

Isoterma de Curie en Chile central: análisis del gradiente y flujo geotérmico en la zona continental

David Cáceres Araya¹

¹ Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile.
david.caceres@sernageomin.cl

RESUMEN. Este estudio explora la relación entre magnetometría y termodinámica en la transferencia de calor en la corteza terrestre en Chile central. Con este fin, se utilizó el análisis del espectro de potencia radial promedio de datos magnéticos para determinar la profundidad del punto de Curie, desde la ciudad de La Serena (~30° S) hasta San Fernando (~34,5° S), y desde la cordillera de los Andes (~70,5° O) hasta la longitud 82° O aproximadamente. En el sector oceánico, la isoterma de Curie se estimó a una profundidad promedio de 22 km y se correlaciona tentativamente con la dorsal de Juan Fernández. En el continente, en cambio, se observaron diferencias significativas: por un lado, la isoterma de Curie alcanzó profundidades más someras, con un promedio de 12 km, desde Ovalle hasta Illapel; por otro lado, se identificó una zona de mayor profundidad, de aproximadamente 39 km, al noreste de Valparaíso. Se empleó una ecuación empírica para calcular la conductividad térmica de las rocas y determinar así el flujo de calor geotérmico. El gradiente geotérmico promedio en la región continental de Chile central fue de 20 °C/km, con un máximo de 45 °C/km en la localidad de Canela. En la región Metropolitana de Santiago, el flujo de calor promedio fue de 50 mW/m², con un máximo de 57 mW/m² en la comuna de Paine. Los resultados obtenidos son consistentes con un estudio radiogénico previo en la cuenca de Santiago, lo cual sugiere que el método empleado en esta investigación constituye una técnica novedosa que puede ser replicada en otras zonas del país. La información proporcionada en este estudio puede ser aprovechada para el diseño de sistemas de energía geotérmica y para mejorar la comprensión de los procesos geológicos en la región.

Palabras clave: Isoterma de Curie, Magnetometría, Gradiente geotérmico, Flujo de calor, Chile Central.

ABSTRACT. Curie isotherm in Central Chile: gradient and geothermal flow analysis in the continental zone.

This study explores the relationship between magnetometry and thermodynamics in heat transfer within the Earth's crust in central Chile. The radially averaged power spectrum analysis of magnetic data was used to determine the Curie point depth, from the city of La Serena (~30° S) to San Fernando (~34.5° S), and from the Andes Mountains (~70.5° W) to approximately 82° W. Offshore, the Curie isotherm shows an average depth of 22 km and is tentatively correlated with the Juan Fernández Ridge. Inland, significant differences are observed; on the one hand, the Curie isotherm reaches shallower depths, averaging 12 km from Ovalle to Illapel; on the other hand, a deeper zone, at approximately 39 km depth, is identified northeast of Valparaíso. An empirical equation is then employed to calculate the thermal conductivity of the rocks and determine the geothermal heat flow. The average geothermal gradient in the continental region of central Chile is 20 °C/km, with a maximum of 45 °C/km in the locality of Canela. In the Metropolitan Region of Santiago, the average heat flow is 50 mW/m², with a maximum of 57 mW/m² in the commune of Paine. The results obtained are consistent with a previous radiogenic study in the Santiago basin, suggesting that the method used in this research constitutes a novel technique that can be replicated to other regions of the country. The information provided in this contribution can be utilized for the design of geothermal energy systems and to improve the understanding of geological processes in the region.

Keywords: Curie isotherm, Magnetometry, Geothermal gradient, Heat flow, Central Chile

1. Introducción

La magnetometría y la termodinámica están estrechamente relacionadas a través del análisis del espectro radial de potencia, un método que permite determinar la profundidad de la isoterma de Curie. Esta isoterma representa la profundidad a la cual la temperatura alcanza el punto de Curie, momento en el que los materiales ferromagnéticos pierden su magnetización. Conocer esta profundidad es relevante para comprender la distribución de la energía térmica en la corteza terrestre. Adicionalmente, el gradiente geotérmico, definido como la tasa de cambio de temperatura con la profundidad, y el flujo de calor, que es la cantidad de energía térmica que fluye a través de una unidad de área en un tiempo determinado, son parámetros esenciales para entender los procesos geológicos subyacentes.

Este estudio se enfoca en la región central de Chile, un área de gran interés geotérmico debido a la interacción entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana (Fig. 1). La placa oceánica en esta zona, en particular, presenta anomalías batimétricas significativas, como la dorsal de Juan Fernández y diversas zonas de fractura (Fig. 1). En este contexto geodinámico, la profundidad de la isoterma de Curie puede variar considerablemente, como se ha observado en estudios realizados en otras regiones tectónicamente activas (e.g., Tanaka *et al.*, 1999;

Bouligand *et al.*, 2009), lo cual influye en el gradiente geotérmico y el flujo de calor en la región.

El objetivo principal de este trabajo es determinar la profundidad de la isoterma de Curie en Chile central utilizando el análisis del espectro radial de potencia de datos magnéticos, y emplear estos resultados para calcular el gradiente geotérmico y el flujo de calor en la región. Al conocer estas profundidades, se busca mejorar la comprensión de cómo se distribuye la energía térmica en la región, lo cual tiene implicancias tanto para la investigación geológica como aplicaciones prácticas en el campo de la energía geotérmica. En particular, los resultados de este estudio pueden ser utilizados en el diseño e instalación de sistemas de bombas de calor geotérmicas, para contribuir así a la mitigación de los efectos del calentamiento global mediante el uso de fuentes de energía renovable. El diseño y la instalación de estas bombas, que utilizan la energía térmica almacenada en el subsuelo para calentar o enfriar hogares y edificios, son ejemplos de aplicaciones exitosas de la geotermia en el acondicionamiento habitacional. En países como Islandia y Suecia, el uso de sistemas de calefacción geotérmica es común y ha demostrado ser altamente eficiente y sostenible en el tiempo. En Islandia, por ejemplo, aproximadamente el 90% de los hogares están calentados por energía geotérmica, lo que ha permitido reducir significativamente las emisiones de carbono y la dependencia de combustibles fósiles (Ragnarsson, 2015).

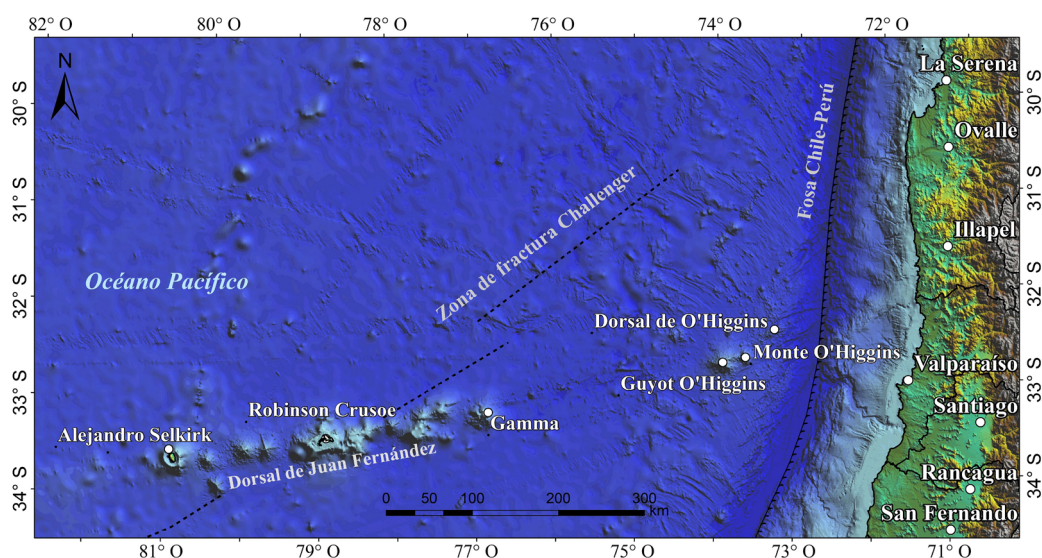


FIG. 1. Zona de estudio en Chile central y el océano Pacífico. Los círculos blancos indican islas y montes submarinos de relevancia a lo largo de las dorsales de Juan Fernández y O'Higgins. Las líneas negras segmentadas muestran las zonas de fractura más importantes. Batimetría y topografía obtenida a través del modelo ETOPO2 (Amante y Eakins, 2009).

La presente investigación abarca un área extensa, desde la ciudad de La Serena ($\sim 30^\circ$ S) hasta San Fernando ($\sim 34,5^\circ$ S) y desde la cordillera de los Andes ($\sim 70,5^\circ$ O) hasta aproximadamente la longitud 82° O. Variaciones significativas en la profundidad de la isoterma de Curie entre el sector oceánico y el continental son esperables, lo cual condiciona el gradiente geotérmico y el flujo de calor estimados para cada subregión. Al entender mejor estas variaciones espaciales, se busca avanzar en el conocimiento científico de los procesos térmicos en la corteza terrestre y promover e incentivar el desarrollo de tecnologías geotérmicas para Chile central.

2. Contexto tectónico y geológico

En la región central de Chile, dos importantes placas tectónicas convergen: la de Nazca y la Sudamericana. Esta convergencia ha dado lugar a la fosa oceánica (Moreno *et al.*, 2011) y, en profundidad, a la fusión parcial de la astenósfera. En efecto, estudios geofísicos mediante tomografía sísmica han revelado zonas de baja velocidad sísmica, lo que sugiere la existencia de material parcialmente fundido (Syracuse *et al.*, 2010). En el lecho oceánico, en tanto, la presencia de *hotspots* y el movimiento relativo de estos con respecto a la placa oceánica han formado dorsales volcánicas asísmicas, tales como las de Cocos, de Nazca, de Iquique y de Juan Fernández (*e.g.*, Pilger, 1981; Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Estudios geológicos de larga data han demostrado que estas dorsales son responsables, en parte, de las desviaciones observadas en los patrones normales de actividad volcánica y sísmica en la región. Barazangi e Isacks (1976), por ejemplo, demostraron que el ángulo de subducción es el principal factor que controla la actividad volcánica y sísmica en el margen convergente chileno. Este ángulo depende principalmente de la densidad de la placa subductada, la cual está correlacionada con la edad de esta (losas oceánicas jóvenes presentan densidades menores y, en consecuencia, ángulos de subducción generalmente bajos). Las dorsales asísmicas, al tener densidades menores debido al proceso de diferenciación durante la actividad volcánica, pueden generar zonas de subducción de bajo ángulo (*e.g.*, Gutscher *et al.*, 2000; Yáñez *et al.*, 2001).

En el centro-norte de Chile, el segmento de subducción Pampeano ($28\text{--}33^\circ$ S) ha sido estudiado en detalle, lo que ha revelado una historia tectónica

asociada con una subducción de bajo ángulo (*e.g.*, Isacks *et al.*, 1982; Jordan *et al.*, 1983a, b). El límite sur de este segmento coincide con la subducción de la dorsal de Juan Fernández, que proviene del *hotspot* epónimo (Yáñez *et al.*, 2001). En esta zona sur, las áreas elevadas tectónicamente incluyen cumbres montañosas, como los cerros Aconcagua (~ 6.960 m s.n.m.), Mercedario (~ 6.770 m s.n.m.) y La Ramada (~ 6.380 m s.n.m.) (Ramos *et al.*, 1996).

Geológicamente, Chile central se divide en tres unidades morfoestructurales: la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal. La Cordillera de la Costa está compuesta a grandes rasgos por un basamento metamórfico paleozoico, batolitos de edad mesozoica (Jurásico-Cretácico) y por formaciones sedimentarias y volcánicas neógenas (Thomas, 1958; Corvalán y Munizaga, 1972; Gana *et al.*, 1996; Wall *et al.*, 1996, 1999; Sellés y Gana, 2001; Charrier *et al.*, 2007). La Depresión Central, donde se ubica la ciudad de Santiago, está rellena por sedimentos aluviales y fluviales cuaternarios (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001) y por depósitos piroclásticos pleistocenos de la ignimbrita Pudahuel (Stern *et al.*, 1984; Wall *et al.*, 1999; Rebolledo *et al.*, 2006). La Cordillera Principal, en tanto, se compone de rocas volcánicas y volcanosedimentarias cenozoicas e intrusivos neógenos, en su borde occidental, y de rocas marinas y continentales mesozoicas, sedimentarias y volcánicas, en su sector oriental, estas últimas altamente deformadas (Thiele, 1980; Wall *et al.*, 1999; Fock, 2005).

3. Metodología y resultados

3.1. Profundidad del punto de Curie

Este trabajo se fundamenta sobre la base teórica introducida por Spector y Grant (1970), quienes analizaron las anomalías magnéticas de la corteza terrestre mediante la transformada de Fourier, la cual puede ser también utilizada para determinar la profundidad de la isoterma de Curie. Estos investigadores hallaron una relación entre el espectro radial de potencia y la profundidad de las potenciales fuentes. Contribuciones adicionales a esta técnica fueron provistas por Bhattacharyya y Leu (1977), Okubo *et al.* (1985), Blakely (1988, 1995) y Tanaka *et al.* (1999), entre otros. La metodología se basa en considerar la corteza terrestre como una placa horizontal de extensión lateral infinita. Se asume que

la fuente magnética es completamente aleatoria y no correlacionada. Utilizando estas consideraciones, se puede definir el espectro de potencia radial promedio ($\varnothing_{\Delta T}$) de la anomalía magnética del campo total a través de la ecuación 1.

$$\varnothing_{\Delta T}(|k|) = Ce^{-2|k|Zt} \cdot (1 - e^{-|k|(Zo-Zt)})^2 \quad (1)$$

Donde C es una constante, Zo y Zt son las profundidades del centro y del techo de la fuente magnética, respectivamente, y k es el número de onda en radianes por kilómetro ($k=2\pi/\lambda$, donde λ es la longitud de onda).

Cuando el número de onda es grande (por ejemplo, para una longitud de onda dos veces menor que el espesor de la corteza magnetizada), la ecuación 1 se aproxima y se convierte en la ecuación 2, según Tanaka e Ishikawa (2005):

$$\ln[\varnothing_{\Delta T}(|k|)^{1/2}] = \ln A - |k|Zt \quad (2)$$

Donde A es una constante.

La ecuación 2 se puede representar gráficamente como una recta, donde la profundidad del techo (Zt) es la pendiente. Este valor se determina a través de un ajuste lineal.

Para números de onda pequeños, en cambio, se puede relacionar el espectro radial de potencia con la profundidad del centro (Zo), a través de la ecuación 3.

$$\ln\{\varnothing_{\Delta T}(|k|)^{1/2} / |k|\} = \ln B - |k|Zo \quad (3)$$

Donde B es una constante.

De manera similar a la ecuación 2, la ecuación 3 se puede representar gráficamente como una recta, donde la profundidad del centro (Zo) es la pendiente (también determinada a través de un ajuste lineal).

Los parámetros Zt y Zo se pueden estimar dividiendo las pendientes de las rectas obtenidas en las ecuaciones 2 y 3 por un factor de 4π , según se muestra en la ecuación 4. La estimación de la base de las fuentes magnéticas o profundidad del punto de Curie (Zb) se da a través de la ecuación 5.

$$Zt = \frac{m_t}{4\pi} \text{ y } Zo = \frac{m_o}{4\pi} \quad (4)$$

Donde m_t y m_o son las pendientes de las rectas de las ecuaciones 2 y 3, respectivamente.

$$Zb = 2Zo - Zt \quad (5)$$

3.2. Gradiente geotérmico y flujo de calor: base teórica

El gradiente geotérmico es un parámetro que refiere la variación de la temperatura con la profundidad en el interior de la Tierra. En general, se ha observado que la temperatura aumenta aproximadamente 25-30 °C por kilómetro de profundidad (Fowler, 2004). Este aumento progresivo se debe al flujo de calor interno de la Tierra, generado principalmente por la desintegración radiactiva de elementos presentes en el manto y la corteza terrestre y el calor primordial. Una forma de determinar el gradiente geotérmico es con la medición de la temperatura a diferentes profundidades, utilizando termómetros y sensores térmicos. Sin embargo, también es posible determinar el gradiente geotérmico mediante el conocimiento de la isoterma de Curie y la temperatura local en la superficie. Al conocer ambos datos, se obtiene el gradiente geotérmico en una dimensión, tal como se explicita en la ecuación 6 (Nondorf, 2016).

$$Gg = \frac{T_{Curie} - T_{sup}}{Zb - Z_{sup}} \quad (6)$$

Donde Gg es el gradiente geotérmico, T_{Curie} es la temperatura de Curie, T_{sup} es la temperatura en superficie y Z_{sup} es la elevación en la superficie.

Una vez estimado el gradiente geotérmico, se puede determinar el flujo de calor. Este parámetro se define, por medio de la ley de Fourier (Turcotte y Schubert, 2002), como la cantidad de calor que fluye a través de la superficie por unidad de tiempo y unidad de área. En una dimensión, este valor depende del gradiente geotérmico y de la conductividad térmica de la roca (ecuación 7).

$$q = kc \cdot Gg \quad (7)$$

Donde q es el flujo de calor (usualmente medido en mW/m²) y kc es la conductividad térmica (usualmente medida en W/mK). Esta última especifica la capacidad de una roca para conducir el calor a través de un metro de espesor bajo una diferencia de temperatura de un grado (ya sea en Kelvin o Celsius). Esta propiedad varía según el tipo de roca, su porosidad, contenido de agua y temperatura. En cuanto a este último factor, a medida que aumenta la temperatura de la roca, su conductividad térmica disminuye. Kukkonen y Joleht, (1996) determinaron empíricamente esta variación utilizando la siguiente ecuación:

$$k_c = k_{ref} \left[\left(\frac{1}{1 + b(T - 273,15)} \right) + cT^3 \right] \quad (8)$$

Donde k_{ref} es la conductividad termal de la roca, b y c son constantes experimentales y T es la temperatura superficial en Kelvin. El valor de b en la corteza superior es $0,0015 \text{ K}^{-1}$ según Zoth y Hänel (1988). El valor de c , en tanto, es $10^{-10} \text{ W/mK}^{-4}$ de acuerdo con Schatz y Simmons (1972), sin embargo, este valor se puede considerar cero para temperaturas inferiores a los $800 \text{ }^\circ\text{C}$ (Kukkonen y Joelent, 1996).

3.3. Isoterma de Curie, gradiente geotérmico y flujo de calor: resultados

Para calcular la isoterma de Curie, se utilizó el programa PyCurious (Mather y Delhay, 2019). Este programa se basa en el método desarrollado por Tanaka *et al.* (1999) y permite estimar la profundidad de la isoterma de Curie a partir de datos magnéticos.

Los datos magnéticos empleados en este trabajo se extrajeron del modelo global EMAG2v3 (Meyer *et al.*, 2017). Este modelo posee una resolución de 2 minutos de arco, considerada suficiente para los propósitos de este estudio. El mapa de anomalías magnéticas obtenido se muestra en la figura 2.

Modelos sintéticos sugieren que la dimensión óptima de una ventana de procesamiento debe ser 10 veces mayor que la profundidad del objetivo (*e.g.*, Chiozzi *et al.*, 2005). Considerando esto, así como estudios realizados en la región por Introcaso *et al.* (2008) (ventana cuadrada de 175 km para una profundidad de 32 km) y Pizarro *et al.* (2020) (ventana cuadrada de 150 km para una profundidad de 28 km), se decidió en este trabajo utilizar ventanas cuadradas de 200 km para el procesamiento de los datos. Esta elección se basó en la expectativa de alcanzar una mayor profundidad de investigación debido al posible efecto de la fosa Chile-Perú. Se definió un traslape entre las ventanas de 25 km con el propósito de obtener una mejor resolución espacial para el área continental, facilitando así un grillado más detallado y continuo de los resultados. Los datos magnéticos se recortaron utilizando el programa Oasis Montaj y la grilla resultante se exportó en formato XYZ, compatible con el programa PyCurious. Posteriormente, se calculó el espectro de potencia radial promedio (Fig. 3) y, por consiguiente, la profundidad del punto de Curie para cada ventana de análisis. La isoterma de Curie se obtuvo al interpolar la profundidad del punto de Curie para el área de estudio mediante el método de mínima curvatura (Fig. 4).

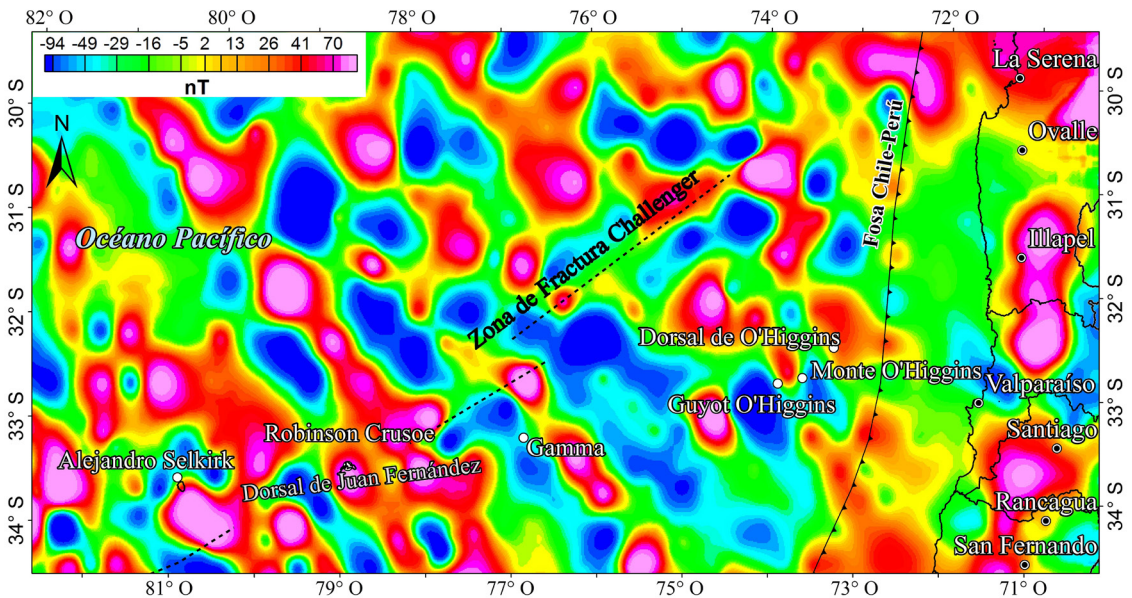


FIG. 2. Mapa magnético de campo total utilizado para determinar la isoterma de Curie. Modelo tomado de Meyer *et al.* (2017), con una resolución espacial de 2 minutos de arco. Los círculos blancos indican islas y montes submarinos de relevancia a lo largo de las dorsales de Juan Fernández y O'Higgins. Las líneas negras segmentadas muestran las zonas de fractura más importantes.

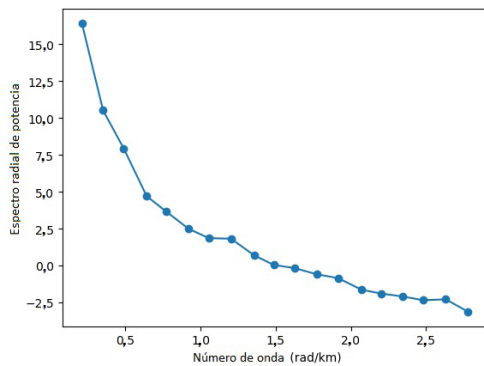


FIG. 3. Ejemplo de espectro de potencia radial promedio de una ventana en la zona de estudio.

Una vez conocida la profundidad del punto de Curie, el gradiente geotérmico se calculó con la ecuación 6. Se asumió una temperatura de Curie de 580 °C, que es el punto donde las rocas experimentan desmagnetización y se establece la base de la corteza magnetizada (e.g., Frost y Shive, 1986; Ravat *et al.*, 2016). Los datos de temperatura superficial, que no consideran las manifestaciones geotermiales, fueron

obtenidos de la base climatológica histórica de WorldClim (Harris *et al.*, 2014; Fick y Hijmans, 2017) para el periodo 2010-2018 debido a la disponibilidad de datos para la región de estudio. Se promediaron los valores mensuales máximos y mínimos y se generó una grilla de temperatura superficial utilizando el método de interpolación de mínima curvatura. La topografía superficial se extrajo del modelo de elevación digital NASADEM, de 1 segundo de arco de resolución (NASA JPL, 2020). Aunque las resoluciones espaciales de los datos magnéticos y topográficos difieren, estas fueron homologadas mediante las herramientas matemáticas de grilla del programa Oasis Montaj, adoptando la mejor resolución posible para preservar la calidad de los resultados. Las grillas finales utilizadas tuvieron una resolución de 1.100×1.100 puntos. Los resultados se presentan en la figura 5A.

El flujo de calor se obtuvo por medio de las ecuaciones 7 y 8. La conductividad termal se estimó en 2,9 W/mK, que es el valor promedio de la corteza superior (e.g., He *et al.*, 2009). Los resultados se presentan en la figura 5B.

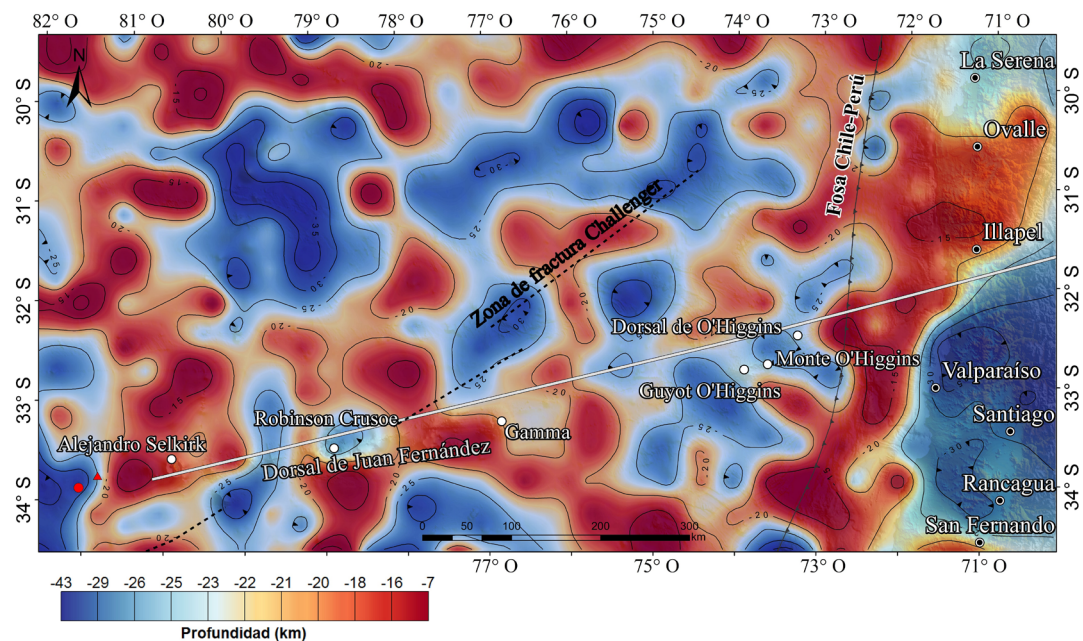


FIG. 4. Profundidad de la isoterma de Curie en la zona de estudio (reportada respecto al nivel medio del mar, isolíneas cada 5 km). Los círculos blancos indican islotas y montes submarinos de relevancia a lo largo de las dorsales de Juan Fernández y O'Higgins. Las líneas negras segmentadas muestran las zonas de fractura más importantes. La línea continua de color blanco representa la proyección de la dorsal de Juan Fernández hacia el continente, según Yáñez *et al.* (2001). El triángulo y el círculo de color rojo simbolizan la ubicación actual del hotspot de Juan Fernández, según Devey *et al.* (2000) y Lara *et al.* (2018), respectivamente. Batimetría y topografía obtenida mediante el modelo ETOPO2 (Amante y Eakins, 2009).

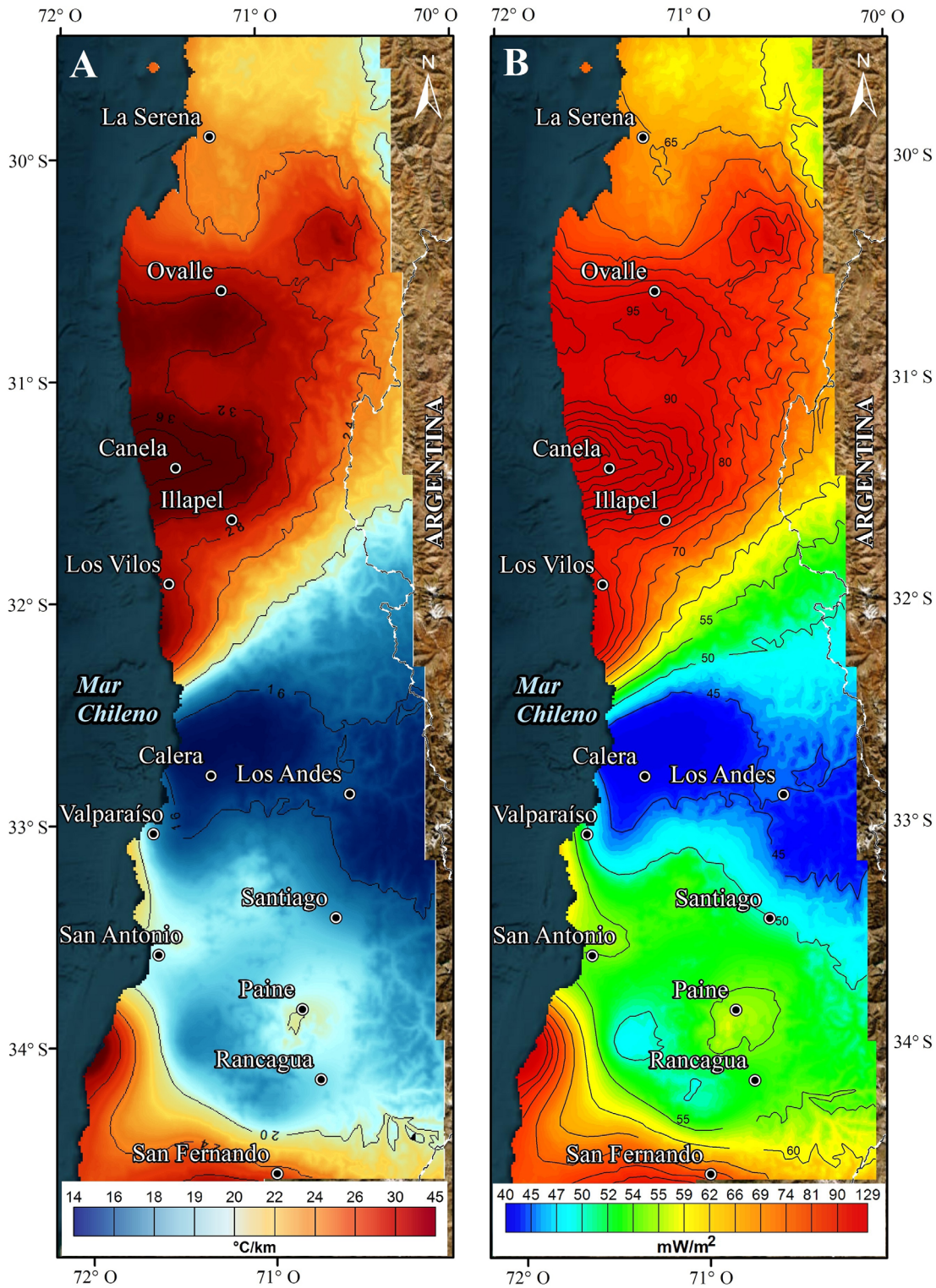


FIG. 5. Gradiente geotermal (A) y flujo de calor (B) para el área continental de la zona de estudio. En A, isolíneas cada $4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y en B, isolíneas cada $5 \text{ mW}/\text{m}^2$.

4. Discusión

Los resultados mostrados en la figura 4 sugieren que el comportamiento de la isoterma de Curie en el continente es más uniforme que en el océano Pacífico. Por ejemplo, desde la fosa Chile-Perú hasta la costa de Chile, la isoterma tiene una orientación aproximada norte-sur con una profundidad que varía mayormente entre 15 y 20 km. La tendencia de la isoterma a ser más somera entre la fosa oceánica y la costa continental, en comparación con otros sectores, puede explicarse por varios factores. Uno de ellos es el “efecto de chimenea”, donde las rocas máficas del antearco y la plataforma continental, especialmente aquellas de la Cordillera de la Costa, presentan una conductividad térmica más alta que las rocas circundantes, lo cual facilitaría un escape de calor más eficiente hacia la superficie. Adicionalmente, la subducción de la placa oceánica podría generar un incremento en la actividad térmica en el borde continental, elevando las temperaturas en la corteza superior y reduciendo así la profundidad de la isoterma de Curie en esta región.

A lo largo de la traza de la dorsal de Juan Fernández, la isoterma de Curie muestra en ciertos sectores una posición más superficial, lo cual sería reflejo de la elevada actividad térmica y magmática de la zona. Esta disminución local en la profundidad de la isoterma se puede deber al ascenso de material caliente desde el manto a través de las fisuras en la corteza oceánica a medida que la placa de Nazca recorre el *hotspot*, lo cual elevaría la temperatura de las rocas cercanas a la superficie. Por el contrario, la isoterma de Curie se hace más profunda en la isla de Robinson Crusoe (~20-25 km), posiblemente debido a la influencia de la zona de fractura Challenger. Al analizar la continuación de esta fractura hacia el noreste, también se reconocen áreas con isotermas de Curie tanto o más profundas que en Robinson Crusoe. Se sugiere que esta zona de fractura podría actuar como una barrera, afectando la distribución de calor y la estructura térmica de la corteza, profundizando de esa manera la isoterma de Curie al interrumpir el flujo de calor. Asimismo, es posible que se promueva un efecto de enfriamiento a causa de la circulación de fluidos, o bien que la alteración de los minerales en las rocas disminuya la conductividad térmica local. Otra posible explicación es que en esta zona de fractura exista un mayor espacio de acomodación para sedimentos, los cuales actuarían como aislantes

térmicos, creando así un “efecto manta” que influiría en la distribución térmica.

Inmediatamente al oeste de la isla Alejandro Selkirk, la isoterma de Curie muestra valores más someros, cercanos a los 11 km de profundidad. Continuando al oeste, se profundiza rápidamente hasta los ~35 km, hacia el sector donde se ubican las dos posibles posiciones actuales del *hotspot*, según Devey *et al.* (2000) y Lara *et al.* (2018).

En la zona de la dorsal de O'Higgins, la isoterma de Curie alcanza los ~22 km de profundidad, la cual se vuelve más somera hacia el continente, con valores que van desde los 18 a los 7 km de profundidad. Este súbito cambio en profundidad coincide espacialmente con la traza de la dorsal de Juan Fernández (Yañez *et al.*, 2001). En efecto, al norte de la traza, en el continente, la isoterma de Curie es menos profunda (15-20 km), probablemente debido a la influencia térmica del material más caliente asociado al *hotspot* y al material más conductivo de la corteza continental. Mientras que al sur, la isoterma de Curie se vuelve gradualmente más profunda (20-35 km), lo que refleja una menor influencia del *hotspot* combinado con rocas posiblemente menos conductivas, a causa de las importantes capas de sedimento que se presentan desde Illapel hacia el sur. En esta región, la isoterma de Curie alcanza su mayor profundidad al noreste de Valparaíso y se extiende hacia el sur hasta cerca de San Fernando, con un promedio de 30 km de profundidad. Dentro de esa zona, la cual engloba la ciudad de Santiago, la profundidad de la isoterma de Curie se ajusta al esquema de subducción plana descrito por Rosebaum *et al.* (2005) y se correlaciona con las isotermas de la litósfera establecidas por Poblete (2014).

De acuerdo con el mapa de gradiente geotermal (Fig. 5A), los mayores valores se encuentran en la zona de Canela (45 °C/km) y los menores al oeste de Calera (14 °C/km). En las ciudades de La Serena y San Fernando se reportan valores de 23 y 25 °C/km respectivamente, mientras que la región Metropolitana posee un valor promedio de 16 °C/km, con un máximo local de 20 °C/km en la zona de Paine.

Respecto al mapa de flujo de calor (Fig. 5B), la tendencia general es similar a la observada en el mapa de gradiente geotermal. Los valores extremos de 129 y 40 mW/m² se localizan en las zonas de Canela y Calera, respectivamente. La Serena presenta un flujo de calor de 66 mW/m² y San Fernando un

valor promedio de 72 mW/m². El promedio para la región Metropolitana es de 50 mW/m², donde el máximo se encuentra también en la zona de Paine con alrededor de 57 mW/m². Este último valor estaría reflejando una zona permeable del subsuelo.

Los resultados obtenidos para el gradiente geotérmico y el flujo de calor en la cuenca de Santiago, en la región Metropolitana, son consistentes con estudios previos. En particular, Poblete (2014) estimó el gradiente geotérmico a través del calor radiogénico, obteniendo un valor promedio de 22 °C/km y un flujo de calor de aproximadamente 60 mW/m². Valdenegro (2015) y Valdenegro *et al.* (2018), por su parte, reportaron valores de flujo de calor en Santiago en el intervalo 45-60 mW/m², similar a los resultados provistos en el presente estudio. Como contraejemplo, el mapa preliminar de flujo de calor de Chile, elaborado por Lemus *et al.* (2012), indica un valor cercano a 110 mW/m² para Santiago. No obstante, esta información debe interpretarse con cautela debido a que se basa en un análisis a escala nacional y de carácter preliminar. Aunque estos estudios son inéditos, proporcionan un contexto valioso que permite respaldar la validez de la metodología utilizada, además de contribuir con nuevos datos para la región.

5. Conclusiones

El presente estudio demuestra que los datos magnéticos pueden ser una herramienta útil para estudiar la distribución del calor terrestre en una región específica. Preliminarmente, ofrece información relevante para incentivar investigaciones geológicas y aplicaciones prácticas potenciales en materia de energía geotérmica.

La existencia de la zona de fractura Challenger parece provocar una discontinuidad o profundización de la isoterma de Curie en torno a la traza de la dorsal de Juan Fernández. En el continente, en tanto, la profundización de la isoterma de Curie en la región Metropolitana (valores entre 30 y 35 km de profundidad) parece estar controlada, al norte, por la proyección de la traza de la dorsal bajo el continente, y al oeste por la presencia de la fosa Chile-Perú.

El gradiente geotérmico promedio en la región continental de Chile central (30-34,5° S) es de alrededor de 20 °C/km, con un máximo de 45 °C/km en la zona de Canela, mientras que en la región Metropolitana el gradiente promedio es de 16 °C/km, con un máximo local de 20 °C/km en la zona de Paine. En cuanto al

flujo de calor geotérmico, el valor promedio es de 63 mW/m² con un máximo de 129 mW/m² en la zona de Canela. Además, se determinó un valor medio de 50 mW/m² en la región Metropolitana, con un máximo de 57 mW/m² en la zona de Paine.

La metodología empleada en el presente estudio puede ser extrapolada a otras zonas de interés. Como posibles mejoras, se sugiere incorporar datos de manifestaciones termales e información de temperatura en subsuperficie, obtenida a partir de pozos de perforación, permitiendo así optimizar la grilla de temperatura y refinar la precisión de los resultados.

Agradecimientos

Se agradece a F. Ibarra y M. Fuentes-Arreazola por su valiosa colaboración en la revisión de este manuscrito, lo que contribuyó significativamente a mejorar su claridad y calidad, así como al editor de la revista por sus sugerencias y observaciones que ayudaron a enriquecer este trabajo.

Referencias

- Amante, C.; Eakins, B.W. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24: 19 p. <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1/docs/ETOPO1.pdf>
- Barazangi, M.; Isacks, B.L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4 (11): 686-692. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4%3C686:SDOEAS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4%3C686:SDOEAS%3E2.0.CO;2)
- Bhattacharyya, B.K.; Leu, L.K. 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics* 42 (1): 41-50. <https://doi.org/10.1190/1.1440712>
- Blakely, R.J. 1988. Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 93 (B10): 11817-11832. <https://doi.org/10.1029/JB093iB10p11817>
- Blakely, R.J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press: 441 p. Cambridge.
- Bouligand, C.; Glen, J.M.G.; Blakely, R.J. 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 114. <https://doi.org/10.1029/2009JB006494>
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen

- in Chile. In *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society: 21-114. London. <https://doi.org/10.1144/GOCH.3>
- Chiozzi, P.; Matsushima, J.; Okubo, Y.; Pasquale, V.; Verdoya, M. 2005. Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central-southern Europe. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 152 (4): 267-276. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.005>
- Corvalán, J.; Munizaga, F. 1972. Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso-San Antonio. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 28: 40 p.
- Devey, C.W.; Hémond, C.; Stoffers, P. 2000. Metasomatic reactions between carbonated plume melts and mantle harzburgite: the evidence from Friday and Domingo Seamounts (Juan Fernandez chain, SE Pacific). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 68-84. <https://doi.org/10.1007/s004100050574>
- Fick, S.E.; Hijmans, R.J. 2017. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 37 (12): 4302-4315. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes en Chile central entre los 33° y 34° S. Tesis de magíster (Inédito), Universidad de Chile: 179 p.
- Fowler, C.M.R. 2004. *The Solid Earth: an introduction to global geophysics* (2nd edition). Cambridge University Press: 728 p. Cambridge.
- Frost, B.R.; Shive, P.N. 1986. Magnetic mineralogy of the lower continental crust. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 91 (B6): 6513-6521. <https://doi.org/10.1029/JB091iB06p06513>
- Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví, Regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas geológicos 1, 1 mapa escala 1:100.000.
- Gutscher, M.-A.; Spakman, W.; Bijwaard, H.; Engdahl, E.R. 2000. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19 (5): 814-833. <https://doi.org/10.1029/1999TC001152>
- Harris, I.; Jones, P.D.; Osborn, T.J.; Lister, D.H. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology* 34 (3): 623-642. <https://doi.org/10.1002/joc.3711>
- He, L.; Hu, S.; Yang, W.; Wang, J. 2009. Radiogenic heat production in the lithosphere of Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt. *Earth and Planetary Science Letters* 277 (3-4): 525-538. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.022>
- Introcaso, A.; Ghidella, M.; Ruiz, F.; Crovetto, C.; Introcaso, B.; Paterlini, C. 2008. Métodos gravi-magnetométricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental Argentina. *Geoacta* 33: 1-20.
- Isacks, B.; Jordan, T.; Allmendinger, R.; Ramos, V.A. 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. In *Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 5, Actas 3: 587-606.
- Jordan, T.E.; Isacks, B.; Ramos, V.A.; Allmendinger, R.W. 1983a. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 3: 20-26. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/1983/v6i3/005>
- Jordan, T.E.; Isacks, B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94%3C341:ATRTGO%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C341:ATRTGO%3E2.0.CO;2)
- Kukkonen, I.T.; Joeleht, A. 1996. Geothermal modelling of the lithosphere in the central Baltic Shield and its southern slope. *Tectonophysics* 255 (1-2): 25-45. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00131-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00131-X)
- Lara, L.E.; Reyes, J.; Jicha, B.R.; Díaz-Naveas, J. 2018. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological constraints on the age progression along the Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Frontiers in Earth Science* 6: 17 p. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00194>
- Lemus, H.; Cáceres, A.; Cortés, R. 2012. Mapa preliminar de flujo calórico de Chile (Informe Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería, 1 mapa escala 1:10.000.000.
- Mather, B.; Delhay, R. 2019. PyCurious: A Python module for computing the Curie depth from the magnetic anomaly. *Journal of Open Source Software* 4 (39). <https://doi.org/10.21105/joss.01544>
- Meyer, B.; Chulliat, A.; Saltus, R. 2017. Derivation and error analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min resolution Version 3 (EMAG2v3). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18 (12): 4522-4537. <https://doi.org/10.1002/2017GC007280>
- Moreno, M.; Rosenau, M.; Oncken, O. 2011. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature* 467: 198-202. <https://doi.org/10.1038/nature09349>
- NASA JPL. 2020. NASADEM Merged DEM Global 1 arc second V001. NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center. https://doi.org/10.5067/MEASURES/NASADEM/NASADEM_HGT.001

- Nondorf, L.M. 2016. Thermal conductivity, thermal gradient, and heat-flow estimations for the Smackover Formation, southwest Arkansas. *In* Geothermal Energy: an important resource (Osinski, G.R.; Kring, D.A.; editors). Geological Society of America: 94-114. [https://doi.org/10.1130/2016.2519\(07\)](https://doi.org/10.1130/2016.2519(07))
- Okubo, Y.; Graft, R.J.; Hansen, R.O.; Ogawas, K.; Tsu, H. 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics* 50 (3): 481-494. <https://doi.org/10.1190/1.1441926>
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6 (3): 233-248. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Pilger, R.H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin* 92 (7): 448-456. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1981\)92%3C448:PRARAL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1981)92%3C448:PRARAL%3E2.0.CO;2)
- Pizarro, G.; Ruiz, F.; Arecco, M.; Ghidella, M. 2020. Profundidad del punto de Curie y flujo térmico en la zona de cuencas offshore de Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 37 (1): 26-39. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2020.1.1038>
- Poblete, N.A. 2014. Producción de calor radiogénico y flujo calórico en la cuenca de Santiago, Región Metropolitana, Chile. Memoria para optar al título de geólogo (Inédito), Universidad de Chile: 93 p.
- Ragnarsson, A. 2015. Geothermal development in Iceland 2010-2014. *In* Proceedings World Geothermal Congress: 15 p. Melbourne.
- Ramos, V.A.; Aguirre-Ureta, M.B.; Álvarez, P.; Cegarra, M.I.; Cristallini, E.O.; Kay, S.M.; Lo Forte, G.L.; Pereyra, F.X.; Pérez, D.J. 1996. Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. *Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico* 24: 510 p.
- Ravat, D.; Morgan, P.; Lowry, A. 2016. Geotherms from the temperature depth constrained solutions of 1-D steady-state heat-flow equation. *Geosphere* 12 (4): 1187-1197. <https://doi.org/10.1130/GES01235.1>
- Rebolledo, S.; Lagos, J.; Verdugo, R.; Lara, M. 2006. Geological and geotechnical characteristics of Pudahuel Ignimbrite, Santiago, Chile. *In* IAEG International Congress, No. 10, Proceedings: 8 p. Nottingham.
- Rosenbaum, G.; Giles, D.; Saxon, M.; Betts, P.G.; Weinberg, R.F.; Duboz, C. 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth and Planetary Science Letters* 239 (1-2): 18-32. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.003>
- Schatz, J.F.; Simmons, G. 1972. Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures. *Journal of Geophysical Research* 77 (35): 6966-6983. <https://doi.org/10.1029/JB077i035p06966>
- Sellés, D.; Gana, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 74: 30 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Spector, A.; Grant, F. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35 (2): 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Stern, C.; Amini, H.; Charrier R.; Godoy, E.; Hervé, F.; Varela J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile* 23: 39-52.
- Syracuse, E.M.; van Keken, P.E.; Abers, G.A. 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 183 (1-2): 73-90. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.02.004>
- Tanaka, A.; Ishikawa, Y. 2005. Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: the Japanese islands case study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152 (4): 257-266. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.04.011>
- Tanaka, A.; Okubo, Y.; Matsubayashi, O. 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306: 461-470. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00072-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00072-4)
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 2: 86 p.
- Thiele, R. 1980. Geología de la Hoja Santiago, Región Metropolitana. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Turcotte, D.L.; Schubert, G. 2002. *Geodynamics* (2nd edition). Cambridge University Press: 456 p. Cambridge.
- Valdenegro, P. 2015. Contribución de la conductividad térmica y la producción de calor radiogénico a la estructura termal de la corteza superior en la latitud de Santiago, Chile. Memoria para optar al título de geólogo (Inédito), Universidad de Chile: 91 p.
- Valdenegro, P.; Muñoz, M.; Yáñez, G.; Parada, M.A.; Morata, D. 2018. Variabilidad en las concentraciones de elementos productores de calor radiogénico

- (RHP) en las formaciones geológicas de la cuenca de Santiago. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 15: 423 p. Concepción.
- Wall, R.; Gana, P.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas geológicos 2, 1 mapa escala 1:100.000.
- Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Área Tiltill-Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 11, 1 mapa escala 1:100.000.
- Yáñez, G.A.; Ranero, C.R.; von Huene, R.; Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°-34° S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 106 (B4): 6325-6345. <https://doi.org/10.1029/2000JB900337>
- Zoth, G.; Hänel, R. 1988. Thermal conductivity. *In* Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination (Hänel, R.; Rybach, L.; Stegena, L.; editors). Kluwer Academic Publishers: 449-466. Dordrecht.