



Contribuciones composicionales, térmicas y tectónicas a la elevación actual de los Andes Centrales y sus zonas de antearco y antepaís

Claudia B. PREZZI^{1,2} y Federico IBARRA^{1,2}

¹ CONICET-Universidad de Buenos Aires. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA). Buenos Aires, Argentina

² Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Geología. Buenos Aires, Argentina

Email: prezzi@gl.fcen.uba.ar

Editor: María Paula Iglesia Llanos

Recibido: 30 de julio de 2021

Aceptado: 1 de septiembre de 2021

RESUMEN

Los Andes Centrales están caracterizados por una serie de unidades morfoestructurales que presentan rasgos estratigráficos, estructurales y geomorfológicos distintivos. Destacan a simple vista las marcadas variaciones topográficas transversales al orógeno. Estudios teóricos sobre la elevación de los continentes han discretizado distintas componentes que contribuyen a la elevación observada, prevaleciendo las contribuciones composicional y térmica. Investigaciones previas han demostrado que la región presenta una alta variabilidad en su composición cortical y estado termal. Estas variaciones podrían ejercer un control en la topografía regional, como ya ha sido señalado en un estudio previo del plateau Altiplano-Puna. En esta línea, este trabajo se propone investigar la relación entre la elevación actual de los Andes Centrales, su composición cortical y estado térmico. La contribución térmica esperada para cada unidad morfoestructural fue calculada en base al desarrollo de modelos térmicos 1D construidos utilizando datos de flujo térmico superficial. Con el objetivo de remover la contribución composicional de la corteza a la elevación observada, se calculó una elevación normalizada. Dicha elevación fue comparada con la contribución térmica estimada para evaluar su ajuste en cada unidad morfoestructural. El plateau Altiplano-Puna y la Cordillera Occidental muestran una buena correlación, sugiriendo que la composición y temperatura controlan su elevación actual. Por el contrario, en los otros sectores se observa un desajuste. El análisis detallado de cada unidad sugiere que los procesos tectónicos de subducción, las contribuciones del manto y los estados transitorios (i.e. no estacionarios, en desequilibrio) deben ser también considerados como contribuciones importantes al estado térmico y/o a la elevación actual.

Palabras clave: Topografía, temperatura, composición, tectónica, orógeno Andino

ABSTRACT

Compositional, thermal, and tectonic contributions to the present-day elevation of the Central Andes and their forearc and foreland regions

The Central Andes of South America are characterized by different morphotectonic units that exhibit distinctive stratigraphic, structural, and geomorphic features. In particular, the topographic variations across the orogen are remarkably notorious. Theoretical studies on the elevation of continents have discretized distinct components that contribute to the observed elevation, among which the com-

positional and thermal contributions prevail. Previous investigations in the Central Andes have shown that the region presents a high variability in its crustal composition and thermal state. Such variations could exert a first-order control on the regional topography, as shown previously for the Altiplano-Puna plateau area. This study, therefore, sets out to investigate the relationship between the present-day elevation of the Central Andes, its crustal composition, and its thermal state. We first calculated the predicted thermal contribution for each morphotectonic unit based on 1D geotherms modeled on the basis of surface heat-flow data. In order to remove the compositional contribution of the crust, we then calculated a normalized elevation. This elevation was compared to the predicted thermal contribution to evaluate their fit in each morphotectonic unit. The Altiplano-Puna plateau and the Western Cordillera exhibit a good correlation, suggesting that composition and temperature control their present-day elevation. Conversely, the other areas show a significant misfit. The detailed analysis of the remaining morphotectonic units suggests that tectonic processes at the subduction zone, mantle contributions, and transient states (i.e. not stationary, not in equilibrium) need to be considered as important contributors to the present-day thermal state and/or elevation.

Keywords: Topography, temperature, composition, tectonics, Andean orogen

INTRODUCCIÓN

Los Andes Centrales presentan características únicas, una de ellas es el plateau Altiplano-Puna. Dicho plateau tiene aproximadamente 2000 km de largo, 300 km de ancho y una elevación promedio de 3700 m (Fig. 1), siendo el plateau más elevado del mundo asociado con abundante magmatismo de arco y formado en ausencia de colisión continental o acreción de *terrane*s (Allmendinger et al. 1997, Lamb 2000). Su génesis está relacionada con la subducción de la placa oceánica de Nazca (~ 40 Ma, Müller et al. 1997) debajo de la placa Sudamericana (Jordan et al. 1983, Isacks 1988, Allmendinger et al. 1997). Durante el Mioceno Tardío se han registrado enormes erupciones ignimbríticas que han originado una provincia volcánica conocida como el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (de Silva 1989, Zandt et al. 2003), que tiene una extensión de ~ 50000 km² entre los 21° y 24° S. Se han detectado dos anomalías de baja velocidad de ondas P y S en la corteza, probablemente relacionadas con el emplazamiento de estas ignimbritas: el Cuerpo Magmático del Altiplano-Puna (CMAP; Chmielowski et al. 1999) y el Cuerpo Magmático de la Puna Austral (CMPA; Bianchi et al. 2013). El CMAP se encuentra entre los 10 y 40 km de profundidad, extendiéndose entre los 20° y 23° S (Fig. 2), y está caracterizado por baja resistividad, baja velocidad sísmica, elevada relación Vp/Vs y alta atenuación (Bresse et al. 2002, Comeau et al. 2015, 2016, Díaz et al. 2012, Koulakov et al. 2006, Ward et al., 2013). Esta anomalía ha sido interpretada como correspondiente a una zona afectada por metamorfismo y fusión parcial (e.g. Beck y Zandt 2002, Zandt et al. 2003). El CMPA ha sido definido por Bianchi et al. (2013), quienes detectaron una zona de baja velocidad en la corteza de la Puna Austral entre los 26° y 27.5° S (Fig. 2), sugiriendo que podría representar otra zona de la corteza media con ocurrencia de fusión parcial.

Por otra parte, numerosas investigaciones han revelado

la existencia de importantes heterogeneidades en la configuración litosférica a través de los Andes Centrales (e.g. Yuan et al. 2000, 2002, Andean Continental Research Project (AN-CORP) 2003, Sodoudi et al. 2011, Ryan et al. 2016, Meeßen et al. 2018, Ibarra et al. 2019). Se ha determinado la presencia de una gruesa corteza félsica, que alcanza espesores de ~ 70 km debajo del Altiplano-Puna, sugiriendo la existencia de engrosamiento asociado a acortamiento de una litosfera débil. La corteza es mucho más delgada hacia el oeste (antearco) y el este (retroarco). La mayor parte del antearco está caracterizada por una corteza máfica relativamente delgada (espesores menores a los 35 km) (Tassara y Echaurren 2012), mientras que en el antepaís debajo de la cuenca del Chaco se registran espesores corticales de 35 - 40 km (Rivadeneira-Vera et al. 2019). Además, distintos autores han documentado la existencia de diferencias en el espesor litosférico y en el estado térmico de la litosfera a lo largo del rumbo del orógeno (e.g. Whitman et al. 1996, Springer y Förster 1998, Prezzi et al. 2009, 2014, Liang et al. 2014).

La distribución del flujo térmico superficial se correlaciona con las heterogeneidades litosféricas anteriormente mencionadas, con valores bajos a intermedios en el antearco (20–30 mW/m²; Fig. 2) y el retroarco (50–70 mW/m²; Fig. 2), y valores elevados en el orógeno (mayores a 100 mW/m²; Fig. 2). Particularmente, el flujo térmico superficial es extremadamente alto (alcanza valores de hasta 320 mW/m²) en el arco volcánico actual y en las zonas coincidentes con la localización del CMAP y CMPA en profundidad (Hamza y Muñoz 1996, Henry y Pollack 1988, Springer y Förster 1998).

Considerando todo lo anteriormente mencionado, surgen interrogantes sobre la posible contribución de las variaciones de densidad y del estado térmico de la litosfera a la elevación de los Andes Centrales. La topografía actual es el resultado de la sumatoria de efectos composicionales (resultantes de la estructura de densidad), térmicos, tectónicos y geodinámicos

(Hasterok y Chapman 2007b). El problema de la comprensión de las causas de la elevación puede ser planteado considerando a la topografía actual como una observación, a la cual se le aplican una serie de correcciones. Una vez que han sido realizadas todas las correcciones, se obtiene una elevación residual. La elevación residual, ϵ_{res} , puede ser expresada en términos de la elevación observada, ϵ_{obs} :

$$\epsilon_{res} = \epsilon_{obs} - (\Delta\epsilon_{ter} + \Delta\epsilon_{comp} \pm \dots) \quad (1)$$

donde $\Delta\epsilon_{ter}$ es la corrección correspondiente a la contribución térmica y $\Delta\epsilon_{comp}$ representa la corrección de la contribución composicional (Hasterok y Chapman 2007b). Si se tiene suficiente información se pueden corregir factores adicionales como el soporte flexural y/o otros procesos transitorios (i.e. no estacionarios, en desequilibrio). La elevación residual puede ser interpretada en términos de procesos o variaciones de propiedades no tenidas en cuenta en las correcciones realizadas.

En esta línea, el objetivo principal de este trabajo es intentar estimar la posible contribución de la isostasia térmica y otros procesos a la topografía observada en las distintas unidades morfoestructurales que componen los Andes Centrales, mediante la eliminación del efecto isostático composicional debido a las variaciones laterales de espesor y densidad de la corteza.

A partir de los resultados obtenidos, se discute la probable ocurrencia de estados térmicos transitorios asociados a procesos advectivos, la posible contribución a la elevación de heterogeneidades en el manto litosférico y la eventual existencia de soportes flexurales, dinámicos y/o tectónicos de la topografía.

MARCO GEOLÓGICO

Los Andes Centrales están constituidos (de oeste a este) por el antearco, el arco volcánico y el retroarco, que a su vez están subdivididos en diferentes unidades morfoestructurales (Jordan et al. 1983, Ramos 1999). El antearco (Fig. 1) incluye a la Cordillera de la Costa, el Valle Longitudinal y la Precordillera Chilena. El arco volcánico está representado por la Cordillera Occidental (Fig. 1). El retroarco está formado por el Altiplano-Puna, la Cordillera Oriental, las Sierras Subandinas, el Sistema de Santa Bárbara, las Sierras Pampeanas y la cuenca de antepaís no deformada del Chaco (Fig. 1).

La Cordillera de la Costa está formada principalmente por rocas volcánicas y plutónicas básicas a andesíticas de edad Jurásica a Cretácica Temprana, asociadas a una corteza

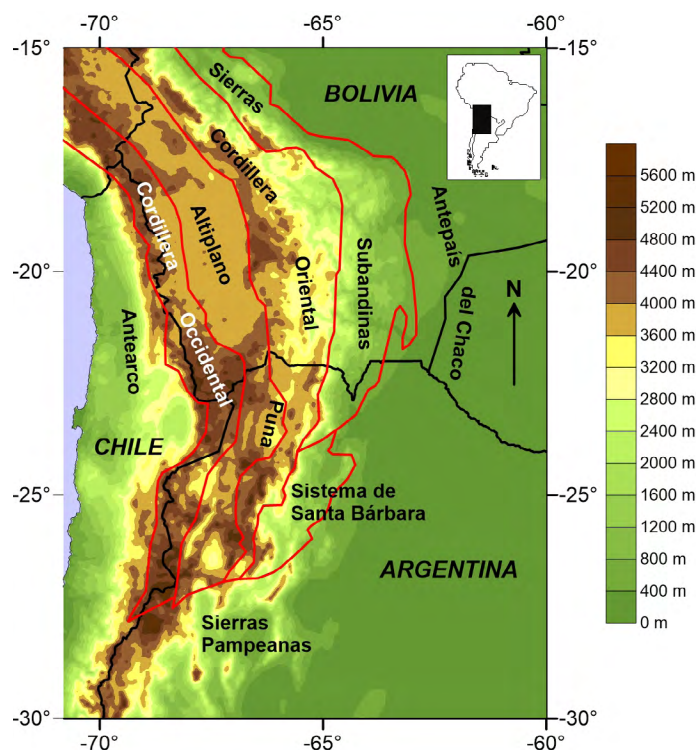


Figura 1. Mapa topográfico presentando las unidades morfoestructurales identificadas en los Andes Centrales. El recuadro muestra la ubicación del área de estudio con respecto a Sudamérica

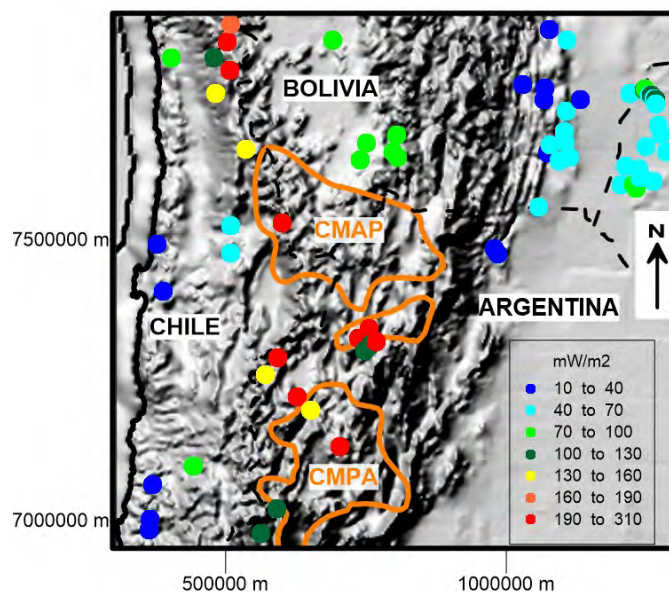


Figura 2. Datos de flujo térmico superficial disponibles para la zona de estudio (mW/m^2). Círculos: valores de flujo térmico superficial; línea negra discontinua: límites tectónicos; línea negra continua: línea de costa; línea naranja continua: ubicación en profundidad del Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (CMAP) y del Cuerpo Magmático de la Puna Austral (CMPA). Proyección UTM (-69).

continental adelgazada (González et al. 2003, Lucassen et al. 2006, Rossel et al. 2013). Hacia el este, la Precordillera Chilena corresponde a un cinturón orgénico de piel gruesa, constituido por rocas ígneo-metamórficas paleozoicas, rocas

volcánicas y sedimentarias mesozoicas y terciarias y plutones de edad Cretácica Tardía a Paleógena (Amilibia et al. 2008, Lucassen et al. 2001, Mpodozis y Ramos 1989, Scheuber et al. 1994). La Cordillera Occidental constituye el arco volcánico actual y está formada por rocas sedimentarias mesozoicas y grandes volúmenes de rocas volcánicas y plutónicas terciarias (Scheuber y Reutter 1992). Hacia el este se encuentra el plateau Altiplano-Puna, que es una región intraorogénica endorreica con grandes elevaciones. El Altiplano-Puna incluye numerosas cuencas limitadas por fallas, cuyo relleno sedimentario (rocas clásticas, evaporíticas y volcánicas), mayormente cenozoico, localmente alcanza espesores mayores a los 6 km y se apoya sobre un basamento dado por rocas ígneas y metamórficas neoproterozoicas superiores a paleozoicas (Alonso et al. 1991, Jordan y Alonso 1987, Siks y Horton 2011). La Cordillera Oriental corresponde a una faja corrida de piel gruesa, compuesta principalmente por rocas metamórficas neoproterozoicas superiores a paleozoicas, cubiertas por rocas sedimentarias y volcánicas cretácicas y cenozoicas (Mon y Salfity 1995). En transición hacia el antepaís se encuentra la faja plegada y corrida de piel fina de las Sierras Subandinas. Las mismas están constituidas por rocas sedimentarias paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas, encontrándose cuencas de *piggy-back* que son cada vez más jóvenes hacia el este (Dunn et al. 1995, Mingramm et al. 1979). Hacia el sur, el Sistema de Santa Bárbara consiste de rocas paleozoicas, cubiertas por rocas sedimentarias y volcánicas cretácicas y cenozoicas asociadas a un episodio de rifting que tuvo lugar en el Cretácico. Dicho rifting fue invertido durante la deformación compresional correspondiente al acortamiento andino (Kley y Monaldi 2002, Marquillas et al. 2005, Mon y Salfity 1995). Por otra parte, las Sierras Pampeanas corresponden a bloques de basamento limitados por fallas inversas, compuestos principalmente por rocas ígneas y metamórficas proterozoicas superiores a paleozoicas, que comenzaron a elevarse durante el Mioceno medio (Toselli et al. 1978, Jordan y Allmendinger 1986, Strecker et al. 1989). El Chaco es una extensa planicie cuaternaria con una elevación promedio de ~ 160 m. La interpretación de su evolución estratigráfica y tectónica está basada en el estudio de afloramientos de muy escasa extensión y en datos de pozos de exploración de hidrocarburos y agua (Wiens 1995). Esta cuenca se caracteriza por la ocurrencia de tres grandes episodios y estilos de sedimentación: 1) sedimentación clástica y carbonática entre el Proterozoico tardío y el Pérmico Temprano, en ambientes marinos y continentales, desarrollada fundamentalmente en una plataforma; 2) sedimentación clástica y carbonática entre el Jurásico tardío/Cretácico temprano y el Eoceno Medio, formando un espeso relleno continental en cuencas de rift, con

transgresiones marinas locales y; 3) sedimentación terrígena clástica y evaporítica con incursiones marinas locales desde el Eoceno medio hasta el Cuaternario, en una configuración de cuenca de antepaís asociada a la deformación Andina (Wiens 1995).

En cuanto a la evolución de los Andes Centrales, el arco magmático migró progresivamente hacia el este desde el Cretácico Tardío, alcanzando su posición actual en la Cordillera Occidental en el Oligoceno (e.g. Scheuber y Reutter 1992). Desde el Oligoceno hasta la actualidad el volcanismo se ha focalizado en la Cordillera Occidental y el Altiplano-Puna (e.g. Trumbull et al. 2006). Por otra parte, si bien la deformación compresional comenzó en el Cretácico (e.g. Bascuñán et al. 2016), el acortamiento más intenso tuvo lugar aproximadamente a partir de los 30 Ma (e.g. Allmendinger et al. 1997, Uba et al. 2006), comenzando en el Altiplano y migrando luego hacia la Puna (e.g. Oncken et al. 2006). El inicio de la deformación en el antepaís es diacrónico; mientras que en las Sierras Subandinas comenzó hace ~ 15–10 Ma (McQuarrie 2002), el antepaís fragmentado del Sistema de Santa Bárbara registró deformación recién en el Plioceno (Kley y Monaldi 2002).

METODOLOGÍA

Isostasia térmica

Se entiende por isostasia térmica al proceso que puede generar cambios en la elevación topográfica debido a variaciones en el régimen térmico litosférico. En este caso, los cambios en elevación son la consecuencia de la variación de densidad de las rocas debido a la expansión térmica (Hasterok y Chapman 2007a). Si se tienen en cuenta dos estados térmicos diferentes de la litosfera caracterizados por una geoterma regional $T(z)$ y una geoterma de referencia $T_{ref}(z)$, respectivamente, es posible calcular el cambio de elevación correspondiente, $\Delta\varepsilon_{ter}$, mediante (Hasterok y Chapman, 2007a):

$$\Delta\varepsilon_{ter} = \alpha_v \int_0^{z_{m\acute{a}x}} [T(z) - T_{ref}(z)] dz \quad (2)$$

donde α_v es el coeficiente de expansión térmica. Considerando que ambas litosferas tienen la misma adiabata, la máxima profundidad de integración, $z_{m\acute{a}x}$, es la profundidad a la cual la geoterma más fría converge a una adiabata mantélica.

Con la finalidad de calcular geotermas regionales a escala litosférica, compilamos datos de flujo térmico superficial para los Andes Centrales (e.g. Henry y Pollack 1988, Hamza y Muñoz 1996, Springer y Förster 1998, Hamza et al. 2005) (Fig. 2). El Cuadro 1 muestra los datos de flujo térmico su-

perforal disponibles, los cuales varían entre 10 y 304 mW/m². Se identifica la existencia de una zona central que se extiende en dirección N-S entre aproximadamente los 19° y los 27° S, donde el flujo térmico superficial es mayor a 70 mW/m² (Fig. 2). Esta zona coincide con la Cordillera Occidental, el Atiplano y la Puna. En cambio, el antearco en Chile y las Sierras Subandinas, presentan valores de flujo térmico superficial considerablemente menores a 70 mW/m². Hacia el este, en el antepaís del Chaco, el flujo superficial aumenta nuevamente alcanzando valores mayores a los 100 mW/m² en algunos casos (Fig. 2).

Los procesos térmicos dominantes en la litosfera continental son la producción de calor radiogénico y el transporte de calor conductivo hacia la superficie (Turcotte y Schubert 2002). Mientras que las geotermas oceánicas reflejan mayormente la edad de la litosfera, se suele relacionar a las geotermas continentales con el flujo de calor superficial (e.g. Chapman y Pollack 1977, Turcotte y Schubert 2002, Hasterok y Chapman 2007a). En consecuencia, en este trabajo, para intentar describir las variaciones laterales en el estado térmico de la litosfera continental, se calculó una familia de geotermas en función de los valores observados de flujo térmico superficial. Con la finalidad de predecir los cambios de elevación esperados para diferentes estados térmicos de la litosfera (Hasterok y Chapman 2007a), se construyó una curva de isostasia térmica que relaciona la elevación relativa con el flujo térmico superficial (Fig. 3). Para calcular dicha elevación relativa es necesario definir una geoterma de referencia. Se asumió que la geoterma de referencia corresponde a un flujo térmico superficial de 40 mW/m² y que una columna litosférica con un estado térmico representado por dicha geoterma de referencia tiene una elevación de 0 km (Hasterok y Chapman 2007a).

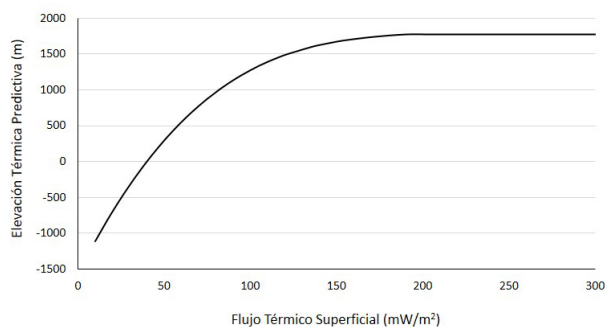


Figura 3. Relación isostática térmica que muestra la elevación térmica predictiva para cada valor de flujo térmico superficial, obtenida usando como referencia la geoterma que corresponde a un flujo térmico superficial de 40 mW/m², y asignándole a la litosfera correspondiente una elevación de 0 m.

Familia de geotermas y elevaciones relativas correspondientes a isostasia térmica

Se derivó una familia de geotermas a partir de un modelo termal basado en un modelo gravimétrico composicional y de densidades 3D (Prezzi et al. 2014, Ibarra et al. 2019). Se utilizó un código de Matlab, GeothermMOD1.2 (Casini 2011), para construir el modelo termal. GeothermMOD1.2 (Casini 2011) calcula geotermas conductivas 1D considerando estado estacionario e incluyendo producción de calor radiogénico. En este código, Casini (2011) consideró que los parámetros más importantes que controlan la variación de temperatura con la profundidad en la corteza son la temperatura superficial, el flujo de calor a través del Moho, la conductividad térmica, densidad y espesor de cada capa y la distribución vertical de elementos productores de calor ^{238,235}U, ²³²Th and ⁴⁰K. GeothermMOD1.2 (Casini 2011) permite construir modelos compuestos por hasta cinco capas diferentes. La temperatura en la base de cada capa de espesor finito z, caracterizada por una producción de calor volumétrico A, una conductividad térmica k, una temperatura superficial T₀ y un flujo térmico basal q_b está dada por:

$$T = -Az^2/2k + (q_b + Az)z/k + T_0 \quad (3)$$

El espesor y la densidad de cada una de las capas incluidas en el modelo térmico fueron definidas a partir del modelo 3D de densidades desarrollado por Ibarra et al. (2019). Dicho modelo fue construido mediante el software de modelado IGMAS+ ("Interactive Gravity and Magnetic Application System"); (Schmidt y Götze 1999). La geometría de los cuerpos que componen dicho modelo está muy bien constreñida por una gran cantidad de datos adicionales geofísicos y geológicos: ubicación de hipocentros, líneas sísmicas de reflexión y refracción on y offshore, tomografías sísmicas, análisis de funciones receptoras, estudios magnetotelúricos y secciones estructurales balanceadas (e.g. Yuan et al. 2000, Brasse et al. 2002, Schurr y Rietbrock 2004, Assumpção et al. 2013, Bianchi et al. 2013, Calixto et al. 2013, Chulick et al. 2013, Ward et al. 2014, 2013, Liang et al. 2014). Los valores de densidad asignados a cada uno de los cuerpos que conforman el modelo fueron calculados a partir de datos publicados de composición química y mineralógica (e.g. Lucassen et al. 1999) e información acerca de las condiciones de presión y temperatura esperadas para cada cuerpo, y mediante la conversión de velocidades de onda P en densidades (Ibarra et al. 2019).

En el cálculo de la familia de geotermas, consideramos la existencia de diferentes capas con distintas propiedades: corteza superior, corteza media, corteza inferior, litosfera

Cuadro 1. Datos de flujo térmico superficial y las correspondientes elevaciones observadas y normalizadas para cada una de las unidades morfotectónicas de los Andes Centrales. Latitud: °S; longitud: °O; flujo térmico: mW/m²; elevación observada: m; elevación normalizada: m.

Latitud	Longitud	Flujo Térmico	Topografía Observada	Elevación Normalizada	Tipo de Dato	Ubicación	Referencia
-27.333	-68.37	100	4295	1692	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-26.92	-68.083	105	4118.6	1962.7	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-25.92	-66.97	190	5153.9	1321.2	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-25.333	-67.5	135	3726.7	1000.9	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-25.12	-67.73	205	3778.7	1234.5	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-24.37	-66.55	100	4494.1	823.9	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-24.27	-66.45	121	4462.1	821.7	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-24.23	-66.35	213	4029.2	2237.4	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-24.17	-66.67	237	4236.9	2106.6	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-24.017	-66.48	225	4420.4	1967.5	Geoquímico	Puna Austral - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-21.3	-66.683	94	3948.3	2161.2	Convencional	Altiplano -Bolivia	Hamza y Muñoz (1996)
-21.25	-66.05	70	3938.2	956.8	Convencional	Altiplano -Bolivia	Hamza y Muñoz (1996)
-21.167	-66.133	94	4224.9	1078.2	Convencional	Altiplano -Bolivia	Hamza y Muñoz (1996)
-21.033	-66.583	75	3894.7	1913.9	Convencional	Altiplano -Bolivia	Hamza y Muñoz (1996)
-20.9	-66.067	70	4188	1044.7	Mina Subterránea	Altiplano -Bolivia	Hamza y Muñoz (1996)
-19.383	-67.183	83	3773.9	1804.3	Convencional	Altiplano -Bolivia	Hamza y Muñoz (1996)
-27.267	-70.383	36	450.9	1573.4	Convencional	antearco - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-27.1	-70.35	36	1257.4	2073.2	Convencional	antearco - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-26.533	-70.3	10	963	1962.3	Convencional	antearco - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-22.678	-70.182	17	759	2570.1	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	antearco - Chile	Springer y Förster (1998)
-23.433	-70.093	24	890.4	2172	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	antearco - Chile	Springer y Förster (1998)
-19.6833	-69.9167	93	1117.2	2184.7	Desconocido	antearco - Chile	Hamza et al, (2005)
-26.25	-69.567	75	2591.4	1745.4	Convencional	antearco - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-22.372	-68.915	55	2455.6	2659.4	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	antearco - Chile	Springer y Förster (1998)
-22.818	-68.913	47	2576,1	2431.3	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	antearco - Chile	Springer y Förster (1998)
-19.683	-69.2	112	3353.1	2801.6	Geoquímico	Cordillera Occidental - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-20.25	-69.167	156	2889.2	2953.1	Geoquímico	Cordillera Occidental - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-19.417	-68.967	301	4275.7	2745	Geoquímico	Cordillera Occidental - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-19.883	-68.933	287	4204.4	1542.8	Geoquímico	Cordillera Occidental - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-19.133	-68.917	171	4388.6	1567.7	Geoquímico	Cordillera Occidental - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-21.152	-68.652	150	4002.1	2358.4	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Cordillera Occidental - Chile	Springer y Förster (1998)
-24.78	-68.3	140	3716.1	2085	Geoquímico	Cordillera Occidental - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-24.5	-68.083	215	4506.5	1671.1	Geoquímico	Cordillera Occidental - Argentina	Hamza y Muñoz (1996)
-22.333	-68.017	304	4256.9	220,9	Geoquímico	Cordillera Occidental - Chile	Hamza y Muñoz (1996)
-22.681	-64.348	39	602.9	483.3	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-22.766	-64.28333	27	552.3	549.9	Convencional	Sierras Subandinas - Bolivia	Hamza y Muñoz (1996)
-20.042	-63.947	32	1135.9	754.6	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-21.991	-63.598	55	662.8	1071.9	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-20.265	-63.578	38	1464.9	1132.8	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)

-20.083	-63.563	21	1080.3	937.5	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-19.14	-63.528	36	903.5	849.3	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-21.123	-63.488	38	950.3	1081.5	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-20.9833	-63.45	47	1178.4	1118.4	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-21.245	-63.288	42	393.3	846.7	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-19.3	-63.22	40	663	938.6	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-20.762	-63.215	43	681.4	1037.6	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-20.433	-63.2	55	839.7	1111.9	Fondo de Pozo	Sierras Subandinas - Bolivia	Henry y Pollack (1988)
-20.93	-63.185	47	583	1007.4	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-21.1733	-63.102	49	569	1113.7	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-20.25	-62.957	38	552	1137.3	Fondo de Pozo-Perfil de Temperatura	Sierras Subandinas - Bolivia	Springer y Förster (1998)
-21.5833	-62.1997	47	256.4	1314	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-21.2833	-62.15	57	272.3	1348.1	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.1095	-62.1205	66	386.2	1548.4	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-21.5667	-62	87	243.3	1322	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-21.63	-61.9453	91	233.1	1318.4	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-21.3138	-61.9228	60	249.2	1362.4	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-21.4483	-61.8905	50	230.1	1337.5	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.0533	-61.8867	107	354.7	1552	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-21.42	-61.8783	65	232.2	1344.1	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.0388	-61.87	82	356.7	1551	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.95	-61.8158	62	265.2	1442.3	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.1303	-61.7868	60	332	1571.4	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.125	-61.7555	117	327.5	1568	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.1779	-61.72	63	324.3	1566.2	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.2	-61.6833	109	315.2	1561.2	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.275	-61.6742	59	301.9	1542.8	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-21.5081	-61.6575	52	307	1386.1	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.6017	-61.62	58	270.4	1479.8	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-20.7417	-61.5638	56	250	1441.9	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)
-21.0205	-61.4611	60	218.7	110.,9	Fondo de Pozo	antepaís del Chaco - Paraguay	Hamza et al, (2005)

mantélica, cuña astenosférica y astenosfera. Asumimos una temperatura superficial de 25°C y un flujo térmico basal de 30 mW/m² excepto para la Puna Austral donde se consideró un valor de 40 mW/m². Esta diferencia en flujo térmico basal se utilizó con la finalidad de reproducir el flujo térmico más elevado y la mayor contribución astenosférica al balance térmico existente en la Puna Austral (Casini 2011, Prezzi et al. 2014). En cuanto a la abundancia de elementos productores de calor y considerando la completa ausencia de estimaciones para la región estudiada, utilizamos los valores promedio propuestos por Rudnick y Gao (2003) para la corteza superior (⁴⁰K =

2.8%, U = 2.7 ppm, ²³²Th = 10.5 ppm), la corteza media (⁴⁰K = 2.3%, U = 1.3 ppm, ²³²Th = 6.5 ppm) y la corteza inferior (⁴⁰K = 0.61%, U = 0.2 ppm, ²³²Th = 1.2 ppm). Asumimos que no hay producción de calor sub-cortical. Por otra parte, tampoco existen valores de conductividad térmica disponibles para los Andes Centrales. Hasterok y Chapman (2011) propusieron un modelo de producción de calor para la litosfera continental. Estos autores estimaron valores de conductividad térmica dependientes de la presión, la temperatura y la composición, asumiendo una composición mineralógica promedio de la litosfera sobre la base de tipos litológicos comunes. El mo-

delo composicional de estos autores consiste en una corteza superior granodiorítica (0 - 16 km), una corteza media tonalítica (16 - 23 km) y una corteza inferior máfica granulítica (23 - 39 km). Dichas composiciones y espesores corticales coinciden aproximadamente con las estimaciones de Rudnick y Gao (2003). Por lo tanto, siguiendo a Hasterok y Chapman (2011), para calcular la familia de geotermas se utilizaron los siguientes valores de conductividades térmicas: 2.3 W/mK para la corteza superior y media, 2.6 W/mK para la corteza inferior, 2.7 W/mK para la cuña astenosférica, 2.8 W/mK para el manto litosférico y 3.0 W/mK para la astenosfera. Para el cálculo de la geoterma de referencia (que corresponde a un flujo térmico superficial de 40 mW/m² y a una elevación de 0 km) se consideraron las siguientes conductividades térmicas promedio: 3.15 W/mK para la corteza superior, 2.5 W/mK para la corteza media, 2.3 W/mK para la corteza inferior, 3.2 W/mK para el manto litosférico y 3.3 W/mK para la astenosfera (Hasterok y Chapman, 2011). Se emplearon valores diferentes a los usados para el orógeno (donde los valores de flujo térmico superficial son mayores a 70 mW/m²; Cuadro 1) debido a la dependencia de la conductividad térmica de la presión y la temperatura (Hasterok y Chapman, 2011).

Los espesores y densidades de cada capa para el cálculo de la familia de geotermas fueron derivados del modelo litosférico 3D de densidades (Ibarra et al. 2019). En el caso de la geoterma de referencia, se usaron espesores y densidades promedio correspondientes a las unidades del modelo 3D de densidades del antepaís del Chaco. Decidimos utilizar dichos valores considerando que la elevación promedio es de aproximadamente 200 - 300 m.

A partir de esta familia de geotermas se derivó la curva de isostasia térmica (Fig. 3). Considerando la geoterma que corresponde a un flujo térmico superficial de 40 mW/m² como referencia y asignándole a la litosfera en dicho estado térmico una elevación de 0 km (Hasterok y Chapman 2007a), podemos predecir la contribución térmica a la elevación actual para diferentes valores de flujo térmico superficial (Ec. (2) con $\alpha_v = 3.0 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$). Puede observarse que la máxima elevación que resultaría de la isostasia térmica, según predice esta curva, es de ~ 1.8 km (Fig. 3).

Cálculo de la elevación normalizada (Eliminación de efectos composicionales)

La contribución térmica a la elevación continental es difícil de determinar porque las variaciones del espesor y la composición cortical (densidad) la pueden enmascarar. Para aislar la componente térmica de la elevación actual es necesario remover las variaciones composicionales mediante una corrección isostática a la topografía observada. Esta corrección

normaliza cualquier columna de corteza a una corteza asumida como estándar (Hasterok y Chapman 2007a) (Fig. 4). Consideramos un espesor cortical estándar (h_{cst}) de 40 km, una densidad del volumen de corteza sobre el nivel del mar (ρ_t) de 2.67 Mg/m³ (1 Mg/m³ = 1 g/cm³), una densidad cortical estándar (ρ_{cst}) de 2.8 Mg/m³ y una densidad del manto (ρ_m) de 3.3 Mg/m³. Es importante mencionar que dichos valores coinciden con los estimados por Christensen y Mooney (1995). Estos autores calcularon espesores y densidades globales promedio para la corteza continental de 41.5 km y 2.83 Mg/m³, respectivamente. Para poder calcular la elevación normalizada (ϵ_{norm}) para cada punto deben conocerse tres parámetros: topografía observada (ϵ_{obs}), espesor cortical "real" (h_c) y densidad cortical "real" (ρ_c) (Fig. 4). La corrección isostática que permite remover las variaciones composicionales se lleva adelante mediante las siguientes ecuaciones, considerando el esquema presentado en la figura 4:

$$\epsilon_{obs} \rho_t + h_c \rho_c + h_m \rho_m = h_{cst} \rho_{cst} \quad (4)$$

$$\epsilon_{obs} + h_c + h_m + \Delta\epsilon_{comp} = h_{cst} \quad (5)$$

De la ecuación (5) se puede despejar h_m :

$$h_m = h_{cst} - \epsilon_{obs} - h_c - \Delta\epsilon_{comp} \quad (6)$$

Reemplazando h_m (6) en la ecuación (4) se obtiene $\Delta\epsilon_{comp}$

$$\Delta\epsilon_{comp} = \epsilon_{obs} \left(\frac{\rho_t}{\rho_m} - 1 \right) + h_{cst} \left(1 - \frac{\rho_{cst}}{\rho_m} \right) - h_c \left(1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \quad (7)$$

Como:

$$\epsilon_{norm} = \epsilon_{obs} + \Delta\epsilon_{comp} \quad (8)$$

Entonces:

$$\epsilon_{norm} = \epsilon_{obs} \frac{\rho_t}{\rho_m} + h_{cst} \left(1 - \frac{\rho_{cst}}{\rho_m} \right) - h_c \left(1 - \frac{\rho_c}{\rho_m} \right) \quad (9)$$

La topografía observada (ϵ_{obs}) se obtuvo a partir del modelo de elevación digital GTOPO30 (U.S. Geological Survey 1997). Las densidades corticales "reales" (ρ_c) y los espesores corticales "reales" (h_c) se determinaron a partir del modelo litosférico de densidades 3D mencionado anteriormente (Ibarra et al. 2019). Por lo tanto, el espesor cortical "real" (h_c) para cada punto se tomó de la profundidad del Moho modelado. Con respecto a la densidad, la corteza modelada está compuesta por varios cuerpos con diferentes espesores y densidades, que representan la corteza superior, media e inferior, por lo que fue necesario calcular una densidad promedio para cada columna cortical. Para ello, la carga total a la profundidad del Moho fue estimada para cada punto, y a partir de ella se calculó la densidad cortical "real" (ρ_c) representativa en cada posición:

$$\rho_c = \frac{C}{h_c} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i h_i}{h_c} \quad (10)$$

Donde C es la carga y h_i y ρ_i son el espesor y densidad de cada cuerpo cortical modelado a lo largo de la columna vertical correspondiente a cada punto.

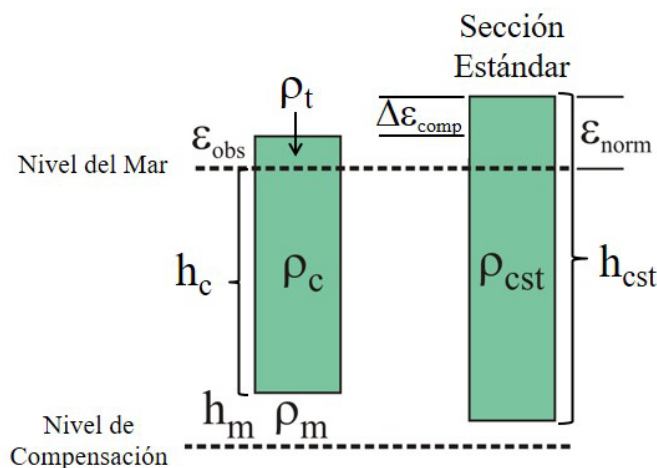


Figura 4. Esquema que muestra los parámetros utilizados en la normalización composicional de la elevación. La columna cortical observada (izquierda) es ajustada a una sección cortical estándar (espesor cortical estándar de 40 km y densidad cortical estándar de 2.8 Mg/m³).

RESULTADOS

La figura 5 presenta los valores de topografía actual y elevación normalizada vs. flujo térmico superficial para las distintas unidades morfotectónicas de los Andes Centrales. Puede observarse que en el caso del Altiplano-Puna (Fig. 5a) y de la Cordillera Occidental (Fig. 5b) la elevación normalizada presenta un mejor ajuste con la curva predictiva de elevación térmica que la topografía actual. Los correspondientes errores cuadráticos medios (RMS) son mucho menores para la elevación normalizada (0.57 km para el Altiplano-Puna y 0.78 km para la Cordillera Occidental) que para la topografía actual (2.85 km para el Altiplano-Puna y 2.31 km para la Cordillera Occidental). En el caso del Altiplano-Puna la elevación normalizada arroja un valor promedio de 1508 m (desviación estándar 566 m), mientras que para la Cordillera Occidental dicho valor es de 2214 m (desviación estándar 545 m). Además, la elevación normalizada es considerablemente menor que la topografía actual. Un resultado similar fue obtenido previamente por Prezzi et al. (2014) para el Altiplano y la Puna Austral. La coincidencia entre la elevación normalizada y la curva predictiva de elevación térmica sugiere una contri-

bución de la isostasia térmica de aproximadamente 1.5 km a la topografía observada en el caso del Altiplano-Puna y de aproximadamente 2 km en el caso de la Cordillera Occidental. Por el contrario, para el resto de las unidades morfotectónicas, el ajuste entre la topografía actual y la curva predictiva de elevación térmica es mejor que en el caso de la elevación normalizada (Fig. 5c-e). Esto queda en evidencia al comparar los correspondientes RMS (Cuadro 2). En la mayoría de estos casos la elevación normalizada es mayor a la topografía observada y no ajusta con la curva predictiva de contribución térmica a la topografía observada.

Con la finalidad de evaluar mejor la existencia de posibles diferencias en la contribución térmica a la elevación actual se construyó un mapa de la elevación normalizada para toda la región estudiada (Fig. 6) utilizando la estructura de densidades del modelo 3D de Ibarra et al. (2019). Puede verse que las menores contribuciones térmicas a la topografía observada corresponden al Altiplano - Puna Norte y a las Sierras Subandinas (aproximadamente entre 500 y 1500 m). Por el contrario, las mayores contribuciones corresponden a la región más occidental del antearco y al sector norte de la Cordillera Occidental (aproximadamente entre 1500 y 3500 m).

Por otra parte, la figura 7 presenta la corrección isostática aplicada para obtener la elevación normalizada. Puede observarse que mientras dicha corrección alcanza los máximos valores negativos para el Altiplano, la Puna y la Cordillera Occidental, presenta los máximos valores positivos en el oeste del antearco y en el antepaís del Chaco, arrojando valores intermedios para las Sierras Subandinas y el sector oriental del antearco. Este patrón de variación evidencia que la corrección isostática es función del espesor cortical y la densidad.

DISCUSIÓN

Incertidumbres y limitaciones

Varios autores (e.g. Fukahata y Matsu'ura 2001, Currie y Hyndman 2006, Hasterok y Chapman 2007a) consideran que los valores de flujo térmico mayores que 120-150 mW/m² representan la ocurrencia de efectos no conductivos, y los filtran para excluir sitios probablemente afectados por procesos advectivos. Hasterok y Chapman (2007a) concluyeron que las geotermas calculadas para valores de flujo térmico mayores que 120 mW/m² implican que se alcanzan condiciones de fusión en la corteza inferior y el manto superior. Teniendo en cuenta que la Cordillera Occidental corresponde al arco volcánico actual, que debajo del Altiplano-Puna se ha documentado la presencia de zonas de fusión parcial a profundidades midcorticales (CMAP y CMPA), que en la superficie se

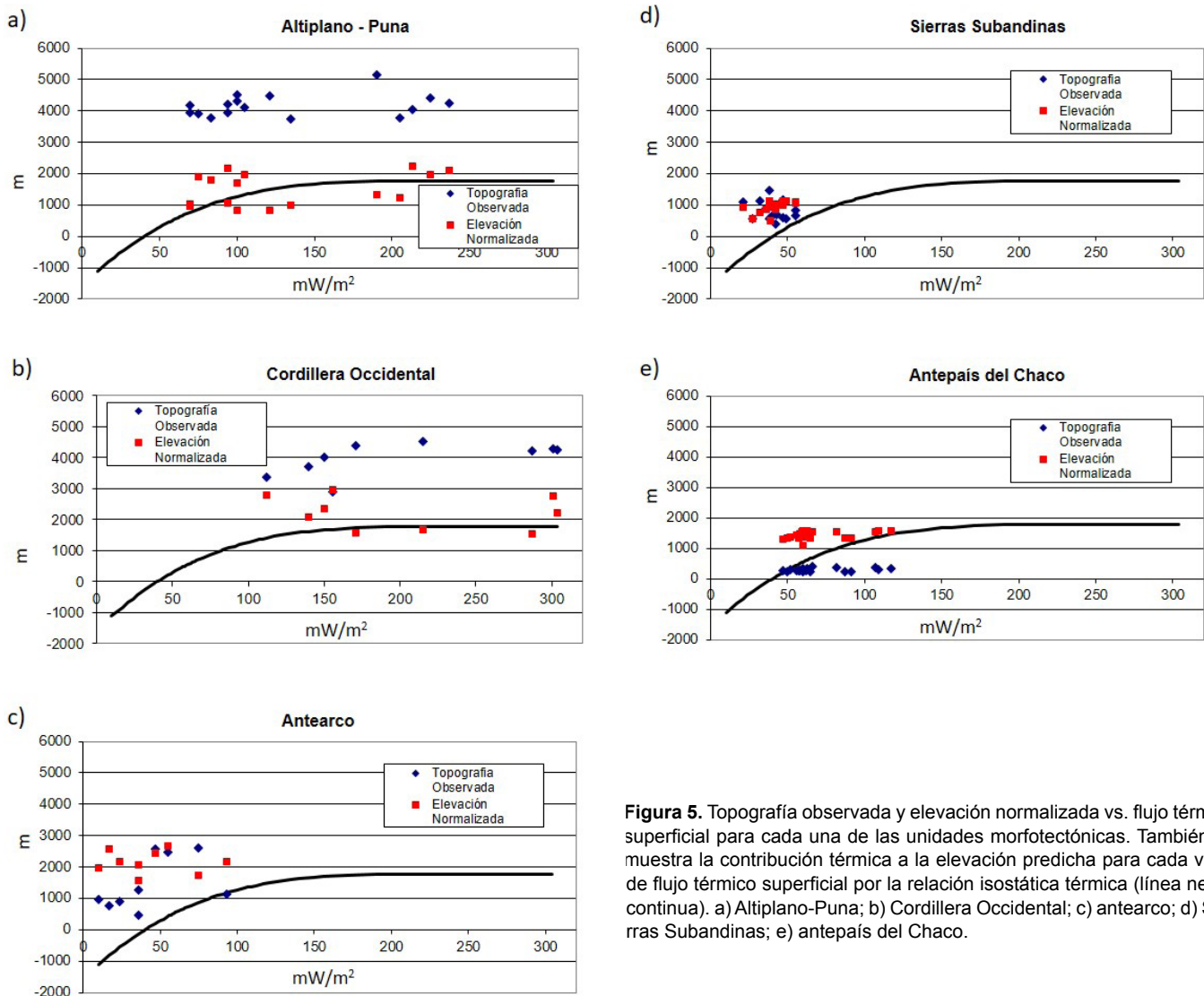


Figura 5. Topografía observada y elevación normalizada vs. flujo térmico superficial para cada una de las unidades morfotectónicas. También se muestra la contribución térmica a la elevación predicha para cada valor de flujo térmico superficial por la relación isostática térmica (línea negra continua). a) Altiplano-Puna; b) Cordillera Occidental; c) antearco; d) Sierras Subandinas; e) antepais del Chaco.

encuentra una provincia volcánica ignimbrítica de enormes dimensiones (Complejo Volcánico Altiplano-Puna) y que se ha propuesto la existencia de una pluma mantélica debajo de la Puna Austral (Wölbern et al. 2009); decidimos no restringir los valores de flujo térmico a utilizar en nuestro análisis con la finalidad de investigar posibles diferencias en el estado térmico de la litosfera.

Por otra parte, la calidad de los datos de flujo térmico superficial es variable, hay valores obtenidos mediante métodos convencionales y estimaciones basadas en geoquímica, minería subterránea y datos de fondo de pozo (Cuadro 1). Puede observarse en la Cuadro 1 que sólo una cantidad minoritaria de los datos corresponde a valores obtenidos mediante métodos convencionales, resultando obvias las limitaciones impuestas a nuestro análisis por la base de datos disponible. Además, como fuera previamente notado por Hamza et al. (2005), resulta muy difícil evaluar el error de los valores obte-

nidos mediante diferentes métodos. El método convencional se basa en la medición directa del gradiente de temperatura y de la conductividad térmica. Por lo tanto, se pensaba que este método proveía valores representativos. Sin embargo, Hamza y Muñoz (1996) consideran que deberían tratarse con precaución aquellos casos en los que sólo se disponga de mediciones convencionales aisladas. El método de minas subterráneas es uno de los más antiguos, pero es dificultoso hacer las correcciones a los datos de temperatura obtenidos en las minas y resulta problemático eliminar las perturbaciones introducidas por la ventilación (Hamza y Muñoz 1996). Generalmente, los métodos geoquímicos se utilizan para realizar estimaciones de flujo térmico local en sitios con actividad geotérmica. Hamza y Muñoz (1996) resaltaron que no se han llevado a cabo relevamientos de detalle de los patrones de flujo térmico en zonas de fuentes termales que permitan comprender la variabilidad local en el flujo de calor en las cer-

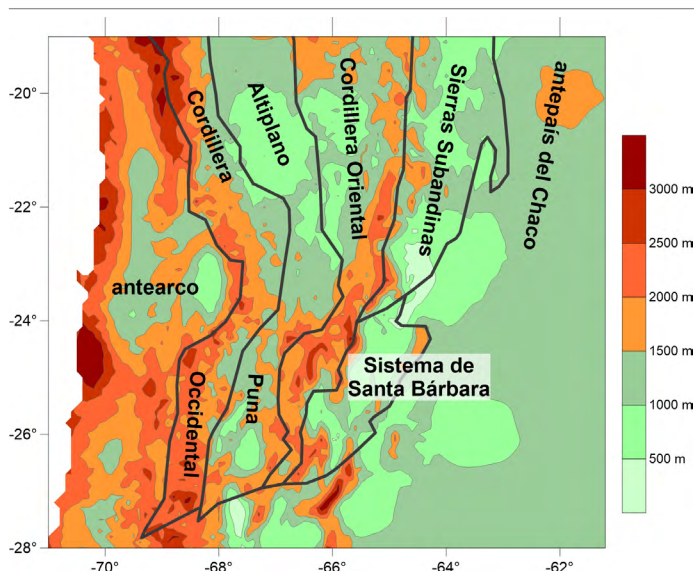


Figura 6. Mapa de elevación normalizada para toda la región de estudio, calculada según la ecuación (4) en una grilla regular de columnas litosféricas 1D, usando la estructura de densidades del modelo 3D de Ibarra et al. (2019).

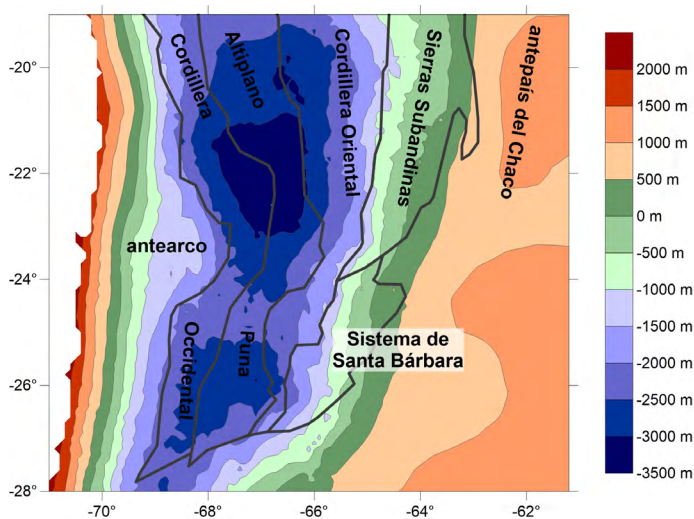


Figura 7. Mapa mostrando la corrección composicional calculada para toda la región de estudio en una grilla regular de columnas litosféricas 1D, usando la estructura de densidades del modelo 3D de Ibarra et al. (2019).

canías de las zonas de descarga. Dichos relevamientos son muy costosos, ya que implicarían realizar una extensa red de perforaciones. En consecuencia, la suposición de que los métodos geoquímicos son poco confiables no está avalada por criterios objetivos (Hamza y Muñoz 1996). Hamza et al. (2005) indicaron que los datos geoquímicos son útiles para determinar tendencias regionales en zonas con poca densidad de datos. Particularmente en el caso de Sudamérica, Hamza et al. (2005) notaron que cuando se descartaban los datos geoquímicos los resultados obtenidos eran representativos del flujo térmico regional en áreas tectónicamente tranquilas (cuencas Precordilleranas en el oeste y la plataforma

Brasilera en el este). Pero solo cuando se consideraban todos los datos (inclusive los geoquímicos), se arribaba a resultados representativos del flujo térmico regional en áreas que registran actividad tectónica y/o magmática reciente (la cordillera Andina).

Es importante tener presente que nuestro cálculo de la curva teórica de isostasia térmica (curva predictiva) involucra una serie de supuestos. Uno de ellos es que la litosfera se encuentra en estado de equilibrio térmico. Sin embargo, el equilibrio térmico puede perderse fácilmente debido a cambios de temperatura o del flujo de calor en la base de la litosfera; o por la remoción o adición de material en su techo mediante erosión o sedimentación, en profundidades intermedias mediante procesos tectónicos o en su base debido a procesos convectivos. Particularmente, en los Andes Centrales la deformación se encuentra activa, registrándose significativas tasas de erosión y sedimentación. Por otra parte, Kay et al. (1994) postularon la ocurrencia de delaminación litosférica debajo de la Puna Austral (~ 24° - 27°S) a los ~ 3 - 2 Ma. Este evento de delaminación sugeriría que la Puna Austral podría encontrarse en estado térmico transitorio, sin embargo, es muy difícil modelar geotermas transitorias con precisión (Hasterok y Chapman 2007b). Teniendo en cuenta esta dificultad, en este trabajo se modelaron las geotermas litosféricas considerando estado estacionario. Cualquier desviación de los modelos calculados debida a procesos transitorios resultará en una elevación residual que deberá ser tenida en cuenta en las interpretaciones (Hasterok y Chapman 2007b). Otro supuesto es que el calor es transmitido exclusivamente por conducción. En realidad, procesos relacionados con sistemas hidrotermales, acuíferos regionales y sistemas magmáticos pueden generar advección de calor. Al respecto, la ocurrencia de generación de magma, su acumulación a profundidades mid-corticales (CMAP y CMPA) y su erupción está muy bien documentada en la Puna y la Cordillera Occidental durante el Mioceno y Plioceno (e.g. de Silva y Gosnold 2007, Kay y

Cuadro 2. Error cuadrático medio (RMS) entre la topografía observada y la curva predictiva de elevación térmica y entre la elevación normalizada y la curva predictiva de elevación térmica para cada unidad morfoestructural. RMS: m.

Unidad morfoestructural	RMS (m) - Topografía observada vs. Elevación térmica predictiva	RMS (m) - Elevación normalizada vs. Elevación térmica predictiva
Antearco	1628	2306
Cordillera Occidental	2310	779
Altiplano-Puna	2848	570
Sierras Subandinas	919	984
Antepaís del Chaco	558	791

Coira 2008, Bianchi et al. 2013). De Silva y Gosnold (2007) llevaron adelante simulaciones numéricas utilizando un modelo térmico conductivo, concluyendo que la presencia del CMAP tiene un impacto significativo en el estado térmico de la corteza. Estos autores observaron que la perturbación de las geotermas luego del establecimiento del CMAP alcanzaba un máximo luego de 5 m.y., registrándose pocos cambios después de ese tiempo. La geoterma perturbada modelada por de Silva y Gosnold (2007) presenta temperaturas de $\sim 800^\circ\text{C}$ - 1000°C a ~ 15 - 19 km de profundidad. Currie y Hyndman (2006) concluyeron, sobre la base de datos geofísicos y petrológicos, que la corteza media de los Andes Centrales se encuentra a temperaturas de $\sim 800^\circ\text{C}$ a 20 - 25 km de profundidad. Hasterok y Chapman (2007a) notaron que las geotermas conductivas obtenidas para valores de flujo térmico superficial mayores que 120 mW/m^2 generaban condiciones de fusión en la corteza inferior. Según nuestros cálculos, las geotermas construidas para valores de flujo térmico superficial mayores que 150 - 200 mW/m^2 también presentan temperaturas mayores a los 800°C a ~ 20 - 25 km de profundidad. Estos resultados coinciden con los obtenidos por Ibarra et al. (2021) en su modelo térmico conductivo 3D desarrollado para los Andes Centrales considerando estado estacionario. Por lo tanto, decidimos mantener nuestro modelo térmico lo más simple posible, interpretando los desajustes con la curva de isostasia térmica teórica en términos de propiedades y procesos que difieren de los modelos utilizados en este trabajo (Hasterok y Chapman 2007a). Los últimos supuestos son que la conductividad térmica y el coeficiente volumétrico de expansión térmica son constantes. En realidad, ambos parámetros varían con la profundidad.

Implicaciones de los resultados

Nuestros resultados sugieren que mientras la contribución térmica a la topografía actual del Altiplano-Puna es de aproximadamente 1.5 km (en coincidencia con lo reportado por Prezzi et al. 2014), en el caso de la Cordillera Occidental sería de alrededor de 2 km. Teniendo en cuenta el escaso número y baja calidad de los datos de flujo térmico superficial disponibles y los modelos térmicos extremadamente simples utilizados para calcular la curva teórica predictiva, estos valores de elevación térmica deben ser considerados como estimaciones aproximadas. Sin embargo, es importante resaltar que debido a la gran cantidad y variedad de datos adicionales incluidos en el modelo de densidades 3D desarrollado por Ibarra et al. (2019), la confiabilidad de la corrección composicional realizada es muy elevada.

En el caso de la Cordillera Occidental se observa un mayor valor de RMS que en el caso del Altiplano-Puna (Cuadro

2). Considerando que esta unidad morfotectónica corresponde al arco volcánico actual, sería esperable la ocurrencia de fenómenos advectivos debido a actividad magmática y/o hidrotermalismo. El cálculo de la curva predictiva de elevación térmica se realizó asumiendo transmisión de calor únicamente por conducción, lo que podría explicar su ajuste más pobre con la elevación normalizada.

Por otra parte, para todas las otras unidades morfotectónicas no se registra un mejor ajuste de la topografía con la curva predictiva luego de eliminar los efectos composicionales, sino todo lo contrario (Fig. 5c-e, Cuadro 2). Este desajuste sugiere que en dichas unidades morfotectónicas deben considerarse otros procesos no contemplados en nuestros cálculos.

En el caso de las Sierras Subandinas la topografía actual promedio es de 801 m (con una desviación estándar de 293 m), mientras que la elevación normalizada promedio es de 948 m (con una desviación estándar de 205 m). El desajuste observado sugeriría que los valores de flujo térmico superficial registrados serían anómalamente bajos. Dichos valores podrían explicarse considerando que la zona, al menos en parte, podría encontrarse en estado térmico transitorio (es decir, no estacionario). Este desequilibrio térmico podría deberse a las elevadas tasas de sedimentación registradas durante el Terciario. Uba et al. (2006) documentaron una tasa de sedimentación promedio de ~ 300 m/Ma entre los 19° - 22°S y los 64° - 63°O , habiéndose depositado un espesor de sedimentos de ~ 7.5 km durante los últimos 25 Ma. Sin embargo, Uba et al. (2009) reportaron períodos durante los cuales las tasas de sedimentación alcanzaron los 628 m/Ma (entre los 8 - 6 Ma) y de 710 m/Ma (durante los últimos 2.1 Ma). Por otra parte, Hernández y Echavarría (2009) reportaron tasas de sedimentación promedio de ~ 550 m/Ma entre los 22° - 23°S y los 64.7° - 63.5°O , alcanzando valores máximos de hasta 1000 m/Ma entre los 8.5 y los 3 Ma, registrándose la depositación de más de 7.5 km de sedimentos durante los últimos 13.5 Ma. Durante el estado transitorio, producto de elevadas tasas de sedimentación registradas durante un tiempo suficientemente prolongado, se observa una disminución del gradiente geotérmico y del flujo térmico superficial (e.g. Wangen 1995, Allen y Allen 2013, Wangen 2010). Considerando la tasa de sedimentación de ~ 550 m/Ma documentada por Hernández y Echavarría (2009) durante los últimos 13.5 Ma, el flujo térmico superficial se vería reducido en un 35% (asumiendo una difusividad térmica de $10^{-6}\text{ m}^2/\text{s}$ y un gradiente geotérmico lineal en estado estacionario), siendo necesarios 105 Ma desde la finalización de la depositación para retornar al equilibrio térmico (estado estacionario) (Jaupart y Mareschal 2011). Dicha reducción, debida al estado térmico no estacionario, podría explicar el desajuste observado (Fig. 5d). Por otra parte, el

flujo térmico superficial también podría ser anómalamente bajo debido a la transmisión de calor por advección asociada a la circulación hidrológica de agua subsuperficial en áreas de recarga. El campo termal puede estar dominado por advección cuando se encuentran rocas con elevada permeabilidad, la cual depende no solo de la litología, sino también de la existencia de fracturación (e.g. Ehlers 2005). Las Sierras Subandinas constituyen un área de recarga donde tiene lugar infiltración de agua meteórica (Larroza y Fariña 2005) que podría reducir las temperaturas subsuperficiales, y por lo tanto el flujo térmico superficial.

El antepaís del Chaco presenta una topografía actual promedio de 286 m (con una desviación estándar de 49 m), mientras que la elevación normalizada promedio es de 1433 m (con una desviación estándar de 127 m). El desajuste observado en la figura 5e puede implicar que el flujo térmico superficial es anómalamente bajo. Sin embargo, esta unidad morfotectónica correspondería a una zona de descarga del agua meteórica infiltrada en las Sierras Subandinas. Dicha agua infiltrada aumentaría su temperatura, fluiría hacia el antepaís debido a variaciones laterales de presión y a la fuerza de gravedad y, posiblemente, generaría un aumento de la temperatura de los acuíferos en el Chaco (Husson y Moretti 2002). Por lo tanto, en el caso de ocurrencia de advección relacionada al flujo de agua subsuperficial, dicho proceso produciría un aumento del flujo térmico superficial registrado y no una reducción. En cuanto a la sedimentación, se ha documentado un espesor de 650 a 1000 m de sedimentos depositados durante los últimos 56 - 40 Ma (Wiens 1995, Torra 2005), obteniéndose una tasa de sedimentación promedio máxima de 25 m/Ma. Esta baja tasa de sedimentación registrada durante los últimos 40 Ma no sería suficiente como para causar una reducción significativa del flujo térmico superficial (la reducción sería de solo un 3%). Por otra parte, Husson y Moretti (2002) demostraron mediante sus modelos que es muy poco probable que la ocurrencia de corrimientos en fajas plegadas y corridas perturbe el campo termal de manera significativa. Teniendo en cuenta lo anteriormente mencionado, podría especularse que existen contribuciones a la elevación no tenidas en cuenta en nuestros cálculos. Una posibilidad es que parte de la elevación normalizada sea soportada por esfuerzos resultantes de mecanismos flexurales relacionados al bajocorrimiento del rígido cratón Brasilero, que se extiende hasta los 65.5°O entre 19° - 21°S (Beck y Zandt 2002). Sin embargo, no podría explicarse el desajuste de ~1 km entre la curva predictiva y la elevación normalizada mediante la flexura de una placa que en la zona del antepaís del Chaco tendría espesores elásticos de entre 50 - 60 km (Tassara 2005, Prezzi et al. 2009). Según los modelos de Coudert et

al. (1995) el abultamiento periférico del bajocorrimiento del cratón Brasilero presentaría una elevación máxima resultante de la flexura de ~ 200 m. Otra posible contribución a la elevación, que no fue considerada en la corrección isostática realizada, es la proveniente de variaciones composicionales en el manto litosférico. La flotabilidad del manto litosférico produce un efecto en la elevación similar al generado por la corteza. Asumiendo que el espesor litosférico subcortical es constante, el efecto en la elevación debido a diferencias de densidad mantélicas, $\Delta\varepsilon_m$, es:

$$\Delta\varepsilon_m = \frac{h_m}{\rho_a} (\rho_m - \rho'_m) \quad (11)$$

donde h_m es el espesor del manto litosférico, ρ_a es la densidad de la astenosfera y ρ_m y ρ'_m son las densidades del manto subcortical de referencia y observada, respectivamente (Hasterok y Chapman 2007b). En el caso de los Andes Centrales, Ibarra et al. (2019) calcularon la configuración de densidades del manto litosférico a partir del modelo tomográfico global de ondas S de Schaeffer y Lebedev (2013), utilizando una versión modificada del método de Goes et al. (2000). En dicho cálculo se usó información sobre la composición del manto obtenida a partir de xenolitos encontrados en la región (Lucassen et al. 2005). Ibarra et al. (2019) determinaron que existen heterogeneidades en el manto litosférico, observándose una zona de alta densidad de rumbo NS entre aproximadamente los 66° y los 69° O y una zona de densidades más bajas entre aproximadamente los 64° y 60° O a profundidades de 100, 150 y 200 km. Si tomamos como densidades para el manto litosférico las obtenidas por Ibarra et al. (2019) para los 150 km de profundidad (densidad de referencia correspondiente al promedio de las densidades calculadas: 3362 kg/m³, densidad observada debajo del antepaís del Chaco: 3344 kg/m³) considerando una densidad astenosférica de 3320 kg/m³ y un espesor del manto litosférico debajo del antepaís del Chaco (entre los 20° y los 21° S) de ~ 150 km (Heit et al. 2007), puede estimarse una contribución a la elevación de ~ 800 m. Por lo tanto, las heterogeneidades del manto litosférico podrían explicar, al menos en parte, los desajustes observados en las Sierras Subandinas y el antepaís del Chaco.

Finalmente, el antearco presenta una elevación normalizada promedio de 2150 m (desviación estándar 363 m) y un flujo térmico superficial promedio de 43 mW/m² (desviación estándar 27 mW/m²). El flujo térmico es demasiado bajo y la elevación normalizada demasiado alta, en comparación con la curva predictiva (Fig. 5c). La presencia de rocas basálticas en la corteza superior de la Cordillera de la Costa que están fracturadas y poseen buena permeabilidad permitirían la infiltración de agua meteórica y su flujo subterráneo hacia el

océano (Burns et al. 2016, Flóvenz y Saemundsson 1993), lo que reduciría las temperaturas a profundidades someras, y por lo tanto también el flujo térmico superficial registrado. Por otra parte, la placa subductada podría soportar dinámicamente, al menos en parte, las altas elevaciones normalizadas (Hasterok y Chapman 2007b). Además, otros procesos como el subplacado tectónico pueden tener lugar en la interfase de subducción, siendo capaces de generar la elevación topográfica del antearco a lo largo del norte de Chile (Menant et al. 2020). Estas posibles contribuciones a la elevación no han sido consideradas en la normalización realizada en este trabajo.

Ibarra et al. (2021) desarrollaron un modelo térmico conductivo en 3D para los Andes Centrales asumiendo estado estacionario, y sin considerar transmisión de calor por procesos advectivos, ni por convección de fluidos. Dichos autores compararon el flujo térmico superficial resultante del modelo con las mediciones disponibles, observando algunos desajustes. Particularmente, el flujo térmico superficial modelado es mayor al observado en el antearco. Además, en la zona que abarca a las Sierras Subandinas y el antepaís del Chaco, mientras el flujo térmico modelado decrece de oeste a este, el flujo térmico observado aumenta en la misma dirección. Ibarra et al. (2021) propusieron que estos desajustes podrían estar relacionados con la infiltración de agua meteórica y su flujo subsuperficial, en coincidencia con los resultados obtenidos en este trabajo.

Teniendo en cuenta todo lo anteriormente mencionado, la falta de ajuste de la elevación normalizada con la curva predictiva de elevación térmica calculada puede ser usada como evidencia de la ocurrencia de estados térmicos transitorios asociados a procesos advectivos, heterogeneidades en el manto litosférico y/o soporte flexural, dinámico y/o tectónico de la topografía.

CONCLUSIONES

En este trabajo se estimó la contribución composicional a la elevación de las diferentes unidades morfotectónicas que constituyen los Andes Centrales. Dicha contribución fue descontada mediante un ajuste isostático, revelando los efectos térmicos, geodinámicos y tectónicos.

La elevación observada no se correlaciona con el flujo térmico superficial.

La elevación normalizada (calculada a partir de un modelo de densidades 3D basado en datos adicionales) muestra una buena correlación con el flujo térmico superficial y con la curva predictiva de isostasia térmica en el caso del Altiplano-Pu-

na y de la Cordillera Occidental. Sin embargo, se observan notorios desajustes en el caso de las Sierras Subandinas, el antepaís del Chaco y el antearco.

Mientras que la componente térmica de la elevación del Atiplano-Puna es de ~ 1.5 km, la contribución térmica a la elevación de la Cordillera Occidental es de ~ 2 km.

El desajuste observado entre la elevación normalizada y la curva teórica de isostasia térmica en el caso de las Sierras Subandinas podría deberse a: 1) un flujo térmico superficial anómalamente bajo producto de las altas tasas de sedimentación y/o de la infiltración de agua meteórica (zona de recarga), 2) una elevación normalizada anómalamente alta debido a variaciones laterales de densidad en el manto litosférico.

En el caso del antepaís del Chaco el desajuste entre la elevación normalizada y la curva predictiva teórica podría explicarse considerando que la elevación normalizada es anómalamente alta debido a heterogeneidades composicionales en el manto litosférico y/o a soporte flexural.

El desajuste entre la elevación normalizada y la curva teórica de isostasia térmica registrado en el antearco podría indicar: 1) un flujo térmico superficial anómalamente bajo producto de la infiltración de agua meteórica (zona de recarga) y su flujo subterráneo hacia el océano, 2) una elevación normalizada anómalamente alta debido a efectos y procesos dinámicos y tectónicos relacionados con la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana.

Para poder calcular con mayor precisión las contribuciones térmicas a la elevación observada es necesario contar con una mejor base de datos de flujo térmico superficial (tanto en cantidad como en calidad), y con un conocimiento más exhaustivo de las variaciones de las temperaturas subsuperficiales, la conductividad térmica, la producción de calor radiogénico y el coeficiente volumétrico de expansión térmica con la profundidad y la litología en las distintas unidades morfotectónicas de los Andes Centrales.

La falta de ajuste de la elevación normalizada con la curva predictiva de elevación térmica calculada, puede ser usada como evidencia de la ocurrencia de estados térmicos transitorios asociados a procesos advectivos, heterogeneidades en el manto litosférico y/o soporte flexural, dinámico y/o tectónico de la topografía.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) en el marco del International Research Group "SuRfAce procesos, Tectonics and Georesources: The Andean foreland basin

of Argentina” (GII StRATEGy I y GII StRATEGy II otorgados a C. Prezzi). Agradecemos las sugerencias y comentarios de dos revisores anónimos que ayudaron a mejorar este trabajo.

REFERENCIAS

- Allen, P. y Allen, J. 2013. Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. John Wiley & Sons, p. 632.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. y Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 25: 39-174.
- Alonso, R. N., Jordan, T. E., Tabbutt, K. T. y Vandervoort, D. S. 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology* 19(4): 401-404.
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E. y Chong, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30(12): 1520-1539.
- ANCORP-Working-Group 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)). *Journal of Geophysical Research* 108(B7): 2328.
- Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A. y Julia, J. 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics* 609: 82-96.
- Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J. y Deckart, K. 2016. Unraveling the peruvian phase of the Central Andes: Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'-23°S), northern Chile. *Basin Research* 28(3): 365-392.
- Beck, S. L. y Zandt, G. 2002. The nature of orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research* 107(B10): ESE7-1-ESE7-16.
- Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S.M., Sandvol, E., Alonso, R.N., Coira, B., Brown, L., Kind, R. y Comte, D. 2013. Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. *Tectonophysics* 586: 65-83.
- Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W. y Haak, V. 2002. The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107: EPM4-1-EPM4-14.
- Burns, E. R., Williams, C. F., Ingebritsen, S. E., Voss, C. I., Spane, F. A. y Deangelo, J. 2016. Understanding heat and groundwater flow through continental flood basalt provinces: Insights gained from alternative models of permeability/depth relationships for the Columbia Plateau, United States. En: Gleeson, T. y Ingebritse, S. (eds.), *Crustal permeability*: 137-154. John Wiley & Sons Ltd.
- Calixto, F.J., Sandvol, E., Kay, S., Mulcahy, P., Heit, B., Yuan, X., Coira, B., Comte, D. y
- Alvarado, P. 2013. Velocity structure beneath the southern Puna plateau: evidence for delamination. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14: 4292-4305.
- Casini, L. 2011. A MATLAB-derived software (geothermMOD1.2) for one-dimensional thermal modeling, and its application to the Corsica-Sardinia batholith. *Computers and Geosciences* 45: 82-86.
- Chapman, D. y Pollack, H. 1977. Regional geotherms and lithospheric thickness. *Geology* 5: 265-268.
- Chmielowski, J., Zandt, G. y Haberland, C. 1999. The central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters* 26: 783-786.
- Christensen, R. y Mooney, W. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research* 100: 9761-9788.
- Chulick, G.S., Detweiler, S. y Mooney, W.D. 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 260-276.
- Comeau, M. J., Unsworth, M. J. y Cordell, D. 2016. New constraints on the magma distribution and composition beneath Volcán Uturuncu and the southern Bolivian Altiplano from magnetotelluric data. *Geosphere* 12(5): 1391-1421.
- Comeau, M. J., Unsworth, M. J., Ticona, F. y Sunagua, M. 2015. Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: Implications for magma dynamics. *Geology* 43(3): 243-246.
- Coudert, L., Frappa, M., Viguier, C. y Arias, R. 1995. Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco basin of Bolivia. *Tectonophysics* 243(3-4): 277-292.
- Currie, C. y Hyndman, D. 2006. The thermal structure of subduction zone back arcs. *Journal of Geophysical Research* 111: B08404.
- de Silva, S. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17: 1102-1106.
- de Silva, S. y Gosnold, W. 2007. Episodic construction of batholiths: insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 167: 320-335.
- Díaz, D., Brasse, H. y Ticona, F. 2012. Conductivity distribution beneath Lascar volcano (Northern Chile) and the Puna, inferred from magnetotelluric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 217-218: 21-29.
- Dunn, J. F., Hartshorn, K. G. y Hartshorn, P. W. 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the Subandean thrust belt of Southern Bolivia. En: Tankard, A. J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H. J. (eds.), *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoir: 523-543
- Ehlers, T. 2005. Crustal Thermal Processes and the Interpretation of Thermochronometer Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58: 315-350.
- Flóvenz, Ó. G. y Saemundsson, K. 1993. Heat flow and geothermal processes in Iceland. *Tectonophysics* 225(1-2): 123-138.
- Fukahata, Y. y Matsu'ura, M. 2001. Correlation between surface heat flow and elevation and its geophysical implication. *Geophysical Research Letters* 28 (14): 2703-2706.
- Goes, S., Govers, R. y Vacher, P. 2000. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *Journal of Geophysical Research* 105: 11153-11169.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A. y Schneider, H. 2003.

- The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 321-342.
- Hamza, V. y Muñoz, M. 1996. Heat flow map of South America. *Geothermics* 25: 599-646.
- Hamza, V., Silva Dias, F., Gomes, A. y Delgadillo Terceros, Z., 2005. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152: 223-256.
- Hasterok, D. y Chapman, D., 2007a. Continental thermal isostasy: 1 methods and sensitivity. *Journal of Geophysical Research* 112: B06414.
- Hasterok, D. y Chapman, D., 2007b. Continental thermal isostasy: 2 Application to North América. *Journal of Geophysical Research* 112: B06415.
- Hasterok, D. y Chapman, D., 2011. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 307: 59-70.
- Heit, B., Sodoudi, F., Yuan, X., Bianchi, M. y Kind, R. 2007. An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America. *Geophysical Research Letters* 34: 1-5.
- Henry, S. y Pollack, H. 1988. Terrestrial Heat Flow above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru. *Journal of Geophysical Research* 93: 15153-15162.
- Hernández, R. y Echavarría, L. 2009. Faja plegada y corrida Subandina del Noroeste Argentino: estratigrafía, geometría y cronología de la deformación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 68-80.
- Husson, L. y Moretti, I. 2002. Thermal regime of fold and thrust belts-an application to the Bolivian sub Andean zone. *Tectonophysics* 345(1-4): 253-280.
- Ibarra, F., Liu, S., Meeßen, C., Prezzi, C. B., Bott, J., Scheck-Wenderoth, M., Sobolev, S y Strecker, M. 2019. 3D data-derived lithospheric structure of the Central Andes and its implications for deformation: Insights from gravity and geodynamic modeling. *Tectonophysics* 766: 453-468.
- Ibarra, F., Prezzi, C. B., Bott, J., Scheck-Wenderoth, M. y Strecker, M. R. 2021. Distribution of temperatura and strength in the Central Andean lithosphere and its relationship to seismicity and active deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 126: e2020JB021231.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231.
- Jaupart, C. y Mareschal, J.-C. 2011. *Heat Generation and Transport in the Earth*, Cambridge University Press, 464 p., Cambridge.
- Jordan, T. E. y Allmendinger, R. W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Jordan, T. E. y Alonso, R. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountain, 20°-28° South Latitude. *AAPG Bulletin* 71(1): 49-64.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin* 94(3): 341-361.
- Kay, S. y Coira, B. 2008. Evolución tecto-magmática andina de la Puna norte y sus implicancias en las fajas plegadas y corridas del antepaís (Jujuy). En: Coira, B. y Zappettini, E. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy. Relatorio 17° Congreso Geológico Argentino*: 418-430.
- Kay, S., Coira, B. y Viramonte, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99 (B12): 24323-24339.
- Kley, J. y Monaldi, C. R. 2002. Tectonic inversion in the Santa Bárbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21(6): 1061-1079.
- Koulakov, I., Sobolev, S. V. y Asch, G. 2006. P- and S-velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion. *Geophysical Journal International* 167(1): 106-126.
- Lamb, S. 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *Journal of Geophysical Research* 105: 2627-2653.
- Larroza, F. y Fariña, L. S. 2005. Caracterización hidrogeológica del sistema acuífero Yrenda (SAY) en Paraguay: Recurso compartido con Argentina y Bolivia. *IV Congreso Argentino de Hidrogeología, Actas*: 125-134. Río Cuarto.
- Liang, X., Sandvol, E., Kay, S.M., Heit, B., Yuan, X., Mulcahy, P., Chen, C., Brown, L.D.,
- Comte, D. y Alvarado, P. 2014. Delamination of southern Puna lithosphere revealed by body wave attenuation tomography. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 119: 549-566.
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J. y Mezger, K., 1999. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 325-341.
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G. y Trumbull, R., Wilke, H., Romer, R. y Dulski, P. 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin-the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics* 341: 195-223.
- Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Romer, R.L., Dulski, P. y Lang, A., 2005. The late cretaceous lithospheric mantle beneath the Central Andes: evidence from phase equilibria and composition of mantle xenoliths. *Lithos* 82: 379-406.
- Lucassen, F., Kramer, W., Bartsch, V., Wilke, H.-G., Franz, G., Romer, R. L. y Dulski, P. 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18-27°S): Indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152: 571-589.
- Marquillas, R. A., del Papa, C. y Sabino, I. F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94-113.

- McQuarrie, N. 2002. The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin* 114: 950-963.
- Meeßen, C., Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Heine, C. y Strecker, M. R. 2018. Crustal structure of the andean foreland in Northern Argentina: Results from data-integrative three-dimensional density modeling. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 123(2): 1875-1903.
- Menant, A., Angiboust, S., Gerya, T., Lacassin, R., Simoes, M. y Grandin, R. 2020. Transient stripping of subducting slabs controls periodic forearc uplift. *Nature Communications* 11: 1823.
- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L. 1979. Sierras Subandinas. En: Turner, J. (ed.), *Geología regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 95-138, Córdoba.
- Mon, R. y Salfity, J. A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. En: Tankard, A. J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H. J. (eds.), *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoir: 269-283.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G., Cañas, M. y Reinemud, A. (eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*: 59-90. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series
- Müller, R., Roest, W., Royer, J., Gahagan, L. y Sclater, J. 1997. Digital Isochrons of the World's Ocean Floor. *Journal of Geophysical Research* 102(B2): 3211-3214.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P. y Schemmann, K. 2006. Deformation of the Central Andean upper plate system - Facts, fiction, and constraints for plateau models. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., et al. (eds.), *The Andes: Active subduction orogeny*: 3-27. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Prezzi, C., Götze, H.-J. y Schmidt, S. 2009. 3D density model of the Central Andes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 177: 217-234.
- Prezzi, C., Iglesia Llanos, M.P., Götze, H.J. y Schmidt, S. 2014. Thermal and geodynamic contributions to the elevation of the Altiplano-Puna plateau. *Physics of Earth and Planetary Interiors* 237: 51-64.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29: 41-96, Buenos Aires.
- Rivadeneira-Vera, C., Bianchi, M., Assumpção, M., Cedraz, V., Julià, J., Rodríguez, M., Sánchez, L., Sánchez, G., Lopez-Murua, L., Fernandez, G., Fugarazzo, R. y "3-Basins" Project Team. 2019. An updated crustal thickness map of central South America based on receiver function measurements in the region of the Chaco, Pantanal, and Paraná Basins, southwestern Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124(8): 8491-8505.
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M. N., Charrier, R., Scaillet, S., Retamal, L. y Figueroa, O. 2013. The early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179: 211-230.
- Rudnick, R. y Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. En: Rudnick, R. (ed.), *Treatise On Geochemistry: The crust 3*: Elsevier, 1-64, Amsterdam.
- Ryan, J., Beck, S., Zandt, G., Wagner, L., Minaya, E. y Tavera, H. 2016. Central Andean crustal structure from receiver function analysis. *Tectonophysics* 682: 120-133.
- Schaeffer, A.J. y Lebedev, S. 2013. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophysical Journal International* 194: 417-449.
- Scheuber, E. y Reutter, K.-J. 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics* 205: 127-140.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. y Reutter, K.-J. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. En: Reutter, K., Scheuber, E. y Wigger, P. (eds.), *Tectonics of the southern central Andes*: 121-139. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Schmidt, S. y Götze, H.-J. 1999. Integration of data constraints and potential field modelling - an example from southern Lower Saxony, Germany. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 24: 191-196.
- Schurr, B. y Rietbrock, A., 2004. Deep seismic structure of the Atacama basin, northern Chile. *Geophysical Research Letters* 31: L12601
- Siks, B. C. y Horton, B. K. 2011. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. *Tectonics* 30: 1-27.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Asch, G. y Kind, R. 2011. High-resolution image of the geometry and thickness of the subducting Nazca lithosphere beneath northern Chile. *Journal of Geophysical Research* 116: B04302.
- Springer, M. y Förster, A. 1998. Heat-flow density across the central Andean subduction zone. *Tectonophysics* 291: 123-139.
- Strecker, M. R., Cerveny, P., Bloom, A. L. y Malizia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°-28°S), Argentina. *Tectonics* 8(3): 517-534.
- Tassara, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15° 34° S). *Tectonophysics* 399: 39-57.
- Tassara, A. y Echaurren, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: Three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International* 189(1): 161-168.
- Torra, R. 2005. The Chaco Paraná Basin rift basin system. An approach to the tectonic-stratigraphical evolution from the Late Cretaceous to Quaternary. *South America. Ciência e Natura* 27(2): 25-64.
- Toselli, A. J., Rossi, J. N. y Rapela, C. W. 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33: 105-112.
- Trumbull, R. B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K. y Hongn, F. 2006. The time-space distribution of Cenozoic arc volcanism in the

- southcentral Andes: A new data compilation and some tectonic implications. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., et al. (eds.), *The Andes: Active subduction orogeny*: 29–44. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Turcotte, D. y Schubert, G. 2002. *Geodynamics* (2nd ed.) Cambridge University Press.
- Uba, C.E., Heubeck, C. y Hulka, C. 2006. Evolution of the late Cenozoic Chaco foreland basin, Southern Bolivia. *Basin Research* 18: 145-170.
- Uba, C.E., Kley, J., Strecker, M.E. y Schmitt, A.K. 2009. Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: the role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters* 281: 134-146.
- Wangen, M. 1995. The blanketing effect in sedimentary basins. *Basin Research* 7: 283-298.
- Wangen, M. 2010. *Physical Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Cambridge University Press, 527 p., Cambridge.
- Ward, K.M., Porter, R.C., Zandt, G., Beck, S.L., Wagner, L.S., Minaya, E. y Tavera, H. 2013. Ambient noise tomography across the Central Andes. *Geophysical Journal International* 194: 1559-1573.
- Ward, K.M., Zandt, G., Beck, S.L., Christensen, D.H. y McFarlin, H. 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters* 404: 43-53.
- Whitman, D., Isacks, B. y 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.
- Wiens, F. 1995. Phanerozoic tectonics and sedimentation in the Chaco basin of Paraguay, with comments on hydrocarbon potential. En: Tankard, A. J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H. J. (eds.), *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoir: 185-205.
- Wölbern, I., Heit, B., Yuan, X., Asch, G., Kind, R., Viramonte, J., Tawackoli, S. y Wilke, 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.
- Yuan, X., Sobolev, S., Kind, R., Oncken, O. y Andes Working Group 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408: 958-961.
- Yuan, X., Sobolev, S. y Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 199: 389-402.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D. y Yuan, X. 2003. Seismic Detection and Characterization of the Altiplano-Puna Magma Body, Central Andes. *Pure and Applied Geophysics* 160: 789-807.