

ISSN EN LINEA 1852-7744
VOLUMEN 46(2) 2024



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar

GEOACTA

Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas

Contenidos

Este número de GEOACTA / *This issue of GEOACTA*

Danilo R Velis (Editor) 1

ARTÍCULOS CIENTÍFICOS

Procesamiento de anomalías en métodos potenciales de prospección mediante el aprendizaje automático probabilístico

Julián L Gómez, Ana Carolina Pedraza De Marchi, Claudia L Ravazzoli 3

Imagen sísmica en profundidad: comparación de migración poststack por ecuación de onda en frecuencia y migración de Kirchhoff

Lucía Páez Gayone, Juan I Sabbione, Tomás D'Biassi 18

ARTÍCULOS BREVES

Modelado tectónico de la zona de transferencia del Colorado: Movimiento levógiro y compresivo

M Alejandra Arecco, Patricia A Larocca, Silvia P Barredo 37

REPORTES

Hurgando el universo invisible con CART (Chinese Argentine Radio-Telescope). Geodesia espacial en el OAFa

Ricardo C Podestá, Ana María M Pacheco, Johana E Quinteros, Marcelo J Segura, Alejandro Navarro, Hernán Alvis Rojas, Natalia L Maza, C. Garay 41

Aportes de la sismología al conocimiento de volcanes activos en Sudamérica y Antártida

José Augusto Casas, Gabriela Badi 49

Aportes de la sismología al conocimiento de volcanes activos en Sudamérica y Antártida

José Augusto Casas, Gabriela Badi 66

Este número de GEOACTA / This issue of GEOACTA

Danilo R Velis (Editor)

Este número de GEOACTA presenta tres artículos científicos: dos artículos completos y una nota breve. Además, incluye dos reportes especiales que derivan de presentaciones plenarias realizadas en el Congreso de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (AAGG) 2024. A continuación, el Editor ofrece una visión general de cada uno de los trabajos incluidos en esta edición.

This issue of GEOACTA features three scientific contributions: two full-length articles and one short note. In addition, it includes two special reports based on plenary presentations delivered at the 2024 Congress of the Argentine Association of Geophysicists and Geodesists (AAGG). Below, the Editor provides an overview of each work included in this edition.

ARTÍCULOS CIENTÍFICOS

Gómez y otros (Español) presentan una herramienta de asistencia a la interpretación de datos de métodos potenciales, basada en aprendizaje automático probabilístico. A partir de una anomalía ingresada por el usuario, el sistema infiere su distribución estadística y genera variaciones realistas utilizando un método de Monte Carlo con dinámica de Langevin. Estas variaciones permiten al intérprete explorar posibles configuraciones espaciales y parámetros asociados, como la dirección de magnetización. Se muestran resultados sobre datos sintéticos y reales de intensidad magnética, destacando el potencial de la herramienta en contextos con recursos computacionales limitados.

Páez y otros (Español) comparan dos métodos de migración sísmica en profundidad aplicados a datos poststack: el método *split-step*, implementado en Julia, y la migración de Kirchhoff, mediante software comercial. Se aplican ambos algoritmos a un conjunto de datos sintéticos y a dos secciones reales de Tierra del Fuego y de la Faja Plegada en Perú. Los resultados muestran que *split-step* es más eficaz para estratos con buzamientos pronunciados, mientras que Kirchhoff ofrece mejor resolución en zonas de fallas y bordes. El estudio discute ventajas y limitaciones de cada enfoque según el tipo de estructura geológica.

ARTÍCULO BREVE

Arecco y otros (Español) analizan la ocurrencia de olas de calor en la ciudad de La Plata entre 1988 y 2023, utilizando registros diarios de temperatura máxima y mínima. Identifican eventos cálidos extremos aplicando distintos umbrales y caracterizan su frecuencia, duración, temperatura media y persistencia. Además, estudian las anomalías de geopotencial a 500 hPa asociadas a estos eventos, evidenciando configuraciones atmosféricas que favorecen su desarrollo. Los resultados muestran un incremento sostenido en la frecuencia de estos eventos desde 2013, con un máximo en 2022.

REPORTES

Podestá y otros (Español) describen el desarrollo de técnicas geodésicas espaciales en el Observatorio Astronómico Félix Aguilar (OFA), fruto de una cooperación sostenida con instituciones chinas y francesas. Se detallan los sistemas SLR, GNSS y DORIS instalados en San Juan, así como el avance en la construcción del radiotelescopio CART, cuya primera luz se espera para 2026. Este nuevo instrumento contribuirá tanto a la geodesia como a la astrofísica, fortaleciendo el rol del OFA en redes globales de referencia.

Casas y Badi (Español) presentan una síntesis de las contribuciones recientes al conocimiento de

sistemas volcánicos activos ubicados en Sudamérica y Antártida. Estas investigaciones, lideradas por equipos de la Universidad Nacional de La Plata y el Servicio Geológico y Minero Argentino, aplican metodologías sismológicas para caracterizar la estructura y evolución temporal del subsuelo volcánico. El trabajo destaca la importancia de estos estudios para mejorar las capacidades de monitoreo y alerta temprana en regiones volcánicas activas.

RESEARCH ARTICLES

Gómez et al. (Spanish) present a tool to assist in the interpretation of potential field data using probabilistic machine learning. Given a selected anomaly, the system estimates its probability distribution and generates realistic variations via a Monte Carlo method based on Langevin dynamics. These variations help the interpreter explore plausible spatial configurations and parameters such as magnetization direction. Applications to synthetic and real magnetic data highlight the tool's usefulness in settings with limited computational resources.

Páez et al. (Spanish) compare two depth migration methods applied to poststack seismic data: the split-step method, implemented in Julia, and Kirchhoff migration, using commercial software. They apply both algorithms to one synthetic dataset and two real sections from Tierra del Fuego and the Fold and Thrust Belt in Peru. Results show that split-step better resolves steeply dipping layers, while Kirchhoff provides improved imaging in faulted zones and edges. The study discusses the strengths and limitations of each method depending on the geological setting.

SHORT NOTES

Arecco et al. (Spanish) examine the occurrence of heat waves in the city of La Plata from 1988 to 2023, based on daily maximum and minimum temperature records. They identify extreme warm events using different thresholds, and analyze their frequency, duration, mean temperature, and persistence. The study also investigates 500 hPa geopotential anomalies linked to these events, revealing persistent atmospheric configurations. Results indicate a sustained increase in heat wave frequency since 2013, peaking in 2022.

REPORTS

Podestá et al. (Spanish) outline the development of space geodetic techniques at the Félix Aguilar Astronomical Observatory (OAFa), as part of long-standing collaborations with Chinese and French institutions. The report highlights the deployment of SLR, GNSS, and DORIS systems in San Juan, and the ongoing assembly of the CART radio telescope, expected to see first light in 2026. This facility will support both geodetic and astrophysical research, reinforcing OAFa's role in global reference networks.

Casas and Badi (Spanish) summarize recent contributions to the understanding of active volcanic systems in South America and Antarctica. These studies, led by researchers from the Universidad Nacional de La Plata and the Argentine Geological and Mining Service, use seismological methods to investigate the structure and temporal evolution of volcanic subsurfaces. The report underscores the value of such efforts for enhancing monitoring and early warning capabilities in volcanic regions.

Procesamiento de anomalías en métodos potenciales de prospección mediante el aprendizaje automático probabilístico

Processing total field anomalies with statistically-based machine learning

Julián L Gómez^{1,2,3}, Ana Carolina Pedraza De Marchi^{1,2,4}, Claudia L Ravazzoli^{2,5}

Resumen El aprendizaje automático es actualmente una herramienta disruptiva para el procesamiento de señales digitales y la toma de decisiones. En particular, el aprendizaje automático probabilístico permite aproximar la función de densidad de probabilidad bajo la cual se distribuyen las anomalías observadas. Utilizando el aprendizaje automático probabilístico, proponemos asistir al intérprete de datos de los métodos potenciales de prospección. Mediante la generación de alternativas estadísticamente consistentes con los datos de trabajo, el geocientista puede visualizar variaciones realistas del dato original que le permitan expandir su interpretación. Para ello, el intérprete ingresa al sistema la anomalía de interés. El sistema deduce a partir del dato suministrado una aproximación a su función de densidad de probabilidad. Luego, el sistema permite al usuario seleccionar una región del dato de entrada para generar en ella realizaciones distribuidas bajo la misma densidad de probabilidad de los datos observados. Evaluamos la novedad de los datos generados respecto del dato original en la región seleccionada, permitiendo al intérprete ponderar las propuestas obtenidas. Para inferir la función de densidad de probabilidad, utilizamos un método de adición y de remoción de ruido aleatorio sobre la cuadrícula suministrada. En la generación de datos, utilizamos un método de Monte Carlo basado en una cadena de Markov conocida como dinámica de Langevin. Algunos de los desafíos de la propuesta son el entrenamiento de un método de aprendizaje automático probabilístico con una sola base de datos y la limitación en el hardware y en el tiempo de cómputo que supone utilizar el método en una computadora personal. Presentamos una experiencia con datos sintéticos y en datos de campo de anomalía escalar de intensidad total magnética. Los resultados muestran que la propuesta puede asistir al intérprete en la delineación espacial de los cuerpos anómalos y la inversión de parámetros, tales como la dirección de magnetización.

Palabras clave Aprendizaje automático, estadística, interpretación, algoritmo, métodos potenciales de prospección.

Abstract *Machine learning is currently a disruptive tool for digital signal processing and decision making. In particular, probabilistic machine learning makes it possible to approximate the probability density function under which the recorded signals are distributed. Using probabilistic machine learning, we propose to assist interpreters of potential field prospecting methods. By generating alternatives that are statistically consistent with the working data, the interpreter can visualize realistic variations of the original data that allow them to expand their insights. To do this, the interpreter enters the anomaly of interest into the system. The system deduces from the data provided an approximation to its probability density function. Then, the system allows the user to select a region of the input data to generate distributed realizations under the same probability density of the observed data. We evaluate the novelty of the data generated with respect to the original data in the selected region, allowing the interpreter to weigh the proposals obtained. To infer the probability density function, we use a*

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

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

³YPF Tecnología S.A., Berisso, Argentina.

⁴Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de La Plata, Argentina.

⁵Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF), Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

method of adding and removing random noise on the supplied grid. In generating data, we use a Monte Carlo method based on a Markov chain known as Langevin dynamics. Some of the challenges of the proposal are the training of a probabilistic machine learning method with a single database and the limitation in hardware and computing time involved in using the method on a personal computer. We present an experience on synthetic data and magnetic total intensity scalar anomaly field data. The results show that the proposal can assist the interpreter in the spatial delineation of anomalous bodies and in the inversion of parameters, such as the magnetization direction.

Keywords *Machine learning, statistics, interpretation, algorithm, gravity and magnetic potential fields.*

INTRODUCCIÓN

Correctamente anticipado por Flusser en 1985 (Flusser, 2023), las imágenes técnicas son hoy en día una herramienta diferencial en el desarrollo de las sociedades tecnológicas. El aprendizaje automático (ML, machine learning) y el aprendizaje profundo (deep learning) permiten resolver problemas inversos altamente no lineales a partir de imágenes o cuadrículas Burkov (2019); Chollet (2021); Murphy (2023). Actualmente, distintos métodos de ML han sido aplicados en las geociencias para resolver problemas de interpolación y clasificación. Entre ellos, para el procesamiento de datos sísmicos Liu y otros (2024), inversión de datos magnetotelúricos Zhou y otros (2024); la interpretación de reservorios a partir de imágenes de coronas (de Lima y otros, 2019); en inversión petrofísica (Li y otros, 2024) y en la inversión conjunta de datos de gravedad y magnetismo (Hu y otros, 2024).

Los métodos potenciales de prospección persiguen la interpretación de datos de anomalías de gravedad y de campo magnético para inferir propiedades del subsuelo terrestre (Blakely, 1996). Estos métodos desempeñan un papel muy importante en la exploración del petróleo y el gas, en la minería, y en estudios arqueológicos. Los registros digitales son por lo general interpolados sobre cuadrículas rectangulares para la construcción de mapas de isolíneas, constituyendo así una imagen técnica, a los fines de su posterior procesamiento e interpretación. Desde la interpretación estadística basada en el análisis de espectros de potencia propuesta por Spector y otros (1970), el método geoestadístico de Kriging (Journel, 1989) y la interpretación Bayesiana de los cuadrados mínimos, que asume que los registros son variables aleatorias debido al ruido de medición (Meju, 1995), el empleo de herramientas con bases estadísticas tiene una larga tradición en los métodos potenciales de prospección.

En el aprendizaje automático probabilístico, el proceso de entrenamiento es no supervisado y se asume que los datos observados son realizaciones de una variable aleatoria vectorial con una función de densidad de probabilidad (pdf, por sus siglas en inglés) definida Murphy (2023). El aprendizaje automático probabilístico permite aproximar, a partir de datos registrados, la pdf bajo la cual se distribuyen las observaciones. El conocimiento de la pdf permite generar muestras sintéticas de esa distribución, generando así nuevos datos sintéticos. Esta técnica tiene hoy un uso sin precedentes en tecnologías como los modelos de lenguaje grandes (p. ej., Gemini: <https://gemini.google.com/>), modelos de generación de imágenes y de videos (p. ej., Sora: <https://openai.com>).

Atentos a los avances del ML en las diferentes ramas de la ciencia y la tecnología, en este trabajo evaluamos un método de difusión probabilística (MDP) para asistir en la interpretación de datos magnéticos de los métodos potenciales de prospección. Nuestra motivación principal radica en que los métodos de MDP permiten fácilmente aproximar funciones de densidad de probabilidad asociada a datos observados. El problema de aproximar la pdf era considerado como extremadamente desafiante desde una perspectiva más clásica (Goodfellow y otros, 2016), al requerir un modelo explícito para la pdf y necesitar estimar la función de partición adecuada para normalizar la distribución (Murphy, 2023).

En este trabajo emplearemos de manera original un algoritmo de MDP, llamado *denoising score matching* (Song y otros, 2019; 2020). Por medio de este método aproximamos el gradiente respecto a la variable aleatoria del logaritmo de la pdf, (conocida también como por el nombre de función de

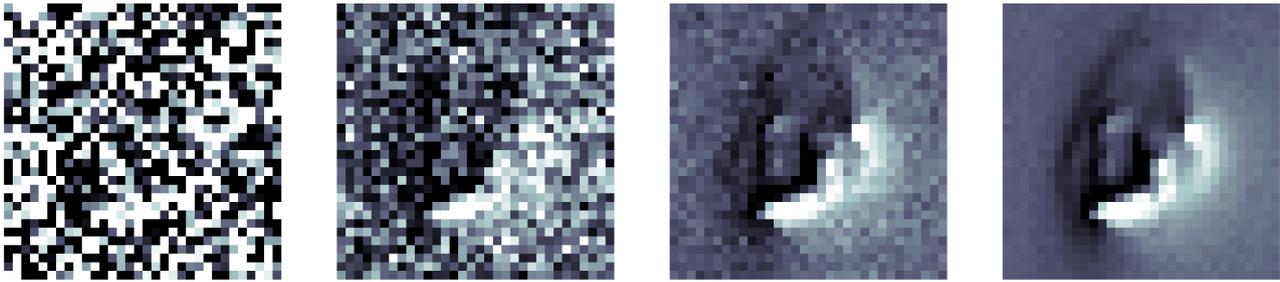


Figura 1. Ilustración del método de generación de datos estadísticamente consistente. De izquierda a derecha: una cuadrícula con valores aleatorios es transformada paulatinamente a una muestra consistente con el dato suministrado. En cada paso, el nivel de ruido inyectado disminuye. Las direcciones para navegar en el espacio de las imágenes vienen dada por el gradiente del logaritmo de la densidad de probabilidad. Se muestran 4 pasos de un total de 10.

score) y obtendremos muestras de esta distribución por medio de una cadena de Markov conocida como dinámica de Langevin (Murphy, 2023). Con este método obtendremos, al promediar muchas generaciones, una tendencia regional del dato de entrada. Esta tendencia nos permitirá generar un mapa residual que puede ser utilizado para asistir de manera complementaria en la interpretación de datos de anomalía escalar de intensidad total (TFA). Indagaremos, además, como los datos generados pueden ser utilizados para estimar rangos posibles de variación en parámetros obtenidos por medio de inversión.

A continuación, describimos el método empleado, con especial atención a sus dos etapas: la aproximación de la función de score de la función de densidad de probabilidad del dato y la posterior generación de cuadrículas sintéticas. A continuación, aplicamos la metodología expuesta en un dato de campo de acceso público de TFA en la región de Montes Claros (Brasil) utilizado por Reis y otros (2020) para la determinación de la dirección de magnetización. En este ejemplo obtenemos, de las cuadrículas generadas, una tendencia regional que es removida del dato original. Además, analizamos los histogramas que resultan de la inversión de la dirección de magnetización para las distintas realizaciones y comparamos los resultados con una técnica de Monte Carlo. Finalmente, discutimos el método implementado e indicamos nuevas líneas de desarrollo e investigación.

MÉTODO

El algoritmo de *denoising score matching* (DSM) parte de una imagen aleatoria y la transforma, progresivamente, en una muestra compatible con el dato original. El método consiste de dos etapas. En la primera etapa, se aproxima la función de score asociada a la función de densidad de probabilidad del dato suministrado. La función de score se define aquí como el gradiente respecto de la variable aleatoria del logaritmo de la función de densidad de probabilidad (Elad y otros, 2023). Esta función es la que provee las direcciones en el espacio de las imágenes que conducen la imagen aleatoria inicial. En la segunda etapa se toman muestras de la función de distribución aproximada, generando así nuevas cuadrículas.

La Figura 1 muestra cómo se transforma una cuadrícula de números aleatorios en una muestra sintética compatible con el dato de campo de anomalía escalar de intensidad total magnética que será utilizada en la sección siguiente.

Aproximación de la función de score

La cuadrícula de los datos observados es considerada una variable aleatoria multidimensional con una función de densidad de probabilidad bien definida. Para inferir el score de la función de densidad de probabilidad, DSM utiliza una estrategia de adición y de remoción de ruido aleatorio a diferentes

niveles de ruido o dispersiones sobre la cuadrícula suministrada. Este proceso permite aproximar las direcciones en las cuales conducir una muestra aleatoria en el espacio de las imágenes.

Dado un modelo, $\mathbf{M}(\mathbf{x}; \mathbf{W})$, con entrada dada por la muestra \mathbf{x} y con parámetros \mathbf{W} , el DSM que implementamos busca \mathbf{W}^* que minimiza el valor esperado sobre los datos de entrenamiento del cuadrado de la diferencia entre el modelo y la función de *score* del proceso que inyecta ruido aditivo Gaussiano sobre las muestras de entrenamiento:

$$\|\mathbf{M}(\mathbf{x}_n; \mathbf{W}) - (\mathbf{x} - \mathbf{x}_n)/\sigma^2\|_2^2. \quad (1)$$

El modelo resultante, $\mathbf{M}(\mathbf{x}; \mathbf{W}^*)$, es un campo vectorial que aproxima a la función de *score*. El ruido con distribución Gaussiana de dispersión σ tiene por *score* a $(\mathbf{x} - \mathbf{x}_n)/\sigma^2$, donde \mathbf{x}_n es la muestra \mathbf{x} contaminada por el ruido aditivo. Los niveles de ruido que contaminan al dato de entrenamiento se construyen siguiendo un patrón descendente $\sigma_1 < \sigma_2 < \dots < \sigma_L$ (Song y otros, 2019; 2020). La ecuación 1 define la función de costo $\mathcal{L}_{\mathbf{W}}$ cuyo valor esperado respecto a todas las muestras \mathbf{x}_n es minimizado en el entrenamiento. En la Figura 4 (izquierda) se presenta la función de costo a distintas épocas para el caso de los datos de campo de Montes Claros. Las amplitudes utilizadas en este trabajo se presentan en la Figura 4, que van de 1 a 0.1 en diez pasos ($L = 10$). Para el entrenamiento el dato original es normalizado en el rango $[-1, +1]$. Las generaciones obtenidas serán luego reescaladas al rango original del dato.

Para el modelo que aproxima la función de *score* utilizamos una red neuronal que es la composición de una red de codificación con una red de decodificación, ambas con la arquitectura propia de una U-Net (Ronneberger y otros, 2015). Una U-net es una red convolucional que utiliza decimación, concatenación e interpolación. Los parámetros del modelo son los coeficientes de la respuesta impulsiva de los filtros de convolución bidimensional y sus respectivos sesgos. En todas las capas los filtros tienen 3×3 coeficientes. La rama de codificación consiste de 4 capas y el número de filtros por capa se incrementa en 16, 24, 32 y 64, respectivamente. La rama de decodificación consiste en tres capas, donde los filtros se reducen en número de 32 a 16 en el orden inverso al número de filtros en la capa de codificación. Las capas 1 y 7, 2 y 6, 3 y 5 concatenan sus salidas.

Para encontrar los parámetros óptimos \mathbf{W}^* , utilizamos el algoritmo de gradiente descendiente Adam (Kingma y otros, 2014) con un parámetro de aprendizaje de 10^{-5} y el resto de sus parámetros en sus valores por defecto. Estas decisiones de diseño y entrenamiento son tomadas de forma empírica mediante prueba y error, una estrategia común en el aprendizaje automático (Burkov, 2019; Chollet, 2021) y el método científico.

Generación

En la generación de datos, utilizamos un cadena de Markov conocida como dinámica de Langevin (Elad y otros, 2023). La dinámica de Langevin permite transformar una muestra aleatoria de una distribución Gaussiana, en una muestra distribuida bajo la distribución del dato original. La muestra se genera mediante la recursión

$$\mathbf{x}_t = \mathbf{x}_{t-1} + \alpha M(\mathbf{x}_{t-1}; \mathbf{W}^*)/\sigma + \sqrt{2\alpha} \mathbf{z}_t, \quad (2)$$

donde es $1 \leq t \leq T$ es el número de iteración, $\alpha > 0$ es el tamaño de paso, y \mathbf{z}_t es una matriz con números aleatorios que siguen elemento por elemento una distribución normal de media cero y varianza unitaria. El término con \mathbf{z}_t permite tomar muestras de manera estocástica de diferentes regiones de la función de densidad de probabilidad. La ecuación 2 se calcula T veces en cada nivel de ruido σ_1 a σ_L . La metodología original no ha sido reportada sobre datos geofísicos de los métodos potenciales, sino sobre imágenes naturales que poco podrían tener en común con los datos de métodos potenciales. No encontramos, o no ha sido reportado hasta la fecha, literatura específica sobre la elección de parámetros (p. ej., T , σ_1 , σ_L) en situaciones similares a nuestra aplicación.

Los detalles del algoritmo DSM pueden ser consultados en mayor profundidad en [Song y otros \(2020\)](#). Implementamos el método en el lenguaje de programación Python y utilizando la plataforma TensorFlow (<https://tensorflow.org>) para obtener \mathbf{W}^* . Otras plataformas, como PyTorch (<https://pytorch.org>) o JAX (<https://jax.readthedocs.io/>) podrían también ser utilizadas.

Caracterización de las generaciones

Para evaluar cuantitativamente cada cuadrícula o muestra generada \mathbf{x} , calculamos su coeficiente de correlación como el producto escalar

$$r(\mathbf{x}, \mathbf{d}) = \frac{\mathbf{x} \cdot \mathbf{d}}{\|\mathbf{x}\|_2 \|\mathbf{d}\|_2}, \quad (3)$$

respecto al dato original \mathbf{d} . En esta expresión, tanto la muestra generada como la anomalía original se consideran como vectores 1D al momento de hacer su producto escalar. El coeficiente de correlación de la [ecuación 3](#) provee un buen resumen del dato generado, ya que indica si la muestra generada es similar al dato de entrada y además, su signo señala si la muestra generada introduce un cambio indeseable de polaridad en las amplitudes respecto de la anomalía original.

En las primeras épocas del entrenamiento, el modelo produce por medio de la dinámica de Langevin muestras que están muy poco correlacionadas con el dato original; el coeficiente de correlación de las muestras generadas es próximo a cero. Esto significa que el dato generado es más bien ruidoso y no comparte información con el dato original. A medida que el número de épocas aumenta, el modelo genera muestras con coeficiente de correlación positivo y próximo al valor uno. Un ejemplo de ello se presenta en la [Figura 5](#), donde se observa el histograma del coeficiente de correlación de los datos generados para un mismo modelo en distintas épocas de entrenamiento. Este comportamiento nos permite monitorear el proceso de aproximación y detener las iteraciones cuando las muestras generadas presentan una alta correlación con el dato original. De continuar el entrenamiento, las muestras generadas por la dinámica de Langevin presentan un coeficiente de correlación igual a 1 y se pierde el carácter probabilístico del método; siendo las muestras generadas idénticas al dato suministrado.

APLICACIONES

En esta sección utilizamos un dato de campo de la TFA de la región de Montes Claros en el estado de Goiás, centro de Brasil. La [Figura 2](#) presenta un mapa geológico de la región basado en [Dutra y otros \(2014\)](#). En Montes Claros se ha identificado la presencia de rocas ígneas alcalinas del Cretácico, dispuestas principalmente a lo largo de un lineamiento con orientación NO-SE ([Figura 2](#)). Además de la región de Montes Claros, se destacan otros complejos alcalinos como Diorama, Córrego dos Bois, Morro do Macaco y Fazenda Buriti. Esta provincia está compuesta por rocas máficas a ultramáficas con una gran diversidad de tipos petrográficos. Las intrusiones alcalinas están rodeadas por basamento precámbrico y por rocas sedimentarias fanerozoicas de la cuenca del Paraná. Para una descripción más detallada de la geología, recomendamos consultar [2014](#).

En el año 2004, la región de Montes Claros fue recorrida por un estudio aeromagnético a una altura aproximada de 100 m desde el terreno con un intervalo de muestreo espacial de 8 metros. Las líneas de vuelo están dispuestas en dirección N-S cada 500 metros y las líneas de cruce en dirección E-O cada 5000 metros. Los datos fueron corregidos por variaciones diurnas y ajustados para el Campo Geomagnético de Referencia Internacional para la época 2004.62, con una inclinación de $-19,5^\circ$ y una declinación de $-18,5^\circ$. De estas observaciones se obtuvieron los valores de TFA empleados en este trabajo ([Figura 3](#), arriba). Las anomalías magnéticas de la TFA han sido asociadas a las rocas alcalinas en las cuales se han encontrado evidencias de magnetización remanente ([Dutra y otros, 2009](#); [Zhang y otros, 2018](#); [Dutra y otros, 2014](#)).

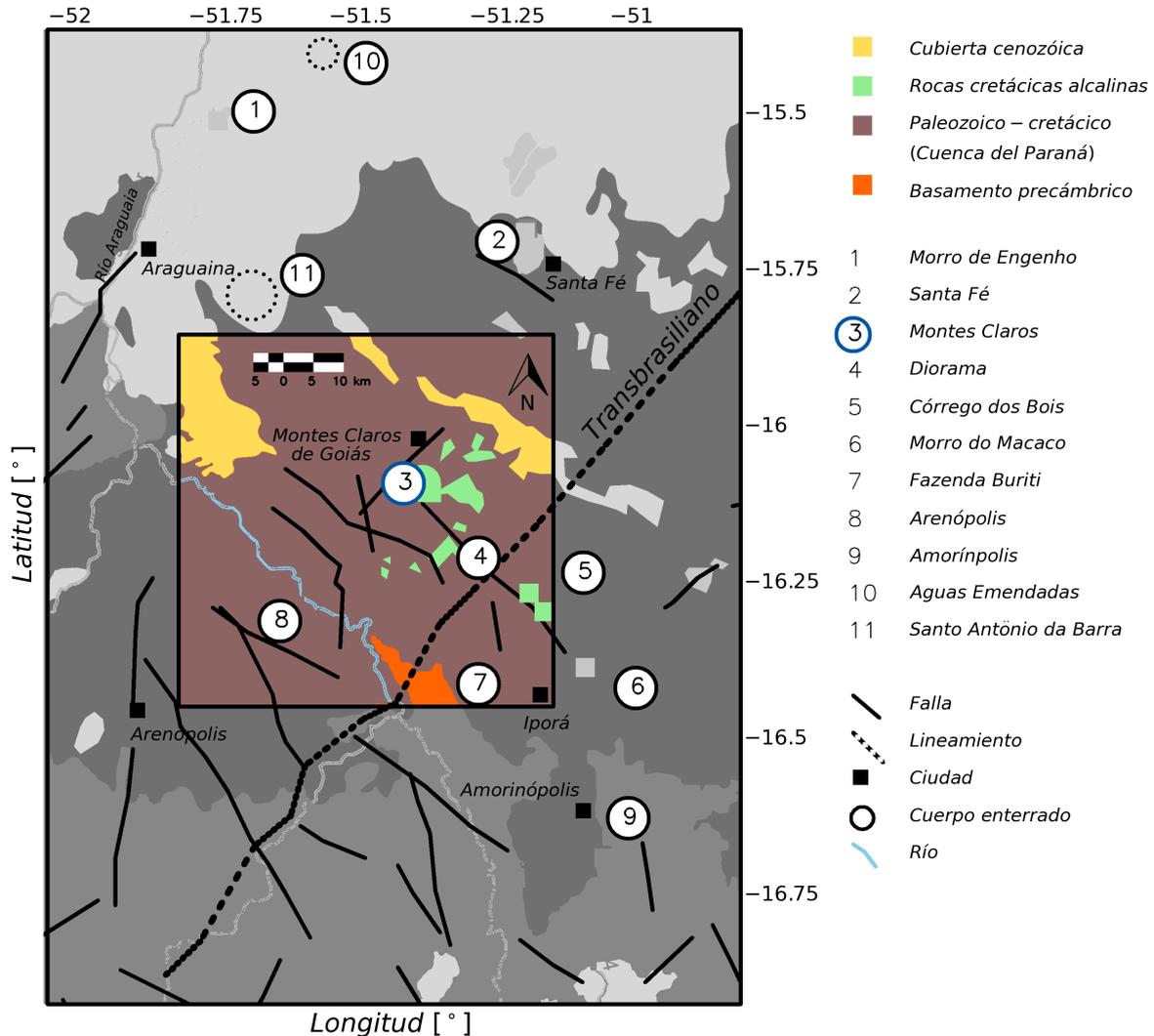


Figura 2. Mapa geológico de la región de Montes Claros. Los datos de TFA se encuentran en las inmediaciones del punto 3.

Recientemente, Reis y otros (2020) realizaron una inversión de parámetros basada en un modelo no lineal sobre la TFA observada. Los resultados obtenidos por medio del método indirecto de 2020 sugieren también la presencia de magnetización remanente.

Las observaciones originales han sido interpoladas utilizando la rutina griddata de la librería interpolate de SciPy (<https://scipy.org/>). Otro método de interpolación posible, y propio de los métodos potenciales, consistiría en utilizar el modelo de la capa equivalente (Blakely, 1996). Para conformar la entrada requerida por el algoritmo de generación, el dato interpolado es decimado resultando en una cuadrícula de 32 × 32 píxeles.

Entrenamiento y generación

En la Figura 4 (izquierda) presentamos la función de costo en función de las épocas de entrenamiento. Este gráfico narra el proceso de optimización que resulta en el modelo para aproximar el gradiente del logaritmo de la función de densidad de probabilidad del dato de entrada. Los niveles de ruido utilizados en el entrenamiento y luego en la generación de las cuadrículas se muestra en la Figura 4 (derecha).

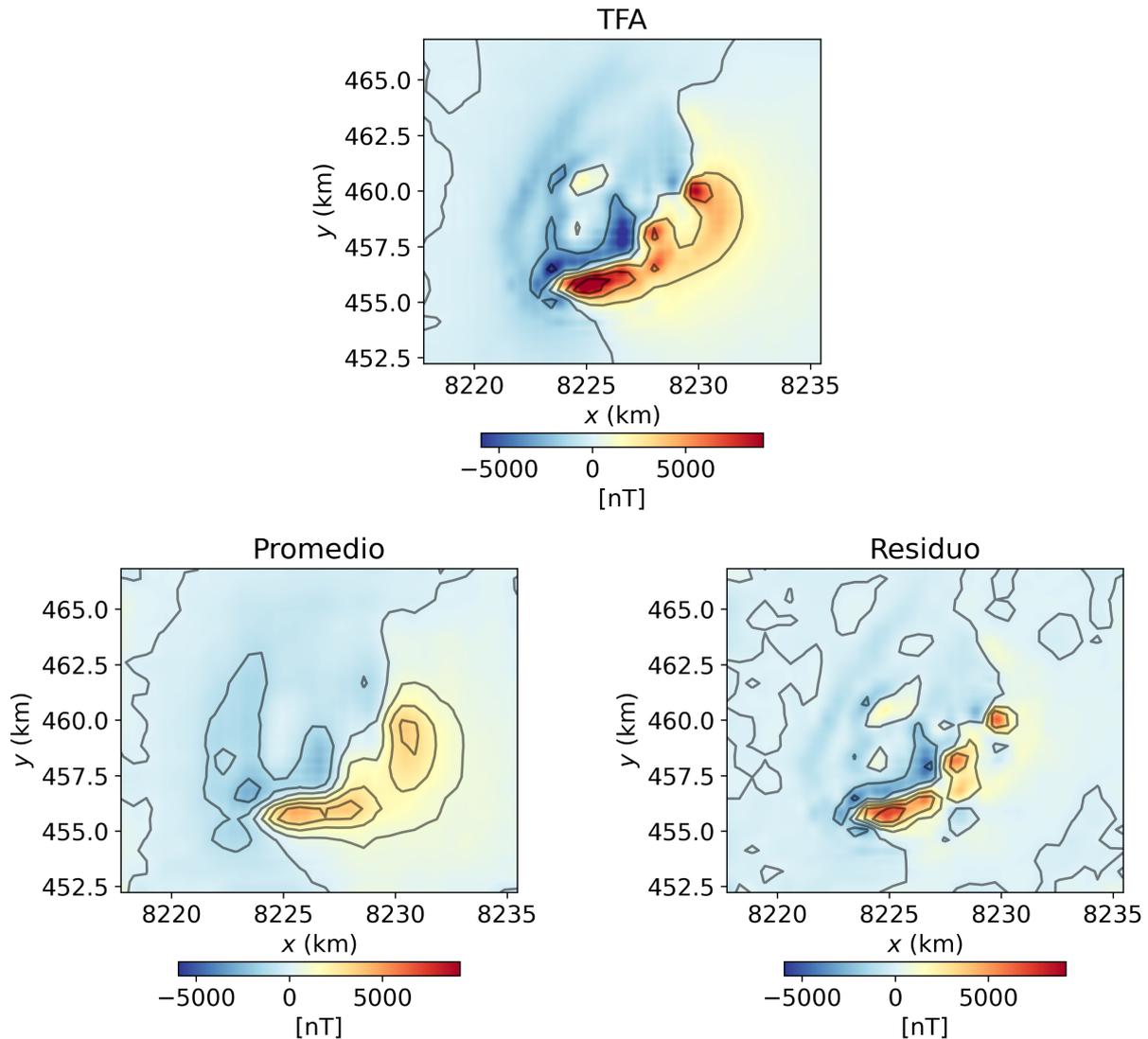


Figura 3. Arriba: cuadrícula original de la TFA en la zona de Montes Claros. Abajo: cuadrícula obtenida empleando el promedio de las generaciones (izquierda) y cuadrícula residual obtenida al remover del dato original el promedio de las generaciones obtenidas (derecha).

La [Figura 5](#) muestra la distribución de los valores del coeficiente de correlación para 500 generaciones dadas por el modelo entrenado por 10000 épocas y que es utilizado en esta demostración. La distribución de coeficientes de correlación es próxima a 0.9 lo que permite resumir que las realizaciones son similares al dato original y no presentan cambios en la polaridad de las amplitudes.

Para acelerar la generación de datos dada en la expresión (2), aplicamos a la matriz de valores aleatorios \mathbf{z}_t un filtro pasa bajos bidimensional, similar a la continuación ascendente para una altura artificial asignada por el nivel de ruido en la etapa de generación $t = 1, \dots, T$. Esta incorporación es un aporte original al algoritmo de generación dado en la [ecuación 2](#) y con ella logramos reducir notoriamente la cantidad de iteraciones. La [Figura 6](#) muestra para un modelo el efecto del parámetro T sobre los coeficientes de correlación de los datos generados. Podemos observar que utilizar un valor de T entre 5 a 10 es suficiente para obtener coeficientes de correlación próximos a 0.9. En los ejemplos de esta sección fijamos $T = 5$. La literatura por lo general recomienda valores mucho mayores para generar imágenes naturales realistas. El valor de T puede ser además ajustado observando algunas de las generaciones producidas en términos de su similitud con el dato original y nivel de ruido remanente.

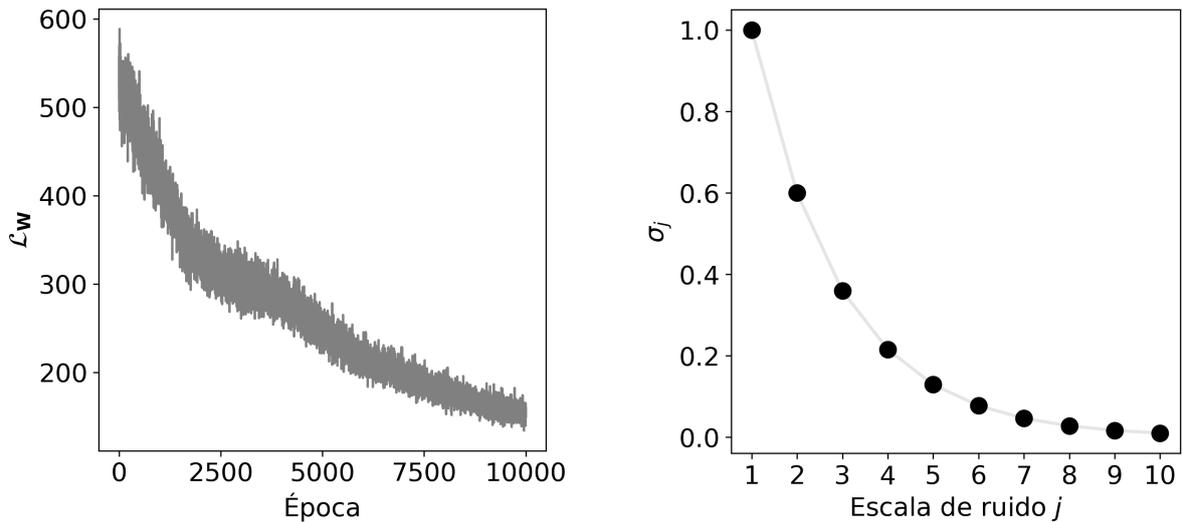


Figura 4. Izquierda: función de costo \mathcal{L}_W evaluada en cada época de entrenamiento. Derecha: niveles de ruido σ_j utilizados durante el entrenamiento.

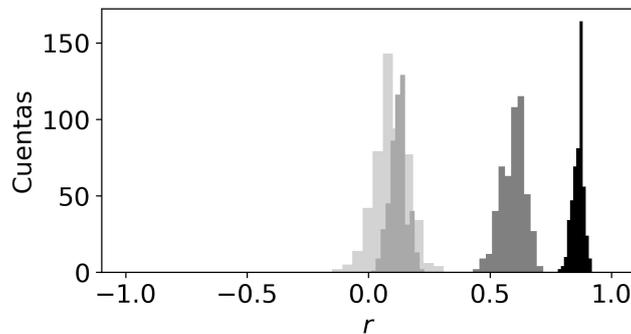


Figura 5. Los histogramas del coeficiente de correlación lineal muestran que el algoritmo parte de realizaciones poco correlacionadas con el dato original en las primeras épocas de entrenamiento (grises claros), hacia realizaciones altamente correlacionadas con el dato original (gris oscuro y negro).

Obtención de la tendencia regional

Las cuadrículas generadas por la dinámica de Langevin pueden ser utilizadas con distintos fines. En principio, ellas pueden ser empleadas individualmente como una visualización alternativa del área de estudio; de manera similar a lo indicado por [Mosegaard y otros \(1991\)](#) en base a la estrategia de Monte Carlo y, más recientemente, en el contexto del aprendizaje automático por [McAliley y otros \(2024\)](#).

Para construir un mapa de tendencia elegimos hacer un promedio simple de las generaciones obtenidas. La [Figura 3](#) (abajo, izquierda) presenta el promedio de las realizaciones generadas para el dato de Montes Claros. La tendencia obtenida es luego removida del dato original, obteniendo el residuo presentado en la [Figura 3](#) (abajo, derecha). Observamos en el mapa residual una mejoría, respecto al dato original, en la delineación de los cuerpos anómalos.

Un resultado similar al promedio de las generaciones podría ser obtenido utilizando la continuación analítica para diferentes alturas de continuación y eligiendo entre ellas la altura que produce un mapa residual adecuado ([Figura 7](#)). El método propuesto obtiene esta tendencia de manera automática, con sólo detener el entrenamiento cuando el promedio del coeficiente de correlación de las generaciones que el modelo produce se aproxima a 0.9 o un valor dado por el intérprete.

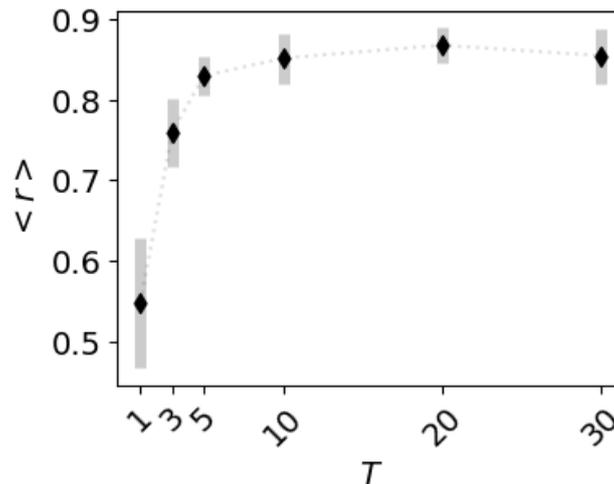


Figura 6. Elección del número de pasos generativos T . Para cada T , se calcula el promedio del coeficiente de correlación, $\langle r \rangle$, para todas las cuadrículas generadas. Alcanza con unas pocas iteraciones del proceso de generación para converger a resultados con coeficientes de correlación próximos a 0.9.

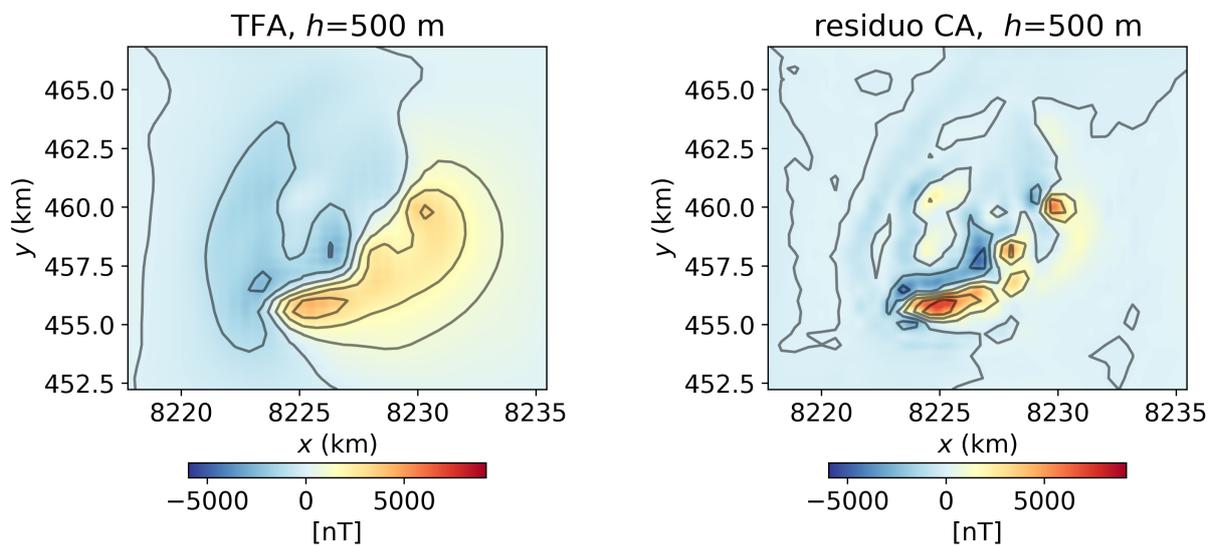


Figura 7. Izquierda: continuación analítica (CA) para $h = 500$ m. Derecha: cuadrícula residual obtenida de sustraer al dato original su continuación analítica.

Estimación de errores en la dirección de magnetización

Por lo general, se utiliza en los métodos de inversión la técnica de Monte Carlo para la estimación de errores en la determinación de los parámetros obtenidos. Esta técnica supone inyectar ruido, en lo posible “realista”, en el dato de entrada al método de inversión para estimar valores medios y desviaciones estándar de los parámetros de interés que resultan. Esta forma de proceder es utilizada para estimar la robustez de los parámetros obtenidos frente a distintos niveles de ruido en las observaciones. Ahora bien, nuestra propuesta puede ser utilizada para estimar valores medios y varianzas de contemplar el dato observado como una realización de una variable aleatoria. De esta forma, al evaluar los parámetros invertidos para cada dato generado obtenemos una medida de la distribución de los ángulos de interés en función de versiones plausibles del dato observado, y no del dato original a distintas razones de señal/ruido.

Para demostrar la técnica mencionada, construimos un dato sintético de TFA (Figura 8, izquierda) utilizando la expresión analítica de [Bhattacharyya \(1964\)](#). En esta expresión, la intensidad de la

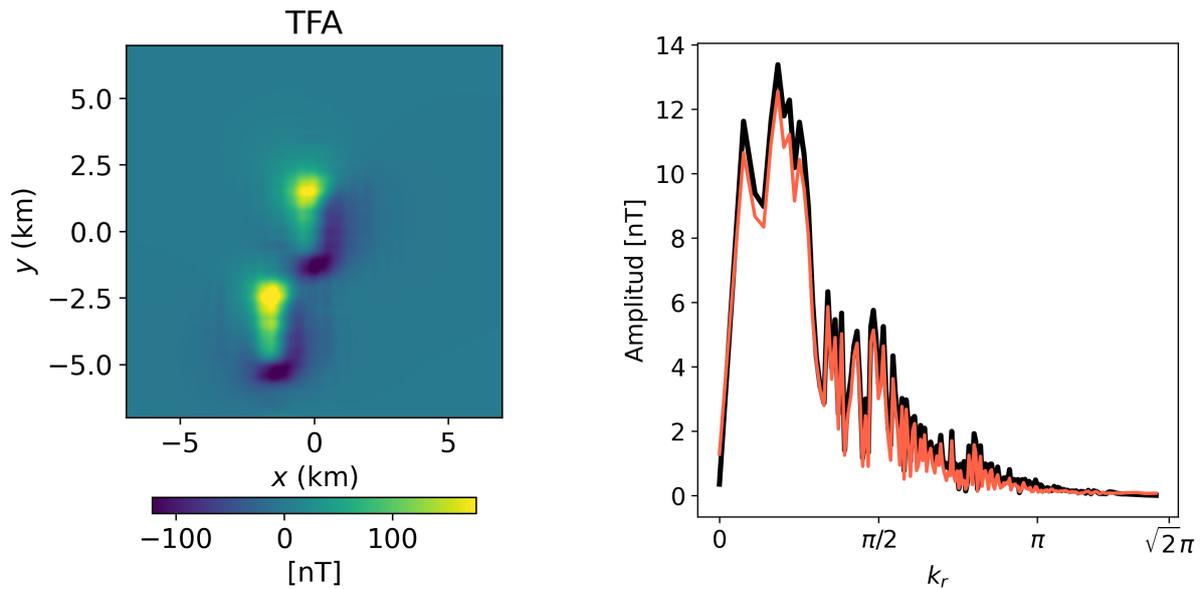


Figura 8. TFA sintética originada con dos cuerpos prismáticos. Izquierda: el cuerpo inferior tiene magnetización remanente, el cuerpo en el centro del área de trabajo tiene magnetización puramente inducida. Derecha: espectro de amplitud del dato sintético (negro) y de las generaciones (color) en función del número de onda adimensional radial.

anomalía observada viene dada por la magnitud de la magnetización en unidades de A/m. Consideramos dos prismas rectos rectangulares y con magnetización uniforme, de 1 km de espesor, 3 km de extensión en una dirección y 1 km en la otra. Un cuerpo presenta magnetización puramente inducida y otro magnetización remanente, ambos con una intensidad de polarización de 1 A/m. El campo geomagnético tiene una inclinación de -30° y una declinación de -20° . El cuerpo con magnetización remanente (en la esquina inferior derecha de la cuadrícula) presenta una inclinación de -50° y declinación de -10° . La TFA se calcula a una altura de 300 m. La Figura 8 (derecha) sintetiza la noción que los datos generados comparten las mismas características que el dato original ya que sus espectros de amplitud son muy similares en todo el rango del número de onda radial adimensional digital. Observamos que el espectro de amplitud en función del número de onda radial adimensional es similar entre la cuadrícula original y las muestras generadas.

La etapa de entrenamiento y de generación de datos sigue los mismos lineamientos que los detallados para el dato de campo. Al generar realizaciones plausibles del dato de entrada y computar los ángulos según el método Max-Min (Fedi y otros, 1994) para cada realización, se obtienen los histogramas de la Figura 9. En ellos puede observarse que los parámetros invertidos pueden mejorar su precisión respecto a los valores obtenidos del dato original. Para el ángulo de inclinación, el valor medio y su desviación estándar contiene a los valores de los parámetros utilizados en el modelo directo.

A modo de comparación, la Figura 10 presenta los histogramas para la dirección de magnetización que surgen de realizar la inversión de parámetros para distintas realizaciones de ruido aditivo Gaussiano y ruido aditivo Gaussiano coloreado, ambos con una dispersión del 10% de la amplitud máxima de la anomalía. Para obtener coloreado, los números aleatorios son procesados con un filtro pasa bajos de Butterworth de orden 8 y frecuencia de corte en el número de onda angular adimensional radial de $\pi/2$. Estos histogramas evidencian la sensibilidad del método Max-Min frente a distintas realizaciones de ruido. Los valores obtenidos para los ángulos de los histogramas de Monte Carlo con ruido blanco distan de los valores reales del modelo directo y de los obtenidos de los histogramas que utilizan las muestras generadas. La similitud entre los histogramas de Monte Carlo con ruido coloreado y los histogramas que surgen de las muestras generadas por el método implementado fue posible gracias a la elección acertada de la amplitud del ruido y de la frecuencia de corte del filtro de paso bajo.

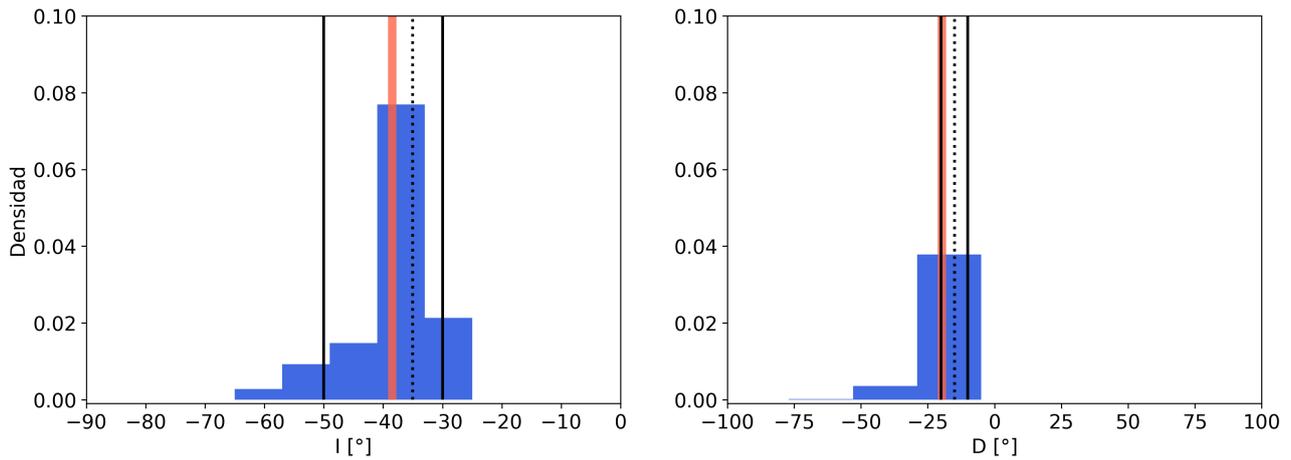


Figura 9. Histogramas de la dirección de magnetización utilizando los datos generados: Izquierda: ángulo de inclinación. Derecha: ángulo de declinación. La línea llena de color indica el valor promedio de los ángulos obtenidos respecto de los datos sintéticos generados. La línea de puntos indica el valor obtenido respecto del dato observado. La línea llena en negro indica los ángulos reales para cada prisma.

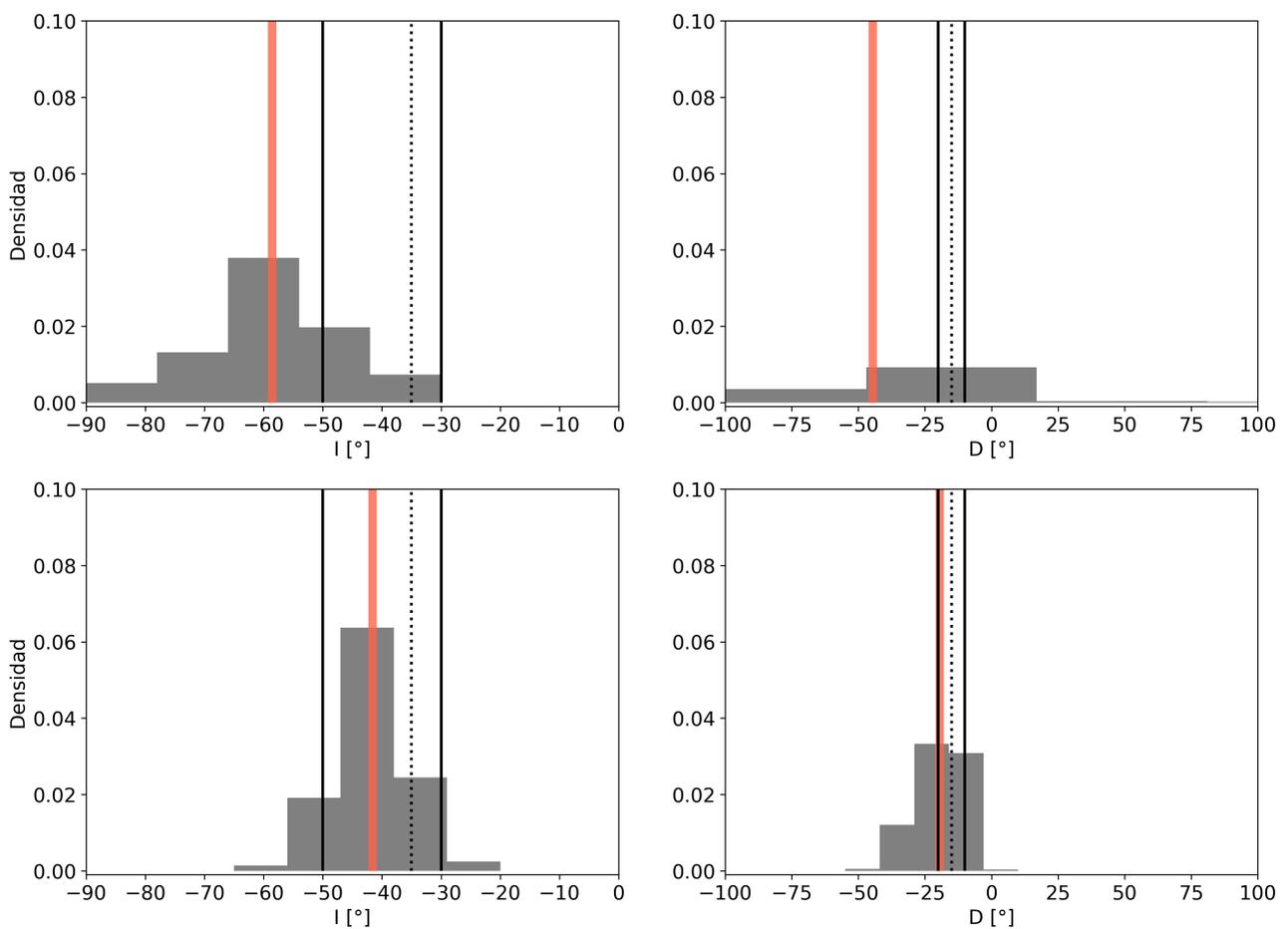


Figura 10. Histogramas de la dirección de magnetización utilizando el dato original y sumando ruido distribuido de manera normal con desviación del 10 % de la amplitud del dato. Primera fila: ruido blanco. Segunda fila: ruido coloreado por filtro pasa bajos de Butterworth. La línea llena de color indica el valor promedio de los ángulos obtenidos respecto de los datos sintéticos generados. La línea de puntos indica el valor obtenido respecto del dato observado. La línea llena en negro indica los ángulos reales para cada prisma.

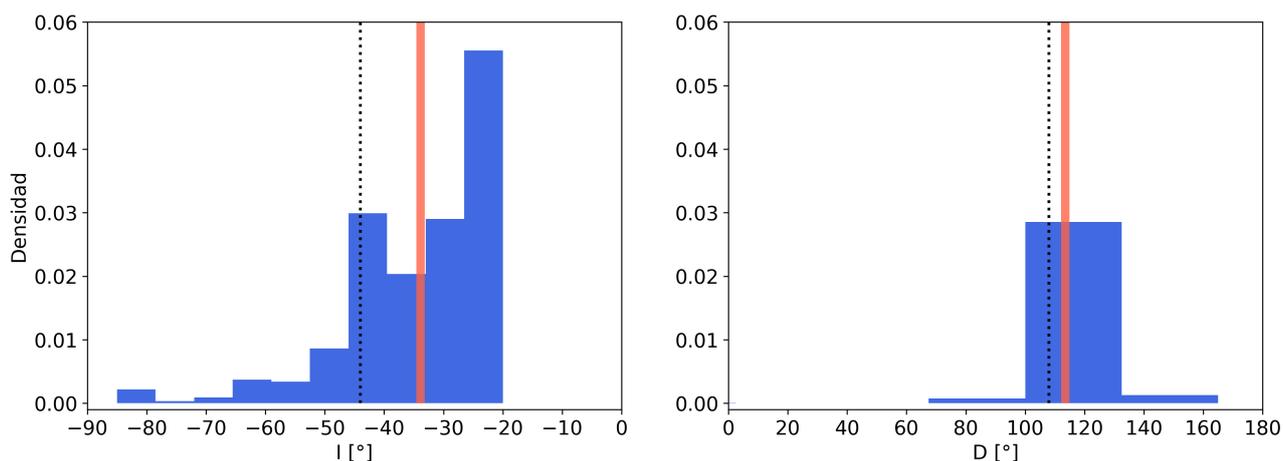


Figura 11. Histogramas de la dirección de magnetización para Montes Claros: Izquierda: ángulo de inclinación. Derecha: ángulo de declinación. La línea llena indica el valor promedio de los ángulos obtenidos respecto de los datos sintéticos generados. La línea de puntos indica el valor obtenido respecto del dato observado. El método propuesto genera una distribución de valores posibles de la dirección de magnetización y podría dar indicios de la presencia de magnetización remanente.

Por último, analizamos nuevamente el dato de campo de Montes Claros. La dirección de la magnetización para el dato real luego de ser dispuesto en una cuadrícula mediante interpolación cúbica y de ser decimado a 32×32 tiene una inclinación de -45° y una declinación de 110° . La Figura 11 presenta histogramas de los valores invertidos de los ángulos de inclinación y declinación para los distintos mapas residuales obtenidos de remover al dato original decimado el dato generado. Los ángulos obtenidos para cada inversión son promediados y sus desviaciones estándar son calculadas. Utilizando el método Max-Min obtenemos un rango de valores para la inclinación de $-40^\circ \pm 12^\circ$ y para la declinación de $113^\circ \pm 20^\circ$. A partir del dato de entrada, podemos obtener un rango posible de variación de la dirección de magnetización calculada por el método indirecto. Esta estimación no está vinculada a consideraciones respecto al nivel de ruido en los datos observados. Para el ángulo de inclinación, el carácter bimodal del histograma en la Figura 11 (izquierda) sugiere que soluciones próximas a -45° o -25° podrían también ser contempladas.

DISCUSIÓN

El promedio de las generaciones puede ser analizado como una tendencia regional ya que presenta un contenido de longitudes de onda medias. La decisión de interrumpir el entrenamiento en base al promedio del coeficiente de correlación entre los datos generados y el dato original implica una suerte de diseño de un filtro. El proceso de generación de muestras dado por la dinámica de Langevin comienza desde las longitudes de onda largas en los primeros niveles de ruido, hasta las longitudes de onda más cortas en los últimos niveles de ruido. Para un modelo que no fue entrenado hasta llegar al *overfitting*, esto implica que las generaciones obtenidas se detienen antes de poder reproducir detalles de longitudes de onda corta. Esto es utilizado para aislar, por medio del mapa residual, los contenidos de longitudes de onda corta del dato original y realzar los cuerpos anómalos.

Para este trabajo utilizamos la métrica del coeficiente de correlación para monitorear de manera práctica las imágenes generadas. Dado que el coeficiente de correlación puede ser negativo o positivo, nos permite inferir si la cuadrícula generada está invirtiendo las amplitudes de interés. Naturalmente, otras métricas pueden ser posibles, resultando aún más informativas que nuestra elección. El campo de la visión por computador (González y otros, 2002) cuenta con una multitud de métricas que pueden ser analizadas a los fines de profundizar nuestra propuesta.

Una forma de obtener un resultado similar al mapa residual es por medio de la continuación ascendente

(Blakely, 1996) con una elección apropiada de la altura de la prolongación analítica. La Figura 7 presenta la continuación ascendente (CA) y el residuo respecto al dato original para una altura de 500 m, los cuales pueden ser comparados cualitativamente con la tendencia regional y el mapa residual obtenidos por el método de aprendizaje automático. De esta manera es posible interpretar la propuesta de este trabajo en términos de una CA para una altura adecuada que debe ser definida por el intérprete. La CA es una opción con un nivel de cómputo despreciable respecto a nuestra propuesta, ya que sólo utiliza la transformada rápida de Fourier. Además de esta interpretación del promedio de las generaciones en términos de una CA, el método propuesto ofrece al intérprete la posibilidad de analizar las generaciones individualmente. Muchas de estas generaciones presentan rasgos de alta y baja frecuencia que pueden complementar el análisis de la cuadrícula original. La interpretación de los datos generados de manera individual representa una línea de trabajo a desarrollar.

Una aplicación alternativa de nuestro procedimiento podría ser la de considerar cada dato generado de manera individual y en función de su coeficiente de correlación. Por ejemplo, las cuadrículas generadas pueden ser ordenadas en función del coeficiente de correlación y luego el intérprete las utiliza para ver qué estructuras del dato de campo se destacan en ellas. Las cuadrículas generadas con un coeficiente de correlación próximo a 1 introducen una menor novedad, mientras que las cuadrículas generadas con coeficiente de correlación cercanos a cero pueden no contener información de valor, siendo más ruidosas respecto al dato de interés.

En el caso estudiado, los cuerpos anómalos de interés comparten un contenido similar de longitudes de onda. El promedio de las generaciones remueve adecuadamente el contenido de longitudes de onda largas si la decisión sobre el corte en el coeficiente de correlación es acertada. Una forma práctica de monitorear el coeficiente de correlación consiste en evaluar su histograma respecto a las generaciones producidas por un modelo a medida que transcurren las épocas. El usuario puede detener el entrenamiento del modelo cuando se observa que el coeficiente de correlación de las muestras que son generadas satisfacen un cierto valor prefijado; por ejemplo, poseer en promedio un valor cercano a 0.9.

La necesidad de decimar la cuadrícula obtenida de los registros de campo puede ser relajada con el acceso a *hardware* que permita un nivel de cómputo mayor en un tiempo adecuado. Los resultados obtenidos fueron procesados en una *notebook* personal de trabajo con una CPU CORE-i7 de Intel, demorando la etapa de entrenamiento de 10000 épocas aproximadamente 2 minutos. La generación de los datos no reviste un tiempo de espera mucho menor que el entrenamiento y depende linealmente del número de muestras generadas que el intérprete desea producir. En nuestro caso, generar 500 muestras de 32×32 píxeles demandó un tiempo de 30 segundos.

A diferencia del resto de las aplicaciones de los métodos generativos difusivos (Murphy, 2023), en este trabajo aplicamos la estrategia de aproximación de la función de *score* considerando solamente un dato de entrenamiento, que es la cuadrícula aportada por el usuario. Esta es una situación no contemplada en el método propuesto originalmente por Song y otros (2019). En la etapa de generación, aplicamos un filtro pasa bajos para acelerar la convergencia de los datos generados. Esta estrategia es un uso original de los métodos generativos para su empleo en las geociencias.

En este trabajo no realizamos generación condicionada (Saharia y otros, 2023) la cual otorga cierto control inicial sobre las cuadrículas a ser generadas. Por ejemplo, Liu y otros (2024) utilizan la generación condicionada para la interpolación de trazas en datos sísmicos 2D. Analizamos a futuro incorporar la opción de generación condicionada, utilizando para ello diferentes cuadrículas de entrenamiento obtenidas del mismo dato de campo.

CONCLUSIONES

Implementamos un método de aprendizaje automático probabilístico para obtener datos sintéticos de anomalías magnéticas. Las muestras generadas pueden considerarse versiones plausibles del dato

original, ya que comparten la misma función de densidad de probabilidad que los datos observados. En particular, el método fue aplicado para observaciones de anomalía magnética escalar de intensidad total en dos aplicaciones: la determinación de una tendencia regional y en la estimación de valores plausibles en la inversión de parámetros.

Para la estimación de la tendencia regional, se procede a promediar las realizaciones generadas. En este trabajo asignamos una medida cuantitativa del parentesco de cada generación con el dato original mediante el coeficiente de correlación. En el ejemplo de campo de Montes Claros, la tendencia regional construida a partir de los datos generados permite construir de manera automática un mapa residual que facilita la delineación de cuerpos anómalos.

En una segunda aplicación, se estima la dirección de magnetización mediante el método Max-Min. El método permite construir histogramas para los ángulos de inclinación y declinación magnética de los cuerpos anómalos. Estos histogramas resultan en valores que pueden aportar valor en la interpretación, conduciendo a valores más robustos que los obtenidos por el método tradicional de Monte Carlo. En particular, probamos con un ejemplo sintético que los valores promediados de distintas realizaciones conducen a una estimación de mayor precisión que por medio de la estrategia Monte Carlo; salvo que se elijan de manera acertada la amplitud del ruido y la frecuencia de corte para simular ruido de banda limitada. En el ejemplo de Montes Claros, el método puede proveer al intérprete de una distribución de valores posibles de la dirección de magnetización de la zona de trabajo e indicar la presencia de magnetización remanente. La presencia de magnetización remanente se deduciría simplemente de analizar si la dirección de magnetización invertida por el método Max-Min difiere de la dirección de magnetización inducida por el campo principal actual.

Como describimos en las aplicaciones, el método implementado admite una interpretación sencilla en términos de una continuación ascendente para una altura de continuación acertada en la construcción de la tendencia regional, y de una apropiada elección de ruido realista para definir rangos de variación en la inversión de parámetros. El mayor beneficio del mapa residual obtenido por el método propuesto reside en el hecho que se obtiene el mapa residual de manera automática, utilizando en el promedio mapas que son estadísticamente consistentes con el dato observado. Al utilizar la continuación analítica para el mismo fin, se requiere del intérprete la elección acertada de una altura de continuación.

Otras variantes de la metodología expuesta de aprendizaje automático probabilístico aguardan por ser desarrolladas. Entre ellas, la generación condicionada para independizar al usuario del método de interpolación asignado para disponer las observaciones en una cuadrícula rectangular y la generación en un espacio latente para la generación de cuadrículas con un mayor número de muestras.

Agradecimientos Agradecemos a los revisores anónimos y editores, a YPF Tecnología S. A., al Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata y a la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de La Plata. Este trabajo fue financiado por la Universidad Nacional de La Plata y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

REFERENCIAS

- Bhattacharyya, B. K. (1964). Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, 29(4), 517-531.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- Burkov, A. (2019). *The hundred-page machine learning book*. Andriy Burkov.
- Chollet, F. (2021). *Deep learning with Python*. Simon and Schuster.
- de Lima, R. P., Suriamin, F., Marfurt, K. J. y Pranter, M. J. (2019). Convolutional neural networks as aid in core lithofacies classification. *Interpretation*, 7(3), SF27-SF40. <https://doi.org/10.1190/INT-2018-0245.1>
- Dutra, A. C. y Marangoni, Y. R. (2009). Gravity and magnetic 3-D inversion of Morro do Engenho complex, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(2), 193-203.

- Dutra, A. C., Marangoni, Y. y Trindade, R. I. F. (2014). Aeromagnetic and physical-chemical properties of some complexes from Goiás Alkaline Province. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 361-373. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030003>
- Elad, M., Kwar, B. y Vaksman, G. (2023). Image denoising: The deep learning revolution and beyond – a survey paper. *SIAM Journal on Imaging Sciences*, 16(3), 1594-1654. <https://doi.org/10.1137/23M1545859>
- Fedi, M., Florio, G. y Rapolla, A. (1994). A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 42(3), 261-274.
- Flusser, V. (2023). *El universo de las imágenes técnicas: elogio de la superficialidad*. Caja Negra Editora.
- González, R. C. y Woods, R. E. (2002). *Digital image processing* (2ª ed.). Prentice Hall.
- Goodfellow, I., Bengio, Y. y Courville, A. (2016). *Deep learning*. MIT press.
- Hu, Y., Wei, X., Wu, X., Sun, J., Huang, Y. y Chen, J. (2024). Three-dimensional cooperative inversion of airborne magnetic and gravity gradient data using deep-learning techniques. *Geophysics*, 89(1), WB67-WB79. <https://doi.org/10.1190/geo2023-0225.1>
- Journel, A. G. (1989). *Fundamentals of geostatistics in five lessons (Vol. 8)*. American Geophysical Union.
- Kingma, D. P. y Ba, J. (2014). Adam: A Method for stochastic optimization (v. 1). <https://doi.org/10.48550/arXiv.1412.6980>
- Li, P., Liu, M., Alfarraj, M., Tahmasebi, P. y Grana, D. (2024). Probabilistic physics-informed neural network for seismic petrophysical inversion. *Geophysics*, 8(2), M17-M32. <https://doi.org/10.1190/geo2023-0214.1>
- Liu, Q. y Ma, J. (2024). Generative interpolation via a diffusion probabilistic model. *Geophysics*, 89(1), V65-V85. <https://doi.org/10.1190/geo2023-0182.1>
- McAliley, W. A. y Li, Y. (2024). Stochastic inversion of geophysical data by a conditional variational autoencoder. *Geophysics*, 89(1), WA219-WA232. <https://doi.org/10.1190/geo2023-0147.1>
- Meju, M. A. (1995). *Geophysical data analysis: Understanding inverse problem Theory and Practice*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802570>
- Mosegaard, K. y Tarantola, A. (1991). Monte Carlo analysis of geophysical inverse problems. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 940-940. <https://doi.org/10.1190/1.1888770>
- Murphy, K. P. (2023). *Probabilistic machine learning: Advanced topics*. MIT press.
- Reis, A. L. A., Jr., V. C. O. y Barbosa, V. C. F. (2020). Generalized positivity constraint on magnetic equivalent layers. *Geophysics*, 85(6), J99-J110. <https://doi.org/10.1190/geo2019-0706.1>
- Ronneberger, O., Fischer, P. y Brox, T. (2015). U-Net: Convolutional networks for biomedical image segmentation. *Medical Image Computing and Computer-Assisted Intervention*, 234-241. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1505.04597>
- Saharia, C., Ho, J., Chan, W., Salimans, T., Fleet, D. J. y Norouzi, M. (2023). Image super-resolution via iterative refinement. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 45(4), 4713-4726. <https://doi.org/10.1109/TPAMI.2022.3204461>
- Song, Y. y Ermon, S. (2019). Generative modeling by estimating gradients of the data distribution. *Advances in Neural Information Processing Systems*, 32. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1907.05600>
- Song, Y. y Ermon, S. (2020). Improved techniques for training score-based generative models. *Advances in Neural Information Processing Systems*, 33, 12438-12448. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2006.09011>
- Spector, A. y Grant, F. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Zhang, H., Ravat, D., Marangoni, Y. R., Chen, G. y Hu, X. (2018). Improved total magnetization direction determination by correlation of the normalized source strength derivative and the reduced-to-pole fields. *Geophysics*, 83(6), J75-J85. <https://doi.org/10.1190/geo2017-0178.1>
- Zhou, H., Guo, R., Li, M., Yang, F., Xu, S. y Abubakar, A. (2024). Feature-based magnetotelluric inversion by variational autoencoder using a subdomain encoding scheme. *Geophysics*, 89(1), WA67-WA83. <https://doi.org/10.1190/geo2022-0774.1>

Imagen sísmica en profundidad: comparación de migración poststack por ecuación de onda en frecuencia y migración de Kirchhoff

Depth Seismic Imaging: a comparison between poststack wave equation migration and Kirchhoff migration

Lucía Páez Gayone¹, Juan I Sabbione^{2,3}, Tomás D'Biassi⁴

Resumen La migración sísmica es un proceso primordial para obtener una imagen del subsuelo fidedigna en áreas geológicamente complejas con estratos buzantes, fallas y/o pliegues estructurales. Dos de las técnicas más utilizadas en la industria para migrar datos sísmicos son la migración por ecuación de onda y el método de Kirchhoff. En este trabajo comparamos dos algoritmos de migración en profundidad aplicados sobre conjuntos de datos *poststack*. Uno de estos algoritmos es el método de *split-step*, basado en la continuación descendente del campo de propagaciones contemplando variaciones laterales de velocidad. El segundo algoritmo es la migración de Kirchhoff, que, aunque parte de la ecuación de onda, se enfoca en sumar las amplitudes observadas a lo largo de los arribos dados por las curvas de difracción. El método de *split-step* se implementa mediante un código propio en Julia, mientras que la migración de Kirchhoff se realiza a través del software comercial EPOS™. La motivación del estudio es analizar en qué escenarios resulta más conveniente utilizar un método u otro. Para ello, se procesan tres conjuntos de datos *poststack* mediante ambos métodos: (1) un conjunto de datos sintéticos generados a partir de un modelo de velocidad realista que incluye pliegues, zonas con buzamiento y una falla estructural; (2) un conjunto de datos reales de la Cuenca Austral, Tierra del Fuego; y (3) un conjunto de datos reales de la zona de Faja Plegada en la Cuenca Huallaga, Perú, caracterizada por grandes buzamientos. Los resultados muestran que, en general, ambos métodos generan una imagen correcta de las secciones sísmicas para los conjuntos de datos utilizados. No obstante, dada la naturaleza de los métodos, *split-step* reconstruye de forma más nítida los estratos con mayores buzamientos mientras que Kirchhoff resuelve mejor los problemas de borde y produce un resultado levemente superior en presencia de fallas.

Palabras clave Migración poststack, ecuación de onda, método de Kirchhoff, método de *split-step*.

Abstract *Seismic migration is a key process for obtaining reliable subsurface images in geologically complex areas containing dipping layers, faults, and structural folds. Two of the most commonly used techniques in the industry for migrating seismic data are wave-equation migration and Kirchhoff migration. There is a large number of methods and variants for both techniques. In this study, we analyze and compare two depth migration algorithms applied to poststack data sets. The first algorithm is the split-step method, which is based on downward continuation of the wavefield while accounting for lateral velocity variations. The second algorithm is Kirchhoff migration, which, although also derived from the wave equation, focuses on summing observed amplitudes along arrivals defined by diffraction curves. The split-step method is implemented using a self-developed code in Julia, while Kirchhoff migration is implemented through the commercial software EPOS. This study aims to analyze in which scenarios it is more convenient to use one method over the other. For this purpose, three poststack data sets are processed using both methods: (1) a synthetic data set generated from a realistic velocity model that includes folds, areas with significant dips, and a structural fault; (2) a real data set from the Austral Basin acquired in Tierra del Fuego; and (3) a second real data set from the Fold and Thrust*

¹Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. Email: lucia.paez17@gmail.com

²Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF), Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

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

⁴YPF, Argentina.

Belt in the Huallaga Basin, Peru, characterized by large dips. The results show that, overall, both methods successfully generate reliable images of the seismic sections for the three poststack data sets. However, given the nature and approach of each method, the split-step method reconstructs steeper-dipping layers more sharply. Meanwhile, the Kirchhoff method better addresses edge effects and produces slightly superior results in areas with faults.

Keywords *Poststack migration, wave equation, Kirchhoff migration, split-step migration.*

INTRODUCCIÓN

En la exploración y desarrollo de hidrocarburos, la migración sísmica constituye el proceso que permite colapsar la energía difractada que fue medida en superficie a su verdadera posición en el subsuelo (Dobrin y otros, 1988). Su objetivo se basa en revertir los efectos de la propagación de las ondas que emergen de los reflectores en profundidad. En otras palabras, la migración permite estimar los coeficientes de reflexión en sus posiciones correctas en el subsuelo reubicando los reflectores desde su posición aparente a su posición verdadera (Bjørlykke, 2015). Esto resulta fundamental para poder realizar luego una adecuada interpretación estructural de la geología de la zona prospectada y una correcta caracterización sísmica del reservorio.

Existen diferentes métodos que pueden ser utilizados para migrar una sección sísmica. La elección del método a utilizar dependerá de varios factores, pero especialmente del objetivo de la prospección y de las características del subsuelo. Las técnicas de migración en tiempo son apropiadas en escenarios donde la variación lateral de la velocidad es suave. En aquellos casos donde las variaciones laterales de velocidad sean significativas, es conveniente emplear métodos de migración en profundidad (Yilmaz, 2001). A su vez, ante marcos geológicos sencillos la migración puede aplicarse luego del stack o apilado de los datos (migración *poststack*), en tanto que la migración *prestack* producirá mejores resultados para escenarios más complejos, a expensas de un mayor costo computacional.

Una gran variedad de técnicas de migración parten de la resolución de la ecuación de onda. Entre ellas, existe un conjunto de algoritmos basados en la extrapolación del campo de ondas y la reconstrucción del campo de desplazamiento. Estos métodos pueden ser resueltos en el dominio del tiempo, de la frecuencia, o en una combinación de ambos. Se los conoce como migración por ecuación de onda. Un corrimiento en tiempo o en profundidad se traduce en un cambio de fase en el dominio de la frecuencia. Entre los métodos tradicionales, este es el enfoque adoptado por la migración *phase shift*, donde las operaciones se llevan a cabo en el dominio de la frecuencia. Así, se puede calcular el campo de ondas en profundidad descendiendo las posiciones de fuente y receptor iterativamente a partir de un corrimiento de fase en frecuencia (Gazdag, 1978). No obstante, cuando la velocidad varía lateralmente de forma no despreciable, se deben introducir correcciones a los métodos de cambio de fase para que contemplen dichas variaciones. Una solución posible es extrapolar el campo de ondas a través de modelos de velocidad lateralmente uniformes utilizando dos velocidades diferentes e interpolar el resultado para los valores intermedios. Esta estrategia define al método denominado *phase shift plus interpolation (PSPI)* (Gazdag y otros, 1984). Alternativamente, se puede calcular la corrección que debe introducirse a partir de las diferencias existentes entre la lentitud promedio de una capa y el valor real que contempla su variación lateral. Este último enfoque motiva el método de *split-step* (SS) (Stoffa y otros, 1990). El método de *split-step* se aplica tanto en el dominio frecuencia–número de onda como en el dominio de frecuencia–espacio. De forma resumida, en el método de SS se define una lentitud de referencia (la media en el intervalo de migración) y un término de perturbación que varía espacialmente. Utilizando un número de onda vertical de referencia en el dominio frecuencia–número de onda, se realiza la extrapolación descendente en el intervalo, mientras que el término de perturbación se utiliza para hacer un segundo corrimiento de fase en el dominio frecuencia–espacio.

Por otro lado, la migración por el método de Kirchhoff se destaca por ser una de las más utilizadas en

la industria ya que es un método que funciona muy bien en diferentes escenarios. La migración de Kirchhoff también parte de la ecuación de onda, pero su enfoque es a partir de su solución. Es un método integral debido a que emplea la integración para resolver la ecuación de onda (Schneider, 1978). A partir del principio de Huygens, se busca colapsar las difracciones y reposicionar los reflectores en sus posiciones correctas. La migración de Kirchhoff colapsa las difracciones sumando las amplitudes a lo largo de la curva de difracción y enfoca la energía en su ubicación de origen (Onajite, 2014). Previo a la suma, deben tenerse en cuenta diversos factores como la oblicuidad, la divergencia esférica y características de fase y amplitud (Yilmaz, 2001). Además, se reconstruyen la amplitud y la fase para que respondan de manera más exacta a la reflectividad.

La gran mayoría de los métodos de migración sísmica han sido rigurosamente analizados y explorados en la literatura (Gray y otros, 2001). Las compañías de servicios geofísicos y las compañías petroleras suelen contar con una suite de software comercial de procesamiento de datos sísmicos. Tales paquetes de procesamiento cuentan con manuales de uso, recomendaciones para la selección de parámetros, y demás versatilidades. Adicionalmente, los operadores especializados realizan diferentes chequeos y controles de calidad. No obstante, no es una práctica común recurrir a desarrollos académicos para realizar controles de calidad y/o comparaciones. Este último punto representa la motivación del trabajo. El objetivo es doble: por un lado, se quiere comparar el desempeño del método de *split-step* de desarrollo propio versus el software comercial de procesamiento que emplea el método de Kirchhoff más comúnmente utilizado en la industria para migrar imágenes sísmicas. Por otro lado, y partiendo de los buenos resultados obtenidos mediante ambos métodos, se analiza cuál de ellos debiese ser utilizado según las características de los datos a procesar.

A continuación se describen brevemente los fundamentos teóricos de cada uno de los dos métodos utilizados: migración *split-step* y migración de Kirchhoff. Dado que para el método de migración de *split-step* se implementó un código de desarrollo propio, se brindan más detalles del algoritmo en este primer caso. Luego, se presentan los tres conjuntos de datos utilizados: un conjunto de datos *poststack* sintéticos que resulta de utilidad para controlar y entender la selección de parámetros, y dos conjuntos de datos reales, también *poststack*, que permiten evaluar las potenciales virtudes y debilidades de cada estrategia en aplicaciones reales. Seguido de ello, se describen los parámetros fundamentales para el procesamiento utilizados para cada método, incluyendo un análisis respecto de cómo implementar la condición de borde en el método de *split-step*, y los valores de apertura y filtro antialias utilizados en la migración por el método de Kirchhoff. Luego se presentan y describen los resultados para cada método, y finalmente se enumeran las principales conclusiones obtenidas a partir de los resultados.

TEORÍA

Migración *split-step*

La migración de *split-step* parte del algoritmo de corrimiento de fase (*phase shift*) propuesto originalmente por Gazdag (1978) y se enfoca adicionalmente en corregir los efectos de cambios laterales de velocidad en cada intervalo de migración. Los cambios laterales de velocidad son tratados como una perturbación en el campo de desplazamientos, y en consecuencia demandan el cómputo de una transformada de Fourier espacial extra para cada extrapolación (Stoffa y otros, 1990).

En un dominio bidimensional (x, z), donde x denota el offset y z la profundidad, la ecuación de onda para las presiones p se puede escribir en un punto medio M entre fuente y receptor como:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} = \frac{1}{(c/2)^2} \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}, \quad (1)$$

donde c denota la velocidad. Llamando u a la lentitud interválica de ida y vuelta dada por el doble de

la inversa de la velocidad se tiene $u(x, z) = 2/c(x, z)$. Reemplazando en la ecuación anterior:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x_M^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z_M^2} = u^2 \frac{\partial^2 p}{\partial t^2}. \quad (2)$$

En el punto medio M podemos dividir la lentitud en dos términos:

$$u(x_M, z_M) = u_o(z_M) + \Delta u(x_M, z_M), \quad (3)$$

donde $u_o(z_M)$ representa la lentitud de referencia constante y $\Delta u(x_M, z_M)$ es el término de perturbación. Es decir, $u_o(z_M)$ es la media utilizada para migrar en el intervalo en el dominio frecuencia–número de onda (análogo al método de *phase shift* con velocidad constante), que no depende del offset; y $\Delta u(x_M, z_M)$ es la corrección aplicada en el dominio espacio–frecuencia como un segundo cambio de fase. Transformando ahora al dominio de la frecuencia angular ω a partir de la transformada de Fourier en tiempo y descomponiendo el campo de lentitud a partir de la [ecuación 3](#), la ecuación de onda puede escribirse como:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 P}{\partial x_M^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z_M^2} + \omega^2 u_o^2 P &= -\omega^2 (2u_o \Delta u + \Delta u^2) \\ &= -S(x_M, z_M, \omega) \end{aligned} \quad (4)$$

Esta expresión representa una ecuación inhomogénea que incluye un término de fuente S debido a las variaciones en la lentitud. Para hallar la solución de la [ecuación 4](#) se ignora el término Δu^2 porque se considera despreciable frente al término que es lineal en Δu .

El algoritmo de migración de *split-step* puede sintetizarse como sigue. Primero se transforma el dato medido al dominio de la frecuencia angular ω a partir de la transformada de Fourier en tiempo. La profundidad se discretiza utilizando un intervalo Δz constante y se avanza iterativamente en profundidad con un paso Δz en cada iteración. Dado el campo migrado a profundidad z_n , $P(x_M, z_n, \omega)$, para hallar el campo migrado a profundidad z_{n+1} se deben realizar los siguientes pasos:

1. Transformar el campo ascendente previamente migrado a profundidad z_n del dominio del espacio x_M al dominio del número de onda lateral k_x .

$$P(x_M, z_n, \omega) \xrightarrow{\mathcal{F}_x} \tilde{P}(k_x, z_n, \omega),$$

donde \mathcal{F}_x representa la transformada de Fourier espacial (en x) al espacio k_x :

2. Aplicar un corrimiento de fase de Δz en el número de onda vertical k_{z_0} a partir de la lentitud de referencia media u_o en el intervalo $[z_n, z_{n+1}]$ para todas las frecuencias y números de onda:

$$\tilde{P}_1(k_x, z_n, \Delta z, \omega) = \tilde{P}(k_x, z_n, \omega) e^{i k_{z_0} \Delta z},$$

donde

$$k_{z_0} = \sqrt{\omega^2 u_o^2 - k_x^2} = \omega u_o \sqrt{1 - (k_x / \omega u_o)^2}.$$

3. Volver al dominio del espacio x_M a partir de la transformada de Fourier inversa sobre el campo al que se le aplicó el *phase shift*:

$$\tilde{P}_1(k_x, z_n, \Delta z, \omega) \xrightarrow{\mathcal{F}_x^{-1}} P_1(x_M, z_n, \Delta z, \omega), \quad (5)$$

donde \mathcal{F}_x^{-1} representa la transformada de Fourier espacial inversa.

4. Aplicar un segundo corrimiento de fase debido a la perturbación de la lentitud $\Delta u = u(x_M, z) - u_o(z)$

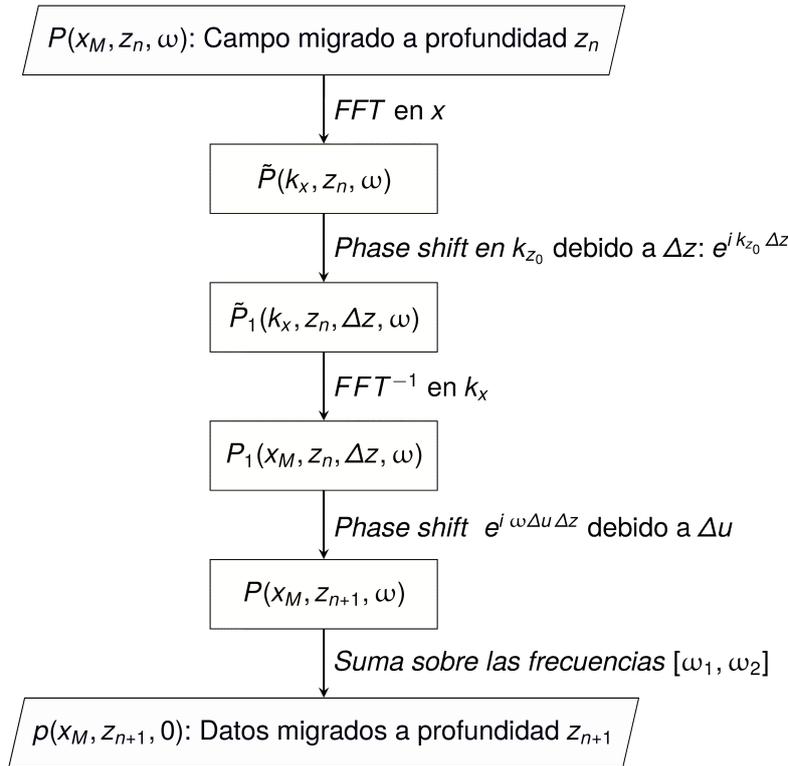


Figura 1. Diagrama de flujo esquemático del método de split-step.

en el intervalo $[z_n, z_{n+1}]$:

$$P(x_M, z_{n+1}, \omega) = P_1(x_M, z_n, \Delta z, \omega) e^{i \omega \Delta u \Delta z} . \quad (6)$$

5. Sumar $P(x_M, z_{n+1}, \omega)$ sobre todas las frecuencias de interés $[\omega_1, \omega_2]$ para finalmente obtener los datos migrados para la profundidad z_{n+1} :

$$p(x_M, z_{n+1}, 0) = \sum_{\omega=\omega_2}^{\omega=\omega_1} P(x_M, z_{n+1}, \omega) . \quad (7)$$

Este proceso se repite iterativamente en Z de forma de avanzar en profundidad Δz en cada iteración. El diagrama de flujo de la Figura 1 esquematiza el algoritmo utilizado.

Migración Kirchhoff *poststack*

La migración Kirchhoff se basa en sumar a lo largo de las curvas de difracción que describen las trayectorias de los rayos sísmicos. La migración *poststack* se realiza después de apilar las trazas en cada punto medio común (CMP). La imagen migrada en cualquier punto del subsuelo se construye sumando las contribuciones de todas las trazas sísmicas y utilizando los tiempos de viaje correctos definidos por las hipérbolas de difracción que representan el tiempo de viaje entre un punto medio común en la superficie y un punto en el subsuelo. Es decir, la ecuación de migración suma los datos sísmicos en los tiempos correspondientes al tiempo de viaje de ida y vuelta desde el punto de imagen (x, z) hasta el punto medio en la superficie $(x_M, 0)$.

Además, debe utilizarse una función de peso que contemple la dispersión geométrica, el factor de oblicuidad y cualquier otra corrección de amplitud necesaria para compensar los efectos de la propagación de ondas y la geometría de adquisición. Por lo tanto, la imagen migrada puede expresarse como:

$$I(x, z) = \sum_{x_M} d(x, t = t_{hyp}(x_M, x, z)) W(x_M, x, z), \quad (8)$$

con

$$t_{hyp}(x_M, x, z) = \frac{2}{v} \sqrt{(x_M - x)^2 + z^2}, \quad (9)$$

donde:

- $I(x, z)$ es la imagen migrada en la ubicación (x, z) ,
- $d(x, t)$ son los datos sísmicos *poststack*; es decir, los datos registrados en superficie en función del punto medio común $(x_M, 0)$ y el tiempo t ,
- $W(x_M, x, z)$ es una función de peso que tiene en cuenta factores como la dispersión geométrica, el factor de oblicuidad y cualquier otra corrección de amplitud necesaria para compensar los efectos de la propagación de ondas y la geometría de adquisición.
- $t_{hyp}(x_M, x, z)$ representa el tiempo de viaje de ida y vuelta entre el punto medio común $(x_M, 0)$ y el punto de imagen en el subsuelo (x, z) . El tiempo t_{hyp} se calcula utilizando la [ecuación 9](#), asumiendo una velocidad constante v .

La suma se realiza sobre todos los puntos medios comunes x_M . En algunas implementaciones simples, la función de peso puede ser uniforme, o puede determinarse mediante un análisis más avanzado del campo de ondas. La imagen migrada final se obtiene sumando las contribuciones de todas las trazas de datos *poststack* a lo largo de sus correspondientes curvas de difracción. El proceso de migración reconstruye los reflectores enfocando la energía de las hipérbolas de difracción. La suma sobre todos los puntos medios comunes asegura que la energía proveniente del verdadero punto de reflexión interfiera constructivamente, mientras que la energía de otros puntos se cancela.

La migración Kirchhoff se puede implementar tanto en los dominios de tiempo como de profundidad. Para la migración en profundidad, típicamente se requiere un modelo de velocidad para calcular los tiempos de viaje con precisión. La forma de la difracción puede asumirse como hiperbólica para la migración en tiempo. En el caso de la migración en profundidad, la difracción toma una forma más compleja y queda definida por el trazado de rayos (*ray-tracing*) o bien mediante el cómputo de tiempos de viaje en una grilla ([Bancroft, 2001](#)).

En la implementación para este trabajo, se utilizó el módulo de migración Kirchhoff del software comercial EPOS™. Para la migración en profundidad el software utiliza trazado de rayos. El método de reconstrucción de frentes de onda utiliza el trazado dinámico de rayos en una cuadrícula, enviando rayos desde la fuente hacia puntos del subsuelo dentro de una apertura definida. En cada paso temporal, los extremos de los rayos definen los frentes de onda y se interpolan los tiempos de viaje entre los puntos de la cuadrícula. Este método también calcula el factor de dispersión geométrica y la longitud de la trayectoria, guardando el evento con la mayor amplitud para su migración en profundidad ([Paradigm™ 19, 2019](#)). Para poder realizar una comparación fidedigna entre ambos métodos analizados, en cada ejemplo se usó el mismo modelo de velocidad que el utilizado para el método de *split-step*.

DATOS

Los métodos de migración elegidos para este trabajo fueron aplicados sobre tres conjuntos de datos: un set de datos sintéticos y dos sets de datos reales. Cada conjunto consiste en una sección *poststack* y su respectivo modelo de velocidades. Los datos utilizados fueron los siguientes: (1) Datos sintéticos utilizando el modelo de velocidad SAIG model ([Signal Analysis and Imaging Group, University of Alberta, 2015](#)); (2) Datos reales de Tierra del Fuego, Argentina, y (3) Datos reales de Faja Plegada, Cuenca de Huallaga, Perú. Se describen en detalle a continuación.

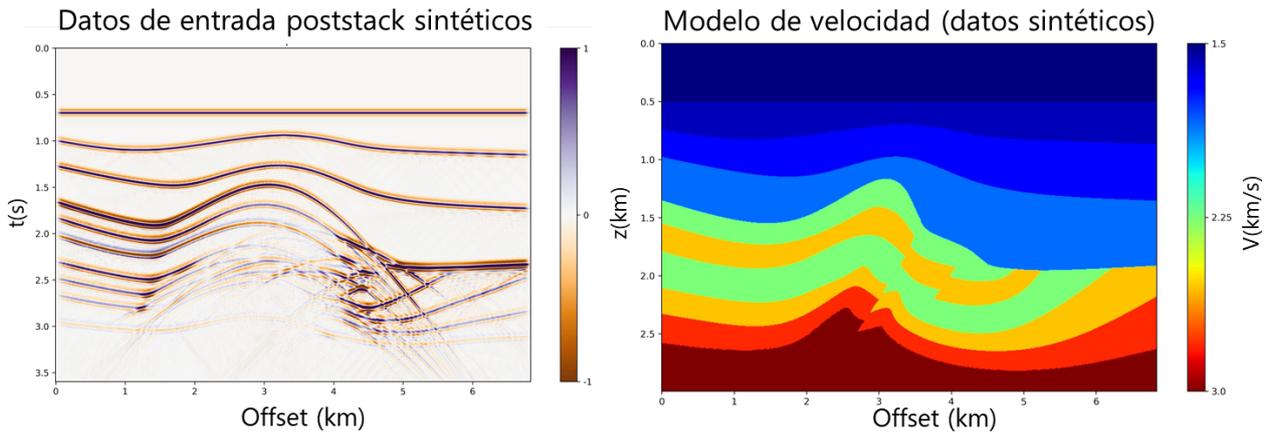


Figura 2. Sección poststack de entrada (panel izquierdo) y modelo de velocidades (panel derecho) correspondiente a los datos sintéticos generados con el SAIG model.

Datos sintéticos

Este conjunto de datos consiste en una sección sintética *poststack* y el correspondiente modelo de velocidad con el que fue generado. El modelo de velocidades está basado en el modelo Marmousi ideado por el *Institut français du pétrole (IFP)*. Los datos sintéticos fueron generados mediante un *script* de Seismic Unix (Cohen y otros, 2007) por el grupo SAIG (Signal Analysis and Imaging Group, University of Alberta, 2015). Se utilizó la rutina *sufdmod2_pml* (Hale y otros, 1998), que es un modelador de diferencias finitas de segundo orden para la ecuación de onda acústica e implementa las condiciones de borde PML (*perfectly matched layer*) (Hastings y otros, 1996).

El modelo de velocidad tiene una longitud cercana a los 7 km en el dominio del offset y 3 km de profundidad, dado por 684 trazas espaciadas $\Delta x = 10$ m en x y 600 muestras con una separación de $\Delta z = 5$ m en z . El dato *poststack* se modeló utilizando una ondícula de Ricker con frecuencia pico de 15 Hz con un intervalo de muestreo $\Delta t = 4$ ms. Cada traza tiene 900 muestras y la sección *stack* en tiempo llega hasta los 3.6 s. El contenido de frecuencias se extiende hasta los 45 Hz aproximadamente. El dato *poststack* de entrada en tiempo y el correspondiente modelo de velocidad utilizado se pueden observar en la Figura 2.

Datos sísmicos de Tierra del Fuego

Este conjunto de datos *poststack* y su respectivo modelo de velocidad corresponden a la Cuenca Austral, en Tierra del Fuego. El set de datos consta de 1401 trazas, espaciadas lateralmente en $\Delta x = 12.5$ m, por lo que la extensión lateral de la sección estudiada es cercana a los 17.5 km. El número de muestras en la sección *stack* es de 2001 con un intervalo de muestreo $\Delta t = 2$ ms y el modelo de velocidad tiene 1661 muestras en profundidad separadas $\Delta z = 5$ m. El espectro de amplitud muestra un contenido de frecuencias que alcanza los 60 Hz. El dato de entrada y el modelo de velocidad para Tierra del Fuego (TdF) se muestran en la Figura 3.

Datos sísmicos de Faja Plegada

El segundo conjunto de datos reales analizado corresponde a una faja plegada y corrida situada en la Cuenca de Huallaga en Perú. El número de trazas es de 3701. Los receptores están lateralmente espaciados en $\Delta x = 12.5$ m, por lo que la extensión en offset de la sección es de aproximadamente 46 km. El número de muestras en la sección *stack* es de 4001 con intervalo de muestreo $\Delta t = 2$ ms. El modelo de velocidad contiene 3901 muestras en profundidad con una separación de $\Delta z = 5$ m. En este caso, las frecuencias altas del espectro de amplitud fueron filtradas utilizando un filtro pasabanda

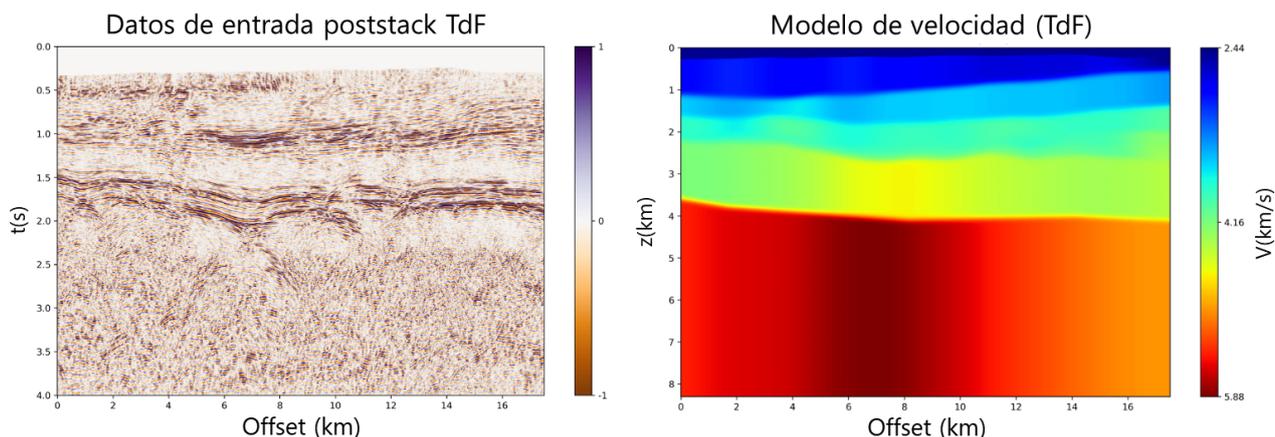


Figura 3. Sección poststack de entrada (panel izquierdo) y modelo de velocidades (panel derecho) correspondiente a los datos de Tierra del Fuego.

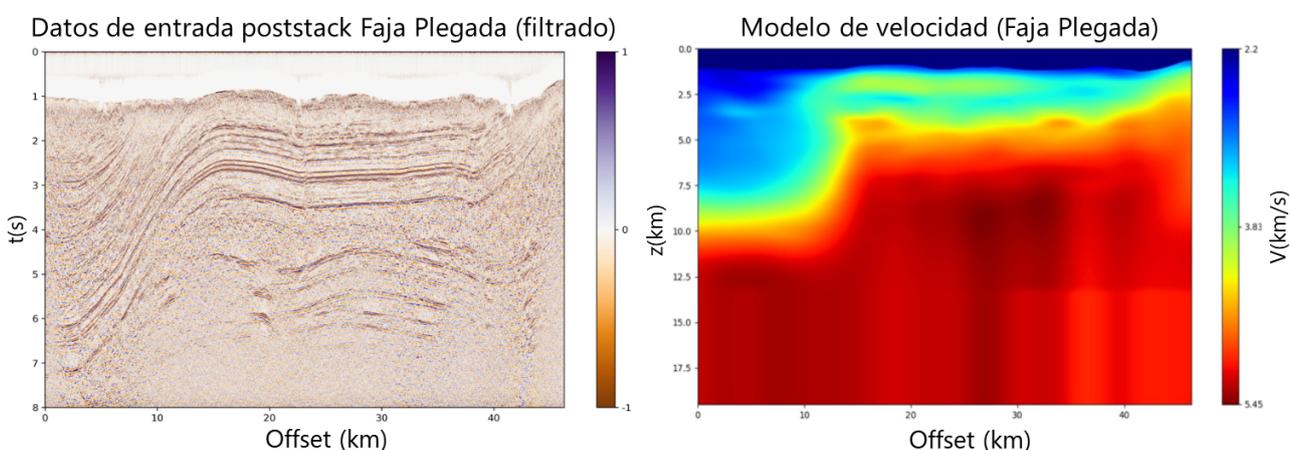


Figura 4. Sección poststack de entrada (panel izquierdo) y modelo de velocidades (panel derecho) correspondiente a los datos de Faja Plegada, Cuenca de Huallaga, Perú.

con frecuencias de corte bajas y altas para el filtrado de 0 – 0 Hz y 50 – 60 Hz, respectivamente. El dato de entrada y el modelo de velocidad para Faja Plegada se muestran en la [Figura 4](#).

PROCESAMIENTO

Parámetros de procesamiento

Los métodos de *split-step* y de migración en profundidad por Kirchhoff dependen de diferentes parámetros para su implementación. Algunos de ellos fueron descritos en las secciones previas en la que se detalló cada método. Se recuerda que el método de *split-step* se implementó mediante un código en lenguaje Julia. Por otro lado, para el método de Kirchhoff se utilizó el software comercial EPOS™. Los parámetros de adquisición de cada set de datos se resumen en la [Tabla 1](#). A su vez, los parámetros necesarios para correr los algoritmos de migración inherentes a cada método utilizado se muestran en la [Tabla 2](#) a continuación.

Algoritmo de migración de *split-step*

La aplicación de la migración *split-step* se realizó a través de un código en lenguaje Julia ([Sabbione y otros, 2016](#)) que fue adaptado para los objetivos del presente trabajo. Muchas de las funciones empleadas en el mismo son parte de los paquetes SeisMain, SeisPlot y SeisProcessing, del módulo

Parámetro	Datos sintéticos	Tierra del Fuego	Faja Plegada
Δt	4 ms	2 ms	2 ms
Δx	5 m	5 m	5 m
Δz	10 m	12.5 m	12.5 m
Frecuencia	40 Hz	60 Hz	60 Hz
SRD (Datum)	0 m s.n.m.	300 m s.n.m.	1500 m s.n.m.

Tabla 1. Parámetros de adquisición para cada set de datos.

Parámetro	Datos sintéticos	Tierra del Fuego	Faja Plegada
Floating Datum	–	Versión suavizada de la topografía	
Vel. de reemplazo	–	2500 m/s	2200 m/s
Apertura	Máx. según N° de CDPs	8000 m	12500 m
Filtro antialias	Mínimo	Mínimo	Mínimo

Tabla 2. Parámetros de procesamiento para cada set de datos.

de procesamiento Seismic Julia (Stanton, 2015).

El programa principal `poststack.jl` realiza la carga de datos de entrada y modelo de velocidad, declaración de variables, parámetros a utilizar y visualización de resultados. El código utiliza las siguientes funciones o subrutinas para implementar las distintas etapas del algoritmo:

- `zossm.jl`: Implementa la migración a offset cero. Para ello previamente se calculan las lentitudes, se aplica la condición de borde NBC y una ventana de Hamming (mediante funciones *ad-hoc* descritas a continuación). La sección migrada se obtiene de sumar para todas las frecuencias ω los campos previamente propagados.
- `slowness.jl`: Calcula los valores de lentitud y de lentitud de referencia que utiliza el algoritmo, tal cual se explica en el artículo de Stoffa y otros (1990).
- `nbc.jl`: Implementa las *Non-reflecting Boundary Conditions* (condiciones de borde no reflectivas) a partir de un vector en x que decae exponencialmente hacia los límites espaciales del dominio según la función que implementa la correspondiente condición de borde. Esta función se describe con profundidad más adelante y está basada en el artículo de Cerjan y otros (1985).
- `ssprop.jl`: Computa los operadores de propagación de ida y vuelta basados en el método de *split-step*. Esta función es el núcleo del algoritmo de migración de *split-step*. Se calcula la propagación del campo de ondas según el método propuesto por Stoffa y otros (1990). La salida arroja un campo propagado para todas las profundidades para la frecuencia ω . Luego se suma sobre todas las frecuencias digitales.

Condición de borde

Cuando se buscan las soluciones discretas de la ecuación de onda se generan reflexiones espurias en los límites de la grilla utilizada producto de la conservación de energía en los límites del dominio utilizado. Este efecto se debe mitigar para evitar que las señales sísmicas de interés queden enmascaradas por dichas reflexiones. Una posible solución es aumentar el tamaño de la grilla de forma tal que la zona de interés no se vea afectada por el efecto de borde, pero esto conlleva un mayor costo computacional. Otro posible enfoque tiene como objetivo proponer condiciones de borde que eviten las reflexiones (*non-reflecting boundary conditions*, NBC). Esta estrategia se basa en reemplazar la ecuación de onda en el borde por ecuaciones de onda hacia un solo sentido y que así la energía no pueda propagarse desde los bordes hacia el centro del dominio de la grilla. Sin embargo, la efectividad de este método disminuye para ángulos de incidencia bajos. Alternativamente, se puede

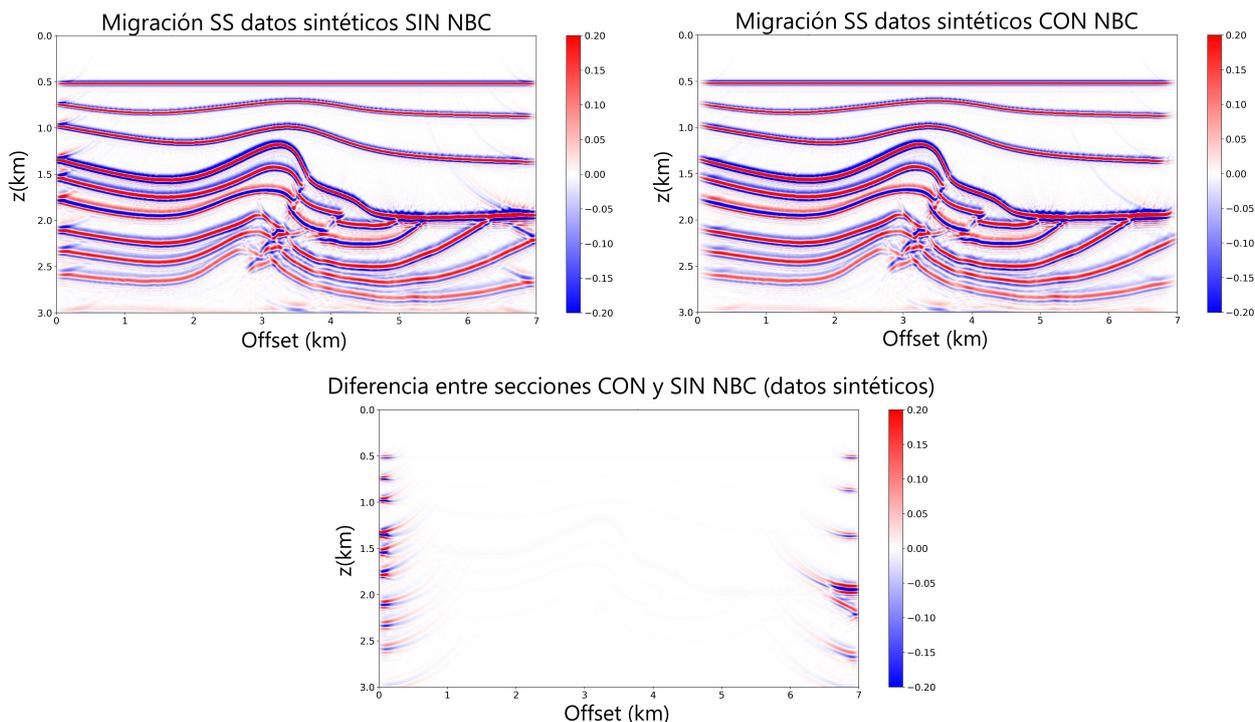


Figura 5. Condición de borde. Panel superior izquierdo: sección migrada mediante *split-step* de los datos sintéticos sin aplicar la condición de borde. Panel superior derecho: idem anterior con la condición de borde aplicada. Panel inferior: diferencia entre los dos paneles superiores.

aplicar una reducción gradual de las amplitudes en una franja de nodos cercanos al contorno de la grilla. La efectividad en este caso no disminuye según los ángulos de incidencia. Este es el método implementado para este trabajo, que está basado en el artículo de [Cerjan y otros \(1985\)](#).

Para ejemplificar la aplicación de este método se realiza el siguiente proceso. En cada iteración de tiempo, se disminuyen los valores del campo dentro de una determinada franja en los límites del dominio espacial. La reducción de la amplitud en cada franja es aplicada gradualmente desde el borde interior. Para ello se calcula el siguiente factor de atenuación:

$$G = e^{-\alpha(N-i)^2}, \quad i = 1, \dots, N. \quad (10)$$

En el algoritmo de *split-step* se utilizó una franja de $N = 30$ con un valor de $\alpha = 0.005$. Así, G toma un valor igual a 1 para $i = 30$, y es igual a 0.97919 para $i = 1$. Para ilustrar el impacto e importancia de la inclusión de las condiciones de borde, en la [Figura 5](#) se muestran los resultados de la migración del ejemplo sintético mediante el método de *split-step* (SS) sin aplicar la condición de borde NBC y habiendo aplicado la condición de borde. Adicionalmente, se presenta la diferencia entre ambas secciones, donde se evidencia claramente el efecto de la reflexión en el contorno de la grilla que la condición de borde logra mitigar.

Migración Kirchhoff

El método de migración de Kirchhoff se aplica sumando la energía distribuida a lo largo de cada curva de difracción, que es así colapsada hasta enfocarse sobre la ubicación correspondiente a cada punto difractor. Este procedimiento se realiza para todos los puntos de la sección sísmica de entrada. La amplitud y el coeficiente de reflexión relativo se obtienen calculando una suma pesada de las muestras ([Veeken y otros, 2013](#)). Como se mencionó previamente, la migración Kirchhoff tiene en cuenta la oblicuidad, la divergencia esférica y las características de la ondícula. La implementación del algoritmo Kirchhoff de migración en profundidad se realizó mediante el software EPOS™ ([epos](#)).

Para el trazado de rayos se utilizaron los modelos de velocidad intervállica descritos en el capítulo de descripción de los Datos.

Para ejecutar el método de Kirchhoff se deben definir ciertos parámetros. Entre ellos, se destacan la apertura de migración y el filtro antialias utilizado. Estos dos parámetros y su efecto sobre los resultados se describen brevemente a continuación.

Apertura

La apertura de migración es la extensión lateral del operador de migración. En la práctica, este parámetro está determinado —y limitado— por la amplitud lateral de los datos disponibles. El tamaño de la apertura determina además el buzamiento que puede ser resuelto en el proceso de migración. Para seleccionar un valor óptimo se probaron distintos valores y se evaluó el desempeño del algoritmo por inspección visual. Se optó por el mayor valor de apertura a partir del cual ya no se percibía una mejora en la sección. En el caso particular de los datos sintéticos, se consideró la máxima apertura en función de la cantidad de CDPs. Los valores que se utilizaron para migrar los datos reales fueron de 8.0 Km para Tierra del Fuego y de 12.5 Km para Faja Plegada. Estos valores se indican en la [Tabla 2](#). En el caso de los datos reales estos valores se alcanzan a una profundidad de 1000 m.

Filtro antialias

El filtro antialias se utiliza para eliminar frecuencias indeseadas en el espectro de los datos sísmicos. Tiene como fin remover aquellas frecuencias que puedan haber causado *aliasing* en el proceso de muestreo de la señal analógica durante la adquisición o cuando el intervalo de muestreo de los datos digitales disminuye debido a alguna instancia del procesamiento sísmico (SLB, 2023). El *aliasing* en el operador de migración se presenta cuando la inclinación de los estratos es elevada y ocurre primero para las altas frecuencias. El *aliasing* espacial en datos sísmicos ocurre cuando el espaciado de los receptores es demasiado amplio, especialmente cuando las trayectorias de los rayos que arriban a los receptores presentan alta inclinación. A su vez, el operador de migración de Kirchhoff también sufre de *aliasing*, lo que afecta la imagen obtenida especialmente en áreas someras. Los filtros antialias ayudan a reducir estos efectos aplicando un filtrado de frecuencias altas, pero a velocidades bajas pueden reducir la resolución en las zonas someras (Paradigm™ 19, 2019).

En el software EPOS™, el filtro se define mediante un parámetro que permite ajustar el nivel de filtrado, donde el mínimo actúa de manera más conservadora, mientras que el máximo elimina más frecuencias del espectro. En la implementación del algoritmo de migración Kirchhoff, se eligió el nivel mínimo de filtrado para los tres ejemplos analizados. De esta manera, si bien se produce una imagen algo más ruidosa, se reduce el riesgo de sobre-filtrar los datos (ver [Tabla 2](#)).

RESULTADOS

Tanto en la implementación del algoritmo de migración Kirchhoff como en el método *split-step* se utilizaron los mismos modelos de velocidad y datos de entrada. De esta manera, los resultados finales reflejan exclusivamente las propiedades y diferencias de cada método. Luego de haber aplicado ambos algoritmos de migración en profundidad sobre los tres conjuntos de datos *poststack* se obtuvieron las secciones migradas que se describen a continuación.

Sintéticos

En el caso de los datos sintéticos se puede observar que ambos algoritmos de migración en profundidad resuelven adecuadamente la reflectividad del modelo. La migración colapsa la energía de las hipérbolas de difracción que aparecen en la zona del fallamiento inverso permitiendo distinguir de forma nítida la estructura en el centro de la sección ([Figura 6](#)). A su vez, se puede observar que

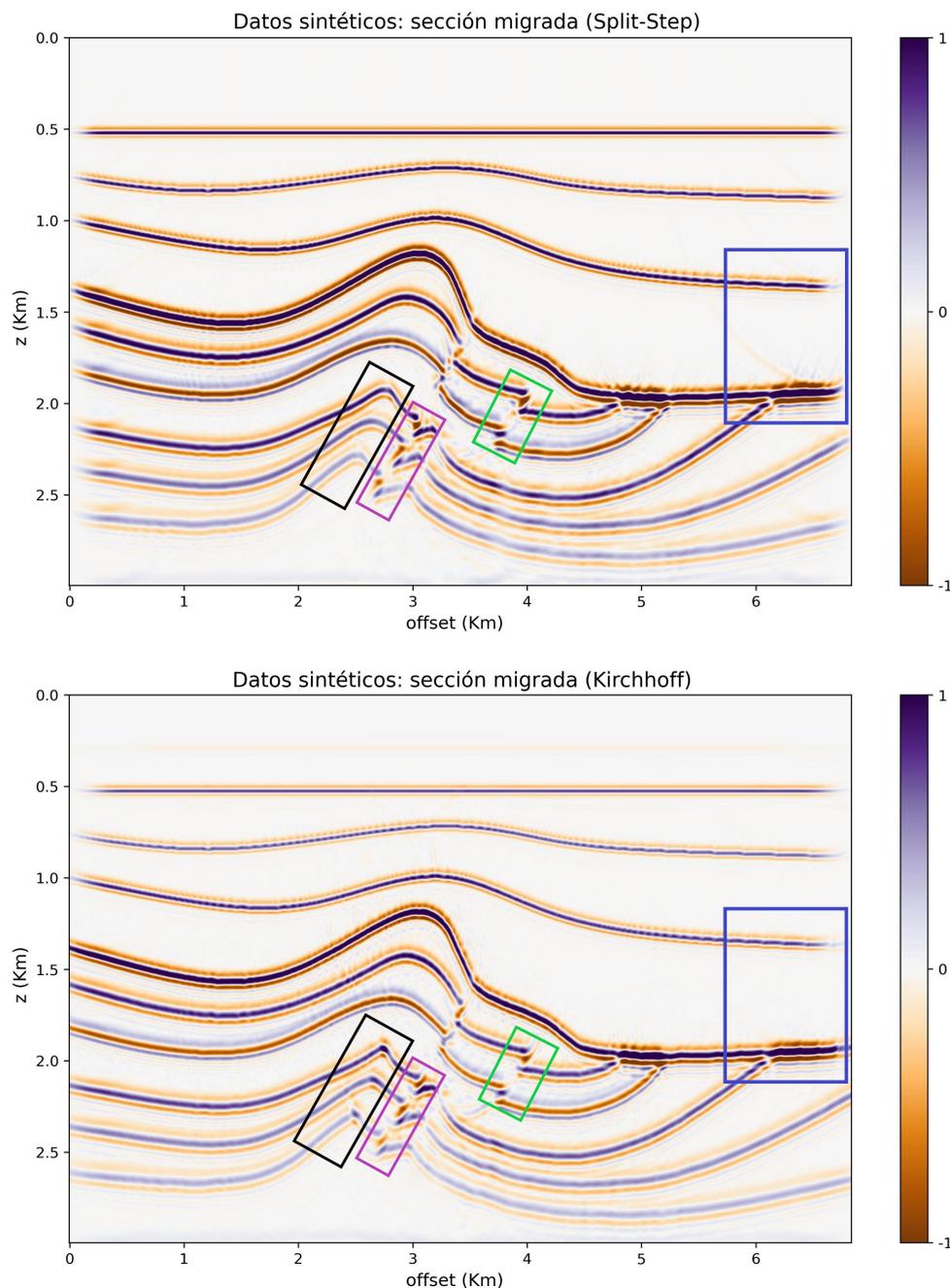


Figura 6. Datos sintéticos migrados con el algoritmo *split-step* (panel superior) y con Kirchhoff (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas con rectángulos de diferentes colores.

el anticlinal en el centro de la sección es resuelto como una estructura más angosta en la sección migrada.

En la [Figura 6](#) se destacan con rectángulos de diferentes colores las zonas de las secciones en las que se perciben diferencias entre los resultados de los algoritmos de migración. Particularmente, en los estratos plegados en el centro del anticlinal, como se muestra en el cuadro a) de la [Figura 7](#), se observa una suave diferencia en la curvatura de los pliegues. Además, se puede notar una leve diferencia en la delimitación de las fallas inversas. Esto se observa con más detalle en la [Figura 7](#), cuadros b) y c). En el caso de la migración Kirchhoff la curvatura es más angulosa. En el cuadro d) queda de manifiesto el hecho de que el problema de borde es mejor mitigado mediante el algoritmo Kirchhoff que mediante el del *split-step*.

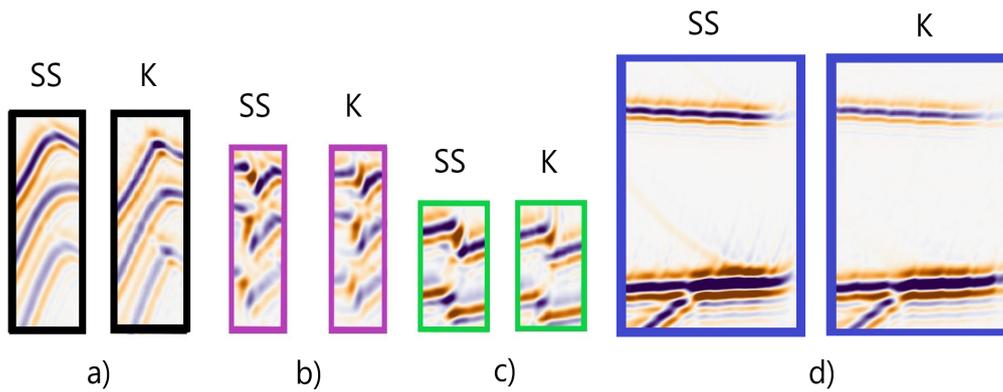


Figura 7. Recortes de las zonas delimitadas en la Figura 6 con diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos sintéticos. En cada cuadro el panel izquierdo corresponde al algoritmo split-step (SS) y el derecho a Kirchhoff (K).

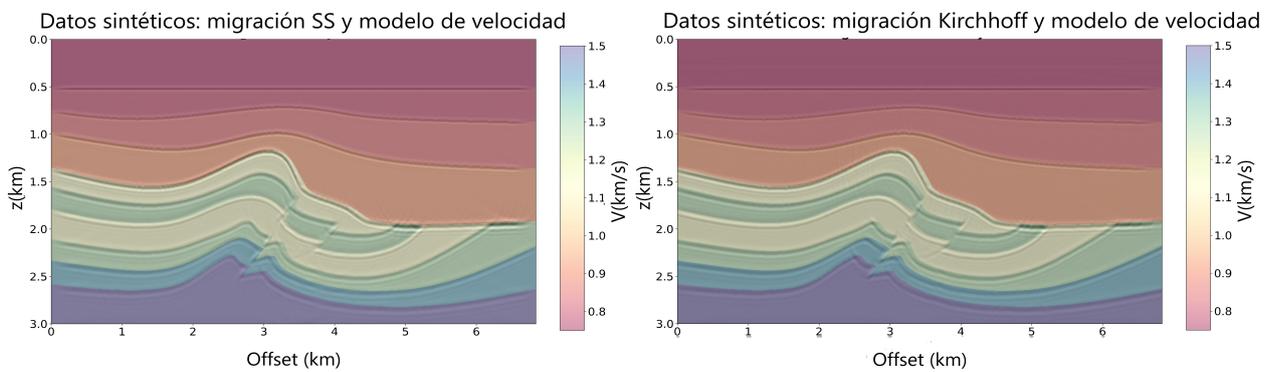


Figura 8. Secciones migradas mediante split-step (panel izquierdo) y Kirchhoff (panel derecho) superpuestas con el modelo de velocidad utilizado para generar los datos sintéticos.

Finalmente, en la Figura 8 se superponen las secciones finales con los modelos de velocidad utilizados para generar los datos (y para correr las migraciones). Se aprecia claramente el acuerdo entre el modelo de velocidad de entrada y las secciones migradas mediante cada método.

Tierra del Fuego

Analizamos ahora los resultados de la sección que corresponde a una línea sísmica de la Cuenca Austral, en Tierra del Fuego. En los datos *poststack* sin migrar se observa una geometría en la que los estratos están mayoritariamente paralelos (Figura 3). No obstante, en los datos de entrada se distingue la presencia de hipérbolas de difracción especialmente en la parte central de la sección y cerca del segundo paquete de estratos. Los datos migrados mediante los dos métodos utilizados se muestran en la Figura 9. En las secciones migradas por ambos métodos vemos que las hipérbolas se colapsan apropiadamente. Esto deja de manifiesto una mejor delimitación de los estratos y permite observar la presencia de algunos pliegues. En términos generales, ambas secciones migradas logran un resultado similar.

Las zonas que presentan diferencias en los resultados se delimitan con rectángulos en la Figura 9. Como se remarca allí, en la zona central de la sección (a los 4 km de profundidad) la estructura de estratos plegados se ve más amplia en el caso de la implementación del algoritmo Kirchhoff. Esto se destaca en la Figura 10. También se observa que los estratos quedan ubicados a mayor profundidad en el caso de la migración *split-step*.

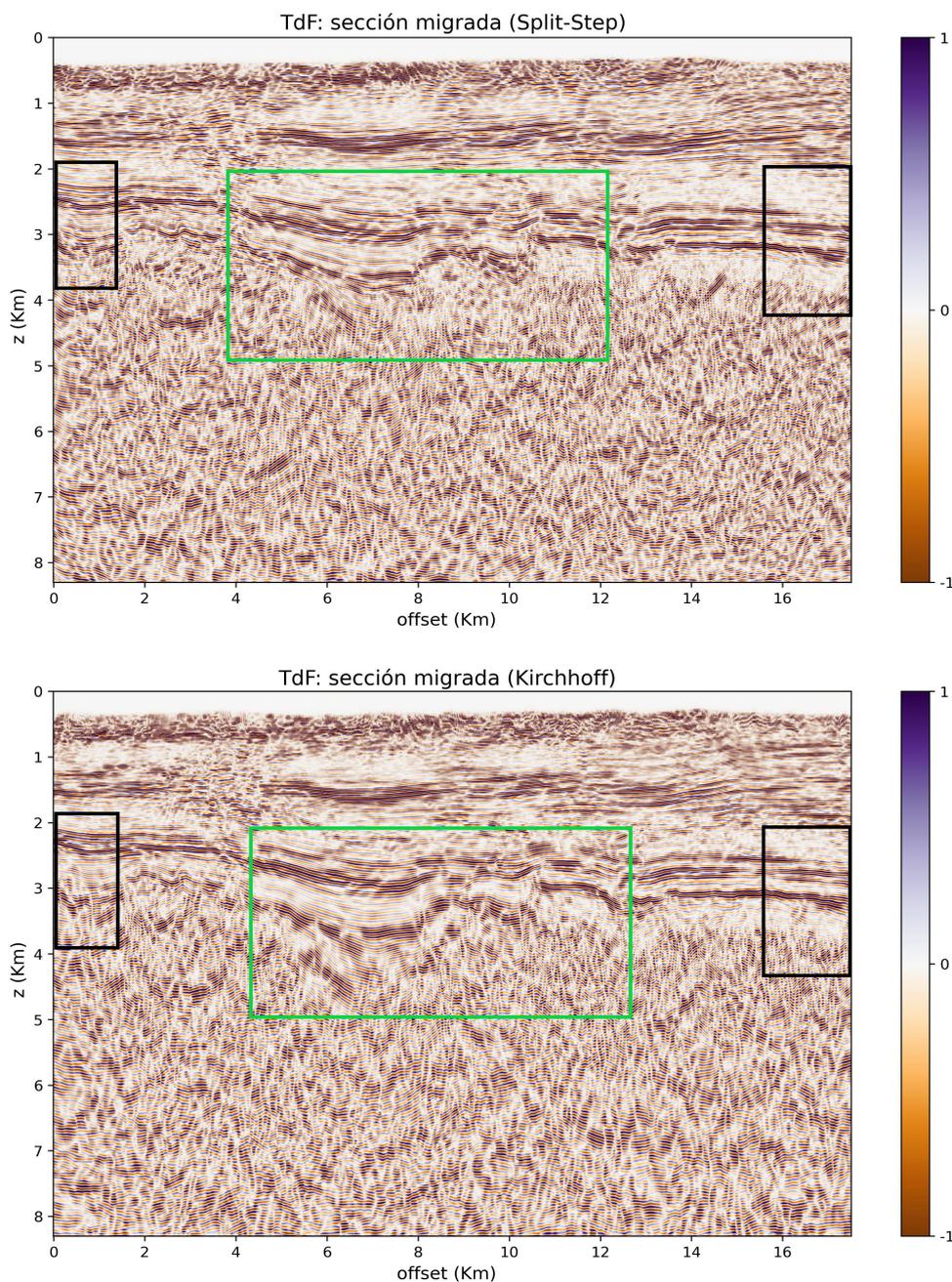


Figura 9. Datos de Tierra del Fuego migrados con el algoritmo *split-step* (panel superior) y con *Kirchhoff* (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas con rectángulos de diferentes colores.

Por último, en la [Figura 11](#) se muestra la superposición de los resultados de los algoritmos con el modelo de velocidad utilizado. La figura demuestra que las profundidades y estructuras delimitadas luego de migrar por ambos métodos concuerdan muy bien con el modelo de velocidad utilizado.

Faja Plegada

La sección estudiada de la Cuenca Huallaga, Perú, corresponde a un área de faja plegada y corrida que presenta una serie de estructuras con importante buzamiento ([Figura 4](#)). En la [Figura 12](#) se presentan los resultados de la migración por el método de *split-step* y por el método de *Kirchhoff*. El flanco presente en la sección suroeste (correspondiente al sinclinal Biabo) es acortado en las secciones resultantes luego de la migración. En los estratos plegados profundos al migrar los datos

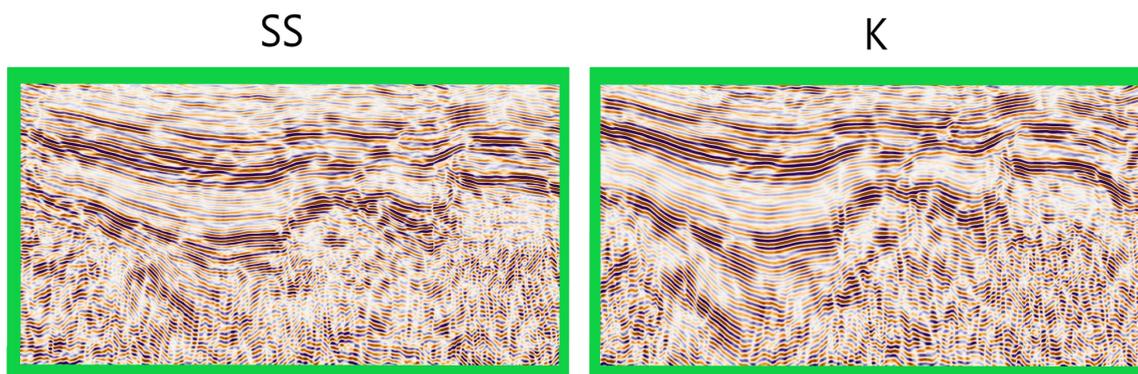


Figura 10. Recortes de las diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos de Tierra del Fuego. El panel izquierdo corresponde al algoritmo *split-step* (SS) y el derecho a Kirchhoff (K).

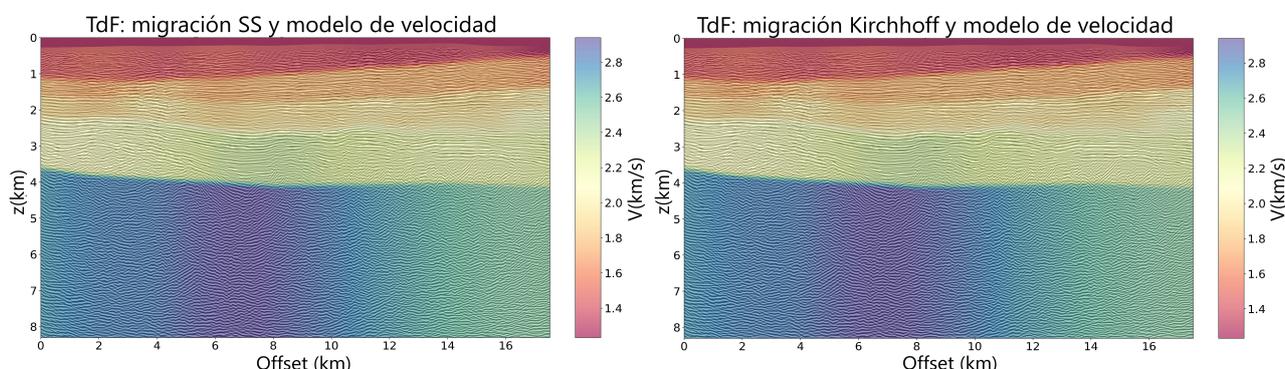


Figura 11. Secciones migradas mediante *split-step* (panel izquierdo) y Kirchhoff (panel derecho) superpuestas con el respectivo modelo de velocidad para el caso de los datos de Tierra del Fuego.

se puede apreciar que estos corresponden a estructuras más cerradas. También se puede observar que el conjunto de pliegues cercano al flanco suroeste del sinclinal Biabo (15 km de offset) tiene una curvatura cóncava previo a la migración, y que luego de aplicar los algoritmos de migración este paquete de pliegues pasa a ser convexo. Las zonas recién descritas se destacan en la [Figura 12](#) mediante dos áreas rectangulares.

Para destacar las principales diferencias en los resultados obtenidos por cada método, en la [Figura 13](#) se muestra un zoom de las zonas delineadas en la [Figura 12](#). En el caso del algoritmo *split-step* los estratos buzantes correspondientes al flanco suroeste se observan con mayor continuidad y nitidez que en el caso de la migración con el algoritmo Kirchhoff. Esto se advierte también en los estratos buzantes del lado noreste de la sección. Estas diferencias se pueden apreciar claramente en la [Figura 13](#) en los cuadros a) y b), respectivamente.

Por último, en la [Figura 14](#) se presentan las secciones migradas mediante ambos algoritmos de migración superpuestas con el modelo de velocidad correspondiente. Si bien el modelo de velocidad utilizado es suave y aproximado, se puede apreciar especialmente en las zonas menos profundas el acuerdo de las estructuras buzantes con el modelo de velocidad utilizado.

DISCUSIÓN

El método de *split-step* fue programado de forma modular, donde cada módulo ejecuta cada uno de los procesos del algoritmo. Como parte del procesamiento se aplicó una ventana de *Hamming* y una

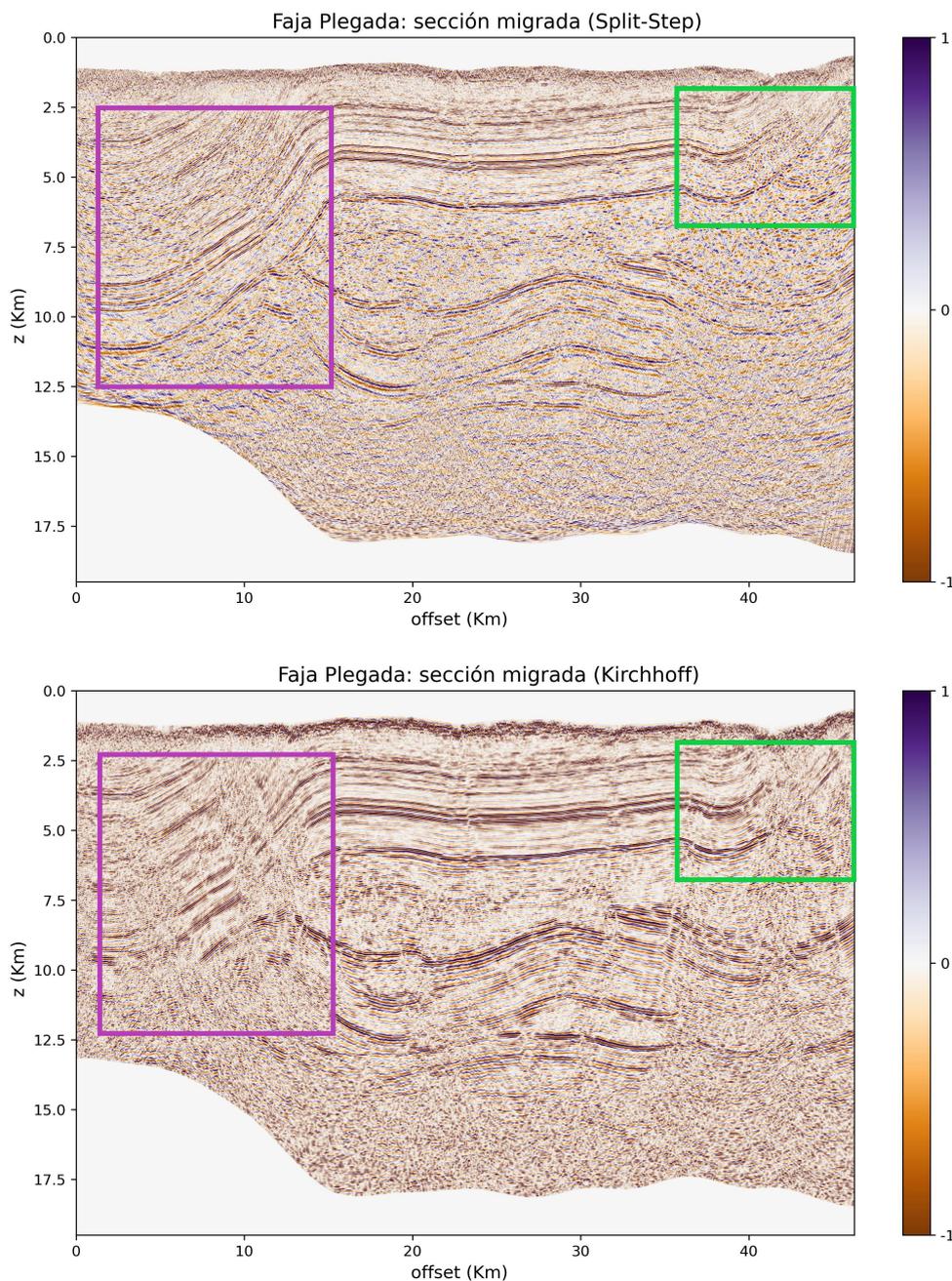


Figura 12. Datos de Faja Plegada migrados con el algoritmo split-step (panel superior) y con Kirchhoff (panel inferior). Las zonas donde se observan diferencias se encuentran remarcadas con rectángulos de diferentes colores.

condición de borde de tipo NBC (*non-reflecting boundary condition*). Por otro lado, la implementación del algoritmo de migración Kirchhoff se realizó a través del software EPOS™. Entre los parámetros de procesamiento requeridos por este software se deben definir el valor del filtro antialias a aplicar y la apertura de migración. Se optó por el filtro con menor intensidad disponible y con un valor de apertura asignado según las características de cada set de datos. A su vez, para la implementación de ambos métodos, se utilizaron parámetros específicos de los datos de entrada, tales como el rango de frecuencias, la altura del Datum de referencia (SRD) y los intervalos de muestreo temporales y espaciales. Los experimentos mediante datos sintéticos proporcionaron un ejemplo controlado en el que se conoce la salida deseada y se puede evaluar la efectividad de los métodos. Una vez realizada la validación de los algoritmos a partir de los experimentos con el set de datos sintéticos, se procesaron los datos reales. El dato de Tierra del Fuego contiene horizontes de bajo buzamiento,

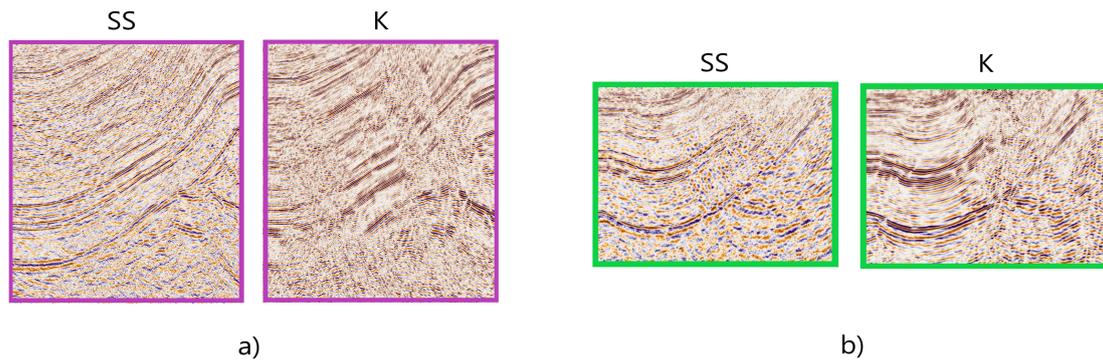


Figura 13. Recortes de las diferencias entre las secciones migradas en el caso de datos de Faja Plegada. En cada cuadro el panel izquierdo corresponde al algoritmo split-step (SS) y el derecho a Kirchhoff (K).

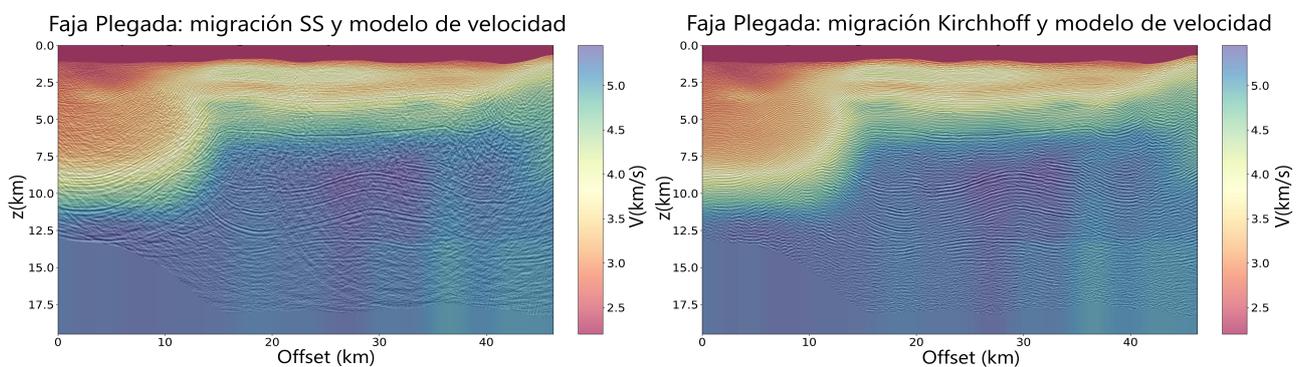


Figura 14. Secciones migradas mediante split-step (panel izquierdo) y Kirchhoff (panel derecho) superpuestas con el respectivo modelo de velocidad para el caso de datos de Faja Plegada.

mientras que el dato correspondiente a Faja Plegada representa el ejemplo de mayor complejidad estructural. En términos generales, ambos algoritmos produjeron secciones correctamente migradas y mayormente similares entre sí.

Tanto el ejemplo con los datos sintéticos como los ejemplos con datos reales contienen características en sus secciones de entrada que permiten evaluar el desempeño de un proceso de migración, tales como hipérbolas de difracción, estratos buzantes mal posicionados y anticlinales de apertura aumentada. Luego de haber implementado los algoritmos de migración estas distorsiones en la imagen sísmica fueron en su mayoría correctamente resueltas y corregidas por ambos métodos. Es decir, en términos generales la aplicación de los métodos de migración estudiados logró los resultados deseados tanto sobre datos sintéticos como en los ejemplos con datos reales, que presentan distintos niveles de complejidad geológica. Si bien se trata de dos implementaciones de distinta naturaleza, siendo uno de ellos un código de desarrollo académico y el otro parte de un software comercial, los resultados en general fueron coherentes entre sí. Esta situación podría ser aprovechada con fines de control, cotejando los resultados entre ambos métodos.

El algoritmo de *split-step* resolvió en forma más adecuada que el método de Kirchhoff la migración de estratos buzantes, generando una imagen sísmica con mayor claridad y continuidad. Esto se puede explicar por la naturaleza de los métodos. Mientras que el algoritmo de migración Kirchhoff colapsa la energía de las curvas según la trayectoria de los rayos, *split-step* utiliza la ecuación de onda para reconstruir la imagen del subsuelo. En escenarios donde el buzamiento es prominente, la energía difractada registrada no contiene la suficiente cobertura que permita colapsar adecuadamente las hipérbolas de difracción, lo que dificulta el desempeño del método de Kirchhoff. Por ello, en estos casos el algoritmo de Kirchhoff no brinda el mejor desempeño. Por el contrario, el método *split-step*

tiene en consideración las variaciones laterales de velocidad en su corrección por inhomogeneidad, por lo que resuelve mejor los marcos geológicos con altos buzamientos. Respecto de la presencia de fallamientos estructurales, los resultados fueron muy similares, si bien se observó en las secciones migradas por el método de Kirchhoff que las fallas resultan ligeramente mejor delineadas. Por último, se observó que el algoritmo de migración Kirchhoff resuelve mejor los efectos de borde ya que logra mitigarlos de manera más adecuada. Esto podría deberse a una parametrización no óptima en el caso del método *split-step*.

En el caso de los datos sintéticos puede observarse que en ambos métodos las secciones obtenidas no coinciden exactamente con el modelo de velocidad en presencia de estratos con buzamiento elevado. Esto puede deberse a que la aproximación de sección *stack* como sección de offset cero no es adecuada en este escenario y que la migración *poststack* resulta insuficiente. En el caso de Tierra del Fuego existe una leve diferencia entre ambos métodos en las profundidades obtenidas. Dado que los tiempos y velocidades utilizados en ambos casos son los mismos, no debería existir dicha discrepancia. Por lo tanto, podemos concluir que este comportamiento no se debe en sí al desempeño de los métodos sino a alguna cuestión externa que podría estar relacionada al Datum utilizado.

Las diferencias de desempeño entre los métodos son más notorias en los datos reales, lo que podría estar relacionado con la presencia de ruido inherente a la medición. En el caso de los datos sintéticos, al tratarse de datos generados de forma controlada, no contienen ruido de medición ni incertidumbre en los parámetros. Esto determina que las diferencias observadas en el ejemplo sintético se deban únicamente a las características de cada algoritmo, y genera resultados más consistentes entre ambos métodos. En contraste, los datos reales contienen distintos tipos de ruido, tanto aleatorio como coherente, que afectan los resultados. Estas condiciones influyen en la respuesta de los algoritmos y pueden explicar por qué las diferencias entre los métodos resultan más notorias para los ejemplos con datos reales. Asimismo, la implementación del filtro antialias también podría haber influido en las diferencias observadas, ya que en el método de Kirchhoff se optó por la opción de menor intensidad entre las disponibles en el software, lo que pudo haber aumentado el nivel de ruido en la imagen sísmica.

CONCLUSIONES

Se compararon dos algoritmos de migración *poststack*: el método de Kirchhoff, implementado a partir de un software comercial, y el método de *split-step*, implementado a partir de un código propio desarrollado en lenguaje Julia. Para ello, se utilizaron los mismos conjuntos de datos de entrada y modelos de velocidad. Los datos utilizados para la comparación están dados por un conjunto de datos sintéticos y dos conjuntos de datos reales. Estos últimos corresponden a una sección de la Cuenca Austral, en Tierra del Fuego, y otra de una zona de faja plegada y corrida, en la Cuenca del Huallaga, Perú.

En términos generales, ambos métodos generan una imagen precisa de las secciones sísmicas para los conjuntos de datos analizados. Sin embargo, debido a la naturaleza de los métodos, *split-step* proporciona una reconstrucción más definida de los estratos con mayores buzamientos, mientras que Kirchhoff maneja mejor los problemas de borde y ofrece un desempeño ligeramente superior en presencia de fallas.

Los resultados sugieren que resultaría de interés como trabajo a futuro adaptar el código en Julia para migraciones de datos pre-apilados (*prestack*). De esta manera, sería posible resolver escenarios geológicamente más complejos en los que la migración *poststack* es insuficiente.

AGRADECIMIENTOS

A YPF S.A. por facilitar el uso de los dos sets de datos reales estudiados y por permitir el uso académico del software EPOS™. Este trabajo fue parcialmente subsidiado por la Universidad Nacional de La Plata (Proyecto de Incentivos Docentes de UNLP código G190) y por la Agencia Nacional de Promoción de la Investigación, el Desarrollo Tecnológico y la Innovación (Proyecto PICT código 2019-1342).

REFERENCIAS

- Bancroft, J. C. (2001). Seismic imaging: Post-stack. *CSEG Recorder*, 26(7).
- Bjørlykke, K. (2015). *Petroleum geoscience: From sedimentary environments to rock physics* (2ª ed.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-34132-8>
- Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R. y Reshef, M. (1985). A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, 50(4), 705-708. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1441945>
- Cohen, J. K. y Stockwell, J. M. (2007). *CWP/SU: Seismic Unix Release No. 4.0: An open source software package for seismic research and processing*. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Dobrin, M. B. y Savit, C. H. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting* (4ª ed.). McGraw-Hill International Editions.
- Gazdag, J. (1978). Wave equation migration with the phase-shift method. *Geophysics*, 43(7), 1342-1351. <https://doi.org/10.1190/1.1440899>
- Gazdag, J. y Sguazzero, P. (1984). Migration of seismic data by phase shift plus interpolation. *Geophysics*, 49(2), 124-131. <https://doi.org/10.1190/1.1441643>
- Gray, S. H., Etgen, J., Dellinger, J. y Whitmore, D. (2001). Seismic migration problems and solutions. *Geophysics*, 66(5), 1622-1640. <https://doi.org/10.1190/1.1487107>
- Hale, D., Stockwell, J., Artley, C. y Holzrichter, M. (1998). *Finite-Difference MODELing (2nd order) for acoustic wave equation with PML absorbing boundary conditions*. Recuperado el 26 de noviembre de 2023 de https://sepwww.stanford.edu/oldsep/cliner/files/suhelp/sufdmod2_pml.txt.
- Hastings, F. D., Schneider, J. B. y Broschat, S. L. (1996). Application of the perfectly matched layer (PML) absorbing boundary condition to elastic wave propagation. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 100(5), 3061-3069. <https://doi.org/10.1121/1.417118>
- Onajite, E. (2014). *Seismic Data Analysis Techniques in Hydrocarbon Exploration*. Elsevier.
- Paradigm™ 19. (2019). *User Guide, Overview of migrations and additional information on Kirchhoff Migrations*.
- Sabbione, J. I., Stanton, A. y Sacchi, M. D. (2016). SeismicJulia: moving forward. *Annual Report SAIG 17*.
- Schneider, W. A. (1978). Integral formulation for migration in two and three dimensions. *Geophysics*, 43(1), 49-76. <https://doi.org/10.1190/1.1440828>
- Signal Analysis and Imaging Group, University of Alberta. (2015). *SAIG velocity model*. Recuperado el 9 de octubre de 2023 de https://saigfileservr.physics.ualberta.ca/datasets/testing_datasets/
- SLB. (2023). *Antialias filter*. Recuperado el 9 de octubre de 2023 de <https://glossary.slb.com/Terms/a/antialias.filter.aspx>
- Stanton, A. (2015). *SeisMain.jl [Software]* Disponible en SeismicJulia. Recuperado el 7 de septiembre de 2023 de <https://seismicjulia.github.io/SeisMain.jl/dev/lib/public/>
- Stoffa, P. L., Fokkema, J. T., de Luna Freire, R. M. y Kessinger, W. P. (1990). Split-step Fourier migration. *Geophysics*, 55(4), 410-421. <https://doi.org/10.1190/1.1442850>
- Veeken, P. C. y van Moerkerken, B. (2013). *Seismic stratigraphy and depositional facies models*. EAGE. <https://doi.org/10.3997/9789073834675>
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801580>

Artículo breve / *short note*

Modelado tectónico de la zona de transferencia del Colorado: Movimiento levógiro y compresivo

Tectonic model of the Colorado transfer zone: Left-handed and compressive movement

M Alejandra Arecco^{1,2}, Patricia A Larocca², Silvia P Barredo³

Resumen Este trabajo se desarrolla en el margen continental argentino entre los paralelos 43° a 47° Sur y los meridianos 54° a 62° Oeste. Este margen es del tipo pasivo volcánico (MPV), se caracteriza por presentar series de cuñas inclinadas hacia el mar, un subplacado o corteza inferior de alta velocidad y una importante zona de fractura de transferencia, la Zona de Fractura de Transferencia del Colorado (ZFTC). El objetivo de este trabajo es caracterizar la intersección del margen continental con la ZFTC a partir de la aplicación del Coseno de Theta ($\cos \theta$) sobre el campo gravimétrico y del modelado gravimétrico 2D. De acuerdo al mapa de Coseno de Theta, calculado desde las anomalías de Bouguer se observan áreas, en forma de “codo”, de valores altos (de 0.7 a 0.9) al norte de la ZFTC, que pueden interpretarse como el resultado de un movimiento giratorio. El modelo presenta estructuras y/o unidades que reflejan actividad tectónica combinada de extensión y cizalla.

Palabras clave Gravimetría, zona de transferencia Colorado, plataforma continental.

Abstract *This work is carried out on the Argentine continental margin between parallels 43° to 47° South and meridians 54° to 62° West. This margin is of the passive volcanic type (VPM), characterized by a series of wedges inclined towards the sea, a subplate or high velocity lower crust (HVLC) and an important transfer fracture zone, the Colorado Transfer Fracture Zone (CTFZ). The objective of this work is to characterize the intersection of the continental margin with the CTFZ by applying the Cosine of Theta ($\cos \theta$) to the gravity field and 2D gravity modeling. According to the Cosine of Theta map, calculated from the Bouguer anomalies, areas are observed, in the form of an “elbow”, with high values (from 0.7 to 0.9) to the north of the CTFZ, which can be interpreted as the result of a rotary movement. The model presents structures and/or units that reflect combined tectonic activity of extension and shear.*

Keywords Gravimetry, Colorado transfer zone, continental shelf.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo se desarrolla en el margen continental argentino entre los paralelos 43° a 47° Sur y los meridianos 54° a 62° Oeste (Figura 1). Este margen es del tipo pasivo volcánico (MPV), se caracteriza por presentar series de cuñas inclinadas hacia el mar (SDRs), un subplacado o corteza inferior de alta velocidad (HVLC) (Blaich y otros, 2011), la Zona de Fractura de Transferencia del Colorado (ZFTC) y adelgazamiento cortical producto de la atenuación y extensión del margen hasta el borde continental oceánico (COB) (Arecco y otros, 2016). La ZFTC representa una importante zona de fractura de transferencia, ya que, separa el macizo del Deseado (MD) del cratón del Río de la Plata (CRP), controla la orientación del MPV, cambiando de NE-SO a N-S y junto a estructuras asociadas,

¹Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas (IGGA), Universidad de Buenos Aires, Argentina. Email: marecco@fi.uba.ar

²Escuela de Ciencias del Mar (ESCM), Universidad de la Defensa Nacional, Argentina.

³Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG), Universidad de Buenos Aires, Argentina.

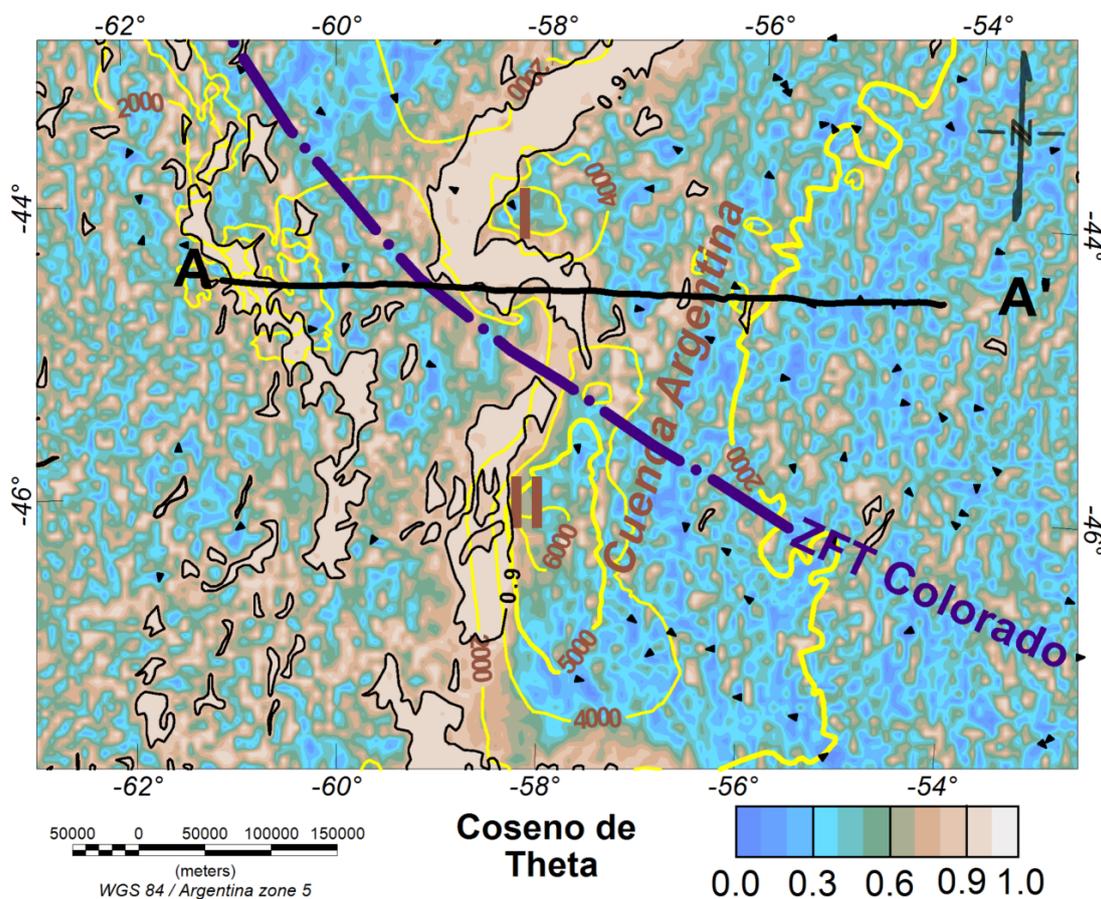


Figura 1. Mapa del Coseno de Theta. Máximo (área sepia), isopacas (líneas amarillas), ZFT Colorado (línea magenta discontinua). English: Cosine of Theta map. Maximum (sepia area), isopachs (yellow lines), Colorado ZFT (dashed magenta line)

separa los depocentros I y II de la Cuenca Argentina, controlando los lados oeste y sur del depocentro central (I) aproximadamente a los 45° S (líneas amarillas en la Figura 1).

El objetivo de este trabajo es caracterizar la intersección del margen continental con la ZFTC a partir de la aplicación del Coseno de Theta sobre el campo gravimétrico ($\cos \theta$) según Wijns y otros (2005) y del modelado gravimétrico 2D según Talwani y otros (1959).

La información gravimétrica requerida para aplicar la técnica de realce y los elementos necesarios para el modelado fueron obtenidos en campañas oceanográficas realizadas por el Instituto Federal para las Geociencias y Recursos Naturales (BGR, Alemania) y recopilados por Arecco y otros (2016). Por otra parte, la información de la profundidad de Mohorovičić se obtuvo de Arecco y otros (2016).

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

La técnica de realce muestra contactos a partir de valores máximos ($\cos \theta = 0.9$) entre estructuras con alto contraste de densidad, tales como fallas o diques. El modelado gravimétrico 2D procura determinar bloques/estructuras para representar la compleja distribución de masa en la intersección con la ZFTC por los efectos combinados de estiramiento, atenuación y rotación ocurridos en el MPV debido al proceso de *rifting* (Figura 2).

De acuerdo al mapa de Coseno de Theta, calculado desde las anomalías de Bouguer se observan áreas, en forma de “codo”, de valores altos en colores sepia (de 0.7 a 0.9) al norte de la ZFTC, que pueden interpretarse como el resultado de un movimiento giratorio (Figura 1). Este máximo

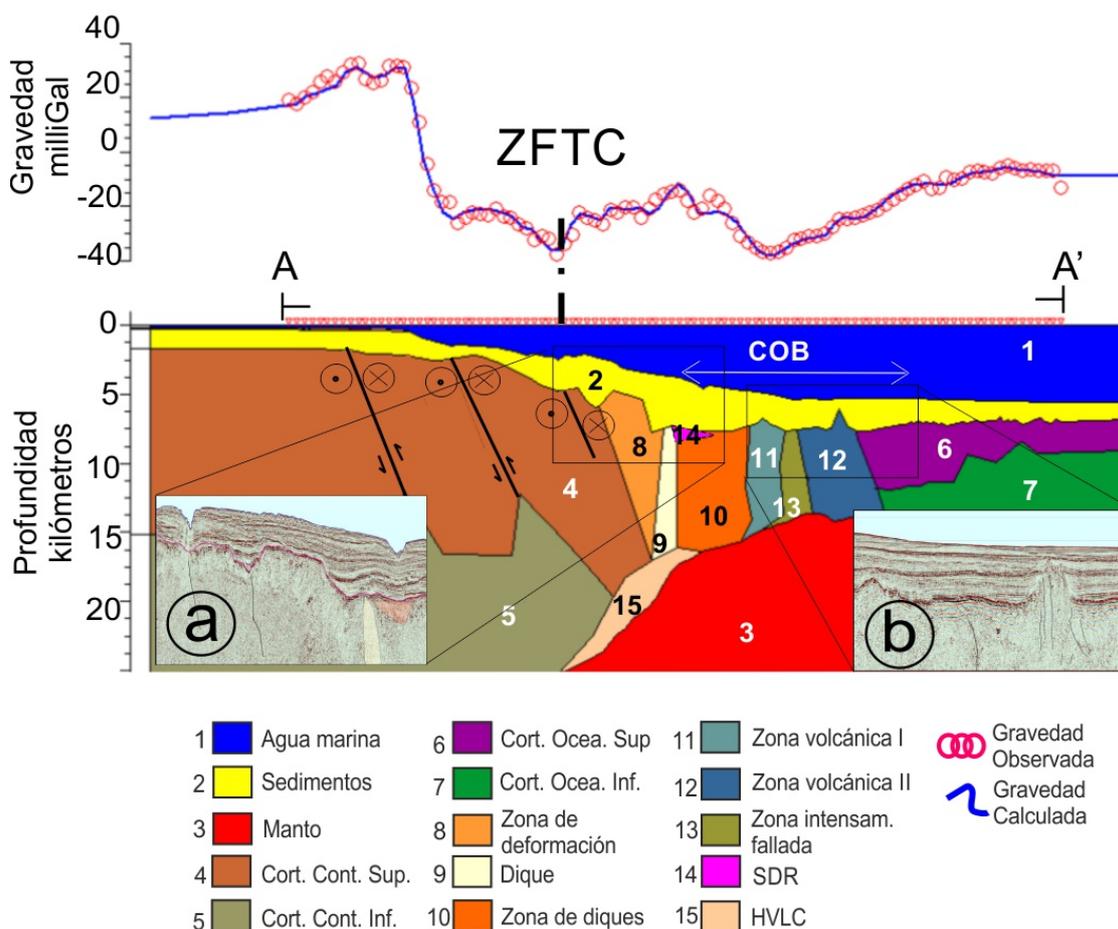


Figura 2. Modelo gravimétrico. Arriba: gravedades, observada en campaña (círculos rojos) y calculada (línea azul). Abajo: bloques del modelo (véanse las densidades en la [Tabla 1](#)). a) y b) Detalles de sísmica del perfil. English: Gravimetric model. Top: gravities, observed in campaign (red circles) and calculated (blue line). Bottom: model blocks (see densities in [Table 1](#)). a) and b) Seismic details of the profile.

puede entenderse como el contacto entre la corteza e intrusiones de diques o zonas de diques de alimentación ascendidas directamente del manto. Además, se observa que líneas curvas cerradas, de 0.9, se dibujan separadamente al norte y al sur de la ZFTC denotando una disminución de las intrusiones magmáticas.

El modelado gravimétrico se realizó sobre el perfil (A-A') el cual se apoyó en información geofísica de sísmica de reflexión multicanal para limitar las ambigüedades de las soluciones ([Figura 2](#)). Las diferencias entre la gravedad observada y calculada son inferiores a ± 5 mGal, dando cuenta de un buen ajuste ([Figura 2](#)). El modelo presenta los elementos propios de un MPV como SDRs, un subplacado (HVLC), el adelgazamiento cortical, y la distribución de densidades crecientes con la profundidad y hacia el oriente ([Tabla 1](#)). El modelo muestra una distribución compleja de densidades asociadas a zonas en la ZFTC, relacionadas con zonas de acomodación de deformación, con el bloque levantado visible en la sísmica ([Figura 2](#), arriba), diques, fallas y SDRs. Hacia el Este, se presentan dos expresiones volcánicas bajo los sedimentos ([Figura 2](#), abajo). El modelo presenta estructuras y/o unidades que reflejan actividad tectónica combinada de extensión y cizalla.

Conclusiones

La corteza continental ajustó con fallas normales, inversas y de rumbo, producto de los esfuerzos provocados por la extensión del *rift* y por una leve rotación levógiara, lo cual originó en la superficie del basamento una depresión que dio paso al depocentro central (I) de la Cuenca Argentina.

N°	Bloque/estructuras	Densidad (kg/m ³)
1	Agua marina	1027
2	Sedimentos	2450
3	Manto	3300
4/5	Corteza continental superior/inferior	2670/2940
6/7	Corteza oceánica superior/inferior	2810/2910
8	Zona de deformación	2770
9/10	Zonas de diques	2800/2840
11/12	Zonas volcánicas I y II	2800
13/14	Zona intensamente fallada/SDR	2860/2800
15	HVLC o Subplacado	3150

Tabla 1. Densidades asignadas a los bloques/estructuras del modelo gravimétrico 2D. English: Densities assigned to the blocks/structures of the 2D gravimetric model.

REFERENCIAS

- Arecco, M. A., Ruiz, F., Pizarro, G., Giménez, M. E., Martínez, M. P. y 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>
- Blaich, O. A., Faleide, J. I. y Tsikalas, F. (2011). Crustal breakup and continent-ocean transition at south Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research*, 116(B01402). <https://doi.org/10.1029/2010JB007686>
- Talwani, M., Worzel, J. L. y 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>
- Wijns, C., Perez, C. y Kowalczyk, P. (2005). Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*, 70, L39-L43. <https://doi.org/10.1190/1.1988184>

Reporte / report

Hurgando el universo invisible con CART (Chinese Argentine Radio-Telescope). Geodesia espacial en el OAFA

Probing the invisible universe with CART (Chinese Argentine Radio-Telescope): Space geodesy at OAFA

Ricardo C Podestá¹, Ana María M Pacheco¹, Johana E Quinteros¹, Marcelo J Segura¹, Alejandro Navarro¹, Hernán Alvis Rojas¹, Natalia L Maza¹, C. Garay¹

Resumen Desde 1991, el Observatorio Astronómico Félix Aguilar (OAFA) de la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ) y los Observatorios Astronómicos Nacionales de China (NAOC), dependientes de la Academia China de Ciencias (CAS), mantienen un largo y exitoso convenio de cooperación internacional. El primer acuerdo se concretó en 1992 con la llegada, a la sede central del OAFA, de un telescopio astrométrico Astrolabio Foteléctrico PAII. Posteriormente, en 2005 arribó un sistema Satellite Laser Ranging (SLR), y en 2012 un receptor GPS, reemplazado seis años después por un moderno equipo GNSS provisto por el Instituto Geográfico Nacional de la Argentina. Además, fruto de un acuerdo con el Centro Nacional de Estudios Espaciales (CNES) de Francia, en 2018 se instaló una baliza Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS). Estas tres técnicas geodésicas espaciales están colocalizadas de acuerdo con los estándares de precisión exigidos por el International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS). Actualmente, en la sede de altura del OAFA, Estación Carlos U. Cesco, en Barreal, se encuentra en su última etapa de ensamblado un enorme radiotelescopio con una antena de 40 metros de diámetro, denominado Chinese Argentine Radio-Telescope (CART). La frecuencia de trabajo de CART abarcará el rango de 1 a 45 GHz, cubriendo inicialmente las bandas S y X para geodesia, y posteriormente las bandas L, C, Ku, K, Ka y Q para estudios astrofísicos. La primera luz será en las bandas S y X (2–4 GHz y 8–12 GHz), colaborando en el establecimiento del Marco de Referencia Celeste (ICRF) y en las materializaciones del Marco de Referencia Terrestre (ITRF). Se estima que la primera luz podría alcanzarse a fines del primer semestre de 2026. Este trabajo describe las técnicas geodésicas espaciales instaladas en el OAFA y detalla la organización y objetivos del funcionamiento de CART.

Palabras clave Radiotelescopio, geodesia espacial, OAFA, colocalización, ITRF.

Abstract Since 1991, the Félix Aguilar Astronomical Observatory (OAFA) of the National University of San Juan (UNSJ) and the National Astronomical Observatories of China (NAOC), part of the Chinese Academy of Sciences (CAS), have maintained a long and successful agreement of international cooperation between both countries. The first agreement was materialized in 1992 with the arrival, at the OAFA headquarters, of a PAII Photoelectric Astrolabe astrometric telescope. Later, in 2005, a Satellite Laser Ranging (SLR) system arrived, and in 2012 a GPS receiver, which was replaced six years later with a modern GNSS unit provided by the National Geographic Institute of Argentina. In addition, as a result of an agreement with the National Center for Space Studies (CNES) of France, a Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS) beacon was installed in 2018. These three spatial geodetic techniques are co-located according to the precision standards required by the International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS). Currently, at the high-altitude station of OAFA, the Carlos U. Cesco Station in Barreal, the final stage of assembly is underway for a large radio telescope with a 40-meter diameter antenna, called the Chinese Argentine Radio-Telescope (CART). CART's working frequency will range from 1 GHz to 45 GHz, initially covering

¹ Observatorio Astronómico Félix Aguilar, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina. Email: ricardopodestaofa@gmail.com

the S and X bands for geodesy, and later the L, C, Ku, K, Ka, and Q bands for astrophysical studies. The first light will be in the S and X bands (2–4 GHz and 8–12 GHz), contributing to the establishment of the International Celestial Reference Frame (ICRF) and the realization of the International Terrestrial Reference Frame (ITRF). The first light is expected by the end of the first half of 2026. This work describes the spatial geodetic techniques installed at Oafa and outlines the organization and objectives of CART's operation.

Keywords Radiotelescope, space geodesy, Oafa, colocation, ITRF.

INTRODUCCIÓN

Desde la concreción del primer convenio firmado entre la UNSJ y la CAS en el año 1991, han arribado varios científicos e instrumentos chinos al Oafa.

El primer artefacto llegó en 1992, cuando el tradicional Astrolabio Danjon francés dejó de operar y fue reemplazado por un telescopio robotizado chino denominado Astrolabio Fotoeléctrico PAII. Este convenio inicial produjo veinte años de fructífera labor conjunta entre los dos países, generando importantes resultados y publicaciones de alto nivel en la confección de catálogos estelares del hemisferio sur con decenas de miles de posiciones estelares y observaciones de radiofuentes ópticas ([Manrique y otros, 1999b](#); [Manrique y otros, 1999a](#); [Lu y otros, 2005](#)).

En base al éxito de este importante trabajo conjunto entre ambos países, en el año 2000 la CAS y el NAOC deciden ampliar las relaciones con San Juan mediante un nuevo acuerdo. Este se materializó en septiembre de 2005 cuando llegó al país un sistema SLR para ser instalado en el observatorio. La estación SLR se denominó internacionalmente ILRS 7406 la cual, debido a la calidad del cielo sanjuanino, enseguida se convirtió en una de las tres más productivas de la red mundial láser, dando resultados excelentes en calidad y cantidad ([González y otros, 1988](#); [Podestá y otros, 2009](#)), valores que fueron reconocidos por las instituciones de nivel internacional tales como el ILRS (International Laser Ranging Service), el IERS (International Earth Rotation and Reference Systems) y la NASA (National Aeronautics and Space Administration). Actualmente el láser satelital de San Juan está en proceso de actualización y reemplazo de su oscilador láser, lo que permitirá aumentar la cantidad de pulsos emitidos hacia los satélites desde 10 a 1000 por segundo, agregando también capacidad de observación diurna, es decir, que observará continuamente durante las 24 horas ([Pacheco y otros, 2017](#)).

Posteriormente en el 2012, bajo el mismo convenio con China, se envió al observatorio un equipo receptor y antena cónica Ashtech GPS. Luego a principios de 2018 este equipo fue reemplazado por una unidad Trimble más moderna provista por el IGN de Argentina, estableciéndose oficialmente como Estación Permanente GNSS.

Independientemente de los chinos, gracias a un convenio con los organismos franceses IGN y CNES, en septiembre de 2018 se emplazó contiguo al domo SLR y al pilar GNSS, una baliza DORIS de última generación ([Quinteros y otros, 2019](#)).

La historia del por qué se decidió instalar un radio telescopio chino en San Juan es de larga data. La idea surgió del agrimensor sanjuanino Walter Manrique y del Dr. Han Yanben de Beijing, quienes fueron los precursores del convenio UNSJ-CAS. Es así que, merced a ellos antes de la llegada del SLR a San Juan ya se habían realizado visitas entre científicos de las dos instituciones a ambos países, tratando de consumir el ambicioso proyecto de colocar un radiotelescopio geodésico Very Long Baseline Interferometry (VLBI) en nuestro observatorio.

Después de numerosas reuniones e intenciones, fue en el año 2011 el comienzo oficial del proyecto CART con la firma del primer memorándum de entendimiento entre CAS, Gobierno de San Juan, UNSJ y CONICET, agenda que fue ampliándose en años posteriores para hacerse realidad con la puesta de la piedra fundamental en el año 2017 ([Pacheco y otros, 2018](#)) y del arribo de los primeros



Figura 1. Etapa del armado de CART en la estación cordillerana Cesco del OFA. A la izquierda se observa la estructura subterránea de la base circular donde irá montado el radiotelescopio y a la derecha puede apreciarse sobre el suelo la construcción de la antena, la cual está a punto de completarse con la colocación de los últimos paneles de aluminio (imagen mayo 2024).

embarques de la estructura en agosto de 2019.

El lugar del emplazamiento seleccionado fue la sede en altura perteneciente al OFA, Estación Carlos U. Cesco, de la localidad cordillerana Barreal, Calingasta, donde el área está protegida por ley provincial de contaminación ambiental y su límpido cielo es de los mejores del mundo (Figuras 1 y 2).

GEODESIA ESPACIAL EN EL OFA

Las cinco técnicas geodésicas espaciales que el IERS contempla para el establecimiento de los marcos de referencia terrestres son las siguientes:

1. VLBI, operando con radiotelescopios en red, como mínimo dos antenas correlacionadas,
2. LLR (Lunar Laser Ranging), con estaciones láser hacia la Luna. Son instrumentos caros de mantener y actualmente solo hay siete estaciones operativas en el mundo.
3. SLR, red con más de cuarenta telescopios ubicados mayormente en el hemisferio norte.
4. GNSS, comprendiendo los sistemas norteamericano GPS, europeo GALILEO, chino BEIDOU, ruso GLONASS y otros locales de India y Japón.
5. DORIS, con una muy buena distribución de más de sesenta balizas alrededor del mundo.

Merced a los convenios establecidos con China y Francia, el OFA cuenta con cuatro de las cinco tecnologías espaciales aceptadas por el IERS. Ellas son GNSS, DORIS, SLR que están colocalizadas. También en las últimas etapas de construcción se encuentra el radiotelescopio chino-argentino para funcionar como VLBI.

Cabe aclarar que el IERS considera a las estaciones colocalizadas como los puntos de referencia cuyas observaciones aportan mayor peso en la realización y mantenimiento de los marcos de



Figura 2. Representación gráfica comparativa de cómo se verá CART una vez terminado.

referencia terrestres y su vinculación con los celestes. Según este organismo internacional, los errores estándares en las mediciones de los vectores locales que enlazan los centros de cada instrumento deben conocerse con una precisión dentro de los 3 a 5 milímetros.

En el Oafa sede central, por medio de una red geodésica de precisión, ya se han realizado cuatro colocalizaciones instrumentales que cumplen este riguroso requisito (Podestá y otros, 2018; Quinteros y otros, 2024) (Figura 3).

La operación de CART abarcará el rango de frecuencias desde 1 GHz a 45 GHz, empleando en la primera etapa (año 2025) radiorreceptores para las bandas geodésicas S y X, para luego ir sumando en los años siguientes equipamiento para las bandas L, C, Ku, K, Ka, K y Q empleadas en investigaciones astrofísicas. Nuestro radiotelescopio, con una antena receptora de 40 metros de diámetro será el más grande de Sudamérica.

En el caso de colocalizar el foco de la antena CART con el resto de las técnicas geodésicas espaciales, no habrá problemas en ubicar un nuevo receptor GNSS contiguo, pero se deberá trasladar el SLR operativo en la sede central o instalarse uno nuevo (proyectos futuros en vista). Desafortunadamente, dado que la mayor de las dos frecuencias emitidas por la baliza DORIS (0.401 GHz y 2.036 GHz) interfiere a CART en la banda S, tendría que situarse el transmisor alejado de la antena. Esa distancia no puede superar en una colocalización los 800 metros según lo estipulado por el IERS. Por lo tanto, el equipo DORIS deberá apostarse en alguna zona baja y apantallado de la gran antena por alguna loma o cerro intermedio.

OBJETIVOS CIENTÍFICOS POTENCIALES Y APLICACIONES DE CART

Los usos científicos de la radioastronomía son innumerables. Los estudios científicos en longitudes de onda de radio son muy fructíferos, mucho más que en el visual, pero también es una especialidad onerosa por su mantenimiento, por usar la última tecnología empleada en patrones de tiempo y sobre todo por disponer de sensibles receptores avanzados que deben ser enfriados a muy bajas temperaturas a fin de disminuir al máximo el ruido electrónico.

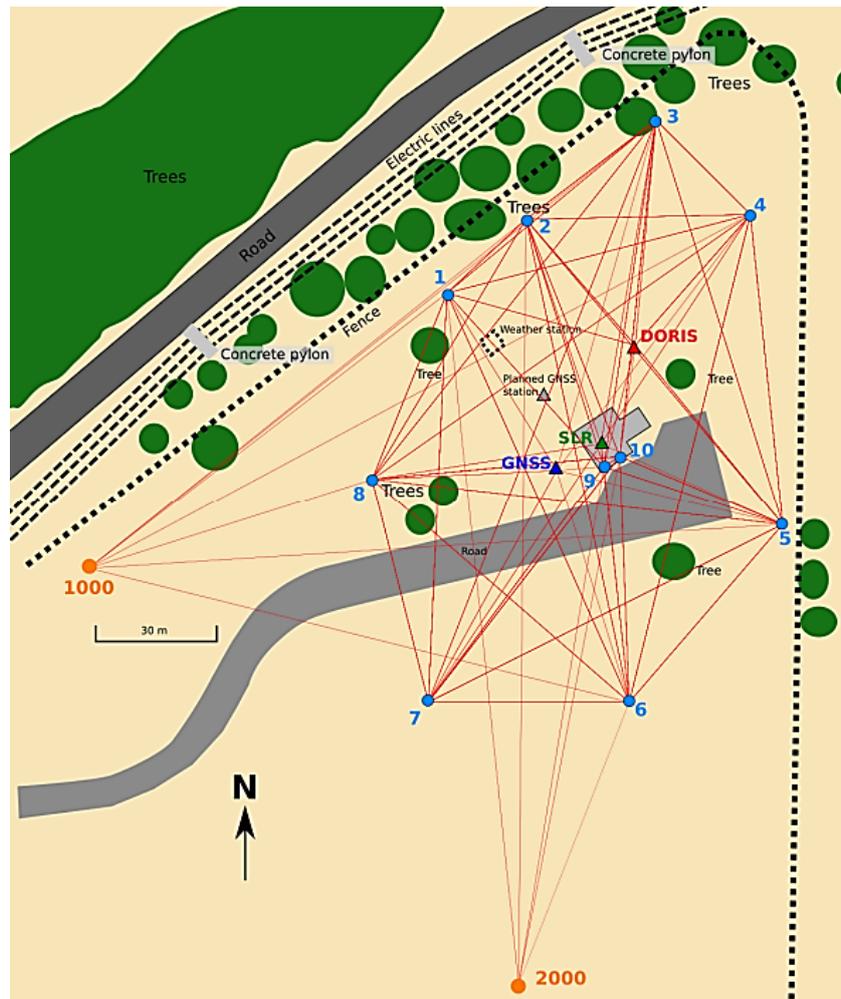


Figura 3. Determinación de los centros instrumentales y cocalización de las técnicas SLR, GNSS y DORIS, mediante el diseño, armado y cálculo de una red geodésica de puntos de apoyo.

Ejemplos de usos en Astrofísica:

- Núcleos sin estrellas en nubes moleculares,
- Estudios de las primeras etapas de formación estelar,
- Remanentes de supernovas,
- Regiones HII, regiones de formación estelar,
- Estrellas de alta masa en diferentes etapas evolutivas,
- Medio interestelar,
- Objetos extragalácticos,
- Púlsares y cuásares, AGN,
- Agujeros negros galácticos, etc.

Ejemplos de usos en Geodesia como VLBI en red con otros radiotelescopios:

- Deformaciones horizontales y verticales de la superficie terrestre con altísima precisión,

- Aplicaciones geodinámicas de las estaciones pertenecientes al Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF),
- Movimiento del polo,
- Movimientos tectónicos,
- Parámetros de orientación de la Tierra,
- Precesión y nutación,
- Tiempo, relatividad, etc.

EOPs

Uno de los proyectos que lleva a cabo el grupo de investigación del OAFA es la determinación de los parámetros EOPs (Earth Orientation Parameters) ([Rivero y otros, 2022](#)). Con el uso venidero del VLBI este tipo de investigación se potenciará enormemente y se complementará con la instrumentación existente en el OAFA.

En la determinación rutinaria de la orientación de Tierra, se evalúan cinco medidas que comprenden: (i) correcciones al polo celeste por Precesión y Nutación, (ii) determinaciones del Tiempo Universal o su equivalente Longitud del Día (LOD) y (iii) cálculo de las Coordenadas del Polo (x, y).

En este punto cabe mencionar que la única disciplina que puede proveer un marco de referencia celeste invariable es VLBI. Esto es debido a que la observación de cuásares posee estabilidad a largo período, teniendo además la técnica acceso a la precesión, nutación y tiempo universal en un sentido absoluto.

Las técnicas satelitales como el SLR contribuyen sólo con información de corto período, es decir que colabora con el IERS en la determinación de los parámetros de corto periodo a las correcciones del tiempo, al ERA (Earth Rotation Angle) y a las coordenadas del polo.

DIFERENCIAS Y SIMILITUDES ENTRE LAS TÉCNICAS GEODÉSICAS ESPACIALES

En la Tabla 1 se muestran las aplicaciones que comprenden las cinco técnicas aprobadas por el IERS. Puede apreciarse que VLBI es la única tecnología que conecta los sistemas celestes con los terrestres.

FUNDAMENTOS Y CONVENIO CART

Según su Resolución N° 69/266 del 26/02/2015, la Organización de las Naciones Unidas (ONU) reconoce, entre otras cosas, la necesidad de prestar aliento y apoyo a la adopción del Sistema Internacional de Referencia Terrestre, de adoptar y mantener un marco mundial de referencia geodésico, de valorar los extraordinarios logros alcanzados por los organismos nacionales cartográficos y espaciales, de apoyar a las comisiones de geodesia, a las organizaciones de investigación y a las universidades y promover la utilización de la geodesia en muchas aplicaciones de la sociedad y de las ciencias de la Tierra.

La radioastronomía para VLBI cumple con todas estas premisas de las Naciones Unidas. CART colaborará con sus investigaciones geodésicas en gran parte de sus horarios de uso.

Las instituciones participantes en CART son la UNSJ a través del OAFA, el NAOC, la CAS, el gobierno de San Juan y el CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) ([Segura y otros, 2024](#)).

Tabla 1. Aplicaciones de las diferentes técnicas geodésicas espaciales (tabla realizada por Daniela Thaller-BKG).

Parámetros	Técnica						
	VLBI	GNSS	DORIS	SLR	LLR		
ICRF {	Posiciones de Cuásares	✓					} Rot. de la Tierra
	Nutación	✓	✓		✓	✓	
	UT1 – UTC	✓					
	LOD	✓	✓	✓	✓	✓	
	Movimiento Polar	✓	✓	✓	✓	✓	
ITRF {	Coordenadas Estación	✓	✓	✓	✓	✓	} Campo Grav.
	Geocentro		✓	✓	✓		
	Campo Gravitatorio		✓	✓	✓	✓	
	Órbitas de Satélites		✓	✓	✓		
Atmósfera {	Tropósfera	✓	✓	✓			
	Ionósfera	✓	✓	✓			
	Relojes	✓	✓		✓		
	Relatividad	✓	✓		✓		

La administración está conformada por el siguiente número de miembros:

- Directorio: uno por China y uno por Argentina,
- Comité Directivo: tres por CAS, uno por CONICET, uno por Gobierno SJ y uno por UNSJ,
- Comité Científico: tres por CAS, uno por CONICET y dos por UNSJ.

El tiempo de observación de cada participante está organizado de la siguiente manera:

- Exclusivo del NAOC el 60 %,
- Para proyectos conjuntos Chino y Argentino y/o terceros el 20 %,
- Exclusivo de Argentina el 20 %.

FUTURO INMEDIATO DE CART

CART participará en las redes de referencia SIRGAS y POSGAR aportando también datos a los organismos internacionales IUGG e IAU, al mismo tiempo creando oportunidades sin precedentes para el interés científico de los jóvenes en astrometría y geodesia. El proyecto es multidisciplinar y será una plataforma de progreso en astronomía, física, ingeniería, comunicaciones, construcciones, informática, matemática, control, geodesia, geodinámica, etc.

La formación de Recursos Humanos está específicamente prevista en el acuerdo firmado entre la UNSJ y el NAOC. En este contexto, se prevé la realización de doctorados, maestrías, especializaciones y oportunidades de pasantías nacionales e internacionales, de grado y posgrado, en las áreas de astronomía, geodesia, geofísica, georreferenciación e ingeniería.

Si bien CART permitirá que la Argentina tome parte de grandes proyectos astronómicos. También se abre una posibilidad, en un futuro cercano, de participar del programa espacial de la nación asiática ya que, como se sabe, China está desarrollando su propio programa de exploración de la Luna y un radiotelescopio en el hemisferio sur contribuirá a ello en forma crucial.

Con todas estas acciones se espera que en un lapso de cinco a diez años se tenga un plantel de

investigadores con la capacidad de generar proyectos relacionados con la utilización de los datos, formación de recursos humanos argentinos y la participación en proyectos internacionales.

La puesta en marcha del CART será un hito de gran importancia desde todo punto de vista, técnico, científico y turístico. La ciencia argentina y mundial se verán beneficiadas por la posibilidad de estudiar el universo en longitudes de onda muy distintas a la que la astronomía tradicional nos tiene acostumbrados.

REFERENCIAS

- González, A. y Podestá, R. (1988). Sistemas Satellite Laser Ranging SLR. *Ciencias*, 4, 27-31.
- Lu, L. Z., Manrique, W. T., Perdomo, R., Wang, Z. Z., Podestá, R. C., Actis, E. L., Zeng, F. M., Alonso, E., Zhao, G., Pacheco, A. M., Qiao, Q. Y. y Wang, H. Q. (2005). Third San Juan photoelectric astrolabe catalogue (CPASJ3). *Astronomy & Astrophysics. Supplement Series*, 430(1), 327-330. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:200400103>
- Manrique, W. T. y Lizhi, L. (1999a). Radio star catalogue observed in San Juan (RSSJ95). *Astronomy & Astrophysics. Supplement Series*, 136(1), 7-11. <https://doi.org/10.1051/aas:1999193>
- Manrique, W. T., Lizhi, L., Perdomo, R., Podestá, R. C., Zezhi, W., Actis, E. L., Fanmiao, Z., Zhifang, Z., Alonso, E., Pacheco, A. M. y Bustos, G. (1999b). Second San Juan photoelectric astrolabe catalogue. *Astronomy & Astrophysics. Supplement Series*, 136(1), 1-5. <https://doi.org/10.1051/aas:1999192>
- Pacheco, A. M., Podestá, R., Yin, Z., Liu, W., Actis, E., Adarvez, S., Quinteros, J. y Podestá, F. (2017). Ten years of SLR production in Argentina. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica Conference Series*, 49, 143. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2017RMxAC..49..143P>
- Pacheco, A. M., Podestá, R., Actis, E., Adarvez, S., Quinteros, J., Li, J., Saunier, J., Podestá, F., Ramos, F., Aguilera, J., Sosa, G. y Hauser, D. (2018). New international agreements about space techniques among Argentina, China and France. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica Conference Series*, 50, 64. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2018RMxAC..50...64P>
- Podestá, R., Actis, E., Alonso, E., Pacheco, A. M., González, A., Gómez, W., Yan-Ben, H., Tanqiang, W., Weidong, L., Qingge, X. y Dongpin, H. (2009). San Juan satellite laser ranging. Performance and precision in the observations. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica Conference Series*, 35, 318. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2009RMxAC..35..318P>
- Podestá, R., Pacheco, A. M., Alvis Rojas, H., Quinteros, J., Podestá, F., Albornoz, E., Navarro, A. y Luna, M. (2018). Co-location satellite GPS and SLR geodetic techniques at the Félix Aguilar Astronomical Observatory of San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica Conference Series*, 50, 49. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2018RMxAC..50...49P>
- Quinteros, J., Pacheco, A. M., Podestá, R., Alvis Rojas, H., Weidong, L., Pesce, D. y Saunier, J. (2019). Proceso de actualización de la estación geodésica San Juan Argentina. *Simposio SIRGAS*. Río de Janeiro, Brasil.
- Quinteros, J., Podestá, R., Pacheco, A. M., Alvis Rojas, H. y Navarro, H. (2024). Evolución de las colocalizaciones en el Observatorio Astronómico Félix Aguilar. *XXX Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (AAGG)*. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
- Rivero, V., Navarro, A., Pacheco, A. M., Podestá, R., De la Jara, F., Quiroga, V., Quinteros, J. y Alvis Rojas, H. (2022). Determinaciones del LOD (Length of Day) confirman que el año 2021 será el más corto en décadas. *Boletín de la Asociación Argentina de Astronomía*, 63, 293-295. <https://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/168731>
- Segura, M., Pacheco, A. M., Podestá, R., Alvis Rojas, H., Quinteros, J. y Navarro, A. (2024). China Argentina Radio Telescope Current Status. *Friends of Friends Meeting*. Córdoba, Argentina.

Reporte / report

Aportes de la sismología al conocimiento de volcanes activos en Sudamérica y Antártida

Seismological contributions to the understanding of active volcanoes in South America and Antarctica

José Augusto Casas^{1,2}, Gabriela Badi³

Resumen La construcción de un conocimiento integral sobre el comportamiento de un sistema volcánico activo, y la elaboración de alertas tempranas efectivas de eventuales sucesos con impactos negativos en poblaciones ubicadas en su cercanía, constituye el gran desafío de la vulcanología actual. Para cumplir con este objetivo, resulta fundamental desarrollar un conocimiento detallado sobre la ubicación y estado físico de los componentes que constituyen el subsuelo volcánico, en particular, la configuración del subsuelo sobre el cual se ubica el sistema de conductos que transportan los fluidos (agua, magma y gases) hacia la superficie. Asimismo, es igualmente crucial la evaluación de la dinámica resultante de la interacción de estos componentes a lo largo del tiempo. En los últimos años, sismólogos de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (de la Universidad Nacional de La Plata) y del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (del Servicio Geológico y Minero Argentino), en colaboración con instituciones locales y extrajeras, han implementado variadas metodologías aportando a mejorar el conocimiento sobre la estructura de sistemas volcánicos activos de interés, así como de su evolución temporal. El presente artículo recopila una porción de estas contribuciones al conocimiento de volcanes ubicados en territorio sudamericano y antártico.

Palabras clave Sismología, volcanes activos, caracterización subsuperficial, monitoreo.

Abstract *The development of comprehensive knowledge about the behavior of an active volcanic system, along with the elaboration of effective early warning alerts for potential events with negative impacts on nearby populations, constitutes the major challenge of contemporary volcanology. In order to accomplish this aim, it is essential to develop a detailed understanding of the location and physical state of the components constituting the subsurface, particularly the structural configuration in which the conduit system—responsible for transporting fluids (water, magma, and gases) to the surface—is situated. Equally crucial is the evaluation of the dynamics resulting from the interaction of these components over time. In recent years, seismologists from the Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (Universidad Nacional de La Plata) and the Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (Servicio Geológico y Minero Argentino), in collaboration with local and international institutions, have implemented diverse methodologies contributing to improve the knowledge of the structure of the active volcanic systems of interest, as well as their temporal evolution. This article compiles a selection of these contributions to the understanding of volcanoes located in South American and Antarctic territories.*

Keywords *Seismology, active volcanoes, characterization of the subsurface, monitoring.*

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR), Argentina. Email: augusto.casas@segemar.gov.ar

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

³ Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF), Universidad Nacional de La Plata, Argentina. Email: gbadi@fcaglp.unlp.edu.ar

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, la comunidad científica, impulsada por programas gubernamentales y por iniciativas de colaboración internacional, ha desarrollado múltiples estrategias para evaluar el estado de los sistemas volcánicos, integrando disciplinas como, por ejemplo, la geología, la geofísica, la geoquímica y la geodesia. Estas estrategias, apoyadas en el uso de tecnologías avanzadas y en la formación de capital humano especializado, buscan maximizar la disponibilidad de información para comprender la dinámica volcánica y fortalecer la capacidad de anticipación y mitigación frente a los impactos de las erupciones (Scarpa y otros, 1996).

La adecuada adquisición, manejo y divulgación de la información sobre el estado y los peligros asociados a los sistemas volcánicos activos, así como la formación y organización del recurso humano dedicado a tal fin, motiva el desarrollo de instituciones especializadas con responsabilidades a escala local o regional, en particular, los observatorios volcanológicos. La constitución de estas instituciones responsables del monitoreo de la dinámica volcánica representa un salto de calidad en el proceso de construcción de conocimiento sobre los sistemas volcánicos activos; entre sus virtudes es destacable el despliegue de redes instrumentales permanentes dedicadas exclusivamente a este fin, lo cual ha permitido, por un lado, la adquisición de información acorde a las necesidades particulares de cada región y, por otro lado, la disponibilidad del dato en tiempo (cuasi) real por parte de los profesionales que llevan a cabo las tareas de vigilancia (McGuire y otros, 2022). En Sudamérica, por ejemplo, los observatorios volcanológicos son parte de organismos gubernamentales de ciencia y técnica, como es el caso del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (Amigo, 2021); o al ámbito académico pero con misión encomendada por el gobierno nacional, como por ejemplo el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN) de Quito, Ecuador (Ramon y otros, 2021). En Argentina, el Servicio Geológico y Minero Argentino, organismo descentralizado científico técnico, cuenta con el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) como objetivo dentro de su eje estratégico Plan de Reducción de Riesgos Geológicos. De este modo, el OAVV es el área responsable del estudio y monitoreo de los volcanes con potencial afección sobre su territorio, su población e infraestructura (García y otros, 2021).

Las zonas volcánicas se caracterizan por una compleja y variada gama de procesos físicos tales como la emisión de productos (fluido o particulado) a la superficie, el ascenso de fluidos subsuperficiales hacia niveles más someros, la ruptura de volúmenes de rocas debida al magma abriéndose paso en su ascenso magmático, la ocurrencia de explosiones provocadas por ejemplo por la interacción entre el magma y los fluidos presentes en los sistemas hidrotermales, cambios del estado de tensiones debido a variaciones de las condiciones de presión y temperatura a distintas profundidades, entre otros (Sigurdsson y otros, 2015). La energía y evolución espacio-temporal de estos procesos definen la dinámica particular de un sistema volcánico activo, una de cuyas principales manifestaciones es la energía sísmica (McNutt, 2005). Es por ello que la sismología es una de las áreas del conocimiento fundamentales para el estudio de volcanes (Wassermann, 2012).

El presente artículo recopila una porción de las contribuciones realizadas por sismólogos vulcanólogos de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (Universidad Nacional de La Plata) y del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (SEGEMAR) durante los últimos años, en colaboración con instituciones locales y extranjeras (entre ellas, la Universidad Estatal de Boise -Estados Unidos-, la Universidad Tecnológica de Delft -Países Bajos-, la Universidad de Granada -España-, el *International Center for Earth Sciences* -Argentina/Italia-, el *Volcano Disaster Assistance Program* del *United States Geological Service* -Estados Unidos-, la Universidad de Mainz -Alemania-, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional -Ecuador). Las mismas comprenden implementaciones de variadas metodologías en el campo de la sismología y en vinculación con otras ramas del conocimiento (geología, geoquímica, o deformación) (Olivera Craig, 2017; Casas y otros, 2018; Casas y otros, 2019; Durán, 2019; Casas y otros, 2020; Martínez y otros, 2021; Ruiz y otros, 2022; Casas y otros, 2022a; Casas y otros, 2022b; Badi y otros, 2022; Casas y otros, 2024). Estas contribuciones

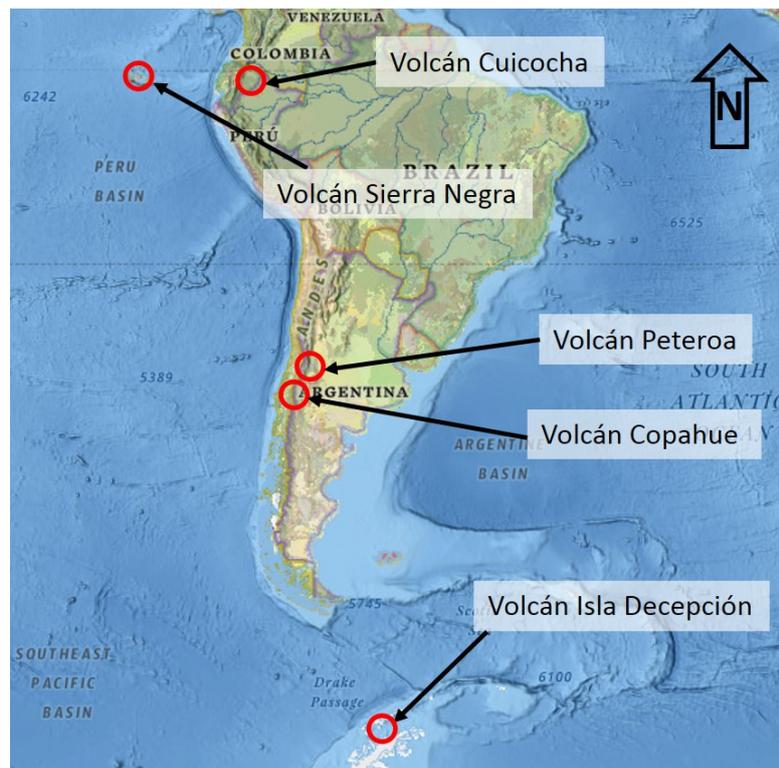


Figura 1. Ubicación de los volcanes objetos de estudio del presente artículo (mapa base realizado con ArcGIS (2025)).

constituyen valiosos aportes al conocimiento de las estructuras y dinámicas internas y superficiales asociadas a sistemas volcánicos en territorio sudamericano y antártico (Figura 1).

OBJETOS DE ESTUDIO Y DATOS DISPONIBLES

Volcán Cuicocha

El volcán Cuicocha ($0^{\circ}22'4.8''N$; $78^{\circ}20'49.2''W$), ubicado en Los Andes ecuatorianos (Figura 1), es el centro eruptivo más joven del Complejo Volcánico Cuicocha-Cotacachi. Este volcán se origina a partir de una serie de procesos rápidos (en términos geológicos) de formación de estructuras con posterior destrucción por colapso por inestabilidad gravitacional; entre estas estructuras se encuentra el actualmente inactivo volcán Cotacachi, ubicado hacia el norte del cráter activo, y una caldera central que define la morfología actual del volcán. En sus registros históricos, el volcán Cuicocha muestra actividad explosiva, caracterizada por flujos piroclásticos y depósitos de caídas de ceniza cuya mayor evidencia de actividad está representada por los flujos piroclásticos presentes en el pueblo de Quiroga (~ 9 km de distancia), manifestando columnas de hasta 18 m de espesor y depósitos de ceniza de más de 150 m de espesor (Almeida Vaca y otros, 2023).

El volcán Cuicocha posee una laguna cratérica de considerable volumen, elemento que agrega un condimento particular al análisis de los riesgos en la zona (Gunkel y otros, 2008). Su presencia, en conjunto con las condiciones de la geomorfología local, podrían implicar el desarrollo de lahares con dirección a los pueblos ubicadas a menos de 10 kilómetros sobre sus flancos (entre los mayormente poblados, Quiroga, Otavalo y Cotacachi). Asimismo, la existencia de agua en el cráter y en las profundidades más someras incrementan la potencial explosividad ante el ascenso de magma por los conductos subsuperficiales o incluso ante un aumento de la temperatura por cambios en las condiciones a las profundidades de los reservorios magmáticos (Melián y otros, 2021).

El volcán Cuicocha es monitoreado por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional

(IGEPN). Desde el año 1988 los alrededores del volcán cuentan con una red de estaciones sísmicas y de deformación (Ruiz y otros, 2013). Actualmente, la red sismológica cuenta con cuatro estaciones de monitoreo, comprendiendo una estación corto periodo de componente vertical, y tres estaciones banda ancha de tres componentes.

Volcanes de las Islas Galápagos

El archipiélago de Galápagos (ubicado entre las latitudes 01°40' N y 01°36' S, y longitudes 89°16' y 92°01' W - aproximadamente a 1000 km al oeste de Ecuador continental) está conformado por 13 islas volcánicas. Estas fueron originadas por el ascenso de material magmático desde las profundidades, el cual se ha emplazado por debajo y encima de la corteza oceánica (Sallarès y otros, 2003). El sector occidental del archipiélago comprende los volcanes con mayor frecuencia eruptiva, entre los cuales destacan el volcán Sierra Negra, Alcedo y Cerro Azul. Estudios petrológicos indican que Sierra Negra y Alcedo son volcanes maduros, es decir con magmas fraccionados emplazados en zonas relativamente cercanas a la superficie; en cambio, Cerro Azul es un volcán en su fase de desarrollo, con magmas heterogéneos y zonas de acumulación más profundas (Harpp y otros, 2018).

El volcán Sierra Negra ocupa una extensión de ~40x60 km con un cráter en su sector central con un área de ~7x9 km. Sus erupciones están caracterizadas por la emisión de material a través de las fisuras ubicadas dentro de la caldera, predominantemente hacia su sector norte. Durante los últimos 75 años, el volcán Sierra Negra ha generado ocho erupciones de baja a moderada explosividad (índice de explosividad volcánica - VEI \leq 3) (Vasconez y otros, 2018). El hecho de que el volcán Sierra Negra se encuentre rodeado de poblados que alcanzan las ~10 mil personas en un radio de 100 km del cráter, la periodicidad de sus erupciones y los característicos volúmenes de material emitidos en superficie justifican la necesidad de un sistema de vigilancia permanente (Hidalgo y otros, 2023).

La institución encargada de la vigilancia de los volcanes Sierra Negra, Alcedo y Cerro azul es el IGEPN. La red de vigilancia instrumental cuenta con cinco estaciones sismológicas permanentes en ese sector del archipiélago, a las que se suman estaciones temporales que se despliegan en caso de identificar un eventual aumento de actividad (Alvarado y otros, 2018).

Volcán Peteroa

El volcán Peteroa (35°14'27.6"S, 70°34'22.8"W) está ubicado en la Cordillera de los Andes, en el límite internacional entre Chile y Argentina (Figura 1). Este volcán es el actual centro activo del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, originado por una migración de los conductos principales de transporte de material hacia el sector norte del Complejo, área en la cual se ha concentrado la actividad eruptiva durante los últimos 10 mil años (Tormey, 1989). En este periodo, explosiones de variada intensidad dieron lugar a una serie de cráteres que constituyen la morfología del volcán Peteroa. A través de ellos, los productos emitidos han sido oleadas y caídas piroclásticas, la formación de un cono de escoria y coladas de lava (Naranjo y otros, 1999). Desde el año 1500 a la fecha, se han documentado alrededor de 15 erupciones caracterizadas por un grado de explosividad mayoritariamente moderado a bajo (índice de explosividad volcánica - VEI \leq 4). Las últimas erupciones, ocurridas en los años 1991, 1998, 2010-2011 y 2018-2019, han sido consideradas de baja explosividad (VEI \leq 2) (Naranjo y otros, 2002; Haller y otros, 2011; Romero y otros, 2020).

De acuerdo con su actividad histórica, sus productos y la proximidad de las poblaciones en Argentina y Chile, el volcán Peteroa se encuentra primero en el ranking de peligrosidad volcánica para el territorio argentino y segundo en el ranking de riesgo relativo para el país (Elissondo y otros, 2024).

El volcán Peteroa posee una red binacional de monitoreo sustentada por el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR) y el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS, SERNAGEOMIN), cuyo instrumental sismológico cuenta actualmente con nueve sismógrafos

banda ancha (García y otros, 2023).

Volcán Copahue

El volcán Copahue ($37^{\circ}51'43.2''\text{S}$, $71^{\circ}10'58.8''\text{W}$), ubicado en el límite internacional entre Chile y Argentina (Figura 1), pertenece al Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, cuyos procesos de construcción derivaron en la creación de una serie de cráteres alineados en sentido NE-SO. El volcán Copahue ocupa el extremo oriental de estos cráteres, conformando una estructura caracterizada por la presencia de una laguna cratérica ácida en su cima, con emisión cuasi-permanente de gases a la atmósfera (Melnick y otros, 2006). Los productos documentados del volcán Copahue comprenden coladas de lava, oleadas piroclásticas, lahares y depósitos de caída asociados con explosiones freatomagmáticas. Para los últimos 250 años, la actividad se resume principalmente en explosiones de tipo freáticas, destacándose la erupción del 2012, con emisiones de ceniza de hasta 1500 m sobre el nivel del cráter y con caída de material particulado sobre suelo argentino producto de su dispersión hacia el E-SE (Naranjo y otros, 2004). Durante los últimos años, el volcán Copahue ha presentado emisión esporádica de ceniza, ocurrencia de explosiones freático-freatomagmáticas en el interior del cráter y actividad sísmica de magnitud variable (Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica, 2025).

La presencia de dos centros poblados a escasa distancia del cráter activo (Copahue a ~ 6 km y Caviahue a ~ 9 km) en conjunto con los peligros documentados para este volcán motivaron su ubicación en el primer lugar del ranking de riesgo relativo para Argentina (Elisondo y otros, 2024).

El volcán Copahue es monitoreado por las instituciones responsables de la vigilancia volcánica en Argentina y Chile, es decir el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR) y el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS, SERNAGEOMIN) que mantienen una red de vigilancia binacional que incluye 12 estaciones sismológicas desplegadas en el área (García y otros, 2023).

Volcán de la Isla Decepción

El volcán Isla Decepción ($63^{\circ}00'03.6''\text{S}$, $60^{\circ}39'07.2''\text{W}$) está ubicado en el archipiélago de las islas Shetland del Sur, en el sector más septentrional del continente antártico (Figura 1). Los orígenes de este volcán comprenden procesos tectónicos complejos, incluyendo procesos extensionales, subducción y zonas de fallas transformes, los que motivaron el ascenso de material a la superficie. La estructura volcánica actual posee una forma de herradura, cuya morfología podría haber sido originada por un evento eruptivo mayor o bien por procesos puramente tectónicos (Smellie, 2001).

Los registros de erupciones del volcán Isla Decepción se encuentran limitados por la ausencia de población permanente. Los productos volcánicos observados en su superficie son coladas de lava, lahares, flujos piroclásticos, y emisión de material piroclástico por explosiones freáticas (Bartolini y otros, 2014). Es destacable la erupción ocurrida en 1967, durante la cual la columna de ceniza alcanzó una altura de 6 km. Asimismo, los productos emitidos durante la erupción de 1969 generaron la destrucción de una base de nacionalidad chilena ubicada en el área cercana al punto de emisión y graves daños en la base británica localizada a unos pocos kilómetros.

El monitoreo volcánico de Isla Decepción se ha realizado mediante registración estival, a través de la colaboración entre proyectos de investigación argentinos y españoles. En 2008 se instala la primera estación permanente y en 2021 el Instituto Geográfico Nacional de España, con colaboración de la Universidad de Granada, comienza la ampliación de la red de vigilancia volcánica en Isla Decepción. En el año 2023, a partir de la solicitud de la Dirección Nacional del Antártico, el OAVV-SEGEMAR propone la instalación, operación y mantenimiento de una red de vigilancia volcánica en Isla Decepción. De esta manera, con la colaboración de la Oficina Provincial de Tecnologías de la Información y la Comunicación (OPTIC, provincia de Neuquén), se instalaron estaciones sismológicas

en el área, estaciones GNSS, una cámara para monitoreo visual y un nodo para la comunicación de la información recopilada con la base de datos del OAVV en Buenos Aires (García y otros, 2024). Desde entonces, el monitoreo del volcán Isla Decepción se realiza en forma conjunta entre las instituciones responsables del monitoreo volcánico en Argentina (OAVV-SEGEMAR) y España (Instituto Geográfico Nacional), mediante una red de vigilancia que incluye con diez estaciones de monitoreo sísmológico (Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica, 2025; Instituto Geográfico Nacional, 2025).

RESULTADOS

Instrumental

Para una adecuada evaluación del estado de un sistema volcánico activo, resulta fundamental contar con una red instrumental diseñada en función de los procesos físicos de interés, los requerimientos de las metodologías a implementar y, a su vez, robusta considerando las condiciones topográficas y climáticas de la zona, así como potenciales vandalismos. El hecho de que la actividad sísmovolcánica abarca un amplio rango de frecuencias (en general, entre 20-30 s y 40 Hz) y su energía suele ser menor que la de la sismicidad tectónica, implica que el instrumental ha de ser de banda ancha y alta sensibilidad. Sin embargo, este instrumental también debe ser apto para su instalación y funcionamiento de forma eficiente, así como poseer autonomía por largos períodos de tiempo y en las condiciones más extremas.

A raíz de las condiciones meteorológicas extremas presentes en el continente antártico, el proyecto de instalación de instrumental (geofísico, geodésico, de monitoreo visual, y de telecomunicación) en la Isla Decepción constituye el mejor ejemplo de la robustez de los sistemas desplegados en el terreno con el objetivo de monitoreo. A la fecha, esta instalación posibilita el monitoreo en tiempo real de la actividad en Isla Decepción (Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica, 2025) proveyendo información útil a autoridades y personal potencialmente afectado por una eventual reactivación del volcán. La Figura 2 muestra la evolución de tres índices sísmológicos seleccionados en el ejercicio del monitoreo (en este caso, la media cuadrática de la amplitud (Endo y otros, 1991), el espectrograma (Stephens y otros, 1994), y el índice de frecuencia (Buurman y otros, 2006)), los cuales describen la evolución de la señal sísmica continua registrada en una de las estaciones de monitoreo del volcán Isla Decepción. A partir de gráficos como el del ejemplo representado en la figura, es posible interpretar si en el período analizado la energía de las señales muestra variaciones que puedan ser clasificadas como anómalas, indicando cambios en el comportamiento del volcán y, por ende, ameritando otros tipos de análisis subsecuentes para una interpretación más detallada.

Caracterización

La sismicidad originada en un área volcánicamente activa es un parámetro útil para la descripción de los procesos físicos actuantes en el sistema y la identificación de las regiones con mayor dinamismo (Titos y otros, 2018). El tipo de sismicidad, la cantidad de energía liberada, el número de eventos sucedidos, su distribución espacio-temporal y el contenido espectral de la energía son índices fundamentales para la adecuada construcción de conocimiento de un sistema magmático (McGuire y otros, 2022).

Entre enero de 2012 y enero de 2013, en el marco del proyecto MalARRgue (Ruigrok y otros, 2012) se desplegó una red temporal de seis estaciones en el flanco oriental del volcán Peteroa, sobre territorio argentino. De forma contemporánea, OVDAS contaba con una red de tres estaciones de monitoreo ubicadas sobre el territorio chileno del volcán.

Olivera Craig (2017) detectó y localizó más de mil eventos de fractura implementando un método de localización basado en las dobles diferencias que, a partir de los tiempos de arribo de ondas P y S, asume la proximidad espacial entre pares de hipocentros haciendo una localización relativa y minimizando los efectos de la propagación hasta la estación (Waldhauser y otros, 2000). Esta

Volcán: Isla Decepcion, Estación: BFU

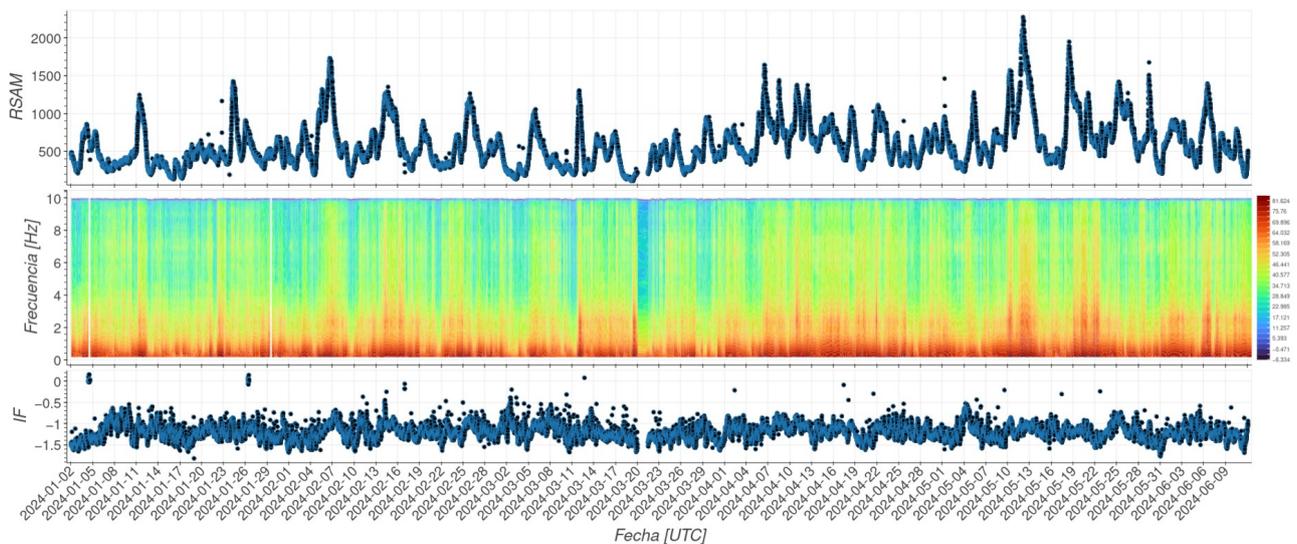


Figura 2. Evolución de parámetros sísmicos seleccionados -media cuadrática de la amplitud (RSAM), espectrograma, e índice de frecuencia (IF)- para la estación BFU ubicada en Isla Decepcion en el intervalo 2024-enero-01 al 2024-junio-12.

metodología sumó además un control objetivo de las lecturas de tiempos de arribo y un análisis estadístico de los errores de cómputo a fin de robustecer los resultados, logrando así una más precisa definición de las zonas sismogénicas y su asociación a estructuras geológicas previamente reconocidas en la región (Figura 3). Mientras que el origen de aquellos eventos ubicados en el sector norte tienen su origen en la presión ejercida por los fluidos en el sistema hidrotermal (Pearce y otros, 2022), otro grupo de eventos, localizados a profundidades no mayores a 10 km, se originan sobre un plano de falla con despegue a esas profundidades. El análisis de la sismicidad ha permitido, entonces, vislumbrar las condiciones sismogénicas de estructuras previamente reconocidas en el área del volcán Peteroa.

La interferometría sísmica es una técnica que evalúa los patrones de interferencia (constructiva o destructiva) en la propagación de la energía sísmica registrada por una o varias estaciones. Mediante un reordenamiento del campo de ondas registrado, esta técnica permite caracterizar las propiedades del subsuelo entre las ubicaciones de las estaciones de registro (Wapenaar y otros, 2008). En este artículo recopilamos, por un lado, aplicaciones de interferometría mediante el procesamiento de los registros de estaciones individuales, cuyo producto son estimaciones de la profundidad de discontinuidades presentes en el subsuelo por debajo del punto de registro y, por otro lado, aplicaciones de interferometría mediante el procesamiento de los registros de pares de estaciones, cuyo producto final es la realización de tomografías sísmicas. En base a estas metodologías, describimos el subsuelo del volcán Peteroa y de volcanes en Islas Galápagos a distintas profundidades.

Una fuente en profundidad libera energía hacia la superficie sobre la cual esta energía es reflejada, dirigiéndose nuevamente hacia el subsuelo. En el caso de que la trayectoria de esta energía esté direccionada verticalmente, los registros de cada estación en superficie estarán constituidos, entonces, por el arribo de la energía inicial seguido de las múltiples reflexiones entre la superficie y las diversas discontinuidades del subsuelo. La interferometría sísmica permite separar estos arribos, eliminando la información de las ondas directas y atenuando gran parte del ruido incoherente. De esta manera, permite estimar la profundidad de las discontinuidades reflectoras de la energía propagada (Wapenaar y otros, 2010).

Casas y otros (2019); Casas y otros (2020) analizaron la interferencia de la energía sísmica generada por eventos a diversas distancias respecto a las estaciones desplegadas en los alrededores del

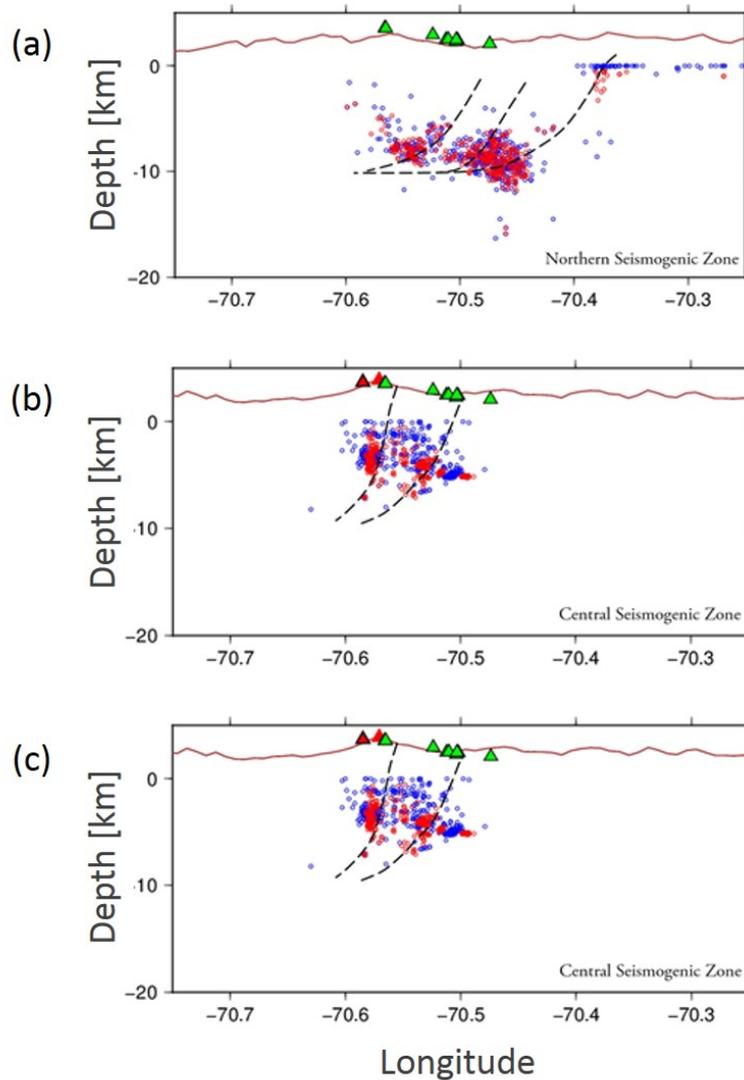


Figura 3. Sismicidad localizada en el área del volcán Peteroa y su relación con las estructuras reconocidas para la zona, para tres sectores ubicados (a) al norte del volcán, (b) en el sector central, y (c) al sur del volcán Peteroa (Olivera Craig, 2017). Sobre la superficie topográfica, los triángulos rojos indican la longitud de las estructuras del complejo volcánico Planchón-Peteroa, los puntos azules corresponden a los resultados por aplicación de un algoritmo basado en inversión de tiempos de arribo para cada evento (Casas y otros, 2014) mientras que los puntos rojos corresponden a los resultados por aplicación de un algoritmo basado en dobles diferencias (Olivera Craig, 2017); las líneas punteadas indican la estimación de las estructuras de origen a partir de estos resultados e información de otros trabajos.

volcán Peteroa. Ello condujo a la evaluación de los reflectores de energía a profundidades someras (primeros 4 km) y profundas (hasta 650 km). En Casas y otros (2019) se utilizaron los registros de onda P de incidencia vertical provenientes de sismos locales y se utilizó un modelo de velocidades de onda P desarrollado para este sector de la zona cordillerana para la inversión de las estimaciones temporales en profundidad. De esta manera, ha sido posible la estimación de las profundidades de las discontinuidades entre formaciones geológicas presentes en el área. Asimismo, los resultados muestran la complejidad que sugiere la presencia de fluidos hidrotermales en la interpretación de los mismos, y respalda la idea de la presencia de material magmático a profundidades de 4 km, aunque con esperable alto porcentaje de solidificación (Figura 4a).

Esta metodología también fue aplicada a los registros de energía de onda P y S de sismos regionales y telesismos (con distancias epicentrales hasta 120°) (Casas y otros, 2020). Los resultados fueron analizados en dos bandas de frecuencias complementarias, de modo tal de arribar a mejores interpre-

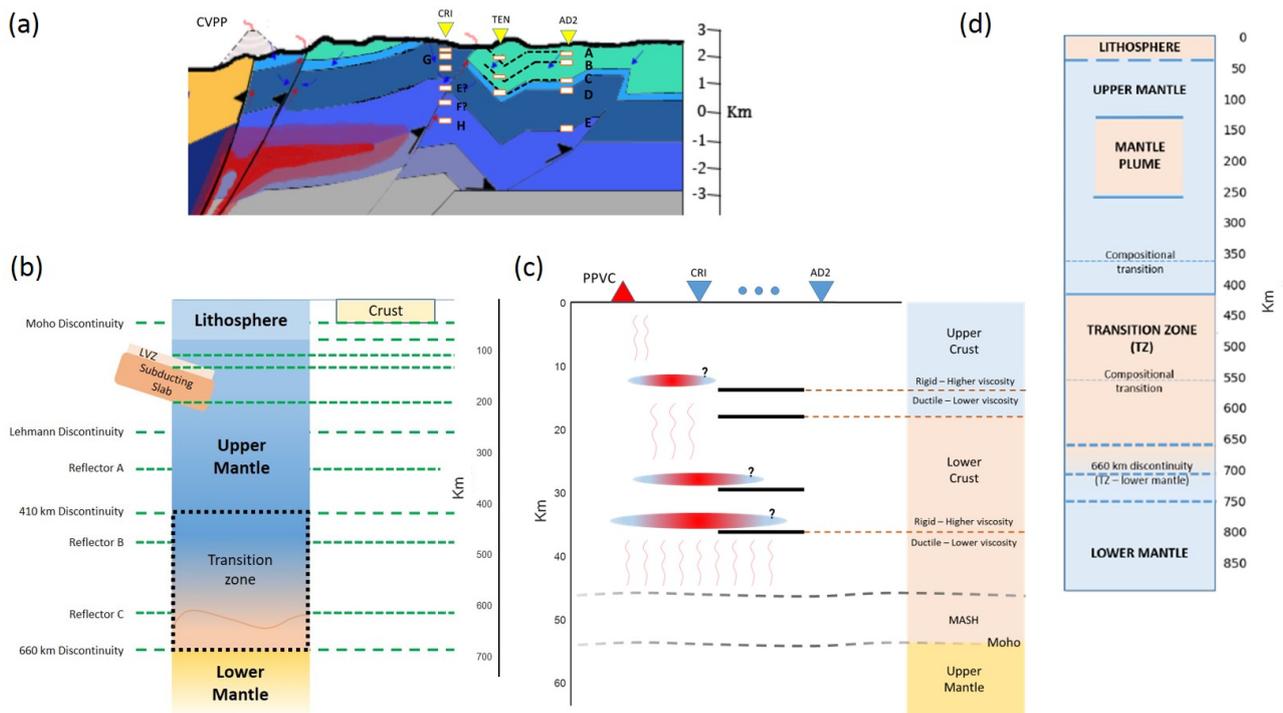


Figura 4. Interpretación de los resultados obtenidos por aplicación de interferometría mediante autocorrelaciones a información registrada en los alrededores del volcán Peteroa utilizando (a) eventos locales (Casas y otros, 2019), (b) eventos regionales y telesismos en el rango de frecuencias [0.8 3] Hz (Casas y otros, 2020), (c) eventos regionales y telesismos en el rango de frecuencias [0.3 0.8] Hz (Casas y otros, 2020); y (d) en Islas Galápagos a registros de telesismos (Boero, 2023). En (a), las letras indican los distintos reflectores interpretados; en (c), los signos de interrogación indican las zonas con probable presencia de material magmático.

taciones para las distintas profundidades. De esta manera, el rango de menores frecuencias ([0.3 0.8] Hz) permitió la interpretación de las discontinuidades del subsuelo para profundidades entre 50 km y 650 km, mostrando la presencia de la discontinuidad de Mohorovicic a 50 km de profundidad, el límite litósfera-astenosfera a 75 km, una zona de baja velocidad entre los 100 km y el techo de la placa subductante a 120 km cuya base se encuentra a los 200 km, la discontinuidad de Lehmann a 270 km, las discontinuidades de los 410 km y 660 km, y por encima de esta última, entre los 600 km y los 660 km, un reflector que podría relacionarse a porciones de placas subductadas en tiempos históricos que, por su densidad, es acumulada a estas profundidades (Figura 4b). Por otro lado, el análisis de los resultados para el rango de mayores frecuencias ([0.8 3] Hz) permitió proveer la profundidad de la discontinuidad entre corteza superior e inferior a los 18 km y sus discontinuidades internas (entre su parte rígida ubicada en la zona superior y su parte dúctil ubicada en la parte inferior) a los 13 km y 37 km para la corteza superior e inferior, respectivamente (Figura 4c).

En otro ambiente tectónico, en las Islas Galápagos, la aplicación de interferometría a datos registrados en el área permitió interpretar la presencia del techo y base de la pluma mantélica que se horizontaliza para la ubicación de las estaciones, a los 130 km y 270 km, respectivamente. Asimismo, Los resultados muestran la existencia de una discontinuidades relacionadas a una transiciones composicionales a los 350 km y los 550 km, así como la discontinuidad a los 410 km y tres discontinuidades entre los 650 km y los 750 km de profundidad que reflejan la complejidad de la discontinuidad de los 660 km (Boero, 2023) (Figura 4d).

La tomografía sísmica ha demostrado ser una herramienta útil para el conocimiento de la distribución espacial de las estructuras del subsuelo volcánico (Koulakov y otros, 2014). En las últimas décadas, en particular, su utilización con ruido sísmico ambiental ha sido extensamente empleada para la realización de inversiones tomográficas que permitan un conocimiento de la distribución de velocidad de ondas S en profundidad (Brenquier y otros, 2011). En los últimos años, Casas y otros (2018)

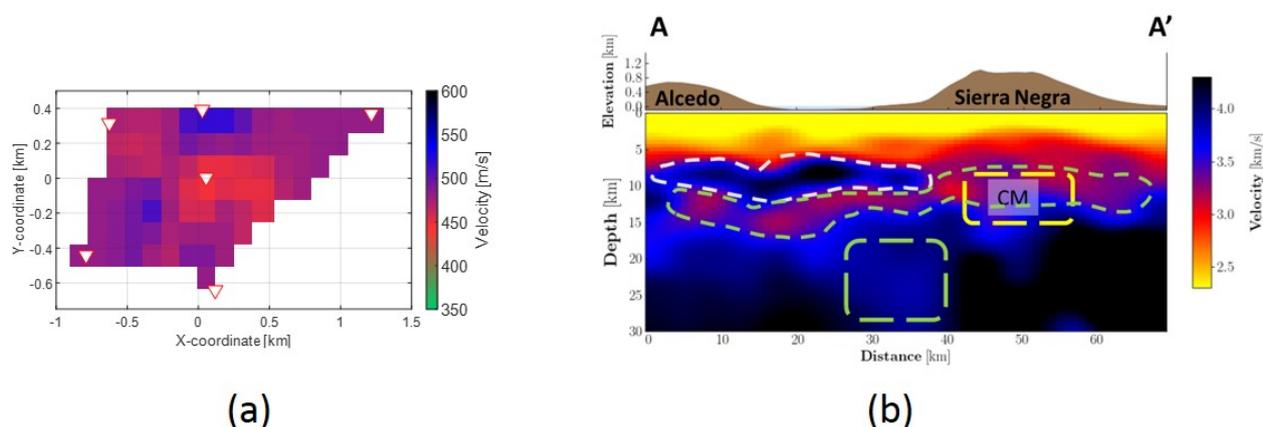


Figura 5. Distribución de velocidades de onda S (a) a una profundidad de 140 m en un sector del flanco oriental del volcán Peteroa (extraído de Casas y otros, 2018); (b) a lo largo de un perfil que cruza los volcanes Sierra Negra y Alcedo, hasta una profundidad de 30 km (Casas y otros, 2022b). En (b), las zonas enmarcadas por líneas punteadas indican, de menor a mayor profundidad, una anomalía positiva y dos anomalías negativas de velocidad. CM indica una región de baja velocidad previamente identificada (Tepp y otros, 2014).

y Casas y otros (2022b) han aplicado esta metodología a datos registrados en el área del volcán Peteroa y un sector de Galápagos occidental, área en la cual se han emplazado los volcanes Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo.

Para el caso del volcán Peteroa, los resultados obtenidos en (Casas y otros, 2018) permiten diferenciar dos capas hasta los 350 m de profundidad, cuya discontinuidad se ubica a los 70 m y separa dos medios de velocidades 350 m/s y 510 m/s, respectivamente. Esta división por su comportamiento sísmico también es observada en los perfiles geológicos para la zona de acuerdo a perfiles estratigráficos. Asimismo, la distribución de velocidades a profundidades constantes indica que las menores velocidades se ubican a lo largo de una alineación NO-SE (ver ejemplo en Figura 5a), características que se mantiene en profundidad. Esta alineación posee estrecha relación espacial con puntos de manifestaciones termales en el área, indicando la importancia de la saturación de fluidos en los valores de velocidad obtenidos, sin embargo no se descarta diferencias de velocidad originadas por cambios composicionales, rasgos estructurales, cambios de porosidad o de porcentaje de saturación del subsuelo. La información obtenida permite incrementar el conocimiento sobre el comportamiento del subsuelo ante la propagación de la energía sísmica en las capas más superficiales, permitiendo mejorar los modelos de velocidad para las profundidades evaluadas, reafirmando la importancia del sistema hidrotermal en los valores de velocidad y en la propagación de la energía sísmica, confirmando que la metodología es sensible a estas propiedades de las rocas, y convalidando la utilidad de la aplicación de la metodología a una escala relativamente acotada, la que puede emplearse para el estudio de zonas de particular interés en este u otros volcanes.

A una escala mayor, Casas y otros (2022b) aplicaron metodologías tomográficas a la información sísmica registrada por dos redes temporales de estaciones desplegadas en los alrededores de los volcanes Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo. Los resultados concuerdan con ideas previamente formuladas sobre la interconexión de los sistemas magmáticos en la zona occidental de Galápagos (Reddín y otros, 2023), indicando la presencia de volúmenes de acumulación magmática compartidos en profundidad (Figura 5b).

El sector occidental de Galápagos presenta dos anomalías de baja velocidad y una anomalía de alta velocidad. Estas anomalías están ubicadas en el mar, entre los volcanes Alcedo y Sierra Negra. La anomalía positiva de velocidad, ubicada por encima de las zonas de acumulación de magma, es causada por solidificación de magma emplazado en esta zona a partir del descenso del flujo de material.

Un análisis conjunto de los resultados tomográficos con la sismicidad y los patrones de deformación alrededor de las anomalías indican migración de magma hacia las estructuras de los volcanes Alcedo y Sierra Negra. El magma migra desde el reservorio en profundidad hacia las zonas de acumulación ubicados inmediatamente debajo del volcán Sierra Negra. Los resultados indican una conexión entre los reservorios que alimentan los volcanes Alcedo y Sierra Negra, sin embargo no muestran evidencia de conexión con el volcán Cerro Azul.

Monitoreo

Históricamente, el monitoreo de los sistemas volcánicos activos ha sido llevado a cabo a través de la localización de fuentes sísmicas con energía suficientemente grande como para ser registrada por las estaciones desplegadas en sus cercanías (Sparks y otros, 2012). Mediante este abordaje, la evolución de los sistemas activos es evaluada de acuerdo a la cantidad, magnitud, distribución espacio-temporal y modelos de mecanismos de generación en base a los diversos tipos de eventos que ocurren. En tal sentido, las características de los registros en el dominio temporal y frecuencial permiten reconocer mecanismos tales como fracturamiento de rocas, movimiento de fluidos, o fenómenos de resonancia en grietas (McNutt, 2005).

A partir del análisis de los parámetros que definen las señales registradas en el volcán Peteroa, Martínez y otros (2021) aplicaron técnicas de aprendizaje automático (*machine learning*) con el objeto de evaluar las capacidades de redes neuronales profundas. En base a ello, a partir de una adecuada selección de los parámetros independientes involucrados, contribuyeron al desarrollo de un clasificador de eventos eficiente, incluso ante la presencia de un base de datos limitada. Este clasificador puede, entonces, ser utilizado para la construcción de catálogos sísmicos más completos; lo que se traduce en un incremento de la confiabilidad de las interpretaciones acerca de la evolución de este volcán activo en el tiempo.

Sin embargo, no todos los procesos subsuperficiales se manifiestan mediante eventos sísmicos individuales. Por ello, la utilización de solo una porción limitada de los registros puede conducir a una interpretación incompleta de la dinámica volcánica. Como respuesta a esto, se han desarrollado metodologías que permiten la utilización de los registros completos para la descripción de la evolución de un sistema magmático (Endo y otros, 1991; Kumagai y otros, 2010; Bueno y otros, 2021; Rey-Devesa y otros, 2023; Casas y otros, 2024).

El último evento eruptivo del volcán Peteroa ocurrió en el periodo octubre de 2018 a marzo de 2019. Un análisis multiparámetro de las cantidades de energía liberada, de cocientes de energía a distintos rangos espectrales, y de la distribución de energía en el espectro de frecuencias, aplicado a registros de una estación ubicada en cercanías al volcán Peteroa ha permitido describir la evolución del sistema, caracterizando los procesos físicos ocurridos en momentos previos, durante y posterior a las emisiones de ceniza; los resultados revelan la importancia de la energía a bajas frecuencias en el entendimiento de la evolución de este volcán activo (Badi y otros, 2022) (Figura 6a). Asimismo, cálculos de las variaciones temporales de la velocidad sísmica indican cambios significativos ocurridos entre junio y septiembre de 2018, es decir, entre uno y cuatro meses previo a la ocurrencia de las emisiones de ceniza de diciembre de ese año (Casas y otros, 2022a); estos resultados, en conjunto con las características de las señales a bajas frecuencias, constituyen un precursor sísmico de la fase eruptiva analizada (Figura 6).

Los análisis de variaciones temporales de la velocidad sísmica también fueron aplicados al entendimiento de la dinámica del volcán Cuicocha (Ecuador) durante momentos de quietud de ese sistema volcánico (Durán, 2019). Este análisis permitió establecer un nivel de referencia útil para la mejor comprensión de los potenciales eventos de mayor energía. Las variaciones de velocidad sísmica poseen gran correlación con la deformación en la dirección vertical en el área y las variaciones estacionales de temperatura y precipitaciones (Figura 7a). A su vez, la correlación de las variaciones de velocidad en el espacio con la sismicidad indica un patrón de cambio del estado de tensiones en

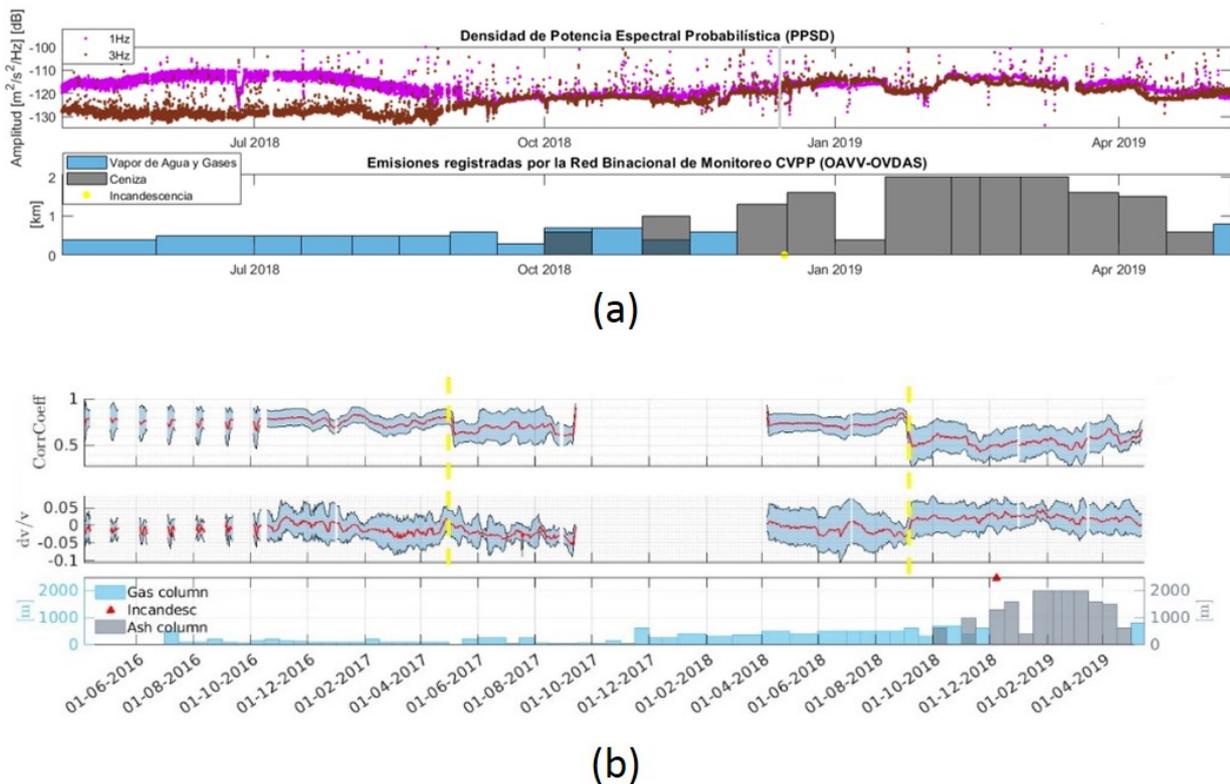


Figura 6. Evolución de índices sísmicos utilizados en el estudio del comportamiento del volcán Peteroa en un intervalo que incluye los eventos superficiales más recientes. (a) Variaciones de densidad de potencia espectral para frecuencias seleccionadas en el periodo comprendido entre mayo 2018 y mayo 2019 (Badi y otros, 2022). (b) Variación del coeficiente de correlación entre registros y variación relativa de velocidad sísmica entre abril de 2016 y junio de 2019; las líneas verticales amarillas indican mayores variaciones de las curvas analizadas (Casas y otros, 2022a).

la zona.

Los registros sísmicos adquiridos por una red de estaciones ubicada en el cráter del volcán Sierra Negra (Galápagos) antes, durante, y posterior a su última erupción iniciada el 26 de junio de 2018, fueron utilizados para la evaluación de las variaciones de velocidad sísmica (Figura 7b) (Ruiz y otros, 2022). Los resultados indican un notable decrecimiento de velocidad 17 días antes de la erupción en la zona central de la caldera del volcán a profundidades de 2 km, en la ubicación de un filón capa (*sill*) inferido para esta zona (Yun y otros, 2006).

Durante el periodo 2018-2023, el volcán Copahue (Argentina-Chile) ha generado una serie recurrente de erupciones con columnas de hasta ~ 1740 m de altura. Mediante el uso de información sísmica registrada por una estación ubicada en el área cercana al cráter, se ha descrito la evolución de las condiciones estructurales y de rigidez en un intervalo que incluye tiempos anteriores y posteriores a los eventos eruptivos ocurridos. La evaluación de las variaciones temporales de los parámetros sísmicos analizados permite, en conjunto con modelos previamente propuestos para el área (Farias y otros, 2023; Carbajal y otros, 2025), sugerir un modelo físico de ocurrencia de las erupciones en Copahue (Casas y otros, 2024). El comportamiento del volcán Copahue para el periodo 2018-2023 puede interpretarse por la superposición de dos procesos, uno cíclico y uno no-cíclico. El primero de ellos corresponde a procesos ocurridos en la zona más somera del subsuelo, a las profundidades del sistema hidrotermal. El comienzo de la ciclicidad remite a una obstrucción de los conductos superficiales producto de la cristalización de minerales en un entorno de reducción de la cantidad de fluidos aportados al sistema. El aumento de la presión local deriva en la apertura de grietas y posteriormente en una despresurización del sistema en su zona más superficial, en forma de

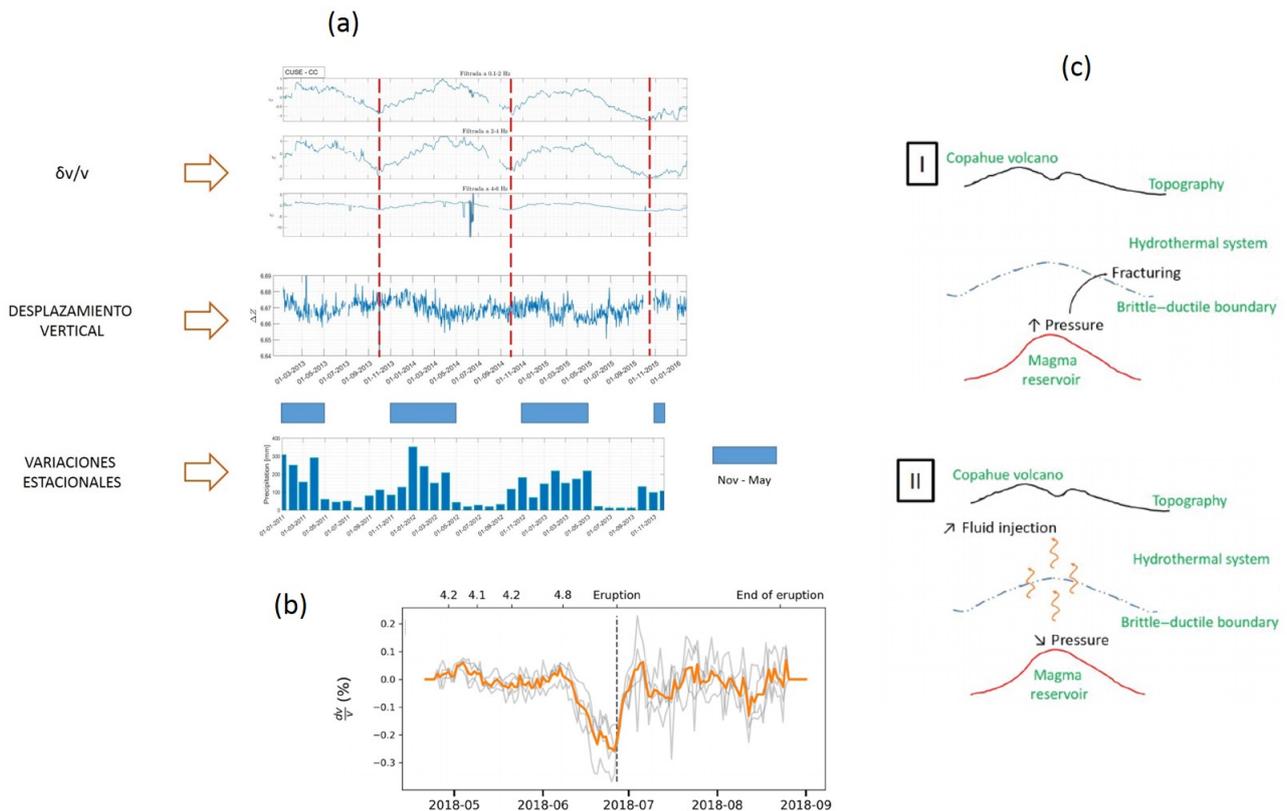


Figura 7. (a) Variaciones de velocidad sísmica para tres estaciones ubicadas en el área del volcán Cuicocha simultáneas a los registros de deformación -desplazamiento vertical- y precipitaciones (Durán, 2019), (b) Variaciones de velocidad sísmica obtenidas para el cráter del volcán Sierra Negra (Galápagos) durante la erupción de junio de 2018 (extraído de Ruiz y otros, 2022), (c) Fases I y II relevantes a procesos no-cíclicos en el comportamiento del volcán Copahue para el periodo 2018-2023 (Casas y otros, 2024).

pequeñas explosiones con emisión de material a la superficie. Luego de ello, el sistema magmático retoma su balance del estado de tensiones, traducido en su transitorio equilibrio. Por otro lado, los procesos no-cíclicos suceden en el contexto de una deformación positiva (inflación) del sistema y comprenden perturbaciones de presión a las profundidades de los reservorios de material magmático, lo que motiva el fracturamiento de rocas y el flujo de fluidos (Figura 7c).

CONCLUSIONES

Un óptimo conocimiento sobre un sistema volcánico activo comprende la caracterización de los elementos que conforman el subsuelo (su ubicación espacial y propiedades físico-químicas) y de la interacción de los mismos en el tiempo, lo cual es logrado a partir de información obtenida desde las distintas disciplinas del conocimiento científico. En base a la información sísmica registrada en áreas volcánicas activas, profesionales de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG, UNLP) y del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV, SEGEMAR) aportan a la adquisición de conocimiento sobre volcanes activos.

Las metodologías implementadas en los últimos años comprenden la identificación y descripción de la sismicidad registrada en las cercanías a los centros eruptivos, el análisis de la coherencia de las señales en los registros, la estimación de la distribución de las velocidades de propagación de la energía sísmica en el subsuelo, y la caracterización de la evolución de los sistemas volcánicos mediante el análisis de parámetros sísmicos sensibles a distintas causas físicas. Sus resultados conducen a la identificación de las estructuras sismogénicas, la visualización de reflectores en el subsuelo volcánico, la iluminación 3D de los sistemas volcánicos y su relación con su entorno tectónico,

la identificación de precursores de eventos eruptivos y la interpretación de la dinámica interna mediante análisis multiparamétricos sobre la señal sísmica continua. La implementación de estas metodologías, entonces, ha permitido incrementar el conocimiento general de volcanes activos en Sudamérica, como los volcanes Peteroa (Argentina), Cuicocha (Ecuador), Copahue (Argentina) y Sierra Negra (Galápagos).

La FCAG y el OAVV continúan desarrollando trabajos a través de proyectos conjuntos y con colaboración internacional en el campo de la vulcanología, y particularmente en sismología volcánica. La información obtenida es fundamental para el entendimiento de la dinámica de los sistemas volcánicos estudiados, la evaluación de potenciales escenarios eruptivos y, fundamentalmente, un aporte significativo a la mitigación del riesgo por erupciones volcánicas.

Agradecimientos Los autores agradecen especialmente a los profesionales del OAVV (Argentina), IGN (España), OVDAS (Chile), IAG (España), VDAP (Estados Unidos) por los aportes instrumentales, científicos, técnicos, logísticos, político-económicos y vinculares.

REFERENCIAS

- Almeida Vaca, M., Bablon, M., Andrade, S. D., Hidalgo, S., Quidelleur, X., Vasconez, F. J., Müller, A. V., Lahitte, P. y Samaniego, P. (2023). New geological and geochronological constraints on the evolution of the Cotacachi-Cuicocha volcanic complex (Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104489. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104489>
- Alvarado, A., Ruiz, M., Mothes, P., Yepes, H., Segovia, M., Vaca, M., Ramos, C., Enríquez, W., Ponce, G., Jarrín, P., Aguilar, J., Acero, W., Vaca, S., Singaicho, J. C., Pacheco, D. y Córdova, A. (2018). Seismic, volcanic, and geodetic networks in Ecuador: Building capacity for monitoring and research. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 432-439. <https://doi.org/10.1785/0220170229>
- Amigo, A. (2021). Volcano monitoring and hazard assessments in Chile. *Volcanica*, 4(S1), 1-20. <https://doi.org/10.30909/vol.04.S1.0120>
- Badi, G., Hipatia, V. H., Olivera Craig, Casas, J. A., Martínez, V. y García, S. (2022). Evolución de la señales de largo período durante el proceso eruptivo del complejo volcánico Planchón-Peteroa en 2018. *XXI Congreso Geológico Argentino*. Puerto Madryn, Argentina, 1145-1146. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.29409.48488>
- Bartolini, S., Geyer, A., Martí, J., Pedrazzi, D. y Aguirre-Díaz, G. (2014). Volcanic hazard on Deception Island (south Shetland Islands, Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 150-168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.009>
- Boero, E. (2023). *Iluminando la estructura interna de Galápagos mediante interferometría sísmica* [Tesis de grado, Universidad Nacional de La Plata]. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/154746>
- Brenguier, F., Clarke, D., Aoki, Y., Shapiro, N. M., Campillo, M. y Ferrazzini, V. (2011). Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *Comptes Rendus Géoscience*, 343(8), 633-638. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.12.010>
- Bueno, A., Balestriero, R., De Angelis, S., Benítez, M. C., Zuccarello, L., Baraniuk, R., Ibáñez, J. M. y de Hoop, M. V. (2021). Recurrent scattering network detects metastable behavior in polyphonic seismo-volcanic signals for volcano eruption forecasting. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 60, 1-23. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3134198>
- Buurman, H. y West, M. E. (2006). Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine volcano. En J. A. Power, M. L. Coombs y J. T. Freymueller (Eds.), *The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska* (pp. 41-57). U. S. Geological Survey paper 1769.
- Carbajal, F. J., Vigide, N., Badi, G., Agosto, M., Carballo, F. y García, S. (2025). Seasonal control on phreatic activity of the crater lake of Copahue volcano during the 2018–2022 eruptive cycle. *Bulletin of Volcanology*, 87(6), 1-20. <https://doi.org/10.1007/s00445-025-01826-z>
- Casas, J. A., Badi, G. A., Manassero, M. C., Gómez, M., Draganov, D. y Ruzzante, J. (2014). Caracterización de la actividad sismovolcánica en el volcán Peteroa, Mendoza. *XIX Congreso Geológico Argentino*. Córdoba, Argentina.
- Casas, J. A., Draganov, D., Badi, G. A., Manassero, M. C., Olivera Craig, V. H., Franco Marín, L., Gómez, M. y Ruigrok, E. (2019). Seismic interferometry applied to local fracture seismicity recorded at Planchón-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 134-144. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.03.012>
- Casas, J. A., Badi, G. A., Olivera Craig, V. H., García, S. y Draganov, D. (2022a). Identificación de rasgos pre-eruptivos en variaciones de velocidad sísmica en el complejo volcánico Planchón-Peteroa (Argentina-Chile). *XXI Congreso Geológico Argentino*. Chubut, Argentina.

- Casas, J. A., Magrini, F., Kaus, B., Badi, G., Ruiz, M. Z., Ebinger, C., Draganov, D. y De Siena, L. (2022b). S-wave velocity structure at the Galápagos archipiélago (Ecuador) using ambient seismic noise. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-2846>
- Casas, J. A., Mikesell, T. D., Draganov, D., Lepore, S., Badi, G. A., Franco, L. y Gómez, M. (2018). Shallow S-wave velocity structure from ambient seismic noise at Planchón-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(4), 2183-2198. <https://doi.org/10.1785/0120170281>
- Casas, J. A., Badi, G. A., Franco, L. y Draganov, D. (2020). Seismic interferometry applied to regional and teleseismic events recorded at Planchón-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393, 106805. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106805>
- Casas, J. A., Badi, G. A., Mikesell, T. D., García, S. E. y Draganov, D. (2024). Single-station multiparametric seismic monitoring of Copahue volcano, Argentina–Chile (2018–2023). *Seismological Research Letters*, 95(5), 2637-2650. <https://doi.org/10.1785/0220240074>
- Durán, A. C. (2019). *Monitoreo del complejo volcánico Cotacachi-Cuicocha mediante interferometría sísmica de ruido sísmico ambiental* [Tesis de grado, Universidad Nacional de La Plata]. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/168145>
- Elissondo, M. y Farías, C. (2024). *Riesgo volcánico relativo en territorio argentino*. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Instituto de Geología y Recursos Minerales. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/4417>
- Endo, E. T. y Murray, T. (1991). Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): A volcano monitoring and prediction tool. *Bulletin of Volcanology*, 53(7), 533-545. <https://doi.org/10.1007/BF00298154>
- Esri. (2025). *ArcGIS Pro: Geographic Information System Software* (Versión 3.x) [Programa de software]. Esri Inc., Redlands, CA, EE.UU. Recuperado el 11 de junio de 2025 de <https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-pro/>
- Farías, C., Lazo, J., Basualto, D., Saavedra, M., Muñoz-Quiroz, F., Zuñiga-Urrea, L., Martínez-Bravo, R., Huentena-Inostroza, I. y Saéz-Opazo, R. (2023). One decade of b-value variations from volcano-tectonic seismicity as an early indicator of episodes of crisis in a volcano: The case of Copahue, southern Andes. *Frontiers in Earth Science*, 11, 1181177. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1181177>
- García, S., Badi, G. A., Preatoni, V., Casas, J. A. y Acosta, G. (2024). Instalación de la primera red argentina de monitoreo volcánico permanente en la Isla Decepción. *Proceedings of the XII Cities on volcanoes*. Guatemala.
- García, S. y Badi, G. (2021). Towards the development of the first permanent volcano observatory in Argentina. *Volcanica*, 4(S1), 21-48. <https://doi.org/10.30909/vol.04.S1.2148>
- García, S., Badi, G., Preatoni, V., Olivera Craig, V. H., Carbajal, F., Acosta, G., Casas, A. y Vigide, N. (2023). *Avances en el monitoreo volcánico instrumental en la República Argentina*, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico-INGEMMET.
- Gunkel, G., Beulker, C., Grupe, B. y Viteri, F. (2008). Hazards of volcanic lakes: Analysis of lakes Quiltoa and Cuicocha, Ecuador. *Advances in Geosciences*, 14, 29-33. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-29-2008>
- Haller, M. J. y Risso, C. (2011). The eruption of the Peteroa volcano (35°15'S, 70°18'O) on 4th September, 2010. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68(2), 295-305. https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/collection/paper/document/paper_00044822_v68_n2_p295_Haller
- Harpp, K. S. y Geist, D. J. (2018). The evolution of Galápagos volcanoes: An alternative perspective. *Frontiers in Earth Science*, 6. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00050>
- Hidalgo, S., Bernard, B., Mothes, P., Ramos, C., Aguilar, J., Andrade, D., Samaniego, P., Yepes, H., Hall, M., Alvarado, A., Segovia, M., Ruiz, M., Ramón, P., Mayra, V. y IG-EPN staff. (2023). Hazard assessment and monitoring of ecuadorian volcanoes: Challenges and progresses during four decades since IG-EPN foundation. *Bulletin of Volcanology*, 86(1), 4. <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01685-6>
- Instituto Geográfico Nacional. (2025). *Isla Decepción – Antártida (Instituto Geográfico Nacional – IGN)*. Recuperado el 1 de mayo de 2025 de <https://www.ign.es/web/isla-decepcion-antartida>
- Koulakov, I. y Shapiro, N. (2014). Seismic Tomography of Volcanoes. En M. Beer, I. A. Kogioumtzoglou, E. Patelli y I. S.-K. Au (Eds.), *Encyclopedia of Earthquake Engineering* (pp. 1-18). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5_51-1
- Kumagai, H., Nakano, M., Maeda, T., Yepes, H., Palacios, P., Ruiz, M., Arrais, S., Vaca, M., Molina, I. y Yamashima, T. (2010). Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8). <https://doi.org/10.1029/2009JB006889>
- Martínez, V. L., Titos, M., Benítez, C., Badi, G., Casas, J. A., Olivera Craig, V. H. y Ibáñez, J. M. (2021). Advanced signal recognition methods applied to seismo-volcanic events from Planchon Peteroa volcanic complex: Deep neural network classifier. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103115. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103115>
- McGuire, B., Kilburn, C. R. J. y Murray, J. (2022). *Monitoring active volcanoes: Strategies, procedures and techniques*. Taylor & Francis. <https://doi.org/10.4324/9781003327080>

- McNutt, S. R. (2005). Volcanic seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 461-491. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122459>
- Melián, G. V., Toulkeridis, T., Pérez, N. M., Hernández, P. A., Somoza, L., Padrón, E., Amonte, C., Alonso, M., Asensio-Ramos, M. y Cordero, M. (2021). Geochemistry of water and gas emissions from Cuicocha and Quiltoa volcanic lakes, Ecuador. *Frontiers in Earth Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.741528>
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue–Copahue complex, central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1), 66-88. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>
- Naranjo, J. A. y Haller, M. J. (2002). Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del Sur (35° 15'S). *Revista Geológica de Chile*, 29(1), 93-113. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082002000100006>
- Naranjo, J. A., Haller, M. J. F., Ostera, H. A., Pesce, A. H. y Sruoga, P. (1999). *Geología y peligros del complejo volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35° 15'S), región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina*. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile).
- Naranjo, J. A. y Polanco, E. (2004). The 2000 AD eruption of Copahue volcano, southern Andes. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 279-292. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200007>
- Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica. (2025). *Reportes de actividad volcánica (Servicio Geológico Minero Argentino – SEGEMAR)*. Recuperado el 1 de mayo de 2025 de <https://oavv.segemar.gov.ar/monitoreo-volcanico/>
- Olivera Craig, V. H. (2017). *Relocalización de eventos volcánotectónicos en el CVPP mediante optimización de la identificación de arribos y localización conjunta* [Tesis de grado, Universidad Nacional de La Plata]. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/136968>
- Pearce, R., de la Muela, A. S., Moorkamp, M., Hammond, J., Mitchell, T. M., Cembrano, J., Vargas, J. A., Meredith, P. G., Iturrieta, P., Pérez-Estay, N., Marshall, N., Yañez, G., Griffith, A., Marquardt, C., Smith, J., Stanton-Yonge, A. y Núñez, R. (2022). Interaction between hydrothermal fluids and fault systems in the southern Andes revealed by magnetotelluric and seismic data. *ESS Open Archive*. <https://doi.org/10.1002/essoar.10501143.1>
- Ramon, P., Vallejo, S., Mothes, P., Andrade, D., Váscónez, F., Yepes, H., Hidalgo, S. y Santamaría, S. (2021). Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional, the Ecuadorian seismology and volcanology service. *Volcanica*, 4(S1), 93-112. <https://doi.org/10.30909/vol.04.S1.93112>
- Reddin, E., Ebmeier, S. K., Rivalta, E., Bagnardi, M., Baker, S., Bell, A. F., Mothes, P. y Aguaiza, S. (2023). Magmatic connectivity among six Galápagos volcanoes revealed by satellite geodesy. *Nature Communications*, 14(1), 6614. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-42157-x>
- Rey-Devesa, P., Benítez, C., Prudencio, J., Gutiérrez, L., Cortés-Moreno, G., Titos, M., Koulakov, I., Zuccarello, L. y Ibáñez, J. M. (2023). Volcanic early warning using Shannon entropy: Multiple cases of study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(6), e2023JB026684. <https://doi.org/10.1029/2023JB026684>
- Romero, J. E., Aguilera, F., Delgado, F., Guzmán, D., Van Eaton, A. R., Luengo, N., Caro, J., Bustillos, J., Guevara, A., Holbik, S., Tormey, D. y Zegarra, I. (2020). Combining ash analyses with remote sensing to identify juvenile magma involvement and fragmentation mechanisms during the 2018/19 small eruption of Peteroa volcano (southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 402, 106984. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106984>
- Ruigrok, E., Draganov, D., Gómez, M., Ruzzante, J., Torres, D., Lopes Pumarega, I., Barbero, N., Ramirez, A., Castano Ganan, A., van Wijk, K. y Wapenaar, K. (2012). Malargüe seismic array: Design and deployment of the temporary array. *The European Physical Journal Plus*, 127, 1-9. <https://doi.org/10.1140/epjp/i2012-12126-7>
- Ruiz, A. G., Samaniego, P., von Hillebrandt-Andrade, C., Hall, M. L., Ruiz, M. C., Mothes, P. A. y Macías, C. A. (2013). Multiparameter monitoring techniques for reducing volcanic risk from Cuicocha crater lake, Ecuador. *AGU Spring Meeting Abstracts*, V44A-08. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUSM.V44A..08R/abstract>
- Ruiz, M. Z., Civilini, F., Ebinger, C. J., Oliva, S. J., Ruiz, M. C., Badi, G., La Femina, P. C. y Casas, J. A. (2022). Precursory signal detected for the 2018 Sierra Negra volcanic eruption, Galápagos, using seismic ambient noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(3). <https://doi.org/10.1029/2021JB022990>
- Sallarès, V. y Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3), 545-559. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00373-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00373-X)
- Scarpa, R. y Gasparini, P. (1996). A review of volcano geophysics and volcano-monitoring methods. *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (pp. 3-22). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_1
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. y Stix, J. (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Smellie, J. (2001). Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, south Shetland Islands. *Antarctic Science*, 13(2), 188-209. <https://doi.org/10.1017/S0954102001000281>
- Sparks, R., Biggs, J. y Neuberg, J. (2012). Monitoring volcanoes. *Science*, 335(6074), 1310-1311. <https://doi.org/10.1126/science.1219485>

- Stephens, C. D., Chouet, B. A., Page, R. A., Lahr, J. C. y Power, J. A. (1994). Seismological aspects of the 1989–1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska: The SSAM perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1), 153-182. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90032-9)
- Tepp, G., Ebinger, C. J., Ruiz, M. y Belachew, M. (2014). Imaging rapidly deforming ocean island volcanoes in the western Galápagos archipiélago, Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 442-463. <https://doi.org/10.1002/2013JB010227>
- Titos, M., Bueno, A., García, L. y Benítez, C. (2018). A deep neural network approach to automatic recognition systems for volcano-seismic events. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 11(5), 1533-1544. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2018.2803198>
- Tormey, D. (1989). Geologic history of the active azufre - Planchon-Peteroa volcanic center (35° 15'S, southern Andes) with implications for the development of compositional gaps. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 0(1), 420-430. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1572824499329157888>
- Vasconez, F. J., Ramón, P., Hernandez, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Ruiz, M., Alvarado, A., La Femina, P. y Ruiz, G. (2018). The different characteristics of the recent eruptions of Fernandina and Sierra Negra volcanoes (Galápagos, Ecuador). *Volcanica*, 1(2), 127-133. <https://doi.org/10.30909/vol.01.02.127133>
- Waldhauser, F. y Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353-1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- Wapenaar, K., Draganov, D., Robertsson, J. O. A. y Pelissier, M. A. (2008). *Seismic interferometry: History and present status*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801924>
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X. y Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5), 75A195-75A209. <https://doi.org/10.1190/1.3457445>
- Wassermann, J. (2012). Volcano seismology. *En: New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1-77). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Yun, S., Segall, P. y Zebker, H. (2006). Constraints on magma chamber geometry at Sierra Negra volcano, Galápagos Islands, based on InSAR observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1), 232-243. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.009>

Reporte / report

Aportes de la sismología al conocimiento de volcanes activos en Sudamérica y Antártida

Seismological contributions to the understanding of active volcanoes in South America and Antarctica

José Augusto Casas^{1,2}, Gabriela Badi³

Resumen La construcción de un conocimiento integral sobre el comportamiento de un sistema volcánico activo, y la elaboración de alertas tempranas efectivas de eventuales sucesos con impactos negativos en poblaciones ubicadas en su cercanía, constituye el gran desafío de la vulcanología actual. Para cumplir con este objetivo, resulta fundamental desarrollar un conocimiento detallado sobre la ubicación y estado físico de los componentes que constituyen el subsuelo volcánico, en particular, la configuración del subsuelo sobre el cual se ubica el sistema de conductos que transportan los fluidos (agua, magma y gases) hacia la superficie. Asimismo, es igualmente crucial la evaluación de la dinámica resultante de la interacción de estos componentes a lo largo del tiempo. En los últimos años, sismólogos de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (de la Universidad Nacional de La Plata) y del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (del Servicio Geológico y Minero Argentino), en colaboración con instituciones locales y extrajeras, han implementado variadas metodologías aportando a mejorar el conocimiento sobre la estructura de sistemas volcánicos activos de interés, así como de su evolución temporal. El presente artículo recopila una porción de estas contribuciones al conocimiento de volcanes ubicados en territorio sudamericano y antártico.

Palabras clave Sismología, volcanes activos, caracterización subsuperficial, monitoreo.

Abstract *The development of comprehensive knowledge about the behavior of an active volcanic system, along with the elaboration of effective early warning alerts for potential events with negative impacts on nearby populations, constitutes the major challenge of contemporary volcanology. In order to accomplish this aim, it is essential to develop a detailed understanding of the location and physical state of the components constituting the subsurface, particularly the structural configuration in which the conduit system—responsible for transporting fluids (water, magma, and gases) to the surface—is situated. Equally crucial is the evaluation of the dynamics resulting from the interaction of these components over time. In recent years, seismologists from the Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (Universidad Nacional de La Plata) and the Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (Servicio Geológico y Minero Argentino), in collaboration with local and international institutions, have implemented diverse methodologies contributing to improve the knowledge of the structure of the active volcanic systems of interest, as well as their temporal evolution. This article compiles a selection of these contributions to the understanding of volcanoes located in South American and Antarctic territories.*

Keywords *Seismology, active volcanoes, characterization of the subsurface, monitoring.*

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR), Argentina. Email: augusto.casas@segemar.gov.ar

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

³ Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEOF), Universidad Nacional de La Plata, Argentina. Email: gbadi@fcaglp.unlp.edu.ar

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, la comunidad científica, impulsada por programas gubernamentales y por iniciativas de colaboración internacional, ha desarrollado múltiples estrategias para evaluar el estado de los sistemas volcánicos, integrando disciplinas como, por ejemplo, la geología, la geofísica, la geoquímica y la geodesia. Estas estrategias, apoyadas en el uso de tecnologías avanzadas y en la formación de capital humano especializado, buscan maximizar la disponibilidad de información para comprender la dinámica volcánica y fortalecer la capacidad de anticipación y mitigación frente a los impactos de las erupciones (Scarpa y otros, 1996).

La adecuada adquisición, manejo y divulgación de la información sobre el estado y los peligros asociados a los sistemas volcánicos activos, así como la formación y organización del recurso humano dedicado a tal fin, motiva el desarrollo de instituciones especializadas con responsabilidades a escala local o regional, en particular, los observatorios volcanológicos. La constitución de estas instituciones responsables del monitoreo de la dinámica volcánica representa un salto de calidad en el proceso de construcción de conocimiento sobre los sistemas volcánicos activos; entre sus virtudes es destacable el despliegue de redes instrumentales permanentes dedicadas exclusivamente a este fin, lo cual ha permitido, por un lado, la adquisición de información acorde a las necesidades particulares de cada región y, por otro lado, la disponibilidad del dato en tiempo (cuasi) real por parte de los profesionales que llevan a cabo las tareas de vigilancia (McGuire y otros, 2022). En Sudamérica, por ejemplo, los observatorios volcanológicos son parte de organismos gubernamentales de ciencia y técnica, como es el caso del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (Amigo, 2021); o al ámbito académico pero con misión encomendada por el gobierno nacional, como por ejemplo el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN) de Quito, Ecuador (Ramon y otros, 2021). En Argentina, el Servicio Geológico y Minero Argentino, organismo descentralizado científico técnico, cuenta con el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) como objetivo dentro de su eje estratégico Plan de Reducción de Riesgos Geológicos. De este modo, el OAVV es el área responsable del estudio y monitoreo de los volcanes con potencial afección sobre su territorio, su población e infraestructura (García y otros, 2021).

Las zonas volcánicas se caracterizan por una compleja y variada gama de procesos físicos tales como la emisión de productos (fluido o particulado) a la superficie, el ascenso de fluidos subsuperficiales hacia niveles más someros, la ruptura de volúmenes de rocas debida al magma abriéndose paso en su ascenso magmático, la ocurrencia de explosiones provocadas por ejemplo por la interacción entre el magma y los fluidos presentes en los sistemas hidrotermales, cambios del estado de tensiones debido a variaciones de las condiciones de presión y temperatura a distintas profundidades, entre otros (Sigurdsson y otros, 2015). La energía y evolución espacio-temporal de estos procesos definen la dinámica particular de un sistema volcánico activo, una de cuyas principales manifestaciones es la energía sísmica (McNutt, 2005). Es por ello que la sismología es una de las áreas del conocimiento fundamentales para el estudio de volcanes (Wassermann, 2012).

El presente artículo recopila una porción de las contribuciones realizadas por sismólogos vulcanólogos de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (Universidad Nacional de La Plata) y del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (SEGEMAR) durante los últimos años, en colaboración con instituciones locales y extranjeras (entre ellas, la Universidad Estatal de Boise -Estados Unidos-, la Universidad Tecnológica de Delft -Países Bajos-, la Universidad de Granada -España-, el *International Center for Earth Sciences* -Argentina/Italia-, el *Volcano Disaster Assistance Program* del *United States Geological Service* -Estados Unidos-, la Universidad de Mainz -Alemania-, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional -Ecuador). Las mismas comprenden implementaciones de variadas metodologías en el campo de la sismología y en vinculación con otras ramas del conocimiento (geología, geoquímica, o deformación) (Olivera Craig, 2017; Casas y otros, 2018; Casas y otros, 2019; Durán, 2019; Casas y otros, 2020; Martínez y otros, 2021; Ruiz y otros, 2022; Casas y otros, 2022a; Casas y otros, 2022b; Badi y otros, 2022; Casas y otros, 2024). Estas contribuciones



Figura 1. Ubicación de los volcanes objetos de estudio del presente artículo (mapa base realizado con ArcGIS (2025)).

constituyen valiosos aportes al conocimiento de las estructuras y dinámicas internas y superficiales asociadas a sistemas volcánicos en territorio sudamericano y antártico (Figura 1).

OBJETOS DE ESTUDIO Y DATOS DISPONIBLES

Volcán Cuicocha

El volcán Cuicocha ($0^{\circ}22'4.8''N$; $78^{\circ}20'49.2''W$), ubicado en Los Andes ecuatorianos (Figura 1), es el centro eruptivo más joven del Complejo Volcánico Cuicocha-Cotacachi. Este volcán se origina a partir de una serie de procesos rápidos (en términos geológicos) de formación de estructuras con posterior destrucción por colapso por inestabilidad gravitacional; entre estas estructuras se encuentra el actualmente inactivo volcán Cotacachi, ubicado hacia el norte del cráter activo, y una caldera central que define la morfología actual del volcán. En sus registros históricos, el volcán Cuicocha muestra actividad explosiva, caracterizada por flujos piroclásticos y depósitos de caídas de ceniza cuya mayor evidencia de actividad está representada por los flujos piroclásticos presentes en el pueblo de Quiroga (~ 9 km de distancia), manifestando columnas de hasta 18 m de espesor y depósitos de ceniza de más de 150 m de espesor (Almeida Vaca y otros, 2023).

El volcán Cuicocha posee una laguna cratérica de considerable volumen, elemento que agrega un condimento particular al análisis de los riesgos en la zona (Gunkel y otros, 2008). Su presencia, en conjunto con las condiciones de la geomorfología local, podrían implicar el desarrollo de lahares con dirección a los pueblos ubicadas a menos de 10 kilómetros sobre sus flancos (entre los mayormente poblados, Quiroga, Otavalo y Cotacachi). Asimismo, la existencia de agua en el cráter y en las profundidades más someras incrementan la potencial explosividad ante el ascenso de magma por los conductos subsuperficiales o incluso ante un aumento de la temperatura por cambios en las condiciones a las profundidades de los reservorios magmáticos (Melián y otros, 2021).

El volcán Cuicocha es monitoreado por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional

(IGEPN). Desde el año 1988 los alrededores del volcán cuentan con una red de estaciones sísmicas y de deformación (Ruiz y otros, 2013). Actualmente, la red sismológica cuenta con cuatro estaciones de monitoreo, comprendiendo una estación corto periodo de componente vertical, y tres estaciones banda ancha de tres componentes.

Volcanes de las Islas Galápagos

El archipiélago de Galápagos (ubicado entre las latitudes 01°40' N y 01°36' S, y longitudes 89°16' y 92°01' W - aproximadamente a 1000 km al oeste de Ecuador continental) está conformado por 13 islas volcánicas. Estas fueron originadas por el ascenso de material magmático desde las profundidades, el cual se ha emplazado por debajo y encima de la corteza oceánica (Sallarès y otros, 2003). El sector occidental del archipiélago comprende los volcanes con mayor frecuencia eruptiva, entre los cuales destacan el volcán Sierra Negra, Alcedo y Cerro Azul. Estudios petrológicos indican que Sierra Negra y Alcedo son volcanes maduros, es decir con magmas fraccionados emplazados en zonas relativamente cercanas a la superficie; en cambio, Cerro Azul es un volcán en su fase de desarrollo, con magmas heterogéneos y zonas de acumulación más profundas (Harpp y otros, 2018).

El volcán Sierra Negra ocupa una extensión de ~40x60 km con un cráter en su sector central con un área de ~7x9 km. Sus erupciones están caracterizadas por la emisión de material a través de las fisuras ubicadas dentro de la caldera, predominantemente hacia su sector norte. Durante los últimos 75 años, el volcán Sierra Negra ha generado ocho erupciones de baja a moderada explosividad (índice de explosividad volcánica - VEI \leq 3) (Vasconez y otros, 2018). El hecho de que el volcán Sierra Negra se encuentre rodeado de poblados que alcanzan las ~10 mil personas en un radio de 100 km del cráter, la periodicidad de sus erupciones y los característicos volúmenes de material emitidos en superficie justifican la necesidad de un sistema de vigilancia permanente (Hidalgo y otros, 2023).

La institución encargada de la vigilancia de los volcanes Sierra Negra, Alcedo y Cerro azul es el IGEPN. La red de vigilancia instrumental cuenta con cinco estaciones sismológicas permanentes en ese sector del archipiélago, a las que se suman estaciones temporales que se despliegan en caso de identificar un eventual aumento de actividad (Alvarado y otros, 2018).

Volcán Peteroa

El volcán Peteroa (35°14'27.6"S, 70°34'22.8"W) está ubicado en la Cordillera de los Andes, en el límite internacional entre Chile y Argentina (Figura 1). Este volcán es el actual centro activo del Complejo Volcánico Planchón-Peteroa, originado por una migración de los conductos principales de transporte de material hacia el sector norte del Complejo, área en la cual se ha concentrado la actividad eruptiva durante los últimos 10 mil años (Tormey, 1989). En este periodo, explosiones de variada intensidad dieron lugar a una serie de cráteres que constituyen la morfología del volcán Peteroa. A través de ellos, los productos emitidos han sido oleadas y caídas piroclásticas, la formación de un cono de escoria y coladas de lava (Naranjo y otros, 1999). Desde el año 1500 a la fecha, se han documentado alrededor de 15 erupciones caracterizadas por un grado de explosividad mayoritariamente moderado a bajo (índice de explosividad volcánica - VEI \leq 4). Las últimas erupciones, ocurridas en los años 1991, 1998, 2010-2011 y 2018-2019, han sido consideradas de baja explosividad (VEI \leq 2) (Naranjo y otros, 2002; Haller y otros, 2011; Romero y otros, 2020).

De acuerdo con su actividad histórica, sus productos y la proximidad de las poblaciones en Argentina y Chile, el volcán Peteroa se encuentra primero en el ranking de peligrosidad volcánica para el territorio argentino y segundo en el ranking de riesgo relativo para el país (Elissondo y otros, 2024).

El volcán Peteroa posee una red binacional de monitoreo sustentada por el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR) y el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS, SERNAGEOMIN), cuyo instrumental sismológico cuenta actualmente con nueve sismógrafos

banda ancha (García y otros, 2023).

Volcán Copahue

El volcán Copahue ($37^{\circ}51'43.2''\text{S}$, $71^{\circ}10'58.8''\text{W}$), ubicado en el límite internacional entre Chile y Argentina (Figura 1), pertenece al Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, cuyos procesos de construcción derivaron en la creación de una serie de cráteres alineados en sentido NE-SO. El volcán Copahue ocupa el extremo oriental de estos cráteres, conformando una estructura caracterizada por la presencia de una laguna cratérica ácida en su cima, con emisión cuasi-permanente de gases a la atmósfera (Melnick y otros, 2006). Los productos documentados del volcán Copahue comprenden coladas de lava, oleadas piroclásticas, lahares y depósitos de caída asociados con explosiones freatomagmáticas. Para los últimos 250 años, la actividad se resume principalmente en explosiones de tipo freáticas, destacándose la erupción del 2012, con emisiones de ceniza de hasta 1500 m sobre el nivel del cráter y con caída de material particulado sobre suelo argentino producto de su dispersión hacia el E-SE (Naranjo y otros, 2004). Durante los últimos años, el volcán Copahue ha presentado emisión esporádica de ceniza, ocurrencia de explosiones freático-freatomagmáticas en el interior del cráter y actividad sísmica de magnitud variable (Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica, 2025).

La presencia de dos centros poblados a escasa distancia del cráter activo (Copahue a ~ 6 km y Caviahue a ~ 9 km) en conjunto con los peligros documentados para este volcán motivaron su ubicación en el primer lugar del ranking de riesgo relativo para Argentina (Elisondo y otros, 2024).

El volcán Copahue es monitoreado por las instituciones responsables de la vigilancia volcánica en Argentina y Chile, es decir el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR) y el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS, SERNAGEOMIN) que mantienen una red de vigilancia binacional que incluye 12 estaciones sismológicas desplegadas en el área (García y otros, 2023).

Volcán de la Isla Decepción

El volcán Isla Decepción ($63^{\circ}00'03.6''\text{S}$, $60^{\circ}39'07.2''\text{W}$) está ubicado en el archipiélago de las islas Shetland del Sur, en el sector más septentrional del continente antártico (Figura 1). Los orígenes de este volcán comprenden procesos tectónicos complejos, incluyendo procesos extensionales, subducción y zonas de fallas transformes, los que motivaron el ascenso de material a la superficie. La estructura volcánica actual posee una forma de herradura, cuya morfología podría haber sido originada por un evento eruptivo mayor o bien por procesos puramente tectónicos (Smellie, 2001).

Los registros de erupciones del volcán Isla Decepción se encuentran limitados por la ausencia de población permanente. Los productos volcánicos observados en su superficie son coladas de lava, lahares, flujos piroclásticos, y emisión de material piroclástico por explosiones freáticas (Bartolini y otros, 2014). Es destacable la erupción ocurrida en 1967, durante la cual la columna de ceniza alcanzó una altura de 6 km. Asimismo, los productos emitidos durante la erupción de 1969 generaron la destrucción de una base de nacionalidad chilena ubicada en el área cercana al punto de emisión y graves daños en la base británica localizada a unos pocos kilómetros.

El monitoreo volcánico de Isla Decepción se ha realizado mediante registración estival, a través de la colaboración entre proyectos de investigación argentinos y españoles. En 2008 se instala la primera estación permanente y en 2021 el Instituto Geográfico Nacional de España, con colaboración de la Universidad de Granada, comienza la ampliación de la red de vigilancia volcánica en Isla Decepción. En el año 2023, a partir de la solicitud de la Dirección Nacional del Antártico, el OAVV-SEGEMAR propone la instalación, operación y mantenimiento de una red de vigilancia volcánica en Isla Decepción. De esta manera, con la colaboración de la Oficina Provincial de Tecnologías de la Información y la Comunicación (OPTIC, provincia de Neuquén), se instalaron estaciones sismológicas

en el área, estaciones GNSS, una cámara para monitoreo visual y un nodo para la comunicación de la información recopilada con la base de datos del OAVV en Buenos Aires ([García y otros, 2024](#)). Desde entonces, el monitoreo del volcán Isla Decepción se realiza en forma conjunta entre las instituciones responsables del monitoreo volcánico en Argentina (OAVV-SEGEMAR) y España (Instituto Geográfico Nacional), mediante una red de vigilancia que incluye con diez estaciones de monitoreo sísmológico ([Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica, 2025](#); [Instituto Geográfico Nacional, 2025](#)).

RESULTADOS

Instrumental

Para una adecuada evaluación del estado de un sistema volcánico activo, resulta fundamental contar con una red instrumental diseñada en función de los procesos físicos de interés, los requerimientos de las metodologías a implementar y, a su vez, robusta considerando las condiciones topográficas y climáticas de la zona, así como potenciales vandalismos. El hecho de que la actividad sísmovolcánica abarca un amplio rango de frecuencias (en general, entre 20-30 s y 40 Hz) y su energía suele ser menor que la de la sismicidad tectónica, implica que el instrumental ha de ser de banda ancha y alta sensibilidad. Sin embargo, este instrumental también debe ser apto para su instalación y funcionamiento de forma eficiente, así como poseer autonomía por largos períodos de tiempo y en las condiciones más extremas.

A raíz de las condiciones meteorológicas extremas presentes en el continente antártico, el proyecto de instalación de instrumental (geofísico, geodésico, de monitoreo visual, y de telecomunicación) en la Isla Decepción constituye el mejor ejemplo de la robustez de los sistemas desplegados en el terreno con el objetivo de monitoreo. A la fecha, esta instalación posibilita el monitoreo en tiempo real de la actividad en Isla Decepción ([Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica, 2025](#)) proveyendo información útil a autoridades y personal potencialmente afectado por una eventual reactivación del volcán. La [Figura 2](#) muestra la evolución de tres índices sísmológicos seleccionados en el ejercicio del monitoreo (en este caso, la media cuadrática de la amplitud ([Endo y otros, 1991](#)), el espectrograma ([Stephens y otros, 1994](#)), y el índice de frecuencia ([Buurman y otros, 2006](#))), los cuales describen la evolución de la señal sísmica continua registrada en una de las estaciones de monitoreo del volcán Isla Decepción. A partir de gráficos como el del ejemplo representado en la figura, es posible interpretar si en el período analizado la energía de las señales muestra variaciones que puedan ser clasificadas como anómalas, indicando cambios en el comportamiento del volcán y, por ende, ameritando otros tipos de análisis subsecuentes para una interpretación más detallada.

Caracterización

La sismicidad originada en un área volcánicamente activa es un parámetro útil para la descripción de los procesos físicos actuantes en el sistema y la identificación de las regiones con mayor dinamismo ([Titos y otros, 2018](#)). El tipo de sismicidad, la cantidad de energía liberada, el número de eventos sucedidos, su distribución espacio-temporal y el contenido espectral de la energía son índices fundamentales para la adecuada construcción de conocimiento de un sistema magmático ([McGuire y otros, 2022](#)).

Entre enero de 2012 y enero de 2013, en el marco del proyecto MalARRgue ([Ruigrok y otros, 2012](#)) se desplegó una red temporal de seis estaciones en el flanco oriental del volcán Peteroa, sobre territorio argentino. De forma contemporánea, OVDAS contaba con una red de tres estaciones de monitoreo ubicadas sobre el territorio chileno del volcán.

[Olivera Craig \(2017\)](#) detectó y localizó más de mil eventos de fractura implementando un método de localización basado en las dobles diferencias que, a partir de los tiempos de arribo de ondas P y S, asume la proximidad espacial entre pares de hipocentros haciendo una localización relativa y minimizando los efectos de la propagación hasta la estación ([Waldhauser y otros, 2000](#)). Esta

Volcán: Isla Decepcion, Estación: BFU

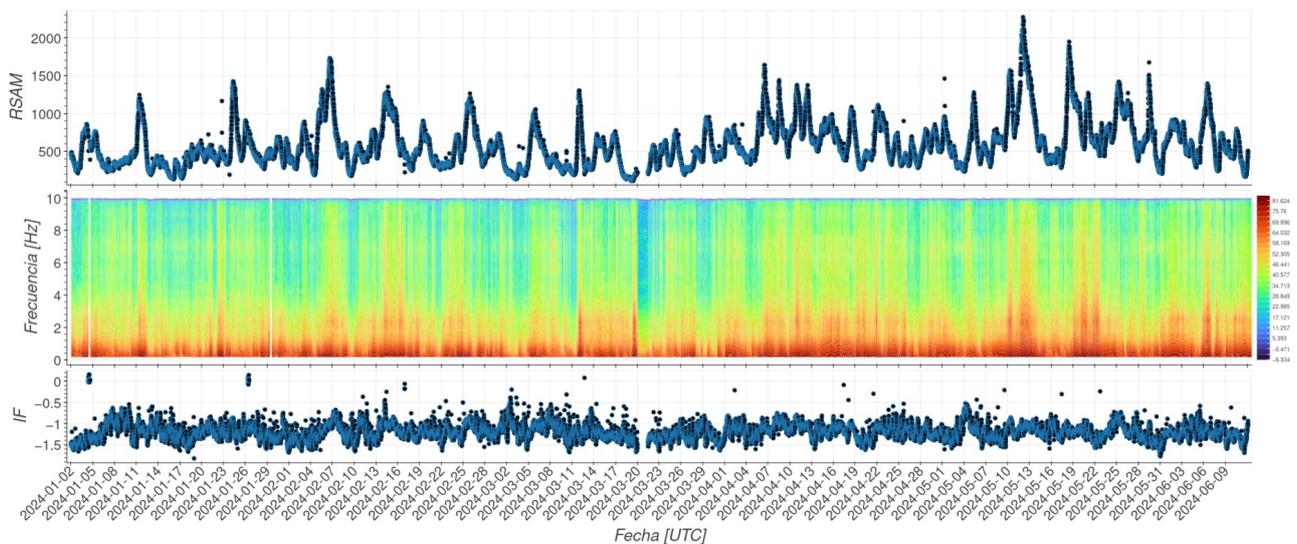


Figura 2. Evolución de parámetros sísmicos seleccionados -media cuadrática de la amplitud (RSAM), espectrograma, e índice de frecuencia (IF)- para la estación BFU ubicada en Isla Decepcion en el intervalo 2024-enero-01 al 2024-junio-12.

metodología sumó además un control objetivo de las lecturas de tiempos de arribo y un análisis estadístico de los errores de cómputo a fin de robustecer los resultados, logrando así una más precisa definición de las zonas sismogénicas y su asociación a estructuras geológicas previamente reconocidas en la región (Figura 3). Mientras que el origen de aquellos eventos ubicados en el sector norte tienen su origen en la presión ejercida por los fluidos en el sistema hidrotermal (Pearce y otros, 2022), otro grupo de eventos, localizados a profundidades no mayores a 10 km, se originan sobre un plano de falla con despegue a esas profundidades. El análisis de la sismicidad ha permitido, entonces, vislumbrar las condiciones sismogénicas de estructuras previamente reconocidas en el área del volcán Peteroa.

La interferometría sísmica es una técnica que evalúa los patrones de interferencia (constructiva o destructiva) en la propagación de la energía sísmica registrada por una o varias estaciones. Mediante un reordenamiento del campo de ondas registrado, esta técnica permite caracterizar las propiedades del subsuelo entre las ubicaciones de las estaciones de registro (Wapenaar y otros, 2008). En este artículo recopilamos, por un lado, aplicaciones de interferometría mediante el procesamiento de los registros de estaciones individuales, cuyo producto son estimaciones de la profundidad de discontinuidades presentes en el subsuelo por debajo del punto de registro y, por otro lado, aplicaciones de interferometría mediante el procesamiento de los registros de pares de estaciones, cuyo producto final es la realización de tomografías sísmicas. En base a estas metodologías, describimos el subsuelo del volcán Peteroa y de volcanes en Islas Galápagos a distintas profundidades.

Una fuente en profundidad libera energía hacia la superficie sobre la cual esta energía es reflejada, dirigiéndose nuevamente hacia el subsuelo. En el caso de que la trayectoria de esta energía esté direccionada verticalmente, los registros de cada estación en superficie estarán constituidos, entonces, por el arribo de la energía inicial seguido de las múltiples reflexiones entre la superficie y las diversas discontinuidades del subsuelo. La interferometría sísmica permite separar estos arribos, eliminando la información de las ondas directas y atenuando gran parte del ruido incoherente. De esta manera, permite estimar la profundidad de las discontinuidades reflectoras de la energía propagada (Wapenaar y otros, 2010).

Casas y otros (2019); Casas y otros (2020) analizaron la interferencia de la energía sísmica generada por eventos a diversas distancias respecto a las estaciones desplegadas en los alrededores del

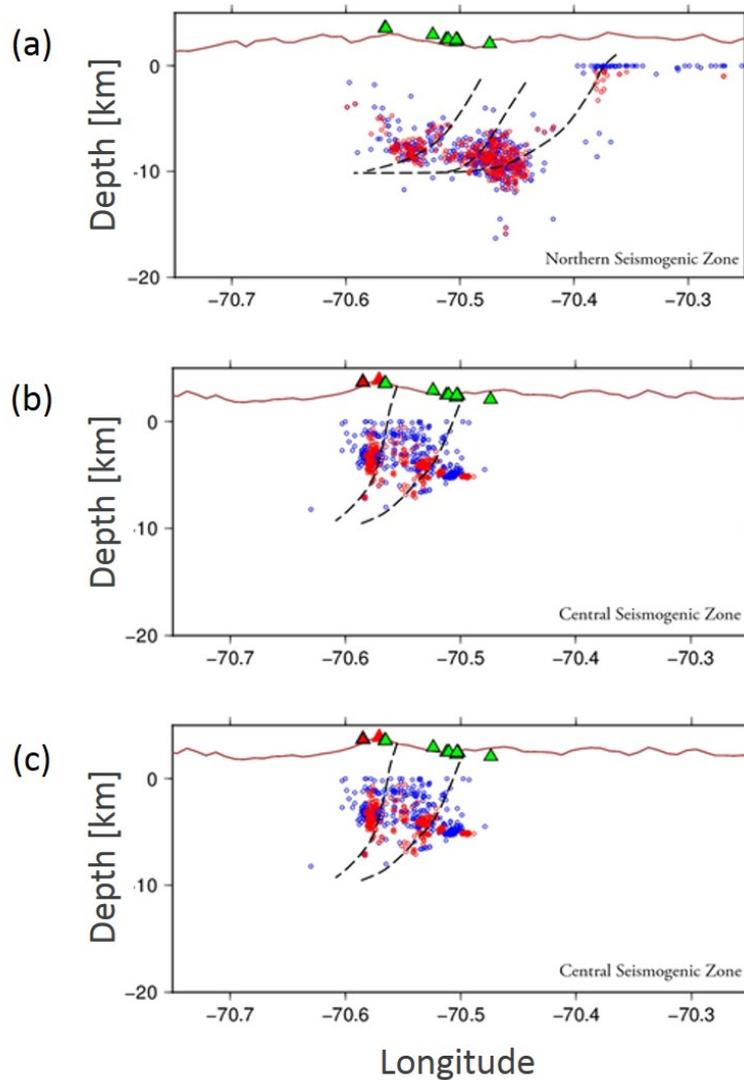


Figura 3. Sismicidad localizada en el área del volcán Peteroa y su relación con las estructuras reconocidas para la zona, para tres sectores ubicados (a) al norte del volcán, (b) en el sector central, y (c) al sur del volcán Peteroa (Olivera Craig, 2017). Sobre la superficie topográfica, los triángulos rojos indican la longitud de las estructuras del complejo volcánico Planchón-Peteroa, los puntos azules corresponden a los resultados por aplicación de un algoritmo basado en inversión de tiempos de arribo para cada evento (Casas y otros, 2014) mientras que los puntos rojos corresponden a los resultados por aplicación de un algoritmo basado en dobles diferencias (Olivera Craig, 2017); las líneas punteadas indican la estimación de las estructuras de origen a partir de estos resultados e información de otros trabajos.

volcán Peteroa. Ello condujo a la evaluación de los reflectores de energía a profundidades someras (primeros 4 km) y profundas (hasta 650 km). En Casas y otros (2019) se utilizaron los registros de onda P de incidencia vertical provenientes de sismos locales y se utilizó un modelo de velocidades de onda P desarrollado para este sector de la zona cordillerana para la inversión de las estimaciones temporales en profundidad. De esta manera, ha sido posible la estimación de las profundidades de las discontinuidades entre formaciones geológicas presentes en el área. Asimismo, los resultados muestran la complejidad que sugiere la presencia de fluidos hidrotermales en la interpretación de los mismos, y respalda la idea de la presencia de material magmático a profundidades de 4 km, aunque con esperable alto porcentaje de solidificación (Figura 4a).

Esta metodología también fue aplicada a los registros de energía de onda P y S de sismos regionales y telesismos (con distancias epicentrales hasta 120°) (Casas y otros, 2020). Los resultados fueron analizados en dos bandas de frecuencias complementarias, de modo tal de arribar a mejores interpre-

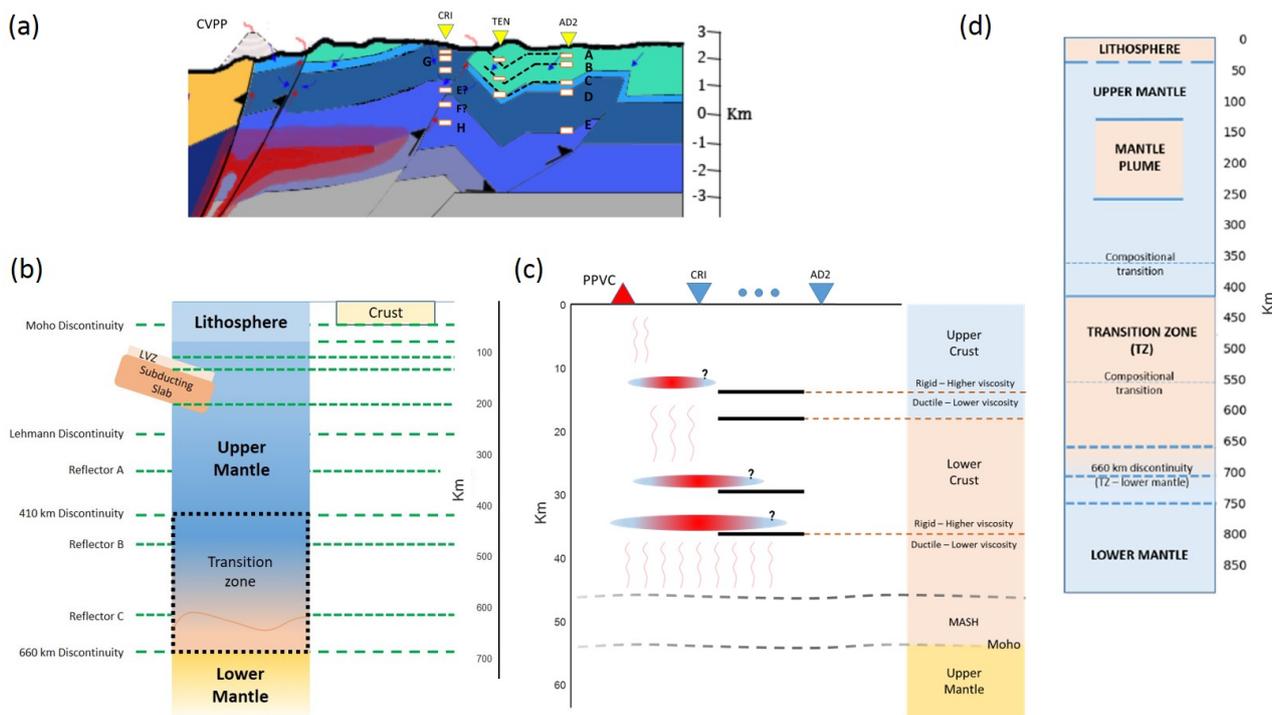


Figura 4. Interpretación de los resultados obtenidos por aplicación de interferometría mediante autocorrelaciones a información registrada en los alrededores del volcán Peteroa utilizando (a) eventos locales (Casas y otros, 2019), (b) eventos regionales y telesismos en el rango de frecuencias [0.8 3] Hz (Casas y otros, 2020), (c) eventos regionales y telesismos en el rango de frecuencias [0.3 0.8] Hz (Casas y otros, 2020); y (d) en Islas Galápagos a registros de telesismos (Boero, 2023). En (a), las letras indican los distintos reflectores interpretados; en (c), los signos de interrogación indican las zonas con probable presencia de material magmático.

taciones para las distintas profundidades. De esta manera, el rango de menores frecuencias ([0.3 0.8] Hz) permitió la interpretación de las discontinuidades del subsuelo para profundidades entre 50 km y 650 km, mostrando la presencia de la discontinuidad de Mohorovicic a 50 km de profundidad, el límite litósfera-asténósfera a 75 km, una zona de baja velocidad entre los 100 km y el techo de la placa subductante a 120 km cuya base se encuentra a los 200 km, la discontinuidad de Lehmann a 270 km, las discontinuidades de los 410 km y 660 km, y por encima de esta última, entre los 600 km y los 660 km, un reflector que podría relacionarse a porciones de placas subductadas en tiempos históricos que, por su densidad, es acumulada a estas profundidades (Figura 4b). Por otro lado, el análisis de los resultados para el rango de mayores frecuencias ([0.8 3] Hz) permitió proveer la profundidad de la discontinuidad entre corteza superior e inferior a los 18 km y sus discontinuidades internas (entre su parte rígida ubicada en la zona superior y su parte dúctil ubicada en la parte inferior) a los 13 km y 37 km para la corteza superior e inferior, respectivamente (Figura 4c).

En otro ambiente tectónico, en las Islas Galápagos, la aplicación de interferometría a datos registrados en el área permitió interpretar la presencia del techo y base de la pluma mantélica que se horizontaliza para la ubicación de las estaciones, a los 130 km y 270 km, respectivamente. Asimismo, Los resultados muestran la existencia de una discontinuidades relacionadas a una transiciones composicionales a los 350 km y los 550 km, así como la discontinuidad a los 410 km y tres discontinuidades entre los 650 km y los 750 km de profundidad que reflejan la complejidad de la discontinuidad de los 660 km (Boero, 2023) (Figura 4d).

La tomografía sísmica ha demostrado ser una herramienta útil para el conocimiento de la distribución espacial de las estructuras del subsuelo volcánico (Koulakov y otros, 2014). En las últimas décadas, en particular, su utilización con ruido sísmico ambiental ha sido extensamente empleada para la realización de inversiones tomográficas que permitan un conocimiento de la distribución de velocidad de ondas S en profundidad (Brenquier y otros, 2011). En los últimos años, Casas y otros (2018)

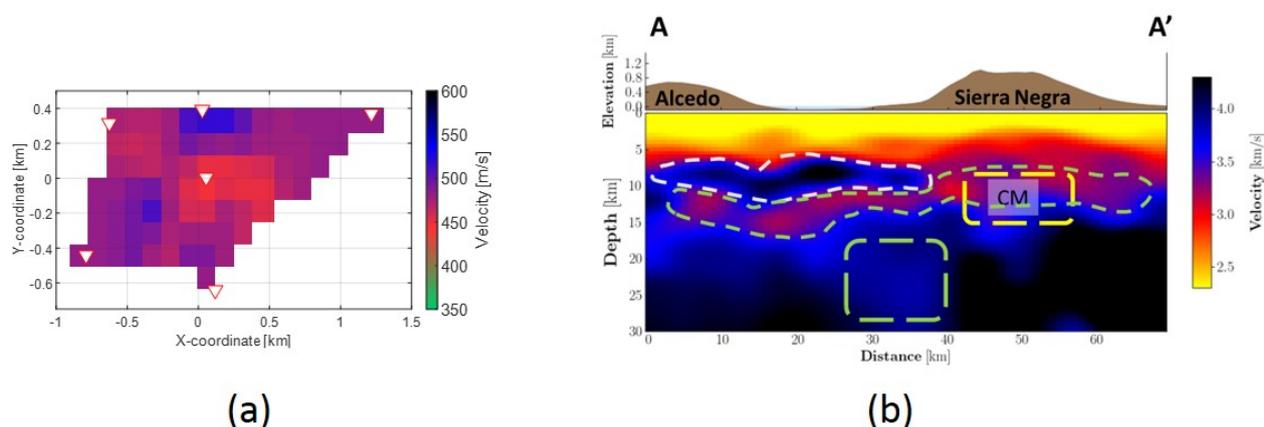


Figura 5. Distribución de velocidades de onda S (a) a una profundidad de 140 m en un sector del flanco oriental del volcán Peteroa (extraído de Casas y otros, 2018); (b) a lo largo de un perfil que cruza los volcanes Sierra Negra y Alcedo, hasta una profundidad de 30 km (Casas y otros, 2022b). En (b), las zonas enmarcadas por líneas punteadas indican, de menor a mayor profundidad, una anomalía positiva y dos anomalías negativas de velocidad. CM indica una región de baja velocidad previamente identificada (Tepp y otros, 2014).

y Casas y otros (2022b) han aplicado esta metodología a datos registrados en el área del volcán Peteroa y un sector de Galápagos occidental, área en la cual se han emplazado los volcanes Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo.

Para el caso del volcán Peteroa, los resultados obtenidos en (Casas y otros, 2018) permiten diferenciar dos capas hasta los 350 m de profundidad, cuya discontinuidad se ubica a los 70 m y separa dos medios de velocidades 350 m/s y 510 m/s, respectivamente. Esta división por su comportamiento sísmico también es observada en los perfiles geológicos para la zona de acuerdo a perfiles estratigráficos. Asimismo, la distribución de velocidades a profundidades constantes indica que las menores velocidades se ubican a lo largo de una alineación NO-SE (ver ejemplo en Figura 5a), características que se mantiene en profundidad. Esta alineación posee estrecha relación espacial con puntos de manifestaciones termales en el área, indicando la importancia de la saturación de fluidos en los valores de velocidad obtenidos, sin embargo no se descarta diferencias de velocidad originadas por cambios composicionales, rasgos estructurales, cambios de porosidad o de porcentaje de saturación del subsuelo. La información obtenida permite incrementar el conocimiento sobre el comportamiento del subsuelo ante la propagación de la energía sísmica en las capas más superficiales, permitiendo mejorar los modelos de velocidad para las profundidades evaluadas, reafirmando la importancia del sistema hidrotermal en los valores de velocidad y en la propagación de la energía sísmica, confirmando que la metodología es sensible a estas propiedades de las rocas, y convalidando la utilidad de la aplicación de la metodología a una escala relativamente acotada, la que puede emplearse para el estudio de zonas de particular interés en este u otros volcanes.

A una escala mayor, Casas y otros (2022b) aplicaron metodologías tomográficas a la información sísmica registrada por dos redes temporales de estaciones desplegadas en los alrededores de los volcanes Sierra Negra, Cerro Azul y Alcedo. Los resultados concuerdan con ideas previamente formuladas sobre la interconexión de los sistemas magmáticos en la zona occidental de Galápagos (Reddín y otros, 2023), indicando la presencia de volúmenes de acumulación magmática compartidos en profundidad (Figura 5b).

El sector occidental de Galápagos presenta dos anomalías de baja velocidad y una anomalía de alta velocidad. Estas anomalías están ubicadas en el mar, entre los volcanes Alcedo y Sierra Negra. La anomalía positiva de velocidad, ubicada por encima de las zonas de acumulación de magma, es causada por solidificación de magma emplazado en esta zona a partir del descenso del flujo de material.

Un análisis conjunto de los resultados tomográficos con la sismicidad y los patrones de deformación alrededor de las anomalías indican migración de magma hacia las estructuras de los volcanes Alcedo y Sierra Negra. El magma migra desde el reservorio en profundidad hacia las zonas de acumulación ubicados inmediatamente debajo del volcán Sierra Negra. Los resultados indican una conexión entre los reservorios que alimentan los volcanes Alcedo y Sierra Negra, sin embargo no muestran evidencia de conexión con el volcán Cerro Azul.

Monitoreo

Históricamente, el monitoreo de los sistemas volcánicos activos ha sido llevado a cabo a través de la localización de fuentes sísmicas con energía suficientemente grande como para ser registrada por las estaciones desplegadas en sus cercanías (Sparks y otros, 2012). Mediante este abordaje, la evolución de los sistemas activos es evaluada de acuerdo a la cantidad, magnitud, distribución espacio-temporal y modelos de mecanismos de generación en base a los diversos tipos de eventos que ocurren. En tal sentido, las características de los registros en el dominio temporal y frecuencial permiten reconocer mecanismos tales como fracturamiento de rocas, movimiento de fluidos, o fenómenos de resonancia en grietas (McNutt, 2005).

A partir del análisis de los parámetros que definen las señales registradas en el volcán Peteroa, Martínez y otros (2021) aplicaron técnicas de aprendizaje automático (*machine learning*) con el objeto de evaluar las capacidades de redes neuronales profundas. En base a ello, a partir de una adecuada selección de los parámetros independientes involucrados, contribuyeron al desarrollo de un clasificador de eventos eficiente, incluso ante la presencia de un base de datos limitada. Este clasificador puede, entonces, ser utilizado para la construcción de catálogos sísmicos más completos; lo que se traduce en un incremento de la confiabilidad de las interpretaciones acerca de la evolución de este volcán activo en el tiempo.

Sin embargo, no todos los procesos subsuperficiales se manifiestan mediante eventos sísmicos individuales. Por ello, la utilización de solo una porción limitada de los registros puede conducir a una interpretación incompleta de la dinámica volcánica. Como respuesta a esto, se han desarrollado metodologías que permiten la utilización de los registros completos para la descripción de la evolución de un sistema magmático (Endo y otros, 1991; Kumagai y otros, 2010; Bueno y otros, 2021; Rey-Devesa y otros, 2023; Casas y otros, 2024).

El último evento eruptivo del volcán Peteroa ocurrió en el periodo octubre de 2018 a marzo de 2019. Un análisis multiparámetro de las cantidades de energía liberada, de cocientes de energía a distintos rangos espectrales, y de la distribución de energía en el espectro de frecuencias, aplicado a registros de una estación ubicada en cercanías al volcán Peteroa ha permitido describir la evolución del sistema, caracterizando los procesos físicos ocurridos en momentos previos, durante y posterior a las emisiones de ceniza; los resultados revelan la importancia de la energía a bajas frecuencias en el entendimiento de la evolución de este volcán activo (Badi y otros, 2022) (Figura 6a). Asimismo, cálculos de las variaciones temporales de la velocidad sísmica indican cambios significativos ocurridos entre junio y septiembre de 2018, es decir, entre uno y cuatro meses previo a la ocurrencia de las emisiones de ceniza de diciembre de ese año (Casas y otros, 2022a); estos resultados, en conjunto con las características de las señales a bajas frecuencias, constituyen un precursor sísmico de la fase eruptiva analizada (Figura 6).

Los análisis de variaciones temporales de la velocidad sísmica también fueron aplicados al entendimiento de la dinámica del volcán Cuicocha (Ecuador) durante momentos de quietud de ese sistema volcánico (Durán, 2019). Este análisis permitió establecer un nivel de referencia útil para la mejor comprensión de los potenciales eventos de mayor energía. Las variaciones de velocidad sísmica poseen gran correlación con la deformación en la dirección vertical en el área y las variaciones estacionales de temperatura y precipitaciones (Figura 7a). A su vez, la correlación de las variaciones de velocidad en el espacio con la sismicidad indica un patrón de cambio del estado de tensiones en

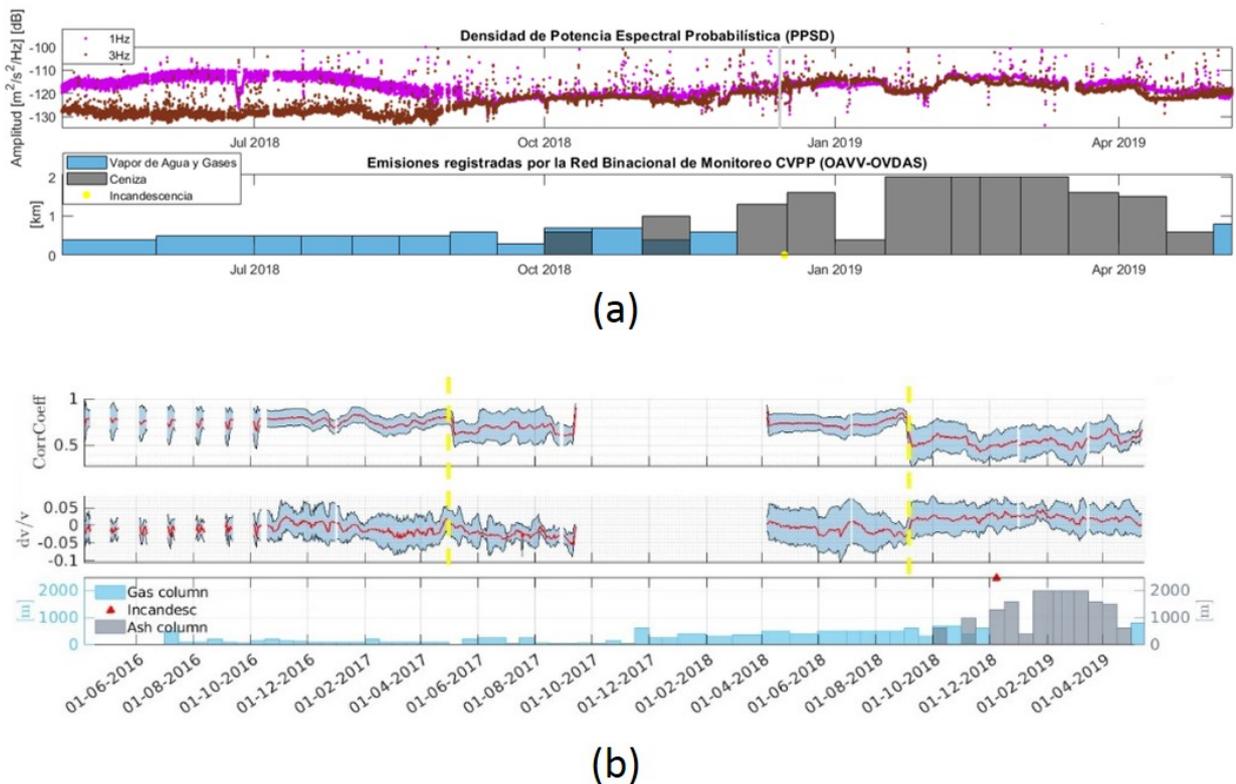


Figura 6. Evolución de índices sísmicos utilizados en el estudio del comportamiento del volcán Peteroa en un intervalo que incluye los eventos superficiales más recientes. (a) Variaciones de densidad de potencia espectral para frecuencias seleccionadas en el periodo comprendido entre mayo 2018 y mayo 2019 (Badi y otros, 2022). (b) Variación del coeficiente de correlación entre registros y variación relativa de velocidad sísmica entre abril de 2016 y junio de 2019; las líneas verticales amarillas indican mayores variaciones de las curvas analizadas (Casas y otros, 2022a).

la zona.

Los registros sísmicos adquiridos por una red de estaciones ubicada en el cráter del volcán Sierra Negra (Galápagos) antes, durante, y posterior a su última erupción iniciada el 26 de junio de 2018, fueron utilizados para la evaluación de las variaciones de velocidad sísmica (Figura 7b) (Ruiz y otros, 2022). Los resultados indican un notable decrecimiento de velocidad 17 días antes de la erupción en la zona central de la caldera del volcán a profundidades de 2 km, en la ubicación de un filón capa (*sill*) inferido para esta zona (Yun y otros, 2006).

Durante el periodo 2018-2023, el volcán Copahue (Argentina-Chile) ha generado una serie recurrente de erupciones con columnas de hasta ~ 1740 m de altura. Mediante el uso de información sísmica registrada por una estación ubicada en el área cercana al cráter, se ha descrito la evolución de las condiciones estructurales y de rigidez en un intervalo que incluye tiempos anteriores y posteriores a los eventos eruptivos ocurridos. La evaluación de las variaciones temporales de los parámetros sísmicos analizados permite, en conjunto con modelos previamente propuestos para el área (Farias y otros, 2023; Carbajal y otros, 2025), sugerir un modelo físico de ocurrencia de las erupciones en Copahue (Casas y otros, 2024). El comportamiento del volcán Copahue para el periodo 2018-2023 puede interpretarse por la superposición de dos procesos, uno cíclico y uno no-cíclico. El primero de ellos corresponde a procesos ocurridos en la zona más somera del subsuelo, a las profundidades del sistema hidrotermal. El comienzo de la ciclicidad remite a una obstrucción de los conductos superficiales producto de la cristalización de minerales en un entorno de reducción de la cantidad de fluidos aportados al sistema. El aumento de la presión local deriva en la apertura de grietas y posteriormente en una despresurización del sistema en su zona más superficial, en forma de

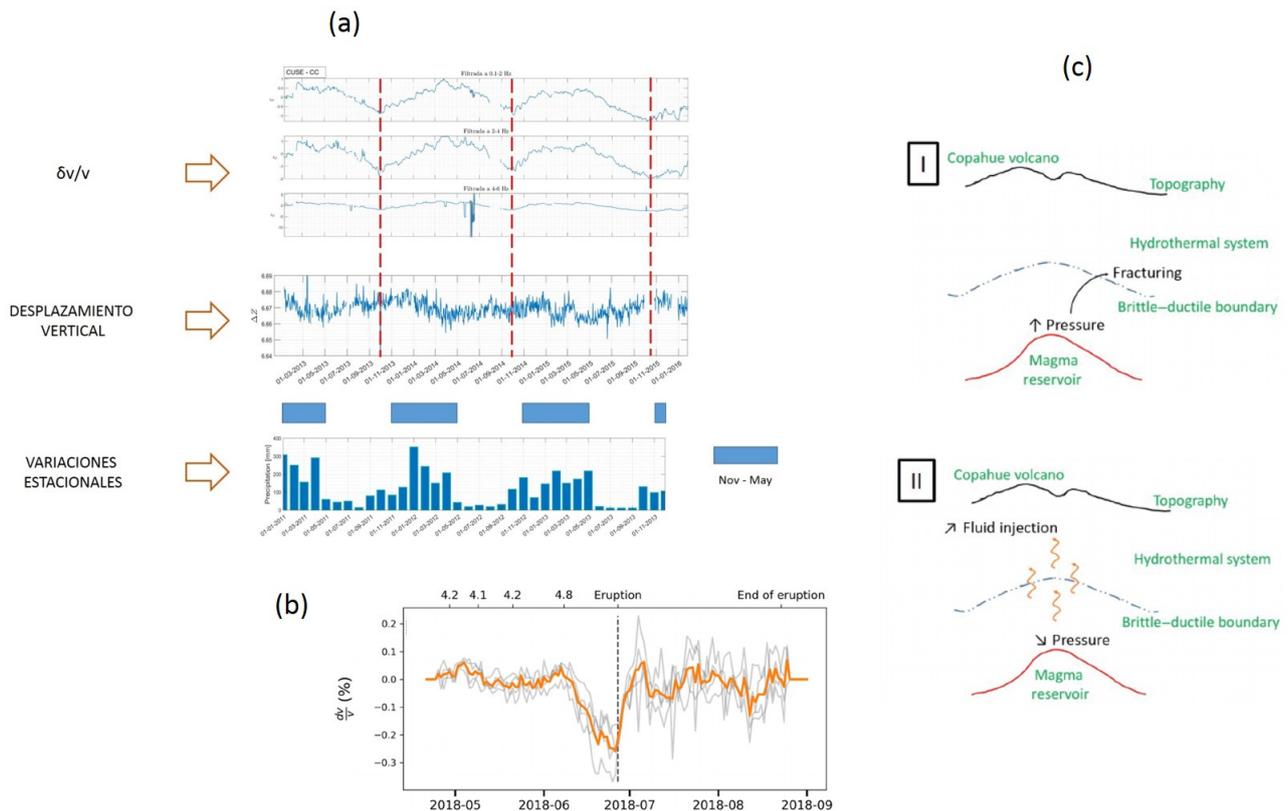


Figura 7. (a) Variaciones de velocidad sísmica para tres estaciones ubicadas en el área del volcán Cuicocha simultáneas a los registros de deformación -desplazamiento vertical- y precipitaciones (Durán, 2019), (b) Variaciones de velocidad sísmica obtenidas para el cráter del volcán Sierra Negra (Galápagos) durante la erupción de junio de 2018 (extraído de Ruiz y otros, 2022), (c) Fases I y II relevantes a procesos no-cíclicos en el comportamiento del volcán Copahue para el periodo 2018-2023 (Casas y otros, 2024).

pequeñas explosiones con emisión de material a la superficie. Luego de ello, el sistema magmático retoma su balance del estado de tensiones, traducido en su transitorio equilibrio. Por otro lado, los procesos no-cíclicos suceden en el contexto de una deformación positiva (inflación) del sistema y comprenden perturbaciones de presión a las profundidades de los reservorios de material magmático, lo que motiva el fracturamiento de rocas y el flujo de fluidos (Figura 7c).

CONCLUSIONES

Un óptimo conocimiento sobre un sistema volcánico activo comprende la caracterización de los elementos que conforman el subsuelo (su ubicación espacial y propiedades físico-químicas) y de la interacción de los mismos en el tiempo, lo cual es logrado a partir de información obtenida desde las distintas disciplinas del conocimiento científico. En base a la información sísmica registrada en áreas volcánicas activas, profesionales de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG, UNLP) y del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV, SEGEMAR) aportan a la adquisición de conocimiento sobre volcanes activos.

Las metodologías implementadas en los últimos años comprenden la identificación y descripción de la sismicidad registrada en las cercanías a los centros eruptivos, el análisis de la coherencia de las señales en los registros, la estimación de la distribución de las velocidades de propagación de la energía sísmica en el subsuelo, y la caracterización de la evolución de los sistemas volcánicos mediante el análisis de parámetros sísmicos sensibles a distintas causas físicas. Sus resultados conducen a la identificación de las estructuras sismogénicas, la visualización de reflectores en el subsuelo volcánico, la iluminación 3D de los sistemas volcánicos y su relación con su entorno tectónico,

la identificación de precursores de eventos eruptivos y la interpretación de la dinámica interna mediante análisis multiparamétricos sobre la señal sísmica continua. La implementación de estas metodologías, entonces, ha permitido incrementar el conocimiento general de volcanes activos en Sudamérica, como los volcanes Peteroa (Argentina), Cuicocha (Ecuador), Copahue (Argentina) y Sierra Negra (Galápagos).

La FCAG y el OAVV continúan desarrollando trabajos a través de proyectos conjuntos y con colaboración internacional en el campo de la vulcanología, y particularmente en sismología volcánica. La información obtenida es fundamental para el entendimiento de la dinámica de los sistemas volcánicos estudiados, la evaluación de potenciales escenarios eruptivos y, fundamentalmente, un aporte significativo a la mitigación del riesgo por erupciones volcánicas.

Agradecimientos Los autores agradecen especialmente a los profesionales del OAVV (Argentina), IGN (España), OVDAS (Chile), IAG (España), VDAP (Estados Unidos) por los aportes instrumentales, científicos, técnicos, logísticos, político-económicos y vinculares.

REFERENCIAS

- Almeida Vaca, M., Bablon, M., Andrade, S. D., Hidalgo, S., Quidelleur, X., Vasconez, F. J., Müller, A. V., Lahitte, P. y Samaniego, P. (2023). New geological and geochronological constraints on the evolution of the Cotacachi-Cuicocha volcanic complex (Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104489. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104489>
- Alvarado, A., Ruiz, M., Mothes, P., Yepes, H., Segovia, M., Vaca, M., Ramos, C., Enríquez, W., Ponce, G., Jarrín, P., Aguilar, J., Acero, W., Vaca, S., Singaicho, J. C., Pacheco, D. y Córdova, A. (2018). Seismic, volcanic, and geodetic networks in Ecuador: Building capacity for monitoring and research. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 432-439. <https://doi.org/10.1785/0220170229>
- Amigo, A. (2021). Volcano monitoring and hazard assessments in Chile. *Volcanica*, 4(S1), 1-20. <https://doi.org/10.30909/vol.04.S1.0120>
- Badi, G., Hipatia, V. H., Olivera Craig, Casas, J. A., Martínez, V. y García, S. (2022). Evolución de la señales de largo período durante el proceso eruptivo del complejo volcánico Planchón-Peteroa en 2018. *XXI Congreso Geológico Argentino*. Puerto Madryn, Argentina, 1145-1146. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.29409.48488>
- Bartolini, S., Geyer, A., Martí, J., Pedrazzi, D. y Aguirre-Díaz, G. (2014). Volcanic hazard on Deception Island (south Shetland Islands, Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 150-168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.009>
- Boero, E. (2023). *Iluminando la estructura interna de Galápagos mediante interferometría sísmica* [Tesis de grado, Universidad Nacional de La Plata]. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/154746>
- Brenguier, F., Clarke, D., Aoki, Y., Shapiro, N. M., Campillo, M. y Ferrazzini, V. (2011). Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *Comptes Rendus Géoscience*, 343(8), 633-638. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.12.010>
- Bueno, A., Balestriero, R., De Angelis, S., Benítez, M. C., Zuccarello, L., Baraniuk, R., Ibáñez, J. M. y de Hoop, M. V. (2021). Recurrent scattering network detects metastable behavior in polyphonic seismo-volcanic signals for volcano eruption forecasting. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 60, 1-23. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3134198>
- Buurman, H. y West, M. E. (2006). Seismic precursors to volcanic explosions during the 2006 eruption of Augustine volcano. En J. A. Power, M. L. Coombs y J. T. Freymueller (Eds.), *The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska* (pp. 41-57). U. S. Geological Survey paper 1769.
- Carbajal, F. J., Vigide, N., Badi, G., Agosto, M., Carballo, F. y García, S. (2025). Seasonal control on phreatic activity of the crater lake of Copahue volcano during the 2018–2022 eruptive cycle. *Bulletin of Volcanology*, 87(6), 1-20. <https://doi.org/10.1007/s00445-025-01826-z>
- Casas, J. A., Badi, G. A., Manassero, M. C., Gómez, M., Draganov, D. y Ruzzante, J. (2014). Caracterización de la actividad sismovolcánica en el volcán Peteroa, Mendoza. *XIX Congreso Geológico Argentino*. Córdoba, Argentina.
- Casas, J. A., Draganov, D., Badi, G. A., Manassero, M. C., Olivera Craig, V. H., Franco Marín, L., Gómez, M. y Ruigrok, E. (2019). Seismic interferometry applied to local fracture seismicity recorded at Planchón-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 134-144. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.03.012>
- Casas, J. A., Badi, G. A., Olivera Craig, V. H., García, S. y Draganov, D. (2022a). Identificación de rasgos pre-eruptivos en variaciones de velocidad sísmica en el complejo volcánico Planchón-Peteroa (Argentina-Chile). *XXI Congreso Geológico Argentino*. Chubut, Argentina.

- Casas, J. A., Magrini, F., Kaus, B., Badi, G., Ruiz, M. Z., Ebinger, C., Draganov, D. y De Siena, L. (2022b). S-wave velocity structure at the Galápagos archipiélago (Ecuador) using ambient seismic noise. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-2846>
- Casas, J. A., Mikesell, T. D., Draganov, D., Lepore, S., Badi, G. A., Franco, L. y Gómez, M. (2018). Shallow S-wave velocity structure from ambient seismic noise at Planchón-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(4), 2183-2198. <https://doi.org/10.1785/0120170281>
- Casas, J. A., Badi, G. A., Franco, L. y Draganov, D. (2020). Seismic interferometry applied to regional and teleseismic events recorded at Planchón-Peteroa volcanic complex, Argentina-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393, 106805. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106805>
- Casas, J. A., Badi, G. A., Mikesell, T. D., García, S. E. y Draganov, D. (2024). Single-station multiparametric seismic monitoring of Copahue volcano, Argentina–Chile (2018–2023). *Seismological Research Letters*, 95(5), 2637-2650. <https://doi.org/10.1785/0220240074>
- Durán, A. C. (2019). *Monitoreo del complejo volcánico Cotacachi-Cuicocha mediante interferometría sísmica de ruido sísmico ambiental* [Tesis de grado, Universidad Nacional de La Plata]. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/168145>
- Elissondo, M. y Farías, C. (2024). *Riesgo volcánico relativo en territorio argentino*. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Instituto de Geología y Recursos Minerales. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/4417>
- Endo, E. T. y Murray, T. (1991). Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): A volcano monitoring and prediction tool. *Bulletin of Volcanology*, 53(7), 533-545. <https://doi.org/10.1007/BF00298154>
- Esri. (2025). *ArcGIS Pro: Geographic Information System Software* (Versión 3.x) [Programa de software]. Esri Inc., Redlands, CA, EE.UU. Recuperado el 11 de junio de 2025 de <https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-pro/>
- Farías, C., Lazo, J., Basualto, D., Saavedra, M., Muñoz-Quiroz, F., Zuñiga-Urrea, L., Martínez-Bravo, R., Huentena-Inostroza, I. y Saéz-Opazo, R. (2023). One decade of b-value variations from volcano-tectonic seismicity as an early indicator of episodes of crisis in a volcano: The case of Copahue, southern Andes. *Frontiers in Earth Science*, 11, 1181177. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1181177>
- García, S., Badi, G. A., Preatoni, V., Casas, J. A. y Acosta, G. (2024). Instalación de la primera red argentina de monitoreo volcánico permanente en la Isla Decepción. *Proceedings of the XII Cities on volcanoes*. Guatemala.
- García, S. y Badi, G. (2021). Towards the development of the first permanent volcano observatory in Argentina. *Volcanica*, 4(S1), 21-48. <https://doi.org/10.30909/vol.04.S1.2148>
- García, S., Badi, G., Preatoni, V., Olivera Craig, V. H., Carbajal, F., Acosta, G., Casas, A. y Vigide, N. (2023). *Avances en el monitoreo volcánico instrumental en la República Argentina*, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico-INGEMMET.
- Gunkel, G., Beulker, C., Grupe, B. y Viteri, F. (2008). Hazards of volcanic lakes: Analysis of lakes Quiltoa and Cuicocha, Ecuador. *Advances in Geosciences*, 14, 29-33. <https://doi.org/10.5194/adgeo-14-29-2008>
- Haller, M. J. y Risso, C. (2011). The eruption of the Peteroa volcano (35°15'S, 70°18'O) on 4th September, 2010. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68(2), 295-305. https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/collection/paper/document/paper_00044822_v68_n2_p295_Haller
- Harpp, K. S. y Geist, D. J. (2018). The evolution of Galápagos volcanoes: An alternative perspective. *Frontiers in Earth Science*, 6. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00050>
- Hidalgo, S., Bernard, B., Mothes, P., Ramos, C., Aguilar, J., Andrade, D., Samaniego, P., Yepes, H., Hall, M., Alvarado, A., Segovia, M., Ruiz, M., Ramón, P., Mayra, V. y IG-EPN staff. (2023). Hazard assessment and monitoring of ecuadorian volcanoes: Challenges and progresses during four decades since IG-EPN foundation. *Bulletin of Volcanology*, 86(1), 4. <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01685-6>
- Instituto Geográfico Nacional. (2025). *Isla Decepción – Antártida* (Instituto Geográfico Nacional – IGN). Recuperado el 1 de mayo de 2025 de <https://www.ign.es/web/isla-decepcion-antartida>
- Koulakov, I. y Shapiro, N. (2014). Seismic Tomography of Volcanoes. En M. Beer, I. A. Kougoumtzoglou, E. Patelli y I. S.-K. Au (Eds.), *Encyclopedia of Earthquake Engineering* (pp. 1-18). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5_51-1
- Kumagai, H., Nakano, M., Maeda, T., Yepes, H., Palacios, P., Ruiz, M., Arrais, S., Vaca, M., Molina, I. y Yamashima, T. (2010). Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B8). <https://doi.org/10.1029/2009JB006889>
- Martínez, V. L., Titos, M., Benítez, C., Badi, G., Casas, J. A., Olivera Craig, V. H. y Ibáñez, J. M. (2021). Advanced signal recognition methods applied to seismo-volcanic events from Planchón Peteroa volcanic complex: Deep neural network classifier. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103115. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103115>
- McGuire, B., Kilburn, C. R. J. y Murray, J. (2022). *Monitoring active volcanoes: Strategies, procedures and techniques*. Taylor & Francis. <https://doi.org/10.4324/9781003327080>

- McNutt, S. R. (2005). Volcanic seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 461-491. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122459>
- Melián, G. V., Toulkeridis, T., Pérez, N. M., Hernández, P. A., Somoza, L., Padrón, E., Amonte, C., Alonso, M., Asensio-Ramos, M. y Cordero, M. (2021). Geochemistry of water and gas emissions from Cuicocha and Quiltoa volcanic lakes, Ecuador. *Frontiers in Earth Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.741528>
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue–Copahue complex, central to patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1), 66-88. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>
- Naranjo, J. A. y Haller, M. J. (2002). Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del Sur (35° 15'S). *Revista Geológica de Chile*, 29(1), 93-113. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082002000100006>
- Naranjo, J. A., Haller, M. J. F., Ostera, H. A., Pesce, A. H. y Sruoga, P. (1999). *Geología y peligros del complejo volcánico Planchón-Peteroa, Andes del Sur (35° 15'S), región del Maule, Chile-Provincia de Mendoza, Argentina*. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile).
- Naranjo, J. A. y Polanco, E. (2004). The 2000 AD eruption of Copahue volcano, southern Andes. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 279-292. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200007>
- Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica. (2025). *Reportes de actividad volcánica (Servicio Geológico Minero Argentino – SEGEMAR)*. Recuperado el 1 de mayo de 2025 de <https://oavv.segemar.gov.ar/monitoreo-volcanico/>
- Olivera Craig, V. H. (2017). *Relocalización de eventos volcanotectónicos en el CVPP mediante optimización de la identificación de arribos y localización conjunta* [Tesis de grado, Universidad Nacional de La Plata]. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/136968>
- Pearce, R., de la Muela, A. S., Moorkamp, M., Hammond, J., Mitchell, T. M., Cembrano, J., Vargas, J. A., Meredith, P. G., Iturrieta, P., Pérez-Estay, N., Marshall, N., Yañez, G., Griffith, A., Marquardt, C., Smith, J., Stanton-Yonge, A. y Núñez, R. (2022). Interaction between hydrothermal fluids and fault systems in the southern Andes revealed by magnetotelluric and seismic data. *ESS Open Archive*. <https://doi.org/10.1002/essoar.10501143.1>
- Ramon, P., Vallejo, S., Mothes, P., Andrade, D., Váscónez, F., Yepes, H., Hidalgo, S. y Santamaría, S. (2021). Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional, the ecuadorian seismology and volcanology service. *Volcanica*, 4(S1), 93-112. <https://doi.org/10.30909/vol.04.S1.93112>
- Reddin, E., Ebmeier, S. K., Rivalta, E., Bagnardi, M., Baker, S., Bell, A. F., Mothes, P. y Aguaiza, S. (2023). Magmatic connectivity among six Galápagos volcanoes revealed by satellite geodesy. *Nature Communications*, 14(1), 6614. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-42157-x>
- Rey-Devesa, P., Benítez, C., Prudencio, J., Gutiérrez, L., Cortés-Moreno, G., Titos, M., Koulakov, I., Zuccarello, L. y Ibáñez, J. M. (2023). Volcanic early warning using Shannon entropy: Multiple cases of study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(6), e2023JB026684. <https://doi.org/10.1029/2023JB026684>
- Romero, J. E., Aguilera, F., Delgado, F., Guzmán, D., Van Eaton, A. R., Luengo, N., Caro, J., Bustillos, J., Guevara, A., Holbik, S., Tormey, D. y Zegarra, I. (2020). Combining ash analyses with remote sensing to identify juvenile magma involvement and fragmentation mechanisms during the 2018/19 small eruption of Peteroa volcano (southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 402, 106984. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106984>
- Ruigrok, E., Draganov, D., Gómez, M., Ruzzante, J., Torres, D., Lopes Pumarega, I., Barbero, N., Ramirez, A., Castano Ganan, A., van Wijk, K. y Wapenaar, K. (2012). Malargüe seismic array: Design and deployment of the temporary array. *The European Physical Journal Plus*, 127, 1-9. <https://doi.org/10.1140/epjp/i2012-12126-7>
- Ruiz, A. G., Samaniego, P., von Hillebrandt-Andrade, C., Hall, M. L., Ruiz, M. C., Mothes, P. A. y Macias, C. A. (2013). Multiparameter monitoring techniques for reducing volcanic risk from Cuicocha crater lake, Ecuador. *AGU Spring Meeting Abstracts*, V44A-08. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUSM.V44A..08R/abstract>
- Ruiz, M. Z., Civilini, F., Ebinger, C. J., Oliva, S. J., Ruiz, M. C., Badi, G., La Femina, P. C. y Casas, J. A. (2022). Precursory signal detected for the 2018 Sierra Negra volcanic eruption, Galápagos, using seismic ambient noise. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(3). <https://doi.org/10.1029/2021JB022990>
- Sallarès, V. y Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3), 545-559. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00373-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00373-X)
- Scarpa, R. y Gasparini, P. (1996). A review of volcano geophysics and volcano-monitoring methods. *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (pp. 3-22). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_1
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. y Stix, J. (2015). *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier.
- Smellie, J. (2001). Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, south Shetland Islands. *Antarctic Science*, 13(2), 188-209. <https://doi.org/10.1017/S0954102001000281>
- Sparks, R., Biggs, J. y Neuberg, J. (2012). Monitoring volcanoes. *Science*, 335(6074), 1310-1311. <https://doi.org/10.1126/science.1219485>

- Stephens, C. D., Chouet, B. A., Page, R. A., Lahr, J. C. y Power, J. A. (1994). Seismological aspects of the 1989–1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska: The SSAM perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1), 153-182. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90032-9)
- Tepp, G., Ebinger, C. J., Ruiz, M. y Belachew, M. (2014). Imaging rapidly deforming ocean island volcanoes in the western Galápagos archipiélago, Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 442-463. <https://doi.org/10.1002/2013JB010227>
- Titos, M., Bueno, A., García, L. y Benítez, C. (2018). A deep neural network approach to automatic recognition systems for volcano-seismic events. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 11(5), 1533-1544. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2018.2803198>
- Tormey, D. (1989). Geologic history of the active azufre - Planchon-Peteroa volcanic center (35° 15'S, southern Andes) with implications for the development of compositional gaps. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 0(1), 420-430. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1572824499329157888>
- Vasconez, F. J., Ramón, P., Hernandez, S., Hidalgo, S., Bernard, B., Ruiz, M., Alvarado, A., La Femina, P. y Ruiz, G. (2018). The different characteristics of the recent eruptions of Fernandina and Sierra Negra volcanoes (Galápagos, Ecuador). *Volcanica*, 1(2), 127-133. <https://doi.org/10.30909/vol.01.02.127133>
- Waldhauser, F. y Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353-1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- Wapenaar, K., Draganov, D., Robertsson, J. O. A. y Pelissier, M. A. (2008). *Seismic interferometry: History and present status*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801924>
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X. y Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5), 75A195-75A209. <https://doi.org/10.1190/1.3457445>
- Wassermann, J. (2012). Volcano seismology. *En: New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1-77). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Yun, S., Segall, P. y Zebker, H. (2006). Constraints on magma chamber geometry at Sierra Negra volcano, Galápagos Islands, based on InSAR observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1), 232-243. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.07.009>