

ISSN EN LÍNEA 1852-7744

VOLUMEN 45(2) 2023



GEOACTA

**Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas**



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar

Contenidos

EDITORIAL

Este número de GEOACTA / *This issue of GEOACTA*

Danilo R Velis (Editor)	1
-----------------------------------	---

ARTÍCULOS CIENTÍFICOS

Estimación del espesor cortical para la provincia de Santiago del Estero a partir de datos satelitales

Claudia L Infante, Claudia N Tocho, M Alejandra Arecco	3
--	---

Análisis comparativo entre mediciones de radiación solar en Tucumán (26.8°S, 65.1°O) y las bases de datos de reanálisis ERA5 y NCEP/NCAR

Cristóbal I Silvero, Franco D Medina, Bruno S Zossi, Gustavo A Mansilla, Fernando Nollas, Ana G Elias	25
---	----

HISTORIAS Y CONMEMORACIONES

Creación del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF) de la Universidad Nacional de La Plata

Danilo R Velis, Luis Guerracino, Gabriela A Badi, M Laura Rosa	35
--	----

Este número de GEOACTA / This issue of GEOACTA

Danilo R Velis (Editor)

Este número de GEOACTA presenta dos artículos científicos y un artículo en la sección de Historias y Conmemoraciones. A continuación, el Editor ofrece una visión general de cada uno de los trabajos incluidos en esta edición.

This issue of GEOACTA features two research articles and one article in the Histories and Commemorations section. Below, the Editor provides an overview of each work included in this edition.

ARTÍCULOS CIENTÍFICOS

Infante et al. (Español) investigan el espesor cortical en la provincia de Santiago del Estero, Argentina, utilizando datos satelitales de anomalías de Bouguer y aplicando el método iterativo de Parker-Oldenburg. A partir de un modelo de dos capas con contraste de densidad constante, restringido por espectros de densidad de potencia y datos geofísicos, determinaron la geometría de la interfaz corteza-manto. Los resultados revelan un adelgazamiento cortical, con profundidades que varían entre 39 km al noroeste y 35 km al sureste, siguiendo un gradiente NW-SE. El modelo final mostró un ajuste con un valor medio cuadrático (RMS) de 0.0157 km para la topografía invertida y 4.51 mGal en las diferencias gravimétricas, además de una alta consistencia al compararse con el modelo 3D-Earth, con una desviación estándar de ± 1.11 km y un RMS de ± 2.11 km.

Silvero et al. (Español) analizan la validez de bases de datos de reanálisis para estimar parámetros meteorológicos en ausencia de mediciones directas. Compararon datos de radiación solar global medidos en Tucumán (26.8° S, 65.1° O) durante 2017-2018 con los obtenidos de las bases de reanálisis ERA5 y NCEP/NCAR. Los datos medidos, con frecuencia minutal, fueron proporcionados por la red solarimétrica del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina. La comparación se realizó usando cinco estadísticos basados en valores diarios acumulados. ERA5 mostró un mejor desempeño que NCEP/NCAR, aunque ambos tienden a sobreestimar los valores medidos. Los errores para ERA5 oscilan entre $\sim 10\%$ y 25% , mientras que para NCEP/NCAR varían entre $\sim 40\%$ y 50% . Además, ERA5 refleja mejor la variabilidad diaria, con un coeficiente de correlación de ~ 0.9 , en contraste con ~ 0.6 de NCEP/NCAR.

HISTORIAS Y CONMEMORACIONES

Velis et al. (Español) presentan la creación del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF) en la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG) de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP), aprobada en diciembre de 2023. El CIGEOF se establece como una entidad institucional destinada a centralizar y fortalecer la investigación en Geofísica dentro de la FCAG, reuniendo a investigadores, docentes, técnicos, personal administrativo, becarios, tesis y profesionales. Su misión es abordar desafíos presentes y futuros en la Geofísica mediante una formación interdisciplinaria, fomentar la colaboración con centros nacionales e internacionales y potenciar el desarrollo tecnológico y la formación de recursos humanos en este campo.

El artículo contextualiza esta iniciativa dentro de la tradición geofísica de la UNLP, destacando hitos como la fundación del Observatorio Astronómico en 1881, el establecimiento de la Escuela de Ciencias Astronómicas y Conexas en 1935 y la autonomía de la Geofísica en 1948, que convirtió a la UNLP en la primera institución del país en otorgar títulos específicos en esta área. La creación del CIGEOF marca un punto de inflexión, al consolidar una estructura dedicada exclusivamente a la Geofísica, promoviendo su desarrollo como disciplina estratégica en Argentina y en el ámbito internacional.

RESEARCH ARTICLES

Infante et al. (Spanish) investigate the crustal thickness in the province of Santiago del Estero, Argentina, using satellite-derived Bouguer anomaly data and applying the iterative Parker-Oldenburg method. Based on a two-layer model with constant density contrast, constrained by power density spectra and geophysical data, they determined the geometry of the crust-mantle interface. The results reveal crustal thinning, with depths ranging from 39 km in the northwest to 35 km in the southeast, following a NW-SE gradient. The final model achieved a fit with an RMS error of 0.0157 km for the inverted topography and 4.51 mGal for the gravity differences, demonstrating high consistency when compared to the 3D-Earth model, with a standard deviation of ± 1.11 km and an RMS of ± 2.11 km.

Silvero et al. (Spanish) analyze the validity of reanalysis databases for estimating meteorological parameters in the absence of direct measurements. They compared global solar radiation data measured in Tucumán (26.8°S, 65.1°W) during 2017-2018 with data from the ERA5 and NCEP/NCAR reanalysis databases. The measured data, recorded at a minute-by-minute frequency, were provided by the solarimetric network of the Argentine National Meteorological Service. The comparison used five statistical metrics based on daily accumulated values. ERA5 outperformed NCEP/NCAR, although both tend to overestimate the measured values. Errors for ERA5 ranged between $\sim 10\%$ and 25%, while for NCEP/NCAR, they ranged between $\sim 40\%$ and 50%. Furthermore, ERA5 better captured daily variability, with a correlation coefficient of ~ 0.9 , compared to ~ 0.6 for NCEP/NCAR.

HISTORY AND COMMEMORATIONS

Velis et al. (Spanish) present the establishment of the Geophysical Research Center (CIGEOF) at the Faculty of Astronomical and Geophysical Sciences (FCAG) of the National University of La Plata (UNLP), approved in December 2023. CIGEOF is positioned as an institutional entity aimed at centralizing and strengthening geophysical research within the FCAG, bringing together researchers, faculty, technicians, administrative staff, fellows, graduate students, and professionals. Its mission is to address current and future challenges in geophysics through interdisciplinary training, foster collaboration with national and international centers, and enhance technological development and human resource training in this field.

The article contextualizes this initiative within the geophysical tradition of the UNLP, highlighting milestones such as the founding of the Astronomical Observatory in 1881, the establishment of the School of Astronomical and Related Sciences in 1935, and the autonomy of geophysics in 1948, which made UNLP the first institution in the country to grant specific degrees in this area. The creation of CIGEOF marks a turning point, consolidating a structure exclusively dedicated to geophysics, promoting its development as a strategic discipline in Argentina and internationally.

Estimación del espesor cortical para la provincia de Santiago del Estero a partir de datos satelitales

Estimation of crustal thickness for the province of Santiago del Estero from satellite data

Claudia L Infante¹, Claudia N Tocho^{2,3}, M Alejandra Arecco⁴

Resumen El campo de gravedad terrestre provee información de las variaciones de densidad en el interior de la Tierra, proporcionando una restricción esencial en el desarrollo de modelos de corteza. El objetivo de este trabajo consistió en determinar el espesor cortical para la provincia de Santiago del Estero, Argentina, mediante inversión gravimétrica de anomalías de Bouguer de fuentes satelitales. Para ello se aplicó el método iterativo de Parker-Oldenburg, considerando un modelo de dos capas, con contraste de densidad constante, restringido con datos del espectro de densidad de potencia de las anomalías gravitatorias y antecedentes geofísicos. La geometría de la interfaz corteza-manto se obtuvo de forma iterativa. Para analizar la singularidad de los valores obtenidos del espesor de la corteza, se variaron los parámetros de entrada en un rango acorde a los valores disponibles en la literatura. El modelo de mejor ajuste resultó con un valor cuadrático medio (RMS) de 0.0157 km en la topografía invertida y un error cuadrático medio (ECM) de 4.51 mGal en la diferencia entre la gravedad inicial y la calculada. El modelo de corteza 3D obtenido revela una profundidad cortical adelgazada, que varía en general, entre 39 km al NW y 35 km al SE, con un gradiente negativo orientado predominantemente en dirección NW-SE. Para robustecer el modelo determinado, se lo comparó con modelos corticales disponibles en la literatura. La contrastación mostró el mejor ajuste con el modelo 3D-Earth, con una desviación estándar de ± 1.11 km y un RMS de ± 2.11 km.

Palabras clave Espesor cortical, inversión gravimétrica, Parker-Oldenburg, anomalía de Bouguer, Santiago del Estero.

Abstract The Earth's gravity field provides information on density variations in the Earth's interior, providing an essential constraint in the development of crustal models. The objective of this work was to determine the crustal thickness for the territory of the Santiago del Estero province, Argentina, through gravimetric inversion of Bouguer anomalies from satellite sources. The methodology applied was the iterative Parker-Oldenburg method, considering a two-layer model, with constant density contrast, restricted with data from the power density spectrum of gravitational anomalies and geophysical background. The geometry of the crust-mantle interface was obtained iteratively. To analyze the uniqueness of the crustal thickness values obtained, the input parameters were varied in a range according to the values available in the literature. The best-fitting model resulted in an RMS error of 0.0157 km in the inverted topography and an ECM of 4.51 mGal in the difference between the initial and calculated gravity. The obtained 3D crustal model reveals an attenuated crustal depth, which generally varies between 39 km NW and 35 km SE, with a negative gradient predominantly oriented in the NW-SE direction. To strengthen the defined model, it was validated with cortical models available in the literature. The contrast showed good agreement, in general, reaching the best fit with the 3D-Earth model, with a standard deviation of ± 1.11 km and an RMS of ± 2.11 km.

Keywords Cortical thickness, gravimetric inversion, Parker-Oldenburg, Bouguer anomaly, Santiago del Estero.

¹Departamento de Agrimensura, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnologías, Universidad Nacional de Santiago del Estero, Argentina. Email: claudia.nfnt@gmail.com

²Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

³Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Argentina.

⁴Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La determinación de la geometría tridimensional de una interfaz de densidad a partir de la anomalía de la gravedad es un problema clásico que surge de muchos estudios geofísicos (Gómez Ortiz & Agarwal, 2005; Bessoni et al., 2020). Una de esas aplicaciones es el mapeo de la discontinuidad corteza-manto, conocida como discontinuidad de Mohorovičić o simplemente Moho (Nagendra et al., 1996; Gómez Ortiz & Agarwal, 2005; Bessoni et al., 2020).

Diversos autores han trabajado en el desarrollo de algoritmos destinados a modelar el subsuelo. Las primeras estimaciones de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić a partir de anomalías de gravedad, se remontan a 1950 en los trabajos de Heiskanen (1953) y Talwani et al. (1959) que obtuvieron fórmulas rápidas para calcular el efecto gravitacional debido a cuerpos de forma arbitraria y estimar la estructura de la corteza terrestre mediante un método de prueba y error (Talwani et al., 1959; Talwani & Ewing, 1960).

La zona de trabajo comprende a la provincia de Santiago del Estero, al noroeste de Argentina, extendiéndose entre los extremos latitudinales de -25° y -31° , y entre los extremos longitudinales de -61.5° y -65.5° . Se encuentra incluida, casi totalmente, en la provincia geológica definida como Llanura Chacopampeana, caracterizada como una extensa planicie topográficamente monótona con altitudes menores a los 200 m sobre el nivel del mar, con una suave pendiente de dirección noroeste a sureste. Un pequeño sector, al oeste y al sur, presenta un escenario topográfico diferente, con serranías que no superan en general los 1000 m de altura. En la zona de trabajo se disponen de datos de gravedad medida, distribuidos a lo largo de líneas de nivelación del Instituto Geográfico Nacional y algunos estudios gravimétricos y geofísicos localizados en sectores limitados que alcanzaron a modelar la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic, como lomadas de Otumpa (Peri & Rossello, 2010; Peri, 2012), y en el sector sur próximo a las sierras de Córdoba (Ramé & Miró, 2011).

El desarrollo de las misiones espaciales gravimétricas como CHAMP (Reigber et al., 2002b), GRACE (Tapley et al., 2004), GOCE (Rummel et al., 2011), y GRACE-FO (Flechtner et al., 2014), permitieron disponer de datos de gravedad precisos, distribuidos de forma densa y homogénea en la Tierra y, por lo tanto, proporcionan información valiosa sobre la estructura de la discontinuidad de Mohorovičić. En particular, las misiones satelitales gravimétricas más recientes (GRACE, GOCE y actualmente GRACE-FO) brindan información del campo de gravedad terrestre permitiendo la generación de modelos geopotenciales globales de alta calidad y precisión (Reigber et al., 2002a; Tapley et al., 2004; Pavlis et al., 2012; Foerste et al., 2014), que se utilizan de manera ventajosa para este propósito.

La Transformada Rápida de Fourier (FFT), junto con los avances en las capacidades informáticas, han propiciado que el método Parker sea atractivo para el cálculo rápido de la gravedad y los campos magnéticos. Nagendra et al. (1996) desarrollaron un programa informático en lenguaje FORTRAN basado en el método Parker-Oldenburg para analizar datos de gravedad 2D. Posteriormente, Gómez Ortiz & Agarwal (2005) presentaron un programa para la extensión 3D, que se aplica en el presente trabajo.

La determinación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en la provincia de Santiago del Estero permitió determinar el espesor cortical con mayor resolución que los modelos existentes.

METODOLOGÍA

Método Parker-Oldenburg

El procedimiento de inversión emplea la ecuación descrita por Parker (1973) para calcular la anomalía de la gravedad causada por una capa irregular de densidad constante a través de una serie de transformadas de Fourier. Esta expresión, en su forma 1D, se define como

$$\mathcal{F}[\Delta g] = -2\pi G \Delta \rho e^{-kz_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} \mathcal{F}[h^n(\mathbf{r})], \quad (1)$$

donde $\mathcal{F}[\Delta g]$ es la Transformada de Fourier de la anomalía de la gravedad; G es la constante gravitacional; $\Delta \rho$ es el contraste de densidad a través de la interfaz; k es el número de onda; $h^n(\mathbf{r})$ es la n -ésima potencia de la profundidad de la interfaz (positiva hacia abajo); y z_0 es la profundidad media de la interfaz horizontal.

[Oldenburg \(1974\)](#) reorganizó la ecuación 1 para calcular la profundidad de la interfaz ondulada de la anomalía gravimétrica mediante el proceso iterativo

$$\mathcal{F}[h(x)] = \frac{\mathcal{F}[\Delta g(x)] e^{kz_0}}{2\pi G \Delta \rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} \mathcal{F}[h^n(x)]. \quad (2)$$

Esta expresión permite determinar la topografía de la interfaz de densidad mediante un procedimiento de inversión iterativo. Debido a que la anomalía de Bouguer solo representa los contrastes de densidad lateral, el vector de posición \mathbf{r} se puede reemplazar por x , lo que da como resultado $h(x)$. La inversión iterativa no es única debido a las ambigüedades inherentes a la inversión de campos potenciales. El nivel de referencia de la interfaz y la densidad son los dos parámetros libres que controlan la topografía de la interfaz invertida.

En este procedimiento, se asume que se conocen la profundidad media de la interfaz, z_0 , así como el contraste de densidad asociado con los dos medios, $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$. El primer término de la ecuación 2 se calcula asignando $h(x) = 0$, de modo que la transformada de Fourier inversa de esta cantidad proporciona un valor actualizado para la topografía $h(x)$. Durante este paso, se produce un procedimiento de filtrado en el dominio de la frecuencia espacial como se muestra en la ecuación 3 ([Bessoni et al., 2020](#)):

$$\mathcal{F}[h(x) = 0] = \mathcal{F}(k_0) \rightarrow [\text{FILTRO}] \rightarrow \mathcal{F}^{-1}[\mathcal{F}(k_0)] = h_1(x). \quad (3)$$

Luego, el valor de $h_1(x)$ se ingresa nuevamente en la ecuación 2 para generar una nueva estimación de $h(x)$. El valor de la desviación RMS entre la topografía nueva y la anterior se calcula mediante

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum [h_n(x) - h_{n-1}(x)]^2}{2 \cdot (N_f \cdot N_c)}}, \quad (4)$$

donde N_f es el número de filas y N_c es el número de columnas en la matriz de datos.

El proceso iterativo finaliza cuando la diferencia entre dos aproximaciones sucesivas de la topografía es menor que un valor previamente elegido, que en este trabajo se estableció en 0.02 km, o cuando se alcanza el máximo de 10 iteraciones ([Gómez Ortiz & Agarwal, 2005](#)). De acuerdo con [Oldenburg \(1974\)](#), el proceso es convergente si la profundidad de la interfaz es mayor que cero y no se cruza con la topografía. Además, la amplitud del relieve de la interfaz debe ser menor que la profundidad media de la interfaz.

El procedimiento de inversión se vuelve inconsistente a altas frecuencias, por lo que se aplica un filtro paso bajo $HFC(k)$, el cual corta las altas frecuencias de las oscilaciones relacionadas con fuentes menos profundas, según la ecuación 5 ([Oldenburg, 1974](#)):

$$HCF(k) = \begin{cases} 0 & \text{si } \frac{k}{2\pi} > SH, \\ \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k-2\pi WH}{2(SH-WH)} \right) \right] & \text{si } WH \leq \frac{k}{2\pi} \leq SH, \\ 1 & \text{si } \frac{k}{2\pi} < WH, \end{cases} \quad (5)$$

donde $HCF(k)$ es el filtro de corte alto, y WH y SH son las frecuencias de corte.

El filtro $HCF(k)$ pasa todas las frecuencias hasta WH y no pasa ninguna por encima de la frecuencia de corte SH . Las frecuencias intermedias entre WH y SH dependen de la ecuación 5. Los valores de frecuencia WH y SH se escogen para restringir el contenido de alta frecuencia en el espectro de Fourier de la anomalía de gravedad observada, mejorando la convergencia de la serie (Nagendra et al., 1996; Gómez Ortiz & Agarwal, 2005; Bessoni et al., 2020).

Procedimiento de cálculo

El programa desarrollado por Gómez Ortiz & Agarwal (2005) emplea rutinas de cálculo de la Transformada de Fourier bidimensional directa e inversa (FFT2 e IFFT2), lo cual permite manipular grandes conjuntos de datos con menor tiempo de cálculo, logrando un método de inversión eficiente y efectivo.

El algoritmo requiere que los datos iniciales de anomalías de la gravedad estén dispuestos en una cuadrícula. Para el cálculo se proporcionan los siguientes parámetros y criterios: contraste de densidad $\Delta\rho$; profundidad media z_0 de la interfaz; criterio de convergencia expresado como el valor de la desviación RMS entre dos aproximaciones sucesivas de la topografía, y valores de frecuencia WH y SH para el filtro de paso bajo.

Al final del proceso iterativo, el programa provee información para graficar la topografía invertida, la anomalía de la gravedad debida a la topografía invertida calculada usando la expresión de Parker, y la diferencia entre los datos de gravedad de entrada y los calculados, así como el valor RMS y la iteración en la que se detuvo el proceso.

ÁREA DE APLICACIÓN. PREPARACIÓN DE LOS DATOS

Se emplearon anomalías de Bouguer del modelo geopotencial SGG-UGM-2 (Liang et al., 2020), representado en armónicos esféricos con desarrollo al grado y orden 2190, lo que equivale a una resolución de aproximadamente 10 km sobre la superficie terrestre. Las anomalías de Bouguer se determinaron desde el calculador del International Centre for Global Earth Models (ICGEM, Ince et al. (2019)), en aproximación esférica.

Las alturas topográficas $H(\lambda, \phi)$ se obtuvieron del modelo de topografíaETOPO1 (Amante & Eakins, 2009), expresado en armónicos esféricos hasta el mismo grado que el modelo de campo de gravedad, disponible en el mismo calculador. En las reducciones por masas topográficas se asume una densidad típica de 2670 kg m^{-3} .

Los datos de anomalías de Bouguer se obtienen directamente como un reticulado regular, seleccionando el intervalo entre los nodos de esta. Para minimizar los efectos de borde, se trabajó en un área mayor que la zona de interés, agregando una extensión de 1° en todo el perímetro. En consecuencia, se analizó un área de 7.5° en el sentido latitudinal por 7.5° en el sentido longitudinal, con una resolución de 5 minutos de arco, aproximadamente 10 km en el Ecuador (Figura 1, izquierda).

La región de análisis comprende completamente el territorio de la provincia de Santiago del Estero y parte de los territorios de las provincias de Chaco, Santa Fe, Córdoba, La Rioja, Catamarca, Tucumán y Salta.

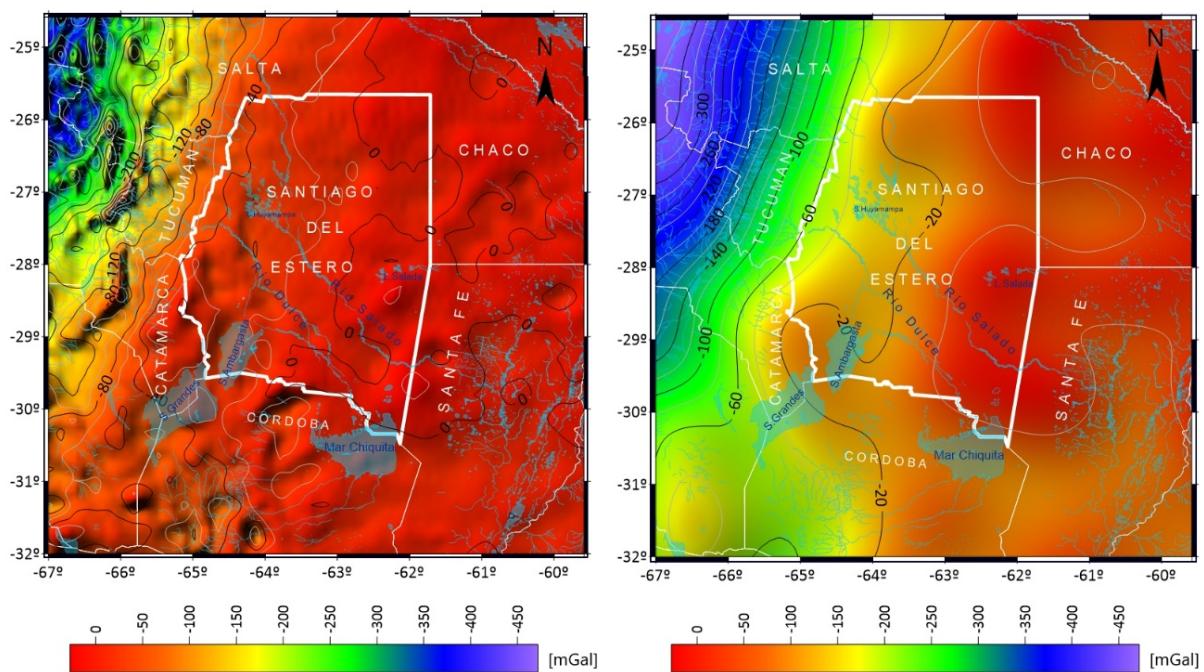


Figura 1. Mapa de anomalías de Bouguer del modelo geopotencial SGG-UGM-2. Izquierda: grado y orden 2190. Derecha: grado y orden 250 (ver Sección Separación regional-residual de las anomalías de Bouguer).

Las anomalías de Bouguer reflejan las contribuciones de fuentes ubicadas a diferentes profundidades, por lo que es necesario separar las anomalías locales y superficiales/residuales, que reflejan particularidades de la corteza, de las anomalías profundas y regionales. En términos prácticos, el componente regional debe contener las fuentes de la interfaz corteza/manto, que es el interés del presente trabajo.

Separación regional-residual de las anomalías de Bouquer

Las anomalías de Bouguer son generadas por fuentes situadas a distintas profundidades en el interior de la Tierra y existen infinitas configuraciones de fuentes que proporcionan anomalías gravimétricas similares en superficie. En general, las fuentes más profundas causan un efecto gravitatorio en superficie de longitudes de onda largas, asociadas a gradientes horizontales suaves, mientras que las fuentes superficiales se asocian a longitudes de onda cortas y gradientes más abruptos (Gómez Ortiz, 2001; Introcaso, 1997). El campo gravitatorio observado, en consecuencia, se puede descomponer en una anomalía regional y una anomalía local.

La literatura proporciona múltiples metodologías para lograr la separación regional-residual del campo observado, siendo el análisis espectral uno de los métodos ampliamente usados (Syberg, 1972). El mismo consiste en el análisis de Fourier para descomponer espectralmente la anomalía de Bouguer en diferentes frecuencias (o longitudes de onda). El análisis se realiza a partir del espectro de potencia, determinado como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier, que se expresa según la ecuación 6 (Introcaso, 1997; Gómez Ortiz, 2001):

$$P(f) = |\Delta g(f)|^2 = \left| \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x) e^{-2\pi i n x / \lambda} dx \right|^2, \quad (6)$$

siendo Δg la anomalía de Bouguer, f la frecuencia, e i la unidad imaginaria. Puesto que el espectro de potencia se deriva de la transformada de Fourier, se puede calcular a partir de la Transformada Rápida (FFT) y luego tomar el cuadrado del módulo. Resulta útil representar el logaritmo neperiano

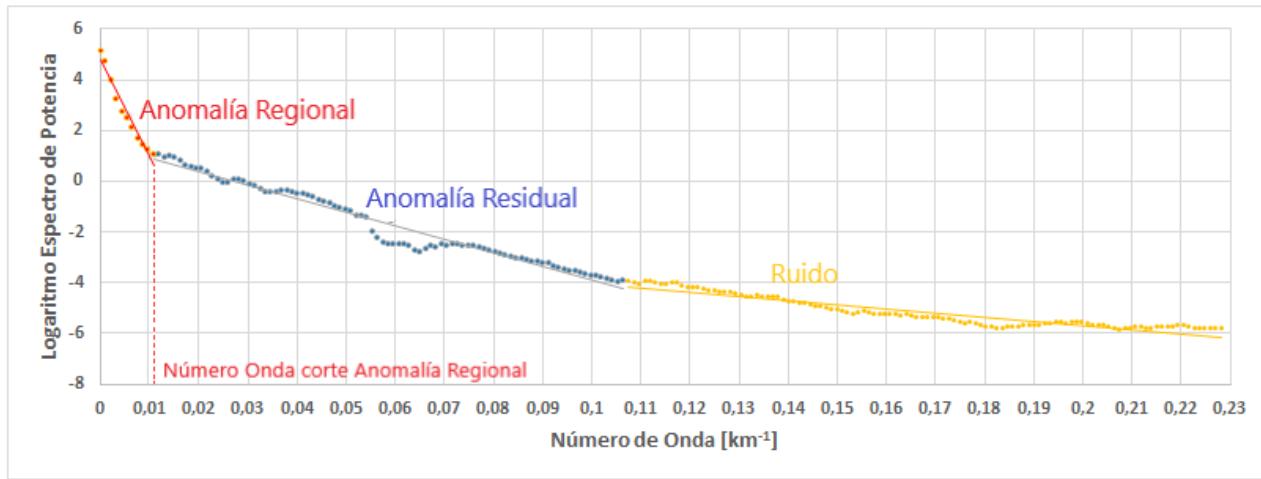


Figura 2. Logaritmo neperiano del espectro de densidad de potencia de la anomalía de Bouguer.

del espectro de potencia respecto a la frecuencia, ya que su representación gráfica resulta ser una línea recta, que está directamente relacionada con la profundidad de la masa (Introcaso, 1997). La representación del logaritmo neperiano del espectro de potencia de la anomalía de Bouguer en función de la frecuencia radial permite estimar las contribuciones de las componentes regionales y residuales de la señal gravimétrica. En general, en la gráfica del logaritmo neperiano del espectro de potencia se pueden diferenciar tres tramos (Gómez Ortiz, 2001):

- **Regional**, donde predomina el efecto de masas más profundas.
- **Residual**, donde predomina el efecto de la masa superficial.
- **Una cola de ruido**, con pendiente horizontal.

El logaritmo neperiano del espectro de potencia de una distribución irregular de masas a profundidad constante tiene una representación aproximadamente lineal. Luego, ajustando la curva de mínimos cuadrados mediante una recta, se puede lograr una estimación de la profundidad y magnitud de la masa causante total (Introcaso, 1997). A mayor pendiente de la recta de regresión determinada en el espectro de potencia, mayor es el valor de la profundidad z_0 , es decir, mayor es la profundidad a la que se encuentra situada la masa que produce la anomalía. La pendiente de la recta de regresión que permite estimar la profundidad z_0 está dada por la ecuación 7 (Priadi et al., 2019; Gómez Ortiz, 2001; Introcaso, 1997):

$$\text{pendiente de la recta} = -4\pi z_0. \quad (7)$$

Para la zona de trabajo se determinó el logaritmo neperiano del espectro de potencia de densidad de la anomalía de Bouguer, como se muestra en la Figura 2. Del análisis se ajustaron rectas de regresión para cada tramo identificado. El segmento lineal rojo está relacionado con la anomalía regional vinculada con la superficie de la discontinuidad de Mohorovičić. El segundo tramo, de pendiente más suave, se atribuye a la anomalía residual, mientras que el último tramo se asocia a ruidos de la señal o efectos menores no modelados. El primer segmento lineal (segmento rojo), ajustado a partir de 12 puntos, se corresponde con números de onda alto de la curva de espectro radial (número de onda inferior a 0.012 km^{-1} o longitud de onda superior a $\sim 80 \text{ km}$).

De esta manera, la separación de las contribuciones en sus componentes regionales y residuales se realizó mediante el truncamiento del desarrollo en armónicos esféricos del modelo geopotencial SGG-UGM-2 al grado y orden 250, con una longitud asociada de aproximadamente 80 km. Con ello,

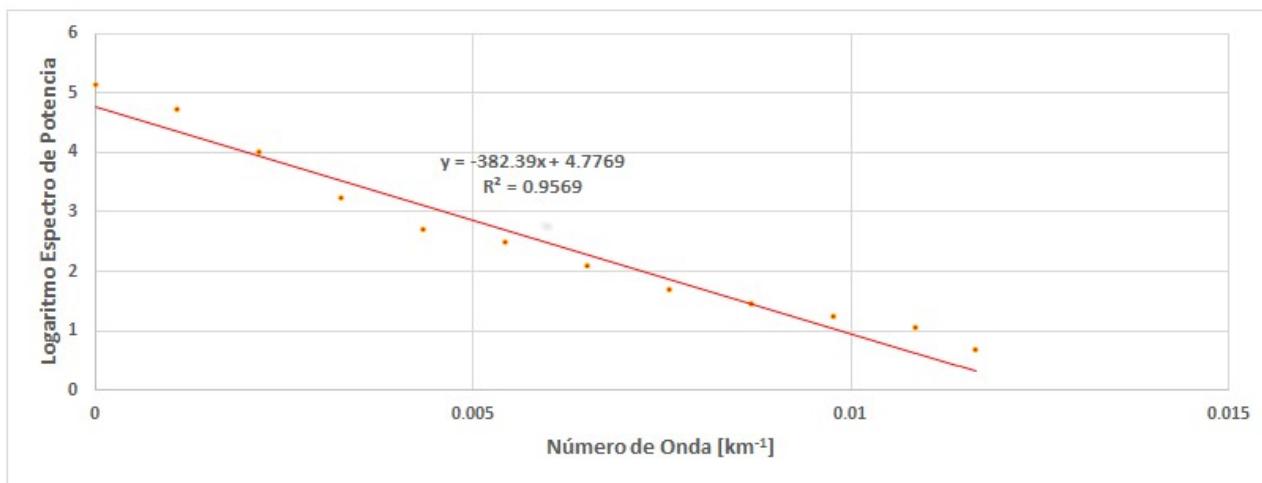


Figura 3. Logaritmo del espectro de densidad de potencia de la anomalía de Bouguer regional relacionada con la superficie de la discontinuidad de Mohorovičić.

se logra un suavizado de los valores de la grilla y se retiene la información sobre la anomalía de gravedad asociada con el límite corteza-manto (Figura 1, derecha).

Determinación de valores iniciales de referencia

El procedimiento de inversión gravimétrica requiere de valores iniciales tales como la profundidad de referencia z_0 , a partir del cual se determina la topografía de la interfaz de densidad, y el contraste de densidad entre las dos capas. Se consideraron varias alternativas para adoptar estos valores de referencia.

Profundidad media de la discontinuidad de Mohorovičić (z_0)

Una alternativa para estimar el valor inicial de referencia de la profundidad media de la discontinuidad de Mohorovičić z_0 es el método del espectro de densidad de potencia (Spector & Grant, 1970; Blakely, 1996; Trung et al., 2018). La profundidad media del límite se determina directamente a partir de la pendiente de la recta de regresión del logaritmo del espectro de densidad de potencia de la anomalía de Bouguer en función del número de onda. La ecuación de regresión lineal del segmento de línea recta se estima mediante el ajuste lineal de mínimos cuadrados.

Ajustando una línea recta al segmento atribuido a la componente regional de la anomalía de Bouguer en el logaritmo del espectro de potencia (Figura 3), se obtuvo la ecuación de regresión lineal $y = -382.39x + 4.78$, con un coeficiente de correlación $R^2 = 0.96$. La profundidad media z_0 de este límite se estimó, de acuerdo con la ecuación 7, en 30.44 km, que es una profundidad consistente con la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić estimada por el modelo gravimétrico GEMMA (Reguzzoni & Sampietro, 2015).

Otros autores, como Rosa et al. (2016), estimaron valores de espesor de la corteza mediante tomografía de ondas superficiales, utilizando curvas de dispersión de terremotos regionales en América del Sur. Los valores estimados son entre 30 km y 35 km en la región de la cuenca de Chaco-Paraná, incrementando el espesor de la corteza hacia el oeste de la zona de estudio, con valores superiores a 41 km, en correspondencia con la topografía más elevada. Estos resultados son consistentes con estimaciones anteriores (Assumpção et al., 2013), aunque más sólidos porque los autores usaron un conjunto de datos más amplio y se probaron diferentes restricciones de inversión (Rosa et al., 2016).

En el proceso de cálculo se hicieron diversos testeos considerando diferentes profundidades de referencia. Al modificar la profundidad de referencia, los resultados obtenidos no modificaban signifi-

cativamente la geometría 3D obtenida, por lo que se consideraron los valores que mejores resultados alcanzaron en términos de RMS.

Finalmente, se adoptó como valor inicial para la superficie de referencia de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić, el valor de $z_0 = 38$ km, que resulta como el valor más consistente de acuerdo con numerosos testeos realizados, y es compatible con los valores de profundidad propuestos por [Rosa et al. \(2016\)](#) para la región de análisis.

Densidad de contraste

Para la región de estudio, no se dispone de estudios publicados de densidad de la corteza y el manto mediante sondeos sísmicos profundos y datos de gravedad, por lo que se consideraron inicialmente valores típicos de densidad de corteza inferior, estimándose una densidad de contraste inicial de 400 kg m^{-3} ([Introcaso, 2003](#); [Reguzzoni & Sampietro, 2015](#); [Arecco et al., 2016](#)). Estos valores iniciales se ajustaron de manera de lograr la combinación óptima entre contraste de densidad y profundidad media de la discontinuidad de Mohorovičić, para lograr la mejor consistencia del modelo de acuerdo con la desviación estándar y el error cuadrático medio (ECM) de las diferencias entre la anomalía gravimétrica calculada y la observada.

Filtros

Para evitar la inestabilidad en el rango de alta frecuencia de la anomalía de gravedad observada en el espectro de Fourier, en el proceso de inversión se aplica un filtro pasa bajo (ecuación 5), el cual limita las altas frecuencias mejorando la convergencia de la serie. En consecuencia, las oscilaciones de alta frecuencia relacionadas con las fuentes menos profundas se eliminan.

Las longitudes de onda menores que 100 km provocan una inversión inestable ([Tziavos et al., 2017](#)), por lo que se escogieron parámetros de corte de $WH = 0.01 \text{ km}^{-1}$ y $SH = 0.012 \text{ km}^{-1}$ para el filtro *HCF* (ecuación 5). Estos valores son compatibles con los intervalos de frecuencia determinados para la discontinuidad de Mohorovičić por [Bessoni et al. \(2020\)](#), [Gómez Ortiz & Agarwal \(2005\)](#) y [Lefort & Agarwal \(2000\)](#), entre otros.

DETERMINACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LA DISCONTINUIDAD DE MOHOROVIČÍC

El esquema de Parker-Oldenburg se basa en la transformada de Fourier de la anomalía gravitacional como resultado de la suma de las transformadas de Fourier de las potencias de la superficie que causan la anomalía gravimétrica. A partir de las anomalías de Bouguer y parámetros iniciales, se aplica la rutina de FFT para calcular una matriz con las frecuencias correspondientes al espectro de amplitud ([Gómez Ortiz & Agarwal, 2005](#)).

Durante el procedimiento iterativo para el cálculo de la topografía de la interfaz utilizando la expresión de Parker, se comienza asignando un valor inicial de $h(x) = 0$ (ecuación 3), determinando el primer término de la serie, y la topografía resultante (en el dominio del número de onda) se filtra con el filtro de corte alto. Luego, aplicando la FFT, la topografía se calcula en el dominio espacial. Este primer resultado de la topografía de la interfaz se usa para calcular el segundo término de la serie (ecuación 2), el cual se filtra nuevamente y, después de aplicar la FFT inversa, se calcula el RMS (ecuación 4) entre la nueva topografía y la anterior.

Si el RMS es inferior a un valor preasignado, es decir, considerando la convergencia, el proceso se detiene. De lo contrario, la nueva topografía se usa para calcular el tercer término de la serie y así sucesivamente. El procedimiento iterativo continúa hasta que se alcanza el criterio de convergencia o se logra un número máximo de iteraciones preestablecidas, que para este trabajo se establece en 10. Durante el proceso, se muestra el error RMS entre la topografía invertida en relación con su ajuste anterior.

Tabla 1. Resumen estadístico de los parámetros determinados en el proceso iterativo de inversión gravimétrica de acuerdo con los diferentes valores de contraste de densidad adoptados.

Modelo	Contraste de densidad [kg/m ³]	RMS [km]	# iteraciones	Desv. est. [mGal]	ECM [mGal]
1	380	0.0182	10	2.33	4.54
2	390	0.0174	9	2.30	4.52
3	400	0.0157	8	2.29	4.51
4	410	0.0169	8	2.35	4.55
5	420	0.0181	9	2.30	4.52
6	520	0.0190	6	2.37	4.56

Además del valor inicial para la profundidad de referencia de $z_0 = 38$ km, se tomó para el contraste de densidad el valor de 400 kg m^{-3} , considerado un valor estándar a nivel global (Barzaghi et al., 2015; Anderson, 1989). Para dar consistencia a la solución, se probaron otros valores de contraste de densidad, en un entorno entre 380 kg m^{-3} y 420 kg m^{-3} . Asimismo, se consideró otro valor asumiendo un valor medio para la corteza de 2790 kg m^{-3} (promedio de las densidades 2670 kg m^{-3} para la corteza superior y 2900 kg m^{-3} para la corteza inferior) y una densidad de 3300 kg m^{-3} para el manto, resultando un contraste de densidad de 520 kg m^{-3} .

El resto de los parámetros iniciales utilizados fueron el criterio de convergencia establecido en 0.02 km (Gómez Ortiz & Agarwal, 2005; Gómez Ortiz, 2001), y los valores para el filtro paso bajo de $WH = 0.01 \text{ km}^{-1}$ y $SH = 0.012 \text{ km}^{-1}$ determinados a partir del análisis del espectro de potencia y antecedentes consultados (Bessoni et al., 2020; Gómez Ortiz & Agarwal, 2005; Nagendra et al., 1996).

A partir de los parámetros iniciales seleccionados, y variando el contraste de densidad en un entorno entre 380 kg m^{-3} y 520 kg m^{-3} , se obtuvieron estimaciones de la profundidad de la corteza, modelos gravimétricos 3D de la discontinuidad de Mohorovičić, cuyos resultados se muestran en la Figura 4 y se resumen en la Tabla 1. En los mapas de la Figura 4, se recortó el perímetro de 1° de extensión, adicionado previo al cálculo para evitar los problemas de borde durante el proceso de inversión gravimétrica utilizando la FFT.

Del análisis de los mapas se observa una similitud en la configuración espacial de las curvas de igual profundidad en todos los modelos. La geometría de la interfaz invertida muestra una profundidad mínima para la zona de estudio, de aproximadamente 35 km, ubicada en el SE, relacionada con una dirección de tendencia NW-SE. La profundidad máxima es cercana a 39 km, ubicada en el extremo NW del área, por lo que la variación total de amplitud de la discontinuidad de Mohorovičić es de aproximadamente 4 km para el territorio de la provincia de Santiago del Estero (Infante et al., 2021).

Los elementos estructurales de la superficie de discontinuidad están orientados predominantemente en dirección NW-SE, en coincidencia con la topografía general de la zona de estudio y los antecedentes geológicos de la región.

Del análisis de la estructura espacial y valores de las curvas de igual profundidad en los mapas de la Figura 4, se advierte que el espesor cortical en el territorio de la provincia presenta tres mínimos. El primer mínimo se encuentra comprendido entre la laguna de Mar Chiquita al sur y el sistema de Lagunas Saladas hacia el centro-este, con espesores superiores a 34 km. En el modelo 1, el espesor cortical en ese sector es aproximadamente 34.50 km, mientras que en los modelos 2, 3 y 4 presentan mínimos próximos a 34.75 km, en tanto que, en el modelo 5, el mínimo es próximo a 35.00 km y en el modelo 6 es de 35.50 km. En los diferentes modelos se advierte una configuración similar de las isópacas, con una máxima diferencia de 1 km entre los mínimos de los modelos 1 y 6.

El segundo mínimo de espesor cortical se ubica en el sector SW, al norte de las Salinas de Ambargasta y Salinas Grandes, con valores cercanos a 36 km. En los modelos 1 y 2, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić es de aproximadamente 36.00 km, mientras que en los modelos 3, 4 y

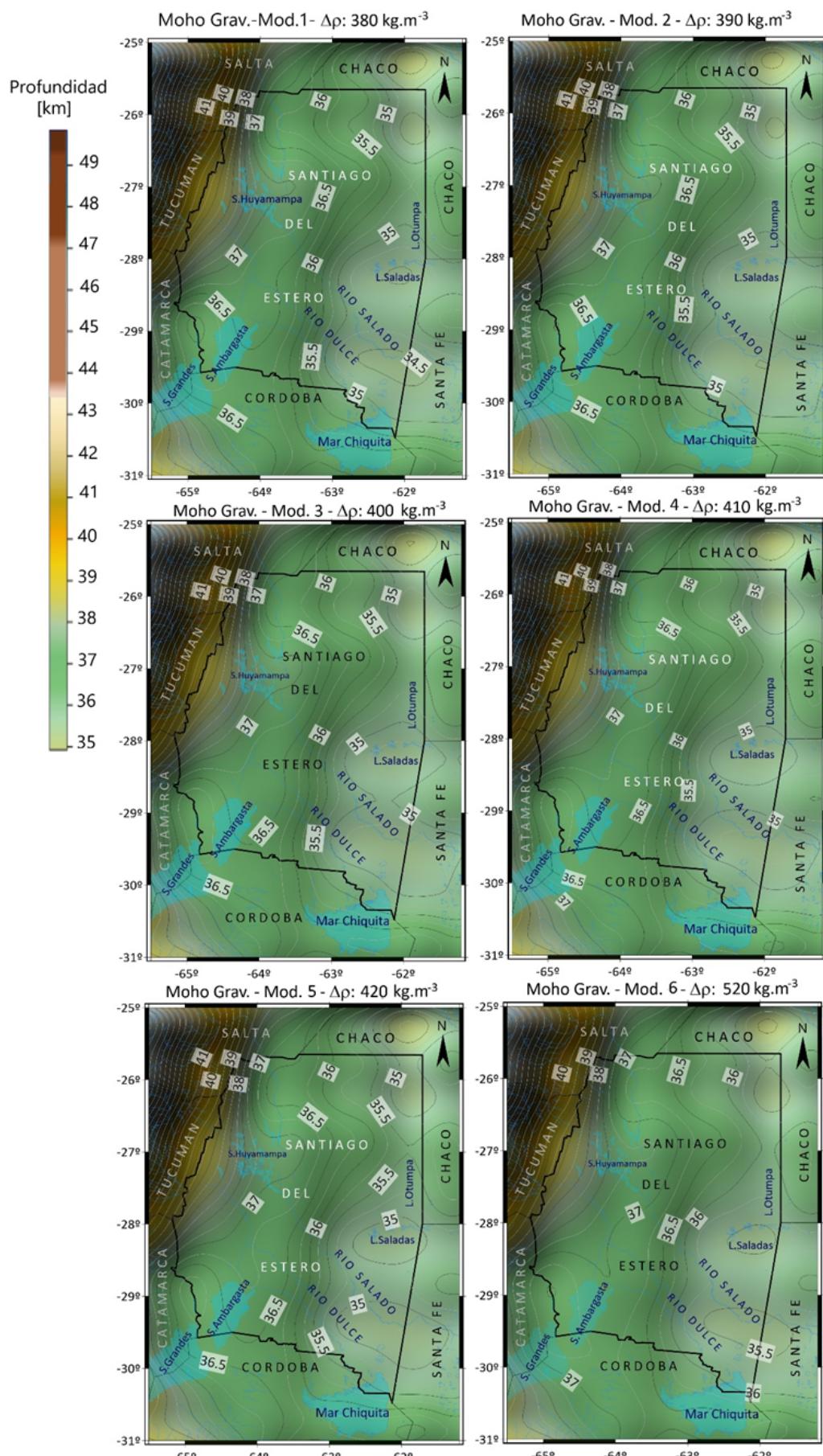


Figura 4. Modelos gravimétricos de la discontinuidad de Mohorovičić para la región de Santiago del Estero, a partir del modelo geopotencial SGG-UGM-2, para diferentes contrastes de densidad.

5, el espesor cortical es de 36.25 km, y en el modelo 6 llega a 36.75 km. En este sector se observan isolíneas de profundidad de la discontinuidad muy consistentes entre los diferentes modelos, siendo la máxima diferencia de 0.75 km entre los modelos 1 y 6.

El tercer mínimo se ubica en el sector NE, al norte de las lomadas de Otumpa, con un espesor cortical cercano a 34 km. En los modelos 1 y 2, el espesor cortical es próximo a 34.50 km, mientras que en los modelos 3, 4 y 5 es aproximadamente de 34.75 km, y en el modelo 6 de 35.50 km. Aquí también se observa un trazado de curvas de profundidad muy similar entre los seis modelos, con una diferencia máxima en la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić entre los modelos 1 y 6 de 1 km.

La mayor profundidad de la corteza en el territorio de la provincia se encuentra en el sector NW, con valores próximos a 39 km. Del análisis de los mapas de la Figura 4, se advierte que, en el modelo 1, el espesor cortical se ensancha hasta aproximadamente 39.25 km para el sector, mientras que en los modelos 2, 3, 4 y 5 alcanza valores cercanos a 39 km, y en el modelo 6 de 38.75 km. De esta manera, la máxima diferencia entre la profundidad cortical es de 0.50 km, entre los modelos 1 y 6. El modelado resultó ser sensible al cambio de densidad de contraste. Asimismo, se observa una gran consistencia entre los valores de espesor cortical en el sector para los seis modelos analizados.

En consecuencia, del análisis del trazado de líneas de profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en el territorio de la provincia, para los seis modelos gravimétricos obtenidos a partir de diferentes densidades de contraste, se advierte la gran similitud de la estructura espacial, con un gradiente negativo en dirección NW-SE. La máxima amplitud de la topografía invertida es de 4.75 km para el modelo 1; 4.25 km para los modelos 2, 3 y 4; 4.00 km para el modelo 5, y 3.25 km para el modelo 6.

A partir de la topografía invertida de la discontinuidad de Mohorovičić, se calculó, por un lado, la anomalía de la gravedad asociada a la interfaz corteza-manto utilizando la expresión de Parker, y la diferencia entre los datos de gravedad calculados y los observados. En la Tabla 1 se muestra el valor RMS (ecuación 4) de la solución alcanzada y el número de iteraciones. El algoritmo proporciona las diferencias entre los valores de la gravedad calculada y los iniciales, para cada nodo de la matriz de anomalías. La desviación estándar y el ECM en las diferencias entre anomalías calculadas y observadas se indican en la misma tabla, advirtiéndose el menor valor para el modelo 3 (Figura 4).

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

La convergencia de la solución en el método iterativo de inversión de Parker-Oldenburg se logró ajustando los parámetros *WH* y *SH* del filtro de paso bajo. Sin embargo, la convergencia no asegura resultados inequívocos. En tales situaciones, los otros dos parámetros libres, el contraste de densidad y el nivel de referencia z_0 , debieron ajustarse para obtener un valor eficaz con mínimo error entre la anomalía de gravedad invertida y la observada (Nagendra et al., 1996).

Para analizar la singularidad de los valores de espesor de la corteza obtenidos, se realizaron diversos cálculos variando los parámetros de entrada en un rango acorde a los valores disponibles en la literatura, así como la profundidad promedio inicial y el contraste de densidad de la interfaz de la discontinuidad de Mohorovičić (Tabla 1). El método elegido para seleccionar la profundidad media inicial fue siguiendo los criterios utilizados por van der Meijde et al. (2013), es decir, la profundidad media inicial para la discontinuidad debe ser la del espesor cortical esperado para el área bajo investigación.

Los antecedentes más detallados de la discontinuidad de Mohorovičić para la región corresponden a Rosa et al. (2016), con profundidades que oscilan para la zona de estudio entre 30 km en el sector este y 50 km al oeste, y un valor medio estimado de 38 km, por lo que se seleccionó este último como valor inicial para el espesor de la corteza. La determinación de la topografía de la interfaz corteza-manto se obtuvo de forma iterativa a partir del valor de profundidad de referencia promedio proporcionado al programa, y variando el valor de contraste de densidad desde un valor estándar de

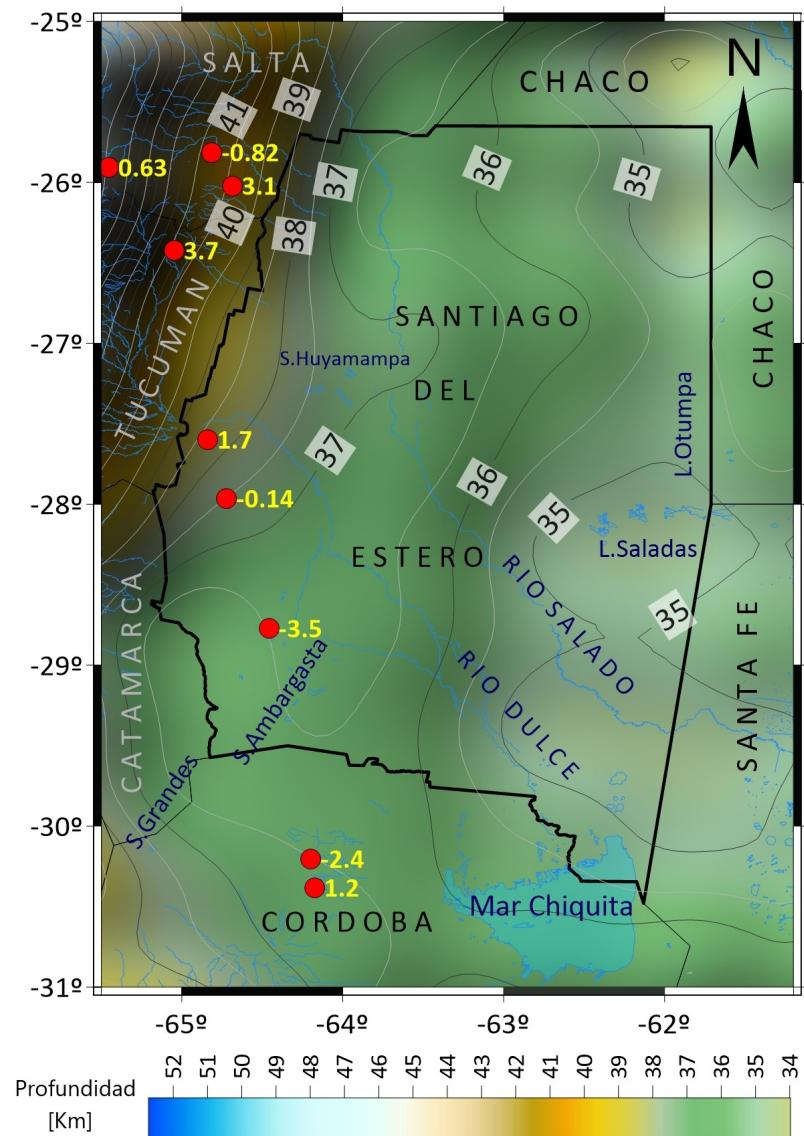


Figura 5. Mapa de la discontinuidad de Mohorovičić para la región de Santiago del Estero, a partir de la inversión de anomalías de Bouguer del modelo geopotencial SGG-UGM-2, con contraste de densidad de 400 kg m^{-3} . Puntos rojos identifican sismos corticales, valores en amarillo muestran las diferencias en profundidad con el modelo gravimétrico. Unidades en km.

400 kg m^{-3} , en un rango entre 380 kg m^{-3} y 520 kg m^{-3} (Infante, 2023).

Se analizaron los parámetros del RMS final entre dos aproximaciones sucesivas de la topografía invertida, el número de iteraciones en las que se alcanzó la solución según criterios de convergencia, la desviación estándar y el ECM de las diferencias entre la anomalía gravimétrica calculada y la observada (Tabla 1). El modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić más consistente, de acuerdo con la Tabla 1, es el modelo 3, con un valor de densidad de contraste de 400 kg m^{-3} , un error RMS de 0.0157 km en la topografía invertida y un ECM de 4.51 mGal en la diferencia entre la gravedad inicial y la obtenida a partir de la topografía invertida. No obstante, la evaluación estadística presenta resultados consistentes entre sí, con valores similares de desviación estándar y ECM (Tabla 1).

En la Figura 5, se muestra el mapa de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić gravimétrica para la región de Santiago del Estero según Infante (2023). En el mismo se observa que la profundidad de la discontinuidad varía con una amplitud de aproximadamente 4 km y el gradiente negativo está orientado predominantemente en dirección NW-SE, en coincidencia con la topografía general de la zona de estudio. La topografía del modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić revela una corteza atenuada en la región, con una profundidad de la superficie corteza-manto entre 39 km al NW y 35 km al SE.

Validación

La solución de la inversión gravimétrica no es única, pues adolece de los efectos de la ambigüedad en la interpretación gravimétrica. Para robustecer el modelo obtenido, se lo validó con modelos corticales disponibles en la literatura. Los modelos escogidos para la comparación son de distintas escalas (desde globales hasta locales) y de diferentes orígenes (basados en diferentes datos y compilados con distintos métodos), como se muestra en la Tabla 2. El objetivo de la evaluación es estimar la precisión del modelo obtenido, así como también validarla.

La estimación del ajuste de los modelos se determinó por la diferencia entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada por inversión gravimétrica $z_{\text{calculado}}$ (en km) y las profundidades de los modelos seleccionados para la evaluación z_{modelo} (en km), según la ecuación 8:

$$\text{Diferencias [km]} = z_{\text{calculado}} - z_{\text{modelo}}. \quad (8)$$

Las características generales de cada modelo se presentan en los puntos subsiguientes, y los resultados de la comparación con el modelo gravimétrico se resumen en la Tabla 3.

Comparación con Crust 1.0

Crust 1.0 (Laske et al., 2013), disponible en <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>, es un modelo global de la corteza terrestre ampliamente utilizado en diferentes aplicaciones geofísicas. Se basa en una compilación de datos sísmicos de fuentes activas, así como de estudios de la función receptora. En áreas carentes de datos sísmicos, los espesores de la corteza se estiman usando restricciones de gravedad.

Tabla 2. Modelos de la discontinuidad de Mohorovičić (profundidad medida desde el nivel medio del mar) usados para validar el modelo gravimétrico.

Modelo	Cobertura	Descripción	Figura	Referencia
Crust 1.0	Global	Datos: sísmica de reflexión, refracción y estudios de funciones receptoras. Resolución: $1^\circ \times 1^\circ$. Valores en el área de trabajo: entre 35 y 42 km.	6 (izq.)	Laske et al. (2013)
3D-Earth	Global	Datos: datos sísmicos de fuentes activas de GSC-USGS. Resolución: $1^\circ \times 1^\circ$. Valores en el área de trabajo: entre 33 y 48 km.	7 (izq.)	Szwilus et al. (2019)
Cuenca Chaco-Paraná (CChP)	Regional	Datos: datos sismológicos de fuentes pasivas, a partir de la energía sísmica generada por terremotos. Resolución: $1^\circ \times 1^\circ$. Valores en el área de trabajo: entre 29 y 60 km.	8 (izq.)	Rosa et al. (2016)
GEMMA 1.0	Global	Datos: gravimetría satelital, topografía, batimetría y capas de hielo de ETOPO1. Resolución: $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Valores en el área de trabajo: entre 27 y 51 km.	9 (izq.)	Reguzzoni & Sampietro (2015)

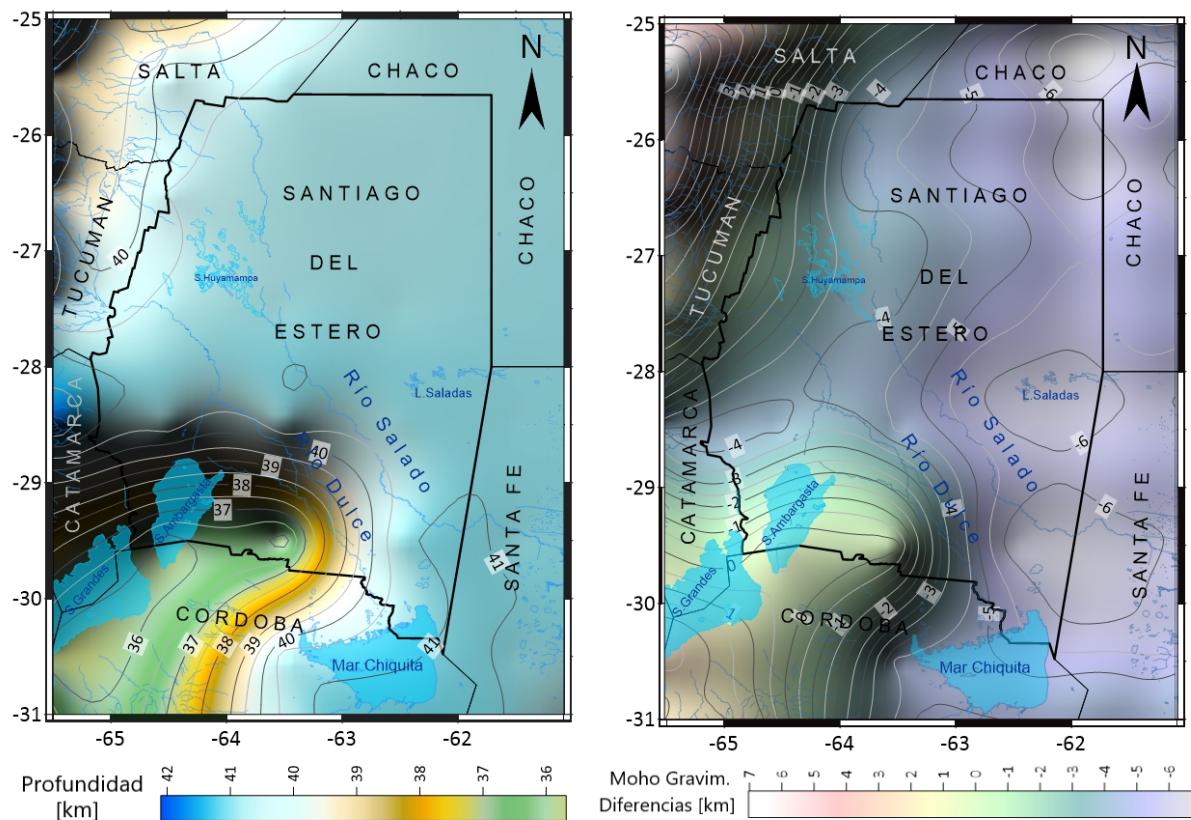


Figura 6. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić proporcionado de Crust 1.0 (izquierda). Diferencias Moho gravimétrico (derecha). Isolíneas de profundidad cada: 0.50 km.

En la Figura 6 se muestra la topografía de la discontinuidad de Mohorovičić del modelo Crust 1.0 para el área de estudio. La topografía es notablemente plana en casi toda la región de estudio, con una profundidad media de 40 km, mostrando un ascenso de la discontinuidad en el sector suroeste, abarcando la región de las Salinas de Ambargasta y Grandes, y parte de las sierras de Sumampa y Ambargasta. En este sector, las líneas de igual profundidad de Crust 1.0 asumen valores que disminuyen hasta aproximadamente 36 km. Este adelgazamiento de la corteza se corresponde muy levemente con el mínimo relativo estimado por el modelo gravimétrico en una pequeña parte de ese sector (Figura 5).

Las estadísticas muestran que, en general, existe un buen acuerdo entre ambos modelos (Tabla 3), con un promedio de diferencias de -3.60 km, y una desviación estándar de ± 2.53 km. Estos valores son consistentes con evaluaciones de Crust 1.0 a nivel global que asume incertidumbres del orden de 3 km, aunque los autores estiman que subsisten inconsistencias de Crust 1.0 en cuencas sedimentarias,

Tabla 3. Resumen estadístico de las diferencias entre el modelo gravimétrico de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić y las homónimas de los modelos considerados para la validación.

Diferencias	Crust 1.0	3D-Earth	Chaco-Paraná	GEMMA
Mínimo [km]	-6.86	-2.90	-17.23	-5.50
Máximo [km]	7.03	4.01	6.58	11.98
Rango [km]	13.89	6.91	23.81	17.48
Promedio [km]	-3.60	1.79	-3.24	5.67
Desviación estándar [km]	± 2.53	± 1.11	± 5.28	± 2.57
RMS [km]	± 4.38	± 2.11	± 6.20	± 6.23

de alrededor de 1 km, debidas al espesor sedimentario (Laske et al., 2013).

Para analizar la estructura espacial de las diferencias entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada en relación con Crust 1.0, en la Figura 6 (derecha) se muestran las isolíneas de las diferencias. El promedio de las mismas es de $-3,60$ km, comprendiendo gran parte del área estudiada. El rango de diferencias es aproximadamente 14 km entre los valores extremos en el área analizada. Las mayores diferencias, del orden de -6 km, se ubican en el sector este, donde ya se había identificado un adelgazamiento del espesor cortical estimado por el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić y no evidenciado en Crust 1.0. Asimismo, en el sector NW se advierten también discrepancias de ± 3 km, con un rango de diferencias de 6 km, debido al engrosamiento de la corteza estimada por el modelo gravimétrico y no evidenciado por Crust 1.0.

Comparación con 3D-Earth

El modelo del espesor cortical global del proyecto 3D-Earth (Szwilus et al., 2019), disponible en <https://www.3dearth.uni-kiel.de/en/public-data-products>, ha sido determinado a partir de datos compilados en el Catálogo Sísmico Global (GSC) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (Mooney et al., 1998). De la base de datos del GSC-USGS se usaron 6340 observaciones sísmicas (en mayor medida de refracción) adquiridas durante el período de 1950 a 2005, en diferentes ubicaciones geográficas a nivel global, para la detección del límite de la discontinuidad de Mohorovičić (Szwilus et al., 2019). El 60 % de los datos continentales corresponden a estudios de refracción inversa, considerado generalmente el método más confiable (Mooney et al., 1998). El único dato adicional no sísmico utilizado es la edad del fondo del océano, necesario para separar los dominios continentales y oceánicos.

Dado que no incluye otros datos adicionales (por ejemplo, anomalías de gravedad), se espera que el modelo sea ambiguo en regiones donde la cobertura de datos sísmicos es nula o escasa. El modelo de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić 3D-Earth fue desarrollado basándose en interpolación geoestadística aplicando Kriging no estacionario considerando campos gaussianos. Las incertidumbres estimadas por sus autores oscilan aproximadamente entre 4 km en áreas mejor estudiadas y más de 10 km en regiones menos muestreadas, presentando las mayores incertidumbres en los valores estimados para América del Sur y África. En América del Sur, la incertidumbre se reduce a valores de aproximadamente 5 km en áreas con mayor cantidad de datos sísmicos del GSC-USGS (Szwilus et al., 2019).

En la Figura 7 (izquierda) se muestra la topografía del modelo 3D-Earth para el área de estudio, exhibiendo una pendiente general de dirección W-E, con un incremento notorio del gradiente a partir del meridiano de -64° en dirección al W, en correspondencia con la orogenia de ese sector. La profundidad del límite corteza-manto varía en esta región entre 33 km en el borde NE a valores superiores a 40 km en el extremo NW, en el sector con mayor orogenia.

El análisis estadístico de las diferencias entre el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić en relación con 3D-Earth se muestra en la Tabla 3. Las estadísticas muestran que existe un mejor acuerdo entre el modelo gravimétrico calculado y 3D-Earth, con respecto a Crust 1.0, con un promedio de diferencias de 1.79 km y una desviación estándar de ± 1.11 km, con un rango de diferencias del orden de 7 km.

Para analizar la estructura espacial de las diferencias entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada con relación al espesor cortical de 3D-Earth, en la Figura 7 (Derecha) se muestran las isolíneas de las diferencias. Del análisis se advierte una gran similitud entre el modelo gravimétrico y el correspondiente al modelo 3D-Earth. En el mapa de diferencias se observa que, para el modelo gravimétrico, las discrepancias oscilan entre -1 km y 3 km en gran parte de la región analizada.

El análisis estadístico de las diferencias (Tabla 3) y la estructura espacial de las diferencias (Figura 7,

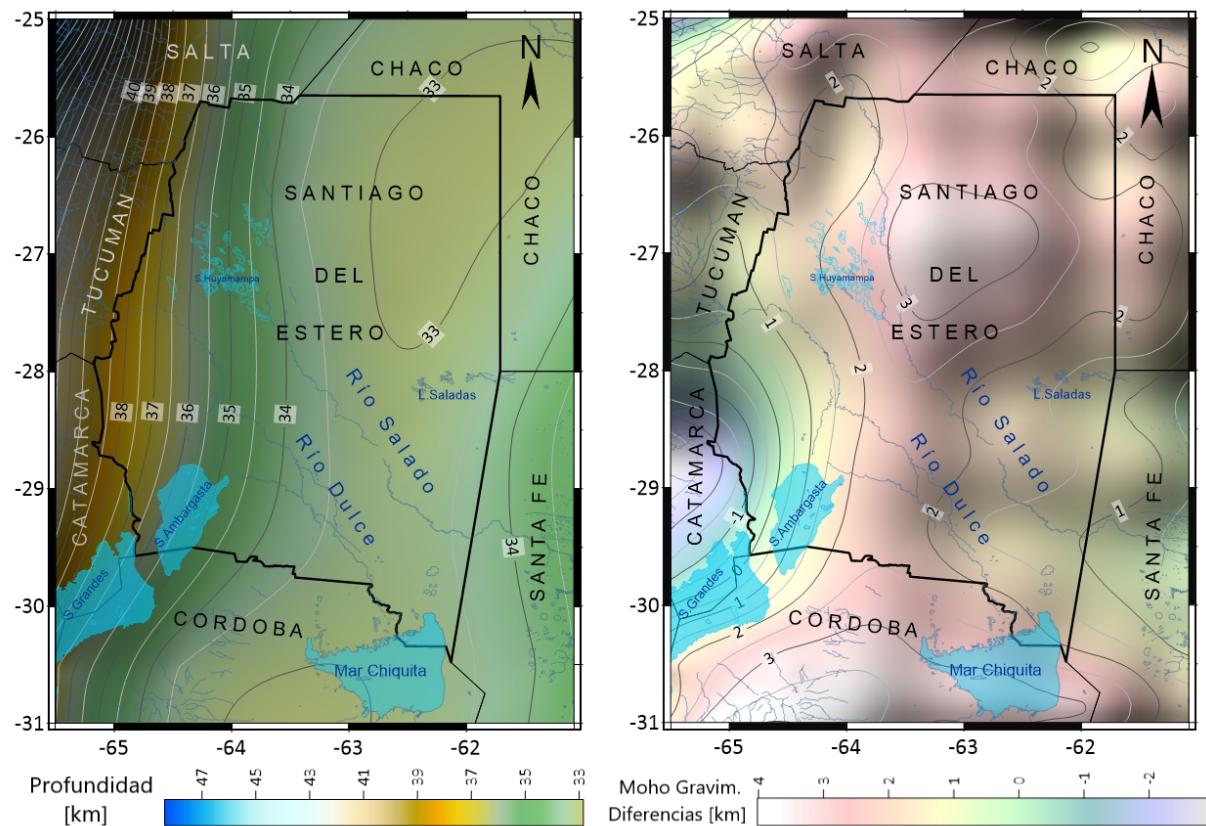


Figura 7. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić proporcionado de 3D-Earth (izquierda). Diferencias Moho gravimétrico (derecha). Isolíneas de profundidad cada: 0.50 km.

Derecha) muestran que existe, en general, una similitud del modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić con respecto a 3D-Earth. Si bien 3D-Earth comparte gran parte de los datos usados por Crust 1.0, este modelo exhibe un adelgazamiento de la corteza en el sector este del área estudiada, característica que también se ve reflejada en el modelo gravimétrico, como así también se ve evidenciado por otros modelos corticales derivados de datos sísmicos.

Comparación con el modelo cortical de la cuenca Chaco-Paraná

El modelo de corteza de la Cuenca Chaco-Paraná (CChP) facilitado por los autores (Rosa et al., 2016), está basado en datos sísmicos de fuentes pasivas a partir de la energía sísmica generada por terremotos. Este modelo cortical fue calculado a partir de la tomografía de velocidad de grupo de ondas superficiales, utilizando curvas de dispersión de terremotos regionales y correlación cruzada de ruido ambiental para estaciones en y alrededor de las cuencas de Paraná y Chaco-Paraná.

Para la determinación del modelo CChP se utilizaron ondas Love y Rayleigh registradas en diferentes estaciones de Sudamérica y algunas en las islas oceánicas circundantes, para producir los mapas de tomografía. La tomografía 2D de velocidad de grupo de ondas superficiales para América del Sur permitió una resolución mejorada del modelo CChP alrededor de la cuenca Chaco-Paraná en relación con antecedentes publicados (Dragone et al., 2012; Assumpção et al., 2013).

El modelo CChP, con resolución de $1^\circ \times 1^\circ$, revela una corteza delgada hacia el este, variando en promedio entre 30 km y 35 km en ese sector, mientras que, hacia el oeste, a partir del meridiano de -64° de longitud, la corteza se engrosa (Figura 8), siguiendo la topografía andina más alta, en concordancia con datos de la literatura (Assumpção et al., 2013).

La topografía de la discontinuidad de Mohorovičić del modelo cortical de la cuenca Chaco-Paraná

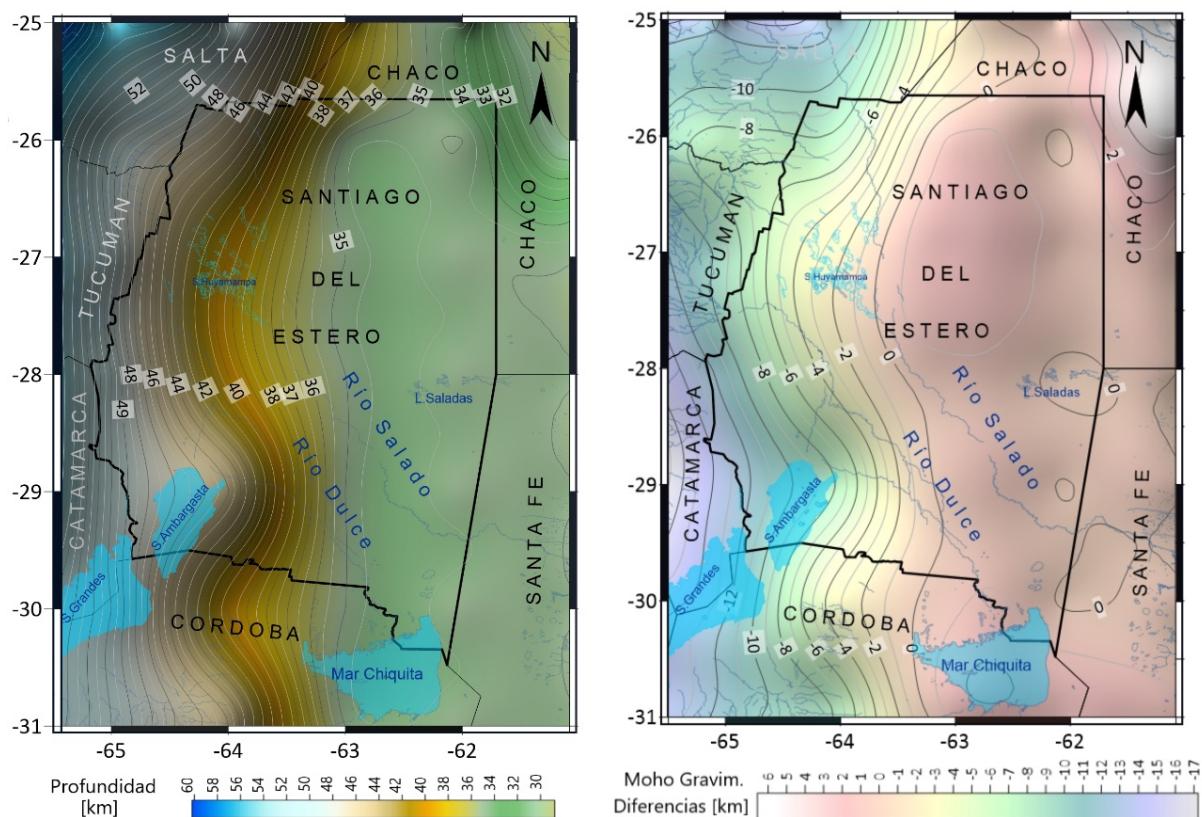


Figura 8. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić proveniente del modelo de corteza de la Cuenca Chaco-Paraná (izquierda). Diferencias Moho gravimétrico (derecha). Isolíneas de profundidad cada: 0.50 km.

muestra un fuerte gradiente en la dirección este-oeste (Figura 8, izquierda), en correspondencia con la presencia de la cordillera oriental al oeste, mientras que, en la región central y este del área de estudio, se advierte una corteza atenuada, con un espesor de aproximadamente 34 a 35 km en ese sector.

Las mayores diferencias entre el modelo calculado y el modelo CChP surgen del gradiente más pronunciado que estima este último, y la localización del mismo, a partir del meridiano de -63° hacia el W. Para analizar el patrón espacial de las diferencias entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada en relación con el espesor cortical de CChP, en la Figura 8 (derecha) se observan las isolíneas de las discrepancias, que muestran el gradiente más pronunciado del relieve de la discontinuidad en dirección W-E evidenciado por CChP y no reflejado en el modelo calculado.

El análisis estadístico de las diferencias (Tabla 3) reafirma las diferencias advertidas del análisis de los mapas. El promedio de diferencias resulta de -3.24 km para el modelo gravimétrico, y la desviación estándar resulta de ± 5.28 km.

El cálculo del modelo gravimétrico fue restringido con la profundidad media de referencia extraída de CChP, por lo que es razonable que las isolíneas de diferencias sean próximas a cero en el sector centro y este del área estudiada. Las diferencias significativas se ubican al W, a partir del meridiano -64° de longitud, donde los autores de CChP advierten el engrosamiento de la corteza en correspondencia con la orogenia andina, que también es evidenciada por el modelo gravimétrico calculado.

Comparación con el modelo gravimétrico global GEMMA v.1.0

El modelo cortical global GEMMA (*GOCE Exploitation for Moho Modeling and Applications*) (Reguzzoni & Sampietro, 2015), disponible en <http://goceodata.como.polimi.it/>, fue generado por el proyecto que lleva el mismo nombre de la Agencia Espacial Europea y el Politécnico de Milán. Es un modelo

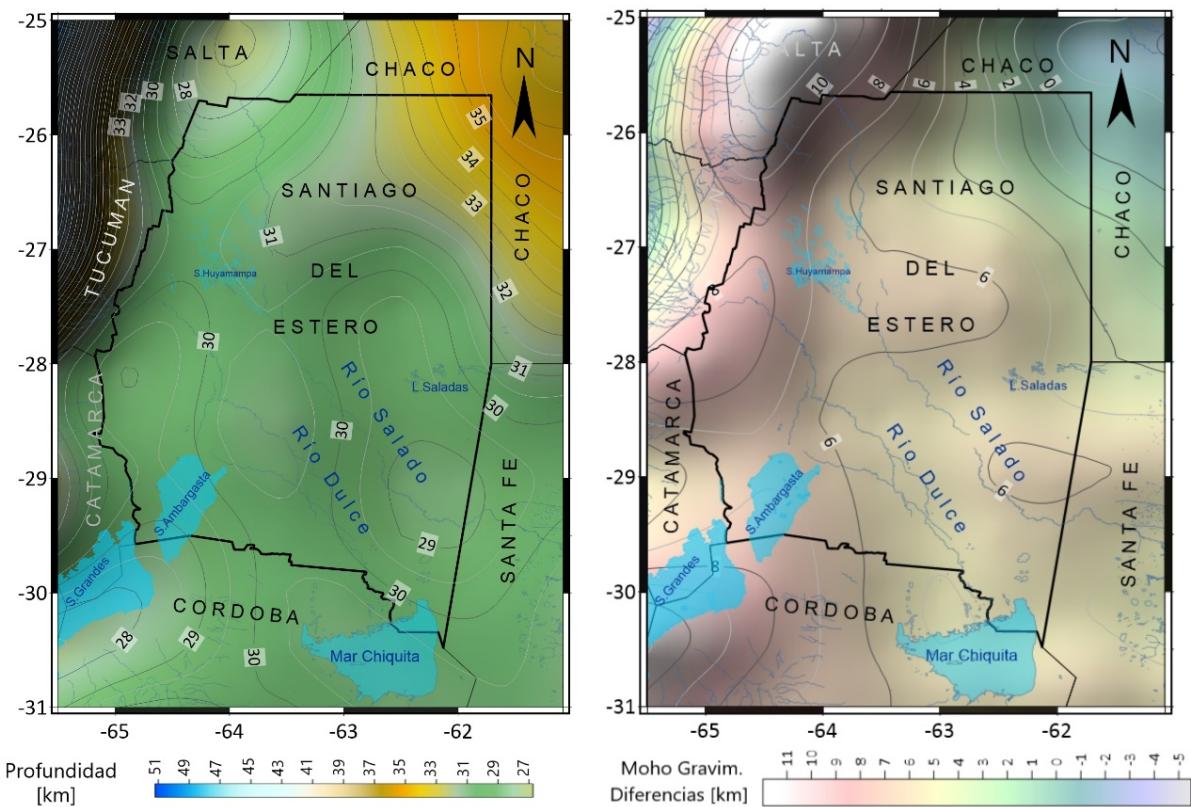


Figura 9. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić proveniente del modelo de corteza de GEMMA (izquierda). Diferencias Moho gravimétrico (derecha). Isolíneas de profundidad cada: 0.50 km.

de alta resolución de la superficie de discontinuidad de Mohorovičić basado en la inversión de datos gravimétricos, homogéneos y bien distribuidos, medidos mediante la misión GOCE (*Steady-State Ocean Circulation Explorer*), lo que asegura cobertura global (Barzaghi et al., 2015).

La profundidad del Moho fue derivada de datos GOCE, los cuales fueron reducidos mediante la sustracción de la contribución del potencial normal, corregidos además por el efecto de la topografía, batimetría y capas de hielo provenientes de ETOPO1. Este modelo tiene una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, con una desviación estándar del error en la profundidad de Moho de ± 3.4 km (Reguzzoni & Sampietro, 2015).

En la Figura 9 (izquierda) se muestra la topografía de la discontinuidad de Mohorovičić obtenida de GEMMA v1.0 para el área de estudio, en donde se aprecia una suave pendiente en dirección NW-SE. El modelo cortical global sugiere un espesor de la corteza entre 29 km y 31 km en casi toda la zona de trabajo, mostrando un adelgazamiento cortical en el sector SE, con mínimos de 29 km entre las Lagunas Saladas y Mar Chiquita. Otro mínimo se advierte en el área SW en el sector de las Salinas de Ambargasta y Grandes.

Asimismo, las curvas de igual profundidad reflejan un mayor gradiente en el sector NW, mostrando el engrosamiento de la corteza que supera los 40 km en la zona con mayor orogenia. También se identifica un mínimo en el espesor cortical en un sector contiguo al engrosamiento del borde NW, en la provincia de Salta. Este mínimo no ha sido identificado en ninguno de los modelos analizados previamente, como tampoco en el modelo calculado en este trabajo. Hacia el borde NE se advierte un engrosamiento cortical hasta un valor de 35 km.

La estructura espacial de las diferencias entre la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić calculada en relación con el espesor cortical estimado por GEMMA se muestra en la Figura 9 (Derecha), en la que se observa un buen ajuste de la discontinuidad con relación a GEMMA, con un

rango variable entre 0 y 10 km. Esto se corresponde con las estadísticas de las diferencias (Tabla 3), que muestran un promedio de diferencias de 5.67 km y una desviación estándar de ± 2.57 km. Estos valores son consistentes con los valores de incertidumbre del modelo (Reguzzoni & Sampietro, 2015).

La contrastación entre el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić calculado en este trabajo y los modelos seleccionados para la validación mostró una geometría similar, con diferencias relacionadas con la amplitud de la interfaz corteza-manto. La diferencia más notable se presenta con el modelo cortical Crust 1.0, que evidencia una superficie más plana en casi toda el área, con una profundidad media de 40 km. Los restantes antecedentes revelan un relieve de la superficie de discontinuidad con un gradiente negativo NW-SE que también se aprecia en los modelos obtenidos en este trabajo.

Los espesores corticales varían en diferentes rangos, mostrando, en general, un adelgazamiento de la corteza en el SE con valores de profundidad entre aproximadamente 30 km y 35 km, y ensanchándose hacia el NW con profundidades entre aproximadamente 40 km y 45 km, en correspondencia con la mayor orogenia. En el caso del modelo cortical regional CChP, se advierte que la geometría de la interfaz presenta un fuerte gradiente negativo a partir del meridiano de -64° hacia el W, donde se observa un mayor engrosamiento de la corteza, no reflejado en los modelos calculados.

De la validación resulta que el mejor ajuste se presenta entre el modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić calculado y el modelo 3D-Earth, con un promedio en las diferencias de 1.79 km y una desviación estándar de ± 1.11 km.

Asimismo, se han analizado más de 60 eventos sísmicos ocurridos en la región a profundidades corticales, entre los años 1996 y 2016, de magnitud mayor a 3.9 Mw, publicados por el *United States Geological Survey* (USGS) y disponibles en el catálogo del sistema de consulta (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) (Tabla 4). La actividad sísmica se diferenció en dos regiones: la gran mayoría se produjo en el centro de la provincia a profundidades mayores a 500 km, coherentes con el patrón de subducción subhorizontal (Ramos & Folguera, 2009), mientras que la minoría se produjo al oeste, a profundidades coherentes con el modelo gravimétrico. Hacia el este de la provincia, la actividad sísmica es prácticamente nula.

Tabla 4. Eventos sísmicos ocurridos durante el período 1996-2016 a profundidad cortical. Profundidad en km. S/D: Sin valor. Fuente: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>.

Nro	Fecha	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Mw	Error Prof. [km]	Diferencia [km]
1	2016-12-27	-30.384	-64.175	37.79	4.3	14.2	1.19
2	2013-10-11	-27.966	-64.722	37.35	4.6	5.9	-0.14
3	2008-06-17	-25.815	-64.813	40.30	4.5	11.0	-0.82
4	2006-11-14	-27.600	-64.840	40.00	4.6	S/D	1.66
5	2006-05-07	-30.205	-64.198	34.10	3.9	14.1	-2.41
6	2001-10-07	-25.909	-65.455	46.00	4.6	8.3	0.62
7	1998-10-23	-26.022	-64.687	43.40	4.1	9.1	3.08
8	1997-08-19	-28.773	-64.459	33.00	4.3	S/D	-3.52
9	1996-06-26	-26.424	-65.048	45.00	4.3	16.1	3.72
Promedio							0.38

La Tabla 4 muestra la ubicación y la profundidad a la que ocurrieron los eventos sísmicos. Los epicentros, ubicados predominantemente al oeste del área de estudio (Figura 5), ocurrieron a profundidades consistentes con el espesor cortical determinado en este trabajo.

En la Figura 5 se identifican con círculos rojos la ubicación de los epicentros sísmicos, mostrando diferencias en la profundidad con respecto al modelo gravimétrico. Las diferencias oscilan entre 3.72 km y -3.52 km, con un promedio de 0.38 km (Tabla 4). Considerando los entornos de precisión en la profundidad del evento sísmico reportado por la fuente consultada, se advierte una consistencia

entre ambos, lo que permite validar el modelo gravimétrico en ese sector.

CONCLUSIONES

El espesor cortical para la región de Santiago del Estero estimado por inversión gravimétrica de campos potenciales varía con una amplitud de aproximadamente 4 km. La profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić revela una corteza atenuada en la región, con una profundidad de la superficie corteza-manto entre 39 km al NW y 35 km al SE. El gradiente negativo está orientado predominantemente en dirección NW-SE, en coincidencia con la topografía general del área.

Para dar robustez al modelo gravimétrico, se lo validó comparándolo con modelos corticales de diferentes fuentes y escalas. De la comparación resulta que el mejor ajuste se presenta entre el modelo gravimétrico calculado y el modelo 3D-Earth, con un promedio en las diferencias de 1.79 km y una desviación estándar de ± 1.11 km. Estos resultados validan el modelo cortical obtenido, dando mayor consistencia a los resultados y corroborando la robustez de la metodología utilizada en la determinación del modelo gravimétrico de la discontinuidad de Mohorovičić.

REFERENCIAS

- Amante, C. & Eakins, B. W.** (2009). *ETOPO1 Global Relief Model converted to Pan Map layer format*. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.769615>
- Anderson, D. L.** (1989). *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications.
- Arecco, M. A., Ruiz, F., Pizarro, G., Giménez, M. E., Martínez, M. P., & Ramos, V.** (2016). Gravimetric determination of the continental-oceanic boundary of the Argentine continental margin (from 36°S to 50°S). *Geophysical Journal International*, 204, 366–385. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv433>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014>
- Barzaghi, R., Reguzzoni, M., Borghi, A., De Gaetani, C., Sampietro, D., & Marotta, M. A.** (2015). Global to local moho estimate based on GOCE geopotential model and local gravity data. *International Association of Geodesy Symposia*. Springer International Publishing Switzerland. https://doi.org/10.1007/1345_2015_15
- Bessoni, T. P., Bassrei, A., & Oliveira, L. G. S. D.** (2020). Inversion of satellite gravimetric data from Recôncavo-Tucano-Jatobá basin system. *Brazilian Journal of Geology*, 50. <https://doi.org/10.1590/2317-488920202020190113>
- Blakely, R. J.** (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511549816>
- Dragone, G., Ussami, N., & Chaves, C.** (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*.
- Flechtner, F., Morton, P., Watkins, M., & Webb, F.** (2014). Status of the GRACE follow-on mission. *Gravity, Geoid and Height Systems: Proceedings of the IAG Symposium GGHS2012, October 9-12, 2012, Venice, Italy*, 117–121. https://doi.org/10.1007/978-3-319-10837-7_15
- Foerste, C., Bruinsma, S. L., Abrykosov, O., Lemoine, J.-M., Marty, J. C., Flechtner, F., Balmino, G., Barthelmes, F., & Biancale, R.** (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*. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>
- Gómez Ortiz, D.** (2001). *La estructura de la corteza en la zona central de la Península Ibérica*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. <https://hdl.handle.net/20.500.14352/56122>
- Gómez Ortiz, D. & Agarwal, B. N. P.** (2005). 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. *Computers & Geosciences*, 31(4), 513–520. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.11.004>
- Heiskanen, W.** (1953). The geophysical applications of gravity anomalies. *Eos Trans Am Geophys Union*, 34(1), 11–15. <https://doi.org/10.1029/TR034i001p00011>

- Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F., & Schuh, H.** (2019). ICGEM – 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans. *Earth System Science Data*, 11, 647–674. <https://doi.org/10.5194/essd-11-647-2019>
- Infante, C.** (2023). *Caracterización del Espesor Cortical a partir de interpretación gravimétrica en la provincia de Santiago del Estero*. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Catamarca.
- Infante, C., Tocho, C., & Arecco, M. A.** (2021). Modelo preliminar del Moho para Santiago del Estero a partir de datos satelitales. *XXIX Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geodestas y Geofísicos*. Libro de resúmenes, ISBN 978-987-25291-4-7.
- Introcaso, A.** (1997). *Gravimetría*. Universidad Nacional de Rosario Editora.
- Introcaso, A.** (2003). Significativa descompensación isostática en la cuenca del colorado (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(3), 474–478.
- Laske, G., Ma, Z., Masters, G., & Pasquano, M.** (2013). CRUST 1.0. a new global crustal model at 1x1 degrees. <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>
- Lefort, J. P. & Agarwal, B. N. P.** (2000). Gravity and geomorphological evidence for a large crustal bulge cutting across Brittany (France): a tectonic response to the closure of the Bay of Biscay. *Tectonophysics*, 323(3-4), 149–162. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00103-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00103-7)
- Liang, W., Li, J., Xu, X., Zhang, S., & Zhao, Y.** (2020). A high-resolution Earth's gravity field model SGG-UGM-2 from GOCE, GRACE, satellite altimetry, and EGM2008. *Engineering*, 6(8), 860–878. <https://doi.org/10.1016/j.eng.2020.05.008>
- Mooney, W. D., Laske, G., & Masters, T. G.** (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5x5°. *Journal of Geophysical Research*, 103(B1), 727–747. <https://doi.org/10.1029/97JB02122>
- Nagendra, R., Prasad, P. V. S., & Bhimasankaram, V. L. S.** (1996). Forward and inverse computer modeling of a gravity field resulting from a density interface using Parker-Oldenburg method. *Computers & Geosciences*, 22(3). <https://doi.org/10.1016/0098>
- Oldenburg, D. W.** (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39(4), 526–536. <https://doi.org/10.1190/1.1440444>
- Parker, R. L.** (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4), 447–455. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1973.tb06513.x>
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K.** (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4). <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Peri, V. G.** (2012). *Caracterización morfotectónica de las Lomadas de Otumba (Gran Chaco, Santiago del Estero y Chaco): Influencias en el control del drenaje*. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/download/tesis/tesis_n5110_Peri.pdf
- Peri, V. G. & Rossello, E.** (2010). Anomalías morfoestructurales del drenaje del río Salado sobre las Lomadas de Otumba (Santiago del Estero y Chaco) detectadas por procesamiento digital. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(4), 636–648.
- Priadi, R., Fatmasari, N., & Intansari, N. H.** (2019). The use of gravity anomaly data to estimate the depth of Mohorovicic discontinuity in Bali area used power spectral analysis. *Journal of Physics: Conference Series*, volumen 1171. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1171/1/012007>
- Ramos, V. A. & Folguera, A.** (2009). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31–54. <https://doi.org/10.1144/SP327.3>
- Ramé, G. & Miró, R.** (2011). Modelo geofísico de contacto entre el Orógeno Pampeano y el Cratón del Río de La Plata en las provincias de Córdoba y Santiago del Estero. *Serie Correlación Geológica*, 27(2), 111–123. <https://www.insugeo.org.ar/scg/ver-autor.php?id=96>. Temas de Correlación Geológica II (1), Tucumán
- Reguzzoni, M. & Sampietro, D.** (2015). GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35(Part A), 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>
- Reigber, C., Balmino, R., Schwintzer, P., Biancale, R., Bode, A., Lemoine, J. M., König, R., Loyer, S., Neumayer, H., Marty, J., Barthelmes, F., Perosanz, F., & Zhu, S. Y.** (2002a). A high-quality global gravity field model from CHAMP GPS tracking data and accelerometry (EIGEN-1S). *Geophysical Research Letters*, 29(14), 37–1. <https://doi.org/10.1029/2002GL015064>
- Reigber, C., Lühr, H., & Schwintzer, P.** (2002b). CHAMP mission status. *Advances in Space Research*, 30(2), 129–134. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(02\)00276-4](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(02)00276-4)
- Rosa, M. L., Collaço, B., Assumpção, M., Sabbione, N., & Sánchez, G.** (2016). Thin crust beneath the Chaco-Paraná Basin by surface-wave tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.010>

- Rummel, R., Yi, W., & Stummer, C.** (2011). GOCE gravitational gradiometry. *Journal of Geodesy*, 85(11), 777–790. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0500-0>
- Spector, A. & Granti, F. S.** (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysical Prospecting*, 20, 633–649. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Syberg, F. J. R.** (1972). A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting*, 20, 47–75. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1972.tb00619.x>
- Szwillus, W., Afonso, J. C., Ebbing, J., & Mooney, W.** (2019). Global crustal thickness and velocity structure from geostatistical analysis of seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 1626–1652. <https://doi.org/10.1029/2018JB016593>
- Talwani, M. & Ewing, M.** (1960). Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25(1), 203–225. <https://doi.org/10.1190/1.1438687>
- Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M.** (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1), 49–59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., & Reigber, C.** (2004). The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31(9), L09607. <https://doi.org/10.1029/2004GL019920>
- Trung, N., Hong, P. T., Van Nam, B., Huong, N. T., & Lap, T. T.** (2018). Moho depth of the northern Vietnam and Gulf of Tonkin from 3D inverse interpretation of gravity anomaly data. *Journal of Geophysics and Engineering*, 15(4), 1651–1662. <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aabf48>
- Tziavos, I., Vergos, G. S., Grigoriadis, V. N., & Stylianidis, S.** (2017). Geoid and Moho-depth modeling in Cyprus. *Joint Scientific Assembly of the IAG and the IASPEI, Session G02 “Static Gravity Field”*.
- van der Meijde, M., Julia, J., & Assumpção, M.** (2013). Gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*, 609, 45–56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.023>

Análisis comparativo entre mediciones de radiación solar en Tucumán (26.8°S, 65.1°O) y las bases de datos de reanálisis ERA5 y NCEP/NCAR

Comparative analysis between solar radiation measurements in Tucumán (26.8°S, 65.1°W) and the ERA5 and NCEP/NCAR reanalysis databases

Cristóbal I Silvero^{1,2}, Franco D Medina^{1,2}, Bruno S Zossi^{1,2}, Gustavo A Mansilla^{1,2}, Fernando Nollas³, Ana G Elias^{1,2}

Resumen Las bases de datos de reanálisis constituyen una alternativa para evaluar distintos parámetros meteorológicos en áreas y períodos de tiempo en los cuales no se cuenta con datos medidos, pero requieren una validación previa a través de análisis de comparación y de error respecto a mediciones disponibles. Con este propósito, en este trabajo se realiza un análisis comparativo entre los datos de radiación solar global medidos en superficie en Tucumán (26.8°S, 65.1°O) y los obtenidos a partir de dos bases de datos de reanálisis: ERA5 y NCEP/NCAR. Los datos medidos con una frecuencia minutal fueron obtenidos de la red solarimétrica del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina, correspondientes a los años 2017 y 2018. Se seleccionaron cinco estadísticos para realizar la comparación, considerando valores acumulados diarios. Los datos obtenidos del reanálisis ERA5 presentan un mejor desempeño que NCEP/NCAR, si bien, en general, ambos sobreestiman los valores medidos. Los estadísticos de error resultan entre ~ 10 y 25% en el caso de ERA5 y entre ~ 40 y 50% en el caso de NCEP/NCAR. Con respecto a la detección de la variabilidad de la radiación diaria en los dos años considerados, ERA5 también presenta un mejor ajuste, resultando en un coeficiente de correlación de 0.9 en comparación con ~ 0.6 en el caso de NCEP/NCAR.

Palabras clave Radiación solar, reanálisis, ERA5, NCEP/NCAR, energía solar.

Abstract Reanalysis databases provide an alternative for evaluating various meteorological parameters in areas and periods where measured data is unavailable, but they require prior validation through comparative and error analysis with available measurements. With this purpose, this study presents a comparative analysis between solar radiation data measured at the surface in Tucumán (26.8°S, 65.1°W) and data obtained from two reanalysis databases: ERA5 and NCEP/NCAR. The measured data, recorded at minute intervals, were obtained from the solarimetric network of the National Meteorological Service (SMN) of Argentina for the years 2017 and 2018. We selected five statistics for the comparison, considering daily accumulated values. ERA5 shows better performance than NCEP/NCAR, although both generally overestimate the measured values. The error statistics range between $\sim 10\%$ and 25% for ERA5 and between $\sim 40\%$ and 50% for NCEP/NCAR. Regarding the detection of daily radiation variability over the two years considered, ERA5 also shows a better fit, resulting in a correlation coefficient of ~ 0.9 compared to ~ 0.6 for NCEP/NCAR.

Keywords Solar radiation, reanalysis, ERA5, NCEP/NCAR, solar energy.

¹INFINOA (CONICET-UNT), Tucumán, Argentina. Email: cristobalivansilvero@gmail.com.ar

²Laboratorio de Ionosfera, Atmosfera Neutra y Magnetosfera - LIANM (FACET, UNT), Tucumán, Argentina.

³Servicio Meteorológico Nacional (SMN), Argentina.

INTRODUCCIÓN

La radiación solar incidente en la superficie es la principal fuente de energía para procesos biológicos, físicos y químicos en la Tierra. Además, es un parámetro esencial en modelos y simulaciones climáticas en general, y es un requisito previo para la planificación y operación eficiente de los sistemas de energía solar. Las mediciones en estaciones terrestres proporcionan la mejor estimación de este parámetro, pero presentan una cobertura espacial heterogénea y son insuficientes en muchas regiones de nuestro planeta por la falta de cobertura espacial. También está la limitación de la cobertura en el tiempo y de los períodos con mediciones disponibles.

Actualmente, existen varios productos globales en cuadriculas con alta resolución espacial provenientes de sensores remotos y reanálisis. La teledetección por satélite es una de las formas más eficaces para obtener la radiación solar en superficie con alta precisión, aunque la cobertura temporal está limitada por el tiempo de tránsito del satélite. En el caso de modelos de reanálisis, sus datos presentan una buena cobertura espacial y series temporales largas, lo que las vuelve una interesante alternativa para algunas regiones (Bosilovich et al., 2013). Sin embargo, la heterogeneidad de las fuentes de datos y las diferencias en los esquemas de asimilación generan errores en los productos de reanálisis de radiación y, por lo tanto, comprender la incertidumbre y las desviaciones de los datos de reanálisis es esencial para su uso adecuado (Zhang et al., 2016, 2020).

Con este propósito, y siguiendo el análisis de Nollas et al. (2022), se extiende el análisis presentado en Silvero et al. (2024). En este caso, se realiza un estudio comparativo entre los datos de radiación solar global medidos en superficie en Tucumán (26.8°S , 65.1°O), durante los años 2017 y 2018, y los obtenidos a partir de dos bases de datos de reanálisis. Estas son: ERA5 (*ECMWF Re-Analysis version 5*), el reanálisis climático más reciente producido por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) (Hersbach et al., 2020), y NCEP/NCAR R1, producido por el *Physical Sciences Laboratory* (PSL) de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) (Kalnay et al., 1996).

DATOS

Datos medidos en Tucumán

Los datos de radiación total global (R_s), expresados en W/m^2 , utilizados en el presente trabajo fueron medidos en superficie por un piranómetro Kipp & Zonen CMP21 que pertenece a la red solarimétrica del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina. Los datos corresponden a la estación de Tucumán, cuya ubicación se muestra en la Figura 1, y cuyas coordenadas geográficas y características de la medición se listan en la Tabla 1.

En la serie original de datos, de resolución minutal, se observan valores que superan los 1400 W/m^2 , lo cual es incluso mayor que la radiación esperada para cielo claro (sin nubosidad). Este comportamiento en los datos medidos en tierra se explica por la presencia de determinado tipo de nubosidad que genera un efecto óptico que aumenta la radiación solar que alcanza la superficie (Gueymard, 2017). Este fenómeno recibe el nombre de *cloud enhancement* y los datos con estas características no son utilizados en este trabajo debido a que los modelos de ERA5 y NCEP/NCAR no consideran este tipo de fenómenos en sus cálculos.

Datos obtenidos del reanálisis ERA5

Los datos del ERA5 utilizados corresponden a la radiación solar en superficie hacia abajo (*ssrd, surface solar radiation downwards*), en J/m^2 , para el período 2017-2018. Estos datos están disponibles en <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels>. Este reanálisis cuenta con una base de datos desde 1940 hasta el presente, y proporciona estimaciones

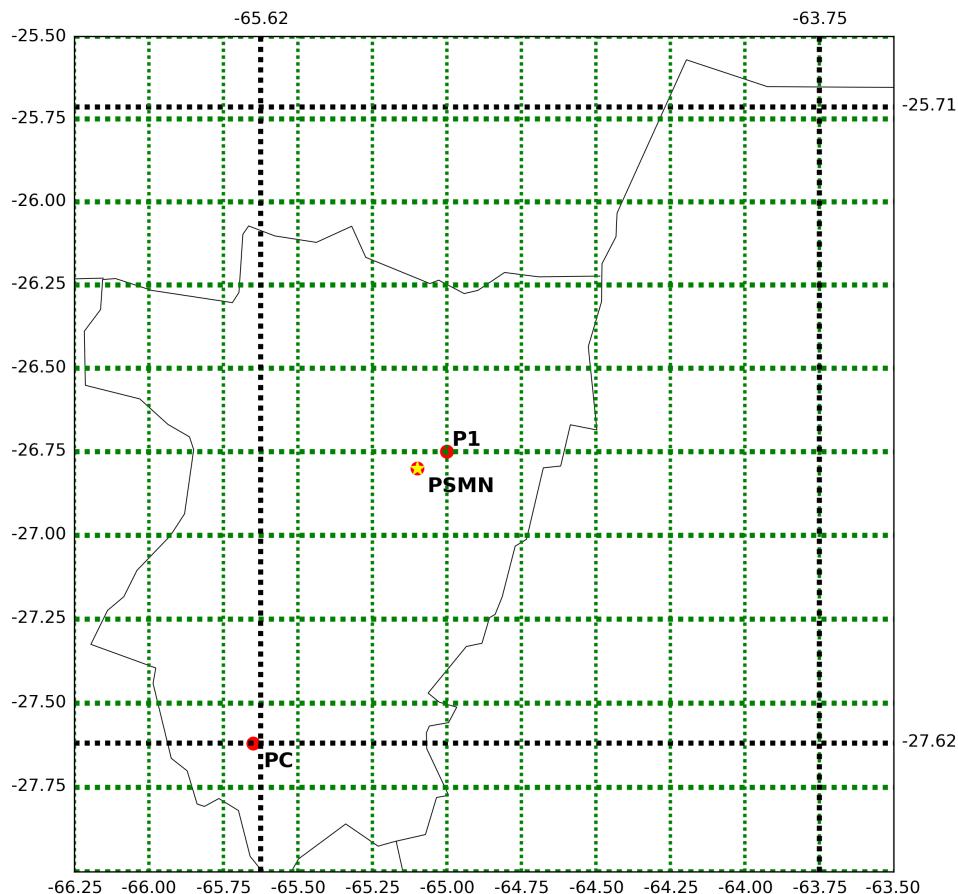


Figura 1. Ubicación de la estación de Tucumán (PSMN). Las líneas de trazo verde indican el grillado de ERA5, y las negras las de NCEP/NCAR. Los puntos destacados corresponden a los sitios que se consideran para las comparaciones.

Tabla 1. Datos de la estación de Tucumán provista por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina.

Estación	Latitud	Longitud	Elevación [m]	Sensor	Datalogger	Período
Tucumán	-26.8	-65.1	451	CMP21	CR1000	marzo 2017–diciembre 2018

horarias de *ssrd* con una resolución de latitud-longitud de 0.25° (Figura 1).

El *ssrd* indica la radiación solar de onda corta que llega a una superficie horizontal en la superficie de la Tierra y se refiere a la suma de la radiación solar directa y difusa en el plano. Se considera que, en buena aproximación, es equivalente al valor modelado de la radiación que mediría un piranómetro (<https://codes.ecmwf.int/grib/param-db/169>). Los datos de *ssrd* se dividieron entre 3600, para pasar de J/m^2 a W/m^2 , y se ajustaron a la hora local de Tucumán considerando $\text{LT} = \text{UT} - 3$.

De los cuatro puntos de la grilla de ERA5 que rodean a la estación del SMN, se seleccionó el punto más cercano a la estación, P_1 , de coordenadas (26.75°S , 65.00°O) (Figura 1), junto con el valor interpolado a partir de los cuatro puntos más cercanos utilizando interpolación de distancia inversa ponderada (*IDW*, por *Inverse Distance Weight*).

Datos obtenidos del reanálisis NCEP/NCAR

Los datos del flujo de radiación solar en superficie (*dswrf*, *downward solar radiation flux*) del reanálisis NCEP/NCAR R1 se obtuvieron del sitio <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surfaceflux.html>, para el período 2017-2018. El *dswrf* indica la radiación solar de onda corta que

llega a una superficie horizontal en la superficie de la Tierra y también se considera una buena aproximación del valor que mediría un piranómetro.

Las series de datos consisten en cuatro valores por día que corresponden a 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC. Representan promedios de períodos de 6 horas que comienzan en la hora indicada (Kalnay et al., 1996). Por ejemplo, el valor a las 12:00 UTC corresponde al promedio de los datos entre las 12:00 y las 17:59 UTC. Dado que el NOA tiene una zona horaria UT – 3, este valor del reanálisis incluye las 12:00 LT de la región (15:00 UTC).

El reticulado de esta base de datos tiene una resolución de latitud-longitud de $\sim 1.8^\circ$ (Figura 1). De los puntos de la grilla de NCEP/NCAR más cercanos que rodean a la estación del SMN, se seleccionó el punto más cercano a la estación, P_C , de coordenadas $(27.62^\circ\text{S}, 65.62^\circ\text{O})$ (Figura 1), junto con el valor interpolado a partir de los cuatro puntos más cercanos utilizando *IDW*.

METODOLOGÍA

Se realizó un análisis comparativo entre los datos medidos de radiación solar en superficie y los datos de cada reanálisis considerando los estadísticos usados en Silvero et al. (2024), basados en Nollas et al. (2022), y parámetros adicionales (Gueymard, 2014; Medina et al., 2023). Estos estadísticos son: desvío medio relativo (MBD, *Mean Bias Deviation*), desvío cuadrático medio relativo (RMSD, *Root Mean Square Deviation*), desviación absoluta media relativa (MAD, *Mean Absolute Deviation*), coeficiente de correlación de Pearson (r), y la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE, *Nash-Sutcliffe Efficiency*), cuyas fórmulas están dadas por:

$$\text{MBD} [\%] = 100 \frac{\sum (y - x)}{n\bar{x}}, \quad (1)$$

$$\text{RMSD} [\%] = 100 \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \frac{\sum (y - x)^2}{\bar{x}}}, \quad (2)$$

$$\text{MAD} [\%] = 100 \frac{\sum |y - x|}{n\bar{x}}, \quad (3)$$

$$r = \frac{n(\sum xy) - (\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[n(\sum x^2) - (\sum x)^2][n(\sum y^2) - (\sum y)^2]}}, \quad (4)$$

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum (x - y)^2}{\sum \left(x - \frac{\sum x}{n} \right)^2}, \quad (5)$$

donde x corresponde a los datos medidos, y a los datos obtenidos del reanálisis, y n es el número de datos de cada serie. Dependiendo de si su signo es positivo o negativo, el MBD mide el sesgo porcentual promedio de y al sobreestimar o subestimar x , respectivamente, en relación con el valor promedio de x . Su valor óptimo es 0.

El RMSD y el MAD corresponden a la desviación porcentual de la base de datos del reanálisis con respecto a la medición, en relación con el valor promedio. El valor óptimo es 0, lo que en este caso indicaría que ambas series son idénticas. La diferencia entre ellos está dada por la contribución de los valores de error individuales al resultado final. En el caso del MAD, la contribución sigue un comportamiento lineal. Esto significa que un error de 10 contribuye el doble que un error de 5. Por otro lado, en el caso del RMSD, los valores muy pequeños (entre 0 y 1) se vuelven aún más pequeños, mientras que los valores más grandes aumentan considerablemente, debido a que la suma se realiza

sobre el cuadrado de las desviaciones. Esto significa que los errores grandes se magnifican.

En el caso de r , mide el grado de linealidad de la asociación entre x e y , que en esta ocasión sería entre la serie de radiación medida y la obtenida del reanálisis. Es decir, mide cuán similar es la variación de ambas series. Está limitado entre 1 y -1 , donde 1 es el valor óptimo, que indica que ambas variables varían de manera perfectamente lineal y en fase.

El NSE determina la magnitud relativa de la "varianza residual" entre el reanálisis y los datos medidos (llamada residual por su analogía con el análisis de regresión) en comparación con la varianza de las mediciones (Nash & Sutcliffe, 1970). Este estadístico varía de $-\infty$ a 1. Un valor negativo corresponde a una mala estimación de la radiación por parte del reanálisis e implica que el valor medio de la serie de mediciones es un mejor predictor; 0 indica que los datos del reanálisis son tan precisos como la media; y 1 (el valor óptimo) implica una coincidencia perfecta entre reanálisis y radiación medida.

En base al reanálisis NCEP/NCAR, que presenta la resolución temporal más gruesa (valores promedio de 6 horas), se consideró como valor diario el valor acumulado de las 12:00 y 18:00 UT (9:00 y 15:00 LT). Es decir, se consideró la suma de estos dos valores multiplicada por 6, lo que resulta en el valor integrado diario entre las 9:00 y 21:00 LT. En el caso de ERA5, se sumaron los valores entre las 9:00 y 21:00 LT.

Para estimar el valor acumulado de los valores medidos, se calculó primero el promedio horario de los valores entre los minutos 0 y 59 de las horas con cantidad de valores minutales superior al 80 % (6821 valores promedio para el año 2017 y 8390 para el año 2018). Luego, se integró la radiación horaria entre las 9:00 y 21:00 LT, considerando solo los días que al menos tenían 11 horas de medición. Resultaron así 166 valores diarios en 2017 y 234 en 2018 (400 valores totales entre ambos años). Los valores obtenidos se expresaron en unidades de Wh/m^2 .

Por último, se realizó el test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) para comparar las distribuciones de los datos de R_s medidos con los obtenidos a partir de ambos reanálisis. Este test calcula la distancia máxima entre las funciones de distribución acumulada (ECDF, *Empirical Cumulative Distribution Function*) de las dos muestras comparadas y estima si dicha distancia es lo suficientemente grande para rechazar la hipótesis nula de que ambas series tienen la misma distribución. Se utilizó un valor de p de 0.05 (nivel de significancia al 5 %), por lo que un valor menor indicará que las distribuciones de ambas series son estadísticamente diferentes.

RESULTADOS

La Figura 2 muestra las gráficas de dispersión entre los valores obtenidos a partir de las mediciones de R_s del SMN y cada una de las bases de datos de los reanálisis con los puntos más cercanos, donde se muestra también la primera bisectriz de cada gráfica. La dispersión considerando los puntos interpolados es similar a la que se observa en la Figura 2. La Tabla 2 muestra los resultados de los distintos indicadores estadísticos para cada caso.

La Figura 3 muestra el histograma junto con la ECDF de los valores de R_s medidos y los obtenidos a partir del reanálisis NCEP/NCAR, considerando el punto más cercano (P_C), y la Figura 4 para el punto interpolado. A partir de las figuras y de los valores del estadístico K-S y de p que se listan en la Tabla 2, se concluye que las distribuciones son estadísticamente diferentes.

La Figura 5 muestra el histograma junto con la ECDF de los valores de R_s medidos y los obtenidos a partir del reanálisis ERA5, considerando el punto más cercano (P_1), y la Figura 6 para el punto interpolado. En este caso, si bien las figuras muestran distribuciones con mayor similaridad que en el caso de NCEP/NCAR, a partir de los valores del estadístico K-S y de p que se listan en la Tabla 2, se concluye que las distribuciones son estadísticamente diferentes.

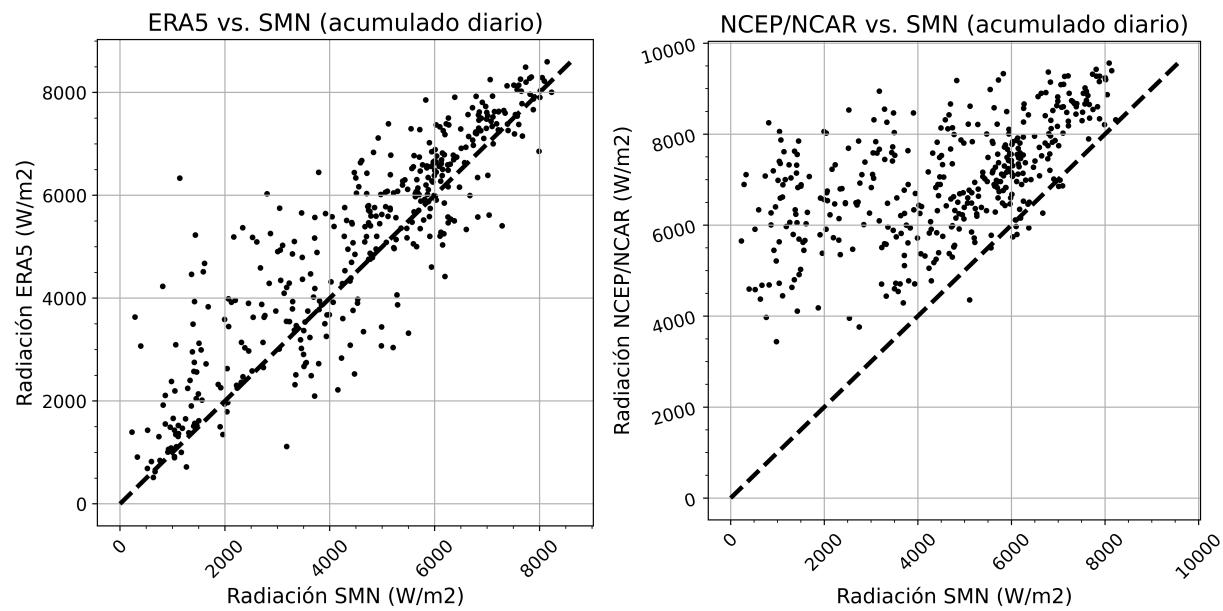


Figura 2. Gráficas de dispersión del valor de radiación solar acumulado diario entre las 9:00 y 21:00 LT obtenido del SMN y los valores correspondientes a las bases de datos del reanálisis ERA5 (izquierda) y NCEP/NCAR (derecha). La línea de trazos negra indica la primera bisectriz.

Tabla 2. Valores de los estadísticos de comparación entre los datos diarios del SMN, el punto P_1 e interpolado de ERA5, y P_C e interpolado de NCEP/NCAR.

Parámetro	SMN- P_1	SMN-Interp-ERA5	SMN- P_C	SMN-Interp-NCEP
MBD	10.82	10.06	53.74	47.73
MAD	17.69	17.47	53.43	48.53
RMSD	23.99	23.72	65.39	60.25
r	0.89	0.88	0.56	0.59
NSE	0.72	0.73	-1.05	-0.74
Estadístico K-S	0.122	0.105	0.525	0.465
p -valor K-S	0.005	0.024	0.000	0.000

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De acuerdo a los valores de los cinco estadísticos de comparación analizados, la base de datos de este reanálisis ERA5 presenta un mejor acuerdo con los datos medidos que NCEP/NCAR, si bien ambos sobreestiman, en general, las mediciones. Los estadísticos de error (MBD, MAD y RMSD) resultan entre ~ 10 y 25% en el caso de ERA5 y entre ~ 50 y 65% en el caso de NCEP/NCAR. Con respecto a la detección de la variabilidad de los valores diarios en el período analizado, ERA5 también presenta un mejor ajuste, resultando en un r de ~ 0.9 en comparación con ~ 0.6 en el caso de NCEP/NCAR. Los valores de NSE indican, en el caso de NCEP/NCAR, que el simple valor promedio de la radiación resulta una mejor predicción que los valores obtenidos de este reanálisis. Esto se explicaría por la significativa sobreestimación promedio reflejada por el valor de MBD en este caso.

En cuanto al uso del punto más cercano y al punto interpolado, si bien los estadísticos de comparación resultan con valores similares para cada reanálisis, se observa una leve mejora al considerar los puntos interpolados respecto del punto de la grilla más cercano al punto de medición.

La sobreestimación por parte de ambos reanálisis se detecta también a través de la comparación de los valores promedios obtenidos para todo el período, los cuales resultan ~ 4500 , 5000 y 7000 Wh/m 2 en el caso de las observaciones, ERA5 y NCEP/NCAR, respectivamente.

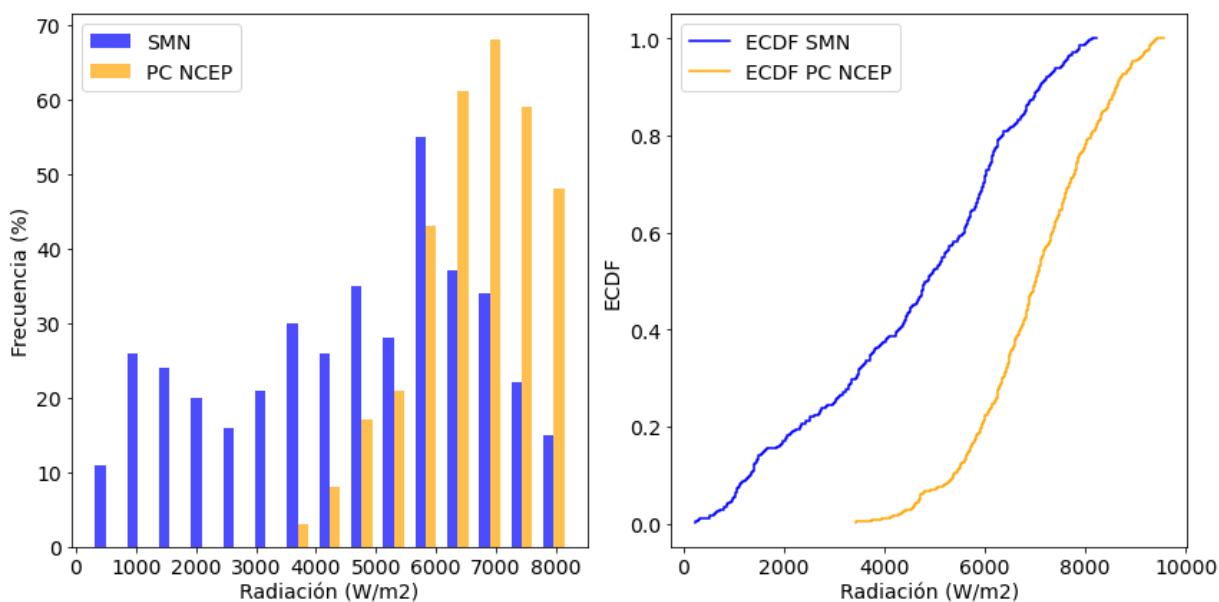


Figura 3. Izquierda: Histograma comparativo de la frecuencia de la R_s diaria medida (azul) y estimada por el reanálisis NCEP (naranja), para el punto P_C entre las 09:00 y 21:00 LT. Frecuencia expresada como porcentaje del total de observaciones. Derecha: Función de distribución empírica acumulada (ECDF) de la radiación solar diaria medida (azul) y estimada por el reanálisis NCEP (P_C) (naranja).

Existen análisis similares realizados para otras regiones del mundo, que muestran resultados de error similares a los aquí obtenidos, sobre todo en cuanto a la sobreestimación por parte de ambos reanálisis, y al mejor acuerdo de los datos con ERA5 comparado con NCEP/NCAR. Por ejemplo, [Sianturi et al. \(2021\)](#) hacen un análisis comparativo entre los valores de radiación medido en cinco estaciones de Indonesia ubicadas entre los 0° y 8°S de latitud, en el período 2018-2020 y *ssrd* de ERA5, considerando también valores acumulados diarios. Los autores separan los días de acuerdo a tres niveles de nubosidad, a partir de los cuales se pueden estimar los valores promedios para compararlos con los aquí obtenidos. Los estadísticos de error RMSD, MAD y MBD, calculados en términos de valores absolutos, para todos los datos que analizan resultan ~ 1.3 , 1.1 y 0.5 kWh/m^2 . En nuestro caso, considerando el valor promedio de R_s estimado a partir de todos los valores acumulados diarios disponibles (4500 Wh/m^2), para transformar a valores relativos en la Tabla 2 en el caso de la comparación con ERA5, los mismos estadísticos de error resultan ~ 1.1 , 0.8 y 0.5 kWh/m^2 , es decir muy parecidos a los obtenidos por [Sianturi et al. \(2021\)](#). En el caso del coeficiente de correlación, en Indonesia se observan incluso valores negativos para el caso de R_s en días cubiertos, de manera que el valor promedio resulta bajo: ~ 0.3 . La mejor correlación se da para días claros, alcanzando valores de ~ 0.65 en tres de las cinco estaciones. Los dos restantes no presentan días sin cobertura nubosa en todo el período. Esto se explica por la ubicación ecuatorial de la región. En el caso de Tucumán, que se ubica en una región subtropical con mayor proporción de días claros, si bien se utilizaron los valores diarios sin discriminación, este coeficiente asciende a ~ 0.9 .

Otro ejemplo es el trabajo de [Tahir et al. \(2021\)](#), quienes analizan dos estaciones de Pakistán abarcando el período 2015-2017. Los autores realizan la comparación con las bases de reanálisis del NCEP, considerando directamente los valores promedios de 6 horas que se extraen de este reanálisis. En el caso de NCEP/NCAR, los valores de RMSD, MAD y MBD resultan ~ 60 , 35 y 30% para una de las estaciones, y ~ 70 , 40 y 40% para la segunda. El acuerdo es similar al caso de Tucumán, donde estos estadísticos de error resultan ~ 65 , 50 y 50% , respectivamente (Tabla 2). Los autores fundamentan la sobreestimación en ambas estaciones por la incorrecta representación de la nubosidad y del contenido de aerosoles en la atmósfera. Sin embargo, los valores del coeficiente de correlación superan 0.9 en ambos casos, mientras que en el nuestro es de ~ 0.6 . Como estos trabajos mencionados, existen numerosos más ([Peng et al., 2019](#); [Tong et al., 2023](#); [Wilczak et al., 2018](#)).

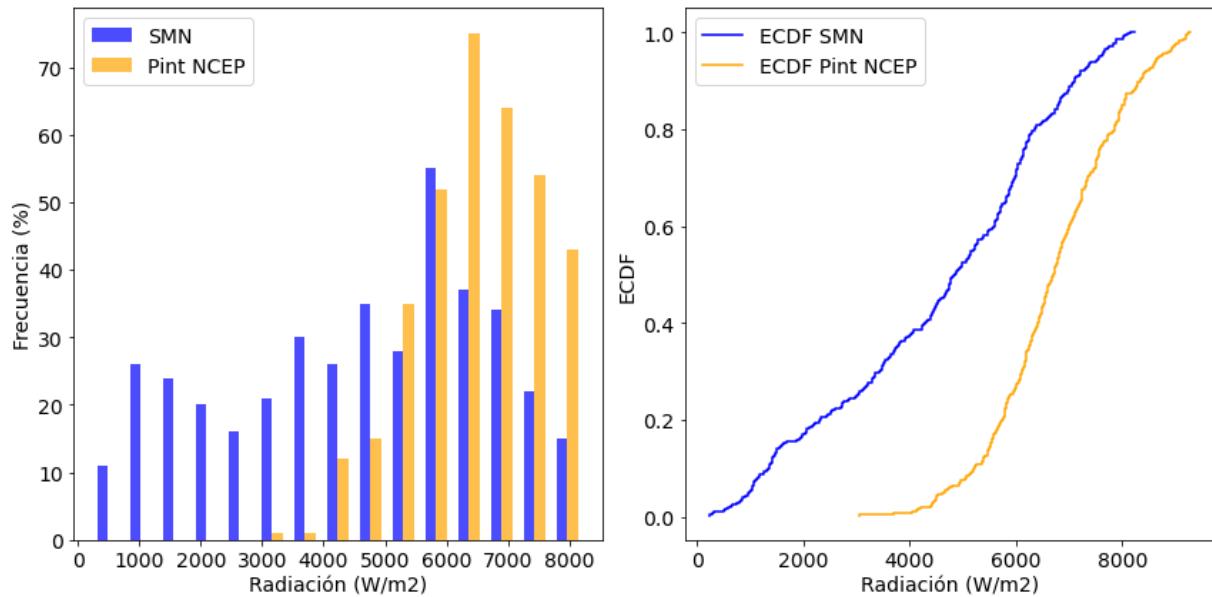


Figura 4. Izquierda: Histograma comparativo de la frecuencia de la radiación solar diaria medida (azul) y estimada por el reanálisis NCEP (naranja), para el punto interpolado, entre las 09:00 y 21:00 LT. Frecuencia expresada como porcentaje del total de observaciones. Derecha: Función de distribución empírica acumulada (ECDF) de la radiación solar diaria medida (azul) y estimada por el punto interpolado del reanálisis NCEP (naranja).

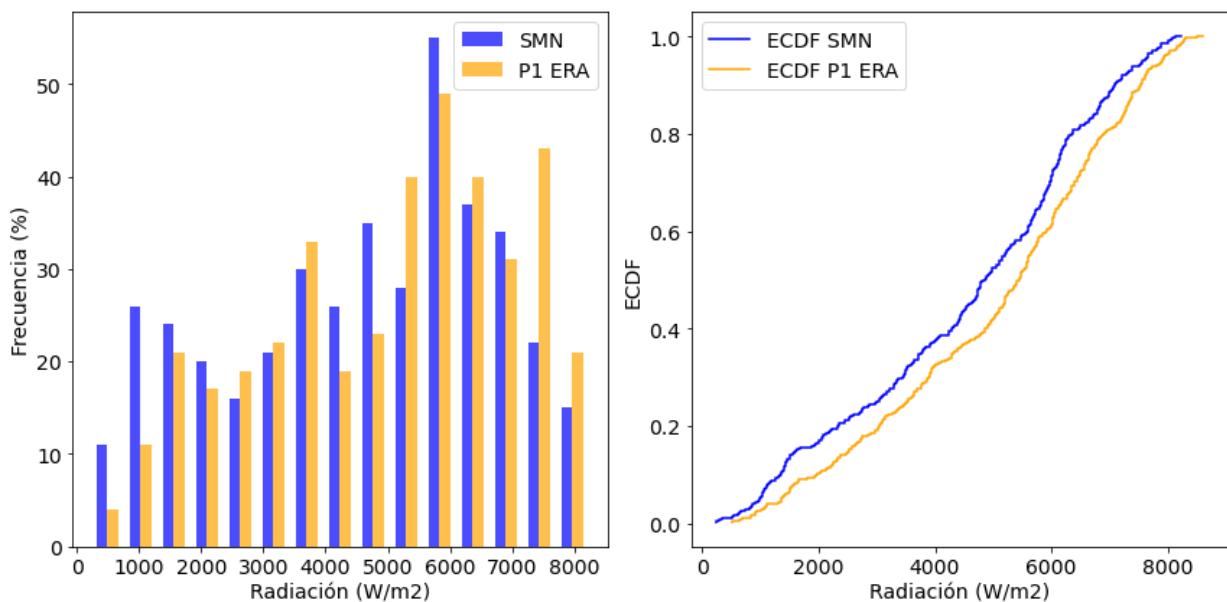


Figura 5. Izquierda: Histograma comparativo de la frecuencia de la R_s diaria medida (azul) y estimada por el reanálisis ERA5 (naranja), para el punto P_1 entre las 09:00 y 21:00 LT. Frecuencia expresada como porcentaje del total de observaciones. Derecha: Función de distribución empírica acumulada (ECDF) de la radiación solar diaria medida (azul) y estimada por el reanálisis ERA5 (P_1) (naranja).

2024, por ejemplo).

El test de Kolmogorov-Smirnov (K-S) se usó para comparar las distribuciones de R_s diaria medida, y las estimadas por los reanálisis. Para el caso de NCEP/NCAR usando tanto el punto más cercano como el interpolado, se rechaza la hipótesis nula, es decir que las distribuciones de R_s medida y la estimada por el reanálisis son estadísticamente diferentes. En el caso del reanálisis ERA5, también para la comparación con el punto más cercano y el interpolado, se rechaza la hipótesis nula. Sin embargo, analizando comparativamente las Figuras 5 y 6 con las Figuras 3 y 4, se observa que la

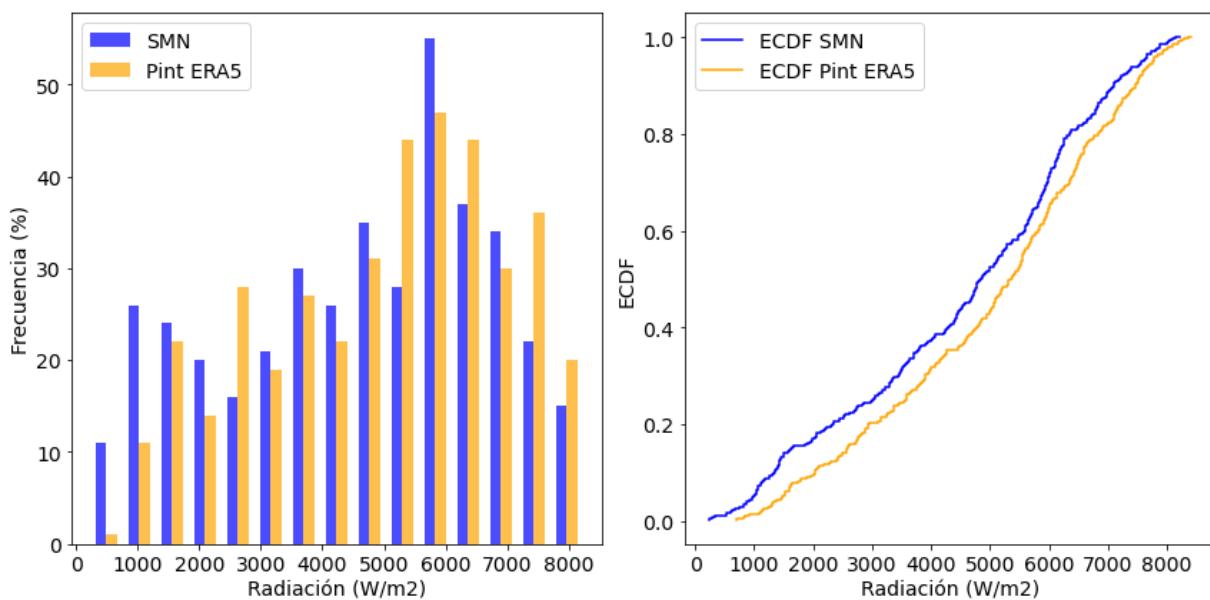


Figura 6. Izquierda: Histograma comparativo de la frecuencia de la radiación solar diaria medida (azul) y estimada por el reanálisis ERA5 (naranja), para el punto interpolado, entre las 09:00 y 21:00 LT. Frecuencia expresada como porcentaje del total de observaciones. Derecha: Función de distribución empírica acumulada (ECDF) de la radiación solar diaria medida (azul) y estimada por el punto interpolado del reanálisis ERA5 (naranja).

distribución de los valores de R_s medidos y la de los obtenidos del reanálisis son más parecidos en el caso de ERA5 que en el caso de NCEP/NCAR.

A futuro, se profundizará este análisis comparativo para caracterizar el error que se obtiene al utilizar los datos de las bases de reanálisis a través, no solo de la extensión del período analizado y el incremento del número de estaciones, sino incorporando el análisis discriminando por grado de nubosidad. Será de referencia el análisis planteado por Sianturi et al. (2021), proponiendo factores de corrección, como en el caso de Tahir et al. (2021), que permitirían incorporar los valores del reanálisis con mayor confiabilidad al estudio de la radiación solar en la región.

Agradecimientos Trabajo enmarcado en el Proyecto del INFINOA: PUE 22920200100008CO. Los autores agradecen también el financiamiento provisto por el proyecto PIP 2957, y del Servicio Meteorológico Nacional por los datos brindados y la colaboración en la confección de este trabajo.

REFERENCIAS

- Bosilovich, M. G., Chaudhuri, A. H., & Rixen, M. (2013). Earth system reanalysis: Progress, challenges, and opportunities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94, ES110–ES113. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00191.1>
- Gueymard, C. A. (2014). A review of validation methodologies and statistical performance indicators for modeled solar radiation data: Towards a better bankability of solar projects. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 39, 1024–1034. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.07.117>
- Gueymard, C. A. (2017). Cloud and albedo enhancement impacts on solar irradiance using high-frequency measurements from thermopile and photodiode radiometers. part 1: Impacts on global horizontal irradiance. *Solar Energy*, 153, 755–765. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2017.05.004>
- Hersbach, H., Bell, B., & Berrisford, P. e. a. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., & Collins, W. e. a. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437–470. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)

- Medina, F., Zossi, B., Bossolasco, A., & Elias, A.** (2023). Performance of CHIRPS dataset for monthly and annual rainfall-indices in Northern Argentina. *Atmospheric Research*, 283, 106545. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106545>
- Nash, J. & Sutcliffe, J.** (1970). River flow forecasting through conceptual model. part 1-A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nollas, F., Luccini, E., Orte, P., & Skansi, M. e. a.** (2022). Comparación entre datos de radiación solar de tres bases de datos de reanálisis y mediciones en superficie en Argentina. *Libro de resúmenes extendidos del XIV CONGREMET 2022*. http://cenamet.org.ar/congremet/wp-content/uploads/2023/02/LibroActas_compressed.pdf
- Peng, X., She, J., Zhang, S., Tan, J., & Li, Y.** (2019). Evaluation of multi-reanalysis solar radiation products using global surface observations. *Atmosphere*, 10, 42. <https://doi.org/10.3390/atmos10020042>
- Sianturi, Y., Sopaheluwakan, A., & Sartika, K.** (2021). Evaluation of ECMWF model to predict daily and monthly solar radiation over Indonesia region. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 893, 012074. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/893/1/012074>
- Silvero, C., Medina, F., & Zossi, B. e. a.** (2024). Comparación entre datos de radiación solar global de Tucumán (26.8°S, 65.1°O) y la base de datos de reanálisis ERA5. Enviado, noviembre 2023.
- Tahir, Z., Asim, M., & Azhar, M. e. a.** (2021). Correcting solar radiation from reanalysis and analysis datasets with systematic and seasonal variations. *Case Studies in Thermal Engineering*, 25, 100933. <https://doi.org/10.1016/j.csite.2021.100933>
- Tong, L., He, T., Ma, Y., & Zhang, X.** (2023). Evaluation and intercomparison of multiple satellite-derived and reanalysis downward shortwave radiation products in China. *International Journal of Digital Earth*, 16(1), 1853–1884. <https://doi.org/10.1080/17538947.2023.2212918>
- Wilczak, J., Akish, E., Capotondi, A., & Compo, G.** (2024). Evaluation and bias correction of the ERA5 reanalysis over the United States for wind and solar energy applications. *Energies*, 17, 1667. <https://doi.org/10.3390/en17071667>
- Zhang, X., Liang, S., & Wang, G. e. a.** (2016). Evaluation of the reanalysis surface incident shortwave radiation products from NCEP, ECMWF, GSFC, and JMA using satellite and surface observations. *Remote Sensing*, 8, 225. <https://doi.org/10.3390/rs8030225>
- Zhang, X., Lu, N., Jiang, H., & Yao, L.** (2020). Evaluation of reanalysis surface incident solar radiation data in China. *Scientific Reports*, 10, 3494. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-60460-1>

Creación del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF) de la Universidad Nacional de La Plata

Establishment of the Center for Geophysical Research (CIGEOF) at the National University of La Plata

Danilo R Velis^{1,2}, Luis Guerracino^{1,2}, Gabriela A Badi¹, M Laura Rosa¹

Resumen La Geofísica como disciplina científica ha sido fundamental desde la creación del Observatorio Astronómico de La Plata en 1881 por el Dr. Dardo Rocha. A pesar de su importancia, la Geofísica ha sido eclipsada históricamente por la Astronomía. La Universidad Nacional de La Plata (UNLP), impulsada por el Dr. Joaquín V. González en 1905, incluyó al Observatorio como uno de sus pilares fundamentales. Bajo la dirección del Ing. Félix Aguilar, en 1935 se fundó la Escuela de Ciencias Astronómicas y Conexas, la cual ofreció el primer doctorado conjunto en Astronomía y Geofísica. En 1948, la Geofísica adquirió entidad propia, siendo la UNLP la primera en otorgar estos títulos en el país. En 1983, se formó la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG). Actualmente, solo tres instituciones en Argentina ofrecen títulos en Geofísica: UNLP, Universidad Nacional de San Juan (UNSJ) y Universidad Nacional del Sur (UNS). A pesar de su tradición, la UNLP carecía de una unidad específica de investigación en Geofísica, a diferencia de otras universidades del país. Desde sus comienzos, la investigación en la FCAG ha estado centralizada en cuatro departamentos, pero la evolución disciplinaria ha superado esta estructura. En este contexto, en Diciembre de 2023 la FCAG aprobó la propuesta de creación del Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF), estableciéndose como una entidad institucional que reúne a investigadores, docentes, técnicos, personal administrativo, becarios, tesistas y profesionales enfocados en temas de Geofísica dentro de la FCAG. Su objetivo es fortalecer la investigación y la formación interdisciplinaria, abordando los desafíos presentes y futuros en el campo de la Geofísica, promoviendo la colaboración con otros centros e instituciones del país y del extranjero y potenciando la capacidad de la UNLP en la formación de recursos humanos y el desarrollo tecnológico en Geofísica.

Palabras clave Geofísica, Centro, Unidad de Investigación, UNLP.

Abstract *Geophysics as a scientific discipline has been fundamental since Dr. Dardo Rocha established the Observatorio Astronómico de La Plata in 1881. Despite its significance, Geophysics has historically been overshadowed by Astronomy. The Universidad Nacional de La Plata (UNLP), driven by Dr. Joaquín V. González in 1905, included the Observatory as one of its foundational pillars. Under the direction of Eng. Félix Aguilar, the Escuela de Ciencias Astronómicas y Conexas was founded in 1935, offering the first joint doctorate in Astronomy and Geophysics. In 1948, Geophysics gained its own identity, with UNLP being the first in the country to grant these degrees. In 1983, the Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG) was formed. Currently, only three institutions in Argentina offer degrees in Geophysics: UNLP, Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), and Universidad Nacional del Sur (UNS). Despite its tradition, UNLP lacked a specific research unit in Geophysics, unlike other universities in the country. Since its inception, research at FCAG has been centralized in four departments, but disciplinary evolution has outgrown this structure. In this context, in December 2023, FCAG approved the proposal to create the Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF), establishing it as an institutional entity that brings together researchers, faculty, technicians, administrative staff, fellows, thesis students, and professionals focused on Geophysics within FCAG. Its goal is to strengthen research and interdisciplinary training, addressing present and future challenges*

¹Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata (UNLP), Argentina. Email: velis@fcaglp.unlp.edu.ar

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

in the field of Geophysics, promoting collaboration with other centers and institutions both nationally and internationally, and enhancing UNLP's capacity in human resource training and technological development in Geophysics.

Keywords Geophysics, Center, Research Unit, UNLP.

INTRODUCCIÓN

El rol y la trascendencia de la Geofísica como disciplina científica se remontan a la creación del Observatorio Astronómico de La Plata. A pesar de ello, las actividades realizadas desde esta disciplina tuvieron históricamente poca visibilidad debido al peso cultural y la fascinación que producen los temas de Astronomía en la sociedad moderna. En el año 1881, el Gobernador de la Provincia de Buenos Aires, Dr. Dardo Rocha, encargó la construcción del Observatorio Astronómico que desde sus inicios contemplaba también actividades de naturaleza geofísica, geodésica y meteorológica. En el año 1905 el Dr. Joaquín V. González promovió la creación de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP) apoyándose en instituciones ya existentes, siendo el Observatorio Astronómico, junto con el Museo de La Plata, la Escuela de Agronomía y Veterinaria, y el Instituto de Artes y Oficios, uno de los pilares de la nueva Universidad. La necesidad de formar astrónomos y geofísicos llevó al Ing. Félix Aguilar, director del Observatorio en los períodos 1919-1921 y 1934-1943, a crear la Escuela de Ciencias Astronómicas y Conexas, primera en Latinoamérica, cuyos cursos se iniciaron el 10 de abril de 1935 con 25 inscriptos. El doctorado conjunto en Astronomía y Geofísica tuvo su origen ese mismo año. En 1948, la carrera de Geofísica y su doctorado cobraron entidad propia siendo la primera institución del país en otorgar dichos títulos. Finalmente, en el año 1983 el Observatorio Astronómico y la Escuela Superior se fusionaron en la actual Unidad Académica designada como Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG). A partir de este breve resumen histórico es posible reconocer el recorrido de la Geofísica y el largo camino dentro de la propia institución para ser reconocida como una disciplina independiente. Se podría decir que desde un punto de vista formal se tardó un siglo en ser visualizada, ya que en el año 1881 la Institución se denominaba Observatorio Astronómico, luego en 1935 Escuela de Ciencias Astronómicas y Conexas, y recién en 1983 pasó a denominarse Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas.

Actualmente en nuestro país solo 3 instituciones otorgan títulos de Geofísico o Licenciado en Geofísica: la Universidad Nacional de La Plata (UNLP), la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ) y más recientemente la Universidad Nacional del Sur (UNS). La Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas de la UNLP fue la primera unidad académica en hacerlo (1948) por lo que posee una larga tradición en este campo y ha sido un referente ineludible para la creación de las otras carreras. A pesar de este lugar destacado no existe en el ámbito de la UNLP una Unidad de Investigación que fomente el desarrollo de la disciplina. La UNSJ cuenta con reconocidas instituciones como el Instituto Geofísico Sismológico Fernando S. Volponi y el Centro de Investigaciones de la Geosfera y Biósfera (CIGEOBIO) que han propiciado y favorecido el desarrollo profesional y académico de sus egresados durante décadas. Instituciones como la Universidad de Buenos Aires también poseen unidades de investigación focalizadas en la Geofísica, en la mayoría de las cuales no participan profesionales del área. Entre ellas pueden mencionarse el Grupo de Geofísica Aplicada y Ambiental (GAIA), el Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas Ing. Eduardo E. Baglietto, el Laboratorio de Geofísica Numérica y el Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), denominado antiguamente como Instituto Geofísico Daniel Valencio.

Para la FCAG la investigación científica siempre constituyó un pilar estratégico tanto para la formación académica como para el desarrollo social y económico del país. En el caso de la Geofísica, es posible diferenciar dos perfiles de investigadores, el de aquellos cuya producción se basa en la generación de conocimiento plasmada fundamentalmente en publicaciones científicas, y el de aquellos que dedican parte de su tiempo a sostener actividades científico-técnicas de alto nivel, relacionadas con servicios nacionales o internacionales de monitoreo y con trabajos de transferencia. En todos los casos, los



Figura 1. Reunión del 14 de noviembre de 2022 en el Salón Meridiano de la FCAG. Atrás: Mauricio Gende, Andrés Cesanelli, Fabio Zyberman, Juan I. Sabbione, Jerónimo Ainchil y Danilo Velis. Adelante: Gabriela Badi, Patricia Sallago, María Laura Rosa, Luis Guerracino y Claudia Tocho. En forma remota: Claudia Ravazzoli.

investigadores vuelcan su experticia en la docencia formando profesionales tanto para la industria como para el ámbito académico.

Décadas atrás el sistema científico de la Facultad se organizaba en una estructura departamental. Las tareas docentes y de investigación del área de Geofísica estaban centralizadas en cuatro Departamentos: 1) Gravimetría, 2) Geomagnetismo y Aeronomía, 3) Sismología e Información Meteorológica y 4) Geofísica Aplicada. A pesar de tratarse de una estructura sin sustento formal, en la actualidad la investigación sigue conservando esta clasificación temática, aunque en algunos casos fue superada por la propia evolución disciplinaria.

Ante esta situación, un grupo significativo de profesores de las cátedras específicas de la carrera de Geofísica (Figura 1) decidió el 14 de noviembre de 2022 aunar esfuerzos para la creación de un Centro de Investigaciones. Así fue como durante 2023 se trabajó de manera sostenida en la elaboración de la propuesta de Centro que finalmente resultó aprobada el 15 de diciembre de 2023 en la reunión del Consejo Directivo de FCAG (Figura 2). Resulta importante destacar que toda la base estructural de los Departamentos mencionados anteriormente (espacios físicos, instrumental y personal) conforma la propuesta de Centro. Desde un punto de vista formal, el Centro organiza las actividades de investigación científica en el marco de Unidades de Investigación tal como lo establece la Ordenanza N° 284/11 de la UNLP.

La Geofísica es una disciplina muy amplia que interactúa y comparte áreas temáticas con otros campos del saber como la Geología, la Geodesia, la Física y la Ingeniería, entre otros. Esta característica tan destacable ha propiciado la realización de innumerables trabajos interdisciplinarios que han impulsado y popularizado los temas de Geofísica en diferentes ámbitos. Esta fuerte interdisciplinariedad paradójicamente ha desdibujado sus límites y en ciertos aspectos la ha debilitado como disciplina

independiente. Un ejemplo de ello es la pérdida de las incumbencias originalmente atribuidas a la Geofísica que han sido reservadas para las carreras de Geología e Ingeniería durante la acreditación de las carreras de interés público en el marco de la Ley de Educación Superior. A su vez, la carencia de un Colegio profesional de Geofísicos a nivel nacional que le dé un marco jurídico a los reclamos de incumbencias, así como a la preponderancia de la multidisciplinariedad, han repercutido en una fuerte competitividad y la consecuente baja en las posibilidades de inserción de Geofísicos en el mercado laboral.

En este contexto general, la creación del CIGEOF cubre un área de vacancia estratégica dentro de la propia Universidad que permitirá enfrentar los desafíos actuales y futuros de la Geofísica. Por otra parte, permitirá el fortalecimiento de las líneas clásicas de la disciplina junto con la promoción de nuevas líneas de investigación en donde la Geofísica juegue un rol preponderante para los trabajos interdisciplinarios. Asimismo favorecerá la interacción entre los distintos grupos que conformen el Centro a fines de potenciar sus capacidades para la formación de recursos humanos, la investigación y el desarrollo tecnológico en el marco formal de una Unidad de Investigación reconocida por la UNLP.



Figura 2. Miembros del CIGEOF en la Biblioteca de la FCAG tras haberse aprobado la propuesta de creación del Centro en la reunión del Consejo Directivo de la FCAG del 15 de diciembre de 2023. Atrás: Andrés Cesanelli, Patricia Sallago (consejero suplente), Luis Guerracino (subdirector), Federico Bucher (consejero titular), Juan Ignacio Sabbione, Nicolás Tessone y Mariano Bertone. Centro: Jonatan Pendiuk, Claudia Ravazzoli (consejero titular), Claudia Tocho, Fabio Zyserman (consejero titular), Gabriela Badi (consejero titular) y Néstor Rossi. Adelante: Danilo Velis (director), María Laura Rosa (consejero titular) y Melina Lunansky.

OBJETIVOS Y LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

El CIGEOF se constituye como un organismo institucional que nuclea a investigadores, docentes, no docentes, becarios, tesistas y profesionales que trabajan en temas de Geofísica en el ámbito de la FCAG. El Centro se crea en base a los ex Departamentos del área de Geofísica que históricamente conformaron la estructura interna de la FCAG con el fin de adecuar el funcionamiento de los grupos de investigación a la Ordenanza 284/11 de la UNLP.

Objetivos

El objetivo general consiste en desarrollar investigaciones teóricas y aplicadas en el campo de la Geofísica. Este objetivo se basa en el fortalecimiento de los grupos de investigación y las líneas temáticas que actualmente se desarrollan en la FCAG, así como en la generación de nuevas líneas de investigación y desarrollo donde la Geofísica sea el eje central. Se pondrá especial énfasis en la creación de nuevos conocimientos y en la formación de recursos humanos de excelencia en cada una de las disciplinas. Además, se fomentará la interacción entre los grupos involucrados para potenciar sus recursos y capacidades.

Entre los objetivos específicos del CIGEOF se destaca la dirección de tesis de grado y posgrado, así como la dirección de investigadores, personal de apoyo, becarios y pasantes. También se trabajará en la creación y consolidación de grupos de investigación con intereses científicos y tecnológicos comunes. La elaboración y ejecución de proyectos y programas de investigación y desarrollo tecnológico, tanto de manera directa como en colaboración con otras instituciones y organismos, serán otra de las prioridades del Centro.

El CIGEOF prestará servicios técnicos y transferirá conocimientos a instituciones públicas, privadas y particulares que lo requieran. Además, organizará seminarios, reuniones de trabajo, congresos y escuelas científicas, fomentando la difusión y el intercambio de conocimientos. El Centro también brindará asesoramiento a la FCAG y otras instituciones que lo requieran en temas vinculados a la formación de grado y posgrado en Geofísica, incluyendo planes de estudio y cursos de perfeccionamiento.

La aplicación de los conocimientos y desarrollos de la investigación en actividades de extensión será otro aspecto fundamental del CIGEOF, con el fin de dar respuesta a problemáticas socioeconómicas y ambientales. Finalmente, el Centro se compromete a dar a conocer las investigaciones desarrolladas a través de publicaciones científicas en revistas especializadas y otros medios de difusión de la ciencia.

Principales líneas de investigación

Las principales líneas de investigación que desarrollará el Centro comprenden: Geofísica de Exploración y Geofísica Aplicada, Hidrogeofísica, Gravimetría, Sismología, Física de Rocas, Geodesia Satelital y Aeronomía, Geomagnetismo y Aeronomía, Monitoreo Geofísico.

Geofísica de Exploración / Geofísica Aplicada

La Geofísica de Exploración es una disciplina científica que se centra en estudiar los procesos físicos del subsuelo terrestre y sus características, con el objetivo de investigar y analizar la estructura geológica y las propiedades de los materiales subsuperficiales. Esto permite obtener información relevante sobre la ubicación y distribución de recursos naturales, como hidrocarburos, minerales y aguas subterráneas. Utiliza principios de física, matemática y geología a través de técnicas y métodos de medición indirectos, como la propagación de ondas sísmicas, la conductividad eléctrica, la magnetización y la gravimetría. Tradicionalmente, estas áreas han sido desarrolladas por grupos

autónomos de investigadores, aunque se espera una mayor interacción con la creación del Centro.

La Geofísica de Exploración utiliza herramientas como los métodos de prospección sísmicos, gravimétricos y electromagnéticos para obtener datos e información sobre el subsuelo. Estos datos se procesan y analizan con software especializado para crear modelos tridimensionales del subsuelo, esenciales en la exploración de recursos naturales y planificación de proyectos de ingeniería civil. Es una disciplina interdisciplinaria que involucra la colaboración entre geólogos, geofísicos e ingenieros, y se aplica en campos como la exploración petrolera, minera, gestión de agua subterránea y evaluación de riesgos geológicos. Su papel es clave en el descubrimiento y caracterización de recursos naturales y en la comprensión de la estructura de la Tierra.

El método sísmico es una técnica especializada en Geofísica de Exploración que utiliza ondas sísmicas generadas artificialmente para estudiar las capas y estructuras del subsuelo. Estas ondas son registradas por sensores llamados geófonos o hidrófonos y se analizan para crear imágenes del subsuelo, identificando características geológicas como estratos, fallas y reservorios de hidrocarburos. El método también incluye técnicas para el procesamiento e inversión de datos sísmicos, mejorando la calidad de los datos y permitiendo una interpretación más precisa de las estructuras geológicas. Es fundamental en la localización de recursos como petróleo y gas y tiene aplicaciones en la ingeniería civil y gestión de riesgos geológicos.

El método gravimétrico, por otro lado, es una técnica de Geofísica de Exploración que estudia los campos gravitatorios para entender la distribución de masa en el subsuelo. Se basa en las variaciones de la gravedad terrestre causadas por diferencias en la densidad de los materiales subterráneos. Utilizando gravímetros, que pueden ser absolutos o relativos, se miden las aceleraciones gravitatorias en distintos puntos de la superficie. Estas mediciones permiten a los geofísicos inferir la distribución de densidades y estructuras del subsuelo, como tipos de rocas, capas geológicas, cuerpos de agua, cavidades, fallas y yacimientos de recursos naturales.

El método electromagnético es otra de las herramientas utilizadas en la Geofísica de Exploración. Se basa en generar y detectar campos eléctricos y magnéticos para estudiar el subsuelo. Se inducen variaciones en estos campos mediante fuentes de corriente eléctrica o campos magnéticos, y las señales resultantes, que interactúan con las estructuras subterráneas, son detectadas en la superficie. Este método incluye técnicas como la magnetotelúrica y la sismoeléctrica, entre otras. La interpretación de los datos se realiza usando modelos matemáticos para obtener información sobre la conductividad eléctrica y la permeabilidad magnética del subsuelo, lo cual es útil para identificar agua, minerales, hidrocarburos y estructuras geológicas. Además, se aplica en estudios de exploración de recursos naturales y en la evaluación de riesgos geotécnicos y contaminación.

Hidrogeofísica

La Hidrogeofísica es un campo interdisciplinario que aplica métodos geofísicos para determinar parámetros hidráulicos y monitorear procesos de flujo de agua, vitales para la gestión de recursos hídricos, control de contaminación y estudios ecológicos. Dado que más del 90 % del agua dulce está en el subsuelo, su prospección es estratégica para la sociedad. A diferencia de la Geofísica tradicional, centrada en recursos mineros y petroleros a grandes profundidades, la Hidrogeofísica se enfoca en aguas subterráneas a menores profundidades, utilizando métodos menos invasivos. Los métodos clásicos incluyen sondeos eléctricos verticales y tomografías de resistividad eléctrica, mientras que los métodos gravimétricos, electromagnéticos y sísmicos requieren adaptación para estudios someros. Además, el agua subterránea, parte del ciclo hidrológico, está influenciada por la lluvia y la vegetación, afectando la recarga de acuíferos y la evapotranspiración. Comprender estas interacciones es crucial para la gestión sostenible de los recursos hídricos y para mitigar inundaciones y sequías, como en la provincia de Buenos Aires, donde la evapotranspiración representa el 80 % de la precipitación.

Gravimetría

La Gravimetría es una rama de la Geofísica que se enfoca en medir el campo de gravedad terrestre y sus variaciones espaciales y temporales. Para ello, se utilizan gravímetros, que pueden ser relativos o absolutos, para registrar datos desde la superficie terrestre. Además, misiones satelitales como la Continuación del Experimento de Recuperación de Gravedad y el Clima (GRACE-FO) permiten monitorear cambios en el campo gravitatorio a nivel global, proporcionando información sobre el ciclo hidrológico y el rebote postglacial. A escala local, las variaciones temporales de la gravedad se miden con alta precisión mediante gravímetros superconductores, como los utilizados en el Observatorio Argentino Alemán de Geodesia (AGGO). La Gravimetría es esencial para diversas aplicaciones: contribuye a la geodesia proporcionando datos para redes gravimétricas, sistemas de alturas físicas, y la determinación del flujo de ríos y aguas subterráneas. También es clave en el modelado del geoide gravimétrico en Argentina, el establecimiento del Marco de Referencia Internacional de Alturas y la definición del Sistema de Referencia Internacional de Gravedad Terrestre. Además, se emplea en el monitoreo de cambios ambientales, como el derretimiento de glaciares, eventos de inundaciones, sequías y variaciones en los niveles del mar.

Sismología

La Sismología es una rama de la Geofísica que estudia las ondas sísmicas para obtener información del interior de la Tierra. Estas ondas se generan por la liberación de energía elástica acumulada en el terreno. El análisis de grandes terremotos ha revelado por ejemplo la existencia de un núcleo interno sólido y un núcleo externo fluido, y ha sido fundamental para la teoría de la tectónica de placas. Numerosas técnicas de análisis de ruido sísmico y eventos permitieron iluminar detalles de la litósfera y el manto terrestres. Además, el estudio de señales sísmicas de procesos eruptivos es crucial para la vigilancia volcánica. El grupo de Sismología trabaja en la identificación de señales precursoras, optimización de técnicas de monitoreo y modelado de litósfera y fuentes sísmicas, colaborando a su vez con técnicos e ingenieros para desplegar y mantener redes instrumentales que proporcionan datos de calidad a la comunidad científica.

Física de Rocas

La Física de Rocas es una disciplina geofísica que estudia las propiedades físicas y el comportamiento de las rocas en el subsuelo. Utiliza enfoques teóricos y métodos experimentales para comprender cómo las rocas interactúan con ondas y campos físicos. Esto se logra mediante el desarrollo de modelos teóricos sobre las características elásticas, acústicas y electromagnéticas de las rocas, aplicados a datos obtenidos en campo y laboratorio. Sus aplicaciones incluyen la caracterización de rocas reservorio para hidrocarburos, determinando propiedades como permeabilidad, porosidad y saturación de fluidos, lo que es crucial para evaluar el potencial de extracción. También se emplea en el estudio de sedimentos con hidratos de metano y en el monitoreo del almacenamiento geológico de dióxido de carbono.

Geodesia Satelital y Aeronomía

La Geodesia Satelital y la Aeronomía son disciplinas geofísicas que se enmarcan en el campo de la Geofísica Espacial. En particular, la Aeronomía se centra en el estudio de la atmósfera superior, particularmente la ionosfera. Se investigan los procesos físicos y químicos que ocurren en estas regiones, como la ionización de la atmósfera superior y la formación de capas y estructuras ionosféricas. Por otro lado, la Geodesia Satelital utiliza técnicas de medición y observación desde satélites para determinar posiciones y deformaciones en la Tierra. Ambas áreas se apoyan en el uso de observaciones GNSS y otras técnicas para realizar investigaciones y mejorar la comprensión de la

atmósfera y la superficie terrestre. La combinación de la Aeronomía y la Geodesia Satelital permite un enfoque integral para el estudio de la Tierra desde la perspectiva de la atmósfera superior y la determinación precisa de su forma y posición. Esta disciplina tiene aplicaciones en áreas como la navegación, la cartografía, la geofísica, la meteorología espacial, el monitoreo del cambio climático y la investigación científica en general.

Geomagnetismo y Aeronomía

El Geomagnetismo estudia el campo magnético de la Tierra, incluyendo su generación, comportamiento y variaciones. Investiga cómo el campo magnético interactúa con partículas cargadas en la ionosfera y magnetosfera, así como fenómenos como auroras y tormentas magnéticas. Esta disciplina ayuda a entender la estructura interna de la Tierra, la evolución de materiales en la corteza y se aplica en tectónica y estudios geotermiales. La Aeronomía, por otro lado, abarca el estudio de ionosferas, magnetosferas planetarias, el Sol y el espacio interplanetario, centrando su investigación en campos magnéticos y plasmas. La interacción entre Geomagnetismo y Aeronomía es clave para comprender cómo las variaciones del campo magnético afectan la ionosfera y fenómenos como la propagación de ondas de radio y comunicación satelital, influenciados por la actividad solar, un campo conocido como *Climatología espacial*.¹

Monitoreo Geofísico

Diversos grupos de investigación del Centro participan en el monitoreo de variables geofísicas para caracterizar medios y fenómenos naturales, controlar la explotación de recursos y prevenir riesgos. Estas actividades se realizan a través de proyectos propios, convenios y actividades de transferencia. Ejemplos incluyen el monitoreo sismológico en la estación LPA y en la Isla de Tierra del Fuego, así como el desarrollo de técnicas de monitoreo en el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica. También se destacan las observaciones geomagnéticas y meteorológicas, con estaciones que operan desde 1957 y 1885 respectivamente, proporcionando datos cruciales para estudios científicos y académicos.

INTEGRANTES, ANTECEDENTES Y PRODUCCIÓN

El plantel de integrantes del CIGEOF está compuesto por 35 miembros, con una diversidad de perfiles que enriquecen significativamente sus capacidades. Entre ellos, 13 son profesores¹, distribuidos en categorías que incluyen 3 titulares, 4 asociados y 6 adjuntos, la mayoría con dedicación exclusiva y destacados en el programa de incentivos con categorías I o II. Ocho de estos integrantes son además investigadores del CONICET (un investigador principal, 4 independientes y 3 asistentes). Todos estos profesores no solo aportan experiencia académica y científica, sino que también ocupan cátedras clave en el programa de la carrera de Geofísica, consolidando así el conocimiento en todas las áreas de esta disciplina. Adicionalmente, el Centro cuenta con 16 miembros auxiliares docentes, becarios de doctorado y posdoctorado² y 6 miembros no docentes³, que contribuyen al funcionamiento diario del Centro. Además, cuenta con más de 20 miembros colaboradores, en su mayoría egresados de la misma facultad que desarrollan sus actividades de investigación en otras instituciones del país y del extranjero. Estos miembros colaboradores mantienen una estrecha relación con el CIGEOF, participando activamente en proyectos y en la dirección de becarios y doctorandos, fortaleciendo así el tejido colaborativo del Centro.

¹ Gabriela Badi, Andrés Cesanelli, Luis Guarracino, Mauricio Gende, María Fernanda Montero, Claudia Ravazzoli, María Laura Rosa, Rubén Horacio Sarochar, Juan Sabbione, Patricia Sallago, Claudia Tocho, Danilo Velis y Fabio Zyserman.

² Eugenia Boero, Federico Bucher, Gabriel Castromán, Julián Cuello, Andrés D'Onofrio, Matías Elías, Agustín Gómez, María Laura Gómez Dacal, Matías Tramontini, Melina Lunasky, María Celeste Novak Merquel, Julián Olivari, Daniel Pérez, Jonatan Pendiuk, Mariángel Soldi y Nicolás Tessone.

³ Federico Berisso, Mariano Bertone, José María Rossi, Néstor Rossi, Martín Torroba e Irina Vigiani.

Los integrantes del CIGEOF se han destacado por su sólida contribución científica, publicando en los últimos 5 años más de 100 artículos, la mayoría en revistas de renombre internacional. Sus investigaciones abarcan todas las disciplinas geocientíficas mencionadas previamente. Las publicaciones han sido destacadas en revistas como *Geophysics*, *Geophysical Journal International*, *Remote Sensing* y *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, entre otras. Asimismo, durante este mismo período, han presentado más de 150 trabajos en eventos científicos tanto nacionales como internacionales, además de numerosas producciones tecnológicas e informes técnicos para diversas instituciones o empresas. Del mismo modo, han dirigido y/o codirigido un total de treinta proyectos de investigación, los cuales han sido fundamentales para el desarrollo de las investigaciones publicadas. Por otro lado, en términos de formación de recursos humanos, los integrantes del CIGEOF han supervisado en los últimos 20 años aproximadamente 35 becarios de grado, 40 becarios doctorales y 10 becarios posdoctorales. Además, han supervisado alrededor de 100 tesis de grado, 4 tesis de maestría y 40 tesis doctorales. La formación de recursos humanos también incluye la dirección actual de 7 investigadores.

CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS FUTURAS DEL CIGEOF

La creación del CIGEOF representa un avance trascendental para la Universidad Nacional de La Plata, consolidando una plataforma institucional dedicada a la investigación avanzada en Geofísica. Este Centro no solo agrupa a especialistas en diversas áreas de la geofísica, sino que también fomenta la interacción interdisciplinaria y la sinergia entre distintas ramas del conocimiento. Este enfoque integral es esencial para abordar de manera efectiva los complejos desafíos que presenta la exploración y gestión de los recursos naturales en un contexto global cambiante.

El CIGEOF se posiciona como un núcleo de excelencia en la investigación científica y tecnológica, apoyando la formación de recursos humanos altamente capacitados. Al promover la investigación aplicada y teórica, el Centro contribuye significativamente al desarrollo sostenible y a la innovación en áreas críticas como la exploración de hidrocarburos y minerales, la gestión de recursos hídricos y la mitigación de riesgos naturales, así como a la expansión del conocimiento científico sobre los diversos fenómenos naturales que tienen lugar tanto en el interior de nuestro planeta como en la atmósfera que lo rodea. Además, su compromiso con la excelencia académica y la colaboración internacional refuerza su papel como un referente clave en la comunidad geofísica tanto a nivel nacional como internacional. En este sentido, el CIGEOF propiciará la interacción con otros centros e instituciones del país o del extranjero que deseen aunar esfuerzos para abordar problemáticas comunes o participar en proyectos de carácter federal o regional.

El CIGEOF no solo representa un fortalecimiento de las capacidades investigativas de la Universidad Nacional de La Plata, sino que también refleja un compromiso profundo con el avance del conocimiento científico y la tecnología. Al mirar hacia el futuro, el CIGEOF aspira a seguir liderando en el ámbito de la Geofísica, enfrentando con éxito los desafíos emergentes y proporcionando soluciones innovadoras que beneficien a la sociedad en su conjunto. Este Centro se convierte así en un pilar fundamental para el desarrollo de investigaciones que no solo expanden nuestras fronteras del conocimiento, sino que también generan un impacto positivo y tangible en el mundo real.