



LIBRO DE RESÚMENES EXPANDIDOS

**XXVIII REUNIÓN CIENTÍFICA DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA DE
GEOFÍSICOS Y GEODESTAS (AAGG 2017)**

**TERCER SIMPOSIO SOBRE INVERSIÓN Y PROCESAMIENTO
DE SEÑALES EN EXPLORACIÓN SÍSMICA (IPSES'17)**

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas Universidad Nacional de La Plata
La Plata, 17 al 21 de Abril de 2017



XXVIII REUNIÓN CIENTÍFICA
DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA
DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



CONICET



AGENCIA
NACIONAL DE PROMOCIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA



CIC

COMISIÓN DE
INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

Ministerio de Producción, Ciencia y Tecnología



ISBN: 978-950-34-1471-2



XXVIII REUNIÓN CIENTÍFICA
DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA
DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Libro de resúmenes expandidos de la XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (AAGG 2017): Tercer Simposio sobre Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (IPSES'17) / Claudia Noemí Tocho ... [et al.] ; compilado por Yenni Roa ; Consuelo Sagarra; coordinación general de Eduardo Agosta Scarel ... [et al.]; editado por Claudia Noemí Tocho. - 1a ed compendiada. - La Plata: Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Observatorio Astronómico de la Plata, 2017.

Libro digital, PDF

Archivo Digital: descarga y online

ISBN 978-950-34-1471-2

1. Geofísica. 2. Geodesia. 3. Resumen. I. Tocho, Claudia Noemí II. Roa, Yenni, comp. III. Sagarra, Consuelo, comp. IV. Agosta Scarel, Eduardo, coord. V. Tocho, Claudia Noemí, ed.

CDD 526.1



XXVIII REUNIÓN CIENTÍFICA
DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA
DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Esta publicación compila los resúmenes expandidos de los trabajos científicos presentados en la XXVIII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (AAGG 2017) y en el Tercer Simposio sobre Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (IPSES'17) realizados en la ciudad de la Plata del 17 al 21 de abril de 2017. Ambos eventos fueron organizados por la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de la Plata.

Los resúmenes expandidos fueron evaluados por el Comité Organizador Científico que estuvo integrado por los siguientes docentes – investigadores:

Agosta Scarel, Eduardo (FCAG-UCA-CONICET)
Badi, Gabriela (FCAG-UNLP)
Dasso, Sergio (FCEN-IAFE)
Del Cogliano, Daniel (FCAG-UNLP)
Gende, Mauricio (FCAG-CONICET)
Guarracino, Luis (FCAG-FCNyM-CONICET)
Lenzano, María Gabriela (IANIGLA-CONICET)
Meza, Amalia (FCAG-CONICET)
Perdomo, Santiago (FCAG-CONICET)
Rosa, María Laura (FCAG-UNLP)
Sallago, Patricia (FCAG-UNLP)
Velis, Danilo (FCAG-CONICET)
Yuchechechen, Adrian (UTN-CONICET)
Zyserman, Fabio (FCAG-CONICET)

La compilación general fue realizada por las Geofísicas Yenni Roa y Micaela Maugeri y el diseño por la Srta. Natalia Torres.

Instituciones Auspiciantes

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires
Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica
Instituto Geográfico Nacional
Fundación YPF
Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de La Plata



INDICE

Ciencias Hidrológicas y Criósfera	6
Modelado gravimétrico de la infiltración de agua utilizando la ecuación de Richards	7
Estimación de propiedades hidráulicas de un acuífero costero mediante la correlación de datos piezométricos.....	12
Un modelo fractal para estimar la permeabilidad a partir de la porosidad	17
Estimación del coeficiente de almacenamiento del acuífero Pampeano a partir de datos de un gravímetro superconductor	22
Resultados preliminares del estudio de la relación agua superficial-subterránea mediante tomografía sísmica y eléctrica en un curso de agua de la cuenca Martín-Carnaval, La Plata	27
Identificación del basamento hidrogeológico mediante tomografía eléctrica en barrio Rumencó, Mar del Plata.....	32
Efectos remotos del cambio de uso de suelo en el clima del sudeste de Sudamérica	37
Variación temporal de glaciares en la Cordillera del Viento (Neuquén, Argentina) para el período 1963-2012.....	42
Reconstrucción histórica de glaciares en la Cordillera del Viento (Neuquén, Argentina)	47
Geofísica Aplicada y Ambiental	52
Desarrollo de software de inversión de datos 1D para sondeos eléctricos verticales Schlumberger	53
Exploración sub basáltica mediante SEV.....	58
Corrección de errores de nivelación de datos Aerogeofísicos.....	63
Diseño, análisis de costo y comparación de Centrales Termosolares de 30MWe para la Provincia de Buenos Aires.....	68
Propagación de ondas elásticas en medios fracturados con anisotropía ortorrómbica	73
Análisis petro-elástico de velocidades P y S en muestras de la formación Vaca Muerta	77
Perfil estructural al Norte de la Sierra de San Luis basado en métodos potenciales	81
Adquisición y análisis de filtrado de sísmica multicomponente 3C en la estructura de Colônia, São Paulo, Brasil.....	85
Geoeléctrica aplicada a la detección de glifosato en el suelo.....	90
Análisis de variación de velocidades sísmicas del área Puesto Touquet y El Porvenir. Cuenca Neuquina. Argentina.....	95
Acoplamiento Solar-Terrestre en el geoespacio	99



Análisis de flujos extremos de electrones en los cinturones de radiación de Van Allen a partir de datos de SAC-D.....	100
Riómetros: red SARiNet en Argentina, observaciones y procesamiento de datos.....	105
Aplicación de algoritmos genéticos en mapas ionosféricos de f_oF2 para América del Sur.....	110
Observatorio ionosférico Bahía Blanca.....	115
Primeros resultados.....	115
Ciencias de la Atmósfera y los Océanos.....	120
Red Universitaria Hidrometeorológica: casos testigo.....	121
Caracterización de la Capa de Superficie en base a datos de torres micrometeorológicas sobre el Río Uruguay.....	126
Variabilidad de baja frecuencia en los caudales de los ríos del centro-norte de Argentina y su contribución al desarrollo de sequías hidrológicas.....	131
Predictibilidad estacional de los extremos de temperatura en Argentina a partir de la circulación atmosférica de gran escala.....	137
Aplicación de un modelo de capa límite al estudio de la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata.....	143
Evaluación de la tendencia de la temperatura mínima en la cuenca del plata entre 1980-2015 utilizando datos de reanálisis.....	147
Low level wind forecast over the Uruguay River region nearby Gualeguaychú, using a boundary layer model forced by WRF regional operational forecasts.....	152
Estudio del Interior Terrestre.....	158
Modelado sísmico de las cuencas de Paraná y Pantanal a partir.....	159
de velocidad de fase de ondas superficiales.....	159
Estructura cortical de la cuenca Chaco-Paraná a partir de la tomografía de ruido ambiental.....	164
Anomalía de subplacado magmático en el perfil 43.5°S del margen continental argentino.....	146
Sismicidad de la Precordillera Sanjuanina entre 29°S y 32°S: análisis de fuente sísmica y del campo de esfuerzos.....	153
Low-parametric modeling of Mw8.3 Illapel 2015, Chile earthquake.....	160
Estudio del terremoto intraplaca de Chajarí-Monte Caseros 1948 (Argentina): análisis geofísico, estratigráfico y geomorfológico integrado.....	166
STRATEGY.....	172



Seismic neTwoRk/Array in norThwEstern arGentina:.....	172
Study of the 2015 El Galpón earthquake and its aftershock sequence	172
Uso de datos sismológicos y geológicos con MOVE™ para la generación de un modelo de deformación cortical de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina.....	178
Estudio gravi-magnetométrico del margen continental argentino a partir de métodos automáticos, borde continental	184
Sismicidad superficial entre 1995 y 2010 en la zona norte de la Precordillera de San Juan	189
Geodesia y Geomática.....	193
Diseño de base para calibración de instrumentos M.E.D	194
Análisis corticales de estructuras a partir de ondulaciones del geoide y modelos geopotenciales	201
DEM Global mejorado para Buenos Aires con integración de información altimétrica local y modelos geopotenciales	206
Tercer Simposio sobre Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (IPSES'17).....	211
Límites de la utilización de las amplitudes sísmicas como indicadores de gas mediante el análisis de las curvas de tuning.....	212
Aplicación para el campo Arcabuz Oeste en el bloque Misión, Méjico	212
Migración en profundidad de dato sísmico terrestre:	217
modelado de la superficie de referencia equivalente	217



Sesión temática:

Ciencias Hidrológicas y Criósfera

**Coordinan: Dr. Santiago Perdomo y Dr. Luis
Guarracino**



Modelado gravimétrico de la infiltración de agua utilizando la ecuación de Richards

J. Pendiuk^{1,2} y L. Guarracino^{1,2,3}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. jonatanpendiuk@gmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

³ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.

Resumen

La precisión de los gravímetros superconductores es tal que permite detectar el efecto gravimétrico generado por la infiltración de agua durante una precipitación. El gravímetro superconductor R038 del Observatorio Argentino Alemán de Geodesia (AGGO) tiene una precisión de 0.1 nm/s^2 ($10 \text{ } \mu\text{Gal}$) mientras que el efecto gravimétrico de una lámina de agua de 1 mm de espesor se estima en 0.4 nm/s^2 . Estos valores evidencian claramente la potencialidad de estos gravímetros para analizar procesos hidrológicos que ocurren a escala local tales como la infiltración y la evapotranspiración que representan ganancias y pérdidas de masa, respectivamente. En este trabajo se presenta un modelado numérico para estimar las variaciones de gravedad generadas por el proceso de infiltración a partir de la simulación de flujo de agua en la zona no saturada. Con este fin se asume que el flujo es vertical y que existe un radio de influencia finito para el efecto gravitatorio de la infiltración. Bajo estas hipótesis se resuelve la ecuación de Richards 1D mediante un método de elementos finitos mixtos y se calcula el efecto gravimétrico utilizando la expresión analítica de un cilindro vertical centrado en el gravímetro. El modelo desarrollado es utilizado para analizar los efectos del radio de influencia, de las propiedades hidráulicas del suelo y de la intensidad de la precipitación. Para este estudio se utilizan datos meteorológicos de la estación de AGGO y valores de los parámetros hidráulicos calculados a partir del análisis granulométrico de las muestras de suelo. Las simulaciones numéricas muestran que el efecto de la precipitación es relativamente local ya que el agua que infiltra en un radio de 100 m representa aproximadamente el 95% del efecto gravimétrico total. En relación a las texturas de suelo se observa que el efecto es significativo sólo para radios de influencia pequeños. Finalmente, y como era de esperar, la intensidad de la precipitación afecta en forma directa el valor de la gravedad. Estos resultados constituyen una base teórica y metodológica para futuras aplicaciones prácticas en el predio de AGGO.

Palabras clave: ecuación de Richards, zona no saturada, gravímetro superconductor, simulaciones numéricas.

Introducción

El gravímetro superconductor R038 (GS) de AGGO realiza mediciones relativas de gravedad de forma continua con una precisión de 0.1 nm/s^2 ($10 \text{ } \mu\text{Gal}$). Esta precisión



resulta sensible a las redistribuciones de masa de agua a escala local motivando su implementación como un sensor hidrológico para la estimación de parámetros hidráulicos del subsuelo. Por otra parte, desde un punto de vista gravimétrico la componente hidrológica en la señal del gravímetro es considerada como ruido y por lo tanto debe ser removida de los registros. Existen varios antecedentes del estudio de los efectos hidrológicos sobre la señal de los GSs en observatorios geodésicos similares al AGGO (Creutzfeld et al., 2008; Longuevergne et al., 2009; Naujoks et al., 2008).

En este trabajo se analiza el efecto de la precipitación sobre la gravedad, que es un fenómeno local, transitorio y relativamente rápido. El agua infiltrada puede producir un aumento en la señal del gravímetro con forma de “escalón” de unos pocos nm/s^2 . A modo de ejemplo, el efecto gravimétrico de una lámina de agua de 1 mm de espesor se estima en 0.4 nm/s^2 . En particular, el efecto gravimétrico producido por tormentas fuertes debe ser correctamente modelado y removido de la señal del gravímetro ya que deteriora el espectro de frecuencia y el posterior análisis de los fenómenos de marea (Meurers, 2006).

Materiales y métodos

El modelo numérico implementado se basa en la resolución de la ecuación de Richards 1D utilizando un método de elementos finitos mixtos combinado con un método iterativo de Picard modificado para tratar los términos no lineales (Celia et al., 1990). La ecuación de Richards para flujo vertical tiene la siguiente expresión:

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{dh}{dz} + K(h) \right), \quad (1)$$

donde h es la altura de presión; K es la conductividad hidráulica del medio; y θ es el contenido volumétrico de agua.

La ecuación (1) se resuelve con condiciones de borde tipo Neumann. En el borde superior se impone la infiltración de agua producida por la lluvia, mientras que en el borde inferior se especifica el flujo regional. Como condición inicial se asume un estado estacionario que se determina a partir de la posición del nivel freático. Para describir las propiedades hidráulicas se utiliza el modelo de van Genuchten (1980). Los parámetros del modelo utilizados para las texturas de interés se obtuvieron del trabajo de Carsell y Parrish (1988), con excepción de la conductividad hidráulica saturada y la porosidad que fueron estimadas a partir del análisis granulométrico de muestras de suelo.

Como resultado de la simulación numérica se obtienen perfiles de saturación de agua que representan la redistribución de masa en el perfil de suelo. Para calcular la densidad del perfil se utiliza la siguiente expresión:

$$\rho(z, t) = (1 - \Phi)\rho_m + \theta(z, t)\rho_w, \quad (2)$$

donde Φ es la porosidad; ρ_m y ρ_w son la densidad de la matriz sólida y del agua, respectivamente. A partir de la expresión (2) se puede calcular la variación de la densidad con respecto al perfil inicial mediante la siguiente expresión:

$$\Delta\rho(z, t) = [\theta(z, t) - \theta(z, t_0)]\rho_w, \quad (3)$$

siendo t_0 el tiempo inicial de la simulación.

Asumiendo que la topografía es plana y utilizando la fórmula analítica de un cilindro vertical centrado en el GS, es posible estimar el efecto gravimétrico de la infiltración mediante la siguiente expresión:

$$\Delta g = 2\pi G \sum_{i=1}^N \Delta\rho(z_i, t) \{ \Delta z + (z_i^2 + R^2)^{1/2} - [(z_i + \Delta z)^2 + R^2]^{1/2} \} \Delta z, \quad (4)$$

siendo N el número de elementos finitos, Δz el tamaño de la malla, G la constante de gravitación universal ($6.674 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{s}^2\text{gr}$) y R el radio de influencia.

La metodología descrita es utilizada para analizar la infiltración en un perfil que representa las condiciones generales de los suelos de AGGO. El dominio de la simulación numérica es de 15 m con un nivel freático ubicado a 13 m de profundidad. El dominio fue discretizado con una malla uniforme de 400 nodos ($\Delta z = 3.75 \text{ cm}$) y un paso temporal de $\Delta t = 30 \text{ s}$.

Los eventos de lluvias analizados fueron registrados en la estación meteorológica de AGGO y corresponden a un evento suave de 27.6 mm (2/7/2016) y a otro más intenso de 74.1 mm (31/7/2016). Ambos eventos se consideran espacialmente uniformes ya que las tormentas en la zona de interés son generadas por sistemas frontales de escala espacial mucho mayor que el área de estudio. Además se asume que la escorrentía es despreciable y que la superficie del suelo no sufre deformaciones debido a la masa de agua.

Resultados y discusión

En primer lugar se analiza el efecto de la textura del suelo y el radio de influencia (R) sobre la gravedad. Para la simulación numérica se considera la precipitación más intensa. Las texturas seleccionadas corresponden a suelos arcillosos, limo-arcillosos y franco-arcillosos. Los resultados se ilustran en la Fig. 1 y se encuentran normalizados con la atracción gravitatoria producida por una placa infinita de Bouguer ($R = \infty$) para el

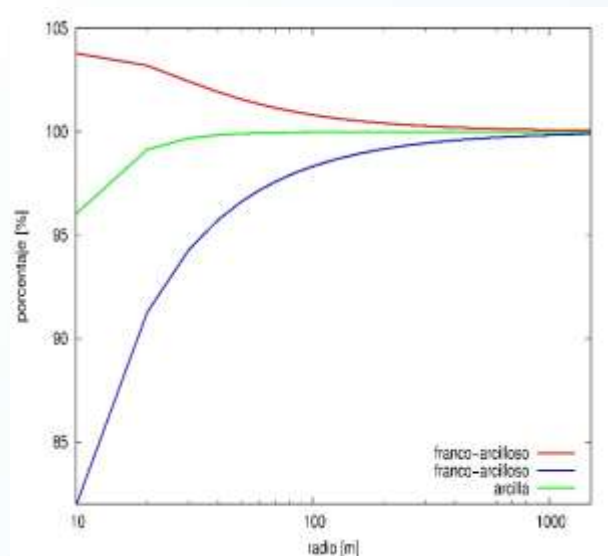


Figura 1: Radio de influencia en función de la textura del suelo

mismo evento de lluvia. En la gráfica se observa que para $R=100\text{m}$, el efecto gravimétrico representa más del 95% del efecto correspondiente a la placa infinita. Esto significa que la influencia de la textura sólo será significativa para eventos de infiltración a escala local ($R < 100\text{m}$). Notar que para el caso particular de un suelo franco-arcilloso el efecto gravitatorio puede ser localmente mayor al de la placa infinita de Bouguer ya que el agua es retenida mayormente en la parte superior del suelo.

Para analizar el efecto de la intensidad de la lluvia sobre las mediciones de gravedad, se analizaron las precipitaciones seleccionadas, considerando $R=100\text{m}$ y una textura similar a la de los suelos de AGGO. En la Fig. 2 se observan los resultados obtenidos. Como era de esperar el aumento en la gravedad producida por la lluvia intensa (Fig. 2-b) es mayor que el efecto generado por una lluvia suave (Fig. 2-a). La infiltración produce un “escalón” sobre la señal del GS que afectará al espectro de frecuencia estimado. Además se observa un descenso lineal en el efecto gravimétrico cuando cesa la lluvia que es generado por el flujo regional que se asumió igual a 2.2 mm/día .

Conclusiones

En el presente trabajo se presentó un modelado numérico del efecto gravimétrico producido por la infiltración de agua en un perfil de suelo. El modelo combina la resolución numérica de la ecuación de flujo mediante el método de elementos finitos con una fórmula analítica que permite estimar la variación de gravedad durante el proceso de infiltración. Con este modelo se analizaron los efectos sobre la gravedad local del radio de influencia, de las propiedades hidráulicas del suelo y de la intensidad de la precipitación. Los resultados del análisis paramétrico permiten concluir que el efecto de la precipitación es local ya que más del 95% del efecto se concentra en un radio de 100 metros. Las texturas de suelo producen una variación de gravedad que sólo es significativa para fenómenos a pequeña escala ($R < 100\text{m}$). En cuanto a la intensidad de la infiltración, el efecto gravimétrico resulta proporcional a la cantidad de lluvia caída.

En cuanto a la aplicación del modelo a las condiciones hidrogeológicas del predio de AGGO muestra que el efecto gravimétrico producido por las precipitaciones consideradas es del orden de 1 a 3 microgales (10 a 30 nm/s^2). Estos resultados constituyen una base teórica y metodológica que sientan las bases para futuros trabajos relacionados con el procesamiento y análisis de los datos del gravímetro

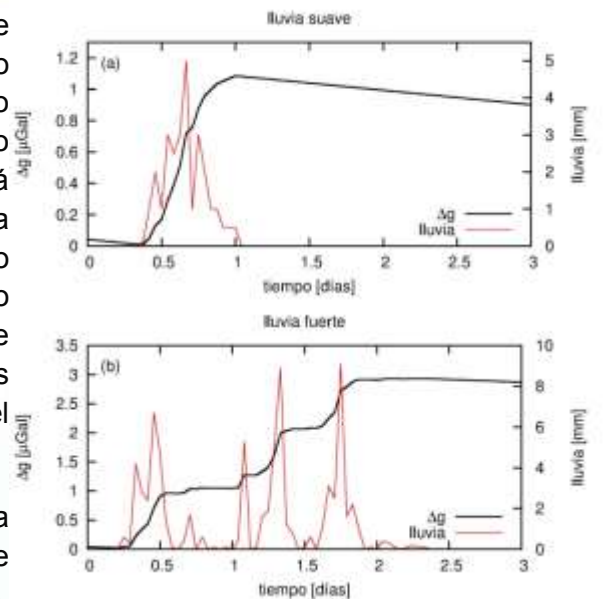


Figura 2: precipitaciones analizadas y su efecto gravimétrico



superconductor de AGGO, ya que el efecto gravimétrico de una precipitación debe ser correctamente modelada y removida de la señal del gravímetro para posteriores análisis con fines geodésicos .

Referencias

- Carsel, R. F. and R. S. Parrish, 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources*, Vol. 24, 755-769.
- Celia, M. A., Bouloutas, E. T., Zarba R. L., 1990. A general mass-conservation numerical solution for unsaturated flow equation. *Water Resources Research*, 26, 1483-1496.
- Creutzfeld, B., A. Güntner, T. Klügel and H. Wziontek, 2008. Simulating the influence of water storage changes on the superconducting gravimeter of the Geodetic Observatory Wettzel, Germany. *Geophysics*, Vol. 73 (6), 95-104.
- Longuevergne, L., J. P. Boy, N. Florsch, D. Viville, G. Ferhat, P. Ulrich, B. Luck, and J. Hinderer, 2009. Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg, *Journal of Geodynamics*, 48(3-5), 189-194
- Meurers, B., M. van Camp, T. Petermans, 2007. Correcting superconducting gravity time-series using rainfall modelling at the Vienna and Membach stations and application to Earth tide analysis. *J. Geodesy*, 81, 703-712.
- Naujoks, M., 2008. Hydrological information in gravity: observation and modelling. Phd Thesis in Geophysics, Friedrich-Schiller-University Jena.
- van Genuchten, M. T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.



Estimación de propiedades hidráulicas de un acuífero costero mediante la correlación de datos piezométricos

J. E. Cuello^{1,3} y L. Guarracino^{1,2,3}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. julianecuello@fcaglp.unlp.edu.ar

² Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

Resumen

En este trabajo se presenta un técnica hidrogeofísica que permite estimar los parámetros hidráulicos de un acuífero costero mediante la correlación de series de datos piezométricos medidos en dos pozos situados a diferentes distancias de la línea de costa. Esta técnica constituye una variante del método clásico de marea inducida, donde las propiedades del acuífero se estiman a partir de la correlación entre datos de marea en el río (o eventualmente en el mar) y datos piezométricos medidos en un pozo. La principal ventaja de la metodología propuesta consiste en independizarse de los datos mareográficos que no siempre son factibles de obtener. Por otra parte, la técnica permite prescindir de la medición de la distancia entre el pozo y la costa, que también resulta difícil de estimar con precisión. Para ilustrar la aplicación de esta metodología se realiza una estimación de la difusividad hidráulica para los Sedimentos Postpampeanos en una locación ubicada cerca del Río de La Plata, en el Partido de Avellaneda. Se consideró una serie de datos de 14 días donde se registró un fenómeno de sudestada. Los datos fueron tomados en el marco de un proyecto que se desarrolla para la Autoridad de Cuenca Matanza Riachuelo (ACUMAR) y la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC). Utilizando la difusividad hidráulica estimada con esta técnica, y el almacenamiento específico calculado a partir de parámetros elásticos, se determinó un valor para la conductividad hidráulica para el Postpampeano que se encuentra dentro del rango de valores estimados mediante ensayos de bombeo.

Palabras clave: Acuífero costero, Marea inducida, Postpampeano, Simulación numérica.

Introducción

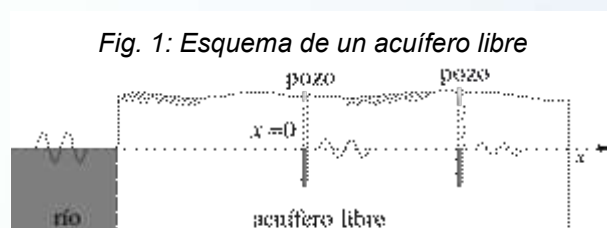
El método de marea inducida consiste en la determinación de parámetros hidráulicos de un acuífero costero a partir de correlacionar variaciones de altura hidráulica con datos de marea medidos en el río (o en el mar). Las bases teóricas de este método se remontan a la década de 1950 con los trabajos de Jacob (1950) y Ferris (1951). La amplitud y desfase de la marea inducida dependen de los parámetros hidráulicos del acuífero. Esta técnica resulta una propuesta alternativa a los tradicionales ensayos de bombeo, que no siempre son factibles de realizar en zonas contaminadas o afectadas por la intrusión salina. En el presente trabajo se

presenta una variante al método de marea inducida para la caracterización hidráulica de acuíferos. Esta variante consiste en correlacionar series de datos piezométricos medidos en 2 pozos a distintas distancias de la línea de costa, sin la necesidad de contar con datos de altura de marea. Esta es la principal ventaja de la metodología propuesta debido a que puede permite estudiar zonas donde no se cuenta con registros mareográficos. Por otra parte, la técnica permite prescindir de la medición de la distancia entre el pozo y la costa, que resulta difícil de estimar con precisión. Para modelar este proceso se resuelve la ecuación general de flujo de agua 1D, utilizando como condiciones de borde la señal observada en el pozo más cercano a la costa, y una condición de flujo nulo en un punto lo suficientemente alejado como para evitar efectos de borde. De esta manera se estiman los parámetros hidráulicos que mejor ajustan a la señal en el segundo pozo situado a una mayor distancia de la costa.

Para ilustrar la aplicación de esta metodología se realiza una estimación de la difusividad hidráulica para los Sedimentos Postpameanos en una locación próxima a la costa del Río de La Plata. Posteriormente, se calcula una conductividad hidráulica a partir de esta estimación y del cálculo del almacenamiento específico.

Materiales y métodos

Para establecer la relación río-acuífero en el área de estudio se adoptará un modelo conceptual como el que se ilustra en la Fig. 1. La señal de marea se propaga tierra adentro y puede ser detectada en pozos cercanos a la costa.



Si la variación de altura del nivel de agua es mucho menor que el espesor total de los sedimentos, el flujo inducido en el acuífero puede aproximarse mediante las siguientes ecuaciones (Bear, 1988):

$$\frac{\partial q(x,t)}{\partial x} + S_s \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} = 0, \quad (1)$$

$$q(x,t) + K \frac{\partial h(x,t)}{\partial x} = 0, \quad (2)$$

donde q es el flujo de agua (LT^{-1}), h la altura piezométrica (L) en relación al nivel medio del río, S_s el almacenamiento específico (L^{-1}), K la conductividad hidráulica (LT^{-1}), x la distancia al primer pozo (L) y t el tiempo (T).

Para resolver las ecuaciones (1) y (2) en forma simultánea en el dominio espacial considerado ($0 \leq x \leq L$) y durante el intervalo de tiempo T ($0 \leq t \leq T$) es necesario imponer condiciones de borde y condiciones iniciales. La condición de borde izquierdo vendrá dada por la señal del primer pozo:

$$h(0,t) = f(t) \quad (3)$$

En el extremo derecho del acuífero la condición impuesta será:

$$q(L,t) = 0, \quad (4)$$

la cual establece que el flujo es nulo en $x=L$ y para todo tiempo t . Para completar el planteo matemático del problema se establece como condición inicial que para todo x la altura piezométrica coincide inicialmente con el nivel medio del río (ver Fig. 1):

$$h(x,0) = 0, \quad (5)$$

El problema (1)-(5) fue resuelto numéricamente mediante un procedimiento híbrido mixto de elementos finitos. El código computacional fue implementado en lenguaje Fortran. La metodología propuesta para la estimación de los parámetros hidráulicos se basa en la comparación de los datos simulados y medidos en el segundo pozo.

Para realizar el ajuste de los parámetros hidráulicos se minimiza la siguiente función de costo:

$$f(D_h) = \text{Máx}[h(d, t_1) - 8C(t_1), h(d, t_2) - 8C(t_2), \dots, h(d, t_n) - 8C(t_n)] \quad (6)$$

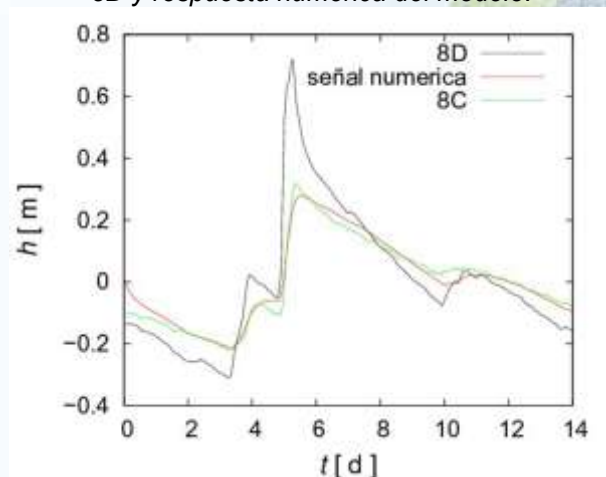
dónde $D_h=K/S_s$ es la difusividad hidráulica (LT^{-2}), n es el número de datos y d la distancia entre los pozos. Es decir, se minimiza la máxima diferencia punto a punto entre los datos correspondientes al segundo pozo y la respuesta numérica, que es sensible a la difusividad hidráulica.

Resultados

La metodología propuesta fue aplicada en una locación ubicada cerca del Río de La Plata, partido de Avellaneda, en el marco de un proyecto que se desarrolla para ACUMAR y CIC. Esta locación cuenta con 2 pozos de monitoreo separados 37m, el más cercano a la costa se denominada 8D y el más alejado, 8C. En estos pozos se midió la variación de altura piezométrica en el acuífero libre del Postpampeano ocasionada por una marea meteorológica (sudestada). Las señales utilizadas tienen una longitud temporal de 14 días, comenzando el 31 de marzo de 2016, y un intervalo de muestreo de 1 hora.

Mediante un método de búsqueda exhaustiva se determinó que el valor de difusividad hidráulica que mejor ajusta a los datos es $D_h=K/S_s=2803,7 \text{ m}^2/\text{d}$.

Fig 2: Señales correspondientes a los pozos 8C y 8D y respuesta numérica del modelo.





En la Fig. 2 se muestran las señales correspondientes a la variación de altura piezométrica de los pozos 8D y 8C, y la respuesta numérica del modelo para el valor de difusividad hidráulica óptimo. Puede observarse que el ajuste resulta muy bueno ya que el modelo propuesto permite representar satisfactoriamente los datos observados en el pozo 8C. La mayor diferencia entre la señal numérica y 8C es de 0,06 m y se ubica a los 5 días de medición.

Para estimar el valor de conductividad hidráulica se debe contar con una estimación del almacenamiento específico. A partir del rango de variación de la compresibilidad del terreno para arcillas intermedias a duras obtenido por Domenico y Mifflin (1965) podemos calcular un valor medio de $S_s=5,35 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$. El valor de conductividad hidráulica resultante es $K=0,15 \text{ m/d}$. Este valor se encuentra dentro del rango de 0,08 m/d a 0,38 m/d obtenido por Auge (2004) mediante ensayos de bombeo para la formación Postpampeano.

Conclusiones

En este trabajo se ha presentado una metodología para estimar parámetros hidráulicos en acuíferos costeros que consiste en correlacionar señales de marea inducida en dos pozos ubicados a distintas distancias de la línea de costa. La ventaja principal de esta variante del método de marea inducida consiste en independizarse de los datos de un mareógrafo cercano, permitiendo aplicarla en zonas que no cuenten con esta información básica. Por otra parte, la técnica permite prescindir de la medición de la distancia entre el pozo y la costa, que también resulta difícil de estimar con precisión. El método propuesto se basa en la resolución de la ecuación de flujo mediante un método mixto de elementos finitos para simular la interacción entre las señales observadas.

Para ilustrar la aplicación de esta metodología se realizó una estimación de la difusividad hidráulica para los Sedimentos Postpampeanos en una locación ubicada cerca del Río de La Plata en el partido de Avellaneda. La serie de datos analizada tiene una extensión de 14 días e incluye un fenómeno de sudestada. Utilizando los valores de difusividad hidráulica estimada y de almacenamiento específico calculado a partir de parámetros elásticos, se obtuvo un valor para la conductividad hidráulica que se encuentra dentro del rango de valores determinados mediante ensayos de bombeo.

Referencias

Auge, M., 2004. Hidrogeología Ambiental II, Buenos Aires.

<http://www.gi.fcen.uba.ar/investigacion/grupos/hidrogeologia/auge/HidroGeo2.pdf>

Bear J., 1988. *Dynamics of fluids in porous media*. Dover, New York, 1st edition.



Domenico, P. A., y Mifflin, M. D., 1965. Water from low permeability sediments and subsidence. *Water Resources research*, 1(4): 563-576.

Ferris, J.G., 1951. Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Pub*, 33: 148-155.

Jacob, C.E., 1950. *Flow of groundwater*. In: Rouse H de Engineering. Wiley, New York.



Un modelo fractal para estimar la permeabilidad a partir de la porosidad

M. Soldi^{1,2}, L. Guarracino^{1,2,3}, y D. Jougnot⁴

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. msoldi@fcaglp.unlp.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

³ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.

⁴ CNRS, Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, Paris, Francia.

Resumen

En este trabajo se presenta un modelo fractal para estimar la permeabilidad de una roca en función de su porosidad. El modelo asume que el medio poroso se puede representar mediante un conjunto de tubos capilares constrictivos con una distribución fractal de tamaño de poro. La relación obtenida es una ley de potencias que depende de tres parámetros independientes con significado físico o geométrico. Cabe resaltar que el exponente de la relación propuesta depende de la dimensión fractal y resulta siempre mayor a 3. En el caso límite de un exponente igual a 3, la relación propuesta es similar al modelo semi-empírico de Kozeny-Carman (KC). El modelo fractal se validó con datos experimentales de la literatura obteniéndose un buen ajuste para distintas texturas de suelo. La comparación con datos experimentales muestra que la relación propuesta predice mejor los valores de permeabilidad que la ecuación de KC para todo el rango de magnitudes.

Palabras clave: permeabilidad, Kozeny-Carman, distribución fractal.

Introducción

El estudio de las propiedades hidráulicas del flujo en medios porosos resulta de interés para diversas disciplinas como, por ejemplo: hidrología, química ambiental, ingeniería de suelos y de reservorios. La permeabilidad es una de las propiedades hidráulicas más importantes en la descripción del flujo ya que se encuentra directamente relacionada con el campo de velocidades del fluido. Desafortunadamente su medición tanto en laboratorio como en campo resulta compleja y costosa. Es por ello que la permeabilidad suele estimarse a partir de la porosidad utilizando distintas fórmulas empíricas y semi-empíricas. Uno de los modelos más utilizados para obtener la permeabilidad en función de la porosidad es la conocida ecuación de Kozeny-Carman (KC) (Kozeny, 1927; Carman, 1937) que propone una ley de potencia entre ambos parámetros.

En este trabajo se deriva una expresión analítica cerrada utilizando un modelo fractal simple, que permite estimar la permeabilidad en función de la porosidad. La relación propuesta se validó con datos experimentales de la literatura obteniéndose un buen ajuste para diferentes texturas de suelo. Además, se encontró que bajo condiciones simplificadas la relación propuesta es similar a la ecuación de KC pero

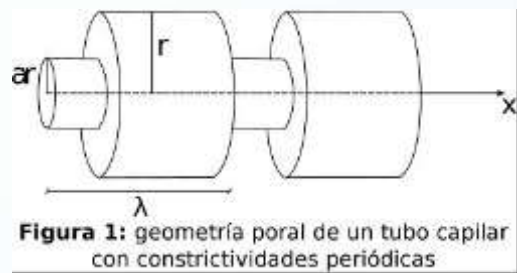
predice mejor los valores de permeabilidad para todo el rango de valores de porosidad.

Materiales y métodos

El medio poroso se representa por un conjunto de tubos capilares constrictivos. Cada poro se conceptualiza como un tubo cilíndrico de radio r y longitud L con constrictividades periódicas representadas por un segmento del tubo con un radio menor, como se muestra en la Figura 1. Asumiendo que la geometría del poro tiene una longitud de onda λ y que el tubo contiene un número entero N de longitudes de onda, el radio del poro puede describirse como:

$$r(x) = \begin{cases} ar & \text{si } x \in [0 + 2\pi n, \lambda c + 2\pi n] \\ r & \text{si } x \in [\lambda c + 2\pi n, \lambda + 2\pi n] \end{cases} \quad (1)$$

siendo a ($0 \leq a \leq 1$), y c ($0 \leq c \leq 1$) parámetros geométricos que definen la constrictividad, y $n = 0, 1, \dots, N-1$.



Bajo las hipótesis anteriores, el volumen de un tubo puede calcularse mediante la integración de las áreas transversales del mismo:

$$V_p(r) = \int_0^L \pi r^2(x) dx = N \left[\int_0^{\lambda c} \pi r^2 dx + \int_{\lambda c}^{\lambda} \pi (ar)^2 dx \right] = L \pi r^2 (a^2 c + 1 - c). \quad (2)$$

Por otra parte, la permeabilidad del tubo $k_p(r)$ se obtiene a partir de (Reis y Acock, 1994):

$$k_p(r) = \left[\frac{1}{L} \int_0^L \frac{8}{r^2(x)} dx \right]^{-1} = \frac{r^2}{8 [c + a^2(1-c)]} \quad (3)$$

donde $r^2/8$ es la permeabilidad de un tubo recto de radio r .

Para derivar el modelo de $k(\phi)$ se considera un volumen representativo elemental (REV) de medio poroso conceptualizado por un cilindro de radio R y longitud L . La porosidad del REV se representa por un conjunto de tubos como los descritos anteriormente con una distribución fractal. Además, se considera que el radio de los poros varía entre un valor mínimo r_{min} y un valor máximo r_{max} .

El número total de poros del REV con radio mayor a r , se asume que obedece la siguiente ley (e.g. Yu y otros, 2003):

$$N(r) = \left(\frac{r}{R} \right)^{-D} \quad (4)$$

donde D ($1 < D < 2$) es la dimensión fractal. El número de poros cuyo tamaño se encuentra en el rango $(r, r+dr)$ se obtiene diferenciando la Ec. 4:



$$dN(r) = -DR^D r^{-D-1} dr. \quad (5)$$

La porosidad ϕ del REV está dada por la contribución de todos los tubos:

$$\phi = \frac{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} V_p(r) dN(r)}{\pi R^2 L} = \frac{DR^D}{R^{(2-D)(2-D)}} (a^2 c + 1 - c) [r_{\max}^{2-D} - r_{\min}^{2-D}]. \quad (6)$$

Para obtener la permeabilidad a escala del REV, se calcula el flujo volumétrico a partir de las contribuciones de cada uno de los poros (escala microscópica). Por otro lado, el flujo volumétrico se lo puede calcular a partir de la ley de Darcy (escala macroscópica). Mediante la comparación de ambas expresiones es posible obtener la siguiente fórmula para la permeabilidad k :

$$k = \frac{a^2}{8[c+a^2(1-c)]} \frac{D}{R^{(2-D)(4-D)}} [r_{\max}^{4-D} - r_{\min}^{4-D}]. \quad (7)$$

Para la mayoría de los medios porosos se observa que $r_{\min}/r_{\max} \approx 10^{-2}$ (Yu y otros, 2003), lo que permite asumir que $r_{\min} \ll r_{\max}$. Bajo esta hipótesis, las Ecs. 6 y 7 pueden combinarse en una única relación que permite estimar k a partir de ϕ :

$$k(\phi) = C \phi^{\left(\frac{4-D}{2-D}\right)}. \quad (8)$$

Donde

$$C = \frac{a^2}{8[c+a^2(1-c)]} \frac{DR^2}{(4-D)} \left[\frac{2-D}{D(a^2 c + 1 - c)} \right]^{\left(\frac{4-D}{2-D}\right)}. \quad (9)$$

El exponente de la porosidad en la Ec. 8 es siempre mayor a 3, y en el caso límite de un exponente cúbico es similar a la ecuación de KC.

También resulta interesante notar que los factores que controlan la constrictividad (a y c) producen distintos cambios en ϕ y k (Ecs. 6 y 7). Estos parámetros permiten obtener medios con alta porosidad y baja permeabilidad. Este tipo de suelos no puede representarse correctamente con modelos de tubos rectos ni con la ecuación de KC.

Resultados y discusión

En esta sección se realizará un ajuste de la relación propuesta (Ec. 8) y la ecuación de KC con datos experimentales correspondientes a distintas texturas de suelo. Para ello se seleccionaron 4 series de datos de Luffel y otros (1991), Hirst y otros (2001) y, Chilindar (1964).

Para cada textura se ajustaron los parámetros de la Ec. 8 a partir de los datos experimentales por medio del método de búsqueda exhaustiva. El error medio cuadrático (RMSD) se calcula considerando el logaritmo de las permeabilidades debido al amplio rango de variación de esta variable. En la Tabla 1 se listan los parámetros (C y D) y los RMSD de ambos modelos. Resulta importante destacar que el RMSD de la relación propuesta es menor que el que se obtiene para la ecuación de KC para todos los casos. En la Figura 2 se muestran los ajustes obtenidos donde

puede observarse que la relación propuesta logra predecir los valores medidos de permeabilidad para un rango de 4 a 10 órdenes de magnitud.

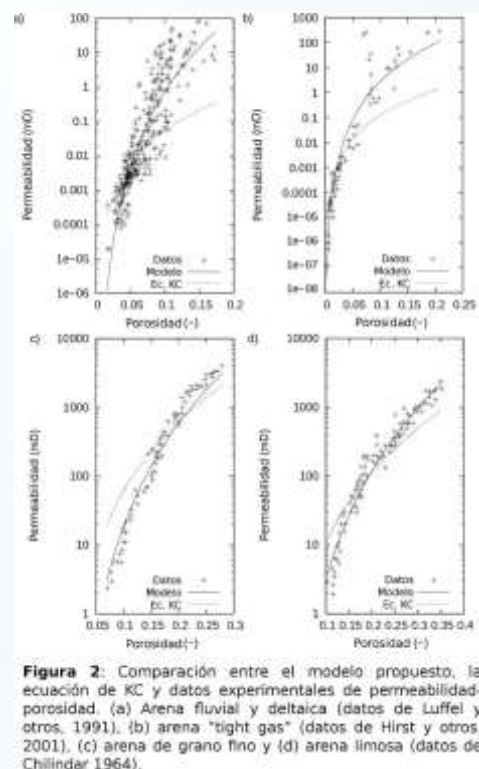
Tabla 1. Valores de los parámetros ajustados (D y C) y los RMSD.

Textura de suelo	D	C [mD]	RMSD (Ec. 8) [log (mD)]	RMSD KC [log (mD)]
Arena fluvial y deltaica	1.68	1.336×10^7	1.1386	1.3856
Arena "tight gas"	1.512	3.452×10^5	1.1894	1.3942
Arena de grano fino	1.498	1.797×10^6	0.5988	0.8910
Arena limosa	1.524	5.1×10^5	0.5478	0.7680

Conclusiones

En este trabajo se propone utilizar un modelo fractal para estimar la permeabilidad en función de la porosidad. El medio poroso se representa mediante un conjunto de tubos cilíndricos con constrictividades periódicas y con una distribución fractal de tamaño de poro. La presencia de estas constrictividades afecta de forma diferente a la porosidad y a la permeabilidad. Esto permite describir medios con alta porosidad y baja permeabilidad (como las arcillas) los cuales no pueden ser descritos correctamente mediante la ecuación de Kozeny - Carman.

El modelo propuesto proporciona un mejor ajuste a los datos experimentales para todo el rango de porosidades.



Referencias

- Carman, P.C., 1937. Fluid flow through granular beds. Transactions-Institution of Chemical Engineers, 15, 150-166.
- Chilindar, G.V., 1964. Relationship between porosity, permeability and grain size distribution of sands and sandstones, in Deltaic and Shallow Marine Deposits, vol. I, pp.7175. Elsevier, New York.



Hirst, J.P.P., N. Davis, A.F. Palmer, D. Achache and F.A. Riddiford, 2001. The tight gas challenge: appraisal results from the Devonian of Algeria: *Petrol. Geosci.*, vol. 7, pp. 13-21.

Kozeny, J., 1927. ijber kapillare Leitung des Wassers im Boden. *Sitzungsber. Kais. Akad. Wiss. Wien.* v136, 271-306.

Luffel, D.L., W.E. Howard and E.R. Hunt, 1991. Travis Peak core permeability and porosity relationships at reservoir stress: *Society of Petroleum Engineers Formation Evaluation*, v. 6, n.3, pp. 310-318.

Reis, J.C. and A.M. Acock, 1994. Permeability reduction models for the precipitation of inorganic solids in Berea sandstone. *J. Geophys. Res.*, No. 18, 347-68.

Yu, B., J. Li, Z. Li and M. Zou, 2003. Permeabilities of unsaturated fractal porous media. *Int. J. Multiphas. Flow*, 29(10), 1625-1642.



Estimación del coeficiente de almacenamiento del acuífero Pampeano a partir de datos de un gravímetro superconductor

J. Pendiuk^{1,2}, L. Guarracino^{1,2,3}, Andreas Güntner⁴, E. Antokoletz¹, C. Tocho^{1,5}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. jonatanpendiuk@gmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

³ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.

⁴ Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences.

⁵ Comisión de Investigaciones Científicas de la Pcia. de Buenos Aires.

Resumen

El rendimiento específico o porosidad drenable se define como la cantidad media de agua por unidad de volumen de suelo que se drena por unidad de descenso del nivel freático en un perfil que se extiende desde el nivel freático hasta la superficie. Desde un punto de vista hidrogeológico este parámetro resulta de importancia en problemas tales como la estimación de la recarga y el diseño de planes eficientes para la explotación sustentable de aguas subterráneas. El valor de este parámetro se suele estimar mediante ensayos de bombeo y su valor resulta siempre menor al de la porosidad de la formación. En el presente trabajo se propone una técnica para la determinación del rendimiento específico que correlaciona mediciones de gravedad in situ del gravímetro superconductor GWR R038 con variaciones del nivel freático muestreadas en el predio del Observatorio Argentino Alemán de Geodesia (AGGO). Para emplear esta técnica es necesario contar con datos observados durante un periodo de tiempo sin precipitaciones para garantizar un descenso continuo del nivel freático por flujo regional. Bajo estas hipótesis y asumiendo que el problema es unidimensional se obtiene una relación lineal entre las variaciones de gravedad y los niveles freáticos que depende del rendimiento específico. Para la aplicación práctica de esta técnica se seleccionó un período de tiempo de 19 días (9 al 28 de mayo del 2016) donde se observó un perfil de humedad estable y un descenso continuo de los niveles. Los datos gravimétricos fueron corregidos por efectos de marea, carga oceánica, presión atmosférica y movimiento del polo. El valor del rendimiento específico determinado para el acuífero Pampeano es aproximadamente 0.18. Este valor se encuentra dentro del rango de valores admisibles para la textura de este acuífero. La técnica empleada es sumamente novedosa en nuestra región ya que el gravímetro superconductor de AGGO es el único instrumental de su tipo funcionando en América Latina.

Palabras clave: gravímetro superconductor, rendimiento específico, acuífero Pampeano, aguas subterráneas.

Introducción

El rendimiento específico de un acuífero es un parámetro de gran importancia en numerosos problemas hidrogeológicos como la estimación de la recarga y el diseño de



planes eficientes de explotación de aguas subterráneas. Este parámetro se define como la cantidad media de agua por unidad de volumen de suelo que se drena por unidad de descenso del nivel freático en un perfil que se extiende desde el nivel freático hasta la superficie (Bear, 1988).

Durante el descenso del nivel freático en un acuífero libre, el agua de la zona no saturada es desplazada por la fuerza de gravedad (agua gravitacional) y sustituida por aire que ingresa desde la superficie. En este proceso una fracción de agua permanece en los intersticios entre los granos debido a la acción conjunta de las fuerzas moleculares y la tensión superficial. Como consecuencia de este fenómeno, el valor del rendimiento específico resulta menor que la porosidad del medio.

Existen distintos métodos de campo y de laboratorio para la determinación de este parámetro hidráulico, tales como el ensayo de bombeo, experimentos de drenaje y balances de agua (Neuman, 1987). Recientemente se han propuesto métodos que determinan el rendimiento específico a partir de la correlación de las variaciones de los niveles freáticos con mediciones temporales de gravedad (Pool y Eychaner, 1995; Guarracino y Tocho, 2013). En el presente trabajo se propone una metodología de cálculo que se basa en el análisis de las mediciones del gravímetro superconductor instalado en el Observatorio Argentino-Alemán de Geodesia AGGO (Parque Pereyra Iraola, Berazategui) y de las variaciones del nivel freático medidas durante un período sin precipitaciones. Las variaciones de gravedad permiten estimar la masa de agua desplazada por el descenso de los niveles freáticos y a partir de ellas estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano empleando una fórmula teórica sencilla.

Materiales y métodos

Para calcular el rendimiento específico supondremos que el descenso del nivel freático se produce por el flujo regional durante un período sin precipitaciones. Además, la topografía en el predio de AGGO es significativamente plana permitiendo aproximar al acuífero Pampeano con una placa infinita de Bouguer cuya atracción gravitatoria tiene la siguiente expresión:

$$\Delta g = 2\pi G \Delta \rho \Delta h, \quad (1)$$

donde Δg es la variación de la gravedad; G es la constante universal de gravitación ($6.674 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{s}^2 \text{ Kg}$); $\Delta \rho$ es el contraste de densidad; Δh es el descenso del nivel freático. El error de aproximar un acuífero libre como un cuerpo tabular infinito es menor del 5% si se lo compara con un disco horizontal cuyo diámetro es 40 veces mayor que su profundidad (Pool and Eychaner, 1995).

La densidad de un medio poroso incompresible saturado con agua ρ_{sat} tiene la siguiente expresión:

$$\rho_{sat} = (1 - \varphi) \rho_m + \varphi \rho_w, \quad (2)$$

donde ρ_m y ρ_w son las densidades de la matriz sólida y del agua, respectivamente; y φ es la porosidad del medio.

Cuando los niveles de agua decrecen, el suelo drena el agua y una fracción del medio poroso es ocupada por aire. En este caso la densidad del suelo no saturado ρ_{unsat} puede ser estimado de la siguiente manera:

$$\rho_{unsat} = (1 - \varphi)\rho_m + (\varphi - S_y)\rho_w + S_y\rho_a, \quad (3)$$

siendo S_y el rendimiento específico y ρ_a la densidad del aire.

El contraste de densidad de la columna de suelo debido al proceso de drenaje puede estimarse a partir de las ecuaciones (2) y (3):

$$\Delta\rho = \rho_{sat} - \rho_{unsat} = S_y(\rho_w - \rho_a). \quad (4)$$

Reemplazando (4) en (1) se obtiene una expresión que relaciona las variaciones temporales de la gravedad con las fluctuaciones de los niveles freáticos:

$$\Delta g = 2\pi G S_y (\rho_w - \rho_a) \Delta h. \quad (5)$$

El rendimiento específico puede ser calculado a partir de (5) como:

$$S_y = \frac{\Delta g}{\Delta h} \beta^{-1}, \quad (6)$$

siendo $\beta = 2\pi G (\rho_w - \rho_a)$. Si se asume $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ y $\rho_a = 1.2 \text{ kg/m}^3$, β toma el valor 418.36 s^{-2} .

Resultados y discusión

Para poder estimar el rendimiento específico del acuífero Pampeano es necesario contar con datos adquiridos durante un período de tiempo donde las condiciones hidrológicas y climáticas puedan ser consideradas estacionarias. Esto permite asegurar que la única fuente hidrológica sobre la señal del gravímetro son las variaciones de los niveles freáticos producidas por flujo regional. Para asegurar estas condiciones se analizaron los datos de lluvia de la estación meteorológica y los datos de los sensores de humedad de suelo instalados a distintas profundidades en AGGO. Al analizar estos datos se logró identificar un período de tiempo de 19 días

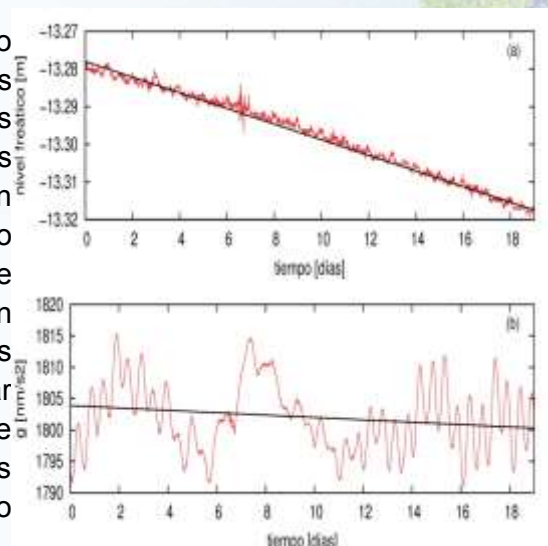


Figura 1: Datos de las variaciones del nivel freático (a) y residuos gravimétricos (b) junto con sus respectivos ajustes lineales.



comprendido entre el 9 y 28 de mayo de 2016 que cumple con las condiciones requeridas por el método.

Como puede observarse en la Fig. 1-a el descenso de los niveles freáticos es un evento lineal. Resulta razonable asumir que el efecto gravimétrico producido por este descenso continuo de los niveles también lo sea. Los datos gravimétricos correspondientes al período del análisis fueron corregidos por efectos de marea, carga oceánica, presión atmosférica y movimiento del polo. Luego, los datos fueron ajustados por una función lineal que representa la contribución a la gravedad debida al efecto de origen hidrológico (ver Fig. 1-b).

A partir de las pendientes obtenidas para ambos ajustes se tiene:

$$\frac{\Delta g}{\Delta h} = 73.921s^{-2}. \quad (7)$$

Reemplazando este valor en (6) se obtiene un valor del almacenamiento específico S_y de 0.18. Este valor es menor que la porosidad del acuífero Pampeano, la cual fue estimada entre 0.35 y 0.39 (Mascioli, et al., 2005).

El valor obtenido con la metodología propuesta es el doble del valor estimado en la localidad de Azul para la misma formación utilizando dos técnicas de cálculo diferentes (Varni et. al., 2010; Guarracino et. al., 2011). Por otro lado, Quiroz-Londoño y colaboradores (2012) estimaron valores de S_y en el rango de 0.09 y 0.13 en la Llanura Interserrana Bonaerense (sudeste de la provincia de Buenos Aires). Estos antecedentes podrían indicar una posible sobrestimación de S_y con la metodología propuesta o indicar una situación particular del acuífero Pampeano en la zona de estudio.

Conclusiones

En el presente trabajo se ha presentado una técnica geofísica para estimar el rendimiento específico mediante mediciones relativas de gravedad in situ utilizando un gravímetro superconductor. Con este fin se derivó una fórmula teórica sencilla que se basa en las mediciones de gravedad y los niveles freáticos de un acuífero libre durante un período sin precipitaciones. La aplicación de esta técnica al acuífero Pampeano en el predio del observatorio AGGO ha permitido estimar un valor del rendimiento específico de 0.18. El resultado obtenido se encuentra en el rango de valores esperables para este parámetro hidráulico. El presente trabajo representa el primer antecedente que estima el rendimiento específico del acuífero Pampeano en la zona de estudio. Por último, resta estimar este parámetro hidráulico utilizando otras técnicas hidrológicas en la zona de interés.

Referencias

- Bear, J., 1988. Dynamics of fluid in porous media. Dover Publications, Inc., New York.
- Guarracino, L., C. N. Tocho y M. Varni, 2011. Estimación del coeficiente de almacenamiento de un acuífero libre a partir de datos gravimétricos satelitales.



Estudios en la Zona no Saturada del Suelo, Vol. X, 327-330. Salamanca, España.

Guarracino, L. y C. N. Tocho, 2013. Determinación del coeficiente de almacenamiento o porosidad drenable mediante mediciones de gravedad in situ. Agua subterránea recurso estratégico, Tomo II, 251-254.

Mascioli, S., M. Benavente, D. Martinez, 2005. Estimation of transport hydraulic parameters in loessic sediment, Argentina: Application of column test. Hydrogeology Journal, 13, 849-857.

Neuman, S. P., 1987. On methods of determining specific yield. Ground Water, 25, 679-684.

Pool, D. R. and J.H. Eychaner, 1995. Measurements of Aquifer-Storage Change and Specific Yield Using Gravity Surveys. Ground water, 33(3), 425-432.

Quiroz-Londoño, O. M., D. Martinez y H. Massone, 2012. Estimación de recarga de acuíferos en ambientes de llanura con base en variaciones de nivel freático. Tecnología y Ciencias del Agua, Vol. III, 123-130.

Varni, M., R. Comas, P. Weinzettel y S. Dietrich, 2010. Análisis de 18 años de registros diarios del nivel freático en la zona central de la cuenca del arroyo Azul, Buenos Aires, Argentina. I Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, Tomo I, 209-215.



Resultados preliminares del estudio de la relación agua superficial-subterránea mediante tomografía sísmica y eléctrica en un curso de agua de la cuenca Martín-Carnaval, La Plata

S. Lissa¹, S. Perdomo^{1,2}, E. Valeff¹, D. Lorenzo¹, J. Ainchil¹

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. lissa@fcaglp.unlp.edu.ar ; rusolissa@hotmail.com

² Centro de Investigaciones del Noroeste de la provincia de Buenos Aires. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. (CITNOBA-CONICET).

Resumen

El conocimiento de la relación agua superficial-subterránea en zonas urbanas constituye una herramienta importante para la toma de decisiones vinculadas a la gestión y el aprovechamiento del recurso hídrico. Los cursos de agua son vulnerables a la contaminación por agroquímicos y por desechos domésticos e industriales en sectores urbanos, que pueden llegar a afectar la calidad química del acuífero freático. Las metodologías convencionales para determinar esta relación requieren de la ejecución de pozos o el relevamiento de perforaciones existentes, cuyo número y distribución condiciona el análisis de los resultados. Además, el estudio de la interacción de un curso de agua con el nivel freático a una escala de detalle resultaría poco práctico y costoso. Por esta razón los métodos geofísicos surgen como una alternativa válida para conseguir información complementaria a una escala de decenas de metros. El objetivo de este trabajo fue evaluar la aplicabilidad del método sísmico y del método eléctrico para estudiar la relación agua superficial-subterránea en un lugar representativo de un ambiente de llanura, comparando además los resultados de ambos métodos. El curso de agua estudiado es una canalización del arroyo Martín en la cuenca Martín-Carnaval, del Partido de La Plata.

Se decidió aplicar ambos métodos en un perfil de 80 metros en dirección perpendicular al curso de agua. En el caso del método sísmico se utilizó un sismógrafo Geode de 24 canales, un martillo como fuente sísmica y geófonos equiespaciados 2 metros. Sobre el mismo perfil para la tomografía eléctrica se utilizaron 32 electrodos de acero inoxidable con un distanciamiento de 2.5 metros. Las interpretaciones de ambos métodos coinciden al encontrar al menos tres capas, la primera de aproximadamente 2 metros de espesor de muy baja velocidad (200 m/s) y resistividad media (10 Ohm m). Luego, se observa hasta los 10 metros de profundidad un capa de velocidad mayor (800 m/s) y dentro de ella dos zonas con resistividades distintas, una superior de 4 a 8 metros de profundidad con resistividades de aproximadamente 5 Ohm m y una zona inferior con resistividades de aproximadamente 12 Ohm m. La base alcanzada con la tomografía sísmica se ubica en torno de los 12 metros coincidiendo con el tope de una capa que presenta una velocidad de 1400 m/s. El análisis de las propiedades físicas inferidas mediante la inversión permitió definir el comportamiento del curso de agua, que presentaría un carácter efluente en el sector analizado.

Palabras clave: tomografía sísmica, tomografía de resistividad eléctrica, agua superficial-subterránea.

Introducción

Durante los últimos años el uso de técnicas geofísicas de prospección somera ha ido en aumento (Revil et al., 2012), debido a que brindan información indirecta del subsuelo de modo no invasivo, en forma relativamente rápida y a un bajo costo en comparación con la realización de perforaciones u otras técnicas intrusivas. Como resultado se obtienen estimaciones de parámetros físicos de los sedimentos del subsuelo que permiten identificar cambios en la litología, el grado de compactación y conocer su geometría (Sharma, 1997). En particular, mediante el análisis de refracciones sísmicas obtenemos velocidades de transmisión de ondas y mediante sondeos eléctricos obtenemos resistividades del medio subyacente.



Figura 1. Imagen satelital regional y ampliada de la zona de trabajo

El objetivo de este trabajo es valorizar el uso de estos métodos de manera complementaria para la caracterización del subsuelo en un sector del partido de La Plata, próximo a un curso de agua canalizado (Fig. 1). Se espera poder inferir la interacción entre el curso de agua y el nivel freático en la zona.

Materiales y métodos

Para la registración sísmica se utilizó un sismógrafo Geode de 24 canales, con un geófono vertical para cada canal. Los receptores se dispusieron con una separación de 2 metros en un total de 48 estaciones y las fuentes se ubicaron entre los geófonos, también con una distancia de 2 metros entre cada una. Se registraron un total de 47 puntos de tiro dentro del tendido y uno en cada extremo, efectuando en cada posición la suma de 3 golpes de martillo sobre una placa de aluminio.

El procesamiento de los perfiles de refracción consiste en el picado de los primeros arribos de todas las trazas. Dichos tiempos, se corresponden con el tiempo de viaje de la onda directa y las sucesivas ondas refractadas con ángulo crítico en las capas del subsuelo. Se utilizó el software PlotRefra para invertir los datos en un proceso tomográfico iterativo que divide el subsuelo en celdas cuadradas de 2 metros de ancho por 2 metros de alto y mediante trazado de rayos ajusta el modelo a las observaciones (Jones 2010).

La adquisición de datos geoelectricos se efectuó con un arreglo dipolo-dipolo, utilizando 32 electrodos de acero inoxidable conectados a través de un cable multipolar al resistivímetro de corriente continua, con una separación mínima de 2.5m.

El procesamiento se realizó con el programa RES2DINV de Geotomo (Loke, 2004), que utiliza los datos observados para generar un modelo inicial, y de manera iterativa modificar las resistividades hasta que la respuesta calculada se aproxime a las mediciones con una cierta precisión dada por un error medio cuadrático. El cálculo de las resistividades aparentes que genera el modelo propuesto se describe en forma pormenorizada en Dey y Morrison (1979) y la rutina de inversión está basada en el método de mínimos cuadrados con suavizado forzado (Loke, 2004).

Resultados y discusión

Los modelos de resistividad eléctrica y velocidad de propagación, muestran que los cambios en las propiedades físicas del subsuelo ocurren a profundidades similares, pudiendo reconocer al menos tres capas de diferentes características (Fig. 2). Una primera capa delgada de aproximadamente 2 metros de espesor presenta velocidades V_p cercanas a 200 m/s, y resistividades del orden de 15 Ohm m. Por debajo, se distingue una capa de aproximadamente 8 metros de espesor con velocidad V_p del orden de 800 m/s y resistividades de 5 a 7 Ohm m. La última capa presenta velocidades V_p de aproximadamente 1400 m/s y resistividades en aumento respecto de las anteriores (10-15 Ohm m). En ambos modelos se asume un espesor infinito

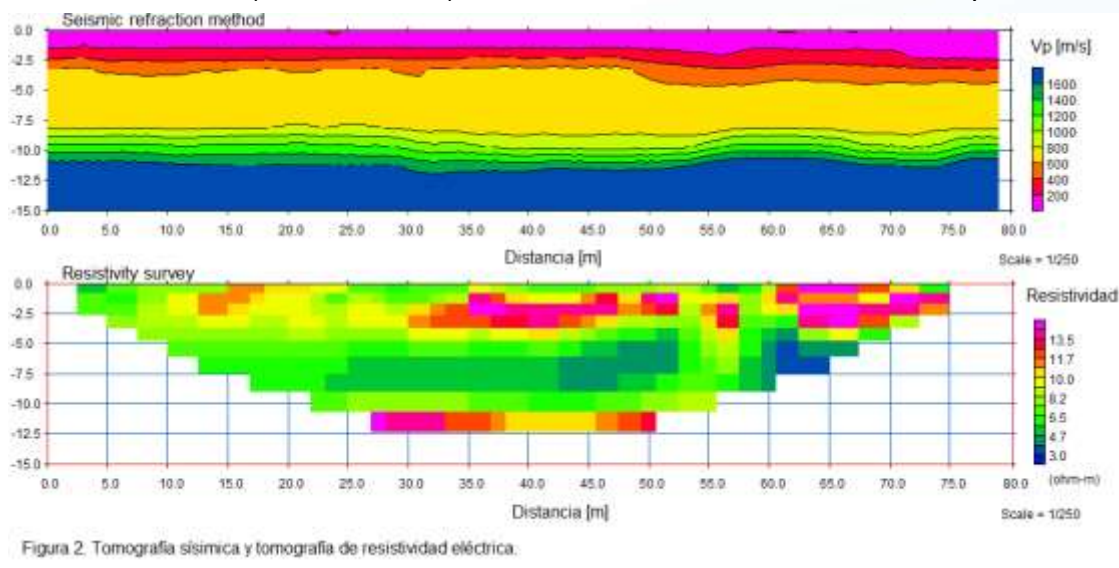


Figura 2. Tomografía sísmica y tomografía de resistividad eléctrica.

para la última capa.

El análisis conjunto de los modelos permite además observar un cambio en el gradiente de velocidad según la resistividad de la capa. Puede verse que las zonas más resistivas (10-15 Ohm m) coinciden con una transición más abrupta de V_p , y por el contrario las zonas menos resistivas (5-7 Ohm m) presentan una transición V_p más suave (Fig. 3).

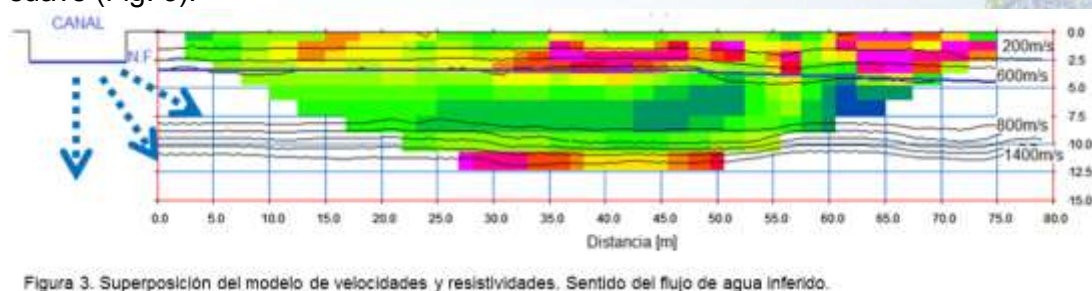


Figura 3. Superposición del modelo de velocidades y resistividades. Sentido del flujo de agua inferido.

Kirsch (2006) manifiesta que el nivel freático produce un aumento brusco de V_p . En general, se observa que la velocidad de los sedimentos no saturados aumenta hasta tres veces su valor en presencia de agua. Esto es lo que se observa entre los 2 y 4m de profundidad en el perfil estudiado, y que además concuerda con los registros de nivel freático para una perforación próxima (Ruiz de Galarreta et al., 1997). Estos resultados nos permiten inferir que la zona no saturada presenta una V_p de 200m/s y



una resistividad superior a los 10 Ohm m. El nivel freático se manifiesta como un brusco aumento de la velocidad y un descenso de la resistividad. A partir de los modelos propuestos se estima que el nivel freático se encuentra a los 4m de profundidad aproximadamente, lo que confirmaría que el curso de agua se comporta como efluente en la sección estudiada ya que el nivel del curso de agua del arroyo se encontraba a 2.5 metros por debajo del nivel del terreno al momento de realizar el sondeo (Fig. 3).

Conclusiones

En este trabajo se propuso evaluar la aplicabilidad de dos métodos geofísicos para estudiar la relación agua superficial-subterránea en un lugar representativo de un ambiente de llanura. Se midió una tomografía sísmica y una tomografía de resistividad eléctrica en una canalización del arroyo Martín en la cuenca Martín-Carnaval, del Partido de La Plata.

Los modelos obtenidos con ambos métodos coinciden al encontrar al menos tres capas, la primera de aproximadamente 3 metros de espesor de muy baja velocidad (200 m/s) y resistividad media (10-15 Ohm m). Luego, se observa hasta los 10 metros de profundidad una capa de velocidad mayor (800 m/s) y dentro de ella dos zonas con resistividades distintas. Una superior de 4 a 8 metros de profundidad con resistividades de 5 Ohm m y una inferior de 12 Ohm m. La última capa alcanzada se ubica próxima a los 12 metros y presenta una V_p de 1400 m/s y una resistividad de 10-15 Ohm m.

La interpretación de ambos modelos permitiría definir el comportamiento del curso de agua, que presentaría un carácter efluente en el sector analizado. El nivel freático se manifiesta como un aumento brusco en la velocidad de propagación en relación a la zona no saturada.

El análisis integral de estos dos métodos permite caracterizar las capas que integran el subsuelo, y ayuda a hacer una interpretación más precisa cuando no se cuenta con información de otros métodos intrusivos como los cateos o las perforaciones.

Referencias

- Dey, A., H. F. Morrison (1979). Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting* (27), pp. 106-136.
- Jones, Ian F.. Velocity estimation via ray-based tomography. *First break volume 28*, February 2010.
- Kirshc, R. (2006). *Groundwater Geophysics. A tool for hydrogeology*. Springer Berlin Heidelberg New York. ISBN 10 3-540-29383-3, 493p.
- Loke, M. H. (2004). Tutorial 2D and 3D electrical imaging surveys. 128p. (disponible en: <http://www.geotomosoft.com/coursenote.zip>).
- Revil, A., M. Karaoulis, T. Johnson, A. Kemna (2012). Review: Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology. *Hydrogeology Journal* (20), pp. 617-658.
- Ruiz de Galarreta, V. A., M. Hernández, N. González (1997). Hidrodinámica de la zona no saturada en el Parque Ecológico, Municipalidad de La Plata, Pcia. De Buenos



Aires, Argentina. Actas del III Seminario Hispano-Argentino sobre temas actuales de hidrología subterránea, pp. 49-60.

Sharma, P. V. (1997). Environmental and engineering geophysics. Cambridge: Cambridge University Press.



Identificación del basamento hidrogeológico mediante tomografía eléctrica en barrio Rumencó, Mar del Plata

B. Calvetty Amboni¹

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. bcalvetty@gmail.com

Resumen

En este trabajo se muestran los resultados de tres perfiles de resistividad 2D (tomografía eléctrica) en un barrio de la ciudad de Mar del Plata. La exploración geoelectrica tiene la finalidad de obtener información sobre la estructura del basamento hidrogeológico constituido por cuarcitas de Fm La Tinta. Estas rocas fueron alcanzadas a los 40m de profundidad por perforaciones previas a este trabajo. El método propuesto permitió identificar el techo del basamento hidrogeológico, que muestra una leve variación en su profundidad en sentido SO-NE, pero presentaría una estructura de bloques en el sentido NO-SE.

Palabras clave: geoelectrica, cuarcita, Fm La Tinta.

Introducción

Con el propósito de obtener información relativa a las características del basamento cuarcítico en un sector del barrio Rumencó, ubicado en el partido Gral. Pueyrredón de la provincia de Buenos Aires, se realizó un estudio geoelectrico, consistente en la medición de tres líneas de resistividad 2D (tomografía eléctrica) cuyas ubicaciones se dan en la imagen satelital de la Figura 1.



Fig. 1: Ubicación del área de estudio

Materiales y métodos

Las mediciones se efectuaron a lo largo de perfiles de orientación SO-NE (Perfiles A-B y C-D), transversales al arroyo y el tercero de orientación NO-SE paralelo a él, cubriéndose una longitud total de 1120m. Se utilizó un arreglo multielectródico lineal en la modalidad dipolo-dipolo para obtener modelos 2D de la resistividad del terreno pasibles de ser interpretados en términos geológicos. El dispositivo empleado es muy utilizado debido a su bajo acoplamiento electromagnético entre los circuitos de corriente y potencial (Loke, 2002).

El método consiste en transmitir una corriente eléctrica (I) en el terreno a través de dos electrodos (C1 y C2) del dipolo de corriente y apreciar la respuesta del suelo midiendo el voltaje (ΔV) en una serie de pares electródicos (P1-P2, P2-P3,...). La resistividad aparente se calcula según la expresión:

$$\rho_a = K(\Delta V / I) \quad (1)$$

donde: $K = \pi n(n+1)(n+2)a$, es la constante geométrica del dispositivo; “a” es un espaciamento fijo y las mediciones se hacen para varios valores de n, de modo de ir incrementando la profundidad de investigación conforme n aumenta. En el presente caso las tomografías se midieron con $a = 20 \text{ m}$ y n entre 1 y 8, de modo que la profundidad media de investigación (Loke, 2002) es del orden de los 44 m.

En las mediciones se utilizó un resistímetro GEOELEC con la energización proveniente de una fuente de alimentación de 250 v. Un conmutador externo permite la lectura de hasta ocho dipolos de potencial para cada posición del dipolo de corriente, se utilizaron electrodos de potencial impolarizables. Los valores de resistividad aparente obtenidos se asignan a una grilla arbitraria, tal como se muestra en la Figura 2. La ubicación horizontal de los puntos de la grilla se hace en el punto medio del conjunto de cada arreglo dipolar y su ubicación vertical es proporcional a la separación entre los dipolos.

n																								
1		7,9	7,9	10,1	10,1	9,4	9,7	11,4	8,8	8,7	8,8	9,5	9,6	8,7	8,7	8,7	8,7	8,7	8,7	8,7	8,7	8,8		
2		7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5
3		9,7	9,1	9,4	9,4	9,8	7,6	9,6	8,3	8,5	8,3	8,1	8,1	8,1	8,0	8,0	8,0	8,1						
4		11,7	12,2	12,1	11,6	11,7	10,9	11,4	10,4	10,6	9,8	9,2	9,5	9,8	9,9									
5		15,0	15,0	14,6	14,0	14,1	12,5	13,9	12,2	12,3	12,9	11,1	10,7	11,8										
6		15,1	16,8	18,4	14,9	16,5	14,7	14,4	15,6	13,1	13,8	12,8	13,3											
7		20,2	18,0	17,7	18,7	15,4	16,0	16,7	17,8	14,8	15,5	12,0												
8		19,1	20,5	22,5	21,4	17,6	17,2	20,4	12,6	17,6	18,4													

Fig. 2: Valores de la resistividad aparente obtenidos en el Perfil C-D

El procesamiento subsiguiente se efectuó con el programa RES2DINV versión 3.54 (Geotomo Software, Malaysia). Con base en los valores de resistividad aparente el programa elabora un modelo 2D del subsuelo consistente en un gran número de bloques rectangulares, similares a los de la Figura 2. Una subrutina de inversión de cuadrados mínimos determina el valor apropiado de resistividad para cada bloque, ajustando en sucesivas iteraciones los valores de la resistividad verdadera. Este método iterativo de inversión comienza con un modelo inicial hasta encontrar un

modelo cuyos valores de resistividad aparente calculados difieran de los valores medidos en menos de la tolerancia establecida.

Resultados

Las Figuras 3, 4, y 5 muestran los resultados obtenidos en los tres perfiles medidos mediante rangos de resistividad que se representan de acuerdo con la escala cromática que figura al pie de cada gráfico.

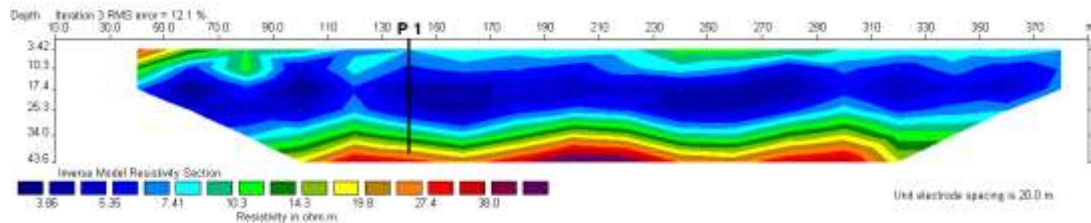


Fig. 3: Modelo de resistividad verdadera de la sección del Perfil A-B.

El perfil A-B fue medido sobre la huella perimetral NO del predio, donde se encuentra el pozo P1 que habría terminado en el sustrato hidrogeológico constituido por cuarcitas de la Fm La Tinta, a 40 m de profundidad. El perfil muestra las variaciones de la resistividad hasta una profundidad de 43,6 m, superando el techo de las cuarcitas que se manifiestan en la parte inferior del perfil con colores cada vez más oscuros.

Tal como se advierte en la Figura 3, el techo de las cuarcitas se identificaría con la base de la línea amarilla ($27 \Omega.m$) y no presentaría grandes diferencias de profundidad a lo largo del perfil, con mínimos del orden de los 35 m y máximos del orden de los 42 m. Por otra parte, no se advierten variaciones significativas que impliquen zonas de basamento afectado por fallas o fisuras.

En la mayor parte del perfil predominan los colores azules correspondientes a los limos arcillosos descritos en el perfil litológico del pozo. En su parte inferior, a partir de los 36 m, y hasta el fondo del pozo pasa a limos y arenas, coincidiendo con el cambio en la coloración de la sección hacia la gama del verde hasta el amarillo.

Superficialmente, los limos calcáreos presentarían un espesor variable de entre 5 y 10 m, y más de $10 \Omega.m$ de resistividad.

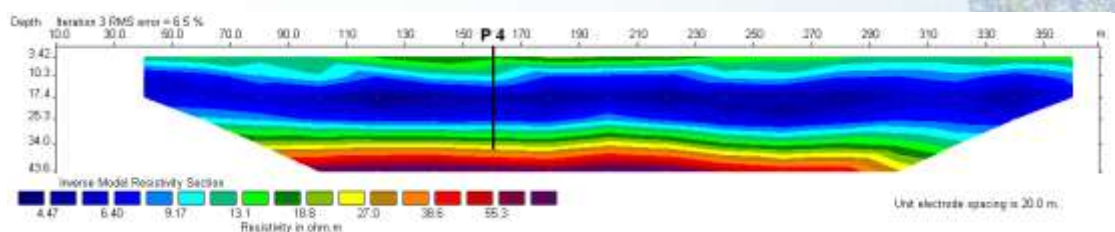


Fig. 4: Modelo de resistividad verdadera de la sección del Perfil C-D.

El perfil C-D pasa cerca del pozo P4, que encontró el basamento cuarcítico a los 35 m de profundidad. Como se observa en la Figura 4, la profundidad de las cuarcitas se

mantiene casi constante hasta la progresiva de los 220 m a partir de la que iría ganando profundidad hasta el final del perfil, donde superaría ligeramente los 40 m.

El Perfil E-F (Figura 5) muestra una distribución de resistividades similar a la de los anteriores, pero presenta diferencias en los espesores de las capas de resistividad menor a $10 \Omega \cdot m$ (en azul). Se observa una disminución del espesor hacia progresivas mayores de modo tal que a partir de la progresiva de los 410 m queda limitada a los 17 m superficiales, y aunque en este sector el basamento cuarcítico se encontraría alrededor de los 32 m, los espesores limo arenosos de la parte inferior del relleno sedimentario tendrían una potencia del orden de los 15 m, bastante mayores que en los otros perfiles.

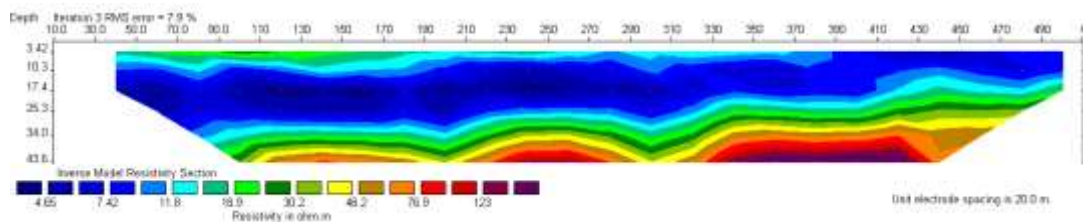


Fig. 5: Modelo resistivo de la sección (Imagen eléctrica) del Perfil E-F.

Respecto de la profundidad de las cuarcitas, se observan tres tramos de profundidad decreciente, el primero centrado en la progresiva de 150 m, con una profundidad próxima a los 40 m. El segundo, del orden de los 36 m, sobre la progresiva de 250m, y el último alrededor de los 34 m de profundidad a partir de la progresiva de 330 m y hasta el final del perfil.

Conclusiones

Según los resultados obtenidos, apoyados en la descripción litológica de los pozos existentes, el techo de las cuarcitas se encuentra en el área entre las profundidades ya conocidas, que no superarían los 40 m y mostrando una topografía relativamente suave, sin grandes variaciones que hagan presumir la presencia de fallas o fisuras importantes en la dirección SO-NE.

No obstante, cabe destacar la posible presencia de fallas o fisuras en el perfil E-F de orientación NO-SE, que podría indicar una estructura de bloques con diferentes profundidades. En este perfil se reconocen al menos tres bloques en los cuales el techo de las cuarcitas pasaría de 40m al inicio del perfil hasta los 34m hacia la parte final.

Referencias

- Loke, M. H., 2002. Electrical Imaging surveys for environmental and engineering Studies. info@terraplus.com.
- Orellana, E., 1982. Prospección geoelectrica en corriente continua. Paraninfo. Madrid.



Seara, J. L. 1979. Computer programs for resistivity interpretation. Application Brief 79-1. Scintrex. Concord (Toronto), 66 págs.



Efectos remotos del cambio de uso de suelo en el clima del sudeste de Sudamérica

A. Bracalenti^{1,2}, O. Müller^{1,2} y E. Berbery³

¹ Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Paraje el pozo s/n, Ciudad Universitaria, Santa Fe Argentina. agostinabracalenti@gmail.com

² Centro de Estudios de Variabilidad y Cambio Climático, Paraje el pozo s/n, Ciudad Universitaria, Santa Fe Argentina.

³ Earth System Science Interdisciplinary Center. University of Maryland, Estados Unidos.

Resumen

Grandes áreas de Sudamérica están sufriendo cambios en el uso del suelo, en general, de origen antropogénico. El aumento de la precipitación en regiones áridas combinado con los avances tecnológicos incrementó la disponibilidad de tierras productivas. Esto derivó en un proceso de expansión de la frontera agrícola sobre zonas con vegetación natural. Desde el punto de vista hidroclimático, el reemplazo de vegetación natural por cultivos altera la partición de agua y energía en superficie. Al cambiar la vegetación se modifican propiedades biofísicas relacionadas a la misma tales como albedo, resistencia estomática o rugosidad de superficie. Este cambio en las propiedades produce efectos sobre las variables hidroclimáticas tanto locales como remotos. Este trabajo tiene por objetivo evaluar los efectos remotos de los cambios de cobertura del suelo mediante simulaciones con el modelo climático WRF (Weather Research and Forecasting).

Se realizaron simulaciones asumiendo dos escenarios de cobertura/uso de suelo. Una simulación de control donde se simula el comportamiento del clima sin alterar la cobertura vegetal y una simulación donde se reemplaza bosques, pasturas y sabana por cultivos, ambas durante la primavera de 2002. Para evaluar los efectos remotos, se analiza el comportamiento de diferentes variables hidroclimáticas en diferentes regiones de Argentina y de Sudamérica donde no se realizaron cambios de cobertura. Los resultados indican que la expansión de cultivos sobre vegetación nativa modifica las propiedades biofísicas alterando en tiempo y espacio el comportamiento de variables hidroclimáticas. En particular, se observan cambios en los balances hidrológicos de diferentes regiones y también, cambios importantes en la circulación de los vientos.

Palabras clave: Cambio de uso de suelo, impacto hidroclimático, efectos remotos.

Introducción

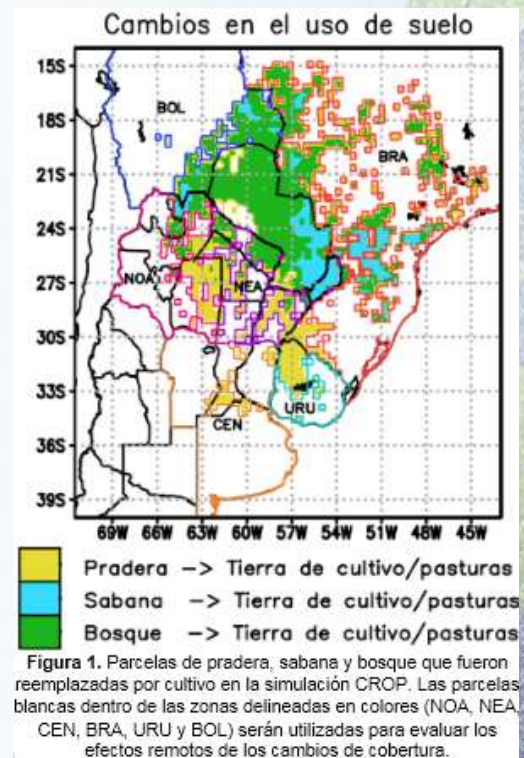
Grandes áreas de Sudamérica están sufriendo cambios en el uso del suelo, en general, de origen antropogénico (Gasparri y Grau, 2009). Bosques nativos, sabanas y praderas han sufrido deforestación y desmonte, con el propósito de explotarlos en agricultura y ganadería (Paruelo y otros 2005). Desde el punto de vista hidroclimático, el reemplazo de vegetación natural por agricultura modifica las propiedades biofísicas del suelo (Lee y Berbery, 2012; Müller y otros, 2014) alterando la partición de agua y energía en superficie (Pielke y Avissar 1990). Un caso típico es el reemplazo de bosques por cultivos que reduce la profundidad radicular facilitando la saturación del suelo y aumentando el escurrimiento superficial (Jobbagy y otros 2008).

Los cambios de cobertura no sólo modifican la interacción suelo-atmósfera localmente, sino también en regiones adyacentes o remotas. Este trabajo investiga esta hipótesis emergente del estudio de Lee y Berbery (2012) donde se plantean diferentes escenarios de cobertura del suelo en la cuenca del Plata. El objetivo es evaluar la respuesta del clima en regiones adyacentes a las afectadas por los cambios de cobertura.

Materiales y métodos

Se utilizaron las simulaciones realizadas por Lee (2010) con el modelo climático WRF sobre el sur de Sudamérica. El modelo WRF tiene dos componentes, una atmosférica y una de suelo. En cada paso de tiempo se simula el balance de agua y energía en el suelo y se produce la interacción con la atmósfera a través de los flujos de superficie. La componente de suelo prescribe a cada punto de grilla un tipo de cobertura dominante y sus propiedades biofísicas asociadas. Estas propiedades (constantes en el tiempo) son usadas para resolver el balance de agua y de energía (ver Chen y Dudhia, 2001). Así, cuando se modifica la cobertura, se cambia el valor de las propiedades y se afectan los balances.

Se consideraron dos escenarios: una simulación de control (CNTL) donde se simula el clima regional utilizando el mapa de coberturas del modelo y una simulación con expansión de cultivos (CROP) donde se reemplazan los tres tipos de vegetación nativa de mayor cobertura areal dentro de la cuenca del Plata por un cultivo genérico cuyas propiedades biofísicas se asemejan a una mezcla de cultivo anual en secano (ej. maíz) con un anual invernal (ej. trigo) (ver puntos de grilla afectados en Fig. 1). Las simulaciones se hicieron para la primavera de 2002, una estación con alta interacción suelo-



atmósfera en un año con condiciones climáticas normales.

Aquellas regiones donde se produjo un cambio de cobertura en el escenario CROP modificarán sus propiedades biofísicas. No obstante, regiones adyacentes (que no modifican su cobertura) están expuestas a sufrir cambios en el comportamiento de variables hidroclimáticas. Con el objetivo de evaluar estos efectos remotos, se seleccionaron 6 regiones que hayan conservado la misma cobertura en ambos escenarios (ver Fig. 1). Las regiones son: Uruguay (URU), Brasil (BRA), Bolivia (BOL) y noroeste, noreste y centro de Argentina (NOA, NEA y CEN, respectivamente). En las regiones mencionadas se evaluó el comportamiento de variables hidroclimáticas como precipitación, escorrentía, evapotranspiración, humedad del suelo, temperatura superficial y vientos. La evaluación se realizó comparando ambas simulaciones en tiempo y espacio.

Resultados y discusión

La diferencia de las propiedades biofísicas de ambos escenarios (CROP-CNTL) muestra que el reemplazo de pradera por cultivo duplica el índice de área foliar (IAF) pero no modifica otras propiedades. En cambio, el reemplazo de sabana por cultivo produce aumentos importantes en la fracción de cubierta vegetal verde (FCVV) e IAF. A su vez, la resistencia estomática y la altura de rugosidad presentaron un decrecimiento del 43% y 33%. Por último, el avance de cultivos sobre bosques genera disminuciones importantes en la resistencia estomática (70%) y la altura de rugosidad (80%) y una disminución general de la FCVV e IAF. Además se observó un aumento del 67% en el albedo.

Los cambios en las propiedades biofísicas inducen a cambios en variables hidroclimáticas (ej. Fig. 2), que se hacen más evidentes conforme avanza el tiempo de simulación. La Tabla 1 muestra los cambios porcentuales en el balance hidrológico, la magnitud del viento y la temperatura en el último mes de simulación. En el NEA si bien se produce una disminución de la entrada de agua al sistema (precipitación), presenta un aumento en las salidas EVT, humedad del suelo y escorrentía. Esto puede deberse a la presencia de aportes superficiales de las regiones aledañas en las que los bosques fueron reemplazados por cultivos. En la región CEN se produce un aumento moderado de la precipitación junto con una leve disminución de la EVT, lo que podría generar el aumento de la escorrentía superficial. El NOA es la región que registra menores cambios.

En Bolivia se produce un aumento de la precipitación, lo cual trae aparejado los aumentos de humedad del suelo, escorrentía y EVT que se observan en

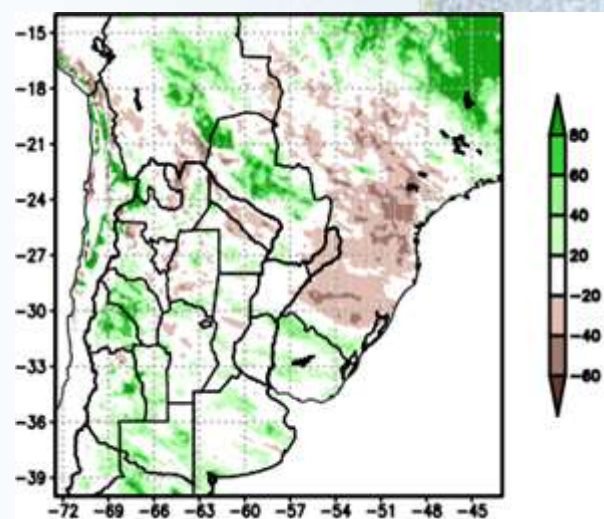


Figura 2. Diferencia [%] de precipitación: CROP-CNTL



dicha región. En Brasil, además de observarse cambios importantes en los vientos, se presenta una disminución de la precipitación que, junto con el aumento de la EVT y la humedad del suelo, podrían producir la disminución de la escorrentía que se observa en dicha región. En Uruguay se observa un notable incremento de las precipitaciones atribuible a un aumento en la convergencia de humedad proveniente de la zona de cambios de cobertura. En cuanto a la temperatura, si bien los porcentajes de variación son bajos, en el caso de Brasil representa una disminución de 1°C, mientras que en el NEA representa un aumento de 0,85°C.

Tabla 1. Porcentajes de variación de variables promediadas en el último mes.

Región	Precipit.	EVT	Hum. suelo a 1m	Escorr.	Temp.	Vientos
Bolivia	2,4	5,0	5,8	11,0	-2,7	-5,6
Brasil	-15,1	6,0	6,0	-45,9	-3,5	21,1
Uruguay	55,5	-2,8	0,3	3,1	0,6	-2,1
Centro	16,0	-0,3	2,4	13,2	1,1	2,5
NOA	1,2	-2,5	0,0	-1,3	0,5	1,4
NEA	-2,5	1,1	0,8	16,4	3,1	-0,3

Conclusiones

La expansión de cultivos sobre vegetación nativa modifica las propiedades biofísicas produciendo efectos en zonas remotas, alterando en tiempo y espacio el comportamiento de variables hidroclimáticas. En particular, se observan cambios en los balances hidrológicos de diferentes regiones y también, cambios importantes en la temperatura y circulación de los vientos. A pesar de los grandes procesos de deforestación observados, el escenario “todo cultivos” planteado está lejos de alcanzarse. No obstante, los potenciales efectos remotos y no-lineales del avance de los cultivos mostrados en el trabajo reafirman la necesidad de implementar políticas de planificación territorial considerando los eventuales beneficios o perjuicios que pueden ocurrir en zonas originalmente no consideradas en riesgo.

Agradecimientos

Esta investigación se llevó a cabo con el apoyo de una beca doctoral de CONICET, y los proyectos UNL CAI+D 2011 N°35/180 y CRN3095 del Inter-American Institute for Global Change Research (IAI) apoyado por la US NSF. Se agradece a S-J Lee por proveer las simulaciones usadas en este estudio.

Referencias

- Chen, F., y J. Dudhia, 2001. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Weather Rev.*, 129(4), 569-585.
- Gasparri, N. y H. Grau, 2009. Deforestation and fragmentation of Chaco dry forest in NW Argentina (1972–2007). *For. Ecol. Manage.*, 258(6), 913-921.



Jobbágy, E., M. Nosetto, C. Santoni y G. Baldi, 2008. El desafío ecohidrológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura Chaco-Pampeana. *Ecol. austral*, 18(3), 305-322.

Lee, S., 2010: impact of land surface vegetation change over the La Plata Basin on the regional climatic environment: a study using conventional land-cover/land-use and newly developed ecosystem functional types. Ph.D. Dissertation, U. of Maryland.

Lee, S. y E. Berbery, 2012. Land cover change effects on the climate of the La Plata Basin. *J. of Hydrometeorol.*, 13(1), 84-102.

Müller, O., E. Berbery, D. Alcaraz-Segura, y M. Ek (2014). Regional model simulations of the 2008 drought in southern South America using a consistent set of land surface properties. *J. Clim.*, 27(17), 6754-6778.

Paruelo, J., J. Guerschman y S. Verón, 2005. Expansión agrícola y cambios en el uso del suelo. *Cienc. Hoy.*, 15(87), 14-23.

Pielke, R., y R. Avissar, 1990. Influence of landscape structure on local and regional climate. *Landscape Ecol.*, 4(2), 133-155.



Variación temporal de glaciares en la Cordillera del Viento (Neuquén, Argentina) para el período 1963-2012

D. Groch¹ y M.G. Cogliati¹

¹ LANTEL - Departamento de Geografía/Facultad de Humanidades - Universidad Nacional del Comahue. marisa.cogliati@fahu.uncoma.edu.ar

Resumen

El estudio de los glaciares ha adquirido gran relevancia internacional, debido a su importante actuación como indicadores de cambio climático. Debido a la dificultad de su estudio, especialmente en regiones de difícil acceso, las investigaciones glaciológicas avanzaron gracias al desarrollo de tecnologías de sensoramiento remoto. Los avances recientes en fotogrametría permitieron reanalizar la información histórica existente, extendiendo los registros glaciológicos previos a la información de satélites ópticos de mediana/alta resolución con niveles de precisión aceptables. Las fotografías aéreas y las imágenes satelitales son actualmente herramientas complementarias, capaces de caracterizar y analizar fluctuaciones en geoformas glaciales.

Los glaciares de la Patagonia argentina poseen trascendencia como reserva de agua dulce. Este trabajo presenta la reconstrucción histórica de los cuerpos de hielo existentes en la Cordillera del Viento para el período 1963-2012, para evaluar las fluctuaciones de los mismos. Se realizó un relevamiento de los glaciares en dicha cordillera, a partir de fotografías aéreas históricas de 1963 e imágenes satelitales de alta resolución disponibles en Google Earth para los años 2006 y 2012. A partir de la información, se analizaron parámetros morfométricos y morfológicos siguiendo lineamientos internacionales.

Se relevaron 151 glaciares (5.94 km²) en 1963 y 29 (1.10 km²) en 2006-2012, reduciéndose significativamente en un -81.51% (-4.84 km²) la superficie emplazada por ellos en dicho período, a una tasa promedio de fusión de -0.10 km²/año. Los glaciares considerados como glaciaretos y con forma remanente, fueron los más afectados. No se consideraron en el presente estudio los cuerpos de hielos existentes en el Vn. Domuyo, ni aquellos con una superficie inferior a la mínima glaciar (≥ 0.01 km²).

Palabras clave: glaciares, fotografías aéreas, imágenes satelitales, Neuquén.

Introducción

Existen pocas regiones en el mundo con condiciones naturales propicias para la formación de glaciares. La Cordillera del Viento, en el extremo sur de Sudamérica, es una de ellas. Por eso, el estudio, monitoreo y protección de los glaciares en esta región del planeta, es importante. Los glaciares ocupan un lugar destacado a nivel mundial como indicadores de cambios climáticos en diversas regiones del planeta (IANIGLA, 2010).



El desarrollo de métodos particularmente referidos a las tecnologías de sensores remotos, propiciaron las investigaciones glaciológicas. Los avances recientes permiten llevar a cabo estudios con niveles de precisión aceptables. Ejemplo de ello es la misión GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), al estudiar los océanos, geología y clima alrededor del mundo, siendo utilizado ampliamente para analizar los casquetes polares a partir de técnicas desarrolladas por oceanógrafos, hidrólogos, glaciólogos, entre otros.

La utilización de fuentes remotas complementarias, permiten caracterizar y analizar actualmente las fluctuaciones en geformas glaciales. Las experiencias de Bajracharya y Shrestha (2011), Ahumada y otros (2015) y Bajracharya y otros (2015) demostraron la utilidad que representa Google Earth para la utilización de imágenes satelitales de alta resolución en estudios geomorfológicos y glaciológicos. Los mismos realizaron inventarios y observaron oscilaciones de los cuerpos de hielo en el tiempo.

Se consideró apropiado aplicar técnicas de sensoramiento remoto en la Cordillera del Viento, localizada parcialmente en los departamentos Minas y Chos Malal, entre los 36°06' - 37°22' Sy 70°21' - 70°40' W. La zona se caracteriza por poseer una marcada amplitud altimétrica, entre los 876.0 y los 4,709.0 msnm. En el área los antecedentes se limitan a Falaschi (2015) y Falaschi y otros (2016) con estudios en el área del Vn. Domuyo. Los mismos denotaron la existencia de 25.4 km² de hielo para el año 2009, a partir de la utilización de imágenes satelitales ALOS (Advanced Land Observing Satellite). Estimaron un tiempo de vida de 53.0 años para la totalidad de los cuerpos, debido a la tasa de fusión de -0.48 km²/año.

Materiales y métodos

Fueron utilizadas fotografías aéreas históricas de 1963 e imágenes satelitales de alta resolución Quick Bird 2 y Geo Eye 1 disponibles en Google Earth (Tabla 1).

Tabla 1. Características de las imágenes satelitales utilizadas.

Parámetros	I.S. Quick Bird 2	Im. Sat. Geo Eye 1
Fecha	21/02/2006	06/04/2012
Altitud	400/450 km	681 km
Resolución espacial	2.16/2.44 m (visible)	1.65 m (visible)
Color	Real (RGB 4-3-2)	Real (RGB 3-2-1)
Órbita	Heliosincrónica	Heliosincrónica
Inclinación de la órbita	98.0°	98.1°

Las fotografías aéreas fueron sometidas a un proceso de ortorectificación, mediante la utilización del módulo COSI-Corr para ENVI 5.0, siguiendo los lineamientos de Ayoub y otros (2009). Las imágenes se utilizaron para el mapeo y estimación de los parámetros morfométricos y morfológicos de los glaciares del año 1963 a través del software QGIS.

Para la actualización de la situación preexistente en 1963, se seleccionaron imágenes satelitales de la Cordillera del Viento para los años 2006 y 2012. Se utilizaron escenas de ambas fechas para cubrir la totalidad de la misma, teniendo en cuenta que se encuentren desprovistas de nubes y con la menor cubierta nivea estacional factible.



La información fue georreferenciada y analizada en los mismos parámetros que las imágenes de 1963.

Toda la información remota obtuvo finalmente un Datum WSG-84 y una proyección UTM (Zona 19 Sur).

Resultados y discusión

Los resultados obtenidos del procesamiento de las fotografías aéreas e imágenes satelitales, con su posterior análisis de parámetros morfométricos y morfológicos, son expuestos en la Tabla 2.

El estudio demostró una reducción de la superficie total glaciar en un -81.51 % al año 2012, equivalente a 4.84 km² de hielo, a una tasa promedio de fusión de -0.10 km²/año. En la misma área, Falaschi (2016) determinó para el período 1990-2008 una tasa promedio de fusión de mayor valor perteneciente al Vn. Domuyo (-0.48 km²/año), perdiendo 8.86 km² de hielo.

En la Tabla 2 se puede consultar los parámetros morfométricos que muestran una disminución de 15.53 % (-4.18 km²) del área en los glaciares tipo “glaciaretos”, un 16.19% en los clasificados con forma “remanente”, un -3.20% en los clasificados como “perfil longitudinal “regular”, un 86.21 % con una actividad de la lengua clasificada como “retroceso marcado”, un 8.06 % en los glaciares con morrenas en “contacto con debris” y un 21.01 % sin morrenas aguas abajo, y 0.11 % con cubierta de detritos “incierto”. Si bien existió una reducción notable en la cantidad de cuerpos de hielo (-122), los glaciares que derivan sus aportes a la cuenca del río Neuquén es de un 86.21 %.

Tabla 2. Parámetros morfométricos y morfológicos de los glaciares analizados en la Cordillera del Viento para el período 1963-2012.

Parámetro		1963		2006 y 2012		Variaciones	
		Cant.	%	Cant.	%	Cant.	%
Superficie total	Total Cuerpos de Hielo	151	100.00	29	18.93	-122	-81.51
	Superficie Total (km ²)	5.94		1.10		-4.84	
Clase primaria	Incierto o varios	1	0.66	0	0.00	-1	-0.66
	Glaciares de montaña	12	7.95	7	24.14	-5	16.19
	Glaciaretos	138	91.39	22	75.86	-116	-15.53
Forma	Incierto o varios	4	2.65	1	3.45	-3	0.80
	Circo	2	1.32	2	6.90	0	5.57
	Apron de hielo	6	3.97	4	13.79	-2	9.82
	Remanente	139	92.05	22	75.86	-117	-16.19
Perfil longitudinal	Incierto o varios	9	5.96	0	0.00	-9	-5.96
	Regular	135	89.40	25	86.21	-110	-3.20
	Colgante	7	4.64	4	13.79	-3	9.16
Actividad de la	Retroceso	0	0.00	25	86.21	25	86.21



lengua	marcado						
	Retroceso leve	0	0.00	4	13.79	4	13.79
Morrenas 1 (en contacto)	Sin morrenas	118	78.15	25	86.21	-93	8.06
	Debris, incierto si es morrenico	31	20.53	4	13.79	-27	-6.74
	Morrenas, tipo incierto o no listado	2	1.32	0	0.00	-2	-1.32
Morrenas 2 (aguas abajo)	Sin morrenas	89	58.94	11	37.93	-78	-21.01
	Morrena lateral y/o media	15	9.93	5	17.24	-10	7.31
	Combina. terminal y lateral	7	4.64	3	10.34	-4	5.71
	Debris, incierto si es morrenico	35	23.18	9	31.03	-26	7.86
	Morrenas, tipo incierto o no listado	5	3.31	1	3.45	-4	0.14
Cubierta de detritos	Incierto	9	5.96	0	0.00	-9	-5.96
	Libre de detritos	130	86.09	25	86.21	-105	0.11
	Parcialmente cubierto de detritos	12	7.95	4	13.79	-8	5.85
Cuenca hidrográfica	Río Colorado	22	14.57	4	13.79	-18	-0.78
	Río Neuquén	129	85.43	25	86.21	-104	0.78

Conclusiones

Del análisis de los glaciares de 1963, 2006 y 2012 en la Cordillera del Viento se detectó que la superficie emplazada por los cuerpos de hielo descubiertos, presentó una disminución del -81.51 %. Se midió una desaparición de 4.84 km² de superficie glaciar en para los 49 años considerados, lo cual constituiría un efecto del cambio climático en nuestra región, por lo que se sugiere el establecimiento de nuevas líneas de investigación en este punto.

Asumiendo una velocidad media constante de disminución de superficie de hielo estimada en -0.10 km²/año, es de esperar que de mantenerse las condiciones climáticas que existieron en las últimas cinco décadas en un futuro cercano, los glaciares existentes en la cordillera disminuirían en su totalidad en unos 11.4 años. Otros estudios en la misma área, determinaron velocidades de fusión aún más veloces que las expuestas en este trabajo.

Teniendo en cuenta la susceptibilidad que poseen los glaciaretos para alcanzar tamaños inferiores al límite de la superficie mínima glaciar (≥ 0.01 km²), la reducción de 116 cuerpos (mayormente remanentes) al año 2012 debe ser tomada en cuenta.

Agradecimientos



Se agradece el aporte financiero de Universidad Nacional del Comahue y las contribuciones de la Dra. Andrea Coronato y el Dr. Luis Bertani.

Referencias

- Ahumada, A. L., G.P. Ibáñez Palacios, J. Carilla, M. Toledo. y S.V. Páez. 2015. Observaciones geomorf. en glaciares de escombros de los Andes tropicales de Argentina. *Acta geológica lilloana* 27 (2): 63–76, 2015.
- Ayoub F., S. Leprince and L. Keene. 2009. User's Guide to COSI-CORR Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation. pp 1-38. California Inst. of Tech. Pasadena, USA.
- Bajracharya S.R. y B. Shrestha. 2011. The status of glaciers in the Hindu Kush Himalayan region. ICIMOD, Kathmandú, 140 pp.
- Bajracharya S.R., S.B. Maharjan, F. Shrestha, W. Guo, S. Liu, W. Immerzeel and B. Shrestha. 2015. The glaciers of the Hindu Kush Himalayas: current status and observed changes from the 1980s to 2010. *International Journal of Water Resources Development*, 31:2, 161-173.
- Falaschi, D. 2015. Identificación, caracterización y dinámica de las geoformas glaciales y periglaciales en la Cord. de los Andes a través de sensores remotos. Tesis Doctoral. UNLP. La Plata, Argentina. 343 pp.
- Falaschi, D., M. Masiokas, T. Tadono, and F. Couvreur. 2016. ALOS-derived glacier and rock glacier inventory of the Vn Domuyo, southernmost Central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany. Pp. 1-14.
- IANIGLA-CONICET. 2010. Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial. Centro Científico Tecnológico – CONICET Mendoza. 87 pp.
- Leprince, S., F. Ayoub, Y. Klinger and J.P. Avouac. 2007a. Co-Registration of Optically Sensed Images and Corr. (COSI-Corr): an Operational Methodology for Ground Deformation Measurements. *IEEE Int Geosc. and Remote Sens. Symposium*. Barcelona July 2007.
- Leprince, S., S. Barbot, F. Ayoub, and J.P. Avouac. 2007b. Automatic and Precise Orthorectification, Correg, and Subpixel Corr. of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements. *IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens*, 45, 6, 1529-1558.



Reconstrucción histórica de glaciares en la Cordillera del Viento (Neuquén, Argentina)

D. Groch¹, M.G. Cogliati¹ y L.A. Bertani¹

¹ LANTEL - Departamento de Geografía/Facultad de Humanidades - Universidad Nacional del Comahue. marisa.cogliati@fahu.uncoma.edu.ar

Resumen

En las últimas décadas, los estudios hidrológicos han trascendido por el rol que desempeñan en la gestión de los recursos hídricos, para el desarrollo sostenible y la adaptación a los cambios de las condiciones climáticas y medioambientales. En referencia a ello, los glaciares ocupan un lugar destacado a nivel mundial como indicadores de cambios climáticos. Las condiciones naturales propicias para formación de glaciares, generalmente se dan en áreas con terreno complejo y difícil acceso, por lo que hay baja disponibilidad de datos. Ello propició, la utilización de sensores remotos para estudios glaciológicos alrededor del mundo.

En el norte de la Patagonia argentina, la Cordillera del Viento constituye una reserva de agua dulce, donde el estudio, monitoreo y protección de los cuerpos de hielo es necesaria. Este trabajo realizó la primera reconstrucción histórica de glaciares existentes en dicha región para el año 1963, para evaluar el estado de los cuerpos de hielo y sentar bases precedentes a la puesta en órbita de satélites de mediana/alta resolución. Se pretendió a su vez, una contribución a los diversos estudios glaciológicos que se están desarrollando actualmente en el territorio nacional. Se llevó a cabo un proceso de georreferenciación y ortorectificación de 38 fotografías aéreas analógicas de la Cordillera del Viento (120.0 km de longitud), con modernas técnicas fotogramétricas digitales. Posteriormente se analizaron parámetros morfométricos de los glaciares, siguiendo lineamientos definidos a nivel internacional.

La reconstrucción definió la existencia en 1963 de 151 glaciares (5.94 km²), con morfologías propias de cuerpos estacionarios o en retroceso. Se identificaron 139 glaciares (4.33 km²) con una superficie de 0.01 a 0.1 km², 10 glaciares (1.20 km²) de 0.1 a 0.2 km² y 2 glaciares (0.40 km²) mayores a 0.2 km². Fueron desestimados del estudio previamente 31 cuerpos al considerarse bancos de nieve, mientras que otros 128 cuerpos (0.61 km²) no se consideraron sistemáticamente al no respetar la superficie mínima glaciar (mayor a 0.01 km²). Los cuerpos existentes en el Vn. Domuyo tampoco fueron considerados.

Palabras clave: reconstrucción, glaciares, fotografías aéreas, Neuquén.

Introducción

Desde hace décadas existe un interés creciente alrededor de mundo en los glaciares, sobre todo por su importancia como indicadores de cambios climáticos. Los mismos, constituyen una reserva de agua dulce fundamental para la supervivencia humana, al generar aportes permanentes a los cursos de agua superficiales. En el norte de la provincia del Neuquén, específicamente en la Cordillera del Viento, se conjugaron las condiciones naturales para la formación de glaciares.

Los estudios glaciológicos fueron ampliamente desarrollados gracias a la utilización de sensores remotos. Específicamente, los progresos en fotogrametría permitieron llevar a cabo correcciones geométricas de fotografías aéreas históricas, a partir de una ortorectificación digital, pudiendo así realizar mediciones espaciales precisas. La técnica propuesta en este trabajo fue originalmente desarrollada para imágenes satelitales por Leprince y otros (2007b). Leprince y otros (2007a) y Ayoub y otros (2009a) extendieron la técnica a las fotografías aéreas, para medir las deformaciones del suelo debido a los sismos, entre los datos históricos dados por las fotografías aéreas y las imágenes satelitales actuales.

El área de estudio considerada para la aplicación de técnicas fotogramétricas refiere a la Cordillera del Viento, en el extremo Noroeste de la provincia del Neuquén, entre los $36^{\circ}06' - 37^{\circ}22'$ Sur y $70^{\circ}21' - 70^{\circ}40'$ Oeste (Figura 1). La misma se caracteriza por poseer una marcada amplitud altimétrica, que oscila entre los 876.0 y los 4,709.0 msnm. En la zona sólo fueron desarrollados los trabajos glaciológicos de Falaschi (2015) y Falaschi y otros (2016).

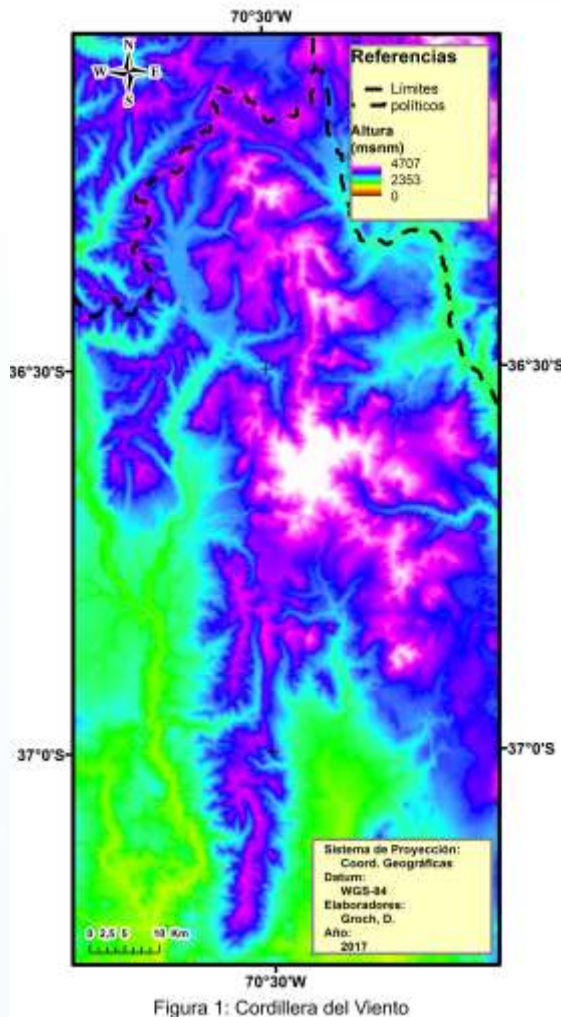


Figura 1: Cordillera del Viento

Materiales y métodos

Este estudio fue desarrollado a partir de fotografías aéreas históricas de 1963 (Tabla 1). Las mismas se obtuvieron por el Instituto Geográfico Militar (actual Instituto Geográfico Nacional) en el marco del “Plan de Vuelo Cordillerano”. Fueron realizados múltiples vuelos fotogramétricos que cubrieron la totalidad del norte neuquino,

cubriendo la totalidad de la Cordillera del Viento en dirección Sur-Norte. Fueron seleccionadas para su utilización 38 fotografías.

Tabla 1. Características de las fotografías aéreas analógicas.

Fecha	Febrero de 1963
Escala aproximada	1:50.000
Distancia focal	152,12 mm
Tipo de sensor	Óptico
Color	Pancromático (blanco y negro)
Tamaño	23 x 23 cm
Inclinación de la cámara	Vertical
Tipo de cámara	WILD R.C. 8

En primer lugar, mediante la utilización de un escáner convencional, las fotografías aéreas fueron sometidas a un proceso de digitalización en escala de grises, con una resolución radiométrica de 8 bits y una resolución geométrica de 169.3 $\mu\text{m}/\text{pixel}$. Posteriormente, las fotografías fueron sometidas a un proceso de ortorectificación, mediante la utilización del módulo COSI-Corr (Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation) para ENVI 5.0 (ENvironment for Visualizing Images). Dicho proceso permitió que las mismas posean una dimensión espacial, aprovechando su alta resolución espacial y evitando las distorsiones debido al relieve propias de la proyección central con la cual fueron obtenidas en los diversos vuelos fotogramétricos (Figura 2).

La ortorectificación fue llevada a cabo mediante técnicas fotogramétricas propuestas por Ayoub y otros (2008, 2009a,b). Fue obtenida la Orientación Interior (OI) de la cámara, para representar la geometría y distorsiones de la misma. Para ello se seleccionaron las coordenadas de los puntos fiduciales, la resolución del escáner seleccionada y la distancia focal (sacada del informe de calibración de los vuelos). Luego se obtuvo la Orientación Exterior (OE), para describir la posición y orientación angular de la cámara. Debieron generarse Puntos de Control Terrestre (GCPs), mediante la utilización de la banda 8 (resolución espacial=15 m) de dos imágenes satelitales LANDSAT 7 ETM+, para establecer coordenadas espaciales a la imagen escaneada. Fueron seleccionados entre 5 y 10 puntos, con un RMSE total inferior a 1. También se utilizó el Modelo Digital de Elevación (MDE) SRTM-3 (resolución espacial=90 m) para asignar la variable altimétrica. Los GCPs fueron optimizados posteriormente con la OI. Por

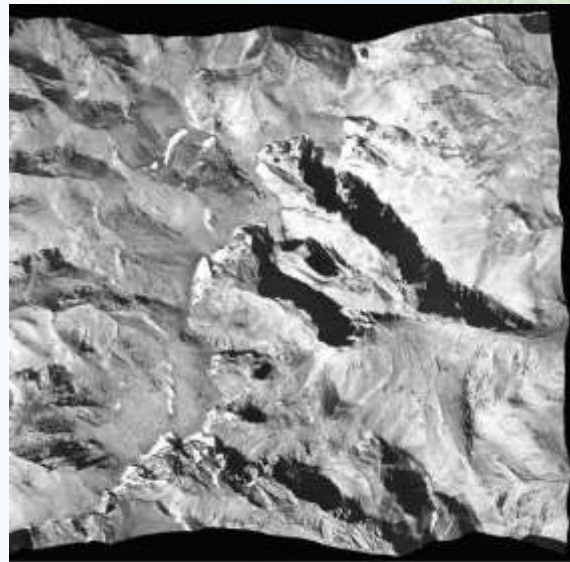


Figura 2: Fotografía aérea ortorectificada.

último, se realizó la ortorectificación teniendo en cuenta la OI, la OE, los GCPs optimizados, la imagen satelital, el MDE y la fotografía escaneada. Simultáneamente, gracias al mapa de matrices generado en la ortorectificación, se resampleó la imagen escaneada originalmente, para corregir las distorsiones debido al relieve de forma óptima.

Las fotografías aéreas obtuvieron finalmente una proyección UTM (Zona 19 Sur), un Datum WSG-84 y una resolución espacial de 1.0 m. Efectuada dicho procedimiento, se realizó una digitalización manual de los glaciares existentes para el año 1963 a través del Sistema de Información Geográfica QGIS. El procedimiento permitió estimar parámetros morfométricos de los mismos. Cabe destacar que los glaciares del Vn. Domuyo no fueron considerados, debido a que las escenas en dicho lugar fueron captadas durante la temporada invernal.

Resultados y discusión

La reconstrucción histórica llevada a cabo en este estudio demostró la existencia de 151 glaciares en la Cordillera del Viento para el año 1963. Los cuerpos de hielo dieron cuenta una superficie total de 5.94 km².

La Figura 3 presentó la distribución de los glaciares según su cantidad y superficie.

Se identificaron 139 glaciares (4.33 km²) con una superficie de 0.01 a 0.1 km², 10 (1.20 km²) de 0.1 a 0.2 km² y 2 (0.40 km²) mayores a 0.2 km². Se destacó una predominancia de los cuerpos de hielo de 0.01 a 0.02 km² (59), con una superficie acumulada de 0.85 km², seguido de 0.02 a 0.03 km² (32), con una superficie acumulada 0.82 km². Los glaciares con una superficie entre 0.03 y 0.20 km² oscilaron entre 1 y 11 cuerpos cada 0.1 km², con superficies acumuladas entre 0.15 y 0.50 km².

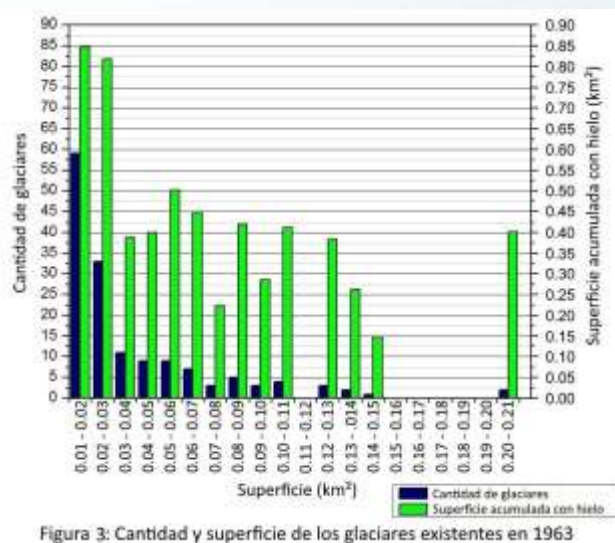


Figura 3: Cantidad y superficie de los glaciares existentes en 1963

Conclusiones

Las técnicas fotogramétricas desarrolladas en los últimos años, permitieron generar una ortorectificación digital óptima de las fotografías aéreas con niveles aceptables de precisión. La aplicación en el campo de la glaciología proporcionó una extensión de los registros previos al lanzamiento de satélites de mediana/alta resolución.

La reconstrucción histórica llevada a cabo en este estudio indicó la existencia de 151 glaciares en la Cordillera del Viento para el año 1963, cubriendo una superficie de 5.94 km². La distribución de los cuerpos de hielo, destacó que el 60.2 % posee una superficie inferior a los 0.03 km² (1.67 km²). La predominancia de estos cuerpos debe



ser tenida en cuenta en los análisis hidrográficos, debido a la importancia que poseen en su conjunto.

Agradecimientos

Se agradece el aporte financiero de Universidad Nacional del Comahue y las contribuciones de la Dra. Andrea Coronato.

Referencias

- Ayoub F., S. Leprince and J.P. Avouac. 2008. Measuring Coseismic Ground Deformation from Aerial Photogr. Using COSI-Corr. In: Leprince, S. 2008. Monitoring Earth Surface Dynamics with Optical Imagery. PhD thesis, California Inst of Tech., Pasadena, USA.
- Ayoub F., S. Leprince and J.P. Avouac. 2009a. Co-registration and correlation of aerial photographs for ground deformation measurements. ISPRS Jour. of Photogrammetry and Remote Sensing, 64 (6), 551-560.
- Ayoub F., S. Leprince and L. Keene. 2009b. User's Guide to COSI-CORR Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation. 1-38. California Inst of Tech, USA.
- Falaschi, D. 2015. Identificación, caracterización y dinámica de las geoformas glaciales y periglaciales en la Cordillera de los Andes a través de sensores remotos. Tesis Doctoral. UNLP. La Plata, Buenos Aires, Argentina. 343 pp.
- Falaschi, D., M. Masiokas, T. Tadono, and F. Couvreur. 2016. ALOS-derived glacier and rock glacier inventory of the Vn Domuyo region, southernmost Central Andes, Argentina. Zeitschrift für Geomorphologie. Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany. 1-14.
- Leprince, S., F. Ayoub, Y. Klingler and J.P. Avouac. 2007a. Co-Registration of Optically Sensed Images and Correlation (COSI-Corr): an Oper. Methodology for Ground Deformation Measur. IEEE Inter. Geosc. and Remote Sens. Symp. Barcelona, España.
- Leprince, S., S. Barbot, F. Ayoub, and J.P. Avouac. 2007b. Automatic and Precise Orthorectification, Correg, and Subpixel Corr. of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements. IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens, 45, 6, 1529-1558.



Sesión Temática:

Geofísica Aplicada y Ambiental

Coordinan: Dr. Danilo Velis y Dr. Fabio Zyserman



Desarrollo de software de inversión de datos 1D para sondeos eléctricos verticales Schlumberger

J. Nigro¹ y S. Perdomo²

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.

Mail: joaquinnigro@gmail.com

² Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas, UNLP.

Resumen

El sondeo eléctrico vertical es una de las técnicas tradicionales más utilizadas en la prospección geofísica. Se aplica como método complementario en diferentes disciplinas geológicas como la minería, la exploración petrolera pero fundamentalmente la hidrogeología. En los años 1970 se desarrollaron diversos algoritmos basados en la teoría de filtros para la resolución del problema directo y su incorporación a métodos de inversión fue una consecuencia inmediata. Sin embargo, con el avance de la tecnología y los nuevos sistemas operativos son necesarias actualizaciones a lenguajes más modernos y con mejores interfaces gráficas.

En este trabajo se presenta el desarrollo de un software de inversión de datos 1D para sondeos eléctricos verticales (SEV) en la modalidad Schlumberger. Para la resolución del problema directo se resuelve la integral de Stefanescu por medio de la teoría de filtros digitales y el algoritmo de Sunde. El software utiliza un algoritmo de inversión que estima un modelo de capas planas y paralelas a partir de los datos de campo sin la necesidad de un modelo inicial. Este algoritmo genera una solución multicapa para los datos, la cual es necesario reducir el número de capas para hacer una interpretación viable desde el punto de vista físico-geológico. Esta reducción se realiza utilizando los parámetros de Dar Zarrouk.

El software fue desarrollado en Visual Basic .NET, con lo cual se pudo generar una interfaz ágil, moderna y sencilla, permitiendo una fácil visualización y manipulación de los datos y modelos, pero a la vez, es tan versátil como cualquier otro software similar en el mercado. La inversión de los datos se realiza individualmente para cada sondeo, pero se incorpora la opción de integrar las soluciones en forma de perfiles para mejorar la interpretación del área estudiada. En estos perfiles es posible modificar aspectos de diseño como los límites y la paleta de colores asignada al rango de resistividades propuesto. Se incorpora además un método de interpolación para vincular espacialmente los resultados entre los modelos de sondeos adyacentes.

Palabras clave: SEV, inversión 1D, Visual Basic .NET.



Introducción

El sondeo eléctrico vertical es una de las técnicas tradicionales más utilizadas en la prospección geofísica como método complementario en diferentes disciplinas geológicas como la minería, la exploración petrolera pero fundamentalmente la hidrogeología (Orellana, 1982). En los años 1970 se desarrollaron diversos algoritmos basados en la teoría de filtros para la resolución del problema directo (Ghosh, 1971; Koefoed, 1979) y su incorporación a métodos de inversión fue una consecuencia inmediata. Sin embargo, con el avance de la tecnología y los nuevos sistemas operativos son necesarias actualizaciones a lenguajes más modernos y con mejores interfaces gráficas.

A pesar de que los algoritmos y rutinas de inversión automática resultan cada vez más atractivos, sigue siendo valioso el aporte del intérprete durante la etapa de procesamiento. Por esta razón, los programas de inversión deben ser accesibles y fáciles de usar, pero siendo versátiles y estables.

Materiales y métodos

SEVs es un programa de inversión de datos geoelectrónicos en una dimensión. Las rutinas y algoritmos que contiene están diseñados para procesar datos de sondeos eléctricos verticales (SEV) en la modalidad Schlumberger.

El método SEV permite conocer la distribución de resistividades eléctricas “verdaderas” debajo de la superficie donde se efectúa la prospección. Los algoritmos matemáticos que se utilizan permiten calcular la respuesta de un modelo de subsuelo compuesto por capas planas, paralelas y, de resistividad y espesor constante. Es decir, que sólo contempla una variación vertical de la resistividad.

Para conocer la respuesta de un cierto modelo de resistividades y espesores se resuelve la integral de Stefanescu y otros (1930), aplicando el algoritmo de Sunde (1949) para calcular la función transformada de la resistividad y se convoluciona con los coeficientes de un filtro lineal (O'Neill, 1975; Johansen, 1975). La respuesta del modelo o curva de resistividad aparente calculada (RAc) se compara con la curva de resistividad aparente observada (RAo) mediante la siguiente ecuación para estimar el error de ajuste entre ambas (RMS, error cuadrático medio):

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{RA_{ci} - RA_{oi}}{RA_{oi}} \right)^2}{N}} \quad (1)$$

El método de inversión utilizado es el propuesto por Zohdy (1989). Este algoritmo estima un modelo de capas planas y paralelas a partir de los datos de campo sin la necesidad de un modelo inicial. El modelo que surge de la inversión presenta un número de capas igual al número de datos de resistividad aparente, por esta razón provee un excelente ajuste matemático. Este modelo de numerosas capas carece de



sentido físico y geológico, por lo que es necesario disminuir el número de capas y obtener un modelo equivalente cuya interpretación geológica sea más sencilla.

La reducción del número de capas se realiza utilizando los parámetros de Dar Zarrouk (Maillet, 1947). Para una capa de resistividad constante (ρ) y espesor (E), se define la resistencia transversal (T) y la conductancia longitudinal (S):

$$T = E\rho. \quad (2)$$

$$S = \frac{E}{\rho}. \quad (3)$$

Los parámetros T y S de dos o más capas pueden sumarse directamente. Cuando se tiene un conjunto de capas con un comportamiento eléctrico similar es posible reemplazarlas por una única capa de resistividad media ρ_m y espesor medio E_m (Orellana, 1982):

$$\rho_m = \sqrt{\frac{T}{S}}. \quad (4)$$

$$E_m = \sqrt{TS}. \quad (5)$$

En estas expresiones T y S son la sumatoria de cada uno de los parámetros individuales de cada capa del conjunto.

El programa está diseñado para personas que conocen y utilizan sondeos eléctricos verticales en trabajos de prospección. Permite procesarlos de manera sencilla y rápida para obtener un modelo geológico que se ajuste a los datos de campo.

El programa también permite graficar modelos obtenidos para diferentes SEVs de una misma zona y analizar las variaciones laterales en forma de perfil, generando un modelo integrado entre dos o más SEVs.

SEVs es compatible con los sistemas operativos Microsoft® Windows® XP, Vista™, 7, 8, 8.1 o 10; y necesita tener instalado .NET Framework 4.0 para su funcionamiento.

Resultados

El programa SEVs está diseñado para ser lo más simple posible como para un usuario nuevo, pero a la vez lo suficientemente potente para un usuario avanzado. La ventana principal del programa cuenta con dos partes fundamentales (Figura 1). El panel izquierdo, permite introducir, seleccionar, editar y visualizar los datos que se carguen en el programa. Por otro lado, el panel derecho muestra los gráficos correspondientes al SEV seleccionado.

Además de los dos paneles principales, se dispone de una serie de menús que dan acceso a las distintas herramientas. También, en la parte inferior del programa, hay una barra de estado que muestra el RMS producto de la inversión.

El programa trabaja con un formato de archivos propio, que son los proyectos del programa. Cada proyecto contiene toda la información que se va cargando en el mismo, como el nombre del proyecto, el SEV seleccionado y varia información de cada

SEV cargado, como el nombre del mismo, la lista de datos de campo, lista de datos de empalmados, lista de datos de calculados, lista de datos de modelados, etc.

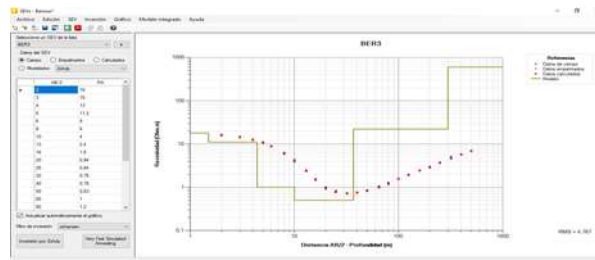


Figura 1. Vista de la ventana principal del programa SEVs. A la izquierda se observa el panel de introducción de datos y a la derecha el panel con el gráfico de salida.

En esta versión se incluye un subprograma llamado “Modelo Integrado”, cuya función es generar un perfil de profundidad y resistividad, integrando la información conjunta de los modelos de cada SEV. El gráfico del perfil consiste en columnas formadas por rectángulos apilados de distintos colores, que representan los espesores de las capas del modelo y sus resistividades. Además, de fondo se puede graficar una interpolación entre los SEVs, que muestra la relación entre ellos.

En la Figura 2 se muestra una captura de un modelo integrado entre varios SEVs, donde puede verse que presenta una distribución de controles similares al programa principal, un panel a la izquierda donde se introducen los datos y se configura el perfil. En el panel de la izquierda se presenta gráficamente el resultado.

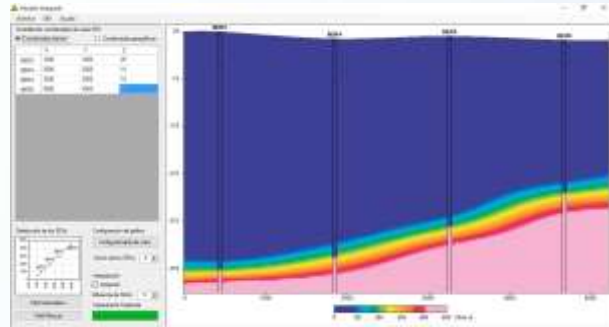


Figura 2. Resultado de la interpolación de varios modelos en forma de perfil.

Conclusiones

Este trabajo presenta el desarrollo de un software de inversión de datos 1D para sondeos eléctricos verticales (SEV) en la modalidad Schlumberger. El programa fue desarrollado en Visual Basic .NET, con lo cual se pudo generar una interfaz ágil, moderna y sencilla, permitiendo una fácil visualización y manipulación de los datos y modelos.

La inversión de los datos se realiza individualmente para cada sondeo, pero cuenta con la posibilidad de integrar las soluciones en forma de perfiles para ayudar a la interpretación de los datos. En estos perfiles es posible modificar aspectos de diseño como los límites y la paleta de colores asignada al rango de resistividades propuesto. El programa incorpora un método de interpolación para vincular los resultados entre los modelos de sondeos adyacentes.

Referencias



- Ghosh, D.P. (1971) Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standards curves for a horizontally stratified earth". Geophysical Prospecting Vol 19, pp 769-775.
- Johansen, H. (1975). An interactive computer-display-terminal system for interpretation of resistivity soundings. Geophysical Prospecting, 23
- Koefoed, Otto (1979) Resistivity sounding measurements. (Geosounding Principles 1). Elsevier, Amsterdam. pp 276.
- Maillet, R. (1947). The fundamental equation of electrical prospecting. Geophysics (12), pp. 529-556.
- O'Neill, D.J. (1975) "Improved linear filter coefficients for application in aparent resistivity computations". Bull. Australian Society Exploration Geophysics. Vol 6 Num 4.
- Orellana, E. (1982). Prospección geométrica en corriente continua. Madrid: Paraninfo.
- Stefanescu, S.; Schlumberger, C.; Schlumberger, M. (1930) Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes. Journal de Physique Archive. Volume 1, Numéro 4, pp. 132 - 140
- Sunde, E. O. (1949). Earth conduction effects in transmission systems. Van Nostrand, New York.
- Zohdy, A. (1989). A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curve. Geophysics, 54(2), pp. 245-253.



Exploración sub basáltica mediante SEV

L. Arioni ¹, S. Perdomo ¹ y FG.E. Späth ^{1,2}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. arionilucas@hotmail.com

² YPF SA.

Resumen

El presente trabajo se realizó en el extremo sur de la provincia de Mendoza, geológicamente ubicado en la Plataforma Nororiental de la cuenca neuquina. El subsuelo en este sector está dominado por una pendiente regional ascendente hacia el noreste conformando un prisma sedimentario caracterizado por el acuñaamiento o desaparición de la mayoría de las unidades de la columna estratigráfica hacia el borde de cuenca.

Como antecedentes aportados por YPF SA, se cuenta con una perforación que atravesó toda la columna sedimentaria hasta el basamento, y una línea sísmica de calidad regular a mala. La baja relación señal ruido del dato sísmico se debe tanto a la presencia de basaltos superficiales, con espesores de entre 50 y 100 metros, como a la poca profundidad del tope del basamento.

La alta resistividad que caracteriza a los basaltos respecto a los sedimentos subyacentes sugirió que el sondeo eléctrico vertical (SEV) resultaría apropiado para estudiar los estratos que se encuentran por debajo de los primeros. Además, el hecho de que el basamento en el borde de cuenca se encuentre a menos de 1 km de profundidad, y presente contraste resistivo con los sedimentos, indica que la metodología también sería adecuada para estudiar la geometría de la cuenca, es decir, variaciones en el espesor de la columna sedimentaria y el acuñaamiento de la misma hacia el noreste.

Para evaluar las propiedades eléctricas de los estratos presentes, y planificar la adquisición, se empleó el perfil de resistividad del pozo junto con su sección litológica.

En la etapa de adquisición se midieron 5 SEV a lo largo de un perfil de 20 km en dirección NE-SO, centrados en la posición del pozo. Se realizó un suavizado de las curvas de campo para reducir pequeñas perturbaciones en los primeros tramos de la curva. Luego se utilizó el algoritmo very fast simulated annealing (VFSA) para invertir las curvas y obtener modelos equivalentes para cada SEV. Se buscó lograr el mejor ajuste a los datos y luego se realizó una interpretación de los principales estratos (basaltos, sedimentos y basamento).

A partir de la cantidad de modelos disponibles, se calcularon los valores estadísticos típicos para la profundidad de la base de la capa basáltica y el techo del basamento, que resulta de cada SEV. Esto permitió cuantificar la incertidumbre de los modelos propuestos, siendo los resultados satisfactorios. Se elaboró una sección de resistividades del subsuelo que muestra la disminución de la profundidad del basamento de la cuenca neuquina hacia el noreste y el espesor variable de las coladas basálticas.

Palabras clave: SEV, basaltos, basamento, borde de cuenca.

Introducción

En el borde nororiental de la cuenca neuquina, la secuencia sedimentaria se encuentra cubierta por coladas basálticas (Llambías y otros, 2010). Las características petrológicas de estas rocas dificultan la utilización de métodos tradicionales de prospección geofísica. Por esta razón la exploración por debajo de las sucesiones basálticas es un área temática de interés internacional (Alanezi y Qadrouh, 2013; Longpia et al., 2013; Veeraiah y Ashok Babu, 2014).

El objetivo principal de este trabajo es comprobar que es posible explorar el basamento ígneo en áreas donde la columna sedimentaria se encuentra cubierta en superficie por basaltos, mediante la utilización de SEV.

Un objetivo secundario es cuantificar, en la etapa de interpretación, la ambigüedad de los resultados obtenidos mediante el procesamiento de diferentes modelos eléctricos del subsuelo con el algoritmo VFSA.

Materiales y métodos

El análisis de una línea sísmica (Figura 1) ubicada más al sur de la zona de estudio y fuera de la zona de basaltos, permite observar el acuñaamiento de la secuencia sedimentaria hacia el noreste y la desaparición de algunos estratos.

Se contó con una perforación de 383 m de profundidad final bajo boca de pozo (Figura 2), en donde se observa la secuencia de estratos presentes.

Las características eléctricas de las rocas atravesadas se analizaron mediante el perfil de resistividad. Una interpretación de este registro se muestra sobre la curva de resistividad, indicando la profundidad y resistividad de las principales capas eléctricas con trazos rectos. Se destaca que el basamento no presenta un marcado contraste de resistividad, lo cual no era esperado.

En base a la información antecedente se dispuso 5 SEV, espaciados cada 5 km en dirección NE-SO y se ubicó el SEV central (SEV 3) próximo al Pozo 1.

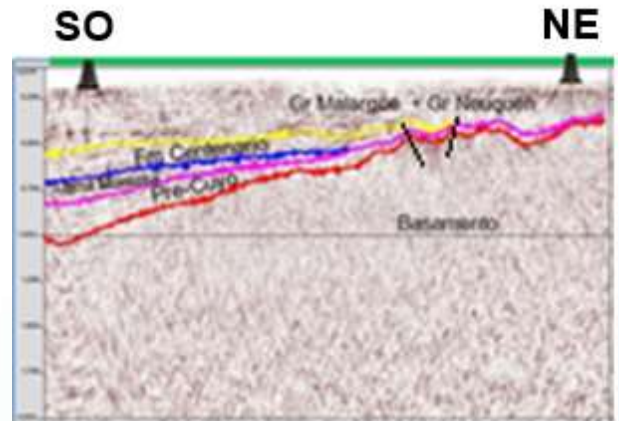


Figura 1: Línea sísmica aportada por YPF SA.

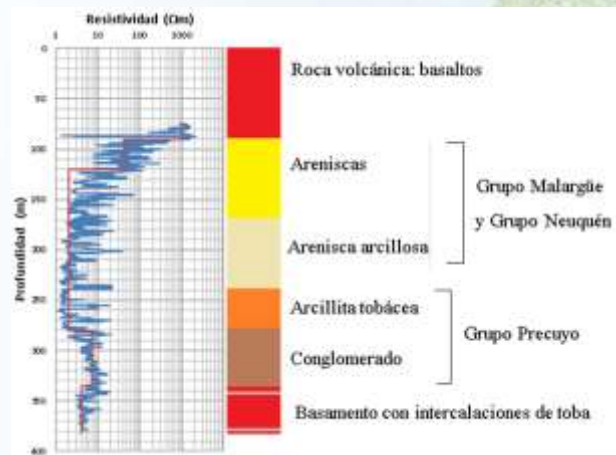


Figura 2: Perfil de resistividad y perfil litológico del Pozo 1.

Se realizó un suavizado de las curvas de campo siguiendo a Zohdy (1989) para reducir pequeñas perturbaciones en los primeros tramos de la curva. De esta forma, se procedió sin afectar las mediciones correspondientes a las capas más profundas. Posiblemente, los desvíos se deban a estructuras internas y heterogeneidades de los basaltos sub superficiales.

El método numérico que se implementó para procesar las curvas suavizadas fue una rutina escrita en código FORTRAN por Sharma (2012). El programa permite la interpretación unidimensional de datos de sondeos eléctricos de varios arreglos de electrodos y mejora la técnica de optimización global denominada simulated annealing. El mismo selecciona 10 cortes geoelectricos (modelos) que presentan un error medio cuadrático porcentual (rms%) bajo después de analizar un gran número de modelos dentro de un espacio predefinido.

Resultados y discusión

Los cortes geoelectricos obtenidos presentan 10 capas (Figura 3). La elección se basó en lograr un buen ajuste en la primera parte de la curva y reducir la subjetividad del intérprete en la elección del número mínimo de capas para cada sondeo. Para la interpretación se asociaron las capas que presentaron resistividades similares como un paquete, caracterizando los principales estratos (basaltos, sedimentos y basamento).

El basamento consolidado se corresponde con la última capa presente en los modelos, ya que el mismo debe ser más resistivo, en comparación con las capas inmediatamente superiores.

Según el Pozo 1, el basamento comienza a partir de los 335 m de profundidad. A pesar de que en el perfil de resistividad no se observó un aumento considerable en los valores registrados hasta una profundidad final de 383 m, los modelos propuestos para el SEV 3 presentaron un marcado contraste resistivo a partir de una profundidad mínima de 385 m.

A partir de la cantidad de modelos disponibles, se calcularon los valores estadísticos típicos para la ubicación de las principales interfases. Además, se hizo un promedio del rms% de los 10 modelos de cada uno.

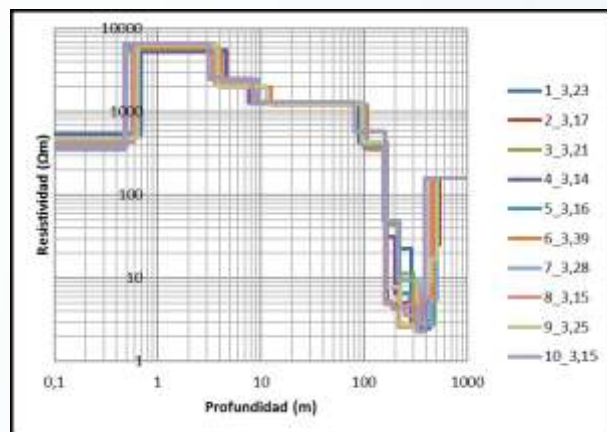


Figura 3: Se observan los 10 cortes geoelectricos correspondientes al procesamiento del SEV 3. A la derecha del gráfico se tiene la referencia de cada modelo y su rms%.

Tabla 1. Valores estadísticos típicos para el SEV 3.

Rms% promedio 3,21				
Profundidad (m)	Prom.	Máx.	Mín.	Des. estándar
Base de los basaltos	93	107	80	8
Techo del basamento	470	533	385	41

Se seleccionó el corte geoelectrico de cada SEV con mínimo rms% y con ellos se armó una sección de resistividades (Figura 4). Debe tenerse en cuenta el margen de error en la estimación de las interfases que refleja la tabla 1.

Se incluyó, próximo al SEV 3 el corte geoelectrico interpretado en base al perfilaje de resistividad del Pozo 1.

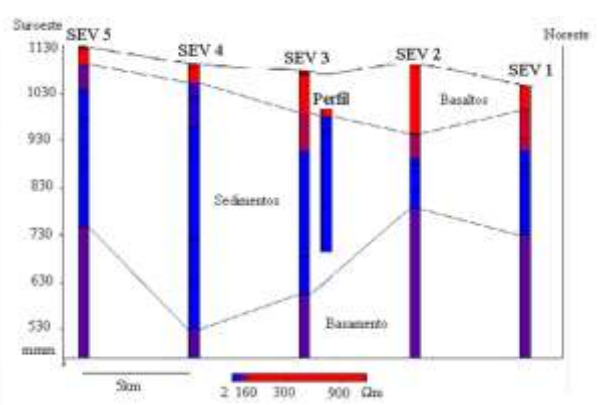


Figura 4: Sección de resistividades

Conclusiones

La dificultad que genera la presencia de las coladas basálticas para los métodos tradicionales de prospección geofísica, pareciera ser superada por el SEV.

El programa VFSA permite realizar una rápida inversión de las curvas de campo y tener a disposición una gran cantidad de posibles soluciones para los datos, lo que permite realizar una estimación de la precisión.

Las discrepancias en la ubicación del basamento en el SEV 3 permite suponer que la perforación pudo haber alcanzado un basamento fracturado y el método eléctrico marcaría la profundidad del basamento consolidado.

Agradecimientos

A YPF S.A. por permitir el uso de los datos.

Referencias

Alanezi, A. y A. Qadrouh, 2013. Determining the Basaltic Sequence Using Seismic Reflection and Resistivity Methods. Open Journal of Geology, Vol. 3 No. 2B, pp.17-21.



-
- Llambías, E. J., G. W. Bertotto, C. Risso y I. Hernando, 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. Revista de la Asociación Geológica Argentina, volumen 67, n.2 pp.278-300.
- Longpia, C.B, P. D. Dakwo y U. A. Lar, 2013. Hydrogeo-Electric Characteristics of Upper River Shemankar Basin, Jos Plateau: A Case Study of Jibam and Environs. Journal of Applied Geology and Geophysics. Vol. 1, 5, pp.47-57.
- Sharma, S.P., 2012. VFSARES-a very fast simulated annealing FORTRAN program for interpretation of 1-D DC resistivity sounding data from various electrode arrays. Computers & Geoscience. Volume 42, pp. 177-188.
- Veeraiah B. y B. Ashok Babu, 2014. Deep Resistivity Sounding (DRS) technique for mapping of sub-trappean sediments — A case study from central India. Journal of Applied Geophysics 105, pp.112–119.
- Zohdy, A. A. R., 1989. A new method for the automatic interpretation Schlumberger and Wenner sounding curves. Geophysics, vol. 54, n°2, pp.245-251.



Corrección de errores de nivelación de datos Aerogeofísicos

O.M. Zambrano¹ y A.M. Gulisano^{1,2,3}

¹ Instituto Antártico Argentino, DNA, Argentina. omzambrano1966@gmail.com

² Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (UBA), Argentina.

³ Instituto de Astronomía y Física del Espacio (UBA-CONICET), Argentina.

Resumen

En el presente trabajo se realiza una mejora a la técnica de correlación línea a línea (line-to-line correlation) para la remoción de errores de nivelación de datos geofísicos obtenidos mediante prospección aérea. Esta técnica, bajo la hipótesis de continuidad y fuerte correlación de los registros de perfiles de líneas de vuelo adyacentes, logra la nivelación mediante la construcción de un filtro funcional mediante una ventana móvil en una dimensión. Se aplica este filtro línea a línea en forma recursiva logrando disminuir los errores de nivelación y ajustarlos en el sentido de los cuadrados mínimos.

Nuestra mejora consiste en la implementación de la técnica mediante la aplicación de filtros n -dimensionales, sobre bases de sucesiones polinomiales ortogonales. El procedimiento utilizado consistió en la generación de datos sintéticos a los cuales se les introdujo errores de nivelación ad-hoc de diferentes características típicas para simular los encontrados en una aeroprospección real. Luego aplicamos la técnica con este método mejorado como si se tratase de datos reales y comparamos con los datos sintéticos sin error de nivelación. Hemos hallado los rangos en que las bases ortogonales de Legendre y Chebyshev mejoran notablemente la estabilidad y resultados de la técnica, respecto de la implementación usando la base canónica.

Luego se ha aplicado la técnica mejorada a un registro aeromagnético real adquirido sobre el área volcánica del Archipiélago James Ross, en el Mar de Weddell, en el extremo nororiental de la Península Antártica, obteniendo un muy buen resultado en la remoción de los errores de nivelación de la prospección. La remoción efectiva de los errores de nivelación resulta de fundamental importancia para lograr obtener, a partir de la inversión de los datos, modelos consistentes y representativos de la realidad geofísica que intenta describirse.

Palabras clave: Nivelación aeromagnética, correlación línea a línea, polinomios ortogonales.

Introducción

La programación de patrones regulares de líneas de vuelo en los relevamientos aerogeofísicos ofrece la oportunidad de realizar correlaciones entre datos de perfiles adyacentes paralelos entre sí. Las últimas técnicas de nivelación propuestas para datos aeromagnéticos se inclinan a evitar el uso de las líneas de cierre como líneas de control para la nivelación (p.ej. Mairing y Kihle, 2006; Huang, 2008; Fan et al., 2016; y citas dentro de estos trabajos), en contraposición a las técnicas de nivelación que fueron desarrolladas en los comienzos de la prospección geofísica aeromagnética (p.ej. Luyendyk 1997; y citas dentro de este trabajo). En una de las técnicas propuestas, Huang (2008) propone un filtro polinomial en base canónica que opera como ventana móvil 1D, realizando correlaciones línea a línea: CLL (line-to-line correlations), estimando recursivamente el error de nivelación en cada línea (y en consecuencia su corrección) como el mínimo valor de la norma euclídea de la

diferencia entre (a): la diferencia entre perfiles adyacentes y (b): el filtro polinomial. El algoritmo del correspondiente método parte de un perfil inicial supuesto libre de errores de nivelación.

En el presente trabajo proponemos para la técnica *CLL*, la utilización de filtros k -dimensionales construidos con los $k+1$ primeros elementos de las bases ortogonales de polinomios de Legendre y de Chebyshev. La estimación del error de nivelación para cada perfil se realiza en (y se define como) la mínima distancia (en norma vectorial) al subespacio generado por las correspondientes bases.

Aplicamos la técnica *CLL* con los filtros propuestos a datos sintéticos (ver Fig.1, Fig. 2 y Fig. 3) y a datos reales (ver Fig. 4 y Fig. 5), y encontramos una remoción altamente efectiva de los errores de nivelación, en contraste con la obtenida cuando se emplea la base canónica (ver Fig. 3). El método resulta estable cuando el número de elementos de la base empleada (base Chebyshev o base Legendre), se encuentra entre 30 y 40, aproximadamente. (ver Fig. 3 y Fig. 4). A su vez, el error relativo que comete el filtro al estimar el error de nivelación, en la región de estabilidad, se encuentra por debajo del umbral del mínimo estadístico aceptable menor o igual al 5%, hecho que no se verifica cuando se aplica el filtro en base canónica.

Materiales y métodos

Para realizar el testeo de la técnica *CLL* con los filtros propuestos, generamos datos sintéticos de anomalías magnéticas a partir del modelo físico-matemático de dipolos magnéticos. Computamos la anomalía de campo total para distintas distribuciones de cuerpos prismáticos, uniformemente magnetizados, con magnetización similar a la observada en las rocas volcánicas básicas (ver Fig.1), con el objeto de simular la configuración del campo producido por cuerpos volcánicos reales. A los datos sintéticos se les introdujo errores de nivelación constante y con deriva (ver Fig. 2), típicos a los observados en una aeroprosección real (Huang, 2008).

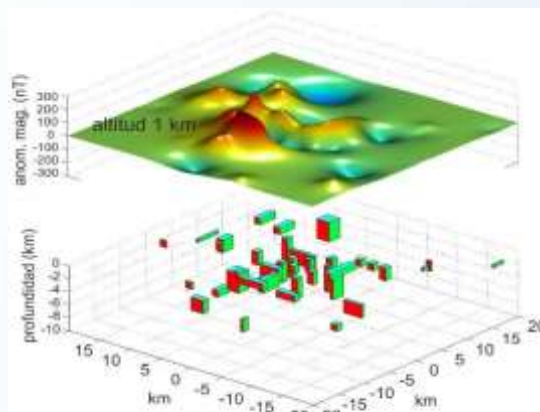


Figura 1: Modelo sintético (a escala kilométrica) de anomalía magnética de campo total generada por una distribución de cuerpos uniformemente magnetizados.

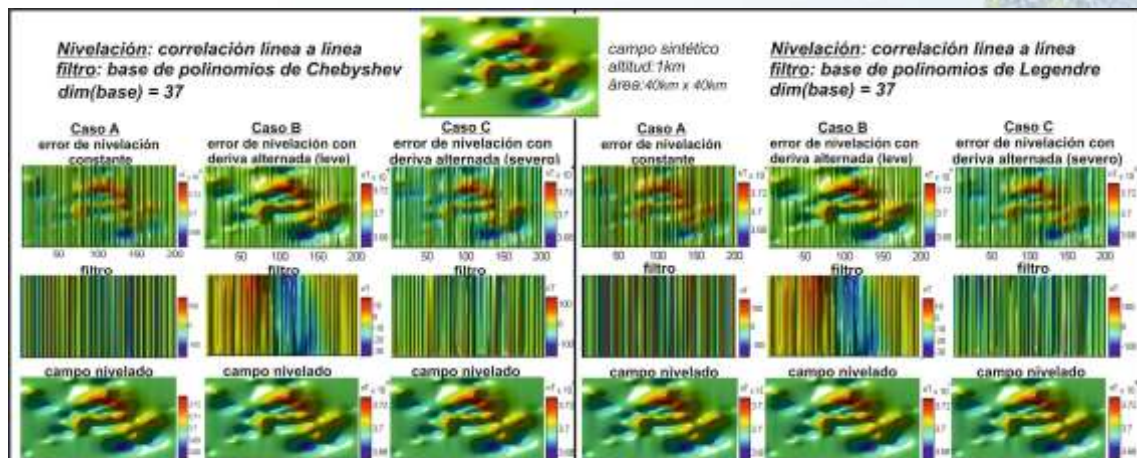


Figura 2: Aplicación del método de nivelación correlación línea a línea: *CLL* (Huang, 2008) en datos sintéticos con errores de nivelación típicos de una aeroprosección real. En este ejemplo, se implementa un modelo de filtro n -dimensional construido por la combinación lineal de los $n=37$ primeros polinomios de la base ortogonal de Chebyshev (a izquierda) y de Legendre (a derecha).

En una segunda etapa testeamos con datos de anomalías magnéticas reales afectadas con errores de nivelación pertenecientes a un registro adquirido sobre el área volcánica del Grupo Volcánico Isla James Ross, en Antártida (ver Fig.4 y Fig. 5).

La técnica CLL fue probada exhaustivamente variando en forma sistemática los distintos parámetros del problema: dimensión de las bases, configuración del campo y tipos de errores de nivelación.

Se realizaron pruebas con campos generados por 10, 20 y 40 cuerpos magnetizados. Se introdujeron ruidos de nivelación de tipo uniforme (con y sin alternancia del signo: 10-100 nT) y con deriva leve (10-15 nT) y severa (50-150 nT). Los ruidos fueron asignados en forma aleatoria a las líneas, modificando su densidad de empaquetamiento en el conjunto. Se muestran algunos ejemplos y resultados en la Figura 2.

Resultados y discusión

En todos los casos sintéticos testeados, los filtros en las bases de Legendre y Chebyshev logran remover el ruido, con un error relativo porcentual inferior al 5%, allí donde el filtro estabiliza su norma (ver Fig. 3). La estabilidad del método se alcanza con bases constituidas por 30 a 40 elementos, aproximadamente. Es en dicho rango donde la nivelación de los datos resulta óptima, tanto cualitativa como cuantitativamente (ver Fig. 2 y Fig. 3).

En base canónica, el rango de estabilidad del método es mayor (desde 1 a 50 elementos de la base), sin embargo la estimación del ruido resulta muy deficiente, con un error relativo porcentual de alrededor del 20%, lo que hace a este filtro muy ineficiente para remover errores de nivelación.

En contraposición, los filtros en las bases de Legendre y Chebyshev separan eficientemente el ruido de la señal, operando con un margen de error relativo óptimo en la región de estabilidad del método menor a 0.05; convirtiéndolos en filtros efectivos y eficientes para remover errores de nivelación (ver Fig. 3).

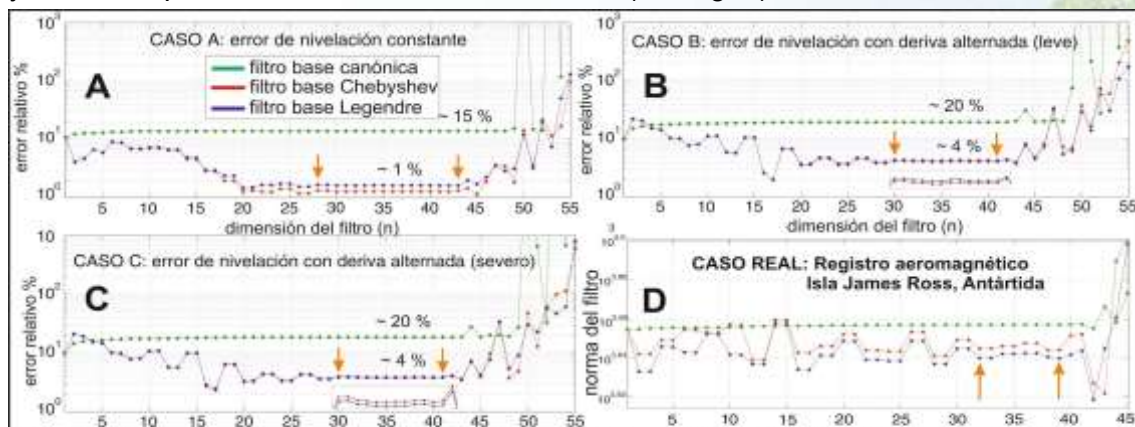


Figura 3: Nivelación por correlación línea a línea (Huang, 2008). A, B y C (Pruebas con datos sintéticos): Representación del error relativo porcentual (en norma 2) que cometen los filtros en base canónica, Legendre y Chebyshev, en función de la dimensión de las respectivas bases. D (Pruebas con datos reales): norma de los filtros en base canónica, Legendre y Chebyshev, en función de la dimensión de las respectivas bases. Las flechas delimitan la región de estabilidad y óptimo alcanzados por los filtros propuestos. Nótese la superioridad de los filtros en base Chebyshev y Legendre, en lo que respecta a la estimación de los errores de nivelación por debajo de un margen estadísticamente aceptable menor al 5 %.

En las pruebas con datos reales no es posible determinar cuantitativamente el error relativo de las estimaciones logradas por los filtros, sin embargo la observación de la variación de la norma del filtro en función de la dimensión de la base revela una clara correspondencia con su error relativo, lo cual nos permite estudiar el comportamiento del filtro a partir de la observación de su norma (ver Fig. 3). En lo que respecta a la efectividad de la remoción de los errores de nivelación, las observaciones visuales con datos reales resulta consistente con las predichas por las pruebas sintéticas (ver Fig.

4 y Fig. 5), al igual que ocurre con el rango de estabilidad del método (ver Fig. 3). En las Figuras 4 y 5 se muestran los resultados de la nivelación que realizamos con datos de una aeroprospección en Antártida (Ghidella et al., 2013; y citas dentro este trabajo). Logramos filtros óptimos con dimensiones 32 a 40 en las bases Chebyshev y Legendre, y una remoción eficiente de los errores de nivelación. Las anomalías magnéticas, de alta frecuencia e intensidad, delatan la presencia de cuerpos volcánicos y subvolcánicos que conforman la estructura del Estratovolcán Haddington en la Isla James Ross, Antártida (ver Fig. 5).

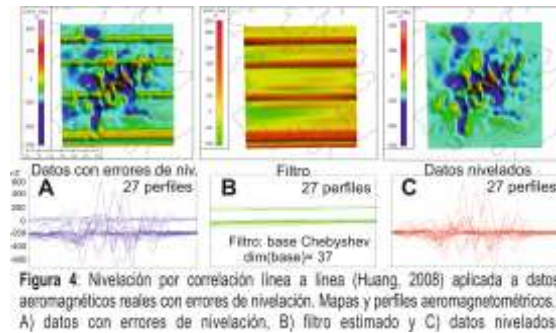


Figura 4. Nivelación por correlación línea a línea (Huang, 2008) aplicada a datos aeromagnéticos reales con errores de nivelación. Mapas y perfiles aeromagnetométricos: A) datos con errores de nivelación, B) filtro estimado y C) datos nivelados.

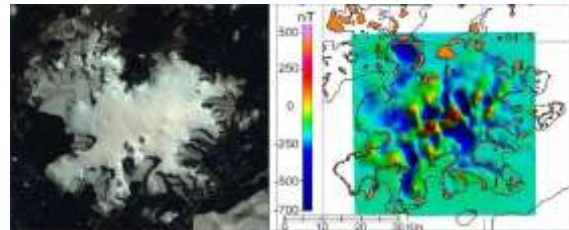


Figura 5: Izq.: imagen satelital de la Isla James Ross, Antártida. El manto glaciar de la isla cubre al Estratovolcán Haddington y a centros efusivos subsidiarios periféricos pertenecientes al Grupo Volcánico Isla James Ross, del Neógeno al Reciente (Ghidella et al., 2013, y citas dentro de este trabajo). Der.: Campo de anomalías magnéticas nivelado y correlación con las unidades volcánicas.

El costo computacional de nuestra implementación es del mismo orden que el de otras técnicas de nivelación polinomial que utilizan filtros con ventanas móviles unidimensionales (ej. Huang, 2008; y citas dentro de este trabajo), y tiene menor costo que las técnicas basadas en ventanas bidimensionales (Fan et al., 2016; y citas dentro de este trabajo) resultando cualitativa y cuantitativamente superior al de las técnicas polinomiales mencionadas.

Conclusiones

En el presente trabajo proponemos una mejora a la técnica de nivelación *CLL* (para nivelación de datos aeromagnéticos) implementando filtros *n*-dimensionales basados en funciones polinomiales ortogonales. Proponemos como filtros, bases construidas por sucesiones finitas de polinomios de Chebyshev y Legendre, y mostramos que dichas bases resultan muy eficientes, tanto cualitativa como cuantitativamente, para remover errores de nivelación.

Agradecimientos

Los autores agradecen al árbitro por sus comentarios que han resultado de gran utilidad.

Referencias

- Fan, Z., L. Huang, X. Zhang, and G. Fang, 2016. An elaborated designed virtual frame to level aeromagnetic data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, Vol. 13. NO. 8.
- Ghidella, M.E., O.M. Zambrano, F. Ferraccioli, J.M. Lirio, A.F. Zakrajsek, T.A. Jordan and J. Ferris, 2013. Analysis of James Ross Island volcanic complex and sedimentary basin based on aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 585, 90-101.
- Huang, H., 2008. Airborne geophysical data leveling based on line-to-line correlations. *Geophysics*, 73, no. 3, F83-F89.



Luyendyk, A.P.J., 1997. Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian & Geophysics*, 17 (2): 31-38.

Mauring, E. and O. Kihle, 2006. Levelling aerogeophysical data using a moving differential median filter. *Geophysics*, 71, no. 1, L5-L11.



Diseño, análisis de costo y comparación de Centrales Termosolares de 30MWe para la Provincia de Buenos Aires

Y.L.B Roa¹, M. F. Montero^{1,2}, J. Fernández Reche³

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. Yelob3@gmail.com

² UTN Facultad Regional La Plata.

³ Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT).

Resumen

El objetivo de este trabajo es el estudio de aquellos sistemas que permiten trabajar con energía solar térmica de alta concentración. Como eje central de nuestra investigación, se decidió abordar el estudio, estimación y diseño de una central termosolar de 30MWe de potencia neta nominal. Entre las tecnologías existentes para dichas centrales, se eligieron dos de ellas para realizar el análisis: Central de Torre y Central de Captadores Cilindro-Parabólicos (CCP), con el objetivo de compararlas y tener un primer resultado sobre la conveniencia de una u otra central en la región de estudio, la cual se ubicaría en el Partido de Luján - Provincia de Buenos Aires.

Para poder realizar la comparación entre las centrales, en una primera instancia, se realizó una estimación analítica del área que ocuparía el campo de captadores cilindros parabólicos y luego se realizó el dimensionamiento a partir del software de acceso libre System Advisor Model (SAM). Dicho software se utilizó también para llevar a cabo la simulación de la central de torre. El resultado de ambas simulaciones se presentó en un trabajo previo en el 2° Congreso de Energías Sustentables en Bahía Blanca 2016. En dicho trabajo se utilizaron como datos de entrada los correspondientes a la Provincia de Buenos Aires aportados por el software, ya que resulta difícil contar con datos de radiación directa y difusa que abarquen por lo menos un año, debido a la escases de mediciones en nuestro país. En este trabajo, para realizar el diseño y dimensionamiento, se contó con datos de RDN aportados por el grupo GERsolar de la Universidad Nacional de Luján y datos meteorológicos aportados por el Departamento de Sismología e Información Meteorología de la FCAGLP, ambos correspondientes al año 2011. Se realizó además, una estimación del costo aproximado que implicaría la instalación de dichas centrales.

A partir de este análisis se observó una cierta ventaja de la Central de Receptor Central respecto a la de Captadores Cilindros Parabólicos, la cual se vio reflejada en una mayor energía anual a lo largo de su vida útil, mayor energía mensual contando o no con almacenamiento térmico y mayor cantidad de horas de producción al año. Como así también un menor costo en su instalación y menor costo en el kWh inyectado a la red.

En etapas posteriores, se elegirán otras tecnologías para llevar a cabo un análisis comparativo determinando eficiencias de prototipos, posibilidades tecnológicas, etc. Se plantea también el estudio de topografía, actividad tectónica del lugar, heliofanía, posibles conexiones de red de agua, etc. para poder instalar este tipo de centrales.

Palabras Claves: Energías Renovables, Centrales Termosolares.

Introducción

Las centrales termosolares son un tipo de tecnología para producir electricidad que se basan en el empleo de espejos que concentran la radiación solar directa a un receptor por el cual circula un fluido. Éste al calentarse transfiere su calor a un sistema que convertirá la energía térmica en electricidad. Este tipo de tecnologías tienen como gran ventaja a un recurso renovable: el Sol (Teske y Leung).

En este trabajo se llevó a cabo el estudio de dos de ellas: Central de Torre y Central de Captadores Cilindro Parabólico (CCP).



Una central de torre utiliza un gran campo de espejos denominados helióstatos para enfocar y concentrar la luz solar en un receptor situado en la parte superior de una torre. Un fluido se calienta en el receptor y se usa para generar vapor que, a su vez, se utiliza en un generador de turbina convencional para producir electricidad (kuntz).

Una Central de CCP se basa en captar la energía del sol usando espejos rectangulares curvados en forma de U, orientados hacia el sol. Éstos concentran la energía en tubos que corren paralelos a lo largo de los espejos situados en la línea focal de los mismos y por los cuales circula un fluido que se utiliza posteriormente para hervir agua en un generador de turbina de vapor convencional que produce electricidad (Arias y otros).

El objetivo de este trabajo fue el de llevar a cabo el diseño y dimensionamiento de una planta termosolar de 30 MWe de potencia neta nominal, tanto para una central de torre como para una central CCP con un rendimiento del bloque de potencia de 41% y 38% respectivamente, con capacidad de almacenamiento de 6 horas, un múltiplo solar de 2 y 700 W/m² de radiación en el punto de diseño. Además para CCP se realizó una estimación analítica del área que ocuparía el campo solar. La región donde situaría el emplazamiento sería en el partido de Luján, ubicado en la Provincia de Buenos Aires-Argentina, cuyas coordenadas son: Latitud: 34.56° S y Longitud: 59.1° W.

Métodos

La estimación de la central de CCP se realizó para una potencia neta de 30 MWe con un rendimiento del 38%, por lo que su potencia térmica nominal fue de 78.9 MWt.

El ángulo de incidencia calculado para la región en cuestión fue $\theta=34.5^\circ$. La orientación elegida para el cálculo fue Norte-Sur, la cual si bien varía mucho de un mes a otro, siendo máxima en verano y mínima en invierno, proporciona anualmente más energía útil que la orientación Este-Oeste.

Para llevar a cabo la simulación de las centrales, se recurrió al software System Advisor Model (SAM), versión 2016.3.14, de libre acceso y el cual ha sido desarrollado por National Renewable Energy Laboratory (NREL), el cual permite realizar una predicción de la producción eléctrica y financiera de diferentes tipos de instalaciones. El programa tiene implementado modelos para dimensionar los cuatro tipos de variantes tecnológicas de energía solar térmica. Resulta necesario conocer las variables meteorológicas del emplazamiento escogido: radiación directa y difusa, temperatura, presión, velocidad y dirección del viento, albedo, entre otras. Cabe destacar que se contaba únicamente con datos de radiación directa y difusa obtenidos del grupo GERsolar de la Universidad Nacional de Luján, siendo las variables meteorológicas restantes aportadas por el Departamento de Sismología e Información Meteorología de la FCAGLP. Además de las variables meteorológicas se deben especificar datos de entrada como ser múltiplo solar, punto de diseño, el fluido a utilizar y sus características, etc.

Para realizar el análisis financiero se han utilizado planillas Excel para ambas centrales, correspondientes al año 2012 proporcionada por NREL, donde se incluyen y se calculan los costos de las mismas a partir de conocidos los de una central de referencia.

Resultados y discusión

De la estimación se obtuvo que el campo solar para la central CCP ocuparía un área de 64.7 has. compuesto por 109 filas paralelas con un total de 4 captadores por fila. Mientras que de la simulación a partir de SAM resultó, para el campo solar, un total de 91.4 has. y la central con todos sus componentes un total de 127.8 has. Para la central de torre en cambio, el campo solar ocuparía un total de 179.2 has, y el área total de la central con todos sus componentes sería de 197.5 has.

En la figura 1 se presenta la energía anual producida por ambas centrales. Dicho

análisis se lleva a cabo a lo largo de la vida útil de las mismas, siendo de 25 años, considerando una tasa de degradación cero. Resulta evidente que la central de torre nos estaría entregando mayor energía a lo largo de su vida útil, superando 70 GWh, que la central de CCP la cual se encuentra por debajo de los 62 GWh.

A modo de comparar mensualmente la energía producida por cada central se expone la figura 2, en la cual se puede observar que la central de torre, durante los meses de Enero y Noviembre la producción supera las 9 GWh y en diciembre los 10 GWh. Esto se debe a la gran proporción de días soleados en estos meses, mientras que para la central de CCP únicamente en el mes de diciembre se supera los 9 GWh.

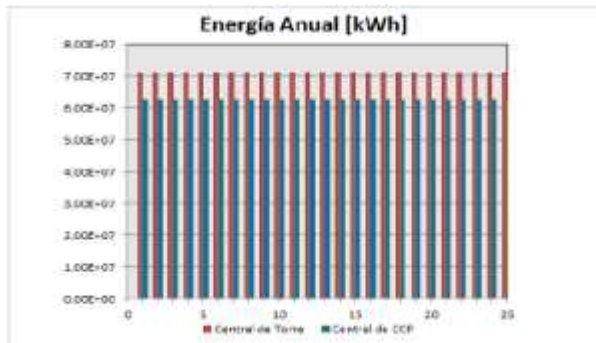


Figura 1: Energía Anual para ambas centrales.

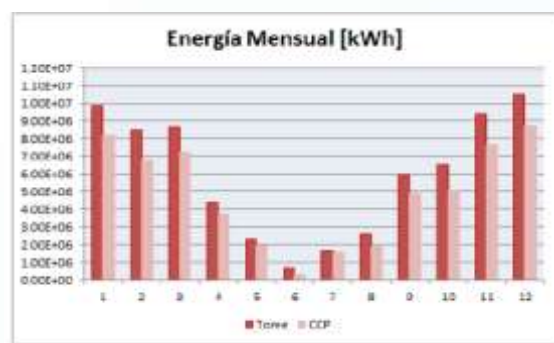


Figura 2: Comparación de la energía mensual entre centrales.

En las figuras 3 y 4 se presentan en azul, la energía mensual si las centrales contaran con 6 horas de capacidad de almacenamiento, y en rojo, sin contar con capacidad de almacenar. Se puede ver no sólo el carácter estacional que presentan, sino también cómo encuentran su producción altamente condicionada a las horas de sol, si no poseen capacidad de almacenamiento. Además, se observa para el mes de junio, que la producción es menor con almacenamiento, esto podría deberse que las pérdidas producidas al almacenar son mayores que lo que está generando la planta probablemente por la baja radiación incidente en este mes.

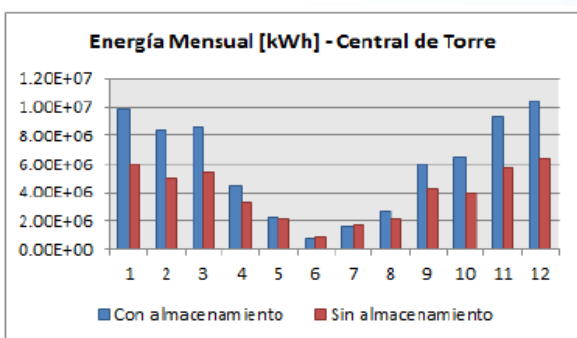


Figura 3: Energía mensual con y sin almacenamiento. Central de Torre.

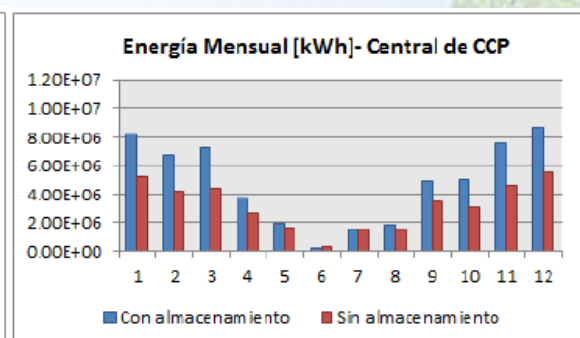


Figura 4: Energía mensual con y sin almacenamiento. Central de CCP.

En la figura 5 se puede ver la potencia neta promedio entregada a la red a lo largo de un año, se observa que, si bien la central de CCP alcanza valores mayores de potencia neta, lo hace una menor cantidad de horas al año en comparación con la central de torre.

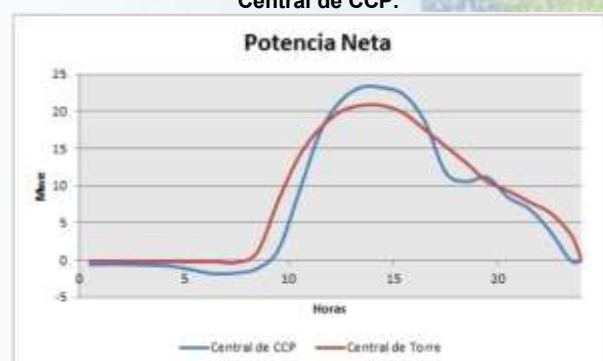


Figura 5: Comparación de potencia neta entre ambas centrales.

Para finalizar, del análisis financiero de los costos obtenidos a partir de SAM para cada central se obtuvieron las figuras 6 y 7, las cuales representan el porcentaje de inversión de cada sistema respecto al total. De estas figuras se observa que el campo solar corresponde al sistema que abarca la mayor parte de la inversión total de las centrales.

Además se obtuvo que el costo final de la electricidad fue de 38.08 ϕ /kWh para la central de CCP y de 36.37 ϕ /kWh para la central de torre, diferencia que se debe a la mayor eficiencia que posee esta última.

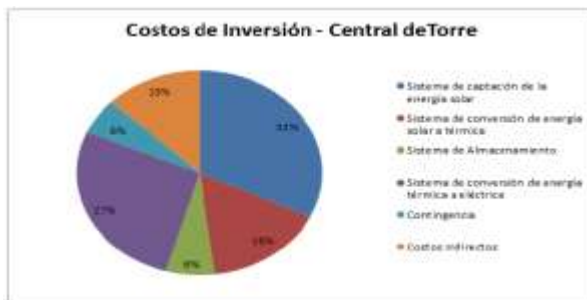


Figura 6: Porcentaje de inversión de cada sistema.
Central de Torre.



Figura 7: Porcentaje de inversión de cada sistema.
Central de CCP.

Conclusiones

De los resultados obtenidos se pudo ver una cierta ventaja para la central de torre respecto a la de CCP. Se obtuvo que, si bien una central de CCP nos estaría entregando una mayor potencia neta, la central de torre lo hace en un lapso mayor traduciéndose en una mayor energía mensual y por lo tanto anual. Dicho resultado era de esperar, dado que las centrales de torre cuentan con una mayor eficiencia respecto a las de CCPs. Además, se puede ver, la fuerte influencia que tienen los datos de entrada a la hora de llevar a cabo este tipo de simulaciones, observándose no solo en la variación estacional que presenta la energía mensual entregada sino también en cómo se encuentra condicionada la producción si no se contara con almacenamiento térmico.

En cuanto al aspecto financiero, la central de torre resulta conveniente en comparación con la de CCP, tanto en su costo de instalación, como en el costo final de la electricidad siendo para esta última 36.37 ϕ /kWh mientras que para la de CCP fue de 38.08 ϕ /kWh. Dado que no se cuenta con plantas de este tipo instaladas en Argentina, y por lo tanto los costos de instalación de dichas centrales resultarían difíciles de conocer, los valores presentados se obtuvieron a partir de las planillas excel proporcionadas por NREL que corresponden a valores de costos de Estados Unidos para el año 2012.

Agradecimientos

Al Grupo GERsolar de la Universidad Nacional de Luján.

Al Departamento de Sismología e Información Meteorología de la FCAGLP.

Referencias

Arias, S., T. Domínguez Aufrán, J.R. Fernández García-Revilla, V. Fernández Quero,

S. G. Garrido, S. Remke, R. Sánchez Martín y E. Zarza Moya. 2012. Guía técnica de la Energía Solar Termoeléctrica. Madrid.

Kuntz Falcone, P. 1986. A handbook for Solar Central Receiver Design. Informe técnico. Sandia Report SAND868009.



Dr. Sven Teske (Greenpeace International) and Janis Leung (ESTELA). Solar Thermal Electricity: Global Outlook 2016.

SolarPACES (Solar Power And Chemical Energy Systems). <http://www.solarpaces.org>

System Advisor Model (SAM) help. <https://sam.nrel.gov/documentation>



Propagación de ondas elásticas en medios fracturados con anisotropía ortorrómbica

A. Sánchez Camus¹, P. Gauzellino¹ y R. Ramos³

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. aarioni@solaer ingenieria.com

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.

³ Facultad de Ingeniería, UNLP.

Resumen

En el presente trabajo se simula la propagación 3D de ondas elásticas usando el modelo de shale fracturada dado por Schoenberg y Helbig. Éste considera la superposición de la matriz de rigidez y de la compliancia de las fracturas, donde el movimiento de apertura o cerrado de las mismas es independiente de movimientos en las direcciones del plano de fractura. Además, los elementos de esta matriz dan cuenta de la densidad y parámetros geométricos de fracturas; por lo tanto, la estimación de la compliancia de las fracturas es relevante en la caracterización del reservorio y el plan de perforación para producción. El modelado se realiza usando Abaqus-CAE que resuelve la ecuación de onda elástica mediante la técnica de elementos finitos e implementando un procedimiento explícito. La validación de los resultados se lleva a cabo comparando con una solución analítica tridimensional.

Palabras clave: Fracturas, anisotropía, ondas sísmicas, elementos finitos.

Introducción

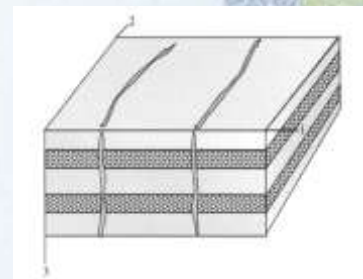
La determinación preferencial de las fracturas naturales presentes en shales mediante métodos sísmicos es un tópico de interés para el desarrollo y producción de estas formaciones que presentan anisotropía intrínseca fuerte.

Schoenberg y Helbig (Schoenberg y Helbig, 1997) presentan las ecuaciones que describen un medio elástico de fracturas paralelas verticales embebidas en un fondo de anisotropía VTI. La extensión del mismo para considerar viscoelasticidad es realizada por Carcione (Carcione y otros, 2012).

El presente trabajo estudia la propagación de todos los modos de ondas permitiendo comprender e interpretar este fenómeno en estos medios complejos a través del desacople de los distintos eventos para los planos de simetría (Tsvankin, 2005 y Tsvankin y Grechka, 2011). Los resultados numéricos son validados con la solución analítica dada por Carcione (Carcione, 2007).

Modelo y propiedades del medio

El modelo de shale fracturada tiene como background un medio de capas finas estratificadas (minerales de arcilla, kerógeno, calcita, etc.) atravesadas por un conjunto de fracturas verticales paralelas. La matriz elástica que describe este tipo de configuraciones geológicas corresponde a un medio ortorrómbico que consta de 9 parámetros independientes y 3 planos de simetría, donde a la matriz del medio VTI se superpone a la compliancia de las fracturas. La compliancia normal al plano de fractura es $Z_n=1/K_n$



($K_n=9C_{11VTI}$) y las compliancias horizontal y vertical tangenciales a la fractura son $Z_h=1/K_h$ ($K_h=2.6C_{66VTI}$) y $Z_v=1/K_v$ ($K_v=4C_{55VTI}$), respectivamente. La tabla muestra los coeficientes de rigidez de estemedio dados en GPa y la densidad dada en kg/m^3 .

C_{11}	C_{22}	C_{33}	C_{44}	C_{55}	C_{66}	C_{12}	C_{13}	C_{23}	ρ
20.70	22.63	13.66	4.60	3.68	5.02	8.28	5.18	5.52	2300

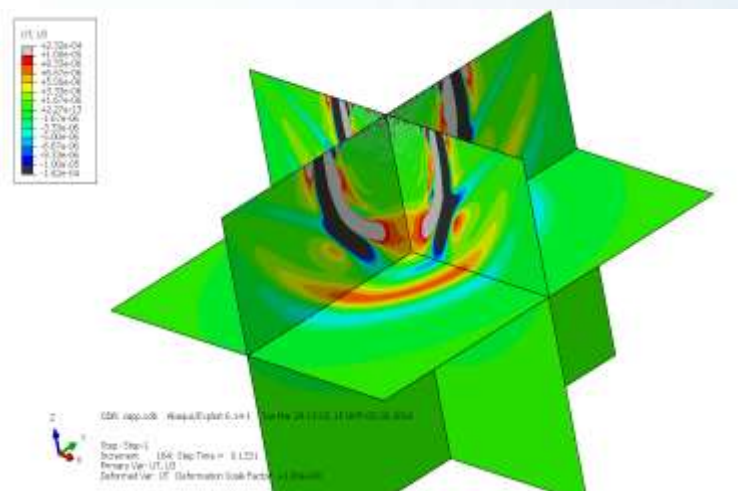
Se destaca que la consideración de medio efectivo es posible porque las alineaciones en direcciones preferenciales están en una escala mucho menor que la escala de las mediciones, que en propagación de ondas corresponde a la longitud de onda sísmica (alrededor de 100 m).

El modelo numérico es un prisma de 700 metros de lado y 500 metros de profundidad, estimulado en superficie con una fuente impulsiva centrada en 30 Hz y en dirección del eje 3 (vertical). La ecuación de onda elástica se resuelve aplicando la técnica de elementos finitos e implementando un procedimiento explícito en tiempo mediante el software Abaqus-CAE (SIMULIA, 2016). Los bordes del dominio equivalen a “bordes rígidos”, debiendo mencionar que el software no permite introducir bordes absorbentes.

Resultados

En las siguientes figuras se muestran un corte tridimensional y sus respectivos planos de simetría para los diferentes frentes de onda a 0.1331 s. La variable graficada es la magnitud de la componente del desplazamiento, U_3 . Además, se dan las velocidades para los diferentes modos de propagación correspondientes a cada plano.

Corte tridimensional:



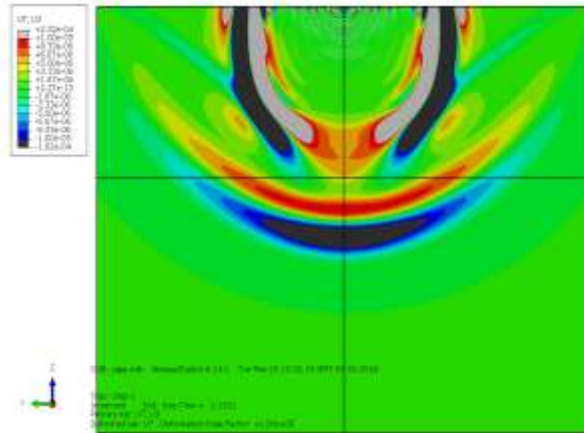


Corte en los tres planos de simetría en el tiempo $t=0.1331$ s.

Plano 2-3:

Velocidades :

- $V_s(0^\circ) = 1477$ m/s
- $V_s(90^\circ) = 1265$ m/s
- $V_{qs}(0^\circ) = 1414$ m/s
- $V_{qs}(90^\circ) = 1414$ m/s
- $V_{qp}(0^\circ) = 2437$ m/s
- $V_{qp}(90^\circ) = 3137$ m/s

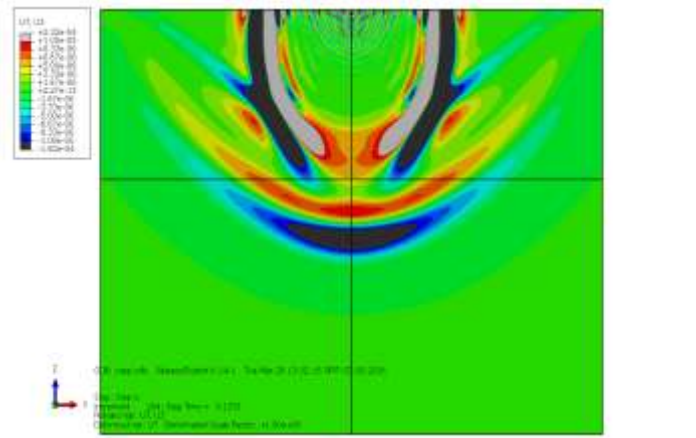


Plano de simetría 2-3 $t=0.1331$ s.

Plano 1-3:

Velocidades:

- $V_s(0^\circ) = 1414$ m/s
- $V_s(90^\circ) = 1477$ m/s
- $V_{qs}(0^\circ) = 1265$ m/s
- $V_{qs}(90^\circ) = 1265$ m/s
- $V_{qp}(0^\circ) = 2437$ m/s
- $V_{qp}(90^\circ) = 3000$ m/s

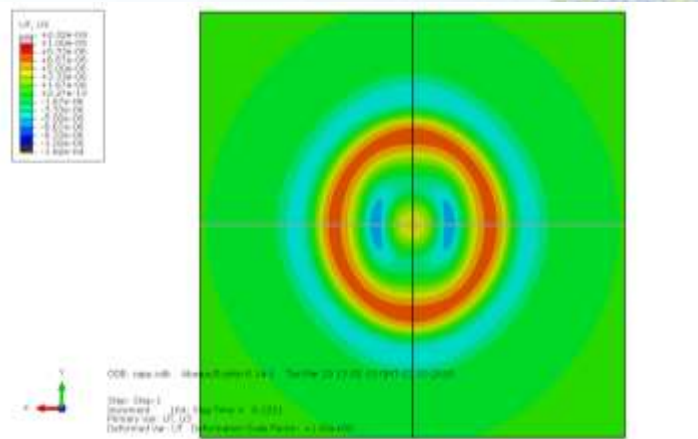


Plano de simetría 1-3 $t=0.1331$ s.

Plano 1-2:

Velocidades:

- $V_s(0^\circ) = 1414$ m/s
- $V_s(90^\circ) = 1267$ m/s
- $V_{qs}(0^\circ) = 1477$ m/s
- $V_{qs}(90^\circ) = 1477$ m/s
- $V_{qp}(0^\circ) = 3137$ m/s
- $V_{qp}(90^\circ) = 3000$ m/s

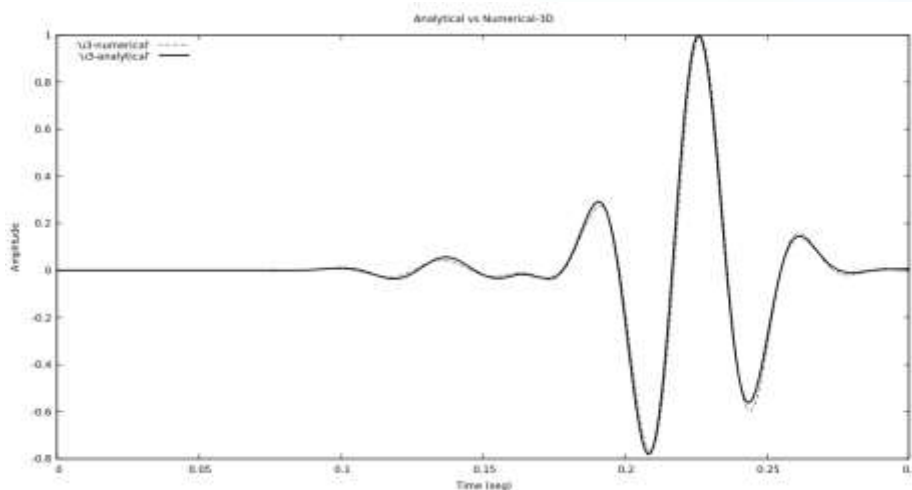


Plano de simetría 1-2 $t=0.1331$ s.



Validación del modelo numérico y conclusiones

Para validar los resultados numéricos se usa la solución analítica de un medio homogéneo VTI (Schoenberg y Helbig, 1997) cuya geometría y función de Green son dadas por Carcione (Carcione, 2007). La siguiente figura muestra el buen ajuste entre ambas respuestas al considerar un receptor ubicado a 300 metros de la fuente. Por lo tanto, se concluye que esta técnica de modelado permite representar diferentes escenarios geológicos y de prospección (sísmica de superficie, sísmica de pozo, sísmica multicomponente, etc.) ayudando a reducir el riesgo y el impacto económico que supone no contar con un modelo de subsuelo preciso a la hora de perforar y desarrollar un yacimiento.



Componente U3 del desplazamiento, respuesta analítica y numérica .

Referencias

- Carcione J. M., ELSEVIER, 2007. Wave Fields in real media: wave propagation in anisotropic, anelastic and porous media.
- Carcione J. M., Santos J. E. y Picotti S, 2012. Fracture-Induced Anisotropic Attenuation, Rock Mech. Rock Eng., 45: 929-942.
- Schoenberg M. y Helbig K., 1997. Orthorhombic media: modeling elastic wave behavior in a vertically fractured earth, Geophysics 62:1954–1974.
- SIMULIA – Abaqus-CAE, 2016. Documentación propia del software de elementos finitos.
- Tsvankin Ilya, ELSEVIER, 2005. Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media.
- Tsvankin Ilya y Grechka Vladimir, 2011. 17 Geophysical References Series, Society of Exploration Geophysicists. Seismology of Azimuthally Anisotropic.



Análisis petro-elástico de velocidades P y S en muestras de la formación Vaca Muerta

Claudia L. Ravazzoli^{1,2}, Gonzalo Blanco¹ y Juan C. Soldo³

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísica, UNLP. claudia@fcaglp.unlp.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET, Argentina.

³ YPF Tecnología S.A

Resumen

La formación Vaca Muerta es una de las principales rocas madre en la cuenca Neuquina, la que durante los últimos años ha cobrado gran notoriedad y relevancia como reservorio para la producción de hidrocarburos no convencionales. La misma está constituida por sedimentitas marinas tipo shales, denominadas margas bituminosas, debido a su alto contenido de materia orgánica.

Con el fin de lograr una completa caracterización de estos reservorios, la empresa YPF realizó a partir de 2010 estudios petrofísicos, mineralógicos, geoquímicos, geomecánicos y ultrasónicos sobre un conjunto de muestras de tal formación, extraídas a partir de testigos de pozos. Asimismo, efectuaron análisis PVT para la tipificación de los fluidos del reservorio a la temperatura y presión in situ. La integración de tal conjunto de datos para la calibración de modelos de física de rocas apropiados para estos ambientes constituye la principal motivación de este trabajo.

Esta temática ha despertado el interés de numerosos autores quienes han propuesto diversos modelos físicos y workflows para representar el comportamiento elástico de estos medios, los que por lo general exhiben anisotropía transversal. Los diferentes modelos tienen el fin de relacionar los parámetros de interés en estos ambientes con las magnitudes observables, tales como velocidades sísmicas, densidad, impedancias elásticas y reflectividades.

En el presente trabajo se testean diferentes teorías de medios elásticos y poroelásticos efectivos, integrando la información disponible a los modelos. Considerando la hipótesis de isotropía como primer aproximación, el objetivo consistirá en comparar el grado de ajuste de las velocidades medidas en laboratorio sobre un conjunto de muestras seleccionadas (correspondientes a un mismo pozo), para los diferentes modelos.

Como resultado de este análisis se espera correlacionar los errores resultantes de las distintas aproximaciones con la fracción orgánica y de arcillas de las distintas muestras. Asimismo, se analizará la factibilidad de establecer un valor de porosidad crítica razonable para el intervalo en estudio

Palabras clave: física de rocas, modelado, hidrocarburos no convencionales.

Introducción y motivaciones

Como ya se mencionó, el objetivo central de este trabajo consiste en la utilización de herramientas de modelado para resolver uno de los problemas más relevantes de la física de rocas actual: la determinación de parámetros elásticos y velocidades en rocas reservorio no convencionales, con contenido multimineralico, orgánico y fluidos porales. Si bien se han propuesto diferentes modelos y flujos de trabajo para modelar el comportamiento de rocas de este tipo en reservorios de todo el mundo, hasta donde sabemos, el problema de la construcción y ajuste de un modelo de física de rocas para la formación Vaca Muerta no ha sido realizado hasta el momento. Esto constituye la



principal motivación del presente trabajo, en el que mostramos los modelos *preliminares* que lograron mejor ajuste.

Datos disponibles

Con tales objetivos vamos a utilizar un conjunto de datos experimentales obtenidos en los laboratorios Weatherford (E.E.U.U.) sobre un conjunto de siete muestras de las margas bituminosas de la Formación Vaca Muerta, tomadas de un mismo pozo de la empresa YPF, cuya locación y denominación no se especifica por confidencialidad. Las mismas abarcan un intervalo de profundidades de 30 metros. Se cuenta con la siguiente información:

- Velocidades ultrasónicas P y S, medidas bajo presión de confinamiento y presión poral atmosférica,
- Fracciones mineralógicas de masa por difracción de RX, lo que arrojó que las muestras están compuestas principalmente por minerales de arcilla, carbonáticos y otros (cuarzo, feldespato, etc.), cuyas fracciones volumétricas convertidas se muestran en la Figura 1.
- Carbono orgánico total por experimentos de pirólisis. Dichos valores, convertidos a fracciones volumétricas de querógeno (según procedimiento de Vernik y Landis, 1996) se ilustran en la Figura 1.
- Densidades de masa.
- Propiedades de los hidrocarburos a partir de análisis PVT: gravedad API del petróleo y gravedad específica del gas.
- Propiedades petrofísicas: porosidad, obtenida por porosimetría de Helio (ver Figura 1), permeabilidad y saturación de agua, gas y petróleo.

Cabe mencionar que existe cierta incertidumbre en cuanto a la descripción mineralógica exacta de un par de muestras, habiéndose aproximado con la más cercana en profundidad. Asimismo no se dispone de información que asegure que las saturaciones determinadas en el estudio petrofísico se haya conservado al momento de medir las velocidades. Tampoco se reportan datos sobre la salinidad del agua de formación.

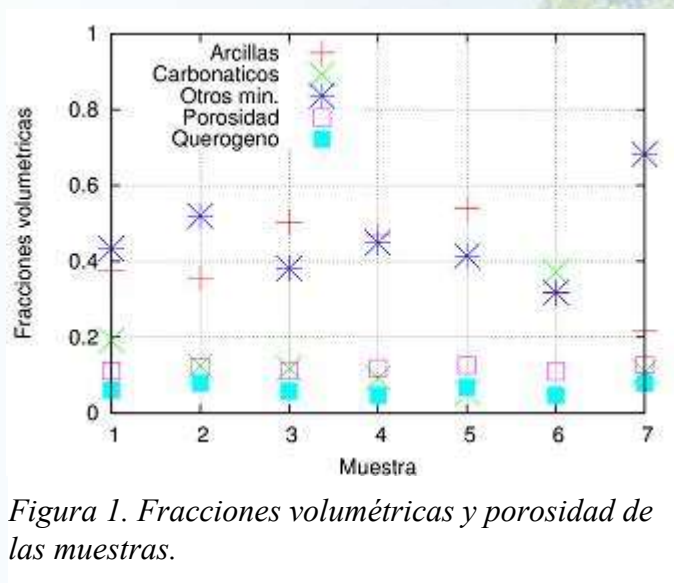


Figura 1. Fracciones volumétricas y porosidad de las muestras.

Modelos e hipótesis

Con el propósito de lograr el ajuste de las velocidades ultrasónicas medidas en laboratorio hemos realizado ciertas hipótesis. Si bien es sabido que las margas de Vaca Muerta presentan cierto grado de anisotropía, en el presente análisis trabajaremos bajo la aproximación isótropa, debido a que sólo contamos con mediciones de velocidad para propagación unidimensional.

Las propiedades de los hidrocarburos (módulo de volumen y densidad) se estimaron usando la calculadora on-line del proyecto CREWES, basada en las ecuaciones semiempíricas de Batzle y Wang (1992), a la temperatura y presión del laboratorio. Para el agua de formación se adoptan valores estandar.

Por simplicidad no se incluyen efectos disipativos ni dispersivos en los modelos. Sin embargo los resultados actuales podran exenderse mediante teorías viscoelásticas y/o poroelásticas adecuadas. Se supone que las dimensiones características de las heterogeneidades de las muestras son inferiores a las longitudes de las ondas ultrasónicas empleadas en las mediciones (del orden de centímetros). Esta hipótesis es razonable teniendo en cuenta el diminuto tamaño de los poros y minerales de las rocas en estudio.

Para ajustar las velocidades medidas se utilizaron dos enfoques:

1. Teorías de medio efectivo (TME): promedios de Voigt-Reuss-Hill (VRH), y Hashin Shtrikman (HS), asignando valores de tablas a los parámetros físicos de cada mineral, querógeno y fluidos (Mavko et al. 2009).

2. Modelos poroelásticos (MP): estos requieren modelar la *roca vacía* mediante un proceso de *calibración*, y a posteriori incluir el efecto de los fluidos porales. La secuencia de trabajo fue la siguiente:

2.1 a partir de los valores medidos de V_p, V_s y densidades se determinan los módulos de corte μ_m y de volumen saturado (dinámicos) K_c .

2.2 Se calculó el promedio de Reuss del fluido multifásico efectivo K_f y se estimó el módulo de volumen de la matriz K_m de los datos, mediante la ecuación inversa de Gassmann (Mavko et al. 2009),

2.3 mediante el promedio elástico de VRH para minerales y querógeno se determinan los coeficientes efectivos de los granos K_s, μ_s .

2.4 Opción 1: se ajustó un modelo de Porosidad Crítica (Mavko et al. 2009), a los valores de K_c y μ_m de los datos por mínimos cuadrados. El parámetro de ajuste es la porosidad crítica ϕ_c , umbral teórico por debajo del cual los sedimentos pasan de ser una suspensión para constituir una roca.

Opción 2: se ajustó un modelo de Krief et al. (1990) a dichos valores, donde el parámetro de ajuste es el exponente A .

2.5 Finalmente para calcular las velocidades sintéticas se utilizan las ecuaciones de Gassmann (Mavko et al., 2009) para modelar el módulo de volumen saturado y la densidad de masa de cada muestra.

Resultados y discusión

Se muestran los resultados logrados sólo con los modelos poroelásticos, dado su mejor ajuste comparado con las TME. En las Figuras 2 y 3, se comparan las velocidades medidas en laboratorio y las estimaciones del modelo de Porosidad Crítica combinado con Gassmann (*modelo PC-G*) y de Krief-Gassmann (*modelo K-G*), resultando muy similares. Cabe destacar que la *porosidad crítica para esta shale resultó $\phi_c=0.224$ y el exponente de Krief resultó $A= 5.33$* . El promedio de los errores porcentuales de desajuste para el modelo PC-G fue de 4.56% para V_p y de 1.85% para V_s mientras que para K-G fue de 4% para V_p y 2% para V_s . El modelo de Hashin-Shtrikman arrojó errores significativamente mayores en todos los casos.

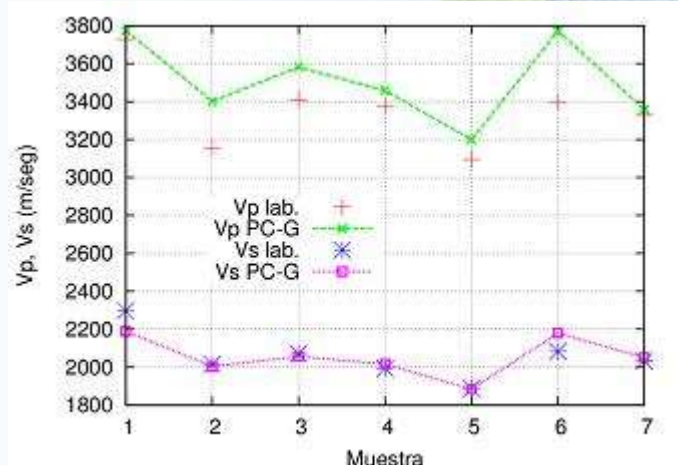


Figura 2. Velocidades P,S medidas y ajustadas con el modelo de Porosidad Crítica-Gassmann.



Conclusiones

Se procedió a la integración de un conjunto de datos de laboratorio para la calibración de modelos de física de rocas para la formación **Vaca Muerta**. Se determinó mediante ajuste numérico de un valor de porosidad crítica, cuya significación petrofísica aún es motivo de investigación. Por otro lado, cabe destacar que el exponente de Krief calculado es muy consistente con los valores hallados para otros reservorios no convencionales estudiados (Carcione et al., 2011). La calidad de los ajustes logrados (aún con ciertas limitaciones), permite concluir la conveniencia de adoptar el enfoque poro-elástico para el modelado, línea a profundizar en trabajos futuros.

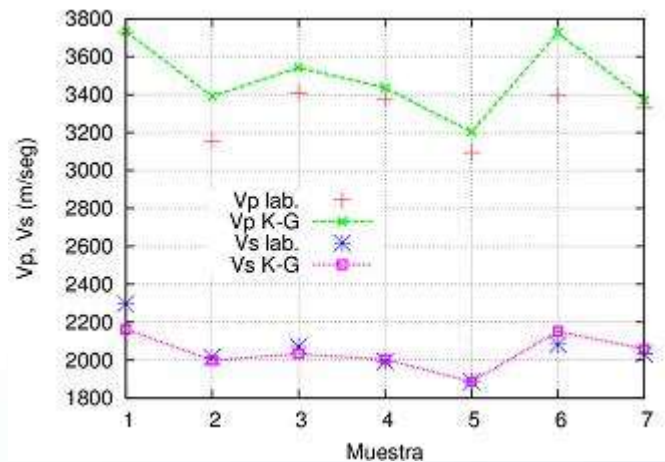


Figura 3. Velocidades P,S medidas y ajustadas con el modelo de Krief-Gassmann.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la empresa Y-TEC por proveer y permitir la utilización de los datos.

Referencias

- Batzle, M. and Wang, Z., 1992. Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, 57, 1396–1408.
- Carcione, J., Helle, H. and Avseth, P., 2011. Source-rock seismic-velocity models: Gassmann versus Backus: *Geophysics*, 76 (5), 1-9.
- Krief, M., Garat, J., Stellingwerff, J., and Ventre, J., 1990. A petrophysical interpretation using the velocities of P and S waves (full-waveform sonic). *Log Analyst*, 31, 355–369.
- Mavko, G, Mukerji, T and Dvorkin, J., 2009. "The Rock Physics Handbook" 2nd Edn. Cambridge University Press, New York.
- Vernik, L. and Landis C., 1996. Elastic anisotropy of source rocks: Implications for hydrocarbon generation and primary migration: *AAPG Bulletin*, 80, 531–544.



Perfil estructural al Norte de la Sierra de San Luis basado en métodos potenciales

D. Ortiz¹ y R. Christiansen^{1,2}

¹ Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. UNSJ. dianaagostinaortiz@gmail.com

² CONICET-Instituto Geofísico Sismológico Volponi.

Resumen

Con el objetivo de aportar al conocimiento estructural cortical y contribuir a la comprensión de la evolución tectónica del sector norte de la Sierra de San Luis se realizó una campaña gravi-magnetométrica entre los paralelos 33° y 32° S y los meridianos 65° y 66° O. Esta área pertenece a la provincia geológica de Sierras Pampeanas.

Se procesaron las 141 estaciones medidas y se obtuvieron los mapas de anomalías de Bouguer y magnéticas de la zona. Para el caso gravimétrico se realizaron correcciones por deriva instrumental, topografía y curvatura terrestre mientras que para los datos magnéticos las correcciones fueron por variaciones diurnas. Se propuso como método de filtrado Continuación Analítica Ascendente con el objeto de distinguir entre anomalías regionales y residuales.

Se extrajeron dos perfiles teniendo en cuenta la desviación estándar que entrega el proceso de grillado de los datos y luego se analizaron las soluciones agrupadas de Señal Analítica así como también las propuestas por el método de Werner. Estas permitieron determinar los contactos entre las distintas formaciones y la base de la formación san Luis.

Finalmente se realizó un ajuste por inversión de los datos y se modeló un perfil geológico de 96km, transversal a las estructuras principales. Para esto se tuvo en cuenta medidas de susceptibilidad magnética adquiridas in situ y determinaciones de densidad volumétrica de rocas en el laboratorio.

Palabras clave: Gravedad, magnetismo, Sierras de San Luis, inversión

Introducción

La Sierra de San Luis se encuentra en el sector septentrional de la provincia de San Luis, extendiéndose desde la Ciudad de San Luis en su extremo suroccidental hasta la localidad de Lafinur en su extremo nororiental. Perteneciente a la provincia geológica de Sierras Pampeanas, cuenta con aproximadamente 160 km de extensión y 80 km de ancho. (Ortiz Suárez y otros, 2012)

Para la realización del presente trabajo se utilizaron dos métodos ampliamente conocidos para la exploración de yacimientos y estructuras. Estos se basan en las propiedades del campo potencial gravitatorio y magnético.

Ambos métodos son considerados métodos potenciales. Son métodos pasivos, es decir, miden campos naturales. Los valores de gravedad y magnéticos reducidos adecuadamente se disponen luego en un mapa o perfil, obteniéndose así una representación gráfica de las anomalías la cual mostrará la superposición de varios efectos: rasgos estructurales regionales o profundos con variaciones asociadas a

largas longitudes de onda, y estructuras geológicas locales o someras de corta longitud de onda.

Materiales y métodos

El trabajo de campo consistió en la medición de una red irregular de puntos gravimagnéticos, espaciados 600m, abarcando la zona de estudio que comprendió un recorrido de aproximadamente 96 km. El perfil de medición y el espaciamiento de las estaciones permitió obtener información acerca de los primeros 6km de profundidad cortical, para poder establecer la disposición de las estructuras en esta zona. Para las mediciones de gravedad se utilizó un gravímetro Lacoste & Romberg Romberg modelo G-981 perteneciente al Instituto Geofísico Sismológico Ing. Fernando Volponi, y para las mediciones de magnetismo se empleó un Magnetómetro Overhauser GSM-19. A lo largo del perfil se tuvieron en cuenta también medidas de susceptibilidad magnética adquiridas in situ y toma de muestras de rocas de los afloramientos para posteriores determinaciones de densidad volumétrica en el laboratorio.

Tanto los datos gravimétricos como magnéticos adquiridos pasaron previamente por una serie de procesos los cuales permitieron obtener las anomalías correspondientes y realizar la interpretación. Entre las correcciones aplicadas a los datos gravimétricos se encuentran la Corrección de Aire Libre, la Corrección de Bouguer y la topográfica. Por su parte a los datos magnéticos se le aplicó la corrección diurna. El proceso de filtrado aplicado que determina en forma considerable el resultado final fue Continuación Analítica Ascendente, el cual calculó el campo potencial a una altura h sobre la superficie de medición, atenuando las anomalías con respecto a la longitud de onda y suavizando el efecto de cuerpos superficiales o de corta longitud de onda. Los datos fueron analizados con el programa Oasis Montaj de Geosoft.

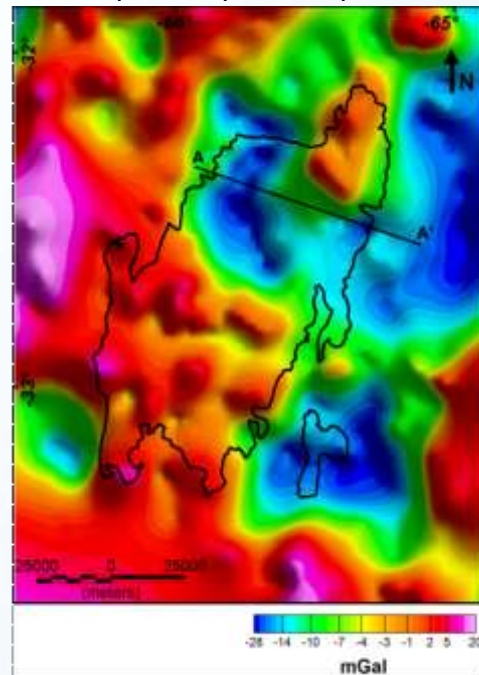


FIGURA N°1 Mapa de Anomalía Residual de Bouguer. En trazo negro el contorno de la Sierra de San Luis

Resultados y discusión

En la figura 1, se observa el mapa Anomalía de Bouguer residual utilizando continuación analítica Ascendente para un $h = 25$ km. El mismo denota un Mínimo marcado en el sector Norte de la Sierra, indicando la presencia del Batolito Las Chacras y, el cual es atravesado por el perfil A-A' y fuera de la Sierra en el sector Norte de la misma, el granito el Hornito. El mínimo que se muestra en el sector sur del mapa y fuera de la Sierra se corresponde con el granito El Morro. Por su parte, los máximos del sector Sur de la Sierra denotarían la presencia de cuerpos máficos y ultramáficos de alta susceptibilidad.

Se analizaron las soluciones obtenidas a partir de Señal Analítica y Werner. Estas técnicas permiten resaltar las anomalías de campo potencial producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda. Se utilizaron ventanas con longitudes que van de 3km a 18km para asegurar tener por lo menos 7 datos por ventana.

El modelado conjunto de datos magnéticos y gravimétricos permitió un ajuste por inversión de los datos calculados a los observados (figura 2-a y b). En la figura 2-d pueden observarse las soluciones propuestas por el método de Werner. Este método remarca la presencia de cuerpos máficos, así como también el contacto entre varias unidades. Un gran número de soluciones fueron determinadas para el contacto entre los esquistos (3) y migmatitas (5) de la Formación Conlara y la presencia de los granitos (8) emplazados en esta última.

Por su parte en Señal Analítica se realizó una agrupación de las soluciones obtenidas. En la FIGURA N°2-c se observan dichas soluciones denotando la presencia de las tonalitas (4) y nuevamente el contacto entre migmatitas (5) y esquistos (3) de la Formación Conlara.

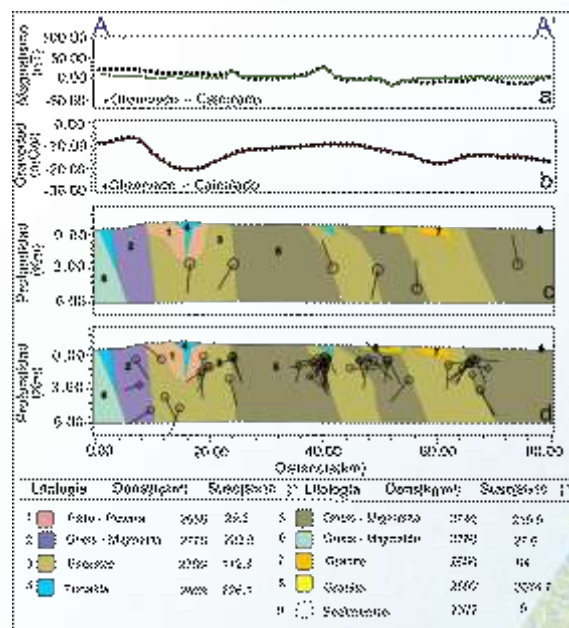


FIGURA 2 Modelo geológico 2D de datos magnéticos y gravimétricos, a la izquierda del perfil A-A', de soluciones agrupadas obtenidas a partir de Señal Analítica y de Soluciones de Werner

Conclusiones

La Deconvolución de Werner fue diseñada para la búsqueda en la interpretación magnética automática de variación de pendientes y curvaturas a partir del análisis del campo magnético total y su gradiente horizontal sin asumir algún tipo de cuerpo. (Miranda et al., 2009). Como resultado, permitió dar una aproximación de la ubicación horizontal, profundidad, contraste de susceptibilidad y geometría de las estructuras que forman la Sierra de San Luis. Este método junto al modelado conjunto permitió delimitar con gran detalle la geometría de las rocas del basamento el área de estudio estableciendo así que la misma está conformada por el Complejo Metamórfico Conlara(CMC)(3 y 5), Complejo Metamórfico Pringles(CMP) (2) y Complejo Metamórfico Nogolí (6) . Estos afloran en fajas meridianas y los contactos entre ellos son principalmente tectónicos mediante zonas de cizalla dúctil de dirección NE-SO. Sobre la misma, se emplazan una serie de cuerpos magmáticos que pudieron ser detectados en la confección de mapas de Anomalías y se observan en el modelado.

Agradecimientos

Al Instituto Geofísico Sismológico Volponi-UNSJ (IGSV) por la disposición al préstamo de los equipos utilizados y de sus instalaciones y al Departamento de



Geofísica y Astronomía de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la UNSJ.

Referencias

Miranda, S., 2009. Apunte de Cátedra de Gravimetría y Magnetometría de la licenciatura en Geofísica-UNSJ. UNSJ

Ortiz Suárez, A.; M,A.; E.E.; M,B.; CC,A. Y R,G., Rocas de basamento de la Sierra de San Luis. Escuela de campo de Eduardo Llambías.



Adquisición y análisis de filtrado de sísmica multicomponente 3C en la estructura de Colônia, São Paulo, Brasil

Oksana Bokhonok¹ y R. L. Prado¹

¹ Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, SP, Brasil. oksana.bokhonok@iag.usp.br

Resumen

Fueron adquiridos los datos de sísmica multicomponente (3C) superficial en el área de cráter de Colônia, localizada en la región de Parelheiros, ciudad de São Paulo, Brasil. Se observó la variación en las características de ruido presente asociado al cambio en las propiedades del terreno donde fue colocada la línea 2D. Las componentes vertical y horizontales fueron procesadas por separado. Mientras que en la componente vertical los filtros fueron aplicados en el conjunto de tiro común, las componentes horizontales son analizadas en el conjunto de receptor común. El filtrado de la componente vertical usando filtro FK y filtro de Harlan ayuda en la separación del ruido y el dato de interés. Solamente se aplicó el filtro Pasa Banda y filtro FK en las componentes horizontales, debido a la dificultad de observar la presencia de las ondas convertidas y/u onda S. Para realizar el procesamiento de dato adquirido, se utilizó software libre Seismic Unix.

Palabras claves: sísmica multicomponente, Harlan, Seismic Unix.

Introducción

No en todos los casos la implementación del método de reflexión de la onda P trae información suficiente para describir la subsuelo. La fuerte atenuación de la onda P en los sedimentos parcialmente saturados por agua o gas, o la fuerte reflexión debida a nivel freático, son algunas de las causas por las cuales la iluminación de interfaces subyacentes se ve perjudicada o imposibilitada (Haines y Ellefsen, 2010). La adquisición de campo de ondas más completo, por ejemplo combinando ondas PP y PS, puede resultar de gran utilidad en estos casos (Stewart et al., 1999).

El hecho de que la implementación de sísmica multicomponente es muy reciente en los estudios hidrogeológicos y geotécnicos, se requiere realizar mayor cantidad de estudios implementando la metodología para establecer sus posibles ventajas y/o limitaciones. Con tales fines, se propuso realizar una adquisición de sísmica multicomponente dentro de estructura de Colônia (Riccomini et al., 2011), localizada en la región de Parelheiros, ciudad de São Paulo, estado de São Paulo, Brasil (Figura 1). Siendo las coordenadas geográficas del centro de la estructura 23°52'27"S y 46°42'36"O.

Materiales y métodos

La generación de ondas convertidas es basada en la conversión parcial de la energía incidente sobre una interface. Las ondas convertidas PS son originadas cuando parte de energía de onda P incidente sobre una interface es reflejada como onda S. Como la velocidad de las ondas P y S es diferente, se produce variación en el punto de reflexión común, dependiente de la profundidad. Este desplazamiento del punto de reflexión hacia el receptor puede generar desafíos a la hora de procesar los datos multicomponentes (3C) (Hardage et. al., 2011).

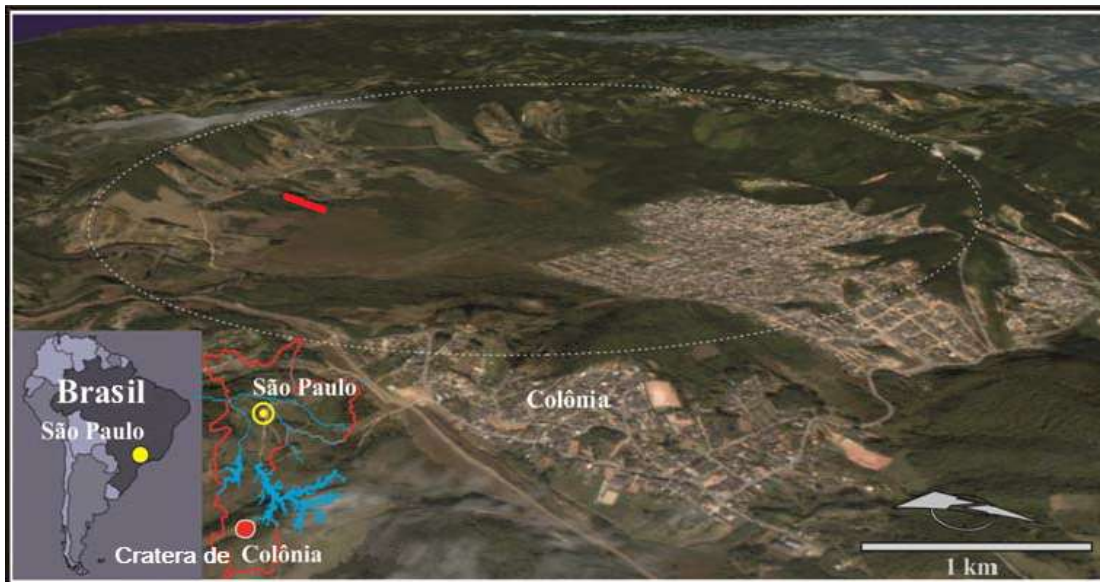


Figura 1: Aspecto morfológico del crater de Colônia. El círculo punteado delinea anillo externo colinoso de la estructura. La línea roja indica el lugar de adquisición de sismica multicomponente (Modificado de Velázquez et al., 2013).

Para adquisición de una línea 2D de sismica de reflexión multicomponente (3C), fueron usados 48 geófonos de tres componentes de 10Hz, 6 sismógrafos Geode de Geometrics de 24 canales y un martillo de 6 kg como fuente. Parámetros de adquisición determinados a partir de análisis de ruido fueron: 2 metros entre geófonos, 2 metros entre los tiros, offset mínimo de 24 metros, offset máximo de 164 metros, el intervalo de muestreo temporal de 0.5 ms. Para realizar el procesamiento de dato adquirido, se utilizó software libre Seismic Unix (Stockwell & Cohen, 1998).

Resultados y discusión

Fueron adquiridos 238 metros de sismica multicomponente en el cráter de Colônia, con la línea orientada hacia el centro geométrico de la estructura y en el sentido del mismo (Figuras 1 y 2). La colocación de la línea se vio afectada por la presencia de un canal artificial, debido al cual se saltaron dos estacas. La superficie del terreno sufre un cambio significativo antes y después del canal, pasando de un suelo seco, compactado y con presencia de raíces de árboles a un suelo húmedo, con presencia de tubérculos, escombros y raíces de arbustos. Al final de la línea se observa un espacio abierto y semi-pantanosos. Los cambios en las cualidades del terreno se ven

de tubérculos, escombros y raíces de arbustos. Al final de la línea se observa un espacio abierto y semi-pantanosos. Los cambios en las cualidades del terreno se ven reflejadas en la disminución en la relación señal/ruido y aumento de la longitud de

onda de la señal recibida al otro lado del canal. Además de aumento en la cantidad de ruido no coherente hacia el final de la línea, también se observó presencia de aliasing en las ondas superficiales.

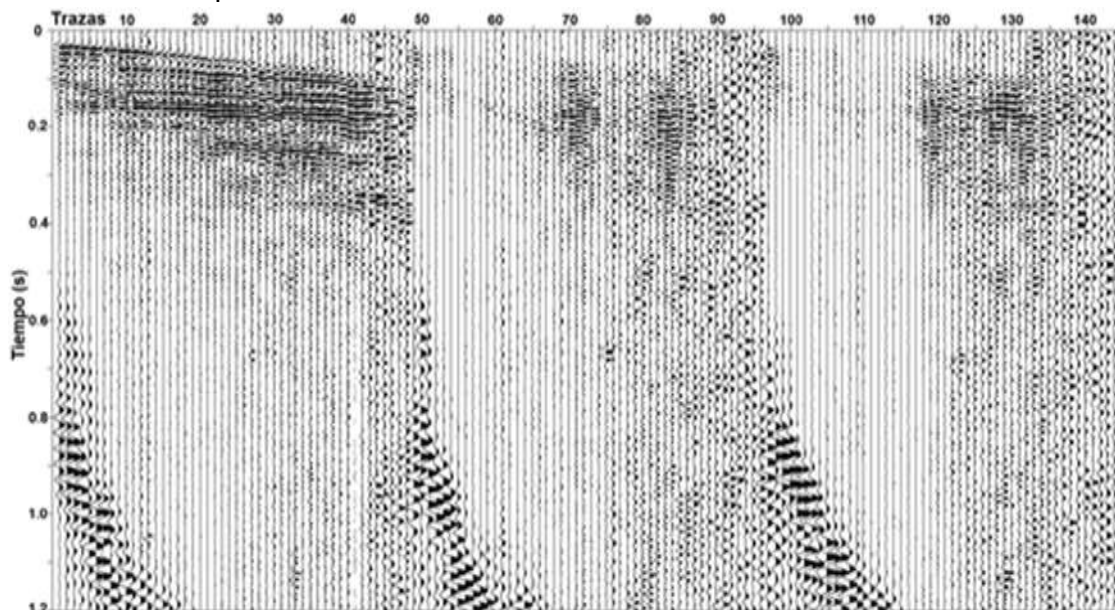


Figura 2: Sismograma de las componentes V, H1, H2 respectivamente.

Los niveles de dificultad en el filtrado de dato varían, entre poder separar el dato del ruido coherente y no coherente usando únicamente el filtro pasabandas (PB), a no conseguir un resultado satisfactorio usando filtros PB, FK y de Polarización, llegando a tener artefactos debidos principalmente al aliasing de las ondas superficiales. Una vez realizados los paneles de frecuencias para el filtro PB, fue elegido y aplicado el filtro con parámetros $f = 25\text{Hz}, 30\text{Hz}, 140\text{Hz}, 165\text{Hz}$ (*sufilter* de Seismic Unix). Luego se propuso realizar un filtrado combinado de dos filtros 2D, filtro FK (*sudipfilt* de Seismic Unix) y el filtro de Harlan (*suharlan* con transformación lineal de Seismic Unix), siendo que el primero es basado en las velocidades y el segundo en el teorema de límite central, explorando características no-gaussianas de la señal (Harlan et al., 1984). Se ha observado que aplicando primero el Filtro FK y luego el filtro de Harlan en el conjunto de tiro se logra eliminar los artefactos (flecha roja, figuras 3 y 4) y mejorar la coherencia de los eventos entre las trazas 0 y 10 y las trazas 25 y 30 en la componente vertical (flecha azul, Figuras 3 y 4). Se pudieron determinar parámetros únicos que optimizan la aplicación de filtros PB y FK para todos los conjuntos de tiro, mientras que para aplicación de filtro de Harlan es crítica la determinación de parámetros para cada conjunto de tiro.

La estimación del punto de conversión asintótico para la onda PS se ve afectada por la dificultad en visualización de onda PS y/u onda S. El filtrado inicial para las componentes horizontales es realizado usando los conjuntos de receptor común, ya que no se observa energía focalizada en los conjuntos de tiro común. En la búsqueda de mejorar el dato sin perder señal de ondas PS y/u onda S, solamente filtro PB y filtro FK son aplicados a las componentes horizontales.

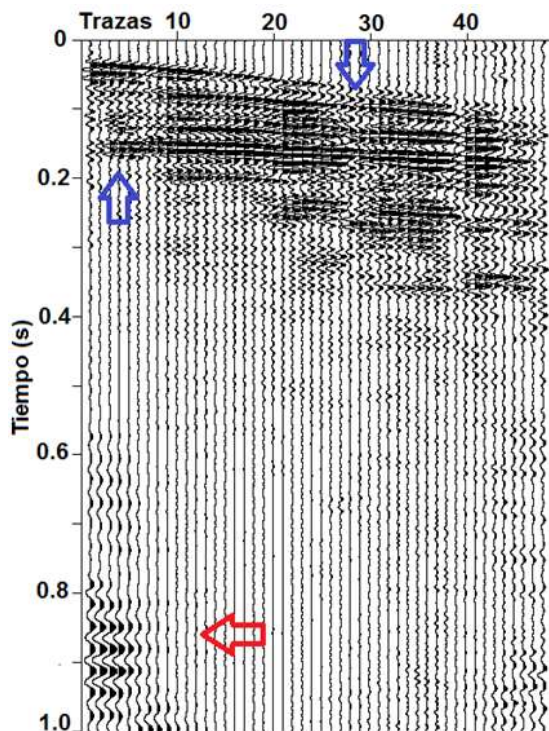


Figura 3 : Sismograma de la componente Vertical con filtro FK aplicado.

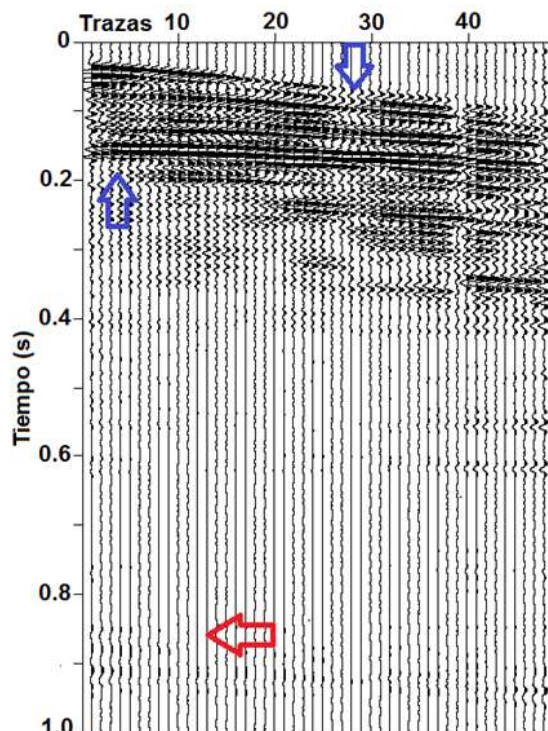


Figura 4: Sismograma de la componente Vertical con los filtros FK y Harlan aplicados.

Conclusiones

Se adquirieron y se analizaron los datos de sismica multicomponente superficial (3C). Fueron observados efectos indeseables del terreno en el carácter del ruido que afectó la calidad de datos. Al analizar diferentes combinaciones para realizar el filtrado de dato, se encontraron mejores resultados al aplicar la secuencia de filtros PB-FK-Harlan, eliminando los artefactos generados por el aliasing de las ondas superficiales y mejorando la coherencia de los eventos de interés en la componente vertical. Debido a la dificultad de visualizar las ondas convertidas, solamente los filtros PB y FK fueron aplicados a las componentes horizontales.

Agradecimientos

A la Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP (Projeto 2015/01885-1) por el financiamiento al proyecto de investigación y al Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por la beca de Maestría (Processo 133343/2016-2).

Referencias

- Haines S.S and K.J. Ellefsen, 2010. Shear-wave seismic reflection studies of unconsolidated sediments in the near surface. *Geophysics*, Vol. 5, No 2, B59.
- Hardage B., A.M.V. Deangelo, P.E. Murray, D. Sava, 2011. "Multicomponent seismic technology" Society of Exploration Geophysicists. ISBN 978-1-56080-282-2, pp 307.



Harlan W.S., J.F. Claerbout and F. Rocca, 1984. Signal/noise separation and velocity estimation. *Geophysics*, Vol. 49, No 11, 1869-1880.

Riccomini, C., A.P Crósta, R.L. Prado, M.P. Ledru, B.J. Turq, L.G Sant' Anna, J.A Ferrari, W.U. Reimold, 2011. The Colônia Structure, São Pulo, Brazil. *Meteoritics&Planetary Science*.Vol.46, 1630-1639.

Stewart R.R., J.E. Gaiser, J.R. Brown and D.C Lawton., 1999, Converted-wave seismic exploration: a tutorial. *CREWES Research Report*, Vol. 11.

Stockwell, J.W. and J.K.Coher, 1998. The New SU User's Manual. CWP Colorado School Mines. USA, version 2.2.

Velázquez, V.F., C. Riccomini, J.M. Azevedo Sobrinho, M.A.J.S. Pletsch, A.E.M. Sallun, W. Sallun Filho, J. Hachiro, 2013. Evidence of shock metamorphism effects in allochthonous breccia deposits from the Colônia Crater, São Paulo, Brazil. *International Journal of Geosciences*, v. 4(1A), 274-282.



Geoeléctrica aplicada a la detección de glifosato en el suelo

Lemeillet¹ F.A. y Losinno¹ B.N.

¹ Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires

Departamento de Ingeniería Agrícola y Uso de la Tierra, Cátedra de Física

losinno@agro.uba.ar, Av. San Martín 4453, C.A.B.A., C1417DSE, 011-4524-8000 int 8269

Resumen

Dada la creciente aplicación de glifosato, herbicida utilizado para controlar malezas, y la posibilidad de que en la pulverización las gotas se depositen también en el suelo, resulta importante poder evaluar su presencia. En este trabajo se propuso establecer si la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es sensible a la presencia de dicho agroquímico. Se espera detectar variaciones de la resistividad eléctrica (ρ) en el suelo, debido a la presencia de sustancias contaminantes.

Se llevaron a cabo ensayos de laboratorio, en macetas, con tres tipos de suelos: arena (sustrato homogéneo), suelo Argiudol Típico (22 a 24 % de arcilla), y Hapludol típico (12,5% de arcilla).

Se realizaron seis TRE a pequeña escala (dos en cada maceta) previo y posterior al derrame del herbicida que se realizó en la mitad de la maceta. La humedad en todos los ensayos se mantuvo entre 22 y 17 %. Los datos experimentales de resistividad aparente, fueron procesados con el programa de inversión DCIP2D.

Inicialmente la muestra de arena y la de Argiudol presentaron modelos homogéneos, mientras que el modelo de la muestra del Hapludol mostró características más heterogéneas.

Inmediatamente después de la aplicación del glifosato, en todas las situaciones se observó en la zona del vertido un descenso importante de la resistividad, proporcionada por los modelos. Resaltando las características más conductoras del agroquímico.

Adicionalmente se midió la conductividad eléctrica en Pasta de Saturación (CEs) de las muestras testigo.

Se puede inferir que con las presentes concentraciones del agroquímico, la metodología es capaz de identificar las zonas donde se ha producido la aplicación. De esta manera, el paso siguiente será poder consolidar el uso de la geoeléctrica como método de diagnóstico a campo, de fácil y rápida aplicación, no invasivo y de bajo costo para evaluar el área afectada por aplicación de glifosato en el suelo.

Palabras Clave: glifosato, geoeléctrica, resistividad eléctrica.

Introducción

La metodología geoeléctrica hace uso de la conductividad eléctrica (CE) particularmente para el diagnóstico de la contaminación (Telford y otros, 1990). Las variaciones de la CE (inversa de la resistividad eléctrica ρ en el suelo) son causadas por cambios en la humedad, la textura y estructura del suelo, el contenido de arcilla, la conductividad del agua, y también por la presencia de sustancias contaminantes (Sainato y otros, 2006), (Losinno, 2014).



En este trabajo se propuso establecer si la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es sensible a la presencia del herbicida.

Materiales y Métodos

Ensayo de Laboratorio

En el laboratorio se armaron tres macetas, de 90 cm de largo por 10 cm de alto y 10 cm de ancho (figura 1). Una con arena (sustrato homogéneo), otra con suelo proveniente de un campo de la localidad de Pergamino (Argiudol Típico, horizonte A, con un porcentaje de arcilla del 22 a 24 % y 2.5 a 3 % de materia orgánica) y la última con una muestra de suelo del establecimiento “La Ydalina”, de la localidad de Los Toldos (Hapludol Típico de textura franco arenosa).

Al comienzo del ensayo, las macetas fueron llevadas a capacidad de campo (CC). Se hicieron seis sondeos geoelectrónicos (2 en cada maceta), el primero en la situación testigo, y el segundo luego de haber realizado el derrame del herbicida en la mitad de la maceta (300 ml, sobre un volumen total de 18 dm³, figura 2).

Adicionalmente, se quiso conocer para las tres muestras testigo, como era la relación entre sus respectivas conductividades eléctricas utilizando la técnica de CE en Pasta de Saturación (CEs) (Page, 1982).

Tomografía de resistividad eléctrica con dispositivos multielectrónicos a pequeña escala.

Los sondeos consistieron en colocar, sobre la muestra, un perfil lateral de electrodos separados por una distancia “a” de 2 cm, con una distancia máxima entre el primer y el último electrodo de 72cm. (figura 1). Se utilizó un resistímetro SARIS (SCINTREX) que hace circular la corriente de intensidad “i” entre los electrodos de corriente A y B. A través de dos electrodos M y N se mide la diferencia de potencial que se originó (ΔV) (Allred y otros, 2008). Las posiciones de los electrodos AB y MN de corriente y potencial utilizados varían para las distintas mediciones a lo largo del perfil lateral.

Para las distintas posiciones de los electrodos AB y MN, se calcula la resistividad aparente ρ_a (inversa de la Conductividad eléctrica aparente, CEa) con el valor de corriente, la diferencia de potencial originada y un factor geométrico que depende de la ubicación de los electrodos.

Una vez obtenidos los datos experimentales de resistividad aparente, estos fueron procesados mediante el programa de inversión DCIP2D (UBCGIF), (Oldenburg y Li, 1994); el cual provee un modelo bidimensional de resistividades reales (ρ) del perfil de las muestras, utilizando una rutina de inversión por cuadrados mínimos. La metodología consiste en encontrar un modelo de distribución de ρ cuya respuesta de resistividad (predicha), sea lo más cercana posible a los datos experimentales obtenidos en el laboratorio. De esta manera se obtuvieron modelos de distribución de resistividad en el contenido de las macetas. Se calculó un valor (promedio ponderado) de la resistividad del medio



Figura 1: Maceta con muestra y dispositivo multielectrónico.

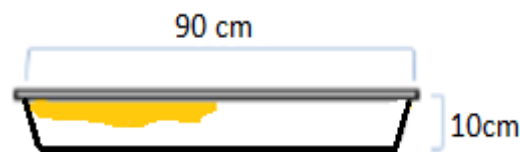


Figura 2: Dimensiones de la maceta y zona de la aplicación del glifosato (izquierda).

Resultados y Discusión

La figura 3 muestra los modelos de resistividad eléctrica obtenidos.

En la muestra de arena, el testigo presentó un modelo homogéneo (figura 3a) con un valor de ρ del orden de los 122 ohmm, compatibles con el tipo de sedimento. Inmediatamente después de la aplicación del glifosato, se observó en la zona del vertido, y para toda la profundidad de la maceta, un descenso importante de la resistividad, con un promedio ponderado de 12 ohmm (figura 3b). La idea de utilizar en primera instancia arena, fue para independizarnos de la presencia de arcillas y materia orgánica (MO), dadas su influencia sobre la CE. La humedad se mantuvo entre 22 y 18 %.

El mismo procedimiento se realizó en las macetas con muestras de suelo. El testigo de Pergamino presentó un modelo homogéneo, con valores promedio de ρ de 72 ohmm (figura 3c). En la figura 3d, se puso en evidencia la zona del derrame con una baja notable de estos valores hasta los 9,6 ohmm. La humedad registrada durante el ensayo para Pergamino fue entre 19 y 17 %. Seguidamente, en la muestra de Los Toldos, el modelo del testigo arrojó niveles promedio de ρ de 80 ohmm (figura 3e), mientras que luego del derrame (figura 3f) se produjo un descenso de un orden de magnitud (5,6 ohmm). La humedad se mantuvo en este caso entre 22 y 24 %.

Al analizar la resistividad entre los tres testigos (sin derrame), se cumplió la tendencia esperada de reducción de la ρ a medida que disminuía la presencia de arena en la muestra.

Una vez realizados los derrames, la tendencia se conservó para la muestra de arena, no siendo así estrictamente para los dos suelos restantes, probablemente dado por una variación en el contenido de humedad.

Para ambos tipos de suelo (Pergamino y Los Toldos) se resaltan las características más conductoras del agroquímico.

Se determinó que la TRE es sensible a la presencia del glifosato en la dosis aplicada para estos suelos.

Con respecto a la Conductividad Eléctrica estimada a través de la técnica de pasta saturada (CEs), se obtuvieron valores muy similares para los testigos de Pergamino y

Los Toldos (0.82 y 0.87 mS/cm respectivamente), difiriendo, como era de esperar, en la muestra de arena, en un orden de magnitud (0.08 mS/cm).

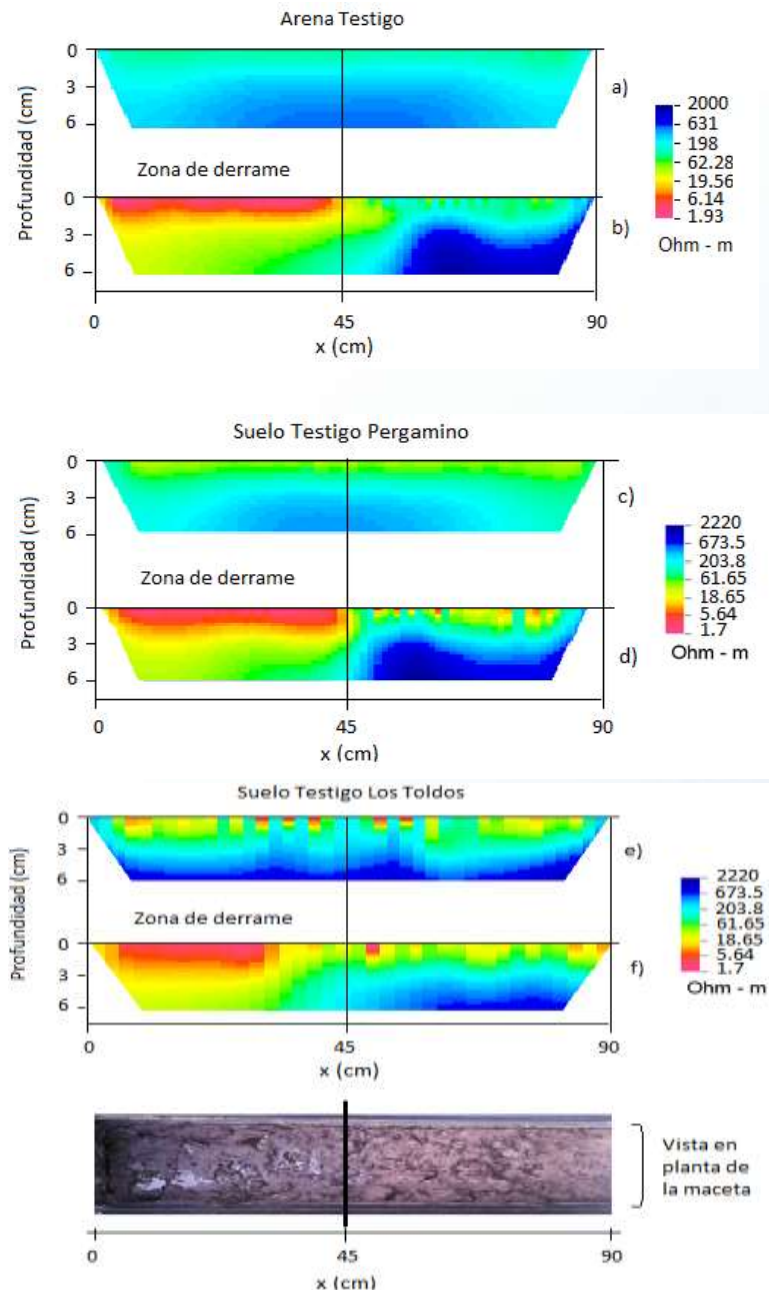


Figura 3: Modelos de resistividad eléctrica de las tres macetas ensayadas: Arena (a), Arena con glifosato (b); Suelo de Pergamino (c), Pergamino con glifosato (d); Suelo de Los Toldos (e), Los Toldos con glifosato (f).

Conclusión

Se puede inferir que con las presentes concentraciones del agroquímico, la metodología geoléctrica es capaz de identificar las zonas donde se ha producido la aplicación. De esta manera, el paso siguiente será poder consolidar el uso de la geoléctrica como método de diagnóstico a campo, de fácil y rápida aplicación, no



invasivo y de bajo costo para evaluar el área afectada por aplicación de glifosato en el suelo.

Referencias

- Allred, B.J., Daniels, J.J., Ehsani, M., 2008. Handbook of Agricultural Geophysics. CRC Press, London, UK (410 pp.).
- Losinno, B.N. y Lemeillet, F. A. 2014. Sensibilidad de la tomografía de resistividad eléctrica a la presencia de glifosato en el suelo". XXIV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Bahía Blanca, Buenos Aires. CDRom.
- Oldenburg, D.W., Li, Y. 1994. Inversion of induced polarization data. Geophysics 59, 1327–1341. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1443692>.
- Page, A.L., 1982. Methods of soil analysis. Chemical and microbiological properties. 2^o ed. (Part 2), in the series Agronomy. American Society of Agronomy, Inc. SSSA, Inc. Publisher, Madison, Wisconsin, USA, p1159.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. Applied geophysics. Ed. Cambridge University Press. Cambridge. Usa. 770p.
- Sainato C.M., Galindo G., Heredia O. Agua Subterránea: Exploración y utilización agropecuaria. 2006. Editorial Facultad de Agronomía. Universidad de Buenos Aires. 115pp.



Análisis de variación de velocidades sísmicas del área Puesto Touquet y El Porvenir. Cuenca Neuquina. Argentina

P. Blanco¹ y S. Tejada Argañaraz^{1, 2}

¹ Gabinete de Geociencias Aplicadas a la Exploración y Producción de Hidrocarburos. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. UNSJ. pameblanco91@gmail.com

² Intérprete sísmico free-lance. s_targanaraz@hotmail.com

Resumen

El área de estudio se ubica en el sector centro-sur de la Dorsal de Huincul y Fosa de Challacó, a unos 7 km al sudeste de la ciudad de Cutral-Có y 60 km al oeste de la ciudad de Neuquén. Abarca una superficie aproximada de 500 km², comprendiendo las concesiones de explotación de Puesto Touquet y El Porvenir. La base de datos utilizada está conformada por un cubo sísmico 3D y registros eléctricos de pozos ubicados en el área de estudio. La información fue provista por la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos de la provincia de Neuquén.

Con los perfiles de densidad y sónico de los pozos, se estimaron curvas de impedancia acústica las cuales se utilizaron para calcular coeficientes de reflexión. Estos fueron convolucionados con una ondícula extraída del dato sísmico para obtener un sismograma sintético. Se correlacionaron los sismogramas sintéticos obtenidos con las trazas sísmicas cercanas a los pozos, logrando así lo que se denomina “colgado de pozos” y se determinaron las leyes tiempo-profundidad para algunos sectores del cubo sísmico.

Se interpretaron algunos horizontes clave para los cuales se realizó el análisis de variación de velocidades. De este modo se caracterizaron las variaciones laterales de velocidad.

Palabras clave: Puesto Touquet, interpretación sísmica, sismograma sintético.

Introducción

El presente trabajo se desarrolló en el Gabinete de Geociencias Aplicadas a la Exploración y Producción de Hidrocarburos, dependiente de los Departamentos de Geología y Geofísica y Astronomía de la FCEfyN-UNSJ. Se trabajó con el software de interpretación IHS Kingdom™. La motivación principal de este trabajo fue aprender una metodología de trabajo que permita analizar uno de los atributos más importantes de una litología determinada, la velocidad.

El bloque Puesto Touquet tiene una extensión de 138 km² y cuenta con dos yacimientos de gas y condensado que producen de dos unidades distintas: el yacimiento Puesto Touquet (Mb Cutral-Có de la Fm Los Molles) y el yacimiento La Chilca (Gr Precuyo). Ambos yacimientos están localizados en el alto de Puesto Touquet, un anticlinal elongado en dirección SO-NE generado por la inversión de una falla directa de igual orientación. Esta estructura es la responsable de generar el entrampamiento tanto para las unidades más someras del Mb Cutral-Có (profundidad media de 600 mbbp) como también para los reservorios profundos del Gr Precuyo (profundidad media de 1200 mbbp).

Se estudiaron dos horizontes de interés, llamados *CutralCo*, correspondiente al tope del Mb Cutral-Có de la Fm Molles, y *BaseLajas*, correspondiente a la base de la Fm Lajas. Los resultados encontrados muestran fuertes cambios laterales de velocidad, los cuales responden a la estructura de la zona de estudio.

Materiales y métodos

Se analizaron los perfiles eléctricos de 5 pozos. Los perfiles analizados fueron: potencial espontáneo, gamma ray, resistividad (superficial, media y profunda), sísmico y densidad. Se pudieron identificar dos pasos geológicos de interés, los cuales fueron llamados *CutralCo* (CCo) y *BaseLajas* (BLJ). Ambos pasos formacionales no se encuentran en todos los pozos.

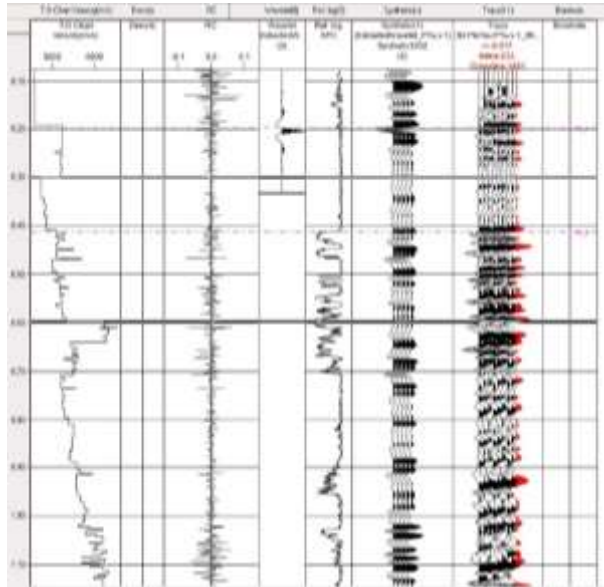


Figura 1: sismograma sintético y su ajuste a las trazas sísmicas cercanas. Se observa la ley de velocidades generada en profundidad, la densidad utilizada, los coeficientes de reflexión obtenidos y la ondícula de entrada utilizada.

Se procedió con el *colgado de los pozos* a la sísmica, atendiendo a los pasos identificados previamente. Para ello se realizó un sismograma sintético para cada pozo, esto es posible cuando el pozo tiene un perfil sísmico (o acústico) y de densidad. En la mayoría de los casos los perfiles de densidad no están completos a lo largo del pozo, por lo que se consideró una densidad constante unitaria, de modo que los cambios de impedancia acústica obtenidos fueron influenciados solamente por los cambios de velocidad.

El sismograma sintético obtenido (figura 1) es el resultado de la convolución entre una función de entrada (una ondícula extraída) y una función de reflectividad. Finalmente, se ajusta el sismograma a la sección sísmica. Posteriormente, se

identificaron los horizontes de interés en la sísmica y se realizó su seguimiento dentro del cubo, generando mapas estructurales en tiempo (figuras 2 y 3). Los horizontes sísmicos fueron interpretados de acuerdo al trabajo de Kim *et al.* (2014).

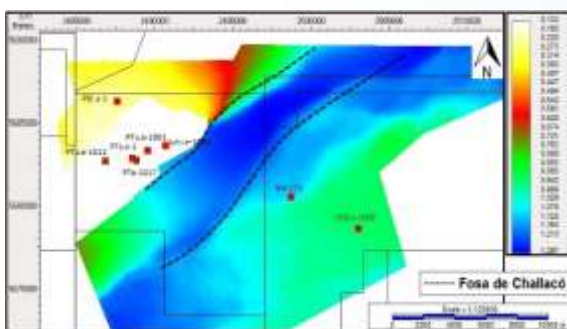


Figura 2: mapa estructural en tiempo del horizonte *BaseLajas*.

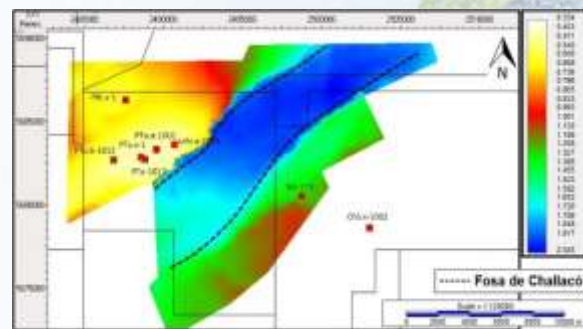


Figura 3: mapa estructural en tiempo del horizonte *CutralCo*.

Resultados y discusión

Se obtuvieron cuatro mapas de velocidad para los cuales se eligió la misma paleta de colores. Los colores fríos representan los valores más altos de velocidad y los colores cálidos los valores más bajos. Además, cada mapa de velocidad del horizonte *BaseLajas* tiene curvas de nivel cada 500 m/s, mientras que para los mapas de *CutralCo* están cada 250 m/s.

Para *BaseLajas* se obtuvo un mapa de velocidad promedio utilizando los topes formacionales de los pozos como información de entrada (figura 4). Los valores de velocidad obtenidos van desde los 2674 m/s hasta 0 m/s en la zona donde no hay información sísmica. Para *CutralCo* se obtuvo un tipo de mapa de velocidad utilizando los topes formacionales de los pozos como así también la superficie de tiempo interpretada como información de entrada (figura 5). Los valores de velocidad van desde los 2683 m/s hasta los 1216 m/s. El algoritmo de cálculo de grillado utilizado para generar los mapas de velocidad fue *proyección del gradiente*.

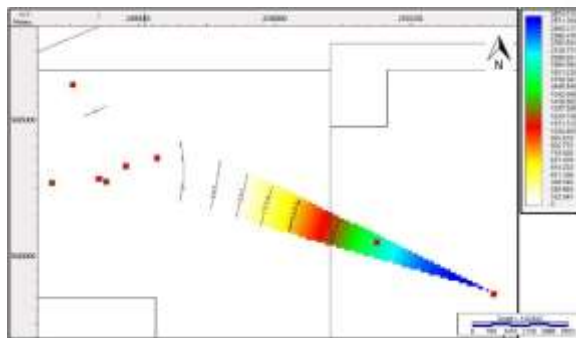


Figura 4: Mapa de velocidad promedio del horizonte *BaseLajas*.

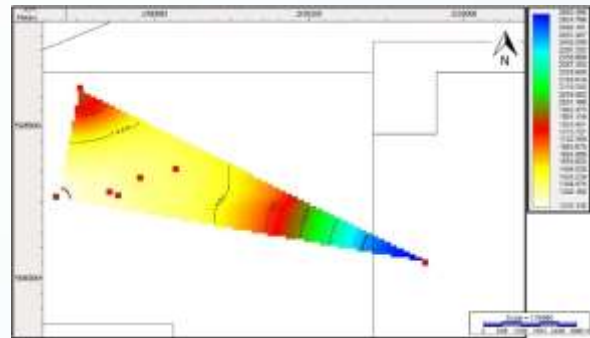


Figura 5: Mapa de velocidad promedio del horizonte *CutralCo*.

Además, para cada grilla se obtuvo un mapa de velocidad aparente (figuras 6 y 7). Para ello, se utilizaron los datos de tiempo extraídos de los reflectores interpretados en tiempo (figuras 2 y 3) y los valores de profundidad de los pases geológicos de cada pozo. Con ambos datos se calculó la velocidad aparente en la ubicación de cada pozo. Con esta información se realizaron las grillas de velocidad, utilizando un método de interpolación lineal. Los valores de velocidad obtenidos para *BaseLajas* van desde los 2725 m/s hasta los 383 m/s. Los valores obtenidos para el horizonte *CutralCo* varían desde los 2671 m/s hasta los 1117 m/s.

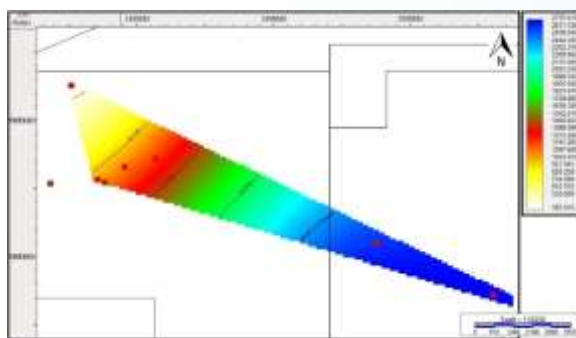


Figura 6: Mapa de velocidad aparente del horizonte *BaseLajas*.

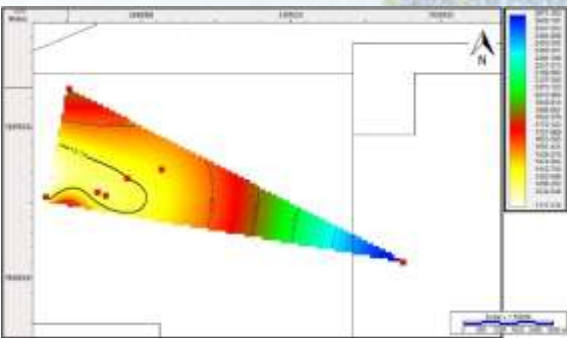


Figura 7: Mapa de velocidad aparente del horizonte *CutralCo*.

Para obtener el mapa de velocidad promedio de *BaseLajas* (figura 4) se utilizó información de cuatro pozos, uno de los cuales brindó solo información de pases geológicos ya que el reflector sísmico se encuentra erosionado o no depositado en sus cercanías (figura 3). El mapa de velocidad aparente, a diferencia del anterior, brinda una grilla continua, ya que el método utilizado no contempla la falta de información



sísmica (figura 6). Ambas grillas de velocidad muestran una marcada variación lateral de los valores de velocidad en dirección NO-SE. Esto se debe a la estructura de la formación geológica.

Para obtener el mapa de velocidad promedio de *CutralCo* (figura 5) se utilizó información de cinco pozos. Se observa un sector de baja velocidad en el centro-oeste del área, aumentando los valores de velocidad hacia el SE y hacia el NO. El mapa de velocidad aparente (figura 7) muestra un sector muy marcado de baja velocidad en el centro-oeste del área, aumentando los valores de la misma hacia el SE y hacia el NO. Ambas grillas de velocidad presentan una variación lateral de los valores de velocidad en dirección NO-SE, debido a la complejidad de la estructura geológica.

Conclusiones

Se identificaron dos reflectores sísmicos de interés que se corresponden a los pases geológicos *BaseLajas* y *CutralCo*, de los cuales se obtuvieron mapas de velocidad. Ambos mapas muestran aumentos de velocidad hacia el SE. Este aumento responde a que en el sector SE del área existe una fosa tectónica (Fosa de Challacó). En el sector NO la estructura es más superficial debido a que sufrió una inversión tectónica, lo que produjo una disminución de los valores de velocidad de las mencionadas unidades (figuras 2 y 3), respondiendo al alto estructural existente en el área de trabajo.

Agradecimientos

Al GGAEPH dependiente de los Departamentos de Geología y Geofísica y Astronomía de la FCEFyN - UNSJ a cargo del Lic. Martín Cevallos.

Referencias

Kim, Hyung Joo, M. Mallea, R. Gutiérrez y P. Malone. Exploración del Gr Cuyo (Jurásico) en bloques maduros de la Dorsal de Huincul – Puesto Touquet y El Porvenir, Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 2014.



Sesión temática:

Acoplamiento Solar-Terrestre en el geoespacio

**Coordinan: Dr. Sergio Dasso, Dra. Amalia Meza y
Dra. Patricia Sallago**



Análisis de flujos extremos de electrones en los cinturones de radiación de Van Allen a partir de datos de SAC-D

V. Lanabere¹ y S. Dasso^{1, 2, 3}

¹ Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Buenos Aires, Argentina. vlanabere@at.fcen.uba.ar

² CONICET - Universidad de Buenos Aires, Instituto de Astronomía y Física del Espacio (IAFE), Buenos Aires, Argentina.

³ Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Física, Buenos Aires, Argentina.

Resumen

El objetivo principal de este trabajo es estudiar las alas de alta energía de la función de distribución de los promedios diarios de flujos de electrones, para diferentes canales de energía entre 0.249 – 1.192 MeV, obtenidos por el detector de partículas ICARE-NG/CARMEN-1 a bordo del satélite argentino de órbita polar SAC-D. Se utilizó la teoría de valores extremos para estimar los máximos valores esperados del flujo en el cinturón de radiación exterior a diferentes tiempos de retorno. Se encontró que los flujos presentan un límite superior finito en (1) el centro del cinturón de radiación exterior para los canales de menor energía y (2) en el borde interno del cinturón exterior en el caso del flujo de electrones con energías mayores a 0.653 keV. Los resultados presentados en este trabajo son de gran importancia para caracterizar las condiciones de la Meteorología del Espacio.

Palabras clave: Meteorología del Espacio - Cinturones de radiación – Medio interplanetario

Introducción

Los cinturones de radiación fueron descubiertos en el año 1958 por van Allen. Estas regiones en el entorno espacial terrestre presentan iones y electrones energéticos (Prölss, 2012) atrapados por el campo geomagnético. En particular, la población en el cinturón de radiación exterior presenta gran variabilidad en el tiempo y pueden aumentar significativamente, principalmente durante tormentas magnéticas, debido a perturbaciones en el plasma interplanetario cercano a la Tierra (e.g., Lugaz y otros, 2016). Estos electrones supratérmicos pueden afectar a las tecnologías satelitales de diferentes formas según su energía. Los electrones con energías de centenas de keV pueden producir daños en los materiales superficiales del satélite (Koons y Fennell, 2006). Los de mayor energía, algunas decenas de MeV, pueden penetrar la protección exterior del satélite y producir daños en el interior (Wrenn y otros, 2002). Por lo tanto, es de gran importancia tener un conocimiento acerca de los flujos extremos de electrones energéticos para el desarrollo de nuevas tecnologías satelitales.

Koons (2001) y Meredith y otros (2015) estudiaron los promedios diarios del flujo de electrones con energías mayores a 2 MeV con observaciones del satélite GOES y utilizando el método de picos sobre un umbral (POT, debido a su acrónimo en inglés *Peaks Over Threshold*). Por otro lado, un estudio con el método de máximo por



bloques y con canales de energía en el rango de keV – MeV fueron realizados por O'Brien y otros (2007) y Meredith y otros (2016).

En este trabajo proponemos realizar un análisis de los flujos extremos de electrones en varios canales de energía a partir de datos del satélite de órbita polar SAC-D, utilizando el método POT y en dos regiones del cinturón de radiación exterior: El borde interior ($L=3.5—3.75$) y en el centro ($L=4.75—5$), con L el parámetro de McIlwain.

En la sección “Métodos” se describe el análisis de valores extremos utilizado para estudiar los extremos del flujo de electrones en el cinturón de radiación exterior. En la sección “Resultados” se muestran los valores obtenidos del ajuste de las colas de la distribución para los flujos de electrones en las dos regiones mencionadas y los valores de retorno obtenidos. Finalmente, se presentan las conclusiones del trabajo realizado.

Métodos

La teoría de valores extremos brinda una estimación de las colas de la distribución original haciendo uso solamente de los valores extremos de la serie de datos. En este trabajo se reconstruye la serie de valores extremos utilizando el método POT. Se utilizaron promedios diarios del flujo de electrones medidos por el detector ICARE-NG a bordo del satélite Argentino SAC-D durante el período de la misión (i.e., agosto/2011 a junio/2015). Dado que estos flujos se ven contaminados por protones durante eventos de protones solares (SPE, debido a su acrónimo en inglés *Solar Proton Event*), fue necesario remover los datos correspondientes a eventos SPE. Para remover estos eventos, se procedió a definir un evento SPE cuando el flujo de electrones en el rango $L=7—7.25$ supera los dos desvíos estándar respecto al valor medio en dicha región. Luego, se contrasta que los días eliminados se encuentren en el listado de SPE documentado por NOAA (<ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/indices/SPE.txt>).

En particular, para estudiar los flujos extremos en el cinturón de radiación exterior se utilizó el valor umbral de $10000 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{sr}^{-1}$ basado en el trabajo de Koons (2001).

La Figura 1 muestra la serie temporal de los promedios diarios del flujo de electrones con energías $E>0.249 \text{ MeV}$ en el borde interior del cinturón de radiación. En línea llena se muestra el valor umbral utilizado. Se puede observar que la mayor cantidad de datos caen por debajo de dicho umbral, superando el mismo únicamente en días específicos que en particular coinciden con eventos de tormentas magnéticas.

Se reconstruyeron las series de valores extremos a los 20 canales de energía en el rango de 0.249 MeV a 1.192 MeV con el mismo valor umbral de $10000 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{sr}^{-1}$ y para las dos regiones del cinturón de radiación exterior. En el caso del método POT, la función de distribución apropiada para realizar el ajuste es la

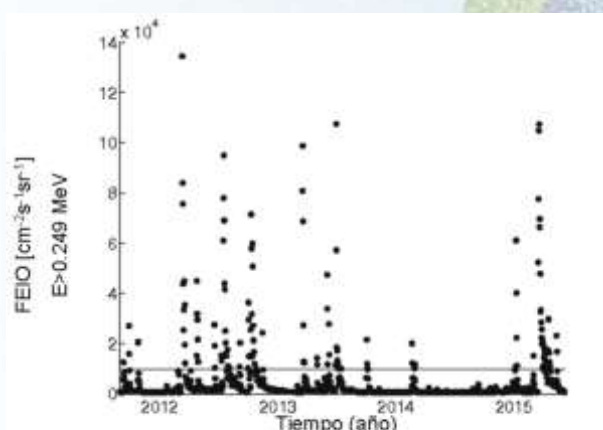


Figura 1: Promedios diarios del flujo de electrones $E>0.249 \text{ MeV}$ en $L=3.5—3.75$ en el periodo agosto/2011 a junio/2015. En línea llena se muestra el umbral utilizado ($10000 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{sr}^{-1}$).

distribución Generalizada de Pareto (GP) introducida por primera vez por Picklands (1975). Se procedió a realizar un ajuste de máxima verosimilitud con la función de probabilidad acumulada Generalizada de Pareto:

$$G(\kappa, \sigma, u; X) = \begin{cases} 1 - \left(1 + \frac{\kappa(X-u)}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{\kappa}} & \text{si } \kappa \neq 0 \\ 1 - \exp\left(-\frac{X-u}{\sigma}\right) & \text{si } \kappa = 0 \end{cases} \quad (1)$$

Donde, σ es el parámetro de escala, κ el parámetro de forma, X la variable aleatoria, x los datos de flujo de electrones y u el umbral elegido.

La Figura 2 muestra la frecuencia acumulada medida en función del flujo de electrones (x) en tres canales de energía en el borde interior del cinturón de radiación exterior. También se muestra la curva (línea negra discontinua) que mejor ajusta a la ec. 1, es decir $P[X > x]$, teniendo en cuenta que solo se consideran flujos que exceden el umbral u .

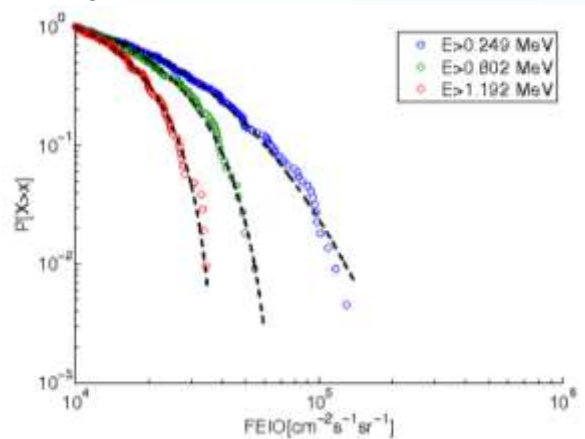


Figura 2: Análisis de valores extremos para tres canales de energía: $E > 0.249$ MeV (Azul), $E > 0.802$ MeV (verde) y $E > 1.192$ MeV (rojo). En color se muestra el gráfico de probabilidad acumulada estimada a partir de las observaciones. En línea llena el ajuste con la distribución Pareto.

Este análisis se repitió para los 20 canales de energía en el centro del cinturón exterior. De esta forma se obtuvieron los parámetros de escala y de forma para los 20 canales de energía. El parámetro de forma (κ) tiene particular interés dado que controla el comportamiento de la cola de la distribución. Si $\kappa < 0$, la distribución GP presenta un límite superior finito. Mientras que si $\kappa \geq 0$, la distribución GP no presenta límite superior.

Resultados y discusión

Los valores de κ y los intervalos de confianza al 95% para los 20 canales de energía en el borde interior y en el centro del cinturón de radiación se muestran en la Figura 3 para los 20 canales de energía. Se observa en la Figura 3a que para los canales de mayor energía ($E > 0.653$ MeV a $E > 1.192$ MeV) el parámetro de forma es negativo con un 95% de confianza. Mientras que en los canales de menor energía, no es posible determinar el signo de κ . Un comportamiento diferente se observa en el centro del cinturón de radiación exterior (Figura

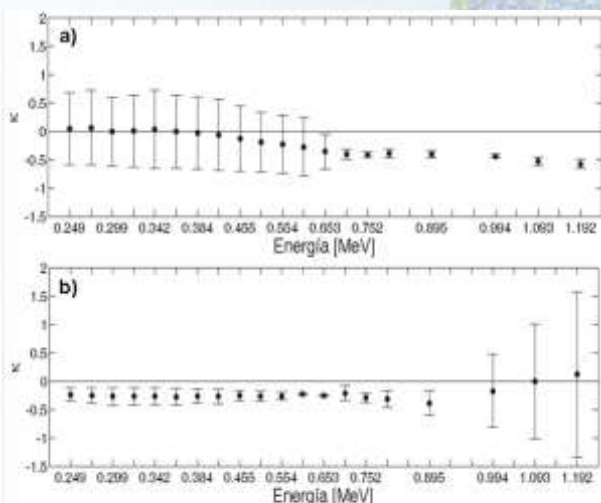


Figura 3: Valores del parámetro de forma (κ) para 20 canales de energía entre 0.249 MeV y 1.192 MeV. a) En $L=3.5-3.75$. b) En $L=4.75-5$. En barras se muestra el intervalo de confianza al 95%.



3.b). Se observa, en este caso, que los canales de menor energía presentan valores de κ significativamente negativos, es decir, la distribución de valores extremos presenta un límite superior finito. Con los resultados obtenidos a partir de este análisis es posible determinar los valores de retorno, es decir, los valores de promedio diario de flujo de electrones esperados en un dado período de tiempo. Se muestra en la Tabla 1 los valores de retorno esperados en periodos de 10, 50 y 100 años.

Tabla 1: Valores de retorno esperados para el flujo diario de electrones de $E > 1.192$ MeV en borde interior del cinturón de radiación exterior y para energías $E > 0.249$ MeV en el centro del cinturón de radiación exterior.

	L = 3.5—3.75 E > 1.192 MeV [$\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$]	L = 4.75—5 E > 0.249 MeV [$\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$]
10 años	2.5×10^4	5.0×10^4
50 años	2.7×10^4	5.4×10^4
100 años	2.8×10^4	5.5×10^4

Conclusiones

Se ha realizado un estudio estadístico de los valores extremos del promedio diario de flujo de electrones en el rango de energías $E > 0.249$ MeV a $E > 1.192$ MeV en dos regiones del cinturón de radiación exterior. Para ello, se utilizaron datos de SAC-D entre agosto/2011 y junio/2015. Nuestros resultados muestran un comportamiento diferente en el interior y en el centro del cinturón de radiación exterior. Para energías $0.653 \text{ MeV} < E < 1.192 \text{ MeV}$, en el borde interno del cinturón exterior se encontró una distribución acumulada de flujos con límite superior finito. Por otro lado, en el centro del cinturón de radiación exterior κ presenta valores significativamente negativos en canales de menor energía ($E > 0.249$ a $E > 0.895$). También determinamos valores de retorno, es decir, valores extremos de promedio diario de flujo de electrones esperados en un dado período de tiempo.

Agradecimientos

Se agradece a la Comisión Nacional de Asuntos Espaciales (CONAE) por proveer los datos del detector ICARE-NG/CARMEN-1 SAC-D.

Referencias

- Koons, H. C., 2001. Statistical analysis of extreme values in space science. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 106 (A6): 2156—2202.
- Koons, H. C., and J. F. Fennell, 2006. Space weather effects on communications satellites, *Radio Sci. Bull. Int. Union Radio Sci. (URSI)*, 316, 27—41.
- Lugaz, N., C. J. Farrugia, C. L. Huang, R. M. Winslow, H. E. Spence and N. A. Schwadron, 2016. Earth's magnetosphere and outer radiation belt under sub-Alfvénic solar wind, *Nature Communications*, 7.
- Meredith, N. P., Horne R. B., Isles J. D. and Rodriguez, J. V., 2015. Extreme relativistic electron fluxes at geosynchronous orbit: Analysis of GOES $E > 2$ MeV electrons. *Space Weather*, 13(3): 170—184.



Meredith, N. P., Horne R. B Isles J. D. and Green, J. C., 2016. Extreme energetic electron fluxes in low Earth orbit: Analysis of POES E > 30, E > 100, and E > 300 keV electrons. *Space Weather*, 14(2): 136—150.

O'Brien, T. P., Fennell, J. F., Roeder, J. L. and Reeves, G. D., 2007. Extreme electron fluxes in the outer zone. *Space Weather*, 5 (1).

Picklands, J., 1975. Statistical inference using extreme order statistics, *Ann. Stat.*, 3.

Prölss, G., 2012. *Physics of the Earth's Space Environment: An Introduction*, Springer Science & Business Media3.

Wrenn, G. L., D. J. Rodgers, and K. A. Ryden, 2002. A solar cycle of spacecraft anomalies due to internal charging, *Ann. Geophys.*, 20, 953–956.



Riómetros: red SARiNet en Argentina, observaciones y procesamiento de datos

R. E. Garcia^{1,2}, J. C. Gianibelli^{1,3}, G. D. Rodriguez^{1,2}, P. Sallago¹, K. Makita⁴ y N. Quaglino¹

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. regarcia@fcaglp.unlp.edu.ar

² Facultad de Ingeniería, UNLP.

³ Servicio Meteorológico Nacional.

⁴ RED SARINET - Takushoku University, Japón.

Resumen

La red SARINET (South America Riometer Network) es una red de ríómetros (radio ionospheric opacity meter) de la Universidad de Takushoku (Tokio, Japón) ubicada en Sudamérica para investigar la ionósfera y principalmente los efectos que sobre ella producen la precipitación de partículas energéticas, los cuales se ven incrementados por la presencia de la anomalía magnética del Atlántico sur (AMAS). La red posee actualmente 12 ríómetros operativos, cinco de los cuales se han instalado por gestión y con participación del Departamento de Geomagnetismo y Aeronomía de la Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas de la UNLP, en distintas instituciones de la Argentina.

En el presente trabajo se repasan los principios de funcionamiento de los ríómetros, enfocándose particularmente en los de haz cenital y los de haz direccionable (ríómetros 2D) emplazados en nuestro territorio. Se aborda, a modo de ejemplo, el procesamiento de datos de las mediciones sobre un evento en particular, observándose los resultados que son posibles de obtener.

Palabras clave: Ríómetro, Ionósfera, AMAS, SARiNet

Introducción

El plasma que conforma la ionósfera se presenta estratificado en capas denominadas por las letras D, E y F, debiéndose esto a la variación de la densidad de especies atómicas con la altura y a los diferentes grados de penetración de los agentes ionizantes.

Diferentes técnicas de radio son y fueron utilizadas para el estudio de la ionósfera, cada una con sus distintos alcances, así por ejemplo tenemos desde los radares de dispersión incoherente que son los que brindan la más completa información hasta las ionosondas y ríómetros que posibilitan estudios más limitados (Hunsucker, 1991). Los ríómetros son instrumentos utilizados para el estudio de la baja ionósfera, la cual está conformada por las capas E y D. La capa E se caracteriza por encontrarse a una altura entre los 90 y los 130 km aproximadamente con preponderancia de iones N_2 , O_2 , O y NO pudiendo también poseer iones metálicos de origen meteorítico. La capa D es la más baja de la ionósfera ubicándose entre los 60 y los 90 km y se puede considerar la porción más compleja de la ionósfera por la gran variedad de especies atómicas que posee y que están sometidas a alta presión comparada con otras capas. En esta capa pueden hallarse densidades electrónicas del orden de 10^3cm^{-3} . Por otro lado los procesos de ionización de las capas D y E son dependientes de la latitud. Para bajas y medias latitudes existen dos fuentes de ionización, una fuente solar (radiación y los rayos cósmicos) y otra fuente externa (rayos cósmicos galácticos). En condiciones normales, la principal fuente de ionización por debajo de 65 km son los rayos cósmicos. A partir de alrededor de los 85 km la radiación Lyman- α se convierte en la principal fuente de fotoionización de NO (1100-1300 Å), y por encima de este punto, la fotoionización se debe a los rayos X solares con longitud de onda menores a los 100 Å

y también a la radiación ultravioleta con una longitud de onda menor a los 1030 Å. (Banks y Kockarts, 1973a) (Figura 1).

En altas latitudes, a los procesos antes mencionados se le suman los de ionización por precipitación de partículas de alta energía desde la magnetosfera, en especial durante períodos perturbados. Entre los fenómenos relacionados que suelen aparecer se pueden mencionar: esporádicas E, emisiones aurorales, sustancial aumento de la densidad de electrones y cambios en la absorción de rayos cósmicos (Ogawa et al., 1978).

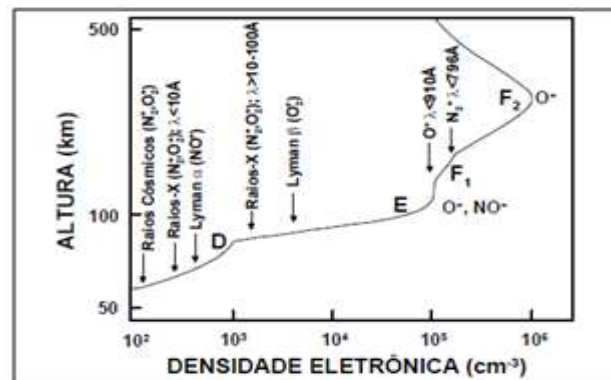


Fig. 1 Principales fuentes de ionización
(Banks e Kockarts 1973)

Para el caso de la zona de la Anomalía Magnética del Atlántico Sur (AMAS) se requiere un estudio especial ya que a los procesos de latitudes bajas se le deben sumar los procesos por precipitación de partículas desde los cinturones de radiación, proceso que se intensifica en períodos geomagnéticamente activos (Zimuda., 1966).

Riómetros. Principio de funcionamiento

Cuando una onda electromagnética atraviesa la ionósfera sufre una atenuación, principalmente en la parte baja de la misma, la cual es posible determinar aplicando la formula de Appleton-Hartree (Davies, 1990) (ecuación 1). En esta ecuación A es la atenuación en decibeles, N_e es la densidad electrónica, ν es la frecuencia de colisión entre electrones y partículas neutras, ω la frecuencia angular de la onda electromagnética, ω_H la frecuencia de giro

$$A [dB] = 4,6 \cdot 10^{-5} \int \frac{N_e \nu}{\nu^2 + (\omega \pm \omega_H \cos \theta)^2} dl$$

Ecuación 1

en la dirección de propagación, el ángulo entre la perpendicular del campo magnético y la dirección de propagación y dl el diferencial de camino recorrido por la onda. El Riómetro (riometer: Radio Ionospheric Opacity Meter Extra Terrestrial Electromagnetic Radiation) es un instrumento que utiliza esta propiedad, para inferir procesos en la ionósfera baja a partir de la determinación de la absorción de ondas electromagnéticas, más precisamente la absorción de ruido cósmico.

La mejor ventana para observar el ruido cósmico en superficie corresponde al rango entre los 20 y 200 MHz optándose en general por mediciones alrededor de los 30 MHz. Un receptor midiendo dicho ruido y apuntando siempre en la misma dirección cenital, realizará por la rotación de la tierra, un barrido completo del espacio circundante obteniendo una curva de variación de intensidad en un día sidéreo. En días no perturbados, se registran curvas de absorción mínima, de las cuales estadísticamente se obtiene la Curva de Día Quieto (Quiet Day Curve QDC) (Moro et al., 2012) que es la curva de comparación para determinar cambios en la absorción debido a gradientes de densidad electrónica principalmente en la ionósfera baja.

El riómetro en líneas generales trabaja como un radiómetro, midiéndose y registrándose la potencia de ruido cósmico recibida en una determinada frecuencia. Periódicamente se realiza una calibración del sistema conectándolo a una fuente calibrada de ruido.

Riómetro cenital simple

Los riómetros simples trabajan con una sola antena o a lo sumo un arreglo reducido de ellas observando siempre un mismo punto del cielo, midiéndose la radiación recibida por el ángulo de recepción de la antena, estudiándose la ionósfera baja interpuesta con el espacio y analizando las anomalías de absorción.

Riómetro de imagen (2D)

Los riómetros de dos dimensiones están conformados por arreglos de antenas por medio de las cuales es posible realizar el direccionado del haz y de esta forma poder determinar absorción en distintas direcciones del espacio. Con esto se consigue un barrido de distintas secciones del zenit obteniéndose un esquema de absorción en dos dimensiones.

La red SARiNet

La South América Riometer Network (SARiNet) es una red de riómetros perteneciente a la Universidad de Takushoku (Tokio, Japón) cuyo objetivo es el estudio de procesos ionosféricos por la precipitación de partículas en la Anomalía Magnética del Atlántico Sur (AMAS). SARiNet cuenta hoy con 12 riómetros activos entre cenitales simples y 2D, cinco de los cuales han sido emplazados en Argentina con una activa participación el Dpto. de Geomagnetismo y Aeronomía FCAG - UNLP.



Fig. 2 Distribución de estaciones de la red SARiNet. Las ubicaciones recuadradas son las que presentan riómetros 2D mientras que tachadas son las que actualmente esta fuera de servicio



Fig. 3 Riómetro cenital simple



Fig. 4 Riómetro de imagen 2D

Los riómetros cenitales simples de la red trabajan en 38,2 MHz y constan de un par de antenas lineales combinadas en fase (figura 3). En el caso de los riómetros 2D (IRIS) el sistema está compuesto por una agrupación de 4x4 antenas de dipolos (Fig. 4), también trabajando en 38,2 Mhz y alineados con el norte geográfico. Cada uno de los 16 haces con los que trabaja el instrumento posee un ángulo de potencia mitad de 22° , lo que permite que a 100 km de altitud, la suma de los haces individuales cubra una superficie de unos 330 km^2 .



Fig 5 Absorción diaria registrada por el riómetro cenital simple de Trelew el día 13 de mayo de 2013

Resultados

A modo de ejemplo en las figuras 5 y 6 se muestran luego del procesamiento de datos, los registros de absorción y de anomalías de absorción (desafectado el día quieto) para el riómetro cenital y de imagen respectivamente instalados en Trelew obtenidos durante la fulguración solar X2.8 ocurrida el 13 de mayo de 2013, donde se denotan los fenómenos de absorción detectados debidos a las altas emisiones de rayos X a las 16 hs UT.

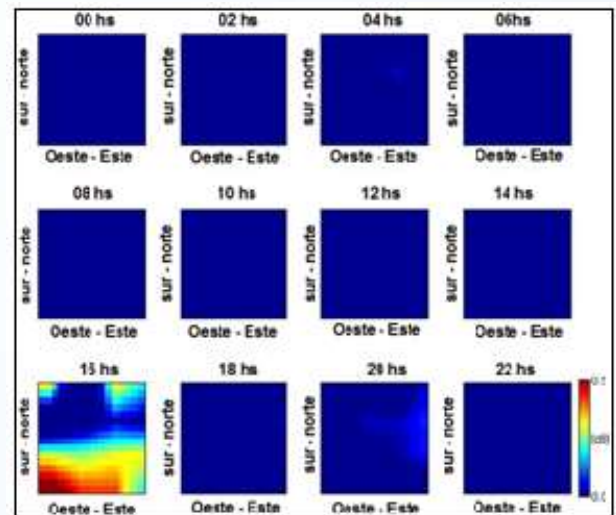


Fig. 6 Imágenes 2D de absorción cada dos horas procesado el día 13 de mayo de 2013

Conclusiones

Se concluye que los riómetros constituyen una buena herramienta para evaluar efectos en la ionósfera baja durante eventos de actividad solar extrema, como por ejemplo las fulguraciones solares tipo X.

Referencias

- Banks, P.M.; Kockarts, G. Aeronomy. Part A y B. New York: A.Press,1973.
- Davies, K. Ionospheric radio. London: Peter Peregrinus, 1990.
- Hunsucker R.D. Radio Techniques for probing the terrestrial ionosphere. 1991
- Ogawa, T.; H. Mori; S. Miyazaki. Electron-density and temperature profiles in antarctic auroral ionosphere observed by sounding rockets. Journal of the Radio Research Laboratory, v.25, n.116, 1978.
- Moro J., C. Denardini, E. Correia, M. Abdu , N. Schuch , and K. Makita "A comparison of two different techniques for deriving the quiet day curve from SARINET riometer data". Ann. Geophys. 30, 2012.



Zimuda, A.J. Ionization enhancement from Van Allen electrons in the South Atlantic Magnetic Anomaly. J. of Geophysical Research, Sept. 1966.



Aplicación de algoritmos genéticos en mapas ionosféricos de f_oF2 para América del Sur

J. M. Jaen¹, E. Gularte¹ y D. D. Carpintero^{2,3}

¹ Geodesia Espacial y Aeronomía, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.
juli.jaen@gmail.com

² Dinámica de Galaxias, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.

³ Instituto de Astrofísica de La Plata, CONICET-UNLP, Argentina.

Resumen

En este trabajo presentamos los primeros pasos hacia una mejora en el modelado de la frecuencia de plasma correspondiente al máximo de densidad electrónica en la región ionosférica F2, f_oF2 , siendo este uno de los parámetros más importantes del perfil ionosférico.

Hasta el día de hoy, los mapas del CCIR (1966) (Comité Consultatif International des Radiocommunications) y los mapas de la URSI (1988) (Union Radio-Scientifique Internationale) siguen siendo el estándar internacional recomendado para la obtención de f_oF2 , encontrándose en el corazón de muchos modelos ionosféricos tales como el IRI (International Reference Ionosphere). En dichos modelos, la representación espacio-temporal de f_oF2 está basada en desarrollos en serie de Fourier, cuyos coeficientes fueron obtenidos a partir de datos de sondadores disponibles de la época, ubicados mayormente en el hemisferio Norte.

Nuestra propuesta consiste en recalcular los mapas ionosféricos de f_oF2 manteniendo la formulación propuesta por el IRI pero: a) haciendo uso de mediciones espacio-temporales no contempladas anteriormente y b) modelando el valor de f_oF2 con algoritmos genéticos. Los códigos de optimización basados en algoritmos genéticos se destacan frente a las técnicas tradicionales por poseer la capacidad de explorar eficientemente espacios de soluciones de muchas dimensiones, así como también por poder afrontar muestreos desfavorables: dos características esenciales que encontramos en nuestro problema al tener que determinar los 23.712 coeficientes para la representación global de la f_oF2 .

Para testear nuestro modelo nos centramos, en esta primera etapa, en la Región de América del Sur, utilizando mediciones de f_oF2 de ionosondas correspondientes a distintos ciclos solares. Dichas mediciones fueron provistas por la red RAPEAS (Red Argentina Para el Estudio de la Atmósfera Superior).

A partir del análisis estadístico de los nuevos valores obtenidos de f_oF2 con respecto tanto al observable como a los mapas ionosféricos estándar provistos por el IRI, encontramos un escenario favorable en cuanto al resultado de la optimización del valor de dicho parámetro, así como también en cuanto a la facilidad de incorporar nuevas mediciones en la metodología propuesta.

Palabras clave: f_oF2 , ionosfera, densidad electrónica, algoritmos genéticos.

Introducción



Uno de los modelos ionosféricos de referencia en la actualidad es el de la Ionosfera Internacional de Referencia (*IRI*, por sus siglas en inglés). Es un modelo semiempírico elaborado conjuntamente por el Comité de Investigaciones Espaciales (*COSPAR*, por sus siglas en inglés) y la Unión Internacional de Radio Ciencia (*URSI*, por sus siglas en francés). *IRI* describe las densidades y las temperaturas electrónicas e iónicas entre los 50 km y los 2000 km de altura. El modelo se ha ido mejorando de manera constante (Bilitza, 1990; Bilitza y Rawler, 1996; Bilitza y otros, 2014; Bilitza, 2015). A pesar de ello, el modelo *IRI* sigue utilizando los mapas del CCIR (1966) para representar la frecuencia crítica del máximo de la densidad electrónica, f_oF2 . Dichos mapas consisten en un conjunto de coeficientes (Jones y Gallet, 1962; Jones y otros, 1969) que fueron calculados con datos de sondadores ubicados mayormente en el hemisferio norte. Este trabajo propone probar la capacidad de un algoritmo genético basado en el algoritmo PIKAIA (Charbonneau y Knapp, 1996), para recalcularse para América del Sur los mencionados coeficientes. Los códigos de optimización basados en algoritmos genéticos se destacan frente a las técnicas tradicionales por poseer la capacidad de explorar espacios de soluciones de muchas dimensiones, así como también de afrontar muestreos desfavorables: dos características esenciales que encontramos en nuestro problema al requerirse 23.712 coeficientes para la representación global de la f_oF2 a partir de observaciones aisladas en el espacio y el tiempo. Así, a partir de la gran cantidad de datos hoy en día existentes se espera lograr una mejor representación de f_oF2 .

Materiales y métodos

En base a la formulación matemática propuesta por el CCIR (1966), la ecuación que representa la frecuencia crítica de la capa F2 es:

$$f_oF2(\lambda, \varphi, t) = A_0(\lambda, \varphi) + \sum_{i=1}^8 [A_{2i-1}(\lambda, \varphi)\cos(it) + A_{2i}(\lambda, \varphi)\sen(it)],$$

siendo λ y φ la latitud y longitud geográficas, t el tiempo universal coordinado. Las funciones A_i quedan representadas por el octavo grado de expansión de funciones de Legendre:

$$A_i(\lambda, \varphi) = \sum_{j=0}^{J(0)} C_{ij_0} P_{j_0}(\lambda, \varphi) + \sum_{k=1}^8 \sum_{j=0}^{J(k)} (C_{ij(2k-1)} \cos(k\varphi) + C_{ij(2k)} \sen(k\varphi)) P_{jk}(\lambda, \varphi),$$

donde J son enteros que dependen de la longitud,

$$P_{jk}(\lambda, \varphi) = (\sen\chi(\lambda, \varphi))^j (\cos\lambda)^k,$$

y χ la latitud modip definida en función de la inclinación verdadera del campo geomagnético $I(\lambda, \varphi)$:

$$\chi(\lambda, \varphi) = \arctan(I(\lambda, \varphi) / \sqrt{\cos\varphi}).$$

Se recalculan 988 coeficientes (C_{ijk}) para cada mes y para dos niveles de actividad solar ($988 \times 12 \times 2 = 23.712$) empleando un algoritmo genético (AG). Estos algoritmos utilizan técnicas inspiradas en la evolución biológica natural, como la herencia, la mutación, la selección y el cruce. Se calcularon dichos coeficientes por medio del AG para 5.100 juegos de coeficientes (o individuos) que van mutando y mejorando su predicción de f_oF2 . La función de aptitud (APT) que se utiliza para evaluar los individuos es:

$$APT = \frac{1}{\sum_{Obs} |f_oF2_{AG}(\lambda, \varphi, t) - f_oF2_{Obs}|}$$

donde $f_oF2_{AG}(\lambda, \varphi, t)$ es la frecuencia calculada con los coeficientes del AG para una posición geográfica y un tiempo universal determinados por la frecuencia observada, f_oF2_{Obs} . Estas últimas, aportadas por la Red Argentina para el Estudio de la Atmósfera Superior (RAPEAS), provienen de siete estaciones de la región de América del Sur. Se adquirieron un total de 78.339 observables, correspondientes a valores diurnos horarios, para días tranquilos, en distintos meses y para distintas actividades solares entre los años 1958 y 2009.

Los parámetros del AG (Charbonneau y Knapp, 1996) se fijaron en 6 genes por cada coeficiente, mutación con ajuste dinámico que depende de la función APT , operador de cruce con probabilidad 0,95, método de selección proporcional a APT , y plan de reproducción de reemplazo completo. Luego de 500 generaciones, se obtuvo el individuo más apto, que corresponde al nuevo juego de coeficientes.

Resultados y discusión

Con los coeficientes calculados con el AG se procedió a evaluar la calidad de todos los valores de f_oF2 obtenidos. Para ello se ejecutó la rutina del IRI con los coeficientes obtenidos con el AG y luego con los coeficientes del CCIR, ambos con posiciones geográficas y tiempo universal correspondientes a las f_oF2_{Obs} . De esta manera se obtuvieron los valores de f_oF2 para los coeficientes obtenidos por el AG, f_oF2_{AG} , y los valores para los coeficientes provistos por el IRI, f_oF2_{CCIR} .

Para comparar los datos con los valores obtenidos por ambos modelos, se ajustó por mínimos cuadrados una recta de correlación entre los valores observados de f_oF2 y cada uno de los modelos, como se muestra en la Fig. 1. Para cuantificar una posible diferencia entre ambos, se calcularon los coeficientes de correlación de Pearson, resultando $\rho_{AG}=0,897$ para el AG y $\rho_{CCIR}=0,869$ para el IRI. Al ser valores cercanos a 1, esto implica que hay una correlación positiva importante entre los datos observados y los obtenidos mediante los modelos. Como $\rho_{CCIR} < \rho_{AG} < 1$, esto supondría una mejor representación

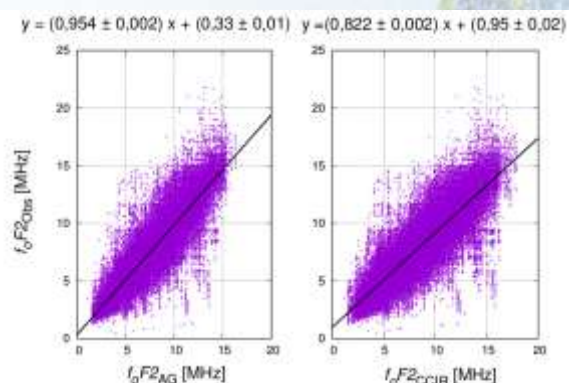


Figura 1. Correlación entre los datos observados (f_oF2_{Obs}) y calculados con el Algoritmo Genético (f_oF2_{AG}) a la izquierda, y entre los datos observados y los calculados por el CCIR (f_oF2_{CCIR}) a la derecha.



de la frecuencia crítica con el modelo propuesto, aunque la mejora es a primera vista marginal. Es por ello que se ha calculado, además, la significación estadística de estos coeficientes de correlación, a través de un test t de Student de la variable z de Fisher. En ambos casos, el área Q bajo la curva de densidad de probabilidad a la derecha del estadístico dio 0, lo cual indica verosimilitud estadística de ambos coeficientes con cualquier grado de confiabilidad preelegido. Como resultado se puede asegurar que ambos modelos son representativos de las frecuencias críticas del plasma ionosférico.

Es de interés conocer si el trabajo realizado representa una mejora significativa, es decir, si la implementación de este algoritmo provee de mejores coeficientes, o simplemente pertenecen a la misma muestra estadística que los del CCIR. Para ello se realizó un test de Fisher para comparar las varianzas. El resultado obtenido para el área bajo la curva de densidad de probabilidad del estadístico F que queda a la izquierda del valor calculado resulta $P = 1$. Por lo tanto, la hipótesis de que ambas varianzas son estadísticamente iguales es rechazable, concluyendo que los coeficientes del AG son estadísticamente distintos que los del CCIR. Teniendo en cuenta todos los resultados anteriores, se concluye que el conjunto de coeficientes obtenidos mediante el AG son estadísticamente superiores a los del CCIR.

Conclusiones

En este trabajo se implementó un nuevo método para calcular, para la región de América del Sur, los coeficientes que utiliza el IRI para calcular los valores de f_oF2 . El método implementado se basa en un AG, obteniéndose como resultado una serie de nuevos coeficientes.

Con los resultados obtenidos se realizó un análisis estadístico para medir la calidad de los coeficientes resultantes, comparándolos con los del modelo IRI, actualmente vigente, a través de tests estadísticos. En este análisis el coeficiente de correlación de Pearson resultó superior para las f_oF2 calculadas con el AG que para las del CCIR, siendo ambas estadísticamente significativas. Esto permite afirmar que ambos coeficientes representan bien la f_oF2 de la ionosfera. Sin embargo, la desviación estándar obtenida con el AG es menor que la obtenida con el CCIR. La aplicación de un test de Fisher muestra que ambos conjuntos de datos son estadísticamente distintos, es decir, que puede afirmarse que los coeficientes calculados con el AG constituyen una mejora con respecto a los tradicionales del CCIR, demostrando por un lado la capacidad de los AG y por otro, el éxito de esta nueva metodología para incorporar nuevos observables.

Agradecimientos

Agradecemos a las siguientes instituciones integrantes de RAPEAS: Dirección de Investigación de la Armada (DIIV), Instituto Antártico Argentino (IAA), Instituto de Ciencias Astronómicas, de la Tierra y del Espacio (ICATE), por habernos brindado la oportunidad de hacer uso de los datos ionosféricos de las estaciones de Buenos Aires, Trelew, Ushuaia (DIIV), Base Antártica San Martín (IAA), San Juan (ICATE), Jicamarca (Perú) y Concepción (Chile).

Referencias



- Bilitza, D., 1990. International Reference Ionosphere 1990. National Space Science Data Center, NSSDC/WDC-A-R&S, 90-22.
- Bilitza, D., 2015. The International Reference Ionosphere-Status 2013. *Advances in Space Research*. Elsevier, 55(8):1914-1927.
- Bilitza, D., D. Altadill, Y. Zhang, C. Mertens, V. Truhlik, P. Richards, L. McKinnell, and B. Reinisch, 2014. The International Reference Ionosphere 2012 - A model of international collaboration. *J. Space Weather and Space Clim.* 4(A07): 1-12.
- Bilitza D. and K. Rawer, 1996. International Reference Ionosphere. The Upper Atmosphere. Data Analysis and Interpretation. Springer-Verlag, Berlín. Heidelberg, 735-772.
- CCIR, 1966. Comité Consultatif International des Radiocommunications. Report 340-1, ISBN 92-6104417-4, Ginebra, Suiza.
- Charbonneau P. and B. Knapp, 1996. A user's guide to PIKAIA 1.0. NCAR Technical Note 418+IA, National Center for Atmospheric Research.
- Fox M. and L. McNamara, 1988. URSI, Improved worldwide maps of monthly median f_oF_2 . *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 50(12):1077-1086.
- Jones W. and R. Gallet, 1962. Representation of diurnal and geographical variations of ionospheric data by numerical methods. *Telecommunication Journal*, 29:129-149.
- Jones W., R. Graham, and M. Leftin, 1969. Advances in Ionospheric Mapping by Numerical Methods. ESSA Technical Report ERL, US Government Printing Office, Washington DC, USA, 107-ITS 75.



Observatorio ionosferico Bahía Blanca Primeros resultados

R. G. Ezquer^{1, 2, 3}, M. A. Cabrera^{1, 4}, F. Bonomi⁴, J. L. López¹, M. Pezzopane⁵, E. Zuccheretti⁵, L. de Pasquale⁶, E. Guillermo⁶

¹ CIASUR - Facultad. Regional Tucumán - Universidad Tecnológica Nacional.

lopez_jorgelina@yahoo.com.ar

² Laboratorio de Ionósfera - FACET - Universidad Nacional de Tucumán

³ CONICET.

⁴ Lab. de Telecomunicaciones - FACET - Universidad Nacional de Tucumán.

⁵ Instituto de Geofísica y Vulcanología (Roma).

⁶ Facultad Regional Bahía Blanca - Universidad Tecnológica Nacional.

Resumen

La ionósfera presenta diferentes comportamientos en baja, media y alta latitud. En Septiembre de 2016, en colaboración con el MINCYT y el Instituto de Geofísica y Vulcanología de Roma (INGV) y con el apoyo de la Universidad Nacional de Tucumán (UNT), la Universidad Tecnológica Nacional (UTN) instaló un moderno ionosonda (Advanced Ionospheric Sounder - AIS) en la Facultad Regional Bahía Blanca (FRBB) (38,7° S, 297,7° E).

En este trabajo se presentan los primeros resultados obtenidos con el ionosonda de la FRBB, los que corresponden a Octubre de 2016. Usando medianas y cuartiles de la frecuencia crítica de la región F2 (foF2) se analiza el comportamiento de la ionósfera sobre esta estación de latitud media y, además, se lo compara con el observado en baja latitud, para lo cual se utilizan mediciones simultáneas realizadas con el AIS de Tucumán (26,9° S; 294,6° E). Las mediciones obtenidas con el AIS de la FRBB, también son utilizadas para analizar la confiabilidad del mapa horario de foF2 publicado por el Ionospheric Prediction Service (IPS) de Australia.

Los resultados muestran que sobre Bahía Blanca foF2 presenta una variación diaria con un mínimo entre la 1 UT y las 9 UT (antes de las 5 LT) y un máximo a las 17 UT (aprox. 13 LT), para el mes considerado. El estudio comparativo con baja latitud, muestra que los valores de la frecuencia crítica de la región F2 de la ionósfera sobre Tucumán son mayores que los de Bahía Blanca, lo que se debe a la influencia de la Anomalía Ecuatorial sobre la ionósfera de baja latitud. Por otro lado, la variabilidad de foF2 sobre Bahía Blanca mostró ser menor que la correspondiente a la de Tucumán. Además, se muestra un ejemplo de un mapa de foF2 publicado por el IPS con buenos valores para Tucumán pero con una marcada sobreestimación de esta magnitud ionosférica para Bahía Blanca. Esta disparidad de resultados se debe a que el IPS utiliza los datos del AIS de Tucumán para construir el mencionado mapa pero no usa las mediciones del nuevo ionosonda de la FRBB. Se destaca que los datos de la FRBB fueron ofrecidos al IPS para mejorar la confiabilidad del mapa mencionado en la zona Central - Sur de nuestro país.

Palabras claves: ionósfera, ionosondas, foF2



Introducción

El conocimiento del comportamiento de la ionósfera y la posibilidad de predecirlo mediante modelos, son de fundamental importancia para distintos sistemas que usan señales de radio, como: la comunicación en HF, la de detección de satélites, el posicionado de puntos geodésicos, etc.

Los procesos físico-químicos presentes en la ionósfera hacen que el comportamiento de la misma dependa de la latitud (Rishbeth y Garriot, 1969; Hunsucker, 2003, entre otros).

En nuestro país, en la década del '70, funcionaron ionosondas en Tucumán, San Juan, Buenos Aires, Islas Argentinas, Ushuaia, Trelew, Puerto Madryn y Antártida. Esos equipos fueron cayendo en obsolescencia y, en 2007, solo funcionaban, con acceso público a la información experimental, los ionosondas de Buenos Aires y la Antártida. Esto muestra la necesidad de que en la Argentina se impulse el desarrollo de una red de ionosondas que nos permita recuperar la capacidad de mediciones ionosféricas con ese instrumental.

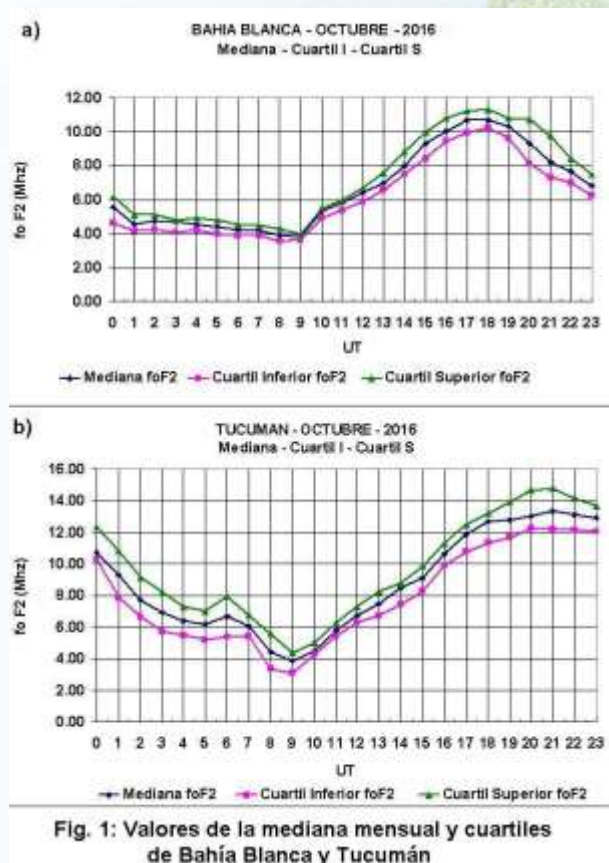
En 2007, en colaboración con el Instituto de Geofísica y Vulcanología de Roma (INGV), el Centro de Investigación de Atmósfera Superior y Radiopropagación (CIASUR) de la Facultad Regional Tucumán (FRT) de la UTN instaló un ionosonda (Advanced Ionospheric Sounder - AIS) en Tucumán. La investigación realizada en cooperación entre ambas instituciones permitió avanzar en el estudio del comportamiento de la ionósfera sobre Tucumán (Pezzopane et al., 2007; Cabrera et al., 2010; Ezquer et al., 2014; entre otros).

La cooperación entre el CIASUR y el INGV, sumada al apoyo de la UTN, el MINCyT, la UNT y la Embajada de Italia, llevó a que en Septiembre de 2016 se instalara un nuevo ionosonda en la Facultad Regional Bahía Blanca (FRBB) de la UTN. En este trabajo se presentan los primeros resultados obtenidos con el ionosonda de la FRBB, los que corresponden a Octubre de 2016.

Materiales y métodos

En este trabajo se utilizan los ionogramas horarios, obtenidos con el AIS de la FRBB, correspondientes a los 30 días del mes de Octubre de 2016 para obtener los valores de la frecuencia crítica de la región F2 de la ionósfera.

Como valor mensual de foF2 se usa la mediana horaria mensual puesto que la misma es menos afectada por fuertes variaciones que podrían ocurrir durante tormentas ionosféricas. Para evaluar la variabilidad diaria se consideran los cuartiles superior e inferior del conjunto de valores obtenidos en el mes en



consideración.

Resultados y discusión

El panel superior de la figura 1(a) muestra los valores de la mediana mensual y los cuartiles de foF2 sobre Bahía Blanca. Se observa una variación diaria de la mediana con los menores valores, cercanos a 4 MHz, entre la 1 UT y la 9 UT (21 - 5 LT.). Los valores de foF2 comienzan a crecer a partir del amanecer alcanzando su máximo valor, próximo a 10 Mhz, a las 17 UT - 18 UT (aprox. 13 -14 LT). El panel inferior de la figura 1(b) muestra los resultados de las mediciones realizadas en Tucumán simultáneamente con las de Bahía Blanca. Al igual que para Bahía Blanca se observa la variación diaria de la mediana, pero con valores que disminuyen continuamente desde 10 a 4 Mhz, entre las 0 UT y 9 UT, instante en el que alcanza el mínimo diario. El máximo, cercano a 13 Mhz, se alcanza más tarde que en Bahía Blanca y se extiende por más horas (desde las 18 a 23 UT). Es evidente que la ionización sobre en Tucumán es mayor que la registrada en Bahía Blanca, lo que se debería a la influencia de la Anomalía Ecuatorial (AE) sobre la estación de baja latitud. En cuanto a los cuartiles de foF2, se observa que, en general, los mismos están más cercanos a la mediana en Bahía Blanca, lo que indicaría que la variabilidad de la región F2 sobre esta estación ionosférica es menor que la de Tucumán. Esto sugiere una mayor complejidad de los procesos físicos que controlan la ionósfera de baja latitud en nuestro país.

Por otro lado, cabe destacar que el Ionospheric Prediction Service (IPS) de Australia publica un mapa de foF2 utilizando datos de diferentes ionosondas distribuidos en el globo terráqueo (http://www.ips.gov.au/HF_Systems/6/5). La figura 2 muestra el mapa de foF2 correspondiente al 19 de Octubre a las 21 UT. Allí se observa que el valor asignado a Tucumán es aproximadamente 15 MHz, lo que

Global Real Time Ionospheric foF2 Map 19 October 2016 Hour: 21 UT

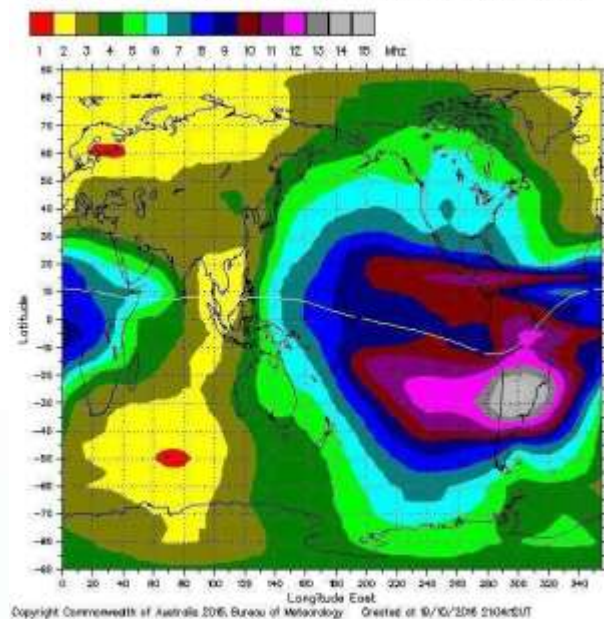


Fig. 2: Mapa de foF2. 19/10/16 - 21 UT (obtenido del IPS)

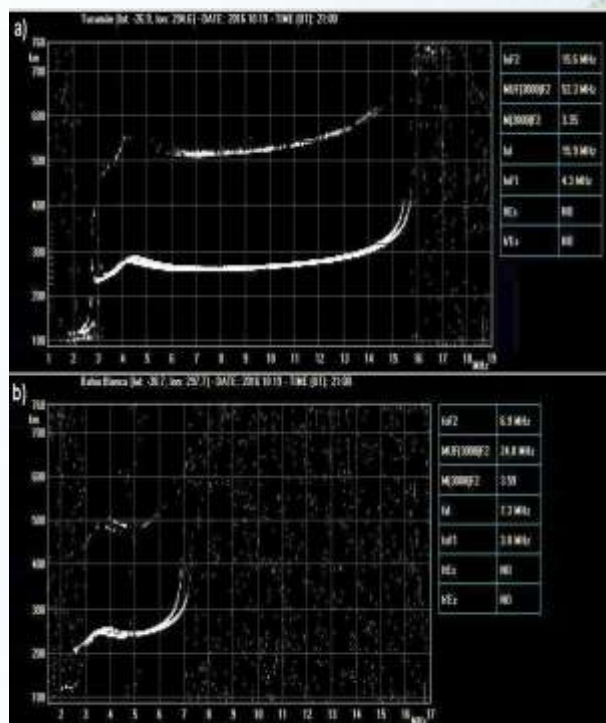


Fig. 3: Ionogramas de Tucumán y Bahía Blanca - 19/10/16 - 21UT



coincide con el valor dado en el ionograma que se muestra en el panel superior de la figura 3(a). Para Bahía Blanca el mencionado mapa indica un valor de 12 MHz, sin embargo el valor medido con el nuevo AIS indica 6.9 MHz (ver panel inferior de la figura 3(b)). Esta disparidad de resultados se debe a que el IPS utiliza los datos del AIS de Tucumán (datos públicos en <http://ionos.ingv.it/tucuman/latest.html>) para construir el mencionado mapa pero no usa las mediciones del nuevo ionosonda de la FRBB (datos públicos en <http://ionos.ingv.it/BahiaBlanca/latest.html>). Así, un importante resultado obtenido con el nuevo observatorio de la FRBB es que la calidad del mencionado mapa de foF2 debe ser mejorada para la zona central - sur de nuestro país. Por esa razón se ofreció al IPS el acceso a la información experimental obtenida con el AIS de la FRBB, lo que fue muy bien recibido por esa Institución. Se espera que en un futuro inmediato el IPS utilice estos datos.

Por último, es importante señalar que los buenos resultados obtenidos con la cooperación INGV - CIASUR - UTN, sumados a la importante infraestructura de la UTN desplegada en toda Argentina, alientan a impulsar la creación de una nueva estación ionosférica en las Facultades de esta Universidad que se encuentran en el extremo Sur de nuestro país.

Conclusiones

Se presentaron los primeros resultados obtenidos con el ionosonda de la FRBB, los que muestran que foF2 alcanza el mínimo antes del amanecer y un máximo a las 13 LT. La comparación con mediciones simultáneas realizadas con el AIS de Tucumán muestra que los valores de foF2 sobre esta última estación son mayores que los de Bahía Blanca, lo que se debe a la influencia de la AE. La variabilidad de la región F2 sobre Bahía Blanca es menor que la correspondiente a Tucumán. Los valores del AIS de FRBB serán un importante aporte para mejorar el mapa de foF2 del IPS. Además, se realizarán gestiones para ampliar la red UTN de ionosondas.

Agradecimientos

Trabajo financiado parcialmente por los Proyectos: PID UTI3805TC (UTN), PIUNT 26/E508 (UNT), PICT 2015-0511 (FONCYT-Préstamo BID).

Referencias

- Cabrera, M. A., M. Pezzopane, E. Zuccheretti and R. G. Ezquer, 2010. Satellite traces, Range Spread F occurrence, and Gravity Waves propagation at the southern anomaly crest. *Annales Geophysicae*, Vol. 28, pp 1133 - 1140.
- Ezquer, R. G., J. L. López, L. A. Scidá, M. A. Cabrera, B. Zolesi, C. Bianchi, M. Pezzopane, E. Zuccheretti and M. Mosert, 2014. Behaviour of ionospheric magnitudes of F2 region over Tucumán during a deep solar minimum and comparison with the IRI 2012 model predictions. *J. of Atmos. and Solar-Terres. Physics*, Vol. 107, pp 89 - 98.
- Hunsucker R. D., 2003. The high latitude ionosphere and its effects on radio propagation. Cambridge University Press.



Pezzopane, M., E. Zuccheretti, C. Bianchi, C. Scotto, B. Zolesi, M. Cabrera and R. G. Ezquer, 2007. The new ionospheric station of Tucumán. First results. *Annals of Geophysics*, Vol. 20 N° 3, pp 483 - 493.

Rishbeth, H., and O. K. Garriot, 1969. *Introduction to Ionospheric Physics*. Acad. Press.



Sesión temática:

Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

**Coordinan: Dr. Eduardo Agosta Scarel y Dr.
Adrián Yuchechen**



Red Universitaria Hidrometeorológica: casos testigo

N. Sabbione¹, H. Sarochar¹, F. Berisso¹ y J. Rossi¹

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. nora@fcaglp.unlp.edu.ar

Resumen

La Red Universitaria Hidrometeorológica (RUH) ha sido desarrollada en base a estaciones meteorológicas automáticas (EMAs) que operan en el predio de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG), dos adquiridas en el marco del Proyecto de Investigación orientado (PIO) “Las inundaciones en La Plata, Berisso y Ensenada: Análisis de riesgos, estrategias de intervención. Hacia la construcción de un observatorio ambiental”, (Aeródromo y Sicardi), y otras preexistentes dependientes de las Facultades de Agronomía, (Agronomía), y de Arquitectura y Urbanismo (LAYHS), de la Universidad Nacional de La Plata. Tanto las EMAs preexistentes como las adquiridas recientemente han permitido el re-diseño de una red de observación (Pabón Caicedo y otros, 2002) cuya representatividad y cobertura quedan dentro de la mesoescala (Orlanski, 1975). Esta red tiene como objetivos fundamentales ampliar la cobertura geográfica del monitoreo de variables meteorológicas y de la calidad del agua superficial en cinco cuencas, para la caracterización tanto climática como de la salud ambiental de la región. Estos datos permitirán la creación de una base de referencia ambiental necesaria para la planificación del desarrollo regional a corto y mediano plazo en lo referente a la adaptación a la variabilidad de nuestro medio natural. También se podrá aportar información para los tomadores de decisión, en la construcción y aplicación de medidas de prevención y en situaciones de emergencia hídrica, teniendo en cuenta que se cuenta, en particular, con datos en tiempo real de las condiciones meteorológicas de la región de La Plata y alrededores.

Palabras clave: Mesoescala, Red, EMA, La Plata.

Introducción

Una red hidrometeorológica de datos es un grupo de instrumentos e instalaciones destinados a la recolección de datos, diseñado y operado para responder a un objetivo o a un conjunto de objetivos compatibles y específicos (Lobato Sánchez y otros, 2012). Con frecuencia, las redes de estaciones meteorológicas se construyen tomando en cuenta factores tales como accesibilidad, seguridad y costos, consideraciones muy diferentes de los fenómenos que se pretenden medir.

De acuerdo con la Organización Meteorológica Mundial (OMM N° 100, 2011 y OMM N° 8 1996) los pasos que se deben seguir para revisar y rediseñar una red existente son los siguientes: arreglo institucional, objetivos de la red, establecimiento de prioridades, diseño de la red, operación y mantenimiento, presupuesto, implementación y operación.

De acuerdo al diseño previo que se realizó para la RUH, y teniendo en cuenta los requisitos necesarios, se iniciaron en el mes de agosto de 2014 inspecciones a cada una de las EMAs existentes que se incluían en el PIO, a fin de programar y efectuar

durante los meses sucesivos, las intervenciones indispensables para avanzar en los objetivos planteados.

La estación La Plata Observatorio (LPO), que forma parte de la Red, es la estación climatológica de referencia en la región y se encuentra en el predio de FCAG, en adelante se la mencionará como *Observatorio*.

Materiales y métodos

La RUH (Figura 1). comprende las siguientes estaciones meteorológicas:

- *Agronomía*: ubicada en 34.98° S, 58.00° O, cabeceras de la cuenca del Ao Perez, afluente del Ao del Gato.
- *LAYHS, Laboratorio de Arquitectura y Hábitat Sustentable*: ubicada en 34.87° S, 58.00° O, cuenca del Ao. Don Carlos.
- *Observatorio*: ubicada en 34.90° S, 57.92° O, cuenca del Ao. del Zoológico.
- *Aeródromo*: ubicada en 34.96° S, 57.90° O, cuenca del Ao. Maldonado.
- *Sicardi*: ubicada en 35.00° S, 57.86° O, cuenca del Ao. El Pescado.

El monitoreo y control de la Red se realiza desde el Departamento de Sismología e Información Meteorológica de la FCAG – UNLP.

En particular, una de las aplicaciones potencialmente más interesantes de la

Red es la de colaborar en una alerta temprana y seguimiento en tiempo real de eventos severos que pudieran generar inundaciones en la ciudad de La Plata y alrededores.

Si bien aún se encuentra en desarrollo la interconexión de las EMAs, se dispone de series de datos que han permitido el análisis de eventos como tormentas, pasajes de frentes y sudestadas en la región, presentándose aquí algunos casos testigo.

Resultados y discusión

Sudestada del 4 al 7 de Septiembre de 2016

Entre los días 4 y 7 de Septiembre de 2016 hubo en la región del estuario del Río de La Plata una situación de Sudestada que generó precipitaciones moderadas y vientos moderados a fuertes, con ráfagas que superaron los 45 km/h a 50 km/h en toda la región, especialmente durante los días 5 y 6. La dirección de los vientos fue variando de Sur o Sud-sudoeste en las primeras horas del día 4, rotando al Sur y al Sud-sudeste y luego al Sudeste a partir de las 7:30hs, permaneciendo en ese cuadrante, volviendo a rotar al Sur y luego a Sud-sudoeste a partir del mediodía del día 5. Este patrón de rotación del viento fue bastante regular en las cinco EMAs.

Sin embargo, las distintas estaciones de la RUH acusaron registros de precipitación bien diferenciados, tanto en la cantidad de lluvia como en la hora de inicio del evento.



Figura 1: emplazamiento de las EMAs que componen la RUH La Plata



Las precipitaciones comenzaron suavemente el día 4, con horarios diferentes de inicio en cada una de las EMAs, mostrando un patrón irregular teniendo en cuenta su ubicación geográfica en referencia a la dirección de los vientos (Figura 2). Así fue que la lluvia comenzó a las 21:15hs en la EMA *LAYHS*, a las 22:20hs en la EMA *Observatorio* (las dos ubicadas más al Norte), a las 22:45hs en la EMA *Agronomía*, y a las 23:20hs en las EMAs *Aeródromo* y *Sicardi*.

La Red tiene una extensión que la ubica en la mesoescala γ (de 2 a 20 km) por lo cual se pudieron detectar los fenómenos locales, pero no sus forzantes de escala sinóptica, en este caso particular, un ciclón que se instaló en el Río de la Plata.

Si bien la mayor cantidad de precipitación ocurrió durante los días 5 y 6 en toda la región analizada, el acumulado de los cuatro días que registró cada una de las EMAs fue: 68,4 mm en *LAYHS*, 44,8 mm en *Observatorio*, 32,6 mm en *Sicardi*, 35,2 mm en *Aeródromo* y 27,8 mm en *Agronomía*. Entre la primera y la última de estas estaciones, hay una diferencia de 40,6 mm en una distancia lineal de 12,5 km

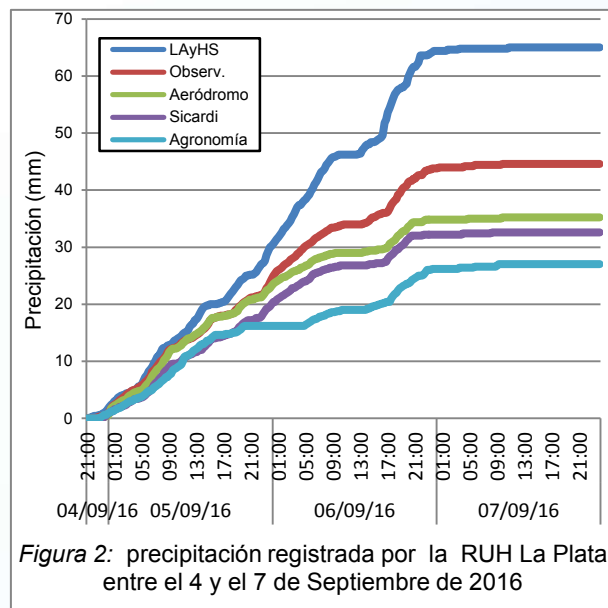


Figura 2: precipitación registrada por la RUH La Plata entre el 4 y el 7 de Septiembre de 2016

La marcha de temperaturas se mostró bastante uniforme entre las distintas estaciones, observándose la secuencia de mínimas y máximas diarias, aunque con amplitudes mucho menores para los días 5, 6 y 7 en comparación con el día 4 y al mismo tiempo con un descenso notable de los valores. Fenómeno producido por efecto de enfriamiento que causa la precipitación, absorción de calor latente al evaporarse parte de la misma y principalmente por la advección fría (los vientos rotaron al Sur y luego al Sudoeste a partir del día 6).

Tormenta del 15 de octubre de 2016

El día 15 de Octubre hubieron en la región norte de la provincia de Buenos Aires, centro de Córdoba, sur de Santa Fe y Entre Ríos una serie de tormentas asociadas a un frente estacionario que se instaló en la zona mencionada, comenzando en horas de la madrugada y extendiéndose hasta cerca del medio día la actividad convectiva principal, muy variable en las distintas zonas. En la ciudad de La Plata y alrededores



hubo una tormenta que produjo precipitaciones moderadas a lo largo de casi todo ese día. Los vientos oscilaron del Este y del Sudeste la mayor parte del día.

La precipitación (Figura 3), comenzó primero en la EMA - *LAYHS* a las 04:15 hs con un total diario de 49,0 mm; luego, siguieron las demás EMAs, comenzando la precipitación casi simultáneamente a las 5:30 hs. La precipitación acumulada diaria fue entre 49,8 mm, *Sicardi* y 37,2 mm *Agronomía*, lo que significó una diferencia de 12,6 mm en una distancia lineal de 12 km. Este es un claro ejemplo de la variabilidad que muestran los eventos de convección profunda, pudiendo darse en un área relativamente pequeña o incluso en una misma ciudad diferencias notables en las cantidades de precipitación y tiempo de ocurrencia en distintos puntos de observación.

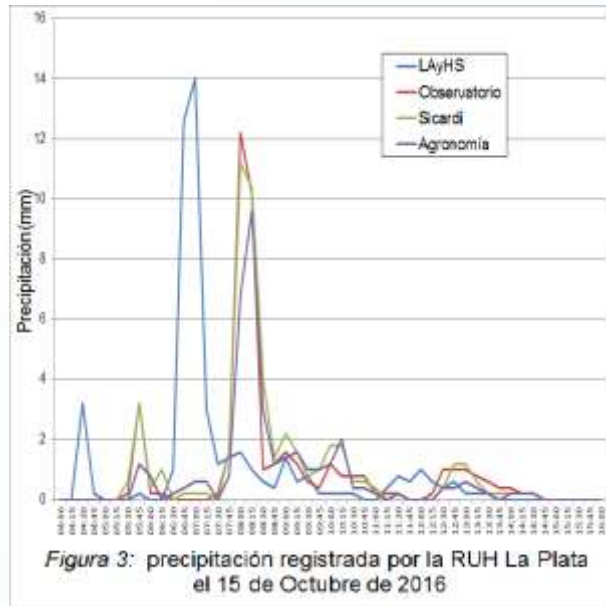


Figura 3: precipitación registrada por la RUH La Plata el 15 de Octubre de 2016

Las temperaturas en todas las EMAs registraron una marcha diaria similar. Las mínimas se produjeron bastante después de la salida del Sol (a las 06:10 hs, aproximadamente), por efecto de la precipitación que al evaporarse absorbe calor del aire y lo enfría. Cada EMA acusó su temperatura mínima coincidente con el momento de inicio de la lluvia, así, la primera en registrarla fue la EMA *LAYHS* alrededor de las 07:45 hs mientras que las otras EMAs lo hicieron entre las 08:45 hs y las 10:00 hs. Todas las EMAs registraron la temperatura máxima, casi a la misma hora, entre las 16.45 hs y las 17:00 hs, cuando ya no llovía.

Conclusiones

La RUH con la actual configuración se encuentra operando desde Agosto de 2016. En los primeros casos testigo analizados, se mostró eficiente al momento de monitorear la evolución de fenómenos meteorológicos y en particular eventos de precipitación en mesoescala aún cuando éstos se hallaran dentro de la escala Sinóptica, detectando en tiempo real los diferentes momentos de iniciación de los fenómenos, cantidades de precipitación, rotación de los vientos, cambios de temperaturas y presiones en cada uno de los puntos de observación establecidos. La ampliación de la RUH con la instalación de nuevas EMAs (se proyecta la adquisición de dos equipos más) permitirá ampliar el área de cobertura de las observaciones, pudiendo convertirse en una herramienta importante el seguimiento en tiempo real de



fenómenos severos en la zona de cobertura, con el consecuente apoyo que pudiera prestarse en tales ocasiones a los sistemas de protección municipales y/o provinciales.

Agradecimientos

A los operadores de las estaciones meteorológicas de la RUH.

Referencias

Lobato Sánchez y otros, 2012, Caracterización espacial de redes pluviográficas: caso de la cuenca de la presa Peñitas, en Tecnología y Ciencias del Agua, vol. III, núm. 1, pp. 103-121.

OMM, 1996. Guía de instrumentos y métodos de observación meteorológicos. No. 8, 441 pp.

OMM, 2011. Guía de prácticas climatológicas. N° 100, 128 pp.

Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bulletin of the American Meteorological Society, 56, pag. 527-530.

Pabón Caicedo y otros, 2002, Propuesta para el rediseño de la red de observaciones meteorológicas en Colombia, en Meteorología Colombiana N° 5, 123 – 12.



Caracterización de la Capa de Superficie en base a datos de torres micrometeorológicas sobre el Río Uruguay

F.I. Solari¹, M.N. Cosme Patanella², G.J. Berri³

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. solari.fi@gmail.com

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. melissapatanella@gmail.com

³ Servicio Meteorológico Nacional - CONICET; Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.

Resumen

En este trabajo se analizan los datos obtenidos en dos torres micrometeorológicas ubicadas en la costa del Río Uruguay, próximas a la ciudad de Gualeguaychú. Las torres realizan mediciones de diversas variables meteorológicas a 2 y 42m de altura -a excepción del viento, que se mide a 10 y 42m-. La serie de datos corresponde al año 2014 y cuenta con mediciones de alta frecuencia promediadas en intervalos de 10 minutos, registrándose el valor promedio, el máximo, y el mínimo de cada intervalo. Las variables registradas son: temperatura de bulbo seco, temperatura de rocío, velocidad y dirección del viento, presión barométrica, precipitación, humedad relativa, y radiación solar incidente.

El objetivo es, en primer lugar, estudiar el comportamiento medio de las diversas variables a fin de caracterizar su variación diaria y estacional.

En segundo lugar, se analizan las propiedades de la capa de superficie (CS) a través de estimaciones de flujos turbulentos y parámetros de estabilidad.

En tercer lugar, se estudian con mayor detalle aquellos casos en los que el viento en superficie -medido a 10m de altura- resulta más intenso que el viento en altura -medido a 42m-, ya que es esta una situación anómala de acuerdo a las parametrizaciones clásicas del perfil vertical de viento en la CS. Se analiza también la relación de estas anomalías con las condiciones del tiempo presente registradas en la estación meteorológica Gualeguaychú Aero, a fin de identificar posibles causas o situaciones favorables.

Por lo tanto, se trabajará con los datos para realizar un análisis de la CS y de esta manera poder estudiar tanto los casos excepcionales como el comportamiento anual de las variables.

Palabras clave: Observaciones; torres micrometeorológicas; capa de superficie; análisis de datos



Introducción

En el presente trabajo se estudian las características de la capa de superficie planetaria a partir de una serie anual de datos.

Se comienza con una caracterización de tipo estadístico (marcha anual y ciclo diario) de las variables básicas, así como temperatura de bulbo seco y de rocío, presión, viento, precipitación, humedad relativa y radiación solar. Luego, se realiza el mismo tipo de análisis para diversos parámetros de estabilidad obtenidos a partir de las variables mencionadas anteriormente, como el número de Richardson, los gradientes verticales de temperatura potencial y de viento y flujos turbulentos que ayudan a caracterizar la capa de superficie.

En tercer lugar, se estudia en mayor detalle los casos en los que el viento en superficie resulte más intenso que el viento en altura, comparándolo además con las observaciones horarias de tiempo presente (ww) realizadas en la estación del Aeropuerto de Gualeguaychú, que es la estación más cercana a ambas torres de medición.

Materiales y métodos

Los datos fueron tomados y promediados de manera automática cada 10 minutos a partir de distintos instrumentos en dos torres micrometeorológicas que se encuentran en la provincia de Entre Ríos, sobre la costa del Río Uruguay.

Las mismas están ubicadas según las siguientes coordenadas:

-Torre Norte, Latitud: $-33^{\circ} 2' 59.4''$, Longitud: $-58^{\circ} 23' 32.2''$

-Torre Sur, Latitud: $-33^{\circ} 11' 24.72''$, Longitud: $-58^{\circ} 26' 38.4''$

Las series de datos obtenidas contienen alrededor de 50000 registros por cada torre, tanto en altura (40m) como en superficie (2m). Antes de realizar el análisis de los datos, fue necesario controlar la calidad de los mismos. En primer lugar, la Torre Norte contaba con dos períodos de tiempo prolongados durante los cuales no se registraron datos. En segundo lugar, varias mediciones aisladas proporcionaban información únicamente sobre la presión barométrica, por lo cual carecían de utilidad práctica en el presente trabajo. En tercer lugar, es necesario contar con el par de datos altura-superficie de cada torre, a fin de poder realizar diferencias o gradientes en la vertical, por lo tanto, los instantes que no contaban con ambos datos -es decir, existía solo el dato de superficie o solo el dato de altura, pero no ambos a la vez- también fueron descartados en el presente análisis.-El proceso de filtrado de datos redujo el tamaño de la serie original, pero la cantidad de datos sigue siendo significativa para el objeto de este estudio.

También se utilizan datos del reporte SYNOP horario de la estación de Gualeguaychú Aero ubicada a unos 10 kilómetros de las torres, para poder evaluar si



los fenómenos que se dieron durante las mediciones de los datos influyeron sobre el comportamiento de las variables estudiadas, específicamente sobre el viento.

Se realiza un análisis específico del comportamiento de la variable viento siguiendo tres ejes organizadores: variación diaria, variación anual, y relación con observaciones de tiempo presente. En todos los casos, la frecuencia calculada es la probabilidad sujeta a la condición indicada.

Resultados y discusión

Variación diaria

Se analiza la distribución de la cantidad de casos y su frecuencia en relación al total de mediciones en 24 intervalos de 1 hora, para observar así su variación con el momento del día. También la distribución estadística de los valores anómalos (mediana, rango intercuartil, intervalo de confianza de la mediana, sesgo de la muestra).

Lo más notable es la variación de la frecuencia de casos en los que el viento en superficie (10m) resulta mayor que el viento en altura (40m). En la Figura 1 se puede apreciar que durante la noche la frecuencia de casos se mantiene alrededor del 5%, mientras que durante el día muestra una variación importante, alcanzando su máximo en las horas de mayor insolación y mayor inestabilidad de la atmósfera, la cual se obtiene a partir del ciclo diario del Número de Richardson calculado para la muestra de datos. Además, ambas torres exhiben el mismo comportamiento, aunque tanto la frecuencia como la cantidad total de casos en los que ocurre este fenómeno son mayores en la torre sur.

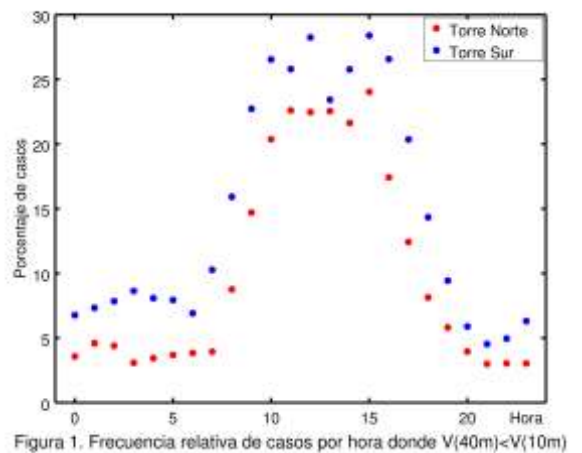


Figura 1. Frecuencia relativa de casos por hora donde $V(40m) < V(10m)$

Variación anual

A partir de un procedimiento análogo al anterior, se analiza la variación a lo largo del año, dividiendo la serie en 12 intervalos, uno por cada mes del año.

A diferencia de la variación diaria, no se observan diferencias significativas ni tendencias del comportamiento de la serie en la variación anual. Nuevamente, la torre sur tiene mayor incidencia del fenómeno, tanto en cantidad de casos como en frecuencia. Pero cabe destacar que el comportamiento de la frecuencia es análogo en ambas torres. No sucede lo mismo con la cantidad de casos, pero esto se debe, en



parte, a que tanto en mayo como en diciembre no se encuentran disponibles casi la mitad de los datos. Por lo tanto, la frecuencia es más representativa del comportamiento que la cantidad total de casos. Ver Tabla 1.—La frecuencia del fenómeno, en promedio, es del 10% en la torre norte y del 15% en la torre sur.

Tabla 1. Número de casos por mes en que el viento a 10m es mayor que a 40m de altura

	Casos	Mediciones totales	Frecuencia (%)	Casos	Mediciones totales	Frecuencia (%)
Mes	Torre Norte			Torre Sur		
Enero	428	4443	9.6	411	4630	9.2
Febrero	506	4023	12.6	525	4031	13.0
Marzo	495	4336	11.4	810	4463	18.1
Abril	429	4193	10.2	531	3866	13.7
Mayo	309	2296	13.4	896	4463	20.1
Junio	396	3964	10.0	640	4319	14.8
Julio	361	4461	8.1	491	4463	11.0
Agosto	562	4456	12.6	748	4463	16.8
Septiembre	395	4319	9.1	518	4318	12.0
Octubre	470	4454	10.6	551	3740	14.7
Noviembre	346	4097	8.4	555	4316	12.8
Diciembre	130	2465	5.3	865	4463	19.4

Relación con observaciones de tiempo presente

Se comparan las observaciones de tiempo presente de la estación Gualeguaychú Aero con las mediciones realizadas en la misma hora y en la hora anterior a la observación. También se analiza la distribución por décadas del código (de tiempo presente) del total de datos y de los casos anómalos, a fin de observar si existe algún fenómeno meteorológico que favorezca esta situación.

Se puede apreciar en la Tabla 2, que en ambas torres predominan ampliamente las mediciones de fenómenos no significativos (primera década u observación no incluida en el reporte). Además, los fenómenos de niebla (quinta década) tienen una frecuencia relativa considerablemente más elevada que cualquier otra década, mientras que las décadas asociadas a la precipitación (llovizna, lluvia, tormenta) poseen las frecuencias más bajas.



Tabla 2. Número de casos por década del código de tiempo presente en que el viento a 10m es mayor que a 40m de altura

	Casos	Mediciones totales	Frecuencia (%)	Casos	Mediciones totales	Frecuencia (%)
Década	Torre Norte			Torre Sur		
1	3790	38264	9.9	5798	41331	14.0
2	503	4201	12.0	699	4326	16.1
3	146	1276	11.4	283	1374	20.6
4	0	0	-	0	0	-
5	221	1034	21.4	432	1164	37.1
6	23	502	4.6	50	684	7.3
7	73	961	7.6	140	1139	12.3
8	0	0	-	0	0	-
9	0	12	0	0	12	0
10	82	1268	6.5	150	1350	11.1

Conclusiones

El fenómeno analizado en este trabajo ocurre con una frecuencia aproximada de 10-15%.

Alrededor del mediodía, en el horario de mayor inestabilidad de la capa de superficie, hay un aumento significativo en la frecuencia de los casos en los cuales el viento en superficie resulta más intenso que el viento en altura.

No se observa un ciclo anual de esta situación, pero sí un ciclo diario.

La situación ocurre con más frecuencia en caso de niebla.



Variabilidad de baja frecuencia en los caudales de los ríos del centro-norte de Argentina y su contribución al desarrollo de sequías hidrológicas

J. Caragunis¹, J. Rivera² y O. Penalba^{1,3}

¹ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. juancara92@gmail.com

² Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), CCT-Mendoza/CONICET.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

Resumen

Con el propósito de mejorar el conocimiento de la variabilidad temporal de los caudales de los ríos del centro-norte de Argentina en términos de la variabilidad de baja frecuencia, se analizaron los registros mensuales históricos de 10 estaciones de aforo durante el período 1919-2014. A fin de comparar los registros hidrológicos en cuencas con distintas características climáticas y geográficas, se utilizó el índice de caudal estandarizado (ICE), el cual fue obtenido mediante el ajuste de los caudales mensuales a una distribución de probabilidades gamma para luego transformarlos en una variable estandarizada. Mediante una descomposición empírica se obtuvieron los principales modos de variabilidad temporal de los caudales, los cuales abarcan desde la escala estacional a las variaciones multi-decadales, y una tendencia de largo plazo no-lineal. Para el análisis de la variabilidad de baja frecuencia se realizó una composición de los modos que tuvieran periodicidades de 10 o más años. Los resultados muestran que la variabilidad climática juega un papel fundamental, modulando las variaciones de los períodos de sequía hidrológica en diversas escalas de tiempo, lo cual se identificó a través de las tendencias observadas en el último siglo. Estas variaciones de baja frecuencia imponen condiciones de clima no-estacionario, lo cual debe tenerse en cuenta para lograr una gestión de riesgos efectiva.

Palabras clave: caudal, variabilidad temporal, oscilaciones de baja frecuencia, sequía hidrológica.

Introducción

En la región centro-norte de Argentina existen diversos contrastes entre sus cuencas hidrológicas. Por ejemplo, mientras la región de Cuyo posee 2,5 millones de habitantes de los cuales el 90% se concentra en el 4% de esta región (oasis irrigados);



la Cuenca del Plata posee 200 millones de habitantes en su superficie de 3.2 millones de Km², siendo la tercera cuenca más grande del mundo y generando el 70% del PBI de los cinco países que la integran. Teniendo en cuenta el incremento en la demanda de recursos hídricos para diversas funciones –irrigación, generación de energía hidroeléctrica, consumo humano-, es necesario un manejo eficiente que contemple la variabilidad de los caudales en distintas escalas temporales.

Las variaciones climáticas en escalas decadales (en un período entre 10 y 100 años) probablemente son las que causan mayores impactos en las actividades humanas, lo cual se debe a que gran parte de la planificación de la sociedad se da en esta escala temporal (Krepper y Sequeira, 1998). El impacto de las variaciones decadales o de baja frecuencia ha sido ampliamente documentado considerando las precipitaciones en el sur de Sudamérica (Krepper y Sequeira, 1998; Penalba y Vargas, 2004; Krepper y Zucarelli, 2010; Lovino y otros, 2014; Saurral y otros, 2016). No obstante, poco se conoce respecto a las variaciones decadales de los caudales mensuales en Argentina, teniendo en cuenta que existen diversos sitios de aforo que poseen registros centenarios que permiten este tipo de análisis. Puede mencionarse a Pasquini y otros (2006), quienes analizaron registros de caudales en el centro de Argentina, encontrando periodicidades significativas de entre 10 y 25 años. Antico y otros (2016) encontraron que los ciclos entre 31-85 años contribuyeron al desarrollo de los picos de descarga registrados en los años 1983 y 1992 en el río Paraná.

Los caudales son la variable clave para el análisis y descripción de sequías que repercuten en diversas actividades relacionadas con el suministro de agua, como la generación de energía hidroeléctrica y la irrigación para la agricultura (Heim, 2002). En este estudio se propone identificar las variabilidades de baja frecuencia –en escala decadal- en 10 estaciones de aforo de referencia localizadas en el centro-norte de Argentina. Se analizarán en particular las variabilidades que favorecieron el desarrollo de sequías hidrológicas en la región.

Materiales y método

Se utilizaron datos de caudales mensuales de 10 estaciones de aforo pertenecientes a ríos ubicados en la región centro-norte de Argentina (25°S-40°S, Figura 1), los cuales fueron provistos por la Subsecretaría de Recursos Hídricos

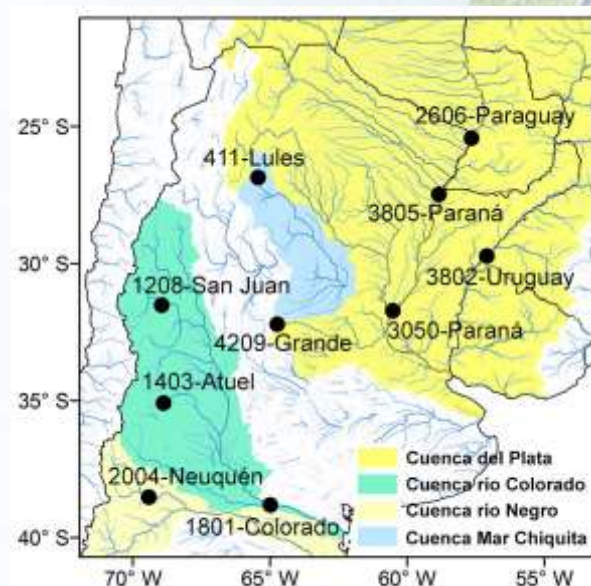


Figura 1. Área de estudio y estaciones utilizadas.



(<http://bdhi.hidricosargentina.gov.ar/>). Las estaciones de aforo seleccionadas poseen registros que comienzan entre 1903 y 1919 y corresponden a los ríos Atuel, San Juan, Colorado, Neuquén, Paraná, Paraguay, Uruguay, Grande y Lules (Figura 1). El período común 1919-2014 (96 años) se seleccionó en función de la disponibilidad, calidad y distribución espacial de los datos, con el fin de obtener una completa descripción de la variabilidad de baja frecuencia. Las series de caudales diarios fueron sometidas a procedimientos de control de calidad y los datos faltantes, que en ningún caso superaron el 3% del total de las series temporales, fueron rellenados con aforos cercanos siguiendo las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (2008).

A fin de comparar los caudales de las distintas cuencas analizadas, se utilizó el índice de caudal estandarizado (ICE, Vicente-Serrano y otros, 2012). Este índice representa la cantidad de desviaciones estándares a partir de la cual un valor de caudal mensual se encuentra por encima o por debajo del promedio climatológico de una ubicación particular. Para su construcción, los caudales mensuales fueron ajustados a una distribución de probabilidades gamma, para luego transformar la distribución de probabilidad acumulada a una distribución normal (más detalles en Vicente-Serrano y otros, 2012). Valores de ICE positivos (negativos) indican caudales por encima (debajo) de los valores climatológicos. Para la obtención de los modos de baja frecuencia presentes en las series de ICE se aplicó una descomposición denominada ensamble completo de la descomposición empírica de modos con ruido adaptativo (CEEMDAN por sus siglas en inglés, Colominas y otros, 2014). Con esta metodología, se obtuvieron los principales modos de variabilidad de los caudales y una tendencia no-lineal. A fin de obtener la variabilidad decadal, se sumaron los modos con periodicidades mayores a 10 años junto con la tendencia no-lineal.

Resultados y discusión

La figura 2 muestra las series de ICE de 4 de las 10 estaciones analizadas, en conjunto con la componente decadal de cada serie y su tendencia no-lineal. En todos los casos, las componentes decadales poseen variabilidades significativas entre 10

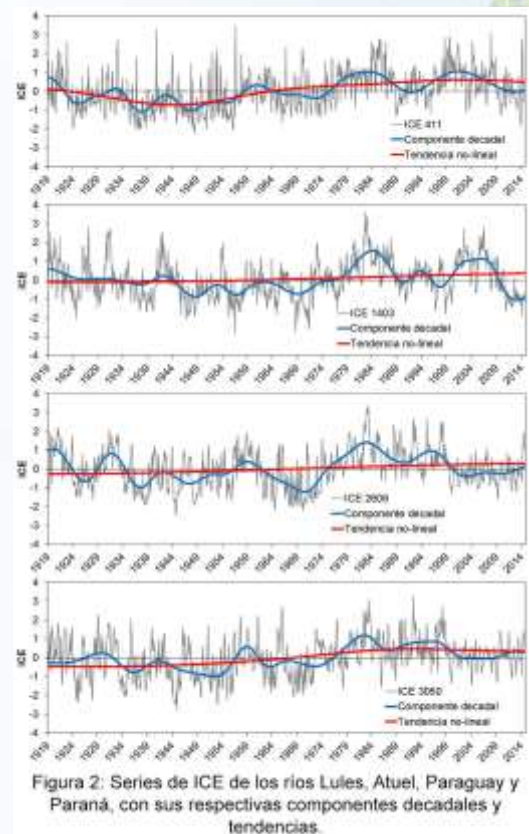


Figura 2: Series de ICE de los ríos Lules, Atuel, Paraguay y Paraná, con sus respectivas componentes decadales y tendencias.



y 30 años. Es destacable la contribución de las variaciones de baja frecuencia –que explican un 36% de la variabilidad del ICE- en los períodos secos ocurridos entre 1920 y 1960 en el río Lules. Este resultado es similar al obtenido para el río Paraná entre los años 1930 y 1960, donde la componente decadal explica el 22% de la variabilidad total de los caudales. Además, se observan valores de ICE negativos mayormente entre los años 1940 y 1975 en el río Atuel, en concordancia con una fase negativa de la Oscilación Decadal del Pacífico (Araneo y Villalba, 2015). Los ríos de Cuyo poseen una fuerte componente decadal, explicando 42% de la variabilidad del río Atuel y 37% de la variabilidad del río San Juan. El período seco reciente evidente entre los años 2009 a 2014 en los ríos Atuel, San Juan y Colorado, se asocia tanto a variaciones decadales como a una componente de cambio climático antropogénico (Boisier y otros, 2015). Las tendencias no-lineales presentan incrementos en las cuencas de los ríos Atuel, Paraná, Uruguay, Paraguay, Lules y Grande. Esto indica un incremento en los caudales mensuales durante el último siglo. Por otro lado, las cuencas de los ríos San Juan, Colorado y Neuquén presentan tendencias no-lineales negativas. La contribución de las variabilidades decadales es menor en los ríos Grande (17%), Neuquén (13%) y Uruguay (5%).

Conclusiones

Esta investigación permitió identificar los principales modos de baja frecuencia que modulan los caudales en el centro-norte de Argentina. Utilizando series de caudales mensuales de casi 100 años de extensión, se aplicó el ICE a fin de poder realizar una comparación espacial entre las variabilidades de las distintas cuencas analizadas. A estas series se les aplicó una descomposición empírica que permitió separar las variabilidades decadales respecto a las variabilidades de alta frecuencia, y a su vez identificar las tendencias no-lineales presentes en las series. Este estudio permitió identificar ciclos significativos de entre 10 y 30 años en todas las series analizadas, los cuales explican entre el 5 y el 42% de la variabilidad temporal de las series de ICE. Los resultados son relevantes para la planificación a largo plazo y para el diseño de herramientas de pronóstico.

Agradecimientos

A la Subsecretaría de Recursos Hídricos por la provisión de los datos utilizados. A los proyectos de investigación CONICET PIP 11220100100227 y UBA 20020130100263BA por la financiación de este trabajo.

Referencias

Antico, A., M.E. Torres and H.F. Diaz, 2016. Contributions of different time scales to extreme Paraná floods. *Clim. Dyn.* 46 (11): 3785-3792.



- Araneo, D. and R. Villalba, 2015. Variability in the annual cycle of the Río Atuel streamflows and its relationship with tropospheric circulation. *Int. J. Climatol.* 35 (10): 2948-2967.
- Boisier, J.P., R. Rondanelli, R.D. Garreaud and F. Muñoz, 2015. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophys. Res. Lett.*, DOI: 10.1002/2015GL067265.
- Colominas, M.A., G. Schlotthauer and M.E. Torres, 2014. Improved complete ensemble EMD: A suitable tool for biomedical signal processing. *Biomedical Signal Processing and Control* 14: 19-29.
- Heim, R.R., 2002. A review of twentieth century drought indices used in the United States. *Bull. Am. Met. Soc.* 83: 1149-1165.
- Krepper, C.M. and M.E. Sequeira, 1998. Low frequency variability of rainfall in Southeastern South America. *Theor. Appl. Climatol.* 61: 19-28.
- Krepper, C.M. and V. Zucarelli, 2012. Climatology of Water Excess and Shortages in the La Plata Basin. *Theor. Appl. Climatol.* 102: 13-27.
- Lovino, M., N.O. García and W. Baethgen, 2014. Spatiotemporal analysis of extreme precipitation events in the Northeast region of Argentina (NEA). *Journal of Hydrology: Regional Studies* 2: 140-158.
- Organización Meteorológica Mundial (OMM), 2008: Manual on low-flow estimation and prediction. WMO No. 1029, Ginebra, Suiza, 138 pp. ISBN 978-92-63-11029-9.
- Penalba, O.C. and W.M. Vargas, 2004. Interdecadal and interannual variations of annual and extreme precipitation over central-northeastern Argentina. *Int. J. Climatol.* 24: 1565-1580.
- Saurral, R.I., I.A. Camilloni and V.R. Barros, 2016. Low-frequency variability and trends in centennial precipitation stations in southern South America. *Int. J. Climatol.* DOI: 10.1002/joc.4810.



XXVIII REUNIÓN CIENTÍFICA
DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA
DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Vicente-Serrano, S.M., J.I. López-Moreno, S. Beguería, J. Lorenzo-Lacruz, C. Azorin-Molina and E. Morán-Tejada, 2012: Accurate Computation of a Streamflow Drought Index. *Journal of Hydrologic Engineering* 17: 318-332.



Predictibilidad estacional de los extremos de temperatura en Argentina a partir de la circulación atmosférica de gran escala

S. Collazo^{1,2}, M. Rusticucci^{1,2} y M. Barrucand^{1,2}

¹ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. scollazo@at.fcen.uba.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

Resumen

Las variaciones en la temperatura de la superficie del mar (SST), en particular del Océano Atlántico y Pacífico, tienen influencia sobre el sistema climático provocando cambios en los patrones de circulación atmosférica. El Niño – Oscilación del Sur (ENSO), es el mayor modo de variabilidad en el Pacífico Tropical, causando variaciones interanuales en el clima de todo el mundo. Sin embargo, existen otros modos de variabilidad que también son importantes ya que influyen sobre la temperatura y precipitación de Sudamérica. En el presente trabajo se analizó la habilidad para predecir extremos de temperatura en la Argentina al norte de 40°S de los siguientes modos de variabilidad climáticos: Modo anular del Sur (SAM), Dipolo del Océano Índico (IOD), Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación Multidecádica del Atlántico (AMO). Para ello, se calcularon y testearon estadísticamente las correlaciones desfasadas entre cada uno de los modos climáticos y distintos índices representativos de los extremos de temperatura promediados trimestralmente en el periodo 1970-2015. Estos índices de extremos de temperatura, globalmente utilizados, son: noches frías (TN10), noches cálidas (TN90), días fríos (TX10), días cálidos (TX90) y el número de días con heladas (NDH).

Los principales resultados obtenidos para cada uno de los índices de circulación se resumen a continuación. El índice SAM presentó bajos porcentajes de estaciones correlacionadas significativamente con todos los índices de extremos de temperatura en todos los trimestres. El índice asociado al IOD tiene una mayor influencia sobre los extremos de la temperatura mínima (TN10, TN90 y NDH) principalmente en primavera. Durante esta estación del año, la fase positiva del IOD provoca un incremento en las temperaturas mínimas debido a la disminución de los extremos fríos y un aumento de los extremos cálidos en todo el norte y centro del país. Por otro lado, el índice PDO posee correlaciones positivas significativas con el índice TN90 en el verano y otoño, y con TX10 y TX90 en primavera y verano (aunque con este último en forma negativa). Por lo tanto, la fase positiva de la PDO favorece una disminución en la temperatura máxima principalmente en el este-sudeste de la región de estudio en primavera y verano debido a un incremento en la frecuencia de los extremos fríos y una reducción



de los cálidos. El impacto de la PDO sobre la temperatura mínima solo se da sobre los extremos cálidos provocando un aumento de los valores de TN90 cuando ocurre la fase positiva de la PDO en diferentes sectores del país según el trimestre. Por último, el índice AMO posee correlaciones significativas con varios índices de extremos; no obstante, la mayoría de estas correlaciones se deben a la presencia de tendencias significativas en ambas series correlacionadas. Al filtrar las tendencias, se observó que los porcentajes de estaciones correlacionadas significativamente tienden a reducirse notoriamente. Las excepciones más destacadas ocurren en los trimestres de invierno al correlacionar el AMO y los índices de extremos cálidos (TN90 y TX90) en los cuales los porcentajes se incrementan al filtrar las tendencias. Las correlaciones y su significancia, entre los extremos de temperatura y los índices de circulación del mes anterior sugieren la existencia de cierta predictibilidad sobre estos extremos.

Palabras clave: predictores, extremos de temperatura, circulación atmosférica.

Introducción

Entre los factores que influyen el clima la circulación atmosférica de gran escala es uno de los más importantes. Uno de los forzantes climáticos de mayor influencia sobre el hemisferio Sur es el Modo Anular del Sur (SAM), ya que es el patrón de variabilidad climática más relevante en la región extratropical (Gong y Wang, 1999; Thompson y Wallace, 2000). La influencia del SAM es particularmente fuerte durante el invierno y la primavera. En particular, se encontró que la fase positiva del SAM provoca un calentamiento significativo sobre el sur de Argentina (Gillett y otros 2006).

Otro forzante es el Dipolo del Océano Índico (IOD) que se define a partir de la SST (Saji y otros 1999), donde la fase positiva corresponde al calentamiento de la región sudoeste y el enfriamiento del noreste del Índico. Saji y Yamagata (2003) sugirieron que los eventos IOD se correlacionan positivamente con anomalías de la temperatura superficial del aire (TAS) en las regiones subtropicales. Continuando con la investigación, Saji y otros (2005) encontraron correlaciones parciales significativas entre el IOD y la TAS durante SON en el norte de Argentina, Uruguay, Paraguay, Bolivia y Brasil.

La oscilación decadal del Pacífico (PDO) es un forzante climático que tiene una periodicidad de 15-25 años y 50-70 años y también se utilizó en este trabajo. Hay evidencias de que la fase positiva (negativa) de PDO está relacionada con Niños (Niñas) más intensos (Mantua y otros 1997). Mantua y Hare (2002) calcularon la correlación entre la PDO y la temperatura media de Noviembre-Abril, pero no encontraron correlaciones significativas en el centro-sur de Sudamérica.

El Océano Atlántico Norte presenta un modo de variabilidad de la SST de baja frecuencia, llamado la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) (Kerr, 2000), con



una periodicidad de 60-80 años. La correlación entre el AMO y las anomalías de temperatura son positivas sobre gran parte del globo entre 40°S y 50°N (Alexander y otros 2014).

Todos estos modos de variabilidad atmosféricos presentan correlación con la precipitación en algún sector de Argentina y en algún momento del año (Domínguez y González, 2013 y 2015; Kayano y Andreoli, 2007; Kayano y Capistrano, 2014; entre otros). Sin embargo, la relación de estos modos con los extremos de temperatura ha sido menos estudiada. En el presente trabajo se propone analizar la habilidad para predecir extremos de temperatura en la Argentina al norte de 40°S de los modos de variabilidad climáticos: SAM, IOD, PDO y AMO. Para ello, se calcularon correlaciones desfasadas entre cada uno de los modos y distintos índices representativos de los extremos de temperatura promediados trimestralmente que fueron testeadas estadísticamente y representadas gráficamente.

Materiales y métodos

Para representar los modos de variabilidad atmosférica se emplearon distintos índices previamente construidos por otros autores: SAM (Marshall, 2003), el índice del dipolo del Índico (DMI, °C) definido por Saji y otros (1999), PDO (Mantua, 1999) y el AMO (Enfield y otros, 2001) Estos índices son mensuales y se consideraron en el periodo 1970-2015.

Por otra parte, se calcularon cinco índices de extremos de temperatura: noches frías (TN10), noches cálidas (TN90), días fríos (TX10), días cálidos (TX90) y el número de días con heladas (NDH) a partir de datos diarios de temperatura máxima y mínima de estaciones meteorológicas ubicadas en Argentina al norte de 40°S provistos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y el INTA. Luego, se cálculo las correlaciones de Spearman desfasadas entre los índices de extremos promediados trimestralmente y los índices de circulación, adelantando estos últimos en un mes a los índices de extremo.

Resultados y discusión

Se encontró que el índice SAM no es un buen predictor de los extremos de temperatura ya que se obtuvieron escasas correlaciones significativas. Este hallazgo resulta consistente con Gillet y otros. (2006) quienes observaron que la mayoría de las estaciones al norte de 40°S no mostraron una respuesta significativa de la temperatura al SAM.

El índice asociado al IOD tiene una mayor influencia sobre los extremos de la temperatura mínima. En primavera, se encontraron correlaciones negativas significativas entre el IOD y TN10, y positivas entre el IOD y TN90 en todo el norte y centro del país (Figura 1). Es decir, la fase positiva del IOD provoca un incremento en



las temperaturas mínimas con una disminución de los extremos fríos y un aumento de los extremos cálidos. Además, se halló que la fase positiva del IOD en Febrero produce una reducción de TN10 y NDH en el trimestre MAM. Por último, se encontró un aumento de TN90 en el trimestre DJF cuando está precedido por la fase positiva del IOD.

El índice PDO resultó ser un buen predictor de TN90 desde JFM hasta MAM inclusive (Figura 1), y de TX10 y TX90 en primavera y verano (Figura 2). Se observó que la fase positiva de la PDO favorece a un incremento en la frecuencia de los días fríos y una reducción de los cálidos. El impacto de la PDO sobre la temperatura mínima solo se da sobre los extremos cálidos provocando un aumento de los valores de TN90 cuando ocurre la fase positiva de la PDO en verano y otoño en diferentes sectores del país según el trimestre.

El índice AMO posee correlaciones significativas con varios índices de extremos; sin embargo, la mayoría de estas correlaciones se deben a la presencia de tendencias significativas en ambas series correlacionadas. Las tendencias en el índice AMO se deben fundamentalmente al periodo utilizado, ya que el AMO presentó una fase negativa entre 1970-1994 y una fase positiva entre el 1995-2015 que produjo las tendencias positivas encontradas. Al filtrar las tendencias, se observó que los porcentajes de estaciones correlacionadas significativamente tienden a reducirse notoriamente. Las excepciones más destacadas ocurren en los trimestres de invierno al correlacionar el AMO y los índices de extremos cálidos (TN90 y TX90) en los cuales los porcentajes se incrementan al filtrar las tendencias.

Conclusiones

En el presente trabajo se estimaron las correlaciones desfasadas entre diversos índices representativos de patrones atmosféricos y oceánicos de gran escala (ellos son el SAM, IOD, PDO y AMO) y distintos índices asociados a extremos de temperatura (TN10, TN90, TX10, TX90, NDH) calculados a partir de datos diarios de temperatura mínima y máxima de estaciones meteorológicas ubicadas al norte de

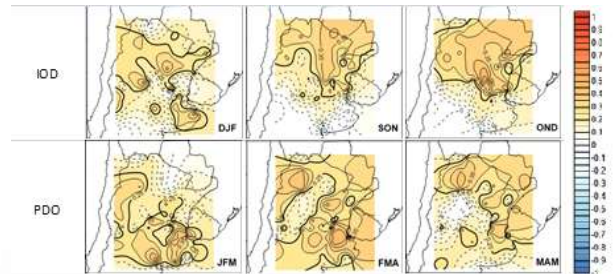


Figura 1: Correlación entre el índice TN90 y el índice IOD (arriba) y PDO (abajo) en el mes previo a cada trimestre. Las líneas punteadas indican correlaciones no significativas. Contornos cada 0.05.

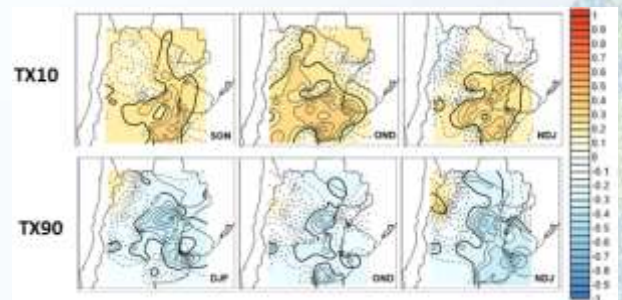


Figura 2: Correlación desfasada entre el índice TX10 y el índice PDO (arriba) y entre el índice TX90 y la PDO (abajo). Las líneas punteadas indican correlaciones no significativas. Contornos cada 0.05.



40°S; con el objetivo de evaluar la potencialidad de estos índices de circulación como predictores de los extremos de temperatura.

Se encontró que los índices de circulación con mayor potencial para actuar como predictores de los extremos de temperatura son el IOD y la PDO, el primero de los índices está correlacionado en gran medida con los extremos de la temperatura mínima y el segundo de la máxima, y ambos en primavera fundamentalmente. Las correlaciones y su significancia, entre los extremos de temperatura y los índices de circulación del mes anterior sugieren la existencia de cierta predictibilidad sobre estos extremos. Estos resultados animan a seguir trabajando con el fin de definir modelos estadísticos de predicción de extremos basados en estos indicadores.

Agradecimientos

Proyectos UBACyT 20020130200142BA y 20020130100263BA.

Referencias

- Alexander MA, KH. Kilbourne, JA. Nye. 2014. Climate variability during warm and cold phases of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) 1871–2008, *J. Mar. Syst.* Vol 113: 14-26.
- Dominguez, D.y González, M.H., 2013. Variabilidad de la precipitación en el centro oeste de argentina y un modelo de predicción estadística, *Meteorologica*, 37, 2, 105-120.
- Dominguez, D., González, M.H., 2015. Previsão estatística da precipitação de verão no centro-oeste da Argentina, *Revista Ciencia e Natura*, 37, 75-82.
- Enfield, DB, AM. Mestas-Nunez, PJ. Trimble, 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.* 28 (10), 2077–2080.
- Gillett, NP, TD. Kell, and PD. Jones, 2006. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23704.
- Gong, D., S. Wang, 1999. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophys. Res. Lett.* 26: 459–462.
- Kayano, MT., Andreoli, RV., 2007. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *Int. J. Climatol.* 27, 531–540.



Kayano MT, Capistrano VB. 2014. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*. Vol 34: 162-178.

Kerr, R.A., 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* 288 (5473), 1984–1986.

Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace and R.C. Francis, 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1069-1079.

Mantua N.J. and S.R. Hare. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*. Vol 58: 35-44.

Marshall, G. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses, *J. Clim.*, 16, 4134 – 4143.

Saji, N.H., B.N. Goswami., P.N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999. A Dipole Mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 23, 360–363.

Saji, N.H. and T. Yamagata, 2003. Possible impacts of Indian Ocean dipole mode events on global climate. *Climate Res.* 25 2, 151–169.

Saji, N.H., T. Ambrizzi, and S.E.T. Ferraz, 2005. Indian Ocean Dipole Mode events and austral surface temperature anomalies, *Dyn. Atmos. Oceans*, 39, 87– 102.

Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-Month variability. *Journal of Climate*. Vol 13: 1000-1016.



Aplicación de un modelo de capa límite al estudio de la circulación atmosférica en capas bajas sobre la región del Río de La Plata

V.R. Rafart¹, E.C. Marcos¹ y G.J. Berri^{1, 2}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. vrrafart@gmail.com

² Servicio Meteorológico Nacional - Conicet

Resumen

Los cuerpos extensos de agua ejercen una acción condicionante y reguladora del tiempo y el clima local en una amplia región que se extiende hacia el interior de la tierra firme por decenas de kilómetros. La geometría y la disposición geográfica de las costas del Río de La Plata dan lugar al desarrollo de una circulación local en capas bajas con las características de la brisa de mar-tierra. La combinación de esos elementos forzantes con el ciclo diario de calentamiento y enfriamiento del suelo, da como resultado una significativa variación del campo de viento en toda la región, que muestra aspectos diferenciales que dependen del ciclo diario de la temperatura, la posición y distancia a la costa.

Se aplica un modelo de capa límite en mesoescala en ecuaciones primitivas, hidrostático y seco, para simular el viento en capas bajas sobre la región del Río de La Plata. El modelo está forzado por condiciones de borde inferior y superior a partir de las salidas del modelo WRF, siendo la condición de borde inferior el contraste térmico entre el río y la tierra, y la condición de borde superior el viento en 1000 hPa.

Se realiza un pronóstico para el día 26 de febrero de 2017 y se compara el campo horizontal de velocidad vertical pronosticado por el MCL a 800 m. con la distribución de nubes de tipo cúmulos de buen tiempo observados en la imagen satelital del sensor MODIS del satélite Aqua que sobrevoló la región de estudio ese día a las 14:00 hora local.

Palabras clave: Viento en capas bajas, Río de La Plata, Modelo numérico, Imágenes satelitales.

Introducción

El Río de La Plata es un inmenso espejo de agua que se introduce en el continente, y ejerce una acción condicionante y reguladora del tiempo y del clima local.

La extensión geográfica del Río de La Plata –300 kilómetros de longitud y un ancho variable entre 50 y 200 kilómetros- es de una magnitud tal que se comporta como fuente de contraste térmico superficial, de igual modo que un océano o un mar extenso. Esta disposición geográfica facilita el desarrollo de una circulación local del tipo brisa de mar-tierra que debe su existencia a la diferencia de temperatura entre el mar y el continente.



Dada la necesidad de modelar en alta resolución la circulación atmosférica en capas bajas, se emplea el modelo numérico de capa límite en mesoescala -MCL- especialmente desarrollado por Berri et al. (2010) para la región del Río de La Plata.

El modelo MCL está formulado en ecuaciones primitivas y consta de ambas ecuaciones de movimiento horizontal, la ecuación hidrostática, la ecuación de continuidad para un fluido incompresible, la ecuación termodinámica y la ecuación de estado de los gases ideales. El dominio de estudio es la región presentada en la Figura 1, donde el modelo funciona con resolución horizontal de 5 km, con 79 puntos en la dirección oeste-este y 58 puntos en la dirección sur-norte. El dominio vertical tiene 12 niveles que se distribuyen entre la superficie y el tope material del modelo ubicado a 2000 m de altura, con un espaciamiento logarítmico lineal.

Materiales y métodos

La condición de borde inferior del modelo MCL está definida en función del contraste térmico entre el continente y el Río de La Plata, por lo tanto se utiliza la temperatura de superficie del modelo WRF operativo en el Servicio Meteorológico Nacional de un punto en tierra, con coordenadas $34^{\circ}41'42''\text{S}$ $58^{\circ}41'45''\text{W}$ y de un punto sobre el río, con coordenadas $34^{\circ}41'42''\text{S}$ $57^{\circ}21'43''\text{W}$ (Ver Figura 1). Se utiliza como condición de borde superior el viento pronosticado por el modelo WRF en el nivel estándar de 1000 hPa, debido a que fue verificado en experimentos anteriores que el mejor resultado se obtenía cuando se utilizaba ese nivel. El anticiclón del Atlántico Sur tiene una gran influencia en la región del Río de La Plata y la base de su inversión de temperatura define el tope de la capa límite. Las observaciones muestran que la inversión del anticiclón está la mayor parte del tiempo por debajo de 925 hPa en el sondeo de las 12 UTC de Ezeiza, lo que explicaría el mejor resultado obtenido con el nivel 1000 hPa (Sraibman and Berri, 2009).

Resultados y discusión

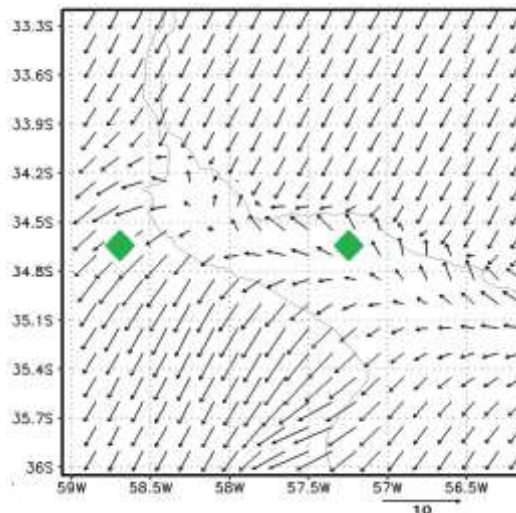


Fig.1: Campo de movimiento horizontal a 10m a las 14:00 hora local.



En el presente experimento se realiza un pronóstico con el modelo MCL forzado por los pronósticos operativos del modelo WRF del Servicio Meteorológico Nacional, para el día 26 de febrero de 2017. Por ejemplo, la Figura 1 muestra el campo de movimiento horizontal a 10 m, a las 14:00 hora local. Se compara el campo horizontal de velocidad vertical pronosticado por el MCL a 800 m., a las 14:00 hora local (ver Figura 2), con la distribución de nubes de tipo cúmulos de buen tiempo observados en la imagen satelital obtenida del sensor MODIS del satélite Aqua que sobrevoló la región estudio ese día a las 14:00 hora local.

El viento pronosticado por el modelo WRF para ese día es del sector NE. La amplitud térmica máxima de la temperatura de la superficie entre la tierra y el río fue de 10° en horas de la tarde.

Se observan zonas de convergencia del viento horizontal (Ver Figura 1) y mayor velocidad vertical sobre Uruguay (Ver Figura 2), en donde puede apreciarse que la zona de mayor ascenso sigue aproximadamente la forma de la costa uruguaya. Además, sobre el río se observa la zona con mayores valores de velocidad descendente, la que se proyecta hacia el interior del territorio argentino. La aceleración del viento hacia el SO genera divergencia horizontal y en consecuencia los movimientos de descenso. Este patrón de movimiento constituye una configuración típica de la brisa de tipo mar-tierra en la región cuando el viento predominante es del NE.

Se analizaron las condiciones sinópticas previas a ese instante y las mismas no mostraron cambios apreciables.

El campo de movimiento vertical en el nivel de 800 m. obtenido con el modelo MCL, se corresponde con la distribución de nubes de la imagen satelital del mismo día (Ver Figura 3) para las 17 UTC (14 hora local), la cual muestra nubosidad del tipo cúmulos asociada a la brisa de tipo mar-tierra en toda la costa uruguaya y en el interior del territorio argentino, mientras que sobre el río no se observan nubes.

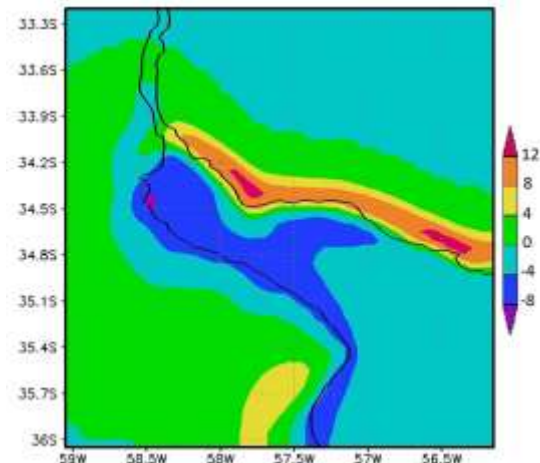


Fig. 2: Campo de movimiento vertical en el nivel de 800 metros a las 14:00 hora local. (cm/s)



Fig.3: Imagen satelital Aqua-MODIS a las 14:00 hora local.



Conclusiones

El objetivo general de este trabajo es llevar a cabo una simulación del viento en capas bajas sobre la región del Río de La Plata con un modelo de capa límite en mesoescala y así realizar una comparación cualitativa con la distribución de nubes de tipo cúmulos de buen tiempo observados en la imagen satelital del sensor MODIS del satélite Aqua.

Para el día 26 febrero del 2017, el viento del sector NE pronosticado por el modelo WRF resultó ser la condición apropiada para la formación de la brisa de tipo mar-tierra, con máximos movimientos de ascenso en la costa uruguaya debido a la convergencia horizontal del viento, ya que la brisa hacia la costa uruguaya se opone al viento regional del sector NE. A su vez, los máximos movimientos de descenso ocurren sobre el río por la divergencia horizontal al acelerarse el viento hacia el SO sobre la costa argentina. Por otra parte, si se dispusiese de información satelital en el horario en que típicamente la brisa de tipo mar-tierra adquiere mayor intensidad, alrededor de las 18 hora local en el verano, la comparación cualitativa realizada entre el pronóstico del modelo MCL y la imagen del satélite Aqua-MODIS, podría ser más adecuada para la observación del fenómeno.

Finalmente, cabe destacar, que los campos de convergencia y divergencia horizontal, y su movimiento vertical asociado obtenidos con el modelo MCL, son consistentes con la dirección del viento predominante durante el día de estudio y con las imágenes satelitales Aqua-MODIS que muestran la distribución de nubes de tipo cúmulos de buen tiempo generados por la acción de la brisa.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Departamento de Procesos Automatizados del Servicio Meteorológico Nacional que facilitó los datos y al proyecto PICT2012-1667 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) por el apoyo para la realización del estudio.

Referencias

Berri G.J., L. Sraibman L, R. Tanco and G. Bertossa G. (2010) Low-level wind field climatology over the La Plata River region obtained with a mesoscale atmospheric boundary layer model forced with local weather observations. *J.Appl Meteorol Clim.*, 49, 1293-1305

Sraibman, L. and G.J. Berri (2009) Low-level wind forecast over the La Plata River region with a mesoscale boundary-layer model forced by regional operational forecasts. *Boundary-Layer Meteorol.*, 130, 407-422



Evaluación de la tendencia de la temperatura mínima en la cuenca del plata entre 1980-2015 utilizando datos de reanálisis

Ordinola Agüero R.N.¹, Cogliati M.², Müller G.V.³

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

² Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Comahue, Argentina.

³ Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción (CICyTTP)- CONICET.

Resumen

En algunas regiones las observaciones de temperatura mínima de superficie son escasas y la calidad de medición histórica cuestionable. En el caso particular de la Cuenca del Plata, de gran extensión, la distribución espacial de estaciones meteorológicas es heterogénea, poco densa y de registro ocasionalmente discontinuo en el tiempo, por lo que contar con una cobertura espacialmente continua de una variable agrometeorológica tan sensible como la temperatura mínima y, en particular, de su comportamiento temporal, es de gran apoyo para realizar estudios en el área.

El objetivo de este trabajo es evaluar la tendencia temporal en la temperatura mínima absoluta en la Cuenca del Plata para el periodo 1980-2015 a partir de datos de temperatura mínima del reanálisis ERA-Interim del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) con una resolución espacial de 0.125° utilizando dos técnicas diferentes.

El área en estudio está situada en el sudeste de Sudamérica entre 10°S y 36°S y entre 42°W y 66°W y constituye uno de los sistemas hidrográficos más importantes del mundo, siendo la segunda cuenca más grande de América del Sur, con una superficie de 3.1 millones de km². Los análisis se realizaron con los mínimos de temperatura mínima registrados para cada mes para cada punto de grilla. La estacionalidad de cada punto se sintetizó mediante tres parámetros anuales: T_{Min} media anual (A0), diferencia entre la T_{Min} máxima y T_{Min} media anual (A1) y posición de la onda estacional (F1). Para cada parámetro se evaluaron las tendencias interanuales a partir del estimador Theil Sen, calculando su significancia con los tests no paramétricos: Mann Kendall (MK) y Mann Kendall Contextual (MKC).

Los principales cambios significativos en T_{Min} se registraron en el valor medio ($\approx 58.0\%$ de la cuenca), con una dominancia de las tendencias positivas en todos los parámetros evaluados. La utilización de ambas técnicas no aumentó sustancialmente el porcentaje del área con tendencias significativas (menor a 1.2% en los 3 parámetros de estacionalidad evaluados; $p < 0.1$), sin embargo, el test MKC eliminó la detección de tendencias espúreas o píxeles aislados, presentando resultados geográficamente más coherentes.

Palabras clave: Temperatura mínima absoluta, Cuenca del Plata, tendencia, Mann Kendall, Mann Kendall Contextual.

Introducción

La Cuenca de la Plata constituye uno de los sistemas hidrográficos más importantes del mundo y es la segunda cuenca más grande de América del Sur, con una superficie de 3.1 millones de



km². Esta cuenca ha experimentado importantes cambios en el uso del suelo en las últimas décadas (Lee y Berbery, 2012), agriculturización, aforestación, urbanización, producción hidroeléctrica, son algunos de los desarrollos significativos en la región. Esta área presenta una distribución espacial de estaciones meteorológicas heterogénea, poco densa y de registro ocasionalmente discontinuo en el tiempo (Zaninelli y otros, 2015a) por lo que contar con una cobertura espacialmente continua de una variable agrometeorológica tan sensible como la temperatura mínima y conocer sus cambios temporales, es de gran apoyo para futuros estudios en el área. Los reanálisis permiten realizar este tipo de estudios. Vincent y otros (2005) indican que en el periodo 1960-2000 en Sudamérica cambiaron principalmente los índices referidos a la temperatura mínima. En las últimas décadas, ha habido un aumento en la demanda de estudios climáticos que consideren valores extremos.

El test Mann Kendall (MK) es un test no paramétrico robusto, utilizado en el análisis de la tendencia en series climáticas e hidrológicas (Yue y Wang, 2004; Mavromatis y Stathis, 2011, Barbancho y otros, 2013), no requiere que los datos estén distribuidos normalmente y tiene baja sensibilidad a los cambios abruptos debidos a inhomogeneidad de la serie (Tabari y Talaei, 2011). El test Mann Kendall Contextual (MKC) es una modificación del anterior en que se utiliza la información de puntos de grilla vecinos para evitar correlaciones cruzadas, siguiendo el principio de que puntos cercanos deben presentar un comportamiento similar. Si bien hay varios estudios que analizan el comportamiento de la temperatura mínima en la región (Vincent y otros, 2005; Zaninelli y otros, 2015a, 2015b; Penalba y otros, 2013), no se encontraron trabajos que evalúen las temperatura mínima absoluta comparando las metodologías planteadas.

El objetivo de este trabajo es evaluar las tendencias temporales en la temperatura mínima absoluta en la Cuenca del Plata para el periodo 1980-2015 a partir de los test MK y MKC.

Materiales y métodos

El área en estudio fue la Cuenca del Plata, entre 10°S y 36°S y 42°W y 66°W. Los datos de temperatura mínima fueron obtenidos del reanálisis ERA-Interim del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), con una resolución espacial de 0.125° para 1980-2015. Los análisis se realizaron utilizando la temperatura mínima absoluta (T_{Min}) mensual, para cada punto de grilla ($n= 36 \times 12= 432$).

Las tendencias temporales en T_{Min} se estimaron mediante el análisis de tendencia estacional (STA, por sus siglas en inglés "Seasonal Trend Analysis", Eastman y otros, 2009). El proceso extrae la señal de la serie temporal en forma de ondas a partir de una regresión armónica, cada una de las cuales es descripta mediante su frecuencia (cantidad de ciclos en un año), amplitud (intensidad) y fase (orientación respecto al tiempo). La estacionalidad de cada punto de grilla, se sintetizó mediante tres parámetros anuales: T_{Min} media anual (A0), amplitud de la curva anual de T_{Min} (A1) y la fase o posición del ciclo anual de T_{Min} (F1). La tendencia temporal de esos parámetros (en cada punto de grilla) se calculó mediante el estimador Theil Sen (Neeti y Eastman, 2011) y su significancia mediante los tests no paramétricos MK y MKC (Neeti y Eastman, 2011). El test MKC utiliza la información de 8 puntos de grilla vecinos para evitar correlaciones cruzadas, usando el principio de autocorrelación espacial. Los resultados son imágenes de Z estandarizado para cada uno de los parámetros, que indica el grado en que una tendencia aumenta o disminuye consistentemente, y mide la significancia y la dirección de la tendencia simultáneamente. A partir de esos valores se mapearon las tendencias significativas a diferentes grados de confianza: 90%, 95% y 99%.



Resultados y discusión

Las Figuras 1(a a f) muestran la distribución espacial de los valores de tendencias significativas registrados utilizando MK (Figura 1a, 1b y 1c) y MKC (Figura 1d, 1e y 1f). Las diferentes tonalidades de rojo (azul) muestran las tendencias positivas (negativas) estadísticamente significativas a diferentes niveles. Cada uno de los parámetros anuales mostró patrones de significancia distintos. Las regiones identificadas con cambio significativo utilizando MKC fueron esencialmente las mismas, pero el patrón de distribución fue menos ruidoso observándose una menor cantidad de puntos aislados. Los principales cambios (Figura 1), se registraron en T_{Min} media anual (A0) y en la fase del ciclo anual de T_{Min} (F1). En el área, se observó una predominancia de tendencias positivas.

Se identificaron cambios en T_{Min} media anual en el N y NE de la cuenca (Figuras 1a y 1c), con descensos en el sector del Chaco Seco y en el este de la región pampeana. Se destaca un aumento significativo en el mar, a lo largo de la costa, y en el delta del Río de La Plata. Las tendencias significativas en la amplitud de la curva anual de T_{Min} (Figuras 1b y 1e) observadas se registraron en áreas menos extensas que las que registraron cambios en la media (8.0% vs 58.0%). En cuanto a la fase del ciclo anual de T_{Min} (Figuras 1c y 1f), se identificó principalmente aumento de la misma en la cuenca, lo cual indicaría un adelantamiento del pico máximo de T_{Min} en el período (1980-2015).

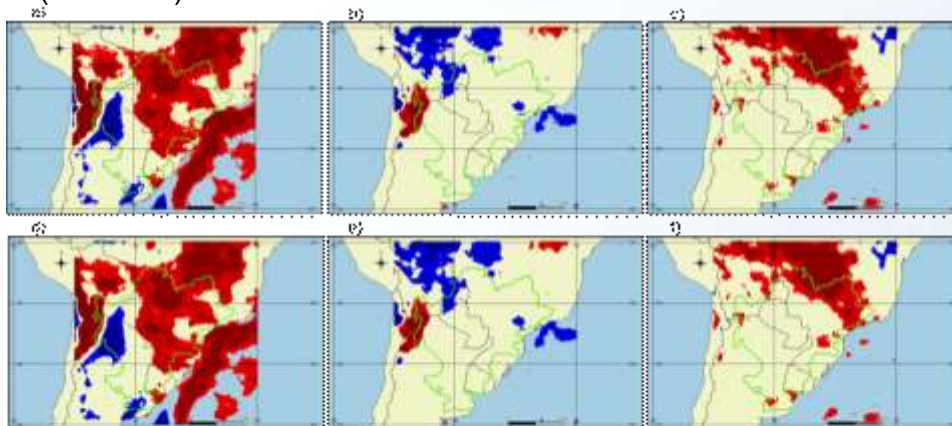


Figura 1. Análisis de tendencias estacionales (SETs) de la temperatura mínima absoluta en la Cuenca del Plata. Se muestran las distribuciones de tendencias significativas utilizando el test MK (arriba) y MKC (abajo) en A0, A1 y F1 en el período 1980-2015. Estadísticamente significativas, en rojo (negativas) y en azul (positivas). La intensidad del color indica niveles de confianza (90, 95 y 99%) en T_{Min} media anual (A0) MK, en amplitud de la curva anual de T_{Min} (A1) MK, en fase del ciclo anual de T_{Min} (F1) MK, en T_{Min} media anual (A0) MKC, en amplitud de la curva anual de T_{Min} (A1) MKC, en fase del ciclo anual de T_{Min} (F1) MKC.

La Tabla 1 presenta la comparación entre MK y MKC. Se puede observar cuantitativamente que, al incluir la información contextual, el porcentaje del área con tendencias significativas no varía (menor a 1.2%, $p < 0.1$). A diferencia de lo identificado por Neeti y Eastman (2011) en otras regiones, la utilización de MKC en la cuenca no presenta un aumento en la significancia, sin embargo, se registra un aumento del área con cambios significativos al usar MKC, con las mayores diferencias en el caso de la T_{Min} media anual (A0) y las menores en la amplitud de la curva anual de T_{Min} (A1).

Tabla 1. Porcentaje de la Cuenca del Plata con tendencias significativas en A0, A1 y F1 para la temperatura mínima absoluta en el período 1980-2015 para MK y MKC. Los valores indican el

	A0		A1		F1		Diferencia (MK-MKC)		
	MK	MKC	MK	MKC	MK	MKC	A0	A1	F1
NS	42.5	41.3	92.0	91.7	78.1	77.3	1.2	0.3	0.8
S	57.5	58.7	8.0	8.3	21.9	22.7	-1.2	-0.3	-0.8



porcentaje del área total con una tendencia monotónica significativa (S) o no significativa (NS), para los niveles de confianza 90%, 95% y 99%, y diferencias entre los valores obtenidos para ambos tests.

Conclusiones

El trabajo presenta las tendencias de la temperatura mínima absoluta (T_{Min}) a partir de reanálisis ERA-Interim para la Cuenca del Plata en el periodo 1980-2015. El análisis utilizado permitió identificar tendencias de largo plazo, de 10 a 36 años. Las tendencias en los parámetros de forma del ciclo anual de T_{Min} mostraron patrones de significancia distintos, con cambios significativos sin coincidencia entre los distintos parámetros. En algunas regiones en que aumentó la T_{Min} media anual, no se registraron cambios en la amplitud o en la fase, o viceversa. Los principales cambios significativos en T_{Min} se registraron para su valor medio anual ($\approx 58.0\%$).

La comparación de los dos tests utilizados para evaluar la significancia de las tendencias identificadas, MKy MKC, no presentaron diferencias en la significancia pero la utilización de la información del contexto permitió evitar la detección de tendencias espúreas o píxeles aislados. La elección entre ambas técnicas no produjo diferencias en las áreas con tendencias, aunque la utilización de MKC permitió obtener resultados geográficamente más coherentes.

Referencias

- Barbancho, A. C., E. M Tejada y J. I. L. Moreno, 2013. Análisis de la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones en el sector español de la cuenca del Duero (1961-2005). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, (61), 235-260.
- Eastman, J., F. Sangermano, B. Ghimire, H. Zhu, H. Chen, N. Neeti, M. Cai, E.A. Machado and S.C. Crema, 2009. Seasonal trend analysis of image time series. International Journal of Remote Sensing, 30(10), 2721-2726.
- Lee, S.J. and E.H. Berbery, 2012. Land cover change effects on the climate of the La Plata Basin. *J. Hydrometeorology*. 13 (1), 84-102.
- Mavromatis, T., and D. Stathis, 2011. Response of the water balance in Greece to temperature and precipitation trends. *Theoretical and Applied Climatology*, 104(1-2), 13-24.
- Neeti, N., and J.R. Eastman, 2011. A contextual Mann-Kendall approach for the assessment of trend significance in image time series. *Transactions in GIS*, 15(5), 599-611.
- Penalba, O.C., M.L. Bettolli and P.A. Krieger, 2013. Surface circulation types and daily maximum and minimum temperatures in southern La Plata basin. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(11), 2450-2459.
- Tabari, H., y P.H. Talaee, 2011. Analysis of trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran. *Global and Planetary Change*, 79(1), 1-10.
- Vincent L.A., T.C. Peterson, V.R. Barros, M.B. Marino, M. Rusticucci, G. Carrasco, E. Ramirez, L.M. Alves, T. Ambrizzi, M.A. Berlato, A.M. Grimm, J.A. Marengo, L. Molion, D.F. Moncunill, E. Rebello, Y.M.T. Anunciação, J. Quintana, J.L. Santos, J. Baez, G. Coronel, J. Garcia, I.



Trebejo, M. Bidegain, M.R. Haylock and D. Karoly, 2005. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *Journal of Climate*, 18(23), 5011-5023.

Yue, S., and C. Wang, 2004. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resources Management*, 18(3), 201-218.

Zaninelli, P.G., A.F. Carril y C.G. Menéndez, 2015a. Explorando temperaturas máximas y mínimas en diferentes reanálisis: Parte 1: campos medios estacionales. *Meteorologica*, 40(1), 43-58.

Zaninelli, P.G., C.G. Menéndez y A.F. Carril, 2015b. Explorando temperaturas máximas y mínimas en diferentes reanálisis: Parte 2: variabilidad en diferentes escalas temporales. *Meteorologica*, 40 (1), 59-76.



Low level wind forecast over the Uruguay River region nearby Gualeguaychú, using a boundary layer model forced by WRF regional operational forecasts

M.A. Salles¹, G.J. Berri^{1,2,3} y M.L. Cariaga¹

¹ Servicio Meteorológico Nacional. msalles@smn.gov.ar

² Servicio Meteorológico Nacional - CONICET

³ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata

Abstract

The mesoscale atmospheric boundary layer model –BLM– is used to run daily low level wind field forecasts over the Uruguay River region nearby Gualeguaychú. BLM runs with a horizontal resolution of 1 km, forced by initial and boundary conditions defined from the operational WRF forecasts of the National Meteorological Service of Argentina at 5 km resolution. The low level wind forecast is validated with the observations of three 42-meter tall meteorological towers located on the coast of the Uruguay River, during the period June 2010 to May 2013. Despite the WRF forecast errors propagate and impact somehow the quality of the final forecast, BLM is able to overcome this situation and produce a forecast with smaller error than WRF at two of the three places.

Key words: boundary layer model coupling, low level wind, forecast validation

Introduction

It is well known that regions of complex topography are subject to significant spatial changes of the atmospheric circulation. The presence of wide rivers and their associated forcing is responsible for local alterations of the low-level atmospheric circulation. For the purpose of meteorological modeling in these conditions, the use of mesoscale models becomes necessary. Several studies have shown, when modeling topographically-induced local circulations, that increasing horizontal resolution is important. High-resolution wind field forecasts can be obtained by model coupling. In particular, Sraibman and Berri (2009) show that coupling a high-resolution boundary layer model to a regional scale operational forecast model improves the quality of the low-level wind predictions. The objective of this paper is to validate low level wind forecasts obtained with the BLM model at 1 km resolution, forced by the WRF operational forecast at 5 km resolution, and compare it with the results of the local WRF wind forecast itself.

Forecast models and data employed

The BLM model is used to produce high-resolution low-level wind forecasts over the Uruguay River region nearby Gualeguaychú, with initial and boundary conditions taken from operational WRF forecasts. The BLM model was specifically developed for



simulating the low-level circulation over coastal regions of complex geometry. The domain of the experiments is the region depicted in Fig. 1, which consists of 76x76 grid points with horizontal resolution of 0.01° . The vertical domain has 12 levels between the surface and the material top at 2000 m, distributed according to a log-linear spacing. The reader is referred to Berri et al. (2010) for the details about the model formulation. The boundary conditions of wind and temperature at the BLM top, as well as the surface temperature that is the BLM lower boundary condition, are taken from the 3-hourly WRF operational forecasts of the National Meteorological Service during the period June 2010 to May 2013. The correct definition of the land-river thermal contrast at the surface is fundamental in high-resolution modeling.



Figure 1. Domain of the model forecasts and observation network.

The temperature of the water surface and the temperature of the air in contact with the water show small changes across a river width of similar dimensions to the Uruguay River. The BLM is initialized at 0600 local standard time (LST) and the first 3 hours of integration are allowed for the model spin-up. The 3-hourly wind forecasts from 0900 LST until 0600 LST of the following day, are compared to the observations at 42 meters of three meteorological towers located along the riverside, namely East Tower (ET), North Tower (NT) and South Tower (ST).

Forecast errors

Scatterplots and correlation coefficients of forecast versus observed u and v wind components are used. An example of the scatterplots is shown in Fig. 2 for the 1500 local standard time (LST) wind components at ET. The y-axis represents the forecast and the x-axis the observed wind component in ms^{-1} . The analysis of scatterplots includes the slope of the regression line and the correlation coefficient between forecast and observed wind components. A slope equal to 1.0 indicates that the forecast wind component matches the observed one. A slope smaller (greater) than 1.0 indicates that the forecast underestimates (overestimates) the observation. We complement the analysis of the slope with the correlation coefficient, since it is desirable to obtain, not only a slope close to 1.0, but a high value of the correlation coefficient as well.

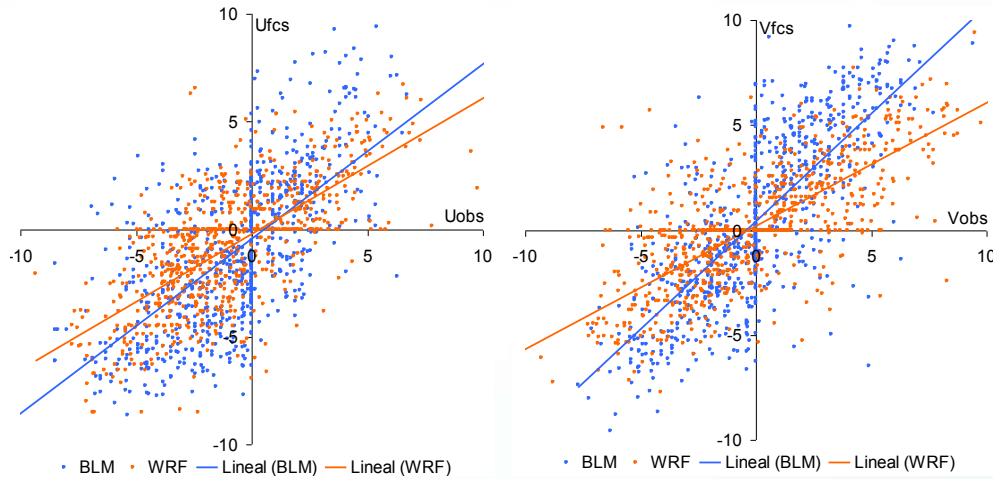


Figure 2. Scatterplot with regression lines of forecast (y -axis) vs. observed (x -axis) wind components (ms^{-1}), at 1500 LST at East Tower (ET). Blue (red) dots and lines correspond to BLM (WRF). The u component is in the left panel and the v component is in the right panel.

The wind direction is recorded by the meteorological towers as a categorical 16-sector wind rose; so that each sector represents a wind direction within an angle of 22.5° . The agreement between observed and forecast wind direction sector, which means no forecast error, implies in fact an uncertainty of 22.5° . The different error measures are calculated for the BLM and WRF wind forecasts using the 3-hourly observations at the three meteorological towers. In all cases, the forecast errors are calculated at the four grid points surrounding each tower location, and the minimum value is adopted as the result.

Results

The analysis of scatterplots of forecast versus observed wind components (average of all observations), show that the slope of the regression lines is, except in one case, smaller than 1.0 (see Table 1), which means that both models underestimate the observations.



Table 1. Slope of scatterplot regression lines of BLM and WRF u and v wind components forecast versus the observations at North Tower (NT), South Tower (ST) and East Tower (ET). The shaded boxes highlight the better performance

slope	u		v	
	BLM	WRF	BLM	WRF
NT	0.75	0.61	0.76	0.66
ST	0.80	0.64	0.66	0.68
ET	0.99	0.86	1.04	0.87

Table 2. Correlation coefficient between BLM and WRF u and v wind components forecast and observations at North Tower (NT) South Tower (ST) and East Tower (ET). The shaded boxes highlight the better performance

correlation coefficient	u		v	
	BLM	WRF	BLM	WRF
NT	0.73	0.70	0.68	0.66
ST	0.69	0.69	0.69	0.70
ET	0.63	0.65	0.68	0.67

However, the slope of the BLM regression lines is closer to 1.0 compared to WRF winds, except the v component at ST although for a small difference. The analysis of the scatterplots is complemented with the correlation coefficient between forecast and observed wind components. Table 2 shows that BLM forecasts are only marginally better than WRF forecasts. The analysis of wind direction forecast is of particular interest, given the significant changes displayed by the wind direction observations across the region (not shown). For the purpose of air quality studies, wind direction forecast errors have a cumulative effect with traveling distance downwind from the source. Fig. 3 shows that the root mean square error $RMSE_{dir}$ of BLM wind direction forecast (averaged over ET, NT and ST) is, at all validation times of the day, smaller than that of WRF.

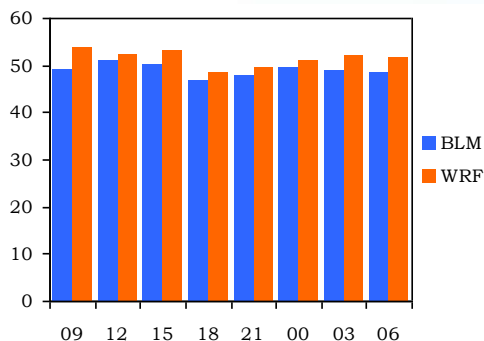


Figure 3. Wind direction $RMSE_{dir}$ (°)

Despite the relatively small differences in favor of BLM, it should be positive for reducing the error in determining the area affected by pollutant plumes when they are away from the source. Fig. 4 shows the percentage of cases in which the wind direction forecast error is greater than 45° , i.e. equivalent to one of the 8-sector wind direction rose, as a function of time of the day. At NT and ST, the BLM wind direction error is smaller than that of WRF, (all times



of the day, while at ET the better performance corresponds to WRF, although for a smaller difference. An interesting aspect is that, in all cases, the errors display almost no dependence on the forecast time. The sites of NT and ST are closer to the river than the ET site, and in particular NT is facing the widest section of the river. The particular formulation of BLM, in which the main forcing at the surface is the land-river temperature contrast, along with its higher horizontal resolution, may explain not only the better performance at those two places, but also the largest difference in the magnitude of the error in favor of BLM at NT. The location of ET is, of the three sites, the most remote one to the river, in the region of the narrowest part of the river whose northern banks may be flooded depending on the water level changes, so that the land-river temperature contrast may not be so well defined.

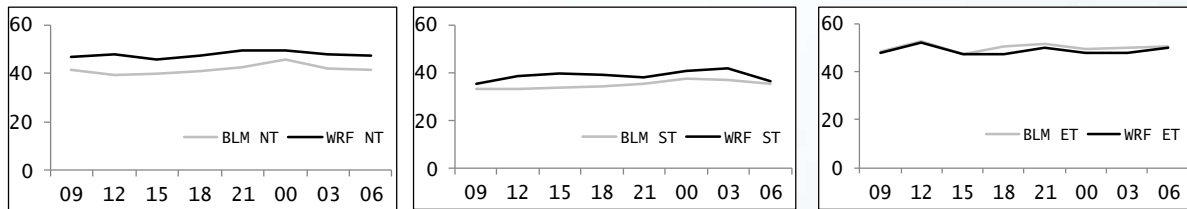


Figure 4. Percentage of cases with wind direction forecast error greater than 45° , as a function of the local standard time. The left panel corresponds to North Tower (NT), center panel to South Tower (ST) and right panel to East Tower (ET).

Conclusions

The initial and boundary conditions of BLM are taken from the WRF forecast outputs so that its errors should propagate and impact somehow the quality of the final forecast. Notwithstanding, BLM is able to overcome this situation and produce a final forecast with smaller error than WRF at NT and ST (but not at ET) at all validation times.

Both models underestimate the observed wind speeds, although the BLM winds have regression line slopes closer to 1.0 compared to WRF winds, except the v component at ST. This means an overall better adjustment of BLM wind components to the observations compared to WRF, although the wind speed of the latter one has less error.

With respect to wind direction forecast, despite the difference in favor of BLM is relatively small, it should have a positive effect in air quality studies by reducing the error in determining the area affected by pollutant plumes as they travel away from the source.

Acknowledgements

The authors acknowledge the Departamento de Procesos Automatizados del Servicio Meteorológico Nacional for providing the data, and project PICT2012-1667 of Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) for supporting this



research. The meteorological towers are operated by the National Meteorological Service under a cooperative agreement with the Ministry of Environment and Sustainable Development of Argentina.

References

Berri G.J., L. Sraibman L., R. Tanco, G. Bertossa G. (2010) Low-level wind field climatology over the La Plata River region obtained with a mesoscale atmospheric boundary layer model forced with local weather observations. *J.Appl Meteorol Clim.*, 49, 1293-1305

Sraibman, L., G.J. Berri (2009) Low-level wind forecast over the La Plata River region with a mesoscale boundary-layer model forced by regional operational forecasts. *Boundary-Layer Meteorol.*, 130, 407-422



XXVIII REUNIÓN CIENTÍFICA
DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA
DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Sesión temática:

Estudio del Interior Terrestre

**Coordinan: Dra. Gabriela Badi y Dra. María Laura
Rosa**



Modelado sísmico de las cuencas de Paraná y Pantanal a partir de velocidad de fase de ondas superficiales

G. Flores¹, M.L. Rosa¹, M. Assumpção²

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. gonflorespi@gmail.com

² IAG – Universidade de Sao Paulo.

Resumen

El estudio del espesor cortical y litosférico brinda valiosa información sobre la dinámica de la Tierra, permitiéndonos deducir e identificar patrones de esfuerzo, grados de compensación isostática y generar modelos de evolución de la corteza. A pesar de su importancia dentro del marco de la dinámica global, el conocimiento que se tiene sobre dichos espesores en América del Sur es aún muy escaso, siendo la región andina la más estudiada.

Es por ello, que nos propusimos evaluar dichas características para las cuencas de Paraná y Pantanal mediante modelos unidimensionales obtenidos a partir de velocidad de fase de ondas superficiales, con el objetivo de ampliar el conocimiento estructural a partir del aporte de información obtenida con nuevas estaciones banda ancha utilizando un método que no ha sido aplicado anteriormente con esos datos. Si bien existen varios trabajos previos en sismología y gravimetría apuntados a identificar y modelar las características de la corteza y la litosfera en la región, éstos han sido realizados utilizando pocas estaciones y principalmente métodos tomográficos con datos de velocidad de grupo.

La región de Pantanal resulta especialmente interesante, ya que se trata de una cuenca en formación de la que no se tiene consenso en la comunidad científica en cuanto a los procesos que generaron su subsidencia, y por lo tanto, se desconoce su origen y hacia donde evolucionará.

En el proceso de inversión, se adicionaron datos de velocidad de grupo obtenidos mediante técnicas de correlación de ruido ambiente para reforzar los datos de dispersión de velocidad de fase.

Palabras clave: inversión, ondas superficiales, velocidad de fase, cuencas sedimentarias

Introducción

La información geofísica interpretada hasta ahora en pos de comprender la geodinámica en el sur de Brasil y Norte de Argentina (Assumpção et al 2013a,b entre otros), muestra que la región de la cuenca del Paraná tiene un espesor cortical



máximo de hasta 45 km (fig 1.a), siendo éste un valor medio característico para una cuenca intracratónica (regiones antiguas y estables del globo). Para Pantanal, en cambio, se ha estimado que la corteza puede tener hasta unos 35 km de profundidad (fig 1.a). Este adelgazamiento, resulta anómalo si se consideran los modelos clásicos que la presentan como una cuenca de antepaís con un espesor medio mayor al observado y parecería continuar hacia el sur llegando hasta el norte de Argentina. Una situación similar ocurre en el caso del espesor litosférico donde se observan valores coherentes para una cuenca intracratónica en Paraná pero menores a lo esperable en Pantanal. En relación a esto último Feng (2007) observó (fig 1.b) una disminución en la velocidad de propagación de ondas S debajo de Pantanal lo cual indicaría la existencia de una anomalía térmica que explicaría su adelgazamiento y subsidencia.

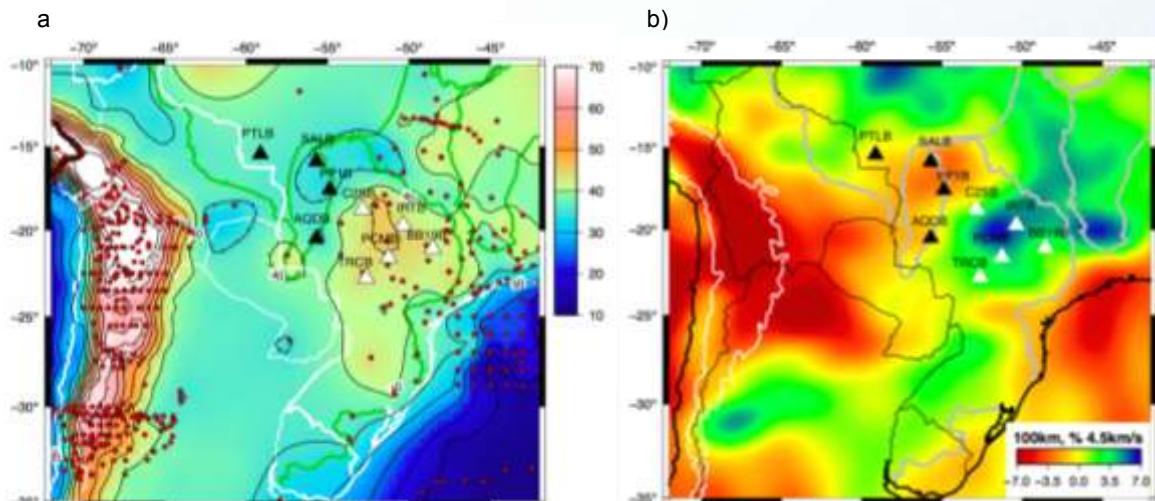


Figura 1. a) Mapa de espesor cortical (Feng, 2007) y estaciones sismológicas utilizadas para el presente estudio. b) Mapa de anomalía de onda S (Feng, 2007) a los 100 km de profundidad en base a una velocidad de 4.5 km/s

Materiales y métodos

Fueron procesados y analizados dieciséis eventos en once estaciones banda ancha, ubicadas:

- tres sobre Pantanal,
- seis sobre Paraná,
- dos estaciones en las proximidades de Pantanal que se utilizaron como apoyo para calcular velocidades de fase en eventos localizados al Oeste de América del sur.



El método elegido para calcular las curvas de velocidad de fase fue el que se toma un conjunto de tres o más estaciones para el mismo evento. Un problema común que se observa en el cálculo de curvas de velocidad de fase por el método clásico de dos estaciones es que estas suelen ser muy inestables por lo que resultan difíciles de interpretar e inconsistentes con la condición teórica de que deben ser monótonamente crecientes. Mientras que con el método elegido (de múltiples estaciones) se obtienen curvas suaves que a su vez representan a la media de los valores correspondientes a la región comprendida entre las estaciones.

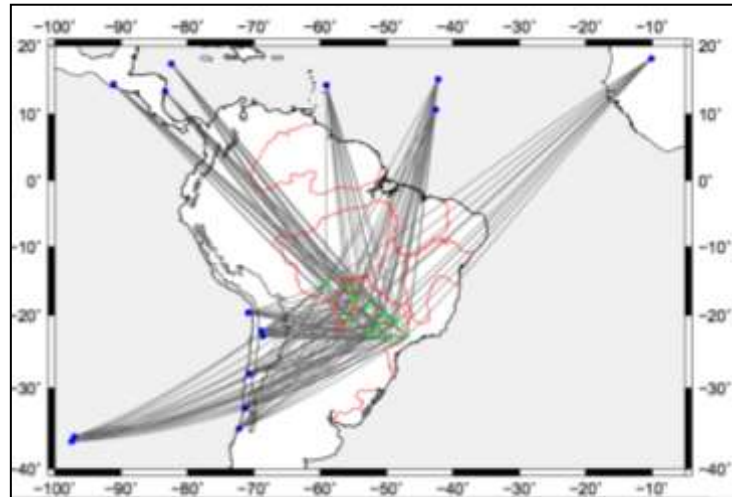


Figura 2. Algunos de los eventos utilizados

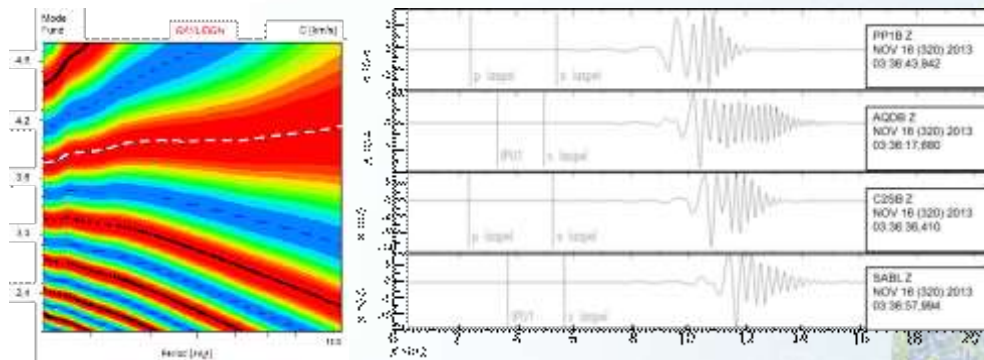


Figura 3. Curva de dispersión para el evento 320 (izquierda) y sismogramas de las cuatro estaciones con los que se calculó la misma (derecha).

Resultados

En los resultados obtenidos a partir de la inversión de los datos de velocidad de fase junto con los de velocidad de grupo obtenidos por medio de correlación de ruido ambiental (Collaço et al, 2014), que se presentan a continuación, se puede observar que los mismos son consistentes con los modelos clásicos para Paraná y con los más modernos de Pantanal que proponen un adelgazamiento de la corteza y de la litósfera, posiblemente a causa de una anomalía térmica en el manto.

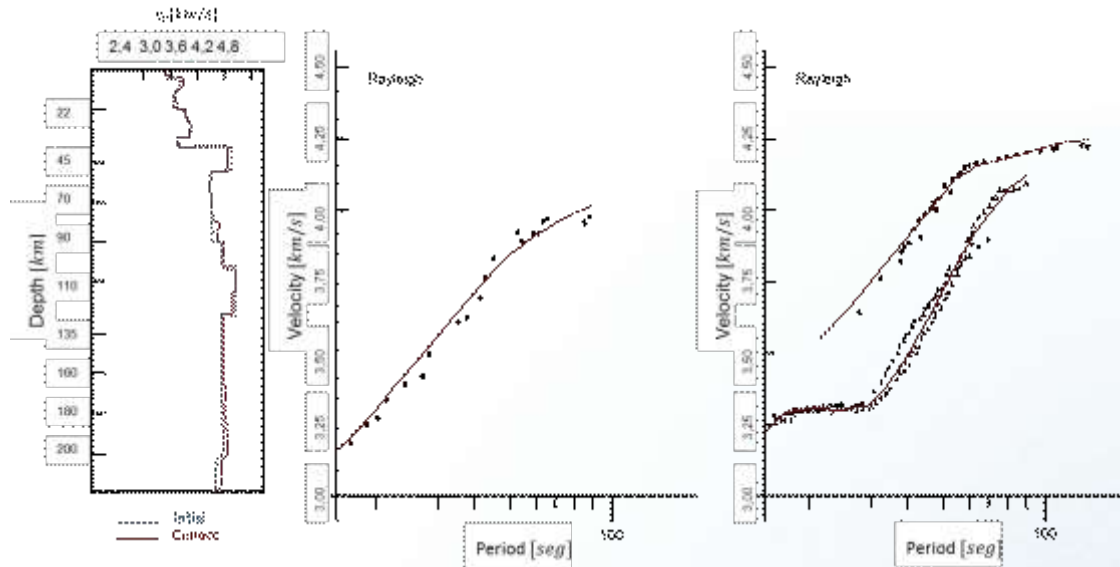


Figura 4. Resultado de la inversión para la cuenca de Paraná.

Hay algunas cuestiones a mejorar en los resultados obtenidos. Por ejemplo, se observa una reducción en la velocidad antes y después de lo que se interpreta como la aparición de la discontinuidad de Mohorovicic, lo cual no debería suceder. Por otro lado, en la curva obtenida para Paraná (Figura 4) se ve una caída en las velocidades a los 55 km de profundidad lo que se podría interpretar como la aparición de la litósfera, lo cual es incoherente con todo lo que se conoce sobre esta cuenca.

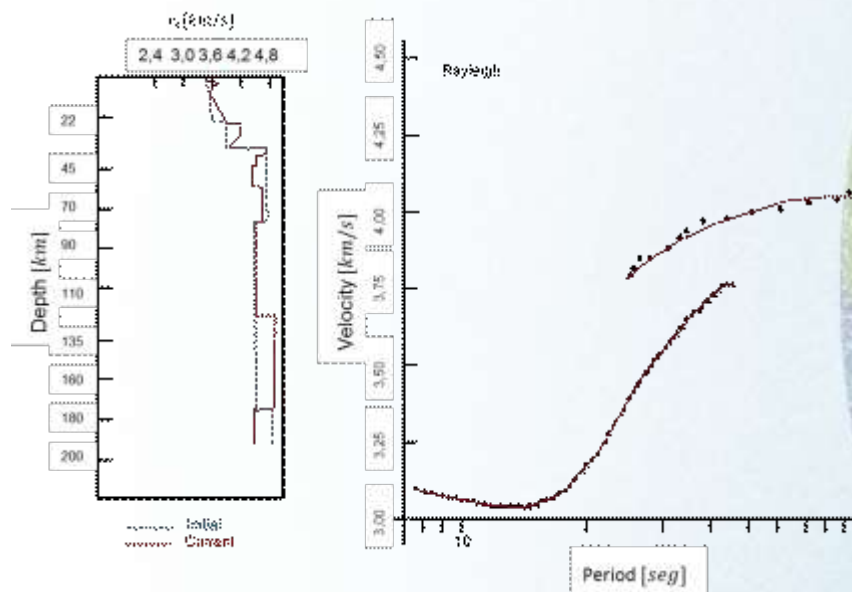


Figura 5. Resultado de la inversión para la cuenca de Pantanal.



Conclusiones

Los resultados obtenidos para la cuenca de Pantanal generan un aporte muy interesante a las teorías modernas que proponen que la subsidencia de la misma fue generada por un adelgazamiento de la corteza y la litosfera a causa de una anomalía térmica en el manto y no por esfuerzos producidos por la orogenia andina. Se observa con mucha claridad este adelgazamiento en Pantanal respecto de Paraná. En la cuenca de Paraná se obtuvieron resultados consistentes con casi toda la bibliografía existente.

Los resultados obtenidos han sido en general, muy buenos, quedando mucho por hacer. La dependencia de las inversiones respecto del modelo inicial es uno de los puntos que se debe afrontar con especial cuidado.

La inclusión del cálculo de velocidad de fase en su modalidad de múltiples estaciones aplicada en modelado e inversión aparece como una herramienta con mucho potencial para complementar los métodos clásicos en caso regionales.

Referencias

- Assumpção, M., M. Feng, A. Tassara, J. Julia, 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave dispersion. *Tectonophys.*, 609, 82-96, doi: 10.1016/j.tecto.2012.11.014.6.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julia, J. 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609, 82-96.
- Collaço, B., Assumpção, M., Rosa, M. and Sánchez, G. 2014. Crustal Structure of the Parana Basin from Ambient Noise Tomography. *Earth Sci. Res. Journal Proceedings*, 18, Special Issue, pag. 238. ISSN1794-6190 e-ISSN2339-3459.
- Feng, M., S. Van der Lee and M. Assumpção. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental-mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.* 112.



Estructura cortical de la cuenca Chaco-Paraná a partir de la tomografía de ruido ambiental

C. Sagarra¹, M.L. Rosa² y B. Collaço³

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. UNLP. consuelosagarra@hotmail.com

² Dpto de Sismología. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. UNLP.

³ Dpto de Geofísica. Instituto de Astronomía, Geofísica e Ciencias Atmosféricas. Universidade de São Paulo. Brasil.

Resumen

La tomografía sísmica aplicada a ondas superficiales produce imágenes detalladas de la corteza y el manto en la zona de interés. Esta técnica proporciona mapas de velocidades de grupo en dos dimensiones, obteniendo en cada punto del mapa un valor promedio. La información obtenida de la velocidad de las ondas superficiales puede ser utilizada en una inversión 3D permitiendo estimar los espesores cortical y litosférico en las distintas regiones de la Tierra.

En este trabajo se presentan los resultados de la tomografía de ruido ambiental conocida como ANT (Ambient Noise Tomography) para la velocidad de grupo de la onda Rayleigh en la región de la cuenca Chaco-Paraná, utilizando datos de ruido ambiental en distintas estaciones sismológicas de Sudamérica. Los mapas tomográficos muestran variaciones laterales de la velocidad provocadas por las distintas estructuras geológicas y presentan resultados óptimos para períodos bajos comparados con trabajos previos, aportando mejor determinación a las estructuras someras. Asimismo se presenta un mapa del espesor cortical y un mapa del espesor sedimentario con una resolución mejorada para la región, obtenidos mediante una inversión linealizada. Estos resultados contribuyen a un mayor conocimiento de las características estructurales de la región de la cuenca utilizando una metodología que permite superar algunas limitaciones de los métodos convencionales basados en terremotos, como por ejemplo la distribución desigual de eventos y la incerteza en la localización de los epicentros.

Palabras clave: tomografía de ruido ambiental, espesor cortical, espesor sedimentario, cuenca Chaco-Paraná.

Introducción

El estudio de la estructura interna de la Tierra, en particular la determinación de los espesores cortical y litosférico en las distintas regiones, contribuye al conocimiento de la dinámica terrestre. Estas características pueden ser estudiadas mediante el análisis



de ondas superficiales, siendo la tomografía una herramienta eficaz para investigar el perfil de velocidades sísmicas.

La cuenca Chaco-Paraná está ubicada en la región S-SO de la plataforma Sudamericana, desarrollándose principalmente en el NO de Argentina. Es una cuenca elíptica, cuyo eje está orientado ENE-OSO, con depocentros semicirculares (Barredo y Stinco, 2010). Esta cuenca de antepaís sustentada por basamento cratónico precámbrico a paleozoico, se inició a fines del Oligoceno como resultado del acortamiento en respuesta de la convergencia de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, lo que produjo un cinturón de fajas plegadas y corridas en la región de retroarco de los Andes Centrales.

En estudios previos mediante el análisis de ondas superficiales se estimó la profundidad de la Moho en la región central de la cuenca (Feng et al., 2004; Assumpção et al., 2013) encontrando valores bajos del espesor cortical hacia el norte de la cuenca (Rosa et al., 2016) y la existencia de una anomalía de baja velocidad en el manto litosférico (Feng et al., 2004). Este trabajo se planteó con el objetivo de obtener una mejor resolución de los espesores sedimentario y cortical, que contribuirán a un mayor conocimiento de las características estructurales de la región de la cuenca.

Metodología

Se obtuvieron mapas tomográficos de velocidad de grupo utilizando datos actuales de ruido ambiental a partir de registros de ruido de estaciones banda ancha de la red BRASIS (BRAZilian Seismographic Integrated Systems), estaciones de redes desplegadas temporalmente en Sudamérica, estaciones de la red GSN (Global Seismographic Network), estaciones del INPRES (Instituto Nacional de PREvención Sísmica) y la estación LPA (Universidad Nacional de La Plata).

Primero se calcularon las funciones de Green por correlación cruzada de los registros de ruido sísmico aplicando la metodología descrita por Bensen et al. (2007). A partir de los sismogramas simétricos obtenidos de la correlación cruzada se obtuvieron las curvas de dispersión inter-estación para la velocidad de grupo de la onda Rayleigh mediante la técnica de filtrado múltiple (Multiple Filter Technique, MFT). Luego se realizó la inversión tomográfica de las curvas de dispersión conocida como Tomografía de Ruido Ambiental (Ambient Noise Tomography, ANT), utilizando un método iterativo basado en gradientes conjugados (Pasyanos et al., 2001) que permitió estimar las variaciones laterales de la velocidad de grupo de la onda Rayleigh. Para la aplicación de esta técnica, la región analizada se dividió en una grilla con celdas de tamaño uniforme. Finalmente se aplicó un programa de inversión 1D, basado en el método de búsqueda de grilla que permitió determinar un modelo de velocidades y espesores de la corteza en la región de la cuenca Chaco-Paraná.



Resultados y discusión

Los mapas tomográficos obtenidos resultaron óptimos para los períodos entre 5 s y 35 s, representando un promedio local espacial de la velocidad de grupo de las ondas Rayleigh en cada punto del mapa y resumiendo gran cantidad de información de dispersión. ANT permitió obtener mejores resultados para períodos bajos a partir de los nuevos datos de ruido ambiental, en comparación con trabajos previos (Collaço, 2014; Rosa et al., 2016) aportando mayor resolución a las estructuras someras y corroborando la existencia de una anomalía de alta velocidad en el centro de la cuenca Paraná observada por Collaço (2014).

Para la inversión 1D que permitió determinar la estructura vertical de la velocidad en función de la profundidad se utilizaron curvas de dispersión inter-estación obtenidas mediante la correlación de ruido ambiental extraídas de Collaço (2014), curvas de dispersión de sismos regionales localizados en Sudamérica extraídas de Rosa et al. (2016) y las curvas de dispersión obtenidas en este trabajo. De esta manera se logró una mejor cobertura de trayectorias y una distribución acimutal más uniforme, permitiendo modelar con una mejor resolución la estructura cortical en la región de la cuenca Chaco-Paraná mediante una inversión de velocidad en capas.

Se determinó un espesor sedimentario de 4 km en el centro de la cuenca Chaco-Paraná y hacia la cuenca de Paraná (Figura 1). Se corroboró la ausencia de sedimentos indicada por Collaço (2014) a los 24°S y los 52°O. Desde el centro de la cuenca y hacia el N se observa un aumento del espesor sedimentario a 5.5 km. En la zona O de la cuenca el espesor de 3 km tiende a disminuir hacia el SO a valores menores a 2 km. Se observa una franja de espesor sedimentario constante de 4 km desde el centro y

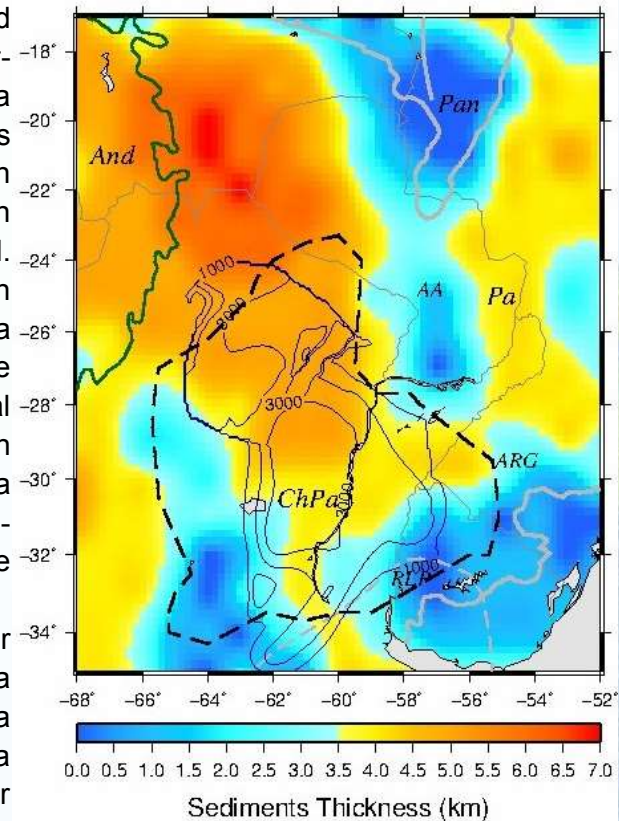


Figura 1: Mapa del espesor sedimentario en la región de la cuenca Chaco-Paraná. Las provincias geológicas corresponden a Pa= cuenca de Paraná, And= región andina, Pan= cuenca de Pantanal, RLP= Cratón del Río de la Plata, ChPa= cuenca Chaco-Paraná, AA= Arco de Asunción y ARG= Arco de Río Grande. Los límites de la cuenca Chaco-Paraná (línea segmentada) y los contornos del espesor sedimentario (línea azul) corresponden a Dragone et al. (2012).



hacia el S de la cuenca separando dos regiones de menor espesor, una de ellas se corresponde con un depocentro semicircular (Barredo y Stinco, 2010). Hacia el NO, cerca de la región del Altiplano, se observa un espesor sedimentario de 7 km concordante con las anomalías de baja velocidad encontradas en los mapas tomográficos y mencionadas en trabajos anteriores. En la región de los Arcos de Asunción (AA) y de Río Grande (ARG) el espesor sedimentario disminuye por debajo de los 2 km.

El espesor cortical obtenido por inversión para la región de la cuenca Chaco-Paraná (Figura 2) varía entre 33 km y 36 km, en concordancia con trabajos previos, presentando un adelgazamiento del orden de 30 km hacia la región centro-norte de la cuenca, que se extiende hacia la cuenca de Pantanal, en conformidad con los resultados de Rosa et al. (2016). Se observa un aumento del espesor hacia el oeste de la cuenca siguiendo la topografía andina y un aumento hacia la región SSE de la cuenca que podrían deberse a la menor densidad y menor variación acimutal de las trayectorias en esa región de la cuenca.

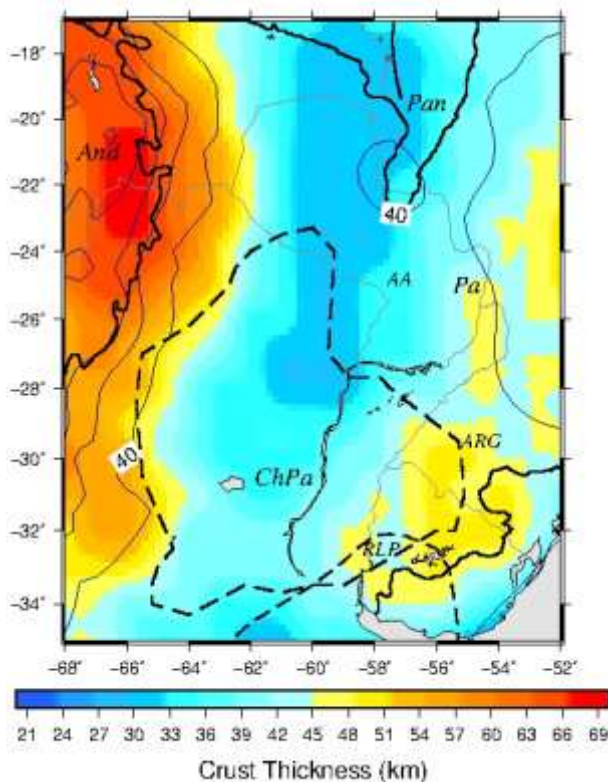


Figura 2: Mapa del espesor cortical en la región de la cuenca Chaco-Paraná. Las provincias geológicas y el límite de la cuenca ChPa son los correspondientes a la Figura 1.

Conclusiones

La tomografía de ruido ambiental permitió obtener mejores resultados en los mapas para períodos bajos, a partir del período de 5 s, debido a la gran cantidad de datos y a la mayor cobertura de trayectorias aportando mayor resolución a las estructuras someras y superando algunas limitaciones de los métodos convencionales basados en sismos, como por ejemplo la distribución desigual de eventos sísmicos, su frecuencia de ocurrencia y la incerteza en la localización de los epicentros, entre otros. Sin embargo es necesario contar con más datos de períodos entre 30 s y 60 s para obtener una resolución mejorada de los efectos producidos por la Moho.



Agradecimientos

Este trabajo es parte del proyecto “Tres Cuencas” acreditado por el search Program, cuyo objetivo es investigar acerca de la evolución de la corteza en las cuencas de Pantanal, Chaco y Paraná.

Referencias

- Assumpção, M., M. Feng, A. Tassara y J. Julia, 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609, 82-96, doi:10.1016/j.tecto.2012.11.014.
- Barredo, S. y L. Stinco, 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina. *Petrotecnia* 48-68.
- Bensen G., M. Ritzwoller, M. Barmin, A. Levshin, F. Lin, M. Moschetti, N. Shapiro y Y. Yang, 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.*, 169, 1239,1260.
- Collaço, B, 2014. Tomografía de Ruído Ambiente na Bacia do Paraná. Universidad de São Paulo. Instituto de Astronomía, Geofísica y Ciencias Atmosféricas.
- Dragone, G., N. Ussami y C. Chaves, 2012. The Chaco-Paraná Basin from GOCE and integrated terrestrial/satellite gravity data: unraveling major lithosphere discontinuities. *International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems, GGHS 2012*.
- Feng, M., M. Assumpção y S. Van der Lee, 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 147 (2004) 315–331.
- Pasyanos, M., W. Walter y S. Hazler, 2001. A surface wave dispersion study of the Middle East and North Africa for monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. *Pure Appl. Geophys.*, 158, 1445-1474.
- Rosa, M., B. Collaço, M. Assumpção, N. Sabbione y G. Sanchez, 2016. Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *J. South Am. Earth Sciences* 66, 1-14, doi:10.1016/j.jsames.2015.11.010.



Anomalía de subplacado magmático en el perfil 43.5°S del margen continental argentino

Ana C. Pedraza De Marchi^{1,2}, Marta E. Ghidella³ y Claudia N. Tocho^{1,4}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. cpedrazadm@fcaqlp.unlp.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

³ Instituto Antártico Argentino.

⁴ Consejo de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

Resumen

Los márgenes volcánicos de rift se caracterizan por ocurrencia masiva de volcanismo extrusivo e intrusivo (subplacado magmático) formado durante la ruptura de la litosfera continental (Hinz, 1981; White and McKenzie, 1989). Recientes ilustraciones de la distribución global de estos márgenes revelan que ellos representan entre el 75-90% de los márgenes continentales pasivos (Eldholm et al., 2000). Hinz et al. (1999) muestran que el relativamente poco investigado margen argentino es de tipo volcánico.

Según Thybo and Artemieva (2013), dentro de la definición de subplacado magmático entrarían un amplio rango de procesos y éste podría definirse como la "adición de magma máfico a la corteza inferior y parte superior del manto alrededor del Moho".

Uno de los aspectos más distintivos de la gravedad en zonas marinas es el efecto de borde de la anomalía de aire libre asociado con márgenes continentales pasivos y que generalmente, se atribuye a la transición entre la corteza continental y oceánica por sus diferentes espesores. La importancia del estudio de procesos reológicos, sedimentación, magmatismo y fenómenos de difusión del calor que modifican la estructura inicial de la corteza por un rift pueden ayudar a entender la característica distintiva del efecto de borde de la anomalía de gravedad en este tipo de márgenes. Una manera útil de lograr esto es a través del "modelado de gravedad orientado por los procesos" (POGM, por sus siglas en inglés) donde cada proceso geológico está asociado a una anomalía. Estas anomalías son: la anomalía del rift, la de la sedimentación y la del subplacado magmático (Watts y Fairhead, 1999).

El interés de este trabajo se centra en la anomalía de gravedad producida por el subplacado magmático rara vez investigada en perfiles reales y en particular en el margen argentino, debido principalmente a la falta de acceso a datos de sísmica de refracción. La anomalía del subplacado magmático puede verse como la contribución a la anomalía de gravedad del proceso geológico "subplacado magmático". Hemos



modelado este efecto considerando valores de densidades estándares e interpretadas por Schnabel et al. (2008) para un rango variable de espesores elásticos. Los resultados obtenidos dan un máximo levantamiento flexural asociado con este efecto, que es 145 m y 276 m para densidades del cuerpo subplacado de 3050 kg/m^3 y 3150 kg/m^3 respectivamente y una densidad promedio de los sedimentos de 2300 kg/m^3 .

La principal conclusión de la incorporación del cálculo del efecto del subplacado en el POGM es el aumento de espesor elástico (25 km) para un error medio cuadrático (rms) mínimo en comparación con el cálculo realizado sin considerar el subplacado magmático (20 km), asociado con el engrosamiento de la corteza (Watts, 2001). La anomalía del subplacado presenta contribuciones opuestas para los casos Airy y Flexural como fuera señalado por Watts y Fairhead (1999).

Palabras clave: subplacado magmático, modelado de gravedad orientado por los procesos, levantamiento flexural, margen continental argentino.

Introducción

Los márgenes volcánicos de rift, como el Margen Continental Argentino (Hinz et al., 1999) se caracterizan por ocurrencia masiva de volcanismo extrusivo e intrusivo formado durante la ruptura de la litosfera continental (Hinz, 1981; White and McKenzie, 1989). Recientes ilustraciones de la distribución global de estos márgenes muestran que ellos representan entre el 75-90% de los márgenes continentales pasivos (Eldholm et al., 2000). La ruptura del Gondwana Oeste en el Cretácico temprano y subsecuente apertura del fondo marino resultó en la formación del Océano Atlántico Sur. Sudamérica rotó en el sentido de las agujas del reloj respecto a África en casi 40 Ma (Szatmari, 2000). La ruptura continental y comienzo de apertura en el Atlántico Sur fue acompañada por magmatismo como se infiere en las intrusiones sill, secuencias de flujos de basaltos, voluminosas cuñas volcánicas y corteza inferior de alta velocidad en el margen continental presente. En datos de sísmica de refracción se manifiestan grandes volúmenes extrusivos como cuñas de SDRs (seaward dipping reflectors, por sus siglas en inglés) a ambos lados del Atlántico Sur (Franke et al., 2010; Gladeschenko et al, 1997; Jackson et al, 2000). Cuerpos de la corteza inferior de alta velocidad (subplacado magmático) han sido identificados por todos los estudios de sísmica profunda en este segmento del Atlántico Sur (Franke et al., 2006; Schnabel et al., 2008), con algún indicador de que el volumen es mayor en la parte este del margen. Dentro de la definición de subplacado magmático entraría un amplio rango de procesos y éste podría definirse como “la adición de magma máfico a la corteza inferior y parte superior del manto alrededor del Moho” (Thybo y Artemieva, 2013). Se asocia el subplacado magmático a ambientes tectónicos compresionales (arcos



magmáticos y formación de corteza, subplacado en paleosuturas en corteza precámbrica) y extensionales (grandes áreas extensionales, grandes batolitos y sills en zonas de transición del Moho, zonas de rift (donde el magma compensa el adelgazamiento de la corteza y se distinguen rifts modernos o paleo rifts) y en márgenes continentales volcánicos de rift como el sector volcánico del margen continental argentino donde se ubica el perfil de refracción a 43.5°S interpretado por Franke et al. (2002), el cual se ha digitalizado en este trabajo. Uno de los aspectos más distintivos de gravedad en zonas marinas es el efecto de borde de la anomalía de aire libre asociado con márgenes continentales pasivos, que generalmente se atribuye a la transición entre la corteza continental y oceánica por sus diferentes espesores. En términos sencillos la anomalía de gravedad de un margen pasivo se compone de un “alto” relacionado con la plataforma continental y un “bajo” asociado con la región del talud. Se ha introducido el cálculo de la contribución del subplacado magmático en el POGM para analizar la modificación que éste introduce en el efecto de borde típico.

Modelo flexural del subplacado magmático

El subplacado magmático se produce cuando magma basáltico es atrapado durante su ascenso a la superficie en la discontinuidad de Mohorovichic o en la corteza (Cox, 1993). El entrampamiento del magma en la corteza se debe a la relativa diferencia de densidades entre el magma ascendente y las rocas de los alrededores. El subplacado magmático puede causar el engrosamiento de la corteza cuando el magma se enfría. Xenolitos de material del manto pueden brindar información sobre la última fuente del magma y revelar heterogeneidades de la mezcla de magma y asimilación de magmas en profundidad (Beard y *Ragland*, 2005). El subplacado magmático perturba el estado de la isostasia en la región. Podemos estimar la cantidad de levantamiento que resultaría del equilibrio comparando columnas de corteza subplacadas con las que no lo están (Watts, 2001). Para calcular los efectos flexurales se define el parámetro número de onda (φ_e) apropiado que modifica la respuesta de Airy a la que produce la flexura utilizando $\mathbf{U}(k) = \mathbf{V}(k) [(\rho_a - \rho_x)/(\rho_a - \rho_w)]\varphi_e(k)$, donde $\mathbf{U}(k)$ y $\mathbf{V}(k)$ son la transformada de Fourier del levantamiento y del espesor del subplacado, respectivamente, y φ_e el parámetro en el dominio de los números de onda.

Resultados del modelado

El modelado del efecto del subplacado magmático ha aumentado ligeramente el rms entre la anomalía suma calculada (Pedraza De Marchi, 2015) y la observada, lo cual se muestra en la Tabla 1. Se han probado todos los modelos variando la densidad del cuerpo (ρ_x) en el rango 2900 kg/m³ - 3250 kg/m³ y la densidad de los sedimentos (ρ_s) en el rango 2100 kg/m³-2600 kg/m³. Por último, se han seleccionado dos modelos.

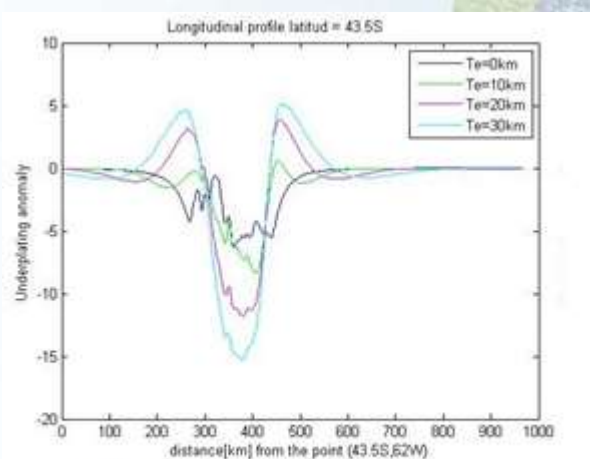


El modelo 1 utiliza la densidad del cuerpo subplacado $\rho_x=3050 \text{ kg/m}^3$ por ser la media entre la velocidad por encima del cuerpo (de la corteza) y debajo del mismo (manto), si bien no se ha utilizado una ley de conversión de velocidades de ondas sísmicas para hallar las densidades, sino valores estándares de densidad de la corteza de 2800 kg/m^3 y del manto de 3330 kg/m^3 . El modelo 2 utiliza el parámetro $\rho_x = 3150 \text{ kg/m}^3$ que ha sido interpretado por Schnabel (2008) en el mismo perfil, teniendo en cuenta que el valor que minimiza el rms ($\rho_s = 2300 \text{ kg/m}^3$) queda incluido en el rango de densidades 1700 kg/m^3 - 2400 kg/m^3 utilizadas por el autor para al menos dos capas de sedimentos. Con la incorporación del subplacado magmático se observa una tendencia a un aumento del espesor elástico para el rms mínimo debido a que la corteza se engrosó con la aparición del subplacado magmático (levantamiento + subplacado magmático incluido) (Watts, 2001).

Tabla 1. Rms mínimo para diferentes densidades del espesor sedimentario.

	Sin sub.		Con sub. $\rho_x=3050$ [kg/m^3]			Con sub. $\rho_x=3150$ [kg/m^3]		
ρ_s [kg/m^3]	T_e [km]	rms	T_e [km]	u_{max} [m]	rms	T_e [km]	u_{max} [m]	rms
2100	25	7.48	30	251.2	8.32	30	131.6	8.13
2200	25	7.35	25	251.1	8.04	25	145	7.97
2300	20	7.29	25	276.7	7.91	25	145	7.921
2400	20	7.32	25	276.7	7.95	20	161.3	8.109
2500	20	7.59	20	307.9	8.15	20	161.3	8.245
2600	15	7.66	20	307.9	8.40	20	161.3	8.596
2700	15	7.92	15	345.2	8.74	15	180.8	8.863

La anomalía de gravedad del subplacado está compuesta por dos efectos: un efecto genera un bajo debido a la baja densidad del material subplacado y el otro un alto debido al desplazamiento del agua por el levantamiento de la corteza. Ésta anomalía es fuertemente dependiente del espesor elástico (T_e) de la litosfera, como se desprende de los ensayos sintéticos de (Watts et al., 1999) donde para un margen débil ($T_e=0 \text{ km}$) el subplacado magmático reduce la



Figural: Anomalía del subplacado



amplitud del “alto” y del “bajo” del efecto de borde y aumenta su longitud de onda mientras que para un margen fuerte ($T_e=20$ km) ocurre el efecto opuesto, el subplacado magmático incrementa la amplitud del “alto” y del “bajo” del efecto de borde y decrece su longitud de onda. Hemos comprobado que la anomalía del subplacado magmático presenta contribuciones opuestas para los casos de Airy y Flexural (Figura1).

Conclusiones

Los resultados obtenidos muestran un máximo levantamiento flexural, asociado con el efecto del subplacado magmático, que es 145 m y 276 m para densidades del cuerpo subplacado de 3050 kg/m^3 y 3150 kg/m^3 , respectivamente y una densidad promedio de los sedimentos de 2300 kg/m^3 .

La principal conclusión de la incorporación del cálculo del efecto del subplacado en el POGM es el aumento de espesor elástico (25 km) para un error medio cuadrático (rms) mínimo en comparación con el cálculo realizado sin considerar el subplacado magmático (20 km), asociado con el engrosamiento de la corteza (Watts, 2001). La anomalía del subplacado magmático presenta contribuciones opuestas para los casos de Airy y Flexural como mostrado por los ensayos sintéticos de Watts y Fairhead (1999).

Referencias

- Beard, J., and P. C. Ragland y M. L. Crawford, 2017. Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. *Geology* **33** (8): 681–684. doi:10.1130/G21470AR.1.
- Cox, K.G., 1993. Continental Magmatic Underplating. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*: 155-166. doi:10.1098/rsta.1993.0011.JSTOR 54188.
- Eldholm, O., T.P Gladchenko, J. Skogseid y S. Planke, 2000. Atlantic volcanic margins: a comparative study. In: Nøttvedt, A., Larsen, B.T., Olaussen, S., Tørrudbakken, B., Skogseid, J., Gabnelson, R.H., Brekke, H., Birkeland, O. (Eds.), Dynamics of the Norwegian Margin. Geological Society of London Special Publication, Vol. 167. The Geological Society, London, 411–428.
- Franke, D., S. Ladage, M. Schnabel, B. Schreckenberger, C. Reichert, H. Hinz, M. Paterlini, J. de Abelleira y M. Siciliano, 2010. Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **11**,Q0AB04.



Franke, D., S. Neben, K. Hinz y B. Schreckenberger, 2002. Hydrocarbon Habitat of Volcanic Rifted Passive Margins, AAPG HEDBERG CONFERENCE. September 8-11, 2002, Stavanger, Norway.

Hinz, K., 1981. A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes. Wedges of Very Thick Oceanward Dipping Layers beneath Passive Continental Margins, *Geologische Jahrbuch*, vol. 22, Ingenta, Hannover.

Hinz, K., 1981. A hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins—their origin and paleoenvironmental significance. *Geol. Jahrb., Reihe E, Geophys.* 22, 3–28.

Hinz, K., S. Neben, B. Schreckenberger, H. A. Roeser, M. Block, K.G.D Souza y H. Meyer, 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: sedimentary Successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology* 16, 1e25.

Gladczenko, T.P., K. Hinz, O. Eldholm, H. Meyer, S. Neben y J. Skogseid, 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society* 154, 465e470.

Jackson, M.P.A., C. Cramez y J. M. Fonck, 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology* 17, 477e498.

Pedraza De Marchi, A. C., 2015. Caracterización isostática del sector volcánico del margen continental argentino, Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 174 p.

Schnabel, M., D. Franke, M. Engels, K. Hinz, S. Neben, V. Damm, S. Grassmann, H. Pelliza y P. R. Dos Santos, 2008. The structure of the lower crust at the Argentine continental margin, South Atlantic at 44°S. *Tectonophysics* 454, 14e22.

Szatmari, P., 2000. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds.), *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. AAPG Memoir, pp. 69e75.

Thybo, H y I. M. Artemieva, 2013. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609, p. 605-619.



Watts, A. B. y J. D. Fairhead, 1999. A process-oriented approach to modeling the gravity signature of continental margins, *The Leading Edge*, no. 18, p. 258-263.

Watts, A. B., 2001. Gravity anomalies, flexure and crustal structures at the Mozambique rifted margin, *Marine and Petroleum geology*, 18. 445-455.

Watts, A. B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*, Cambridge University Press.

White, R. y D. McKenzie, 1989. Magmatism at rift zones: the generation of continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94, 7685–7729.



Sismicidad de la Precordillera Sanjuanina entre 29°S y 32°S: análisis de fuente sísmica y del campo de esfuerzos

A. Venerdini^{1,2}, M. Podestá², L. López^{2,3}, J. Ammirati^{1,2} y P. Alvarado^{1,2}

¹ Grupo de Sismotectónica. Centro de Investigaciones de la Biósferas y la Geósfera (CONICET-Universidad Nacional de San Juan) (PICT2011-160). agostina.venerdini@unsi-cuim.edu.ar

² Departamento de Geofísica y Astronomía. Universidad Nacional de San Juan.

³ Instituto Nacional de Prevención Sísmica.

Resumen

En el presente estudio se analiza la sismicidad cortical (< 65 km) registrada en la Precordillera Sanjuanina durante 2008 y 2009 por 52 estaciones sismológicas temporales de banda ancha distribuidas en Cordillera, Precordillera, Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales.

Para este sector del retroarco andino se localizaron un total de 100 sismos corticales con profundidades focales < 65 km y sus correspondientes mecanismos focales.

Los sismos localizados en Precordillera presentan magnitudes $0,4 < M_L < 5,3$ y $1,3 < M_W < 5,3$. El estudio de localización sísmica utilizando un modelo de velocidades mejorado permitió obtener profundidades focales comprendidas entre 5 km y 46 km de profundidad. El análisis de mecanismos focales utilizando primeros arribos indica mayor proporción de soluciones de fallamiento inverso o inverso con pequeña componente de rumbo y en menor abundancia mecanismos normales o conteniendo alguna componente de rumbo. El campo de esfuerzos obtenido sobre 100 sismos corticales claramente indica una componente del eje mayor compresivo orientado en dirección este-oeste.

Estos resultados son consistentes con la tectónica compresiva de la Precordillera para niveles de corteza media a superior.

Palabras clave: Precordillera, sismicidad, mecanismo focal, campo de esfuerzo

Introducción

En el presente estudio se analiza la sismicidad cortical registrada tanto por la red de estaciones sismológicas de banda ancha SIEMBRA (**SI**erras Pampeanas using a **M**ulticomponent **B**Roadband **A**rray, Alvarado et al., 2009) como por ESP (**E**astern **S**ierras **P**ampeanas, Richardson et al., 2012) (fig. 1). La red de estaciones sismológica



SIEMBRA registró actividad sísmica durante 2008 y 2009 en un total de 40 estaciones banda ancha desplegadas en Cordillera, Precordillera y Sierras Pampeanas. La red ESP registró durante 2008 y 2010 utilizando 12 estaciones sismológicas de banda ancha instaladas en las Sierras Pampeanas Orientales. Para este trabajo sólo se consideran los sismos ocurridos en la Precordillera Sanjuanina durante 2008 y 2009 a profundidades corticales (es decir < 65 km de profundidad de acuerdo a estimaciones de espesores de corteza de Ammirati et al., 2015). Ese trabajo también determinó un modelo de velocidades sísmicas para la estructura de corteza de la zona de estudio, el cual es utilizado en este trabajo para obtener localizaciones sísmicas precisas y mecanismos focales de primeros arribos. Finalmente se presenta una estimación del campo de esfuerzos para esta actividad sísmica cortical estudiada (fig. 1).

Marco Geotectónico

El retroarco andino ha experimentado acreciones de terrenos alóctonos durante el Ordovícico Medio en el margen occidental de Gondwana (Dalla Salda et al., 1992; Astini et al., 1995) y procesos de rifting durante el Mesozoico temprano (Ramos y Kay, 1991). Tomando en cuenta la estratigrafía, el tiempo y el estilo de deformación, el sector de puede subdividirse en Precordillera Oriental, Central y Occidental (Ortiz y Zambrano, 1981; Baldi y Bordonaro, 1984). La Precordillera Occidental y Central corresponden a una estructura de fajas plegadas y corridas típicas de deformación de piel fina. La Precordillera Oriental no expone basamento lo cual se interpreta como un mecanismo de deformación de tipo de piel gruesa análogo al existente en las Sierras Pampeanas (Allmendinger et al., 1990, Ramos et al., 2002). La Precordillera Occidental y Central consiste en depósitos de una plataforma carbonática

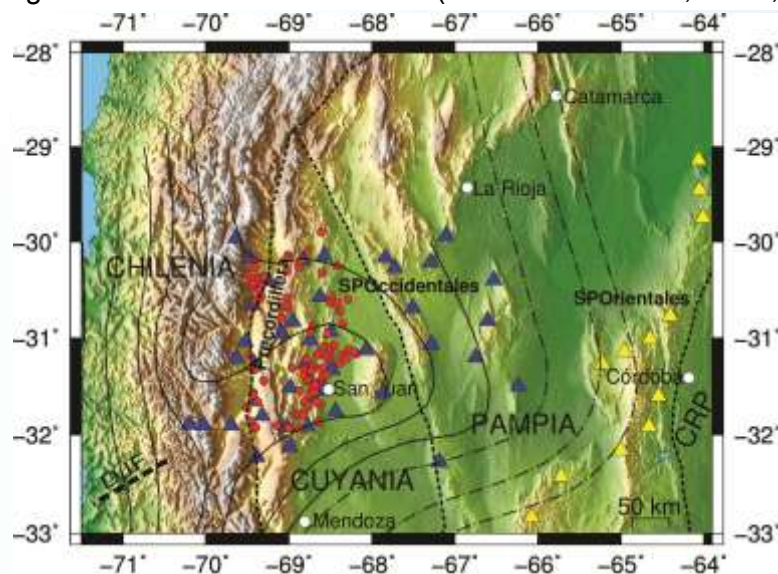


Figura1: 100 epicentros localizados (círculos rojos). Los triángulos azules indican las estaciones sismológicas de SIEMBRA y amarillos de ESP. Las líneas punteadas muestran entre terrenos acrecionados según Ramos et al., (2002) . Las líneas continuas indican los contornos de Wadati-Benioff para la placa de Nazca subducida de Anderson et al. (2007) y con trazo y punto las de Cahill e Isacks (1992). Se muestra la dorsal de Juan Fernández (DJF) y



Cámbrico-Ordovícica (Bordonaro, 1999), mientras que en la Precordillera Oriental se presentan facies clásticas de talud ordovícicas (Spalletti et al., 1989) y depósitos de fondo oceánico como lavas almohadilladas (Pérez et al., 2015). Este estudio se sitúa entre 29°S y 32°S, donde la placa de Nazca subduce horizontalmente bajo la placa Sudamericana con una velocidad GPS de 6,3 cm/año (Kendrich et al., 2003). Esta horizontalización ha sido asociada a la presencia de la dorsal de Juan Fernández en la placa subducida (Yañez et al., 2002; Anderson et al., 2007; Ammirati et al., 2015). Si bien existen numerosos estudios geológicos, la sismicidad de Precordillera no ha sido estudiada con detalle. Uno de los motivos se debe a que la sismicidad de gran tamaño es escasa y cuenta únicamente con registro instrumental para la era pre-digital de los terremotos históricos de 1944 y 1952 del frente oriental de la Precordillera. Por otra parte, si bien la sismicidad de menor tamaño puede ser más abundante, no existe suficiente cobertura de estaciones permanentes para intentar su caracterización con detalle. En este trabajo se analizan dos años de registros continuos de una red sismológica temporal. El objetivo consiste en obtener parámetros de localización epicentral, profundidad focal y mecanismos focales de la sismicidad local pequeña a moderada. Luego se analizan la distribución espacial de los resultados obtenidos y el campo de esfuerzos resultante para la Precordillera.

Métodos Sísmicos

La localización y el cálculo de magnitudes de sismos se realizó utilizando el programa Hypocenter 3.2 (Lienert y Havskov 1995) incorporado en Seisan 10.3 (Ottmöller et al., 2014). Para ello se siguió un proceso manual identificando primeros arribos de ondas P y ondas S y utilizando un modelo de velocidades sísmicas de ondas P y ondas S con buena resolución a nivel litosférico en Precordillera obtenido en base a funciones del receptor con calibración de ondas superficiales y ruido ambiental (Ammirati et al., 2015, 2016). También, se calcularon de forma automática las magnitudes local (M_L) y momento (M_W), con el objeto de estimar el tamaño de energía liberada para cada sismo.

Otro análisis consistió en la lectura de las polaridades de los primeros arribos de ondas P para obtener el mecanismo focal. Las soluciones para cada uno de los 100 sismos analizados se realizó utilizando el programa FOCMEC (Snok, 2003) incluido en el paquete de programas Seisan 10.3 (Ottmöller et al., 2014).

Por último, se utilizó la metodología propuesta por D'Auria y Massa (2015) y la base de datos de mecanismos focales confeccionada para determinar el régimen de esfuerzos en la zona de estudio por medio de una aproximación Bayesiana. Este método permite obtener una estimación cuantitativa de las regiones de confianza en las que se encuentran los ejes principales de esfuerzos.



Resultados

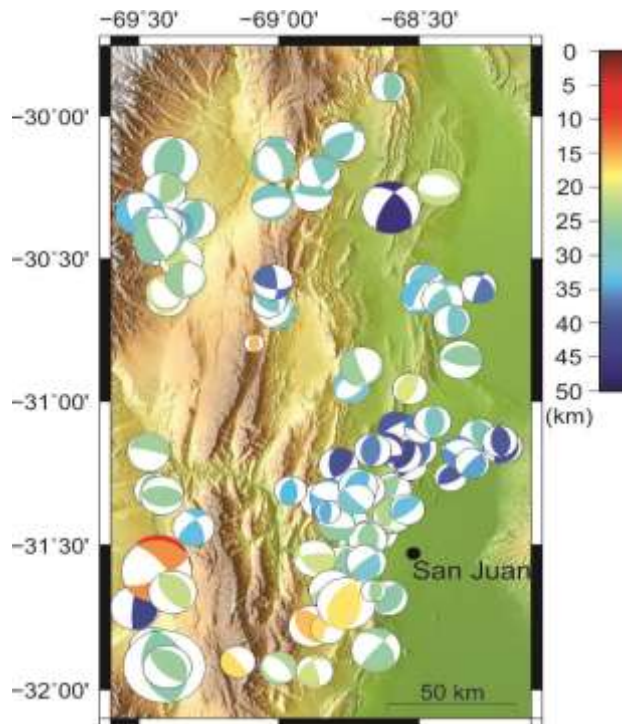


Figura 2: Mecanismos focales obtenidos para los 100 localizados. El mayor tamaño corresponde a $M_w=5,3$ y el menor a $M_w=1,3$.

Un total de 100 sismos fueron localizados dentro de la corteza de la Precordillera durante el periodo 2008-2009. Las soluciones hipocentrales consideraron un promedio de 37 tiempos de arribos de ondas P y S para cada sismo. Los errores obtenidos en la localización corresponden en promedio a 1,38 km para la latitud del epicentro, 1,72 km para la longitud del epicentro, 2,4 km para la profundidad focal y de unos 0,4 s para el RMS (raíz cuadrática media de la diferencia entre los tiempos de arribos observados y calculados). La cobertura azimutal en promedio fue 281° .

Las magnitudes estimadas varían entre $0,4 < M_L < 5,3$ y $1,3 < M_W < 5,3$.

La distribución de sismos corticales muestra que la mayor actividad sísmica se presenta entre 20 km y 35 km de profundidad (fig. 2).

Las soluciones de planos de fallamiento de los 100 sismos estudiados indican 21 mecanismos focales inversos puros, 22 inversos con componente menor de rumbo, 25 de rumbo lateral izquierdo con componente inversa, 3 transcurrentes sinestrales, 15 de rumbo lateral izquierdo con componente normal, 14 normales con componente menor de rumbo.

La determinación del campo de esfuerzos en la Precordillera del retroarco andino (Fig. 3) indica compresión en una dirección aproximadamente E-O. En la figura 3 se observa que los contornos rojos y azules encierran el 68% de probabilidad de contener a σ_1 y σ_3 , respectivamente.

Conclusiones



En este trabajo se han obtenido parámetros sísmicos para 100 sismos corticales localizados dentro de la Precordillera sanjuanina. Estos resultados se obtuvieron a partir del análisis de estaciones sismológicas de banda ancha de tres componentes.

σ_1 Azimut	102,42
σ_1 Buzamiento	15,17
σ_3 Azimut	-142,19
σ_3 Buzamiento	65,69

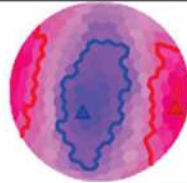


Figura 3: Campo de esfuerzos regionales para la Precordillera. Nótese la compresión este-oeste para la deformación de la sismicidad cortical. Triángulo azul indica eje σ_1 y rojo σ_3 .

La magnitud indica un tamaño de la sismicidad pequeño a moderado. La localización de hipocentros muestra una distribución entre 5 km y 46 km de profundidad. La mayor actividad sísmica se concentra entre 20 km y 35 km de profundidad, lo cual es consistente con un nivel de corteza media si se compara con las discontinuidades intracorticales bajo la Precordillera propuestas por Ammirati et al. (2016). La solución de planos de fallamiento sugeridos por los mecanismos focales obtenidos para los 100 sismos estudiados son predominantemente inversos. El campo de esfuerzos determinado en el presente trabajo sobre la base de estos mecanismos focales indica un estilo compresivo para la deformación que afecta a la Precordillera del retroarco andino situada a más de 300 km hacia el este de la trinchera de subducción, con el eje σ_1 orientado en posición horizontal y en sentido aproximadamente este-oeste (fig. 3).

Referencias

- Allmendinger, R., D. Figueroa, D. Snyder, J. Beer, C. Mpodozis y B. Isacks. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9(4): 789-809.
- Alvarado, P., M. Saez, M. Araujo, M. Perarnau, A. Guell, D. Gregori y G. Sánchez. 2009. Experimento Geofísico SIEMBRA: más detalles de la subducción plana en



Argentina y la deformación en la placa superior. XIV Reunión de Tectónica: Río Cuarto, Córdoba.

Ammirati, J., P. Alvarado y S. Beck. 2015. A lithospheric velocity model for the flat slab region of Argentina from joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*. 202: 224-241.

Ammirati, J., S. Pérez, P. Alvarado, S. Beck, S. Rocher y G. Zandt. 2016. High-resolution images above the Pampean flat slab of Argentina (31–32°S) from local receiver functions: Implications on regional tectonics. *Earth and Planetary Sc. Lett.* 450: 29-39.

Anderson, M., P. Alvarado, G. Zandt y S. Beck, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, central Chile and Argentina: *Geophy. J. Int.* 171 (1).

Astini, R., Benedetto, J., Vaccari, N., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane, a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107: 253-273.

Baldis, B. y O. Bordonaro, 1984. Cámbrico y Ordovícico de la Sierra Chica de Zonda y Cerro Pedernal, provincia de San Juan, Génesis del margen continental de la Precordillera, IX Congreso Geológico Argentino. 4: 190–207.

Cahill, T. y B. Isacks. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate: *Journal of Geophysical Research*, 97(B12), 17503-17529.

Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20: 617-620.

Kendrich, E., M. Bevis, B. Smalley, B. A. Brooks, R. Barriga, E. Lauría y L. Souto. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *J. of S. Am. E. Sc.* 16:125-131.

D'Auria, L. y B. Massa. 2015. Stress Inversion of Focal Mechanism Data Using a Bayesian Approach: A Novel Formulation of the Right Trihedra Method. *Seism. Res. Lett.* 86: 1-10.



- Ortiz, D. y J. Zambrano, 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental, VIII Congreso Geológico Argentino. 3: 59–74.
- Lienert B. R. y J. Havskov 1995. A computer program for locating earthquake both locally and globally. *Seism. Res. Lett.* 66, 26-36.
- Ottmøller, L., P. Voss and J. Havskov. 2014. Seisan earthquake analysis software for Windows, SOLARIS, LINUX and MACOSX.
- Pérez, S., J. Ammirati, P. Alvarado y G. Vujovich. 2015. Constraining a mafic thick crust model in the Andean Precordillera of the Pampean flat slab subduction region. *J. South Am. Earth Sc.* 64, 325-338.
- Ramos, V., E. Cristallini y D. Pérez. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences.* 15: 59-78.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91.
- Richardson, T.J., Gilbert, H.J., Anderson, M.L., Ridgway, K.D., 2012. Seismicity within the actively deforming Eastern Sierras Pampeanas, Arg. *Geophys. J. Intern.* 188, 408–420.
- Snoke, J. 2003. FOCMEC: FOCal MEChanism Determinations.
- Yañez, G. A., J. Cembrano, M. Pardo, C. Ranero y D. Selles. 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *J. of South Am. Earth Sc.* 15: 23–38.



Low-parametric modeling of Mw8.3 Illapel 2015, Chile earthquake

C. Bollini^{1,2}, N. Sabbione¹, V. Plicka³, J. Zahradník³

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. bollini@fcaglp.unlp.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

³ Charles University, Faculty of Mathematics and Physics, Prague, Czech Republic.

Abstract

The Mw 8.3 (GCMT) Illapel megathrust earthquake is investigated. The objective is to find out which features of the previously published rupture scenarios can be resolved using a regional strong-motion network and source models with few parameters only. Low-frequency waveforms (<0.05 Hz), at nine stations (Centro Sismológico Nacional, Chile - CSN), are subjected to modeling. Various representations of the source are used: (i) Multiple-point-source models based either on iterative deconvolution or simultaneous inversion of source pairs, (ii) Models of circular and elliptical uniform-slip patches, employing synthetic and empirical Green's functions, respectively. This variety of methods provides consistent results. The earthquake appears to be a segmented rupture progressing from an early (deep) moment release to a later (shallow) one, towards the NW. The source models of slip-uniform patches synchronously suggest a low rupture speed 1-2 km/s. Despite different data sets and methods, this estimate of rupture speed is consistent with independent publications. As for ambiguity in literature regarding depth and timing of the rupture, our paper clearly prefers the models including a ~ 20 -30 s delay of the shallow moment release compared to the initial deep one. The strong-motion data set and low-parametric models proved to be competitive with more sophisticated approaches. This result implies a need to improve regional accelerometer networks in South America, which might eventually help in resolving source process of possible future large events, e.g. in Patagonia.

Key words: Illapel earthquake, Chile; Low-frequency modeling; Multiple-point-source models; Empirical Green's functions.

Introduction

An Mw8.3 (Illapel) earthquake occurred on September 16, 2015 in central Chile, causing significant strong ground motions, most likely due to a combined effect of rupturing a deep (~ 30 km) and shallow (~ 15 km) slip patch, respectively, thus indicating an along-dip segmentation of the megathrust (Melgar et al., 2016). Relatively little



attention has been paid to seismic source investigations with strong-motion acceleration data, freely accessible from CSN. Although previously published papers show several common features, some aspects of the quantitative source models, such as, for example, position of the main slip patches remain ambiguous. Therefore, the objective of this work is to develop low-parametric models of the Illapel earthquake, helping to answer specific questions like this: (i) Was most of the seismic moment released in a single patch, situated close to surface, northwest of the epicenter, or also in a deeper patch situated closer to the epicenter (hence also closer to the locus of the high-frequency radiation identified by the backprojection techniques)? (ii) If two patches represent a correct source model, then what was the timing of the two moment-release episodes? In order to accomplish these goals we choose a low-parametric modeling (ISOLA multiple-point source (MPS) modeling) as a suitable tool for the Illapel earthquake. Wishing to get some insight into the source complexity we use near stations. At the same time, being interested in a robust model of the source complexity, we use the lowest frequencies enabling deterministic modeling. To further validate our MPS results, we also apply the empirical Green's function technique for calculating apparent source functions and inverting them into finite source models composed of slip-uniform elliptical patches.

Materials and Methods

ISOLA multiple-point-source (MPS) modeling. ISOLA code (Sokos and Zahradník, 2013) is used for inverting regional full-wave seismograms for single- and multiple-point source models. The point source contributions are called subevents, representing points of moment release at different times with associated moment tensors. In this work subevents are calculated by the *Joint inversion of source pairs* method (Zahradník and Sokos, 2014) by non-negative least squares (NNLS). In this method each solution consists of a pair of subevents and this representation is suitable if the studied earthquake seems to be basically composed of one or two dominant subevents.

Equivalent uniform-patch method (EUP). consists in a uniform patch (i.e. the patch with homogeneous slip), representing the simplest finite-fault model. The patch is an improved equivalent of a previously identified MPS model. This method is a simplified version of the Multiple Finite-Extent method (MuFEx) (Galovič and Zahradník, 2012). The model is parameterized by the patch radius and rupture velocity, and it is discretized.

Two-patch finite-source EGF modeling. This technique is based on Empirical Green's Functions (EGF) representing a well-established seismological tool (Plicka and Zahradník, 2002; Roumelioti et al., 2009). Using EGF, the apparent source time



functions (ASTFs) are calculated similarly as explained in Zahradník and Sokos (2014). Finally, the ASTFs are inverted into a model of two elliptical patches of uniform slip (Vallée and Bouchon, 2004). The model parameters are as follows: (i) Position of the centers, the axes lengths and the slip values of two ellipses. (ii) Constant speed of rupture propagating radially from hypocenter.

Data and basic earthquake parameters. Strong-motion acceleration records of the Illapel main shock, recorded at nine stations, are modeled in the present paper. The epicentral distances range from 130 to 260 km. The stations records represent part of the CSN collection from which we eliminated those stations situated close to each other. For Empirical Green's Functions (EGF) modeling the CSN records of an aftershock are also used. We used earthquake locations from CSN and the Global Centroid Moment Tensor solution (GCMT), for fixed mechanism inversions.

Velocity model. The strong-motion data are inverted using a 1D velocity model. The velocity model was provided by CSN and it is relevant for the zone between 26° S and 34° S (Pardo et al., 2002).

Frequency range. The usable frequency range is determined by the quality of the velocity model, the epicentral distances and the noise. After several preliminary tests we decided to use the frequency range 0.01-0.05 Hz and/or sub-ranges.

Results and Discussion

Results are shown in Table 1 and Figure 1.

In the joint inversion of source pairs (NNLS), the best solutions in terms of variation reduction (VR) of waveform fitting show an initial deep episode followed after ~30 s by a shallow one, suggesting a temporal rupture progression in the up-dip direction and,

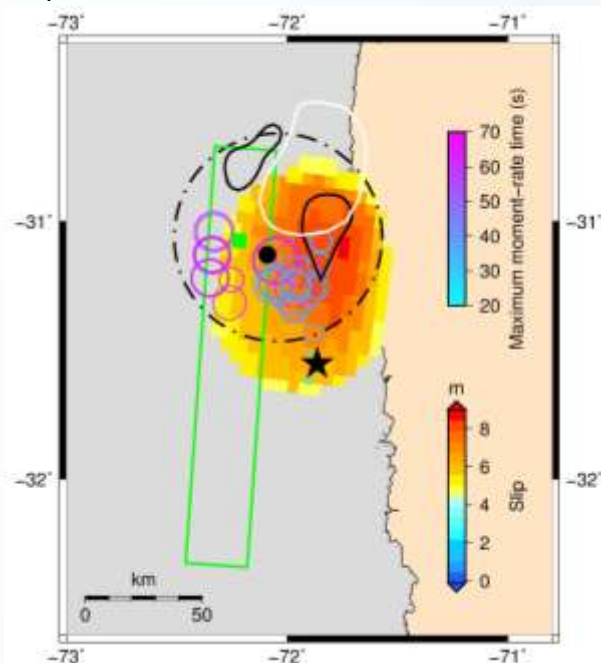


Figure 1. The colored background is the distribution of the mean slip (> 4.5 m) in the best EGF models. The small colored circles are the best pair solutions calculated by NNLS (circles are color-coded according to their moment release time, while their radius scale with scalar moment). The dot-dashed circular uniform patch is the model obtained by EUP method, keeping fixed the focal mechanisms (GCMT). For comparison, solutions by other authors are also included. The black and white irregular curves are contours of the maximum slip (~7 m) from Melgar et al. (2016) and Ye et al. (2016), respectively. The green rectangle and the small green square represent the USGS finite model. The GCMT centroid is plotted by a black dot, CSN epicenter by a star. This figure was created using Generic Mapping Tools.



slightly less clearly, towards the NW. According to the size of subevents, the two episodes may have released a comparable amount of the seismic moment.

Representing the source by a single circular patch of uniform slip (EUP) a good waveform fit in terms of VR is obtained prescribing radius $R=50$ km, rupture velocity $V_r=2$ km/s and placing the patch center close to the GCMT centroid. The center position was obtained by an iterative deconvolution method (results in Bollini et al., submitted in 2016). This model only slightly underestimates the GCMT magnitude ($M_w 8.3$).

Using EGF method, we confirm position of the main slip region and validate the low rupture speed (1.5-2.0 km/s).

To make a comparison with published results, we focus on the most comprehensive papers. Melgar et al. (2016) reported two major slip episodes, which evolved with the same ~ 30 s delay of the shallow moment-release episode compared to the deep one. Ye et al. (2016) obtained results characterized by a single patch. Despite different data sets and methods, our estimate of the low rupture speed is consistent with these (and other) independent studies. Moreover, as shown in Fig. 1, the main slip region identified by our methods comprises the significant slip contours of the mentioned papers. The key point is that our low-parametric models, obtained with regional strong motion stations, are in reasonable agreement with the other, more complex studies.

Table 1. Summary of the results using three methods and three different frequency ranges

Method	Freq. range (Hz)	Source model	Mw	VR	Slip (m)	Rupture speed (km/s)
EUP	0.01-0.02	Single circular patch	8.2	0.77	5.6	2
NNLS	0.02-0.05	2-points	8.3 (fixed)	0.55	-	-
EGF	0.03-0.5 *)	Two elliptical patches	8.3 (fixed)	-	8.6 **)	1.6

*) The range used in the calculation of apparent source time function.

***) Maximum slip value of the mean model in Fig. 1.

Conclusions

Our results show that using limited data (9 strong-motion records at regional distances) and low parametric models (2-points NNLS models, single uniform slip patch, and 2-elliptical patch models) we were able to retrieve the same gross features of the rupture process as in the previously published papers, based on more abundant data and multi-parameter inversions. By gross features we mean position of the main rupture area, direction of rupture propagation and rupture velocity. In particular, segmentation of the source process into the early (deep) and later (shallow) episode, indicated at low frequencies in some of the published papers only, was unanimously



detected, too. These results represent a strong motivation for improving regional accelerometer networks in South America, which might help to resolve source process of possible future large events, e.g. in Patagonia.

Acknowledgments

The authors thank to CSN, Chile, and also E. Sokos for technical help. One author (J.Z.) has been supported by the Czech Science Foundation grant GACR-14-04372S. The work was done during the stay of the first author at Charles University, Prague, within a Scholarship Programme from a bilateral international agreement between Argentina and Czech Republic and was also supported by a CONICET doctoral scholarship.

References

- Bollini, C., N. Sabbione, V. Plicka and J. Zahradník. Low-parametric modeling of Mw8.3 Illapel 2015, Chile earthquake. *J. South Am. Earth Sci.* (submitted).
- Gallovič, F. and J. Zahradník, 2012. Complexity of the Mw 6.3 2009 L'Aquila (central Italy) earthquake: 1. Multiple finite-extent source inversion. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117. doi:10.1029/2011JB008709.
- Melgar, D., W. Fan, S. Riquelme, J. Geng, C. Liang, M. Fuentes, G. Vargas, R.M. Allen, P.M. Shearer and E.J. Fielding, 2016. Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, Mw8.3 Illapel, Chile earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 961–966. doi:10.1002/2015GL067369.
- Pardo, M., T. Monfret, E. Vera, A. Eisenberg, S. Gaffet, E. Lorca and A. Perez, 2002. Seismotectonic and Body-wave Tomography of Central Chile-nw Argentina Flat-slab Subduction Zone Using Local Earthquakes. *EGS XXVII Gen. Assem. Nice*, 21-26 April 2002, Abstr. #1454.
- Plicka, V. and J. Zahradník, 2002. The eGf method for dissimilar focal mechanisms: The Athens 1999 earthquake. *Tectonophysics* 359, 81–95. doi:10.1016/S0040-1951(02)00440-7.
- Roumelioti, Z., C. Benetatos, and A. Kiratzi, 2009. The 14 February 2008 earthquake (M6.7) sequence offshore south Peloponnese (Greece): Source models of the three strongest events. *Tectonophysics* 471, 272–284. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.028.



- Sokos, E. and J. Zahradník, 2013. Evaluating Centroid-Moment-Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Software. *Seismol. Res. Lett.* 84, 656–665. doi:10.1785/0220130002.
- Vallée, M. and M. Bouchon, 2004. Imaging coseismic rupture in far field by slip patches. *Geophys. J. Int.* 156, 615–630. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02158.x.
- Ye, L., T. Lay, H. Kanamori and K.D. Koper, 2016. Rapidly Estimated Seismic Source Parameters for the 16 September 2015 Illapel, Chile Mw 8.3 Earthquake. *Pure Appl. Geophys.* 173, 321–332. doi:10.1007/s00024-015-1202-y.
- Zahradník, J. and E. Sokos, 2014. The Mw 7.1 Van, Eastern Turkey, earthquake 2011: two-point source modelling by iterative deconvolution and non-negative least squares. *Geophys. J. Int.* 196, 522–538. doi:10.1093/gji/ggt386.



Estudio del terremoto intraplaca de Chajarí-Monte Caseros 1948 (Argentina): análisis geofísico, estratigráfico y geomorfológico integrado

E. Brunetto¹, y P.M. Alvarado²

¹ CICYTTP-CONICET. Facultad de Ciencia y Tecnología - Universidad Autónoma de Entre Ríos. Km 11, Oro Verde, Entre Ríos. brunettoernesto@gmail.com

² CIGEOBIO-CONICET. Departamento de Geofísica y Astronomía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Meglioli 1160 S (5407) Rivadavia, San Juan.

Resumen

En este trabajo analizamos el terremoto de intraplaca que ocurrió el 21 de enero de 1948 en la región oriental de Argentina, situada al sur de la Mesopotamia. Se obtuvo un patrón de intensidades sísmicas a partir del registro histórico. Se integró dicho análisis a la información geomorfológica, estratigráfica, de velocidades sísmicas profundas y someras, gravimétrica y de velocidades GPS, con el objeto de elaborar un modelo para el mecanismo del sismo estudiado. Las intensidades sísmicas en escala Mercalli Modificada indican que el epicentro estuvo localizado dentro del sector central del Cratón del Río de La Plata (CRP), próximo a las localidades de Chajarí y Monte Caseros (aprox. 30°S; 58°O). El patrón de isosistas presenta una orientación aproximada NNE-SSO. Estimamos una magnitud máxima de 5,5 para el evento sísmico. Se ha podido identificar un control estructural a partir de la presencia de crestas rectilíneas de colinas y segmentos rectos de los principales canales fluviales. Dicho patrón muestra orientaciones dominantes NNE-SSO, NO-SE y NE-SO. Particularmente, el terremoto Chajarí-Monte Caseros 1948 pudo estar asociado a un segmento del Sistema de Fallas del Río Uruguay de orientación NE-SO, considerando su correlación con el patrón de intensidades sísmicas obtenidas. El análisis de las características geomorfológicas de la región central del CRP combinado con información de velocidades de ondas S a profundidades someras (VS30) e información estratigráfica, permitieron identificar contrastes litológicos y estructurales. La correlación obtenida muestra sectores localmente elevados, limitados por lineamientos con orientaciones definidas, lo cual sugiere la ocurrencia de deformación tectónica activa durante el Cuaternario en el sector sur de la Mesopotamia.

El análisis integrado, combinando información gravimétrica a escala de la corteza superior y velocidades sísmicas profundas, acuerda con un modelo de corteza



homogénea de 35-40 km, con una zona sismogénica en los 10-15 km superiores, para la región central del CRP.

El campo de esfuerzos inferidos a partir de datos geodésicos previos indica un régimen de esfuerzos transpresivos para ese sector del CRP, generado por la influencia del empuje de la dorsal Atlántica y por los esfuerzos asociados al complejo de subducción en el segmento sub-horizontal de la placa de Nazca (27°S-33°S). En base a los antecedentes y el análisis de la información sísmica se propone un mecanismo inverso para el terremoto Chajarí–Monte Caseros 1948 generado por reactivación de un segmento de falla pre-existente.

Palabras clave: Geofísica, Sismicidad histórica de intraplaca, Estratigrafía del Cuaternario, Geomorfología

Introducción

Las estrategias para evaluar el riesgo sísmico en ambientes de bordes de placas tectónicas no son adecuadas para el caso de regiones de intraplaca (Talwani, 2014). Por tal motivo es necesario estudiar el mecanismo de los terremotos en estas áreas de manera particular, combinando información geofísica, con datos geomorfológicos y estratigráficos. Un enfoque de trabajo multi-proxy permite extender la información del registro instrumental y abarcar los largos periodos de recurrencia de terremotos, propios de estas regiones (Crone, 2003). El registro de la sismicidad en la región del Cratón del Río de la Plata ha sido muy pobre y sólo unos pocos eventos fueron reportados.

En el presente trabajo analizamos el caso del terremoto que ocurrió el 21 de enero de 1948 en la región oriental de Argentina, buscando conocer el mecanismo del evento. El objetivo del estudio fue establecer un modelo físico preliminar del terremoto, buscando asociarlo a un modelo geológico de deformación tectónica cuaternaria (1×10^6 años).

Materiales y métodos

Se obtuvo un patrón de intensidades sísmicas a partir del registro histórico. Se integró dicho análisis a la información geomorfológica, estratigráfica, de velocidades sísmicas profundas y someras, gravimétrica y de velocidades GNSS/ GPS. El análisis de las características geomorfológicas de la región central de Argentina (CRP) combinado con información de velocidades de ondas S registradas a profundidades someras (VS30), permitieron identificar contrastes litológicos y estructurales. Debido a la ausencia de rupturas de fallas en superficie, la integración de la información permitió



aportar evidencia indirecta del carácter activo de la deformación durante el Cuaternario.

Resultados y discusión

Las intensidades sísmicas indican que el epicentro estuvo localizado dentro del sector central del Cratón del Río de La Plata (CRP). Las intensidades máximas en escala Mercalli Modificada, fueron registradas en las localidades de Chajarí y Monte Caseros (Argentina), aproximadamente a 30°S y 58°O. El patrón de isosistas presenta una orientación aproximada NNE-SSO. Estimamos una magnitud máxima de 5.5 para el evento sísmico.

Geomorfológicamente, el área se caracteriza por ser una planicie regional relativamente elevada (60-80 msnm), con incisión de los valles fluviales del río Guleguay y de los tributarios del río Uruguay. La información estratigráfica permite interpretar que dicha planicie fue un gran sistema regional de humedales en el Pleistoceno inferior (Fm. Hernandarias; $\approx 1-2$ Ma), el cual ha experimentado un lento levantamiento durante el Cuaternario. A partir de la presencia de crestas rectilíneas de colinas y segmentos rectos de canales fluviales, se ha conseguido identificar un patrón del control estructural. Dicho patrón muestra orientaciones dominantes NNE-SSO, NO-SE y NE-SO. Interpretamos que el terremoto 1948 Chajarí-Monte Caseros pudo estar asociado a un segmento del Sistema de Fallas del Río Uruguay de orientación NE-SO, considerando la orientación del patrón de intensidades sísmicas obtenidas. Este sistema de lineamientos se extiende a lo largo de la cuenca alta del río Guleguay, controlando estructuralmente la orientación del valle fluvial. Una segunda opción con orientación NNE-SSO es el Sistema de Fallas de la Cuchilla Grande, situado poco más hacia el sur. Una tercera alternativa, menos consistente con el patrón de isosistas, es el Sistema de Fallas de Chajarí de orientación NO-SE, el cual conforma los márgenes de la prolongación de la cuenca Norte de Uruguay dentro de Argentina.

Existe una clara correlación entre VS30 y edad, muy probablemente relacionada con el grado de compactación de las secuencias del Neógeno tardío y Cuaternario. Las altas velocidades se corresponden con las sucesiones sedimentarias más antiguas. El resultado de este análisis muestra sectores con tendencia al levantamiento y erosión, que se diferencian de otros sectores dominados por subsidencia y acumulación sedimentaria. Los primeros se caracterizan por ser áreas donde afloran rocas sedimentarias más antiguas y compactas (cretácicas, oligocenas, neógenas y pleistocenas), sometidas a erosión por incisión de cauces. Las áreas de subsidencia se caracterizan por la acumulación de sedimentos jóvenes poco consolidados de edad pleistocena holocena-tardía. El afloramiento de sucesiones sedimentarias más antiguas en sectores elevados, los cuales están limitados por



lineamientos con un patrón de orientaciones definido, sugiere que dichas rocas han experimentado un levantamiento tectónico que ha estado activo durante el Cuaternario en el sector sur de la Mesopotamia.

Antecedentes geofísicos y geodésicos

Observaciones gravimétricas previas, muestran una buena correlación entre lineamientos observados en superficie y la presencia de elementos estructurales planares localizados en la corteza superior. Estas discontinuidades corticales pueden estar asociadas a antiguas fallas generadas durante el Paleozoico y el Mesozoico, edades en las que se generaron las principales cuencas sedimentarias de la región. La correlación de actuales altos topográficos con zonas de anomalías de Bouger residuales negativas, interpretadas como áreas de depocentros sedimentarios, sugiere inversión de relieve durante el Cenozoico (Brunetto et al., en revisión). Los modelos recientes obtenidos a partir de estudios de velocidades de onda sísmicas profundas muestran una estructura homogénea de la corteza en el CRP con espesores entre 35 y 40 km y algunas discontinuidades (Assumpcao et al., 2013, Rosa, 2015). Dichos modelos muestran que la profundidad de Moho presenta un contraste marcado con los menores espesores corticales estimados en el borde norte del CRP, en la región del Chaco (<30 km) (Assumpcao et al., 2013). Las bajas velocidades sísmicas profundas promediadas, estimadas a partir de perfiles e interpolación de contornos (Chulick et al., 2013; Rosa, 2015), han sido asociadas a una composición mayormente granítica de la corteza superior. La interpretación de velocidades sísmicas integrada a aquella generada a partir de la información gravimétrica, acuerdan con un modelo de actividad sísmica localizada en los 10-15 km superiores de la corteza.

Por otra parte, el análisis reciente de velocidades de estaciones permanentes GPS/GNSS indica un régimen de esfuerzos transpresivos para la región central del CRP (Brunetto et al., en revisión). El campo de velocidades de desplazamiento de las estaciones sugiere la influencia dominante de las fuerzas tectónicas asociadas al empuje de la dorsal Atlántica, en la región oriental del CRP, y la influencia de los esfuerzos asociados al complejo de subducción en el segmento de losa horizontal (alrededor de 31°S), en la región occidental del cratón (Ammirati et al., 2015).

Conclusiones

El análisis integrado combinando información gravimétrica a escala de la corteza superior y velocidades sísmicas profundas acuerdan con un modelo de corteza homogénea de 35-40 km de espesor, con una zona sismogénica de 10-15 km superiores, para la región del CRP.



La integración de la información anterior con información de velocidades sísmicas someras, datos geomorfológicos e información estratigráfica, sugiere que las principales estructuras antiguas dominadas por patrones NO-SE, NNO-SSE y NE-SO han registrado deformación durante el Cuaternario.

La caracterización sísmica del terremoto de Chajarí –Monte Caseros 1948 indica un evento de magnitud 5,5, probablemente asociado a la reactivación de uno de los segmentos del sistema de Fallas del Río Uruguay de orientación NE-SO o NNE-SSO. La información geodésica disponible a partir de velocidades GNSS de estaciones GPS permanentes y el antecedente del mecanismo focal inverso del sismo del Río de la Plata 1988, registrado mucho más al este, sugieren que probablemente el terremoto de Chajarí–Monte Caseros 1948 se produjo por reactivación de un segmento de falla pre-existente con movimiento inverso o movimiento inverso oblicuo.

Referencias

- Ammirati, J.B., P.M. Alvarado, and S. Beck, 2015. A lithospheric velocity model for the flat slab region of Argentina from joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 202(3): 224-241.
- Assumpção, M., M. Feng, A. Tassara, and J. Julià, 2013, Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609: 82–96.
- Brunetto, E., F.S. Sobrero, and M.E. Gimenez. Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Craton (Southeastern South America). *Journal of South American Earth Sciences*, en revisión.
- Chulick, G.S., S. Detweiler, and W.D. Mooney, 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 260-276.
- Crone, A.J., P.M. De Martini, M.N. Machette, and K. Okumura, 2003. Paleoseismicity of aseismic Quaternary faults in Australia-Implications for fault behavior in stable continental regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5): 1913-1934.



Rosa, M.L., 2015. Tomografía de ondas superficiales en Sudamérica: estructura litosférica en la Cuenca Chaco-Paraná. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. Universidad Nacional de La Plata. Tesis de doctorado, pp 194.

Talwani, P., 2014. Introduction. In: Intraplate Earthquakes. Talwani, P. (Ed). Cambridge University press, U.K., 1-7.



STRATEGY

Seismic neTwoRk/Array in norThwEstern arGentina: Study of the 2015 El Galpón earthquake and its aftershock sequence

M. Zeckra¹, F. Krüger¹, A. Landgraf¹, G. Aranda², F. Hongn², F. Morales³ y P. Alvarado³

¹ University of Potsdam, Germany. zeckra@uni-potsdam.de

² Universidad Nacional de Salta (CONICET – IBIGEO).

³ Dpto. Geofísica y Astronomía, FCFN Universidad Nacional de San Juan - CONICET (GIGEOBIO).

Introduction

After a damaging, medium-sized earthquake (Mw 5.8; October 17, 2015) in El Galpón area in the Salta Province, we installed a local seismological network around the estimated epicenter covering also remarkable tectonic and geological orographic structures.

The 2015 earthquake took place in the Andean foreland at about 17km depth. The so called Santa Bárbara System is the easternmost morphostructural region of the central Andes. As a part of the broken foreland it is bounded to the north by the Subandean Belt and the Sierras Pampeanas lying in the south; to the east joins the Chaco-Paraná basin.

There is a north to south segmentation which is reflected in different tectonic styles: The Subandean Belt is dominated by thin-skinned deformation mainly observed in its sedimentary cover with records of the strongest shortening along the Andes (Kley et al. 1999). Instead, shortening decreases suddenly in the Santa Bárbara System, where basement-cored ranges show a thick-skinned style related to inversion of Cretaceous rift normal faults. According to Iaffa et al. (2013) and Barcelona et al. (2014), thick sedimentary basins partly which exhibit thin-skinned deformation enclose ridges uplifted by high-angle dipping faults. The Metán basin (Fig. 3) recording both Cretaceous-Paleogene rifting and Cenozoic foreland sedimentation is an outstanding geological feature in the Santa Bárbara System. The Sierras Pampeanas to the south show the least amount of shortening with deep rooted basement thrusts just to the east of the thin-skinned Precordillera (Jordan and Allmendinger, 1986). From north to south the Santa Bárbara system shows a tectonic transition from pure thin-skinned



deformation to foreland basement thrusts. This also correlates with changes in the subduction zone geometry (Alvarado et al., 2009).

Deep seated earthquake hypocenters are located along the subducted Nazca plate with two depth clusters at around 250 km and 600 km (Fig. 1). Besides the slab seismicity, the study area is also affected by shallow crustal earthquakes. Thus, releasing of stresses from the foreland deformation can result in strong earthquakes, i.e. the Esteco ($M > 7$) 1692 earthquake (INPRES, 2017).

The Metán basin where the 2015 earthquake has occurred, has been well studied using seismic line analyses (Iaffa et al. 2011; 2013). Location and orientation of faults are known as well as depocenters and thickness of the sedimentary units in the basin. However, much less is known from seismicity and active faults. Hence we installed a temporary seismic network around the 2015 epicenter and the major orographic structures such as Cerro Colorado and Sierra de la Candelaria.

Seismic deployment and processing of seismic data

The network extends 110 km from north to south and 60 km from east to west (see Fig. 3). Each station consists of a Lennartz LE-3D/5s seismometer and a DATA-CUBE³ digitizer. Power supply is provided by a battery, which is recharged through a solar panel. This system is recording with 100 Hz on all three components and running fully autonomously. The data is stored on the digitizer. Maintenance is done every 5 months in order to download the data and release memory. It is planned to obtain seismic records continuously for up to 15 months.

Detection and location of all recorded earthquakes is the first step of data processing. Thus, a first step consisted of using an automatic detector (Heimann, pers. Comm) based on synthetic seismograms and doing a grid search through the whole dataset. Then, an automatic autoregression picker searches for P and S wave arrival times in combination with a network coincidence trigger to select events only with similar arrival time picks at four different stations minimum (Leonard and Kennett, 1999). All picks are manually controlled and repicked if necessary. In the end, the events are located using HYPOSAT a FORTRAN routine to calculate hypocenters of seismic events (Schweitzer, 1997, 2001).

Up to now, a global seismic velocity model is used to locate seismic events. The first months of seismological records contain earthquakes of different epicentral distances. Local earthquakes within the network are the most frequent observations (Fig. 2). Many of these events are supposed to be categorized as aftershocks of the 2015 El Galpón earthquake. For some events residents noticed macroseismic activity and reported it. A second category of earthquakes with an emergent onset in the arrival of their seismic records are events located at regional distances with several 100 km of epicentral



distance. Less frequent events are local very deep earthquakes as well as teleseisms. The latter are difficult to identify due to the limited frequency bandwidth of the instruments.

Results

Preliminary results of earthquake epicenters are shown in figure 3. Within the first month of recording approximately 230 events have been registered and 160 earthquakes have been located. Although using the IASP91 global seismic velocity model (Kennet, 1991), the epicenter errors are small for earthquakes located inside the network. We also observed a small cluster of earthquakes in between the two mountain ranges Cerro Colorado and Sierra de la Candelaria.

In order to improve the seismic location and reduce its errors a local velocity model is needed. This will be derived from ambient noise cross correlation. This technique assumes when calculating the cross correlation of the waveform at two seismic stations that one of the sensor is a virtual source. The result of the cross correlation is the Green's function, which only contains information of the path in between both stations. After correlating all possible pair-station combinations (forward and backward) a local shallow underground model can be interpolated.

Another analysis of deeper structures can be done using receiver functions. We plan to use conversion of teleseismic P to s wave to derive information about the depth and the orientation of the Mohorovičić crust-mantle discontinuity. We will try to identify the Nazca slab conversion phases. It is worth to note that the subducted plate seems to be aseismic underneath the network (Fig. 1). Some of the deep neighbor earthquakes with focal depths deeper than 200km will be tested for a local receiver function analysis. This can produce steep incidence angles of the seismic ray path at the STRATEGY seismic stations and help to identify the Moho and mid-crustal discontinuities. A similar technique has been applied in the eastern Sierras Pampeanas by Perarnau et al. (2012).

Earthquake locations can be improved using the double difference method (Waldhauser and Ellsworth, 2000). This relocation method relates the residuals between observed and theoretical travel-time differences of pairs of close hypocenters at two stations. This will help to create images of the local seismicity and improve the ability to relate it to the seismotectonics of the region of study.

In the end, all the derived information will be used for moment tensor inversion. These results are necessary to identify the mechanisms of deformation at different parts of the fault system beneath the Metán basin. Furthermore, we expect to gain more details about kinematic and orientation of faults which led to the uplift of the surrounding mountains ranges.

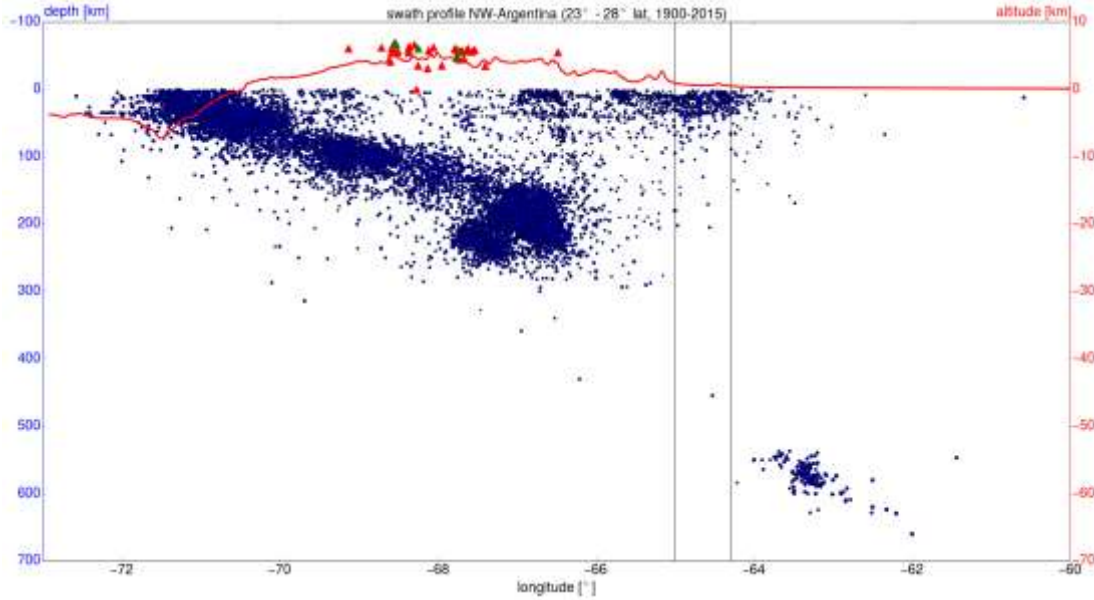


Figure 1: Hypocenters (blue dots) between 1900 – 2015 in the 23 – 28°S latitude region from the ISC Bulletin plotted as a function of depth and longitude; elevation profile (red line) and location of volcanoes (red – inactive, green – active, triangles) exaggerated by a factor of 10; black lines indicate the region of the temporary installed seismological network.

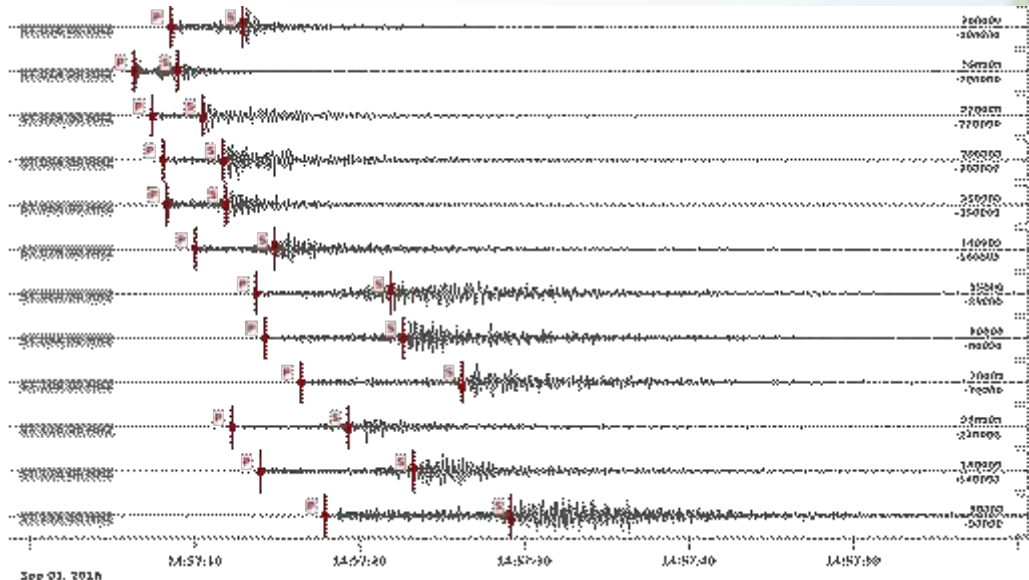


Figure 2: A local earthquake on September 1, 2016 with epicenter location within the seismic network; note it is very close to station 02A. P and S wave propagation throughout the network can be observed. Only vertical component displayed, bandpass filter 1 – 20 Hz.



Conclusions

Analyses of one month of data using the 13 temporary seismic Strategy stations shows around 60 crustal earthquakes, none slab events beneath the El Galpón area and approximately 120 outside the network.

We are on the way to obtain and refine a seismic velocity model that could improve characterization of seismic sources and estimate pattern of deformation in the area.

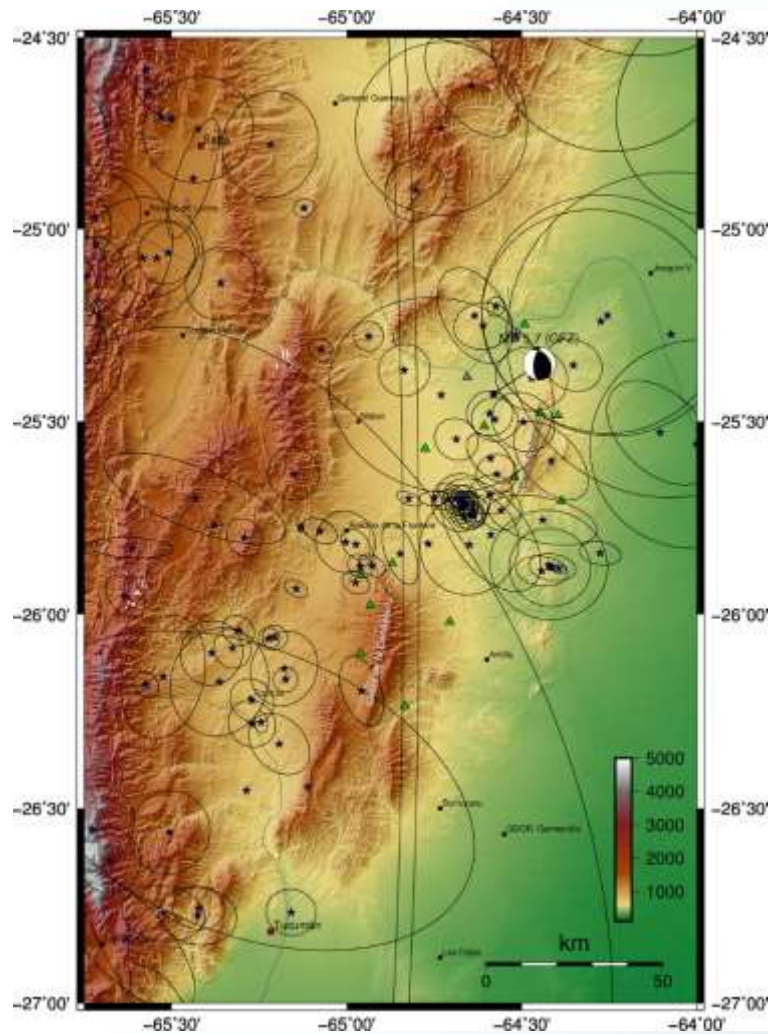


Figure 3: Preliminary epicentral locations (blue stars) considering the first month of recording of the STRATEGY seismic network (green triangles). Location error ellipses are black. Elevation background map is derived from SRTM data. Superimposed is the focal mechanism information for the 2015 El Galpón Mw 5.7 earthquake (GEOFON Data Centre). Some cities are indicated by squares and circles. Former position of station 01A (grey triangle) indicates location of the village El Galpón.



References

- Alvarado et al. 2009. Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina. In *The Geological Society of America* 204.12: 261-278.
- Barcelona et al. 2014. Tectonic activity revealed by morphostructural analysis: Development of the Sierra de la Candelaria range, northwestern Argentina. *J. of South Am. Earth Sciences* 56: 376-395.
- Iaffa et al. 2011. The role of inherited structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in NW Argentina. *J. of Structural Geology* 33.12: 1816-1828.
- Iaffa et al. 2013. Basin fragmentation controlled by tectonic inversion and basement uplift in Sierras Pampeanas and Santa Bárbara System, northwest Argentina. *Geological Society of London, Special Publications* 377.1: 101-117.
- Kennet 1991. IASPEI 1991 seismological tables. *Terra Nova* 3.2: 122-122.
- Kley et al. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301.1-2: 75-94.
- Leonard and Kennett 1999. Multi-component autoregressive techniques for the analysis of seismograms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 113.1: 247-263.
- Perarnau et al. 2012. Crustal structure of the Eastern Sierras Pampeanas of Argentina using high frequency local receiver functions. *Tectonophysics* 580: 208-217.
- Schweitzer 1997. HYPOSAT - A new routine to locate seismic events. *NORSAR Scientific Report* 1.98: 94-102.
- Schweitzer 2001. HYPOSAT— An enhanced routine to locate seismic events. *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Source Location*. 277-289.
- Waldhauser and Ellsworth 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seism. Society of America* 90.6: 1353-1368.



Uso de datos sismológicos y geológicos con MOVE™ para la generación de un modelo de deformación cortical de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina

G. Ortiz^{1,2}, A. Venerdini^{1,2} y P. Alvarado^{1,2}

¹ Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera (CIGEOBIO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Meglioli 1160 Sur, Rivadavia (5406), San Juan, Argentina. gfortiz@unsj-cuim.edu.ar

² Departamento de Geofísica y Astronomía, FCFN, UNSJ.

Resumen

La región de las Sierras Pampeanas Occidentales en Argentina se caracteriza por la presencia de bloques elevados de basamento con una orientación preferencial norte-sur. Esto se atribuye a un estilo de deformación de piel gruesa que conllevó a la exhumación reciente de estos bloques pampeanos durante la Orogenia Andina. La región presenta además una alta tasa de actividad sísmica con ocurrencia de hipocentros en la corteza media (13 a 30 km de profundidad). En este trabajo se combinan datos sismológicos de subsuelo y geológicos de superficie en la plataforma MOVE™ lo que permite la correlación entre ambos tipos de datos, su visualización y confección de secciones estructurales perpendiculares a la elongación de la Sierra de Valle Fértil. Finalmente se ha elaborado un modelo cortical para la zona.

Palabras claves: modelo estructural, corteza, deformación cortical, líneas sísmicas, mecanismos focales.

Introducción

Las Sierras Pampeanas (SP) en el centro-oeste de Argentina yacen entre 28° y 33°S en correspondencia con una región donde la Placa de Nazca (Nz) subduce bajo Sudamérica (SAm) horizontalmente (Barazangi e Isacks, 1976). Grandes bloques de basamento se exponen a distancias que superan 700 km desde el borde de placas en subducción (Fig. 1); por ello se propone el mecanismo de subducción horizontal como responsable de conducir esfuerzos hacia el antepaís, y por consiguiente la deformación. Se ha postulado que la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (DJF), adosada a la placa Nz, es uno de los principales factores que produce su flotación y mayor acoplamiento entre SAm y Nz. La relación entre el momento de horizontalización de Nz y el registro de la exhumación orogénica en el antepaís fragmentado de SAm ha sido bien documentado por diversos estudios



geológicos estructurales, magmáticos, estratigráficos, tectónicos y termocronológicos (Kay y Mpodozis, 2002; Ramos y otros, 2002; Fosdick y otros, 2015; Ortiz y otros, 2015). En este contexto, la sierra de Valle Fértil (SVF) es una de las expresiones más orientales de las SP Occidentales. Su ubicación al este de la Precordillera ejercería un rol complejo en la interacción entre ambas unidades morfoestructurales que representaría también un límite entre terrenos acrecionados.

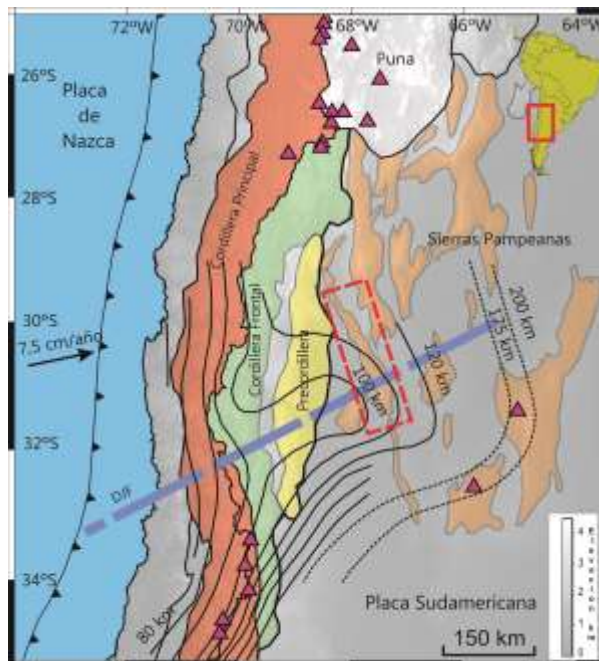


Figura 1. Unidades morfoestructurales en la región centro-oeste de Argentina. Los contornos sólidos denotan la zona de Wadati-Benioff (Anderson y otros, 2007). El área encerrada por la línea entrecortada roja corresponde a la sierra de Valle Fértil. Los triángulos corresponden a centros volcánicos Cenozoicos. La línea entrecortada azul se corresponde con la proyección de la Dorsal asísmica de Juan triásicas Ischigualasto y Marayes, relacionadas a éste podrían ser buenos candidatos para acomodar la deformación reciente (Aceñolaza y Toselli, 1988; Ramos y otros, 2002). Estudios de función del receptor en la región comprendida por la sierra de Pie de Palo (SPP) y SVF han determinado diferentes niveles de discontinuidad en velocidades sísmicas a ~13 y ~28 km y una corteza engrosada de ~50 km, que varía de O a E hacia espesores < ~47km hacia el este de la SVF (Alvarado y otros, 2009; Gans y otros, 2011; Ammirati y otros, 2015; Gallardo, 2011).

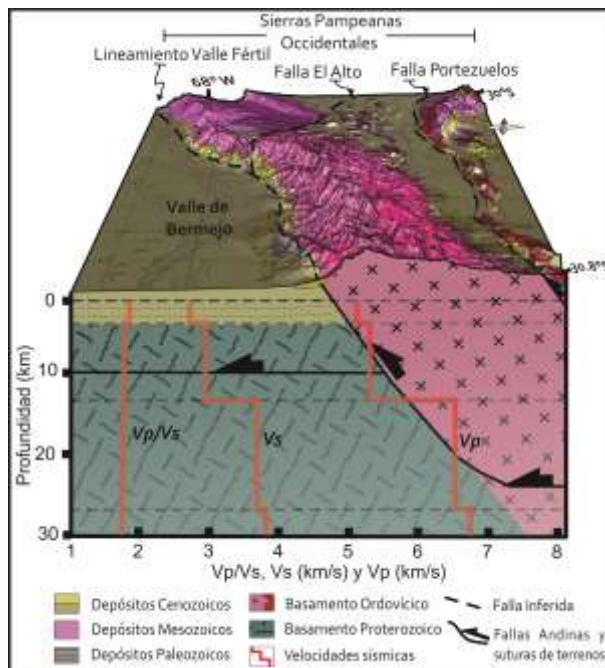


Cabe destacar que la generación de estos modelos de deformación de alta precisión es el resultado de integrar datos geofísicos altamente refinados con observaciones geológicas detalladas.

Metodología

El modelo de deformación cortical presentado en este trabajo se obtuvo utilizando el software MOVE™. Este software permite realizar un modelado de la estructura a escala cortical en una plataforma que integra distintos tipos de datos geofísicos y geológicos.

La primera etapa en la construcción del modelo de deformación cortical, consistió en cargar un modelo de elevación digital del terreno (DEM, por sus siglas en inglés)



sismicidad fue detectada por la red sísmica

Figura 2. Corte transversal alrededor de los 30.8°S mostrando el modelo de deformación cortical con superposición del modelo cortical de velocidades sísmicas (Venerdini y otros, 2016) bajo la sierra de Valle Fértil y el valle de Bermejo, hasta una profundidad de 30 km.

para la zona de estudio. Posteriormente se apilaron imágenes satelitales, hojas geológicas y resultados de estudios específicos en la zona realizando una correcta interpretación de las estructuras que afectan a la SVF en una vista tridimensional. Finalmente se cargaron datos sísmicos de modelos de corteza, hipocentros y mecanismos focales los que ayudaron a determinar niveles de transición de fragilidad-ductilidad. Un total de 514 sísmos locales de magnitudes $0,8 < ML < 4,8$ ocurridos entre 1996 y 2014 cuyas localizaciones han sido mejoradas en profundidad fueron cargadas en el modelado; esta sismicidad permanente del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) de Argentina. También se incorporó la estructura de velocidades sísmicas de ondas P y S obtenidas por Venerdini y otros (2016). Finalmente se cargaron líneas sísmicas obtenidas por YPF en los años 1970



en tiempo para correlacionar la disposición de algunas estructuras en profundidad bajo el valle de Bermejo (Fig. 2).

Resultados y discusión

El modelo de corteza utilizado de Venerdini y otros (2016) presenta discontinuidades en las velocidades sísmicas intracorticales a 3 km, 13 km, 27 km y 36 km de profundidad para una región que comprende a la SPP y SVF (Fig. 2). Una discontinuidad sísmica con mayor contraste a 47 km de prof. se asocia a la discontinuidad de Mohorovičić entre corteza-manto.

En base al modelo de velocidades sísmicas utilizado y los datos geológicos, se observa que la discontinuidad que predice el modelo geofísico alrededor de ~3 km se corresponde con los depósitos Cenozoicos acumulados en el valle de Bermejo. La discontinuidad a ~13 km de profundidad se correlaciona con la zona de despegue de Precordillera Oriental, que continúa también bajo el valle de Bermejo. La discontinuidad observada a ~27 km de profundidad por Venerdini y otros (2016) podría relacionarse con una zona de despegue del lineamiento Valle Fértil (Fig. 2).

Conclusiones

El modelo de deformación ensayado a partir de la información geológica y geofísica en la plataforma MOVE™ muestra a la sierra de Valle Fértil limitada en su borde occidental por el lineamiento Valle Fértil. Este lineamiento presenta un buzamiento de alto ángulo hacia el este, que horizontaliza a una profundidad de ~27 km. La sismicidad moderna muestra que este lineamiento es activo con una mayor ocurrencia de sismicidad a nivel medio de corteza. Otras estructuras bien caracterizadas en superficie que comparten al sistema de fallamiento inverso de Valle Fértil, también muestran actividad sísmica en profundidad.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Los autores desean agradecer a Midland Valley Exploration LTD por el acceso gratuito al software MOVE™. Los autores también agradecen al Instituto Nacional de Prevención Sísmica por la disposición de su base de datos.

Referencias

Aceñolaza, G. y A. Toselli. 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. In: V Chilean Geological Congress. 1: 55-67.



- Alvarado, P., M. Pardo, H. Gilbert, S. Miranda, M. Anderson, M. Saez and S. Beck. 2009. Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina, in *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, Geol. Soc. Am. Memoirs. 204: 261–278, Geological Society of America, Boulder, CO.
- Ammirati, J.B., P. Alvarado and S. Beck. 2015. A lithospheric velocity model for the flat slab region of Argentina from joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and teleseismic receiver functions: *Geophysical Journal International*. 202: 224-241.
- Anderson, M., P. Alvarado, G. Zandt and S. Beck. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina, *Geophys. J. Int.* 171: 419–434.
- Barazangi, M. and B.L. Isacks. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*. 4: 686 - 692.
- Fosdick, J.C., B. Carrapa and G. Ortiz. 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters*. 432: 73-83.
- Gallardo, G. 2011. Determinación de la estructura de velocidades sísmicas a partir de la función del receptor en el flanco oriental de la sierra de Valle Fértil-La Huerta. Tesis de Licenciatura en Geofísica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. p. 87.
- Gans, C., S. Beck, G. Zandt, H. Gilbert, P. Alvarado, M. Anderson and L. Linkimer. 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: new high-resolution results. *Geophysical Journal International*. 186: 45–58.
- González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista Asociación Geológica Argentina*. 5(3): 81-110.
- Introcaso, A., M.C. Pacino y H. Fraga. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S, *Tectonophysics*. 205: 31–48.



-
- Jordan, T and R. Allmendinger. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation. *Am.J.Sci.* 286: 737-764.
- Kay, S.M. and C. Mpodozis. 2002. Magmatism as a probe to the Neogeneshallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab, *J. South Am. Earth Sci.* 15: 39–57.
- Ortiz G., P. Alvarado, J.C. Fosdick, L. Perucca, M. Saez and A. Venerdini. 2015. Active deformation in the northern Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences.* 64 (2): 339-350.
- Ramos, V., E. Cristallini and D. Pérez. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences.* 15: 59–78.
- Rosello, E. y M. Mozetic. 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste Argentino. In: 5° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil, Serra Negra. *Boletín*, 107-113.
- Venerdini, A., G. Sánchez, P. Alvarado, I. Bilbao y J.B. Ammirati, 2016. Nuevas determinaciones de velocidades de ondas P y ondas S para la corteza sísmica del terreno Cuyania en el retroarco andino. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.* 33 (1): 59-71.



Estudio gravi-magnetométrico del margen continental argentino a partir de métodos automáticos, borde continental

M.A. Arecco^{1,2}, G. Pizarro⁴, P.A. Larocca¹, F. Ruiz⁴, M. Fiore^{1,2,3}, E. Pallejá¹,
F.A. Oreiro^{1,3}, J.J. Clavijo¹, M.P. Martínez⁴.

¹ Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ingeniería. Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas. marecco@fi.uba.ar

² Instituto Universitario Naval. Escuela de Ciencias del Mar. Armada Argentina.

³ Servicio de Hidrografía Naval. Ministerio de Defensa.

⁴ Universidad de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Instituto Geofísico Sismológico.

Resumen

En este trabajo se presenta un análisis de datos de anomalías del Campo Magnético Total (CMT) compiladas a partir de campañas oceanográficas y grillas globales actualizadas en el margen continental argentino entre las latitudes 35°S y 51°S. Los datos fueron procesados matemáticamente a fin de caracterizar fuentes o límites magnéticos en el borde entre las cortezas continental y oceánica (COB). Fueron aplicados los métodos de la señal analítica (SA), el ángulo tilt (TDR), y la segunda derivada vertical (SDV) en 3D. Se calcularon la deconvolución de Werner (DW) y la señal analítica 2D (SA2D), en perfiles transversales al margen, con el propósito de hallar la profundidad de las fuentes. La señal analítica mostró fuentes profundas coincidiendo a lo largo de los alineamientos magnéticos del Mesozoico M0-M4. La segunda derivada vertical expuso fuentes someras sobre la faja de la anomalía magnética G y los alineamientos magnéticos M0-M4, los cuales se mostraron controlados por el sistema de transferencia Río de La Plata y las zonas de fractura de transferencia (ZFT) Salado y Colorado. La delineación del valor nulo del TDR se ajustó tanto al borde oriental como al occidental de las cuñas buzantes hacia el mar (SDRs). Las profundidades de las fuentes obtenidas a través de DW y SA2D se compararon con modelos gravimétricos 2D.

El estudio integral de las anomalías gravimétricas junto a las magnéticas proporcionó aportes al conocimiento de la conformación del margen y reafirma sus características de gran actividad volcánica.

Palabras Clave: Anomalías de CMT; Deconvolución de Werner; Señal analítica; Modelado gravimétrico 2D; Borde oceánico continental (COB).

Introducción

La formación del margen continental argentino, desde 35° S hasta 51° S, se inició aproximadamente en el período Cretácico inferior (~130 Ma) durante la apertura del



continente Gondwana. Las etapas del rifting fueron episódicas dando lugar a la identificación de los alineamientos magnéticos de la serie M (M4-M0) (Rabinovich y LaBrecque, 1979), provocando voluminosas extrusiones volcánicas - cuñas basálticas buzantes hacia el mar (SDRs) (Hinze et al., 1999). El margen continental argentino es de tipo pasivo volcánico (MPV); compuesto al sur por el cratón de la Patagonia y al norte por el cratón del Río de la Plata. Estos están amalgamados, desde la acreción de la Patagonia al sudoeste de Gondwana (~345- 280 Ma) (Pángaro y Ramos, 2010).

A partir de estudios de gravedad y magnetismo después de los realizados por Arecco y otros (2014, 2016) se propone realizar un análisis integral gravimagnetométrico a los campos potenciales en el que mejoramos la determinación del COB mediante un análisis conjunto entre el modelado gravimétrico 2D y la aplicación de filtros y técnicas semi-automáticas a las anomalías de CMT.

Materiales y métodos

Los datos de anomalías de aire libre y de anomalías de CMT provienen de grillas de campañas oceanográficas del Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), de la Comisión Nacional del Límite Exterior de la Plataforma Continental (COPLA) y de grillas globales. Los datos magnéticos de CMT están disponibles en <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html>.

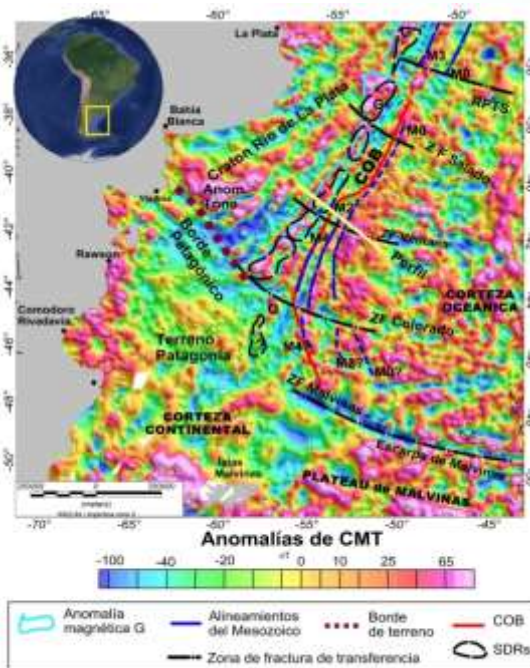


Figura 1. Mapa de anomalías magnéticas de Campo Total (CMT), principales estructuras geológicas. Ubicación de perfiles.

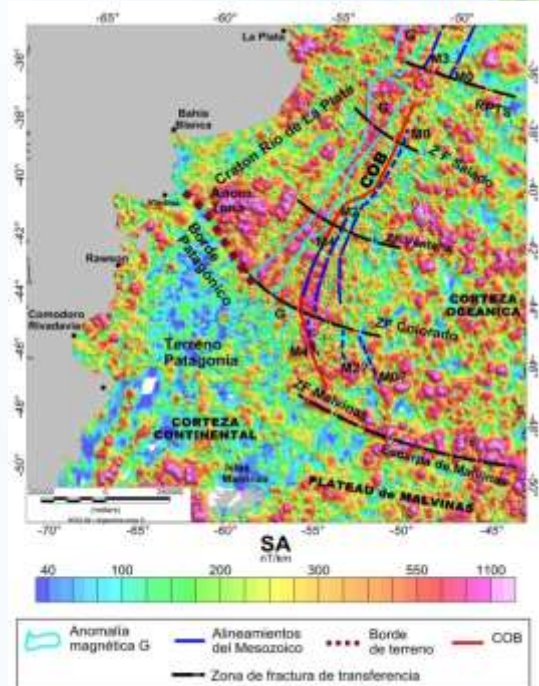


Figura 2: Mapa de señal analítica y principales estructuras del margen y plataforma continental.



La Figura 1 muestra un perfil y la grilla Emag2_v3 (Meyer et al., 2016). Utilizando la metodología propuesta por Nabighian (1974), por Miller y Singh (1994) y por Blakely (1996) se obtuvieron mapas de la SA, el TDR y la SDV respectivamente (Figuras 2, 3 y 4). Así mismo, siguiendo a Ku y Sharp (1983) y Hinze et al. (2013) se obtuvieron soluciones de profundidades de la DW y DSA2D respectivamente sobre un perfil transversal al talud de la plataforma continental.

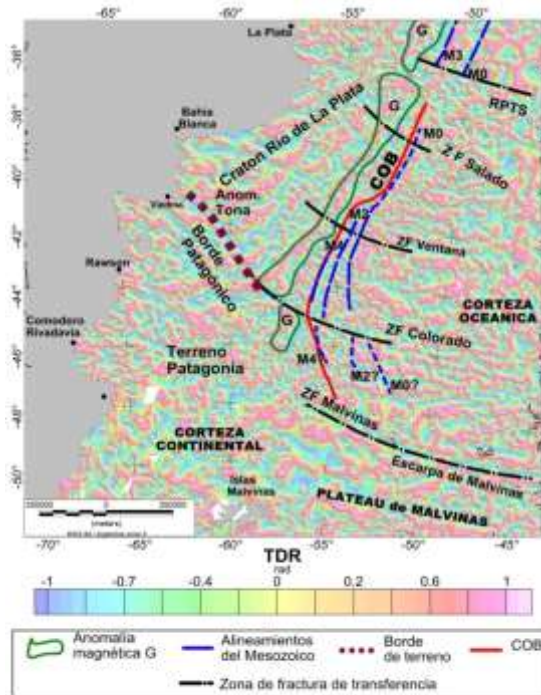


Figura 3: Mapa del ángulo tilt, principales estructuras del margen y el COB.

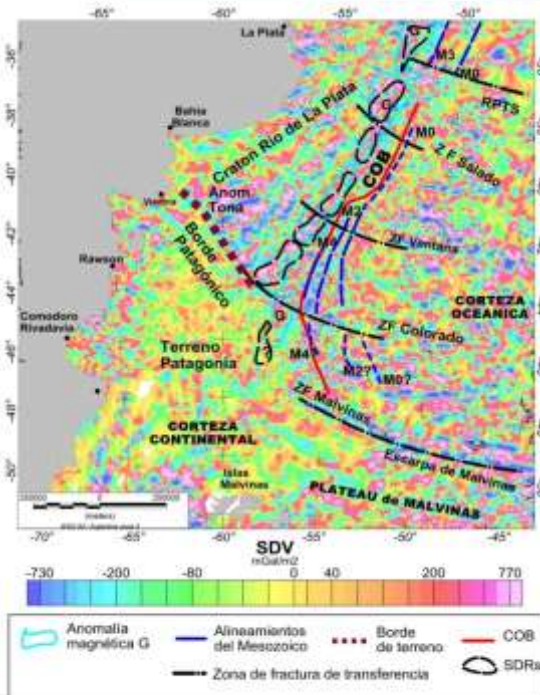


Figura 4: Mapa de la segunda derivada vertical, principales estructuras del margen y el COB.

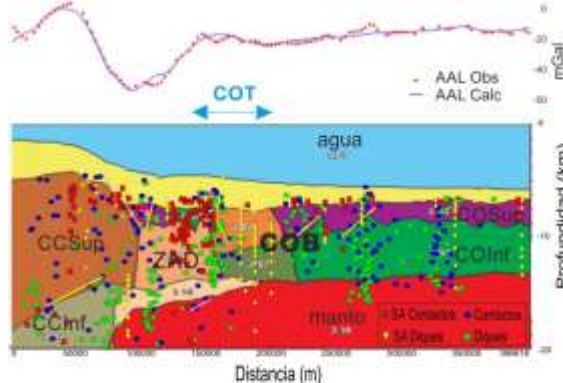


Figura 5: Modelo gravimétrico y soluciones de las Decorvoluciones de Werner y de la SA. **CCSup**: corteza continental superior; **CCInf**: corteza continental inferior; **COSup**: corteza oceánica superior; **COInf**: corteza oceánica inferior; **COT**: corteza de transición; **ZAD**: zona de alimentación de diques; **COB**: borde continental oceánico.

Finalmente se compararon los resultados con los obtenidos a partir de un modelo gravimétrico 2D correspondiente a dicho perfil (Figura 5).

Resultados y discusión

Los filtros SA y SDV muestran un patrón de mayor frecuencia en corteza oceánica que en continental, a su vez denotan mayores amplitudes en el cratón del Río de la Plata (CRdIP) que en el cratón Patagonia (TerP). Particularmente el COB en el CRdIP adopta una alineación de máximos en



dirección NE-SW y cuando interseca al Terreno Patagonia, estos máximos, cambian a una dirección N-S y disminuyen su intensidad (Figuras 2 y 4).

El TDR muestra nítidamente los bordes, tal como se ve en la anomalía Tona, el borde patagónico, los SDRs, las ZFT del Salado, Colorado y Malvinas (Figura 3).

Para corroborar los resultados obtenidos, se tomó el modelo de inversión gravimétrica de Arecco y otros (2016) y se súperimpusieron las soluciones de la aplicación de la DW y la DSA (Figura 5). Se presentan numerosas soluciones de ambas técnicas en el COB y del COT. Las soluciones halladas se corresponden en alto grado con los bordes de los bloques de las cortezas continental superior (CCSup) e inferior, SDRs, la zona de alimentación de diques (ZAD), la COT y vulcanismo de la corteza oceánica inferior (COInf).

Conclusiones

Los filtros en 3D (SA, TDR y SDV) mostraron fuentes sub-paralelas a lo largo del margen, en particular a los alineamientos magnéticos M0-M4. La delineación del valor nulo del TDR se ajustó a estructuras como a las ZFT del Colorado y Malvinas, el borde patagónico y los bordes oriental y occidental de los SDRs, mejorando la ubicación en superficie del COB. Las profundidades de los contactos obtenidas a través de DW y SA2D respecto de aquellas mostradas en los modelos gravimétricos 2D arrojaron diferencias de $\pm 1,5$ km.

Estas técnicas han sido repetidas en 10 perfiles a lo largo del borde continental estudiado (no se muestran por razones de espacio). En todos se superpuso el modelo de inversión al spray de soluciones de DW y SA2D. Los resultados se repitieron señalando diques y contactos en las zonas del COB y COT en concordancia con las principales estructuras geológicas.

El empleo de estas técnicas, aplicadas conjuntamente, resulta eficiente permitiendo obtener resultados satisfactorios.

Agradecimientos

Los autores agradecen al BGR y a COPLA por facilitar datos. Al Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas (IGGA) de la Facultad de Ingeniería de la UBA, al Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), de la Facultad de ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan ambas por proveer los lugares de trabajo y datos. A la Escuela de Ciencias del Mar y por su intermedio al Instituto Universitario Naval que financia este trabajo a través del Proyecto PID-B-ESCM-06/15 titulado Caracterización geofísica y geodésica de la plataforma, borde continental y cuenca argentina a través del análisis de datos oceanográficos y métodos potenciales en el Atlántico Sur (60°W - 40°W).

Referencias

Arecco, M.A., Pizarro, G. y Ruiz, F., (2014). Aplicación del método gravimétrico en el margen argentino. GEOACTA, 39 (1): 25-34.



- Arecco M. A., Larocca P.A., Oreiro F., Pizarro G. y Ruiz F., (2016). Estudio del margen continental argentino para la determinación del límite entre corteza oceánica y continental (desde 40°s hasta 44°s) a partir de métodos geomagnéticos. *Latinmag Letters*, (6), Special Issue, A03, 1-7.
- Blakely, R.J., (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, 1st, pp. 441.
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H., Block, M., Goncalves, De Souza, K. and Meyer, H., (1999). The Argentine continental margin north of 48°S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup, *Marine and Petroleum Geology*, 16: 1-25.
- Hinze, W.J., von Frese, R.R.B., and Saad, A.H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ku, C.C., and J.A. Sharp, (1983). Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquardt inverse modeling, *Geophysics*, 48: 754-774.
- Meyer, B., Saltus, R. and Chulliat, A., (2016). EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) Version 3. National Centers for Environmental Information, NOAA. Model. doi:10.7289/V5H70CVX.
- Miller, H.G. and Singh, V., (1994). Potential field tilt-A new concept for location of potential field sources, *Journal Applied Geophysics*, 32: 213-217.
- Nabighian, M.N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: fundamental relations, *Geophysics*, 49: 780-786.
- Pángaro, F. and Ramos, V.A., (2012). Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 37: 162-183.
- Rabinowitz, P.D. and LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins, *Journal Geophysics Research*, 84: 5973–6002.



Sismicidad superficial entre 1995 y 2010 en la zona norte de la Precordillera de San Juan

C. Rivas^{1,2}, I. Bilbao^{1,2}, G. Sánchez^{2,3}, M. Araujo^{2,3}, B. Aguil^{3,4} y P. Alvarado^{1,2}

¹ Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO). Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). carolina.rivas3@gmail.com

² Departamento de Geofísica y Astronomía. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan.

³ Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). San Juan, Argentina.

⁴ Comprehensive Test-Ban-Treaty Organization (CTBTO).

Resumen

Los avances en el campo de la Sismología, tanto en las técnicas de procesamiento y análisis de datos como en la parte instrumental y en sistemas informáticos, han permitido extraer mayor información de los registros sísmicos y refinar los parámetros que caracterizan la fuente sísmica y la estructura del subsuelo.

Para estudiar la sismicidad cortical más cercana a la represa Cuesta del Viento situada en la zona norte de la Precordillera de San Juan, se seleccionaron sismos registrados por la Red Nacional del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). El criterio consistió en obtener los registros digitales, de todos los epicentros en la región comprendida entre 28° y 31,5° de latitud sur, y 68,5° y 69,5° de longitud oeste. De este modo, se compiló un total de 934 eventos sísmicos.

A partir de esta base de datos y teniendo en cuenta criterios exigentes para el control de errores en tiempo (errores residuales entre los tiempos de viaje teóricos de las ondas sísmicas con respecto a los observados) y en espacio (latitud, longitud, profundidad), como así también ponderaciones por distancia epicentral y calidad de la señal, se procedió a reprocesar la información determinando con mayor confiabilidad y precisión la localización y magnitud de 505 focos sísmicos en la región de estudio.

Para estas determinaciones se realizó el picado de fases de ondas P y S en más de 5000 trazas sísmicas digitales.

La sismicidad analizada corresponde a la actividad ocurrida en la zona de interés entre julio de 1995 y diciembre de 2010.

Palabras clave: Corteza, Sismicidad, Represa

Introducción

La convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica origina en el sector de subducción horizontal alrededor de 31°S, numerosos sismos de profundidad intermedia (Smalley et al., 1993). Una menor cantidad de sismos se produce dentro de la corteza continental. Sin embargo, estos eventos son más peligrosos que los profundos debido a que generan mayor destrucción y pérdidas humanas. Entre



algunos ejemplos con epicentro en la provincia de San Juan se destacan los terremotos de 1894, 1944, 1952 y 1977. Dentro de estos grandes terremotos, el más cercano a la región de estudio es aquel ocurrido el 27 de octubre de 1894 (Fig.1).

Si bien no se conoce una localización calculada con exactitud para su fuente sísmica debido a que no existen registros instrumentales para esa época, si es posible realizar un análisis sismotectónico de la región que considere la actividad sísmica moderada a pequeña más reciente ocurrida en este sector de la Precordillera sanjuanina.



Figura 1: Mapa de la zona de trabajo. El recuadro gris delimita la zona de interés y los círculos rojos representan los sismos estudiados. Se muestra la ubicación de la represa Cuesta del Viento y el epicentro del terremoto de 1894 según datos del INPRES.

Objetivo

En este trabajo se cuantifica y determina con la mejor resolución alcanzada los parámetros sísmicos que caracterizan a los sismos corticales más cercanos al embalse Cuesta del Viento, ocurridos entre julio de 1995 y diciembre de 2010.

Metodología

En primer término, se realizó una revisión de la información geológica y geofísica disponible de la zona de estudio necesaria para la interpretación de los resultados obtenidos. En segundo lugar, se seleccionaron los datos sismológicos de las fuentes sísmicas relacionados con la zona de trabajo (a partir de la base de datos del INPRES), posteriormente se procedió al reprocesamiento de los sismos. El mismo consistió en el picado de fases P y S de cada evento con ayuda de análisis de curvas camino-tiempo, gráficos Wadati y de la variación del error RMS en función de la profundidad. Así se determinaron localizaciones hipocentrales (latitud, longitud, tiempo origen y profundidad focal) y finalmente se realizó el cálculo de magnitudes coda, local y momento (M_C , M_L y M_W) para aquellos eventos sísmicos que poseían registros en estaciones con respuesta instrumental conocida.

A partir de las 934 localizaciones sísmicas calculadas se efectuó un análisis e interpretación preliminar de esta actividad sísmica, descartando aquellos que, como consecuencia de la nueva localización, se encontraban fuera del rango de coordenadas por tratarse de sismos profundos o bien de resultados poco confiables, obteniendo así un total de 505 sismos.

Para estas determinaciones se utilizó el programa HYPOCENTER 3.2 a través de la plataforma SEISAN 10.3 (Ottewöller et al., 2015) y el modelo de velocidades de ondas sísmicas de Sánchez et al. (2013).



Resultados y discusión

El análisis de los 505 sismos superficiales determinados por este trabajo, evidencia diferentes zonas con mayor sismicidad dentro de la región de estudio. Estadísticas basadas en los datos procesados, reflejan que en las proximidades de la represa Cuesta del Viento ocurren en promedio alrededor de 90 sismos superficiales por año (considerando el período 1996-1999) (Fig.2), de los cuales aproximadamente el 90% corresponde a microsismicidad (magnitud <2,5) (Fig.3). Por otro



Figura 2: Cantidad de sismos que ocurren cada año en la zona de estudio. Se observa la ausencia de información entre 2000 y 2008. Un análisis posterior indica que la misma se debe a falta de datos que alcancen los criterios considerados en este trabajo.

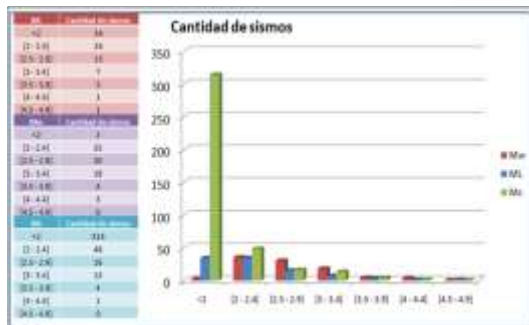


Figura 3: Distribución de la sismicidad en función de la magnitud.

elevada peligrosidad sísmica.

El análisis de profundidad focal para la distribución de sismicidad estudiada, muestra un aparente límite inferior en las profundidades de las localizaciones. Alrededor de los 40 km de profundidad, a partir del cual, no se obtuvieron localizaciones de focos sísmicos (Fig.4). Estos resultados se condicen con diferentes hipótesis que sugieren que la sismicidad superficial se concentra en la parte superior de la corteza, donde la roca tiene un comportamiento más rígido. Según las localizaciones obtenidas en este trabajo y a partir de estos estudios de la estructura de corteza (Ammirati et al., 2016),



Figura 4: Distribución de la sismicidad con la profundidad. El triángulo indica la ubicación de la represa Cuesta del Viento y la estrella simboliza el terremoto de 1894 según datos de INPRES y Giesecke et al., (2004).



se observa que a aproximadamente 40 km de profundidad podría encontrarse el límite superior de la corteza inferior; en zonas más profunda la roca tendría propiedades físicas características de un comportamiento más plástico, debido a las condiciones de presión y temperatura reinantes a mayores profundidades que inhiben la generación de sismos.

Conclusión

El reprocesamiento más detallado de la sismicidad registrada por INPRES en el Norte de la Precordillera de San Juan permitió evidenciar sectores con diferentes concentraciones de eventos, los cuales presentan magnitud moderada a pequeña y profundidades focales hasta ~40 km. La característica más destacada de la distribución de los hipocentros determinados es la intensa actividad en el centro de la zona de estudio, próximo a la represa Cuesta del Viento y en consecuencia, preocupante en el caso de ocurrir un terremoto como el de 1894.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó con una Beca Nacional “Estímulo a las Vocaciones Científicas CIN” dentro del proyecto CICITCA E931 de la UNSJ. Además, se agradece al Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) por el aporte de la base de datos sismológicos.

Referencias

- Ammirati, J-B., S. Perez Luján, P. Alvarado, S. Beck, S. Rocher y G. Zandt, 2016. High-resolution images above the pampean flat slab of Argentina (31-32°S) from local receiver functions: Implications on regional tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 450: 29-39.
- Giesecke, A., A. A. Gómez Capera, I. Leschiutta, E. Migliorini y L. Rodriguez Valverde, 2004. The CERESIS earthquake catalogue and database of the Andean Region: background, characteristics and examples of use. *Annals Of Geophysics* 47 (N. 2/3): 421-435.
- Ottmøller, L., P. Voss y J. Havskov, 2015. SEISAN: The earthquake analysis software for Windows, SOLARIS, LINUX and MACKINTOSH (v.10.3). Department of Earth Science, University of Bergen, Norway.
- Sanchez, G., R. Recio, O. Marcuzzi, M. Moreno, M. Araujo, C. Navarro, J.C. Suarez, J. Havskof y L. Ottmøller, 2013. The Argentinean National Network of Seismic and Strong-Motion Stations. *Seism. Res. Letters* 84(5): 729-736.
- Smalley, R. F. (Jr), J. Pujol, M. Regnier, J. M. Chiu, J. L. Chatelain, B. L. Isacks, M. Araujo y N. Puebla, 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. *Tectonics* (12): 63-76.



XXVIII REUNIÓN CIENTÍFICA
DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA
DE GEODÉSICOS Y GEODESTAS



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Sesión temática:

Geodesia y Geomática

**Coordinan: Dr. Mauricio Gende, Dr. Daniel Del
Cogliano y Dra. María Gabriela Lenzano**



Diseño de base para calibración de instrumentos M.E.D

J. Romano¹, P. Paús¹, J. Bergamini², R. Aldasoro¹.

¹ Facultad de Ingeniería - UNLP. jose.romano@ing.unlp.edu.ar

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.

Resumen

El objetivo de este trabajo es diseñar una base de calibración para instrumental M.E.D. (Medición Electro-Óptica de Distancias), y analizar la bondad del método para el cálculo de los errores a partir de las observaciones realizadas. La calibración consiste en determinar los errores sistemáticos y la incertidumbre de este tipo de medidas, a partir de la medición de distancias conocidas. Una base de calibración consiste en un conjunto de pilares alineados, fijos en el terreno, y dispuestos de modo que las distancias entre ellos obedezcan a un patrón de diseño en particular.

La norma ISO 17.123-4 permite la evaluación de estos instrumentos mediante la determinación del llamado error de offset con el cálculo de la correspondiente incertidumbre. No obstante, para poder realizar la calibración de estos instrumentos, se deben obtener además del mencionado error, los errores de escala y de ciclo. Para poder determinar estos últimos, es necesario contar con distancias entre pilares conocidas. Una base de calibración de estas características, en conjunto con un procedimiento adecuado para la obtención y análisis de los datos, puede ser utilizada también para la verificación y calibración de otro tipo de instrumental topogeodésico como: receptores GNSS, LIDAR y vehículos aéreos no tripulados (Drones).

En el diseño de una base de calibración M.E.D. inciden factores como la unidad de medida de los distanciómetros, la longitud total deseable de la base y el número de pilares a utilizar. Una característica específica de los instrumentos M.E.D. basados en el método de la diferencia de fase es la unidad de medida (U). Dicha unidad es la medida de referencia que emplea el instrumento al realizar una observación, y depende de la longitud de la onda medidora que emite. Una base de calibración solo puede ser diseñada para un valor de U en particular. Si este valor es seleccionado adecuadamente, la base así diseñada será apta para equipos con valores diversos de U .

La aptitud de los diferentes diseños de base de calibración se estudió mediante análisis numéricos y gráficos generados en el desarrollo de este trabajo. Esta metodología permite conocer la compatibilidad de una base diseñada para un valor de U específico, con equipos que funcionan con otros valores distintos, y así cubrir el mayor número de posibilidades.



Una vez definido el diseño de la base se estudió un método de cálculo para constatar las bondades del mismo utilizando conjuntos de datos representativos de las medidas que realizan estos instrumentos y adoptando diversos errores supuestos, tanto sistemáticos como aleatorios. Luego, mediante la aplicación de un ajuste por mínimos cuadrados se determinaron los correspondientes errores sistemáticos y sus incertidumbres, los que comparados con los valores originarios permiten validar el método.

Palabras clave: Calibración - M.E.D. - Norma ISO 17.123-4.

Introducción

Con el fin de garantizar la validez de los resultados y la trazabilidad de las mediciones, es necesario, entre otros aspectos, contar con instrumentos calibrados. Actualmente se encuentra ampliamente difundido el uso de instrumentos M.E.D. para todo tipo de labores que requieran la medición de distancias. El objetivo de este trabajo es diseñar una base de calibración funcional al mayor número de este tipo de dispositivos. Para ello se propone el método de Heerbrugg (*Rüger, 1996*), adoptado por la norma ISO 17.123-4.

Los dispositivos M.E.D. emiten una señal electromagnética desde un extremo de una línea a medir hacia el otro, la que regresa al punto inicial luego de ser reflejada; de la observación y procesamiento de la señal recibida surge la medida de la distancia. Cada instrumento M.E.D., por características propias de fabricación posee una **unidad de medida (U)**, esta es la medida de referencia que emplea el instrumento al realizar una observación. Valores usuales de U son (*Rüger, 1996*): 2 m, 5 m, 10m, 7,50 m, 15 m, 20 m, 30,769 m y 33,333 m, siendo $U=10$ m el más común.

Los instrumentos M.E.D. basados en el principio de medición de fase, presentan los errores sistemáticos (*Rüger, 1996*) de: **offset**, **escala** y **de ciclo**. La correcta calibración de los instrumentos implica la necesidad de poder estimar estos errores.

El diseño de una base Heerbrugg en particular implica adoptar tres parámetros: longitud total de la base, número de pilares y una unidad de medida U . Cuando la unidad de medida U de diseño de la base, **coincide** con la del equipo a calibrar, permite estimar los errores de offset y de ciclo. Si la base está calibrada (Distancias entre pilares conocidas) se puede estimar además, el error de escala. Si la unidad de medida U de diseño de la base no coincide con la del instrumento, podría faltar información para estimar el error de ciclo (*Hazelton, 2009*).

A continuación vamos a desarrollar un método que permite elegir los parámetros de diseño de una base Heerbrugg, para que se adapte a la mayor cantidad de instrumentos con distintos valores de U .



Metodología

Un dispositivo M.E.D., al medir una distancia determina un número entero de unidades de medida U más una fracción de ésta, denominada **resto** r . El valor de un resto depende tanto de la distancia observada como del valor de la unidad de medida del instrumento usado:

$$d_i = n \cdot U_j + r_{ij}$$

d_i : Distancia i observada.

U_j : Unidad de medida de un instrumento j .

n : número entero positivo.

r_{ij} : Resto obtenido al medir la distancia i con un instrumento j .

Para estimar el error de ciclo de un instrumento, la totalidad de las distancias d_i posibles a ser medidas entre los pilares (P1, P2, P3 y P4 en la Fig. 1), deben generar restos r_{ij} distribuidos uniformemente a lo largo de la unidad de medida U_j de dicho instrumento (Hazelton, 2009). El error de ciclo p_i se modeló matemáticamente mediante la función seno (Hazelton, 2009) de periodo igual a la unidad de medida U_j del instrumento y amplitud A (Fig. 2).

$$p_i = A \cdot \sin\left(\frac{r_{ij} \cdot 2\pi}{U_j}\right)$$

Con el fin de analizar la distribución de los restos se proyectaron bases con diferentes valores U de diseño, longitudes deseables (C_0) y números de pilares.

Resultados y análisis.

Se presentan los resultados de dos de las bases calculadas. Como caso de estudio, cada base se diseñó con 5 pilares, distancias iniciales C_0 de 500 m y unidades de medida: $U_A=7,50$ m para la primera (Fig. 3a) y $U_B=10$ m para la segunda (Fig. 3b). En cada una de estas bases podrán medirse

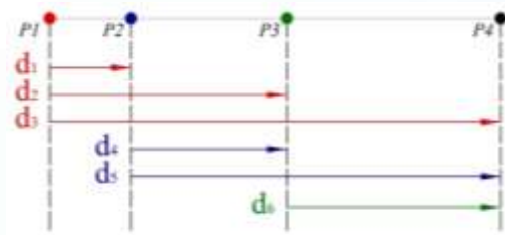


Fig. 1: Distancias a ser medidas en una base Heerbrugg.

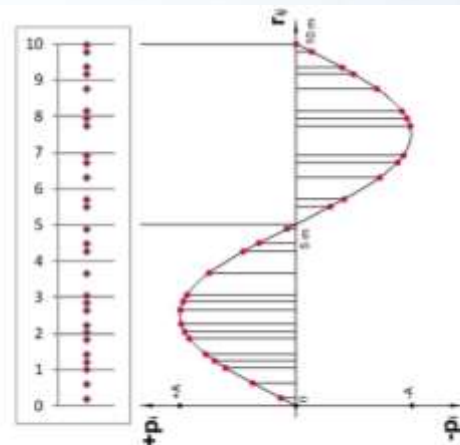


Fig. 2: Distribución óptima de restos r_{ij} a lo largo de U_j (Ejemplo $U_j=10$ m)



Fig. 3a: $U_A=7,50$ m y $C_0=500$ m.

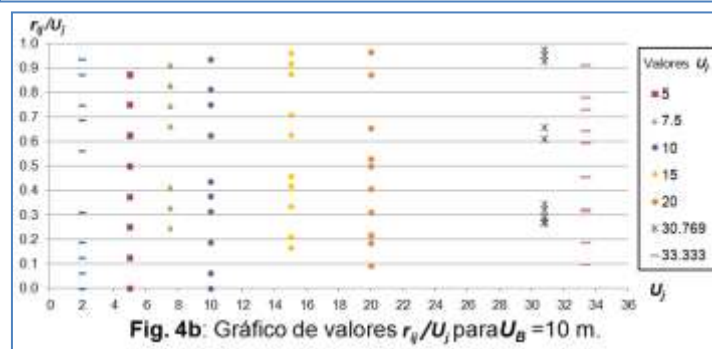
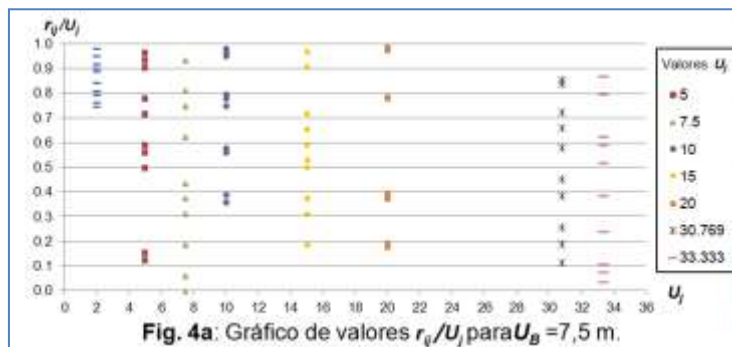


Fig. 3b: $U_B=10$ m y $C_0=500$ m.



diez segmentos de longitud d_i . En los gráficos (Fig. 4a y 4b) se visualiza como estas bases diseñadas para $U_A=7,50$ m y $U_B=10$ m se comportan con los valores usuales U_j : 2 m, 5 m, 7,50 m, 15 m, 20 m, 30,769 m y 33,333 m. Esos gráficos representan, en el eje de las abscisas los valores de unidad de medida usuales U_j (Incluido el valor de diseño), y en el eje de las ordenadas los cocientes r_{ij}/U_j . Donde r_{ij} es el resto obtenido al medir el segmento d_i con un instrumento que posee unidad de medida U_j . Un resto r_{ij} puede tomar valores dentro del intervalo $[0; U_j]$, por lo tanto los cocientes r_{ij}/U_j pertenecen al intervalo $[0; 1]$.

La distribución más uniforme de restos r_{ij} se logra para el valor U_j coincidente con el valor U de diseño, para valores U_j diferentes esta distribución varía, siendo más o menos uniforme en cada caso.



En el gráfico de la fig. 4a se visualiza como en una base diseñada con $U=7,50$ m se obtienen distribuciones uniformes entre 0 y 1 para los r_{ij}/U_j cuando el valor U_j del M.E.D. es: 7,50 m, 15 m, 30,769 m o 33,333 m. En el gráfico de la fig. 4b, base diseñada con $U=10$ m, se visualiza como los valores r_{ij}/U_j se distribuyen uniformemente entre 0 y 1 en los casos en que el valor U_j del M.E.D. es: 2 m, 5 m, 10 m, 15 m, 20 m o 33,333 m.



Cálculo de los errores sistemáticos

Se propone un método de cálculo de los errores sistemáticos a partir de las observaciones posibles en una base. El mismo consiste en la estimación de los errores sistemáticos y sus desviaciones estándar a partir de asumir valores típicos (*Hazelton, 2009*) de los mismos. Como caso particular, a todas las distancias correspondientes a la base calculada para $C_0 = 500$ m, 5 pilares y $U_B = 10$ m (Fig. 3b) se les suman errores sistemáticos supuestos de: offset (C), escala (E) y de ciclo (p_i). Además se considera una variable aleatoria e_{Di} que representa el residuo de cada medición. Ver Tabla 1.

Cada e_{Di} se obtiene a partir del generador de números aleatorios y de la función DIST.NORM.INV con media aritmética cero y varianza σ^2_{di} (*OpenOffice 4.1.3*). El valor para σ_{di} se toma de la hoja de datos de un instrumento y es utilizado por el fabricante para expresar la precisión en la medición de distancias.

Las mediciones supuestas se obtienen a partir de la ecuación:

$$d_i = D_i + \frac{D_i \cdot E}{1 \times 10^6} + C + p_i + e_{Di}$$

Donde:

D_i : Distancia verdadera (Obtenida directamente del diseño de la base)

d_i : Distancia observada (Calculada a partir de D_i y los errores supuestos)

Considerando la norma ISO 17.123-4 se asigna el mismo peso a todas las observaciones. Se obtiene un sistema de 10 ecuaciones (10 d_i observadas) con 3 incógnitas representado con la notación matricial (*Ghilani and Wolf, 2006*):

$$A X = L + v$$

A: Matriz de coeficientes (10 x 3).

X: Matriz de incógnitas (3 x 1).

L: Matriz de observaciones (10 x 1).

v: Matriz de residuos (10 x 1).

Este sistema de ecuaciones es ajustado por el método de los mínimos cuadrados (*Ghilani and Wolf, 2006*):

$$X = (A^T A)^{-1} A^T L$$

Tras este ajuste, los errores sistemáticos aplicados a las observaciones se recuperan junto a sus correspondientes desviaciones estándar. C_R , E_R y A_R son los



errores obtenidos como resultados. El valor s corresponde a desviación estándar de referencia para el ajuste global (Ghilani and Wolf, 2006).

Tabla 1.

D_i [m]	Errores supuestos		d_i [m]	N°. de pilares	5
81,875			81,910	Observaciones	10
306,250	Sistemáticos [m].		306,278	Incógnitas	3
459,375			459,404	Grados de Libertad	7
470,000	$C=$ 0,03 m		470,032	Resultados	
224,375	$E=$ 5 ppm . D		224,406	$s=$	$\pm 0,0011$ m
377,500	$A=$ 0,005 m		377,527	Errores calculados	
388,125	Precisión de cada medición.		388,153	Error [m]	σ [m]
153,125			$C_R=$ 0,0299	$\pm 9,5E-04$	
163,750	$\sigma_{di}=$ $\pm 0,003$ m		163,785	$E_R=$ 4 ppm . D	$\pm 3,3E-06$
10,625			10,656	$A_R=$ 0,0046	$\pm 7,1E-04$

En este caso el valor de E_R es influenciado significativamente por su desviación estándar: $1,000004 \pm 0,000003$. En otras bases se verificó como esta desviación estándar reduce su influencia sobre E_R para distancias mayores a 1.500 m.

Conclusiones

El diseño para bases de calibración de Heerbrugg permite la determinación de forma independiente los errores de offset, de escala y de ciclo, con sus correspondientes desviaciones estándar, a partir de un mismo grupo de observaciones.

Las gráficas de r_i/U_j para diferentes valores de U_j , permiten obtener una representación de la adaptabilidad de un diseño de base en particular a distintos instrumentos. Esto posibilita una rápida visualización del comportamiento de una base para múltiples instrumentos en simultáneo.

Después de analizar Bases Heerbrugg con diversos U_j , C_0 y número de pilares, se concluye el valor de 10 m tomado como valor U de diseño, es el valor que permite que una base sea utilizable por una mayor variedad de instrumentos M.E.D.

El análisis de la base mediante el cálculo con errores supuestos, resultó de utilidad a la hora de probar el método de cálculo de los errores sistemáticos a partir de las observaciones teóricas.

Referencias



Ghilani, C. and P. Wolf. 2006. Adjustment Computations: Spatial Data Analysis.

Hazelton, N. 2009. Instrument Calibration for the 21st Century. Paper for the MSPS 57th Annual Meeting.

ISO 17.123, Part 4: Electro-optical distance meters (EDM instruments).

Rüeger, J. 1996. Electronic Distance Measurement. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.



Analisis corticales de estructuras a partir de ondulaciones del geoides y modelos geopotenciales

C. Infante¹, C.Tocho^{2,3} y D. Del Cogliano²

¹ Facultad de Ciencias Exactas y Tecnologías. Universidad Nacional de Santiago del Estero. Av. Belgrano (S) 1912. Santiago del Estero.

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. Paseo del Bosque s/n. La Plata.

³ Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

E-Mail: cinfante@unse.edu.ar / claudia.nfnt@gmail.com

Resumen

Las observaciones satelitales proporcionan series de datos continuos y homogéneos que permiten evaluar los cambios en la distribución de masas que se producen en el sistema Tierra, modificando su campo de gravedad, desde una perspectiva global. En los últimos años estas variaciones han sido monitoreadas por misiones satelitales gravimétricas (CHAMP, GRACE, y GOCE), propiciando el desarrollo de una nueva generación de modelos geopotenciales con soluciones en términos de armónicos esféricos de alto grado y orden, con mayor resolución espacial y mejor precisión.

En este trabajo se ha utilizado la información de las ondulaciones del geoides, representadas a partir de modelos geopotenciales modernos, para analizar las características corticales de la estructura de Sierras de la Ventana, en la provincia de Buenos Aires.

Las ondulaciones del geoides son convenientemente filtradas para poner en evidencia la estructura, a partir de la ondulación residual. Si se asume que la estructura geológica se encuentra en equilibrio isostático, la ondulación residual puede ser asimilada y comparada con la ondulación isostática generada a partir de una corteza isostáticamente compensada.

Los desvíos entre la ondulación isostática y el geoides residual, muestran el eventual apartamiento de la estructura analizada respecto del modelo isostático adoptado. En consecuencia, en presencia de estructuras isostáticamente equilibradas, este procedimiento puede ser apropiado para validar o ajustar modelos corticales.

El geoides residual fue derivado de los modelos geopotenciales globales EGM2008 y EIGEN 6C4; mientras que los parámetros de la corteza fueron extraídos de los modelos globales GEMMA y Crust 1.0.

Las diferencias entre el geoides residual y el geoides isostático en la zona de Sierras de la Ventana presenta una desviación estándar de ± 0.40 m para ambos modelos corticales.

Palabras claves: geoides isostático – modelos geopotenciales – modelos de corteza



Introducción

Las misiones satelitales gravimétricas CHAMP (Challenging Minisatellite Payload), GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), y GOCE (Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer). han propiciado el desarrollo de una nueva generación de modelos geopotenciales con soluciones de alto grado y orden en términos de armónicos esféricos, y errores de comisión bajos.

Los modelos geopotenciales brindan información del campo gravitacional terrestre global y permiten analizar anomalías de masa a diferentes profundidades. Es posible detectar estructuras geológicas en la corteza mediante el filtrado de la ondulación del geode, eliminando la componente de larga longitud de onda. Las características corticales de estructuras geológicas en equilibrio isostático pueden ser inferidas a partir de la interpretación de desviaciones del geode respecto del elipsoide de referencia (Haxby y Turcotte, 1978). La información contenida en las ondulaciones de un geode representadas a partir de modelos geopotenciales modernos, se utilizan para analizar las características corticales de estructuras.

Asimismo, se disponen de modelos globales de corteza tales como GEMMA (GOCE Exploitation for Moho Modeling and Applications) (Sampietro, y otros, 2013) y Crust 1.0 (Laske, y otros, 2013) que proporcionan parámetros de corteza globales que facilitan evaluaciones del estado de compensación de estructuras geológicas cuando no se disponen de datos locales.

Metodología

Para inferir las características corticales de la estructura geológica que se asume en equilibrio isostático, se compara el geode observado y debidamente filtrado con el correspondiente a un modelo cortical perfectamente compensado.

La ondulación isostática N_{isost} para la estructura compensada en el sistema isostático de Airy, puede resolverse en términos de una función que depende de la altura topográfica, las densidades del manto y la corteza, y el espesor cortical normal que serán asumidos como valores fijos (Haxby y Turcotte, 1978; Fowler, 2005).

$$N_{isost} = \frac{\pi G \rho_c H}{\gamma} \left[2t + \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_c} H \right] \quad (1)$$

siendo γ la gravedad normal en el punto de cálculo, G la constante de Gravitación Universal con un valor de $6.67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ seg}^{-2}$, ρ_c y ρ_m las densidades de la corteza y manto superior respectivamente, t el espesor de la corteza de referencia y H la altura de la estructura.

La ondulación del geode observada N_{mod} , se obtiene de los modelos geopotenciales globales, los cuales son convenientemente filtrados para eliminar la componente regional N_{reg} , que refleja el comportamiento predominante de la zona. De esta manera



es posible retener la componente residual N_{res} ligada a las particularidades de la estructura geológica más próxima. N_{res} puede expresarse como (Del Cogliano, 2006):

$$N_{res} = N_{mod} - N_{reg} - v_n \quad (2)$$

donde v_n representa los errores del modelo geopotencial.

Si las particularidades son atribuidas a las discrepancias entre la corteza real y la corteza regularizada, es posible asimilar la ondulación residual (2) a la isostática (1), determinada con parámetros de corteza del modelo de referencia adoptado. Eliminada la componente isostática de la ondulación residual, determinamos valores v_I (3) que muestran el apartamiento de la estructura analizada del modelo isostático adoptado.

$$v_I = N_{res} + v_N - N_{isost} \quad (3)$$

Esta metodología se aplicó a las Sierras de la Ventana ubicada en la zona Suroeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. La estructura topográfica estudiada se extiende sobre unos 200 km con un ancho que no supera los 50 km. El análisis se realizó sobre un perfil que secciona la estructura con una longitud de 110 km y dirección Noroeste a Sureste (Figura 1).

Para el análisis, se tomó como geode observado los obtenidos de los modelos geopotenciales globales EGM2008 (Pavlis, y otros, 2008) y EIGEN 6C4 (Förste, y otros, 2014). Para el cálculo de la ondulación del geode isostático, se tomaron como parámetros de referencia (densidades y espesor de corteza) los correspondientes a los modelos GEMMA y Crust 1.0. En ambos casos se usó el modelo de elevaciones DTM2006 (Pavlis, y otros; 2006).

Resultados y discusión

La ondulación del geode isostático en la estructura, se calculó usando parámetros corticales determinados a partir de los modelos globales GEMMA ($\rho_c = 2.82 \text{ g/cm}^3$, $\rho_m = 3.37 \text{ g/cm}^3$, $t = 34 \text{ km}$) y Crust 1.0 ($t = 35 \text{ km}$). La altura se tomó del modelo digital de elevación DTM2006.

El geode residual N_{res} se obtuvo de la ondulación del geode de los modelos geopotenciales completos EGM2008 y EIGEN-6C4 (N_{mod}) al que se le restó la ondulación del geode regional N_{reg} resultante del truncamiento de sus desarrollos en armónicos esféricos hasta el grado 100 para retener las particularidades de la estructura. Al restarle a la señal completa la contribución de la larga longitud de onda, solo retenemos la información relativa a las sierras en estudio. La Figura 1 (izquierda) muestra las curvas del geode residual del modelo EGM2008 que pone en evidencia la



estructura de la Ventana. La distribución espacial del geode residual del modelo EIGEN 6C4 es consistente con el modelo EGM2008.

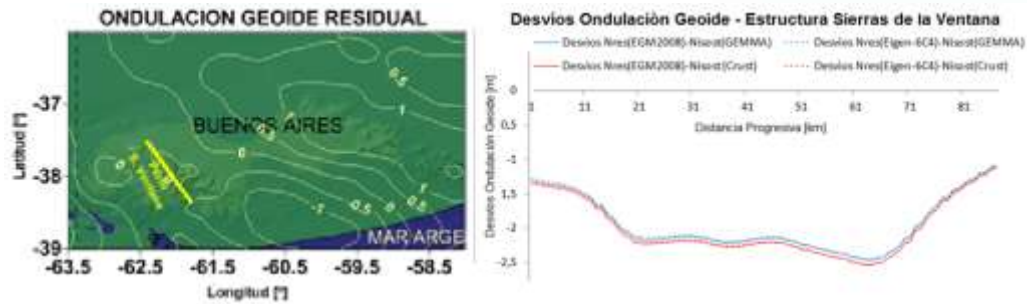


Figura 1.- Desvíos del modelo isostático con parámetros de corteza GEMMA, y Crust 1.0 respecto del geode residual resultante de los modelos EGM2008 y Eigen-6C4.

Los desvíos v_i muestran el apartamiento de la estructura analizada del modelo isostático adoptado (Figura 1- Derecha). El promedio de los mismos tiene valores próximos a -1.9m y -2.0m cuando se toman valores de GEMMA y Crust, respectivamente, tanto para el geode residual de EGM2008 como de Eigen-6C4. (Tabla 1). La desviación estándar de los residuos es próxima a $\pm 0.40m$ en todos los casos, lo que muestra un ajuste razonable.

Con la finalidad de comparar morfológicamente las ondulaciones residuales a las isostáticas (Cornaglia, 2005), se llevó ambos perfiles a un origen común, corrigiendo el N_{isost} con el promedio de los desvíos. Posteriormente se calcularon los coeficientes de correlación (Walpole, et al., 2007) entre N_{res} y N_{isost} , obteniéndose en todos los casos un valor de 0.96, indicando buena correlación entre los valores isostáticos y observados. Estos resultados muestran que los parámetros usados para el modelo teórico de corteza en la estructura de la Sierra de la Ventana son apropiados, corroborando además que la estructura presenta un estado que tiende al equilibrio isostático.

Tabla 1.- Desvíos entre geode isostático y el geode residual.

	Desvíos EGM2008		Desvíos EIGEN 6C4	
	Promedio [m]	Desv.Est. [m]	Promedio [m]	Desv.Est. [m]
Parámetros GEMMA	-1.97	± 0.39	-1.95	± 0.40
Parámetros CRUST 1.0	-2.03	± 0.41	-2.01	± 0.41

Conclusiones

Del análisis de la estructura de las Sierras de la Ventana en el sistema de Airy, se obtuvo un geode isostático correspondiente a un modelo compensado, el que fue comparado con valores observados representados por modelos geopotenciales modernos debidamente filtrados. Los resultados obtenidos permiten corroborar que la



estructura presenta un estado que tiende al equilibrio isostático y que los parámetros usados para el modelo teórico de corteza son apropiados. En consecuencia, este procedimiento, pone en evidencia que la ondulación isostática del geoide podría ser apropiada para validar modelos de corteza, siempre que las estructuras analizadas tengan evidencias de estar isostáticamente equilibradas.

Referencias

- Cornaglia, L. (2005). "Determinación del estado isostático y características corticales de las sierras de San Luis a partir de las ondulaciones del geoide". Tesis Doctoral. U.N.R.
- Del Cogliano, D. (2006). Modelado del Geoide con GPS y Gravimetría. Caracterización de la estructura geológica de Tandil. Tesis Doctoral. F.C.E.I.y.A – U.N.R.
- Fowler C. M. R., (2005). The solid earth. An introduction to Global Geophysics. - Cambridge University Press. 2 edition -704 p.- ISBN 10: 521 89307 0. ISBN 13: 978-0521893077.
- Förste, C.; S. Bruinsma; O. Abrikosov; J.M. Lemoine; T. Schaller; J. Götze, J. Ebbing, J.C. Marty, Flechtner, and Biancale (2014) EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse.
- Haxby W. and D. Turcotte (1978). On isostatic geoid anomalies. Journal Geophysical Journal Vol. 94. (B4)3876-3890.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C. and Factor, J.K. (2008) An Earth Gravitational Model to degree 2160: EGM2008. Presented General Assembly of the European Geosciences Union.
- Pavlis N, Factor J, y Holmes S. (2006). Terrain-related gravimetric quantities computed for the next EGM.
- Sampietro, D and Reguzzoni, M. (2013) Global Moho from the combination of the CRUST2.0 model and GOCE data. Submitted to Geophysical Journal International.
- Laske, G.; Z. Ma; Masters, Guy; and M. Pasyanos. (2013). CRUST 1.0. A New Global Crustal Model at 1x1 Degrees.
- Walpole, R., Myers; R., Myres, S. y Ye, K. (2007). Probabilidad y estadística para ingeniería y ciencias. Ed. Pearson.



DEM Global mejorado para Buenos Aires con integración de información altimétrica local y modelos geopotenciales

L. Galván¹, D. Del Cogliano² y C. Tocho^{2,3}

¹ Facultad de Ciencias Exactas y Tecnologías, Universidad Nacional de Santiago del Estero.
lgalvan@unse.edu.ar ; galvanlucrecia2@gmail.com

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

Resumen

El conocimiento de la forma de la superficie de la Tierra es la base de las geociencias modernas. El modelo SRTM (Misión Topográfica de Radar del Transbordador) DEM (Modelo Digital de Elevación), representa una fuente accesible y relevante para disponer de alturas.

En este trabajo se presenta una metodología destinada a mejorar la representación del SRTM a través de la incorporación de información local. Considerando la disponibilidad y cobertura de marcas con coordenadas precisas pertenecientes a redes geodésicas modernas como POSGAR y las de cada provincia, sumado a la facilidad de realizar nuevos relevamientos GNSS de calidad centimétrica en ciertas zonas de interés; es evidente la conveniencia de utilizar las alturas elipsoidales en la evaluación y eventual mejora del modelo SRTM. Por eso el mismo fue expresado en términos de alturas elipsoidales. Para ello, fue necesario adicionar a las alturas SRTM la ondulación geoidal del EGM96.

Si se determinan las diferencias entre la altura SRTM y la del punto de coordenadas conocidas sobre una red a escala provincial, es posible obtener una matriz de esos valores. Mientras las cortas longitudes de onda se vinculan con las características topográficas locales y el tipo de terreno, las más largas pueden ser asociadas a errores orbitales de la misión Shuttle y de propagación, entre otros.

Luego la matriz de diferencias es evaluada en cada vértice SRTM y un nuevo modelo de alturas elipsoidales mejorado (SRTMem) es construido. Finalmente, el mismo puede ser afectado por el modelo de geoide más adecuado en la región de trabajo para obtener un nuevo modelo de elevaciones (SRTMmej).

El nuevo modelo basado en SRTM, incluye además información de puntos geodésicos locales e incorpora un modelo de geoide ajustado a la zona de estudio. En este trabajo, se describe la aplicación de la metodología para la provincia de Buenos Aires.

Palabras Claves: SRTM, POSGAR07, Alturas Elipsoidales, Geoide.



Introducción

El conocimiento de las alturas es fundamental en diversas aplicaciones de las Ciencias de La Tierra y en particular de la Geomática. Los modelos de elevaciones mundiales basados en interferometría desde satélite, como el SRTM 90 (Farr et al., 2007; Rodríguez et al., 2005; El Shaimy et al., 2005), representan una fuente accesible y relevante para disponer de alturas sobre el nivel medio del mar. Pero las precisiones son realmente variables sobre diferentes regiones del planeta. Por ello, en este trabajo se propone avanzar en el manejo de estos modelos y en el análisis de su comportamiento en una región de nuestro país; la provincia de Buenos Aires.

Una variante de interés es incorporar información local, para ajustar el modelo de la mejor manera posible a las mediciones sobre el terreno.

La idea central es expresar el modelo en términos de alturas elipsoidales; afectando las alturas originales SRTM con el modelo asociado, EGM96 (Lemoine et al., 1998). Incorporar luego información terrestre generada con GNSS e incorporar modelos geoidales más modernos y adecuados a la zona de trabajo. Finalmente, el nuevo modelo es contrastado con puntos alimétricos.

Materiales y métodos

La región estudiada de la provincia de Buenos Aires, cubre aproximadamente 300 Km x 300 Km, entre las latitudes 36° S y 39° S, y longitudes 58° O y 63.5° O.

Para expresar las alturas originales como alturas elipsoidales, se adicionan a las alturas físicas del SRTM, las alturas geoidales EGM96.

La evaluación del DEM se realiza sobre la base de puntos de control terrestre de la red provincial GEOBA, expresada en el marco de referencia POSGAR07, coherente al utilizado por el SRTM.

La figura 1 incluye un esquema de las alturas involucradas. Despreciando el efecto de la desviación de la vertical

$$h = H + N$$

El cálculo de diferencias en cada punto (Dh) se realiza usando (Felicísimo, 1999):

$$Dh = h^{(SRTM)d} - h^{(POSGAR07)}$$

Donde; $h^{(SRTM)d}$ es la altura elipsoidal del DEM ya afectado por un bias para la zona de estudio. $h^{(POSGAR07)}$ es la altura elipsoidal de los puntos POSGAR07.

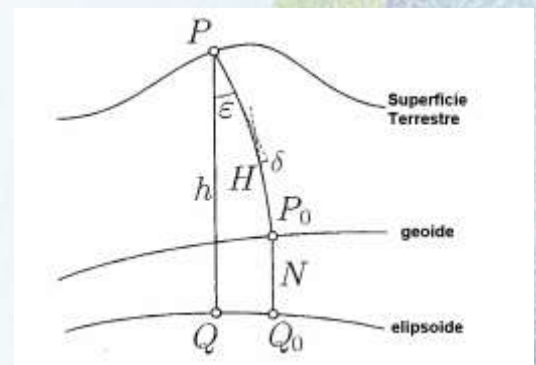


Figura 1. La proyección de Helmert y de Pizzeti. (Hofman-Wellenhof & Moritz, 2005).



A continuación las diferencias Dh son interpoladas en los vértices del SRTM y se obtienen nuevas alturas elipsoidales mejoradas.

$$h^{(SRTM\ mej)i} = h^{(SRTM)di} - Dh^{(interpolado)i}$$

El nuevo modelo de terreno fue evaluado en 175, en términos de alturas elipsoidales (tabla 1).

Luego se aplica un modelo gravitacional terrestre como el EGM2008 (Pavlis et al., 2008), que ha demostrado muy buen comportamiento en la provincia de Buenos Aires.

$$H^{(SRTM\ mej)i} = h^{(SRTM\ mej)i} - N^{(modelo\ geoidal)}$$

El nuevo modelo de terreno fue evaluado en otros 139 puntos altimétricos, con coordenadas horizontales confiables (tabla 1). Como una manera de poner en evidencia la influencia de los modelos geopotenciales, se utilizaron los marcos verticales que definen EGM96 y EGM2008).

$$DH = H^{(SRTM\ mej)i} - H^{(POSGAR07-NIV)}$$

Resultados y discusión

La estadística de las comparaciones realizadas se presenta en la Tabla 1.

TABLA 1. Valores estadísticos de los errores del SRTM DEM.

ESTAD. (m)	Dh (1)	$Dh^{(SRTMmej)i}$ (2)	$DH^{(SRTMmej)i}$ (3)	$DH^{(SRTMmej)i}$ (4)
CANTIDAD	175	175	139	139
PROMEDIO	0.6	0.0	0.3	0.2
MAXIMO	3.8	1.5	1.0	0.6
MINIMO	-3.7	-1.1	-0.9	-0.2
DESV EST	1.4	0.7	0.3	0.1

De la Tabla 1, se puede observar que el SRTM expresado en alturas elipsoidales presenta una desviación estándar de 1.4 m sobre la muestra realizada. La incorporación de información local reduce el valor del mismo parámetro a 0.7 m. Esto para el caso de alturas elipsoidales y luego de un proceso de validación cruzada. La evaluación sobre puntos altimétricos indica desvíos de 0.3 m y 0.1 m para las versiones mejoradas que involucran el EGM96 y EGM2008, respectivamente.



Conclusiones

Disponer de un modelo de terreno como el SRTM en términos de alturas elipsoidales, permite incorporar de manera relativamente sencilla nueva información terrestre a través de relevamiento GNSS.

Cada punto de altura conocida integrado al modelo, aporta información en su área de influencia; por ello, las mejoras que se obtienen dependerán en gran medida de la distribución y la densidad de la información incorporada. Las diferencias entre el modelo y las mediciones de campo, son producto de errores orbitales e interferométricos de la misión Shuttle (Becek, 2008), de las características topográficas y del tipo de cobertura del terreno (por ej. vegetación, construcciones y espejos de agua). Los errores orbitales pueden vincularse con las bajas frecuencias (varios kilómetros), mientras que la presencia de sectores urbanos y vegetación alta, la influencia de la topografía y los errores interferométricos, pueden asociarse a frecuencias medias y altas (pocos kilómetros a ciento de metros). Debido a la distribución de los puntos que aportaron información local y otros que sirvieron para la evaluación, el análisis realizado en este trabajo corresponde únicamente a frecuencias medias y bajas.

El mejor producto resulta del SRTM mejorado referido al modelo geopotencial EGM2008.

La metodología planteada facilitará la incorporación de nueva información geodésica a través de nuevos relevamientos de terreno y nuevos modelo de geoide disponibles.

Referencias

- Becek, K. (2008). Investigation of elevation bias of the SRTM C and X band digital elevation models. Beijing.
- Del Cogliano, D. (2006). Modelado del Geoide con GPS y Gravimetría. Caracterización de la estructura Geológica de Tandil. Tesis Doctoral, UNR.
- El-Shaimy, N. C. Valeo and A. Habib. 2005. Digital Terrain Modeling. Acquisition, Manipulation, And Application. Artech House, Inc. 69-157.
- Farr, T.G. P.A. Rosen, E.Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M Kobrick,. M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M.Oskin, D. Burbank and D. Alsdorf, (2007). The Shuttle Radar Topography Mission.
- Felicísimo, A. M. (1999). Modelos Digitales del Terreno.



- Fotopoulos, G. (2003). An analysis on the optimal combination of geoid, orthometric and ellipsoidal height data. Department of Geomatics Engineering Calgary. Alberta. University of Calgary.
- Galván, L. (2014). Tesis de Maestría en Geomática. Análisis y ajuste de modelos digitales de elevaciones en la región central de la Argentina. Integración de modelos geopotenciales e información altimétrica local. FCAyG. UNLP.
- Hofman-Wellenhof, B. and Moritz, H. (2005). Physical Geodesy. Springer Wien New York.
- Lemoine, F. G., S. C. Kenyon, J. K. Factor, R.G. Trimmer, N. K. Pavlis, D. S. Chinn, C. M. Cox, S. M.
- Klosko, S. B. Luthcke, M. H. Torrence, Y. M. Wang, R. G. Williamson, E. C. Pavlis, R. H. Rapp and T. R. Olson (1998). The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96. NASA/TP-1998-206861, July 1998.
- Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor (2012), The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), J. Geophys. Res., 117, B04406, doi:10.1029/2011JB008916.
- Rodríguez, E., C. Morris, J. Belz, E. Chapin, J. Martin, W. Daffer and S. Hensley (2005). An Assessment of the SRTM Topographic Products. JPL. Jet Propulsion Laboratory D-31639. NASA.



XXVIII REUNIÓN CIENTÍFICA
DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA
DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS



Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Tercer Simposio sobre Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica (IPSES'17)

Coordina: Dr. Danilo Velis



Límites de la utilización de las amplitudes sísmicas como indicadores de gas mediante el análisis de las curvas de tuning Aplicación para el campo Arcabuz Oeste en el bloque Misión, Méjico

S. Lissa¹; A. Galan¹

¹ Tecpetrol. simon.lissa@tecpetrol.com

Resumen

Es posible la utilización del promedio cuadrático de amplitudes sísmicas (rms) como indicador de hidrocarburo saturando los poros de las rocas. Mediante un análisis de las curvas de tuning y el modelado de cuña, establecimos límites para el uso del atributo rms de amplitudes sísmicas como indicador de hidrocarburo.

Presentamos un caso de aplicación para el campo Arcabuz en la cuenca de Burgos, Méjico (Figura 1). Analizamos el desarrollo de la arena productiva (Fm. Eoceno Wilcox 4), cuyo espesor ronda los 20 metros y el espesor neto (net pay) petrofísico no supera los 10 metros. Mediante un análisis de tuning se observó que por el espesor en tiempo de la arena la respuesta sísmica de la misma se encuentra afectada en sus amplitudes por efecto de interferencia constructiva de las reflexiones del techo y la base de la arena. Además, realizando un modelo de cuña a partir de las velocidades y densidades registradas en la arena objetivo mediante perfiles eléctricos de pozos, determinamos el límite de detección para la misma. También generamos trazas sintéticas a partir de los perfiles de pozos y concluimos que estando el espesor aparente del reservorio por encima del mínimo espesor que podemos detectar, encontramos que la inversión acústica es válida para caracterizar cualitativamente el reservorio a pesar de que las amplitudes sísmicas se encuentren afectadas por efecto de tuning.

A continuación se realizó una inversión de traza acústica y determinística, con el objetivo de remover el efecto de la ondícula y obtener una solución posible para las impedancias de la zona de estudio.

Como conclusión, mediante la extracción de impedancias acústicas en la ventana de tiempo correspondiente con la arena productiva, fue posible observar un límite cualitativo para el desarrollo del campo establecido estructuralmente por una falla normal de rumbo norte sur que no era posible apreciar mediante el uso del atributo rms de amplitudes sísmicas. Como consecuencia de este análisis, se recalcularon reservas y se estableció un programa de perforación limitado al bloque central, dejando fuera el bloque alto ubicado al oeste del campo.

Palabras clave: inversión acústica determinística, tuning, reservorios con gas, Fm. Wilcox, Méjico



Introducción

La zona de trabajo se encuentra ubicada en la cuenca de Burgos en Méjico (Figura 1). En particular, el Área Misión es principalmente gasífera y se encuentra en una etapa madura de explotación. El estilo estructural se define con el desarrollo de fallas regionales con orientación principal norte-sur, de tipo normal y con caída al oriente. Estas fallas producen crecimiento sedimentario - expansión en los bloques bajos desarrollados hacia el este.

Al mismo tiempo dichas fallas definen bloques con diferente configuración estructural a nivel de cada reservorio y se comportan como unidades hidráulicas separadas con diferentes contactos.

El objetivo del trabajo fue tratar de caracterizar el reservorio principal del campo productor (Figura 2) ya que al tener un espesor total de arena cercano a los 20 metros, con unos 10 metros de net pay, no fue posible asegurar su existencia en todo el campo por encontrarse al límite de la resolución sísmica.

Previo a este trabajo, la metodología de interpretación utilizando datos sísmicos se basaba en el análisis estructural por un lado, y el cálculo del promedio raíz cuadrático (rms de sus sigla en inglés) de las amplitudes sísmicas en un entorno de la arena productiva como análisis estratigráfico. Los máximos de este atributo coincidían con los pozos que encontraban la arena con una petrofísica similar y que tienen una producción rentable. Durante el desarrollo del campo, algunos pozos no encontraron la

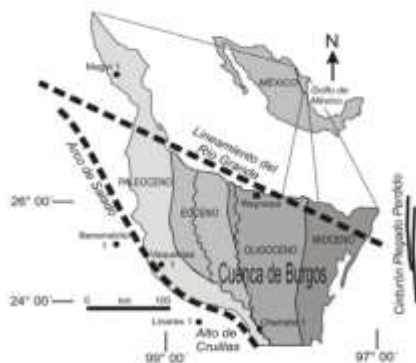


Figura 1

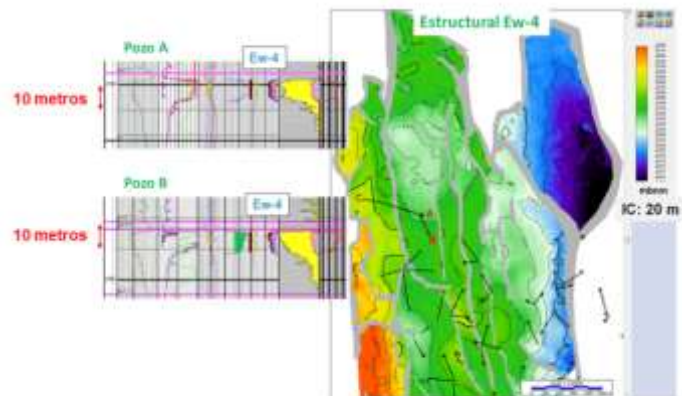


Figura 2

arena a pesar de estar ubicados en zonas con máximos de amplitudes rms.

Materiales y métodos

Se interpretaron los reflectores más cercanos al techo y la base de la arena reservorio (superficies amarilla y roja respectivamente en la Figura 4). A continuación se restaron los tiempos del techo y la base de la arena, obteniéndose así un mapa del espesor aparente según Kallweit and Wood (1982). Es posible apreciar que los espesores aparentes de la arena varían de 13 a 24 milisegundos aproximadamente (Figura 3).



Al mismo tiempo utilizando el software Kingdom se extrajeron las curvas de tuning utilizando el pozo A y una ondícula estadística obtenida con el espectro de amplitud de la PSTM y estableciendo la fase constante e igual a cero. Como resultado de este análisis, se estableció el espesor de tuning (mínimo espesor detectable) en 12 ms.

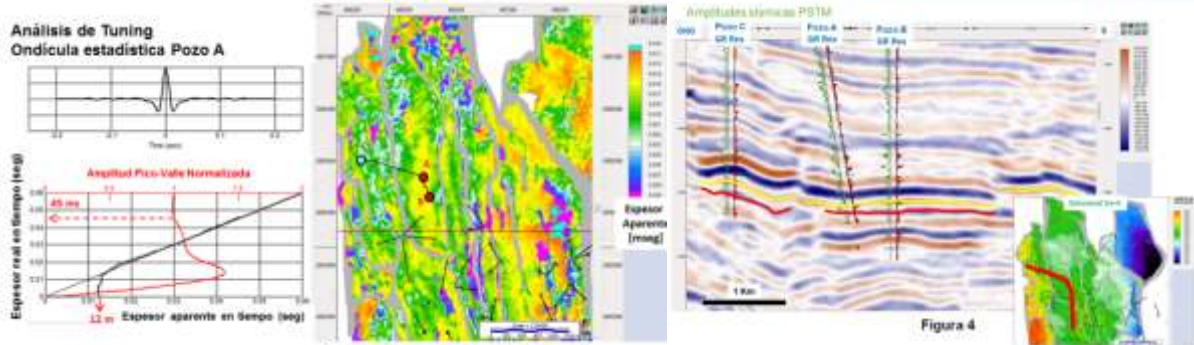


Figura 3

Además se observó que por debajo de los 45 milisegundos de espesor las amplitudes máximas comienzan a sufrir modificaciones debidas a la interferencia de las reflexiones generadas en el techo y la base de la arena reservorio. Esta última observación, estableció que no es posible extraer conclusiones de contenido de hidrocarburo a partir de anomalías en las amplitudes sísmicas (Chopra y Marfurt, 2007).

Utilizando los perfiles del pozo A, se generó un modelo de cuña variando el espesor de la misma de 0 a 100 metros, con una variación de un metro por traza. La Figura 5 muestra el resultado de convolucionar dicho modelo con una ondícula estadística de fase cero extraída de la sísmica sobre una línea que pasa por el pozo y en una ventana de 800 milisegundos que incluyen la arena objetivo.

El modelado sugiere que hasta un espesor de cuña de 15 metros podríamos resolver la arena objetivo. Este resultado concuerda con el espesor de tuning para un reservorio con una velocidad de 3200 m/seg, como en este caso. Desde el punto de vista de las impedancias, el espesor de la arena en el pozo a partir de los perfiles es 20 metros.

En la Figura 6, se muestra el resultado de invertir el modelo de cuña sintético. La inversión resuelve el reservorio hasta un espesor de 12 metros aproximadamente.

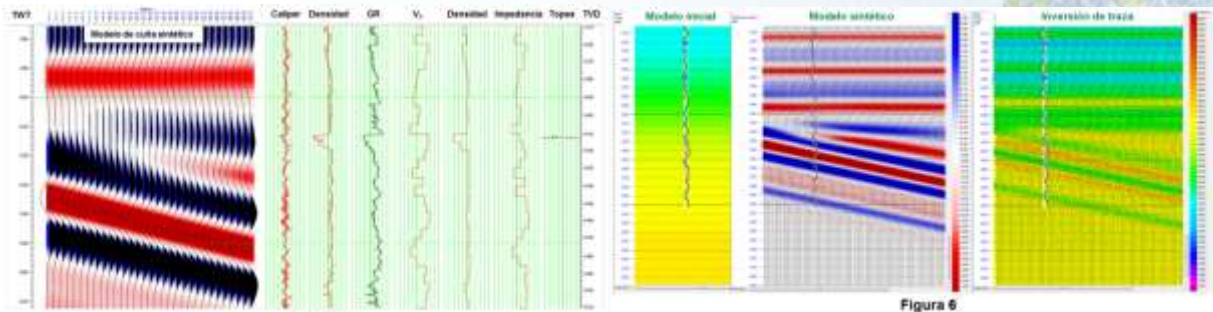


Figura 5

Figura 6



Dado que el espesor de la arena objetivo se encuentra al límite del espesor de tuning, se decidió realizar una inversión acústica para remover el efecto de la ondícula y así tratar de inferir el comportamiento del reservorio.

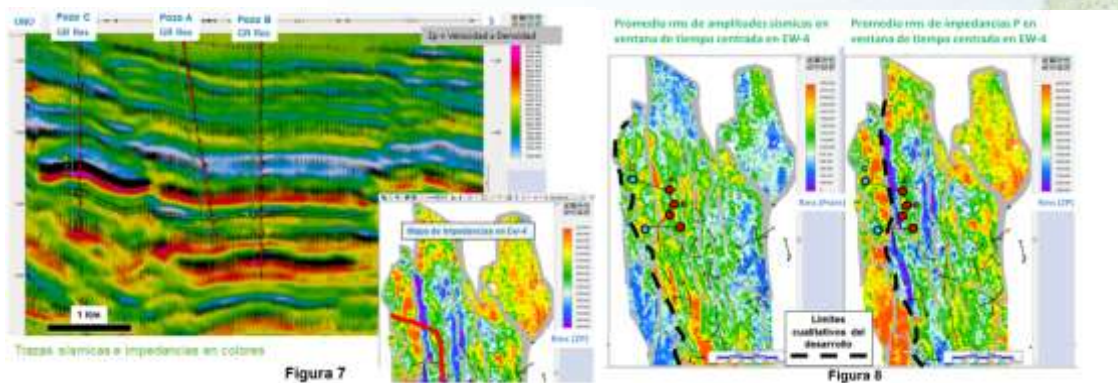
Se utilizó el software Hampson and Russell para efectuar la inversión Post-stack de la PSTM (Russell and Hampson, 1991). La Figura 4 y la Figura 7 corresponden a una línea arbitraria que pasa por los pozos A, B y C comparando las trazas sísmicas y los valores de impedancias. Los mapas con la referencia de la orientación de la línea arbitraria, corresponden a un mapa estructural de Ew-4 y un mapa del promedio rms de impedancias acústicas en la zona de interés respectivamente.

Es importante aclarar que el pozo C no fue utilizado para el modelo inicial de la inversión de traza ni para la extracción de la ondícula. Es decir que los resultados de la inversión de traza son absolutamente independientes del pozo C.

Resultados y discusión

La Figura 8 muestra las extracciones de los promedios rms por un lado de las amplitudes sísmicas (sobre la PSTM) y por el otro de las impedancias acústicas luego de la inversión de traza. Es posible establecer un límite cualitativo distinto a partir de ambos mapas. Ambos límites se corresponden con la presencia de una falla normal de rumbo norte sur, pero la extracción de amplitudes sísmicas incluyen dentro del campo un bloque alto al noroeste que la extracción de impedancias deja por fuera de la zona de interés.

Como resultado del análisis, se recalcularon reservas y se estableció un programa de perforación limitado al bloque central, dejando fuera el bloque alto del oeste.



Conclusiones

A partir del trabajo realizado, concluimos que es necesario generar y analizar las curvas de tuning y los espesores aparentes de los reservorios a prospectar si se desea utilizar el promedio rms de amplitudes sísmicas como indicador de reservorios saturados con hidrocarburos.

Encontrándose el espesor aparente del reservorio por encima del mínimo espesor que podemos detectar y realizando un modelado sintético previo a modo de factibilidad, concluimos que la inversión acústica es válida para caracterizar cualitativamente el reservorio a pesar de que las amplitudes sísmicas se encuentren



afectadas por efecto de la interferencia de las reflexiones en el techo y la base del reservorio.

Agradecimientos

A Tecpetrol por la posibilidad de realizar el trabajo y a Pemex por el permiso para publicar los resultados obtenidos.

Referencias

Chopra S. and Marfurt K. J. 2007. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. SEG Geophysical Developments Series No. 11.

Kallweit and Wood, 1982, The limits of resolution of zero-phase wavelets. Geophysics, v. 47 p 1035-1046.

Russell, B. and Hampson, D., 1991, A comparison of post-stack seismic inversion methods: Ann. Mtg. Abstracts, Society of Exploration Geophysicists, 876-878.



Migración en profundidad de dato sísmico terrestre: modelado de la superficie de referencia equivalente

S. Sosa¹ y M. Volonté¹

¹ Seismic Prospect S.R.L. ssosa@seismicprospect.com

Resumen

El presente trabajo enuncia, fundamenta y demuestra de manera empírica, una metodología de modelado alternativa para resolver el problema de la zona somera del modelo inicial de velocidades interválicas para el flujo de migración en profundidad de dato sísmico terrestre.

Para ilustrar la metodología que se propone basta con pensar en un sistema óptico elemental donde intercede una lente entre un objeto y su imagen. Para optimizar o enfocar dicha imagen, podemos optar por cambiar las propiedades físicas de la lente o, posiblemente más simple, sólo manipular la posición relativa de las componentes del sistema.

En correspondencia con esa ilustración, la zona somera del modelo de velocidades interválicas, puede considerarse como la lente principal del sistema a los fines de enfocar las imágenes sísmicas en profundidad del subsuelo. Los métodos normalmente empleados o tradicionales para resolver este problema versan en el intento de modelar las propiedades de esta lente.

Lo que se propone en la metodología expuesta en este trabajo, como camino alternativo, es redefinir una superficie de referencia equivalente, reubicando adecuadamente fuentes y receptores, al momento de construir el modelo inicial de velocidades. Luego, dicha superficie se emplea como referencia para: primero, el proceso de migración en profundidad; segundo, el flujo de tomografía de reflexión necesario para el refinamiento del modelo; y, por último, para el retorno al dominio del tiempo y, viceversa, siempre que sea necesario a los fines de cualquier procesamiento y/o análisis posterior.

La fundamentación del método al que hacemos referencia se realiza en base a modelos de velocidades sintéticos simples. En base a los mismos, se compara el grado de enfoque obtenible entre el método propuesto y una técnica más convencional. Adicionalmente, para demostrar su aplicabilidad, se analizan ejemplos sobre datos sísmicos reales, y significativamente diferentes en cuanto a su calidad y a las características del marco geológico.



Todos los elementos que finalmente se exponen en este trabajo, permiten concluir la utilidad de este método, sus ventajas, y la contribución que implica a la consistencia y robustez del flujo general de migración en profundidad de dato sísmico terrestre.

Palabras clave: Sísmica Terrestre, Migración en Profundidad, Modelo de Velocidad, Zona Somera.

Introducción

Es bien sabido que uno de los problemas principales para la prospección sísmica terrestre son las distorsiones que genera la zona próxima a la superficie.

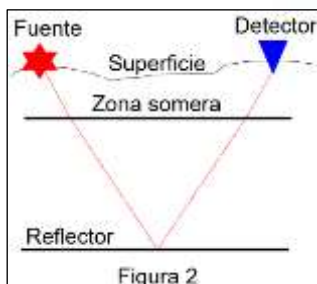
Existen diversas técnicas de “redatuming” para reducir los efectos asociados a este problema en las primeras etapas de una secuencia de procesamiento (Sun y otros, 2014). Independientemente de la estrategia elegida es importante guardar consistencia cuando se construye el modelo inicial de velocidades interválicas y se prepara el dato sísmico de entrada, para una secuencia de migración en profundidad pre-stack.

Los métodos tradicionales integran información de las velocidades, resultante de la técnica de “redatuming” elegida, al modelo de la zona más profunda (Fei y otros, 2016). Otras técnicas integran otras mediciones geofísicas, intentando mejorar la exactitud del modelo somero (Colombo y otros, 2008).

En este trabajo se propone una estrategia alternativa y equivalente, que reposiciona fuentes y detectores preservando la consistencia con la técnica de “redatuming”, redefiniendo la superficie de referencia para el flujo de migración en profundidad.

Materiales y métodos

Supongamos un sistema óptico simple (figura 1). El mismo es comparable con el experimento sísmico de reflexión terrestre (figura 2). Existen dos posibilidades para conseguir enfocar la imagen en la pantalla. Una posible solución es modelar las propiedades de las lentes o de la zona somera. Otra es modificar la posición relativa de objeto y pantalla, o de fuente y receptor.



El método propuesto en este trabajo se basa en la segunda opción. Propone emplear como superficie de referencia para el flujo de migración en profundidad, el plano flotante que surge de la



solución de “redatuming” empleada. Esta superficie debe ser transformada a profundidades debajo del datum. El procedimiento para transformar la superficie se basa en:

$$V_i = \frac{Elev_{Datum} [m] - Elev_i [m]}{Est_i [seg]/2}, \text{ donde } \begin{array}{l} V_i: \text{Velocidad en el CMP } i \\ Elev_i: \text{Elevación SNM del CMP } i \\ Est_i: \text{Estática de largo período en TWT del CMP } i \end{array}$$

Este cálculo se realiza en todo CMP del proyecto, se trate de una adquisición 2D o 3D. Debe asegurarse que el datum haya sido elegido para garantizar que todas las correcciones estáticas de largo período sean positivas. La elevación de CMP surge de interpolar y suavizar las elevaciones medidas para fuentes y detectores. De la distribución de velocidades así calculadas, se obtiene la media aritmética que se emplea para calcular en todo CMP la posición de la superficie de referencia debajo del datum en unidades de longitud, según la fórmula:

$$Prof_i = V_{avg} \times \frac{Est_i [seg]}{2}, \text{ donde } \begin{array}{l} Prof_i: \text{Profundidad debajo del datum en el CMP } i \\ V_{avg}: \text{Velocidad media de las } V_i \\ Est_i: \text{Estática de largo período en TWT del CMP } i \end{array}$$

La velocidad promedio se emplea, además, para completar la zona del modelo que se ubica por encima de la superficie de referencia equivalente. Esa zona interviene solamente en el traspaso de los productos sísmicos del dominio de la profundidad al tiempo doble, o viceversa.

En cuanto a la preparación del dato sísmico, se reposicionan fuentes y detectores en la nueva superficie, mediante estáticas residuales según:

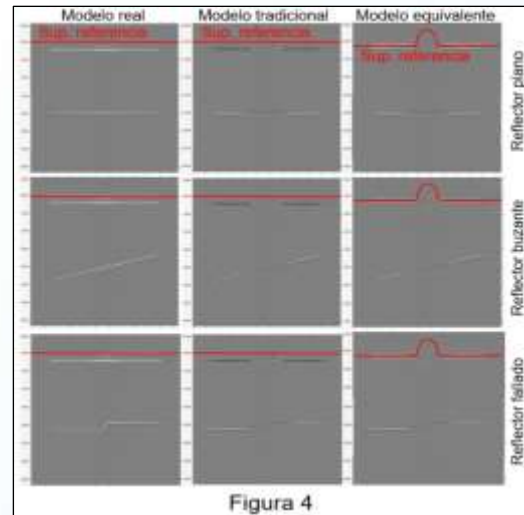
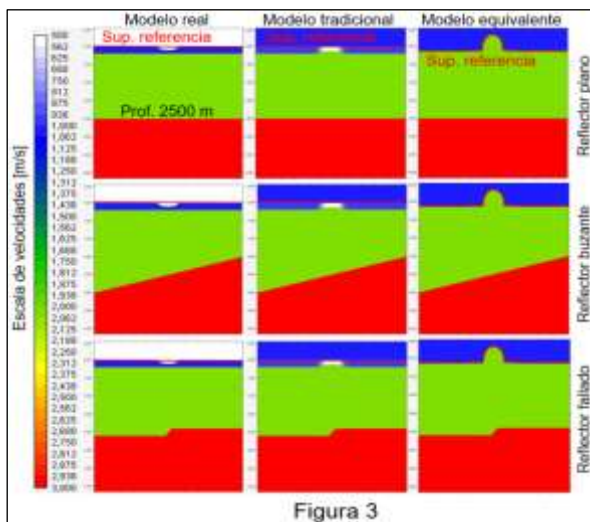
$$Est_{res_t} = Est_i [seg] - Est_F [seg] - Est_D [seg], \text{ donde } \begin{array}{l} Est_{res_t}: \text{Estática residual para traza } t \\ Est_F: \text{Estática de largo período en OWT en fuente} \\ Est_D: \text{Estática de largo período en OWT en detector} \end{array}$$

La demostración de la equivalencia del método propuesto con técnicas más tradicionales se realizó en base a modelos sintéticos 2D simples (figura 3), empleando el algoritmo Reverse Time Migration (RTM). Como técnica tradicional, en este caso, se modelaron estáticas de refracción por tomografía y se usaron las velocidades resultantes como estimación de la zona somera del modelo.



Resultados y discusión

La figura 4 resume los resultados de los modelos sintéticos, demostrando la equivalencia práctica desde el punto de vista de la calidad de la imagen del reflector para ambas estrategias. Y confirman, además, que ambas son soluciones satisfactorias del modelo real



En la estrategia propuesta, desde la base de la capa meteorizada hasta la nueva superficie de referencia, la velocidad empleada es la velocidad de reemplazo de la solución de estáticas. En la práctica, con dato real, suele ser adecuada una estimación de las velocidades interválicas desde las velocidades RMS en tiempo o desde información de pozo.

En dato real, se ha comprobado la eficiencia y robustez del método en diferentes proyectos 2D y 3D de Argentina, Bolivia, Perú, Ecuador, Colombia, Guatemala y Méjico. En todo caso el método se ha preservado y los resultados han mejorado sistemáticamente la calidad de las migraciones pre-stack en tiempo (PSTM) respectivas. La

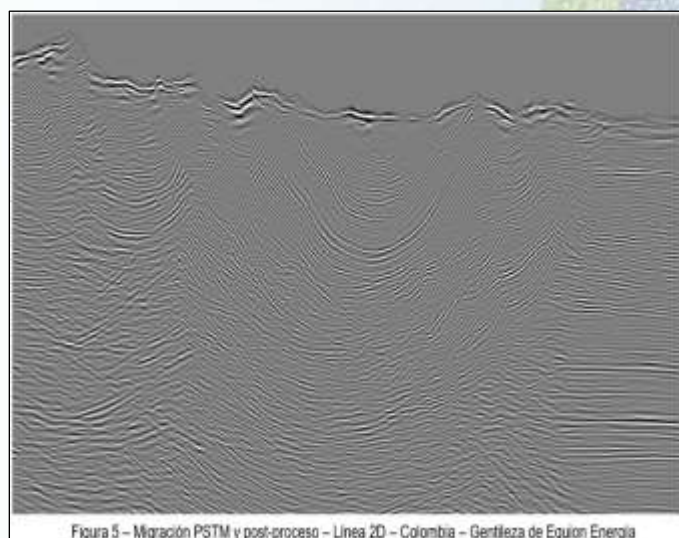




figura 5 es una migración PSTM en un área de alta complejidad geológica en Colombia. La figura 6 es el resultado de la migración PSDM pasada a tiempo. Primero obsérvese que el tiempo de los mismos rasgos sísmicos coinciden exactamente, excepto por los desplazamientos laterales que se introducen por las diferentes técnicas de migración. Segundo, obsérvese en las elipses rojas, la evidente mejora del colapso de estructuras en la versión PSDM.

Conclusiones

Lo expuesto demuestra la efectividad del método de trabajo sugerido como solución general para una adecuada preparación del modelo de velocidades inicial y del dato sísmico, a los fines de un flujo de migración en profundidad pre-stack de sísmica terrestre.

La simplicidad del método parece contraponerse a la complejidad del problema. Sin embargo, debe

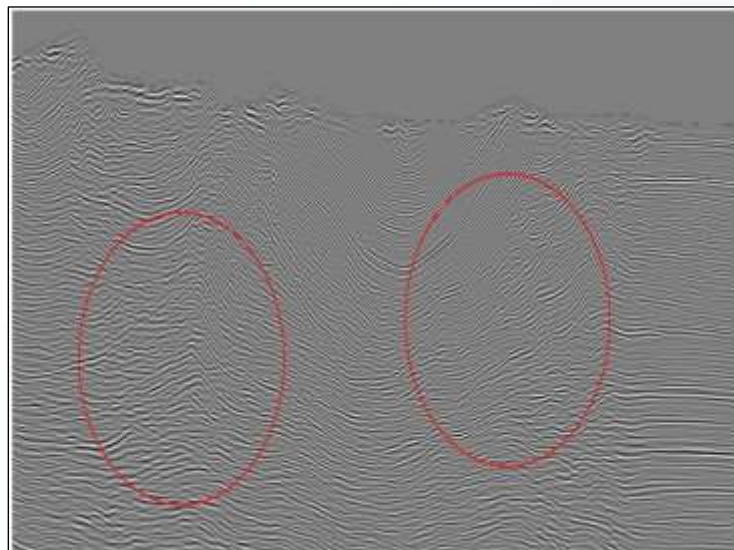


Figura 6 - Migración PSDM y post-proceso escalada a tiempo - Línea 2D - Colombia - Gentileza de Equion Energía

recordarse que el mismo surge de intentar, primero ser consistente con la técnica de "redatuming" que se haya empleado, con sus virtudes y errores, y segundo generar un modelo que permita el traspaso directo entre los dominios tiempo y profundidad. No puede ser confiable un modelo para migración en profundidad, inicial o refinado, que no permita un traspaso directo entre el dominio real de adquisición y el dominio que se intenta modelar.

A iguales condiciones de aciertos y errores, dejando de lado la posibilidad de errores groseros, una PSDM terrestre debe ser mejor que su versión en tiempo. La clave está en encontrar una estrategia robusta que no dependa de las características geológicas o de la calidad del dato sísmico, sino que guarde consistencia con el experimento y las hipótesis ya asumidas durante el acondicionamiento. Por nuestra experiencia, este método cumple con tal premisa. Resta una demostración teórica que nos permita dar riguroso sustento a la afirmación precedente.



Agradecimientos

Los autores agradecen a la empresa Equion Energía por permitirnos mostrar las imágenes sobre dato real. Adicionalmente, a nuestros colegas y compañeros de la empresa Seismic Prospect S.R.L., por su apoyo a esta publicación.

Referencias

- Colombo, D., M. Cogan, S. Hallinan, M. Mantovani, M. Virgilio y W. Soyer, 2008. Near-surface P-velocity modeling by integrated seismic, EM, and gravity data: examples from the Middle East. *First Break*, 26, 91–102.
- Fei, J., Z. Yang, W. Yang, F. Li, Y. Yan, S. Chen, G. Zhou, Q. Zhang y C. Li, 2016. The solution of complex near-surface problem using integrated velocity model building in Southern Tianshan Foothills. *SEG International Exposition and 86th Annual Meeting*, 2408-2412.
- Sun, Y., E. Verschuur y J. W. Vrolijk, 2014. Solving the complex near-surface problem using 3D data-driven near-surface layer replacement. *Geophysical Prospecting*, 2014, 62, 491–506.

aagg2017@fcaglp.unlp.edu.ar • <http://aagg2017.fcaglp.unlp.edu.ar>

