



DEPÓSITOS DE LITIO Y POTASIO EN SALMUERAS DE SALARES DE SUDAMÉRICA: CARACTERIZACIÓN, HIDROQUÍMICA, DEPOCENTROS Y RECURSOS

Lithium and potassium brine deposits from South America: characterization, hydrochemistry, depocenters and resources

Vanina L. López de Azarevich¹, Isidoro B.A. Schalamuk² y Miguel B. Azarevich³

¹ Centro de Edstudios Geológicos Andinos (CEGA) – Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150 (4400), Salta, Argentina.

vllopez@yahoo.com.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Universidad Nacional de La Plata, Calle 64 y 120 s/n, Planta Alta (1900), La Plata, Argentina.

ischala@yahoo.com.ar

³ CEGA-CONICET, Av. Bolivia 5150 (4400), Salta, Argentina.

miguel_azarevich@yahoo.com.ar

Abstract: Lithium and K brine deposits constitute water resources characterized by high salinity (> 400% NaCl) and elements in solution in the order of >350 ppm Li and 0.5-1% K, accompanied mainly by Mg, Na, Ca and B. Its genesis is conditioned to the evolution of endorheic basins in arid climates, to which Li is contributed by leaching from surrounding rocks or thermal sources, and concentrated in the aquifers by evapotranspiration. Halite crystallization occurs in the saline nucleus, decreasing the Na⁺ in solution, enriching itself in Li⁺ and ⁷Li. In western South America, arid conditions developed from the Cretaceous and were enhanced by the uplift of the Altiplano and Puna and the emplacement of the Andean volcanic arc since the Miocene. The basins configuration corresponds to ante-arc (Atacama) and intra-arc (Puna salars), of which the latter evolve from Cretaceous-Tertiary depocenters in Northern Puna and as individual Tertiary depocenters in Southern Puna. South American Li resources add up to 68% of total resources, global LCE (lithium carbonate equivalent) production is 82,000 t/y (38% Chile and Argentina), and Argentina salars' production capacity is 400,000 t/y LCE. Lithium is used in the industry of batteries, aluminum and its alloys, glass and ceramics, greases and lubricants, air conditioning, medicine and pharmaceuticals, polymers. Also, ⁶Li is used in the production of nuclear energy as a source of tritium, and ⁷Li is used as a hydroxide to regulate the pH of the cooling material in the primary circuits of pressurized water nuclear reactors, where it is used as a heat conductor due to its high melting temperature, and as fluoride in molten salt reactors. This paper provides an overall review of salar basins' evolution from K-T boundary to recent, as well as available Li brine exploration results and economic projections, over the Puna and Altiplano.

Keywords: Brines, lithium and potassium, South American salars, tectonic evolution, hydrochemistry.

Resumen: Los depósitos de Li y K en salmueras constituyen recursos ácuos caracterizados por una salinidad elevada (> 400% NaCl) y elementos en solución con >350 ppm Li y 0,5-

1 % K, acompañados principalmente de Mg, Na, Ca y B. Su génesis está condicionada por la evolución de cuencas endorreicas en clima árido, donde el Li es aportado por lixiviación de rocas circundantes o fuentes termales, y concentrado en los acuíferos por evapotranspiración. En Sudamérica occidental, las condiciones de aridez se desarrollaron a partir del Cretácico, favorecidas por el levantamiento del Altiplano y la Puna y el emplazamiento del arco volcánico andino desde el Mioceno. La configuración de las cuencas corresponde a ante-arco (Atacama) e intra-arco (salares de la Puna), de las cuáles éstas últimas evolucionan a partir de depocentros cretácico-terciarios en Puna Septentrional y como depocentros individuales terciarios en Puna Austral. Los recursos de Li sudamericanos suman el 68% de los mundiales, la producción mundial de LCE es de 82.000 t/a (38% Chile y Argentina), y la capacidad de producción de los salares argentinos es de 400.000 t/a LCE. Este trabajo proporciona una revisión de la evolución de las cuencas salinas desde el límite K-T hasta la actualidad, así como los resultados de la exploración de salmueras de Li y las proyecciones económicas disponibles, en la Puna y el Altiplano.

Palabras clave: Salmueras, litio y potasio, salares sudamericanos, evolución tectónica, hidroquímica.

López de Azarevich, V.L., Schalamuk, I.B.A., Azarevich, M.B., 2021. Depósitos de litio y potasio en salmueras de salares de Sudamérica: caracterización, hidroquímica, depocentros y recursos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 34 (2): 28-52.

Introducción

Los depósitos de Li y K en salmueras son acumulaciones de aguas subterráneas salinas que se encuentran enriquecidas en > 350 ppm Li y del orden de 0,5-1 % K, acompañados por otros cationes en solución como Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , y aniones SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , Cl^- . Esta tipología de depósito mineral es de edad Cenozoico, y se encuentra distribuida en el continente americano, tanto en Norteamérica como Sudamérica, Asia y el Mar Muerto, asociada con cuencas sedimentarias en climas áridos. En Sudamérica se hallan algunas de las más extensas y productivas cuencas que alojan salmueras de Li-K, dentro de regiones morfoestructurales definidas como Altiplano (Perú, Chile y Bolivia) y Puna (NO de Argentina). Destacan las cuencas de los salares de Uyuni (Bolivia), Atacama (Chile), y Hombre Muerto, Olaroz-Cauchari y Antofalla (Argentina) (Fig. 1).

Todos los depósitos de este tipo en ambiente continental comparten ciertas características en su génesis (Fig. 2): i) clima árido; ii) cuencas endorreicas que contienen depósitos de playa salina o un salar; iii) subsidencia inducida por tectonismo; iv) actividad ígnea o geotermal asociada, que puede aportar fluidos y Li en solución; v) rocas circundantes enriquecidas en Li, que actúan también como fuente del Li; vi) uno o más acuíferos alojantes de la salmuera, vii) tiempo de evolución de la cuenca, suficiente para concentrar el fluido ingresante y producir salmuera por evaporación.

El Li también puede encontrarse concentrado en rocas (pegmatitas) formando parte de minerales silicatados como lepidolita, petalita y espodumeno, fosfatados como amblygonita y trifilita; en rocas no mineralizadas puede formar parte de las moscovitas como componente minoritario en su estructura, y de arcillas como la hectorita. El K se encuentra principalmente en el feldespato, las micas y arcillas

como la caolinita. El Li y el K pueden ser liberados de las rocas circundantes a la cuenca por meteorización química o por lixiviación, conducidas por la circulación de fluidos (hidrotermales o meteóricos).

Los fluidos geotermales remanentes de la actividad íg-



Fig. 1.- Imagen regional del Altiplano-Puna y la extensión del magmatismo andino, donde se visualizan las cuencas cenozoicas de ante- e intra-arco en la zona de estudio.

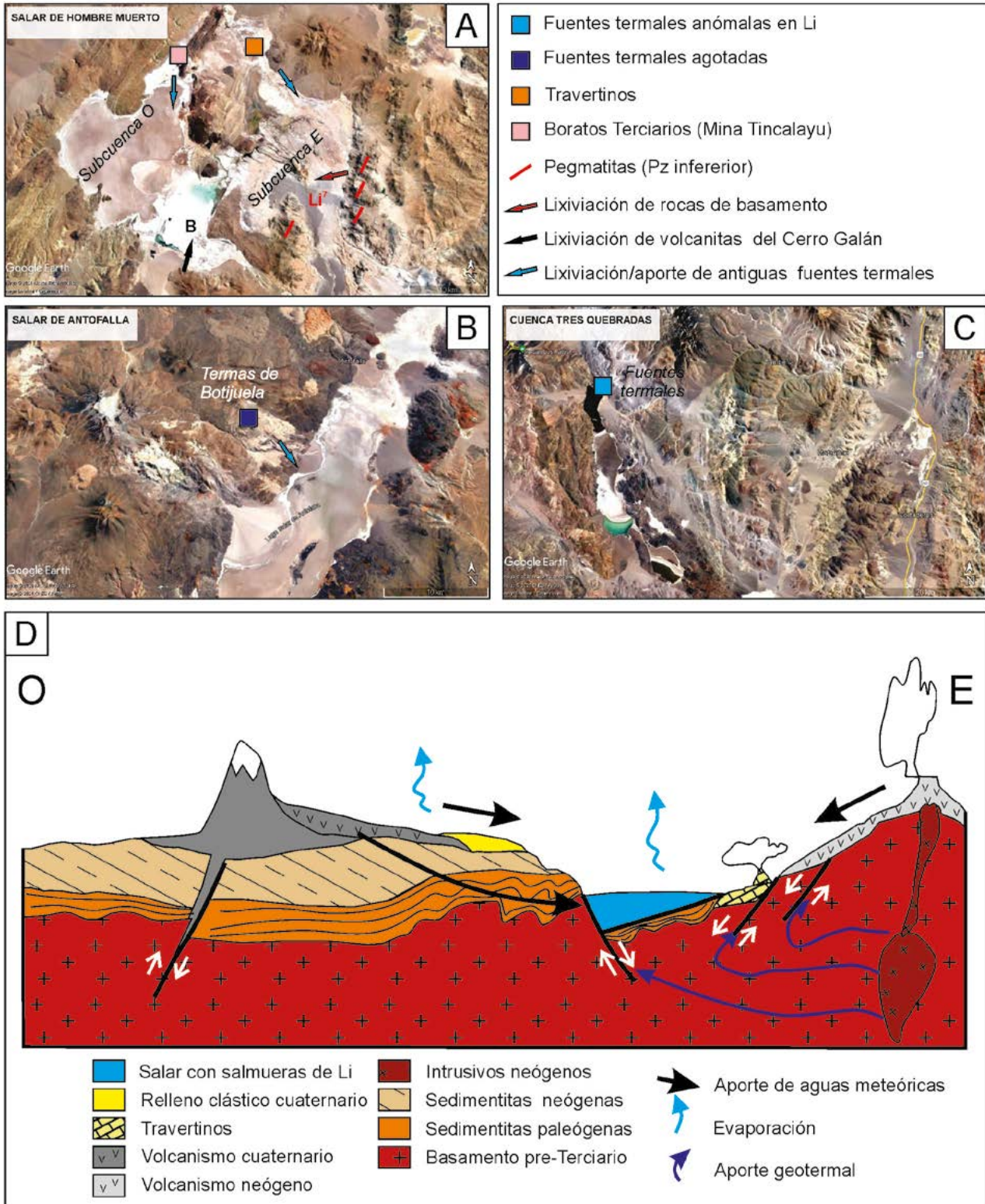


Fig. 2.- Salares de la Puna que representan diferentes estadios de evolución con respecto al aporte de aguas termales a cada cuenca. A. Salar de Hombre Muerto, donde se registran travertinos y boratos sobre el borde norte que indican fuentes termales del Terciario-Holoceno, y las fuentes potenciales de lixiviación de Li identificadas de acuerdo con Vinante y Alonso (2006) y Godfrey *et al.* (2013). B. Salar de Antofalla, donde se reconocen aguas termales que representan *outflow* agotado. C. Cuenca de Tres Quebradas, donde se registran aproximadamente una docena de fuentes termales que aportan agua a la cuenca, con contenidos de Li del orden de los 1.000 mg/L (Liex S.A., 2018). D. Modelo esquemático de un sistema de cuenca cerrada (salar) de la Puna, circundado por rocas de basamento, sedimentitas paleógenas y neógenas, al cual concurren los lixiviados enriquecidos en Li a partir de la meteorización superficial y del transporte subterráneo y los aportes de aguas geotermales.

nea, que circulan por las fracturas limitantes de las cuencas, también pueden aportar Li y B. Evidencia de aportes geotermales son reconocidos en la mayoría de las cuencas salinas estudiadas, e identificados para distintos estadios evolutivos de éstas. Alrededor de una docena de fuentes termales actuales, algunas de las cuales contienen cantidades de Li de ~ 1.000 mg/L, constituyen un aporte de Li en tiempo real en el yacimiento de Tres Quebradas (Liex S.A., 2018). Otras fuentes termales han producido aportes de fluidos desde el Holoceno, lo cual es evidenciado por precipitados de boratos y/o travertinos, y por salmueras enriquecidas en Li en diversos acuíferos de la cuenca, que continúan fluyendo hacia el salar en la actualidad. Estas fuentes no necesariamente representan anomalías iónicas, constituyendo en estos casos aguas termales remanentes (de *outflow*) agotadas. En algunas cuencas salinas, no hay flujos termales actuales, pero la presencia de precipitados travertínicos en sus bordes evidencian un flujo termal en el pasado que tuvo el potencial de transportar Li a la cuenca (Fig. 2).

Dichos procesos genéticos y las potenciales fuentes de Li, han residido en el Altiplano y Puna desde el Eoceno hasta la actualidad. En la Puna los depósitos evaporíticos cenozoicos más antiguos tienen una edad Mioceno, indicando que estos procesos han sido relativamente constantes en los últimos ~ 20 Ma.

En este contexto, el propósito de este artículo es presentar una síntesis actualizada de las características de evolución y dinámica de los principales depocentros que contienen salmueras enriquecidas en Li y K en el Altiplano (Chile y Bolivia) y Puna (Austral y Septentrional, Argentina), así como también presentar las características hidroquímicas de las salmueras y sus implicaciones en el tipo de evaporitas (sulfatos, cloruros, carbonatos, boratos) y salmueras (iones dominantes Li, Li-K, K) concentradas en los principales salares, y su potencial productivo.

Marco tectónico para la generación de cuencas endorreicas en el Altiplano-Puna

El plateau del Altiplano-Puna constituye el rasgo más característico de los Andes Centrales de Sudamérica. Comprende una zona de 1.800 km de largo, entre 300-400 km de ancho, con una elevación promedio de 3.500 m sobre el nivel del mar (msnm) y un engrosamiento cortical de ~ 70 km. Constituye el plateau más elevado del mundo al cual se asocia un magmatismo de arco, relevante tanto por el volumen de rocas ígneas, su distribución areal, y la concentración en el sector de la Puna de algunas de las mayores alturas a nivel mundial, como los volcanes Piscis (6.882 msnm), Ojos del Saldo (6.664 msnm), Socompa (6.031 msnm), Llullaillaco (6.710 msnm) y Azufre (5.680 msnm).

El desarrollo del Altiplano-Puna es producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La geometría de la placa en la región chileno-pampeana, definida principalmente a partir de métodos geofísicos, muestra que la placa de Nazca se ubica subhorizontal durante ~ 400 km, debajo de la región más alta de los Andes hacia el este y se sumerge nuevamente en el manto astenos-

férico con un ángulo de $\sim 30^\circ$ a 35° al este (Sánchez *et al.*, 2019). El levantamiento del Altiplano comenzó a los ~ 25 Ma, coincidente con el incremento de la tasa de convergencia y la somerización de la zona de subducción, mientras que en la Puna comenzó entre 5 y 10 Ma más tarde (Allmendinger *et al.*, 1997).

A partir del Cenozoico, destacan dos aspectos principales que condicionan la evolución geodinámica de la zona y las potenciales fuentes y alojantes del Li: i) las características del magmatismo, y ii) la configuración de las cuencas.

Magmatismo cenozoico

El magmatismo de arco en el segmento norte de los Andes Centrales (15-28°S) comienza durante el Eoceno, como consecuencia de una convergencia oblicua de la placa de Nazca y una velocidad de convergencia estabilizada en ~ 7 cm/año, incrementándose a partir del Oligoceno tardío (~ 25 Ma, Fase Pehuenche), con una convergencia ortogonal de ~ 13 cm/año (Somoza y Ghidella, 2005).

El magmatismo paleógeno registrado en los Andes sugiere que éste es segmentado y episódico, presenta ausencias en el emplazamiento de magma, y algunos episodios con un sentido de migración continua del eje magmático en el tiempo (N de Chile y Perú). En el sector comprendido entre 12-28°S se manifiesta un vulcanismo basáltico-andesítico activo desde el Mioceno, mientras que restringidos entre los paralelos 21-24°S (Puna Septentrional) se desarrollan campos ignimbríticos del Complejo Volcánico Altiplano-Puna con jerarquía de provincia volcánica (De Silva, 1989). Basados en la topografía, química de las vulcanitas, la rigidez flexural y la atenuación sísmica, Withman *et al.* (1996) interpretan que al S de los 22°S (latitud aproximada del límite Argentina-Bolivia) el manto superior debajo del Altiplano-Puna es más caliente y la litósfera se torna más delgada y frágil. Consecuentemente, el Altiplano al N de los 22°S se caracteriza por acortamiento y engrosamiento cortical y menor temperatura del material astenosférico (bloque frío de Atacama), y la Puna al S de 22°S por un menor acortamiento, una corteza inferior que disminuye su espesor desde 30 km (Altiplano) hasta 20 km debajo de la Puna Austral, una astenósfera más somera, que provee mayor flujo térmico, y procesos de delaminación cortical (Prezzi y Götze, 2009).

A pesar de las variaciones geodinámicas en ambos casos, la altitud de Altiplano y Puna son comparables. Las variaciones regionales del régimen térmico, y los modelados de anomalías de Bouger, sugieren un proceso de isostasia térmica como mecanismo de compensación altitudinal entre Altiplano y Puna, con una componente termal de elevación de 0,5 km para el Altiplano y de 1,3 km para la Puna Austral (Wölbern *et al.*, 2009; Prezzi *et al.*, 2011).

Estructuración de las cuencas cenozoicas

La configuración de las cuencas cenozoicas derivó de la evolución estructural del orógeno Andino y de sus condiciones extensionales. En la zona N de Chile, se registran ambientes extensionales durante el Paleoceno, con vulca-

nismo de intraplaca, que sugieren poca influencia de componentes de subducción en la generación de magmas para la época. A diferencia de la cuenca de Atacama (Chile), que se generó principalmente en un ambiente extensional (Flint *et al.*, 1993), las cuencas cenozoicas argentinas se formaron en ambientes mixtos compresionales-extensionales.

En Argentina, la configuración de las cuencas comienza durante la Fase Incaica (Eoceno, 44-37 Ma), cuando el acortamiento significativo de la cordillera, acompañado por una elevación de ~1.000 m (Gregory-Wodzicki, 2000), produjo un drenaje predominante de N a S y un aporte de material clástico hacia el E en la región Puna (Jordan y Alonso, 1987; Allmendinger *et al.*, 1997; Coutand *et al.*, 2001). Este episodio marca el inicio del depósito de conglomerados de la Formación Geste-Grupo Pastos Grandes en una cuenca de antepaís.

A partir del Oligoceno-Mioceno inferior (25-20 Ma), y en relación con el emplazamiento del arco Andino durante la Fase Pehuenche, se desarrollan cuencas de antearco, como la del Salar de Atacama, de intra-arco como las cuencas salinas de la Puna y de antepaís en ambiente de Cordillera Oriental y Sierras Subandinas (Fig. 1). Este nuevo episodio de acortamiento de la Puna, relacionado a fallamiento inverso, dio lugar a cambios estratigráficos en cuanto a la naturaleza del material aportado a las cuencas del NO argentino (NOA), y la definición de diferentes cuencas tectónicas con elongación predominante N-S. El aislamiento de las cuencas condicionó el desarrollo de un drenaje endorreico, y el depósito de sedimentos finos de ambientes de playa lake y aluviales, intercalados con niveles de evaporitas (incluyendo boratos en las Formaciones Pozuelos y Sijes, Grupo Pastos Grandes) y la progresiva acumulación de salmueras en los niveles porosos de cada cuenca.

El levantamiento del Altiplano-Puna hasta los ~2.500 msnm se inició en el Mioceno (15-10 Ma) durante la Fase Quechua I (~10 Ma), adquiriendo ~3.500 msnm hacia finales del Mioceno (~6 Ma) (Garzzone *et al.*, 2006), como consecuencia del equilibrio isostático que determinan los movimientos verticales de la corteza suprayacente, incrementando drásticamente la tasa de sedimentación (Etchevarría *et al.*, 2003). El lapso 10-6 Ma coincide con el magmatismo ignimbrítico del Complejo Volcánico Altiplano-Puna, con un volumen eruptado que superó los 104 km³ de material, que evidencia fusión parcial bajo el Altiplano-Puna y convección a escala cortical (Babeyko *et al.*, 2002). El equilibrio alcanzado controló la generación de relieve (montañas y cuencas), mientras que las variaciones térmicas y de espesor de la corteza contribuyeron a la subsidencia de las cuencas, condicionando el espesor de sedimentos en su interior.

A partir del Plioceno y hasta el periodo reciente la velocidad de convergencia de la placa de Nazca disminuyó desde ~13 cm/año hasta ~8 cm/año (Somoza y Ghidella, 2005). La cuenca de antearco de Atacama sufrió hundimiento, registrando depósitos de más de 3.000 m de espesor, mientras que la subsidencia hacia el E produjo espesores mucho mayores hacia el antepaís (>7.000 m) y propagación del frente orogénico (Coutand *et al.*, 2006). En este contexto tectónico, los cuerpos evaporíticos de la Puna (intra-arco), que evolucionaron a partir de lagos de

agua dulce durante el Paleógeno evolucionan progresivamente hacia lagos salinos durante el Neógeno y Pleistoceno, hasta su desecación en el Holoceno (Igarzábal 1984, 1991). La subsidencia en las cuencas de intra-arco es evidente por la evolución de los salares en la Puna, que mantienen un drenaje endorreico hasta la actualidad.

A partir de estudios isotópicos en carbonatos (indicadores de paleo-altitud), la distribución histórica de facies evaporíticas (evidencias de cambios climáticos) y la signatura geoquímica de las volcanitas (identificación de episodios de delaminación) entre los 22°S y 26°S, Quade *et al.* (2015) proponen un modelo para la evolución y levantamiento de los Andes y la generación de las cuencas en el NOA en tres estadios: i) Eoceno tardío (Fase Incaica), elevación de ~50% del total de la Puna en su sector oriental y Cordillera Oriental hasta ~4 km; ii) Mioceno (38-15 Ma), deformación de estas regiones, incorporación del *foreland* en el frente orogénico, aislamiento de cuencas intra-orógeno de la humedad proveniente del este y precipitación de evaporitas; iii) progradación de la deformación hacia el antepaís (Sierras Subandinas) y elevación de ~500 m.

Evolución climática del Altiplano y Puna

El clima actual del Altiplano-Puna incluye desde O a E, las variedades: i) hiperárido, ii) árido con lluvias invernales excepcionales, iii) semiárido a subhúmedo (Fig. 3A). La evolución climática de la zona ha sido estudiada a través de las variaciones en el registro geológico de depósitos glaciales y lacustres, paleosuelos y estromatolitos, y mediante isotopía de ¹⁰Be y ¹⁴C desde el Pleistoceno (Grosjean *et al.*, 1995; May *et al.*, 2011). Estos datos permiten inferir condiciones geomorfológicas y climáticas, y su evolución, en relación con los episodios glaciales a nivel mundial (Last Glacial Maximum, LGM), los cambios climáticos del régimen de precipitaciones por cambios en la posición latitudinal y/o la intensidad de la circulación monzónica (de N a S), las líneas de precipitación invernales occidentales (*westerlies*) durante el Cuaternario, y cambios en las zonas de aporte durante la evolución de las cuencas lacustres/salinas terciarias y cuaternarias.

Con respecto al clima, las evidencias geológicas y climáticas indican que las condiciones áridas a semiáridas se hallaban instaladas desde el Cretácico (~150 Ma), tornándose hiper-áridas hacia el Mioceno medio a los ~ 15-10 Ma (Hartley *et al.*, 2005), como consecuencia de la latitud, la elevación de los Andes y la presencia de corrientes oceánicas frías, hasta llegar actualmente a una evaporación potencial que supera ampliamente la precipitación (Tabla 1, Fig. 3B). Para el Holoceno, la reconstrucción de los cambios extremos en el balance hídrico del Altiplano-Puna permiten identificar una fase húmeda tardía glacial, cuyo modelado hasta el Holoceno temprano marca una intensificación del monzón de verano (invierno boliviano) en los Andes Occidentales (24-25°S) con precipitaciones anuales de 500 mm, y un incremento en la superficie de los cuerpos de agua dulce entre los 21-24°S de latitud para los 15.000-10.400 años antes del presente (AP) (Grosjean, 1994; Grosjean *et al.*, 1995). La impronta de las transgresiones lacustres para

el periodo glacial tardío-Holoceno temprano (Fases Tauca y Coipasa, Sylvestre *et al.*, 1999), es muy pronunciada en el Altiplano en el S boliviano, NOA y N de Chile.

La fase Tauca constituye el primer cambio ambiental de mayor orden en el Holoceno y, mediando una época de transición de ~2.000 años, fue seguida por una extrema aridez con tormentas muy intensas que persistió desde 8.400 hasta 3.000 años AP, causando un descenso del nivel de los lagos, desecación de las cuencas y erosión eólica. Grosjean y Núñez (1994) y Grosjean *et al.* (1995) han puesto de manifiesto que este tiempo de transición coincide con el Silencio Arqueológico, un hiato en la ocupación humana del Altiplano, y pudo estar causado por la disminución dramática de los recursos del área por el cambio climático.

A los ~8.400 años AP, el cinturón de lluvias tropicales, situado en la isohieta de 400 mm/a, se retiró desde los 24°S (latitud de Atacama) hasta los 16°S (latitud del Lago Titicaca). La principal causa se asocia al cambio de la circulación occidental hacia el polo, que generó alternancia en las condiciones de humedad y mezcla tropicales y condiciones áridas, primero en Atacama (24°S) y Argentina (entre 35-32°S) y luego en Titicaca (16°S) (Markgraf, 1983).

En el caso de las cuencas cuaternarias del Altiplano chileno se reconoce que:

1. Los datos isotópicos de $d^{13}C$ de registros sedimentarios holocenos al S de salar de Atacama (salar Punta Negra) evidencian el desarrollo de cuerpos de agua abiertos (no endorreicos), grandes sistemas fluviales escurriendo desde el Llullaillaco y condiciones climáticas relativamente húmedas entre los ~10.380 y 7.685 años AP (Messerli *et al.*, 1993).
2. Los registros al N de salar de Atacama indican condiciones áridas y 3 eventos de tormentas fuertes de baja frecuencia, con periodos de retorno de 1.000 a 500 años para el Holoceno medio, mientras que otros niveles sedimentarios indican 34 tormentas moderadas o leves entre 5.080 y 3.300 años AP (Grosjean *et al.*, 1995).

3. Al E de Atacama (Lag. Miscanti), las superficies de erosión identificadas en los perfiles sísmicos indican, para el Holoceno medio, una diferencia de -10 m respecto al nivel actual del agua.
4. El registro geológico del Lago Chungará (18°S), el segundo en altitud después de Titicaca, evidencia cambios climáticos durante el Cuaternario, incluyendo varias glaciaciones (Valero Garcés *et al.*, 1996). El análisis sedimentológico indica que, en la zona subtropical del Altiplano chileno, el Holoceno superior fue un periodo con fluctuaciones climáticas del orden temporal del milenio y de considerable magnitud, con tres episodios de facies turbosas, de mayor aridez, y tres episodios de facies lacustres de climas más húmedos.

En Argentina, se reconoce en la Cordillera de Santa Victoria (Cordillera Oriental), un periodo tardío-glacial (15-14 ka) con condiciones moderadamente frías y muy húmedas, y un periodo relacionado con el LGM (13-12 ka) caracterizado por un clima frío y seco (May *et al.*, 2011). Asimismo, los salares del NOA fueron escenario de reciclaje y concentración de sales desde el Mioceno inferior al presente (Viramonte *et al.*, 1984; Alonso *et al.*, 1991), registrando algunas cuencas una expansión lacustre durante el Pleistoceno (Strecker *et al.*, 2009; Lanouette, 2017; Alonso, 2017). Durante el Cuaternario la impermeabilización del fondo de las cuencas salinas favoreció su expansión y la concentración de los elementos químicos en solución.

Para el caso de salar de Hombre Muerto, se reconoce que la variabilidad de las condiciones climáticas contribuyeron a limitar la dilución de las aguas hidrotermales ingresadas a la cuenca así como también la formación de minerales arcillosos, produciendo la acumulación rápida de Li en las salmueras remanentes (Godfrey *et al.*, 2013). A su vez, los cambios climáticos de escala multi-milenial resultaron en variaciones en la tasa de acumulación de soluto en el tiempo, y en el comportamiento de los flujos ricos en Na^+ y Li^+ , y en la incorporación de 6Li en los minerales secundarios durante las épocas más húmedas (Godfrey *et al.*, 2013).

Estación Meteorológica	Precipitación (mm)	EVT (mm)	Exceso	Fuente
La Quiaca	320	588	-268	Paoli (2002)
Abra Pampa	356	572	-216	Paoli (2002)
Susques	181	556	-375	Paoli (2002)
Pocitos	35	562	-527	Paoli (2002)
San Antonio de los Cobres	115	543	-428	Paoli (2002)
Hombre Muerto 1	74,6	2710	-2635,4	Houston (2010), Reidel y Ehren (2018)
Olaroz 1	48,9	3257	-3208,1	Reidel y Ehren (2018)
Hombre Muerto 2	74,6	58,188	16,412	García <i>et al.</i> (2003)
Olaroz 2	48,9	43,7655	5,1345	García <i>et al.</i> (2003)
Diablillos	77,4	700	-622,6	SRK Consulting (2011; valores empíricos)
Antofalla	206,2	2715,1	-2508,9	Madrid <i>et al.</i> (2012)
Hombre Muerto 3	63,8	2695	-2631,2	Madrid <i>et al.</i> (2012)

Tabla 1.- Balance hídrico según datos consignados en estaciones meteorológicas en la Puna.

Tipos de sales y dinámica de la recarga

Los depósitos de Li en salmueras pueden estar alojados en acuíferos de 2 tipos de sales en el Altiplano-Puna (Tabla 2), definidos según el grado de evolución de la cuenca: i) salar clástico inmaduro o terroso; ii) salar

de halita maduro o cristalino (Igarzábal y Alonso, 1990; Houston *et al.*, 2011). Los sales clásticos inmaduros se caracterizan por un relleno compuesto por una intercalación de sedimentos finos y evaporitas que representan ganancias y pérdidas en el aporte de sedimentos bajo clima y tectónica variables, y que registran extensión y recesión

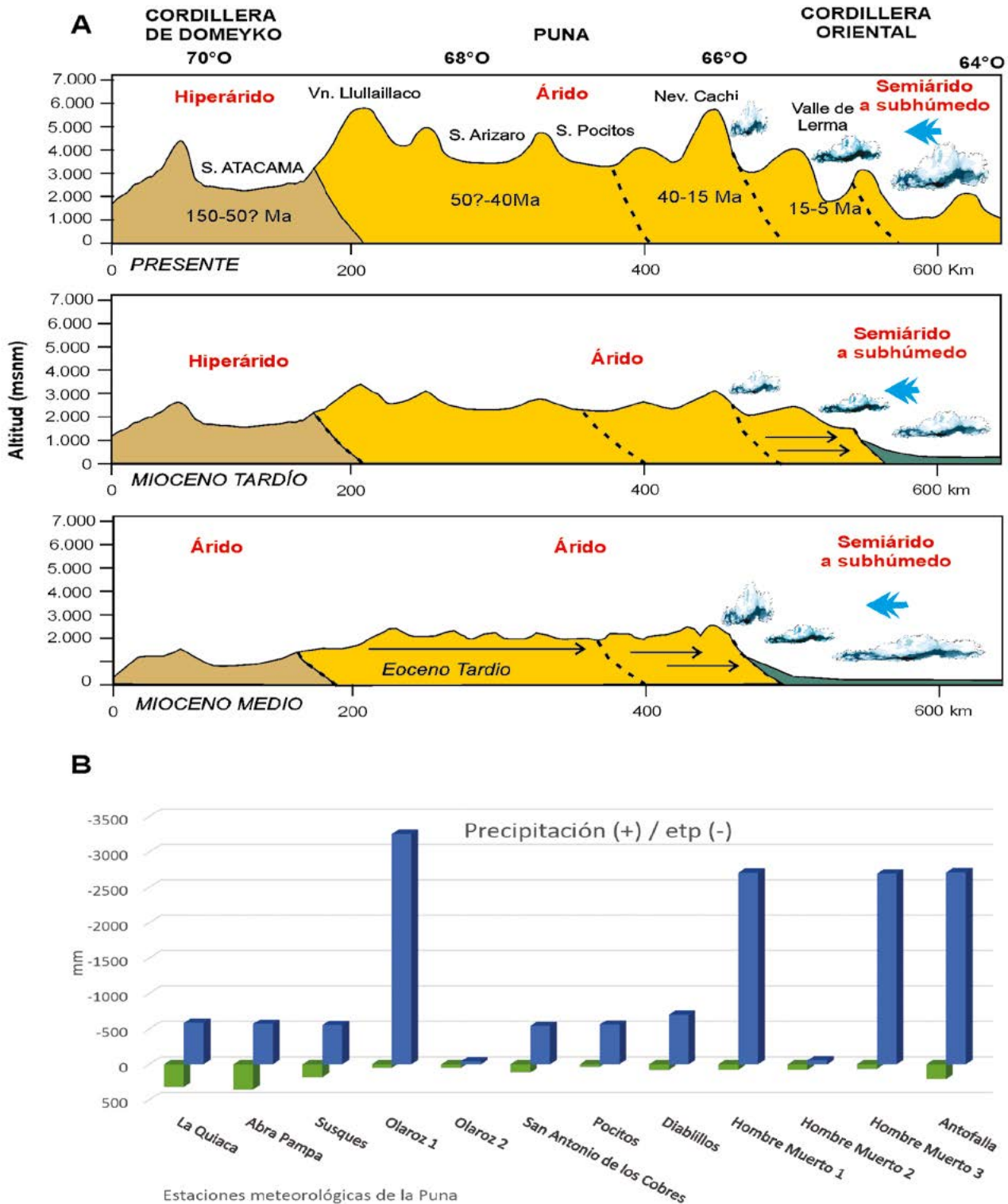


Fig. 3.- A. Evolución climática del Altiplano y Puna a 24°30' S de latitud, para el Mioceno medio, Mioceno superior y el presente; con picos de convergencia según Quade *et al.* (2015) y alturas miocenas reconstruidas según datos en Garziona *et al.* (2006). B. Balance hídrico para diversas estaciones meteorológicas de la Puna, a partir de datos en Paoli (2002), Houston (2010), Reidel y Ehren (2018), García *et al.* (2003), SRK Consulting (2011), Madrid *et al.* (2012). Azul: evapotranspiración (etp), verde: precipitaciones.

SALAR	Área (km ²)	Elevación (msnm)	Precip. media anual (mm)	Salar Tipo	Tipo de salmuera	Valores típicos (g/L)			
						Cl	Li	K	B
Uyuni	10.000	3.653	150	IM	Na-Cl-SO ₄	190	0,42	8,7	0,24
Atacama	2.900	2.300	39**	M	Na-Cl-Ca/SO ₄	210	2,55	27,4	0,52
Maricunga	90	3.700	35	Mixto	Na-Cl-Ca/SO ₄	204	1,05	5,9	0,79
Olaroz-Cauchari	550	3.900	130	IM	Na-Cl-SO ₄	180	0,71	5,9	1,00
Guayatayoc-Salinas Grandes	2.500	3.400	180	IM	Na-Cl-Ca/SO ₄	190	0,78	9,8	0,23
Rincón	280	3.740	63	M	Na-Cl-SO ₄	195	0,40	7,5	0,33
Arizaro	1.600	3.500	50	IM	Na-Cl-SO ₄	190	0,08	4,0	0,12
Pocitos	435	3.660	60	IM	Na-Cl-SO ₄	170	0,09	4,8	1,32
Antofalla	540	3.580	206*	IM?	Na-Cl-SO ₄	166	0,36*	6,8*	10,80
Hombre Muerto O	350	3.750	77	M	Na-Cl-SO ₄	195	0,68	6,3	2,06
Hombre Muerto E	280	3.750	77	IM	Na-Cl-SO ₄	140	0,78	5,9	0,62

Tabla 2.- Tipos de salares y química de la salmuera en la región Altiplano-Puna (Fuente: Houston *et al.*, 2011; * Madrid *et al.*, 2012, ** Munk *et al.*, 2018). IM: Inmaduro, M: Maduro. Las salmueras de los salares del N y E de la Puna están, además, enriquecidos en B.

de las facies marginales, posibilitando la transferencia de aguas diluidas hacia el núcleo. Registran mayores regímenes de humedad (mayor precipitación y menor evaporación), y por lo tanto tienden a localizarse a mayor altitud y hacia el N y E de la región, donde persisten condiciones más húmedas.

Los salares maduros tienen un menor flujo de agua y son más comunes en las zonas más bajas y áridas del Altiplano-Puna. Se caracterizan por presentar una secuencia relativamente uniforme y espesa de halita depositada bajo condiciones sub-aéreas a sub-ácueas (Bobst *et al.*, 2001). Ocasionalmente, pueden intercalar bancos de material pelítico y tobáceo, que permiten la delimitación de diversos niveles de acuíferos y acuícludos alrededor del núcleo halítico. En el caso del salar de Antofalla, se trata de un salar maduro, con diversos niveles salinos en su registro geológico y un núcleo halítico central, abovedado, no inundable durante todo el año. A su vez, un salar puede integrarse de un relleno basal de tipo inmaduro y evolucionar hacia un relleno de tipo maduro como ocurre en salar de Pozuelos (Martínez *et al.*, 2018).

En ambos tipos de salares se produce una recarga de agua dulce, que ingresa desde conos aluviales o sistemas fluviales desde los márgenes de cuenca, produciendo una mezcla de aguas y dilución de la salmuera. Debido a la mayor densidad de ésta última, se desarrolla un gradiente de densidad desde los márgenes hacia la salmuera dentro del salar, que desencadena la circulación. El agua dulce recargada circula en las capas de mayor permeabilidad y puede transmitirse desde el borde del salar hacia el borde del núcleo donde, una vez confinada, fluye hacia la superficie por diferencias de presión y densidad con respecto a la salmuera del núcleo, produciendo la disolución de la halita en superficie generando dolinas, especialmente en las zonas marginales.

La presencia de múltiples tipos de salmueras evidencia la contribución de diferentes fuentes de agua en el

tiempo, que logró ser alojada en diferentes acuíferos, dependiendo de la dinámica de la recarga y los niveles porosos existentes. Es importante destacar, en este sentido, que las salmueras son recursos fósiles respecto a las condiciones hidrológicas actuales (Hains, 2012), ya que el intercambio entre salmuera-agua dulce estará controlado y limitado por las pérdidas por evaporación desde la superficie en el núcleo y en los márgenes (mucho mayor). A su vez, los cambios en la densidad de la salmuera principalmente vinculados a cambios de salinidad (dilución por recarga vs concentración por evaporación), son determinantes en el momento de evaluar el balance hidráulico y la migración lateral de la misma. La comprensión de la hidrología de la salmuera y el balance hídrico del acuífero-salmuera son necesarios para evaluar la salmuera como un recurso potencial y posteriormente reserva mineral.

Las condiciones de borde entre los depósitos de relleno del salar y el basamento debajo de la cuenca con respecto a la dinámica de recarga reviste notable importancia en la comprensión de las condiciones hidrológicas existentes y la reacción de la salmuera a la extracción (Hains, 2012). El modelo conceptual de McCartney (2010) para el margen de un salar define en el subsuelo una interfase agua dulce-salmuera entre: i) una zona embebida con salmuera que se extiende hasta el núcleo salino en el depocentro de la cuenca; ii) una zona embebida con agua dulce que representa el flujo de recarga hacia el salar, y puede incluir sectores de vega o lagunas con presencia de vegetación (Fig. 4). Cuando el balance hidrológico cambia, esta interfase se desplaza según el aumento o disminución del volumen de recarga. Cuando éste disminuye, ya sea por disminución de las precipitaciones, incremento de la evaporación o aumento del bombeo de agua dulce, se producen los siguientes efectos: i) la interfase asciende permitiendo que la salmuera se desplace hacia arriba y hacia fuera del borde del salar, ii) el nivel freático desciende, sin otras con-

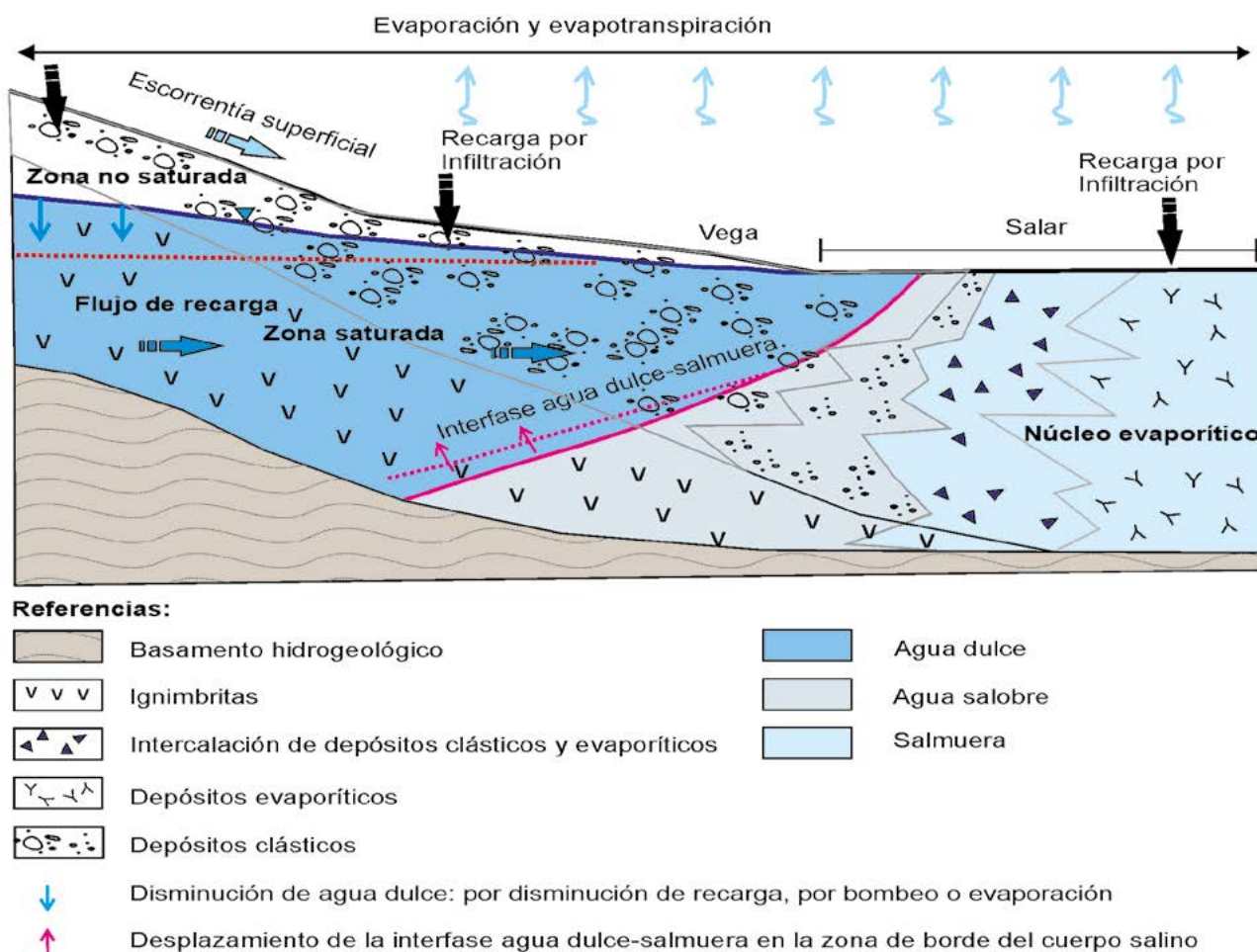


Fig. 4.- Movilidad de la interfase agua dulce-salmuera en zonas marginales de un salar. Reconstruido a partir de McCartney (2010) y García *et al.* (2016).

secuencias sobre la vegetación o zona de lagunas. Por el contrario, el bombeo de salmuera en condiciones de borde (cono aluvial) producirá que la interfase descienda y que el agua dulce de la zona de recarga se desplace hacia el salar. Las condiciones de sobre-bombeo podrán generar mezcla del agua dulce con la salmuera y la consecuente dilución de la misma.

Caracterización de las sales y salmueras

Cada cuenca salina es única, y sus diferencias pueden establecerse en función de la sal dominante en la facies evaporítica o de la química de la salmuera (Tabla 2). Los estudios relevantes acerca de las características mineralógicas y químicas de las facies/fases económicas de los salares de la Puna corresponden principalmente a Catalano (1964), Igarzábal y Poppi (1980), Nicolli *et al.* (1980, 1982), Viramonte *et al.* (1984), Vandervoort *et al.* (1995), Alonso y Viramonte (1993), Alonso y Ruiz (1997), Alonso (1999, 2006), Marcos (1999), Alonso y González Barry (2008), Alonso *et al.* (1988, 2012), y los datos actualizados se encuentran en los informes técnicos de exploración y factibilidad de cada salar (p.e. NI 43101).

Los factores determinantes de la variabilidad de las sig-naturas geoquímicas en cada cuenca son:

1. Origen de las sales o solutos: Los solutos que ingresan a la cuenca provienen de la alteración de rocas volcánicas, piroclásticas y/o sedimentarias circundantes, por redisolución de antiguas evaporitas, oxidación del azufre y minerales sulfurosos, o de cuñas salinas, y también del aporte desde fluidos geotermales (Fig. 2D). Las salmueras pueden estar enriquecidas en cationes dominantes como Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , y aniones Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- , BO_3^{2-} , reflejando la geoquímica del substrato y la contribución hidrotermal (Eugster, 1980; Warren, 2010). La mayoría de las salmueras enriquecidas en Li están relacionadas con salmueras cloruradas sódicas y la facies evaporítica NaCl (halita) en la zona de núcleo. Cada nivel de sales precipitado en la cuenca es una evidencia de las condiciones operantes en el momento del depósito, pudiendo variar en composición, espesores y salmueras alojadas en los mismos.
2. Aportes de agua: El ingreso de agua a las cuencas endorreicas puede ser a partir de: i) vertientes fluyentes, ii) vertientes difusas, iii) napas subte-

rráneas, iv) ríos o riachuelos, v) fuentes hidrotermales (Fig. 2). Cada tipo tendrá un caudal (l/s), salinidad y sólidos disueltos totales-TSD (mg/l), temperatura y pH característicos, que determinan unas características físico-químicas particulares dentro del ambiente salino, condicionando los procesos de precipitación durante la evolución del salar. Se ha comprobado que en la actualidad las cuencas pueden estar fuera de balance de masa de agua+solutos, como ocurre en el salar de Atacama. Allí Munk *et al.* (2018) reconocen que el *budget* actual de agua en el salar (moderna + paleoflujos) está fuera de balance, sugiriendo que el agua está siendo recargada desde otros puntos fuera de las divisorias topográficas o está en proceso de balance a partir del reservorio contenido en los acuíferos.

- Morfología del cuerpo salino: en el Altiplano y Puna se identifican: i) lagos salinos, en los que existe un cuerpo de agua permanente (p.e. Tres Cruces); ii) playas, donde precipitan sales intersticiales junto con los sedimentos, como ulexita, mirabilita, yeso, halita (p.e. en salar de Pozuelos); iii) costras salinas, que pueden ser activas o fósiles, de hasta ~50 cm de espesor, con hoyos de disolución asociados a un núcleo salino de composición halítica (p.e. salares de Antofalla y Atacama).
- Concentración de solutos por evaporación: Las concentraciones de Na^+ y Li^+ en la salmuera alojada en los acuíferos del salar se producen por dos procesos interdependientes: cristalización y evaporación, relacionados con el balance hídrico. La evaporación produce una disminución de H_2O en la salmuera, aumento en la concentración de cationes (aumento de la ley) y descenso de la solubilidad de los io-

nes. Esto desencadena la precipitación en primera instancia de las fases menos solubles (carbonatos) y por último las más solubles (cloruros), con Li y K asociados a esta última etapa (LiCl , KCl) o en solución, remanentes de la secuencia de cristalización. La concentración de la salmuera muestra a su vez una variación desde la zona de recarga hasta el núcleo, donde se produce la cristalización de halita disminuyendo el Na^+ en solución, el consecuente enriquecimiento de Li^+ en la salmuera, y un fraccionamiento isotópico de ^7Li (Fig. 5). Los estudios desarrollados por Munk *et al.* (2018) para el salar de Atacama evidencian este tipo de evolución a partir del agua dulce de la recarga, un progresivo enriquecimiento de Li y Na por incorporación de iones producto de la meteorización, y su concentración por evaporación hasta valores > 600 mmol/L de Li y 6.000 mmol/L de Na. La conjunción de concentraciones de Li y Na en salmueras de salares puneños (desde zonas de recarga hasta zonas de núcleo) permiten identificar una tendencia evolutiva similar para Jama, Salinas Grandes, Cauchari y Hombre Muerto (Fig. 5A), mientras que para otros salares es necesario la integración de nuevos datos para su análisis. Con respecto al enriquecimiento isotópico de ^7Li (Fig. 5B), los análisis de salar de Atacama son claros en cuanto a la relación lineal definida por el enriquecimiento de Li (de ~1 a 9.000 mg/L) y el aumento proporcional de $\delta^7\text{Li}$ (desde ~4.0-12.0 ‰) a partir de la lixiviación de material de los abanicos aluviales (Munk *et al.*, 2018). Un comportamiento similar de la salmuera, con incremento de $\delta^7\text{Li}$ entre 4.0-8.0 ‰ se reconoce en salar de Hombre Muerto a partir de los datos publicados por Godfrey *et al.* (2013).

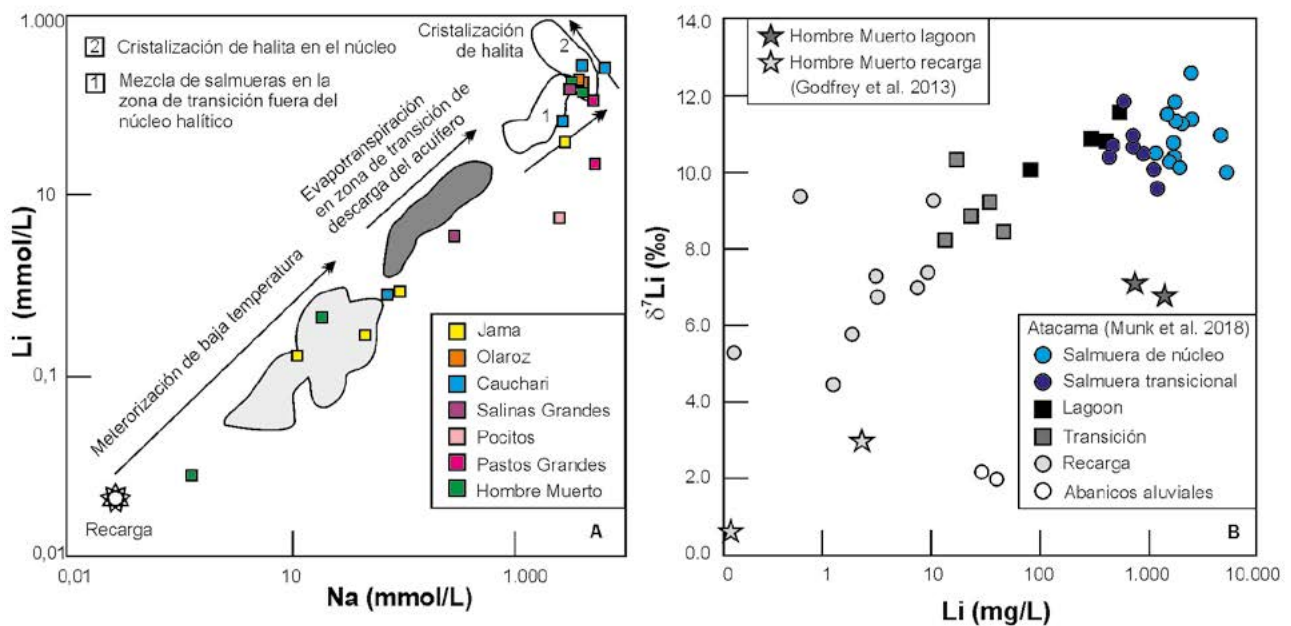


Fig. 5.- A. Evolución geoquímica de Li vs Na, desde las aguas de recarga (precipitaciones) hacia salmueras. Campos según Munk *et al.* (2018) para Salar de Atacama. Datos de salares argentinos según Godfrey *et al.* (2013), Hains (2017), Reidel y Ehren (2018), López Steinmetz *et al.* (2018). B. Comparación del fraccionamiento isotópico de ^7Li para Salar de Atacama y Salar de Hombre Muerto.

Principales depocentros en Chile y Bolivia

Salar de Atacama (Chile)

El Salar de Atacama registra leyes medias de 1.400 mg/L de Li (Munk *et al.*, 2016), con valores que alcanzan los 2.550 mg/L (Tabla 1). Se emplaza en una fosa pre-altiplánica (ante-arco) de orientación N-S. El registro estratigráfico (Fig. 6) se inicia con el basamento (Formación Agua Dulce) compuesto por una serie de lavas, tobas y stocks andesíticos a riolíticos, de edad Carbonífero superior a Pérmico inferior (Basso y Mpodozis, 2012). En el sector N se observan sucesiones volcánicas andesíticas y

basálticas, con intercalaciones de dacitas, tobas y series de areniscas y brechas volcánicas y sedimentarias (Henríquez *et al.*, 2014), de edad Pérmico superior a Triásico medio (Formación Tuina). Sobre el borde occidental del salar aflora una secuencia volcano-sedimentaria de edad Triásico medio a superior (Estratos El Bordo), con intercalaciones de lavas andesíticas y brechas volcánicas, tobas riolíticas a dacíticas y sucesiones sedimentarias finas con restos de vertebrados y flora fósil (Basso y Mpodozis, 2012).

En discordancia se depositan las sedimentitas del Grupo Purilactis (Cretácico inferior tardío a superior), integradas por conglomerados, areniscas y pelitas que registran diferencias en los espacios de acomodación producto de la

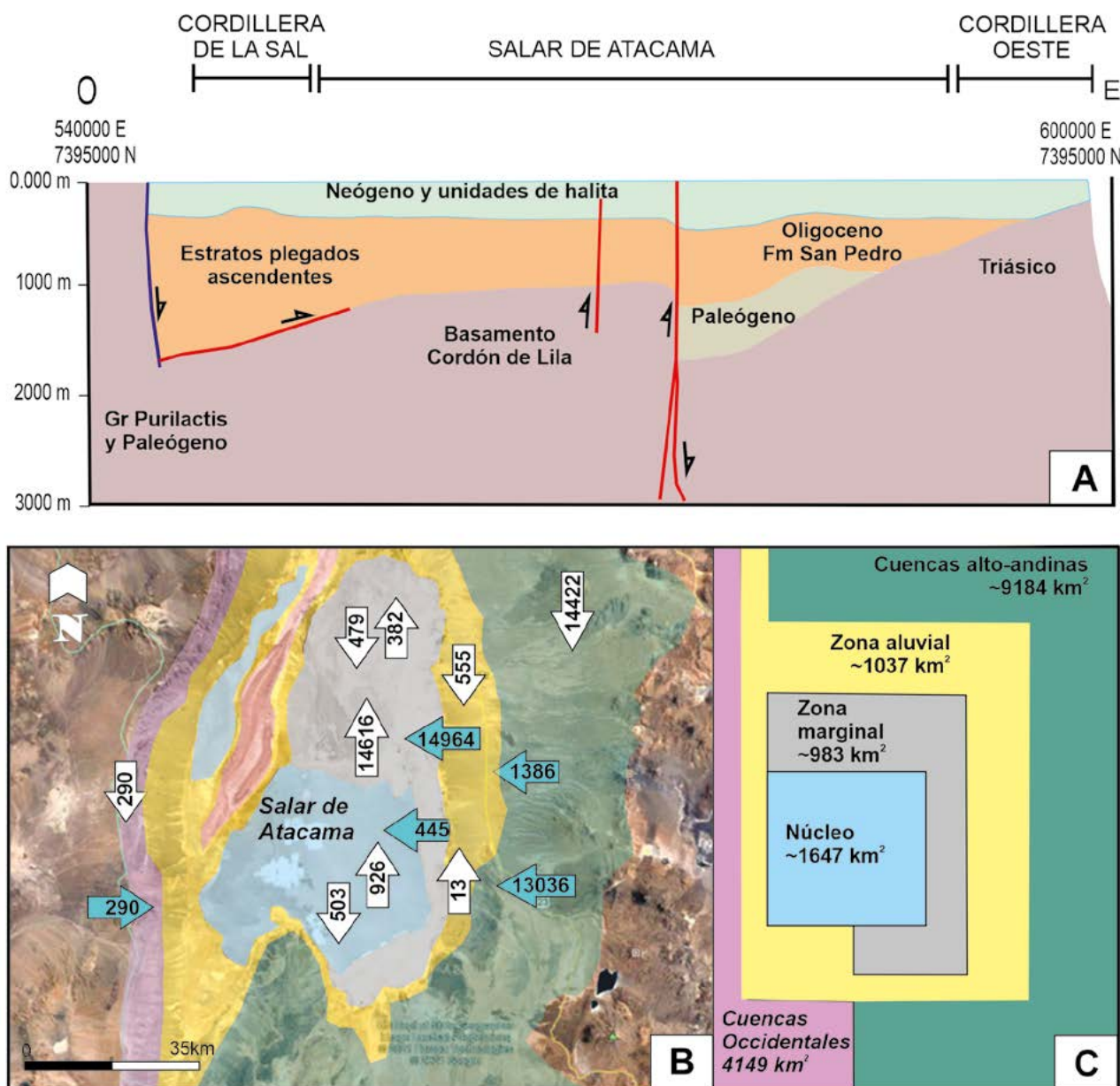


Fig. 6.- A. Reconstrucción geológica de un perfil a 7.395.000 N a partir de la sección sísmica 1g022 del S de la cuenca del salar de Atacama (Rubilar *et al.*, 2017). Las unidades oligocenas syn-extensionales aumentan su espesor hacia el O y muestran plegamiento subsecuente sobre un corrimiento (*detachment*) en la Cordillera de la Sal. Al E, éstas se superponen a las unidades triásicas. B y C. Zonas hidrológicas de la cuenca del salar de Atacama (Chile) y balance hídrico estacionario pre-explotación, a partir de datos en SQM (2017). Fecha azul: escorrentía superficial, flecha blanca vertical arriba: evapotranspiración, flecha blanca vertical abajo: precipitación. Unidades en L/s.

actividad tectónica en la zona (Henríquez *et al.*, 2014). En discordancia con las unidades mesozoicas se depositan las sucesiones aluviales de las Formaciones Naranja y Loma Amarilla, esta última de carácter sin-tectónico con respecto a la Fase Incaica (Mpodozis *et al.*, 2005; Arriagada *et al.*, 2006).

La secuencia continua con los depósitos sedimentarios del Oligoceno-Mioceno de la Formación San Pedro, con más de 3.000 m de espesor, integrada por limolitas, areniscas, evaporitas y conglomerados, acumulados en un régimen extensional (Rubilar *et al.*, 2018). En discordancia, asociadas a un régimen transpresivo sinistral, se apoyan arcillitas y evaporitas del Mioceno superior al Plioceno de la Formación Campamento, y la Formación Vilama del Plioceno al Pleistoceno, conformada por sucesiones de tobas intercaladas con cenizas y conglomerados. Un importante volumen de ignimbritas de edad Mioceno a Pleistoceno constituye el flanco occidental del arco actual, representado por la Cordillera Occidental (Ramírez y Gardeweg, 1982). Bevacqua (1992) menciona una edad (K-Ar) de 3,1 Ma para una ignimbrita interestratificada a 346 m de profundidad en el núcleo situado al E del salar.

En la cuenca del salar de Atacama, las evaporitas se han depositado al menos desde el Oligoceno, con un proceso de depositación continuo hasta la actualidad. La Cordillera de la Sal, que emerge 200 m sobre la superficie del salar, comprende series evaporíticas (halita y yeso), deformadas en *echelon*, con desarrollo de domos y diapiros salinos originados durante la inversión tectónica neógena hacia el N (Rubilar *et al.*, 2018). Este rasgo estructural divide la depresión central en dos subcuencas: la del Salar de Atacama, propiamente dicha, y la del Llano de la Paciencia. Constituyen los niveles estratigráficamente más bajos del relleno de la cuenca de Atacama, de una cuenca salina previa, y se encuentran plegados y expuestos a partir del Mioceno medio por la tectónica de bloques que controla toda la estructura de la cuenca del Salar de Atacama.

Dentro de la cuenca salina se pueden distinguir cinco unidades hidrológicas (SQM, 2017): núcleo (1.328 km²), zona marginal (1.648 km²), zona aluvial (2.219 km²), zona de subcuencas (11.550 km²), y zona arreica (252 km²) (Fig. 6). El núcleo, de ~ 900 m de espesor (Bevacqua, 1992), está constituido por un 90% de halita porosa impregnada con una salmuera intersticial enriquecida en Li, K, Mg y B, afectado por un sistema de fallas que controla la geometría en sentido vertical y el comportamiento hidrogeológico subsuperficial (SQM, 2017). En la zona marginal se encuentra una transición de depósitos clásticos distales (limos, arcillas) y facies de evaporitas ricas en sulfatos, en especial yeso, cloruros y carbonatos. El balance hídrico en las zonas de núcleo y sur marginal es negativo, mientras en las norte-marginal y demás zonas es positivo (Fig. 6).

Alonso y Risacher (1996) calcularon un ingreso de ~194.000 t de ClNa al Salar de Atacama, equivalente a una lámina de halita de 0,1 mm sobre la superficie del núcleo, deduciendo una velocidad promedio de sedimentación de la halita en el núcleo del Salar de Atacama de 0,1 mm/año. Este valor es bajo para un cuerpo evaporítico, por lo cual el modelo de precipitación de la sal del núcleo contempla

una preponderancia de aportes subterráneos muy enriquecidos en ClNa, de corta duración en relación a la edad del salar, y aportes de la infiltración de las aguas en terrenos volcánicos superficiales y redisolución de las formaciones evaporíticas profundas, especialmente la prolongación de la Cordillera de la Sal al NE de la cuenca.

Salar de Uyuni (Bolivia)

El Altiplano boliviano cuenta con diversas cuencas funcionales actuales, pobremente drenadas y de orientación N-S, y con dos cuencas salinas en el sector austral (salar de Uyuni y Coipasa) (Fig. 7). El clima es variable en estas depresiones, registrándose rangos de precipitaciones anuales de 700 mm en el N y <100 mm en el S. Estas cuencas se encuentran bordeadas por las Cordilleras Oriental y Occidental. La primera conforma una cadena volcánica cenozoica, compuesta por flujos lávicos e ignimbritas (andesitas a riocacitas) que cubren las secuencias sedimentarias terciarias (Fernández *et al.*, 1973). La Cordillera Oriental está caracterizada por areniscas y pizarras paleozoicas y plutones graníticos (Ahlfeld, 1972), pertenecientes al basamento del Altiplano. Este basamento se encuentra cubierto por areniscas, arcillitas, fangolitas, pizarras y evaporitas del Cretácico y Terciario, que incluyen diapiros de yeso asociados a fallamiento. Durante el Plioceno y Cuaternario el sector occidental y sur del Altiplano sufrieron una intensa actividad volcánica vinculada con la generación de los Andes.

El salar de Uyuni está caracterizado como de bajo contenido de Li (700-900 mg/L) y alto Mg (15-18 g/L) (An *et al.*, 2012). La depresión de Uyuni propiamente dicha está rellena con sedimentos terciarios y cuaternarios. El fondo de la cuenca registra sedimentos finos lacustres intercalados con tobas de 191.000 años AP correspondientes a un lago previo (Fornari *et al.*, 2001), y por encima una costra salina con un espesor máximo de 11 m en el sector oriental del salar de Uyuni (Risacher y Fritz, 1991). Las evidencias estratigráficas y cronológicas (Ar-Ar, ¹⁴C, U-Th) en 120 m de registros de pozos en sedimentos lacustres de Uyuni y otras cuencas altiplánicas, sugieren que el incremento de los eventos lacustres desde el Pleistoceno podría relacionarse, en parte, con los episodios de descenso del nivel de agua en el lago Titicaca, que contribuye al drenaje hacia el S fuera de su cuenca (Fornari *et al.*, 2001) (Fig. 7A-C).

Hacia el borde SE del salar la costra interdigita con sedimentos fluvio-deltaicos producto de la descarga del río Grande, y niveles con boratos (ulexita) (Fig. 7B). Este delta cubre ~300 km² y constituye la principal recarga al salar, drenando unidades volcánicas desde el S. La costra se encuentra conformada por halita porosa, con menores cantidades de yeso de grano fino, y embebida en salmuera intersticial.

La alternancia de estación húmeda (enero a marzo), que genera inundación de la cuenca, y estación seca, produce que durante la sequía la salmuera sub-superficial ascienda por capilaridad cementando las fisuras y generando un pavimento salino duro que reduce la evaporación (Risacher y Fritz, 1991).

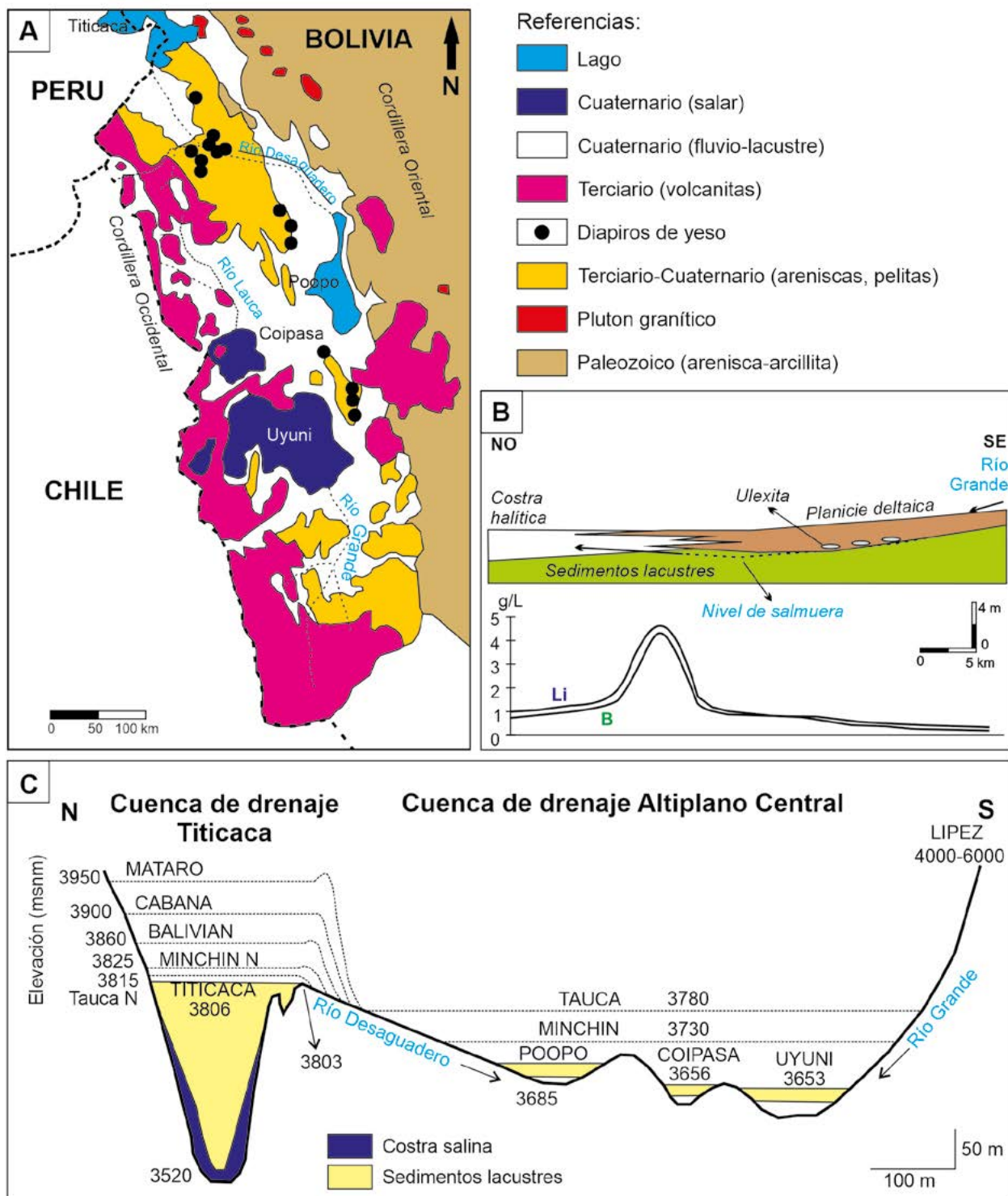


Fig. 7.- A. Geología de la cuenca de los salares de Uyuni y Coipasa (modificado de Risacher y Fritz, 1991). B. Geología en la desembocadura del río Grande, S del salar de Uyuni, y concentraciones de Li y B en salmueras. La flecha azul indica el posible movimiento de la salmuera (Risacher y Fritz, 1991). C. Sección esquemática N-S del Altiplano con la reconstrucción de los niveles de paleo-lagos y el drenaje central de las cuencas (modificado de Fornari *et al.*, 2001).

Depocentros en Argentina

La estructuración de los depocentros cenozoicos de la Puna guarda relación tanto con la estructuración andina como con la estructuración pre-Cenozoico del NOA. Esta última presenta las siguientes signaturas:

- Faja Eruptiva de la Puna y unidades sedimentarias

paleozoicas: actúan como áreas elevadas al comienzo del Cenozoico. Constituyeron zonas de aporte de material clástico para las cuencas cenozoicas (Rahl *et al.*, 2018).

- La estructuración de la cuenca mesozoica en el sector occidental del NOA: los depocentros de Sey y Tres Cruces (Fig. 8A), siguieron funcionando como

depressiones durante el Cenozoico (Salfity y Marquillas, 1999), evolucionando hacia las cuencas de laguna Pozuelos y Olaroz-Cauchari.

- El levantamiento de la Sierra de Aguilar: ocurre a los ~13 Ma (Ramos, 1999, y sus referencias), contribuye a la demarcación de la cuenca de Guaya-tayoc-Salinas Grandes en el borde occidental de la Cordillera Oriental, constituyendo el contrafuerte más oriental de las cuencas salinas del NOA.
- Lineamientos NO-SE: El lineamiento El Toro delimita la Puna Septentrional que registra un basamento ordovícico, de la Puna Austral que registra un basamento proterozoico (Alonso et al., 1984). Lineamientos paralelos a éste delimitan las cuencas cenozoicas (de norte a sur) Uyuni – laguna Pozuelos, Olaroz, Arizaro y Antofalla (Fig. 8B).
- La zona elevada del Cordón de Luracatao: este cordón separa las cuencas de antepaís hacia el E (Valles Calchaquíes) y las de intra-arco al O (salares de Pozuelos, Ratonés, Hombre Muerto), al S del lineamiento El Toro. La evolución y relleno de la cuenca de antepaís neógena ocurrió simultáneamente con la inversión de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno) durante la orogenia Quechua (Salfity et al., 1996; González Villa, 2002).
- Estructuras transpresivas-transtensivas submeridianas: son paralelas al eje andino y fueron activas principalmente en el Oligoceno tardío - Mioceno temprano y Mioceno medio (Fase Pehuenche y Quechua I), generando espacio para la sedimentación clástica, produciendo episodios de inversión, y discordancias angulares entre los depósitos del Mioceno tardío.
- Frente Púnico: el mayor ascenso del borde oriental de la Puna durante el Mioceno tardío contribuyó al aislamiento de las cuencas y a la formación de boratos. El levantamiento de las cuencas durante el Mioceno tardío – Plioceno (Fase Quechua II) produce erosión de los depósitos del Terciario inferior (Gorustovich et al., 2011).

Los depocentros terciarios más antiguos en la Puna argentina registran un basamento de rocas del Eoceno-Oligoceno y se diferencian en aquellos localizados en Puna Septentrional y Puna Austral.

Depocentros en Puna Septentrional

Los depocentros de la Puna Septentrional (Fig. 8B, 9) se nuclean en dos sectores, y presentan una orientación sub-meridiana (Salfity et al., 1984, 1996):

Depocentro de Tres Cruces. Constituye una depresión superpuesta a la cuenca cretácica por reactivación de estructuras mesozoicas, que se extiende desde el límite con Bolivia hasta Salinas Grandes, bordeada al este por la Sierra de Aguilar. La sucesión sedimentaria de relleno terciario de la cuenca se inicia con sedimentos del Subgrupo Metán, con ambientes fluviales distales de la Formación Casa Grande (Eoceno), como la primera etapa de desarrollo de

la cuenca de antepaís, seguida de sistemas de ríos entrelazados de la Formación Río Grande (Oligoceno). La sucesión continúa con depósitos de abanicos aluviales, planicie aluvial y ríos entrelazados proximales del Subgrupo Jujuy – Formación Pisungo (Mioceno inferior-medio), y mediante discordancia los sedimentos clásticos de ambientes fluviales entrelazados de la Formación Sijes, la cual presenta a techo una discordancia con unidades volcánicas pre-12 Ma (Rosario et al., 2008). En el sector de Salinas Grandes la sucesión sedimentaria tiene >2.000 m de espesor, y sus perfiles estratigráficos permiten interpretar la evolución de una cuenca de tipo *piggy-back* (Gangui, 1998).

Depocentro Olaroz (Laguna Pozuelos-Olaroz-Cauchari). Se encuentra definido entre los cordones de Rinconada al O y Cochino-Escaya al E. Este depocentro inicia su desarrollo como una sola cuenca, siendo luego desplazado por fallas NO-SE seccionando las cuencas de laguna Pozuelos al N y Olaroz-Cauchari al S, que causa una evolución independiente en la parte superior del registro sedimentario. Consecuentemente, la cuenca de Olaroz-Cauchari resultó con mejores condiciones geodinámicas para la concentración de salmueras de Li.

La cuenca de Olaroz-Cauchari se desarrolla sobre un basamento de rocas turbidíticas del Ordovícico inferior, intruidas por granitoides del Ordovícico superior. Evolucionó como un lago de agua dulce durante el Pleistoceno, sufriendo una progresiva desecación hasta el Holoceno. Presenta un relleno sedimentario compuesto por calizas rojizas y pelitas con arenas subordinadas, niveles de halita, arenas finas y evaporitas (ClNa), y está cubierto por depósitos aluviales en los márgenes de la cuenca.

Para las cuencas salinas de la Puna Norte (Jama, Olaroz-Cauchari, Salinas Grandes), los datos obtenidos por López Steinmetz et al. (2018) brindan valores concentración de Li en salmueras entre 82 y 1.014 mg/L, con una relación Li/Mg de 0,92 a 0,54. Los autores reconocen mayores valores de salinidad en Olaroz y de Ca en Salinas Grandes, mientras que las concentraciones de Mg-K-Li-B presentan una distribución en orden de magnitud desde Olaroz > Cauchari > Salinas Grandes > Jama, lo cual indica mayor madurez en la cuenca de Olaroz-Cauchari (Fig. 9).

Depocentros en Puna Austral

En la Puna Austral, los sectores intermontanos terciarios se comportaron como depocentros individuales (Salfity et al., 1996) (Fig. 8B). Las cuencas precursoras, de edad Eoceno-Mioceno en el sector de Arizaro registran variaciones de facies en dos subcuencas, una oriental y otra occidental, influenciadas por la cercanía al arco magmático y el relieve positivo de la Sierra de Taca Taca para el Eoceno. En la subcuenca Arizaro oriental, a partir del Eoceno se encuentran los depósitos del Grupo Pastos Grandes, representados por conglomerados con clastos de granitoides silúricos (Formación Geste), seguidos por conglomerados, areniscas, areniscas arcillosas (ocasionalmente calcáreas), lutitas

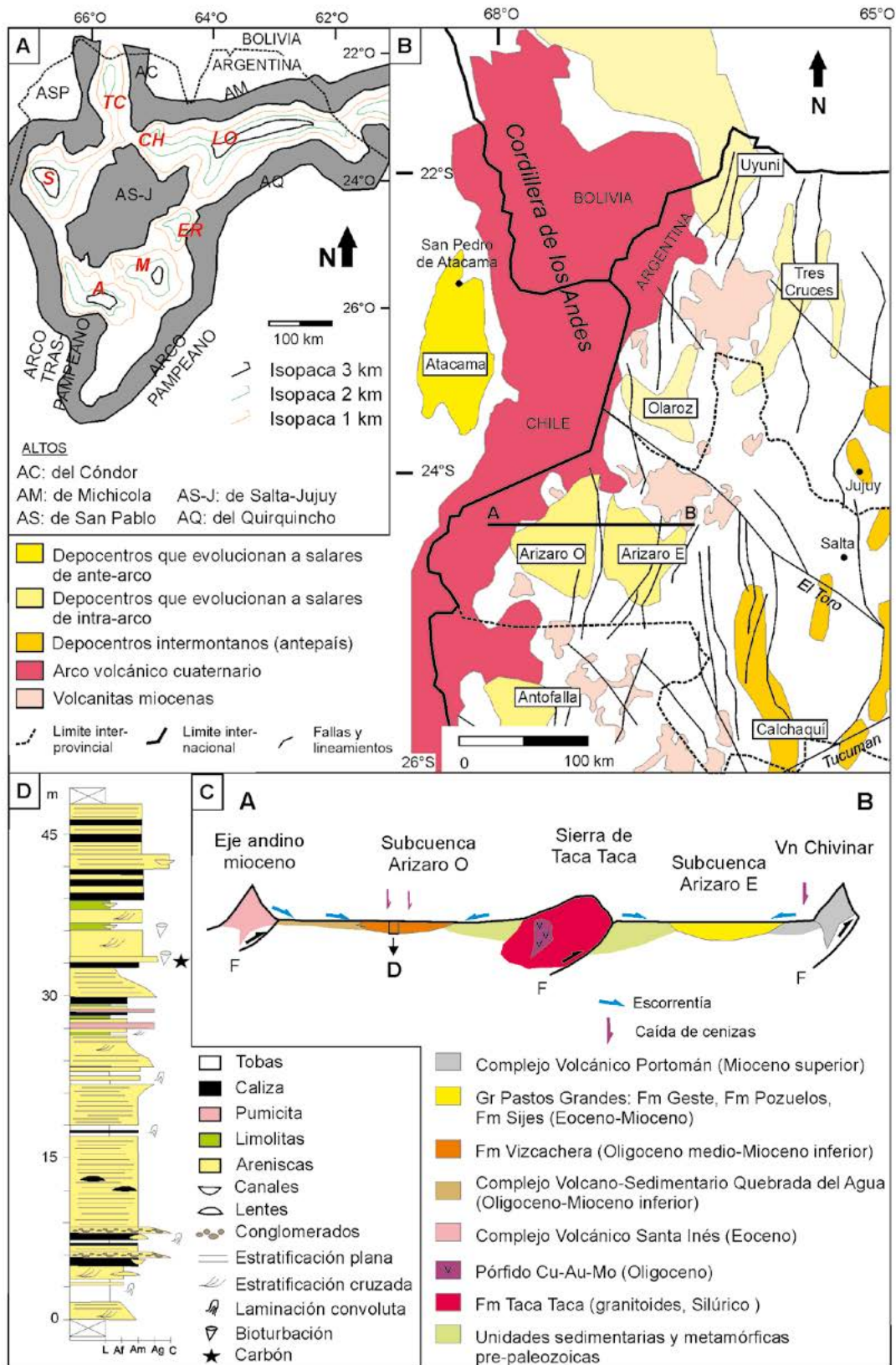


Fig. 8.- A. Depocentros cretácicos a partir de la reconstrucción de isopacas del Subgrupo Pircgua. Depocentros: LO: Lomas de Olmedo, CH: Cerro Hermoso, TC: Tres Cruces, S: Sey, ER: El Rey, M: Metán, A: Alemania (modificado de Salfity y Marquillas, 1999). B. Distribución y conformación de los principales depocentros durante el Mioceno Temprano-Medio en el noroeste argentino (modificado de Marengo *et al.*, 2019). División de subcuenca de Arizaro para el Mioceno según datos propios. Cuencas de ante, intra- y antepaís según Fig. 1. C. Reconstrucción de una sección geológica miocena O-E a la altura de la cuenca de Arizaro, donde se definen facies lacustres de la Formación Vizcachera (al O) y el Grupo Pastos Grandes (al E). D. Perfil de la Formación Vizcachera, donde se identifican facies lacustres con alternancia de caída de cenizas, calizas y areniscas finas, con estratificación convoluta (datos propios).

y arcillitas con intercalaciones de bancos de sal y niveles de yeso, y tobas y tufitas (Formación Pozuelos) y, finalmente, areniscas y arcillitas amarillas con niveles de evaporitas composicionalmente diferenciadas en carbonatos, boratos y yeso; y depósitos piroclásticos (Formación Sijes). La sedimentación se desarrolló en sistemas fluviales, lacustres y lagos salinos, con mayor proporción de componentes volcánoclasticos hacia el techo. En la subcuenca occidental se encuentra la Formación Vizcachera, que incluye sistemas lacustres de edad Oligoceno medio-Mioceno inferior don-

de alternan areniscas finas, escasos conglomerados y limolitas, calizas y tobas que registran estratificación convoluta (Fig. 8C, D).

Las cuencas de los salares de Arizaro y Antofalla registran hasta 4 km de espesor de sedimentos sinorogénicos depositados en cuencas de tipo *piggy-back* (Ramos, 1999). A continuación se detallan dos de los depocentros individuales más característicos de la Puna Austral por su historia de producción (Hombre Muerto) y por su extensión (Antofalla).

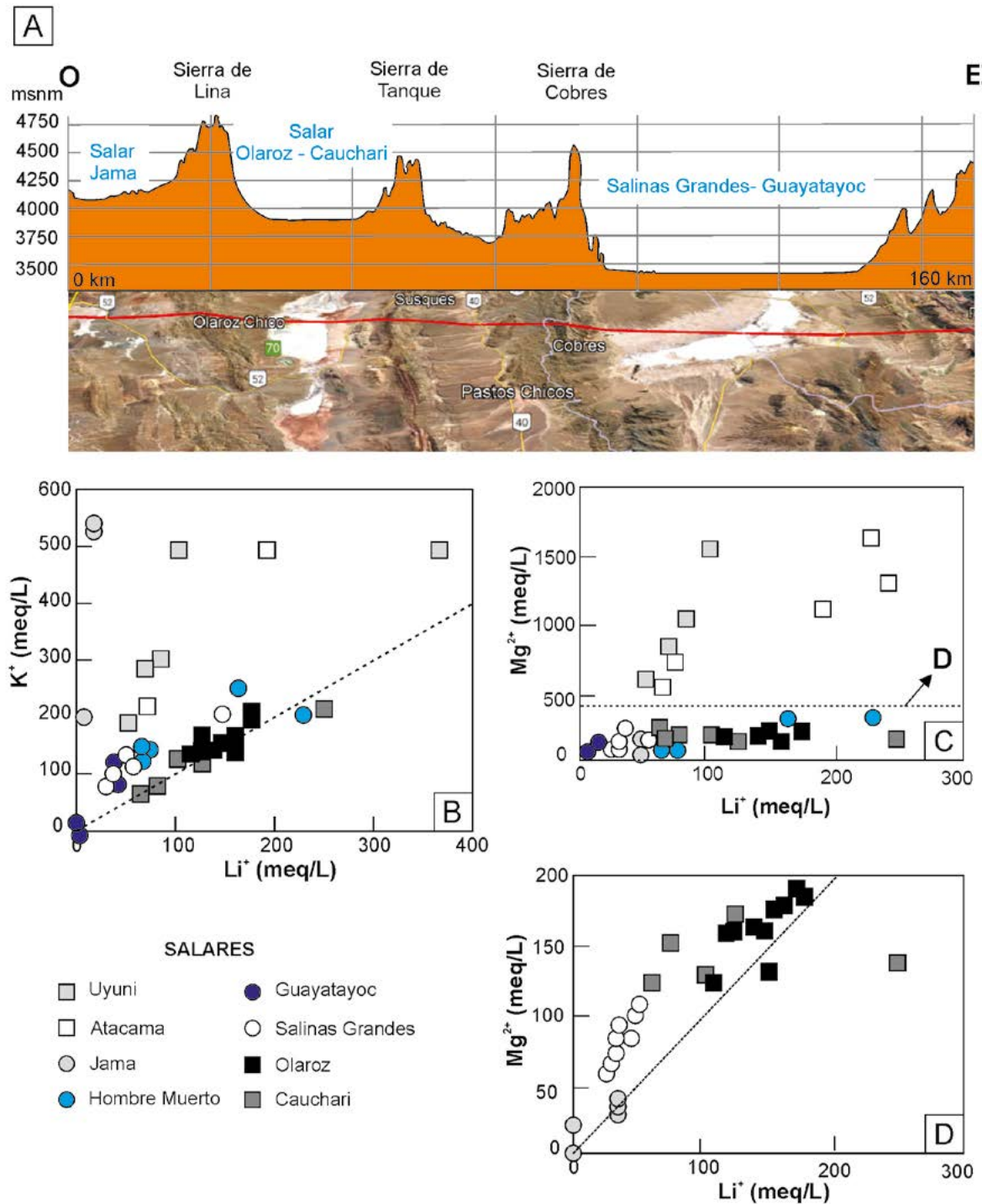


Fig. 9.- A. Perfil de altura O-E de la Puna Septentrional, con ubicación de los salares. B, C y D. Composición de las salmueras de los salares entre los 20°S y 24°S de latitud (modificado de López Steinmetz *et al.*, 2018).

Salar del Hombre Muerto. El basamento de la cuenca es de edad Proterozoico (Formación Pachamama) y Ordovícico (Formaciones Tolillar, Falda Ciénaga y Complejo Volcánico Oire). El registro geológico cenozoico, en discordancia sobre las unidades más antiguas, comprende espesas secuencias de sedimentitas continentales del Grupo Pastos Grandes, acompañadas por unidades volcano-sedimentarias, a saber:

- Formación Geste (Eoceno medio-Oligoceno inferior temprano): conglomerados y areniscas rojas, que representan ambientes aluviales y fluviales en desarrollo durante el ascenso de la cordillera andina.
- Formación Catal (Mioceno medio): temporalmente equivalente a Formación Pozuelos (no presente en el área): conglomerados y areniscas con intercalaciones de ignimbritas y rocas volcánicas.
- Formación Sijes (Mioceno superior tardío): areniscas y pelitas, niveles volcánicos y evaporitas, que evidencian la evolución de lagos salinos bajo condiciones de clima hiperárido, coetáneos con el vulcanismo andino, que alojan depósitos de boratos (Fig. 10A). Las evidencias geológicas y climáticas indican un clima árido instalado desde el Cretácico (~150 Ma) tornándose hiperárido hacia los 15-10 Ma (Hartley *et al.*, 2005).

A partir del Mioceno medio-superior se intensificaron el fallamiento, levantamiento y vulcanismo (Formación Tebenquicho, dacitas y andesitas), y la cuenca sufrió aislamiento y, como consecuencia, un drenaje endorreico. El depósito de sedimentos finos en ambientes de playa lake y aluviales estuvo acompañado de evaporitas.

El Cuaternario está representado por depósitos clásticos aterrazados con niveles de ceniza volcánica, depósitos aluviales y coluviales, evaporíticos y basaltos pleistocenos de la Formación Incahuasi (1,1-0,1 Ma) (Fig. 10A-B).

Las evaporitas cuaternarias se encuentran en el área

más baja de la depresión del Hombre Muerto. Se trata de depósitos de composición halítica en superficie que incluyen niveles de boratos (principalmente ulexita) subsuperficiales registrados hasta ~1 m de profundidad (Catalano, 1964). La presencia de evaporitas dominantes sobre los depósitos clásticos se relaciona con la reducción de la actividad ígnea, la disminución del levantamiento y, por ende, de la erosión y del espacio de acomodación en la cuenca. Junto con los depósitos evaporíticos se produce la acumulación progresiva en el tiempo de Li y K en las salmueras residuales, en acuíferos a diversas profundidades. Actualmente, la explotación de salmueras en el Proyecto Fénix se realiza a una profundidad de 20 m, mientras que en el Proyecto Hombre Muerto Oeste se exploran salmueras a ~280 m de profundidad, con leyes equiparables alrededor de los 800 mg/L de Li.

Los espesores de evaporitas tienden a incrementarse en frecuencia y volumen desde finales del Neógeno y durante el Cuaternario (Alonso *et al.*, 1991; Vandervoort *et al.*, 1995; Kraemer *et al.*, 1999). El espesor de las secuencias halíticas en el salar de Hombre Muerto, y de manera similar en Atacama, sugiere una acumulación a lo largo de 100.000 años (Lowenstein *et al.*, 2001; Houston, 2010).

El Salar de Hombre Muerto es un salar maduro, con un núcleo halítico espeso, algunos sectores con yeso, boratos y travertinos. Diferentes secciones hidrogeológicas fueron preparadas para los informes NI 43.101 por M&A and GAI (2012) y M&A Ltd. (2016), para los proyectos Sal de Vida y la zona de Salar de Hombre Muerto Oeste, generadas a partir de programas de perforación correspondientes. A partir de ellos se reconoce que los márgenes del salar son empinados y controlados por fallas, la litología del sector NE está dominada por rocas metamórficas y secuencias clásticas y travertínicas, y hacia el oeste (NO y SO) por secuencias halíticas y rocas terciarias que conforman también el substrato del salar (Fig. 2A). En el NO, los autores

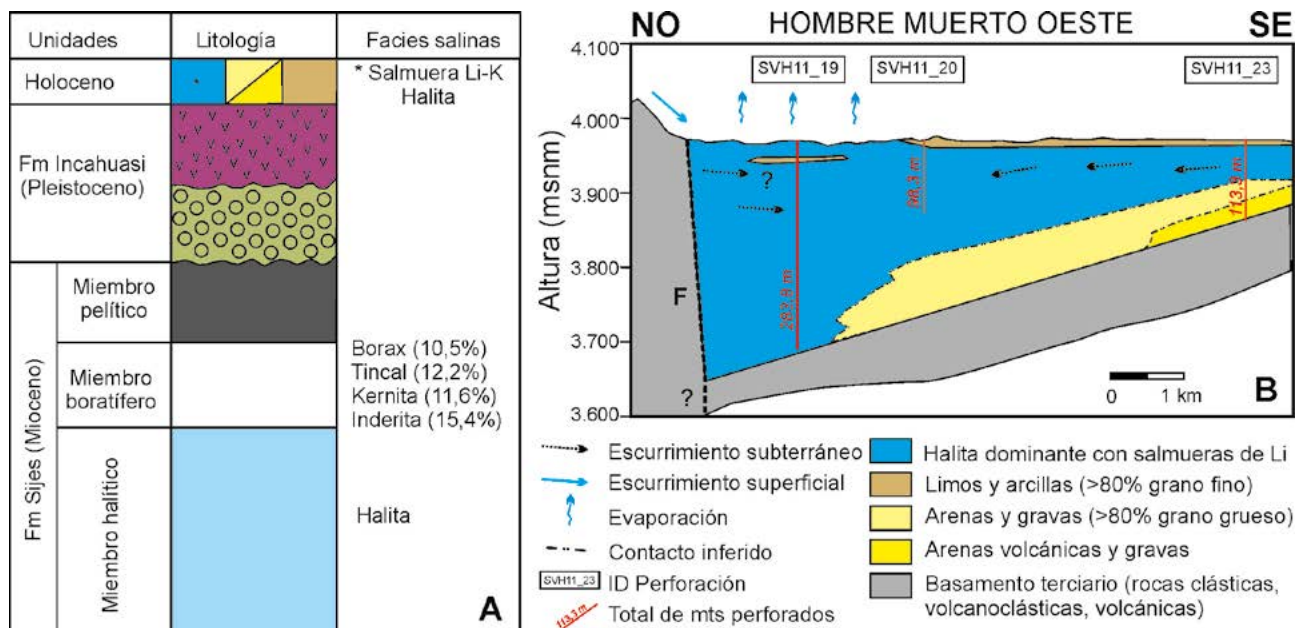


Fig. 10.- A. Columna estratigráfica del salar de Hombre Muerto (modificado de Kasemann *et al.*, 2004). B. Sección transversal NO-SE en el sector occidental del salar (modificado de M&A and GAI, 2012).

interpretan una falla que deja secuencias terciarias hacia el borde y halíticas hacia el centro, y un sustrato que se profundiza hacia el NO desde ~110 m en el SE hasta más de 280 m en el NO (Fig. 10B). Los sedimentos terciarios a lo largo del margen occidental exhiben una porosidad drenable y los límites de bajo flujo interpretados podrían contribuir con salmueras a los acuíferos dentro del salar.

Desde el punto de vista evolutivo, en las salmueras del salar de Hombre Muerto se reconoce una disminución progresiva de la cantidad de Na^+ en la salmuera por precipitación de halita, y un aumento de la relación Li/Na acompañada del aumento de ^7Li (Godfrey *et al.*, 2013).

Salar de Antofalla. En la cuenca de Antofalla, se reconocen 1.700 m de espesor de una sucesión aluvial - fluvial con intercalaciones tobáceas de 37-28 Ma (Kraemer *et al.*, 1999), niveles de yeso y eólicos, seguidos de 780 m de depósitos lacustres, de playa y evaporíticos con bo-

ratos, y finalmente conglomerados y tobas de 3,6-0,5 Ma. El Holoceno está compuesto por: i) depósitos evaporíticos, principalmente cloruros y en menor proporción por sulfatos y boratos (Fig. 11); ii) depósitos aterrazados viejos con conglomerados polimícticos, iii) depósitos aterrazados con travertinos de hasta varios metros de espesor; iv) depósitos aluviales no consolidados de limo, arena y gravas, asociados a sistemas de drenaje que constituyen abanicos aluviales, cauces y rellenos de valles y quebradas actuales; v) depósitos coluviales, con poco transporte, no consolidados, que se disponen en las faldas de los cerros y planicies pedemontanas.

La cuenca fue caracterizada como de *foreland* fracturada, con flancos constituidos por sedimentitas del Eoceno-Oligoceno (Formación Sijes), plegadas y falladas, evolucionando a una cuenca de retroarco durante el Mioceno temprano-Pleistoceno temprano? (Voss, 2002). El análisis estructural (Kraemer *et al.*, 1999), revela dos episodios de

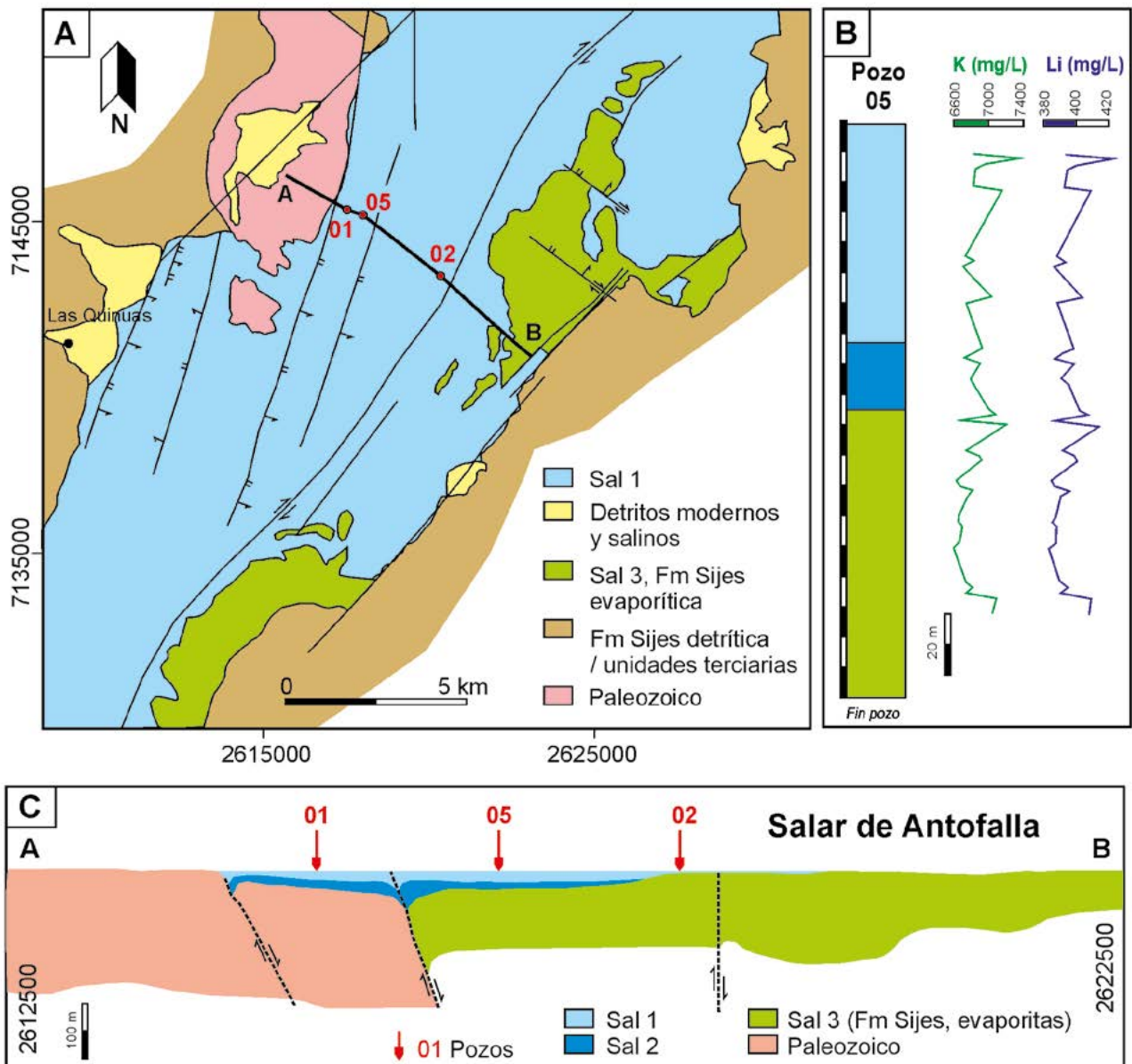


Fig. 11.- A. Geología del sector central de salar de Antofalla. B. Composición de las salmueras del Pozo 05 (modificado de López de Azarevich *et al.*, 2016). C. Sección transversal NO-SE (modificado de Madrid *et al.*, 2012).

acortamiento con vergencia al O, el primero en el Oligoceno tardío y el segundo en el Mioceno temprano, principalmente observables sobre la margen occidental del salar; y dos episodios contraccionales ocurridos en el Mioceno medio y el Plioceno-Cuaternario, con expresiones sobre la margen oriental del salar a través de fallamiento inverso con vergencia O y un tectonismo de tipo *thin-skinned*. La zona de proveniencia dominante se instaló al este a partir del Mioceno – Plioceno (Kraemer *et al.*, 1999).

Las salmueras del salar de Antofalla, analizadas hasta ~120 m de profundidad, contienen K = 7,91-4,92 g/l, Li = 0,55-0,33 g/l, Mg = 7,85-4,47 g/l, H₃B₃ = 2,50-2,17 g/l; son ricas en calcio (Ca = 22,50-11,38 g/l) y neutras (López de Azarevich *et al.*, 2016), siendo su composición similar a las de otros salares del Altiplano y la Puna, como el salar de Uyuni y Hombre Muerto, entre otros (Risacher *et al.*, 2003; Garret, 2004; López Steinmetz *et al.*, 2018). La correlación de Li vs K es positiva, con mayores leyes a ~5 m y 65 m de profundidad en pozos del centro del salar (Fig. 11).

Para el caso del boro, su origen podría estar vinculado a: i) disolución de boratos terciarios, colemanita+inyoita hacia el sector austral del salar y ulexita+halita hacia el oriental, ii) por aporte de B desde aguas termales que fluyen actualmente desde el sector occidental del salar hacia la cuenca.

Recursos de Li y K

El K y el Li son utilizados ampliamente en diversas industrias, siendo los avances tecnológicos la causa principal del impulso en la exploración de nuevos yacimientos. El K y sus compuestos se utilizan en la industria de la cerámica y el vidrio, de los fertilizantes, refrigerantes de plantas eléctricas y nucleares, fotografía, jabones, explosivos y fuegos artificiales, en medicina y como sustituto de la sal-CINa.

El Li es utilizado en la industria de las baterías, del aluminio y sus aleaciones, del vidrio y la cerámica, grasas y lubricantes, aire acondicionado, medicina y farmacéutica, polímeros. A su vez, sus isótopos (estables) tienen otras aplicaciones. El isótopo ⁶Li es utilizado en la producción de

energía nuclear: cuando ⁶Li es bombardeado por neutrones termales se forma un átomo de tritio, que es usado como combustible en los reactores de fusión nuclear por reacción de tritio y deuterio (de Oliviera *et al.*, 2017 y sus referencias). El ⁷Li, más abundante (>90 %), se utiliza como hidróxido para regular el pH del material refrigerante en los circuitos primarios de los reactores nucleares de agua presurizada (Pressurized Water Nuclear Reactor-PWR), donde se usa como conductor de calor debido a su alta temperatura de fusión (1.342°C) (de Oliviera *et al.*, 2017), y como fluoruro en reactores de sal fundida (LeBlanc, 2010). Éstas últimas aplicaciones del Li requieren de un producto de alta pureza (>99% Li).

Ambos elementos pueden encontrarse en salmueras (continentales, geotermales, o asociadas a campos petrolíferos), pegmatitas y rocas sedimentarias (arcillas y piroclastitas-zeolitas) (Fig. 12A). En las salmueras continentales y sedimentos litíferos, el Li y el K pueden ser explorados y/o extraídos como producto o subproducto. Un ejemplo es el Proyecto Sonora (sedimentos, México), en el cual se planea la producción de 35.000 t/a de Li₂CO₃ - LC (carbonato de Li) grado batería y 28.800 t/a de K₂SO₄ para la industria de los fertilizantes (Ausenco SPL, 2018). En el caso de Argentina, que en el 2020 suma el 24% de los recursos de Li a nivel mundial (Fig. 12B), la mayoría de los salares son factibles de producir LCE (LCE, considera LC, CILi, LiOH) y KCl como producto y/o subproducto. A modo de ejemplo, en el Salar de Cauchari se calcularon recursos de 6,3 Mt LCE y 19,5 Mt KCl (Reidel, 2019). Asimismo, el Salar de Antofalla contiene salmueras de K y Li, y su exploración se orientó tanto a la búsqueda de recursos de K por parte de la empresa Vale Exploration Argentina S.A. como por Li como producto principal por la empresa Albemarle Corporation.

Con respecto al precio de comercialización, el KCl registra un descenso general desde 2012 hasta 2020 (de 490 a 202,5 USD/t KCl). El precio del LC o LCE también ha sufrido altibajos en los últimos 20 años, registrándose un ascenso de tipo exponencial desde 4.220 a 16.500 USD/t LCE entre 2011 y 2018, descendiendo a 9.450 USD/t LCE en febrero de 2021 y con un precio de 19.000 USD/t LCE

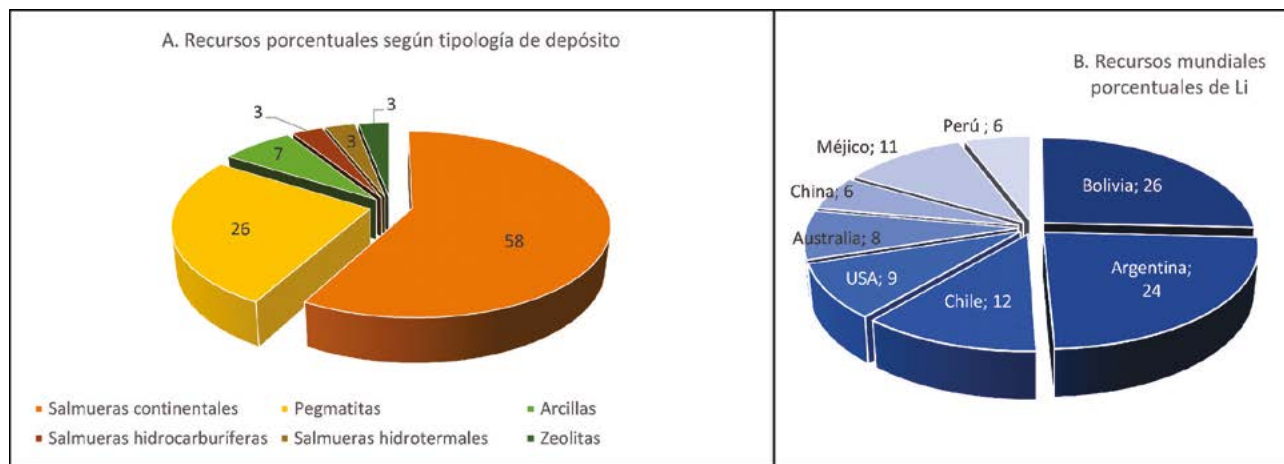


Fig. 12.- A. Distribución porcentual de recursos de litio según la tipología de depósito. B. Recursos de LC (*Lithium carbonate*) a nivel mundial. Modificado de Ministerio de Energía y Minería de la República Argentina - MINEM (2017, 2020).

el 18 de octubre de 2021 (grado batería > 99,6% LC).

Las reservas y recursos de Li a nivel mundial consideran las de todos los proyectos mineros que tiene la capacidad de proveer de Li al mercado (rocas, sedimentos, salmueras), y se calculan en ~21 Mt LCE de reservas y ~86 Mt LCE de recursos identificados (USGS, 2021). La certificación de reservas y recursos de Li es dinámica y una consecuencia de la continua tarea de exploración detallada en cada proyecto y los estudios de pre- y factibilidad minera. A su vez, no existe relación lineal entre el volumen o tonelaje de reservas+recursos y el de producción, siendo éste último una consecuencia de la participación activa de cada proyecto y país directamente en el mercado actual (Fig. 13A-B).

La producción de LC en 2020 fue de 82.200 t, según lo informado por la USGS, que no incluye datos de USA (USGS, 2021). Los cinco principales países productores de LCE son, en orden de magnitud: Australia (49%), Chile (22%), China (17%), Argentina (8%) y Brasil (2%) (Fig.

13B). Este ranking de producción puede variar en un futuro cercano, cuando los proyectos en etapa de factibilidad finalicen su construcción y sean puestos en marcha. Si bien, la inyección del nuevo producto al mercado podrá suplir la demanda creciente, el precio bajará hasta lograr un balance económico sustentable, condicionado también por los costes de producción. El informe de IEA (2021) y el status actual de los proyectos de Li en salmueras de Argentina, proyecta un aumento de la producción de LCE en Argentina superando la producción China en los próximos años. La capacidad de producción anual de LCE en el NOA, considerando los proyectos en operación, en factibilidad con planta piloto y aquellos con estudio económico preliminar, suma 415.000 t LCE/año (Fig. 14), 5 veces mayor a la producción mundial en 2020.

La demanda está encaminada por la decisión de la utilización de baterías de Li, que aumentó la utilización del recurso producido desde 201.000 t LCE en 2016 (65% para uso industrial, 35% para baterías) hasta un proyectado de

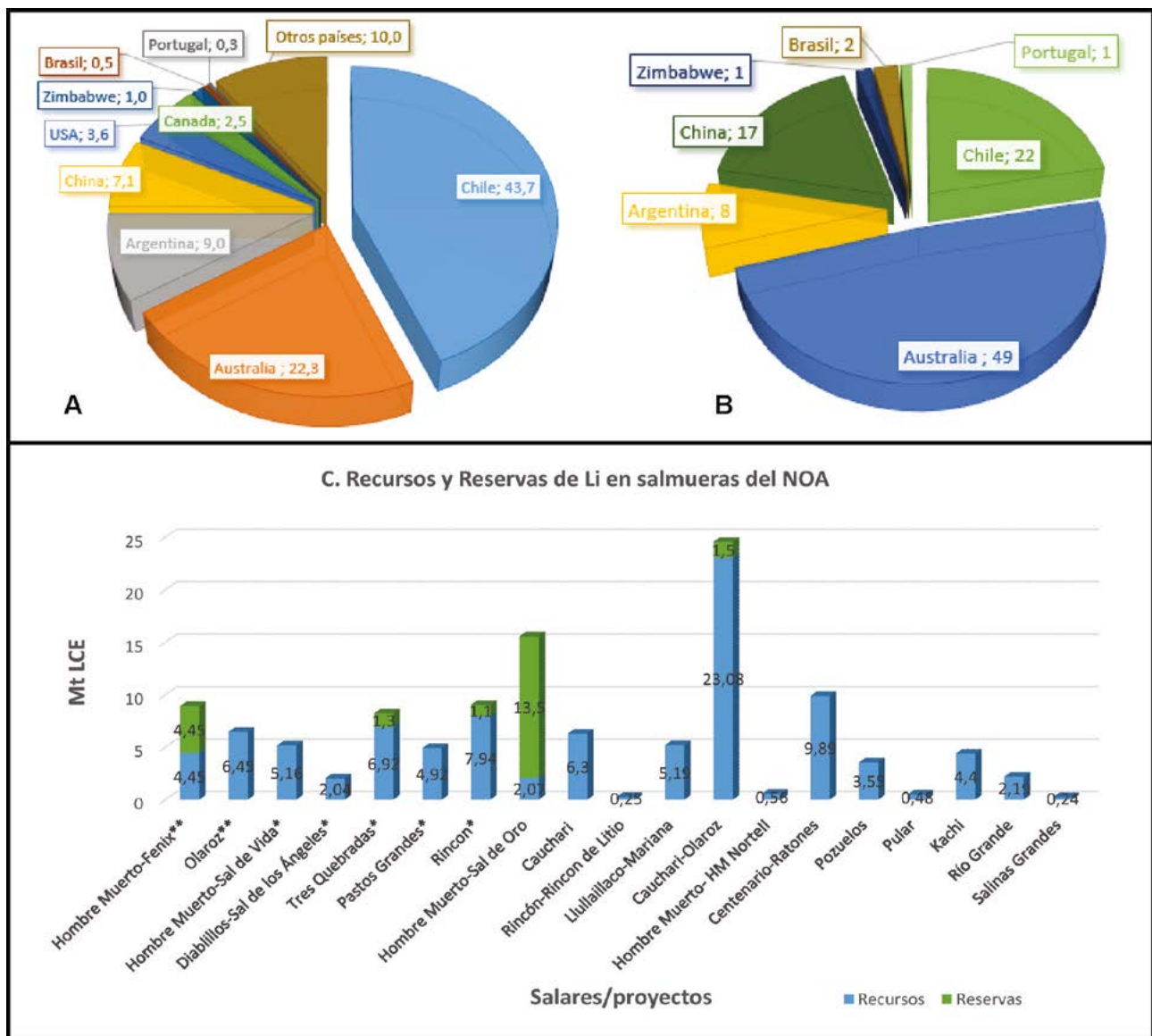


Fig. 13.- A. Distribución de reservas de LCE (*Lithium carbonate equivalent*) sobre 21 Mt (USGS, 2021). B. Producción mundial de LC 2020 sobre 82.000 t LCE (USGS, 2021). C. Recursos y reservas de LCE en el NOA de Argentina (MINEM, 2019).

372.288 t LCE en 2021 (58.7% destinado a baterías) según datos de COCHILCO (2017). La demanda de LCE grado batería para el 2026 fue calculada en un 70% del total producido, según datos del Ministerio de Energía y Minería de la República Argentina (2019). En este sentido, varios países europeos, como Noruega, Alemania y Reino Unido, han anunciado que hacia el 2030 solamente podrán transitar por sus ciudades vehículos eléctricos, mientras que China lo plantea solo para las grandes urbes. En base a las reservas publicadas y considerando una demanda tres veces superior a la de 2021, COCHILCO (2017) calcula una razón demanda/reservas de litio de 128 años, superando ampliamente las obtenidas para otros metales como cobre, oro, plata, níquel y zinc.

Con respecto a los procesos de producción de LC, éstos difieren en función de la materia prima a beneficiar. A partir de salmueras se utilizan métodos de evaporación u ósmosis inversa, e incluyen reacciones químicas con carbonato de Na, carbonato de Ca y amoníaco (López de Azarovich *et al.*, 2020). Este proceso puede generar KCl como subproducto. A partir de mineral espodumeno se utilizan decrepitación para aumento de volumen, luego digestión por procesos de sulfuración, cloración o carbo-cloración, y purificación (Habashi, 1997; Dunn y Van Jahnke, 2005; Dessemond *et al.*, 2019). Para el beneficio de otros minerales como amblygonita, lepidolita, petalita, se debe procesar

desde la digestión total. Para obtener material de alta pureza para su uso en reactores nucleares y producción de energía, se desarrolla un proceso combinado de extracción con solvente e intercambio catiónico para obtener sales de Li, y luego electrólisis para obtención de Li metálico (de Oliviera *et al.*, 2017).

Por ende, los costes de producción son variables, entre 5.000 y 7.000 USD/t LCE producido a partir salmueras en Sudamérica (COCHILCO, 2020), así como los consumos de energía intrínsecos a cada proceso y al volumen de material a beneficiar. Estos factores deben ser analizados desde el punto de vista económico y ambiental para lograr la sustentabilidad de la actividad. Los costos de producción de LC a largo plazo estimados para 2035, que incluye los proyectos que anunciaron inicio de producción (Benchmark Mineral Agency en Plateau Energy Metals Inc. (PEM), 2020), permiten discernir costes variables entre 3.000 y 9.000 USD/t LCE, con el menor coste de producción a partir de rocas (Thacker, Nevada, USA), y siendo los costes inferiores a partir de salmueras correspondientes a Tres Quebradas (Catamarca, Argentina). La mayoría de los salares de la Puna y Altiplano presentan costes de producción intermedios, volviéndose mayores (hasta ~7.000 USD/t LCE) para salares como Diablillos, Pastos Grandes (Argentina) y Maricunga (Chile).

Finalmente, los procesos de producción de LC o LiOH

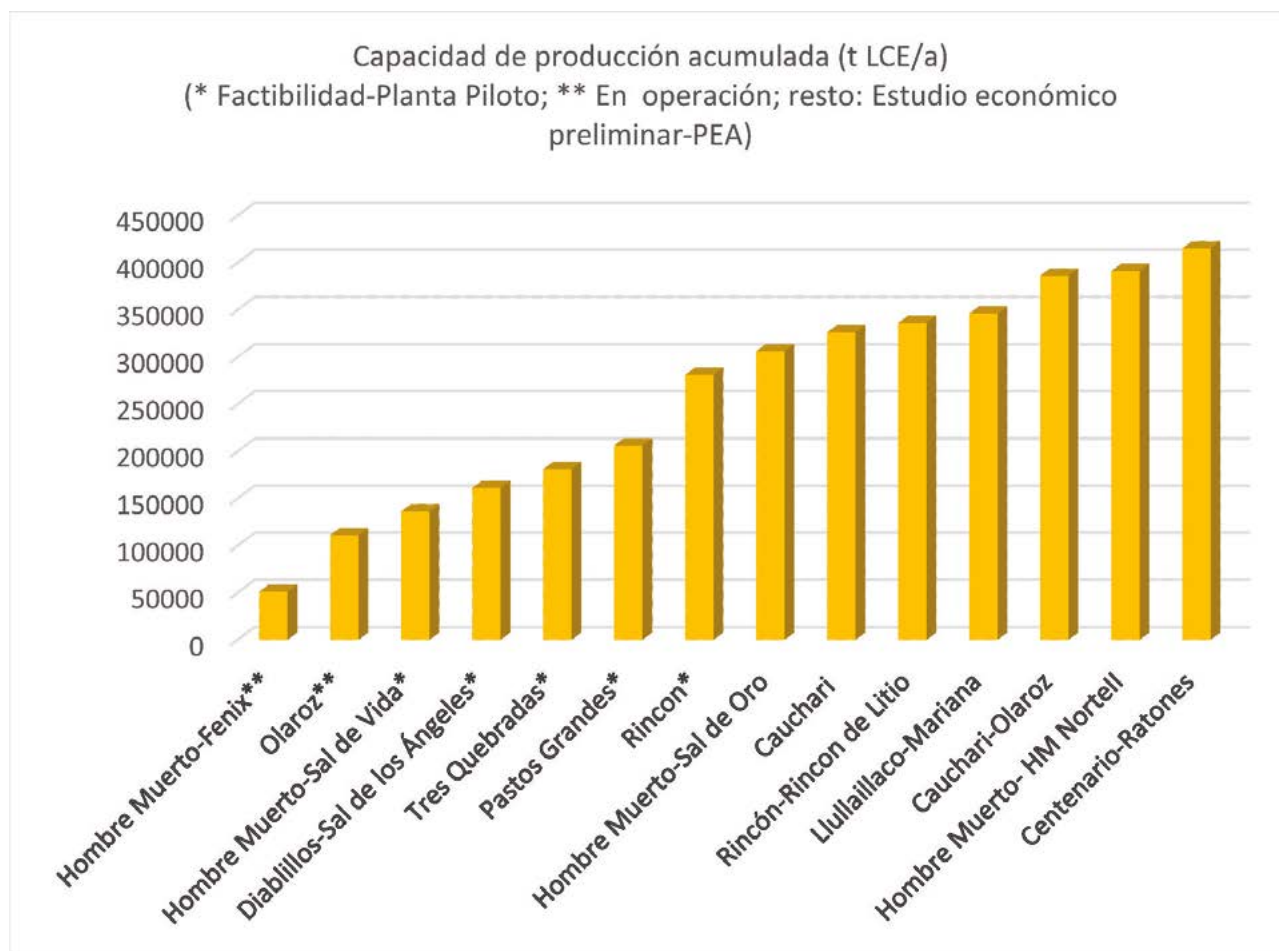


Fig. 14.- Capacidad acumulada de producción anual de LCE en el NOA, discriminado por salar y proyecto minero, incluyendo las expansiones programadas por los Proyectos Fénix y Olaroz. Según datos en: MINEM (2019) y los informes NI 43.101 de los proyectos.

a partir de roca o salmueras también implican diferentes volúmenes de emisión de gases de efecto invernadero: entre 10-17 t CO₂ por t de LCE producido a partir de roca, y < 7 t CO₂ por t de LCE producido a partir de salmueras (IEA, 2021). Se destaca entonces que la producción a partir de éstas últimas es más sustentable ambientalmente.

Agradecimientos y financiación

Los autores agradecen a la Universidad Nacional de Salta y al CONICET por el apoyo académico recibido. A la Editora de la RSGE, al Dr. Ricardo Alonso y a un revisor anónimo por sus comentarios y sugerencias que contribuyeron al manuscrito en su versión final. La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector privado ni entidades con o sin fines de lucro.

Contribución de autores

La autora VLLA concibió, diseñó y llevó a cabo la redacción del manuscrito e investigaciones pertinentes; el autor IBAS contribuyó en las secciones hidroquímica y recursos; el autor MBA contribuyó con la edición y artes gráficas. Todos los autores contribuyeron con la interpretación de los datos, discusiones y revisión del manuscrito.

Referencias

- Ahlfeld, F.E., 1972. Geología de Bolivia. Los Amigos del Libro, La Paz, Bolivia, 190 p.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, 25:139-74.
- Alonso, H., Risacher, F., 1996. Geoquímica del Salar de Atacama, parte 1: origen de los componentes y balance salino. *Revista Geológica de Chile*, 23 (2): 113-122.
- Alonso, R.N., 1999. Los salares de la Puna y sus recursos evaporíticos, Jujuy, Salta y Catamarca. En: *Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Zappettini, E.O. (ed.), Anales 35: 1907-1921*. Buenos Aires.
- Alonso, R.N., 2006. Ambientes Evaporíticos Continentales de Argentina. *Serie de Correlación Geológica*: 21:155-170. INSUGEO, Tucumán.
- Alonso, R.N., 2017. Los salares de la Puna argentina y su recurso minero. En: *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Muruaga, C.M. y Grosse, P. (eds.), Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*: 1018-1038. San Miguel de Tucumán.
- Alonso, R.N., González Barry, C.E. 2008. Evaporitas, salares y boratos del neógeno y cuaternario de la puna de Jujuy. En: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Jujuy, Coira, B. y Zappettini, E. (eds.), Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino*: 368-375, Jujuy.
- Alonso, R.N., Ruiz, T., 1997. Asociaciones Minerales en Depósitos de Boratos. *Ediciones de la Universidad de Barcelona, Capítulo 16: 237-248*. Barcelona, España.
- Alonso, R.N., Viramonte, J.G., 1993. La cuestión genética de los boratos de la Puna. *XII Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 187-194*, Mendoza.
- Alonso, R.N., Gutiérrez, R., Viramonte, J., 1984. Puna Austral bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63*, Bariloche.
- Alonso, R.N., Helvaci, C., Sureda, R.J., Viramonte, J.G., 1988. A new Tertiary borax deposit in the Andes. *Mineralium Deposita* 23(4): 299-305.
- Alonso, R.N., Jordan, T., Tabbutt, K., Vandervoort, D., 1991. Giant Evaporite Belts of the Neogene Central Andes. *Geology*, 19: 401-404.
- Alonso, R.N., Ruiz, T. del V., Quiroga, A.G., 2012. Sedimentación en los salares de la Puna Argentina. En: *Aportes sedimentológicos a la geología del Noroeste Argentino, Marquillas, R., Sánchez, C. y Salfy, J. (eds.), Relatorio del XIII Reunión Argentina de Sedimentología: 17-24*, Salta
- An, J., Kang, D., Tran, K., Kim, M., Lim, T., Tran, T., 2012. Recovery of lithium from Uyuni salar brine. *Hydrometallurgy* 117-118: 64-70.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P., 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008.
- Ausenco Services Pty Ltd, 2018. *Technical report on the feasibility study for the Sonora Lithium Project, Mexico*. Para Bacanora Mineral Ltd. 261 pp.
- Babeyko, A., Sobolev, S., Trumbull, R., Onckein, O., Lavier, L., 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 199: 373-388.
- Basso, M., Mpodozis, C., 2012. *Carta Cerro Químal, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 143: 48 p. 1 mapa escala 1:100.000*. Santiago, Chile.
- Bevacqua, P., 1992. Geomorfología del salar de Atacama y estratigrafía de su núcleo y delta, Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito). Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, 284 p. Antofagasta.
- Bobst, A.L., Lowenstein, T.K., Jordan, T.E., Godfrey, L.V., Ku, T.L., Luo, S., 2001. A 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173 (1-2): 21-42.
- Catalano, L.R., 1964. *Estudio geológico-económico del Salar de Hombre Muerto (Puna de Atacama) (Territorio Nacional de Los Andes)*. Ministerio de Economía de la Nación, Secretaría de Industria y Minería, Subsecretaría de Minería. 171 p, 39 láminas.
- COCHILCO, 2017. *Guía Minera*, <https://www.guiaminera.cl/mercado-internacional-del-litio-y-su-potencial-en-chile/> (13/11/2021).
- COCHILCO, 2020. *Oferta y demanda de litio hacia el 2030. Dirección de Estudios y Políticas Públicas*. Agosto 2020, Chile. 46 pp.
- Coutand, I., Cobbold, P., de Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E., López-Gamundi, O., 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics*, 20 (2): 210-234.
- Coutand, I., Carrapa, B., Deeken, A., Schmitt, A.K., Sobe, E.R., Strecker, M.R., 2006. Propagation of orographic barriers along an active range front: insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the intramontane Angastaco basin, NW Argentina. *Basin Research*, 18: 1-26.
- de Oliviera, G.A.C., Bustillos, J.O.V., Ferreira, J.C., Bergamaschi, V., de Moraes, R.M., Gimenez, M.P., Miyamoto, F.K., Senada, J.A., 2017. Applications of lithium in nuclear ener-

- gy. International Nuclear Atlantic Conference - INAC 2017. Associação Brasileira De Energia Nuclear – ABEN. Belo Horizonte, MG, Brazil.
- De Silva, S., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology*, 17: 1102-1106.
- Dessemond, C., Lajoie-Leroux, F., Soucy, G., Laroche, N., Mgnan, J-F., 2019. Spodumene: The Lithium Market. *Resources and Processes. Minerals* 9 (6): 334.
- Dunn, W.E., Van Jahnke, J., 2005. *Cyclical vacuum chlorination processes including lithium extraction*, WO094289A2, Patente.
- Etchevarría, L., Hernández, R., Allmendinger, R., Reynolds, J., 2003. Sudandean fold and thrust belt in northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. *AAPG Bulletin*, 87 (6): 965-985.
- Eugster, H. P., 1980. Geochemistry of Evaporitic Lacustrine Deposits: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8: 35-63.
- Fernández, A., Hörmann, P.K., Kussmaul, S., Mceave, J., Pichler, H., Subieta, T., 1973. First petrologic data on young volcanic rocks of SW-Bolivia. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 19: 149-172.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E.J., Hartley, A.J., 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 603-617.
- Fornari, M., Risacher, F., Féraud, G., 2001. Dating of paleolakes in the central Altiplano of Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172: 269-282.
- Gangui, A., 1998. A combined structural interpretation based on seismic data and 3-D gravity modelling in the northern Puna-Eastern Cordillera. Disertación Ph. D, Freie Universität, B (27): 1-176. Berlin.
- García, R., Rocha Fasola, V., Moya Ruiz, F., Tálamo, E., 2003. Exploración y explotación de salmueras enriquecidas en litio y potasio en salares de la Puna argentina. *Temas Actuales de la Hidrología Subterránea 2013*: 303-310.
- García, R., Rocha Fasola V., Moya Ruiz, F., 2016. El Agua Subterránea en la Puna Salteña. Argentina”. Recurso Estratégico para el Desarrollo de la Región. Relatorio. Asociación Argentina de Geólogos Economistas. XI Congreso Argentino de Geología Económica. Salta, Argentina. Salta.
- Garzzone, C.N., Molnar, P., Libarkin, J., MacFadden, B., 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 543-556.
- Garrett, D.E., 2004. *Handbook of Lithium and Natural Calcium Chloride: Their Deposits, Processing, Uses and Properties*. 1st edition. Elsevier Academic Press. 488 p.
- Godfrey, L.V., Chan, L.H., Alonso, R.N., Lowenstein, T.K., McDonough, W.F., Houston, J., Li, J., Bobst, A., Jordan, T.E., 2013. The role of climate in the accumulation of lithium-rich brine in the Central Andes. *Applied Geochemistry*, 38: 92-102.
- González Villa, R.E., 2002. El Subgrupo Jujuy (Neógeno) entre los 24°-26° LS y 64°-66° OG, tramo centro-austral de la cadena Subandina argentina, provincias de Salta y Jujuy. Salta, Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis Doctoral (Inédito). 350 p.
- Gorustovich, S.A., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 2011. Geology and metal ore deposits in the Argentine Puna. En: *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina, Salfity, J. A. y Marquillas, R.A. (eds.):* 169-187. SCS Publisher, Salta.
- Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 1091-1105.
- Grosjean, M., 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109 (1): 89-100.
- Grosjean, M., Nuñez, L.A., 1994. Lateglacial, early and middle Holocene environments, human occupation, and resource use in the Atacama (Northern Chile). *Geoarchaeology*, 9: 271-286.
- Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerli, B., Schotterer, U., 1995. Late-glacial and early Holocene lake sediments, ground-water formation and climate in the Atacama Altiplano 22–24°S. *J. Paleolimnology*, 14 (3): 241-252.
- Habashi, F., 1997. *Handbook of Extractive Metallurgy*. Volumes I, II, III y IV. Wiley-VCH, Weinheim.
- Hains, D.H., 2012. *CIM Best Practice Guidelines for Resource and Reserve Estimation for Lithium Brines*. CIM Estimation Best Practice Committee, 10 pp.
- Hains, D.H., 2017. *NI 43101 Technical Report on the salar de Pozuelos Project, Salta province, Argentina*. 141 pp.
- Hartley, A.J., Chong, G., Houston, J., Mather, A.E., 2005. 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society, London*, 162: 421-424.
- Henríquez, S., Becerra, J., Arriagada, C., 2014. *Geología del Área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 171: 111 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Houston, J., 2010. *NI 43-101 Technical Report on the Cauchari Project, Jujuy-Salta Provinces, Argentina*. Preparado para Orocobre Ltd.
- Houston, J., Butcher, A., Ehren, P., Evans, K., Godfrey, L., 2011. The Evaluation of Brine Prospects and the Requirement for Modifications to Filing Standards. *Economic Geology*, 106: 1225-1239.
- IEA, International Energy Agency, 2021. *The Role of Critical Minerals in Clean Energy Transitions*. World Energy Outlook Special Report, Mayo 2021. 287 p.
- Igarzábal, A.P., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuartáricas de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 595-607, San Carlos de Bariloche
- Igarzábal, A.P., 1991. Evaporitas cuaternarias de la Puna argentina. En: *Génesis de Formaciones Evaporíticas, Modelos Andinos e Ibéricos*, Pueyo, J.J. (coord.), Publicación 2: 333-374, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- Igarzábal, A.P., Alonso, R.N., 1990. Origen del Boro y Litio. *IV Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas, Tomo I*, 35-55 p. Jujuy.
- Igarzábal, A.P., Poppi, R., 1980. El salar de Hombre Muerto. *Acta Geológica Lilloana*, 15 (2):103-117.
- Jordan, T.E., Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° SL. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 71 (1): 49-64.
- Kasemann, S.A., Meixner, A., Erzingera, J., Viramonte, J.G., Alonso, R., Franz, G., 2004. Boron isotope composition of geothermal fluids and borate minerals from salar deposits (central Andes/NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 685-697.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P., Goërl, K., 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 157-182.
- Lanouette, P., 2017. Transient basin interconnectivity as a result of variable climate conditions on the Puna Plateau, NW Argentina. Master of Science, Universität Potsdam, Potsdam. Inédito. 100 p.
- LeBlanc, D., 2010. Molten salt reactors: A new beginning for an

- old idea. *Nuclear Engineering and Design*, 240 (6): 1644-1656.
- Liex S.A., 2018. Proyecto Tres Quebradas, provincia de Catamarca, Municipio de Fiambalá. VII Seminario Internacional de Li en la Región de Sudamérica. 23 pp.
- López de Azarevich, V.L., Schalamuk, I.B., Azarevich, M.B. 2016. Las salmueras de K-Li del salar de Antofalla, Catamarca. *XI Congreso Argentino de Geología Económica. Actas en CD*. 17 pp.
- López de Azarevich, V., Schalamuk, I., Azarevich, M., 2020. Proyecto: Instalación de una planta de carbonato de sodio en el noroeste argentino, para la producción de carbonato de litio. En: *El litio en la Argentina: visiones y aportes multidisciplinarios desde la UNLP*, Díaz, F. (Coord.): 221-231 p.
- López Steinmetz, L., Salvi, S., García, M.G., Peralta, A., 2018. Northern Puna Plateau-scale survey of Li brine-type deposits in the Andes of NW Argentina. *Journal of Geochemical Exploration*, 190: 26-38.
- Lowenstein, T., Hein, M.C., Bobst, A.L., Jordan, T.E., Godfrey, L.V., Ku, T.L., Luo, S., 2001. A 106Kyr paleoclimate record from the Salar de Atacama, Chile: Evidence for wet Late Glacial climates. En: *Paleoclimatology of the Central Andes, Betancourt, J., Quade, J. and Seltzer, G. (eds.)*, PEPI USGS Workshop Abstracts, Tucson, Arizona.
- Madrid, A., Perocco, P., Parada, N., 2012. *Salar de Antofalla, Catamarca – Argentina. Informe geológico Fel 1 – Fase 4*. Vale Exploración Argentina SA. 1084 p.
- Marcos, O.R., 1999. Depósitos salinos de La Rioja. En: *Recursos Minerales de la República Argentina, Zappettini, E.O. (ed.)*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1933-1937. Buenos Aires.
- Marengo, H., Forasiepi, A., Chiesa, J., 2019. Estratigrafía, paleontología y paleoambientes del Mioceno temprano y medio del Centro y Norte de Argentina. *Opera Lilloana* 52: Mioceno al Pleistoceno del centro y norte de Argentina, 15-108.
- Markgraf, V., 1983. Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic temperate, and arid environments in Argentina. *Palynology*, 7: 43-70.
- Martínez, V.R., Alonso, R.N., Galli, C.I., 2018. Historia evolutiva paleoambiental del depocentro del salar de Pozuelos (Puna Austral). *Serie de Correlación Geológica*, 34 (2): 42-55.
- May, J-H., Zech, R., Schellenberger, A., Kull, C., Veit, H., 2011. Quaternary environmental and climate changes in the Central Andes. En: *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina, Salfity, J. y Marquillas, R. (eds.)*. Salta, SCS Publishers, 247-263.
- McCartney, J., 2010. Assessing hydrologic impacts of potassium/lithium extraction from salt flats. *EGM on Sustainable Development of Lithium Resources in Latin America: Emerging Issues and Opportunities*. Noviembre 2010. Santiago de Chile.
- Messerli, B., Grosjean, M., Bonani, G., Bürgi, A., Geyh, M., Graf, K., Ramseyer, K., Romero, H., Schotterer, U., Schreier H., Vuille, M., 1993. Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminar synthesis. *Mountain Research and Development*, 13: 117-127.
- Ministerio de Energía y Minería de la República Argentina – MINEM, 2017. Mercado del Litio. Situación actual y perspectivas. Buenos Aires, Mayo 2017. Argentina. 27 p.
- Ministerio de Energía y Minería de la República Argentina – MINEM, 2019. *Argentina: Advanced Lithium Projects in Salars*. Marzo 2020, Argentina. 52 p.
- Ministerio de Energía y Minería de la República Argentina – MINEM, 2020. *South America's Lithium Triangle and the Future of the Green Economy – Argentina*. Enero 2020, Argentina. 21 p.
- Montgomery & Associates, Inc., and Geochemical Applications International, Inc. - M&A and GAI, 2012. *Measured, indicated, and inferred lithium and potassium resource, Sal de Vida project, Salar del Hombre Muerto, Catamarca-Salta*. March 7, 2012. Reporte para NI-43101 preparado para Lithium One Inc.
- Montgomery & Associates Consultores Ltda, 2016. *Technical report for the Hombre Muerto North Project*. 95 p.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399: 125-154.
- Munk, L.A., Hynek, S.A., Bradley, D., Boutt, D.F., Labay, K., Jochens, H., 2016. Lithium brines: a global perspective. *Reviews in Economic Geology*, 18: 339-365.
- Munk, L.A., Boutt, D.F., Hynek, S.A., Moran, B.J., 2018. Hydrogeochemical fluxes and processes contributing to the formation of lithium-enriched brines in a hyper-arid continental basin. *Chemical Geology*, 493: 37-57.
- Nicolli, H.B., Suriano, J.M., Kimsa, J.F., Brodtkorb, A., 1980. Características geoquímicas generales de aguas y salmueras de la Puna argentina. *Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Miscelánea N° 63*, 38 p.
- Nicolli, H.B., Suriano, J.M., Méndez, V., Gómez Peral, M.A., 1982. Salmueras ricas en metales alcalinos del Salar del Hombre Muerto, provincia de Catamarca, República Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas III*: 187-204. Argentina.
- Paoli, H., 2002. Recursos hídricos de la Puna, valles y bolsones áridos del noroeste argentino. *Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria INTA*. 274 p.
- Plateau Energy Metals Inc. (PEM), 2020. Falchani Lithium Project NI 43-101 technical report preliminary economic assessment. Para: DRA PACIFIC. 228 pp.
- Prezzi, C.B., Götze, H-J., Schmidt, S., 2011. Altiplano-Puna elevation budget. En: *Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina, Salfity, J. y Marquillas, R. (eds.)*: 383-394. SCS Publishers, Salta.
- Prezzi, C.B., Götze, H-J., 2009. Estructura litosférica de los Andes Centrales a partir de un modelo gravimétrico 3D. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65 (1): 81-96.
- Quade, J., Dettinger, M.P., Carrapa, B., DeCelles, P., Murray, K.E., Huntington, K.W., Cartwright, A., Canavan, R.R., Gehrels, G., Clementz, M., 2015. *The growth of the central Andes, 22°S–26°S. En: Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile, DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., y Kapp, P.A. (eds.)*. Geological Society of America Memoir, 212: 277-308.
- Rahl, J.M., Harbor, D.J., Galli, C.I., O'Sullivan, P., 2018. Foreland basin record of uplift and exhumation of the Eastern Cordillera, northwest Argentina. *Tectonics*, 37.
- Ramírez, C.F., Gardeweg, M. 1982. *Hoja Toconao, Región de Antofagasta: Santiago*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°58 (1:250.000). 121 p. Santiago.
- Ramos, V.A., 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En: *Geología Argentina, Caminos, R. (Ed.)*. SEGEMAR, Anales 29: 715-759. Buenos Aires.
- Reidel, F., 2019. *Cauchari Jv Project Jujuy Province*,

- Argentina. *Updated Mineral Resource Estimate*. Para: Advantage Lithium. 117 p.
- Reidel, F., Ehlren, P., 2018. *Technical Report Lithium and Potassium Resources Cauchari Project Jujuy Province, Argentina*. Preparado para Advantage Lithium. 112 p.
- Risacher, F., Fritz, B., 1991. Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, Central Altiplano, Bolivia. *Chemical Geology*, 90: 211-231.
- Risacher, F., Alonso, H., Salazar, C., 2003. The origin of brines and salts in Chilean Salars: a hydrochemical review. *Earth Sciences Review*, 63: 249-292.
- Rosario, J., Hernández, J., Hernández, R., Jordan, T., 2008. Evolución tectono-sedimentaria durante el Terciario en la provincia de Jujuy. En: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Jujuy*, Coira, B. y Zappettini, E. (eds). XVII Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 263-285.
- Rubilar, J., Martínez, F., Arriagada, C., Becerra, J., Bascuñan, S., 2018. Structure of the Cordillera de la Sal: A key tectonic element for the Oligocene-Neogene evolution of the Salar de Atacama basin, Central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 87: 200-210.
- Salifty, J.A., Gorustovich, S.A., Moya, M.C., Amengual, R., 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-554.
- Salifty, J.A., Gorustovich, S.A., González, R.E., Monaldi, C.R., Marquillas, R.A., Galli, C.I., Alonso, R.N., 1996. Las cuencas terciarias postincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 453-471.
- Salifty, J.A., Marquillas, R.A., 1999. La cuenca cretácico-terciaria del noroeste argentino. En: *Geología Argentina, Caminos, R. (ed.)*. SEGEMAR, Anales 29: 613-626. Buenos Aires.
- Sánchez, M.A., García, H.P.A., Acosta, G., Gianni, G.M., González, A., Ariza, J.P., Martínez, M.P., Folguera, A., 2019. Thermal and lithospheric structure of the Chilean-Pampean flat-slab from gravity and magnetic data. *Andean Tectonics, capítulo 17*: 487-507.
- Somoza, R., Ghidella, M.E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 43-46. La Plata.
- SQM, 2017. Salar de Atacama: La Modelación Hidrogeológica como Herramienta de Gestión Ambiental. *Foro del Litio*, Chile, 08/10/2017. 72 p.
- SRK Consulting, 2011. *NI 43-101 Technical Report Preliminary Economic Assessment Salar de Diablillos Project Salta, Argentina*. Preparado para Rodinia Lithium Inc. 164 p.
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M.P., Hilley, G.E., Mortimer, E., Schoenbohm, L., Sobel, R. 2009. Does the topographic distribution of the Central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology*, 37 (7): 643-646.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M., Ybert, J-P., 1999. Lake Level Chronology on the Southern Bolivian Altiplano (18–23° S) during Late-Glacial Time and the Early Holocene. *Quaternary Research*, 51: 54-66.
- USGS, 2021. *National Minerals Information Center, Lithium Statistics and Information*. 2p.
- Valero Garcés, B.L., Grosjean, M., Schwalb, A., Kelts, K., Schreier, H., Messerli, B., 1996. Limnogeología de laguna Chungará y cambio climático durante el Holoceno superior en el Altiplano chileno septentrional. IV Reunión de Geomorfología: 271-280. Sociedad Española de Geomorfología O Castro (A Coruña).
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K., Alonso R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine Central Andes. *Geology*, 23 (2): 145-148.
- Vinante, D., Alonso, R., 2006. Evapofacies del salar de Hombre Muerto, Puna Argentina: distribución y génesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 286-297.
- Viramonte, J. G., Alonso, R. N., Gutierrez, R., Argañaraz, R., 1984. Génesis del litio en los salares de la Puna Argentina. IX Congreso Geológico Argentino. Actas III: 471-481. San Carlos de Bariloche.
- Voss, R., 2002. Cenozoic stratigraphy of the southern Salar de Antofalla region, northwestern Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 29 (2): 151-165
- Warren, J.K., 2010. Evaporites through time: tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth Sciences Reviews*, 98 (3), 217-268.
- Withman, D., Isacks, B., Kay, S., 1996. Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, 259: 29-40.
- Wölbern, I., Heit, B., Yuan, X., Asch, G., Kind, R., Viramonte, J., Tawackoli, S., White, H., 2009. Receiver function images from the Moho and the slab beneath the Altiplano and Puna plateaus in the Central Andes. *Geophysical Journal International*, 177: 296-308.

MANUSCRITO RECIBIDO EL: 06-07-2021

RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 11-11-2021

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 13-11-2021