



Evaluación preliminar del potencial geotérmico del área El Galpón (Salta, Noroeste argentino) determinado a través de estudios de geoquímica de fluidos y el método del volumen

Agostina CHIODI¹, Florencia LUNA², Valeria SIMON¹, Walter BÁEZ¹ y Esteban BERTEA¹

¹ Instituto de Bio y Geociencias del Noroeste Argentino (IBIGEO, CONICET-UNSa), Salta, Argentina

² Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina

Email: agoch18@gmail.com

Editor: Romina Sancí

Recibido: 13 de septiembre de 2022

Aceptado: 17 de febrero de 2023

RESUMEN

Dentro de un escenario de calentamiento global en busca de la transición energética de combustibles fósiles a fuentes de energías libres de emisiones de CO₂, así como la mejora en la eficiencia y la diversificación energética, la energía geotérmica se posiciona como una fuente de energía promisoría. En este trabajo se presentan nuevos datos geoquímicos e isotópicos de los fluidos relacionados al sistema geotermal El Galpón con el objetivo de investigar las condiciones fisicoquímicas de los fluidos dentro del reservorio geotermal, presentar un modelo conceptual del sistema geotermal y realizar una evaluación del potencial geotérmico del área. La caracterización geoquímica se realizó mediante el muestreo directo de aguas y el posterior análisis de su composición química e isotópica, mientras que el modelado geológico 3D se realizó utilizando el *software LeapfrogGeo*. El reservorio geotermal profundo, con temperaturas ~111 °C y composición bicarbonatada sódica, se encontraría alojado en los sedimentos del Subgrupo Pirgua, mientras que los depósitos del Subgrupo Balbuena constituirían el sello del sistema. El agua de origen meteórica podría alcanzar profundidades de hasta 6 Km, adquiriendo las temperaturas estimadas por geotermómetros en un área de gradiente geotérmico normal. En su ascenso a la superficie, favorecido por las estructuras, el agua geotermal sufre procesos de mezcla con acuíferos más superficiales, de composición clorurada sulfatada sódica, alojados en el Grupo Orán. El potencial geotérmico del área modelada, expresado como calor almacenado tanto en la roca como en los fluidos, sería de $4.33 \cdot 10^{17}$ J.

Palabras clave: geoquímica de aguas, geotermómetros, modelado 3D, circulación profunda, recurso geotermal.

ABSTRACT

Preliminary resource assessment of El Galpón area (Salta, Northwest Argentina) from fluid geochemistry studies and the Volumetric Method.

Within a global warming scenario in searching the energy transition from fossil fuels to free-CO₂ energy sources, as well as the improvement in energy efficiency and diversification, geothermal energy is positioned as a promising energy source. This paper presents new geochemical and isotopic data of the fluids related to the El Galpón geothermal system with the aim to: investigate the physico-chemical conditions of the fluids within the geothermal reservoir, present a conceptual model of the geothermal system, and carry out an evaluation of the geothermal potential of the area. The geochemical characterization was carried out by direct sampling of water and subsequent analysis of its chemical and isotopic composition, while the 3D geological modeling was carried out by using the *LeapfrogGeo* software. The deep geothermal reservoir, hosted within with the Pirgua Subgroup, has sodium bicarbonate composition and temperatures of ~111 °C, while the deposits of the Balbuena Subgroup would constitute the seal of the system. Recharging meteoric

water could reach depths of up to 6 km, acquiring the temperatures estimated by geothermometers in an area of normal geothermal gradient. During the ascent to the surface, favored by the structures, the geothermal water undergoes mixing processes with more superficial aquifers, sodium sulfate chloride in composition, hosted in the Orán Group. The geothermal potential of the modeled area, expressed as heat stored both in the rock and in the fluids, would be $4.33 \cdot 10^{17}$ J.

Keywords: water geochemistry, geothermometers, 3D modeling, deep circulation, geothermal resource

INTRODUCCION

El aumento de la demanda y el consumo energético a nivel global han generado consecuencias nocivas para el medio ambiente alcanzando niveles históricos extremos. Dentro de este escenario de calentamiento global se busca la transición energética de combustibles fósiles a fuentes de energías libres de emisiones de CO₂, así como la mejora en la eficiencia y la diversificación energética, siguiendo políticas de desarrollo sostenible. En el contexto internacional, la energía geotérmica se posiciona como una fuente de energía promisoría ya que presenta ciertas ventajas respecto a otras energías renovables, tales como la falta de dependencia estacional, así como la posibilidad de ser utilizada como recurso base (Fridleifsson 2001). En las últimas décadas la capacidad geotermo-eléctrica instalada se ha incrementado en forma significativa a nivel mundial, superando los 15.608 MWe en más de 70 países (ThinkGeoEnergy Research 2021). Si bien Argentina tiene un alto potencial para la generación de energía eléctrica a partir de fuentes limpias (Bona y Coviello 2016), actualmente sólo se cubre un 14 % de la demanda energética con renovables (CAMMESA 2022) principalmente a través de las energías eólica (72.6 %) y fotovoltaica (18.9 %), con nula contribución por parte de la energía geotérmica (Chiodi et al. 2020, 2023, CAMMESA 2022). Por otro lado, pero siguiendo esta misma tendencia mundial, la potencia térmica instalada y uso de la energía geotérmica de forma directa ha crecido sustancialmente (a una tasa del 8.73 % anual), alcanzando los 107.727 MWt en el año 2019, Lund y Toth 2021). Los principales usos directos los representan las bombas de calor (58.8 %), la balneología (18 %) y la calefacción urbana (16 %) (Lund y Toth 2021). En Argentina, la instalación y uso de bombas de calor tuvo un marcado crecimiento durante los últimos años, principalmente en aquellas áreas donde no existe conexión a la red de gas natural (Chiodi et al. 2023). Si bien no han existido hasta el presente políticas gubernamentales para fomentar el uso de la geotermia somera, las empresas privadas han promovido su utilización, así como grupos de investigación que han realizado caracterizaciones de las propiedades térmicas del subsuelo y cuantificaron los beneficios de su aplicación (e.g. Carro-Pérez 2019, Pleitavino et al.

2022). Asimismo, numerosos sistemas geotermiales de media y baja temperatura se vienen utilizando desde hace ya varias décadas de forma directa, principalmente para balneología y recreación (e.g. termas de Rosario de la Frontera, Río Hondo, Federación, etc). En este sentido, es fundamental contar con la información de base que permita caracterizar los recursos geotermiales del país y evaluar su potencial. A lo largo del territorio argentino existen numerosos sistemas geotermiales, los de mayor temperatura están asociados al arco volcánico Neógeno-Holoceno (e.g. Peralta Arnold et al. 2017, Galetto et al. 2018, Barcelona et al. 2019a,b, Chiodi et al. 2019, Lamberti et al. 2019, Filipovich et al. 2022, Ahumada et al. 2022) hacia el oeste (puntos rojos; Fig. 1a), mientras que hacia el este existen sistemas geotermiales de baja y media temperatura (e.g. Barcelona et al. 2013, 2014, Invernizzi et al. 2014, Chiodi et al. 2015, 2016, Maffucci et al. 2015, 2016; Peralta Arnold et al. 2020, Christiansen et al. 2021) asociados a circulación profunda de aguas meteóricas en gradientes normales o ligeramente anómalos (puntos y triángulos azules; Fig. 1a). El área termal El Galpón (64°30'-65°12' O y 25°20'-25°42' S) se localiza dentro del ámbito de la Cuenca de Metán, Salta, en la provincia geológica Sistema de Santa Bárbara (Fig. 1a). El sistema geotermal está representado en superficie por manantiales con temperaturas de hasta 64 °C (Herrero Ducloux 1918, Arias et al. 1987) y composición bicarbonatada sódica (Arias et al. 1987). Arias et al. (1987) proponen que la existencia del área termal se debe a la circulación profunda de aguas meteóricas en un área de gradiente geotérmico normal. Este trabajo presenta nuevos datos geoquímicos e isotópicos realizados tanto en los manantiales termales como en muestras de cauces superficiales del área con el objetivo de: i) establecer las condiciones fisicoquímicas de los fluidos dentro del reservorio geotermal, ii) identificar los procesos secundarios de interacción agua-roca que controlan la química de los fluidos, iii) definir la fuente primaria de los fluidos. Finalmente, la información generada tratada en forma integral junto con la información geológica y estructural existente en la bibliografía, permitió conceptualizar el sistema geotermal y realizar una evaluación del potencial geotérmico del área.

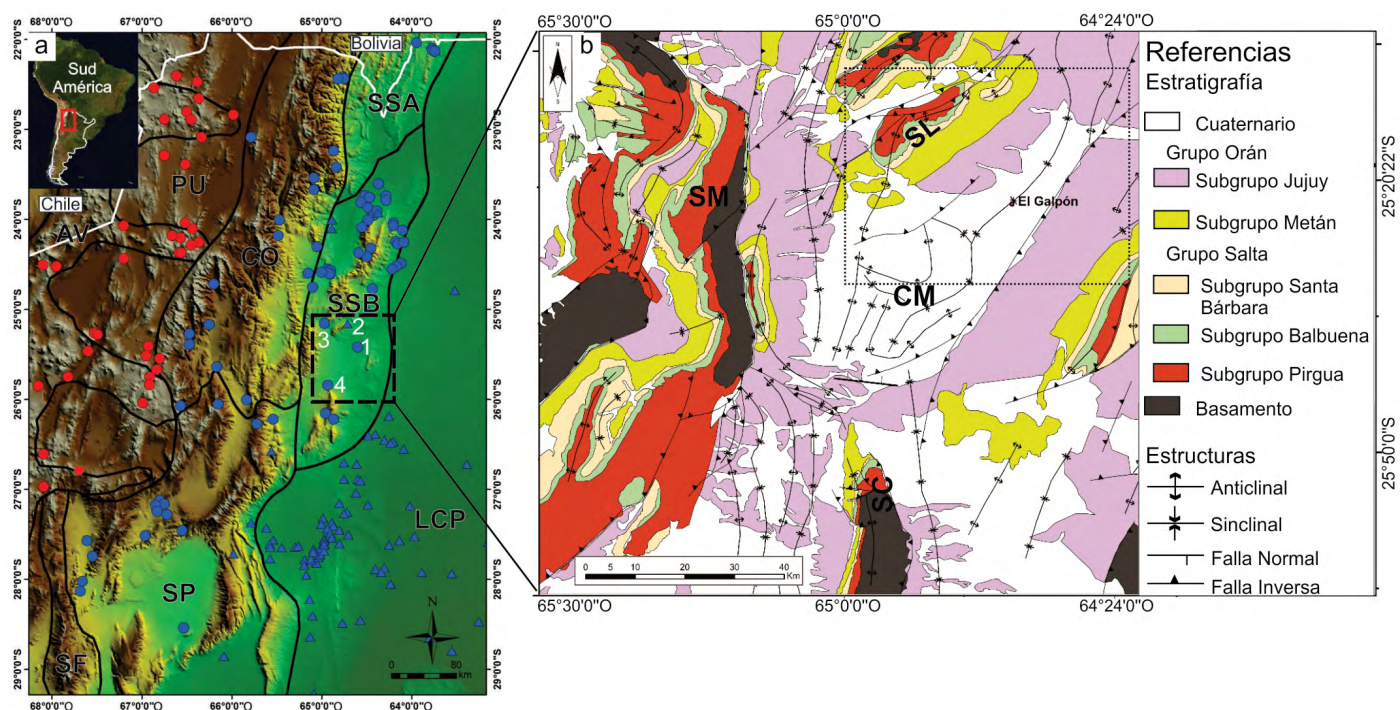


Figura 1. a) Modelo de elevación digital donde se observan las manifestaciones geotermiales del noroeste argentino. Círculos rojos: sistemas geotermiales asociados al arco volcánico Neógeno-Holoceno. Círculos y triángulos azules, manantiales termales y pozos respectivamente: manifestaciones geotermiales relacionadas a circulación profunda de aguas meteóricas en áreas de gradiente geotérmico normal o ligeramente superior al normal. 1: sistema geotermal El Galpón, 2: El Saladillo, 3: sistema geotermal El Sauce, 4: sistema geotermal Rosario de la Frontera. Localización de las manifestaciones geotermiales tomada de Pesce y Miranda (2003). SSB: Sistema de Santa Bárbara. SSA: Sistema Subandino. CO: Cordillera Oriental. PU: Puna. SP: Sierras Pampeanas. SF: Sistema de Famatina. LCP: Llanura Chaco-Pampeana. AV: Arco volcánico (Chiodi 2015); b) Mapa estructural de la Cuenca de Metán tomado de Iaffa et al. (2011). SM: Sierra de Metán. SC: Sierra de la Candelaria. SL: Sierra de Lumbreira. CM: Cuenca de Metán.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se enmarca dentro de la Cuenca de Metán (Cristallini et al. 1997), en el Noroeste argentino, en la provincia geológica Sistema de Santa Bárbara (Rolleri 1976, Kley y Monaldi 2002). En esta zona el frente de deformación andino generó una serie de estructuras escalonadas que produjeron una marcada compartimentalización de la cuenca de antepaís neógena (Iaffa et al. 2011). La topografía actual de la cuenca de antepaís consta de diferentes subcuencas interconectadas con límites difusos. En particular, el límite oriental de la Cuenca de Metán se compone de suaves y discontinuas estructuras que aún están activas (Fig. 1b, Iaffa et al. 2011).

El relleno sedimentario de la cuenca de antepaís consiste en sedimentos continentales de edad Neógeno-Cuaternario. Estas unidades sobreyacen en discordancia a rocas del Paleógeno y del rift cretácico, como así también a las rocas precámbricas-paleozoicas en otras zonas de la cuenca (Iaffa et al. 2011 y citas allí).

El basamento precámbrico y la cubierta paleozoica constituyen la secuencia de pre-rift. Los afloramientos de basamento tienen un fuerte control estructural y se encuentran localizados al oeste y al sudoeste de la Cuenca de Metán, en la Sierra de Metán y en la Sierra de la Candelaria, respectivamente

(Cristallini et al. 1997). El basamento en la Sierra de Metán está constituido por la Formación Puncoviscana (Precámbrico a Cámbrico Temprano), compuesta por pizarras y filitas fuertemente deformadas (Turner 1960, Aceñolaza 1978, Rapela et al. 1998).

El contacto entre el basamento precámbrico y la cubierta paleozoica es mediante una discordancia angular (Ramos 1986, Mon y Hongn 1991, Comínguez y Ramos 1995, Mon y Salfity 1995). Hacia el norte del área de estudio, en la Sierra de González, existen afloramientos de pizarras y cuarzo arenitas cámbricas a ordovícicas (Ricci y Villanueva García 1969, Mon 1971), y cuarcitas devónicas (Ruiz Huidobro 1955). Hacia el este de la Cuenca de Metán se describieron depósitos carboníferos en perforaciones exploratorias petrolíferas (Cristallini et al. 1997).

Tanto el basamento precámbrico como la cubierta paleozoica están cubiertos en discordancia angular por las rocas cretácicas del Subgrupo Pirgua, el cual conforma la unidad basal del Grupo Salta (Vilela 1951), representando las unidades del sin-rift (Turner 1959). El Subgrupo Pirgua está compuesto por capas de conglomerados, brechas, areniscas y limolitas con fuertes variaciones de espesor lateral, con intercalaciones de rocas volcánicas alcalinas (Galliski y Viramonte 1988, Marquillas et al. 2005). La etapa de post-rift está

representada por los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (Turner 1960, Moreno 1970), depósitos que representan la etapa de subsidencia térmica posterior a la ruptura (Bianucci et al. 1981). El subgrupo Balbuena, del Cretácico Tardío (Moreno 1970) se compone principalmente de sedimentos carbonáticos y secuencias clásticas características de una cuenca poco profunda y restringida (Kley y Monaldi 2002, Marquillas et al. 2005). El Subgrupo Santa Bárbara, depositado desde Paleoceno al Eoceno temprano, se compone de areniscas rojas y pizarras con algunos niveles verdosos depositados en un ambiente fluvial y de llanura aluvial (Moreno 1970, Marquillas et al. 2005). Este Subgrupo tuvo una distribución areal más extensa y se superpone al Subgrupo Balbuena y al basamento.

El levantamiento andino comenzó durante el Eoceno en estas latitudes, produciendo compresión en el antepaís y la posterior inversión tectónica de las fallas normales del sistema de rift de Salta dando lugar a una configuración de tipo *broken foreland* (e.g. Zapata et al. 2020). En las regiones pedemontanas, los sedimentos de antepaís corresponden al Grupo Orán y están dispuestos en una gruesa sucesión neógena que se superpone discordantemente a las secuencias de post-rift y sin-rift del Grupo Salta (Gebhard et al. 1974, Russo y Serraiotto 1979, Salfity y Marquillas 1994, Galli et al. 2017). El Grupo Orán se compone de los Subgrupos Metán y

Jujuy. El primero, está compuesto por areniscas y arcillas de color verde a rojizo depositadas en ambientes fluviales y fluvioacustres, con espesores que no superan los 1500 metros. El segundo, conformado por areniscas rojas intercaladas con conglomerados depositados en abanicos aluviales y facies fluviales de alta energía relacionadas con áreas recientemente elevadas. Como resultado del levantamiento, las unidades sedimentarias del Subgrupo Jujuy muestran numerosas discordancias angulares internas y geometrías de estratos de crecimiento (Gebhard et al. 1974, Ramos 1999, Galli et al. 2017).

METODOLOGÍA

Metodología de muestreo y mediciones de campo

Se extrajeron un total de 6 muestras de aguas: 3 corresponden a manantiales termales nombradas Ac1, Ac2 y EB, y 3 a cauces superficiales nombradas Iso1, Iso2 e Iso3 (Fig. 2a, Cuadro 1). Las muestras correspondientes a manantiales termales fueron recolectadas en la Finca “Aguas Termales Don Pío Pérez” y sus alrededores. En el manantial EB se observa burbujeo discontinuo y de baja intensidad, sin la presencia de depósitos de sales superficiales ni travertinos (Fig. 2b). Apro-

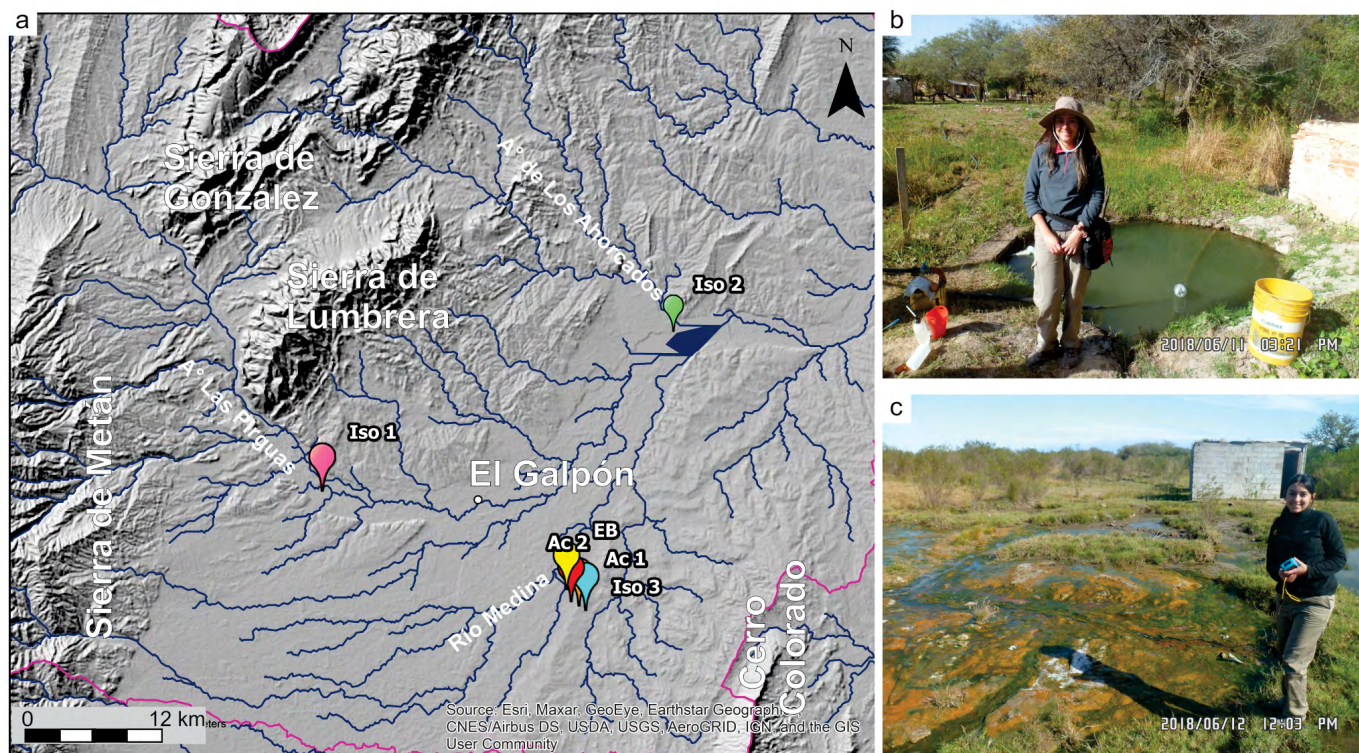


Figura 2. a) Ubicación de los puntos de muestreo. Se incluye la red hidrográfica, la localidad El Galpón y las serranías circundantes como referencias; b) Manantial termal correspondiente a la muestra identificada como EB; c) Zona de emisión de manantiales termales donde se recolectaron las muestras identificadas como Ac1 y Ac2.

ximadamente a 300 m en dirección sureste desde la Finca Don Pío Pérez se encuentra otro sitio con emisión de manantiales termales, con diferentes caudales y temperaturas, donde se recolectaron las muestras Ac1 y Ac2. Las manifestaciones termales están rodeadas de algas de color rojo anaranjado, además se observa una costra salina en el suelo en las inmediaciones de los manantiales (Fig. 2c). Las muestras de los cauces superficiales corresponden a los arroyos Las Pirguas (Iso1) y Los Ahorcados (Iso2), los cuales drenan las serranías del noroeste del área de estudio (Fig. 2a). En tanto que la muestra Iso3 pertenece a un cauce estacional ubicado en las inmediaciones de la zona con emisiones termales (Fig. 2a).

Para la recolección de cada una de las muestras de agua se empleó una jeringa (enjuagada previamente 3 veces con el agua a muestrear) a fin de lograr un muestreo prolijo y eficaz (sin contaminación de la muestra), con la adición de un filtro (0.345 µm tamaño de poro) en el extremo de la jeringa. En cada sitio de muestreo se recolectó: i) una botella de vidrio oscuro de 60 ml para el análisis isotópico de $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, sin dejar cámara de aire, ii) una botella de polietileno de alta densidad de 500 ml para el análisis de los elementos mayoritarios (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , Na^+ , K^+ , Ca_2^+ , Mg_2^+), minoritarios y trazas en solución (As, B, Ba, Fe, Li, Mn, Rb, Se, Sr), sin conservantes ni cámara de aire.

En cada sitio de muestreo se determinaron los siguientes parámetros: temperatura (°C) utilizando una termocupla con precisión técnica de ± 3 °C; pH y conductividad eléctrica (µS/cm) utilizando un medidor multiparamétrico para aguas marca *Hanna Instruments*, modelo HI-98195, con una resolución de 0.01 pH y 1 µS/cm, respectivamente. Alcalinidad (mg/L CaCO_3), analizada mediante titulación con HCl 0,03 N y los reactivos indicadores fenolftaleína y azul de bromofenol. Sílice disuelta (mg/L) utilizando un fotómetro portátil marca *Hanna Instruments*, modelo HI96770, que consiste en una adaptación del método del azul de heteropoli. Adicionalmente, se recolectaron 3 alícuotas de agua por sitio de muestreo

para las determinaciones de: i) elementos mayoritarios, ii) minoritarios y trazas en solución y iii) relaciones isotópicas $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

Técnicas analíticas

El análisis multielemental (Cuadro 2) fue realizado en el Laboratorio de Análisis Químicos (LANAQUI) de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, con las siguientes especificaciones: i) determinación de arsénico y selenio realizadas por Espectrometría de Emisión Atómica por Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-AES), con equipo *Shimadzu Secuencial 1000* modelo III en línea y Generador de Hidruros Volátiles, según Norma EPA 200.7; ii) restantes elementos analizados mediante un Espectrómetro de Emisión Atómica por Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-OES), *Shimadzu Simultáneo 9000* según Norma EPA 200.7; iii) aniones determinados según metodologías del “*Standard Method for the Examination of Water and Wastewater*”.

El análisis de los isótopos estables expresados como $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ vs. V-SMOW fue realizado mediante espectroscopía láser en el Sistema de laboratorios especializados del CICESE, perteneciente al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica, México.

Modelado Geológico 3D utilizando LeapfrogGeo4.4

El modelo geológico 3D fue realizado empleando una licencia educativa del programa *Leapfrog Geo software*© copyright Seequent Limited. Este programa permitió integrar toda la información geológica disponible, tales como mapas litológicos-estructurales (ver sección 2), modelo de elevación digital (DEM), información de pozos y secciones sísmicas (Iaffa et al. 2011), en un modelo tridimensional del área de estudio. El DEM empleado para la confección de la superficie topográfica se obtuvo de la página web: <https://lpdaac.usgs.gov>, del USGS. Las unidades geológicas y las discontinuidades estructurales fueron modeladas a partir de la información

Cuadro 1. Determinaciones de campo en los manantiales termales y arroyos del área El Galpón.

ID	Tipo	Latitud	Longitud	Altitud	T	pH	CE	Alc. Total	Sílice
Iso1	cauce superficial	25°20'30.50"S	64°49'11.78"O	569	16,6	8,21	1418	252	s.d
Iso2	cauce superficial	25°18'59.84"S	64°37'26.42"O	505	20	8,58	1965	218	s.d
Iso3	cauce superficial	25°25'7.27"S	64°35'26.76"O	504	13,3	7,55	77620	132	s.d
Ac1	manantial termal	25°25'4.72"S	64°35'49.17"O	517	56,8	8,42	2595	102	37
Ac2	manantial termal	25°25'4.69"S	64°35'57.31"O	516	59,4	8,64	1572	174	40
EB	manantial termal	25°24'41.96"S	64°35'55.44"O	520	41,5	8,93	2042	123	48
Muestra I*	manantial termal				54	8,40	671		

Temperatura de emisión (T) expresada en [°C], conductividad eléctrica (CE) expresada en [µS/cm], alcalinidad expresada en [mg/L de CaCO_3], sílice expresada en [mg/L], s.d.: sin determinar. Muestra I* tomada de Arias et al. (1987).

Cuadro 2. Composición química e isotópica de la fase líquida de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón.

ID	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	TDS	δ ¹⁸ O	δ ² H	Err. %
Iso1	51	4,1	32	72	128	0	307	50,3	1,11	709	-6,1	-31,94	-3,35
Iso2	121	6,1	32	69	236	12	241	83,9	0,92	983	-5,5	-29,77	-0,70
Iso3	6395	59	55	1967	1506	0	53,69	16079	0,64	38860	-4,38	-32,67	-11,92
Ac1	291	3	0,09	4,7	211	25,2	73,22	385	0,75	1297	-7,04	-42,02	-14,38
Ac2	183	2,5	0,026	2,1	103	7,2	56,14	151	1,8	801	-7,03	-42,59	3,32
EB	235	2,3	0,13	3,1	201	32,4	84,2	141	1,95	1020	-6,39	-38,77	-1,02
Muestra I*	157	3	0,36	2,6	71,08		286	32,8	11,2	469			-1,44
	As	B	Ba	Fe	Li	Mn	Rb	Se	Sr				
Ac1	0,028	0,043	0,016	0,008	0,12	< 0,002	< 2	< 0,010	0,17				
Ac2	0,092	0,048	0,008	0,011	0,077	< 0,002	< 2	< 0,010	0,061				
EB	0,061	0,058	0,011	0,21	0,091	0,007	< 2	< 0,010	0,045				

Muestra I* tomada de Arias et al. (1987). Concentraciones de los elementos expresadas en [mg/L]. Relaciones isotópicas expresadas como δ²H y δ¹⁸O ‰ V-SMOW.

presentada por Iaffa et al. (2011), detallada a continuación: mapa litológico-estructural de la Cuenca de Metán, cuatro secciones geológicas transversales confeccionadas a partir de información sísmica y seis perforaciones petroleras exploratorias. El área modelada se indica con un recuadro punteado en la figura 1b.

RESULTADOS

Composición química e isotópica de las aguas

Los parámetros fisicoquímicos de los manantiales termales y la composición química e isotópica de las muestras de agua se presentan en los cuadros 1 y 2.

Los valores de temperatura de los manantiales termales varían entre 41.5 °C (EB) y 59.4 °C (Ac2), mientras que para los cauces superficiales varían entre 13.3 °C (Iso3) y 20 °C (Iso2). Las mediciones en cauces superficiales fueron realizadas en distintos horarios del día y las variaciones pudieron verse influenciadas por este factor. Todas las muestras de agua tienen valores de pH alcalinos, variando entre 8.42 (Ac1) y 8.93 (EB) en los manantiales termales, y entre 7.55 (Iso3) y 8.58 (Iso2) en los cauces superficiales. Los valores de conductividad eléctrica varían desde 1572 (Ac2) hasta 2595 μS/cm (Ac1) para los manantiales termales, y desde 1418 (Iso1) hasta 77620 μS/cm (Iso3) para los cauces superficiales. La alcalinidad total, expresada como mg/L de CaCO₃, varía entre 102 (Ac1) y 174 mg/L (Ac2) en los manantiales termales, y entre 132 (Iso3) y 252 mg/L (Iso1) en los cauces superficiales.

En el agua de los manantiales termales el catión dominante es el Na⁺ con concentraciones de hasta 291 mg/L (Ac1), seguido en abundancia por el Ca²⁺, K⁺ y Mg⁺ con concentra-

ciones de hasta 4.7 (Ac1), 3 (Ac1) y 0.13 mg/L (EB), respectivamente. Entre los aniones las especies dominantes son el Cl⁻ y el SO₄²⁻ con concentraciones de hasta 386 mg/L y 211 mg/L (Ac1), respectivamente; seguidos por HCO₃⁻, CO₃²⁻ y NO₃⁻. Dominan la composición de los cauces superficiales las mismas especies iónicas, siendo el Na⁺ el catión dominante con concentraciones de hasta 6395 mg/L (Iso3), seguido en abundancia por el Ca²⁺ (1967 mg/L; Iso3) y menores concentraciones de Mg⁺ y K⁺. Mientras que entre los aniones las especies dominantes son el Cl⁻ y el SO₄²⁻ con concentraciones de hasta 16079 mg/L y 1506 mg/L (Iso3), respectivamente; seguidos por HCO₃⁻, CO₃²⁻ y NO₃⁻.

En el diagrama de Piper de la figura 4, es posible observar que el agua de los manantiales termales Ac1 y Ac2, así como que la muestra del cauce superficial Iso3, corresponden al tipo clorurada sódica, mientras que el manantial termal EB es del tipo clorurada sulfatada sódica. Por su parte, las dos muestras restantes de cauces superficiales corresponden a los tipos bicarbonatada cálcico magnésica (Iso1) y bicarbonatada sulfatada sódico cálcica (Iso2). A modo comparativo se incluyeron en el diagrama de la figura 4 las muestras de Arias et al. (1987). Como se puede observar presentan una composición similar a la de los manantiales termales (Ac1, Ac2, EB) excepto por una de ellas que se clasifica como bicarbonatada sódica ("muestra I"). En esta investigación, no fue posible identificar ningún manantial termal con características similares al descrito por Arias et al. (1987), identificado como "muestra I" (Cuadro 2). En la sección 5.3 se discute una posible hipótesis en relación a este manantial termal con características químicas disímiles.

Los elementos minoritarios y trazas se determinaron en las muestras de agua de los manantiales termales. El ele-

mento que se encuentra en mayor concentración es el Fe (0.21 mg/L), seguido en abundancia por Sr (0.17 m/L), Li (0.12 mg/L), As (0.092 mg/L), B (0.058 mg/L), Ba (0.016 mg/L) y Mn (0.007 mg/L). El Rb se encuentra por debajo del límite de detección del equipo (<2 mg/L) en todas las muestras (Cuadro 2).

Respecto a composición isotópica de las muestras de agua, en los manantiales termales los valores de $\delta^2\text{H}$ varían entre -42.59 y -38.77 ‰ V-SMOW; y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre -7.04 y -6.39 ‰ V-SMOW. En relación a los cauces superficiales los valores de $\delta^2\text{H}$ varían entre -32.67 y -29.77 ‰ V-SMOW;

y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre -6.1 y -4.38 ‰ V-SMOW (Cuadro 2). En la Fig. 5a es posible observar que todas las muestras de agua corresponden a aguas meteóricas, graficándose próximas a la Recta Meteórica Local RML: $\delta^2\text{H}\text{‰} = (8.25 \pm 0.18) \delta^{18}\text{O} + (15.08 \pm 0.96)$ de la provincia de Salta (Dapeña y Panarello, 2011).

Modelo geológico en 3D

Se realizó un modelo geológico en tres dimensiones de un sector de la Cuenca de Metán que representa de forma simplificada la geometría de las distintas capas en el área

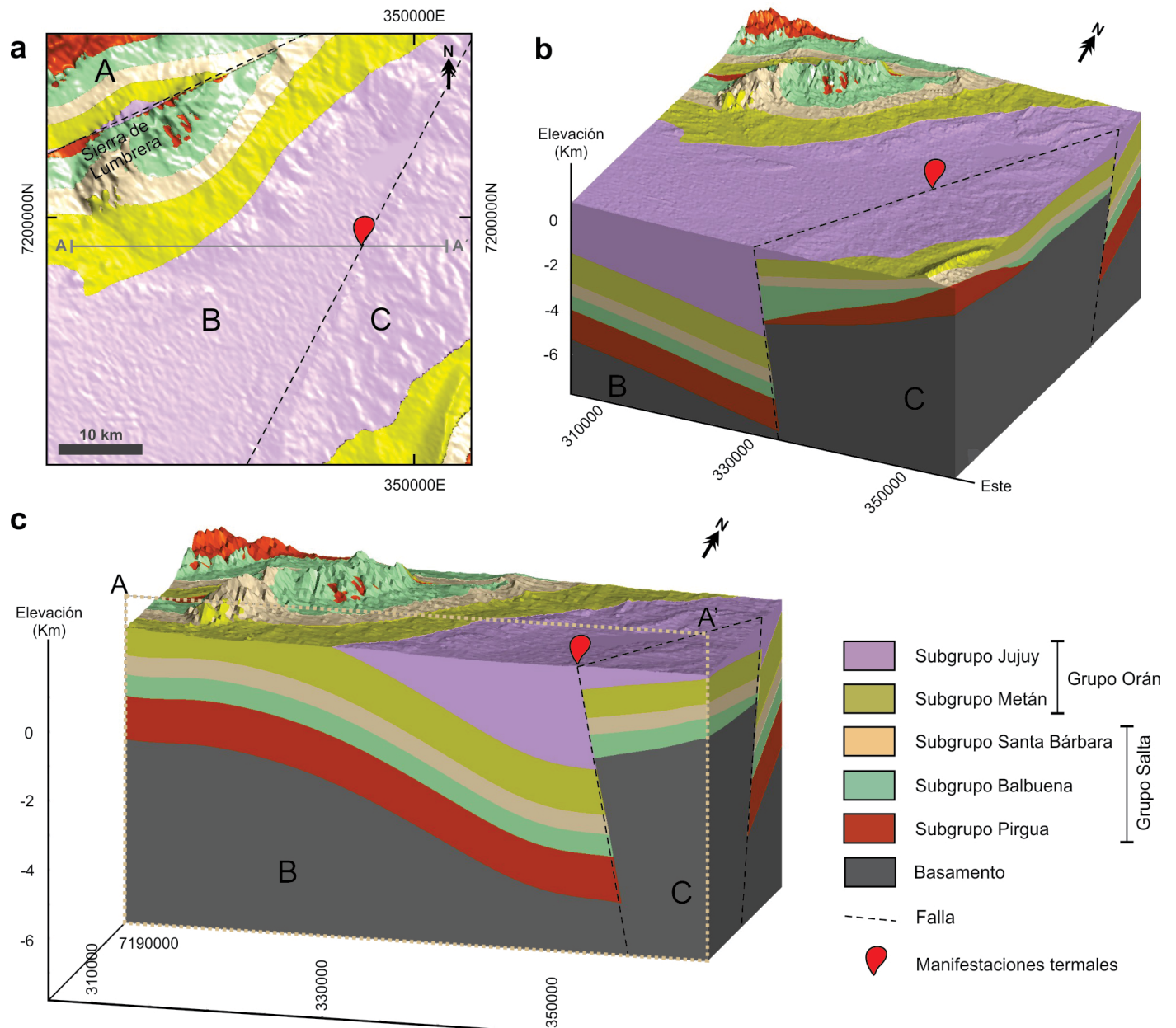


Figura 3. Vista en a) planta y b) general del modelo geológico 3D de la Cuenca de Metán en el área El Galpón; c) Sección transversal del modelo geológico 3D de la Cuenca de Metán en el área El Galpón. Orientación de la sección transversal A-A' indicada en a). Sistema de coordenadas UTM WGS84.

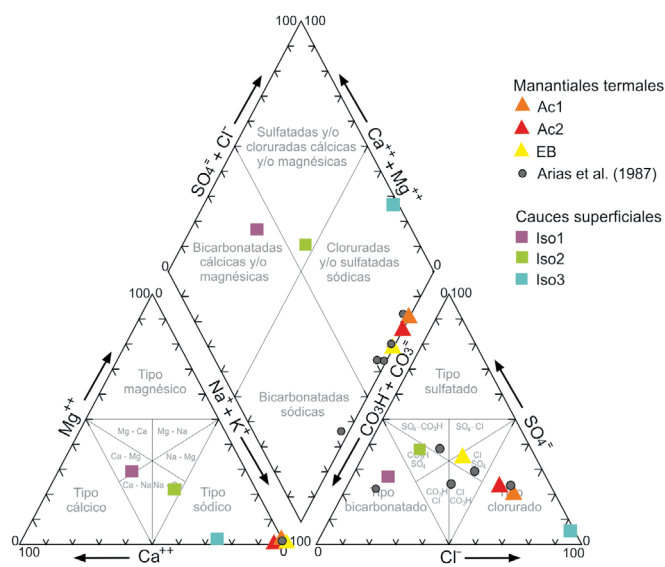


Figura 4. Diagrama de Piper de clasificación de aguas para las muestras de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón. Concentraciones expresadas en meq/L. Se indican las composiciones de los manantiales presentados en la literatura (Arias et al. 1987) a modo comparativo.

de interés de acuerdo a la información geológica, estructural y geofísica actualmente disponible en la bibliografía. El área modelada (Fig. 1b) fue dividida en tres bloques delimitados por las fallas principales presentes en la región (Fig. 1b y Fig. 3). En particular, el bloque central B (Fig. 3a) fue utilizado para la construcción del modelo geoquímico conceptual del sistema geotermal (Fig. 7, sección 5.3). El bloque B está limitado al NO por la falla inversa NE-SO que eleva la Sierra de Lumbrera y hacia el SE por la falla inversa NE-SO El Galpón la cual controla las manifestaciones termales estudiadas en este trabajo. Mediante la realización de distintos cortes efectuados sobre el modelo se puede apreciar que la geometría de las capas dentro del bloque B es homoclinal buzante hacia el SE (Fig. 3c). Los espesores de la secuencia estratigráfica post paleozoica se mantienen aproximadamente constantes alcanzando profundidades de hasta 6 km por debajo de las manifestaciones termales. En la sección 5.3 se integra el modelo geológico junto con la geoquímica de los fluidos en el modelo geoquímico conceptual del sistema geotermal.

DISCUSIÓN

Procesos que controlan la composición química e isotópica de las aguas

Mediante la utilización de diferentes diagramas hidroquímicos se analizó la composición de las muestras de agua con el propósito de dilucidar los procesos de interacción

agua-roca que controlan su composición química y reconocer eventuales procesos de mezcla. En la figura 5b es posible observar una línea evolutiva para las aguas de los cauces superficiales, partiendo de valores bajos de STD y una composición bicarbonatada cálcica magnésica (Iso1) hacia valores significativamente más altos de STD y composición clorurada sódica (Iso3), siguiendo la clásica evolución hidroquímica para aguas naturales en cuencas sedimentarias Chebotarev (1955). Por otro lado, las muestras correspondientes a los manantiales termales no siguen la misma línea de evolución (Fig. 5b), denotando que otros procesos adicionales podrían estar controlando su composición química. Si bien las 3 muestras de manantiales termales tienen una composición química similar, la muestra Ac1 tiene una mayor salinidad (Cuadro 1).

Si se analiza la composición química de las aguas de los cauces superficiales, las relaciones Na^+/Cl^- y $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}-\text{Mg}^{2+}$ cercanas a 1 (Fig. 5c, d) sugieren que los procesos de disolución de halita y yeso serían los responsables de las concentraciones de estos iones en las muestras Iso1, Iso2 e Iso3. Ambos minerales presentes en las evaporitas de la Formación Anta (Subgrupo Metán) (e.g. Galli 1995, Galli y Hernández 1999). El tipo de agua determinado en estos cauces superficiales es consistente con la composición promedio del agua de los ríos que drenan la Cuenca Alta del Río Juramento (Salusso, 2005). Por otro lado, las aguas termales también tienen relaciones Na^+/Cl^- cercanas a 1 indicando disolución de halita (Fig. 5c). Sin embargo, las relaciones $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}-\text{Mg}^{2+} \gg 1$ (Fig. 5d), inconsistentes con disolución de yeso, podrían explicarse a partir de la disolución y oxidación del H_2S en el agua, proceso que ha sido descrito para el sistema geotermal de Rosario de la Frontera cercano al sistema geotermal en estudio (Chiodi et al. 2015).

Considerando que los sistemas geotermales El Galpón y Rosario de la Frontera comparten un contexto geológico similar, ambos localizados en la Cuenca de Metán, se evaluó la posibilidad de que los manantiales termales estudiados fuesen producto de distintas proporciones de mezcla de un reservorio geotermal profundo de composición bicarbonatada sódica (como el descrito para el área de Rosario de la Frontera, Chiodi et al. 2015 y con la misma composición de la "muestra I" descrita por Arias et al. 1987) con acuíferos superficiales fríos de composición clorurada sódica.

Utilizando el software libre PHREEQC se realizaron distintas simulaciones de mezcla tomando como base la "muestra I" a la cual se mezcló en distintas proporciones con la muestra Iso3 (Cuadro 2) ya que esta última representaría la composición de los acuíferos más superficiales, con los cuales se mezclaría el agua del reservorio geotermal durante su ascenso a la superficie. La muestra termal EB (Cuadro 2) de

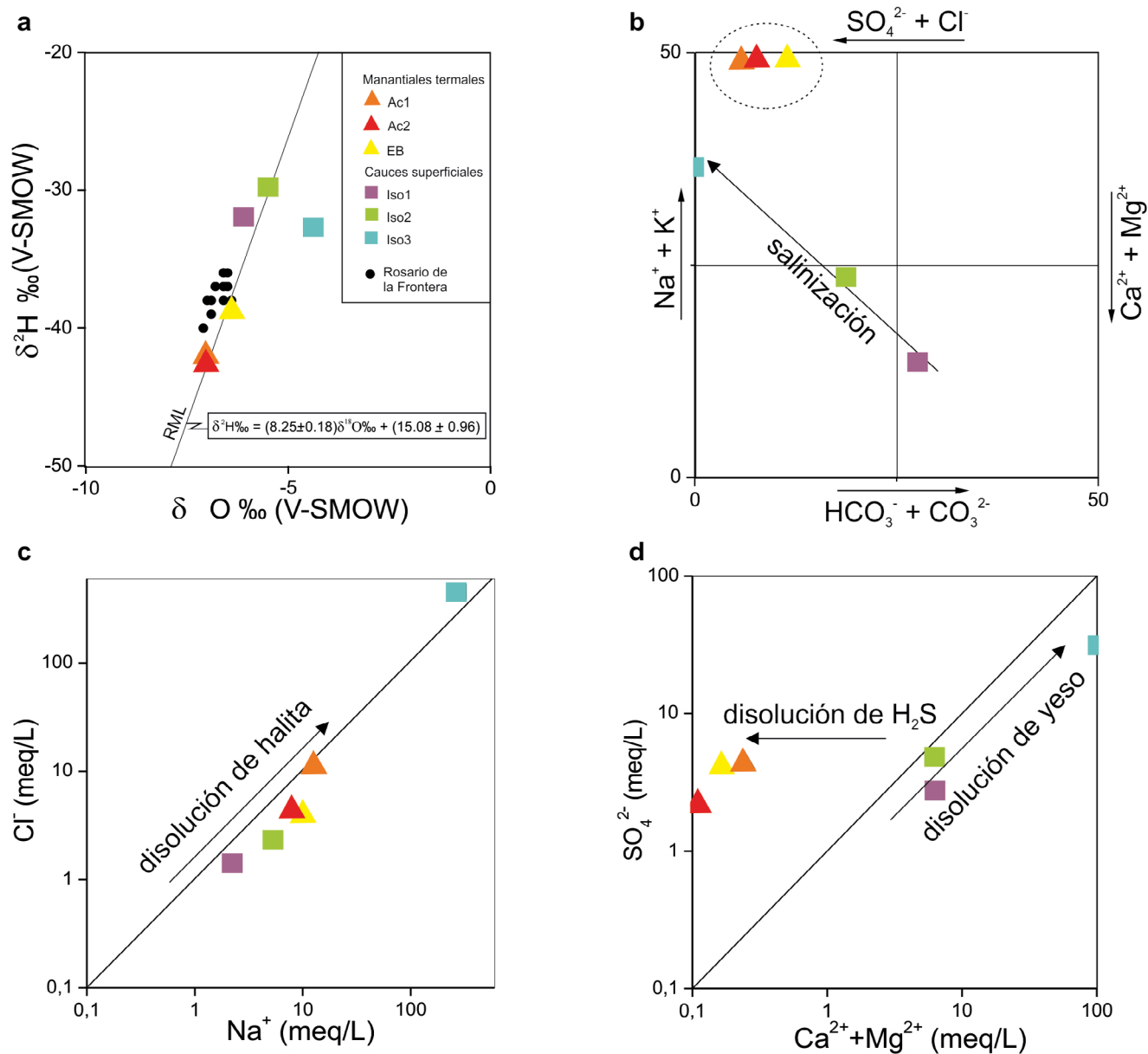


Figura 5. Diagrama binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ ‰ para las muestras de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón. Se indica la recta meteórica local (RML = $\delta^2\text{H} \text{‰} = (8,25 \pm 0,18) \delta^{18}\text{O} \text{‰} + (15,08 \pm 0,96)$; Dapeña y Panarello 2011). b) Diagrama de Langelier-Ludwig. Diagramas binarios c) Cl^- vs. Na^+ y d) SO_4^{2-} vs. $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$.

composición clorurada sulfatada sódica, fue considerada como miembro final para evaluar el efecto de la mezcla. Las simulaciones fueron realizadas con las siguientes proporciones: Mezcla 1: 10 % de Iso3 y 90 % de muestra I; Mezcla 2: 9 % de Iso3 y 91 % de muestra I; Mezcla 3: 8 % de Iso3 y 92 % de muestra I. Al llevar a cabo las diferentes simulaciones (Cuadro 3) se comprueba que en todas las mezclas simuladas se supera la concentración de la muestra EB, incluso con pequeñas proporciones de mezcla con agua de los acuíferos superficiales. Por lo tanto, si bien no se pudo definir con exactitud la proporción de la mezcla necesaria para lograr la composición de EB, debido a que se deberían realizar infinitas simulaciones,

con una proporción <8 % ya se supera la concentración de los elementos que la constituyen.

Las muestras de los manantiales termales se grafican adyacentes a la Recta Meteórica Local (RML; Fig. 5a), lo que sugiere un origen meteórico para el agua que recarga el acuífero geotermal El Galpón. No obstante, es posible observar que la composición isotópica de los cauces superficiales es más pesada en comparación con la composición isotópica de las aguas termales (Fig. 5a). Considerando que la composición isotópica de los cauces superficiales reflejaría un promedio de la composición isotópica de las lluvias locales, podría deducirse que la recarga del acuífero geotermal sería

de carácter más regional, a mayores elevaciones que las serranías drenadas por los arroyos Las Pirguas y De los Ahorcados (muestras Iso1 e Iso2; Fig. 2a). Como se observa en el diagrama de la Fig.5a, las muestras correspondientes a las aguas termales de El Galpón son similares isotópicamente a la composición isotópica promedio del agua del reservorio geotermal de Rosario de la Frontera (Chiodi et al. 2015). Esto último sería consistente con las consideraciones realizadas respecto a la composición química del reservorio geotermal del sistema El Galpón y los procesos de mezcla propuestos.

Con el fin de estimar la altura de recarga para el sistema geotermal El Galpón, se consideró el gradiente promedio para zonas templadas de -0.2 ‰ /100 m (Gonfiantini et al. 2001) y la media del valor de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras Iso1 e Iso2 (-5.8 ‰). La muestra Iso3 no se tuvo en cuenta para los cálculos por presentar indicios de evaporación (Fig. 5a). A partir del promedio entre las dos muestras mencionadas (-5.8‰) se realizaron dos cálculos para la estimación de la altura de recarga. El primero de ellos es una estimación mínima de la altura de recarga, para lo cual se utilizó el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de la muestra EB (-6.39‰), y la diferencia (-0.59‰) entre este valor y el promedio de los arroyos fríos. Teniendo en cuenta el valor del gradiente promedio (Gonfiantini et al. 2001) se calculó que para lograr la diferencia isotópica se necesitaría una diferencia de altura de 295 m s.n.m., lo que sumado al promedio de las alturas donde fueron tomadas las muestras Iso1 e Iso2 (537 m s.n.m.), arroja una altura mínima de recarga de 832 m para la muestra EB. Para el segundo cálculo se utilizó un valor (-7.035 ‰) promedio entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de Ac1 (-7.04 ‰) y Ac2 (-7.03 ‰) y nuevamente con la diferencia entre este valor y la diferencia con el de los arroyos (-1.235 ‰) se obtuvo una diferencia de altura de 617 m, resultando en una altura de recarga de 1154 m. De los cálculos realizados se sugiere que la recarga del acuífero geotermal El Galpón

sería de carácter regional, a alturas comprendidas entre los ~832 y 1155 m s.n.m. Cabe mencionar en este punto que las estimaciones de la altura de recarga son preliminares, acordes a la etapa de exploración inicial del sistema geotermal. Futuras investigaciones podrían confirmar o refutar las áreas de recarga propuestas.

Geotermometría líquida

Geotermómetros catiónicos: Los geotermómetros catiónicos se basan en la dependencia de la temperatura del intercambio catiónico que fija las razones de ciertos componentes disueltos (e.g. Na-K-Mg; Giggenbach 1988) para calcular las temperaturas profundas del último equilibrio químico agua-roca, en caso que éste se haya producido. El diagrama ternario Na/1000-K/100-√Mg (Fig. 6) de Giggenbach (1988) permite clasificar las aguas como totalmente equilibradas con la roca, parcialmente equilibradas e inmaduras (disolución de roca con escaso o nulo equilibrio), a las temperaturas especificadas. El equilibrio parcial puede ser resultado de mezcla de aguas o reacciones agua-roca durante el ascenso. En este sentido, y considerando que la composición química del agua termal muestreada en El Galpón podría ser producto de la mezcla del reservorio profundo con acuíferos superficiales fríos, de composición clorurada sódica (discutido en la sección 5.1), la aplicación e interpretación de los geotermómetros catiónicos (que consideran en el equilibrio el Na+) debe realizarse con resguardos. Cabe mencionar aquí que la mezcla del agua del reservorio geotermal con los acuíferos superficiales parece ser mínima, de acuerdo con los resultados del modelado geoquímico presentado (sección 5.1), por lo que una pequeña fracción del contenido de Na+ del agua termal muestreada en superficie podría ser reflejo del proceso de mezcla y parte estar asociado al agua geotermal profunda. Teniendo en consideración lo antes mencionado, se observa en la Fig. 6 que las aguas termales caen dentro del campo de equilibrio parcial, siendo consistente con el proceso de mezcla antes mencionado, permitiendo la aplicación de los geotermómetros catiónicos con un cierto grado de confianza. Las temperaturas estimadas mediante el par K/Na varían entre 97 y 111 °C (Cuadro 4); mientras que las estimadas mediante el par K/Mg entre 83 y 106 °C (Cuadro 4). La relación K/Na responde más lentamente a los cambios (cinética lenta), por lo tanto, representa las condiciones presentes en profundidad y otorga temperaturas más altas (Giggenbach 1988, 1991). La relación K/Mg responde rápidamente a los cambios (cinética veloz) consecuentemente, representa condiciones más superficiales y usualmente otorga temperaturas más bajas (Giggenbach 1988, 1991). Los valores de temperatura calculados son similares a los que se obtienen si se cal-

Cuadro 3. Composiciones de las soluciones generadas con software PHREEQC.

Composición	EB	Mezcla I	Mezcla II	Mezcla III
C (4)	5,31E-04	5,11E-03	5,16E-03	5,20E-03
Ca	7,74E-05	4,97E-03	4,48E-03	3,99E-03
Cl	3,98E-03	4,62E-02	4,17E-02	3,71E-02
K	5,88E-05	2,20E-04	2,06E-04	1,91E-04
Mg	1,23E-05	2,40E-04	2,17E-04	1,95E-04
N (5)	1,39E-04	7,24E-04	7,32E-04	7,39E-04
Na	1,02E-02	3,40E-02	3,13E-02	2,85E-02
S (6)	2,09E-03	2,23E-03	2,08E-03	1,94E-03

Concentraciones expresadas en moles.

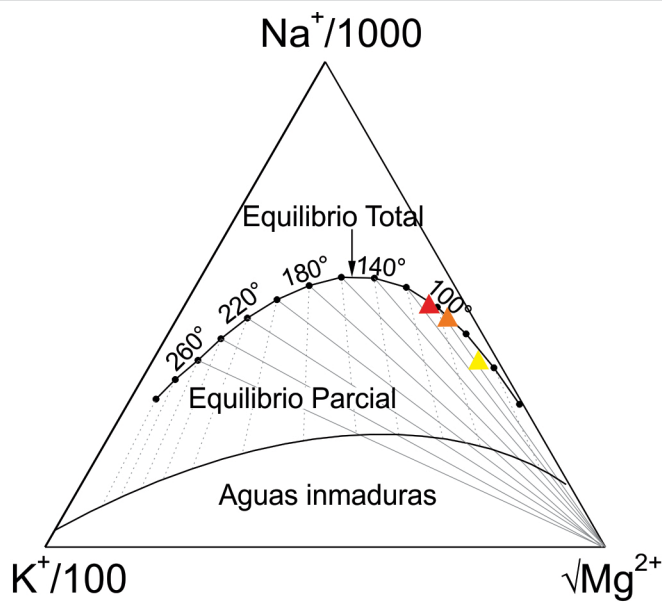


Figura 6. Diagrama triangular $\text{Na}/1000\text{-K}/100\text{-}\sqrt{\text{Mg}}$ (Giggenbach 1988) para las muestras de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón. Se indican las curvas de equilibrio total y equilibrio parcial. Simbología como en figura 4.

culan las temperaturas utilizando como base la composición química de la “muestra I” presentada por Arias et al. (1987), siendo de 127 °C para el par K/Na y 77 °C para el par K/Mg.

Geotermómetros de sílice: Los geotermómetros de la sílice se basan en la variación de la solubilidad dependiente de la temperatura (polimorfos de la sílice; Fournier 1991). En el Cuadro 4 se presentan los resultados obtenidos a partir de los geotermómetros de la sílice. Las temperaturas obtenidas para el cuarzo (sin pérdida de vapor) varían entre 85 y 98 °C; mientras que para la calcedonia varían entre 54 y 68 °C, resultando en algunos casos inferiores a las temperaturas medidas en superficie. Los resultados obtenidos en base al cuarzo son consistentes con los resultados obtenidos mediante el par K-Mg, teniendo ambos geotermómetros tasas de re-equilibración similares. En ambos casos, los valores de temperaturas calculados reflejarían condiciones más superficiales que las calculadas mediante el par K-Na. Es importante mencionar también que los procesos de mezcla con acuíferos superficiales fríos provocarían la rápida precipitación de la sílice, por lo que las temperaturas estimadas son consideradas mínimas para el reservorio geotermal.

Modelo geoquímico conceptual del sistema geotermal El Galpón

Se propone el siguiente modelo geoquímico conceptual para el sistema geotermal El Galpón (Fig. 7), a partir de: i) la revisión de las características de las litofacies presentes en la columna estratigráfica del área de estudio, ii) del modelado geológico 3D, iii) del análisis de la composición química del agua, iv) de las similitudes encontradas entre el sistema geotermal en estudio con otros sistemas geotermales localizados dentro del mismo contexto geológico como son el sistema geotermal Rosario de la Frontera y El Sauce (e.g. Invernizzi et al. 2014, Chiodi et al. 2015, 2016). El reservorio geotermal profundo sería de composición bicarbonatada sódica, posiblemente alojado dentro del Subgrupo Pirgua, compuesto en el área de estudio principalmente por facies de grano grueso (Sabino 2002), con permeabilidades del orden de los 81,4 mD (Invernizzi et al. 2014). El sello del reservorio lo constituirían las facies finas del Subgrupo Balbuena (Arias et al. 1987). En su ascenso a superficie favorecido por las estructuras, el agua del reservorio geotermal se mezcla con acuíferos clorurados sulfatados sódicos, alojados probablemente dentro de los Subgrupos Metán y Jujuy. La existencia de este tipo de reservorios dentro de las sedimentitas terciarias ha sido propuesta en otros sistemas geotermales cercanos (Barcelona et al. 2013, Chiodi et al. 2016) y constatada por Dib Ashur (1998) y Bercheñi (2003).

Los valores isotópicos del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) indican que la recarga del acuífero termal se produce a partir de aguas de origen meteórico. Debido a la diferencia encontrada entre la isotopía de las aguas geotermales en relación con las aguas superficiales estudiadas (Fig. 5a), se infiere que la recarga principal del acuífero geotermal sería de carácter regional, probablemente en la Sierra de Metán (Fig.1b y Fig. 2a). No se descarta la posibilidad de que existan múltiples áreas de recarga dentro de la Cuenca de Metán asociadas a zonas de daño (e.g. Fossen et al. 2007, Faulkner et al. 2010) donde existen afloramientos del Subgrupo Pirgua. El proceso de mezcla del reservorio geotermal con los acuíferos someros produciría precipitación de la sílice disuelta y re-equilibración química de algunos compuestos, resultando en las bajas

Cuadro 4. Estimaciones geotermométricas.

ID	T		Cuarzo		Calcedonia	α -Cristobalita	sílice amorfa
	Na/K (Giggenbach, 1983)	K/Mg (Giggenbach, 1986)	sin pérdida de vapor (Fournier, 1973)	máx. pérdida de vapor (Fournier, 1973)	(Fournier, 1973)	(Fournier, 1973)	(Fournier, 1973)
Ac1	99	94	85	88	54	35	-29
Ac2	111	106	88	91	57	38	-26
EB	97	83	98	99	68	48	-17
muestra I*	127	77					

temperaturas geotermométricas estimadas en base a la sílice disuelta y el par K-Mg (~98 °C). Por otro lado, el geotermómetro K-Na señala temperaturas de hasta ~111 °C para el agua dentro de reservorio geotermal. En todos los casos, las temperaturas serían consideradas mínimas debido al proceso de mezcla. Considerando que el reservorio propuesto alcanza profundidades de alrededor de 5-6 km debajo del sector de surgencia de las termas, el agua meteórica de recarga podría alcanzar la temperatura estimada con los geotermómetros

catiónicos (~111 °C) en un área de gradiente geotérmico normal, siendo consistente con el modelo conceptual que proponen Arias et al. (1987).

Si bien el modelo conceptual planteado es similar al que presentan los autores mencionados, resulta llamativo no haber localizado durante el desarrollo de esta investigación el manantial termal mencionado por Arias et al. (1987) de composición bicarbonatada sódica, el cual se sugiere representaría la composición original del reservorio geotermal, sin

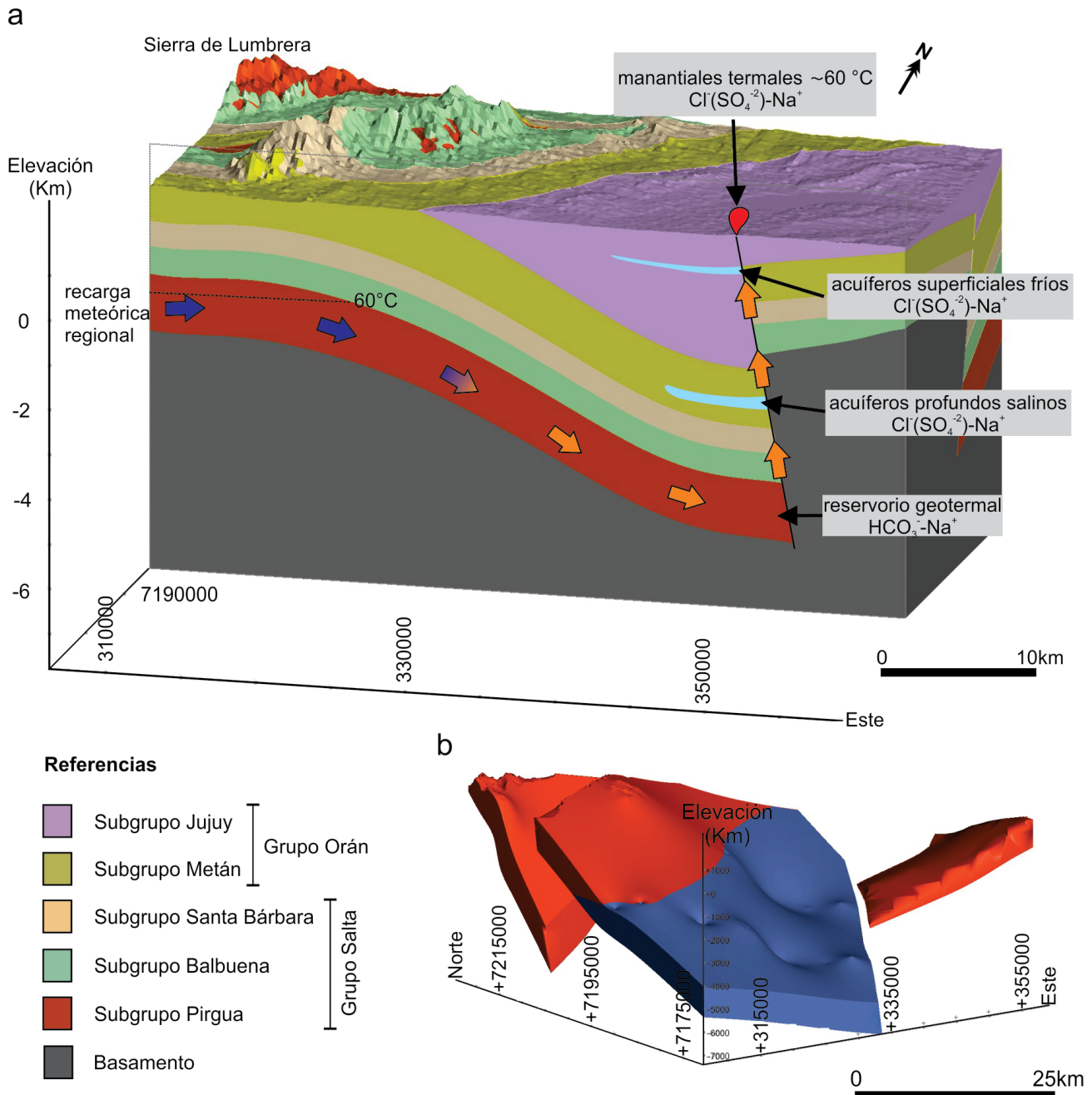


Figura 7. a) Modelo geoquímico conceptual del Sistema geotermal El Galpón sobre vista Oeste-Este del modelo geológico 3 D de la Cuenca de Metán en el área El Galpón; b) Volumen de Subgrupo Pirgúa (en azul) considerado para las estimaciones del potencial geotérmico.

mezcla con acuíferos más superficiales. En este sentido, si se asume que dicho manantial no existe como tal al presente debería buscarse una explicación para que actualmente todos los manantiales termales presenten una composición química clorurada sulfatada sódica. Según el modelo geoquímico conceptual propuesto, una posible hipótesis podría ser que actualmente los manantiales termales son producto de la mezcla entre el agua proveniente del reservorio geotermal profundo con los acuíferos someros salados; mientras que, al momento de la realización de las investigaciones de Arias et al. en el año 1987, el agua del reservorio geotermal llegaba a superficie, al menos en donde fue tomada la “muestra I”, con nula o prácticamente nula mezcla con los acuíferos someros. Siguiendo esta línea de razonamiento y considerando que la surgencia de los manantiales termales está controlada por estructuras, principalmente por la falla El Galpón (Zeckra et al. 2017), entonces podría pensarse que producto del sismo de magnitud 5.8 Mw registrado en el año 2015 y asociado a dicha estructura, el camino de ascenso del agua del reservorio geotermal se vio modificado provocando que al presente no exista ningún manantial termal sin mezcla con los acuíferos superficiales. De todas maneras, esta hipótesis es muy especulativa, ya que serían necesarios registros sistemáticos en el tiempo ya sea de los caudales de los manantiales termales antes y después del sismo, así como de la geoquímica de cada uno de los mismos.

Estimación del potencial geotérmico mediante el método del volumen

El potencial geotérmico del área El Galpón se estimó a través del Método del Volumen (Muffler y Cataldi 1978, Doveri et al. 2010), para el sector de la Cuenca de Metán (recuadro en línea punteada en Fig. 1b) correspondiente al área modelada en la sección Oeste-Este, utilizada en la figura del modelo conceptual (Fig. 7a). La energía total contenida en el sistema (Q_t) resulta de la suma de la energía almacenada en roca, según la ecuación $Q_r = Vol \cdot (\rho_r \cdot CR \cdot (1 - \phi) \cdot (TR - TO))$ y en la fase fluida, según la ecuación $Q_f = Vol \cdot (\rho_f \cdot CF \cdot \phi \cdot (TR - TO))$. Para los cálculos se contemplaron los siguientes parámetros: calor específico de la roca (CR) de 0.85 kJ/kg^oK, calor específico del fluido (CF) de 4.27 kJ/kg^oK, porosidad de 0,07(ϕ) tomada por correlación con el sistema geotermal de Rosario de la Frontera (Invernizzi et al. 2014), temperatura de reservorio (TR) de 111 °C (en base al par K-Na), temperatura de abandono (TO) de 20 °C (Aciar 2012), densidad de roca (ρ_r) de 2650 kg/m³ y una densidad de fluido (ρ_f) de 932.27 kg/m³. Del volumen total del Subgrupo Pirgua ($Vol = 3116.9 \text{ km}^3$), obtenido a través del modelado geológico, se extrajo un volumen parcial ($Vol = 2007 \text{ km}^3$) donde los fluidos excederían los

60 °C, como volumen potencialmente interesante con fines geotérmicos (Fig. 7b).

Se obtiene como resultado que la energía total contenida en el área modelada sería de $Q_t = 4.33 \cdot 10^{17} \text{ J}$, correspondiendo $Q_f = 5.09 \cdot 10^{16} \text{ J}$ y $Q_r = 3.83 \cdot 10^{17} \text{ J}$.

Es importante mencionar que los resultados obtenidos corresponderían a un potencial mínimo, ya que se han considerado las temperaturas estimadas por geotermometría, las cuales indican valores conservativos para el agua dentro del reservorio geotermal debido a los procesos de mezcla con los acuíferos superficiales fríos. Adicionalmente, los límites del reservorio geotermal (Subgrupo Pirgua) se definieron en base al área modelada. En este sentido, la distribución del Subgrupo Pirgua en la Cuenca de Metán excede ampliamente el área modelada y esta unidad ha sido considerada reservorio geotermal en el sistema geotermal de Rosario de la Frontera (e.g. Invernizzi et al. 2014, Chiodi et al. 2015), por lo cual podría inferirse que el potencial geotérmico de la Cuenca de Metán es significativamente mayor a las estimaciones realizadas hasta el presente.

CONCLUSIONES

El sistema geotermal El Galpón constituye un sistema de baja temperatura dominado por convección de tipo no magmático, siguiendo la clasificación propuesta por Moeck (2014). Se propone la existencia de un reservorio geotermal profundo alojado en los sedimentos del Subgrupo Pirgua, con temperaturas de hasta ~111 °C y composición bicarbonatada sódica. Las facies finas dentro de los depósitos del Subgrupo Balbuena constituirían el sello del sistema. El agua de origen meteórica podría alcanzar profundidades de hasta 6 Km en algunos sectores de la cuenca, adquiriendo las temperaturas estimadas por geotermómetros en un área de gradiente geotérmico normal. En su ascenso a la superficie, favorecido por las estructuras, el agua geotermal sufre procesos de mezcla con acuíferos más superficiales, de composición clorurada sulfatada sódica, alojados en el Grupo Orán.

De acuerdo a la isotopía del agua, la recarga principal del reservorio geotermal profundo sería de carácter regional, posiblemente en la Sierra de Metán. Sin embargo, la disposición de las unidades litológicas observada en el modelado 3D permiten sugerir que parte de la recarga pueda ser local en la Sierra de Lumbrera.

El modelado geológico 3D del área de El Galpón permitió definir un volumen del Subgrupo Pirgua y así poder aplicar el método volumétrico para estimar el potencial geotérmico del sector estudiado. El potencial mínimo estimado para la zona

El Galpón, expresado como calor almacenado en el fluido, sería de 5.09×10^{16} J. Si bien el potencial estimado es menor al calculado para el sector de Rosario de la Frontera (1×10^{18} J, Chiodi et al. 2015), se infiere que el potencial geotérmico de la Cuenca de Metán es significativamente mayor al estimado hasta el presente, posiblemente asociado a un gran sistema geotermal compartimentalizado (e.g. Vignaroli et al. 2013, Barcelona et al. 2019b).

La cuantificación y evaluación del recurso geotérmico en el área del sistema geotermal El Galpón requiere de estudios interdisciplinarios (geofísicos, hidrogeológicos, estructurales, etc.) complementarios que permitan definir de manera más acabada el modelo conceptual propuesto y ajustar las estimaciones del potencial geotérmico. Futuras investigaciones deberían modelar el volumen total de los depósitos del Subgrupo Pirgua que podría actuar como reservorio geotermal para así poder estimar el potencial geotérmico de toda la cuenca de Metán.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado parcialmente mediante los Proyectos PICT 2019-03171 y CIUNSA Tipo A, N°2713, Directora: Dra. Chiodi. Los autores agradecen al IBIGEO (CONICET-UNSA) por el apoyo logístico brindado para desarrollar las tareas de campo.

Los editores desean agradecer el trabajo de revisión de Hernán Barcelona y de un revisor anónimo.

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F.G. 1978. El Paleozoico Inferior de Argentina según sus trazas fósiles. *Ameghiniana* 15: 15-64.
- Aciar, L. 2012. Caracterización ambiental Dpto Metán Provincia de Salta. AAPRESID Regional Metán, 26 p., Salta.
- Ahumada, F., Guevara, L., Favetto, A., Filipovich, R., Chiodi, A., Viramonte, J.G., Giordano, G. 2022. Electrical resistivity structure in the Tocomar geothermal system obtained from 3-D inversion of audio-magnetotelluric data (Central Puna, NW Argentina). *Geothermics* 104: 102436.
- Arias, J.E., Espelta, C.M., Chavez, A. y Chalabe, E. 1987. Prospección geotérmica en la comarca de El Galpón, Departamento Metán, Provincia de Salta. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de Jujuy* 7:135-149.
- Barcelona, H., Favetto, A., Peri, V. 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.
- Barcelona, H., Peri, G., Tobal, J., Sagripanti, L. y Favetto, A. 2014. Tectonic activity revealed by morphostructural analysis: Development of the Sierra de la Candelaria range, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 376-395.
- Barcelona, H., Yagupsky, D. y Agosto, M. 2019a. The layered model of the Copahue geothermal reservoir, Argentina. *Geothermal Energy* 7(1): 1-22.
- Barcelona, H., Yagupsky, D., Vigide, N. y Senger, M. 2019b. Structural model and slip-dilation tendency analysis at the Copahue geothermal system: inferences on the reservoir geometry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 375: 18-31.
- Bercheni, V.A. 2003. Hidrogeología en la ciudad de Rosario de la Frontera y su relación con la cuenca del Río Rosario. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 131 p., Salta.
- Bianucci, H.A., Acevedo, O.M. y Cerdán, J.J. 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la subcuenca Lomas de Olmedo (Provincias de Salta y Formosa). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 159-172, San Luis.
- Bona, P. y Coviello, M. 2016. Valoración y gobernanza de los proyectos geotérmicos en América del Sur. Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL).
- CAMMESA 2022. <https://cammesaweb.cammesa.com>
- Carro-Pérez, M. 2019. Geotermia de baja entalpía en suelos loésicos: eficiencia, conductividad térmica y configuraciones. 2° Congreso Latinoamericano de Ingeniería, Cartagena de Indias.
- Chebotarev, I. 1955. Metamorphism of Natural Waters in the Crust of Weathering. *Geochimica et Cosmochimica* 8: 22-48.
- Chiodi, A., Tassi, F., Báez, W., Maffucci, R., Invernizzi, C., Giordano, G., Corrado, S., Biccocchi, G., Vaselli, O., Viramonte, J.G. y Pierantoni, P.P. 2015. New geochemical and isotopic insights to evaluate the geothermal resource of the hydrothermal system of Rosario de la Frontera (Salta, northern Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 295: 16-25.
- Chiodi, A., Báez, W., Filipovich, R., Ahumada, F., Viramonte, J.G. 2016. Modelo conceptual preliminar del sistema geotermal El Sauce (Salta) a partir de estudios de geoquímica de fluidos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73 (1): 94-104.
- Chiodi, A., Tassi, F., Báez, W., Filipovich, R., Bustos, E., Glok Galli, M., Suzaño, N., Ahumada, M.F., Viramonte, J.G., Giordano, G., Pecoraino, G. y Vaselli, O. 2019. Preliminary conceptual model of the Cerro Blanco caldera-hosted geothermal system (Southern Puna, Argentina): Inferences from geochemical investigations. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102213.
- Chiodi, A., Filipovich, R., Esteban, C., Pesce, A. y Stefanini, V., 2020. Geothermal Country update of Argentina: 2015-2020. World Geothermal Congress, Actas ID 1516, Reykjavik, Iceland.
- Chiodi A., Pleitavino M., Barcelona H., Filipovich R. y Esteban C. 2023. Geothermal Country update of Argentina: 2020-2023. Actas World Geothermal Congress 2023, China. Aceptado. Christiansen, R. O.,

- Clavel, F., Gonzalez, M., García, H. P., Ortiz, D. A., Ariza, J. P., Martínez, M. y Wöhrlich, S. 2021. Low-enthalpy geothermal energy resources in the Central Andes of Argentina: A case study of the Pismanta system. *Renewable Energy* 177: 1234-1252.
- Cristallini, E., Comínguez, A.H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (5-6): 403-421.
- Comínguez, A.H. y Ramos, V.A. 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift of northwestern Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez, R., Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Spec. Publ. Mem. 62: 325-340.
- Dapeña, C. y Panarello, H. 2011. Composición isotópica de las precipitaciones en el Noroeste Argentino. 7° Congreso Argentino de Hidrogeología y 5° Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea, 385-392, Salta.
- Dib Ashur, P. 1998. Hidrogeología regional del cono aluvial del río Mojotoro. Balance hidro-geológico de la zona franca de Gral. Güemes. Provincia de Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 78 p., Salta.
- Doveri, M., Lelli, M., Marini, L. y Raco, B. 2010. Revision, calibration, and application of the volume method to evaluate the geothermal potential of some recent volcanic areas of Latium, Italy. *Geothermics* 39(3): 260-269.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J. y Withjack, M.O. 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32 (11): 1557-1575.
- Filipovich, R., Chiodi, A., Báez, W., Ahumada, F., Invernizzi, C., Taviani, S., Aldega, L., Tassi, F., Barrios, A., Corrado, S., Gropelli, G., Norini, G., Bigi, S., Caricchi, C., De Benedetti, A., De Astis, G., Becchio, R., Viramonte, J.G., Giordano G. 2022. Structural analysis and fluid geochemistry as tools to assess the potential of the Tocomar geothermal system, Central Puna (Argentina). *Geothermics* 98: 10227.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K. y Mair, K. 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society* 164 (4): 755-769.
- Fournier, R. O. 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. En: F. D'Amore (ed.), *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir development*. UNITAR-UNDP, 37-69, Roma.
- Fridleifsson, I.B. 2001. Geothermal energy for the benefit of the people. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 5 (3): 299-312.
- Galetto, A., García, V. y Caselli, A. 2018. Structural controls of the Domuyo geothermal field, Southern Andes (36°38'S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 114: 76-94.
- Galli, C.I. 1995. Estratigrafía y Sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán, Terciario) en la provincia de Salta. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 190 p., Salta.
- Galli, C.I. y Hernández, R.M. 1999. Evolución de la Cuenca de Antepaís desde la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta geológica hispánica* 34(2): 167-184.
- Galli, C.I., Alonso, R.N. y Coira, L. B. 2017. Integrated Stratigraphy of the Cenozoic Andean Foreland Basin (Northern Argentina). *Seismic and Sequence Stratigraphy and Integrated Stratigraphy, New Insights and Contributions* 129-156.
- Galliski, M.A. y Viramonte, J.G., 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina. A petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences* 1 (14): 329-342.
- Gebhard, J.A., Guidice, A.R. y Gascon, J.O. 1974. Geología de la comarca entre el Río Juramento y Arroyo las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 359-375.
- Giggenbach, W. 1988. Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 2749-2765.
- Giggenbach, W. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. En: D'Amore (ed.), *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, UNITAR-UNDP 253-273, Roma.
- Gonfiantini, R., Roche, M. A., Olivry, J. C., Fontes, J. C. y Zuppi, G. M. 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology* 181(1-4): 147-167.
- Herrero Ducloux, E. 1918. Termas de Inti (Agua Caliente) en la provincia de Salta. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 23 (2): 263-286.
- Iaffa, D.N., Sabat, F., Muñoz, J.A., Mon, R. y Gutierrez, A.A. 2011. The role of inherited structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in northwest Argentina. *Journal of Structural Geology* 33: 1816-1828.
- Invernizzi, C., Pierantoni, P.P., Chiodi, A., Maffucci, R., Corrado, S., Báez, W., Tassi, F., Giordano, G. y Viramonte, J.G. 2014. Preliminary assessment of the geothermal potential of Rosario de la Frontera area (Salta, NW Argentina): insight from hydro-geological, hydro-geochemical and structural investigations. *Journal of South American Earth Sciences* 54: 20-36.
- Kley, J. y Monaldi, C. 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21: 1111-1118.
- Lamberti, M. C., Vigide, N., Venturi, S., Agosto, M., Yagupsky, D., Winocur, D., Barcelona, H., Vélez, M., Cardellini, C. y Tassi, F. 2019. Structural architecture releasing deep-sourced carbon dioxide diffuse degassing at the Caviahue-Copahue Volcanic Complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 374: 131-141.
- Lund, J. W. y Toth, A. N. 2021. Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review. *Geothermics* 90: 101915.
- Maffucci, R., Bigi, S., Corrado, S., Chiodi, A., Di Paolo, L., Giordano, G. e Invernizzi, C. 2015. Quality assessment of reservoirs by means of outcrop data and "discrete fracture network" models: the case history

- of Rosario de La Frontera (NW Argentina) geothermal system. *Tectonophysics* 647: 112-131.
- Maffucci, R., Corrado, S., Aldega, L., Bigi, S., Chiodi, A., Di Paolo, L., Giordano, G., Invernizzi, C. 2016. Cap rock efficiency of geothermal systems in fold-and-thrust belts: Evidence from paleo-thermal and structural analyses in Rosario de La Frontera geothermal area (NW Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 328: 84-95.
- Marquillas, R.A., del Papa, C. y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94-113.
- Moeck, I.S. 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 37: 867-882.
- Mon, R. 1971. Estructura geológica del extremo austral de las sierras subandinas, provincia De Salta y Tucumán, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 209-220.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1991. The structure of Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat. *Geologische Rundschau* 80 (3): 745-758.
- Mon, R. y Salfity, J.A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. *Petroleum Basins of South America. Memoir* 62: 269-283.
- Moreno, J. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 9-44.
- Muffler, P. y Cataldi, R. 1978. Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics* 7: 53-89.
- Peralta Arnold, Y., Cabassi, J., Tassi, F., Caffè, P. J. y Vaselli, O. 2017. Fluid geochemistry of a deep-seated geothermal resource in the Puna plateau (Jujuy Province, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 121-134.
- Peralta Arnold, Y.P., Franco, M.G., Tassi, F., Caffè, P.J., Jofre, C.B., Claros, M., Villalba Ulberich, J., Rizzo, A. y Cabassi, J. 2020. Geochemical features of hydrothermal systems in Jujuy Province, Argentina: Hints for geothermal fluid exploration. *Journal of South American Earth Sciences* 101: 102627.
- Pleitavino M., Carro Pérez M., García Aráoz E. y Cioccale M. 2022. Determinación de difusividad térmica aparente in situ de suelo loésico a partir de un registro térmico. 21° Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Chubut.
- Ramos, V.A. 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste argentino. *Revista Instituto Ciencias Geológicas* 6: 13-28.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: En Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales*, 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C. 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26: 707-710.
- Ricci, H.I. y Villanueva García, A. 1969. La presencia de Paleozoico inferior en la Sierra de Candelaria (provincia de Salta). *Acta Geológica Lilloana* 10: 1-16.
- Rolleri, E.O. 1976. Sistema de Santa Bárbara, una nueva provincia geológica argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 239- 255, Bahía Blanca.
- Ruiz Huidobro, O.J. 1955. Tectónica de las hojas Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10: 7-43.
- Russo, A. y Serraiotto, A. 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 715-730, Neuquén.
- Sabino, I.F. 2002. Geología del Subgrupo Pírgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 260 p., Salta.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes. Evolution Sciences Monograph Series*: 266-315, Wiesbaden.
- Salusso, M. 2005. Evaluación de la calidad de los recursos hídricos superficiales en la Alta Cuenca del Juramento (Salta). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 203p., Buenos Aires.
- Sanyal, S.K. 2005. Classification of geothermal systems—a possible scheme. 13° Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 85-88, Stanford, California.
- Stelling, P., Shevenell, L., Hinz, N., Coolbaugh, M., Melosh, G y Cumming, W. 2016. Geothermal systems in volcanic arcs: volcanic characteristics and surface manifestations as indicators of geothermal potential and favorability worldwide. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 324: 57-72.
- ThinkGeoEnergy Research 2021. <https://www.thinkgeoenergy.com>
- Turner, J. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39.
- Turner, J. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 41:163-196.
- Vignaroli, G., Pinton, A., De Benedetti, A. A., Giordano, G., Rossetti, F., Soligo, M. y Berardi, G. 2013. Structural compartmentalisation of a geothermal system, the Torre Alfina field (central Italy). *Tectonophysics* 608, 482-498.
- Vilela, C.R. 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo-Dolomítico de la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 6 (2): 101-107.
- Zapata, S., Sobel, E.R., Del Papa, C. y Glodny, J. 2020. Upper plate controls on the formation of broken foreland basins in the Andean retroarc between 26 S and 28 S: From Cretaceous rifting to Paleogene and Miocene broken foreland basins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 21(7): e2019GC008876.
- Zeckcra, M., Krüger, F., Landgraf, A., Aranda, G., Hongn, F., Morales, F.

y Alvarado, P. 2017. Strategy Seismic network array in Northwestern Argentina: Study of the 2015 El Galpón earthquake and its aftershock sequence. 28° Reunión Científica de la AAGG y 3° Simposio sobre

Inversión y Procesamiento de Señales en Exploración Sísmica, La Plata.