaluates normal gravity with Somigliana's closed formula, using the parameters of the GRS80. The atmospheric correction is applied as follows (Torge, 1989):

$$\delta g_{atm} = 0.874 - 0.9910^{-4} h + 0.35610^{-8} h^2 \text{ [mGal]} \quad (2)$$

where the height h is in m.

Geopotential model

The reference gravity field is computed from the EGM96 geopotential model (Lemoine *et al.*, 1998) complete to degree and order 360.

From the contribution of the EGM96 geopotential model, a reference gravity anomaly (Δg_{GM}) and a reference geoidal undulation (N_{GM}) can be calculated. The gravity anomaly estimated at a position (ϕ_p, λ_p) is expressed in spherical approximation (Heiskanen and Moritz, 1967) as:

$$\Delta g_{GM} = R \sum_{n=2}^{n_{\max}} (n-1) \sum_{m=0}^n (\overline{C}_{n,m} \cos m\lambda_p + \overline{S}_{n,m} \sin m\lambda_p) \overline{P}_{n,m}(\sin \phi_p) \quad (3)$$

and the reference geoidal undulation as:

$$N_{GM} = R \sum_{n=2}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n (\overline{C}_{n,m} \cos m\lambda_p + \overline{S}_{n,m} \sin m\lambda_p) \overline{P}_{n,m}(\sin \phi_p) \quad (4)$$

where R is the mean radius of the Earth, $\overline{C}_{n,m}$ and $\overline{S}_{n,m}$ are the fully normalised spherical harmonic coefficients of the disturbing potential, $\overline{P}_{n,m}$ are the fully normalized associated Legendre functions, and n_{\max} denotes the maximum degree and order of expansion of the geopotential solution.

Digital Elevation Model

The global digital elevation model GTOPO30 with a horizontal grid spacing of 30 arc seconds (approximately 1 kilometre) is used to represent the topography in the test area. Detailed information on the characteristics of GTOPO30 including the data

distribution format, the data sources, production methods, accuracy, and hints for users, is found in the GTOPO30 documentation file. (<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>).

The statistics of the topographic data in the test area

Table 1. Statistics of the GTOPO30. Unit: [m]

| DEM | Max | Min | Mean | Standard Deviation |
|----------------------|------|-----|----------|--------------------|
| GTOPO30 (rough area) | 6795 | 0 | 1183.530 | 880.990 |
| GTOPO30 (flat area) | 1617 | 0 | 136.109 | 115.393 |

are given are Table 1.

GPS/leveling data

A total of 166 GPS/leveling points in three different networks were used for comparison with the gravimetric geoid in the rough area, and a total of 119 points were used in the flat area. The distributions of the GPS points can be seen in Figure 2 and Figure 4, respectively. There are no GPS/leveling points above

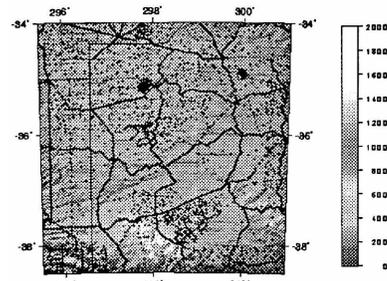


Figure 1. Distribution of the gravity points in the flat area on elevation map (m)

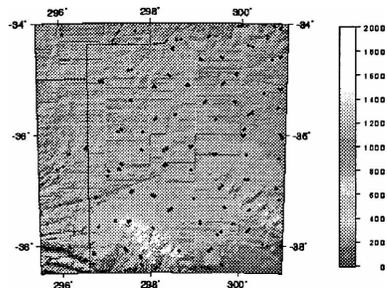


Figure 2. Distribution of GPS/leveling points in the flat area on elevation map (m)

the elevation of 1885 m.

COMPUTATIONAL FORMULAS FOR TERRAIN EFFECTS

The three methods compared in this investigation use the remove-restore technique for the determination of the gravimetric geoid/quasigeoid. Each method handles the topography in a different way.

The geoid or quasigeoid is calculated from Stokes's formula with gravity anomalies as input. Before applying this formula, gravity anomalies must be reduced, in the remove step, by

$$\Delta g = \Delta g_{FA} - \Delta g_{GM} - \Delta g_T \quad (5)$$

where Δg_{FA} is the free-air gravity anomaly, Δg_{GM} is the reference gravity anomaly computed from the geopotential model and Δg_T is the terrain effect, which depends on the reduction method used.

The gravimetric geoid is obtained, in the restore step, by

$$N = N_{\Delta g} + N_{GM} + N_{ind} \quad (6)$$

where N_{GM} is the reference geoidal undulation implied by the geopotential model, N_{ind} is the indirect effect on the geoid and depends on the reduction method used, and $N_{\Delta g}$ represents residual geoid computed with the residual gravity anomalies given in Eq. (5).

Stokes's formula with the rigorous spherical kernel was evaluated by the one-dimensional Fast Fourier Transform algorithm (Haagmans *et al.*, 1993). The indirect effect on the geoid is

$$N_{ind} = \frac{\Delta W}{\gamma} \quad (7)$$

ΔW is the change of the potential at the geoid due to the terrain reduction applied.

The indirect effect on gravity, which reduces gravity anomalies from the geoid to the cogeoid is expressed by

$$\delta \Delta g = 0.3086 N_{ind} \text{ [mGal]} \quad (8)$$

The RTM method estimates the quasigeoid. The reduced gravity anomalies refer to the surface of the topography. The final quasigeoid is obtained by

$$\zeta = \zeta_{\Delta g} + \zeta_{GM} + \zeta_T \quad (9)$$

In order to compare the results of this method with the other two reduction methods and to make comparisons with the GPS/leveling derived geoid, the quasigeoid is converted to geoid using the quasigeoid-geoid separation given in Heiskanen and Moritz (1967) as

$$N \approx \zeta + \frac{\Delta g_B}{\gamma} h \quad (10)$$

where Δg_B is the Bouguer anomaly and γ is the mean normal gravity (9.81m/seg²)

Helmert's second method of condensation

Helmert's second method of condensation condenses the topographic masses on a layer on the geoid. Before applying Stokes's formula, the indirect effect on gravity has been considered.

The terrain effect on gravity g_T is given by

$$\Delta g_T = -\delta \Delta g - c_p \quad (11)$$

$\delta \Delta g$ is the indirect effect on gravity (Sideris and She, 1995)

$$\delta \Delta g = \frac{2\pi G \rho h^2}{\gamma} \quad (12)$$

and c_p is the classical terrain correction given by the following equation:

$$c_p(i, j) = -G \iint_E \int_{h(i, j)}^{h(x, y)} \frac{\rho(x, y, z)(h(i, j) - z)}{r^3(x_i - x, y_j - y, h(i, j) - z)} dx dy dz \quad (13)$$

where (x, y, z) is the topographical density at the running point, here is assumed constant at 2.67 gr/cm³, G is the gravitational constant and E denotes the integration area.

The indirect effect on the geoid, up the second order is in planar approximation (Wichiencharoen, 1982)

$$N_{ind} = -\frac{\pi G \rho h^2(i, j)}{\gamma} - \frac{G \rho}{6\gamma} \iint_E \frac{h^3(x, y) - h^3(i, j)}{r_0^3} dx dy \quad (14)$$

where r_0 is the planar distance between computation point and data point.

Rudzki inversion method

The Rudzki inversion method is a reduction where the indirect effect is zero. Rudzki shifts all the topographic masses inside the geoid.

$$\Delta g_T = A_T - A_C \quad (15)$$

where A_T is the attraction of the topographic masses, A_C is the attraction of the inverted masses, with the density of the topographic masses being equal to the density of the inverted masses and the thickness of the inverted masses is equal to the height of the topography

$$A_T = -G \iint_E \int_0^{h(x, y)} \frac{\rho(x, y, z)(h(i, j) - z)}{r^3(x_i - x, y_j - y, h(i, j) - z)} dx dy dz \quad (16)$$

$$A_c = -G \iint_E \int_{-h(x,y)-h(i,j)}^{h(i,j)} \frac{\rho(x,y,z)(h(i,j)-z)}{r^3(x_i-x, y_j-y, h(i,j)-z)} dx dy dz \quad (17)$$

RTM method

The RTM reduction method takes into account the high frequencies of the topography. The effect of the topography above a long wavelength topographic surface is first removed and later restored.

The RTM gravity terrain effect, Δg_T is given by the approximate expression (Forsberg, 1984)

$$\Delta g_T = \Delta g_{RTM} \approx 2\pi G \rho (h - h_{ref}) - c_p \quad (18)$$

where h is the topographic height given by a digital terrain model, h_{ref} is the height of a smooth mean reference surface and c_p is the classical terrain correction.

The RTM geoid effect is expressed in linear approximation as:

$$\zeta_T = \zeta_{RTM} = \frac{G\rho}{\gamma} \iint_E \int_{h_{ref}}^h \frac{1}{r_0} dx dy dz = \frac{G\rho(h-h_{ref})}{\gamma} \iint_E \frac{1}{r_0} dx dy \quad (19)$$

where r_0 is the planar distance

NUMERICAL EXAMPLES

Terrain corrections (c_p) were calculated by FFT for each gravity point from the GTOPO30 Digital

Elevation Model (DEM) using the Tc2DFTPL program (Li, 1993). The statistics of terrain corrections in gravity stations can be seen in Table 2. For the rough area, we used up to the third order term of a mass prism model and for the flat area we used up to second order term of a mass line model.

Table 2. Statistics of terrain corrections c_p in gravity stations. Unit: [mGal] in both test areas

| | Max | Min | Mean | Standard Deviation |
|--------------------|-------|------|------|--------------------|
| c_p (rough area) | 35.39 | 0.07 | 2.85 | 4.12 |
| c_p (flat area) | 1.51 | 0.00 | 0.02 | 0.04 |

The indirect effect on gravity due to Helmert's second method of condensation was considered before applying Stokes's formula. The statistics of this effect, together with the indirect effect on the geoid in the rough area, can be seen in Table 3. In the mountainous area, the computation of the indirect effect on the geoid should be done up to at least second order term. Figure 5 and Figure 6 show the indirect effect on the geoid and on gravity for Helmert's method. The maximum indirect effects are correlated with the topography. In the flat area, the topographic indirect effect on the geoid does not add any significant contribution to the gravimetric geoid undulations. The computation was done only consider the first term in Eq. (14) and the indirect effect on gravity was neglected.

The TC program was used to compute the RTM effects (Forsberg, 1984) and it was modified to

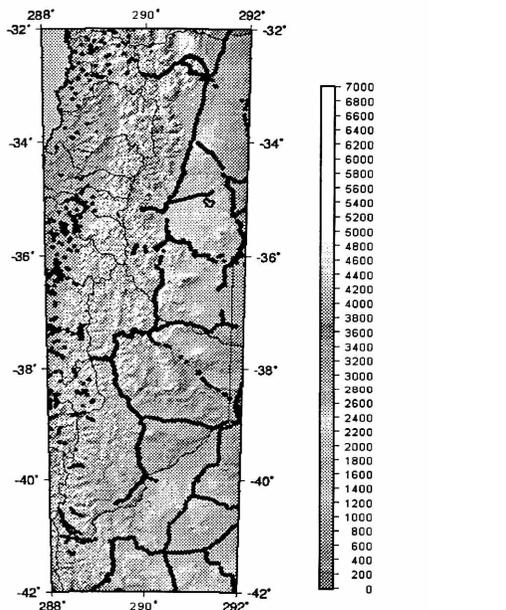


Figure 3. Distribution of gravity points in the rough area on elevation map Color scale Unit:[m]

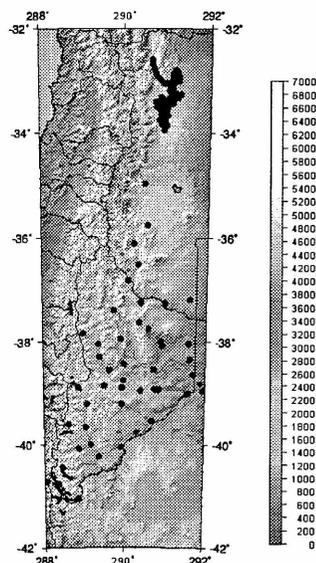


Figure 4. Distribution of GPS/leveling points in the rough area on elevation map Color scale Unit:[m]

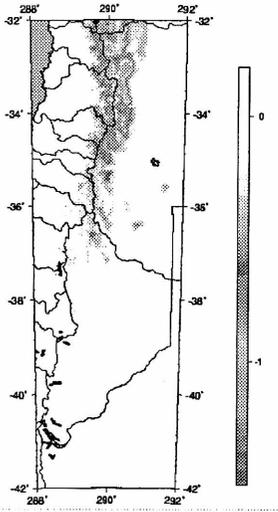


Figure 5. Indirect effect on gravity due to the Helmert's condensation method in the rough area Unit: [mGal]

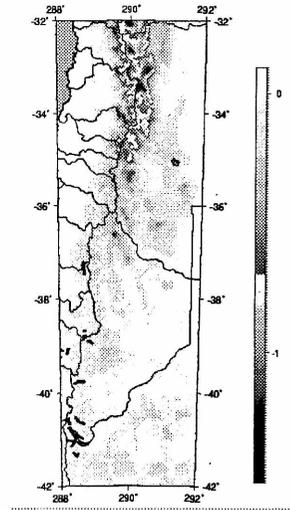


Figure 6. Indirect effect on the geoid due to the Helmert's condensation method in the rough area Unit: [m]

Table 3. Statistics of indirect effects due to the Helmert's condensation method

| | Max | Min | Mean | Standard Deviation |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------------------|
| On gravity [mGal] (rough area) | 0.20 | 0.00 | 0.02 | 0.03 |
| On geoid [m] (rough area) | 0.000 | -1.162 | 0.110 | 0.225 |
| On gravity [mGal] (flat area) | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| On geoid [m] (flat area) | -0.001 | -0.004 | -0.002 | -0.001 |

compute the Ruzdki inversion method (Bajracharya *et al.*, 2001). The statistics of the gravity anomalies calculated with the three topographic gravity reductions are presented in Table 4. RTM anomalies are the smoothest gravity anomalies with a standard deviation of 29.5 mGal. Faye anomalies have the maximum standard deviation compared to the other reduction methods. The removal of the reference field

(EGM96) does not improve the statistics of RTM reduced gravity anomalies but it does improve the statistics for Helmert and Ruzdki reduced gravity anomalies.

The systematic datum differences between the gravimetric geoid and the GPS/leveling geoid and the long wavelengths errors of the geoid were removed by a four-parameter transformation model (Heiskanen and Moritz, 1967). The statistics of the absolute differences between the GPS/leveling-derived geoid and the gravimetric geoids computed using different methods of handling the topography are summarised in Table 5. The numbers in parentheses refer to the results after the least-squares fitting of the four-parameter transformation model has been applied

Table 4. Statistics of the gravity anomalies calculated with the three topographic reductions. Unit [mGal]

| | | Max | Min | Mean | Standard Deviation |
|-------------------------------|---|--------|---------|--------|--------------------|
| Faye anomalies (rough area) | $\Delta g_{FA} + C_P$ | 173.59 | -124.76 | 7.05 | 40.31 |
| | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{EGM96} + C_P$ | 192.02 | -192.21 | -17.20 | 37.53 |
| Ruzdki anomalies (rough area) | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{RU}$ | 127.09 | -122.73 | 11.36 | 38.30 |
| | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{RU} - \Delta g_{EGM96}$ | 140.65 | -131.77 | -12.89 | 28.77 |
| RTM anomalies (rough area) | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{RTM}$ | 155.40 | -71.57 | 31.28 | 29.53 |
| | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{RTM} - \Delta g_{EGM96}$ | 100.97 | -175.03 | 7.03 | 35.85 |
| Faye anomalies (flat area) | $\Delta g_{FA} + C_P$ | 96.84 | -28.18 | 10.01 | 11.86 |
| | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{EGM96} + C_P$ | 94.99 | -41.19 | 1.82 | 7.54 |
| Ruzdki anomalies (flat area) | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{RU}$ | 96.91 | -27.72 | 10.01 | 11.86 |
| | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{RU} - \Delta g_{EGM96}$ | 95.07 | -40.73 | 1.81 | 7.54 |
| RTM anomalies (flat area) | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{RTM}$ | 97.43 | -33.34 | 10.13 | 11.61 |
| | $\Delta g_{FA} - \Delta g_{RTM} - \Delta g_{EGM96}$ | 95.58 | -46.36 | 1.94 | 7.83 |

to the original differences. Before applying the four-parameter transformation model, two GPS on benchmark points with large gross errors in either the GPS or the leveling data were removed.

In the mountainous area, gravimetric geoid computed with Rudzki inversion topographic reduction shows the smallest differences from GPS/leveling before fit and RTM geoid shows the highest differences compared to Helmert and Rudzki methods. These large differences could be due to discrepancies between the model elevation and the actual elevation at the station.

CONCLUSIONS

Three different gravity reduction methods have been presented. They treat the topography in a very different way. Helmert's second method of condensation and the RTM method are the most used reduction techniques for the determination of a gravimetric geoid. In this paper, we applied the Rudzki inversion method as well, which is not very often used, even though it has the advantage of no indirect effects.

In the mountainous area, the gravimetric geoid computed with the Rudzki inversion method gave better results compared with the GPS/leveling-derived geoid before and after fit and was the only method that improved the gravimetric geoid considerably compared to the EGM96 results. The gravimetric data needs to be improved in the area of the Andes in order to see further improvements in the geoid. In the flat area, the three reduction methods gave identical results as expected. In the future it is planned to test two other gravity reduction methods, namely the Airy-Heiskanen and Pratt-Hayford topographic-isostatic reductions.

Acknowledgements: We wish to thank all the organizations and people who provided the data for this work: Instituto Geográfico Militar for the gravity data set and Raúl Perdomo, Daniel del Cogliano, Luis Lenzano and Daniel Querejeta for the GPS/leveling data.

REFERENCES

Bajracharya, S., Kotsakis C., Sideris M. G., 2001. Geoid Determination Using Different Gravity Reduction Techniques. Presented in IAG meeting, Budapest.

Forsberg, R., 1984. A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modeling. Report No. 355, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus, Ohio, USA.

GTOPO30, 1996. (<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>).

Haagmans, R., de Min, E., van Gelderen, M., 1993. Fast evaluation of convolution integrals on the

sphere using 1D FFT and a comparison with existing methods for Stokes' integral. *Manuscripta Geodaetica*, 18: 227-241.

Heiskanen, W.A. and Moritz, H., 1967. *Physical Geodesy*. Freeman and Company, San Francisco.

Lemoine, F. G., Kenyon, S. C., Factim, J. K., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S., Cox, C. M., Klosko, S. M., Luthcke, S. B., Torrence, M. H., Wang, Y. M., Williamson, R. G., Pavlis, E. C., Rapp, H. and Olson, T. R., 1998. The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM 96. Pub. Goddard Space Flight Center.

Li, Y., 1993. HFTGVBP Software package for the solution of GVB by means of fast Hartley/Fourier Transform. TOPOGEO Software packages to evaluate the TOPOgraphic effects on GEOdetic /GEOPhysical Observation. Department of Geomatics Engineering, The University of Calgary.

Sideris, M.G., She, B.B., 1995. A new high-resolution geoid for Canada and part of U.S. by the 1D-FFT method. *Bull Geod* 69, 92-108.

Torge, W., 1989. *Gravimetry*, Walter de Gruyter, Berlin.

Wichiencharoen, C., 1982. The indirect effects on the computation of geoid undulations. OSU Report. No 336, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus, Ohio, USA.

NORMAS E INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

INSTRUCTIONS TO THE AUTHORS

Geoacta está editada por la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Está constituida por secciones independientes, en cada una de las cuales se publican trabajos originales e inéditos, y que no se encuentren en evaluación simultánea en otras revistas, en forma de artículos o notas a los distintos dominios de la Geofísica, Geodesia, Geología, Vulcanismo, Oceanografía, Geografía, Meteorología, Geoquímica y temas con aplicación al medio ambiente. El Consejo Editorial con la colaboración de otros especialistas en los distintos campos de la ciencia, considera el valor de cada uno de los originales entregados por los autores y decide sobre la conveniencia o no de su publicación (de los que, en cada caso informa al autor o autores), la sección en que se incluirá el artículo aceptado y el orden de publicación del mismo dentro de cada volumen.

GEOACTA se publica una vez por año. Los trabajos deben ser originales y presentarán datos, interpretaciones o síntesis no publicadas con anterioridad. En caso de ser aceptados, los trabajos pasarán a ser propiedad intelectual de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

Los idiomas oficiales de GEOACTA son el Español e Inglés. Los trabajos en Español llevarán un RESUMEN en este idioma y con el objeto de asegurar la máxima difusión de los trabajos, un ABSTRACT en inglés. Los trabajos en Inglés llevarán un ABSTRACT en Inglés y un RESUMEN en Español. Todas las leyendas de figuras, cuadros y tablas serán bilingües, como así también las palabras claves.

Los autores pueden presentar trabajos en cualquiera de las siguientes opciones.

Trabajos de Investigación: corresponden a contribuciones originales dentro de la temática general de GEOACTA

Notas Breves: contribuciones cortas cuyo objetivo es dar a conocer hallazgos importantes que merezcan su pronta publicación o para presentar nuevas técnicas o datos realmente significativos. No deberán superar las cuatro hojas escritas a doble espacio, incluyendo figuras y bibliografía.

Discusiones y Réplicas: los comentarios y discusiones sobre trabajos publicados en GEOACTA serán considerados muy favorablemente y son demostrativos de un marcado interés por el progreso de la ciencia pero donde primen el respeto y la tolerancia por la diversidad de opiniones. Los mismos deben identificar claramente la cita completa del trabajo. Una copia de la Discusión será enviada al primer autor del artículo en cuestión para su respuesta. Tanto la Discusión como la Réplica serán publicadas en forma conjunta en el próximo número de GEOACTA.

Comentarios de Libros: son análisis técnicos de libros de edición reciente y temática acorde a los objetivos de GEOACTA

PRESENTACION DE TRABAJOS

Los manuscritos pueden ser elevados en formato electrónico (preferentemente) o impresos de acuerdo con las siguientes instrucciones. No obstante, en breve se implementará el Sistema Electrónico Editorial (SEE) único para la presentación de trabajos

Formato Electrónico

Los trabajos podrán ser enviados por correo electrónico (preferentemente) o por envío postal en CD, Zip o Diskettes al Editor o co-Editor. La versión electrónica del manuscrito debe, en términos generales, seguir el mismo formato de la versión impresa, pero los archivos deben ser estructurados y nombrados de la siguiente forma:

Un archivo conteniendo el texto del trabajo, incluyendo los resúmenes, referencias, las tablas y leyendas bilingües de fig-

Geoacta is published by the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. It is formed by independent sections. Each one contains original articles or technical notes that are not simultaneous presented for evaluation to other journals. The subject of the articles are from the following Sciences: Geophysics, Geodesy, Geology, Vulcanism, Oceanography, Geography, Geochemistry and related themes form the environment. The Editorial Committee, with the collaboration of specialists from the different sciences, evaluate the originality of the work and decide the section where the accepted contribution will be published and its order.

GEOACTA is published once a year. Papers must be original and will present data, interpretations and/or synthesis unpublished or submitted elsewhere. If accepted, papers become copyright of the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

Official languages of GEOACTA are Spanish and English. Papers in Spanish will have a RESUMEN in this language and, with the object to insure its maximum diffusion, they will also include an ABSTRACT in English. Papers in English will have an ABSTRACT in this language and a RESUMEN in Spanish. All figure and table captions will be bilingual as well as the keywords.

Authors may submit papers in any of the following options.

Research Papers: they are original contributions within the general subject of GEOACTA.

Short Notes: short contributions directed to inform of important discoveries that require immediate publication or to present new techniques or significant data. Short notes will have less than 4 pages typed in double space, including figures and references.

Discussions and Replies: comments and discussions about papers published in GEOACTA will be encouraged and they are a demonstration of remarkable concern for the progress of science, but with respect and tolerance of the diversity of opinions. Discussions must clearly identify the complete citation of the paper. A copy of the Discussion will be sent to the first author of the paper being discussed for his/her reply. Both the Discussion and Reply will be published together in the next available issue of GEOACTA.

Book Reviews: they technical analysis of recent published books which subject is related to the objectives of GEOACTA

MANUSCRIPTS

Manuscripts can be submitted either in electronic format (preferable) or in print according to the following instructions. Nevertheless, in short, the Sistema Editorial Electrónico (SEE) will be implemented and it will be the only means for paper submission.

Electronic Format

Papers can be submitted either by e-mail (preferable) or by regular mail in CD, Zip or Diskettes to the Editor or co-Editor. The electronic version of the manuscript must follow, in general terms, the same format of the printed one, but the files should be structured and named according to: One file with the text, including abstracts, references, tables and table and figure captions prepared in a text editor such as WordPerfect o Word. File name will include the name of the first author and the word "Text" (if more than one author use "et al"): Pérez et al Text.doc (or .wpd).

One file for each figure, preferably in format Corel Draw, Adobe Illustrator, jpg or tif. The name of the file will follow the same format indicated for the text file, but include "Fig"

uras y tablas escritos en procesador de texto WordPerfect o Word. El nombre del archivo incluirá el apellido del autor y la palabra "Texto". En caso de más de un autor se incluirá "et al": Pérez et al Texto.doc (o .wpd)

Un archivo por cada figura, preferentemente en formato Corel Draw, Adobe Illustrator, jpg o tif. El nombre seguirá el mismo formato que para el caso de texto, pero llevará la palabra "Fig" y el número de figura: Pérez et al Fig 1.cdr (o .jpg o .tif)

Un archivo donde se haya integrado en el texto, las figuras y las tablas, ambas con sus leyendas respectivas en el sitio donde los autores sugieren que deberían ubicarse, en formato Acrobat Reader cuyo nombre se escribirá de la siguiente forma: Pérez et al Ms.pdf. En el envío postal se debe incluir una copia impresa del ms incluido en el archivo Pérez et al Ms.pdf. En caso de no contar con el software para generar un archivo pdf, se debe enviar el archivo integrado en formato WordPerfect o Word.

Formato Impreso

Dado que el sistema electrónico de presentación de trabajos está en pleno funcionamiento, sólo en casos excepcionales se aceptarán trabajos en formato impreso. En caso de no poder acceder al sistema electrónico, se aceptará la recepción de un CD con los archivos siguiendo las normas antes indicadas.

En la situación fuertemente justificada en que no se pueda cumplir con el envío electrónico o un CD, se enviarán por correo tres copias de buena calidad. En caso de que el trabajo incluya fotografías, el autor debe enviar para el arbitraje dos juegos de fotos originales o fotocopias láser. No se aceptarán fotocopias comunes de fotografías.

Los manuscritos deben ser escritos a doble espacio, no deben exceder las treinta (30) páginas tamaño IRAM A4 (210 x 297 mm) o similar, incluyendo tablas, figuras y referencias bibliográficas, y dejando 2,5 cm en todos los bordes. En casos especiales el Editor podrá aceptar trabajos más extensos.

CRITERIOS EDITORIALES

Los trabajos serán sometidos a dos arbitrajes como mínimo por los miembros del Comité Editorial Asesor y/o revisores externos de reconocido prestigio. En función de la opinión de los revisores, el Editor tomará la decisión definitiva sobre el mismo.

Una vez aceptado el trabajo, el autor deberá enviar el manuscrito final en versión electrónica según las instrucciones indicadas anteriormente. El autor recibirá en formato electrónico las pruebas de galera a los efectos de indicar posibles errores o modificaciones menores del texto. Cambios significativos al trabajo en esta etapa solo serán aceptados a discreción del Editor y los posibles costos de esos cambios deberán ser abonados por el autor.

Los autores de los trabajos deberán abonar una suma fija definida por GEOACTA, la que será eximida si uno o más de los autores es socio de la misma.

La Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas proveerá 10 separatas del trabajo sin cargo al primer autor. Si los autores requieren un mayor número de separatas, deberán solicitarlas durante el período de revisión de las pruebas de galera y deberán ser abonadas a los valores que fije GEOACTA.

TEXTO

Numerar todas las páginas en forma consecutiva de acuerdo al siguiente ordenamiento:

Primera Página:

Títulos y autores con sus direcciones y correo electrónico

Segunda Página y Consecutivas:

Resumen y Abstract (trabajos en castellano)

and the number of the figure: Pérez et al Fig 1.cdr (or .jpg or .tif)

One file where the text, figures and tables (with their respective captions) integrated in the place where the authors suggested location in format Acrobat Reader. The name of the file will follow the same format indicated for the text file, but include "Ms": Pérez et al Ms.pdf. If the paper is sent by regular mail, it must include a printed copy of the file: Pérez et al Ms.pdf. In the case that the author has no access to software that allows generating a pdf file, the integrated files should sent in either Wordperfect or Word format.

Printed Format

Since the electronic system for submitting paper is active, only in exceptional cases we will accept printed versions. The previous options is to submit a CD including all files following the electronic format.

If either the electronic submission nor the CD cannot be accomplished in a fully justified manner, then three copies printed in high quality paper must be sent by regular mail. In the case the paper includes photographs; the author must also submit two sets of prints or good quality laser photocopies. Common photocopies of the photos will not be accepted.

Manuscripts must be typed double spaced, up to thirty (30) pages in length including tables, figures and references. Paper size should be A4 (210 x 297 mm) or similar, leaving 2.5 cm in all margins. Longer papers could be accepted under special circumstances by the Editor.

EDITORIAL CRITERIA

All submitted papers will be reviewed by at least two members of the Editorial Board and/or external referees of recognized prestige. Based on the reviewers opinions, the Editor will take the final decision about it.

When the paper is accepted, the author must submit its final version in electronic format following the instructions provided previously. The author will receive the electronic format of the galley proofs to check for possible mistakes or minor modifications to the text. Major changes to the paper at this stage will only be accepted at the sole discretion of the Editor and the possible extra expenses that may result must be covered by the author.

There is a fix charge per paper defined by GEOACTA. Although, this charge is waived if one or more of the authors is a member of the Asociación.

The Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas will provide 10 reprints of the paper at no charge to the first author. Larger number of reprints must be requested during the galley proof review period and must be paid at the values indicated by GEOACTA.

TEXT

Number all pages consecutively according to the following order:

First Page:

Title and authors including addresses and e-mails

Second and following pages:

Resumen and Abstract (papers in Spanish)

Abstract and Resumen (papers in English)

Palabras claves and keywords

Text

Acknowledgements

References

Bilingual captions of the tables

Tables

Bilingual captions of the figures

Abstract y Resumen (trabajos en inglés)

Palabras claves y keywords

Texto

Agradecimientos

Referencias bibliográficas

Leyendas bilingües de las tablas

Tablas

Leyendas bilingües de las figuras

Figuras

La página del título y autores deberá contener el título del trabajo, el nombre del o los autores, sus domicilios institucionales y e-mails. Se deberá indicar a qué autor se enviarán las pruebas de galera y cualquier otra comunicación, como asimismo a qué autor se podrán requerir las separatas del trabajo. Se aconseja enviar los números de teléfono y fax del autor a cargo de las comunicaciones con la editorial.

Los resúmenes y abstracts no deberán exceder las quinientas (500) palabras.

Hasta 5 palabras claves y keywords. En breve se incluirá en la página web de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas un listado de palabras claves sugeridas. Las mismas deberán estar ordenadas por su importancia, con el lugar geográfico al final.

El texto puede ser dividido en partes principales, secundarias y terciarias. Los TÍTULOS PRINCIPALES se colocarán en letra mayúscula, resaltados y centrados en la página. Los títulos secundarios serán colocados en mayúscula y minúscula, resaltados, contra el margen izquierdo. Los títulos terciarios irán en mayúscula y minúscula, resaltados e incorporados al párrafo. Los títulos no deberán ser precedidos por números o letras.

El propósito del trabajo debe estar claramente expuesto en la introducción. Los agradecimientos se colocarán inmediatamente después del texto, con un título de jerarquía terciaria. Notas al pie de página no serán aceptadas.

Todos los términos no estándar o siglas deben ser definidos durante su primer empleo.

Se utilizará el Sistema Internacional de Medidas para informar datos. Otras unidades pueden ser presentadas entre paréntesis o como unidades primarias cuando no sea posible mostrar su conversión.

Referencias

Al final del texto se colocará una lista alfabética de todos los trabajos citados, que será encabezada por el título principal REFERENCIAS, para los trabajos en Español o por REFERENCES, para los trabajos en Inglés.

En las citas bibliográficas del texto se utilizará "*et al.*", cuando estén involucrados más de dos autores. En las REFERENCIAS se colocarán todos los autores. No debe utilizarse "(op. cit.)" en ningún caso.

Los trabajos en las REFERENCIAS serán colocados en orden alfabético, sin dejar renglones entre citas, respetando los nombres en el idioma original, sin abreviaturas, sin reemplazar el apellido por rayas y de acuerdo a los siguientes formatos:

Gomez, R. A., 1990. La dinámica costera de la localidad de Monte Hermoso. *Geoacta*, vol. 3, 133-140.

Lowell Wine, R., 1966. *Statistics for Scientist and Engineers*. Prentice-Hall, U.K. pp 671.

Hart, B.S., 1995. Delta fornt estuaries. En: *Geomorphology and Sedimentology or Estuaries*. Pirillo G.M.E. (Ed). Elsevier, Amsterdam, 207-226.

Tablas

Las tablas deberán ser reducidas a un mínimo con información que tenga una relevancia concreta con el trabajo. Simple listados de datos, al menos que sean ampliamente justificados, no serán aceptados.

Las tablas deberán ser numeradas en forma

Figures

Title page must include the paper title, authors and their institutional addresses with their e-mails. Indication of the corresponding authors if other of the first author. It is advisable to have the telephone and fax numbers of the corresponding author. Resúmenes and abstracts will be less than five hundred (500) words.

Up to five (5) palabras claves and keywords. In short a list of suggested keywords will be included in the web page of the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Keywords should be arranged in order of importance, with the geographical area always last.

Text can be divided in primary, secondary and tertiary parts. PRIMARY TITLES are full capital letters, in bold and centred in the page. Secondary titles are in upper and lowercase, in bold and left justified. Tertiary titles are in upper and lowercase, in bold and incorporated in text. Titles will not include numbers or letters.

The purpose of the paper must be clearly stated in the introduction. Acknowledgements will go immediately after the text with a Tertiary title.

Footnotes are not allowed.

All non-standard terms or acronyms must be defined at first use.

The International System of units is required for reporting measurements. Other units may be reported in parentheses or as primary units when conversion is not possible.

References

At the end of the text an alphabetic list of the references cited in it will be included with Primary title REFERENCIAS for Spanish papers and, REFERENCES for papers in English.

When more than two authors, the citation will use "*et al.*". However, in the REFERENCES all authors must be written out. The use of "(op. cit.)" will not be accepted.

Citations must be ordered alphabetically, without leaving extra lines in between, giving the names in the original language, without abbreviations, without replacing last names by hyphens and according to the following formats:

Gomez, R. A., 1990. La dinámica costera de la localidad de Monte Hermoso. *Geoacta*, vol. 3, 133-140.

Lowell Wine, R., 1966. *Statistics for Scientist and Engineers*. Prentice-Hall, U.K. pp 671.

Hart, B.S., 1995. Delta fornt estuaries. En: *Geomorphology and Sedimentology or Estuaries*. Pirillo G.M.E. (Ed). Elsevier, Amsterdam, 207-226.

Tables

Tables should be reduced to a minimum including only information with a concrete relevance to the objectives if the paper. Simple listing of data, unless highly justified, will not be acceptable.

Tables must be numbered consecutively with arabic numbers and provided in a separate page. In case that the table expands more than one page, this must be indicated in each page.

Tables are cited in the text as: "... en Table 1", or "... (Table 1)"

Once the paper is accepted, the author must provide an electronic version of the tables according with the editorial criteria of GEOACTA. Printed tables will not be accepted.

Table captions must be bilingual, typed in double space and in a list at the end of the text.

Figures and Equations

All figures must be designed having the page and column sizes of GEOACTA in mind. Maximum

consecutiva con números arábigos y cada una en una hoja diferente dentro del archivo de texto. En caso de ser necesario extender la tabla en varias páginas, deberá indicarse que continúa en cada página. Las tablas se citan en el texto de la siguiente forma: "... en Tabla 1", o "...(Tabla 1)"

Una vez aceptado el trabajo, el autor deberá proveer una versión electrónica de las tablas formateadas de acuerdo al criterio editorial de GEOACTA para aquellos trabajos que hayan sido enviados en formato impreso. Tablas impresas no son admisibles.

Las leyendas de las tablas deberán ser bilingües, escritas a doble espacio y formando una lista por separado al final del manuscrito.

Figuras

Las figuras deben diseñarse teniendo en cuenta los tamaños de página y/o columna de GEOACTA. El tamaño máximo de impresión para las figuras es 172 x 220 mm para ancho de página o 84 x 220 mm para ancho de columna. El espacio para las leyendas bilingües debe ser incluido en estas dimensiones.

Las figuras deberán ser compactas, evitándose grandes espacios libres o desprovistos de información. Los mapas y los perfiles deberán llevar escala gráfica y coordenadas geográficas.

Las ilustraciones de computadora deberán ser de la más alta calidad de impresión posible, preferentemente realizadas en Corel Draw, Adobe Illustrator o equivalente. Si se envían impresas, las mismas deben realizarse con impresoras láser o de chorro de tinta.

Las letras y números no deben ser menores de 1 mm luego de su reproducción. Las partes de una sola figura pueden ser llamadas (a), (b), (c), etc.

Las figuras compuestas por varias partes deberán ser montadas de modo tal que conformen en lo posible, una sola imagen. Las fotos montadas deben ordenarse de tal manera que no queden espacios en blanco entre las mismas.

Las copias fotográficas deberán ser de buena calidad, en blanco y negro, nítidas, y realizarse en papel brillante de buen contraste, en el tamaño final de reproducción. Las fotos no deben sobrepasar los 84 mm de ancho, ya sean apaisadas o verticales. La escala deberá indicarse con algún elemento cuyas dimensiones se adjuntarán en la leyenda o con una barra de escala.

Láminas de fotos en colores pueden ser publicadas con un costo mínimo extra, a cargo del autor. Se pueden requerir mayores detalles al Editor, previo al envío del manuscrito.

Todas las figuras impresas o papel original deben tener en el reverso el nombre del autor/es y el número de figura.

Los manuscritos impresos enviados por correo normal serán acompañados por fotocopias de buena calidad de las figuras originales, señalándose en forma clara el número correspondiente. Los originales no serán devueltos a los autores después de la publicación, salvo pedido expreso del autor.

Las leyendas de las figuras deberán ser bilingües, escritas a doble espacio y formando una lista por separado al final del manuscrito. Todas las ilustraciones, incluyendo las fotografías, serán denominadas FIGURAS, y en el texto se hará referencia a las mismas como, por ej: "...en la Figura 1 se observan..." o "...ciclos granodecrecientes (Fig. 1), comunes en otras facies". Numerar las figuras en forma consecutiva con números arábigos.

Las ecuaciones deben ser preferiblemente escritas con el editor de ecuaciones del editor de texto elegido. Todas ellas deben estar numeradas correlativamente entre paréntesis y justificado a la derecha. Las mismas se citarán en el texto como: "ec. (1)"

printed size of the figures is 172 x 220 mm for full page or 84 x 220 mm for column width. The figure captions must be included in these dimensions.

Figures must be compact, avoiding large free spaces or lacking information. Maps and geological profiles must have both graphic scales and geographic coordinates.

Computer drawings must be of the highest quality preferably made with Corel Draw, Adobe Illustrator or equivalent. When submitted in print, they must be printed by either laser or inkjet printer.

When reproduced, letters and numbers in figures should be larger than 1 mm. Parts of one figure can be named as (a), (b), (c), etc.

Composed figures must be integrated in such a way as they form one unique figure. In the case of photos, no blank space in between must be allowed.

Photographic prints must be of high quality, black and white, in glossy paper with good contrast and y the final reproduction size. Photos cannot be wider than 84 mm either portrait or landscape. Photos must have some kind of scaling that can be referenced in the caption.

Color plates can be published to a minimum cost to the author. Further details could be requested to the Editor before submitting the manuscript.

All printed figures must have on the reverse the name of the author and the figure number.

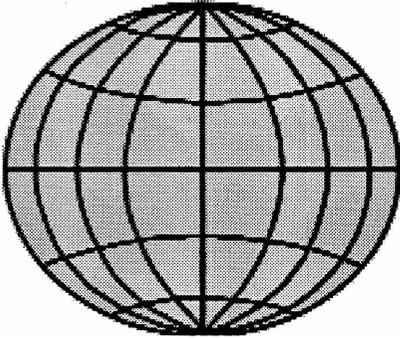
Printed manuscript must include high quality copies of the original figures clearly marked with the author name and number. Originals will not be returned unless requested by the author.

Figure captions must be bilingual, written in double space and in a list at the end of the text. All illustrations are Figures and should be referred in the text as, e.g.: "...en la figura 1 se observan..." or "...ciclos granodecrecientes (Fig. 1), comunes en otras facies". Figures must be numbered consecutively with arabic numbers.

Equations should be prepared preferable with the equation editor of the selected text editor. All of them must be numbered consecutively between parentheses and right justified. They will be cited in the text as: "ec. (1)"



Undiano 84 - Tel./Fax: 0291 - 4547436/4564304/4543104 - 8000 Bahía Blanca
E-mail: sapienzaindustriagrafica@arnet.com.ar



GEOACTA

Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas

Volumen 28 - 2003

| | |
|--|----|
| Análisis de los flujos de agua en la zona no saturada loésica por medio de un trazador conservativo..... | 1 |
| <i>Claudio Lexow y A. Guillermo Bonorino</i> | |
| Interpretación geofísica de las ondulaciones del geoide en Argentina | 9 |
| <i>María Cristina Pacino</i> | |
| Origen y geoquímica del fluor en el acuífero de la vertiente suroccidental de las Sierras Australes | 17 |
| <i>A. Guillermo Bonorino, Rene Albouy y Fbiana Limbozzi</i> | |
| On rayleigh waves in anisotropic media | 27 |
| <i>Simon Gershanik</i> | |
| Valoración de la permeabilidad no saturada a partir del parámetro sorptividad..... | 33 |
| <i>Claudio Lexou y A. Guillermo Bonorino</i> | |
| Análisis de parámetros geomorfológicos para la localización de áreas de interés hidrológico a los fines de su preservación | 39 |
| <i>Edgardo Navarro y Magdalena González Uriarte</i> | |
| Análisis preliminar de ondas superficiales aplicado al modelo cortical en las Sierras Pampeanas, Argentina | 49 |
| <i>Nora C. Sabbione, María L. Rosa y Ana M. Osella</i> | |
| Características físicas y de circulación en un meandro de un canal de marea (Estuario de Bahía Blanca - Argentina) | 61 |
| <i>Guillermo R. Angeles, Gerardo M.E Perillo y M. Cintia Piccolo</i> | |
| Different topographic reduction methods in practical gravimetric geoid determination | 73 |
| <i>Claudia Tocho, Michael G. Sideris y Graciela Font</i> | |
| Normas e instrucciones para los autores..... | 79 |

La presente edición de la revista GEOACTA ha sido realizada con la colaboración económica de la empresa PROFERTIL y del Instituto Argentino de Oceanografía.