



Análisis geofísico de la región del volcán Copahue y zonas aledañas

Stéfanie N. PECHUAN^{1,2}, Laura B. GODOY^{1,2}, Silvina NACIF^{1,2}, Orlando ÁLVAREZ^{1,2}, Sebastián CORREA-OTTO^{1,2}, y Mario GIMÉNEZ^{1,2}

¹ Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), San Juan.

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET

Email: stefi.pechuan@gmail.com

Editor: Augusto Rapalini

Recibido: 16 de julio, 2019

Aceptado: 27 de noviembre, 2019

RESUMEN

El Complejo volcánico Caviahue-Copahue se localiza entre los 37° y 38.5°S sobre los Andes Neuquinos en la región NO de la Patagonia Argentina. El Complejo volcánico Caviahue-Copahue constituye el recurso geotermal más importante de la provincia de Neuquén y desde la década de los 90 ha sido estudiado en forma continua hasta la actualidad debido a sus frecuentes erupciones. En este trabajo integramos información gravimétrica, aeromagnética y sismológica con el fin de caracterizar la estructura en profundidad del volcán Copahue y su entorno. A partir de datos gravimétricos satelitales y utilizando un programa de inversión se obtuvo un modelo 3D de distribución de densidades. Se procesaron datos aeromagnéticos para la obtención de la anomalía magnética y se calculó la correspondiente reducción al Polo. El estudio sismológico fue realizado a partir de una red de 20 estaciones de banda ancha, 19 de la red de AÑELO y 1 de la red de la Federation of Digital Seismograph Network, y 1 de período corto del Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Se localizaron 55 sismos ocurridos en el periodo de un año, con magnitudes que varían entre 1.7 y 3.4. Del total de la sismicidad localizada, en este trabajo solo se reporta la sismicidad con error en parámetros de localización menor a 10 km. Para este conjunto de sismos, las incertezas en latitud y longitud (mediana) son de 5.45 y 6.15 km, respectivamente. La incerteza en el hipocentro es de 3.2 km.

Palabras clave: *sismicidad, anomalía, Copahue, Neuquén.*

ABSTRACT

Geophysical analysis of the Copahue volcano region and surrounding areas.

The Caviahue-Copahue volcanic Complex is located between 37°S and 38.5°S on the Andes Neuquinos, on the NW region of the Argentinean Patagonia. The Caviahue-Copahue volcanic Complex constitutes the main geothermal resource of the Neuquén province, and has been heavily studied since 1990 due to its frequent eruptions. For this contribution, we correlate gravimetric, aeromagnetic, and seismologic data with the aim of characterizing the in-depth structure of the Copahue volcano and its surroundings. From satellite gravimetric data and using an inversion software, a 3D density distribution model was obtained. In order to compare magnetic and gravimetric data magnetic anomalies and their corresponding Reduction to the Pole corrections were computed from the aeromagnetic data. The seismological study was conducted using a network composed of 20 broad band stations, 19 of which belong to a local network that belongs to the IGSV (AÑELO network) and 1 from the Federation of Digital Seismograph Network, and 1 additional short period station from the Instituto Nacional de Prevención Sísmica. We registered and located 55 seismic events over the course of one year, with magnitudes (MI) ranging from 1.7 to 3.4. From the total seismicity located, we only report events with less than 10 km in error in their location parameters, which are concentrated on the Copahue caldera. For said events, the median latitude and longitude uncertainties are 5.45 and 6.15 km, respectively and 3.2 km for the hypocenter.

Keywords: *Seismicity, anomaly, Copahue, Neuquén.*

INTRODUCCIÓN

El volcán Copahue también conocido como Complejo volcánico Caviahue-Copahue (37.8542°S - 71.1625°O - 2977 m s.n.m.) se localiza en Cordillera Principal en el límite entre Argentina y Chile. El Complejo volcánico Caviahue-Copahue es uno de los volcanes más estudiados de la Argentina debido a su frecuente actividad eruptiva en las últimas décadas y a su gran interés por su cercanía a centros poblados. La localidad de Copahue se encuentra a 6 km y a 9 km se ubica la localidad de Caviahue, los cuales poseen gran afluencia turística.

La actividad volcánica en esta zona comenzó durante el Plioceno y mantiene actualmente una frecuente actividad eruptiva. El volcán Copahue es un estrato volcán basáltico-andesítico siendo su rasgo más predominante la caldera de Agrio-Caviahue. En la cima presenta 9 cráteres orientados en dirección NE, de los cuales el ubicado en el extremo Este es el más activo en la actualidad (Agusto et al. 2018).

Si bien la historia eruptiva del Copahue se conoce en forma escasa e incompleta, se han reportado al menos 13 episodios freáticos y freatomagmáticos de baja magnitud (Varekamp et al. 2001, Caselli y Barion 2016 y sus referencias). El volcán Copahue ha erupcionado tres veces en décadas pasadas: 1992, 1995 y 2000, aunque nunca de manera catastrófica. Todas estas erupciones estuvieron caracterizadas por una actividad explosiva moderada, los dos primeros eventos fueron freáticos, esto es, con emanaciones de vapor, gases y partículas provenientes de una laguna que se encuentra en el cráter. Durante la erupción ocurrida en el año 2000, en cambio, el cuerpo de agua se había evaporado y el magma fue despedido hasta dos kilómetros de distancia, en lo que se denomina erupción magmática. Las erupciones más recientes luego de la del año 2000 ocurrieron en diciembre del 2012, durante el mes de octubre del 2014 y a fines del 2015 (Polanco y Naranjo 2004, Caselli et al. 2016a, b). Las erupciones freatomagmáticas-magmáticas de diciembre de 2012 fueron similares a las de 2000, ya que surgieron del mismo cráter de la cumbre más oriental después de un período de actividad sísmica creciente luego del terremoto del Maule de 2010 (Caselli et al. 2016b). Desde los eventos eruptivos de 2012, el volcán Copahue ha desarrollado varios episodios de erupciones freatomagmáticas y magmáticas similares, con sistemas hidrotermales y magmáticos que se alternan en dominancia.

Durante el año 2016 y 2017 el Copahue continúa con actividad estromboliana débil y pequeñas explosiones esporádicas. Algunos trabajos sugieren, que bajo ciertas condiciones los grandes sismos pueden ser uno de los disparadores de erupciones a través de cambios del esfuerzo ya sea dinámico

(Manga y Brodsky 2006) o estático (ej. Marzocchi 2002, Bonali 2013). Particularmente, para el Copahue, Bonali (2013) sugiere una activación del volcán al menos tres años después del gran sismo de Maule de Mw 8.8 del 27 de febrero de 2010. Esta vinculación (dada bajo ciertas condiciones) también se sugirió a partir de modelado numérico para el gran terremoto de Valdivia del 22 de mayo de 1960 y la posterior erupción del Copahue en 1961 (Bonali et al. 2013).

El Complejo volcánico Caviahue-Copahue constituye el recurso geotermal más importante en la provincia de Neuquén y es el único con un proyecto de exploración del campo geotérmico desde mediados de la década de los 70 (Mas y Mas 2015). La intensa actividad volcánica registrada durante las últimas dos décadas, junto con los crecientes esfuerzos para diversificar la matriz energética en todo el mundo, hacen que el volcán Copahue sea el recurso geotérmico más estudiado en Argentina (ej. Pesce 1989, Sierra et al. 1992, JICA 1992, Mas et al. 1995 y 1996, Varekamp et al. 2009, Mas 2010, Tassi et al. 2017, Barcelona et al. 2019). Debido a los procesos eruptivos y tectónicos, se ha desarrollado una importante zona de reserva geotérmica con un fuerte control estructural, que ha provocado numerosas fuentes termales en la superficie, algunas de las cuales contribuyeron al desarrollo de empresas terapéuticas y un alto incremento del turismo en el centro occidental.

En lo que respecta a los estudios geofísicos realizados en la zona, los primeros se llevaron a cabo durante la exploración geotérmica realizada por la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA 1992) concluyendo en el elevado potencial geotérmico de la región.

El procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos puede ofrecer información importante sobre la historia de los sistemas de alimentación de magma en el pasado y proporcionar restricciones geométricas. En particular, en este trabajo integramos información gravimétrica, aeromagnética y sismológica con el fin de caracterizar la estructura en profundidad del volcán Copahue y su entorno.

MARCO SISMOTECTÓNICO

El volcanismo de arco de esta región está asociado a la subducción relativamente de bajo ángulo (Bohm et al. 2002) de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa Sudamericana y está controlado por la zona de falla de rumbo dextral Liquiñe-Ofqui (LOFZ) que se extiende por ≈ 1200 km en dirección NNE (Fig. 1) y acomoda parte de la componente paralela de la subducción oblicua. Un importante rasgo de

la zona es el lineamiento volcánico Mandolegüe. Este lineamiento oblicuo a la tendencia andina se encuentra en la terminación norte del sistema de falla Liquiñe-Ofqui y el sistema de fallas de dirección NE Antifir-Copahue (Fig. 2) (Folguera et al. 2016).

La región bajo estudio está situada entre los 37° y 38.5°S sobre los Andes Neuquinos y se encuentra limitada hacia el oeste por la depresión central y hacia el este por el canal de Loncopué. A estas latitudes uno de los elementos morfoestructurales más sobresalientes es la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 2).

A los 33°S se encuentra la transición entre los Andes Centrales y los Andes del Sur, a esta misma latitud termina la subducción plana y comienza la subducción normal, otro límite importante es a los 38°S donde culmina la parte norte de la Zona Volcánica Sur (Fig. 1). La Zona Volcánica Sur está conformada por una cadena de estratovolcanes de arco (33°-50°) andesíticos a basálticos, al sur de los 38°S estos volcanes se alinean con la falla de Liquiñe-Ofqui, mientras que al norte los desplazamientos de rumbo son absorbidos en el retroarco a lo largo del territorio argentino por el sistema de fallas Antifir-Copahue (Folguera et al. 2004). A los 38°S de latitud termina la parte sur de los Andes Centrales y comienzan los Andes Patagónicos, esto sucede en correspondencia con cambios en la cinemática, topografía y estilo estructural de la deformación actual. En esta región la placa de Nazca subduce por debajo de la placa Sudamericana con un ángulo de 10°E en la zona de interplaca y con un ángulo de 30°E por debajo de la zona sismogénica (Bohm et al. 2002). La velocidad de subducción es de 63 mm/año con un azimut de 78° (Kendrick et al. 2003).

La naturaleza del vínculo entre la tectónica y el vulcanismo en la Zona Volcánica Sur está controlada por diferentes parámetros, tales como el espesor de la corteza y la presencia (o no) de sistemas activos de falla intraarco. En la parte norte de la Zona Volcánica Sur la corteza es relativamente más gruesa (~ 50 km) lo cual favorece la diferenciación del magma. La presencia de un sistema activo de fallas de intraarco (LOFZ) en la porción central y sur de la Zona Volcánica Sur permite la existencia de una serie de vías que también pueden favorecer los procesos de diferenciación del magma (Cembrano y Lara, 2009). Otro factor tal como la naturaleza local del basamento del sistema volcánico tiene un impacto en la arquitectura tridimensional de la corteza superior, incluso bajo la misma cinemática intraarco. En la región entre los 34 y 36° S las grietas profundas debido a la tensión cortical se conectarían con las antiguas fallas inversas inactivas que afectan a la cubierta y alimentan los sistemas volcánicos individuales. Al sur de los

38° las grietas de tensión pueden alcanzar directamente la superficie (Cembrano y Lara 2009).

Por otro lado, si se observa el mapa de esfuerzos globales (Heidbach et al. 2016) es notable el cambio del patrón de los esfuerzos en Cordillera Principal a la latitud de los Andes Neuquinos. Para la zona de interés el régimen tectónico observado corresponde a un comportamiento básicamente de rumbo (Heidbach et al. 2016).

Entre las latitudes 37°S y 39°S los rasgos principales de los Andes incluyen el arco volcánico cuaternario, la fosa de Loncopué y la faja plegada y corrida del Agrio. En dirección noreste-suroeste se extiende por 60–70-km un lineamiento de 7 centros volcánicos, que de oeste a este son: volcán Callaqui, volcán Copahue, centro volcánico Las Mellizas, volcán Trolón, domo Bayo, y los campos basálticos mono-genéticos Huecú y Mandolegüe (Fig. 2) (Folguera et al. 2016).

Uno de sus rasgos principales del Complejo volcánico Caviahue-Copahue es la caldera del Agrio-Caviahue, en cuya parte norte y centro se reconocen fallas inversas con componente de rumbo dextral (Folguera et al. 2004, Rojas Vera et al. 2009). Estas estructuras están asociadas con el sistema de fallas Mandolegüe con una orientación ENE, que representa una zona de transferencia entre el sistema de falla Liquiñe-Ofqui y el Antifir-Copahue.

El LOFZ constituye una vía localizada de ascenso y descenso de magma, las fallas NNE focalizan el emplazamiento de intrusiones de diques sintectónicos y la distribución de paleofluidos en reposo, principalmente cuando se producen dilataciones. Estos elementos estructurales constituyen vías para la migración de magma y fluido hidrotermal. La variación del campo de estrés local tiene un fuerte control sobre los sistemas de vetas y la orientación de los diques en la escala de afloramiento (Pérez-Flores et al. 2016).

A partir de redes globales que aportan a catálogos internacionales como el National Earthquake Information Center (NEIC) y de la red Nacional de estaciones sismológicas pertenecientes al Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) se conoce la sismicidad histórica asociada a la zona y alrededores del Copahue. A escala local, a partir del despliegue de una red de 6 estaciones localizadas hacia el este del cráter, a una distancia no mayor de 8 km se detectan señales sísmicas relacionadas al Copahue en un periodo de quietud (Ibañez et al. 2008). Esta actividad sísmica, más específicamente sismos volcano-tectónicos, fue localizada al sur-este del volcán Copahue a una profundidad entre 1 y 3 km. Adicionalmente, Lundgren et al. (2017) presentan la sismicidad del catálogo del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) correspondiente al período de tiem-

po que va desde el año 2013 hasta mediados del 2016 (Fig. 3). Los sismos se localizan hasta 8 km de profundidad y su magnitud local varía entre 0 y 2. A escala regional, con estaciones sismológicas distribuidas entre 36° y 40°S tanto en Chile como en Argentina operó el Experimento ISSA-2000 desde abril de 1999 a noviembre del 2001. A partir de esta red no se registró o al menos no se encontró publicada sismicidad en las cercanías del volcán Copahue (Echtler et al. 2002 y Bohm 2004).

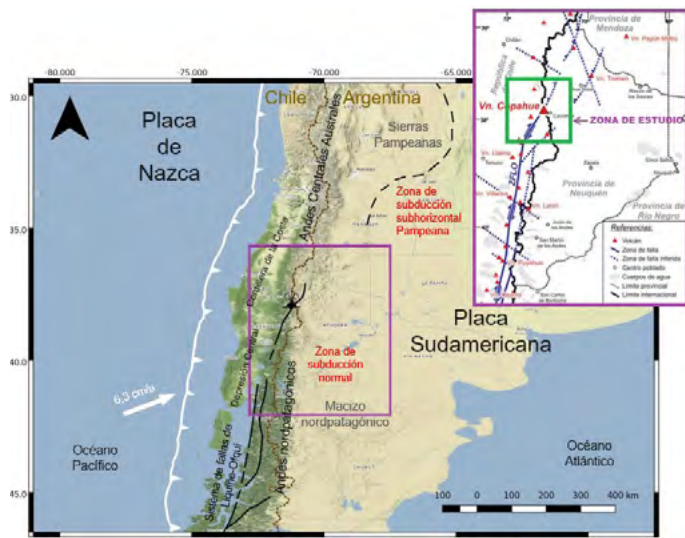


Figura 1. Marco tectónico regional. En la imagen superior derecha, extraída de Petrinovic et al. (2014), se muestra la zona de estudio encerrada con un cuadrado de color verde.

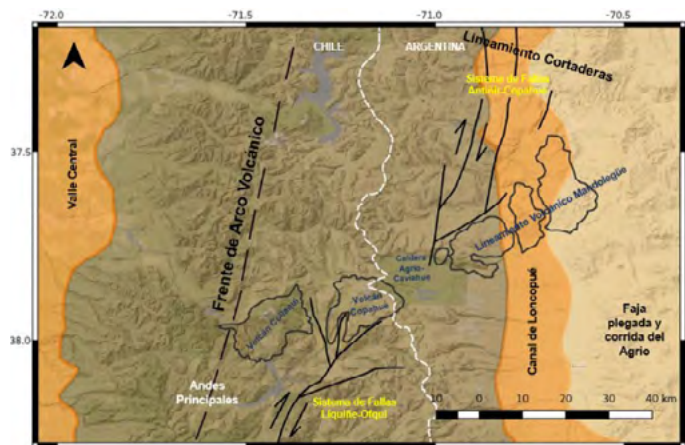


Figura 2. Esquema de regiones morfotectónicas de la zona de estudio ubicada entre los 37° y 38.5° S y los 70.5° y 72° O.

DATOS Y METODOLOGÍA

Gravimetría

Los datos gravimétricos utilizados fueron extraídos del modelo de gravedad global EGM2008 (Pavlis et al. 2008,

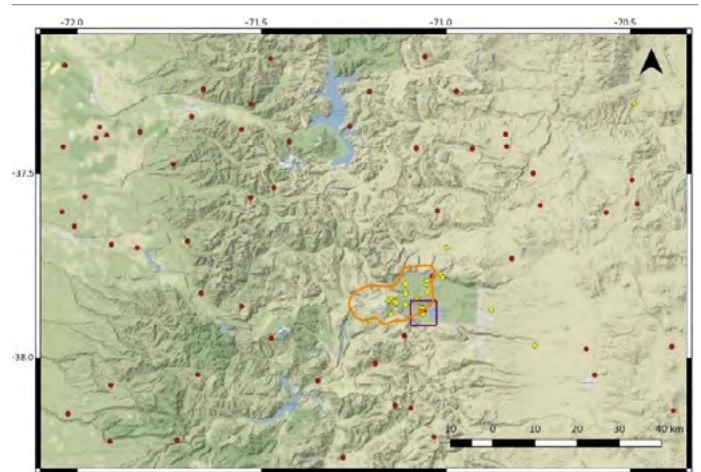


Figura 3. Mapa de sismicidad registrada históricamente por catálogos nacionales, internacionales y sismicidad tectónica volcánica. En rojo se muestran los sismos históricos registrados con el NEIC desde 1900, en amarillo los sismos registrados por INPRES y los sismos volcano-tectónicos estudiados por Ibañez y Loundgren son los encerrados por los polígonos violeta y naranja respectivamente.

2012) debido a que la región de estudio comprende un área considerable, cercana al límite con Chile (de difícil acceso y topografía elevada) y también en territorio chileno (donde no contamos con datos de gravedad terrestre).

El modelo EGM2008 es una solución combinada de datos derivados del satélite GRACE (ITG-GRACE03S, Mayer-Gürr 2007) y de una base de datos global de anomalía de gravedad con una resolución espacial de 5' x 5'. Este modelo, al combinar los datos terrestres, marinos y aéreos con los datos de satélite, alcanza un alto orden del desarrollo en armónicos esféricos ($N=2159$) y con algunos términos adicionales hasta el grado y orden 2190 (Pavlis et al. 2008, 2012). La resolución espacial del modelo depende del máximo grado ($N_{m\acute{a}x}$) (Barthelmes 2009), de esta forma, la relación entre el grado del desarrollo en armónicos esféricos N y la característica más pequeña representativa del campo de gravedad observable con EGM2008 es igual a $\lambda_{min} \approx 2\pi R/N_{m\acute{a}x} \approx 19\text{km}$, con $R=\text{radio-mediaterrestre}$ y $N_{m\acute{a}x}=\text{m\acute{a}ximogrado y orden}$ de la expansión armónica (Hofmann-Wellenhopf y Moritz 2006, Li 2001, Barthelmes 2009). Las altas frecuencias de la señal gravimétrica correspondiente al modelo EGM2008 se encuentran altamente contaminadas por la señal topográfica (Pavlis et al. 2012), en especial en aéreas en donde no se cuenta con una buena base de datos de gravedad, es por ello que el efecto topográfico debe ser eliminado de los observables del satélite, para de esta forma poder establecer al geoides como una superficie de referencia (Forsberg y Tscherning 1997).

La anomalía de gravedad generalizada Δg de acuerdo a la teoría de Molodensky (Molodensky et al. 1962, Hofmann-Wellenhopf y Moritz 2006), explicada por Barthelmes (2009), es la

magnitud de la gravedad, g , en un punto dado (h, λ, ϕ) menos la gravedad normal, γ , a la misma longitud y latitud, pero a la altura elipsoidal $h - \xi_g$; donde ξ_g es la anomalía de altura generalizada:

$$\Delta g(h, \lambda, \phi) = |\nabla W(h, \lambda, \phi)| - |\nabla U(h - \xi_g, \lambda, \phi)| \text{ con } h \geq h_t$$

$$\Delta g(h, \lambda, \phi) = g(h, \lambda, \phi) - \gamma(h - \xi_g, \lambda, \phi)$$

La altura h es asumida sobre o fuera de la superficie terrestre, es decir $h \geq h_t$, por ello la anomalía de gravedad es una función en el espacio fuera de las masas. De esta forma la gravedad observada en la superficie terrestre puede ser utilizada sin la necesidad de calcular una prolongación descendente ni una reducción (Barthelmes 2009).

La anomalía de gravedad reducida por topografía, explicada por Barthelmes (2009), es la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad del elipsoide de referencia y que al mismo tiempo no contiene el efecto de las masas sobre el geode. Utilizando el modelo de elevación digital ETOPO1 (Amante y Eakins 2008), y una hipótesis de distribución de densidades, el potencial V_t puede ser calculado aproximadamente (Barthelmes 2009). De esta forma, la anomalía de gravedad reducida por topografía es:

$$\Delta g_{tr}(h, \lambda, \phi) = |\nabla[W(h, \lambda, \phi) - V_t(h, \lambda, \phi)]| - |\nabla U(h - \xi_g, \lambda, \phi)|$$

Donde W es el potencial real en un punto dado (h, λ, ϕ) , V_t es el potencial de gravedad de la topografía en el mismo punto, y U es la gravedad del potencial de referencia a la misma longitud y latitud pero a la altura $h - \xi_g$, (Barthelmes 2009).

Para el cálculo del efecto topográfico, se utilizó el software desarrollado por (Uieda et al. 2010) y modificado por Álvarez et al. (2012), que implementa una metodología moderna utilizada para la corrección del efecto topográfico de los modelos satelitales. Este software utiliza prismas esféricos en un sistema de coordenadas esféricas, permitiendo de esta forma tener en cuenta la curvatura terrestre. Al utilizar una solución esférica se elimina el error inducido por aplicar una solución plana, haciendo que la aproximación sea más exacta y volviendo al método muy útil especialmente para cálculo a escala regional (Uieda et al. 2010). Esto permite aprovechar al máximo la potencialidad de la cobertura regional de los nuevos datos satelitales y de los modelos globales.

El cálculo fue realizado a una altura de 7000 m, asegurando que todas las masas topográficas de la región se ubiquen por debajo de ésta.

La anomalía de gravedad reducida por topografía (Fig. 4)

fue calculada a partir del modelo EGM2008 y corregidos por efecto topográfico considerando una densidad media de corteza de 2.67 g/cm^3 .

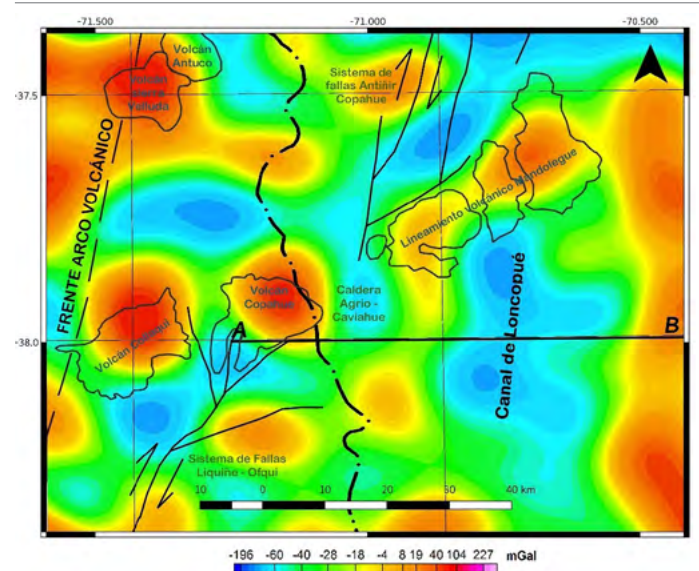


Figura 4. Carta de anomalía de Bouguer obtenida a partir del modelo global EGM 2008 (Pavlis et al. 2012), corregida por efecto topográfico. La línea negra AB corresponde al perfil del modelo de densidad de la figura 5.

Modelo de densidad

Para calcular el modelo de densidad se utilizó un paquete de inversión geofísica denominado VOXI Earth Modelling de Geosoft[®], que brinda herramientas para generar modelos Voxel 3D a partir de relevamientos de datos de gravedad y magnetismo tanto aéreo como terrestre. Para ello, se utilizaron los datos observados de la anomalía gravimétrica. Se definió el área para realizar el modelo de inversión a través de un polígono cerrado. Además, fue necesario contar con una grilla topográfica de las mismas dimensiones que la grilla de anomalías, para lo cual se utilizó en modelo de elevación digital ETOPO1 (Amante y Eakins 2008). Posteriormente se seleccionó el número de celdas (Voxels) en x: 274, en y: 170 y en z: 40. Una vez definido el error mínimo (0.1 mGal) y la densidad de referencia (2.67 g/cm^3), se procedió a la inversión. En la figura 5, se presentan los resultados de la inversión gravimétrica utilizando la técnica de VOXI de Oasis Montaj.

Magnetometría

Los datos magnéticos fueron relevados por la Empresa Carson Aerogravity a fines del año 2004 y principios del 2005, en líneas Oeste-Este espaciadas cada 2 km y líneas de control norte-sur cada 10 km. Los datos poseen una resolución media de 500 m de longitud de onda y 1 nT de precisión y se encuentran corregidos por variación diurna. Este relevamien-

to sólo cubre el área del lado argentino de la zona de estudio.

El cálculo de las anomalías magnéticas de campo total ΔT se efectuó de la siguiente manera:

$$\Delta T = T_0 - T_t$$

Dónde:

T_0 : Es la intensidad del campo magnético total observado
 $T_0 = T + dT_0$.

T_t : Es la intensidad del CMT teórico (campo magnético de origen interno, IGRF).

T : Es la intensidad del CMT teórico absoluto.

dT_0 : Es la variación de la intensidad del CMT teórico incluida la variación diurna.

El Campo principal se obtiene del IGRF (International Geomagnetic Reference Field), que se encuentra a cargo de la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) y bajo el soporte de la IUGS (International Union of Geodesy and Geophysics). El IGRF consiste en un modelo del campo geomagnético basado en una serie de 120 coeficientes armónicos esféricos y sus variaciones seculares de grado y orden desde $n=1$ hasta $n=10$, pues se acepta que los términos de menor grado representan en gran medida el campo principal proveniente del núcleo. Este modelo matemático del campo magnético terrestre se actualiza cada 5 años.

Si a la carta de intensidad de campo magnético total se le descuenta el campo IGRF, se obtiene la carta de anomalía magnética.

Una vez obtenida la carta de anomalía magnética (Fig. 6) se realizó la reducción al polo (Baranov 1957b, Phillips 2007), la cual remueve la asimetría causada por la dirección de magnetización no vertical (la anomalía reducida al polo se ubica encima del cuerpo causante). La metodología consiste en tomar el campo magnético total observado y transformarlo para producir el mapa magnético que hubiera resultado si el área bajo estudio estuviera en el polo magnético terrestre (Inclinación magnética 90°) asumiendo que todo el campo magnético observado es debido a los efectos magnéticos inducidos. La aplicación de ésta técnica, es para facilitar la comparación con los datos gravimétricos (Fig. 7).

Deconvolución de Euler

La técnica de la deconvolución de Euler es un método frecuentemente empleado para estimar la localización y profundidad de zonas de contrastes de susceptibilidad magnética en el análisis de campos potenciales. Este método fue presentado por Thompson (1982), para perfiles (2D) y poste-

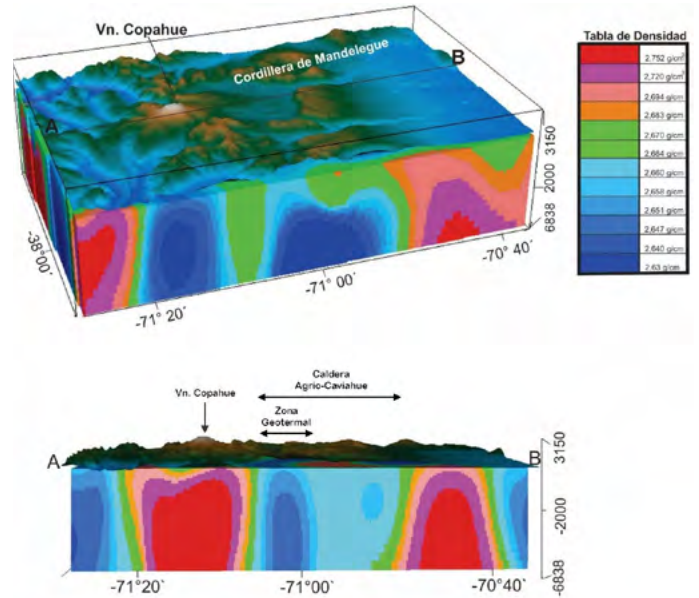


Figura 5. Vista 3D del modelo de densidad por inversión gravimétrica, donde en la parte superior para mejor ubicación se ha graficado la topografía, y debajo el modelo de densidad. La escala de densidades varía de 2.63 g/cm^3 a 2.75 g/cm^3 .

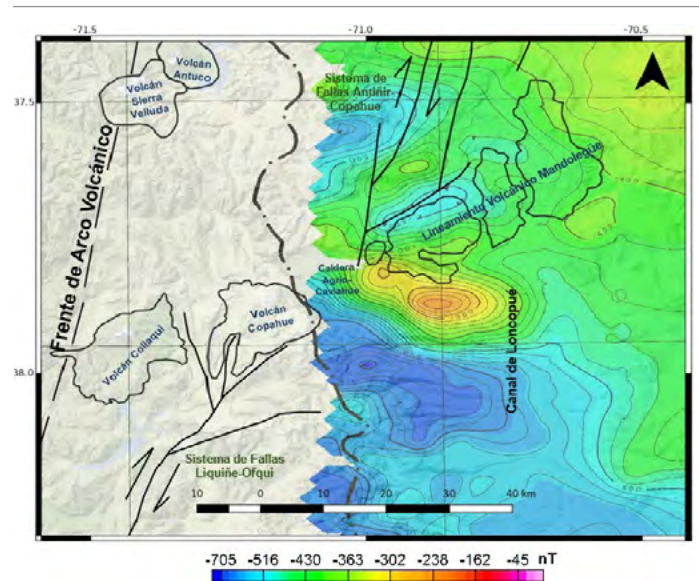


Figura 6. Anomalía Magnética. Con líneas y puntos se indica el límite entre Argentina y Chile.

riormente por Reid et al. (1990), Williams et al. (2005), para datos grillados.

El método de deconvolución de Euler está basado en la aplicación de la ecuación de homogeneidad de Euler (Thompson 1982):

$$(x - x_0) \frac{\partial g}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial g}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial g}{\partial z} = -SI \cdot G(x, y)$$

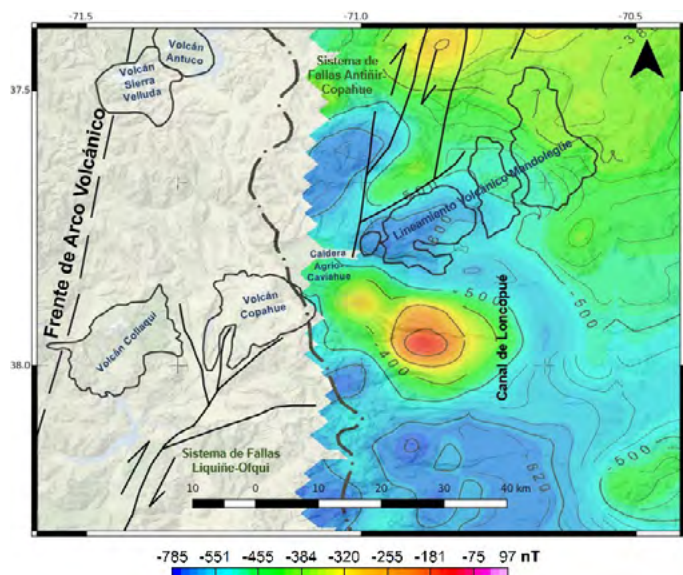


Figura 7. Anomalía Magnética reducida al Polo.

Donde:

S : Índice estructural.

$G(x,y)$: Campo gravitatorio base.

$\frac{\partial g}{\partial x}, \frac{\partial g}{\partial y}, \frac{\partial g}{\partial z}$: Gradiente de campo gravimétrico en la dirección de x, y, z .

(x_0, y_0, z_0) : Coordenadas a calcularse.

(x, y, z) : Coordenadas conocidas.

Las derivadas o gradientes en la ecuación anterior pueden medirse o calcularse a partir de los datos. Las únicas cantidades que no se conocen en esta ecuación son x_0, y_0, z_0 y S . Las coordenadas (x_0, y_0, z_0) representan la profundidad y ubicación de la fuente a lo largo del perfil y S representa el tipo de fuente que mejor representa la anomalía (Barbosa y Silvia 2005).

El índice estructural S es una medida de cuán “pronunciada” es la anomalía relativa a la profundidad de la fuente. Los rasgos geológicos tienen distintos índices estructurales. Por ejemplo, para magnetometría, un índice estructural $S=0.5$ se asocia con contactos, $S=1$ con estructuras cilíndricas bidimensionales y $S=2$ a estructuras volumétricas tipo esferas. La conexión entre el índice estructural S y las fuentes geológicas reales constituyen la base del método (Salem y Smith 2005).

Esta ecuación se calcula en forma iterativa para una ventana móvil de datos para un valor fijo de índice estructural (Salem y Smith 2005). Para cada posición de la ventana móvil, se resuelve un sistema lineal de ecuaciones sobre determinado punto obteniéndose la posición y profundidad a las fuentes (Thompson 1982, Reid et al. 1990, Roy et al. 2000, Mushayandebu et al. 2004).

El ancho de la ventana para el cálculo de las soluciones es un parámetro a determinar dependiendo de las dimensiones de las estructuras que se consideren como objetivo de la búsqueda.

Con la metodología descrita se pueden identificar y hacer estimaciones de profundidad para una variedad de estructuras geológicas tales como fallas, contactos, diques intrusivos, etc. La gran ventaja de esta técnica es que no asume ningún modelo geológico en particular, aplicándose directamente a datos grillados y mapeados (Roy et al. 2000, Ugalde y Morris 2008).

Se aplicó esta técnica a la anomalía magnética, con el propósito de obtener estimaciones preliminares de las fuentes causantes de la generación del campo observado.

En este proceso solamente se pueden variar dos parámetros. Uno, es el índice estructural que está relacionado con la geometría de la fuente generadora y está representado por un número que varía, de 0.5 a 2 (Roy et al. 2000). El otro, es el ancho de ventana. La medida de la ventana tiene que ser adaptada a la medida de la estructura que se pretende observar para poder obtener resultados razonablemente buenos. En términos ideales, esto quiere decir que, para un determinado ancho de ventana, solo un tipo de anomalía debería ser captada y, por consiguiente, proporcionar adecuados resultados (localización y profundidad).

Para el caso particular del área de trabajo, los mejores resultados representativos de la geometría y profundidad de su estructura geológica se consiguen con un índice estructural de 0.5 (Durrheim y Cooper 1997, Barbosa et al. 1999, Roy et al. 2000, Cooper 2006, Hsu 2002) y un ancho de ventana de 10 km sobre un grillado de 1 x 1 km, considerando un porcentaje de error de 10 %. Mientras menor sea el tamaño de la ventana, más se enfatizarán las inhomogeneidades situadas a poca profundidad, las que generalmente poseen corta longitud de onda (Silva et al. 2001). Decece entonces la efectividad de la resolución para las estructuras más profundas y/o de mayor longitud de onda (Figs. 8 y 9).

Sismología

Los datos utilizados corresponden a los obtenidos por la red temporaria de estaciones sismológicas desplegada desde fines de octubre del 2014 por el IGSV en la localidad de Añelo, Neuquén. La red se ubicó hacia el este del volcán Copahue entre los 37. 5° y 39° de latitud sur y entre los 68° y 70° de longitud oeste. Además, los datos se complementaron con la estación CANA perteneciente al INPRES ubicada en el pueblo de Caviahue y la estación GO06 de la red FDSN ubicada en Chile, a ~120 km al sur del volcán (Fig. 10).

La red de estaciones AÑELO cuenta con equipamiento sis-

mológico de última generación, con sensores sísmicos Trillium Compact y Trillium 120PA. Por otra parte, la estación CANA está conformada por un sensor Geotech S-13 mientras que la estación GO06 con un Trillium 240.

El procesamiento de los registros sísmicos se llevó a cabo utilizando el paquete de programas sísmológico SEISAN 9.1 (Havskov y Ottemöller 2010). El cálculo de los parámetros hipocentrales (latitud, longitud, profundidad y tiempo origen) de los eventos sísmicos se realizó a través del programa Hypocenter 3.2 (Lienert et al. 1986) considerando el modelo de velocidad de Bohm (Bohm et al. 2002). En la figura 11 podemos observar los eventos localizados (red AÑELO, estaciones CANA Y GO06) y en la figura 12 un ejemplo de una traza sísmica de uno de los eventos.

El cálculo de magnitud momento se realizó con SEISAN y para la estación CANA, entregando valores de magnitudes que variaron entre 1.7 y 3.4.

Del total de la sismicidad localizada, en este trabajo solo se reporta y se interpreta la sismicidad con error en parámetros de localización menor a 10 km (Fig. 13, Cuadro 1), la cual se concentra en la Caldera del Copahue. Para el conjunto de sismos localizados en la caldera, la incertidumbre en latitud y longitud (mediana) son de 5.45 y 6.15 km, respectivamente. La incertidumbre en el hipocentro es de 3.2 km.

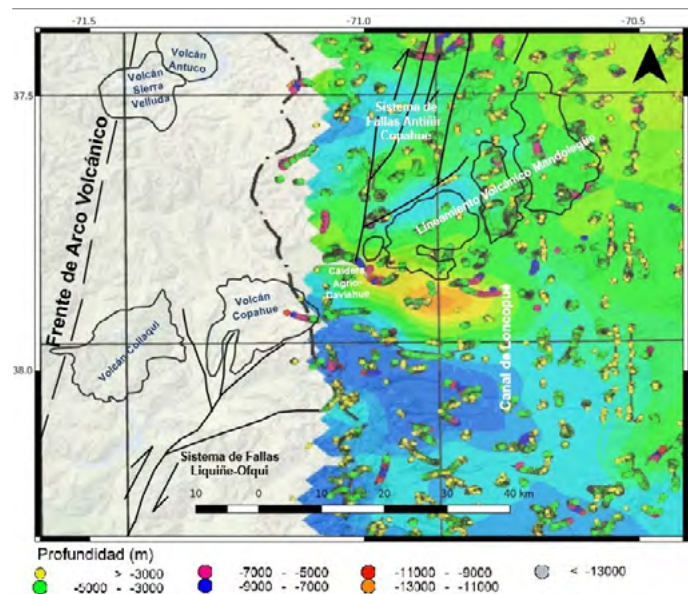


Figura 8. Soluciones de la deconvolución de Euler para SI=1 de la anomalía magnética.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las cadenas volcánicas están asociadas al sistema de fallas de transpresión dextral del Liquiñe Ofqui y su continua-

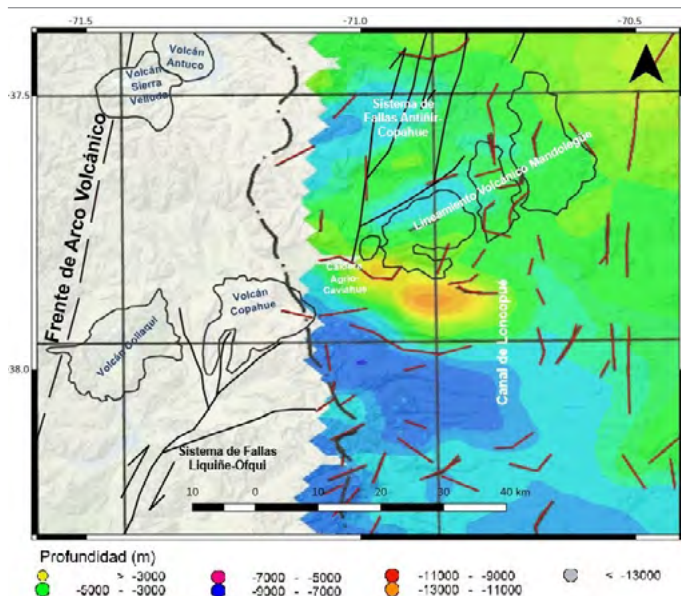


Figura 9. Principales alineaciones de la distribución de soluciones de la deconvolución de Euler.

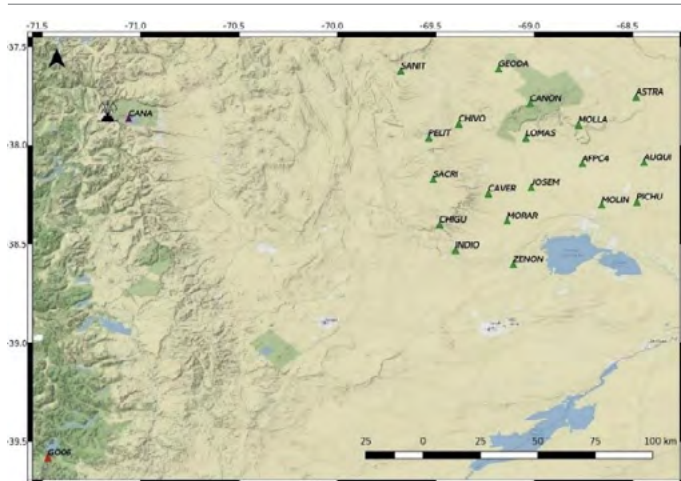


Figura 10. Mapa de estaciones sísmológicas. Los triángulos verdes corresponden a las estaciones de la red AÑELO. El triángulo violeta y rojo a la estación de INPRES y FDSN, respectivamente.

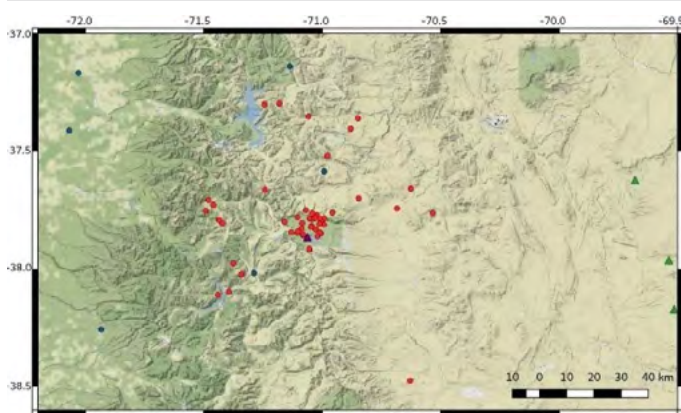


Figura 11. Eventos sísmicos localizados a partir del registro de las estaciones sísmológicas. En rojo se muestran los eventos sísmicos superficiales, con profundidades menores a 20 km, y en azul los profundos de más de 20 km.

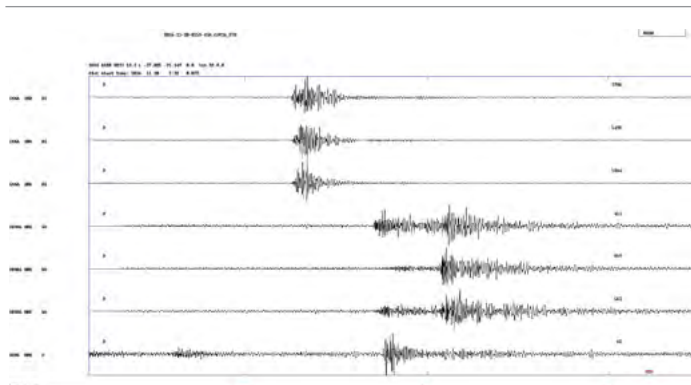


Figura 12. Trazas sísmicas de un evento en particular registrado por todas las estaciones, a modo de ejemplo se seleccionaron 3 estaciones (GEODA, CANA y GO06).

ción al norte sistema de fallas Antiñir Copahue, que conjugado con acortamientos este-oeste generan importantes zonas de deformación dúctil y frágil, de carácter inverso, dentro de la zona de falla. En la carta de anomalías de gravedad (Fig. 4) podemos observar un cambio de signo muy notorio. Es así, que las anomalías positivas están asociadas a las cadenas volcánicas (ej. Hakim et al. 2012) tales como el volcán Copahue, volcán Collaqui, volcán Sierra Velluda, volcán Antuco, y cordillera de Mandegüe. Por el contrario, los valores de anomalía negativo se asocian a la fosa de Loncopué y a los valles y quebradas ubicados entre las cadenas volcánicas como así también se observa un valor negativo para la caldera Agrio-Caviahue.

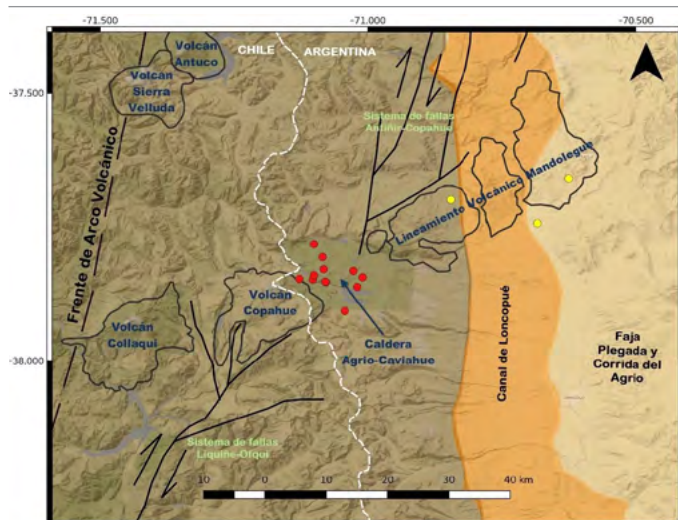


Figura 13. Esquema de regiones morfoestructurales de la zona de estudio junto con sismicidad cortical localizada. En rojo se muestran los eventos sísmicos superficiales, con profundidades menores a 5 km, y en amarillo los de más de 5 km.

En la anomalía magnética (Fig. 6) se observa un notable cambio en la señal desde los 38°S hacia el sur. Sin embargo, cuando calculamos la anomalía reducida al Polo (Fig. 7), este cambio se observa a partir de los 37.5°S, con una interrupción en la región de Caviahue.

A partir de la distribución de soluciones de la deconvolución de Euler (Fig. 8), se trazaron las principales alineaciones (Fig. 9), donde se pone en evidencia la existencia de estructuras con diversas direcciones. La dirección NO-SE con pre-

Cuadro 1. Sismicidad con error en parámetros de localización menor a 10 km.

Latitud (°)	Error en Lat (°)	Longitud (°)	Error en Long (°)	Prof (km)	Error en Prof (km)	NST	RMS	Mw
-37.848	5.4	-71.103	4.4	2.7	2	14	0.5	3
-37.847	7	-71.128	5.5	0	2.1	19	0.7	3.1
-37.840	6.5	-71.101	7.9	0	2.1	10	0.5	2.6
-37.832	5.9	-71.027	5.9	0.3	2.4	12	0.3	2.3
-37.806	3	-71.085	6.4	0.1	2.6	19	0.5	3.3
-37.853	6.6	-71.079	8.1	3.5	2.7	16	0.5	1.8
-37.829	4.5	-71.083	5.3	3.5	3.1	19	0.7	2.3
-37.782	3.4	-71.101	9.2	0	3.1	15	0.4	2.2
-37.862	3.8	-71.020	4.6	0.6	3.3	12	0.3	2.4
-38.475	3.5	-70.629	4.1	20.4	4.7	13	0.4	-
-37.844	5.5	-71.010	7.3	0.1	4.8	19	0.4	1.8
-37.907	2.8	-71.044	8.2	0	4.9	19	0.5	2.2
-37.699	4.9	-70.846	4.2	5.1	5.4	19	0.5	-
-37.659	6	-70.626	6.6	9.7	7	15	0.5	-
-37.852	6.1	-71.080	5.9	4.6	7.6	14	0.3	-

dominio en el borde oeste de la carta y límite con Chile. En menor medida un dominio conjugado al anterior. Y finalmente en el borde este de la carta se observa un predominio de direcciones N-S paralelos al eje de la faja plegada del Agrio.

La sismicidad registrada en el período desde el 1 de julio de 2016 al 31 de junio del 2017 se asocia a niveles corticales (< 20 km) y a niveles subcorticales. Los sismos corticales más superficiales se localizan principalmente en la Caldera del Agrio-Caviahue y los más profundos (entre 5 y 20 km) a una distancia no mayor de 40 km de la caldera.

La mayor parte de la sismicidad cortical (Fig. 13) reportada en este trabajo con errores de localización (latitud, longitud y profundidad) menores a 10 km se asocia a la caldera del Agrio-Caviahue, no pudiendo determinar una concentración de los mismos siguiendo alguna tendencia particular. También se observa sismicidad más profunda, probablemente relacionada al lineamiento Mandelegüe.

A partir de los datos observados de la anomalía residual de Bouguer, se definió el área para realizar el modelo de inversión geofísica a través de un polígono cerrado, obteniendo así el modelo de densidad. En el mismo se observan variaciones laterales de densidad, donde los valores más bajos de densidad se encuentran ubicados en el borde oeste de la caldera (donde se concentran los sismos superficiales) mientras que los valores más altos están por debajo de la cima del Copahue. Estos valores bajos se corresponden en su mayoría con las zonas de evidencias geotermales (ej. Girolami et al. 2017). Por lo cual, esta baja densidad podría reflejar los sistemas hidrotermales asociados a rocas fracturadas y de alta porosidad (ej. Barnoud et al. 2016). Esta baja densidad, comparada con la densidad por debajo de la cima del Copahue, en parte también podría asociarse a la presencia de material fundido (ej. Fedi et al. 2018) en esta región, el cual a su vez podría vincularse con la cámara profunda propuesta por Lundgren et al. 2017 a partir de datos INSAR. Lundgren et al. (2017) explica dos modelos de fuente para el volcán Copahue: una fuente poco profunda, casi vertical, alargada

centrada a 2.5 km bajo la cima del volcán y una fuente más profunda a 7 km de profundidad (5 km bajo el nivel medio del mar) la cual, mediante una zona de transferencia, conecta la fuente poco profunda con la más profunda. Esta fuente más profunda se encuentra directamente debajo de la sismicidad volcano-tectónica detectada hasta los primeros 5 km de profundidad probablemente relacionada a la inflación evidenciada desde el 2011 hasta el 2016 y a la actividad geotermal de la zona (Fig. 14).

CONCLUSIONES

Las anomalías gravimétricas positivas están asociadas a las cadenas volcánicas tales como el volcán Copahue, volcán Collaqui, volcán Sierra Velluda, volcán Antuco, y cordillera de Mandelegüe. Por el contrario, los valores de anomalía negativo se asocian a la fosa de Loncopué y a los valles ubicados entre las cadenas volcánicas, además la caldera Agrio-Caviahue también presenta un valor de anomalía negativo.

La anomalía de Bouguer negativa localizada en la caldera Agrio-Caviahue estaría reflejando un efecto conjunto entre el sistema geotermal en la región y el reservorio de magma profundo propuesto por Lundgren et al. (2017). En el modelo geofísico se observaron cambios laterales de densidad, donde el rasgo más importante (la baja densidad) se localiza en el borde oeste de la caldera, asociado probablemente a rocas fracturadas y de alta porosidad y/o a material fundido localizado a mayores profundidades. La sismicidad superficial localizada en este trabajo se encontraría vinculada con la cámara magmática propuesta por Lundgren et al. (2017) evidenciada por la inflación encontrada en el Copahue como así también a la actividad geotermal de la zona.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al INPRES por brindarnos datos de una de sus estaciones sismológicas, CANA y a la FDSN (Federation of Digital Seismographic Networks). Los autores agradecen a Foncyt y Fonarsec por financiar los estudios a través de los proyectos PICT 2014-1967, PICT 2017-1252 y ONDAS FSTics2010 N° 0006. A la Universidad Nacional de San Juan y a CONICET (Beca Doctoral y Proyecto PIP CONICET GIMENEZ).

Los editores desean agradecer la labor de revisión de Silvana Geuna y un revisor anónimo.

REFERENCIAS

Amante, C. y Eakins, B.W. 2008. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief

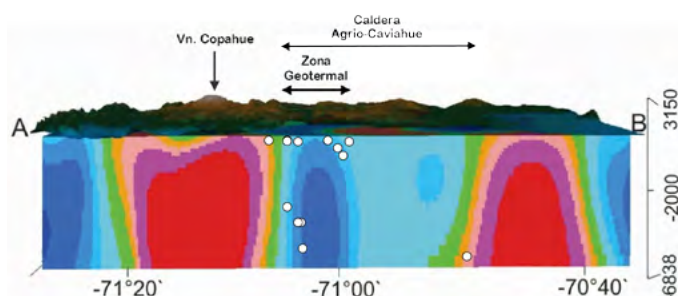


Figura 14. Perfil ubicado a los 38° de latitud Sur extraído del modelo de densidad junto con la sismicidad superficial localizada.

- Model: Procedures, Data Sources and Analysis. National Geophysical Data Center NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO.
- Agusto, M., Velez, M.L., Euillades, P., Tassi, F., Caselli, A., Lambert, M.C., Szentiványi, J., Llano, J., Nogués, V. y Trinelli, A. 2018. Correlación entre cambios geoquímicos y deformación en el volcán Copahue (Argentina) durante el ciclo eruptivo 2012-2017. *Foro Internacional: Los volcanes y su impacto*, 31-35, Arequipa.
- Barbosa, V.C.F., Silva, J.B.C. y Medeiros, W.E. 1999. Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. *Geophysics* 64: 48-60.
- Baranov, V. 1957b. Potential field and their transformations in applied geophysics. *Gerbünder Bontraeger*, 121 p., Berlin.
- Barbosa, V.C.F. y Silva, J.B.C. 2005. Deconvolução de Euler: Passado, presente e futuro – UM tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica* 23(3): 243-250.
- Barcelona, H., Yagupsky, D., Vigide, N. y Senger, M. 2019. Structural model and slip-dilation tendency analysis at the Copahue geothermal system: Inferences on the reservoir geometry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 375: 18-31.
- Barnoud, A., Coutant, O., Bouligand, C., Gunawan, H. y Deroussi, S. 2016. 3-D linear inversion of gravity data: method and application to Basse-Terre volcanic island, Guadeloupe, Lesser Antilles. *Geophysical Journal International* 205: 562-574.
- Barthelmes, F. 2009. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Scientific Technical Report STR09/02, GFZ German Research Centre for Geosciences, Postdam, Germany, March 2009, <http://icgem.gfz-postdam.de>.
- Bohm, M. 2004. 3-D Lokal be be tomographie der sudlichen Anden zwischen 36 und 40 S. PhD thesis, der Freien Universitat Berlin.
- Bohm, M., Lüth, S., Echlter, H., Ascha, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A. and Wigger, P. 2002. The Southern Andes between 36j and 40jS latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356: 275-289.
- Bonali, FL. 2013. Earthquake-induced static stress change on magma pathway in promoting the 2012 Copahue eruption. *Tectonophysics* 608: 127-137.
- Bonali, FL., Tibaldi, A., Corazzato, C., Tormey, D.R. y Lara, L.E. 2013. Quantifying the effect of large earthquakes in promoting eruptions due to stress changes on magma pathway: the Chile case. *Tectonophysics* 583: 54-67.
- Caselli, A.T. y Barion, G. 2016. Formación de cono cinerítico en el cráter del volcán Copahue, Argentina. *EICES* 11: 24, Malargüe.
- Caselli, A.T., Velez, M.L., Agusto, M.R., Liccioli, C. y Vaselli, O. 2016a. Pre-historic to historic activity at Copahue volcano. En: Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A.T. (eds.), *Copahue Volcano*. Springer, Active Volcanoes of the World, 49-59, Berlin.
- Caselli, A.T., Agusto, M., Velez, M.L., Forte, P., Bengoa, C., Daga, R., Albite, J.M. y Capaccioni, B. 2016b. The 2012 eruption, in *Copahue Volcano*. En: Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A.T. (eds.), *Copahue Volcano*. Springer, Active Volcanoes of the World, 49-59, Berlin.
- Cembrano, J. y Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471: 96-113.
- Cooper, G.R.J. 2006. Obtaining dip and susceptibility information from Euler deconvolution using the Hough transform. *Computers and Geosciences* 29: 941-948.
- Durrheim, R.J. y Cooper, G.R.J. 1997. EULDEP: A program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data. *Computers and Geosciences* 24(6): 545-550.
- Echlter, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P., Bohm, M. y Luth, S. 2002. The southern andes between 36j and 40jS latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356: 275-289.
- Fedi, M., Cella, F., D'Antonio, M., Florio, G., Paoletti, V. y Morra, V. 2018. Gravity modeling finds a large magma body in the deep crust below the Gulf of Naples, Italy. *Scientific Reports* 8: 8229.
- Folguera, A., Ramos, V., Hermanns, R.L. y Naranjo, J.A. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central andes (37–38 s): Evidence of strike-slip displacement along the antiñir-copahue fault zone. *Tectonics* 23(5): TC001533
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Vélez, L., Tobal, J., Orts, D., Agusto, M., Caselli, A. y Ramos, V.A. 2016. A Review of the Geology, Structural Controls, and Tectonic Setting of Copahue Volcano, Southern Volcanic Zone, Andes, Argentina. En: Tassi F., Vaselli O. y Caselli A. (eds), *Copahue Volcano*. Active Volcanoes of the World. Springer, 3-22, Berlin.
- Forsberg, R. y Tscherning, C.C. 1997. Topographic effects in gravity modeling for BVP. *Lecture Notes in Earth Sciences* 65: 239-272.
- Girolami, C., Barchi, M.R., Heyde, I., Pauselli, C., Vetere, F. y Cannata, A. 2017. The Gravity Anomaly of Mount Amiata, Different approaches for understanding Anomaly Source distribution. *Geophysical Journal International* 211(2): 865-882.
- Hakim, S., Essam, A., Agus, S., Sachio, E. y Jun, N. 2012. Gravity data analysis of Ungaran Volcano, Indonesia. *Arabian Journal of Geoscience* 5:1047-1054.
- Havskov, J. y Ottemöller, L. 2010. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer, 347 p., Berlin.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K. y Ziegler, M. 2016. World stress map 2016. *Science* 277: 1956-1962.
- Hsu, S.K. 2002. Imaging magnetic sources using Euler's equation. *Geophys* 31: 764-772.
- Ibáñez, J.M., Del Pezzo, E., Bengoa, C., Caselli, A., Badi, G. y Almen-dros, J. 2008. Volcanic tremor and local earthquakes at copahue volcanic complex, southern andes, argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 174: 284-294.

- JICA. 1992. The feasibility study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén, JICA-EPEN (inédito), 89 p, Neuquén.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R.J., Brooks, B.A., Barriga, R., Lauría, E. y Souto, L.P. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Science* 16: 125-131.
- Li, X. 2001. Vertical resolution: gravity versus vertical gravity gradient. *The Leading Edge* 20: 901-904.
- Lienert, B., Berg, E. y Frazer, N. 1986. Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76(3): 771-783.
- Lundgren, P., Nikkhoo, M., Samsonov, S.V., Milillo, P., Gil-Cruz, F. y Lazo J. 2017. Source model for the Copahue volcano magma plumbing system constrained by InSAR surface deformation observations. *Journal of Geophysical Research* 122(7): 5729-5747.
- Manga, M. y Brodsky, E.E. 2006. Seismic triggering of eruptions in the far field: volcanoes and geysers. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 34: 263-291.
- Marzocchi, W. 2002a. Remote seismic influence on large explosive eruptions. *Journal of Geophysical Research* 107(B1): 2018.
- Marzocchi, W. 2002b. Remote seismic influence on the large explosive eruptions. *Journal of Geophysical Research* 107: 6-10.
- Mas, G.R., Mas, L.C. y Bengochea L. 1995. Zeolite zoning in drill holes of the Copahue geo-thermal field, Neuquén, Argentina. *World Geothermal Congress, Proceedings: 1077-1081*, Firenze.
- Mas, G., Mas L. y Bengochea L. 1996. Hydrothermal, surface alteration in the Copahue geothermal field (Argentina). *Twenty-fifth workshop on geothermal reservoir engineering, Proceedings: 22-24*, Stanford.
- Mas, L.C. 2010. History and Present Situation of the Neuquén Geothermal Project. *World Geothermal Congress, Proceedings: 2010*, Bali.
- Mas, L.C. y Mas G.R. 2015. Geothermal energy development at Copahue Volcano. En: Tassi F., Vaselli O. y Caselli A. (eds), *Copahue Volcano. Active Volcanoes of the World*. Springer, 3-22, Berlin.
- Mayer-Gürr, T. 2007. ITG-Grace03s: the latest GRACE gravity field solution computed in Bonn. *Joint International GSTM and SPP Symposium: 15-17*, Potsdam.
- Molodensky, M.S., Eremeev, V.F. y Yurkina, M.I. 1962. Methods for study of the external gravity field and figure of the earth. *Israel Program of Scientific Translations*, 248 p., Jerusalem.
- Mushayandebvu, M.F., Lesur, V., Reid, A.B. y Fairhead, J.D. 2004. Grid Euler Deconvolution with constraints for 2D structures. *Geophysics* 69: 489-496.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C. y Factor, J.K. 2008. An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008, paper presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union: 13-18, Vienna.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C. y Factor, J.K. 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research* 117(B4): B04406.
- Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sanchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G. y Roquer, T. 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics* 680: 192-210.
- Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 307-327.
- Petrinovic, I.A., Villarosa, G., D'elia, L., Guzmán, S.P., Páez, G.N., Outes, V., Manzoni, C., Delénico, A., Balbis, C., Carniel, R. y Hernando, I.R. 2014. La erupción del 22 de diciembre del 2012 del volcán Copahue, Neuquén, Argentina: Caracterización del ciclo eruptivo y sus productos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (2): 161-173.
- Phillips, J.D. 2007. Geosoft eXecutables (GX's) Developed by the U.S. Geological Survey, Version 2.0, with Notes on GX Development from Fortran Code. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1355.
- Polanco, E. y Naranjo, J.A. 2004. The 2000 ad eruption of Copahue volcano, southern andes. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 279-292.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. y Somerton, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55: 80-91.
- Robinson, E.S. 1971. The use of Poisson's relation for the extraction of pseudototal magnetic field intensity from gravity observations, *Geophysics* 36: 605-608.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Gimenez, M., Martínez, P., Ruiz, F. y Ramos, V. 2009. Evolución tectónica de la fosa de Ilocopué: Estructura del depocentro cuaternario del huecú y su relación con la sedimentación y el volcanismo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(2): 214-230.
- Roy, L., Agarwal, B.N.P. y Shaw, R.K. 2000. A new concept in Euler deconvolution of isolated gravity anomalies. *Geophysical Prospecting* 48(3): 559-575.
- Salem, A. y Smith, R. 2005. Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies, *Geophysical Prospecting* 53(1): 83-89.
- Sierra, J., D'Amore, F., Panarello, H. y Pedro, G. 1992. Reservoir characteristics of the vapour dominated geothermal field of Copahue, Neuquén, Argentina, as established by isotopic and geochemical techniques *Geothermal Investigations with Isotope and Geo-chemical Techniques in Latin America. Nuclear Techniques in Geothermal Resources Investigation, Proceedings: 13-30*, San José.
- Silva, J.B.C., Barbosa, B.C.F. y Medeiros, W.E. 2001. Scattering, symmetry, and bias analysis of source-position estimates in Euler deconvolution and its practical implications: *Geophysics* 66(4): 1149-1156.
- Tassi, F., Agosto, M., Lamberti, C., Caselli, A.T., Pecoraino, G., Caponi, C., Szentiványi, J., Venturi, S. y Vaselli, O. 2017. The 2012–2016 eruptive cycle at Copahue volcano (Argentina) versus the peripheral

- gas manifestations: hints from the chemical and isotopic features of fumarolic fluids. *Bulletin of Volcanology* 79: 69.
- Thompson, D.T. 1982. EULDPH—a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47: 31-37.
- Ugalde, H. y Morris, B. 2008. Cluster analysis of Euler deconvolution solutions: New filtering techniques and actual link to geological structure. SEG Technical Program Expanded Abstracts: 794-798.
- Uieda, L., Ussami, N. y Braitenberg, C.F. 2010. Computation of the gravity gradient tensor due to topographic masses using tesseroids. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 91, Meeting of Americas, Supplemental, Abstracts G22A-04, Las Vegas.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A., Hermann, S.W., Flynn, K.S., Bermúdez, A. y Delpino, D. 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: a 'beehive' volcano in turmoil. *Geology* 29: 1059-1062.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Hermann, S.W., Flynn, K.S., Bermúdez, A. y Delpino, D. 2009. Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina. *Applied Geochemistry*, 24: 208-220.
- Williams, S.E., Fairhead, J.D. y Flanagan, G. 2005. Comparison of grid Euler deconvolution with and without 2D constraints using a realistic 3D magnetic basement model. *Geophysics* 70(3): 1MJ-Z51.