

SISTEMA GEOTERMAL DE DESPOBLADOS DETERMINADO A PARTIR DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS, VALLE DEL CURA, SAN JUAN

Hernan BARCELONA, Alicia FAVETTO, Gisel PERI, Cristina POMPOSIELLO y Héctor OSTERA

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica-CONICET. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
Email: Hernan Barcelona, h.lidenbrock@gmail.com

RESUMEN

El Valle del Cura se emplaza dentro de un sistema de corrimientos N-S en la alta cordillera de San Juan. Este valle presenta manifestaciones geotermiales variadas destacándose los manantiales hipertermales de Despoblados. El objetivo de este trabajo fue estudiar el fenómeno geotermal mediante magnetotelúrica de alta resolución para resolver la geometría del sistema en profundidad. Se midió alta frecuencia (1000 - 10 Hz) en 47 sitios y banda ancha (10 - 0,03 Hz) en 18 sitios. Se efectuó un procesamiento robusto de la señal y un análisis estándar de sus propiedades. Inversiones 2-D permitieron caracterizar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo mediante 5 modelos luego integrados en uno pseudo 3-D. Los modelos definen dos anomalías conductivas, una de ellas directamente vinculada con los manantiales calientes y la otra sin expresión superficial. Ambas evidencian un fuerte control estructural y una circulación profunda de fluidos geotermiales. El modelo del sistema geotermal propuesto para Despoblados implica zonas de surgencia tipo plumas canalizadas por las fallas que controlan la geometría del valle y zonas de recarga asociadas a los corrimientos principales, por donde se infiltra agua meteórica. No existe evidencia de un nivel estratigráfico somero que conforme el reservorio, aunque no se descarta la existencia de uno más profundo. La circulación profunda de fluidos bajo un gradiente geotérmico normal favorecería la convección, aunque no se descarta que esté localmente controlada por una anomalía térmica remanente del volcanismo del Cerro de Vidrio (1,5Ma). Finalmente, se abren interrogantes sobre la existencia de un sistema geotermal mayor que integre todas las manifestaciones de Valle del Cura.

Palabras clave: *Geotermia, magnetotelúrica, circulación profunda de fluidos*

ABSTRACT

Geothermal system of Despoblados by magnetotelluric data, Valle del Cura, San Juan

Valle del Cura develops within a N-S thrust system in the high cordillera of San Juan. This valley has various geothermal manifestations, where the hot springs of Despoblados are highlighted. The aim of the work was to study the geothermal phenomenon by magnetotellurics, in order to obtain the geometry of the system in depth. High frequency (1000 - 10 Hz) and broad band (10 - 0.03 Hz) were recorded in 47 and 18 sites. Robust signal processing and standard parameters analysis were performed. 2-D inversion of the data was carried out to obtain the electrical resistivity distribution through five models and a single pseudo 3-D model. The models defined two conductive anomalies, one directly linked with the hot springs and the other one without superficial manifestation. Both anomalies show structural control and a deep circulation of geothermal fluids. The proposed Despoblados geothermal system has plumes like upwelling zones channeled by faults that surround the valley and downwelling zones linked to the main thrusts, were the meteoric water leaks. Although there is no evidence of shallow lithostratigraphic level as reservoir, is not discarded the existence of one below 4000 m depth. The geothermal fluid circulation could be by normal geothermal gradient convection or favored by a remnant thermal anomaly from the Cerro de Vidrio volcanic event (1.5 Ma). Finally, some questions remains about the existence of a main geothermal systems that groups the apparent isolated manifestations on Valle del Cura.

Keywords: *Geothermics, magnetotellurics, deep fluid circulation*

INTRODUCCIÓN

Los sistemas geotermiales de alta entalpía comúnmente se relacionan a anomalías térmicas subsuperficiales someras producto de actividad volcánica. El Valle del Cura está situado en la cordillera prin-

cipal sobre el segmento de subducción subhorizontal pampeano, que se caracteriza por ausencia de actividad volcánica (Kay *et al.* 1991). Sin embargo, en el Valle del Cura hay variadas evidencias de manifestaciones geotermiales (Fig. 1a). De estas evidencias se destacan los manan-

tiales hipertermales del valle de Despoblados, sobre el segmento septentrional del valle. Las características geoquímicas generales de los manantiales fueron relevadas y recopiladas por Pesce y Miranda (2003). Aunque los geotermómetros determinaron en forma preliminar tempe-

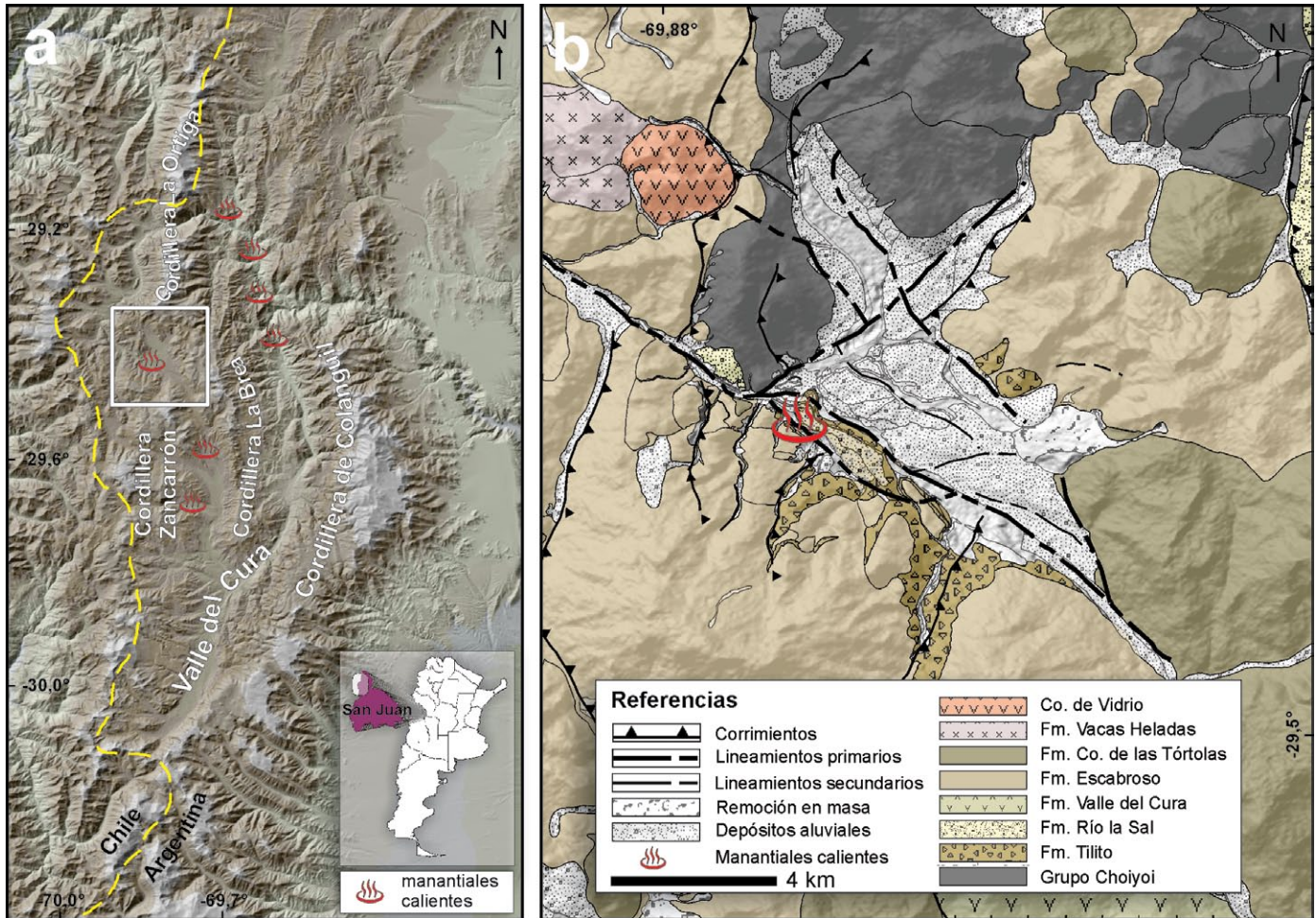


Figura 1: a) Ubicación de la zona de estudio, principales aspectos fisiográficos y manifestaciones geotermales en Valle del Cura. b) Mapa geológico simplificado del área de Despoblados (basado en Winocur 2010, Winocur *et al.* 2014).

raturas en la fuente superiores a 180°C, no hay estudios detallados sobre este potencial campo geotermal y se desconoce el alcance del fenómeno en profundidad. El método magnetotelúrico determina la conductividad eléctrica del subsuelo y particularmente en geotermia, permite caracterizar la geometría y los controles estructurales del sistema, delimitar la ubicación y extensión del reservorio, establecer los patrones de infiltración y ascenso de fluidos y definir la conexión con las manifestaciones geotermales superficiales (Newman *et al.* 2008, Bibby *et al.* 2009, Spichak y Manzella 2009, Bertrand *et al.* 2013, Muñoz 2013). La magnetotelúrica es una herramienta valiosa y comúnmente aplicada durante la exploración, la prospección y la posterior caracterización de recursos geotermales.

El recurso geotermal en Argentina está subdesarrollado y actualmente las áreas más atractivas se encuentran poco exploradas. Incluso zonas inicialmente desestimadas pueden ocultar el potencial en forma de sistemas no convencionales (*i.e.* recursos de energía geotérmica no tradicionales). Tal puede ser el caso del Valle del Cura. Los escasos estudios magnetotelúricos aplicados a campos geotermales vinculados con la actividad volcánica se realizaron en la zona de Copahue (Mamaní *et al.* 2000) y en la zona de Tuzgle (Sainato y Pomposiello 1997). Asimismo, algunas áreas geotermales no relacionadas con la actividad volcánica se prospectaron en las provincias de Tierra del Fuego (Borzotta *et al.* 1997), Entre Ríos (Favetto *et al.* 2005), La Rioja (Mamaní *et al.* 2013) y Salta (Barcelona *et al.* 2013).

El objetivo de este trabajo fue estudiar el fenómeno geotermal en el valle de Despoblados para resolver la geometría del sistema en subsuelo. La hipótesis de trabajo propone que las manifestaciones geotermales en Despoblados se corresponden con un sistema profundo de circulación de fluidos. Para contrastar esta hipótesis se caracterizó la distribución de la resistividad eléctrica en subsuelo mediante un estudio magnetotelúrico de alta resolución. Los datos magnetotelúricos recolectados fueron procesados por métodos robustos y sometidos un análisis estándar de la distorsión y dimensionalidad. Inversiones 2-D del conjunto de datos aportaron los modelos de resistividad eléctrica finales. A partir de los resultados obtenidos se realizaron inferencias geológicas y se caracterizaron distintos

elementos del sistema geotermal. Por último, se presenta un modelo conceptual del sistema geotermal de Despoblados considerándose el marco geológico estructural de la región.

MARCO GEOLÓGICO Y GEOTERMAL

El Valle del Cura, ubicado al noroeste de la provincia de San Juan, tiene como principal característica morfoestructural su desarrollo con dirección N-S por encima de los 3800 m s.n.m. Está circundado al este por la cordillera de Colangüil y al oeste, por una zona triangular constituida por corrimientos de vergencias y retrovergencias que se corresponde con el límite entre Argentina y Chile (Charchafie 2007). El origen del valle está vinculado a distintos estadios que favorecieron el apilamiento tectónico y levantamiento de la cordillera principal de los Andes durante el Oligoceno-Mioceno. Dos regímenes de esfuerzos fueron definidos durante ese periodo: un régimen extensional Oligoceno-Mioceno temprano que controla el magmatismo coetáneo y un régimen compresivo vinculado a la horizontalización Miocena de la losa subducida (Jordan y Allmendinger 1986, Ramos *et al.* 1989, Kay *et al.* 1991, Winocur *et al.* 2014). Esta última fase compresiva originó la morfología actual de crestas y valles longitudinales de las fajas plegadas y corridas del Valle del Cura. En este contexto se destaca Despoblados como una morfoestructura deprimida de geometría triangular a romboédrica y con desarrollo noroestesudeste.

La distribución de las unidades geológicas en el valle de Despoblados está representada en el mapa geológico de la figura 1b. El basamento de la región, que yace sobre metasedimentitas paleozoicas, está constituido por el Grupo Choiyoi de edad permotriásica y aflora al norte y noroeste de Despoblados (Mpodozis y Kay 1992). Por encima de este grupo y en discontinuidad yacen los depósitos del grupo Doña Ana (Maksaev *et al.* 1984). Este grupo está compuesto en las cercanías a Despoblados por los depósitos volcá-

cos bimodales de las Formaciones Tilito y Escabroso (Litvak 2009). Recientemente, Winocur *et al.* (2014) determinaron que los términos tobáceos y depósitos volcánicos retrabajados de la Formación Valle del Cura son concomitantes, y de un ambiente de retroarco, a la correspondiente signatura de arco Oligoceno a Mioceno temprano que presenta el Grupo Doña Ana. Por otro lado, depósitos conglomerádicos de la Formación Río La Sal fueron identificados principalmente a lo largo de la Cordillera de la Brea (Limarino *et al.* 1999, Nullo y Marín 1990, Malizia *et al.* 1997). La edad de estos depósitos es controversial (ver discusiones en Winocur 2010, Winocur *et al.* 2014), aunque un pequeño afloramiento al noroeste de Despoblados muestra que la unidad yace en discordancia sobre el Grupo Choiyoi. Rocas basalto-andesitas y dacitas de la Formación Cerro de las Tórtolas se encuentran ampliamente extendidas a lo largo del Valle del Cura y atestiguan la actividad volcánica de arco durante el Mioceno inferior y medio (Maksaev *et al.* 1984, Litvak y Poma 2014). Inmediatamente al oeste del valle de Despoblados afloran ignimbritas de la Formación Vacas Heladas asignadas al Mioceno medio al superior (Bissig *et al.* 2001). Las riolitas del Cerro de Vidrio, ubicado a 3 km al noroeste del valle de Despoblados, tienen una edad de 2 Ma y atestiguan la más reciente manifestación magmática identificada en el Valle del Cura (Bissig *et al.* 2002a).

Las estructuras dominantes en el Valle del Cura están constituidas por una serie de corrimientos N-S de distintas edades. Representan fallas normales Permo-Triásicas y/o Oligocenas reactivadas e invertidas en distinto grado a partir del Mioceno, durante la última gran fase compresiva andina (Nullo y Marín 1990, Alonso *et al.* 2011, Winocur *et al.* 2014). Estos corrimientos levantaron durante el Mioceno-Plioceno varias cordilleras que circundan y confluyen en el valle de Despoblados. El margen norte de Despoblados está constituido por el segmento sur de la cordillera de la Ortiga (Nullo y Marín 1990). El margen sur de Despoblados corresponde al extremo septentrional de

la cordillera del Zancarrón, cuyo segmento oriental se terminó de configurar durante el Plioceno (Limarino *et al.* 1999). Además, hacia el este, sobre la naciente del arroyo Despoblados, se encuentra la cordillera de la Brea, formada previo al Mioceno medio (Winocur 2010).

El nivel de despegue de estos corrimientos fue estimado por distintos autores y varía entre los 5 y 10 km de profundidad, asociado a la interfase entre el Grupo Choiyoi y las metasedimentitas paleozoicas (Moscoso y Mpodozis 1988, Allmendinger *et al.* 1990, Nullo y Marín 1990, Winocur 2010). La corteza superior tiene alta permeabilidad en este contexto, por lo menos hasta la transición frágil-dúctil (Manning y Ingebritsen 1999). Cuando la relación de la permeabilidad de las fallas y permeabilidad de la corteza es alta, tal como se infiere en Valle del Cura, los fluidos se canalizan por las fallas y por las zonas de despegue de las láminas de corrimiento. Por otro lado, la zona de despegue puede presentar algún grado de cataclisis, lo que aumenta su permeabilidad y su capacidad de alojar fluidos. Un fenómeno común es que el flujo canalizado por estas zonas tienden a formar fuertes gradientes térmicos tanto verticales como horizontales (Gottardi *et al.* 2013). El método magnetotélúrico es muy eficaz para diagnosticar fluidos en la zona de despegue y se evidencia mediante una importante disminución de la resistividad eléctrica por debajo de los 8 km de profundidad (Wannamaker 2000).

La estructura que controla el valle de Despoblados flanquea el margen sur y está representada por el lineamiento Veladero-Despoblados, con rumbo N120° y cuya última reactivación evidencia una cinemática sinistral (Winocur 2004, Charchafie 2007). Este lineamiento distorsiona y controla la traza de los corrimientos y algunos de ellos se truncan en él (*e.g.* el corrimiento al sureste de Despoblados). En general, las zonas donde múltiples fallas se intersectan, como el caso de Despoblados, constituyen controles estructurales principales para la surgencia de fluidos hidrotermales y geotermales. En este sentido, varios estudios precisaron

la relevancia y el rol del lineamiento Veladero-Despoblados durante eventos hidrotermales significativos así como en la mineralización aurífera subordinada (Jones *et al.* 1999, Bissig *et al.* 2002b). Por otro lado, una serie de fallas conjugadas a este lineamiento controlan el margen norte de la depresión y se acuñan sobre el mismo hacia el este. Se destaca también un lineamiento de rumbo N30° que delimita Despoblados hacia el noroeste y que morfológicamente, marca una diferencia de altitud mayor a 200 m con el valle mediante una pendiente de 18°. La cinemática de esta falla no está clara, pudiéndose interpretar como normal o inversa. Por último, un grupo de lineamientos secundarios menores fueron identificados sobre el depocentro mediante modelos de elevación digital y posteriormente constatados en el terreno. Considerándose las estructuras principales y subordinadas, el depocentro de Despoblados puede interpretarse como una cuenca tipo *pull-apart*.

Las manifestaciones geotermales en Valle del Cura son variadas y se destacan los manantiales de agua caliente, las piletas con diámetro mayor al metro en Bañitos y el *fracture ridge travertines* de Gollete que por su poca propagación desarrolló una forma cónica. Todas estas manifestaciones presentan una intensa exhalación de gases y una distribución espacial norte-sur, en un rango de 60 km. En Despoblados, las principales manifestaciones geotermales activas están ubicadas hacia el margen sur del depocentro, concordante con el lineamiento Veladero-Despoblados. Están constituidas por surgencias hipertermales, con temperaturas superiores a 73°C, fuerte emisión de gases y un pH de 6,5. Alrededor de las manifestaciones actuales se depositan mantos carbonáticos que se encuentran parcialmente afectados por procesos pedogenéticos y que ocasionalmente forman piletas donde se desarrolla la vegetación. Se destaca la ausencia de depósitos silíceos, típicos de precipitados coloidales proveniente de fuentes de alta entalpía. Pesce y Miranda (2003) recopilaron la información existente sobre la geoquímica de estas manifestaciones y las clasificaron como aguas cloruradas só-

licas. Además, geotermómetros catiónicos convencionales calculados según distintos autores (p.ej. Tönani 1980, Fouillac y Michard 1981, Amorson *et al.* 1983) dieron valores cercanos a los 190°C. Este valor representa la temperatura de equilibrio y estabilidad entre los minerales de la roca caja y el fluido, por lo que pueden ser interpretados como indicadores de la temperatura del reservorio.

En el contexto geofísico de este trabajo, cabe mencionar que la resistividad eléctrica de las rocas depende de la distribución de minerales, su porosidad y el grado de saturación, salinidad y temperatura de los fluidos. Numerosos autores han recopilado los valores de resistividad eléctrica obtenidos en laboratorio para distintos tipos de rocas, minerales y fluidos (Orellana 1972, Palacky 1988, Zhdanov y Keller 1994, Simpson y Bahr 2005, entre otros). A grandes rasgos, las rocas volcánicas tienden a tener valores de resistividad eléctrica en el orden $10^2 \Omega \cdot m$, las rocas tobáceas y sedimentarias, $10^1 \Omega \cdot m$ y las rocas saturadas en fluidos salinos, $10^0 \Omega \cdot m$. Sin embargo, esta segmentación puede verse distorsionada por la porosidad secundaria del material y por el grado de alteración hidrotermal. Estos dos factores, se encuentran ampliamente diseminados en las rocas de Despoblados (Bissig *et al.* 2001). En consecuencia, la respuesta teórica de la columna litoestratigráfica de la zona estudiada se simplifica como un medio altamente resistivo que localmente puede disminuir significativamente su valor debido a la presencia de discontinuidades, efectos de alteración hidrotermal o por la presencia de fluidos someros o en profundidad.

METODOLOGÍA

Método magnetotelúrico

La magnetotelúrica es una técnica no invasiva de exploración geofísica que utiliza las variaciones geomagnéticas naturales como fuente de energía para la inducción electromagnética en subsuelo (Simpson y Bahr 2005). La fuente del campo electromagnético proviene de la actividad de las tormentas eléctricas para frecuencias ma-

yores a 10 Hz y de la interacción del plasma solar con la ionósfera y magnetósfera para frecuencias menores a 1 Hz. El método se basa en la medición simultánea de las variaciones naturales de los campos magnético (H) y eléctrico (E) en direcciones ortogonales entre sí, en un punto sobre la superficie de la tierra. Por otro lado, el método audiomagnetotelúrico es una extensión de la magnetotelúrica que sólo difiere en el rango de frecuencias que utiliza (>10 Hz).

A partir de la transformada de Fourier se realiza un análisis espectral donde los datos obtenidos en el dominio del tiempo pasan al de frecuencias. A posterior, se define la impedancia, Z , como el cociente entre las componentes horizontales de E y H, que conforman un tensor complejo de segundo orden. Relacionados por Z , las componentes horizontales de los campos permiten la obtención de la resistividad aparente (ρ) y la fase (ϕ) en función de la frecuencia (Berdichevsky y Zhdanov 1984) y mediante funciones de transferencia, se puede determinar la resistividad eléctrica en profundidad.

La profundidad de penetración de los campos electromagnéticos en subsuelo (*skin depth*, δ) se relaciona directamente con la resistividad en profundidad e inversamente con la frecuencia de las ondas. Por lo tanto, a mayor resistividad del medio mayor es la penetración de la señal. Asimismo, las altas frecuencias son atenuadas cerca de la superficie, mientras que frecuencias más bajas alcanzan profundidades mayores.

Muestreo magnetotelúrico

Para la definición de la ubicación y el arreglo geométrico de la grilla de muestreo se consideraron las observaciones geológicas en el terreno, la interpretación de imágenes satelitales así como también datos previos inéditos de sondeos eléctricos verticales. El lineamiento Veladero-Despoblados constituyó el criterio principal para la configuración de la grilla dado que conforma un rasgo estructural de primer orden. Por otro lado, aspectos inherentes al método magnetotelúrico fueron considerados. Particularmente, fue convenien-

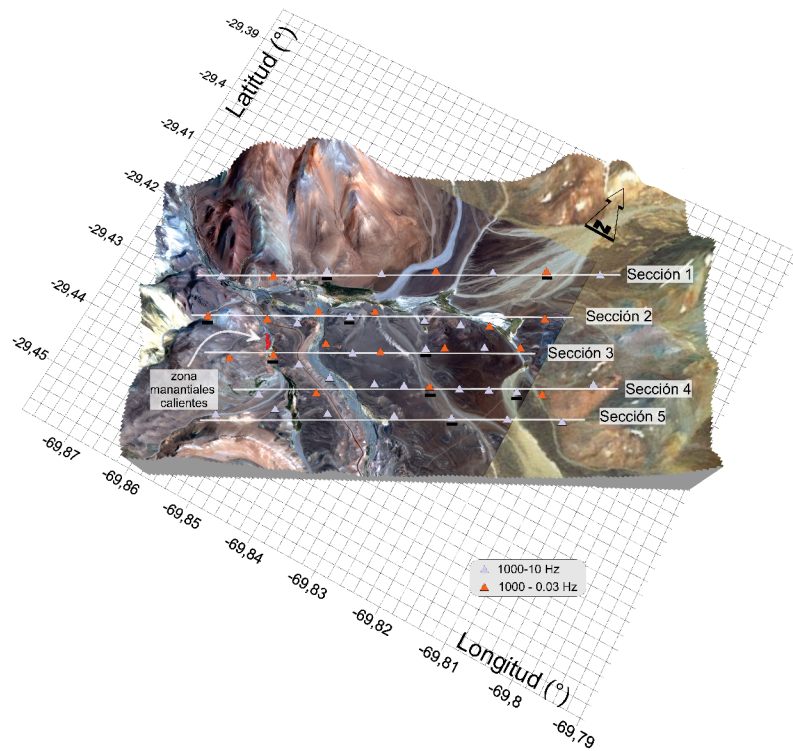


Figura 2: Ubicación de las estaciones magnetotéluricas según el rango de frecuencias y las secciones utilizadas durante las inversiones 2-D. Los guiones bajo los triángulos indican los sitios representados en las curvas de la figura 6.

te prolongar las secciones hasta los límites del depocentro de Despoblados para obtener contrastes en los valores de resistividad eléctrica y facilitar el proceso de inversión.

Se estableció un total de 47 sitios de muestreo distribuidos en cinco secciones con dirección SO-NE y manteniendo una equidistancia entre estaciones inferior a 400 m (Fig. 2). Los extremos de las secciones se extendieron hasta los márgenes del depocentro de Despoblados y el perfil más septentrional sigue una traza paralela al margen norte de la depresión. Los sitios fueron relevados mediante dos equipos de adquisición de datos. El equipo de audiomagnetotélurica STRATAGEM de *Geometrics* se utilizó en todos los sitios para registrar la señal en altas frecuencias (1000 Hz a 10 Hz). Adicionalmente, estas mediciones fueron complementadas en 18 sitios con el equipo magnetotélurico de banda ancha EMI MT24 de *Geometrics*, con el que se registró frecuencias menores a 0,03Hz. En todos los sitios se referenció a partir del norte magnético y las componentes horizontales de los campos mag-

nético y eléctrico fueron medidas con direcciones definidas como x al norte e y al este. La apertura de los dipolos fue de 60 m en los sitios de alta frecuencia y de 80 m en los sitios de banda ancha.

Procesamiento y análisis de distorsión y dimensionalidad

Los datos magnetotéluricos recolectados por el equipo MT24 fueron analizados con el software Acq24 de *EMI Instruments Inc.* Para obtener la mayor relación señal-ruido de la señal también se corrió el código de procesamiento robusto desarrollado por Egbert y Booker (1987). Los datos audiomagnetotéluricos se adquirieron mediante el software IMAGEM, que permitió el procesamiento preliminar *in situ* de la señal electromagnética registrada. Luego de la inspección visual de las series temporales, se filtró la señal, se aplicó una ganancia a cada canal (E y H), se calculó el tensor de impedancia Z , se resolvió la función de transferencia y se calcularon los valores de resistividad aparente y fase de la señal. Más de treinta segmentos de series temporales para cada

banda de frecuencia fueron utilizados para el análisis robusto de la señal. Además, el umbral de coherencia seleccionado para los campos E y H fue 0,7. De esta forma, sólo segmentos con buena relación señal-ruido fueron obtenidos.

La distorsión y dimensionalidad se estimó mediante parámetros de asimetría. Swift (1967) definió el $skew_{SWIFT}$, como la relación entre la traza y la diagonal secundaria del tensor de impedancia. En el caso de un medio indiferenciado 1D/2D el valor es cero, mientras que si hay una anomalía local 3-D el valor es mayor a 0,2-0,3 (Reddy *et al.* 1977, Bahr 1991). Otro parámetro de asimetría es el *phase-sensitive skew* ($skew_{BAHR}$) definido por Bahr (1988). Este parámetro mide la diferencia de fase entre cada par de elementos del tensor y tiene la particularidad de ser menos sensible a ciertas fuentes de distorsión (p. ej. distorsión galvánica). En el caso de un medio perfectamente 2-D el *phase sensitive skew* valdrá cero, mientras que valores por encima de 0,3-0,4 pueden considerarse un indicador de distorsión 3-D.

Ambos parámetros fueron utilizados debido a que son complementarios para suponer un medio 2-D (Berdichevsky y Dmitriev 2008). La figura 3 muestra los valores de $Skew_{SWIFT}$ y $skew_{BAHR}$ para cada frecuencia del conjunto de estaciones de sondeo. Se graficaron las envolventes de los errores estándar de las medias y las desviaciones estándar poblacionales, a fin de cuantificar los valores medios pesados por la cantidad de valores y la amplitud de la distribución de valores para cada frecuencia. Ambos parámetros tienen un comportamiento similar con la frecuencia. El conjunto de datos obtenidos por audiomagnetotélurica ($< 0,1$ s) tiene un comportamiento muy homogéneo y claramente por debajo del umbral. A períodos superiores al segundo hay mayor dispersión del $skew$. Esta tendencia viene acompañada por un leve incremento del valor medio, lo que supone un comportamiento parcialmente 3-D del medio. Además, entre 0,1 y 1 s la distorsión observada se corresponde con el *dead band* (i.e. amplitud de frecuencias donde la intensidad de las ondas electromagnéticas es mínima).

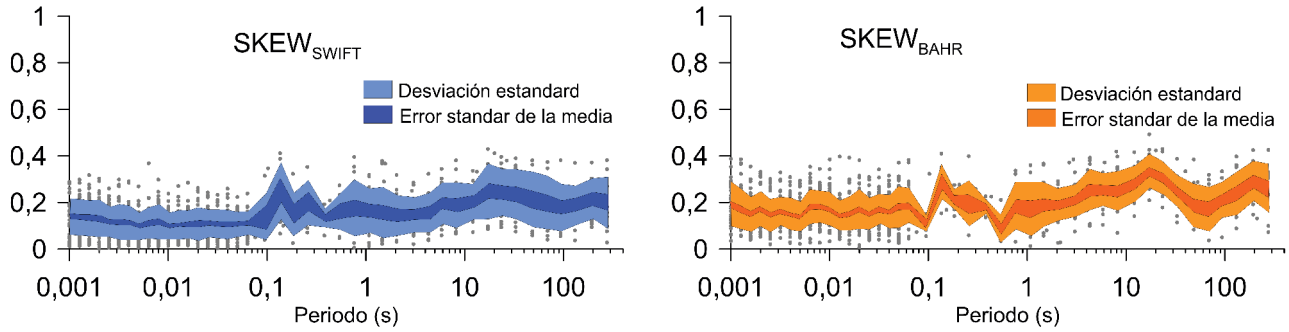


Figura 3: Distorsión y dimensionalidad. Asimetría del tensor de impedancia expresado mediante los parámetros $SKEW_{SWIFT}$ y $SKEW_{BAHR}$ para todas las estaciones a cada uno de los periodos calculados. El rango 0.001-0.1 s (i.e. 1000-10 Hz) corresponde a datos audiomagnetotelúricos.

Sin embargo, la mayoría de los valores de *skew* son pequeños y se asume un medio 2-D, aunque a mayor profundidad se incrementa la componente 3-D de la señal. Por último, se definió la dirección geoelectrica preferencial (regional) del medio. En un medio 2-D, la dirección geoelectrica preferencial se define como el ángulo con que se tiene que rotar el tensor de impedancia para obtener valores mínimos en sus componentes diagonales (Swift 1967). Este ángulo se obtuvo mediante el enfoque de descomposición tensorial de Groom-Bailey a partir del código *Strike* desarrollado por McNeice y Jones (2001). La dirección geoelectrica preferencial que distribuyó más homogéneamente y minimizó los errores entre todas las estaciones fue N30°O (Fig. 4). Los tensores de impedancia fueron rotados según esta dirección.

Inversión de los datos

A partir de la inversión 2-D se obtuvieron cinco modelos finales que permitieron caracterizar la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo en Despoblados. El algoritmo de inversión utilizado fue desarrollado por Rodi y Mackie (2001), es del tipo determinístico, está basado en gradientes conjugados no lineares y fue corrido en la plataforma *WinGlink* de *Geosystem*. El primer modelo obtenido fue el correspondiente a la sección 3, a partir de un semiespacio de 100 Ω.m. La distribución de resistividad eléctrica obtenida fue utilizada como modelo inicial para la inversión de las secciones restantes. Los modos trasverso magnético y trasverso eléctrico se invirtieron en forma conjunta y se utili-

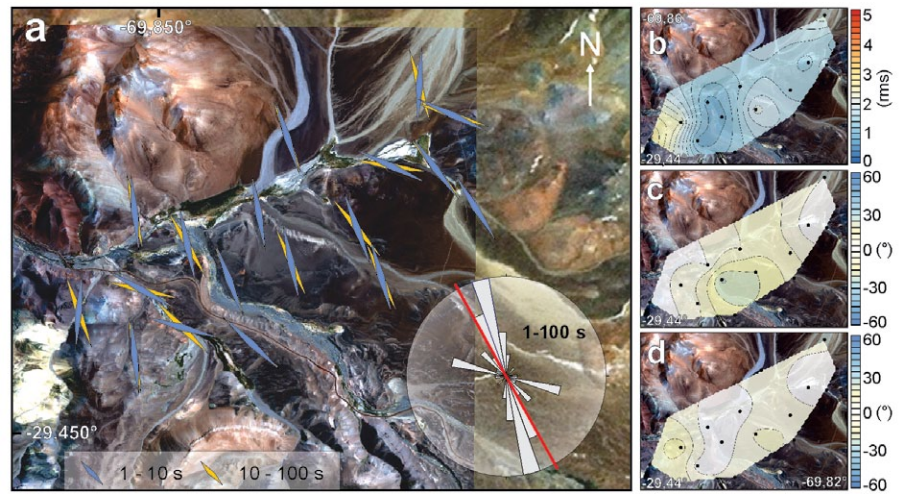


Figura 4: a) Dirección geoelectrica regional media (McNeice y Jones 2001) de cada sitio MT para los rangos 1s-10s y 10s-100s; el valor medio obtenido (N30°O) se representa con una línea roja en el diagrama de rosas. b) Errores cuadráticos medios (rms según siglas en inglés). Se evidencia un menor ajuste en el sector SO, aunque los valores son mayormente menores a 2. Parámetros de distorsión residuales c) *shear* y d) *twist*. Ambos parámetros presentan valores homogéneos, aunque una estación cercana a los manantiales calientes tiene mayor dispersión. La estabilidad de estos valores indica que la dirección geoelectrica utilizada es relativamente consistente con la señal medida.

zó un operador estándar en la regularización Laplaciana. El error mínimo permitido fue del 15% mientras que el umbral de error fue de 5% tanto para ρ como para ϕ . De esta forma se asignó mayor peso a la fase de la señal para evitar potenciales efectos no inductivos asociados a anomalías muy resistivas superficiales que yacen sobre un medio muy conductivo (Simpson y Bahr 2005). El parámetro de regularización del modelo fue de 10, definido a partir de un buen ajuste entre la rugosidad y el error cuadrático medio. La validez de los modelos en profundidad fue evaluada según la capacidad de penetración de las señales registradas. Con tal motivo, se estimó la profundidad de penetración máxima en función de la conductancia acumulada (p. ej. conductividad in-

tegrada verticalmente) en cada columna de celdas de los modelos y para distintos valores de frecuencias. Las profundidades resultantes fueron graficadas sobre los modelos en forma de isóneas para distintos periodos expresados en escala logarítmica. A modo de referencia, por debajo de la isónea de -1 las anomalías fueron mayormente definidas por medio de las estaciones de banda ancha. Por último, se confeccionó una matriz tridimensional mediante la interpolación y el filtrado de las variaciones de resistividad eléctrica obtenidas de las cinco secciones 2-D. El modelo pseudo 3-D aportó imágenes integrales de las anomalías y la interpretación en forma conjunta de los modelos.

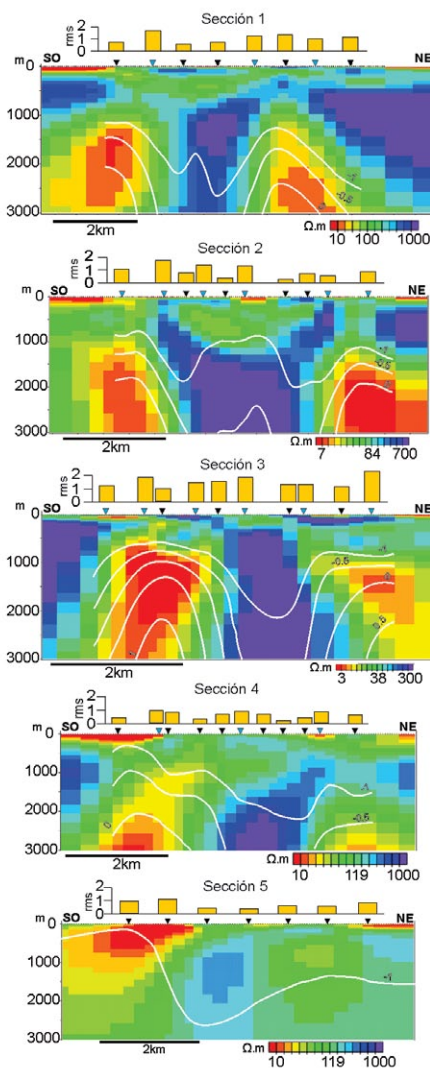


Figura 5: Modelos de resistividad eléctrica a partir de inversiones 2-D de datos magnetotelúricos y el ajuste de los datos observados expresados en error medio cuadrático (*rms*). Triángulos azules representan las estaciones con períodos largos.

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

En la figura 5 se presentan los modelos 2-D de la distribución de resistividad eléctrica en Despoblados. Los histogramas adjuntos en cada sección muestran errores cuadráticos medios inferiores a 2,5 en todas las estaciones, lo que representa un buen ajuste entre las curvas observadas y los modelos resultantes (ver detalle de los ajustes en Fig. 6). Las isosuperficies de profundidad de penetración máxima teórica graficadas sobre los modelos se desvían en función de las anomalías conductivas y resistivas presentes. En la mayoría

de las secciones la penetración de la señal fue significativa y los modelos son válidos hasta los 3.000 m de profundidad. Sin embargo, el modelo correspondiente a la sección 5 está íntegramente constituido por datos de alta frecuencia y no es representativo a gran profundidad.

El rango de resistividad eléctrica obtenido en los modelos comprende desde 1 $\Omega.m$ hasta más de 1.000 $\Omega.m$. Se observan marcadas heterogeneidades, con una alternancia de anomalías conductivas y resistivas por debajo de los 800 m de profundidad, correlacionables entre los modelos y limitadas entre sí por fuertes gradientes. Estas anomalías se relacionan a las principales fallas y lineamientos de la zona.

A partir del amplio rango de valores de resistividad eléctrica, de las litologías aflorantes y de la secuencia estratigráfica local, se diferenciaron tres dominios de resistividades en los modelos 2-D. El dominio más resistivo ($> 300 \Omega.m$) se correlacionó a las rocas volcánicas del Grupo Choyoi y hacia los márgenes del modelo, a rocas volcánicas cenozoicas. El dominio intermedio abarca un rango de resistividades amplio (entre 20 $\Omega.m$ y 200 $\Omega.m$). Según el contexto puede correlacionarse a depósitos aluviales y coluviales cuando se asocia a anomalías superficiales sin extensión en profundidad, a rocas volcánicas alteradas o a rocas sedimentarias cenozoicas. Por último, el dominio conductivo ($< 10 \Omega.m$) puede estar asociado a varias causas como la presencia de rocas porosas saturadas en fluidos, relacionado o no a una alta densidad de fracturas, a la presencia de fases minerales hidratadas como así también a la presencia de anomalías térmicas.

El modelo pseudo 3-D obtenido facilitó la correlación entre las secciones y la interpretación de las anomalías así como permitió definir las estructuras geoelectricas principales (Fig. 7). Las isosuperficies de 15 $\Omega.m$ definen dos anomalías conductivas con características distintas. La anomalía principal, ubicada en el sector SO de las secciones, presenta una geometría subvertical y se desarrolla desde la base del modelo hasta la superficie. Esta ano-

malía yace por debajo de los principales manantiales de agua caliente. Además, tanto el modelo pseudo 3-D como la sección 3 muestran que la anomalía principal disminuye su diámetro significativamente entre los 300 y 700 m de profundidad. Este estrechamiento discrimina un estadio somero de otro profundo de la anomalía. Asimismo, una anomalía conductiva secundaria, de menor expresión y sin manifestaciones geotérmicas superficiales asociadas, se definió al NE del depocentro de Despoblados. Por otro lado, una estructura resistiva ($\sim 1000 \Omega.m$) ubicada entre las anomalías conductivas descritas se extiende por debajo de los 800 m y define al bloque central del depocentro de Despoblados. Inmediatamente sobre esta estructura geoelectricas resistiva los distintos modelos 2-D muestran una capa heterogénea de $\sim 100 \Omega.m$, posiblemente vinculado a un nivel superficial más alterado o con ligeras variaciones litológicas.

El control de las estructuras geológicas sobre las estructuras geoelectricas constituye uno de los aspectos más relevantes de los modelos. Sobre un mapa estructural simplificado de Despoblados se graficó la distribución de la resistividad eléctrica a cuatro profundidades diferentes (Fig. 8). En cada profundidad mapeada se evidencia una correlación entre las estructuras geológicas expuestas en superficie y la expresión de las estructuras geoelectricas conductivas. La primera observación que se desprende de la figura 8 es que las anomalías conductivas no aumentan significativamente su expresión en profundidad. La anomalía conductiva principal está fuertemente controlada por el lineamiento Veladero-Despoblados, el cual controla el desarrollo de la misma hasta por debajo de los 2.000 m de profundidad. Por el contrario, la estructura geoelectrica secundaria está vinculada a la intersección de la falla N30° con el lineamiento que flanquea el segmento norte de Despoblados. Asimismo, cabe destacar que esta anomalía se desarrolla por debajo de los 1.000 m de profundidad.

Las discontinuidades definen zonas con marcado aumento de la permeabilidad y

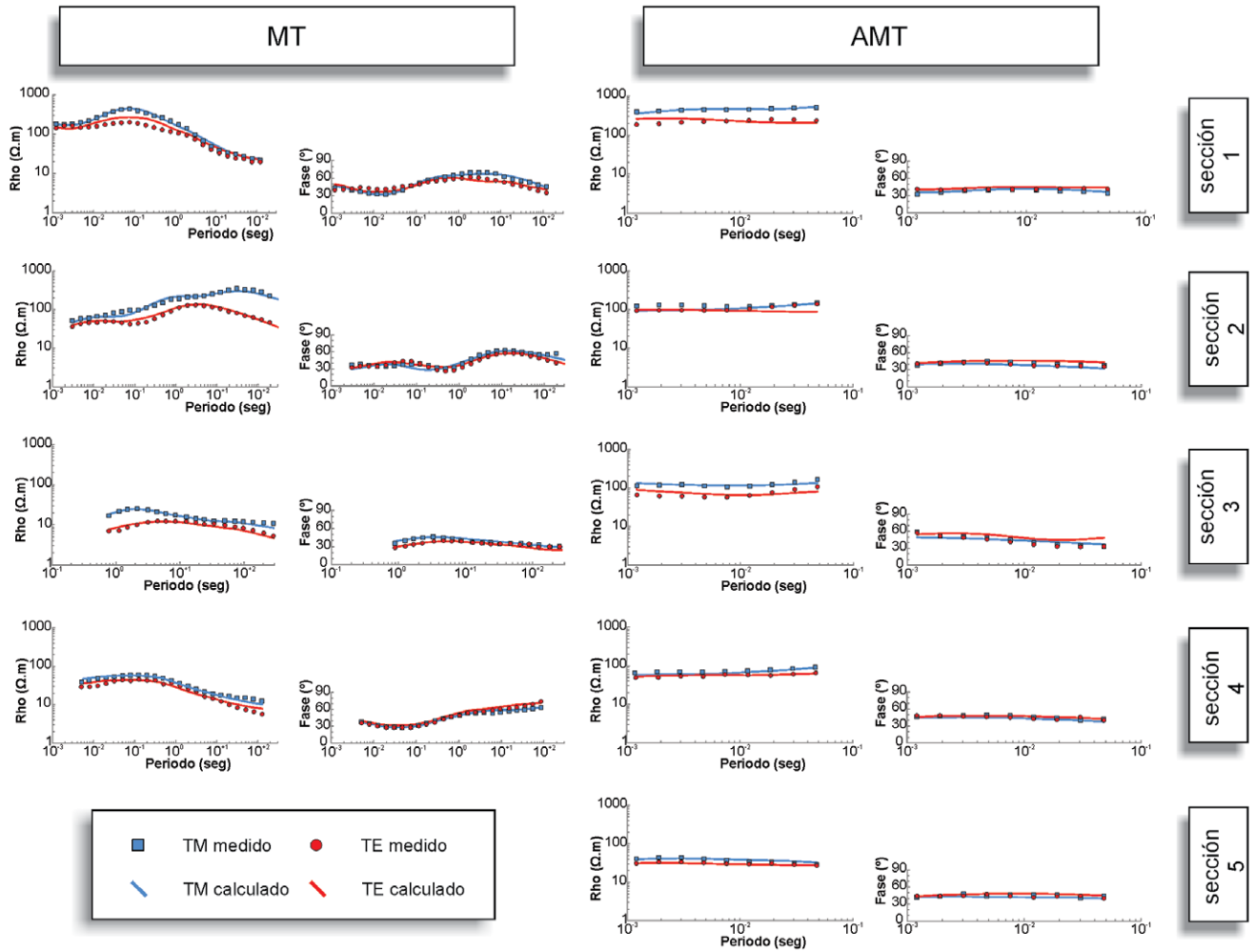


Figura 6: Curvas de resistividad y fase medidas y observadas para dos sitios por sección. Para la ubicación de cada sitio véase figura 2.

particularmente en este caso, pueden asociarse a estructuras localmente dilatantes. Según el contexto geológico, las estructuras geoléctricas conductoras se desarrollan en zonas de alta permeabilidad secundaria controlada por las fracturas y fallas que participan en la estructuración y fragmentación del depocentro de Despoblados. Las zonas asociadas a la intersección de los lineamientos N120° con la falla N30° constituyen las zonas con mayor fracturación por interferencia de las estructuras y en consecuencia, áreas potenciales para el ascenso de fluidos. La estructura geoléctrica conductiva secundaria se ubica en esta zona de intersección, no así la estructura geoléctrica conductiva principal. Esta última presenta un desplazamiento hacia el sur respecto de la intersección de estructuras, lo que podría

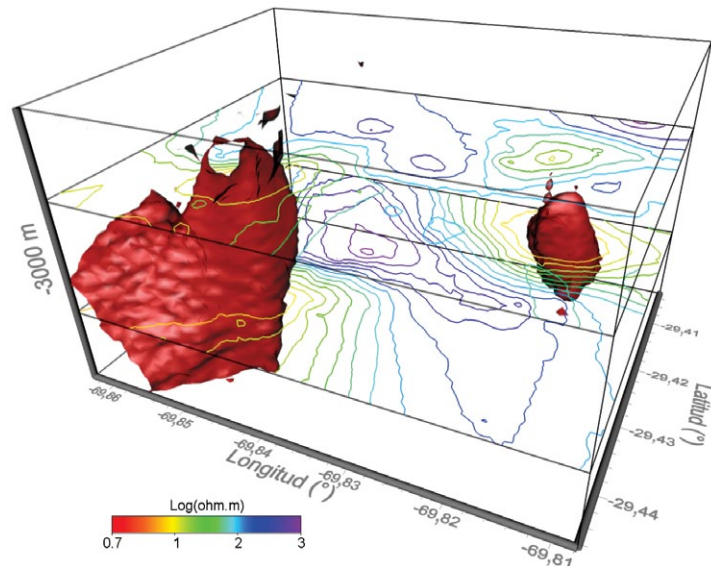


Figura 7: Modelo de resistividad eléctrica pseudo-3-D de Despoblados. Las isosuperficies rojas son de 15 $\Omega.m$, interpretadas como plumas ascendentes de fluido geotermal. Las líneas de contorno en el centro del valle definen un cuerpo muy resistivo con orientación aproximada noroeste-sudeste.

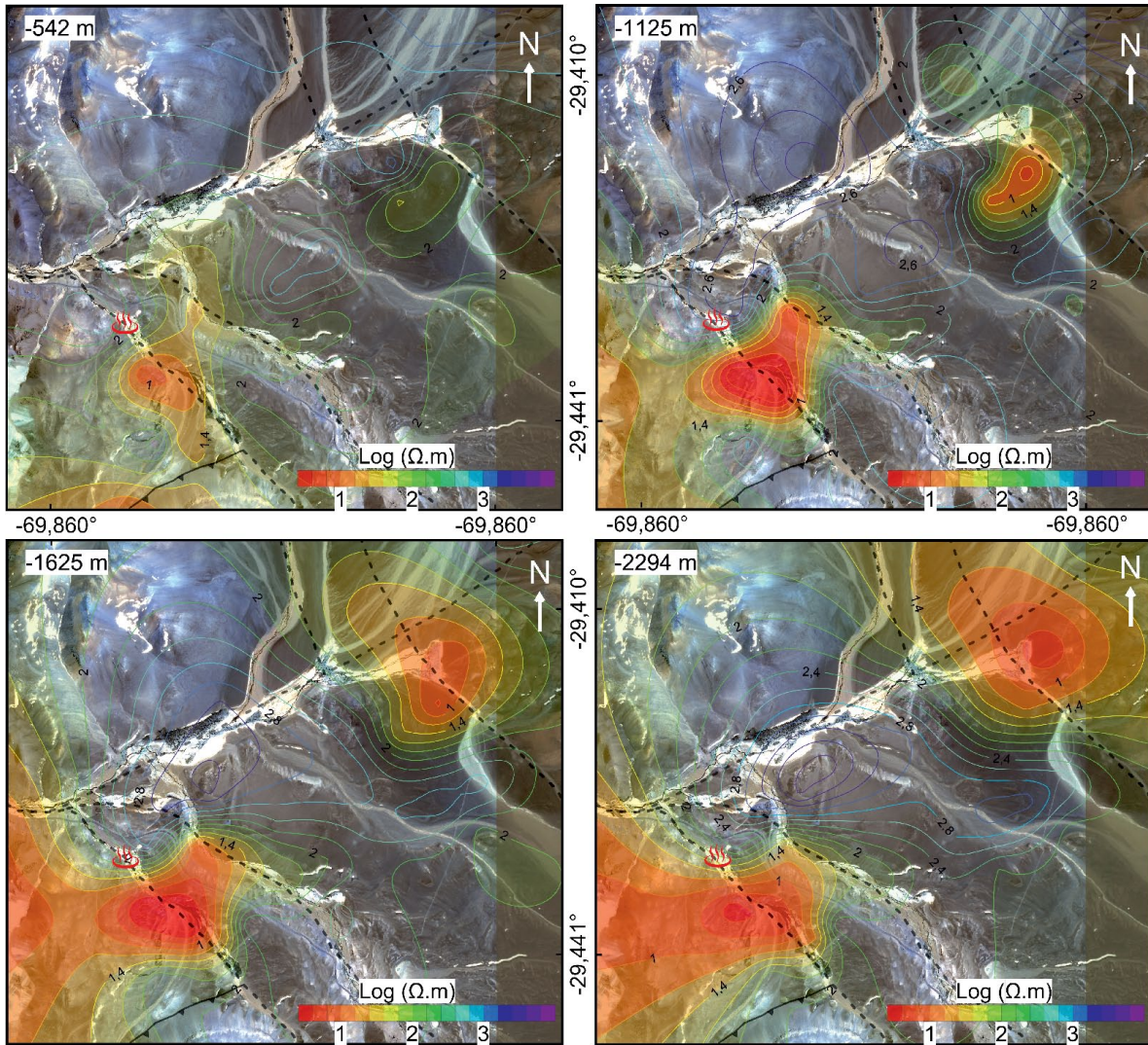


Figura 8: Control estructural sobre las anomalías conductivas. Distribución de la resistividad eléctrica a cuatro profundidades distintas sobre un mapa estructural simplificado de Despoñados.

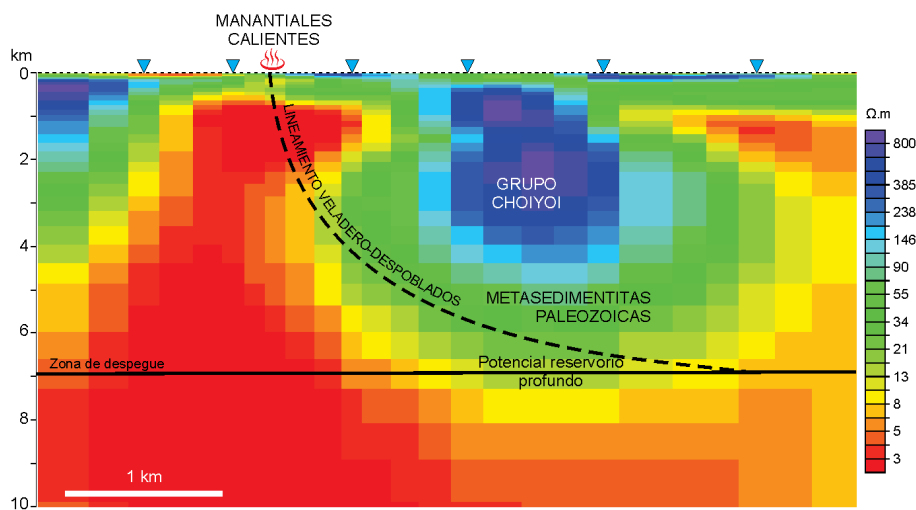


Figura 9: Modelo 2-D de la sección 3 extendido a 10 km de profundidad.

marcar una evolución en esa dirección del sistema en profundidad.

El control estructural sobre las anomalías conductivas, sus geometrías y su correlación con los manantiales calientes permiten inferir que estas anomalías (Fig. 5) están asociadas a la presencia de fluidos geotermales profundos.

Por último, el modelo 2-D correspondiente a la sección 3 extendido a 10 km de profundidad pone de manifiesto tres aspectos complementarios para el entendimiento del sistema (Fig. 9). El primero es la presencia de una anomalía conductiva basal por debajo de los 7 km, profundidad en que se estima que se encuentra el nivel de despegue de los corrimientos. La estabilidad de esta anomalía fue testada

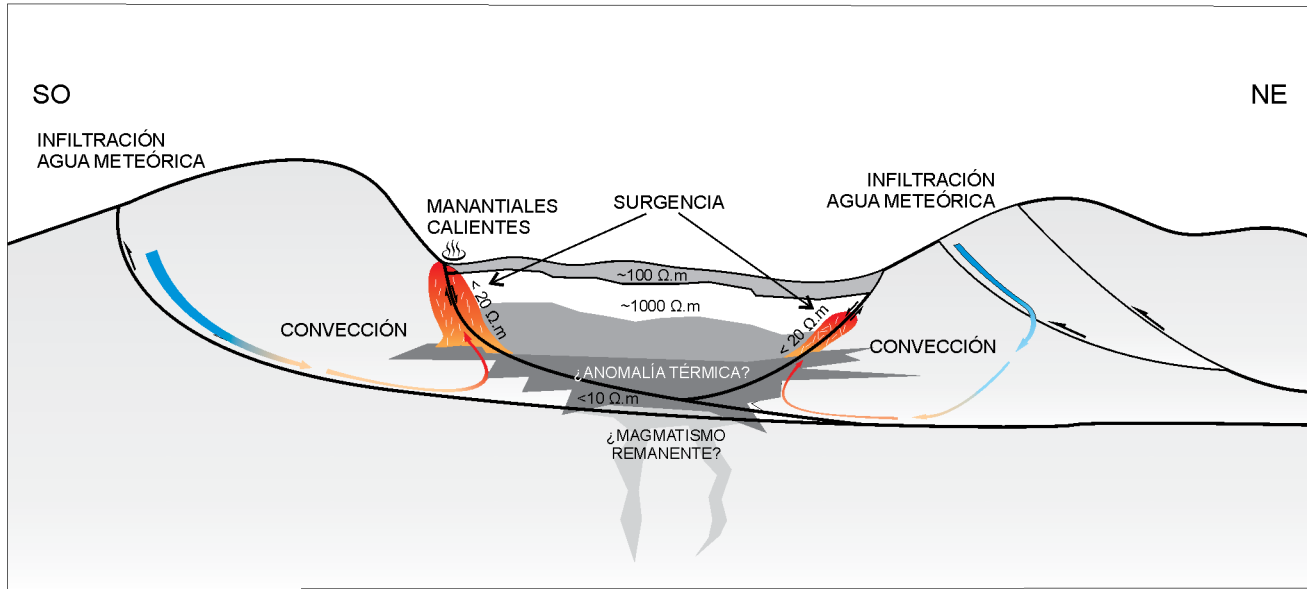


Figura 10: Esquema conceptual del modelo de sistema geotermal ajustado a Despoblados. Las flechas indican la circulación de fluidos desde la zona de recarga hasta la zona de surgencia del sistema geotermal.

durante sucesivas inversiones usando distintos modelos de resistividad inicial y se comprobó que es robusta y necesaria para el correcto ajuste de los datos a niveles más superficiales. Este tipo de anomalías están comúnmente vinculadas a la presencia de fluidos estacionados en profundidad. Esta hipótesis se refuerza con la buena correlación entre la profundidad en la que aparece la anomalía y la profundidad estimada de la zona de despegue. El segundo elemento que aporta el modelo es la extensión de las anomalías conductivas verticales previamente vinculadas a la presencia de fluidos que en superficie forman las vertientes termales. Estas anomalías aparecen como apéndices de la anomalía basal. Además, se destaca la continuidad entre la anomalía basal y la principal y la correspondencia de esta última con la traza inferida del lineamiento Veladero-Despoblado en profundidad. El estrecho vínculo entre la anomalía basal y la anomalía conductiva principal, favorecido por el control del lineamiento y por la presencia de fluidos en profundidad pueden explicar la presencia actual de las manifestaciones geotermales activas sobre el margen sur de Despoblados y la ausencia de las mismas sobre su margen norte. Finalmente, el modelo también muestra la extensión en profun-

dididad de la anomalía resistiva ubicada en el centro del valle de Despoblados. Su espesor es de entre 4 y 6 km y refuerzan las estimaciones previas realizadas por otros autores para el Grupo Choiyoi (Winocur y Ramos 2011). Inmediatamente por debajo se encuentran las sedimentitas paleozoicas, nivel de despegue en este sector.

MODELO DEL SISTEMA GEOTERMAL

Las anomalías de resistividad eléctrica definidas, junto a sus características geométricas y las interpretaciones realizadas fueron integradas a un modelo de sistema geotermal que involucra a las manifestaciones de Despoblados y un esquema de circulación de fluidos ajustado a las condiciones geológicas y estructurales de la región (Fig. 10).

El sistema inferido es del tipo fisural, debido a que en Despoblados predominan rocas volcánicas de muy baja permeabilidad primaria. Por lo tanto, las zonas de infiltración y recarga, las zonas de surgencia y probablemente el reservorio, están controlados por las estructuras geológicas de la región.

Los principales tipos de estructuras y la forma en que intervienen en la circula-

ción de fluidos están representados en la figura 10. El sistema está compuesto por una serie de corrimientos que se expresan en superficie sobre los márgenes de Despoblados. La expresión de estas fallas esta asociada a valles, donde se acumula y se infiltra el agua meteórica, que definen las zonas de recarga del sistema mas allá de Despoblados. Además, no se descarta la infiltración de agua meteórica por fracturas de menor orden e incluso por los lineamientos que circundan Despoblados, en sectores distales a las manifestaciones geotermales.

Los modelos de resistividad determinaron la ausencia de un nivel subhorizontal asociado a un control litoestratigráfico que actúe como reservorio del sistema. El reservorio podría estar confinado a zonas de mayor aumento de permeabilidad o fracturas en las volcanitas de Choiyoi, aunque no se descarta la existencia de niveles piroclásticos o volcanoclásticos de mayor porosidad en esta unidad. Además, aunque poco probable, la anomalía definida por el modelo 2-D profundo plantea la posible existencia de un reservorio profundo estaría ubicado en la transición Choiyoi y sedimentitas carboníferas y se correspondería a la zona de despegue de los corrimientos, que favore-

cería tanto la infiltración como el aumento de permeabilidad local.

Dado el alto nivel de fragmentación de este basamento, tanto los niveles profundos de los corrimientos como de los lineamientos son zonas propicias para que poca cantidad de agua se infiltre hacia zonas con gradiente geotérmico elevado y se almacene, favoreciendo el equilibrio térmico de los fluidos con la roca caja y el concomitante aumento de temperatura.

Los canales de transferencia de fluidos que vinculan el reservorio con las manifestaciones geotermales son los lineamientos N120° y su intersección con la falla N30°. Estas estructuras explican la geometría tubular tipo pluma de las anomalías conductivas presentes desde los 800 m de profundidad hasta más de 3000 m, que definen las zonas de surgencia de fluidos geotermales del sistema. La zona de surgencia de mayor extensión está ubicada sobre el margen sur de Despoblados, caracterizada por la anomalía conductiva principal. Los estadios profundo y somero de esta anomalía se interpretaron como producto de la interacción entre un sistema profundo de fluidos calientes y otro más superficial, asociado a la infiltración de agua meteórica o la recirculación somera. Entre ambos sistemas, los mayores valores de resistividad definen el sello que dificulta la mezcla de fluidos entre ambos sistemas. Además, las heterogeneidades dentro de la capa superficial de ~100 Ω.m se vinculó a canales transitorios o fósiles someros que evidencian estadios diferentes durante la evolución del sistema geotermal.

Por último, el calentamiento de fluidos por circulación profunda bajo gradiente geotérmico normal podría ser el precursor de este sistema geotermal. La relación entre las anomalías potencialmente vinculadas a fluidos geotermales, las estructuras que las condicionan y la distribución de unidades geológicas que caracterizan a la región es consistente con sistemas geotermales del tipo conductivo, comúnmente desarrollado en ámbitos de fajas plegadas y corridas o en cuencas de antepaís (Moeck, 2014). Sin embargo, también puede entenderse como un sistema inducido por una

anomalía térmica de baja amplitud emplazada a nivel cortical somero. Según el modelo 2-D profundo y las características estructurales de la región, la anomalía térmica podría estar emplazada entre la zona de despegue de los corrimientos y la intersección con el lineamiento de primer orden de Veladero-Despoblados. En este caso, el anómalo gradiente geotérmico local podría estar asociado al magmatismo de Cerro de Vidrio, descrito y caracterizado geoquímicamente por Bisig *et al.* (2002a). Según esta hipótesis, la anomalía conductiva profunda observada por debajo de los 6 km de profundidad en Despoblados representaría un estadio residual de ese magmatismo. Un ejemplo de este tipo de sistemas en orógenos jóvenes es el de Larderello, Italia (Bellani *et al.* 2004, De Matteis *et al.* 2008). No obstante, datos adicionales (p. ej. geoquímica e isótopos en gases de vertientes termales) son necesarios para dilucidar la existencia o ausencia de una anomalía térmica asociada al sistema.

CONCLUSIONES

El estudio magnetoteléurico de detalle permitió determinar la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo en la zona de las manifestaciones termales de Despoblados, cordillera principal de San Juan. Se correlacionaron las estructuras geoelectricas definidas con las unidades geológicas y con las manifestaciones geotermales, así como también se realizó un análisis del control estructural que presentan. Este estudio aportó distintos elementos que ajustados al marco geológico y estructural delinearon un primer modelo del sistema geotermal en Despoblados. Los principales resultados obtenidos fueron la identificación de dos anomalías conductivas. La más extensa yace inmediatamente por debajo de los manantiales de agua caliente de Despoblados y se extiende en profundidad por más de 3000 m. La otra anomalía conductiva no está asociada a manifestaciones superficiales y se ubica en el sector noreste del depocentro por debajo de los 1000 m de profundidad. Ambas anomalías presentan

un fuerte control estructural de los lineamientos que circundan Despoblados y se vincularon a plumas de fluidos de origen geotermal. Sin embargo, no se encontraron anomalías conductivas tabulares en el centro del valle de Despoblados, por lo que se descartó la presencia de niveles litoestratigráficos someros que actúen como reservorio. También se identificó una anomalía conductiva basal por debajo de los 6 km de profundidad, evidencia de la potencial presencia de fluidos en la zona de despegue de las láminas de corrimiento de corrimientos. Además, los modelos muestran que el lineamiento Veladero-Despoblados es eficiente para conectar la pluma ascendente con el nivel basal.

Se propone un modelo fisural para el sistema geotermal en Despoblados. Las zonas de recarga del sistema están asociados a los corrimientos principales que lo circundan. El agua meteórica se infiltra por los corrimientos hacia la zona de despegue, donde se acumula parcialmente. Los lineamientos principales que controlan la estructura del valle de Despoblados constituyen canales para el ascenso de fluidos y definen las zonas de surgencia del sistema geotermal.

El sistema puede desarrollarse sin un gradiente térmico local anómalo, como ocurre en otros sistemas convectivos de Argentina. Sin embargo, la hipótesis de una anomalía térmica somera no se descarta y su posible existencia abre un conjunto de interrogantes. La fuente del gradiente geotérmico anómalo bien puede relacionarse a un remanente térmico de los últimos episodios volcánicos conocidos (p. ej. Cerro de Vidrio) o a un producto del estado actual latente de un magmatismo a nivel intracortical de poca extensión. Finalmente, las distintas manifestaciones distribuidas a lo largo del Valle del Cura presentan similares controles estructurales. Por lo tanto, estudios posteriores deberán determinar si el conjunto de las manifestaciones están asociadas genéticamente a un gran sistema geotermal o si constituyen manifestaciones aisladas, producto de sistemas de infiltración de fluidos con fuente y reservorio locales y segmentados.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R., Figueroa, D., Synder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y Isacks, B. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes of 30° S latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Alonso S., Limarino C., Litvak, V., Poma, S., Suario, J. y Remesal, M. 2011. Palaeogeographic, magmatic and palaeoenvironmental scenarios at 30°SL during the Andean Orogeny: Cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan province, Argentina). En Salfity, J. y Marquillas, R. (eds.) *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*: 23-45, Tucumán.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E. y Svavarsson, H. 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland. 2. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74: 547-566.
- Bahr, K. 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics* 62: 119-127.
- Bahr, K. 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 66: 24-38.
- Barcelona, H., Favetto, A., Peri, G., Pomposiello, C. y Ungarelli, C. 2013. The potential of audiomagnetotellurics in the study of geothermal fields: A case study from the northern segment of the La Candelaria Range, northwestern Argentina. *Journal of Applied Geophysics* 88: 83-93.
- Bellani, S., Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D. y Ranalli, G., 2004. Heat flow, Deep temperatures and extensional structures in the Larderello Geothermal Field (Italy): constraints on geothermal fluid flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132: 15-29.
- Berdichevsky, M. y Dmitriev, V. 2008. *Models and Methods of Magnetotellurics*. Springer, 564 p., Berlin.
- Berdichevsky, M. y Zhdanov, M. 1984. Advanced theory of deep geomagnetic sounding. Elsevier Science Limited, 426 p., Oxford.
- Bertrand, E., Caldwell, T., Hill, G., Bennie, S. y Soengkono, S. 2013. Magnetotelluric imaging of the Ohaaki geothermal system, New Zealand: Implications for locating basement permeability. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 268: 36-45.
- Bibby, H., Risk, G., Caldwell, T. y Heise, W. 2009. Investigations of deep resistivity structures at the Wairakei geothermal field. *Geothermics* 38: 98-107.
- Bissig, T., Clark, A., Lee, J. y Heather, K. 2001. The cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: New 40 Ar-39 Ar constraints from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt, 29°20'-30°30' S. *International Geology Review* 43: 312-340.
- Bissig, T., Clark, A. y Lee, J. 2002a. Cerro the Vidrio rhyolitic dome: evidence for Late Pliocene volcanism in the central Andean flat-slab region, Lama-Veladero district, 29°20', San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 571-576.
- Bissig, T., Clark, A., Lee, J. y Hodgson, C. 2002b. Miocene landscape evolution and geomorphological controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile and Argentina. *Economic Geology* 97: 971-996.
- Borzotta, E., Castiglione, B., Mamaní, M. y Venencia, J. 1997. Resultados geofísicos magnetotérmicos de termas de Valdez, Provincia de Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Geofísica* 47: 79-94.
- Charchaflié, D., Tosdal, R. y Mortensen, J., 2007. Geologic Framework of the Veladero High-Sulfidation Epithermal Deposit Area, Cordillera Frontal, Argentina. *Economic Geology* 102: 171-192.
- De Matteis, R., Vanorio, T., Zollo, A., Ciuffi, S., Fiordelisi, A. y Spinelli, E., 2008. Three-dimensional tomography and rock properties of the Larderello-Travale geothermal area, Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 168: 37-48.
- Egbert, G. y Booker, J. 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophysical Journal International* 87: 173-194.
- Favetto, A., Pomposiello, C., Sainato, C., Dapeña, C. y Guida, N. 2005. Estudio geofísico aplicado a la evaluación del recurso geotermal en el sudeste de Entre Ríos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 197-206.
- Fouillac, C. y Michard, G. 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics* 10: 55-70.
- Gottardi, R., Kao, P., Saar, M. y Teyssier, C. 2013. Effects of permeability fields on fluid, heat, and oxygen isotope transport in extensional detachment systems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14: 1493-1522.
- Jones, P., Martínez, R., Vitaller, A., Chavez, I., Carrizo, M., La Motte, M. y Riveros, S. 1999. El depósito epitermal aurífero Veladero, San Juan. *Recursos Minerales de la República Argentina, Anales* 35: 1673-1648.
- Jordan, T. y Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with shallowing zone and thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). En Harmon, R. y Rapela, C. (eds.) *Andean magmatism and its tectonic settings*. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137.
- Limarino C., Gutiérrez, P., Malizia, D., Barreda, V., Page, S., Ostera, H. y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 177-181.
- Litvak, V. 2009. El volcanismo Oligoceno superior - Mioceno inferior del Grupo Doña Ana en la Alta Cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 201-213.
- Litvak, V. y Poma, S. 2005. Estratigrafía y facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Valle del Cura: magmatismo paleógeno en la Cordillera Frontal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 402-416.
- Litvak, V. y Poma, S. 2014. Petrogenesis of Miocene volcanic arc rocks over the Chilean-Pampean flat-slab segment of the Central Andes constrained by mineral chemistry. *Geologica Acta* 12: 151-170.
- Maksaev, V., Moscoso R., Mpodozis C. y Nasi C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° Sur): Geología, Alteración Hidrotermal y Mineralización. *Revista Geológica de Chile* 21: 11-51.
- Malizia, D., Limarino, C., Sosa-Gomez, J., Kokot, R., Nullo, F. y Gutierrez, P. 1997. Descripción de la Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón, escala 1: 100.000. Secretaría de Minería de la Nación (inédita), 280 p., Buenos Aires.

- Mamaní, M., Borzotta, E., Venencia, J., Maidana, A., Moyano, C. y Castiglione, B. 2000. Electric structure of the Copahue Volcano (Neuquén Province, Argentina), from magnetotelluric soundings: 1D and 2D modellings. *Journal of South American Earth Sciences* 13:147-156.
- Mamaní, M., Borzotta, E., y Venencia, J. 2013. Termas de Santa Teresita-La Rioja. Resultados geofísicos magnetotéluricos. Un cuerpo anómalo. *Universidad Nacional de La Rioja Ciencia* 1: 2-11.
- Manning, C. y Ingebritsen, S. 1999. Permeability of the continental crust: Implications of geothermal data and metamorphic systems. *Reviews of Geophysics* 37: 127-150.
- McNeice, G., Jones, A. 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics* 66: 158-173.
- Moock, I. 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Reviews* 37: 867-882.
- Moscoso, R y Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico (28°-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile* 15: 151-166.
- Mpodozis, C. y Kay, S. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28° to 31° S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.
- Muñoz, G. 2013. Exploring for Geothermal Resources with Electromagnetic Methods. *Survey in Geophysics* 35: 101-122.
- Newman, G., Gasperikova, E., Hoeversten, G. y Wanamaker, P. 2008. Three dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. *Geothermics* 37: 369-399.
- Nullo, F. y Marín, G. 1990. Geología y estructura de las quebradas de la Sal y de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 323-335.
- Orellana, E. 1974. Prospección Geoeléctrica por campos variables. *Paraninfo*, 571 p., Madrid.
- Palacky, G. 1988. Resistivity characteristics of geologic targets. En Nabighian, M. (ed.) *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Society of Exploration Geophysicists:53-130, Tulsa.
- Pesce, A. y Miranda, F. 2003. Catálogo de manifestaciones termales de la República Argentina. Eds. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, 165 p., Buenos Aires.
- Ramos, V., Kay, S., Page, R., Munizaga, F. 1989. La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 336-352.
- Reddy, I., Rankin, D. y Phillips, R. 1977. Three-dimensional modelling in magnetotelluric and magnetic variation sounding. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 5: 13-325.
- Rodi, W. y Mackie, R. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66: 174-187.
- Sainato, C. y Pomposiello, C. 1997. Two-dimensional magnetotelluric and gravity models of the Tuzgle volcano zone (Jujuy Province, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 10: 247-261.
- Simpson, F. y Bahr, K. 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 272 p., Cambridge.
- Spichak, V. y Manzella, A. 2009. Electromagnetic sounding of geothermal zones. *Journal of Applied Geophysics* 68: 459-478.
- Swift, C. 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Tesis Doctoral, Massachusetts Institute of Technology, 226 p., Cambridge.
- Tonani, F. 1980. Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. En Strub, A. y Ungemach, P. (eds.) *Advances in European Geothermal Research*, Springer: 428-443, Holanda.
- Wanamaker, P. 2000. Comment on 'The petrological case for a dry lower crust' by Bruce W. D. Yardley and John W. Valley. *Journal of Geophysical Research* 105: 6057-6064.
- Winocur, D. 2004. Geología y estructura de la región de los Despoblados, Valle del Cura, Provincia de San Juan. Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédita), 123 p., Buenos Aires.
- Winocur, D. 2010. Geología y estructura del Valle del Cura y el sector central del Norte Chico, provincia de San Juan y IV Región de Coquimbo, Argentina y Chile. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 354 p., Buenos Aires.
- Winocur, D. y Ramos, V. 2011. La Formación Valle del Cura: Su edad y ambiente tectónico. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en Cd-Room, Neuquén.
- Winocur, D., Litvak, V. y Ramos, V. 2014. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, Main Andes of Argentina and Chile: Evidence for generalized extension. En Sepúlveda, S., Giambiagi, L., Pinto, L., Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. y Farías, M. (eds.) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, Geological Society of London, Special Publications, 399 p., London.
- Zhadanov, M. y Keller, G. 1994. *The geoelectrical methods in geophysical exploration*. Elsevier Science, 871 p., Amsterdam.

Recibido: 13 de enero, 2014

Aceptado: 16 de julio, 2014