UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

TESIS DOCTORAL EN GEOFÍSICA

Evaluadores:

Dr. Álvarez Pontoriero, Orlando.....

Dr. Dimieri, Luis Vicente .....

Dr. Orts, Dario Leandro .....

Calificación: Sobresaliente.....

PREMIO Y/O DISTINCIONES DE LA TESIS DOCTORAL

PREMIO "DOMINGO FAUSTINO SARMIENTO DE CIENCIA E INNOVACIÓN 2020", Séptima Edición. Categoría "Trabajo Tesis de Maestría y Doctorado", de la Universidad Nacional de San Juan (UNSJ). Otorgado por el Gobierno de la Provincia de San Juan a través de la Secretaría de Ciencia, Tecnología e Innovación (SECITI). Res N° 0057-SECITI.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

TESIS DOCTORAL EN GEOFÍSICA

MÉTODOS POTENCIALES APLICADOS AL ANÁLISIS TERMO-MECÁNICO DE LA LITOSFERA EN EL FRENTE DE DEFORMACIÓN DE LOS ANDES EN EL NORTE ARGENTINO Y CUENCAS SEDIMENTARIAS ASOCIADAS

Autor:

HÉCTOR PEDRO ANTONIO GARCÍA

Director:

DR. FRANCISCO RUIZ

Co-Director:

DR. FEDERICO LINCE KLINGER

Marzo de 2019

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

TESIS DOCTORAL EN GEOFÍSICA

Evaluadores:

Dr. Álvarez Pontoriero, Orlando.....

Dr. Dimieri, Luis Vicente .....

Dr. Orts, Dario Leandro .....

Calificación: .....

A mis dos grandes amores Maia y Mae

A mis Padres y Hermanos

Agradecimientos

No es sencillo resumir en pocas palabras toda la ayuda y cariño que me han brindado para hacer posible este momento.

Mae, eres la mujer de mi vida, la compañera y amiga que elegí, elijo y elegiré siempre tener a mi lado. Gracias por la familia que me has regalado. Cuantas cosas hemos pasado en el camino, para llegar a este hermoso momento. Gracias por confiar en mí, por apoyarme y ayudarme a concretar este sueño. Por dejarme ser parte de tus sueños. Y una vez más, por regalarme este bello momento de terminar esta etapa "tomados de la mano". Maia, gracias por regalarme la grandeza de ser papá, por ser tan bella y buena hija. Me has hecho inmensamente feliz. Gracias por ayudar a mamá y papá a lograr este sueño. Gracias por ser tan comprensiva con nosotros, en esos días muy largos que mamá y papá tenían que trabajar. Este logro de mamá y papá también es tuyo. Las amo.

A mis padres, gracias por todas sus enseñanzas y valores inculcados, que me forjaron. Por todo el apoyo y confianza que me brindaron desde mis inicios en mis estudios. Por todo el esfuerzo incondicional que hicieron para que alcanzara mis metas. Aún tengo el recuerdo intacto de aquel día en que me vine de mi pueblo, para emprender este camino que ustedes inculcaron. Gracias a ambos, por ayudarnos a cuidar a Maia, para que logremos esto. Este momento no hubiese sido posible sin ustedes. Todos mis logros son también de ustedes.

Un especial agradecimiento para mi director Francisco Ruiz, por su gran amistad y apoyo incondicional. Por estar en cada momento que lo necesite durante el doctorado, en cada duda que tuve, en cada trabajo, en cada detalle. Gracias por la exitosa campaña que realizamos para lograr estas investigaciones. Gracias por sus palabras, por su paciencia, por entenderme y aceptarme y sobre todo gracias por guiarme y apoyarme en el camino de la ciencia. A mi co-director Federico Lince Klinger, muchas gracias por tu gran amistad y por toda la ayuda que me brindaste para hacer posible este momento. Gracias por tus consejos y por todo lo

que me enseñaste, desde mis inicios en el camino de la investigación. Esto no habría sido posible sin ustedes.

Un particular agradecimiento para Armando Imhof, por su colaboración y comprensión. Gracias por brindarme todos sus conocimientos, y por sus enseñanzas sobre la docencia.

A mis hermanos, gracias por ser parte de este momento. Lucas, gracias por tu cariño, por haber estado a mi lado en mi camino. Guardo en mis recuerdos esos días que compartimos juntos, desde nuestra niñez, hasta aquellos días de estudiantes que vivimos juntos. Gracias por todo lo que siempre me apoyaste desde que eras muy pequeño, para que lograra mis metas. Hermanito Alex, gracias por todo tu cariño. Por tu madurez y comprensión para que cuiden a Maia. Ambos son parte de mis sueños.

A mis suegros María Rosa y Eduardo e hijos, muchas gracias por todo el cariño, por dejarme ser parte de su hermosa familia y por cuidar a Maia, para que este momento sea posible.

A mis grandes amigos Matías y Roberto, por todo el aprecio y apoyo que siempre me han brindado. Por aquellos días juntos que compartimos como estudiantes. A mi buen amigo Fran, por el cariño regalado. Gracias por tu compañía, por tu comprensión y por ser parte de esto.

A mis buenos amigos Marcos, Ceci, Gemma, Orlando, Juan, Sheila y Rodri, muchas gracias por todo el cariño y apoyo incondicional. Por todos los momentos compartidos. Muchas gracias amigos, por ser parte de mi camino.

A mis amigos y compañeros de doctorados Mae, Aixa, Rodo y Agus, gracias por todo el apoyo mutuo que hubo. Gracias por esos días largos compartidos trabajando. Fue un placer haber realizado esta etapa junto a ustedes.

A Guido por tu amistad, cariño y ayuda en el doctorado. Gracias por compartir conmigo tus conocimientos de la investigación. A Santi y Andres por ayudarme con la programación.

A mis tíos y primos por todo el cariño y apoyo que siempre me dieron. Un particular agradecimiento para mi tía Laura y su familia por todo el afecto que le brindaron a mi familia. Gracias por acompañarnos y por estar siempre presentes. A mi tío Antonio y su familia, por todo lo que hicieron para que emprendiera este camino. Sin su ayuda, todo esto no habría sido posible.

A la Facultad de Ciencias Exactas Físicas de la Universidad Nacional de San Juan, por permitirme llevar a cabo el doctorado. Un reconocimiento para el Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi por permitirme desarrollar las actividades del doctorado. Por ser mi segundo hogar, colmado de grandes investigadores y amigos. Un especial agradecimiento a Francisco, Mario, Patricia, Daniel, Federico, Orlando, Silvina, Andrés y Flavia, por confiar en mí familia, por todo el afecto y apoyo que nos dieron para que que esto sea posible.

Mi mayor agradecimiento al CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), por la beca otorgada para realizar el doctorado.

Sinceramente, muchas gracias

Índice general

Lista de Símbolos V

Artículos publicados por el autor, relacionados con la Tesis Doctoral VII

Resumen IX

Objetivos XV

1. Introducción 1

2. Marco Geotectónico 9

2.1. Génesis de los Andes Centrales 9

2.1.1. Basamento de los Andes Centrales 10

2.1.2. Cuenca paleozoica 13

2.1.2.1. Grupo Macharetí 16

2.1.2.2. Grupo Mandiyutí 16

2.1.2.3. Grupo Cuevo 16

2.1.2.4. Grupo Tacurú 17

2.1.3. Cuenca cretácica-paleógena 17

2.1.3.1. Basamento de la cuenca 18

2.1.3.2. Relleno de la cuenca de *rift* del Grupo Salta 20

2.1.4. Cuenca cenozoica del Chaco 22

2.1.5. Orogenia Andina 23

2.2. Segmentación de los Andes Centrales 28

2.2.1. Cantidad de acortamiento y engrosamiento litosférico 28

2.2.2. Estilo de deformación de unidades morfoestructurales más recientes. Sistemas Subandino y Santa Bárbara 30

2.2.3. Estilos de cuenca de antepaís 31
2.2.3.1. Cuenca de antepaís normal (s.e) 31
2.2.3.2. Cuenca de antepaís fragmentada 32
2.2.4. Bajo corrimiento (*understrust*) del escudo Brasiliano 33
2.2.5. Remoción de manto litosférico 34

Métodos Potenciales **37**

3. Método Gravimétrico **39**
3.1. Datos 40
3.1.1. Datos terrestres 40
3.1.1.1. Instrumental Gravimétrico 41
3.1.1.2. Instrumental Topográfico 42
3.1.2. Datos terrestres y satelitales (modelo EIGEN-6C4) 46
3.2. Anomalías Gravimétricas 46
3.2.1. Reducciones gravimétricas 47
3.2.1.1. Reducción de aire libre (CAL) 47
3.2.1.2. Reducción de Bouguer (CB) 47
3.2.1.3. Reducción topográfica (ct) 48
3.2.1.4. Reducción por efecto sedimentario (CS) 50
3.2.2. Cálculo de anomalías gravimétricas 54
3.2.3. Diferencia entre datos gravimétricos terrestres y geopotenciales . . 61
3.2.4. Resultados 65

4. Transformaciones de Campos Potenciales **69**
4.1. Continuación Ascendente 70
4.1.1. Continuación ascendente aplicado a las $ABct$ 71
4.1.2. Continuación ascendente aplicada a las $ABct_{CS}$ 74
4.2. Determinación de Altura Óptima para la Prolongación Ascendente 77
4.3. Resultados 81

Inversión Gravimétrica **85**

5. Modelado de la corteza superior **87**
5.1. Cuenca Cenozoica 87

5.2. Cuenca Cretácica-Paleógena del Grupo Salta 92
5.3. Cuenca Carbonífera - Pérmica 95
5.4. Cuenca Silúrica - Devónica 96
5.5. Profundidades al Basamento de los diferentes Ciclos Sedimentarios 97
5.6. Otros Ciclos Sedimentarios 100
5.7. Resultados 102

6. Modelado de la corteza inferior **105**
6.1. Discontinuidad Corteza-Manto a partir del Modelo EIGEN-6C4 106
6.2. Discontinuidad Corteza-Manto a partir de los Datos Terrestres 110
6.2.1. Modelos de Densidades basados en Velocidades Sismológicas . . . 110
6.2.1.1. Modelo *Chulick* 110
6.2.1.2. Modelo *Lithos1.0* 113
6.2.2. Inversión del Moho Gravimétrico 118
6.2.2.1. Modelo 1 119
6.2.2.2. Modelo 2 121
6.2.2.3. Modelos 3 al 5 123
6.2.2.4. Modelos 6 y 7 126
6.2.2.5. Modelo 8 130
6.2.2.6. Modelo 9 130
6.2.2.7. Modelos 10 al 14 134
6.2.2.8. Modelo 15 141
6.3. Resultados 152

Isostasia **159**

7. Mecanismo Local **161**
7.1. Análisis a partir de un Modelo de Compensación Local 161
7.1.1. Anomalías isostáticas 170
7.2. Análisis Estadístico de las Anomalías de Bouguer 172
7.3. Resultados 177

8. Mecanismo Flexural. Espesor Elástico (T_e) 183

8.1. Metodología . . . 185

8.1.1. Modelo de flexión . . . 186

8.2. Estudio Regional a partir del Modelo EIGEN-6C4 . . . 188

8.2.1. Análisis de densidades . . . 188

8.2.2. Análisis de la ubicación del dorso periférico (*forebulge*) . . . 199

8.2.3. Estimación del espesor elástico efectivo . . . 202

8.2.4. Tamaño de ventanas de cálculo . . . 204

8.2.4.1. Modelo variable de T_e . . . 205

8.2.4.2. Deflexión elástica . . . 205

8.2.4.3. Anomalía de Bouguer . . . 207

8.2.4.4. Deflexíon gravimétrica . . . 207

8.2.4.5. Estimación del T_e . . . 208

8.3. Estimación del T_e en la Cuenca del Grupo Salta . . . 210

8.3.1. Modelo I . . . 211

8.3.2. Modelo II . . . 213

8.4. Resultados . . . 217

9. Método Magnetométrico 223

9.1. Relevamiento de Datos Terrestres . . . 225

9.1.1. Instrumental magnetométrico . . . 225

9.2. Anomalías Magnetométricas . . . 225

9.2.1. Corrección por variación diurna . . . 226

9.3. Anomalías Magnéticas Globales (EMAGv3) . . . 228

9.4. Comparación entre los Datos Terrestres y el Modelo EMAGv3 . . . 229

9.5. Determinación del Punto de Curie . . . 233

9.6. Flujo de Calor . . . 237

9.7. Resultados . . . 239

10. Resultados y Discusiones 245

11. Conclusiones 261

Bibliografía 265

Lista de Símbolos

λ	—	Longitud [deg]
ϕ	—	Latitud [deg]
T	—	Temperatura [°C]
χ	—	Susceptibilidad magnética
ρ	—	Densidad [g/cm^3]
ρ_t	—	Densidad de topografía [g/cm^3]
ρ_c	—	Densidad de corteza [g/cm^3]
ρ_m	—	Densidad de manto superior [g/cm^3]
T_e	—	Espesor elástico [g/cm^3]
t	—	Espesor normal de corteza [g/cm^3]
D	—	Rigidez flexural [Nm^2]
E	—	Modulo de Young [Pa]
ν	—	Radio de Poisson
g	—	Aceleración de la gravedad [$10^{-5}m/s^2$]
G	—	Constante de Gravitación Universal ($6{,}67384e^{-11}Nm^2/kg^2$)
AB	—	Anomalía de Bouguer [$mGal$], equivalente a $10^{-5}m/s^2$)
$\mathbf{k}(kx, ky)$	—	Vector número de onda
k	—	Módulo del vector número de onda
H	—	Altura topográfica sobre el geoide [m]
h	—	Altura topográfica sobre el elipsoide [m]
N	—	Ondulaciones del geoide [m]
w	—	Deflexión de la Raíz
TMI	—	Intensidad de campo total
TMA o ΔT	—	Anomalías Magnéticas de Campo Total
Z_t	—	Profundidad al techo (*top*) de la losa magnetizada

Z_c	—	Profundidad al centroide de la losa magnetizada
Z_b	—	Profundidad al piso (*bottom*) de la losa magnetizada
q	—	Flujo de calor por unidad de área [W/m^2]
γ_0	—	Gravedad normal o teórica [$10^{-5}m/s^2$]
g_{obs}	—	Gravedad observada [$10^{-5}m/s^2$]

Artículos publicados por el autor, relacionados con la Tesis Doctoral

A partir del desarrollo de la presente Tesis Doctoral, se obtuvieron resultados que permitieron realizar interpretaciones significativas sobre el comportamiento mecánico y el estado de rigidez de la litosfera en una porción significativa de los Andes Centrales de América del Sur, que fueron publicados en revistas internacionales. A continuación se citan los artículos.

García, H. P. A., Gianni, G. M., Lupari, M. N., Sánchez, M. A., Soler, S. R., Ruiz, F., y Lince Klinger, F.G. (2018). Effective elastic thickness in the central andes. correlation to orogenic deformation styles and lower crust high-gravity anomaly. *Journal of South American Earth Sciences*, 87:232–246. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.021.

García, H. P. A., Lince Klinger, F. G., Giménez, M. E., y Ruiz, F. (2016). Geodinámica de la subcuenca Lomas de Olmedo, noroeste argentino, interpretada a partir de un modelo de compensación local y del análisis estadístico de datos gravimétricos. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(1):49–58.

Resumen

En los Andes Centrales de América del Sur, en la región del noroeste argentino (NOA), tres grandes ciclos sedimentarios han evolucionado desde el Paleozoico hasta la actualidad, conformando la cuenca paleozoica, la cuenca cretácica-paleógena o cuenca del Grupo Salta y la cuenca cenozoica de antepaís del Chaco. En el Cretácico temprano-tardío tuvo lugar la Orogenia Andina que dio origen a una serie provincias morfoestructurales. Particularmente, la cuenca del Grupo Salta originada por procesos distensivos resulta de gran interés, dado a que su rama oriental, conformada por los depocentros Lomas de Olmedo en Argentina y Pirity en Paraguay preservan su forma original de carácter extensional, sin haber sufrido importantes modificaciones por la Orogenia Andina y corresponden a los depocentros con mayor potencial hidorcarburífero en la región.

En este trabajo, se relevaron 3000 km lineales de datos gravimétricos y magnetométricos con posicionamiento GPSD utilizando instrumental de precisión. A partir de los datos de gravedad medidos se pudieron realizar controles de calidad y una integración confiable de otras bases de datos terrestres y globales de última generación (EIGEN-6C4). Desde el análisis estadístico de ambos sets de datos se observó mejor precisión en las anomalías gravimétricas del modelo global para altitudes topográficas bajas. Los datos magnéticos terrestres, permitieron nivelar e integrar datos del modelo global EMAGv3 y conformar un mosaico con datos terrestres en el centro, completados hacia los bordes con el modelo global.

Se aplicó modelado gravimétrico directo utilizando como restricción toda la información disponible (geometría y propiedades físicas de las secuencias sedimentarias), para determinar las profundidades de basamentos de cada uno de los ciclos sedimentarios y obtener un modelo en 3D de profundidades sedimentarias de buena precisión y resolución. El modelo en 3D de basamento presenta profundidades máximas del orden de los 9-10 km que se observaron en el eje de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity y la rama austral de la cuenca paleozoica. Se observó que los espesores sedimentarios de la cuenca cenozoica del Chaco

responden en gran medida a la flexión, con mayores espesores en el antepaís frontal que disminuyen hacia el antepaís distal. Sin embargo, un resultado conspicuo es que la cuenca cenozoica exhibe mayores espesores sedimentarios sobre los ejes de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, disminuyendo hacia los flancos, persistiendo la morfología de distensión de la cuenca cretácica predecesora. Esta mayor subsidencia en el eje de los depocentros podría asociarse a un último pulso distensivo que afecto la región a los $\sim$ 65-60 Ma.

Se aplicó el método de prolongación ascendente a las anomalías de Bouguer completas ($ABct$) para separar los campos regionales y residuales, es decir, para filtrar los efectos gravimétricos de cuerpos profundos como la discontinuidad corteza-manto, de las anomalías producidas por la distribución de densidades en corteza superior. Los mapas residuales determinados no mostraron anomalías gravimétricas negativas en concordancia con los grandes espesores sedimentarios de las cuencas. Para normalizar la corteza superior, se corrigieron las anomalías de Bouguer completas por el efecto de espesores sedimentarios ($ABct_{CS}$) obtenidos a partir del modelado directo descripto. Los campos residuales filtrados a partir de estas anomalías, mostraron una excelente correlación con las cuencas sedimentaras, como es de esperarse debido a que se aplicó la corrección geológica. El campo regional obtenido a partir del filtrado de estas anomalías ($ABct_{CS}$), exhibió una zona de alta densidad debajo los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity. A partir de un método de correlación cruzada, se determinó que 25 km es la altura óptima a prolongar las anomalías para obtener los campos regionales y residuales de la zona.

Para realizar un estudio regional de mayor dimensión que la comprendida por los datos terrestres, se obtuvo un primer modelo en 3D de la discontinuidad corteza-manto utilizando las $ABct$ del modelo global EIGEN-6C4 y considerando capas de densidades constantes. Luego para la región acotada de datos terrestres, se computó un modelo más restringido y de mayor resolución. Para obtener este modelo, se realizaron varias inversiones, complejizando el modelo mediante la incorporación de nueva información, como el efecto de las cuencas sedimentarias, variaciones laterales de densidades de corteza y manto, efecto de la placa que subduce y el efecto de la discontinuidad litosfera-astenósfera. Una de las principales características distintivas de estas últimas inversiones, es una zona de atenuamiento o adelgazamiento cortical bajo la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta, del orden de los 4 km, alcanzando profundidades máximas de Moho de aproximadamente 31 km en la región de mayor atenuación. Con máximas profundidades observadas del orden de los 75 km bajo

los Andes Centrales.

Se obtuvo para la región en estudio dos modelos de Moho hidrostático bajo la hipótesis local de Airy-Heiskanen, uno que considera la raíz que compensa la carga topográfica, y otro que además involucra antiraíz bajo las cuencas sedimentarias. En este último modelo, se observó un atenuamiento cortical bajo los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, con profundidades máximas de Moho hidrostático del orden de los 32 km, presentando un gran parecido morfológico con el modelo de discontinuidad corteza-manto obtenido por inversión gravimétrica. Esto se respalda en modelos sismológicos regionales, con la salvedad de que nuestros modelos propuestos tienen mayor resolución. Este atenuamiento cortical, implicaría un alto gravimétrico en las anomalías, ocultando las anomalías negativas correspondientes al déficit sedimentario de las cuencas, cuyo efecto debería producir mínimos de decenas de $mGal$.

Por otra parte, los estudios globales han evaluado la importancia del espesor elástico (T_e) en la evolución orogénica, lo que demuestra que el estilo y la naturaleza del acortamiento de la corteza superior están influenciados por la rigidez litosférica heredada. Los trabajos pioneros identificaron que el estilo de deformación en el sector más oriental de los Andes Centrales en América del Sur está relacionado con el espesor elástico (T_e). Allí, el estilo de piel gruesa y de cizallamiento puro del Sistema de Santa Bárbara se relacionó inicialmente con la existencia de valores bajos de T_e. Por el contrario, el estilo de deformación de piel fina en el Sistema Subandino implica altos valores de T_e. Sin embargo, los estudios más recientes de T_e en los Andes Centrales presentan resultados contradictorios que llevan a cuestionar esta relación directa. Los resultados de estos estudios muestran una fuerte dependencia de la metodología aplicada que dificulta la comprensión general del estado termo-mecánico litosférico de los Andes Centrales. Para contribuir a resolver esta problemática, obtuvimos mapas de T_e de alta resolución, usando modelado directo al resolver la ecuación de flexión del modelo de placa infinita en dos dimensiones. Para contemplar ampliamente la deformación de estos dos estilos, se utilizaron datos gravimétricos modernos de modelos geopotenciales globales, debido a la escasez de datos terrestres relevados en la presente contribución en estas áreas. Además dichos modelos globales presentan buena resolución para los estudios de carácter regional del T_e.

A partir de un análisis pormenorizado de las deflexiones de placa por carga topográfica, se mostró que los valores de las anomalías de la gravedad y las profundidades de cuenca de

antepaís en los Andes Centrales, se ajustan mejor considerando como relleno del espacio que genera la deflexión, a las rocas de la corteza inferior. Se construyó y analizó detalladamente un modelo sintético, para determinar que el tamaño de ventana óptimo para calcular el T_e, el cual bajo la metodología aplicada es del orden de los 50-100 km. De este modo, se utilizó este tamaño de ventana para todos los valores de T_e computados.

Los resultados de T_e de este trabajo, demuestran la relación propuesta por trabajos pioneros, entre los estilos y mecanismos de deformación y la rigidez flexural en el sector más oriental de los Andes Centrales. En este sentido, en el Sistema Santa Bárbara se observaron valores bajos de T_e, mientras que en el Sistema Subandino se obtuvieron valores altos de T_e. Además, este comportamiento rígido se correlaciona con la curvatura orogénica y con el límite del escudo Brasiliano subyacente y con una zona somera del Moho gravimétrico, que rompe la tendencia regional de los Andes Centrales. Esta somerización en las profundidades del Moho podría estar ligada a un alto gravimétrico ubicado en la parte este de la Cordillera Oriental y en el Sistema Subandino, que se sustenta con una zona de alta velocidad en el manto superior reportada por estudios de funciones receptoras. Esta correlación podría indicar cambios en las propiedades de las rocas de la corteza inferior que justifican las profundidades bajas del Moho gravimétrico y explicar en parte los valores más altos de T_e.

Se identificó que el modelo local de Airy explicaría en gran parte la evolución para la región de las subcuencas Lomas de Olmedo y Pirity. Esto además fue respaldado con análisis estadístico de las anomalías gravimétricas. Sin embargo en el modelo de T_e determinado con datos geopotenciales se observaron valores altos de T_e en el eje de dichos depocentros que contrarrestan estos resultados, respaldando un mecanismo regional en vez de local. Para solucionar esta discrepancia, se realizó una nueva determinación del T_e de mayor resolución y más representativa para la rama oriental de la cuenca cretácica. Para ello se utilizó el Moho gravimétrico invertido que contempla el adelgazamiento cortical bajo los depocentros; y en el modelo de placa elástica se consideró la deflexión generada por la carga topográfica y la deflexión negativa debida a las cuencas sedimentarias. Este modelo reportó bajos valores de T_e bajo los depocentros, con valores mínimos situados en la transición de Lomas de Olmedo y Pirity. Esto respalda en gran parte la utilización del modelo local de Airy para la compresión de la evolución de dichos depocentros y además sustenta esta metodología utilizada para la estimación del T_e. Sin embargo, se observan valores de T_e bajos a intermedios en el

antepaís cercano y valores altos en la región cratónica, implicando también un mecanismo flexural que afecta como un todo el antepaís.

Por último, a partir del mosaico de anomalías magnéticas, se evaluó el estado térmico de la corteza profunda, determinando un mapa variable de la profundidad al Punto de Curie, el que a su vez fue utilizado para la construcción de un mapa de flujo de calor. Los valores más altos de flujo fueron obtenidos en las inmediaciones del vulcanismo más reciente. Además, se determinaron valores altos de flujo en el eje de la rama oriental de la cuenca cretácica, con valores máximos de aportes térmicos bajo el depocentro Pirity. En el frente de deformación Andina, se observaron altos valores de flujo cortical en el Sistema Santa Bárbara, mientras que en la región austral del Sistema Subandino predomina un flujo térmico bajo.

Un resultado conspicuo fue que los valores de T_e determinados en este trabajo muestran una excelente correlación inversa con el flujo térmico cortical profundo obtenido, como así también con estudios previos de flujo de calor superficial y zonas de alto gradiente de temperatura superficial, otorgando confianza a nuestros resultados.

Objetivos

Objetivo general

Determinar la morfología y el estado termo-mecánico de la litosfera de los Andes Centrales de Sudamérica, prestando especial atención en las cuencas sedimentarias de la región, mediante métodos potenciales gravimétricos y magnetométricos; aplicando filtrado, modelaje, modelos isostáticos, análisis estadísticos, estimaciones de espesor elástico efectivo, determinación de las profundidades al Punto de Curie desde métodos espectrales y del flujo de calor. Respaldados en los datos reportados para la región desde la sismología, sísmica de reflexión y geología. Realizar una adecuada interpretación del estilo de deformación tectónico de los sistemas frontales de los Andes Centrales y evaluar las cuencas con potencial económico de la región.

Objetivos específicos

* Integración precisa de datos gravimétricos de distintas fuentes, control de calidad a partir de los datos relevados en este trabajo, homogeneizado y grillado de los datos, para determinar mapas de anomalías con resoluciones aceptables.

* Aplicación de técnicas de filtrado, como continuación ascendente de campos potenciales, para computar campos de anomalías regionales y residuales. Estimación de la altura óptima a prolongar el campo gravitatorio, para una adecuada interpretación de estructuras de corta y larga longitud de onda.

* Determinación de las propiedades físicas (densidades y/o velocidad sísmicas) de los materiales de la litósfera. Para utilizar en las diferentes etapas del modelado directo e inverso de los campos potenciales.

* Determinación de la morfología y profundidad en 3D de los diferentes ciclos sedimentarios presentes en la región, utilizando modelado gravimétrico y la información disponible de geometría, profundidad y propiedades físicas. Construir un mapa en 3D al basamento técnico de las cuencas de la región, que permita evaluar posibles zonas con potencial de hidrocarburos.

* Estimación del efecto gravimétrico directo de los ciclos sedimentarios con el objeto de normalizar las anomalías gravimétricas de corteza superior.

* Inversión en 3D de la discontinuidad corteza-manto a partir de las anomalías gravimétricas, implementando diferentes fuentes de datos e información hasta lograr un modelo de mayor resolución.

* Evaluar el estado mecánico de la litosfera, con particular interés en la rama oriental de la cuenca tipo *rift* continental del Grupo Salta, a partir de análisis estadísticos de datos gravimétricos y mediante la implementación de modelos de compensaciones locales y regionales.

* Construir un mapa de espesor elástico efectivo (T_e) variable para caracterizar la rigidez flexural de la región. Analizar su relación con la evolución de las cuenca sedimentarias, cretácica tipo *rift* y la cuenca de antepaís del Chaco. Evaluar la posible relación de la rigidez flexural con los diferentes estilos y naturaleza de deformación en las Sierras Subandinas y el Sistema Santa Bárbara.

* Implementar un modelo sintético para analizar el tamaño de ventana más óptimo a utilizar en el cómputo de los espesores elásticos.

* Desde una base de datos terrestres que consiste en el relevamiento de aproximadamente 3000 km lineales de datos magnéticos, confeccionar un mosaico de anomalías magnéticas, incorporando hacia los bordes del área de interés anomalías magnéticas mundiales.

* Evaluar la estructura térmica de la región, a partir del mosaico de anomalías magnéticas desde el cálculo de profundidades al Punto de Curie.

Capítulo 1

Introducción

Los Andes Centrales de América del sur son un ejemplo típico de un sistema orogénico de margen continental activo no colisional más grande del planeta (por ejemplo Isacks, 1988; Silver *et al.*, 1998; Oncken *et al.*, 2006; Barnes y Ehlers, 2009; Anderson *et al.*, 2017) (Figura 1.1, a). Se caracterizan por presentar una serie de volcanes activos (CVZ por su acrónimo en inglés *Central volcanic zone*), limitado al norte (5° - 14° S) y sur (27° 30'- 33 ° 30' S) por las subducciones planas (*flat-slab*) Peruana y Pampeana (Ramos y Folguera, 2009), respectivamente (Figura 1.1). El estudio de su evolución así también como el de su antepaís inmediato oriental, contribuyen fuertemente al entendimiento de este tipo escenarios tectónicos no colisionales (Isacks, 1988; Barnes y Ehlers, 2009; Daxberger y Riller, 2015), constituyendo uno de los sitios más abordados en la literatura.

La evolución del margen occidental de Gondwana de los Andes Centrales comienza con la amalgamación de diferentes terrenos que conformaron la actual morfología del **basamento** Ramos (2008). A lo largo de la evolución de este margen, se dieron una serie de ciclos tectosedimentarios que originaron diferentes cuencas sedimentarias (Starck, 1995; Di Salvo y Villar, 1999; Starck *et al.*, 2005; Uba *et al.*, 2006; Cruz *et al.*, 2008; Hernández y Echavarria, 2009; Starck *et al.*, 2011). Entre los ciclos principales se tiene: i) **Ciclo Paleozoico**, compuesto a su vez de tres ciclos: Cambrico-Ordovícico, Silúrico-Devónico y Carbonífero-Jurásico. ii) **Ciclo Cretácico-Paleógeno** que dio origen a la cuenca cretácica-paleógena o cuenca del Grupo Salta Turner (1959) y por último iii) **Ciclo Mioceno hasta la actualidad**, periodo en el cual se desarrolló la cuenca de antepaís del Chaco. Las cuencas paleozoica y cretácica-paleógena del noroeste de nuestro país son ampliamente conocidas por su gran potencial de hidrocarburos (Moreno, 1970; Reyes y Salfity, 1973; Bianucci *et al.*, 1981;

Figura 1.1: Ubicación del área de estudio desde un marco regional de los Andes de América del Sur, sobre un modelo topobatimétrico (Amante y Eakins, 2009). Se indican principales subducciones planas de los Andes Centrales.

Bianucci y Homovc, 1982; Salfity, 1982; Wigger *et al*., 1994; Comínguez y Ramos, 1995; Starck, 1995; Cristallini *et al*., 1997; Bianucci, 1999; Salfity y Marquillas, 1999; Ramos, 1999b; Sabino, 2004; Vergani *et al*., 2008; Starck *et al*., 2011; Steinmetz y Galli, 2015; Hernández *et al*., 2017, y muchos otros). Finalmente, a partir del Cretácico temprano-tardío como resultado principal de la convergencia prolongada entre las placas Sudamericana y Nazca (Farallón en el Cretácico), el gran acortamiento y engrosamiento cortical, la erosión y el aporte magmático, se configuró la estructura y forma actual de los Andes Centrales y de su antepaís (**Orogenia Andina**) (por ejemplo Sobolev *et al*., 2006; Barnes y Ehlers, 2009; Carrapa y DeCelles, 2015). Esto dio origen a una serie de provincias morfoestructurales (por ejemplo Isacks, 1988; McQuarrie, 2002b; Sobolev *et al*., 2006; Barnes y Ehlers, 2009; Carrapa y DeCelles, 2015). Entre las principales unidades se encuentran: Cordillera Occidental (COc), Altiplano (AP), Puna (P), Cordillera Oriental (COr), Sierras Pampeanas (SP), Sistema Interandino (SIA) , Sistema Subandino o Sierras Subandinas (SSA), Sistema Santa Bárbara (SBS) (Figura 1.2).

La cuenca paleozoica de los Andes Centrales es una cuenca de antepaís que presenta una compleja historia tectosedimentaria (Aceñolaza, 1992). Las secuencias con importancia petrolera en nuestro país se desarrollaron a partir del Devónico, donde los principales ciclos sedimentarios corresponden a los periodos silúrico-devónico y carbonífero-pérmico (por ejemplo Vergani *et al*., 2008).

Mientras que la cuenca cretácica-paleógena del Grupo Salta se vincula a un período de extensión con grandes aportes térmicos, que estuvo controlado por antiguas zonas de debilidad cortical (Bianucci y Homovc, 1982; Comínguez y Ramos, 1995; Starck *et al*., 2011), generando una serie de depocentros que conformaron dicha cuenca. Con la orogénesis Andina, el fallamiento normal de la mayoría de las subcuencas asociadas al *rift* (Tres Cruces, Metán-Alemanía, Sey) sufrieron inversión tectónica (Kley y Monaldi, 2002), a excepción de su rama más oriental, conocida como subcuenca Lomas de Olmedo en Argentina y Pirity en Paraguay que preserva la geometría extensional original sin haber sido modificada significativamente por la deformación Andina (Bianucci, 1999; Vergani *et al*., 2008; Starck *et al*., 2011). Convirtiendo esta región en un escenario distinguido para el estudio de su evolución. Sumado a esto, existen evidencias de una fuerte relación entre alto gradiente geotérmico y la maduración avanzada del petróleo en la subcuenca de Lomas de Olmedo (Vergani *et al*., 2008), lo que motivó un interés particular para la investigación sobre las condiciones térmi-

cas y mecánicas de esta región del noroeste argentino.

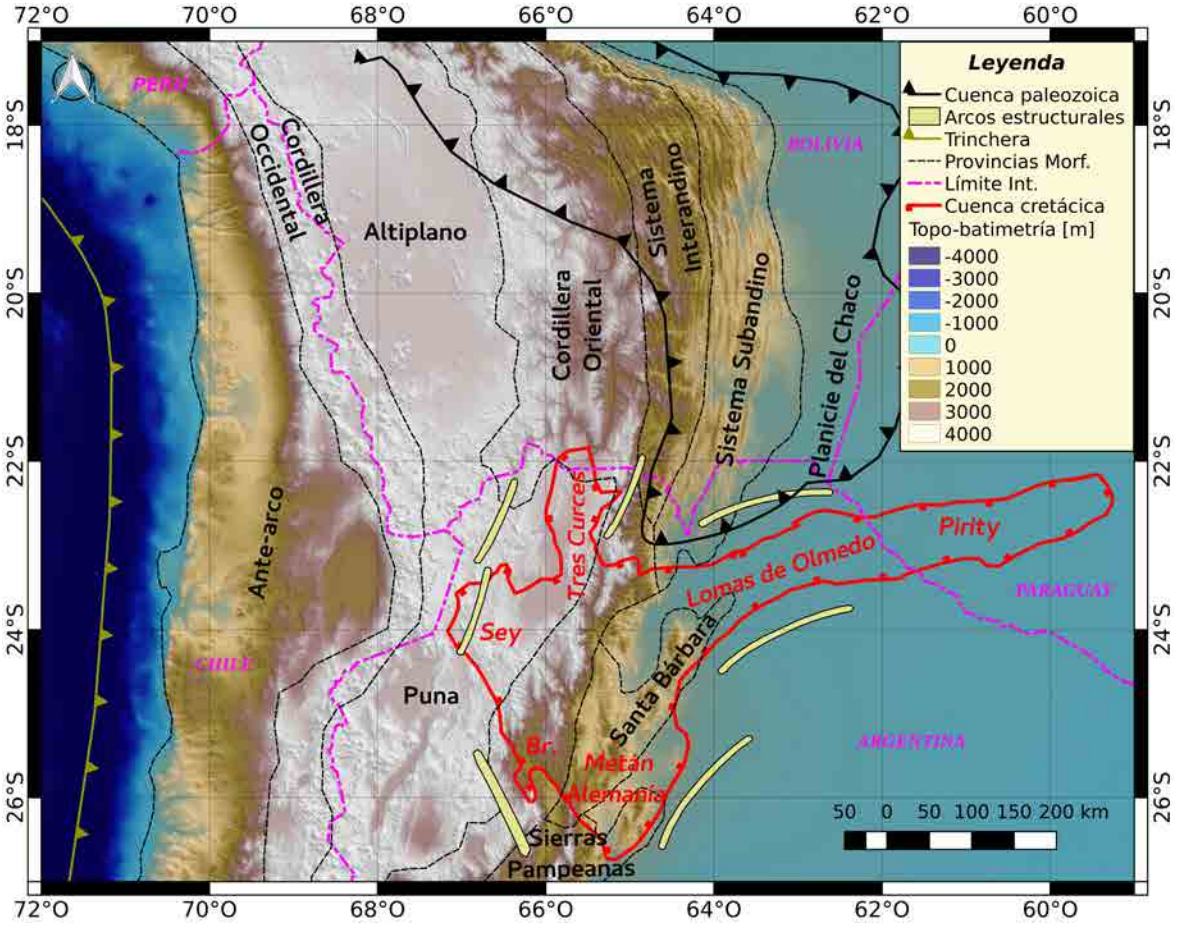


Figura 1.2: Andes Centrales de Sudamérica sobre un modelo topo-batimétrico (Amante y Eakins, 2009). Principales unidades morfoestructurales (modificado de Barnes y Ehlers (2009) y Tassara (2005)) presentes en el área de estudio son: Cordillera Occidental (COc), Altiplano (AP), Puna (P), Cordillera Oriental (COr), Sierras Pampeanas (SP), Sistema Interandino (SIA), Sistema Subandino (SAS), Sistema Santa Bárbara (SSB). Ubicación de cuenca del Grupo Salta, cuenca paleozoica, arcos estructurales (modificado de Clebsch Kuhn, 1991; Salfity y Marquillas, 1994; Wiens, 1995; Starck *et al.*, 2011, 2002; Vergani *et al.*, 2008)

Entre las investigaciones que aportan información respecto del estado térmico profundo de la litosfera en los Andes Centrales, existen los trabajos recientemente reportados por Idárraga-García y Vargas (2017) a escala continental y Li *et al.* (2017) a escala global. Estos trabajos estiman mapas variables de las profundidades al Punto de Curie a partir del análisis de los datos globales del modelo EMAGv2 (Maus *et al.*, 2009). Estos trabajos presentan diferencias sustanciales en la profundidad al Punto de Curie en la región de estudio, lo cual dificulta la comprensión de las condiciones térmicas. Por otra parte, existen varias investigaciones que reportan flujo cortical de superficie para la zona (Hamza y Muñoz, 1996; Springer y Förster, 1998; Springer, 1999; Hamza *et al.*, 2005; Vieira *et al.*, 2010; Hamza y Vieira, 2012). Sin embargo estos aportes consisten en mediciones de flujo determinados

heterogéneamente en superficie, contemplando tanto el aporte de calor, superficial y profundo. Para contribuir al entendimiento de la estructura térmica profunda de la sección de los Andes analizada, a partir de un modelo más homogéneo; se relevaron aproximadamente 3000 km lineales de datos magnéticos espaciados entre 5-10 km. Estos fueron utilizados para confeccionar un mosaico de anomalías magnéticas integrando datos del modelo global EMAG2v3 (Meyer *et al*., 2017), para expandir los datos terrestres. A partir de este mosaico se confeccionaron mapas de profundidades al Punto de Curie y flujo cortical profundo de mayor resolución.

Si bien existe una extensa variedad de trabajos, que han aportado al conocimiento de las cuencas sedimentarias, basados principalmente en datos sísmicos y de pozo (por ejemplo Fraga e Introcaso, 1990; Clebsch Kuhn, 1991; Wiens, 1995; Comínguez y Ramos, 1995; Mon y Salfity, 1995; Starck, 1999a; Bianucci, 1999; Aceñolaza *et al*., 1999b,a; Uba *et al*., 2006; Starck *et al*., 2002; Cruz *et al*., 2008; Vergani *et al*., 2008; Starck *et al*., 2011), no se cuenta con trabajos integradores que definan la morfología y profundidad del basamento completo de los ciclos sedimentarios (donde los pozos y algunas secciones sísmicas no han alcanzado tan grandes profundidades). Particularmente, no hay aportes en la literatura de la morfología completa de la cuenca de antepaís del Chaco, desarrollada a las latitudes de la subcuenca Lomas de Olmedo. En este sentido, el estudio de la morfología de la cuenca de antepaís, sumada a los demás ciclos sedimentarios aportaría significativamente al conocimiento de las profundidades del basamento. Se aplicó el método gravimétrico, con el objetivo de aportar nuevos datos sobre la geometría y la profundidad al basamento de cada uno de los ciclos sedimentarios y en consecuencia la confección de un modelo en 3D de cuenca de resolución. Para ello, se relevaron cerca de 3000 km lineales de datos gravimétricos que permitieron además hacer controles de calidad e integración con otras bases de datos. Se implementó un modelado gravimétrico directo, utilizando como restricción toda la información disponible, como geometría, profundidades, densidades y/o velocidades sísmicas reportadas desde la sísmica, sismología, pozos y gravimetría. Para lograr esto, se utilizó una extensa base de datos gravimétricos, conformada por: datos de alta precisión relevados en este trabajo con instrumental de última generación (gravímetro relativo automático *Scintrex Autograv* CG5 apoyado con GPS diferencial), datos reportados por Schmidt y Götze (2006) y datos del modelo geopotencial más moderno y de mayor resolución a la fecha EIGEN-6C4 (Förste *et al*., 2014).

Por otro lado, existe una extensa variedad de trabajos que han aportado al conocimiento de la estructura profunda de la litosfera de los Andes Centrales, abordados desde diferentes ramas de la geociencias (gravimetría, magnetometría, sismología, sísmica, geoléctrica, magnetotelúrica, entre otras). Los trabajos de estudios sismológicos locales (Dorbath *et al.*, 1993; Myers *et al.*, 1998; Yuan *et al.*, 2000; Beck y Zandt, 2002; Yuan *et al.*, 2002; Schurr *et al.*, 2003, 2006; Koulakov *et al.*, 2006; Asch *et al.*, 2006; Heit *et al.*, 2008; McGlashan *et al.*, 2008; Wölbern *et al.*, 2009; Beck *et al.*, 2015; Ryan *et al.*, 2016, entre otros) se basan en aportes principalmente para los Andes, sin encontrarse reportes de la estructura profunda de la litosfera bajo la extensa rama oriental del Grupo Salta a estas latitudes. Los aportes para este área, consisten principalmente en estudios sismológicos y gravimétricos regionales (Feng *et al.*, 2004; Tassara *et al.*, 2006; Feng *et al.*, 2007; Prezzi *et al.*, 2009; Tassara y Echaurren, 2012; Van der Meijde *et al.*, 2013; Chulick *et al.*, 2013; Assumpção *et al.*, 2013; Uieda y Barbosa, 2017). Con el objetivo de determinar un modelo de la discontinuidad corteza-manto local más resolutivo para la cuenca del Grupo Salta, se realizaron una serie de inversiones integrando la siguiente información para restringir el modelo: los diferentes ciclos sedimentarios para normalizar la corteza superior, las variaciones de las propiedades físicas de las corteza y el manto superior reportadas desde las velocidades sísmicas (Chulick *et al.*, 2013; Pasyanos *et al.*, 2014) y transformadas a densidades (Brocher, 2005), la placa de Nazca que subduce y la discontinuidad litosfera-astenosfera.

Adicionalmente, diferentes investigaciones gravimétricas han abordado el estudio mecánico de la litosfera de los Andes Centrales, implementando modelos isostáticos locales y regionales (e.g. Watts *et al.*, 1995; Stewart y Watts, 1997; Mantovani *et al.*, 2001; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005; Mantovani *et al.*, 2005; Wienecke *et al.*, 2007; Tassara *et al.*, 2007; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2007, 2008, 2009; Introcaso, 2000; Kirby y Swain, 2011; Jekeli *et al.*, 2013; McKenzie *et al.*, 2014; Prezzi *et al.*, 2014; Prezzi e Ibarra, 2017). Sin embargo, no existen estudios que aborden el estado mecánico de la cuenca del Grupo Salta basados en las propuestas de Introcaso (1993) para cuencas sedimentarias del tipo *rift*. Debido a que la cuenca del Grupo Salta es una típica cuenca de *rift* continental (Bianucci y Homovc, 1982), se analizó el estado mecánico de la misma aplicando modelos isostáticos locales, considerando la raíz Andina y la anti-raíz de la cuenca.

Otro medio por el cual se pueden realizar estudios isostáticos es a partir de análisis estadísticos de las anomalías de gravedad (Wollard, 1969; Introcaso, 2000). Se aplicó este tipo

de análisis a la base de datos gravimétricos de alta precisión relevada en este trabajo y los datos reportados por Schmidt y Götze (2006), con el objetivo de evaluar el estado isostático de la región y comparar los resultados con los obtenidos a partir de los modelos de compensaciones.

Por otro lado, a pesar que la convergencia de placa es similar a lo largo de los Andes Centrales (Somoza, 1998), existen importantes diferencias a lo largo del rumbo (Allmendinger y Gubbels, 1996; Kley *et al.*, 1999) que caracterizan en dos segmentos a los Andes Centrales (Figura 1.2). En este sentido Allmendinger y Gubbels (1996), Kley y Monaldi (1998) y Kley *et al.* (1999) discuten la diferencia del estilo de deformación de las estructuras de los Andes frontales, observando en el segmento norte un estilo de deformación de tipo piel fina de las Sierras Subandinas; mientras al sur, un estilo de piel gruesa del Sistema Santa Bárbara. La deformación de las Sierras Subandinas se vio favorecida por la presencia de la extensa cuenca paleozoica y por el escudo Brasiliano subyaciendo (por ejemplo Allmendinger y Gubbels, 1996; Kley *et al.*, 1999; Beck y Zandt, 2002; Armijo *et al.*, 2015). Mientras que al sur la deformación se vio favorecida por la extensión Mesozoica (por ejemplo Kley y Monaldi, 2002).

Para explicar estos estilos de deformación diferentes en el sector más oriental de los Andes Centrales, Watts *et al.* (1995) realizaron estudios pioneros sobre el espesor elástico efectivo litosférico (T_e). Estos autores propusieron que el gran acortamiento y el estilo de deformación de piel fina observados en el Sistema Subandino están relacionados con una litosfera rígida representada por valores altos de T_e. Mientras que la deformación de piel gruesa y el bajo acortamiento hacia el norte y sur del Sistema Subandino estaban relacionados con valores bajos de T_e. Estos autores propusieron que esta variación en el T_e y, en consecuencia, los estilos de deformación, estaban controlados por la proximidad al cratón Amazónico. Asociado a estos estilos de deformación, recientemente Mouthereau *et al.* (2013) discutieron la importancia del espesor elástico efectivo en la evolución orogénica a escala global. De acuerdo con estos autores, la profundidad de desacoplamiento de la corteza y la cantidad de acortamiento litosférico durante la orogenia depende de la rigidez litosférica heredada. En este sentido, las litosferas fanerozoicas jóvenes (con un alto gradiente geotérmico) involucran deformación cortical más profunda y menor contracción que las litosferas más antiguas y rígidas.

De acuerdo a la mayoría de los estudios de rigidez litosférica en los Andes Centrales, los

valores más bajos de T_e se encontraron a lo largo del orógeno Andino, aumentando hacia las regiones cratónicas (por ejemplo, los Sistemas Subadinos y Santa Bárbara), mientras que los valores más altos se obtuvieron en cratones, muy lejos de la trinchera (por ejemplo Stewart y Watts, 1997; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005; Tassara *et al.*, 2007; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2008, 2009). Sin embargo, valores intermedios a altos de T_e estimados sobre el Sistema Santa Bárbara por diferentes autores (por ej. Stewart y Watts, 1997; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005; Mantovani *et al.*, 2001, 2005; Wienecke *et al.*, 2007; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2009) rompen la correlación directa propuesta por Watts *et al.* (1995) entre el T_e y los estilos de deformación en los Andes Centrales.

Esta problemática despertó nuestro interés, por ello con el objetivo de comprender mejor la relación potencial entre el T_e y el estilo y la naturaleza de la deformación en los Sistemas Subadinos y Santa Bárbara, elaboramos un mapa de alta resolución de T_e variable. Para aportar un modelo con mayor resolución se analizó en detalle la metodología y los datos a utilizar; como así también ciertas características litosféricas, como densidades, morfología y profundidades de las capas que componen el subsuelo.

Capítulo 2

Marco Geotectónico

2.1. Génesis de los Andes Centrales

La génesis de los Andes Centrales presenta una gran complejidad, debido a la suma de escenarios geológicos y tectónicos que han intervenido en su evolución. Para la región de estudio (Figura 2.1) podría caracterizarse en los siguientes escenarios.

i) Basamento.

ii) Ciclos sedimentarios: Paleozoico, Cretácico-Paleógeno y Cenozoico.

iii) Orogenia Andina.

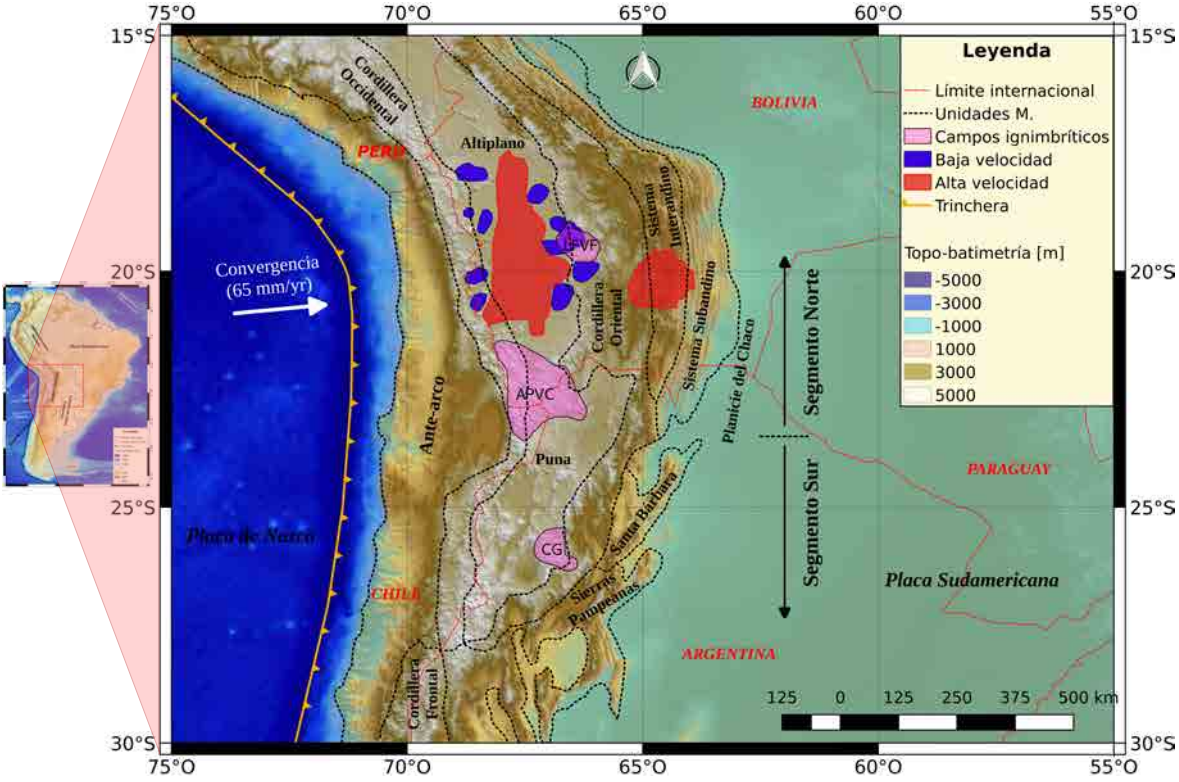


Figura 2.1: Andes Centrales de Sudamérica sobre un modelo topo-batimétrico (Amante y Eakins, 2009). Principales unidades morfoestructurales (modificado de Barnes y Ehlers (2009) y Tassara (2005)) presentes en el área de estudio: Cordillera Occidental (COc), Altiplano (AP), Puna (P), Cordillera Oriental (COr), Sierras Pampeanas (SP), Sistema Interandino (SIA), Sistema Subandino (SAS), Sistema Santa Bárbara (SSB). Zonas de alta y baja velocidad del manto superior modificado de Myers *et al.* (1998) y Beck y Zandt (2002). Velocidad de placa de Nazca Brooks *et al.* (2011). Se indica segmentación de los Andes según Allmendinger y Gubbels (1996). Principales complejos ignimbríticos modificado de Beck *et al.* (2015): El campo volcánico Los Frailes (LFVF por su acrónimo en inglés *Los Frailes Volcanic Field*), el complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC por su siglas en inglés *Altiplano-Puna Volcanic Complex*) y Cerro Galán (CG).

2.1.1. Basamento de los Andes Centrales

La evolución del margen continental de Gondwana de los Andes Centrales ha sido evaluada mediante dos modelos contrastantes (Ramos, 2008).

El modelo de faja móvil, en el cual la formación de cuencas sedimentarias, la actividad ígnea y la deformación son parte de un mecanismo de reciclaje de la corteza, sin la inclusión de colisiones continentales, suturas, y terrenos exóticos. De esta manera el bloque Arequipa-Antofalla siempre fue parte del continente de Gondwana (Figura 2.2), donde su corteza se ha homogeneizado a través de un amplio y prolongado cinturón móvil (Becchio *et al.*, 1999; Lucassen *et al.*, 1999, 2000; Bock *et al.*, 2000; Lucassen *et al.*, 2001; Lucassen y Franz, 2005; Franz *et al.*, 2006, entre otros)

El otro modelo contrario a estos aportes, propone la acreción de terrenos en diferentes

épocas, como es el caso del terreno de Arequipa-Antofalla (por ejemplo Coira *et al.*, 1982; Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 1986; Hervé *et al.*, 1987; Forsythe *et al.*, 1993; Loewy *et al.*, 2004; Ramos, 2008). El ensamble de Rodinia (por ejemplo Hoffman, 1991; Dalziel, 1997) evidencia que el oeste de América del sur era parte del supercontinente de Rodinia. Sadowski y Bettencourt (1996) fueron los primeros en interpretar el frente de Grenville en América del Norte como consecuencia de la colisión con Amazonía (Figura 2.2). En el cual, la existencia de un bloque intermedio como Arequipa-Antofalla, con un arco magmático (Loewy *et al.*, 2004) a menos de 300 km de distancia de la trinchera era bastante realista, ya que el arco magmático de los Andes se ubica a una distancia de 250-300 km de la trinchera (Ramos y Aleman, 2000). Apoyando este modelo, se ha mostrado que la tectónica de placas ha jugado un rol importante en el desarrollo de cinturones de pliegues del Proterozoico (Hoffman, 1980; Cawood *et al.*, 2006), donde inclusive los cinturones móviles requerían subducción de la corteza oceánica (Hoffman, 1988; Cawood, 2005). Así mismo, las rocas ofiolíticas son evidencia de océanos antiguos amalgamados (Ramos, 2008). De esta manera se han observado a lo largo del margen Pacífico del Gondwana terrenos exóticos, como Cuyania, pero también terrenos para-autóctonos, como Famatina, Pampia y Arequipa-Antofalla, descriptos por Ramos y Basei (1997), que fueron derivados previamente del supercontinente Gondwana.

De esta manera, basados en este último modelo, el basamento de los Andes Centrales exhibiría relictos de la dispersión del supercontinente Rodinia, la reconstrucción del Gondwana y acreción de diferentes terrenos a lo largo del borde pacífico (Ramos, 2008). Los terrenos de Arequipa y Antofalla (Paleo-Mesoproterozoico) fueron deformados durante la colisión de los cratones Amazónico, Laurentia y Pampia durante tiempos del Mesoproterozoico (Ramos, 2008) (Figura 2.2 y 2.3 a). Estos terrenos desarrollaron un arco magmático independiente paralelo al arco magmático de Sunsás, tal como lo indica material más joven y el metamorfismo (Sadowski y Bettencourt, 1996). Debido al amalgamiento de Rodinia, la Orogenia Grenville-Sunsás tuvo lugar a lo largo de todo el margen pacifico (Dalziel, 1997; Hoffman, 1991). El metamorfismo de temperaturas muy elevadas se relaciona con el colapso del orógeno Sunsás y con la ruptura y dispersión de Rodinia (Figura 2.3 b). La ruptura y dispersión de Rodinia no fue homogénea, algunos bloques quedaron amalgamados y otros se alejaron (Ramos, 2008). Durante tiempos del Neoproterozoico, el terreno de Antofalla fue separado, desarrollándose la cuenca Puncoviscana (Ramos, 2008, y citas en él) durante un periodo extensional (Figura 2.3 c). Los diques dacíticos de aproximadamente 635 Ma

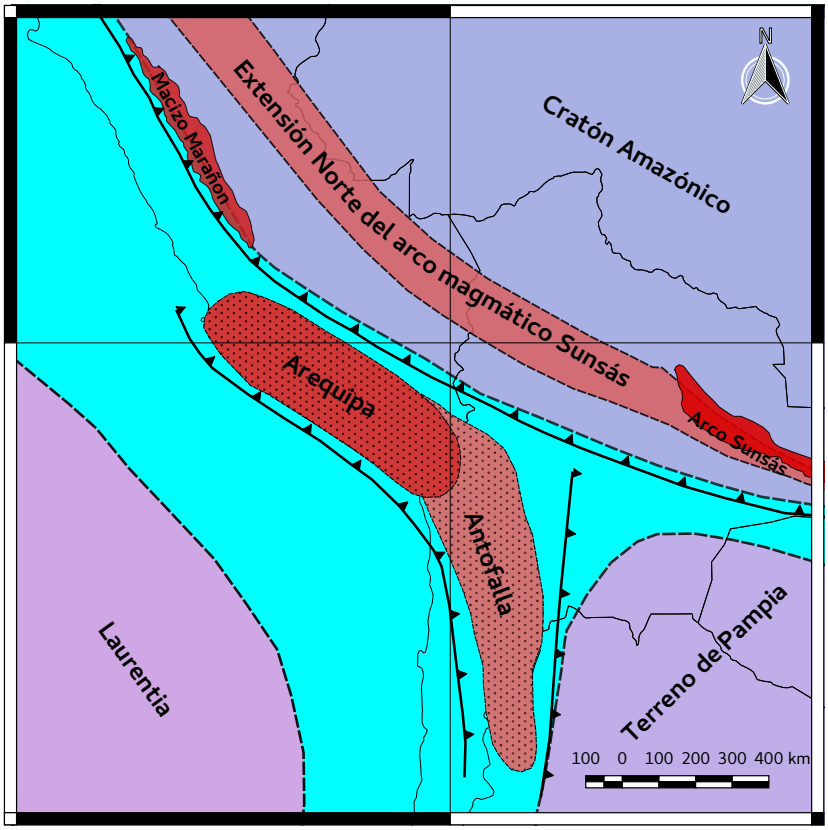


Figura 2.2: Paleogeografía durante el Mesoproterozoico, modificado de Ramos (2008).

(Loewy *et al.*, 2004) pueden indicar el comienzo del *rifting* en el bloque superior.

Aunque el macizo de Arequipa no evidencia dispersión, al sur a lo largo del bloque Antofalla tuvo una importante separación formando la cuenca neoproterozoica-cámbrica temprana Puncoviscana. Con la colisión de Pampia contra el cratón del Río de la Plata el aporte de sedimentos a la cuenca aumentó dando lugar a la formación de una gran cuenca de antepaís (Figura 2.3 d) (Kraemer *et al.*, 1995; Keppie y Bahlburg, 1999).

Durante el Cámbrico temprano tuvo lugar reorganización, colisión y amalgamiento de bloques que condujo a la actual configuración del Gondwana y el pasaje de margen pasivo a activo del pacifico, dando lugar al cierre de la cuenca Puncoviscana y el desarrollo del cinturón Puncoviscano (Cawood y Buchan, 2007; Ramos, 2008) (Figura 2.3 e).

Diferentes ambientes tectónicos han sido propuestos para explicar el origen de esta faja Puncoviscana (véase Figura 7, Ramos (1999b)). Según Ramos (1988) y Omarini *et al.* (1999) la deformación se asociaría a la colisión entre el terreno para-autóctono de Arequipa-Antofalla y el protomargen del Gondwana. Ramos (1988) propone el cierre de un océano con subducción y colisión, mientras que Omarini *et al.* (1999) establece un *rift* que evoluciona a la cuenca oceánica y consecuente generación de un arco islándico. Otras hipótesis

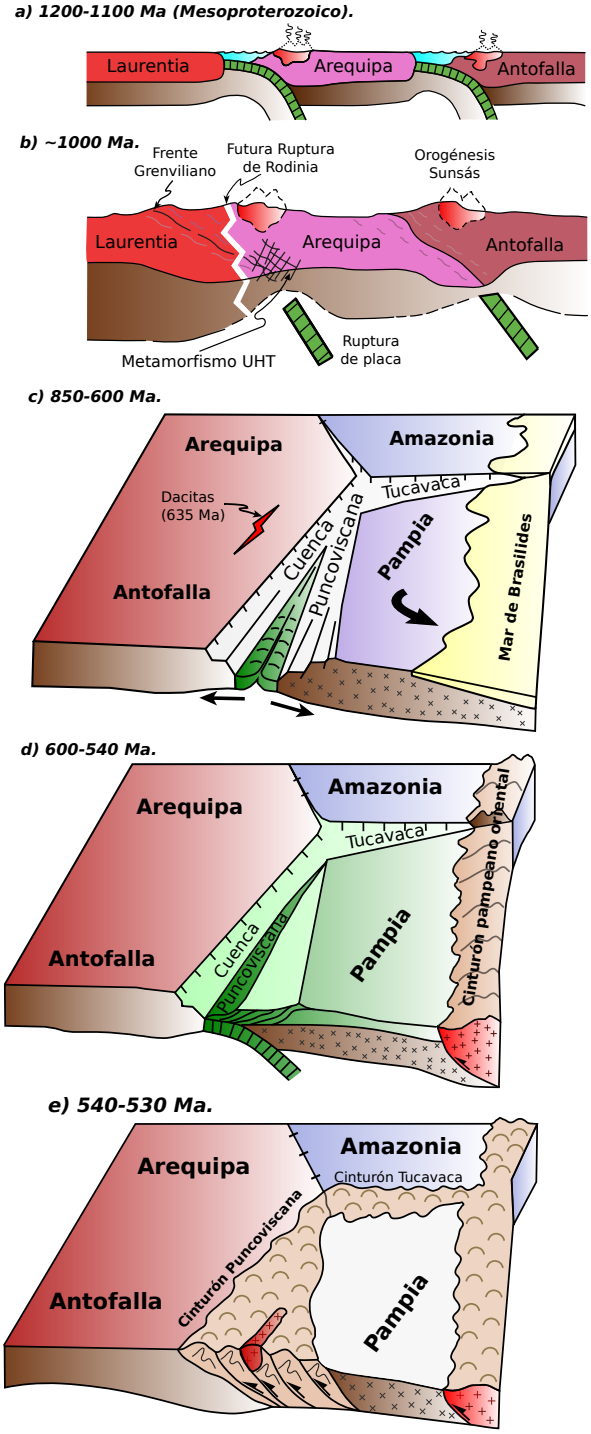


Figura 2.3: Evolución esquemática del basamento de Arequipa en tiempos Mesoproterozoicos: (a) Desarrollo de arcos magmáticos jóvenes en las cadenas de Arequipa y Sunsás; (b) Colisión durante la Orogenia de Grenville-Sunsás evidenciando material astenosférico de temperaturas muy elevadas (UHT, por su acrónimo en inglés *ultra high temperature*); indicando además la ruptura y dispersión posterior Rodinia. Evolución neoproterozoica del cinturón Puncoviscana: c) Estado extensional durante la ruptura de Rodinia; d) Estado de antepaís durante la colisión del cinturón Pampeano oriental; e) Emplazamientos de Granitoides Pampeanos y deformación Tilcárica. Modificado de Ramos (2008).

contrastantes fueron propuestas: margen pasivo (JeŽek *et al.*, 1985), desarrollo de un *rift* (Omarini y Sureda, 1993), cuenca de antepaís (Kraemer *et al.*, 1995; Keppie y Bahlburg, 1999). Los períodos de *rifting*, separación y re-acreción asociados al bloque Antofalla durante los tiempos Neoproterozoico-Cámbrico y Cámbrico tardío-Ordovícico tardío podrían deberse a cambios en la dinámica de las placas a escala continental (Cawood y Buchan, 2007; Ramos, 2008).

2.1.2. Cuenca paleozoica

En tiempos del Paleozoico los Andes Centrales mantuvieron una compleja historia tectosedimentaria que dio origen a las cuencas paleozoicas del noroeste argentino (Aceñolaza, 1992). En la Tabla (2.1) se muestra un detalle cronoestratigráfico de estas secuencias. Se trata de una cuenca de antepaís de depositación, que habría involucrado una serie de estadios geodinámicos (Aceñolaza *et al.*, 1999b; Starck, 1999a).

De esta manera el periodo Cambro-Ordovícico evidencia una sucesión de diferentes eventos tectónicos, sedimentarios, magmáticos y orogénicos (Aceñolaza *et al.*, 1999b). Durante este periodo la región se comportó como un margen pasivo de retroceso abierto hacia el oeste, depositándose una gruesa secuencia de plataforma clástica ($> 3000\ m$) (Starck, 1995). Las rocas de este periodo constituyen los Grupo Mesón y Santa Victoria (Turner, 1964). Este episodio sedimentario finalizó con la colisión del bloque Arequipa-Antofalla con el terreno Pampeano, un evento conocido como la Orogenia Oclóyica (Ramos, 1986, 1988).

Este evento dejó como resultado una discordancia angular, sobre la que se depositaron una serie de secuencias sedimentarias ($\backsim 6\ km$) en cuencas intracontinentales desde Silúrico hasta el Jurásico (Starck, 1995). Estos sedimentos se agrupan en dos grandes secuencias, separadas por otra discordancia que habría originado la Orogenia Chánica en el Carbonífero inferior (Starck, 1995).

La primera de ellas comprende el periodo Silúrico-Devónico. Depósitos de gran magnitud areal se desarrollaron en una cuenca de naturaleza flexural (ver Figura 1, Aceñolaza *et al.* (1999b)), involucrando gran extensión de la región Andina Central que se extiende hacia regiones de Paraguay y Brasil (Starck, 1995; Aceñolaza *et al.*, 1999b). En el norte de Argentina se interpretan dos cuencas sedimentarias denominadas cuenca Occidental y Oriental, separadas por un elemento positivo (Dorsal Central Argentina (Bracaccini, 1960)). Tanto la cuenca oriental como la occidental fueron invadidas por un mar somero de plata-

forma, desarrollándose grandes secuencias silicoclásticas, alternando facies arenosas y arcillosas (Aceñolaza *et al.*, 1999b; Cruz *et al.*, 2008). La secuencia inicia con la Formación Zapla conformada principalmente por grauvacas de origen glacial. Luego continúa la secuencia con una sucesión de tres ciclos sedimentarios que comienzan con arcillas y finalizan con cuarcitas. El ciclo más antiguo contiene como base a la Formación Kirusillas y finaliza con la Formación Santa Rosa. Los otros dos ciclos corresponden a las Formaciones Icla-Huamampampa y Los Monos-Iquiri (Kozlowski *et al.*, 2005). Las facies arcillosas de color negro y gris oscuro de la Formación Los Monos tienen potencial de roca madre de hidrocarburos (Di Salvo y Villar, 1999), además de su capacidad de sello regional (Cruz *et al.*, 2008). Mientras que las facies areniscas cuarcíticas de las Formaciones Santa Rosa, Ica, Huamampampa e Iquiri consisten en las secuencias con mayores reservorios de gas de esta cuenca (Cruz *et al.*, 2008).

La segunda secuencia involucra el resto del Paleozoico (Carbonífero-Pérmico), el Triásico y gran parte del Jurásico conformando la cuenca de Tarija (Starck, 1995) (ver Figura 2.4). La fase Chánica, de menor intensidad que la Oclóyica cambió el estilo y amplitud de subsidencia de la cuenca, combinando en este caso no solo causas flexurales sino también termales. Los bajos niveles eustáticos y las condiciones climáticas de esta segunda secuencia implicaron facies de origen glacial y ambientes áridos en su mayoría, culminando las secuencias de la cuenca de Tarija (Starck, 1995). Las facies glaciares y periglaciares están conformadas por alternancia de areniscas de canales y rellenos de valles (reservorios), limoarcilitas rojas y diamictitas que se comportan como roca sello, sobreyaciendo a estas rocas Permo-triásica de la Formación Vitiacua depositadas en un ambiente más cálido (Cruz *et al.*, 2008). Finalizando se depositaron sedimentos de ambiente eólico, siendo reservorio en numerosos casos (Cruz *et al.*, 2008). Más allá de las diferencias en los eventos diatróficos Chánico y Oclóyico, las secuencias de estos periodos mantuvieron una distribución parecida a los depósitos antecesores Silúricos-Devónicos, probablemente porque estas reutilizaban fábricas estructurales más antiguas(Starck, 1995). Las relaciones *onlap* exhiben que la cuenca de Tarija estuvo más restringida que las secuencias previas (Starck, 1995).

La cuenca de Tarija, se encuentra mayormente distribuida en Bolivia e ingresa en la región norte de Argentina hasta que es interrumpida por la discordancia asociada con la dorsal de Michicola (Kozlowski *et al.*, 2005; Starck *et al.*, 2005). El relleno de la cuenca presenta discordancias internas que permiten dividir las secuencias en grupos diferentes (Machareti,

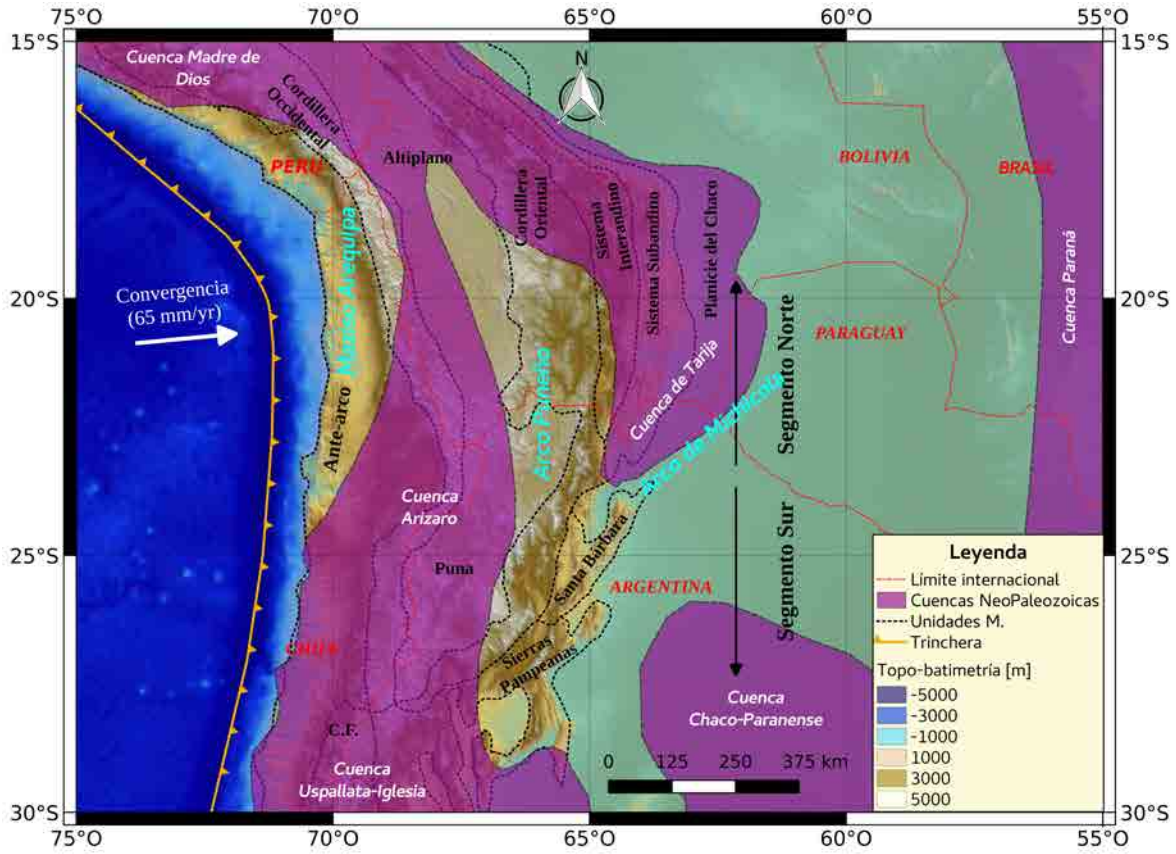


Figura 2.4: Distribución de cuencas Neopaleozoicas y altos estructurales, modificado de Azcuy y di Pasquo (2000), después de Azcuy (1985).

Mandiyuti, Cuevo y Tacurú). Un detalle estratigráfico de estas secuencias se puede observar en los trabajos de Starck (1995) y Starck *et al.* (2005). Los Grupos Macharetí y Mandiyutí son los únicos con importancia económica de hidrocarburos en nuestro país, ya que la columna sedimentaria correspondiente se restringe hacia el noroeste, por el levantamiento y la erosión.

2.1.2.1. Grupo Macharetí

El Grupo Macharetí apoya en discordancia con las secuencias devónicas, aunque en algunas regiones lo hace sobre el Ordovícico. Lo conforman las Formaciones Tarija, Itacuami y Tupambi. Esta última formación se trata de un registro de arenas blanquecinas de aspecto sacaroide intercaladas con rocas pelíticas, con una gran producción hidrocarburífera. La Formación Tarija se conforma de secuencias de rocas diamictíticas oscuras glaciales, con propiedades excelentes de sello (Starck *et al.*, 2005, y citas en él), contiene intercalaciones de areniscas con propiedades productivas de hidrocarburos, intercaladas con rocas pelíticas oscuras. Una de estas intercalaciones con espesor considerable, localizada en la base, es

llamada Formación Itacuami (Starck *et al.*, 2005).

2.1.2.2. Grupo Mandiyutí

Sobreyace a la Formación anterior luego de una discordancia erosiva, aunque en algunas regiones traslapa dicha formación y apoya sobre rocas pre-carboníferas. Lo conforman las formaciones Las Peñas y San Telmo. La primera de ellas está compuesta en gran medida por arenas. Proviene de ambientes fluviales deltaicos confinados a geografía de paleorelieves o paleovalles cortados, con propiedades de reservorios. Mientras que la Formación San Telmo se conforma mayormente de rocas pelíticas y diamictíticas con propiedades de roca sello, aunque presenta intercalaciones de arenas productoras de hidrocarburos (Starck *et al.*, 2005).

2.1.2.3. Grupo Cuevo

Es un Grupo con poca presencia en nuestro país, lo conforman la Formaciones Cangapi, Vitiacua e Ipaguazu. La primera de ellas se trata de areniscas blanquecinas abigarradas de origen eólico, intercalan rocas carbonáticas transicionalmente hasta las calizas de la Formación Vitiacua. Esta Formación consiste de varios ciclos carbonáticos, mientras que la Formación Itacuami se trata de delgadas facies rojizas (Starck *et al.*, 2005).

2.1.2.4. Grupo Tacurú

Se compone de un gran manto regional de arenas de origen eólico con escasa distribución areal en nuestro país debido a la erosión (Starck *et al.*, 2005).

ERA	PERIODO	GRUPO	FORMACIÓN
Mesozoico	Jurásico	Gr. Tacurú	
Paleozoico	Carbonífero-Pérmico	Gr. Cuevo	Cangapi Vitiacua Ipaguazu
		Gr. Mandiyuti	San Telmo Las Peñas
		Gr. Machareti	Tarija Itacuami Tupambi
	Silúrico-Devónico	Aguaragüe	Iquiri Los Monos
		Las Pavas	Huamampampa Icla Santa Rosa
		Cinco Picachos	Kirusillas Zapla
	Ordovícico Cámbrico	Gr. Mesón Gr. Santa Victoria	BASAMENTO

Tabla 2.1: Cuadro cronoestratigráfico de la cuenca paleozoica. Modificado de Starck (1995), Starck *et al*. (2002), Cruz *et al*. (2008) y Vergani *et al*. (2008).

2.1.3. Cuenca cretácica-paleógena

Durante el Jurásico Superior - Cretácico Temprano Sudamérica estuvo sujeta a un periodo extensional relacionado con la apertura del océano Atlántico sur, controlado por antiguas zonas de debilidad cortical (Salfity, 1979; Comínguez y Ramos, 1995; Ramos, 1999b). Este periodo generó la disectación de los depocentros predecesores, generando un conjunto de depocentros (*grabens*) en el desarrollo de la cuenca de *rift*, separados por una serie de altos estructurales (*horst*) (Starck, 1995) (Figura 2.5). En el noroeste de Argentina se encuentran los depocentros Sey, Tres Cruces, Cianzo, Cerro Hermoso, Lomas de Olmedo (nombrada como Pirity en Paraguay (Wiens, 1995)), El Rey, Metán, Alemanía, Tucumán y Brealito, separados por elementos subpositivos (umbrales), limitados por estructuras externas (arcos) e internas (dorsales) (Sabino, 2004; Starck *et al*., 2011) (Figura 2.5). Los depocentros más significativos de esta gran cuenca sedimentaria son Metán-Alemanía, Tres Cruces y Lomas de Olmedo (Pirity en Paraguay), siendo este último el único que no fue afectado por la Orogenia Andina y por lo tanto su estudio es de especial interés ya que su estructura prácticamente no ha sido deformada (Bianucci, 1999; Starck *et al*., 2011). Un detalle cronoestratigráfico de estos depocentros se reporta en los trabajos de Clebsch Kuhn (1991), Gomez Omil y Boll

(1999), Starck *et al.* (2002), Starck *et al.* (2011), entre otros (ver Tabla 2.2).

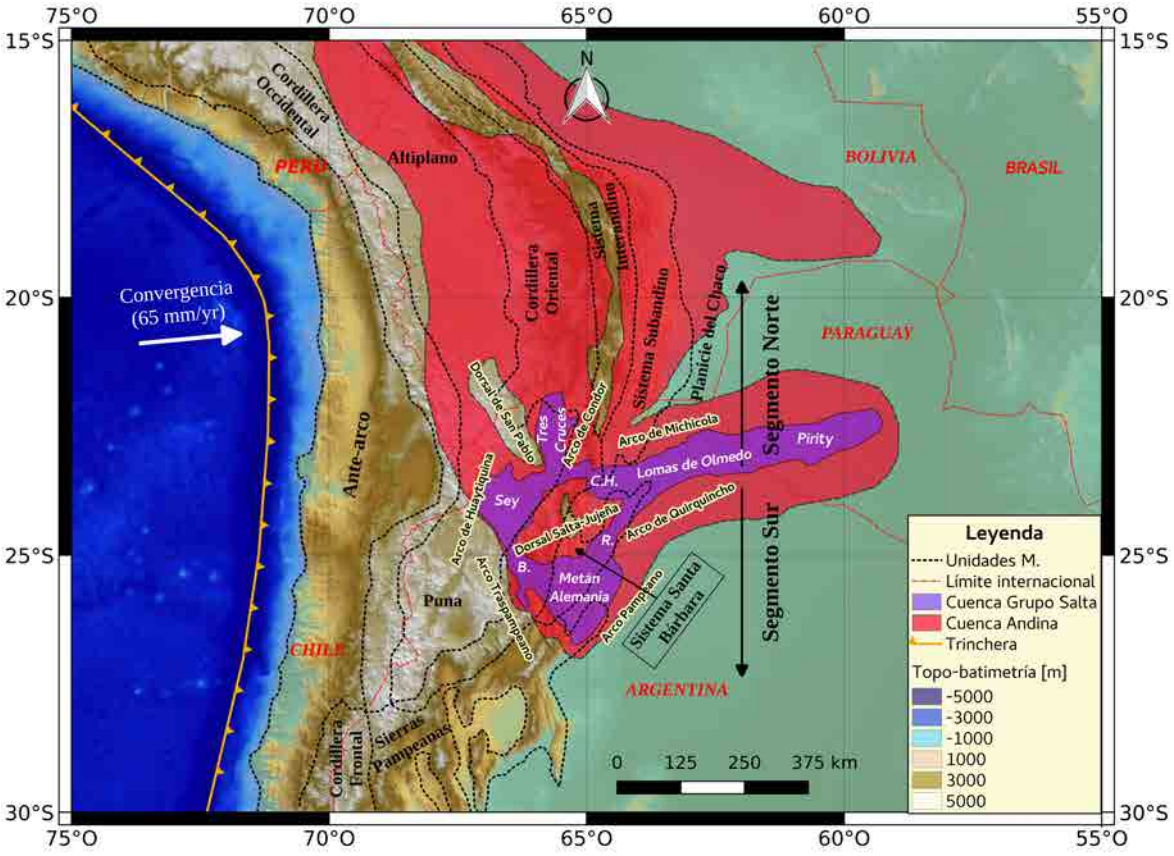


Figura 2.5: Cuenca cretácica de los Andes Centrales. Modificado de Comínguez y Ramos (1995), Clebsch Kuhn (1991), Salfity y Marquillas (1994), Wiens (1995) y Starck *et al.* (2011).

2.1.3.1. Basamento de la cuenca

El Grupo Salta apoya sobre un sustrato variado, perteneciente a varios ciclos sedimentarios antecesores (mencionados anteriormente) (Starck *et al.*, 2011). La erosión que sufrieron estas secuencias en los altos que limitan los diferentes depocentros, implica que las secuencias sobre las que apoyan los depocentros contenga secuencias más jóvenes que en los altos limitantes (Starck *et al.*, 2011). Uno de los casos más notorios es la subcuenca Lomas de Olmedo, en el cual se observa en el basamento un basculamiento hacia el norte y sur, encontrando secuencias más antiguas en los altos Michicola y Quirquincho a medida que nos alejamos del eje de la subcuenca (Bianucci, 1999; Starck *et al.*, 2011). De esta manera según Starck *et al.* (2011) se desconoce con certeza el sustrato sobre el que apoya Lomas de Olmedo en su eje central, ya que a profundidades de 10 km, los pozos más profundos no alcanzan las secuencias de basamento y las secciones sísmicas con extensión necesaria para dichas profundidades tampoco infieren conjeturas al respecto. Se piensa que el sustrato bajo

el eje podría ser Paleozoico inferior o Precámbrico (Vergani *et al.*, 2008; Starck *et al.*, 2011). Para el caso de la subcuenca Metán-Alemanía el basamento del Grupo Salta estaría conformado en la región occidental (Alemanía) por la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico-Eocámbrico) y rocas ígneas intruidas, mientras que en la región oriental en Metán intervienen además rocas cámbricas-devónicas. En el depocentro Tres Cruces el sustrato generalmente está constituido por rocas ordovícicas y raramente más antiguas (Starck *et al.*, 2011).

<table>
<tr><th>ERA</th><th>PERIODO</th><th>ÉPOCA</th><th>GRUPO</th><th>SUBGRUPO</th><th>FORMACIÓN</th><th>ESTADIO TECTÓNICO</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Cenozoico</td><td>Neógeno</td><td></td><td>Grupo Orán</td><td>Metán
Jujuy</td><td>El Simbolar
“ Terciario Subandino ”
o Chaco
Tranquitas</td><td>Antepaís
(Foreland)</td></tr>
<tr><td>Paleógeno</td><td>Oligoceno
Eoceno
Paleoceno</td><td rowspan="3">Grupo Salta</td><td>Santa Bárbara</td><td rowspan="2">Lumbrera
Maíz Gordo
Mealla
Olmedo</td><td rowspan="2">post-rift</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Mesozoico</td><td rowspan="2">Cretácico</td><td rowspan="2"></td><td>Balbuena</td></tr>
<tr><td>Pirgua</td><td>Pirgua</td><td>sin-rift</td></tr>
<tr><td>Paleozoico Precámbrico</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>pre-rift
BASAMENTO</td></tr>
</table>

Tabla 2.2: Cuadro cronoestratigráfico de la cuenca cretácica-paleógena y cenozoica. Modificado de Vergani *et al.* (2008) y Starck *et al.* (2011) .

2.1.3.2. Relleno de la cuenca de *rift* del Grupo Salta

La cuenca cretácica se caracteriza por un potente registro sedimentario correspondiente al Grupo Salta (Turner, 1959) (Cretácico-Paleógeno), integrado por sedimentos terrígenos continentales, con intercalaciones de calizas, evaporitas y vulcanitas (Bianucci, 1999; Starck *et al*., 2011). El Grupo Salta lo conforman el Subgrupo Pirgua (Cretácico) depositado durante un periodo de *sin-rift* y los Subgrupos Balbuena (Cretácico superior - Paleógeno inferior) y Santa Bárbara (Paleógeno) depositados en un estadío de *sag o post-rift* (Moreno, 1970; Starck *et al*., 2011). Suprayacen a estos tres Subgrupos, el Grupo Oran formado principalmente por los Subgrupos Metan y Jujuy (Neógeno inferior), culminando la secuencia con depósitos de edad neógena superior, depositados durante un estadío de antepaís (Ramos *et al*., 2006, y citas en él).

Subgrupo Pirgua

Corresponde al relleno inicial de los grábenes y hemigrábenes generados por la extensión, condicionando fuertemente la distribución de los distintos depocentros que conforman la cuenca (Starck *et al*., 2011). Apoyan sobre secuencias pre-cretácicas en discordancia angular mencionadas recientemente.

Subgrupo Balbuena

Se encuentra conformado por las Formaciones Yacoraite y Lecho depositadas durante un estado de *post-rift* de la cuenca (Starck *et al*., 2011, y citas en él).

Formación Yacoraite: Esta formación ha sido el interés de muchos autores debido a sus características de roca madre y reservorio de hidrocarburos (por ejemplo Gomez Omil y Boll, 1999; Starck *et al*., 2011). Registra un episodio transgresivo con rocas carbonáticas, que la separa de la Formación Lecho. Presentan colores amarillentos claros producto de la meteorización. Se observan en la región central de Lomas de Olmedo espesores de hasta 500 m (Starck *et al*., 2011).

Formación Lecho: Constituida principalmente por areniscas claras, completando en algunos casos la totalidad de su espesor. Debido a ser unidad basal del *post-rift* apoya en discordancia con el basamento pre-cretácico, principalmente en los altos estructurales (Starck *et al*., 2011).

Subgrupo Santa Bárbara

Debido a que los depósitos *post-rift* traslapan el Subgrupo Santa Bárbara, apoyan en discordancia angular sobre sustratos *pre-rift*, destacándose en el depocentro Lomas de Olmedo (Starck *et al*., 2011). Se encuentra conformado por las Formaciones Olmedo, Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera.

Formación Olmedo: Esta formación se encuentra principalmente en la cuenca Lomas de Olmedo, superando los 400 m de espesor y alcanzando los 100 m en los depocentros Tres Cruces y Metán-Alemanía. Apoya en discordancia con la Formación Yacoraite. Se observa relación *onlap* con las secuencias predecesoras, hacia las zonas externas de los depocentros (Starck *et al*., 2011). Se destaca un potente registro de evaporitas, compuesto por una fina alternancia de halitas y pelitas negras. Esta espesa sección evaporítica se habría depositado en un gran lago hipersalino (Starck *et al*., 2011).

Formación Mealla: Los espesores de esta Formación sobrepasan los 500 m en el eje de Lomas de Olmedo, reduciendo el espesor hacia los flancos y los otros depocentros. Se compone ampliamente de pelitas rojas depositadas en un ambiente de barreal ("playa") alojadas en un lago hipersalino de menor dimensión al de la Formación Olmedo. En la región central de Lomas de Olmedo las pelitas rojas gradan hacia los bordes a facies grises oscuras con intercalaciones de evaporitas. Sobreponen en el tope la Formación Faja Gris relacionado con un evento de inundación, compuesto principalmente por limoarcilitas calcáreas de color gris oscuro con ondulitas, intercaladas con niveles estromatolíticos. Las secuencias arenosas de la cuenca se depositaron en un ambiente fluvial (Starck *et al*., 2011).

Formación Maíz Gordo: Presenta amplia distribución areal con espesores superiores a los 500 m en Lomas de Olmedo. Su base se caracteriza por una discordancia erosiva superponiendo facies arenosas, fluviales sobre la Faja Gris. Está conformada en gran medida por ciclos lacustres de inundación-somerización similar a la Formación Yacoraite pero con menor proporción de carbonatos. Estos depositaron en gran medida pelitas de color gris verdosas, gradando hacia arriba a depósitos que implican menor profundidad de agua.

Formación Lumbrera: Esta unidad corresponde al tope del Grupo Salta (Starck

et al., 2011). En general presenta una composición (principalmente pelitas) y coloración (predominante colores rojizos) homogénea. Se ha dividido en dos miembros superior e inferior, referenciado a diferentes secuencias depositacionales. En el miembro superior, las secuencias más occidentales de la cuenca (Tres Cruces y Metán-Alemanía) presentan un estilo compresivo afectado por la Orogenia Andina, pasando transicionalmente hacia el este a un estilo de distensión típico del Grupo Salta.

2.1.4. Cuenca cenozoica del Chaco

El último ciclo sedimentario se trata de sedimentos depositados en una cuenca de antepaís desarrollada durante tiempos del Cenozoico (Mioceno al reciente) en la que se identificaron más de 7 km de espesor sedimentario Neógenos bajo la nomenclatura Grupo Orán (por ejemplo Sempere *et al.*, 1990; DeCelles y Horton, 2003; Echavarria *et al.*, 2003; Starck *et al.*, 2005; Hernández y Echavarria, 2009).

Una cuenca de antepaís es una elongada zona con potencial de acomodación de sedimentos de la corteza continental entre la cadena orogénica contraccional y la zona cratónica adyacente (Uba *et al.*, 2006). Surge como resultado de la flexión de la litosfera en respuesta a procesos geodinámicos como subducción de la losa y faja de empuje plegada de retroarco (DeCelles y Giles, 1996). La deflexión litosférica provocada por la carga genera el espacio de acomodación proximal al orógeno que migra a medida que la carga avanza (Uba *et al.*, 2006). En este sentido la cuenca del Chaco integra desde la zona Interandina hasta la llanura del Chaco, formada por la convergencia entre la placa de Nazca y Sudamericana y la interacción con el cratón Amazónico proximal al este (Uba *et al.*, 2005, 2006).

Esta cuenca está conformada por rocas clásticas de origen continental que fueron depositadas en secuencias sinorogénicas, caracterizadas por grano y estrato creciente, típico de secuencias sinorogénicas. En su base se reconoce una faja de arenas de origen lacustre, fluviales efímeras y eólicas, asignadas bajo el nombre de Formación Tranquitas con menos de 1 km de espesor (Hernández *et al.*, 1996; Echavarria *et al.*, 2003; Hernández y Echavarria, 2009). El resto de la secuencia corresponde a una espesa columna de una cuenca de antepaís agrupada bajo el nombre de "Terciario Subandino" o Formación Chaco (Echavarria *et al.*, 2003; Starck *et al.*, 2005; Ramos *et al.*, 2006; Hernández y Echavarria, 2009, y citas en él). En este Grupo se han identificado tres ciclos de depósitos progradantes, provenientes

de ambientes de ríos entrelazados, abanicos aluviales, abanicos distales efímeros y planicies de inundación de ríos (Hernández *et al.*, 1996, 1999; Echavarria *et al.*, 2003; Hernández y Echavarria, 2009).

El Grupo Orán según Russo (1972) y Ramos *et al.* (2006) lo conforman el Subgrupo Metan y Jujuy. El primero de ellos está compuesto por las formaciones Río Seco, Anta y Jesús María (Gebhard *et al.*, 1974). Este Subgrupo presenta características variables de una región a otra que se adaptan a condiciones locales, implicando diferentes nomenclaturas en las formaciones. El Subgrupo se compone de las Formaciones Río Guanaco y Piquete (Gebhard *et al.*, 1974). Culminando la columna luego de una discordancia se depositan conglomerados gruesos monótonos de ambientes de abanicos aluviales con el nombre de Formación El Simbolar (Hernández *et al.*, 1996; Hernández y Echavarria, 2009).

En la Tabla (2.3) se muestra un resumen de la evolución tectónica de los Andes Centrales (modificado de Starck, 1995; Ramos, 2008; Starck *et al.*, 2011).

Edad	**Comportamiento tectónico Regional**
Neógeno	Orogenia Andina, Cuenca flexural de antepaís
Cretácico - Paleógeno	*Rift*, subsidencia (*sag*) y vulcanismo localizado
Jurásico superior	Orogenia Araucariana
Jurásico	Subsidencia termal
Triásico superior	Incipiente fallamiento normal
Carbonífero tardío- Triásico	Flexural y Subsidencia termal
Carbonífero Temprano	Orogenia Chánica
Silúrico inferior- Devónico inferior	Subsidencia de cuenca flexural de antepaís
Ordovícico tardío	Orogenia Oclóyica
Cámbrico temprano	reorganización, colisión y amalgamiento de bloques
Neoproterozoico	Evolución la cuenca Puncoviscana
Mesoproterozoico	Dispersión de Rodinia, reconstrucción del Gondwana y acreción de terrenos

Tabla 2.3: Evolución tectónica de los Andes Centrales. Modificado de Starck (1995), Ramos (2008) y Starck *et al.* (2011).

2.1.5. Orogenia Andina

El estudio de la evolución morfotectónica de los Andes Centrales ha sido el objetivo de numerosos trabajos dada su complejidad (Isacks, 1988; Allmendinger *et al.*, 1997; Jordan *et al.*, 1997; Kley *et al.*, 1999; Kennan, 2000; Ramos *et al.*, 2004; Barnes y Pelletier, 2006; Oncken *et al.*, 2006; Garzione *et al.*, 2006; Sempere *et al.*, 2006; Strecker *et al.*, 2007; Hoke

y Lamb, 2007; Ehlers y Poulsen, 2009; Kay y Coira, 2009; Barnes y Ehlers, 2009; Capitanio *et al.*, 2011; Steinmetz y Galli, 2015; Eichelberger *et al.*, 2015; Eichelberger y McQuarrie, 2015; Daxberger y Riller, 2015; Lease *et al.*, 2016; Anderson *et al.*, 2017; Horton, 2018, entre otros)

La subducción normal-oblicua de la losa con dirección hacia el este (por ejemplo Doglioni *et al.*, 2007) ha generado un significativo acortamiento (530-150 km) y engrosamiento cortical desde el Cretácico temprano-tardío, contribuyendo con la curvatura del oroclino Boliviano y el levantamiento del Altiplano-Puna (Sobolev *et al.*, 2006; Barnes y Ehlers, 2009; Carrapa y DeCelles, 2015).

Según DeCelles y Horton (2003) y Deeken *et al.* (2006) la deformación de la corteza superior y la formación del *plateau* Andino Central y de su antepaís oriental se propagaron hacia el este uniformemente, mientras que Coutand *et al.* (2001), Carrapa *et al.* (2005) y Carrera y Muñoz (2008) proponen modelos en pulsos.

La deformación orogénica se extiende entre 600 a 900 km hacia el este desde la trinchera y ha creado una topografía $>$ 3.5 km de elevación flanqueada por fajas plegadas tanto en el antearco como el retroarco (Lease *et al.*, 2016). El inicio de la deformación fue propuesto en el Cretácico temprano-tardío en la Cordillera de la Costa y la Cordillera de Domeyko (Carrapa y DeCelles, 2015), mientras que en el margen occidental del Altiplano a los $\sim$ 60 Ma, en Cordillera Oriental su inicio se establece entre (50-30 Ma) que se propagó a la región Interandina (25-18 Ma) y finalmente al frente de deformación moderno en el Sistema Subandino 15-0 Ma (DeCelles y Horton, 2003; Gillis *et al.*, 2006; Barnes y Pelletier, 2006; Ege *et al.*, 2007; Barnes *et al.*, 2008; McQuarrie *et al.*, 2008; Barnes y Ehlers, 2009; Barnes *et al.*, 2012) (ver Figura 2.6).

Tanto el ancho de la faja plegada y corrida como el acortamiento alcanzan un máximo cerca del eje del oroclino de los Andes Centrales ($\sim$ 20 $^\circ$ S) que disminuye hacia el norte y sur (Isacks, 1988; Kley y Monaldi, 1998; Arriagada *et al.*, 2008; Schepers *et al.*, 2017).

El oroclino exhibe dos patrones de rotación según los estudios paleomagnéticos, uno en sentido antihorario en la región norte (desde Perú hasta el norte de Bolivia) y otro en sentido horario desde el sur de Bolivia hasta el norte de Argentina y Chile (Arriagada *et al.*, 2006; Roperch *et al.*, 2006; Barke *et al.*, 2007; Roperch *et al.*, 2011).

La zona de antearco comprende una historia geológica compleja debido a los arcos magmáticos previos y los depocentros sedimentarios del Jurásico-Paleógeno, registrando al

menos dos eventos de acortamiento, uno en la etapa Peruana (Cretácica) y el otro en la Incaica (Eoceno tardío) (Oncken *et al.*, 2006). Se trata desde grandes sobre-corrimientos de bajo ángulo (Mégard, 1984; Carlotto *et al.*, 1999) hasta estructuras de inversión de tipo piel gruesa con un importante componente de deslizamiento (Reutter *et al.*, 1996; Haschke y Gunther, 2003). Durante el Neógeno el tectonismo fue variable en tiempo y espacio (Oncken *et al.*, 2006) en el ante-arco. Desde el Neógeno tardío hasta la actualidad la erosión cortical ha generado en la zona de *off-shore* del ante-arco fallamiento normal y subsidencia (Clift *et al.*, 2003; Von Huene y Ranero, 2003). Mientras que en el *on-shore* en Chile se observan fallas normales con levantamiento en el oeste (Cordillera de la Costa) y fallas de empuje o inversas en el oriente (Hartley *et al.*, 2000; Kuhn, 2002; Victor *et al.*, 2004). La zona oriental del *on-shore* del ante-arco presentó una inclinación hacia el océano durante el Neógeno que dio origen al flanco occidental del Altiplano (Isacks, 1988; Victor *et al.*, 2004).

El Altiplano es una meseta alta relativamente plana y drenada internamente, la superficie está cubierta por varios salares de gran extensión areal, cuencas con relleno cuaternario y rocas volcánicas desde oligoceno tardío a recientes (Davidson y de Silva, 1992; Allmendinger *et al.*, 1997; Lamb *et al.*, 1997). Está limitado al oeste por la Cordillera Occidental que corresponde al arco magmático activo y es la división de drenaje occidental de la cuenca de Altiplano-Puna (Barnes y Ehlers, 2009). El Altiplano limita al sur con la Puna, sobre esta transición se encuentra el complejo volcánico Altiplano-Puna (APVC por su acrónimo en inglés *Altiplano-Puna Volcanic Complex*, ver Figura (2.1), tratándose de uno de los campos silícicos volcánicos más grandes del mundo, donde erupciones de ignimbritas cubren alrededor de 50.000 km^2 (De Silva, 1989; De Silva *et al.*, 1994). Hacia el este en el límite Altiplano-Cordillera Oriental se localiza otro gran complejo ignimbrítico llamado Los Frailes (Figura 2.1), se extiende en un área de aproximadamente 8500 km^2 (De Silva y Francis, 1991), y se trata del complejo silícico volcánico más oriental de los Andes Centrales cuya edad varía desde los 20 Ma hasta la actualidad (De Silva y Francis, 1991; Beck y Zandt, 2002).

La Puna al igual que el Altiplano son una gran altiplanicie, presentando un límite transicional al sur con la Cordillera Frontal y el Sistema de Famatina, y un límite bien marcado al oeste con Cordillera Oriental (Ramos, 1999a).

Hacia el este limita con la Cordillera Oriental, en la cual predominan sedimentos paleozoicos deformados y rocas metamórficas precámbricas superpuestas por vulcanismo ceno-

zoico, siendo además la divisoria del drenaje oriental. Esta unidad se conforma de grandes láminas de corrimientos (Keidel, 1943), en la que se ha observado dos comportamientos distintos: i) al norte deformación epidérmica con importantes imbricaciones en láminas delgadas con vergencias hacia el este y ii) al sur la geometría de deformación está dominada por el *rift* de la subcuenca Alemanía (Ramos, 1999a), donde la región más oriental de esta última presenta inversión tectónica (Allmendinger *et al*., 1982).

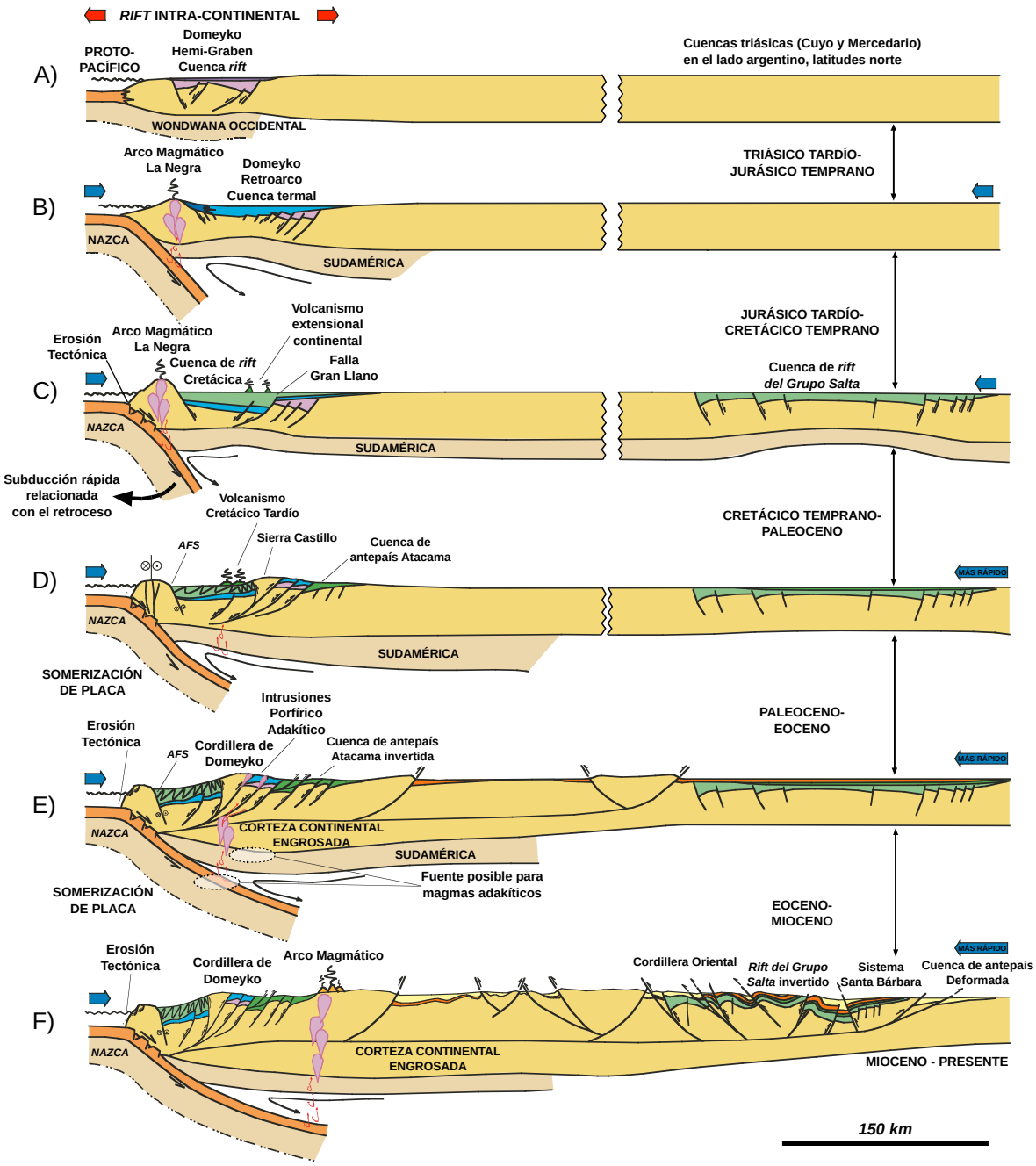


Figura 2.6: Evolución esquemática evolutiva de la Cordillera Domeyko desde el Triásico, y su relación con la cuenca de *rift* del Grupo Salta del norte argentino. Las flechas representan sentido e intensidad de desplazamiento de placas. Extraída y modificada de Amilibia *et al*. (2008).

Continuando hacia el este se localiza el actual frente de deformación, conformado por las Sierras Subandinas (SSA) en el norte y el Sistema de Santa Bárbara en el sur (Allmendinger y Gubbels, 1996; Ramos, 1999a; Kley *et al.*, 1999).

Las SSA están caracterizada por amplios anticlinales con vergencias hacia el este, definida como la zona frontal de una faja plegada y corrida epidérmica (tipo piel fina), en la que la imbricación se encuentra en Cordillera Oriental (Ramos, 1999a). Las SSA pueden dividirse en dos sectores con comportamiento estructural distintivo: El Sistema Interandino (SIA) y el Subandino (en sentido estricto (s.e.)) (Ramos, 1999a). El SIA (Troëng *et al.*, 1993; Kley, 1996; Kley *et al.*, 1996) levanta secuencias de estratos Eopaleozoicos y Proterozoicos sobre el Sistema Subandino (s.e.), mientras que el último levanta mayormente rocas del Neopaleozoico y Cenozoico (Ramos, 1999a). Una gran diferencia destacable es que presentan distintas profundidades de niveles de despegue, siendo Proterozoicos a Ordovícicos en SIA y Silúricos a Devónicos en SSA.

La tectónica del Sistema Santa Bárbara está controlada por la inversión tectónica del *rift* cretácico, formada por amplios anticlinales con vergencias hacia el oeste (tipo piel gruesa), a diferencia de las Sierras Subandinas, éste no presenta naturaleza epidérmica, debido a que las fallas afectan el basamento (Ramos, 1999a).

Por último, en la región este de estudio, se encuentra la extensa llanura del Chaco, donde una gran transgresión marina de edad miocena media representa el rasgo más característico de la misma, en la que se localiza la extensa y moderna cuenca de antepaís del Chaco (Horton y DeCelles, 1997; Ramos, 1999a; Aalto *et al.*, 2003; Uba *et al.*, 2006; Chase *et al.*, 2009).

2.2. Segmentación de los Andes Centrales

La segmentación de los Andes Centrales a lo largo del rumbo, ha sido discutido en algunas oportunidades por diferentes autores (por ejemplo Allmendinger y Gubbels, 1996; Kley *et al.*, 1999; Tassara y Yáñez, 2003). En este trabajo se considerará esta segmentación siguiendo lo propuesto porAllmendinger y Gubbels (1996). Estos autores distinguen un segmento al norte de los 23°S - 24° S involucrando desde el Altiplano, pasando por Cordillera Oriental hasta el Sistema Subandino (segmento Norte o Altiplano-Subandino) (Figura 2.7 a). El otro segmento al sur de estas latitudes que va desde la Puna, pasando por Cordillera Oriental hasta el Sistema Santa Bárbara (segmento sur o Puna-Santa Bárbara) (Figura 2.7 b).

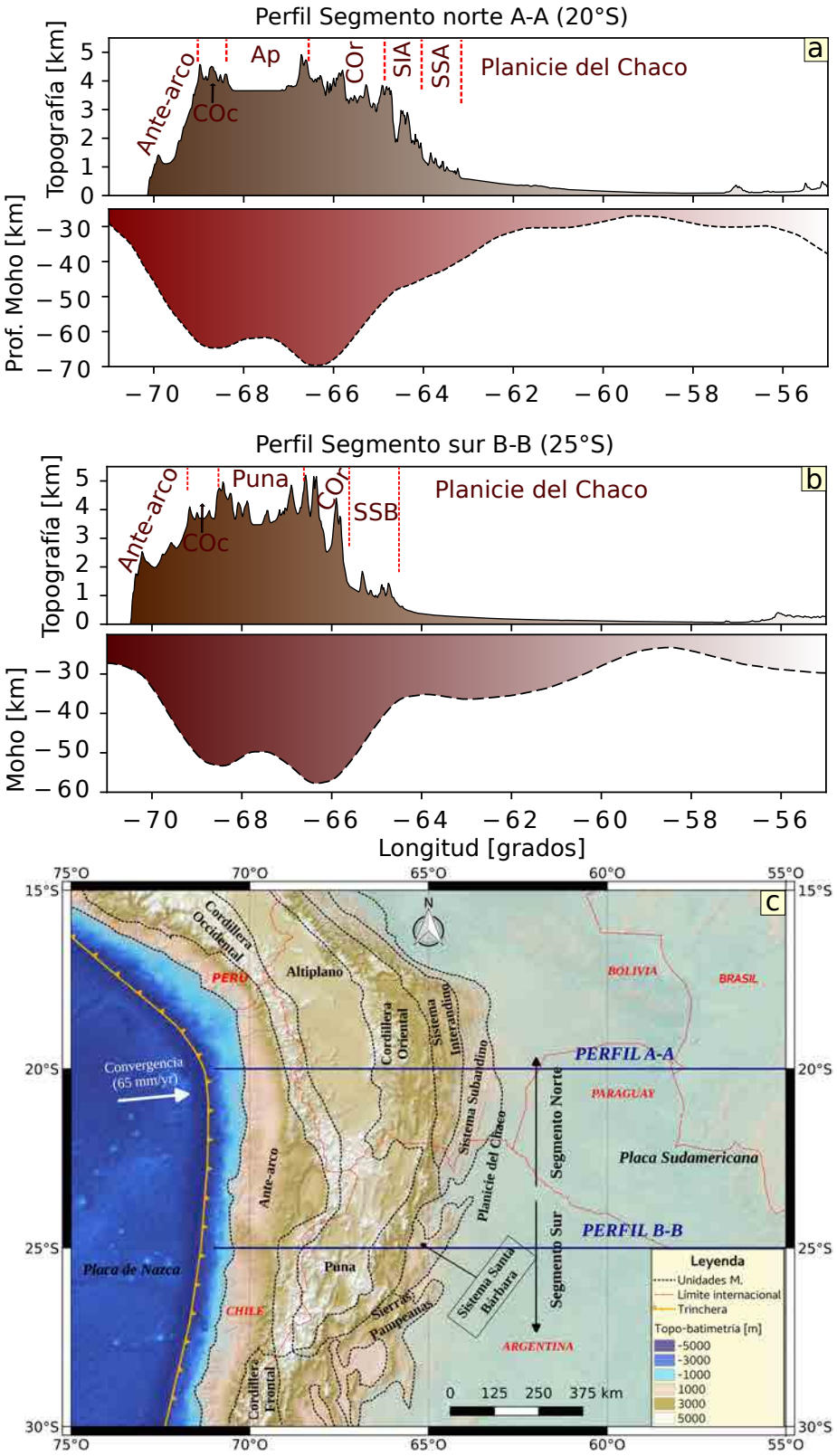


Figura 2.7: Variación de la altura topográfica y profundidad de Moho en las diferentes unidades morfoestructurales. a) Perfil a los 20° de latitud sur (segmento norte). b) Perfil a los 25° de latitud sur (segmento sur). c) Localización de los perfiles. Topografía (Amante y Eakins, 2009). Profundidad de Moho Assumpção *et al*. (2013). Unidades morfoestructurales: Cordillera Occidental (COc), Altiplano (Ap), Puna (P), Cordillera Oriental (COr), Sistema Interandino (SIA), Sistema Subandino (SAS), Sistema Santa Bárbara (SSB), planicie del Chaco.

Entre algunas características que diferencian estos segmentos se tiene: cantidad de acortamiento y engrosamiento litosférico, estilos en la deformación de las estructuras del frente orogénico de los Andes, estilos de cuenca de antepaís, bajocorrimiento del escudo Brasiliano o cratón Amazónico, remoción o eliminación de litosfera.

2.2.1. Cantidad de acortamiento y engrosamiento litosférico

El segmento norte acumula un gran acortamiento cortical, de varias decenas de kilómetros, alcanzando los 530 km (McQuarrie, 2002a). El Altiplano presenta topografía elevada ($\backsim$ 3.7 km) que estaría soportada por una corteza gruesa ($\backsim$ 70-75 km) constituida por una corteza inferior máfica (Yuan *et al.*, 2000; Tassara *et al.*, 2006; Prezzi *et al.*, 2009; Barnes y Ehlers, 2009; Tassara y Echaurren, 2012) (ver Figuras 2.7 y 2.8).

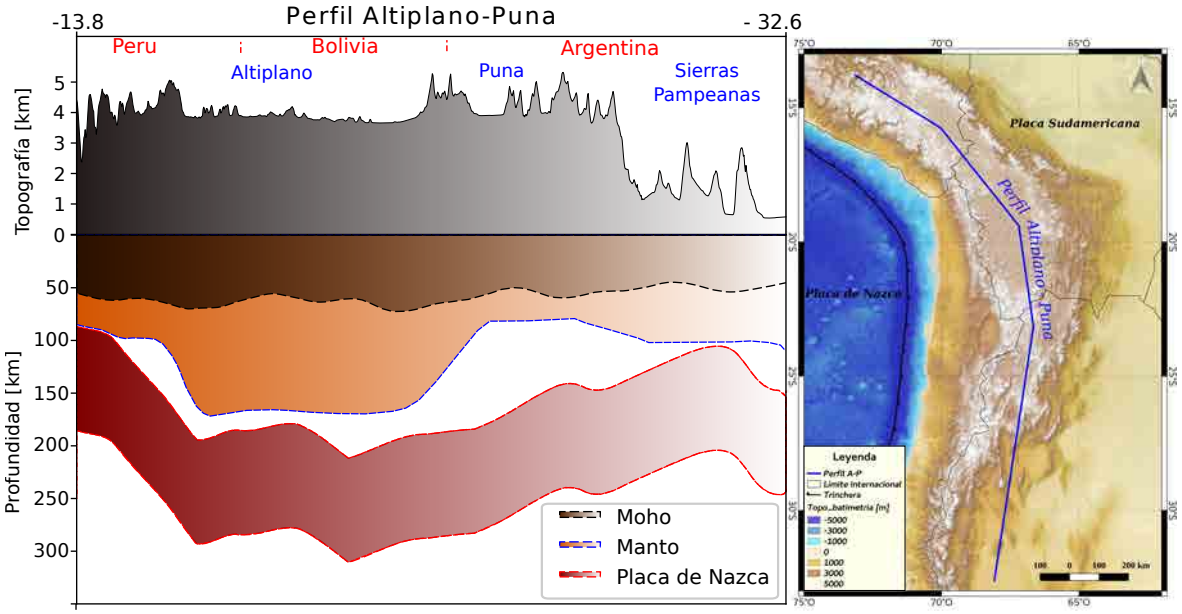


Figura 2.8: Perfil a lo largo del Altiplano-Puna mostrando diferentes espesores de litosfera, modificado de Whitman *et al.* (1996). Topografía ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009). Profundidad de litosfera (Whitman *et al.*, 1996, y artículos citados en él). Profundidad de Moho de Assumpção *et al.* (2013), profundidad de placa de Nazca de Hayes *et al.* (2012).

Por el contrario, el segmento sur presenta menor acortamiento ($\backsim$ 100-150 km) (Isacks, 1988; McQuarrie, 2002a). La elevación topográfica en la región de la Puna es un tanto mayor que la del Altiplano ($\backsim$ 4.2 km) (Barnes y Ehlers, 2009). Sin embargo el espesor cortical es más delgado ($\backsim$ 55-65 km) de lo que se esperaría para tal topografía existente (e.g. Yuan *et al.*, 2002; Tassara *et al.*, 2006; Tassara y Echaurren, 2012; Bianchi *et al.*, 2013). Donde la corteza inferior máfica que se encuentra presente en el Altiplano, aquí sería muy delgada o

inclusive ausente, por lo que se especula que la Puna podría ser soportada en parte por una astenósfera somera, es decir una litosfera muy delgada (por ejemplo Yuan *et al.*, 2000, 2002) (Figura 2.8).

2.2.2. Estilo de deformación de unidades morfoestructurales más recientes. Sistemas Subandino y Santa Bárbara

Como ya fue mencionado, varios trabajos (Allmendinger *et al.*, 1983; Allmendinger y Gubbels, 1996; Kley y Monaldi, 1998; Kley *et al.*, 1999) discutieron las principales diferencias que existen en el estilo de deformación y estructura de las unidades morfoestructurales más nuevas, el Sistema Subandino en el segmento norte y el Sistema Santa Bárbara en el sur. Estos dos estilos de deformación fueron descriptos por Allmendinger y Gubbels (1996) y los relacionaron con el mecanismo de deformación de cizalla simple y cizalla pura, respectivamente. Además, fueron asociados con los mecanismos de compensación isostática local y flexural, respectivamente (Whitman *et al.*, 1993; Watts *et al.*, 1995; Whitman *et al.*, 1996; DeCelles *et al.*, 2011) (Figura 2.9).

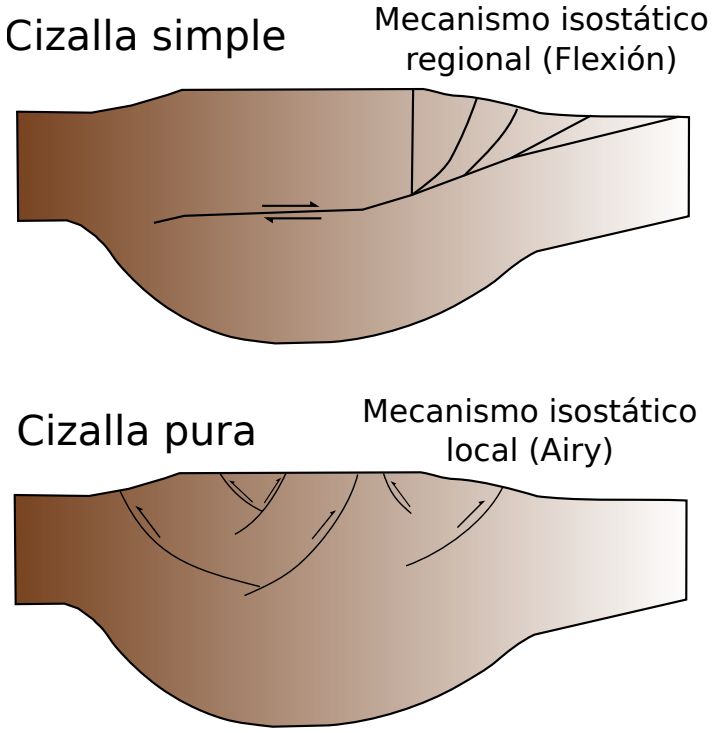


Figura 2.9: Dibujo esquemático de la diferencia entre cizalla simple y pura, modificado de Allmendinger (1986), Allmendinger y Gubbels (1996) y DeCelles *et al.* (2011). Los dos estilos de deformación difieren. Es decir, el estilo cizalla simple se relaciona con un estilo flexural, mientras que la cizalla pura implica un comportamiento local tipo Airy (Whitman *et al.*, 1993; Watts *et al.*, 1995; Whitman *et al.*, 1996; DeCelles *et al.*, 2011).

El Sistema Subandino presenta un estilo de deformación de piel fina, relacionado con la deformación de una cuenca sedimentaria paleozoica de espesor significativo ($> 3\ km$) distribuida extensivamente en el área de antepaís, sobre un basamento cristalino metamórfico que no fue afectado por la extensión Mesozoica regional (por ejemplo Allmendinger y Gubbels, 1996; Kley *et al.*, 1999).

Por otro lado, el Sistema Santa Bárbara presenta un estilo de deformación de piel gruesa implicando fallamiento más profundo que afecta el basamento (10 a 20-24 km de profundidad) (Comínguez y Ramos, 1995; Cristallini *et al.*, 1997; Kley *et al.*, 1999), vinculado a la inversión de fallas normales extensionales del Cretácico pertenecientes al *rift* del Grupo Salta, reactivadas durante la contracción Andina (Kley y Monaldi, 1998; Kley *et al.*, 1999; Kley y Monaldi, 2002).

De esta manera la ubicación, el acortamiento y el estilo de deformación en esta región de los Andes Centrales estuvo condicionada por la historia geológica heredada, como los sistemas de *rift* del Mesozoico y las cuencas sedimentarias Paleozoicas, que constituyen las principales zonas débiles (Allmendinger *et al.*, 1983; Allmendinger y Gubbels, 1996; Kley *et al.*, 1999; Oncken *et al.*, 2006). En este sentido la faja plegada de piel fina se desarrolló en regiones con cubierta de sedimentos ($> 3\ km$) que no fueron afectadas por la extensión Mesozoica, mientras que la faja plegada de Santa Bárbara se desarrolló dentro de las cuencas extensionales.

2.2.3. Estilos de cuenca de antepaís

Otro rasgo que ha sido señalado y discutido por algunos autores es cómo ha evolucionado la cuenca de antepaís del retroarco del oroclino Boliviano (DeCelles y Giles, 1996; DeCelles y Horton, 2003; Strecker *et al.*, 2009; DeCelles *et al.*, 2011; Strecker *et al.*, 2012). Se identificaron dos estilos de cuencas de antepaís en los Andes Centrales (Figura 2.10).

2.2.3.1. Cuenca de antepaís normal (s.e)

En el segmento norte, cuenca de antepaís continua (sentido estricto (s.e)) (Figura 2.10 a) (DeCelles y Giles, 1996; DeCelles *et al.*, 2011). Esta cuenca resulta del espacio de acomodación creado por la flexión a escala cortical generado por la carga topográfica de larga longitud de onda (por ejemplo Jordan, 1981; DeCelles y Giles, 1996). Este estilo de cuenca de antepaís de retroarco desarrolla espacio de acomodación a grandes distancias entre el

cinturón orogénico y el cratón adyacente, generando diferentes zonas (*wedge-top, foredeep, forebulge, and backbulge*). Las características sedimentológicas de estructura y forma en cada una de estas zonas son muy diferentes (para mayor detalle ver DeCelles y Giles, 1996). El tope de cuña (*wedge-top*) acumula sedimentos sobre la cuña orogénica activa. La antefosa (*foredeep*) corresponde a la parte de mayor espesor de la cuenca de antepaís aumentando abruptamente su espesor hacia el cinturón de empuje. El dorso periférico (*forebulge*) y el retrodorso *backbulge*, son las partes más distales de la cuenca de antepaís, presentando menor espesor que los anteriores. Si bien la flexión en las cuencas de antepaís es generada principalmente por la carga topográfica, también puede estar acompañada por el acoplamiento entre la placa superior y la cuña de manto (Gurnis, 1992; DeCelles y Giles, 1996).

2.2.3.2. Cuenca de antepaís fragmentada

En el segmento sur, la cuenca de antepaís que persiste, se conoce como cuenca de antepaís fragmentada (Figura 2.10 b) (Strecker *et al.*, 2009, 2012). Esta cuenca se origina en zonas de debilidad del retroarco, acomodadas a lo largo de estructuras reactivadas de alto ángulo. A diferencia de la cuenca de antepaís s.e. que crea una amplia área de topografía media inclinada, el levantamiento de rocas en este estilo de cuencas es dispar en espacio y tiempo (Strecker *et al.*, 2012). Las estructuras elevadas por la reactivación e inversión de fallas favorecen el aislamiento de las cuencas y la acumulación de sedimentos detrás de cada una de estos cinturones elevados. Sumado a esto la flexión de larga longitud de onda queda limitada debido a que la topografía generada de corta longitud de onda no crea grandes espacios de acomodación como la cuenca de antepaís continua (Strecker *et al.*, 2012). De esta manera en lugar de tener una gran cuenca de antepaís regional continua asociada con la flexión como en el segmento norte, lo que se tiene en el segmento sur es un conjunto de depocentros restringidos y conectados entre sí. Este estilo de cuenca generalmente carece de los diferentes elementos típicos de cuencas de antepaís (para mayor detalle ver Strecker *et al.*, 2012).

Cabe destacar que para el caso de una litosfera rígida, el espacio de acomodación que se genera es mucho menor que para el caso de una litosfera débil (Strecker *et al.*, 2012), ya que la deflexión de la litosfera es menor. De esta manera los altos espesores de sedimentos del Cenozoico observados en las inmediaciones del Sistema de Santa Bárbara implicarían una litosfera débil, es decir bajo espesor elástico (Strecker *et al.*, 2012, y citas en él).

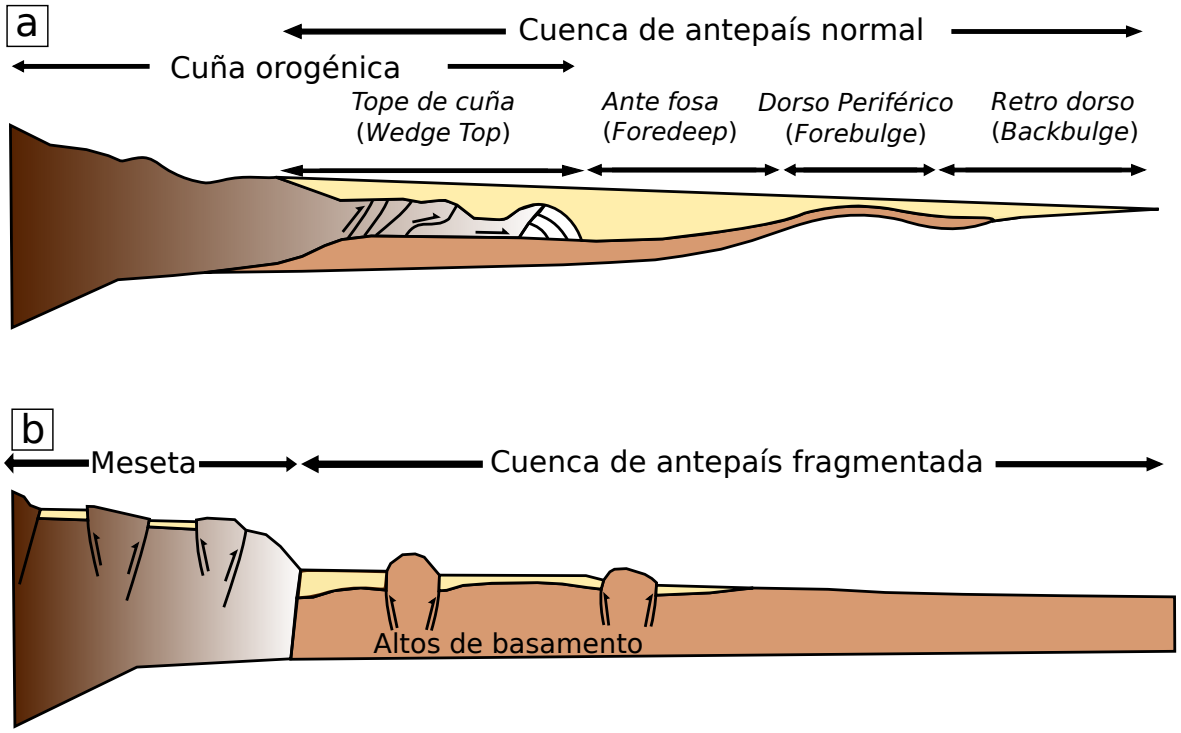


Figura 2.10: a) Cuenca de antepaís (sentido estricto), modificada de DeCelles y Giles (1996). b) Cuenca de antepaís fragmentada, modificada de Strecker *et al.* (2012).

2.2.4. Bajo corrimiento (*understrust*) del escudo Brasiliano

Una hipótesis importante que ha sido discutida por varios autores es que la deformación de las SSA en el segmento norte se vio favorecida por el escudo Brasiliano subyaciendo hacia el oeste, bajo la Cordillera Oriental y parte del Altiplano, extendiéndose hasta los 65,5° de longitud oeste (Allmendinger *et al.*, 1983; Allmendinger y Gubbels, 1996; Watts *et al.*, 1995; Kley *et al.*, 1999; Beck y Zandt, 2002; Armijo *et al.*, 2015, y muchos otros) (ver límite en la Figura 2.1). Beck y Zandt (2002) interpretaron este límite litosférico apoyados en varios estudios previos (entre ellos gravimétricos, sismológicos, geoquímicos) (e.g. Lyon-Caen *et al.*, 1985; Dorbath *et al.*, 1993; Aitcheson *et al.*, 1995; Watts *et al.*, 1995; Royden, 1996; Whitman *et al.*, 1996; Lamb y Hoke, 1997; Baby *et al.*, 1997; Myers *et al.*, 1998; Polet *et al.*, 2000). Myers *et al.* (1998) realizaron un estudio de tomografía sísmica en las inmediaciones de los 20° de latitud sur y observaron, en el límite Altiplano-Puna, una anomalía de baja velocidad de onda P no consistente con una litosfera cratónica. Así mismo a partir de estudios sísmicos, hacia el norte de la zona de estudio Dorbath *et al.* (1993) observaron sobre el límite Altiplano-Cordillera Oriental un cambio abrupto en la velocidad de ondas sísmicas, siendo bajas en el Altiplano y altas debajo de la Cordillera Oriental. Los estudios gravimétricos (Lyon-Caen *et al.*, 1985; Watts *et al.*, 1995; Whitman *et al.*, 1996) sugieren una litosfera

muy rígida bajo las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental relacionada con el cratón Amazónico.

Estos trabajos sugieren que el escudo Brasiliano estaría en bajo corrimiento subyaciendo la Cordillera Oriental y solamente en parte del Altiplano. Recientemente a partir de estudios sismológicos realizados al norte del área de estudio (Phillips *et al.*, 2012; Ma y Clayton, 2014), interpretaron que el cratón estaría subduciendo bajo la mayor parte o incluso bajo todo el Altiplano. Apoyando estos aportes, mediante modelado numérico, Sobolev y Babeyko (2005) y Sobolev *et al.* (2006) testearon y reprodujeron la dinámica del cratón subyaciendo y la deformación de piel fina en el Sistema Subandino.

2.2.5. Remoción de manto litosférico

Durante un régimen tectónico compresivo se produce engrosamiento cortical, en el que se esperaría que la litosfera inferior también aumente su espesor, sin embargo el manto litosférico no presenta gran espesor a lo largo de gran parte de los Andes Centrales. Varios estudios han encontrado anomalías de baja velocidad en el manto superior (Myers *et al.*, 1998; Beck y Zandt, 2002; Schurr *et al.*, 2006; Bianchi *et al.*, 2013). Las zonas con anomalías de velocidad más bajas se correlacionan con regiones de volcanismo más reciente (por ejemplo el norte de la Puna y el este del Altiplano). Así mismo, bajo el Altiplano Central estudios de funciones receptoras muestran un manto litosférico delgado (30-50 km) (Heit *et al.*, 2008). Apoyando esta hipótesis Springer y Förster (1998) y Springer (1999) reportan valores de flujo de calor elevado, que se relacionaría con un manto litosférico delgado.

Una posible explicación para la falta de una litosfera gruesa, podría ser que previo a la orogénesis ya era anormalmente delgada. Evidencias geológicas indican que la región estaba bajo el nivel del mar al comienzo de la orogénesis (Sempere *et al.*, 1997). La otra posibilidad es que la litosfera se haya adelgazado durante la evolución orogénica (Currie *et al.*, 2015). La pérdida de litosfera y posiblemente parte de la corteza inferior se ha evidenciado mediante varios escenarios: pulsos de magmatismo basáltico e ignimbrítico (Kay y Coira, 2009; Kay *et al.*, 1994; Ducea *et al.*, 2013), elevación superficial abrupta interpretada a partir de estudios de paleoelevación (Garzione *et al.*, 2006), cuerpos de alta velocidad de dimensiones regionales a profundidades de aproximadamente 100 km (Schurr *et al.*, 2006; Bianchi *et al.*, 2013) interpretados como fragmentos de litosfera continental separada.

El proceso de remoción de litosfera ha sido evidenciado en otras partes del mundo lo

que muestra su importancia en la evolución de las cadenas montañosas, como por ejemplo en el *Plateau* Tibetano, el este del *Plateau* de Anatolia, Sierra-Nevada, orógeno Varsican (Krystopowicz y Currie, 2013, y citas en él).

Diferentes trabajos postulan que la evolución del acortamiento y engrosamiento de la litosfera del *Plateau* Central Andino puede involucrar perdida de material litosférico denso (ejemplo Kay y Kay, 1993; Kay *et al*., 1994; Yuan *et al*., 2000, 2002; Beck y Zandt, 2002; Garzione *et al*., 2006, 2017). Se propusieron dos principales modelos por los cuales podría desarrollarse la eliminación de la litosfera inferior densa. El primero subducción ablativa del manto litosférico en la región del antepaís (por ejemplo Tao y O'connell, 1992; Pope y Willett, 1998). El segundo, rápida eliminación (delaminación) de una gran parte de la litosfera inferior (por ejemplo Bird, 1978; Houseman *et al*., 1981; Sobolev y Babeyko, 2005; Krystopowicz y Currie, 2013). Estos mecanismos implican diferentes tiempos y tasas de elevación del *Plateau*. En el primer caso el engrosamiento cortical es prolongado y el *Plateau* se eleva de forma gradual en decenas de millones de años, mientras que la delaminación puede ocurrir luego de un engrosamiento significativo y la formación de eclogita de alta densidad en la corteza inferior (Sobolev y Babeyko, 2005; Babeyko *et al*., 2006; Sobolev *et al*., 2006; Krystopowicz y Currie, 2013; Currie *et al*., 2015), ocurriendo un rápido levantamiento del *Plateau* (algunos millones de años) (Garzione *et al*., 2017). Estos procesos están condicionados por una gran cantidad de otros fenómenos que contribuyen a la evolución geológica y el levantamiento de los Andes (Garzione *et al*., 2017). Por ejemplo; debilitamiento térmico de la litosfera por hidratación de la cuña de manto, en condiciones de losa plana (Isacks, 1988); flujo cortical desde regiones con mayor espesor cortical y elevación topográfica, hacia zonas que presentan menor elevación y espesor (p. ej. Husson y Sempere, 2003); adición de magma de baja densidad (p. ej. Perkins *et al*., 2016).

En el segmento norte, Beck y Zandt (2002) a través de métodos sismológicos sugieren delaminación de litosfera inferior en la transición del Altiplano-Cordillera Oriental. Estos autores especulan que el mecanismo que podría haber impulsado la delaminación litosférica es un proceso de inestabilidad de la densidad inducida por la eclogitización de la corteza inferior máfica.

En el segmento sur, debajo de la Puna, Beck *et al*. (2015) basados en estudios de tomografía sísmica postulan dos zonas separadas de delaminación que poseen distintos patrones volcánicos. Esto sugiere diferentes tiempos y estilos de delaminación de la litosfera, lo que

podría estar relacionado con distintas rigideces litosféricas (Krystopowicz y Currie, 2013; Beck *et al*., 2015).

Kay y Coira (2009) reportan delaminación litosférica tanto en el segmento norte bajo el Altiplano cómo en segmento sur debajo de la Puna, que son consistentes con otros procesos (cambio en la inmersión de la placa subducida, fusión parcial en la corteza, flujo cortical profundo y erupción de ignimbritas superficiales).

Recientemente Garzione *et al.* (2017) señalan que el levantamiento de la Cordillera Oriental Central evidencia múltiples eventos de remoción de litosfera inferior bajo el *Plateau* Andino en el mismo lugar. Estos autores sugieren esta hipótesis basados en otras evidencias geológicas, tal como, que los espesores de la corteza exceden el espesor moderno, se evidencian múltiples eventos de erupciones de ignimbritas relacionadas con calentamiento de la corteza y consiguiente volcanismo máfico proveniente del manto astenosférico. Ellos postulan que la remoción de litosfera inferior estuvo acompañada con el desarrollo de una rampa estructural cortical y con flujo cortical de la corteza media-inferior desde la Cordillera Oriental hacia el Altiplano y hacia el norte de los Andes Centrales.

Krystopowicz y Currie (2013) mediante modelado analizan la eclogitización metamórfica durante el acortamiento orogénico que conduce a la delaminación sin la condición previa de una capa de eclogita o una perturbación en el espesor litosférico. Observaron que incluso con un pequeño aumento de densidad (7 % o más) genera acortamiento localizado encima de la raíz eclogitizada y conduce al engrosamiento litosférico que más tarde será propenso a la eliminación gravitacional. Currie *et al.* (2015) también mediante modelado numérico termo-mecánico abordaron la delaminación de una raíz eclogítica de alta densidad bajo el arco frontal (DeCelles *et al*., 2009). Observaron que incluso con un pequeño aumento de densidad puede eliminarse más del 80 % de la raíz, siendo este un mecanismo eficiente para adelgazar el manto litosférico del orógeno.

Métodos Potenciales

La Geofísica es la ciencia de la física de la Tierra, que estudia desde su magnetosfera hasta el interior más profundo (Hinze *et al.*, 2013). Una parte de la Geofísica que tiene como objetivo el estudio de la Tierra sólida emplea técnicas que implican la medición de los campos de fuerza para caracterizar el subsuelo y los procesos que actúan sobre él. Existen distintos métodos Geofísicos; como la gravimetría, magnetometría, sismología, prospección sísmica, geoeléctrica, entre otros, que se aplican para el estudio de una amplia variedad de fines geológicos, recursos naturales, procesos ingenieriles, ambientales, entre otros (Hinze *et al.*, 2013).

Los métodos gravimétricos y magnéticos, conocidos comúnmente como métodos potenciales ya que ambos involucran una función potencial del campo de fuerzas observado, implican mediciones de cambios espaciales y temporales muy pequeños en los campos de fuerzas terrestres de la gravedad y el magnetismo (Hinze *et al.*, 2013). Estos métodos son ampliamente utilizados para investigar el interior de nuestro planeta dentro de un amplio rango de escalas, desde subdecimétricas hasta globales, ya que la adquisición de datos es relativamente rápida y económica a diferencia de otros métodos (Hinze *et al.*, 2013).

La aplicación de estos métodos implica una rigurosa planificación, adecuada al interés en particular que se pretende estudiar, la posterior adquisición de los datos, el procesamiento y la interpretación de los resultados obtenidos. La interpretación de los métodos potenciales presentan un problema de ambigüedad (Hinze *et al.*, 2013; Jacoby y Smilde, 2009). El problema de ambigüedad se debe a que no existe una relación "simétrica" entre las distribuciones de cuerpos del subsuelo y las señales que estos generan, en el cual el efecto de un cuerpo se puede medir, mientras que una señal en particular puede formarse por infinitas combinaciones entre la geometría, ubicación y las propiedades físicas de los materiales que lo componen. Cabe destacar, que la ambigüedad de los métodos potenciales no se refiere a un todo en los métodos, sino a la ubicación, geometría y propiedades físicas de los materiales

(densidad y susceptibilidad magnética) de los cuerpos. Por ejemplo, no existe ambigüedad en la presencia de un cuerpo por la interpretación de una anomalía observada. Por el contrario, la ausencia de una anomalía, no implica la no existencia de un cuerpo en particular. Sin embargo, el problema de ambigüedad de infinitas soluciones se reduce significativamente mediante la utilización del tensor de gravedad, la integración conjunta de parámetros cualitativos y de datos geológicos y de otros métodos Geofísicos, logrando una adecuada y realista interpretación de los métodos potenciales (por ejemplo Jacoby y Smilde, 2009).

Capítulo 3

Método Gravimétrico

La interpretación de la gravedad terrestre contribuye ampliamente al entendimiento de nuestro planeta ya que la forma y distribución de masas en la Tierra están gobernadas por la fuerza de la gravedad, donde las fuerzas moleculares y atómicas son contrarrestadas por la compresión y la deformación (Jacoby y Smilde, 2009). Los procesos geodinámicos de nuestro planeta evolucionan por cambios en los equilibrios termales, donde los campos de fuerzas gravimétricos deben alcanzar, mantener o restaurar el equilibrio (Jacoby y Smilde, 2009). Los procesos geodinámicos crean heterogeneidades de densidades en el interior de la Tierra que generan señales gravitatorias que se pueden medir, permitiendo la caracterización del subsuelo de nuestro planeta (Jacoby y Smilde, 2009).

De esta manera, el método gravimétrico permite cuantificar las variaciones en el campo gravitacional de la Tierra causadas por las variaciones en la densidad (Hinze *et al.*, 2013). Las mediciones se llevan a cabo con gravímetros absolutos y/o relativos en Tierra, en aire y desde satélites que caracterizan a todo el planeta, sobre el agua, en pozos, etc. Lo que se mide es la aceleración de la gravedad (g_{obs}) o sus gradientes, que depende de la ley universal de la gravitación de Newton, que tiene en cuenta la masa y la distancia al punto de observación. Como la densidad es una propiedad universal de la materia, la gravedad está siempre presente, por lo tanto, lo que interesa al método gravimétrico son las anomalías gravimétricas (Hinze *et al.*, 2013). Para la determinación de las anomalías de gravedad, se requiere la comparación entre los valores observados y los normales predichos por un modelo de referencia que represente el campo normal. De esta manera las anomalías representan la desviación entre los valores observados y los esperados según el modelo (Hinze *et al.*, 2013).

3.1. Datos

Para el desarrollo del presente trabajo se utilizaron diferentes bases de datos gravimétricos. La primera consiste en datos terrestres, conformados por una extensa base publicada por Schmidt y Götze (2006) y otra base menor (381 lecturas) pero de muy buena resolución relevada para este trabajo ($BaseA$). La segunda base de datos corresponde al modelo global EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014), basado en datos satelitales y terrestres desarrollado en armónicos esféricos.

3.1.1. Datos terrestres

Se utilizaron las anomalías gravimétricas de la extensa base de datos publicada por Schmidt y Götze (2006). Esta base involucra la recopilación de diferentes base de datos no confidenciales ($BaseB$) que fueron obtenidas en diferentes campañas de medición, utilizando una amplia variedad de instrumentación, tanto para la obtención de los datos de gravedad como para el posicionamiento de las estaciones (latitud, longitud y elevación). Analizando los datos obtenidos antes de los 90, la mayor incertidumbre se encuentra en las alturas topográficas, donde algunas estaciones fueron vinculadas a puntos de referencia, a partir de nivelación geométrica, otros con nivelaciones trigonométricas y algunas alturas obtenidas previamente a las mediciones gravimétricas, sobre tuberías de agua, ferrocarriles, etc. Después de esos años, con la aparición del GPS y GPS diferencial la precisión de la localización fue mejorada sustancialmente. Para la gran mayoría de las estaciones medidas Schmidt y Götze (2006) proveen posicionamiento (latitud, longitud, elevación), gravedad observada y anomalías de gravedad. Asimismo, estos autores publicaron una grilla regular de anomalías de Bouguer ($BaseC$) que fueron construidas utilizando dicha base de datos no confidenciales e incluyeron además datos confidenciales no reportados por dichos autores.

Se realizó una campaña Geofísica en el norte de Argentina en la que se tomaron lecturas magnéticas y gravimétricas precisas con posicionamiento GPS diferencial. La campaña se llevó a cabo con el objetivo de densificar y ampliar la base de datos publicada Schmidt y Götze (2006) previamente mencionada, como así también para realizar un control de calidad de los datos, que como se mencionó previamente, integran datos provenientes de diferentes fuentes que presentan precisiones diferentes.

Debido a que el área de estudio comprende una gran extensión territorial, la campaña se

planificó de manera tal de poder cubrir con datos confiables la mayor extensión posible. Se relevaron 381 lecturas de gravedad cada una de ellas con posicionamiento de GPS diferencial (Figura 3.1), distribuidas en las provincias de Salta, Jujuy y Formosa. Las mediciones se realizaron a lo largo de todos los caminos posibles de acceder, con datos equiespaciados en aproximadamente 5 km.

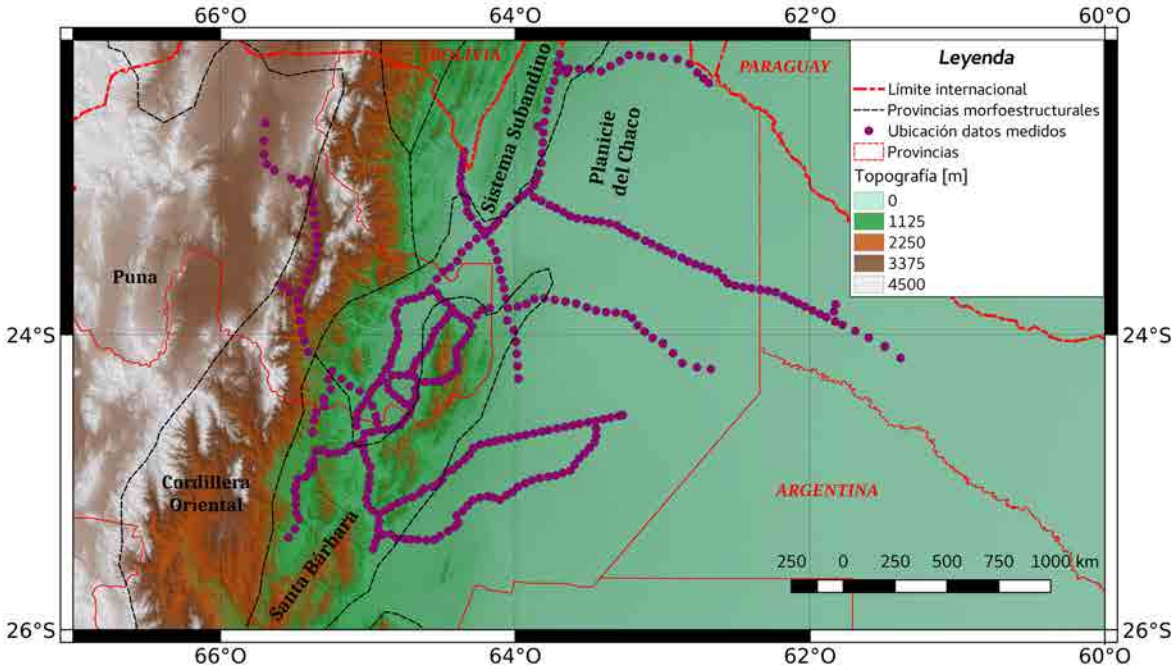


Figura 3.1: Localización de mediciones gravimétricas y magnetométricas, con posicionamiento de GPS diferencial, sobre un modelo digital de terreno (SRTM90m).

3.1.1.1. Instrumental Gravimétrico

Para las mediciones de gravedad se utilizó un gravímetro relativo automático marca *Scintrex Autograv*, modelos CG-5. Este instrumento posee control de reajustes por mareas, temperatura, deriva, vibraciones y desnivelación, capaces de medir con precisión en condiciones climáticas extremas (-40°C +50 °C). La precisión de medición del CG-5 es de 0,005 $mGal$. Posee posicionamiento GPS y sistema automático de adquisición de datos, frecuencia de medición 6 Hz, rango de medición 8000 $mGal$ (https://scintrexltd.com).

Con el objeto de lograr mayor precisión en los datos gravimétricos relevados, se realizaron correcciones de deriva instrumental estática y dinámica. En cuanto a la deriva dinámica del equipamiento, para cada día de medición se tomaron lecturas de apertura y cierre en un mismo sitio. Se observó para todos los días de medición variaciones no significativas, con rangos dentro de la resolución del equipo, sin ser necesario correcciones para este tipo de

deriva.

Para la deriva estática del equipo, se realizó un análisis estadístico previo a la campaña de medición, de manera de obtener una regresión lineal de variación por deriva estática del equipo. La deriva se muestra en la Figura (3.2). El equipo permite ingresar la deriva estática y auto-corregir las lecturas. En nuestro caso se optó por corregir los datos posteriores a las mediciones. Así todos los datos fueron corregidos por la deriva observada. En cuanto a la precisión de las lecturas tomadas, se observó una diferencia entre el valor de apertura de campaña y el de cierre de **0,002** $mGal$. Lo que implica datos de muy alta precisión acordes al instrumental gravimétrico utilizado.

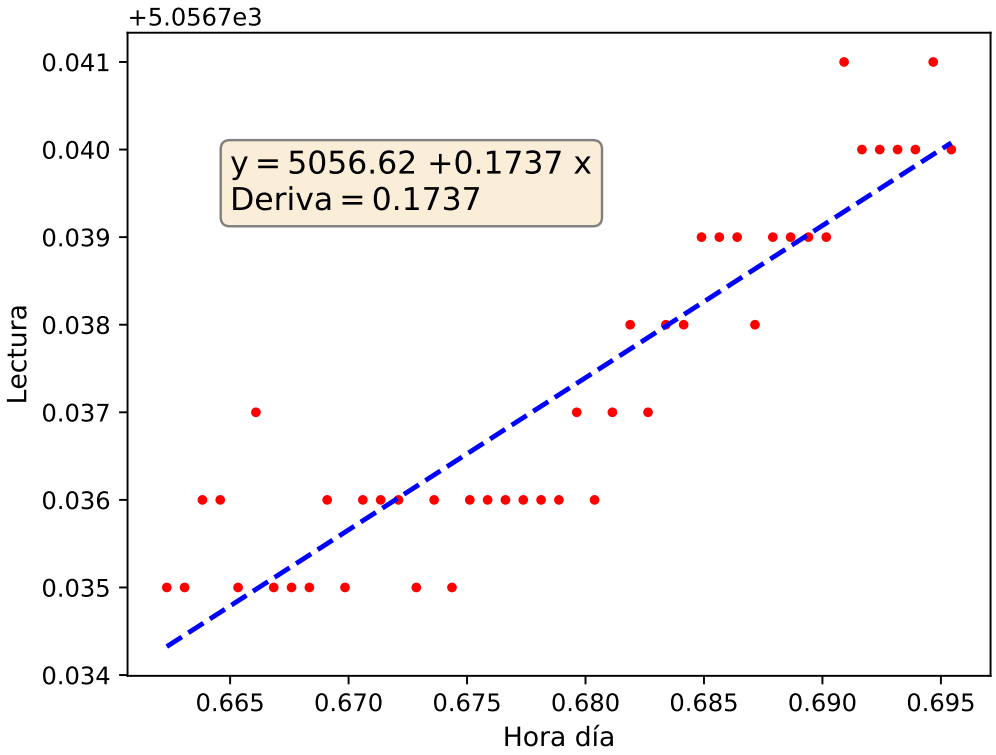


Figura 3.2: Deriva estática ($mGal/dia$), gravímetro CG5.

3.1.1.2. Instrumental Topográfico

Para la determinación del posicionamiento GPS diferencial se utilizó un GPS geodésico doble frecuencia (L1/L2) marca Trimble (5700). Para realizar el procesamiento diferencial en posproceso, se utilizó el programa *Trimble Business Center*. Para ello se utilizaron las series de tiempo de las estaciones permanentes del noroeste de Argentina del IGN pertenecientes a la red RAMSAC (http://www.ign.gob.ar). El procesamiento se llevó a cabo día por

día de medición utilizando las estaciones fijas más cercanas a los datos relevados en dicho día de medición. A partir del posproceso y sus ajustes de red, se determinó la precisión del posicionamiento horizontal y vertical. Se realizó un análisis estadístico de estas precisiones (Figura 3.4).

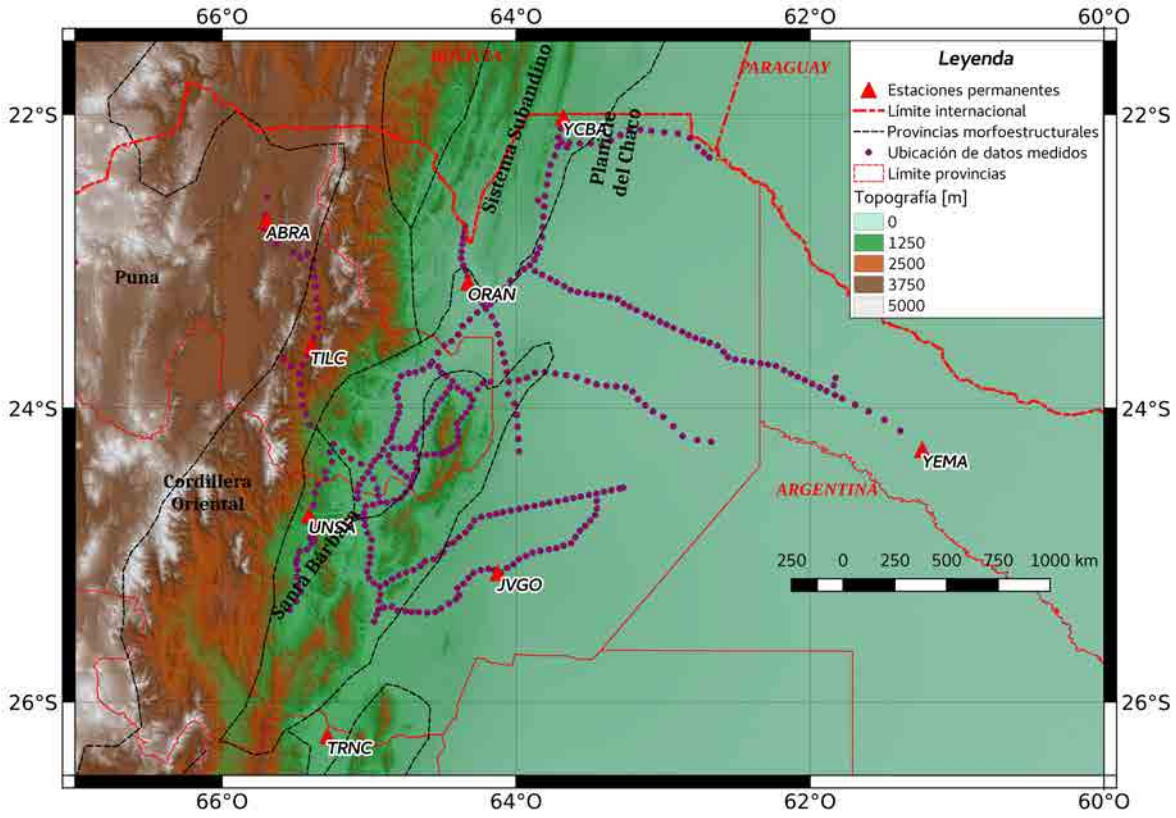


Figura 3.3: Posicionamiento de puntos GPS medidos y estaciones permanentes del IGN (http://www.ign.gob.ar).

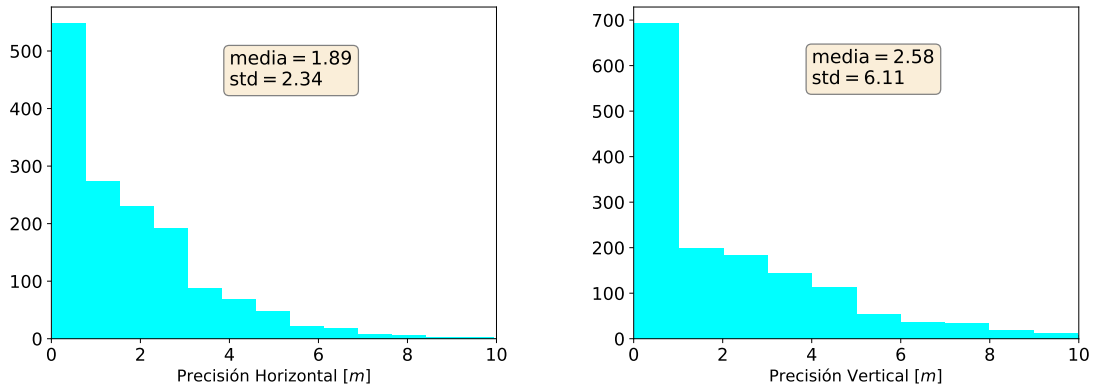


Figura 3.4: Histogramas de precisión de posicionamiento de vectores DGPS.

La elevación topográfica es uno de los parámetros condicionantes en el cálculo de las

anomalías gravimétricas (por ejemplo Hinze *et al.*, 2013). Por ello se realizó un análisis estadístico entre las alturas elipsoidales (h) medidas con GPS diferencial y las altitudes topográficas ortométricas (H) de dos modelos digitales del terreno (DEM, por su acrónimo en inglés *Digital Elevation Model*): SRTM (por su acrónimo en inglés *Shuttle Radar Topography Mission*) de 90 m (SRTM90) y de 30 m (SRTM30), este último se obtuvo de la base del IGN (`http://www.ign.gob.ar`). Para poder comparar dichas altitudes, se llevó la altitud ortométrica de los modelos digitales de terreno a la altura elipsoidal. Debido a que en el procesamiento de los SRTM emplearon el antiguo modelo Global EGM96 para la asignación de la altura del modelo (Lemoine *et al.*, 1998), se descargaron de la base del ICGEM (`http://icgem.gfz-potsdam.de/home`) las ondulaciones del Geoide (N) del dicho modelo (EGM96). A partir de la Ecuación (3.1) (por ejemplo Hinze *et al.*, 2013) se obtuvieron las altitudes al geoide (H), restando las ondulaciones del geoide (N) a las altitudes elipsoidales de DGPS (h), ver Figura 3.5. Luego, para todas las estaciones medidas se calculó la diferencia entre la altitud GPS (referidas al geoide) y las elevaciones SRTM30 y SRTM90, estimando la regresión lineal y su histograma (Figuras 3.6 y 3.7, respectivamente). Para los datos de GPS analizados en esta región, se observa que los valores de elevación de ambos modelos de SRTM sobrepasan las elevaciones de DGPS en un valor medio de aproximadamente 4 m.

$$N = h - H \tag{3.1}$$

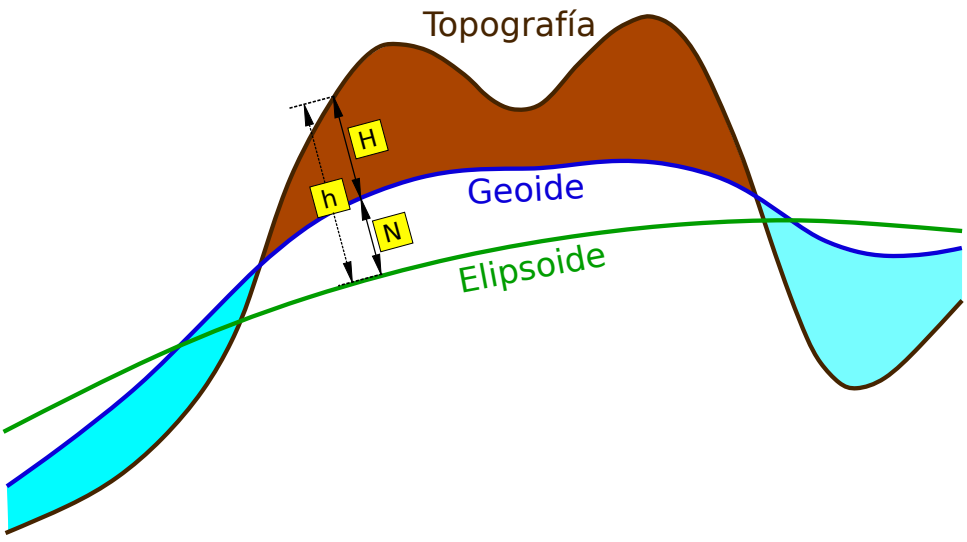
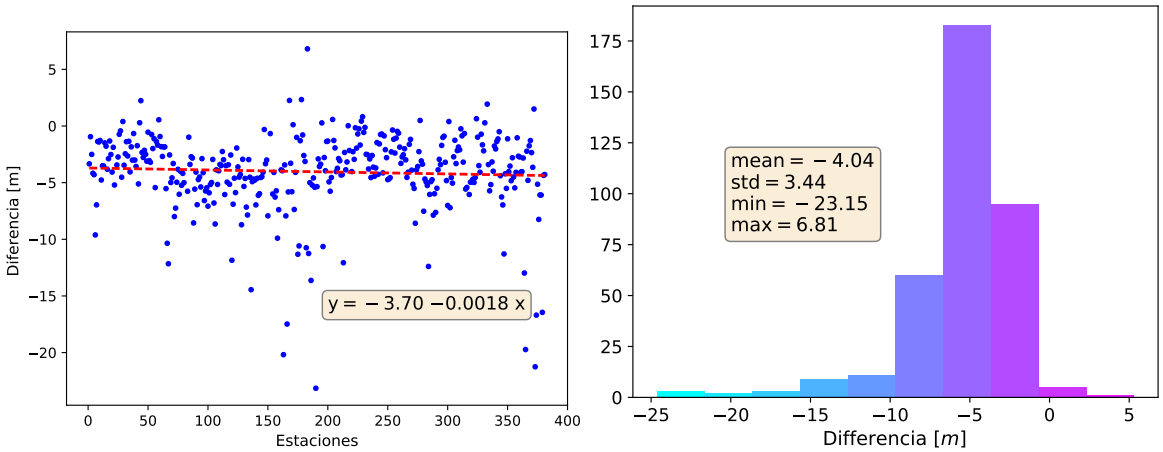
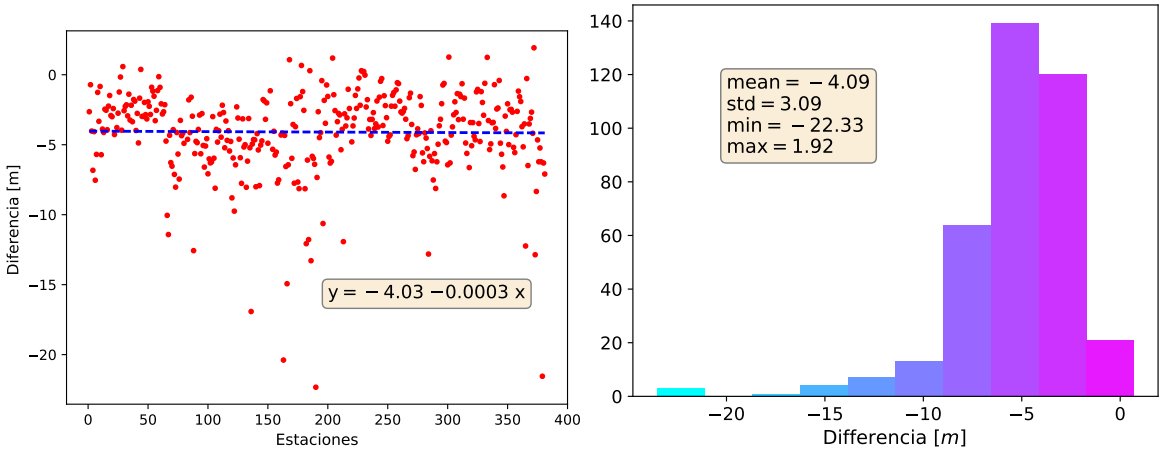


Figura 3.5: Modelo esquemático de las diferentes superficies de referencias (modificado de Barthelmes, 2013). Donde H y h son las altitudes respecto al geoide y el elipsoide, respectivamente y N representa las ondulaciones del geoide.



(a) Regresión lineal. (b) Histograma.

Figura 3.6: Análisis estadístico de la diferencia entre la altitud topográfica del modelo SRTM30m y la altitud topográfica de GPS diferencial.



(a) Regresión lineal. (b) Histograma.

Figura 3.7: Análisis estadístico de la diferencia entre la altitud topográfica del modelo SRTM90 y la elevación GPS diferencial.

3.1.2. Datos terrestres y satelitales (modelo EIGEN-6C4)

La base de datos de gravedad de última generación del modelo EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014) que combina datos terrestres y satelitales se obtuvo a partir de los datos disponible en la página del ICGEM (`http://icgem.gfz-potsdam.de/home`). Este conjunto de datos incluye datos del satélite LAGEOS (*LAser GEOdynamics Satellite*) del GRACE (*Gravity field and steday state Ocean Circulaiton Explorer - Satellite Gravity Gradiometer*) y del conjunto completo de datos de GOCE-SGG (*Satellite Gravity Gradiometer*). Integra además datos terrestres (DTU 2'x2' grilla de anomalía de gravedad global (Andersen, 2010)), EGM2008

(Pavlis *et al.*, 2012). Este modelo presenta una longitud de onda (λ) de resolución máxima $\backsim$ 18 km (grado/orden (n) 2190 en armónicos esféricos. La cual se determina mediante la Ecuación (3.2) (Featherstone, 1997)

$$\lambda = \frac{360}{n} \tag{3.2}$$

con λ en grados de arco.

3.2. Anomalías Gravimétricas

Los valores de gravedad observados (g_{obs}) sobre nuestro planeta incluyen los efectos combinados de diferentes fuentes, terrestres, superficiales, planetarias y variaciones de masa subsuperficial. Estas variaciones son el interés principal de los estudios gravimétricos. Para poder estimar y aislar las fuentes de estas anomalías es necesario eliminar todos los demás efectos (Hinze *et al.*, 2013). De esta manera los efectos conocidos no deseados se eliminan calculando las anomalías de gravedad. La cual se determina a partir de restarle a los valores observados (g_{obs}), la aceleración vertical de la gravedad teórica o predicha para un modelo de Tierra (γ_0) y aplicando una serie de reducciones o correcciones (Hinze *et al.*, 2013; Jacoby y Smilde, 2009, entre otros).

Como la base de datos publicada por Schmidt y Götze (2006) no reporta g_{obs} en todas las estaciones, se utilizaron directamente las anomalías gravimétricas estimadas por dichos autores. Las anomalías calculadas por estos autores están vinculadas al sistema de referencia IGSN71 por su acrónimo en inglés de *International Gravity Standarization Network* 1971 (Morelli, 1974). Por ello para homogeneizar las bases de datos, los valores de gravedad relevados en este trabajo fueron referidos a dicho sistema de referencia.

En cuanto a la gravedad normal o teórica (γ_0), Schmidt y Götze (2006) utilizaron la expresión para el elipsoide Internacional de 1967 (GRS67 por su acrónimo en inglés *Geodetic Reference System*). Por esta razón, utilizamos la Ecuación (3.3) para calcular la gravedad normal en el cómputo de las anomalías de los datos relevados en el presente trabajo.

$$\gamma_0 = 978031,8(1 + 0,0053024sin^2(\theta) - 0,0000059sin^2(2\theta)) \tag{3.3}$$

donde θ representa la latitud en radianes.

3.2.1. Reducciones gravimétricas

Para determinar las anomalías gravimétricas de los datos adquiridos en este trabajo, se aplicaron las correcciones clásicas, similarmente a las calculadas por Schmidt y Götze (2006) y unificando posteriormente las anomalías de las diferentes bases de datos. Mientras que para los datos del modelo EIGEN-6C4, directamente se descargaron las anomalías de Bouguer.

3.2.1.1. Reducción de aire libre (CAL)

Corrige la variación de gravedad con la altura. Para su cálculo se utilizó la expresión de segundo orden que considera a la Tierra como un elipsoide de revolución. Esta correcciones es recomendada para altitudes elevadas (por ejemplo Hinze *et al.*, 2013).

$$C_{AL} = 0,3087691–0,0004398sin^2(\theta)H + 7,212510^{-8}H^2 \tag{3.4}$$

3.2.1.2. Reducción de Bouguer (CB)

Las masas presentes entre la superficie topográfica y la superficie de referencia tienen un efecto considerable en el valor de gravedad observado. Por ello este efecto debe ser calculado y restado (Hinze *et al.*, 2013). La corrección de Bouguer se computa como el efecto gravimétrico debido a una losa plana indefinida de espesor y densidad constante, comprendida entre la superficie topográfica y la de referencia, en la estación de medición (Hinze *et al.*, 2013). Se consideró una densidad media en las rocas de la topografía (ρ_t) de 2,67 g/cm^3 (Hinze, 2003). El computo se realizó mediante la Ecuación (3.5), considerando como superficie de referencia al geoide. Para poder referir al geoide las altitudes elipsoidales determinadas en la campaña de GPS, se les sustrajo las ondulaciones de geoide determinadas a partir del modelo EIGEN6-6C4 con máximo grado/orden de resolución (2190) (Figura 3.8)

$$C_B = 2\pi G\rho H = 4,19310^{-5}\rho_t H \tag{3.5}$$

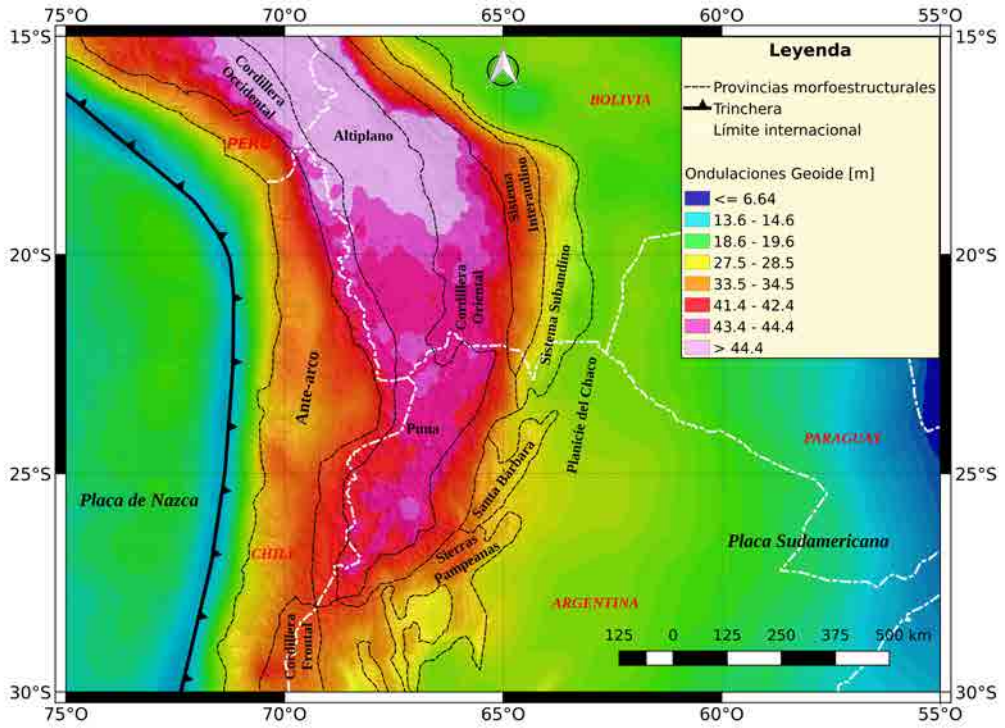


Figura 3.8: Ondulaciones del geoide. Modelo EIGEN-6C4. Grado/orden 2190 en armónicos esféricos. Superpuesto a un modelo topográfico ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009).

3.2.1.3. Reducción topográfica (ct)

Esta reducción consiste en compensar las masas que se encuentran entre la superficie topográfica y la losa plana de Bouguer (Hinze *et al.*, 2013). Es decir las masas descontadas en exceso en la reducción de Bouguer y las masas por encima de la losa plana cuyo efecto no fue calculado. El efecto calculado luego es adherido a las anomalías de Bouguer.

Para el cálculo de la corrección topográfica se utilizaron dos modelos de elevación digital de terreno. Uno local de alta resolución con espaciamiento de $90x90\ m$ (SRTM90) y otro regional con un paso de grilla de $1'x1'$ de arco (ETOPO1, (Amante y Eakins, 2009)). El cómputo del efecto se realizó combinando los algoritmos propuestos por Kane (1962) y Nagy (1966).

El primero de ellos aproxima la atracción gravimétrica de un prisma a un sector anular de la misma altura, calculándose la diferencia de atracción de dos cilindros verticales con igual altura pero diferente radio. Para distancias cercanas a la estación, el algoritmo es impreciso. Por ello, este algoritmo se aplica para distancias más a allá del área local. El algoritmo propuesto por Nagy (1966) es más lento que el anterior pero de mayor resolución. Este se aplica para distancias cercanas a la estación. Consiste en calcular el efecto de gravimétrico

de un prisma descomponiéndolo en elementos diferenciales e integrando todos los efectos.

La corrección topográfica determinada para datos terrestres se muestra en el Figura (3.9). Mientras que la corrección para los datos del modelo EIGEN-6C4 en la Figura (3.10).

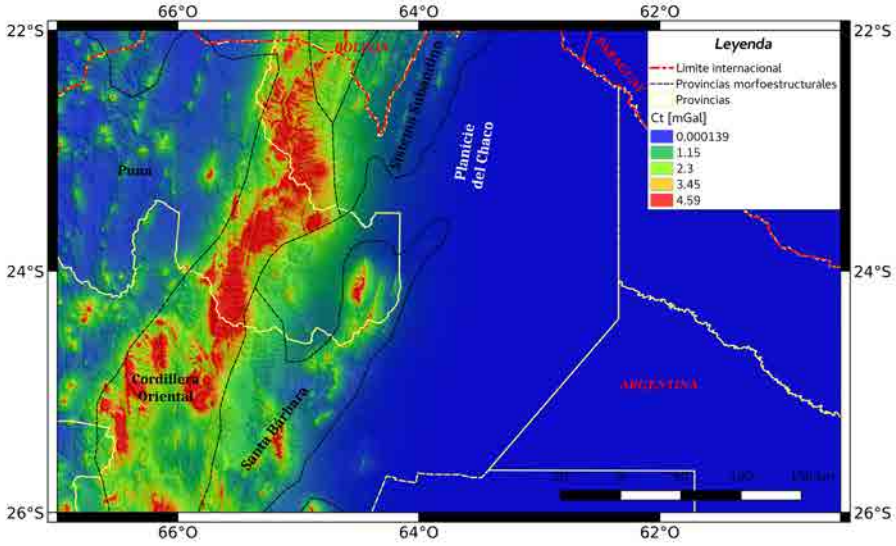


Figura 3.9: Corrección topográfica regional calculada y aplicada a datos terrestres medidos. Superpuesto a un modelo topográfico.

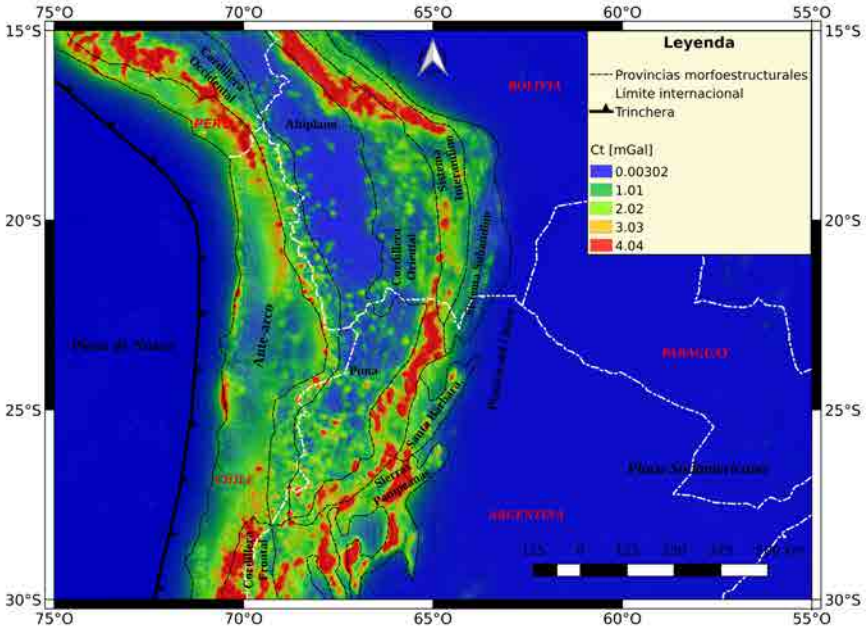


Figura 3.10: Corrección topográfica regional, filtrada y aplicada a las anomalías del modelo EIGEN-6C4. Superpuesto a un modelo topográfico.

3.2.1.4. Reducción por efecto sedimentario (CS)

Dentro del área de investigación de este trabajo existen diferentes cuencas sedimentarias superpuestas provenientes de varios ciclos, con un espesor total del orden de los 10 km

(Vergani *et al.*, 2008; Starck *et al.*, 2011, entre otros). Se conoce que en general el relleno sedimentario de las cuencas presenta una densidad inferior a la densidad de referencia del modelo. Por ello a fin de obtener una respuesta gravimétrica de la corteza superior normalizada, se corrigieron las anomalías por efecto de sedimentos (por ejemplo Introcaso, 1993). La corrección por sedimentos implica el cálculo del efecto gravimétrico que produce el déficit de densidad de los sedimentos que rellenan la cuenca y la posterior corrección de las anomalías de Bouguer completas. Para computar el efecto, se requiere conocer la geometría (distribución areal y profundidad) y las densidades de los sedimentos que colmatan los depocentros. Para ello, cada uno de los ciclos sedimentarios dentro del área principal de estudio, fueron tenidos en cuenta para la corrección. La confección y modelado de estos volúmenes sedimentarios se detallan en profundidad en el Capítulo 5.

Efecto gravimétrico del relleno sedimentario de las cuencas

El cálculo del efecto gravimétrico que produce el déficit de densidad de los sedimentos se llevó a cabo para dos modelos de cuencas. Un modelo local de detalle estimado en este trabajo en el Capítulo 5, y un modelo regional desde modelos globales de cuencas sedimentarias (Laske, 1997; Sampietro *et al.*, 2013; Reguzzoni y Sampietro, 2015) (ver Figuras 5.20 y 5.21, respectivamente).

Para los espesores sedimentarios de buena resolución, los cuales se obtuvieron considerando los diferentes ciclos sedimentarios (Figuras 5.20), el efecto gravimétrico fue calculado considerando cada ciclo sedimentario como una capa con espesor variable (Figuras 5.9, 5.13, 5.14, 5.15) y densidad constante (ver Tabla 5.1). El cálculo se llevó a cabo desde una altitud constante de 6500 m sobrepasando las masas topográficas, como se muestra en el modelo esquemático de la Figura (3.11), utilizando el algoritmo de Parker (1973). El efecto gravimétrico se muestra en la Figura (3.12).

Mientras que para el modelo de cuencas a escala global (Figura 5.21), el cálculo se llevó a cabo desde la misma altitud sobre las masas. En primer lugar, se calculó el efecto gravimétrico de cada una de las capas (superior, intermedia e inferior) considerando tanto el espesor como la densidad variable para cada capa del modelo. Luego al sumar los efectos se obtuvo el mapa de efecto completo de sedimentos (Figura 3.13). Se observó que este último efecto directo era muy superior al efecto gravimétrico determinado a partir de un modelo de cuencas de alta resolución (Figura 5.20). Por ello se optó por realizar un nuevo cálculo, el cual consistió en computar el efecto directo considerando el espesor de sedimentos como una

sola capa variable y con una densidad constante igual a 2,40 g/cm^3 (Figura 3.14). Eligiendo este valor como un valor global típico de densidad de sedimentos (por ejemplo Prezzi *et al.*, 2009; Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014). Luego este último efecto gravimétrico (Figura 5.20) fue superpuesto al efecto de alta resolución (Figura 3.12) hacia los bordes, estimando así un mapa de efecto sedimentario para la región de estudio, como se muestra en la Figura 3.15.

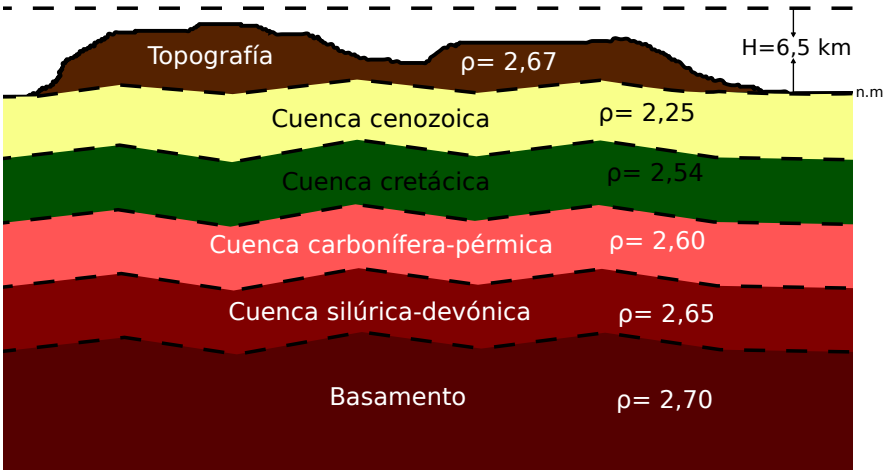


Figura 3.11: Modelo esquemático (sin escala) de capas utilizadas en el cálculo del efecto de sedimentos.

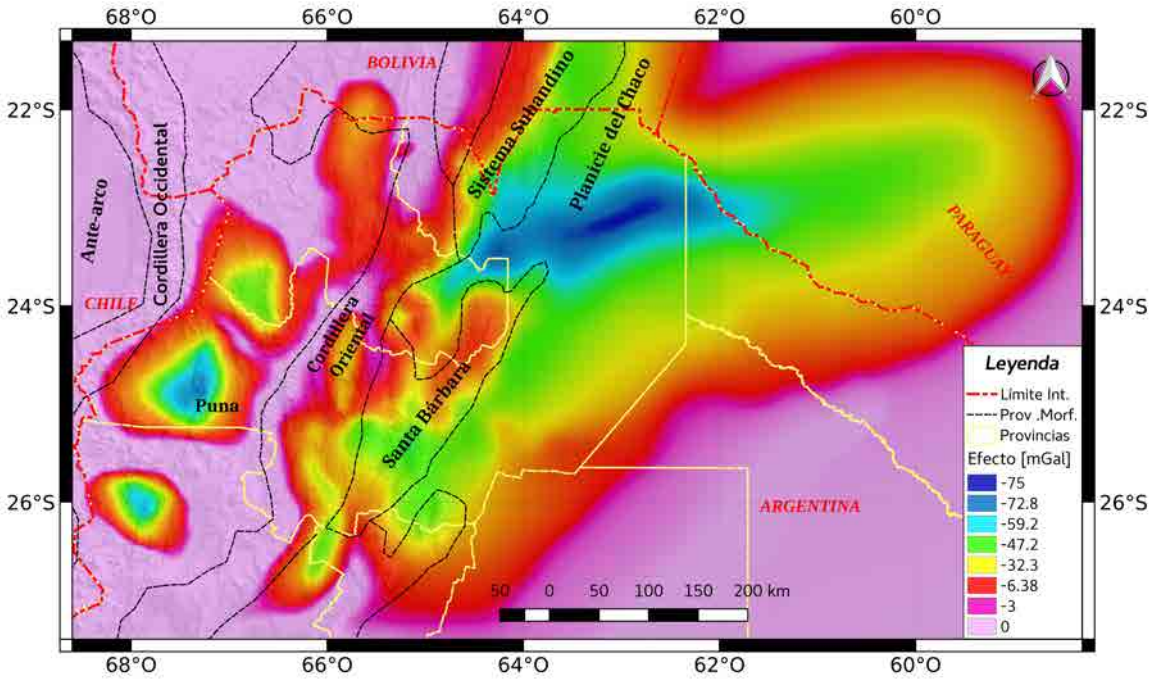


Figura 3.12: Efecto gravimétrico directo de sedimentos del modelo de alta resolución de cuenca, considerando los diferentes ciclos sedimentarios como capas separadas.

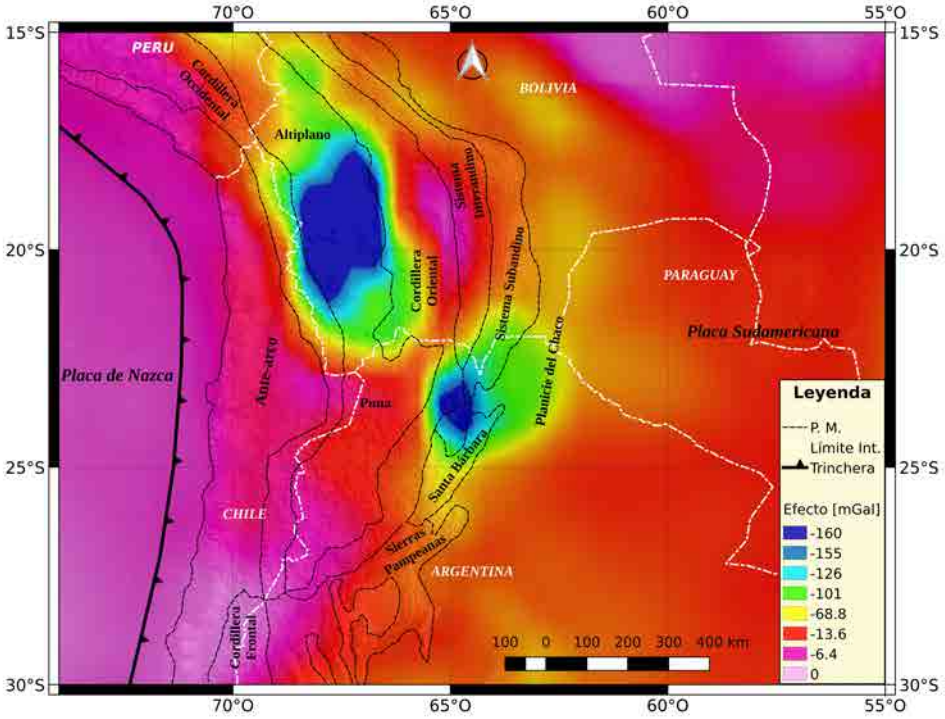


Figura 3.13: Suma de los efectos gravimétricos de cada una de las capas (superior, intermedia e inferior) del modelo global de sedimentos (Laske, 1997; Sampietro *et al.*, 2013; Reguzzoni y Sampietro, 2015), considerando tanto el espesor como la densidad variable en cada capa.

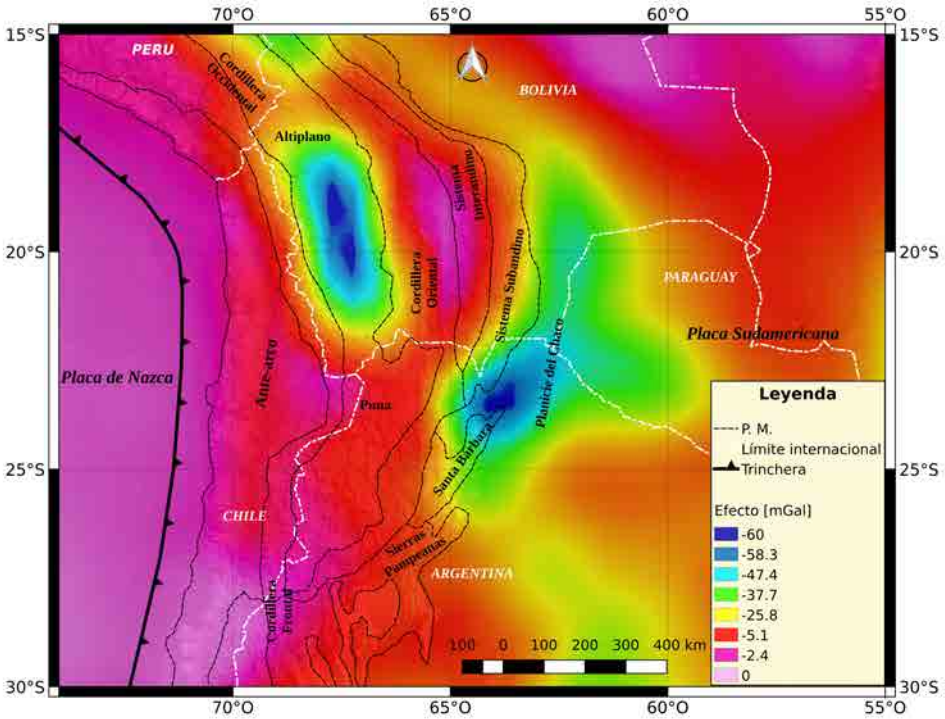


Figura 3.14: Efecto gravimétrico directo del modelo global de sedimentos (Laske, 1997; Sampietro *et al.*, 2013; Reguzzoni y Sampietro, 2015), considerando una sola capa de espesor completo (Figura 5.21) y densidad constante (2,40 g/cm^3).

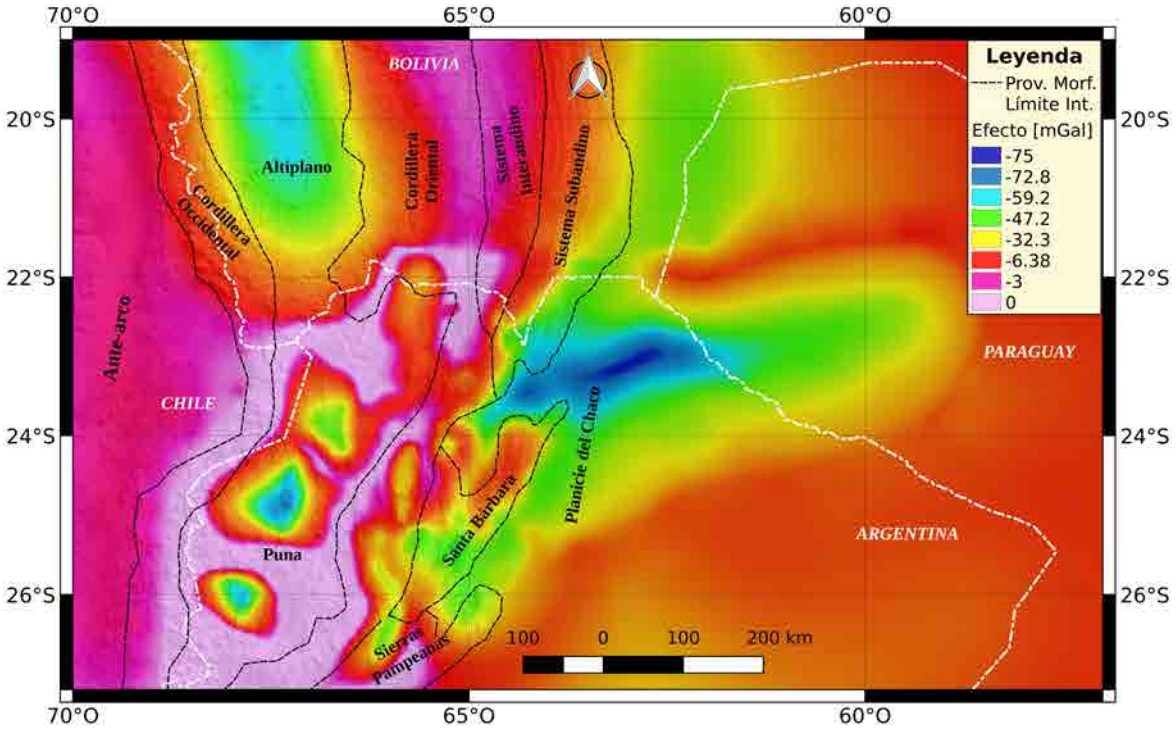


Figura 3.15: Superposición del efecto gravimétrico local (Figura 3.12) calculado a partir de modelo de cuenca de varias capas (diferentes ciclos sedimentarios) y el efecto regional de sedimentos (Figura 3.14) hacia los extremos de las cuencas aquí analizadas.

3.2.2. Cálculo de anomalías gravimétricas

En forma general una anomalía gravimétrica se define como (por ejemplo Hinze *et al.*, 2013):

$$\text{Anomalía gravimétrica} = g_{obs}(Reducido) - \gamma_0 \tag{3.6}$$

A partir de esta fórmula (3.6), se determina la Ecuación (3.7) para estimar las anomalías de aire libre (AAL). Las mismas se obtienen, sustrayendo la gravedad normal al valor observado corregido por altura al *datum* utilizado (geoide en nuestro caso) (Hinze *et al.*, 2013). Así mismo, al aplicar la corrección por masas, tanto la corrección de Bouguer como la de terreno, se determinan las anomalías de Bouguer completas ($ABct$), haciendo uso de la Ecuación (3.8). Si la reducción de terreno no es aplicada se denomina anomalía de Bouguer simple (Hinze *et al.*, 2013). Por ultimo al aplicar la corrección por sedimentos a las $ABct$ (Ecuación 3.9) se obtienen las anomalías de Bouguer completas con corrección geológica o corregidas por efecto sedimentario (por ejemplo Introcaso, 1993).

$$AAL = g_{obs} - \gamma_0 - CAL \tag{3.7}$$

$$ABct = g_{obs} - \gamma_0 - CAL + CB + ct \tag{3.8}$$

$$AB_{CS} = g_{obs} - \gamma_0 - CAL + CB + ct - CS \tag{3.9}$$

Haciendo uso de la Ecuación (3.7), se calcularon las anomalías de aire libre a partir de los datos relevados en campaña ($BaseA$) y posteriormente se grillaron con el método de mínima curvatura (Briggs, 1974) con un equiespaciado de 5 km (Figura 3.16).

Este método de grillado (mínima curvatura) es ampliamente usado en métodos potenciales, consiste en la interpolación regular de datos en tres dimensiones distribuidos aleatoriamente. Utilizando ecuaciones en diferencias finitas adapta una superficie linealmente elástica a los datos observados, éstos quedan regularizados en los nodos de la malla o grilla que representa a esta superficie. Así mismo, a dicha base de datos relevada, se le sumaron los datos de anomalías de aire libre publicadas por Schmidt y Götze (2006) ($BaseB$) en regiones donde no se contaba con datos (Figura 3.17).

De la misma manera, a partir de la Ecuación (3.8) se computaron las anomalías de Bouguer completas utilizando los datos relevados en campaña ($BaseA$) y luego se grillaron cada 5 km aplicando mínima curvatura (Figura 3.18). Además, a esta base de datos se le integraron datos de $ABct$ de la $BaseB$ reportados por Schmidt y Götze (2006), expandiendo las zonas de la ($BaseA$). Más allá de ambas bases de datos, quedaron regiones sin cubrir. Para ello también se incluyeron datos de la grilla ($BaseC$) de Anomalías de Bouguer de Schmidt y Götze (2006). Por último, como el borde oriental del área de estudio quedó descubierto de datos terrestres, se completó la grilla con datos de anomalías de Bouguer del modelo EIGEN-6C4 corregidos por topografía (Figura 3.21). Las que implican corrección por el efecto de gravedad de la placa de Bouguer ($2\pi G\rho_t H$). Siendo $\rho_t = 2,67 g/cm^3$, la densidad de la topografía; G la constante de gravitación universal Newtoniana y H la topografía sobre el nivel medio del mar en máximo grado/orden del modelo (Barthelmes, 2013). Luego se computa la corrección topográfica en la misma resolución que el modelo (ver Figura 3.10), que consiste en eliminar las longitudes de onda inferiores a 18 km mediante un filtrado frecuencial. Posteriormente, las anomalías de Bouguer de las diferentes bases mencionadas (Figura 3.19) se grillaron cada 10 km utilizando el método de mínima curvatura (Figura 3.20). Si bien esta base de datos incluye una zona de datos del modelo EIGEN-6C4, la mayor parte del área in-

volucra datos terrestres (ver Figura 3.19), por ello en adelante, será mencionada como “base de datos terrestres” o simplemente “datos terrestres”.

Para justificar la integración de los datos del modelo EIGEN-6C4, se compararon las $ABct$ de dicho modelo con las anomalías obtenidas a partir de los datos relevados en la campaña ($BaseA$). Se computó la diferencia y se realizó un análisis estadístico, observando que para altitudes bajas las diferencias eran poco significativas. En la siguiente sección se analizará esto. Este análisis, justificaría la integración de datos de dicho modelo en regiones con elevaciones topográficas bajas.

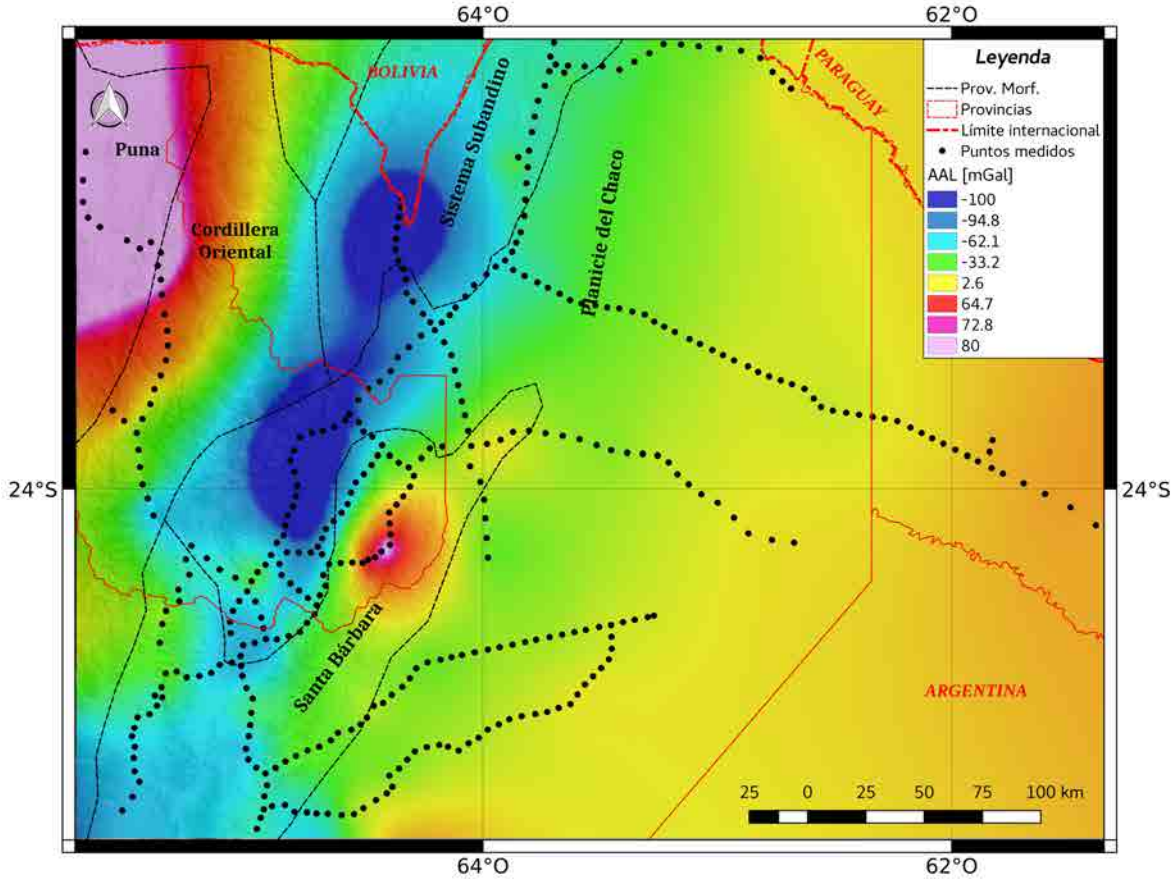


Figura 3.16: Anomalías de aire libre determinadas solamente con datos medidos en campaña (puntos en color negro).

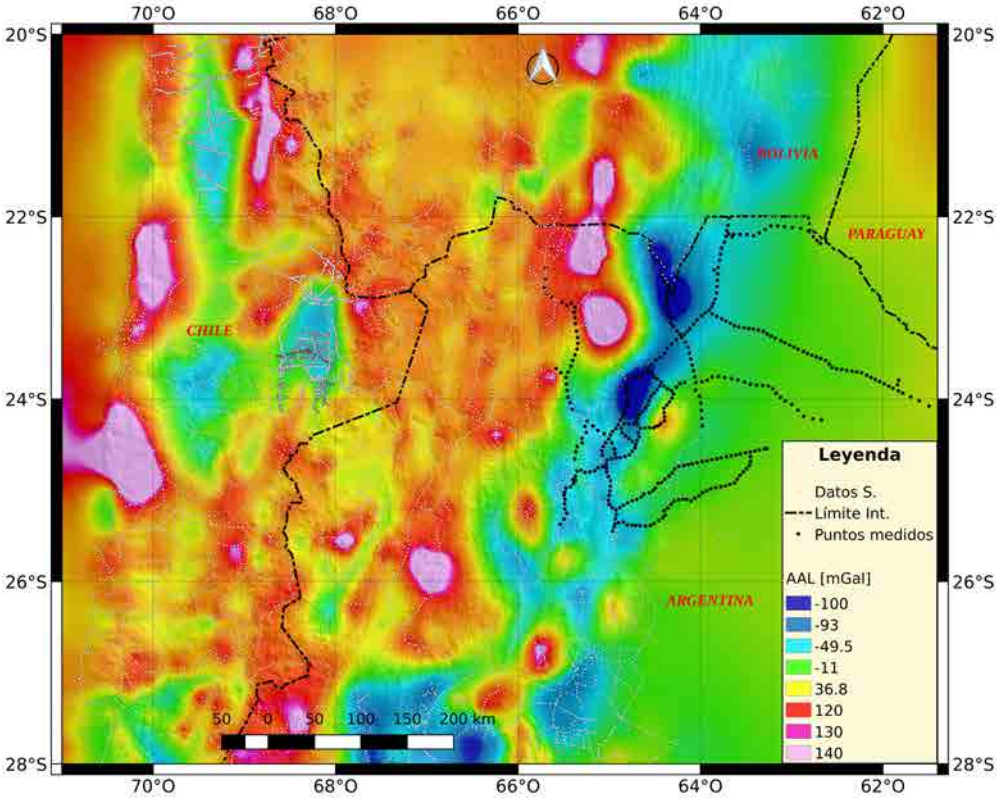


Figura 3.17: Anomalías de aire libre determinadas con datos medidos en campaña (puntos en color negro) y datos reportados por Schmidt y Götze (2006) (puntos en color blanco).

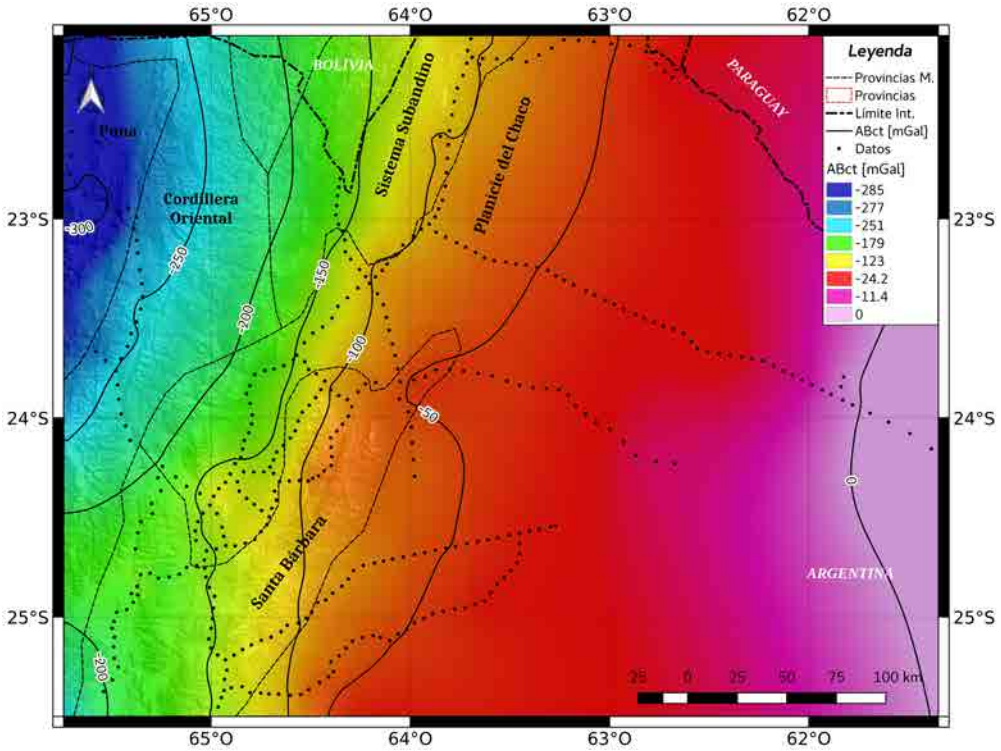


Figura 3.18: Anomalías de Bouguer completas determinadas solamente con datos medidos en campaña ($BaseA$).

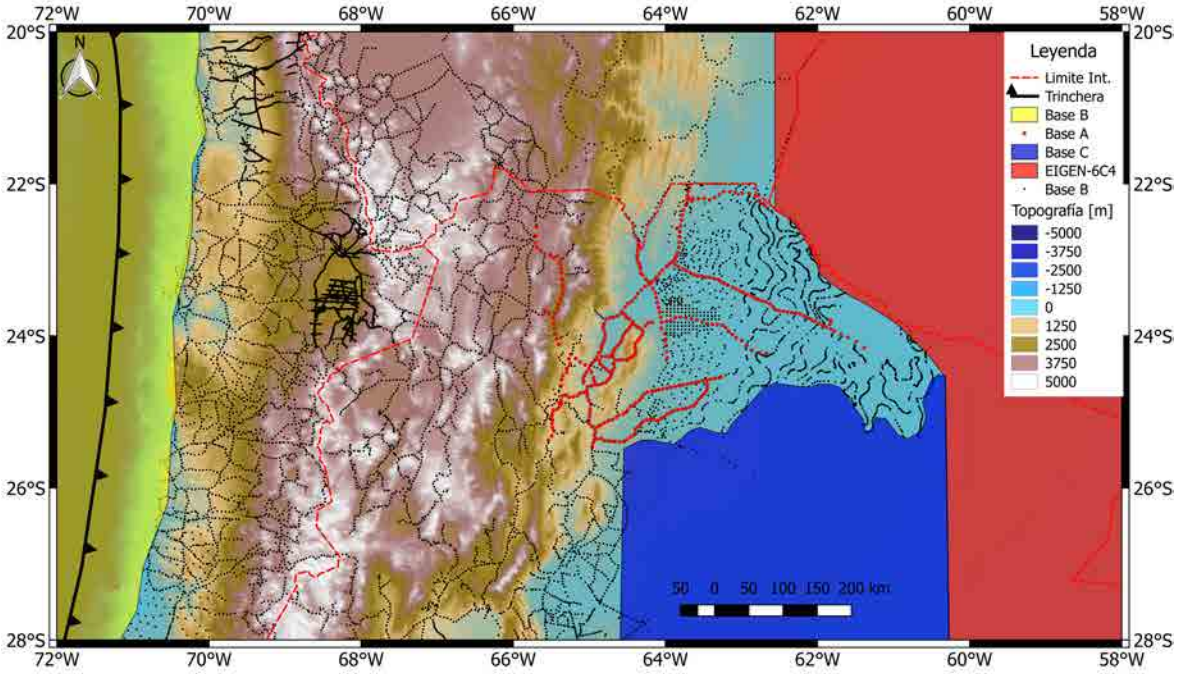


Figura 3.19: Base de datos utilizada para el cálculo de anomalías de Bouguer completas. Datos relevados en este trabajo ($BaseA$), datos publicados por Schmidt y Götze (2006) ($BaseB$ y C) y datos del modelo EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014).

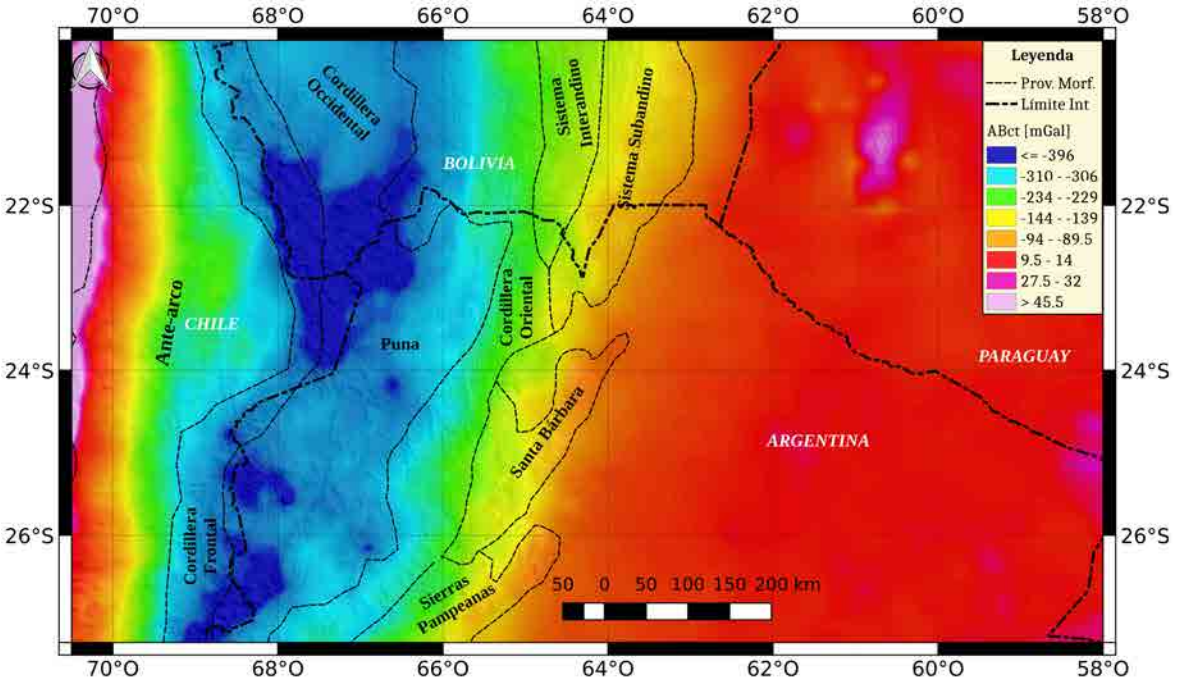


Figura 3.20: Anomalías de Bouguer completas, integrando las diferentes bases de datos: relevados en este trabajo ($BaseA$), publicados por Schmidt y Götze (2006) ($BaseB$ y C) y modelo EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014). Ver localización en la Figura (3.19).

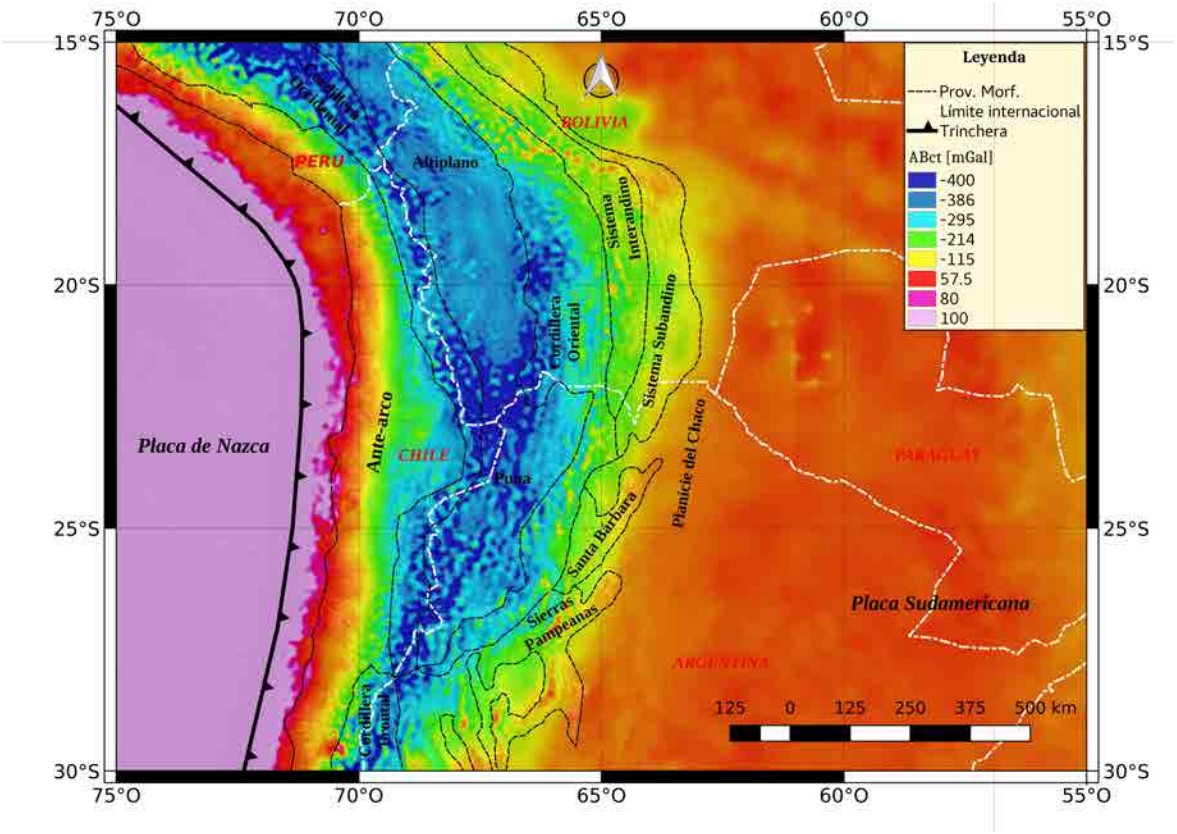


Figura 3.21: Anomalías de Bouguer completas. Modelo EIGEN-6C4.

Se aplicó el método de prolongación ascendente a las $ABct$ (Figura 3.22), elevando las anomalías a una altitud topográfica constante de 6500 m, superando de esta manera las masas topográficas. La prolongación se llevó a cabo haciendo un drapeo de los datos. Esto consiste en elevar diferenciadamente las anomalías, desde una superficie irregular (en este caso la topográfica) hasta un plano de elevación constante (en este caso un plano de 6500 m de elevación respecto del geoide), utilizando el método *Chessboard* mediante el algoritmo de Cordell (1985). Esto se realizó de esta manera ya que es aconsejable cuando las elevaciones topográficas del área estudio son muy variables. De este modo, se independiza la anomalía de la elevación topográfica. Luego se aplicó la corrección por sedimentos a dicha anomalía, determinando así las anomalías de Bouguer corregidas por topografía y por efecto sedimentario ($ABct_{CS}$), referida a una elevación de 6500 m respecto del nivel medio del mar (Figura 3.23).

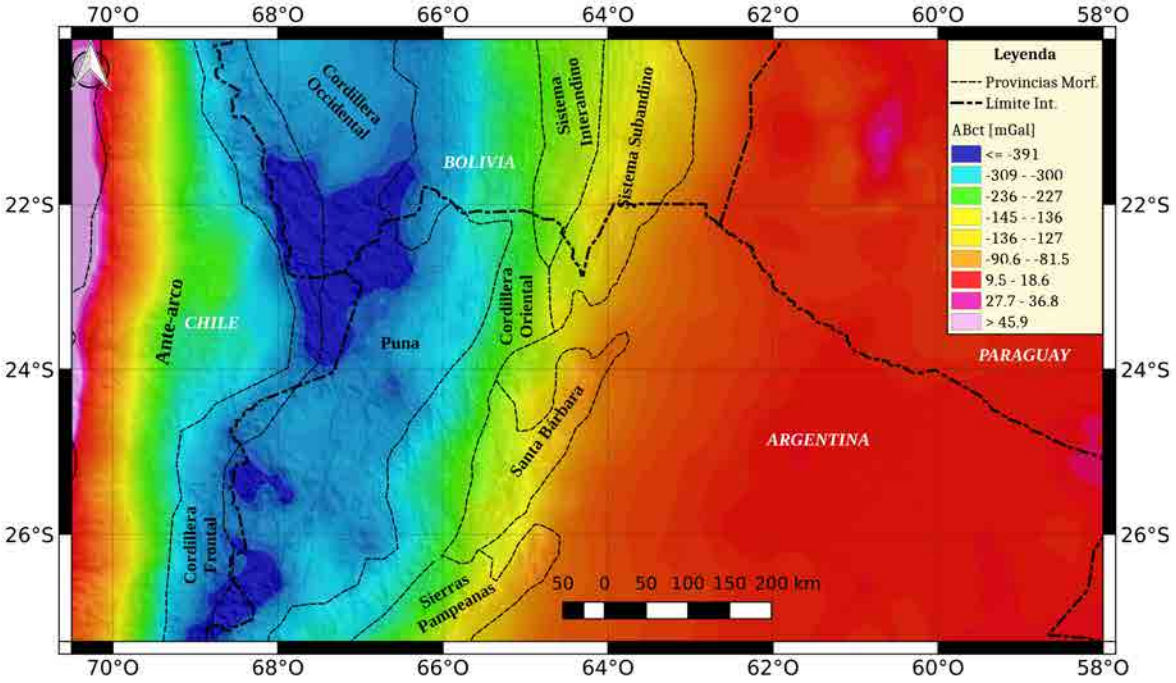


Figura 3.22: Prolongación ascendente a una elevación de 6,5 km (drapeado) de las anomalías de Bouguer completas (integrando las diferentes bases de datos: relevados en este trabajo ($BaseA$), publicados por Schmidt y Götze (2006) ($BaseB$ y C) y modelo EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014). Ver localización en la Figura (3.19).

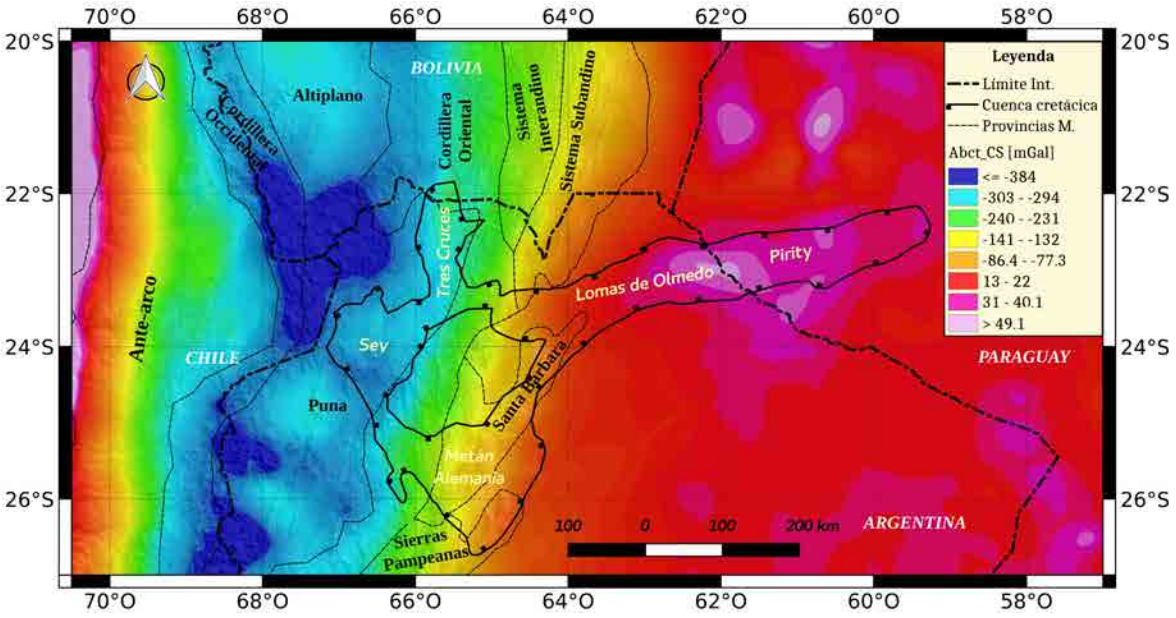


Figura 3.23: Anomalías de Bouguer corregidas por efecto sedimentario ($ABct_{CS}$). Se aplicó la corrección por efecto sedimentario a las anomalías de Bouguer completas con drapeo (Figura 3.22).

3.2.3. Diferencia entre datos gravimétricos terrestres y geopotenciales

En la región oriental de estudio, en Paraguay y Bolivia la cobertura de datos terrestres es escasa o nula, por ello recurrimos a integrar datos del modelo EIGEN-6C4. Es el modelo de mayor precisión y resolución disponible hasta el momento (2190 grado/orden en armónicos esféricos). El mismo consiste en una integración de diferentes bases de datos, que emplea datos terrestres y satelitales, expresado como un desarrollo de coeficientes en armónicos esféricos. Para justificar la integración de los datos de este modelo, se compararon los valores de anomalías de Bouguer de dicho modelo con los valores de los datos relevados en campaña ($BasaA$). A diferencia del modelo EIGEN-6C4, estos datos no han sufrido transformaciones matemáticas, gracias a que fueron determinados con instrumental gravimétrico y geodésico de última generación sobre la superficie terrestre, con errores bajos. La comparación se realizó en cada estación de medición de la $BaseA$, en la misma resolución del modelo EIGEN-6C4. Para ello se aplicó un filtrado frecuencial al mapa de $ABct$ (Figura 3.20), eliminando las longitudes de onda inferiores a los 18 km. Posteriormente se computó la diferencia entre ambos, observando un valor medio de 2,66 $mGal$ (Figura 3.24). Luego se graficó el valor absoluto de dicha diferencia respecto a la altitud topográfica, observando que las diferencias más grandes se presentaban para las mayores elevaciones (Figura 3.25).

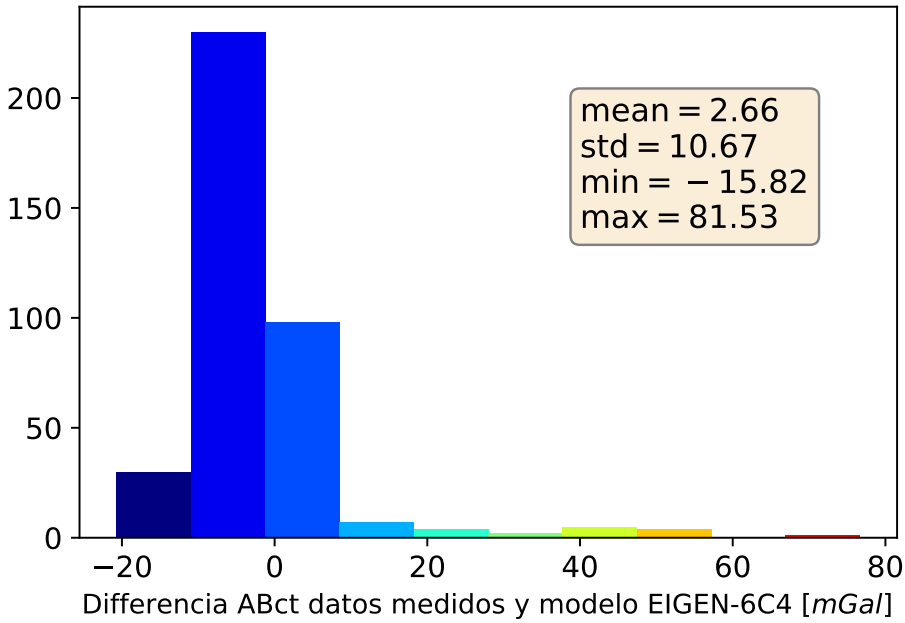


Figura 3.24: Histograma de la diferencia entre las $ABct$ de los datos de campaña ($BaseA$) y del modelo EIGEN-6C4.

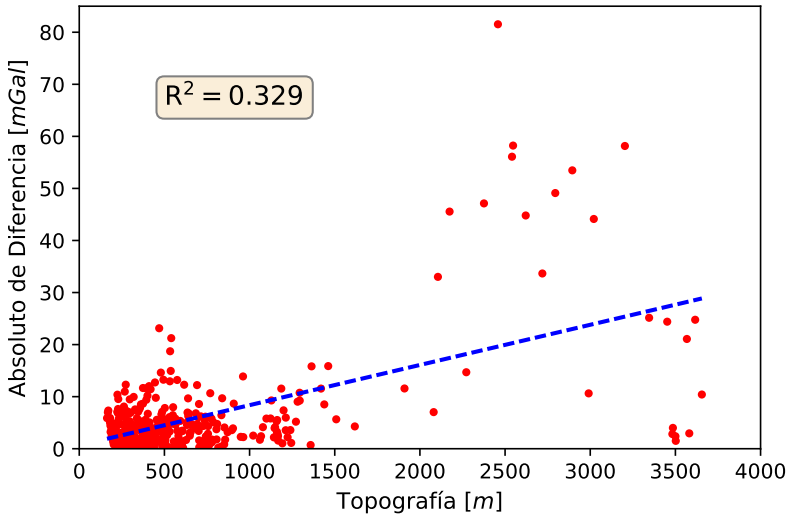


Figura 3.25: Valor absoluto de la diferencia de la $ABct$ (entre los datos de campaña ($BaseA$) y de modelo EIGEN-6C4) respecto la altitud topográfica.

La zona en la cual no se dispone de datos terrestres comprende elevaciones topográficas que no superan los 500 m. Por ello, se realizó el mismo análisis, pero solamente comparando los datos con elevaciones topográficas inferiores a dicho valor. Se observó un valor medio de diferencia entre los datos relevados y del modelo EIGEN-6C4 igual a -0,1 $mGal$ (Figura 3.26). Al comparar el valor absoluto de dicha diferencia respecto la topográfica, se observa aproximadamente la misma tendencia para diferentes elevaciones (Figura 3.27).

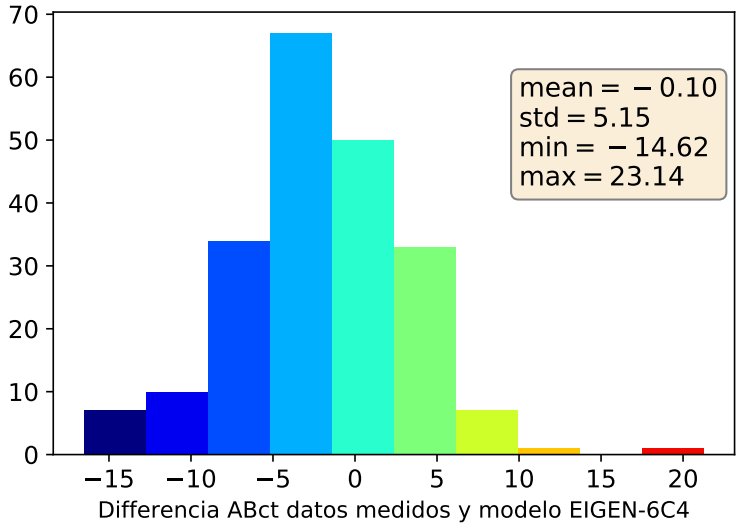


Figura 3.26: Histograma de la diferencia entre las $ABct$ de los datos de campaña ($BaseA$) y del modelo EIGEN-6C4, para altitudes topográficas inferiores a los 500 m.

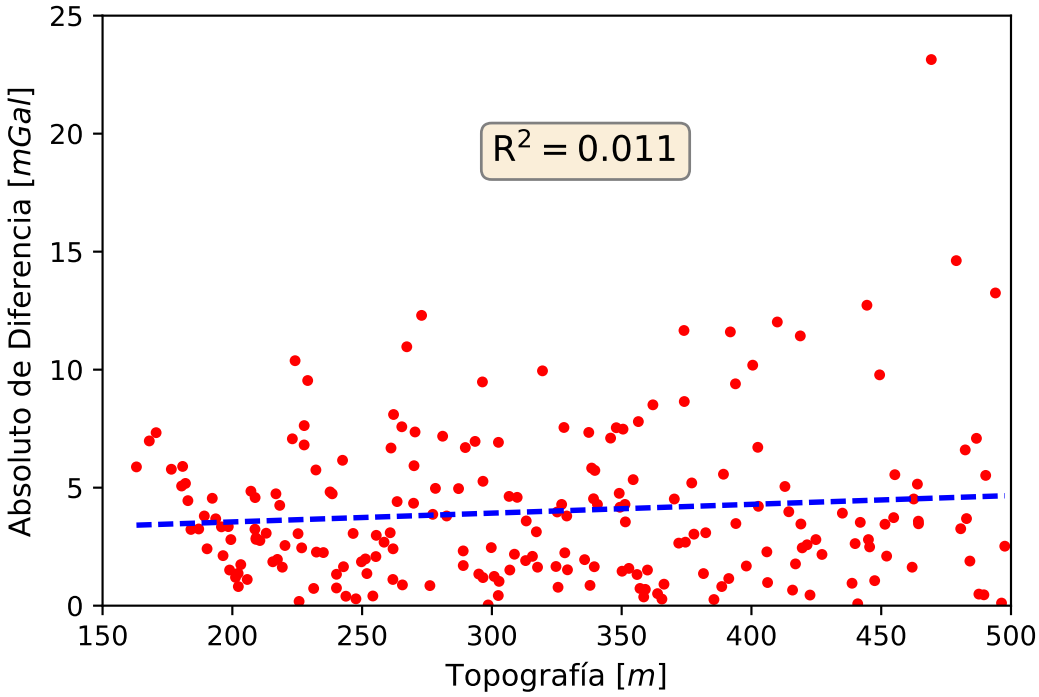


Figura 3.27: Valor absoluto de la diferencia $ABct$ (entre los datos de campaña y del modelo EIGEN-6C4) versus altitud topográfica, para altitudes topográficas inferiores a los 500 m.

De la misma manera, se determinaron las diferencias (Figura 3.28) entre las anomalías gravimétricas del modelo EIGEN-6C4 y las anomalías de Bouguer calculadas utilizando todas las bases de datos terrestres integradas en este estudio (Figura 3.20). La comparación también se llevó a cabo en la misma resolución del modelo EIGEN-C64. Si bien el valor medio de diferencia es bajo (-0,19 $mGal$), la desviación estándar es más alta al igual que los valores máximos y mínimos (Figura 3.29). Del mismo modo, se graficó el valor absoluto de dicha diferencia respecto la elevación topográfica (Figura 3.30), observándose importantes diferencias para gran parte de los datos, como así también que los errores más elevados corresponden a las mayores altitudes topográficas.

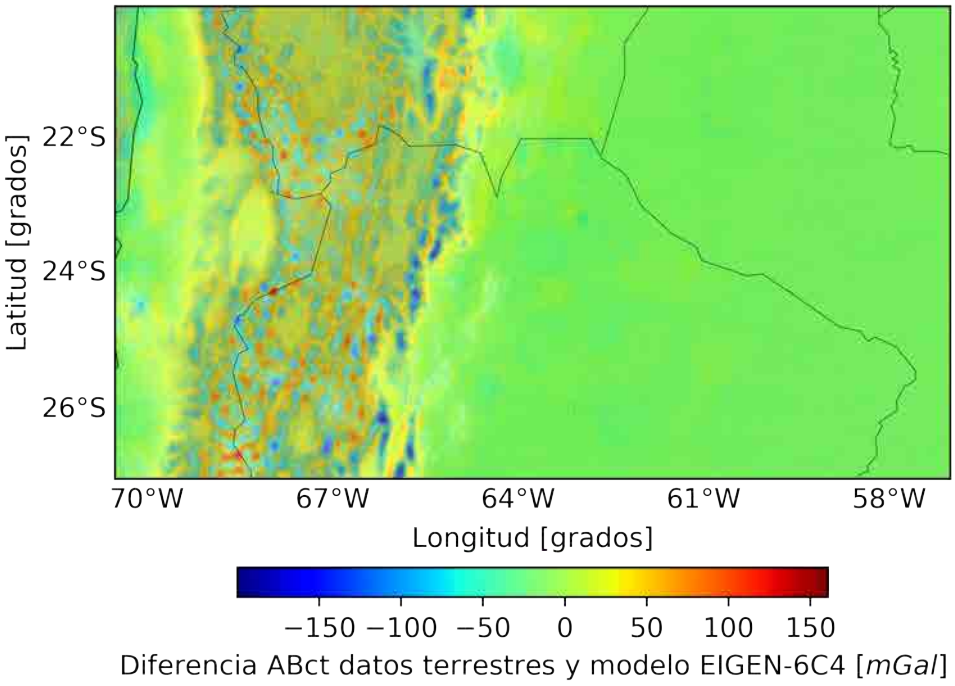


Figura 3.28: Diferencias entre las anomalías del modelo EIGEN-6C4 y las anomalías determinadas utilizando la combinación de bases de datos terrestres empleada en este trabajo (Figura 3.20).

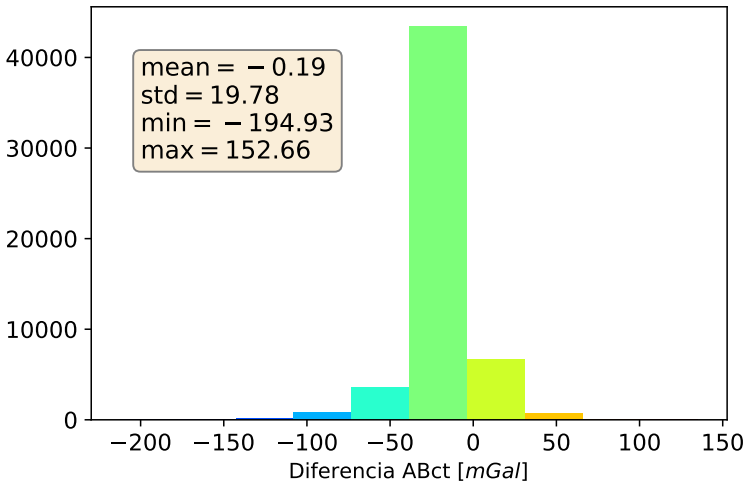


Figura 3.29: Histograma de la diferencia entre las anomalías del modelo EIGEN-6C4 y las anomalías determinadas utilizando la combinación de bases de datos terrestres empleada en este trabajo (Figura 3.20).

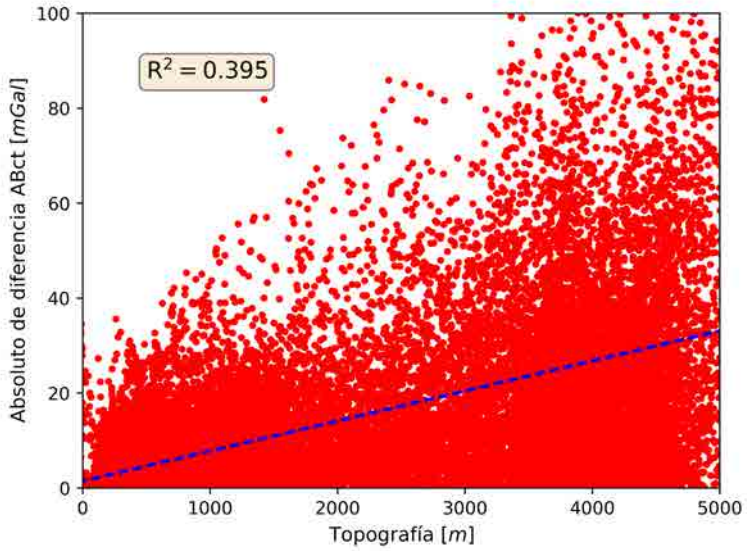


Figura 3.30: Valor absoluto de la diferencia (entre las $ABct$ del modelo EIGEN-6C4 y las determinadas la combinación de bases de datos terrestres empleada en este trabajo (Figura 3.20) y la altitud topográfica.

3.2.4. Resultados

Los datos de campaña relevados en este trabajo presentan buena precisión para estudios regionales, ya que fueron relevados con instrumental de última generación. En este sentido, se estimó la diferencia entre la apertura y cierre de lectura de gravedad de los datos de campaña, observando un valor de 0,002 $mGal$ de diferencia. En cuanto a los datos de posicionamiento de GPS diferencial, se estimó un análisis estadístico de la precisión de posicionamiento vertical y horizontal (Figura 3.4), observando un error medio de 2,58 m para la vertical y 1,89 m para la horizontal. Los datos de campaña, tanto de posicionamiento, como de gravedad permitieron realizar análisis de calidad de otras bases de datos. Se compararon las elevaciones DGPS con los modelos topográficos SRTM30 (Figura 3.6) y SRTM90 (Figura 3.7), observando una diferencia promedio del orden de los 4 m. Si bien este valor es relativamente bajo, los valores máximos de diferencias son más elevados, superando los 20 m en ambos casos. A partir de un cálculo sencillo, se puede estimar el error aproximado (en $mGal$) que se cometería si se determinan las anomalías gravimétricas utilizando las altitudes topográficas de estos modelos. A partir de las ecuaciones de corrección de aire libre y de Bouguer, para una diferencia máxima en altitud de 23,15 m, se determinó que se cometería un error de 4,56 $mGal$ si se utilizaran las elevaciones de los modelos. Este error elevado muestra la importancia de utilizar GPS diferencial para estimar la posición, específicamen-

te la altitud topográfica para el cómputo de las anomalías gravimétricas, y para corregir los DEM lo mejor posible en altura, en el cómputo de la reducción topográfica.

En las correcciones topográficas aplicadas para la combinación de diferentes bases de datos terrestre (Figura 3.9) y para los datos globales del modelo EIGEN-6C4 (Figura 3.10), se visualizan valores que superan los 5 $mGal$.

Para corregir las anomalías por efecto sedimentario, se calculó el efecto gravimétrico que produce el déficit de densidad del relleno de las cuencas de la región, utilizando dos modelos de cuencas. Un modelo local determinado en este trabajo que tiene en cuenta los diferentes ciclos sedimentarios del área (ver Figura 5.20, Sección 5.5), y un modelo global (Laske, 1997; Sampietro *et al*., 2013; Reguzzoni y Sampietro, 2015) (ver Figura 5.20, Sección 5.5) que comprende un área más amplia, para completar con correcciones sedimentarias hacía los bordes, más allá del área principal de estudios. En el modelo local, se observaron valores que alcanzan los 75 $mGal$ (Figura 3.12). Para el modelo regional, se observaron valores del mismo orden, si el cálculo se computa considerando una sola capa de espesores sedimentarios con un valor constante de densidad de 2,4 g/cm^3 (Figura 3.14). Mientras que si se utilizan las diferentes capas y densidades variables del modelo, el efecto del modelo alcanza valores del orden de los 160 $mGal$ (Figura 3.13), muy superiores a los determinados a partir del modelo de cuencas de resolución. Por ello, el primero fue elegido para ampliar el mapa de corrección por cuencas (Figura 3.15).

En el mapa de anomalías de aire libre determinado a partir de los datos terrestres relevados en el presente trabajo (Figura 3.16), se destaca una anomalía positiva local de corta longitud de onda en el Sistema Santa Bárbara, que supera los $\sim$ 80 $mGal$. Como así también una anomalía negativa de gran amplitud ($\sim$ -100 $mGal$) en el frente de deformación de los Andes Centrales. Hacia el este, los valores de anomalías aumentan alcanzando los $\sim$ 25 $mGal$ en el antepaís distal de la región. Esta anomalía negativa ($\sim$ -100 $mGal$) observada en el frente de deformación, se continua hacia el norte y sur en el mapa regional de anomalías de aire libre, a lo largo del frente de deformación, aunque con valores de menor amplitud (Figura 3.17).

En las $ABct$ estimadas a partir de los datos de campaña (Figura 3.18), se observan valores de anomalías mínimos en la región occidental del orden de los -300 $mGal$. Estos valores negativos disminuyen hacia el este. Las isolíneas muestran una tendencia noreste-suroeste en correlación con las estructuras presente en la región de los Andes. Se observa en la isolínea

de -50 $mGal$ una curvatura hacia el Sistema Santa Bárbara, implicando una zona anómala de alta densidad de corta longitud de onda. Similarmente, en los mapas de $ABct$ del modelo Eigen-6C4 (Figura 3.21) y del modelo conformado de diferentes bases de datos (Figura 3.20), se observan valores mínimos inferiores a -400 $mGal$ en zonas de mayor elevación topográfica, exhibiendo la dependencia con la raíz Andina.

Por último, en el mapa de anomalías completo corregido por efecto sedimentario (Figura 3.23), se destaca, a diferencia de los otros mapas de anomalías de Bouguer, una anomalía positiva que supera los 40 $mGal$ bajo los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity.

Los datos relevados en la presente contribución permitieron hacer controles de calidad, e integración confiable de otras bases de datos. En este sentido, las anomalías de Bouguer del modelo EIGEN-6C4 mostraron buena correlación con los datos medidos, para elevaciones topográficas bajas (menores a 500 m). Del análisis estadístico se determinó un valor medio de diferencia entre ambas bases de datos igual a -0,1 $mGal$ (Figura 3.26). Mientras que para zonas de topografía superiores a 500 m, las diferencias son más elevadas alcanzando un máximo de 81,53 $mGal$ y un valor medio de 2,66 $mGal$ (Figura 3.24).

Similarmente, al comparar el mapa de anomalías de Bouguer de datos terrestres (Figura 3.18) con el Modelo EIGEN-6C4, se observaron diferencias de mayor amplitud (Figura 3.29), con un rango entre -200 y 150 $mGal$ (Figura 3.28). También se visualiza la correlación entre diferencias y elevaciones topográficas (Figura 3.30). El mapa de diferencias se muestra en la Figura (3.28). Se observa en este mapa de diferencias, que predominan cortas longitudes de ondas sobre el orógeno de los Andes Centrales. Esto es de esperar, ya que el modelo geopotencial de mayor grado/orden en armónicos, carece de datos terrestres en las zonas de gran elevación topográfica analizadas (Pavlis *et al.*, 2012). Esto muestra la importancia de las lecturas terrestres de gravedad relevadas en este trabajo, principalmente en zonas de importantes elevaciones topográficas, donde el modelo no reproduce con buena precisión las cortas longitudes de ondas.

Estos análisis de precisión se tuvieron en cuenta en la incorporación de subgrupos de datos provenientes de distintas fuentes para la confección de la base de datos gravimétricos regional empleada en este estudio.

Capítulo 4

Transformaciones de Campos Potenciales

Las anomalías gravimétricas contienen los efectos producidos por la distribución de los cuerpos geológicos emplazados en el subsuelo, los cuales generan numerosas anomalías de diferentes amplitudes, dimensiones y gradientes. Cada uno de ellos aporta su contribución en el campo gravimétrico, manifestándose en dicho campo en forma de complejas anomalías superpuestas (Hinze *et al*., 2013). Generalmente interesa enfocarse en ciertas características del subsuelo, que suelen identificarse en un rango de anomalías en base a las longitudes de onda (Hinze *et al*., 2013).

Las anomalías de larga longitud de onda se relacionan con fuentes más grandes y profundas y son clasificadas bajo la nomenclatura de anomalías regionales; mientras las que las anomalías de corta longitud de onda, conocidas como anomalías residuales, representan fuentes más someras y de menor dimensión (Skeels, 1967; Blakely, 1995; Hinze *et al*., 2013, entre otros). Las anomalías regionales presentan amplitudes mayores a las residuales que dificultan y distorsionan su visualización e interpretación (Figura 4.1). Esto puede sintetizarse mediante la Ecuación (4.1), donde por lo general el ruido es poco significativo con respeto a las amplitudes de las anomalías residuales y regionales, y generalmente se refleja en frecuencias muy altas que comúnmente son despreciadas (Hinze *et al*., 2013).

$$\text{Anomalía observada} = \text{Anomalía Regional} + \text{Anomalía Residual} + \text{Ruido} \tag{4.1}$$

Para discernir la localización y profundidad de las diferentes fuentes geológicas de interés es necesario separar sus influencias en el campo gravitatorio. Existe una amplia variedad de

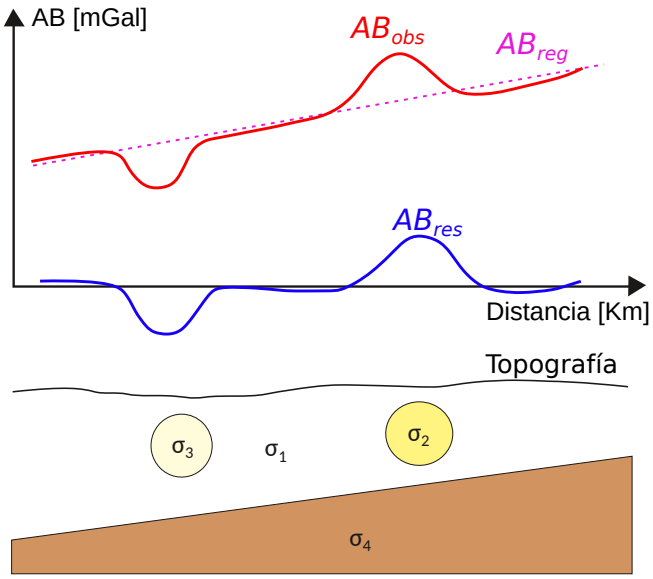


Figura 4.1: Esquema de un campo gravimétrico observado (AB_{obs}), determinado a partir de la superposición de la anomalía regional (AB_{reg}) y residual (AB_{res}). Donde σ es la densidad, con $\sigma_3 < \sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_4$.

métodos analíticos y gráficos que permiten separar y mejorar los efectos gravimétricos de mayor interés (por ejemplo Blakely, 1995). En este caso se optó por el método de continuación o prolongación ascendente (Jacobsen, 1987; Blakely, 1995) de anomalías, ampliamente utilizado en los campos potenciales. Especialmente porque se pueden modelar las fuentes profundas desde la altura de prolongación, además por analizar una extensa base de datos podemos despreciar los efectos de borde en el procesamiento de los datos en el dominio frecuencial.

4.1. Continuación Ascendente

El método de continuación o prolongación ascendente (Up por su acrónimo en inglés *Upward continuation*) transforma el campo potencial observado en una superficie $f(x, y, z = 0)$ en el campo que se mediría en otra superficie f(x,y,z=h) más lejana de las fuentes (Blakely, 1995). Este método atenúa las amplitudes de las anomalías gravimétricas con respecto a las longitudes de ondas, dejando pasar las anomalías de larga longitud de onda provenientes de fuentes profundas y atenuando las fuentes someras de corta longitud de onda (Blakely, 1995). Por ello, es un método ampliamente aplicado para discernir el efecto de fuentes anómalas profundas. Otra de las razones por las que es elegido este método, se debe a que a menudo el campo observado es relevado a diferentes altitudes, dificultando su integración. Donde la

prolongación ascendente de las anomalías permite transformar las diferentes fuentes de datos a una superficie de observación de altura constante (Blakely, 1995).

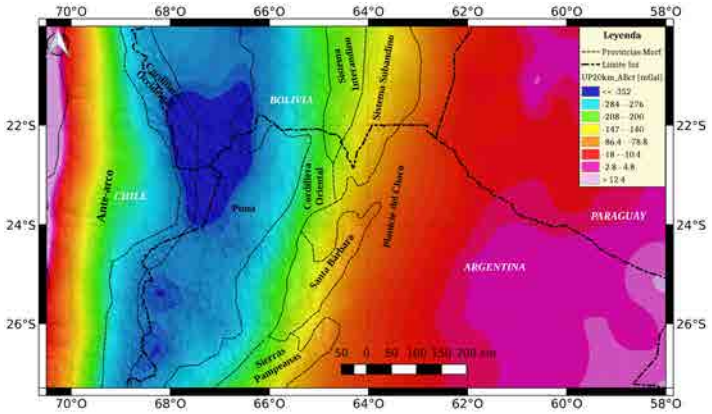
A menudo este método es aplicado en el dominio frecuencial. Este consiste en aplicar la transformada de Fourier a las anomalías gravimétricas observadas, para transformarlas del dominio espacial al dominio frecuencial. Luego haciendo uso del teorema Fourier-convolución, se multiplica el campo transformado por un filtro exponencial (L). Posteriormente para pasar la anomalía filtrada al dominio espacial se aplica anti-transformada de Fourier (Blakely, 1995).

$$L = e^{-\Delta z|\mathbf{k}|} \tag{4.2}$$

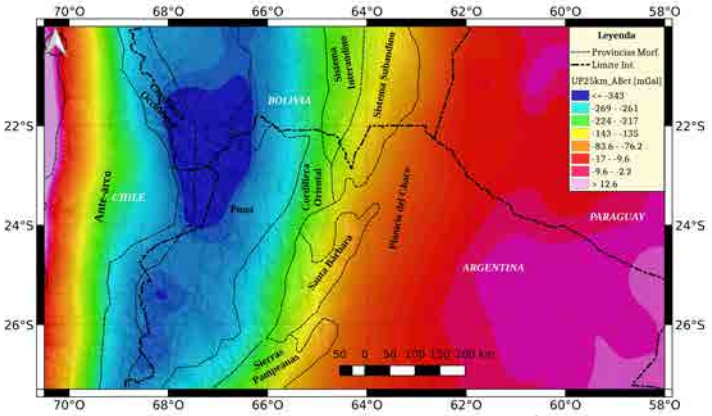
siendo Δz la distancia vertical desde el plano de observación al plano de prolongación y $\mathbf{k}$ vector el número de onda.

4.1.1. Continuación ascendente aplicado a las $ABct$

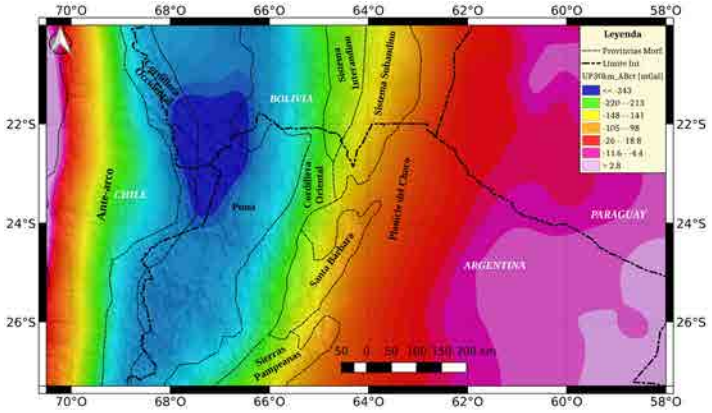
En nuestro caso, primero se aplicó el método de prolongación ascendente a las anomalías de Bouguer completas (Figura 3.18), desde la superficie irregular topográfica hasta un plano de elevación de 6500 m (Figura 3.22), aplicando el método *Chessboard* mediante el algoritmo de Cordell (1985). De esta manera se obtuvo un mapa de anomalías vinculadas a un mismo plano de referencia por encima de las masas topográficas. Luego, a este último mapa de anomalías se le aplicó nuevamente el método de prolongación ascendente para distintas altitudes (20 km, 25 km 30 km y 40 km), cuyos mapas filtrados se visualizan en las Figuras (4.2a a la 4.2d). Luego al sustraer estos efectos regionales del mapa de $ABct$ observadas, se obtienen los mapas de anomalías residuales (Figuras 4.3a a la 4.3d), haciendo uso de la Ecuación (4.1).



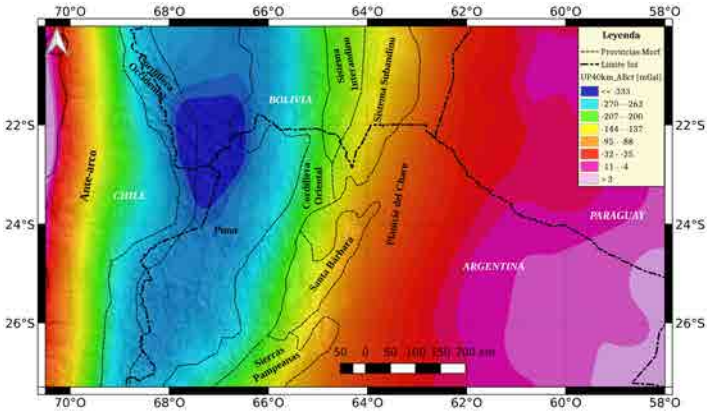
(a) Prolongación ascendente a 20 km.



(b) Prolongación ascendente a 25 km.

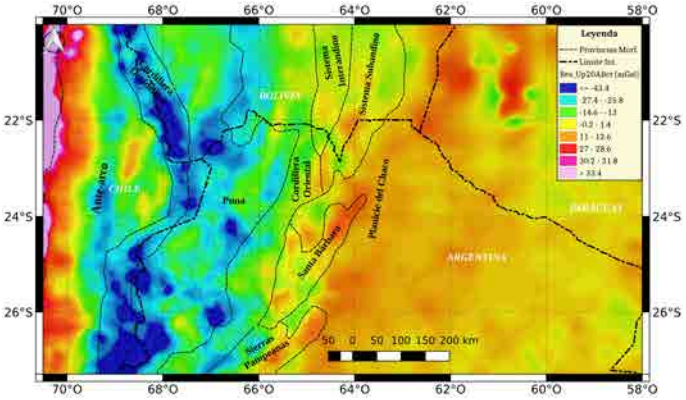


(c) Prolongación ascendente a 30 km.

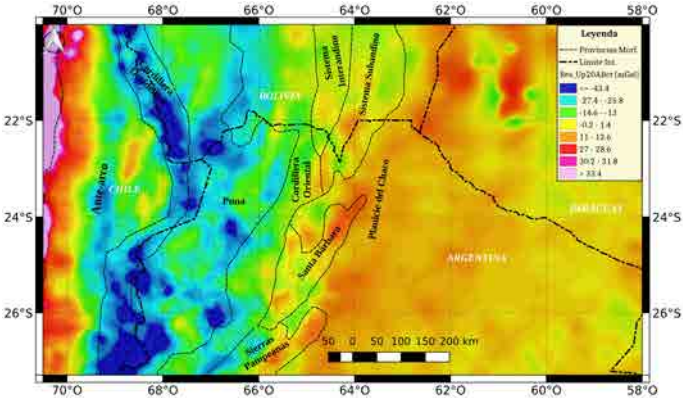


(d) Prolongación ascendente a 40 km.

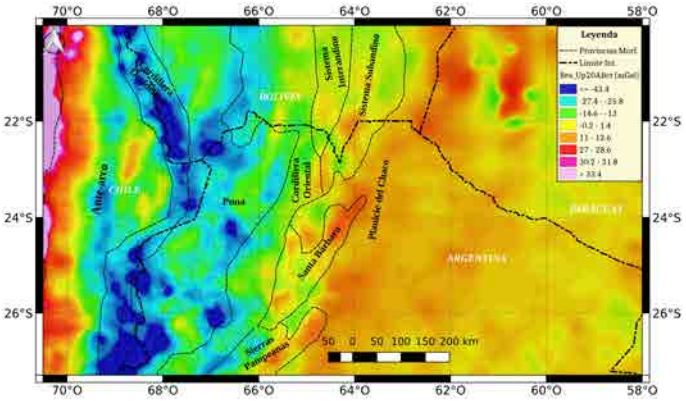
Figura 4.2: Anomalías calculadas aplicando prolongación ascendente a las $ABct$ (Figura 3.22).



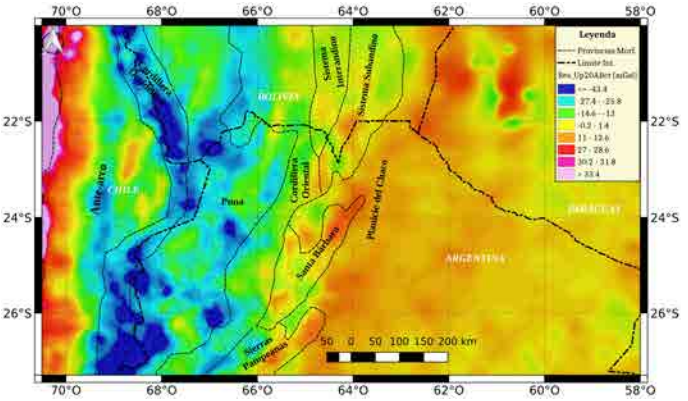
(a) Anomalía residual, a partir de Up a 20 km.



(b) Anomalía residual, a partir de Up a 25 km.



(c) Anomalía residual, a partir de Up a 30 km.

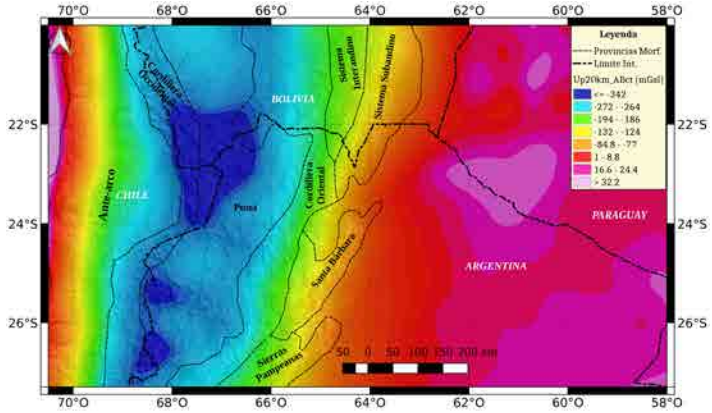


(d) Anomalía residual, a partir de Up a 40 km.

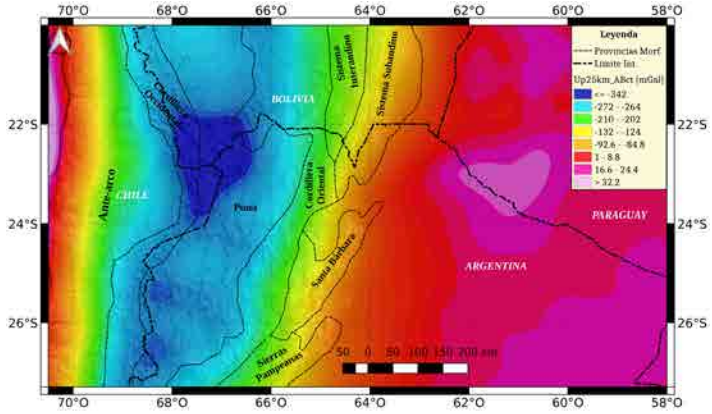
Figura 4.3: Anomalías residuales, calculadas a partir de las anomalías regionales determinadas por prolongación ascendente de las $ABct$ (Figura 3.22).

4.1.2. Continuación ascendente aplicada a las $ABct_{CS}$

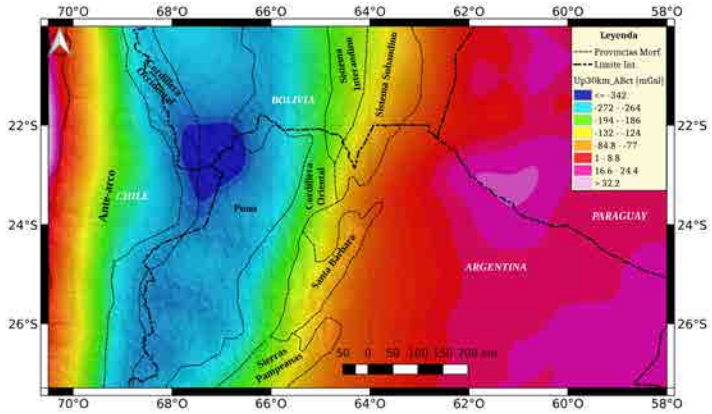
Como se destacó en el Capítulo 3, las anomalías gravimétricas pueden ser corregidas por los efectos anómalos conocidos que no sean de interés, para el análisis de alguna fuente en particular, con el objeto tener una respuesta de gravedad que represente mejor los efectos de cuerpos de interés no conocidos para su interpretación (por ejemplo Hinze *et al*., 2013). Así se determinaron las anomalías de Bouguer completas corregidas por el efecto de las cuencas sedimentarias ($ABct_{CS}$) normalizando la corteza superior, con el objeto de discernir las estructuras más profundas (Figura 3.23). Luego se aplicó el método de prolongación ascendente a estas anomalías, para filtrar todas las anomalías de corta-intermedia longitud de onda que no fueron corregidas y/o que no son de interés, con el objeto de determinar una anomalía que represente las estructuras de largas longitudes de ondas y profundas. Así, el campo regional obtenido a partir de estas anomalías, representa un efecto más realista de lo que sucede en niveles inferiores de corteza, que el campo regional que se determina a partir de las anomalías de Bouguer sin corrección por sedimentos (Ruiz e Introcaso, 1999). Por ello, se aplicó el método de prolongación ascendente a las $ABct_{CS}$ para distintas altitudes (20 km, 25 km 30 km y 40 km), cuyos mapas filtrados se visualizan en las Figuras (4.4a a la 4.4d). Luego al sustraer estos efectos regionales del mapa de $ABct$ observadas, se obtienen los mapas de anomalías residuales (Figuras 4.5a a la 4.5d), haciendo uso de la Ecuación (4.1).



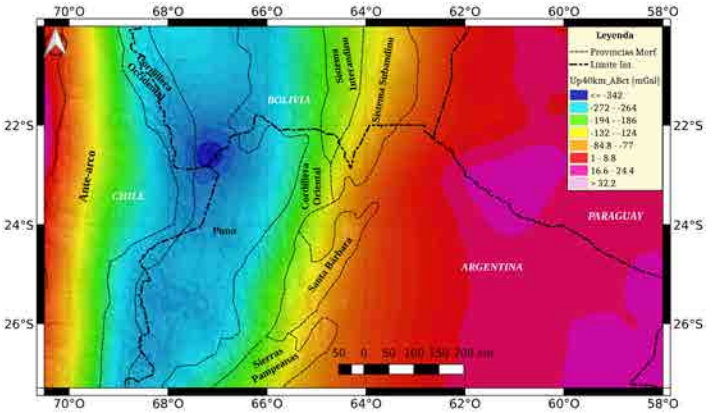
(a) Prolongación ascendente a 20 km.



(b) Prolongación ascendente a 25 km.

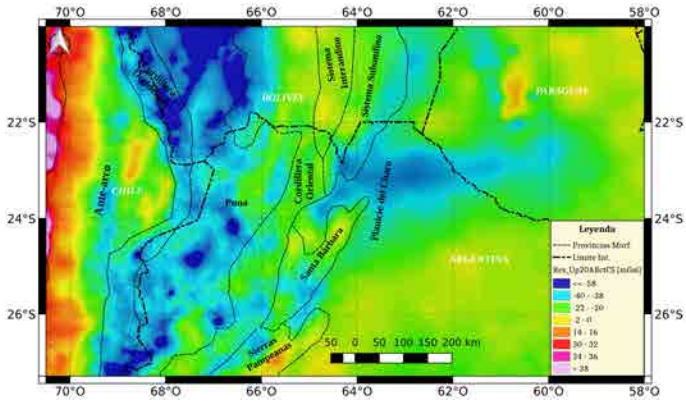


(c) Prolongación ascendente a 30 km.

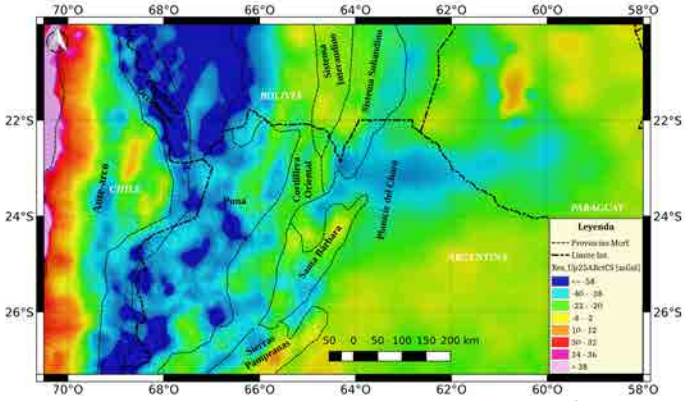


(d) Prolongación ascendente a 40 km.

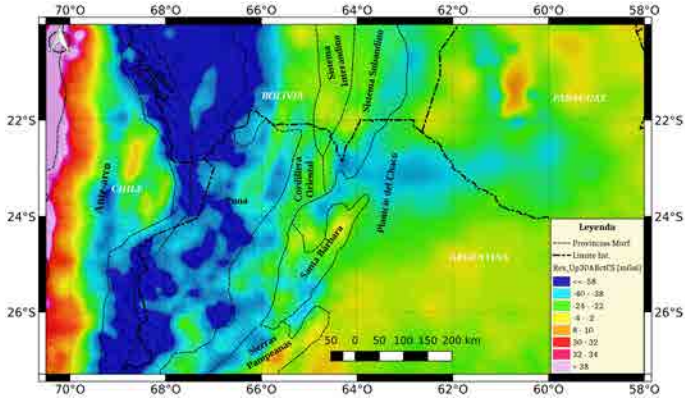
Figura 4.4: Anomalías calculadas aplicando prolongación ascendente a las $ABct_{CS}$ (Figura 3.23).



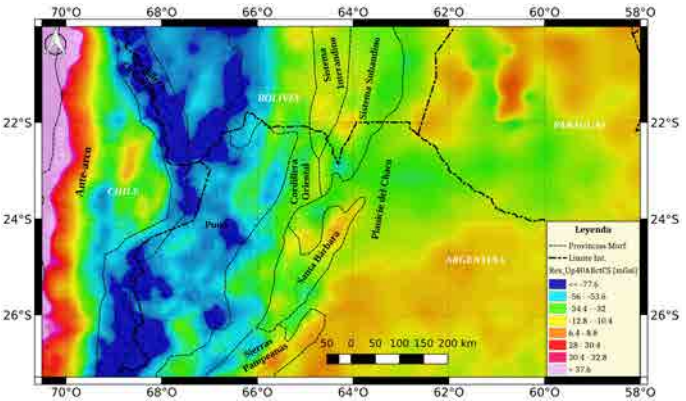
(a) Anomalía residual, a partir de Up a 20 km.



(b) Anomalía residual, a partir de Up a 25 km.



(c) Anomalía residual, a partir de Up a 30 km.



(d) Anomalía residual, a partir de Up a 40 km.

Figura 4.5: Anomalías residuales, calculadas a partir de las anomalías regionales determinadas por prolongación ascendente de las $ABct_{CS}$ (Figura 3.23).

4.2. Determinación de Altura Óptima para la Prolongación Ascendente

Se aplicó el método de correlación cruzada propuesto por Zeng *et al.* (2007). Estos autores proponen un método analítico para determinar la altura de la prolongación ascendente más adecuada para determinar los campos regionales y residuales. Estos autores determinan la altura óptima a partir de la máxima correlación cruzada entre la continuación hacia arriba de la anomalía de gravedad observada y una anomalía regional conocida a priori. Como en la práctica se desconoce el campo regional, estos autores demuestran que la altitud más óptima de prolongación se determina calculando una serie de correlaciones cruzadas entre las continuaciones ascendentes del campo para dos alturas sucesivas. La altura donde es máxima la deflexión, representa la elevación más adecuada para calcular la prolongación ascendente.

La correlación cruzada entre las anomalías regionales observadas g_1 y cada continuación ascendente g_2 ($cros_{g_1,g_2}$) se calcula haciendo uso de la Ecuación (4.3), propuesta por Abdelrahman *et al.* (1989).

$$cros_{g_1,g_2} = \frac{\sum_{i=1}^{M}\sum_{j=1}^{N} g_1(x_i,y_j)g_2(x_i,y_j)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{M}\sum_{j=1}^{N} g_1^2(x_i,y_j)\sum_{i=1}^{M}\sum_{j=1}^{N} g_2^2(x_i,y_j)}} \tag{4.3}$$

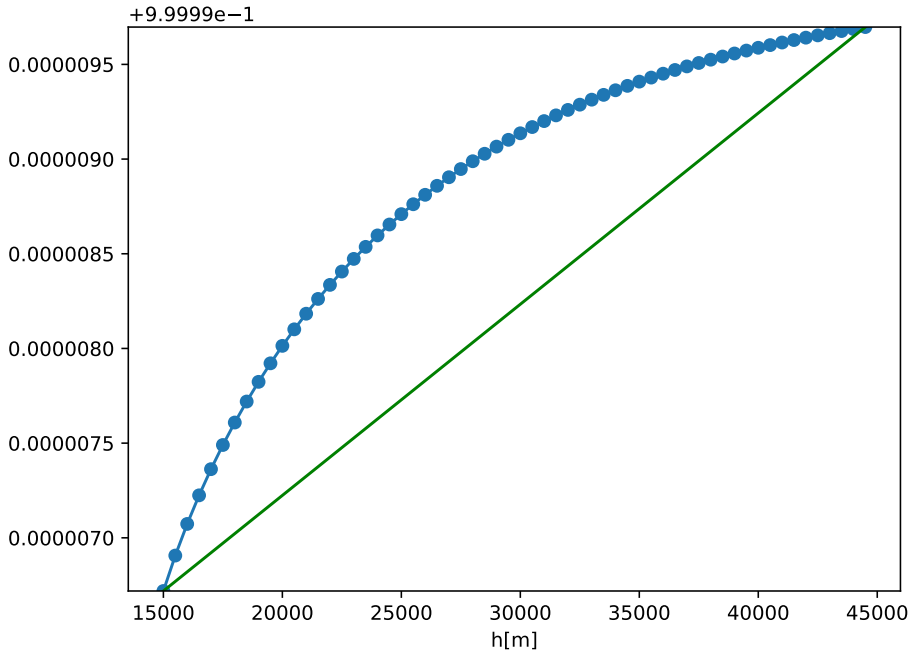
Si sucediera que se desconoce el campo regional, entonces, g_1 y g_2 representarían dos anomalías prolongadas a diferentes alturas sucesivas. En nuestro caso lo que se necesita conocer es el campo regional, por ello se aplicó este método, a partir de la correlación cruzada entre prolongaciones ascendentes sucesivas.

En el presente trabajo se pretende obtener una anomalía regional que represente los efectos profundos, con longitudes de ondas equivalentes a las anomalías generadas por la discontinuidad de corteza - manto e inferiores. Luego al descontar este campo regional de las anomalías observadas, se determina una anomalía residual que representa los efectos de la corteza superior. Para ello, se aplicó el método correlación cruzada, usando como valores mínimos y máximos de alturas a prolongar, 15 km y 45 km respectivamente. Este rango de valores es típico en el cálculo de anomalías regionales para el análisis cortical empleado en los campos gravimétricos (por ejemplo Ruiz e Introcaso, 1999; Gimenez *et al.*, 2005; Croce *et al.*, 2009; Gimenez *et al.*, 2011; Anci *et al.*, 2014, 2016). Se usaron incrementos de alturas a intervalos de 500 m entre las prolongaciones sucesivas.

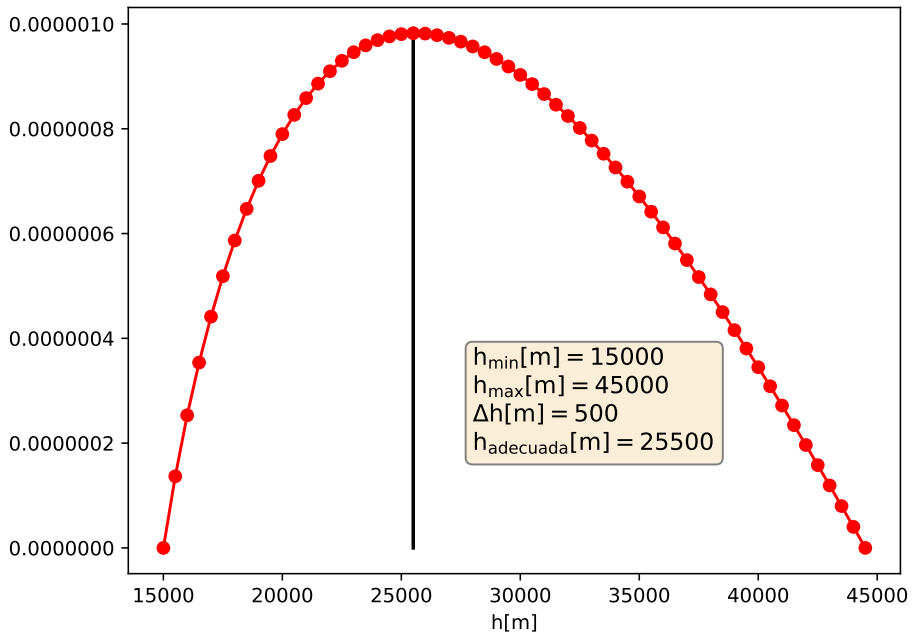
Para aplicar el método se implementó en el lenguaje de programación *Python*. Se eligió este lenguaje ya que el mismo y gran parte de las librerías que utiliza presentan licencias de *Software* Libre. Se utilizaron librerías de cálculo numérico (*Scipy* y *NumPy*), graficado (*Matplotlib*) y una potente librería desarrollada para métodos Geofísicos conocida como Fatiando a Terra (Jones *et al.*, 2001; Hunter, 2007; Uieda *et al.*, 2014).

En primera instancia se aplicó este método a las anomalías de Bouguer completas (Figura 3.22). El mismo consiste, primero en calcular la prolongación ascendente (up_1) a 15000 m (h_{min}) y la sucesiva prolongación (up_2) a 15500 (h_{min} + Δh). Cada una de las prolongaciones se determinó en el dominio frecuencial aplicando la Ecuación (4.2), haciendo uso del paquete *fatiando.gravmag.transform* de Fatiando a Tierra (Uieda *et al.*, 2014). Luego se calculó la correlación cruzada mediante la Ecuación (4.3), donde g_1 y g_2 son up_1 y up_2, respectivamente. Más tarde, se calcula nuevamente la prolongación (up_3) para una altitud de a 16000 m (h_{min} + 2 Δh) y se determina la correlación entre up_2 y up_3 y así sucesivamente hasta una altura de 45000 m (h_{max}). Posteriormente se graficaron las correlaciones cruzadas calculadas respecto las alturas a prolongar (Figura 4.6). Para visualizarse mejor se calcula la diferencia entre las correlaciones cruzadas y la recta (línea verde) que une los extremos de las correlaciones (Figura 4.6b). El valor óptimo a prolongar es aquel donde la deflexión es máxima. Observamos a partir de aplicar este método a las $ABct$ una altura óptima a prolongar igual a 25500 m.

Del mismo modo, se aplicó el método de correlación cruzada, utilizando en este caso, las anomalías de Bouguer completas corregidas por efecto sedimentario (Figura 3.23). Se obtuvo el mismo valor óptimo de altura a prolongar de 25500 m, que el calculado para las $ABct$. El resultado de la correlación cruzada se muestra en la Figura (4.7).

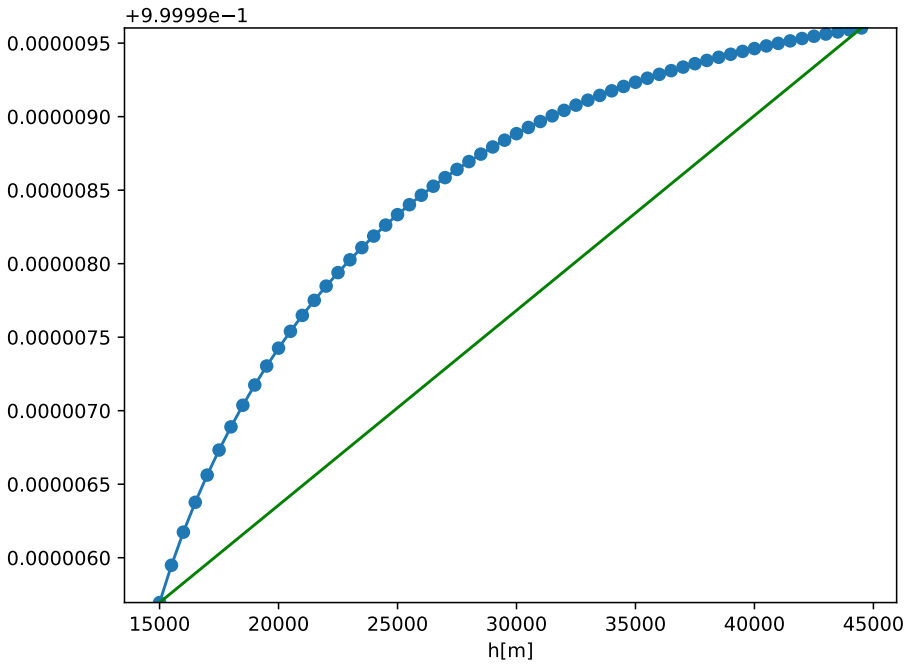


(a) Correlación cruzada (puntos en color azul) entre sucesivas prolongaciones ascendentes versus alturas de prolongación (h).

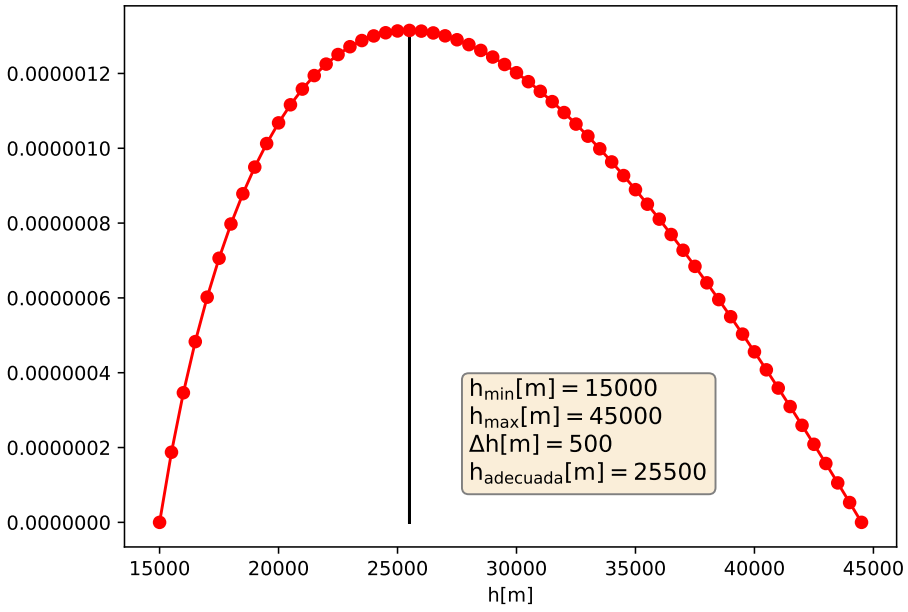


(b) Diferencia (puntos en color rojo) entre la correlación cruzada (puntos en color azul (a)) y la recta que intercepta los valores mínimos (h_{min}) y máximos (h_{max}) de correlación (línea color verde (a)).

Figura 4.6: Método de correlación cruzada para determinar valor más óptimo de altura a prolongar las $ABct$ (Figura 3.22).



(a) Correlación cruzada (puntos en color azul) entre sucesivas prolongaciones ascendentes respecto alturas de prolongación (h).



(b) Diferencia (puntos en color rojo) entre la correlación cruzada (puntos en color azul (a)) y la recta que intercepta los valores mínimos (h_{min}) y máximos (h_{max}) de correlación (línea color verde (a)).

Figura 4.7: Método de correlación cruzada para determinar valor más óptimo de altura a prolongar las $ABctCS$ (Figura 3.23).

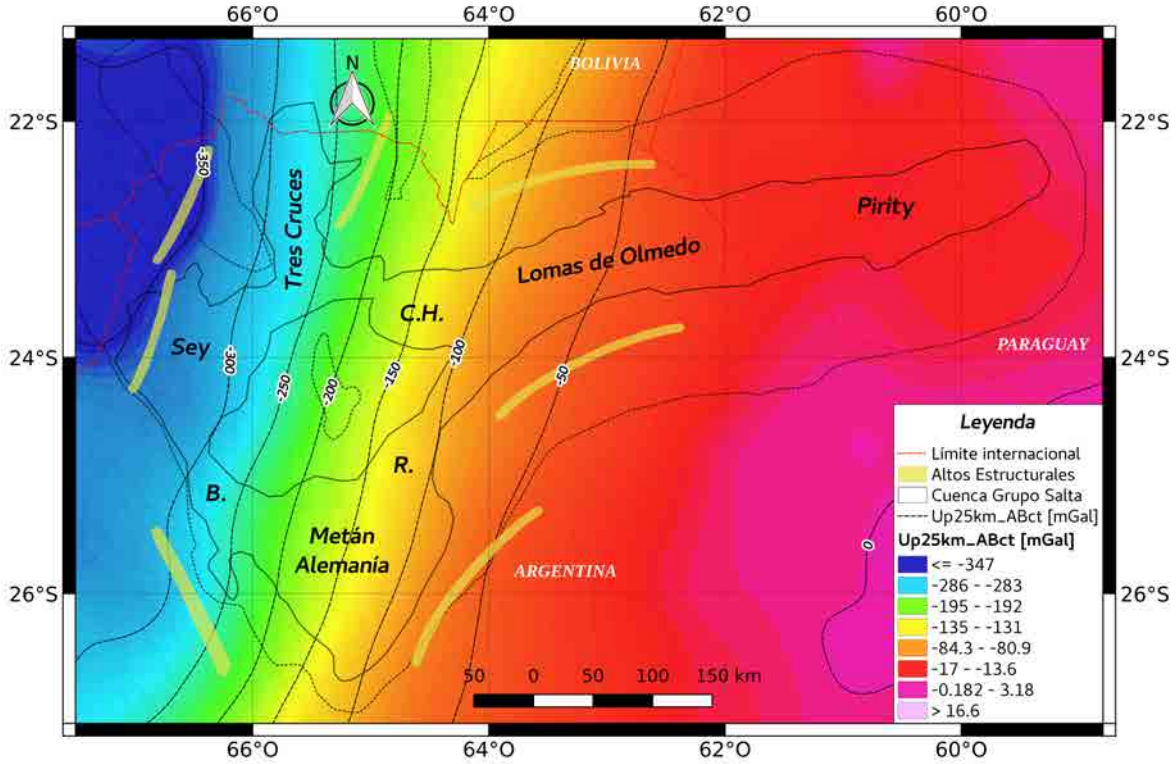
4.3. Resultados

Uno de los objetivos de este trabajo radica en evaluar la estructura de los niveles más profundos de la corteza y litosfera, como así también dilucidar la geometría de los depocentros emplazados en corteza superior. El presente Capítulo consiste en analizar y evaluar los campos de anomalías que mejor representan dichas estructuras. Se aplicó el método de prolongación ascendente ampliamente usado para separar los campos regionales y residuales de las anomalías de campos potenciales. En primera medida se filtraron las $ABct$, aplicando la continuación para diferentes alturas (Figuras 4.2a a la 4.2d). Todos los mapas de anomalías regionales muestran una dependencia y correlación entre las largas longitudes de onda de las anomalías y las fuentes principalmente de la raíz Andina. Se observan los valores más bajos en la región Central de los Andes, que alcanza los $\sim$ -400 $mGal$, acorde con elevados espesores de corteza reportados por diferentes autores (por ejemplo Tassara y Echaurren, 2012; Yuan *et al.*, 2002; Assumpção *et al.*, 2013). Los valores de las anomalías negativas disminuyen hacia el antepaís como así también hacia las regiones occidentales, en correspondencia con la disminución del espesor cortical Andino. También se puede observar una dirección dominante NO-SE de las isoanómalas que coinciden con el rumbo de las estructuras regionales de algunas de las provincias morfoestructurales como la Cordillera Oriental, los Sistemas Subandino e Interandino y el Sistema Santa Bárbara. Los mapas de anomalías residuales (Figuras 4.3a a la 4.3d) contienen longitudes de onda cortas relacionadas principalmente con estructuras de corteza superior. Se observan los valores negativos más bajos en Cordillera Occidental, la Puna y el Altiplano, que disminuyen hacia el este, alcanzando valores positivos en el antepaís.

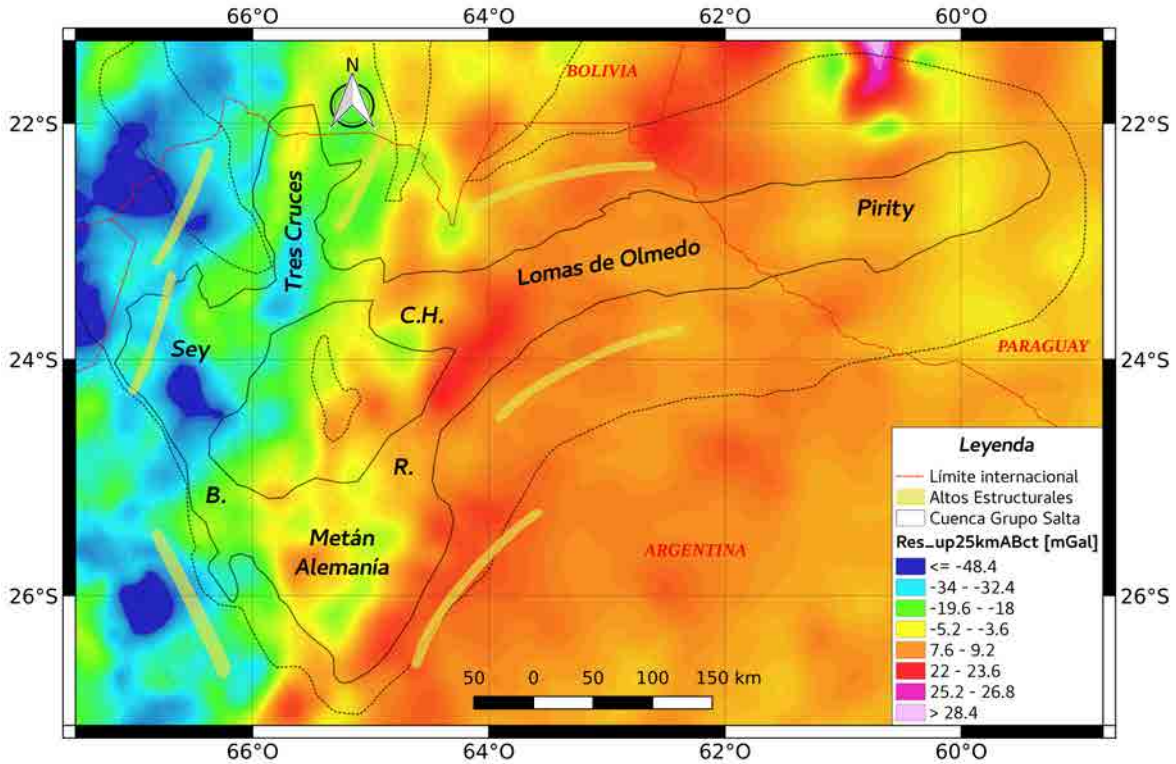
Con el objetivo de estudiar niveles corticales profundos, se normalizó la corteza superior para obtener la respuesta gravimétrica principalmente de la discontinuidad corteza-manto. Una vez normalizada la corteza superior ($ABct_{CS}$) se filtraron las anomalías de corta-intermedia longitud de onda aplicando el método de prolongación para diferentes alturas (Figuras 4.4a a la 4.4d). La principal diferencia observada entre estos campos regionales y los determinados a partir de las $ABct$, es la existencia de una zona anómala positiva localizada en el antepaís, que se podría interpretar como adelgazamiento cortical. Luego, para determinar una respuesta gravimétrica que represente a la corteza superior, estos mapas de anomalías regionales fueron sustraídos de las $ABct$ (Figuras 4.5a a la 4.5d). Es importante destacar la diferencia observada entre estas grillas de anomalías residuales y las determina-

das a partir las $ABct$, destacándose la presencia de anomalías negativas en correspondencia con los grandes espesores sedimentarios de las cuencas de la región, generando una imagen completa de su geometría y extensión, como es de esperarse ya que se efectuó la corrección sedimentaria.

Para discernir y elegir la mejor altura a prolongar se aplicó el método de correlación cruzada diseñado por Zeng *et al.* (2007). Se determinó la altura óptima a prolongar las $ABct$ y las $ABct_{CS}$ de $\sim$ 25 km. Por ello, elegimos esta altitud para determinar los campos de anomalías residuales y regionales. En las Figuras (4.8 y 4.9), se pueden visualizar las diferencias entre los campos regionales y residuales determinados a parir de $ABct$ y $ABct_{CS}$, para la región de la cuenca del Grupo Salta. Se destaca en los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, una anomalía positiva observada en el mapa regional obtenido a partir de $ABct_{CS}$, que se podría interpretar como una corteza adelgazada. Estas señales no están presentes en el mapa regional obtenido de las $ABct$. Esto permitirá estudiar en Capítulos sucesivos su mecanismo distensivo que en la actualidad no ha sido afectado por la Orogenia Andina. Esto confirma la propuesta de Introcaso (1993) de que se debe normalizar la corteza superior a la hora de estudiar la estructura profunda, para luego, determinada la anomalía regional, obtener la residual que mejor represente las estructuras de la corteza superior.

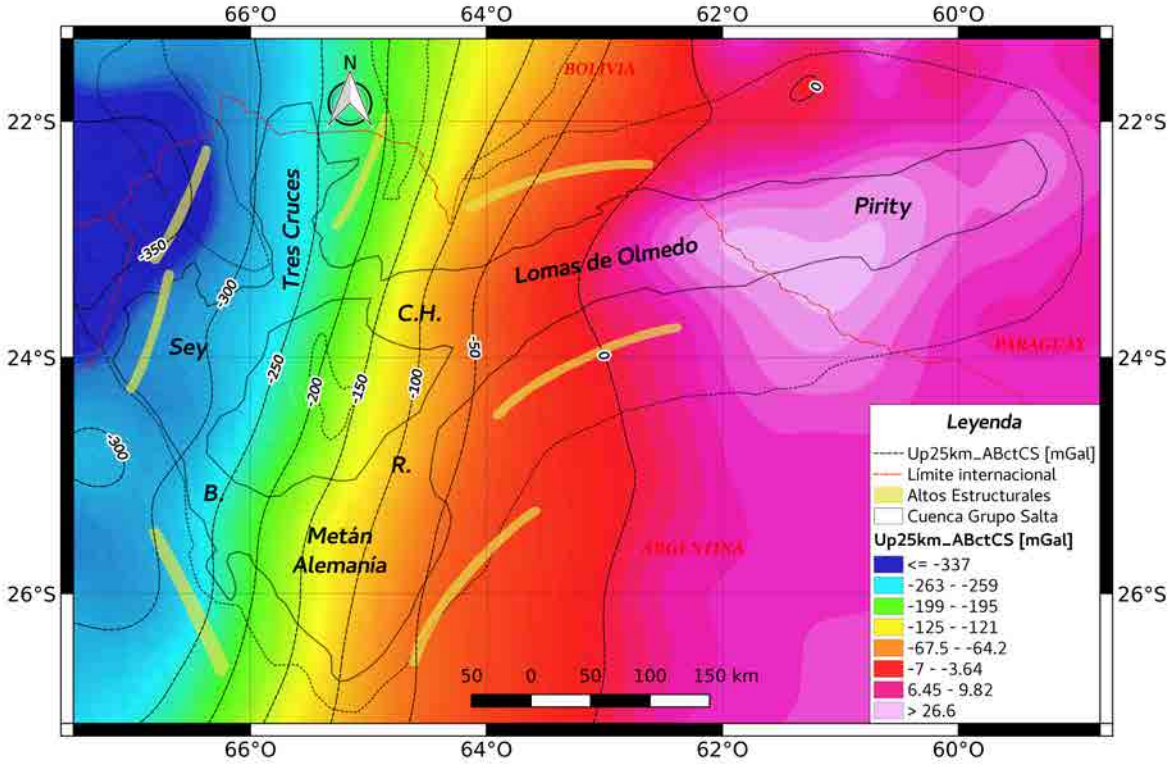


(a) Anomalía regional.

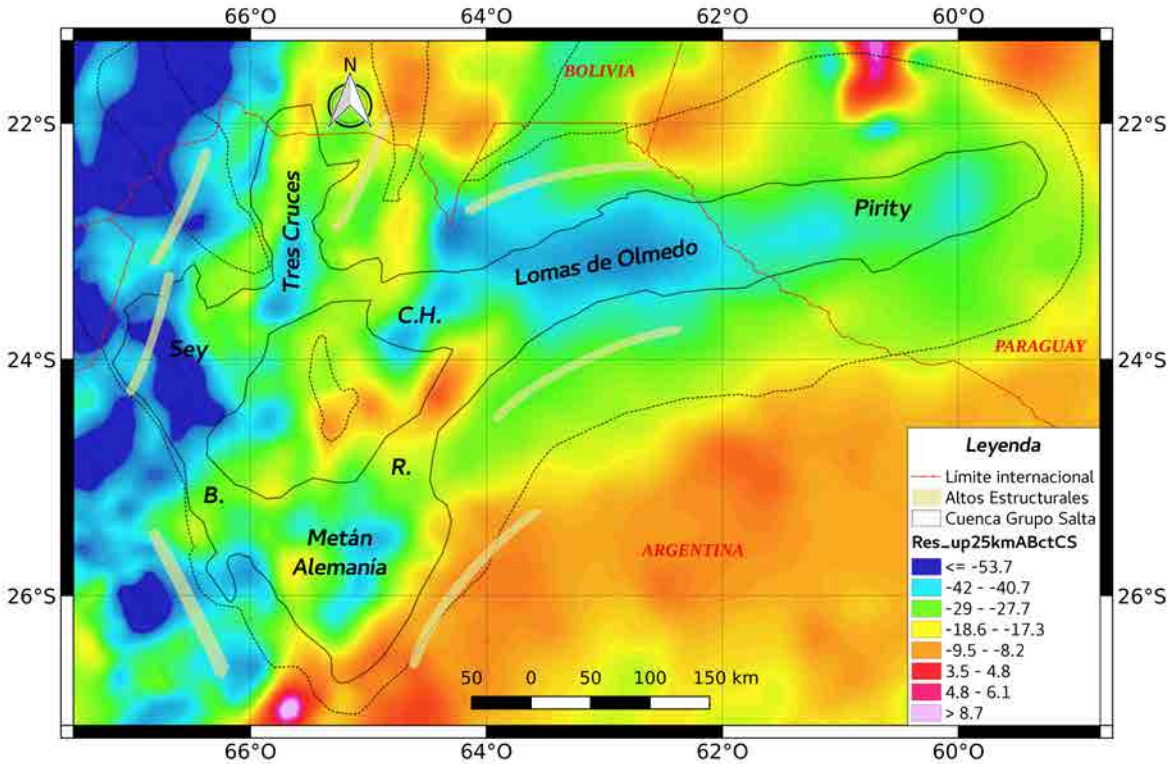


(b) Anomalía residual.

Figura 4.8: Anomalías regionales y residuales determinadas a partir del método de prolongación ascendente a 25 km de las $ABct$, abarcando las cuencas de interés.



(a) Anomalía Regional.



(b) Anomalía Residual.

Figura 4.9: Anomalías regionales y residuales determinadas a partir del método de prolongación ascendente a 25 km de las $ABct_{CS}$, abarcando las cuencas de interés.

Inversión Gravimétrica

El modelado de anomalías gravimétricas permite cuantificar la relación que existe entre la señal gravimétrica y las diferentes fuentes anómalas en el subsuelo (por ejemplo Hinze *et al.*, 2013). El problema de ambigüedad de los métodos potenciales se debe a que una señal gravimétrica puede cuantificarse por infinitas soluciones del cuerpo o masa anómala que la generaría. Es por ello que para acotar el número de soluciones posibles y disminuir el error, es necesario incorporar información conocida a priori. Dicha información permite restringir la morfología y las propiedades físicas de los materiales que componen el subsuelo.

Entre la información que se puede considerar en el modelado se tiene: información geológica (como por ejemplo perfiles estructurales), información de pozo, interpretación de los horizontes de interés a partir de secciones sísmicas, mapas de isoespesores en tiempo y espacio, velocidades sísmicas y/o densidades de los materiales y toda la información que pueden aportar otros métodos geofísicos como la magnetometría, la magneto-telúrica, geoelétrica, entre otros. Lo importante de esta información es que provienen de fuentes independientes a la señal gravimétrica, permitiendo restringir las variables a ajustar en los modelos gravimétricos.

En primera instancia se realizó un cuidadoso modelado de la corteza superior para determinar la morfología de las cuencas de la región. Luego esta información se empleó en el modelado de la estructura profunda de la corteza.

Capítulo 5

Modelado de la corteza superior

Como se mencionó previamente, uno de los objetivos de este trabajo consiste en determinar la geometría de los diferentes ciclos sedimentarios que dieron origen a una serie de cuencas, ampliamente distribuidas en la extensa área de estudio, desde el Paleozoico. Para determinar la geometría y profundidad del basamento de las cuencas se utilizó toda la información disponible y se aplicó modelado gravimétrico a lo largo de un número considerable de perfiles en dos dimensiones, para luego generar un modelo 3D integrador. A continuación se detalla cada uno de los ciclos sedimentarios.

5.1. Cuenca Cenozoica

Para la determinación de la geometría de la cuenca cenozoica, se utilizaron los diferentes aportes publicados en la literatura desde pozos exploratorios, estudios sísmicos y perfiles estructurales con la profundidad al horizonte en cuestión (base del Cenozoico) o espesores sedimentarios, interpretados tanto en tiempo como en profundidad (Comínguez y Ramos, 1995; Starck, 1999b; Bianucci, 1999; Kley y Monaldi, 2002; Seggiaro *et al.*, 2010; Vergani *et al.*, 2008; Clebsch Kuhn, 1991; Zubieta Rossetti *et al.*, 1996; Brandán, 2014; Salfity y Marquillas, 1994; Mon y Salfity, 1995). Basados en los mapas geológicos de DeCelles *et al.* (2011) y Barnes y Ehlers (2009), se consideraron espesores de cuencas nulos en regiones donde afloraban secuencias más antiguas a la cuenca cenozoica. Las profundidades del horizonte reportados en tiempo de doble camino (twt por su acrónimo en inglés *two-way traveltime*), fueron transformadas a profundidad en metros (z) mediante la siguiente expresión ($z = \frac{twt}{2} V_p$). Donde Vp representa el valor medio ponderado de velocidades de onda P

de los sedimentos que colmatan la cuenca (ver Tabla 5.1). Este valor se obtuvo a partir de los valores de velocidades sísmicas interválicas reportadas por Comínguez y Ramos (1995).

Si bien se contaba con mucha información (Comínguez y Ramos, 1995; Starck, 1999b; Bianucci, 1999; Kley y Monaldi, 2002; Seggiaro *et al.*, 2010; Vergani *et al.*, 2008; Clebsch Kuhn, 1991; Zubieta Rossetti *et al.*, 1996; Brandán, 2014; Salfity y Marquillas, 1994; Mon y Salfity, 1995), hubieron algunas regiones que quedaron sin datos. Por ello, para estimar los espesores sedimentarios de la cuenca cenozoica en dichas regiones, se aplicó modelado directo de anomalías gravimétricas. El modelado gravimétrico directo para determinar los espesores de la cuenca del Cenozoico se aplicó a lo largo de ocho (8) perfiles (Figuras 5.1 a 5.8). Para restringir las profundidades de los modelos, se fijaron las profundidades de cuenca con la información disponible mencionada (Comínguez y Ramos, 1995; Starck, 1999b; Bianucci, 1999; Kley y Monaldi, 2002; Seggiaro *et al.*, 2010; Vergani *et al.*, 2008; Clebsch Kuhn, 1991; Zubieta Rossetti *et al.*, 1996; Brandán, 2014; Salfity y Marquillas, 1994; Mon y Salfity, 1995). Por ello, la ubicación y longitud de los perfiles (Figura 5.9) se eligieron tratando de intersectar con los datos reportados, y de este modo constreñir el modelado gravimétrico al máximo con dichos datos. Todos los perfiles están exagerados 3 veces en la vertical. Se determinó una anomalía gravimétrica residual que represente principalmente las cortas longitudes de onda de la cuenca, ya que las largas longitudes de onda están restringidas y fijadas por la información disponible. Para determinar la anomalía residual, se aplicó el método de prolongación ascendente a las anomalías de Bouguer completas (Figura 3.20). Se eligió una altura de prolongación de 8 km para filtrar las largas e intermedias longitudes de onda, siguiendo lo propuesto por Jacobsen (1987).

Además, se utilizaron como restricción las densidades medias de las cuencas cenozoica y cretácica, representando esta última el basamento de la cuenca del Cenozoico en la región pertinente a los perfiles modelados. Se utilizaron densidades medias igual a 2,25 g/cm^3 para la cuenca cenozoica y 2,54 g/cm^3 para la cuenca cretácica-paleógena. Estas densidades se calcularon haciendo uso de la Ecuación (5.1) reportada por Gardner *et al.* (1974), que vincula la densidad de materiales sedimentarios con las velocidades de las ondas sísmicas primarias. Para ello se determinaron los valores medios ponderados de velocidades de ondas P a partir de las velocidades interválicas sísmicas de los sedimentos que colmatan ambos depocentros reportados por Comínguez y Ramos (1995). En la Tabla (5.1) se muestran las velocidades consideradas y las densidades respectivas obtenidas. Para los otros ciclos sedimentarios, los

valores promedios de densidades considerados, se basan en los reportes de densidades de Brandán (2014) y desidades calculadas a partir de las velocidades de ondas P reportadas por Comínguez y Ramos (1995). Luego del modelado por secciones en 2D, los espesores fueron grillados cada 5 km para determinar un mapa en 3D de la cuenca (Figura 5.9), utilizando el método de mínima curvatura (Briggs, 1974).

$$\rho = 1,74 V_p^{0,25} \tag{5.1}$$

Capa	Vp $[m/s^2]$	Densidad $[g/cm^3]$
Cuenca Cenozoica	2,7	2,25
Cuenca Cretácica	4,51	2,54
Cuenca Car-Per		2,60
Cuenca Sil-Dev		2,65
Basamento		2,70

Tabla 5.1: Velocidades sísmicas promedios de ondas P de las cuencas cenozoica y cretácica-paleógena. Valores de densidades promedios considerados para cada ciclo sedimentario.

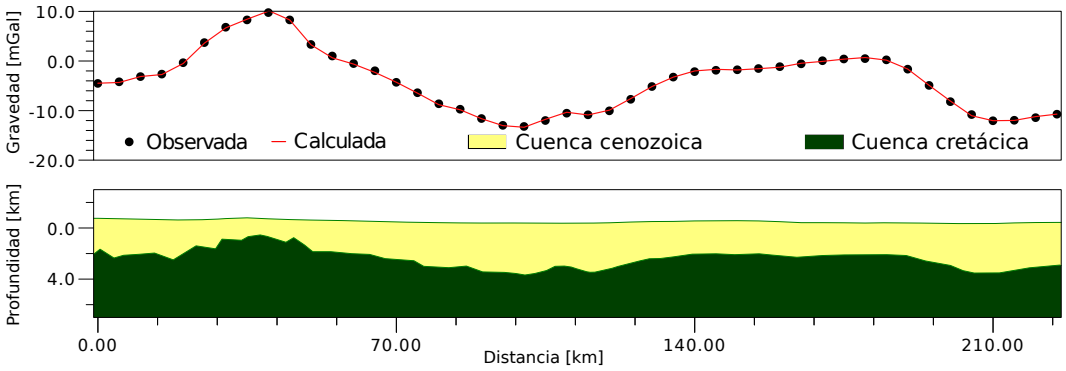


Figura 5.1: Perfil gravimétrico P1. Ver ubicación en la Figura (5.9).

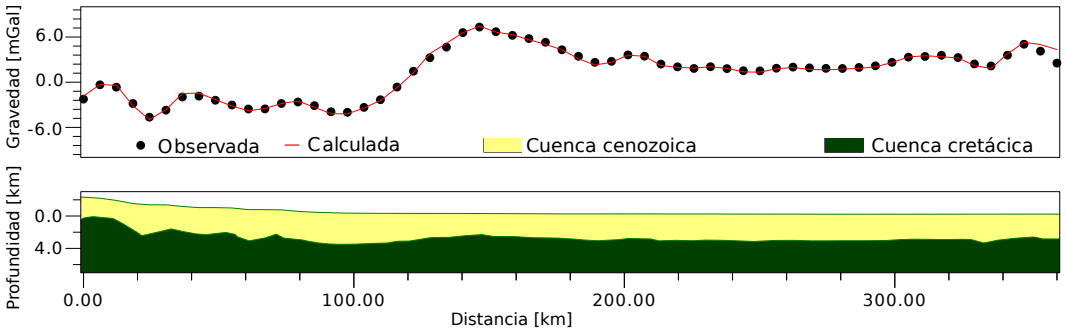


Figura 5.2: Perfil gravimétrico P2. Ver ubicación en la Figura 5.9.

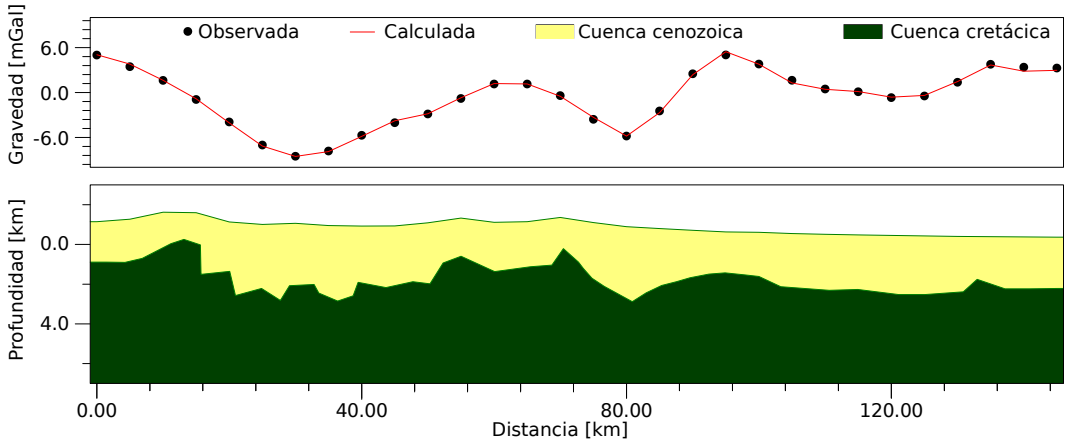


Figura 5.3: Perfil gravimétrico P3. Ver ubicación en la Figura (5.9).

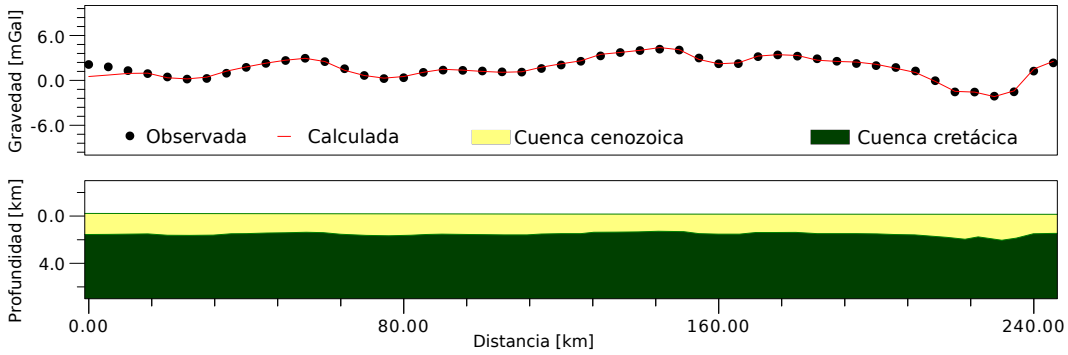


Figura 5.4: Perfil gravimétrico P4. Ver ubicación en la Figura (5.9).

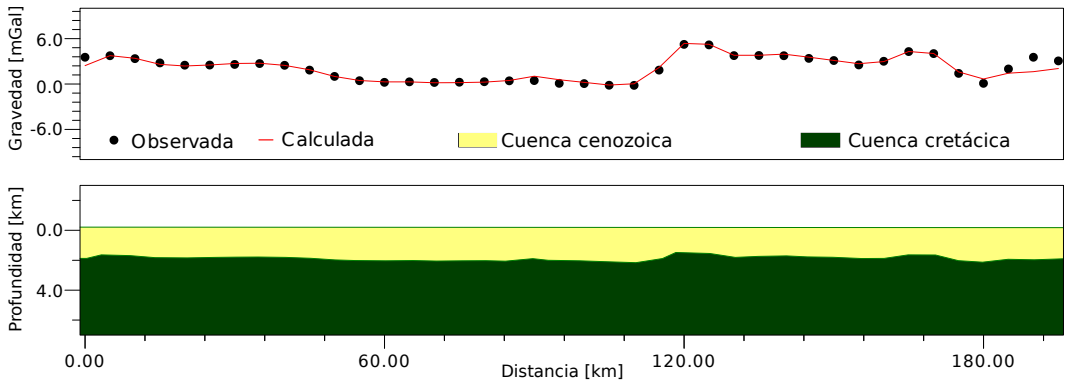


Figura 5.5: Perfil gravimétrico P5. Ver ubicación en la Figura (5.9).

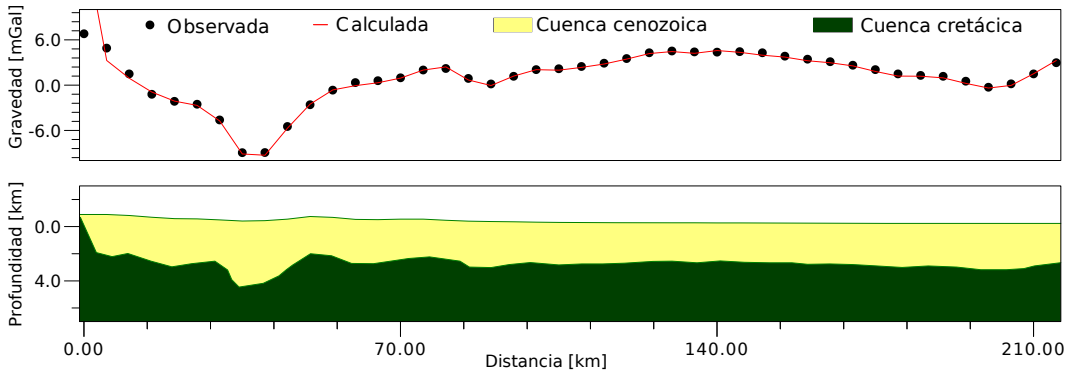


Figura 5.6: Perfil gravimétrico P6. Ver ubicación en la Figura (5.9).

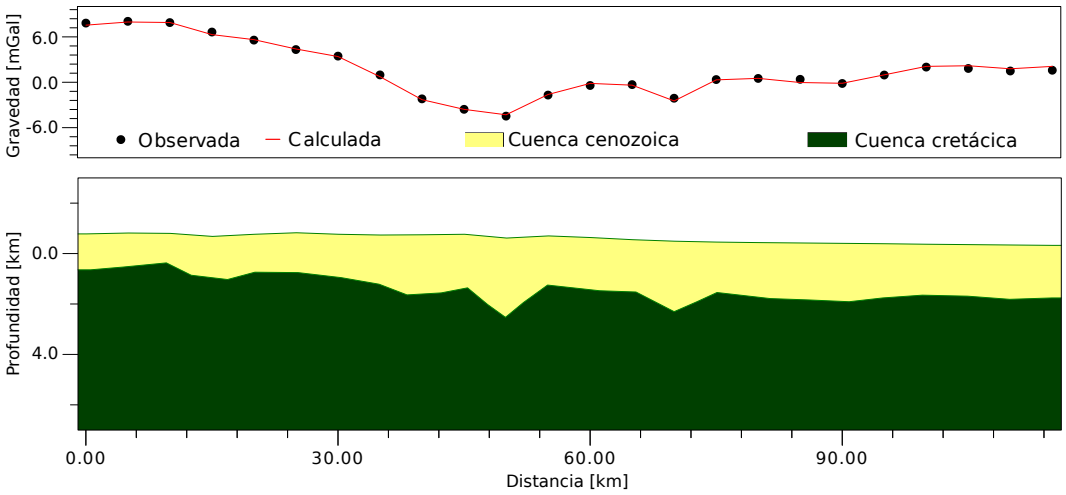


Figura 5.7: Perfil gravimétrico P7. Ver ubicación en ala Figura (5.9).

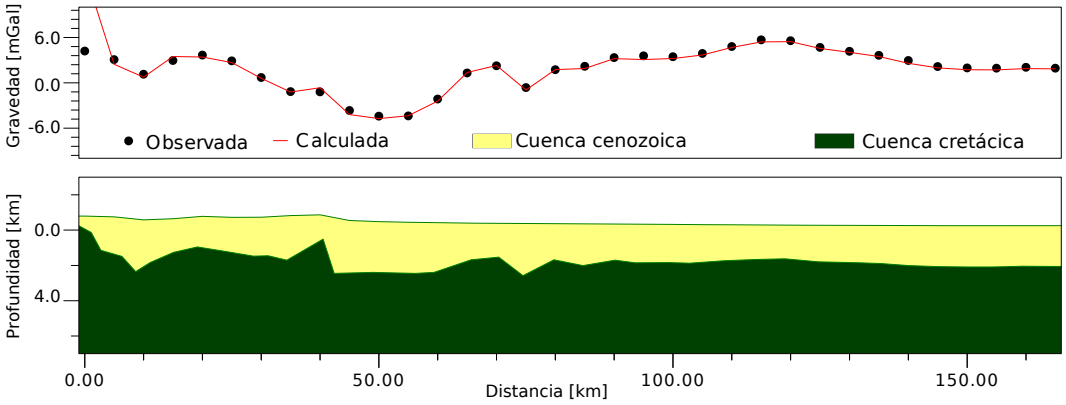


Figura 5.8: Perfil gravimétrico P8. Ver ubicación en la Figura (5.9).

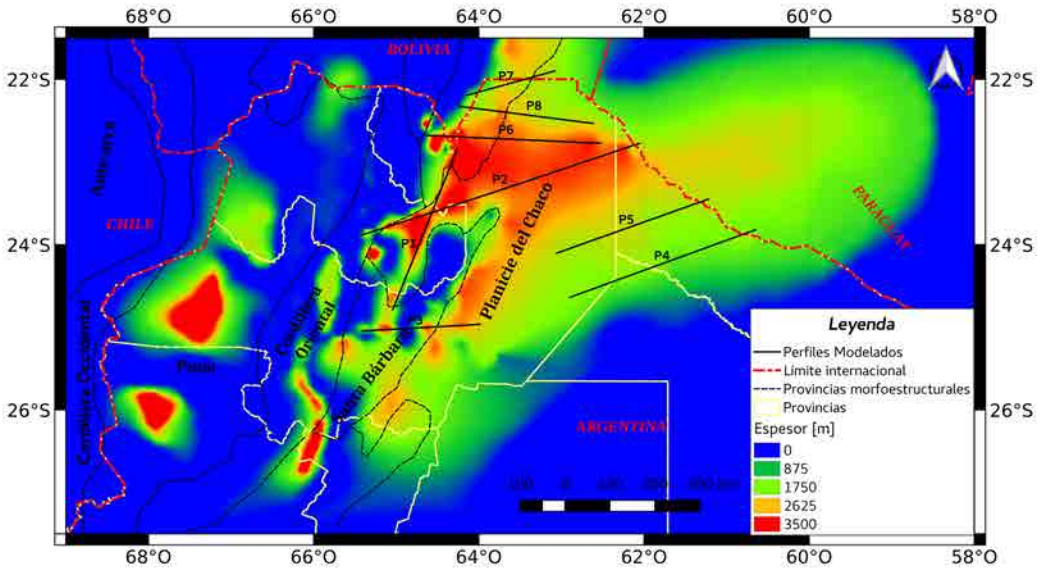


Figura 5.9: Mapa de espesores de la cuenca cenozoica. Determinado a partir de Comínguez y Ramos (1995), Starck (1999b), Bianucci (1999), Kley y Monaldi (2002), Seggiaro *et al.* (2010), Vergani *et al.* (2008), Clebsch Kuhn (1991), Zubieta Rossetti *et al.* (1996), Brandán (2014), Salfity y Marquillas (1994), Mon y Salfity (1995) y del modelado gravimétrico. Ver en el texto para mayor detalle.

5.2. Cuenca Cretácica-Paleógena del Grupo Salta

La cuenca cretácica-paleógena está conformada por las secuencias estratigráficas del Grupo Salta. El Grupo Salta ha sido caracterizado en tres Subgrupos. El Subgrupo Pirgua depositado durante un periodo de *rifting* y los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara depositados en un estadio de *sag* o *pos-rift* (Starck *et al.*, 2011). A partir de los espesores sedimentarios de cada uno de los subgrupos de la cuenca: Pirgua (Figura 5.10), Balbuena (Figura 5.11) y Santa Bárbara (Figura 5.12) (Starck *et al.*, 2011; Clebsch Kuhn, 1991) y espesores completos de sedimentos reportados por Salfity y Marquillas (1994), se estimó el espesor completo de la cuenca del Grupo Salta (modificado de Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991)) del noroeste de Argentina y este de Paraguay (Figura 5.13).

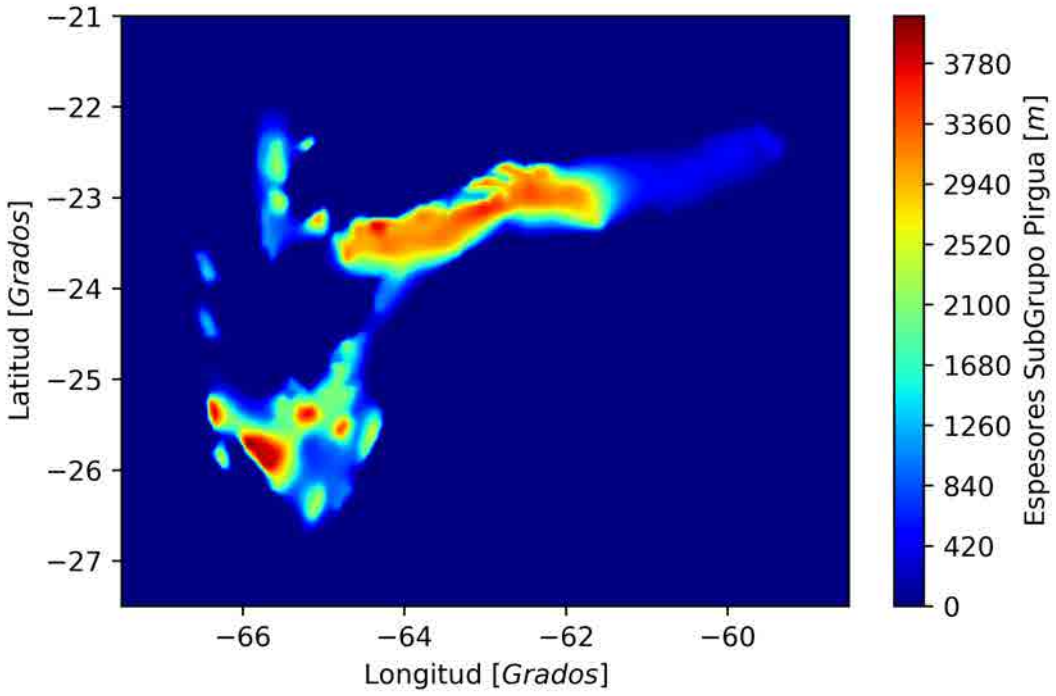


Figura 5.10: Mapa isopáquico del Subgrupo Pirgua de la cuenca del Grupo Salta, modificado de Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

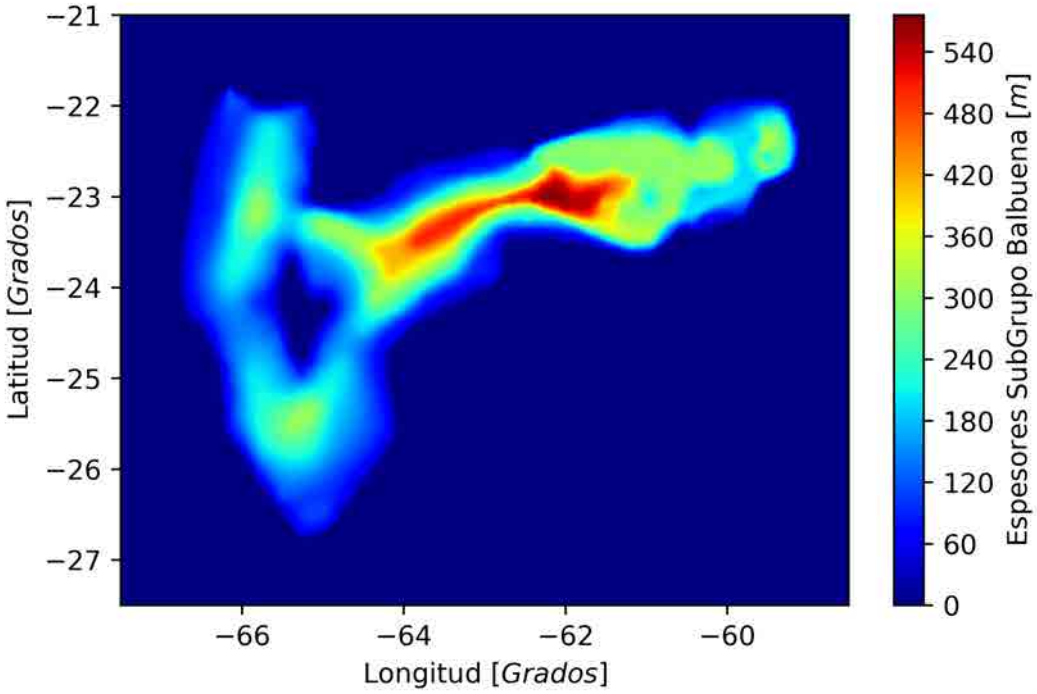


Figura 5.11: Mapa isopáquico del Subgrupo Balbuena de la cuenca del Grupo Salta, modificado de Starck *et al*. (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

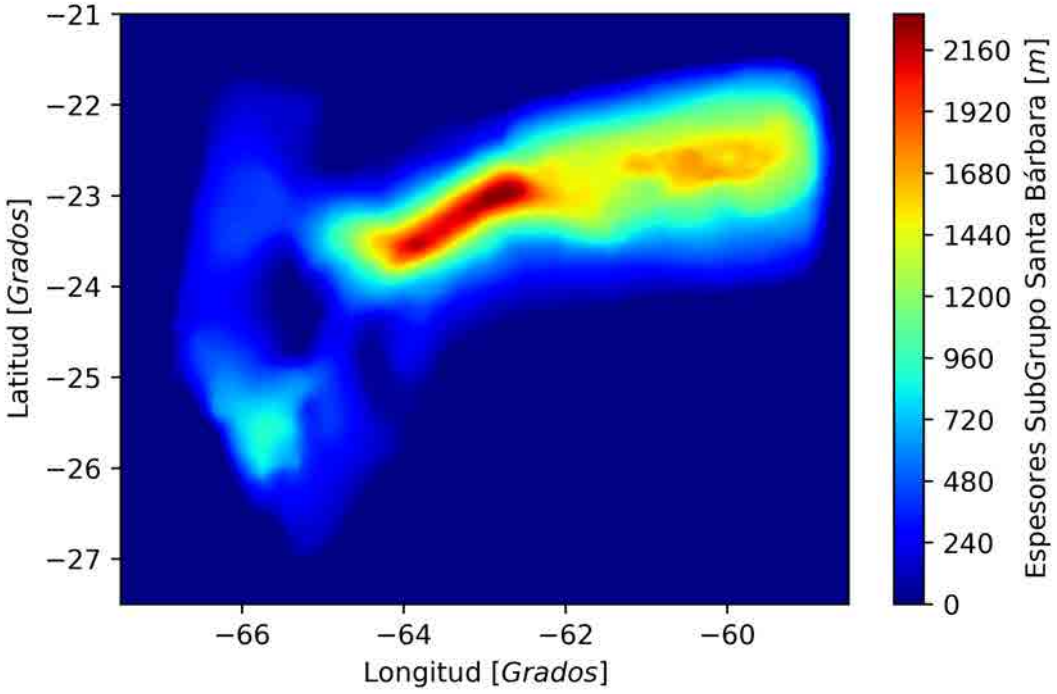


Figura 5.12: Mapa isopáquico del Subgrupo Santa Bárbara de la cuenca del Grupo Salta, modificado de Starck *et al*. (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

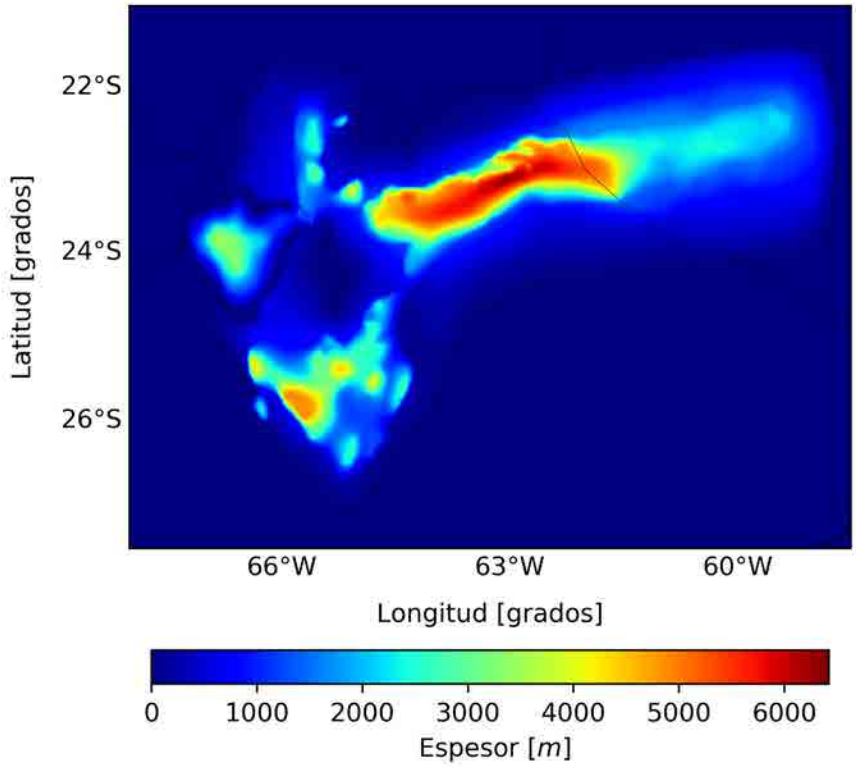


Figura 5.13: Espesores sedimentarios de la cuenca cretácica-paleógena del Grupo Salta, modificado de Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

5.3. Cuenca Carbonífera - Pérmica

Este ciclo sedimentario corresponde a la cuenca de Tarija desarrollada ampliamente en Bolivia, cuyo extremo más austral ingresa en el noroeste de Argentina (por ejemplo Aceñolaza *et al.*, 1999b; Starck, 1999a; Starck *et al.*, 2002). Se consideró el espesor sedimentario de la región más austral de la cuenca (Figura 5.14) basados en los trabajos de Starck *et al.* (2002) y Mon y Salfity (1995).

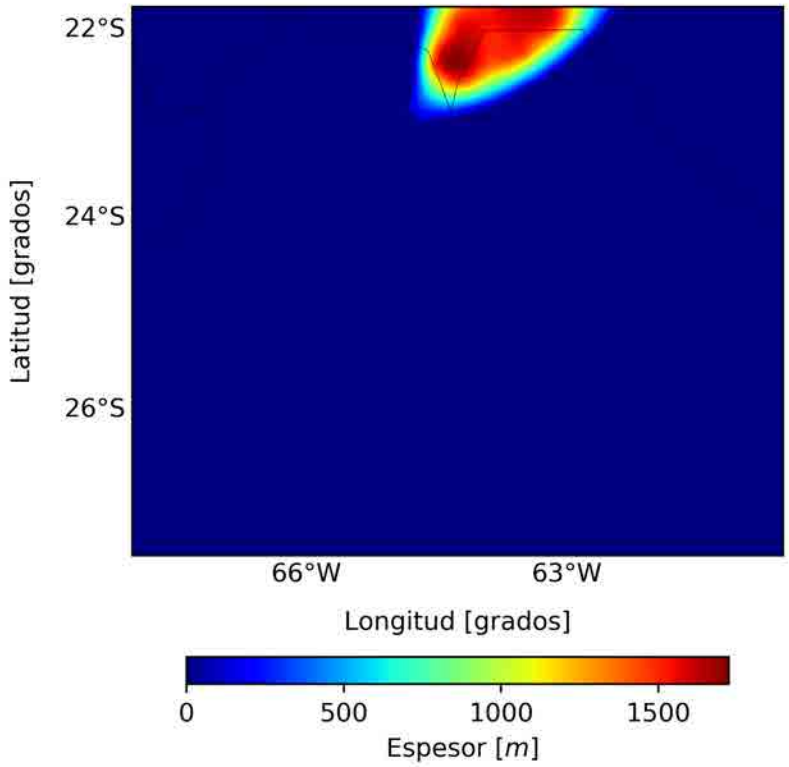


Figura 5.14: Espesores sedimentarios del extremo austral de la cuenca carbonífera-pérmica, modificado de Starck *et al.* (2002) y Mon y Salfity (1995).

5.4. Cuenca Silúrica - Devónica

Este periodo es parte de un acontecimiento sedimentario de gran extensión areal que involucra gran parte de los Andes (Aceñolaza *et al.*, 1999a). Se consideraron los depósitos de este periodo del norte argentino basados en Aceñolaza *et al.* (1999a) (Figura 5.15).

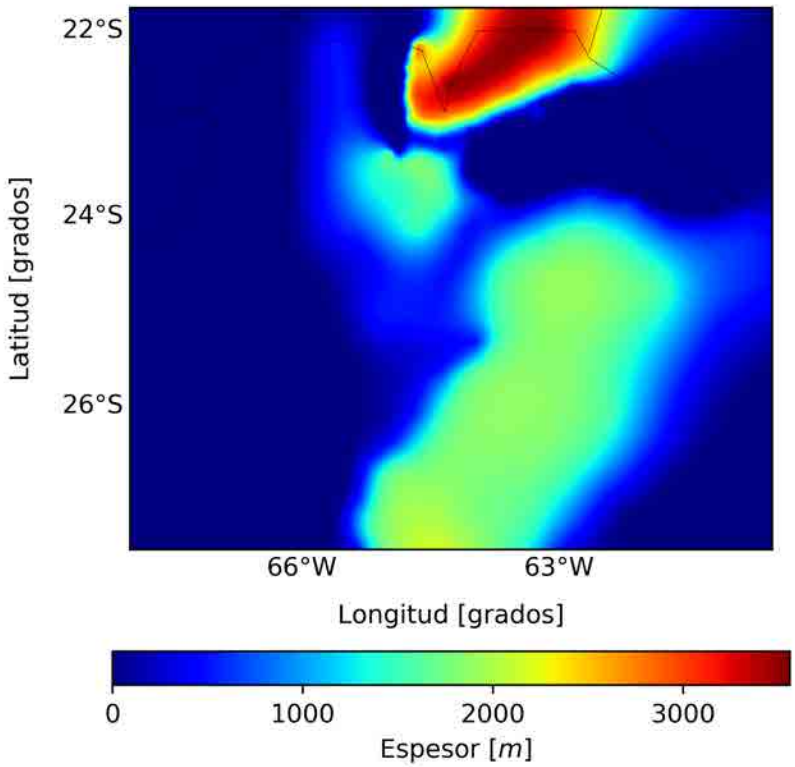


Figura 5.15: Espesores sedimentarios de la cuenca silúrica-devónica del norte argentino, modificado de Aceñolaza *et al.* (1999a).

5.5. Profundidades al Basamento de los diferentes Ciclos Sedimentarios

Se realizó una extensa recopilación de información de las cuencas de la región y se aplicó modelado gravimétrico para dilucidar su estructura. Se obtuvo un mapa en 3D de espesores sedimentarios para la cuenca del Cenozoico (Figura 5.9) que representa un gran aporte para el conocimiento de la morfología y profundidades del basamento de la misma, no solo para este ciclo sedimentario en particular, sino también para el conocimiento de las profundidades del basamento de los demás ciclos sedimentarios con gran interés petrolero. De ésta manera, al superponer la cuenca cenozoica y la cuenca del Grupo Salta se estiman las profundidades al basamento de la cuenca del Grupo Salta (Figura 5.17). Además adherimos los espesores sedimentarios del ciclo carbonífero-pérmico obteniendo las profundidades al basamento de dicho ciclo (Figura 5.18). Por último sumando el ciclo más antiguo (Silúrico-Devónico), se determina un mapa de profundidades al basamento de las cuencas de la región (Figura 5.19). También se muestra el mapa de espesores sedimentarios completos, que involucra los depósitos desde el Devónico hasta el presente (Figura 5.20).

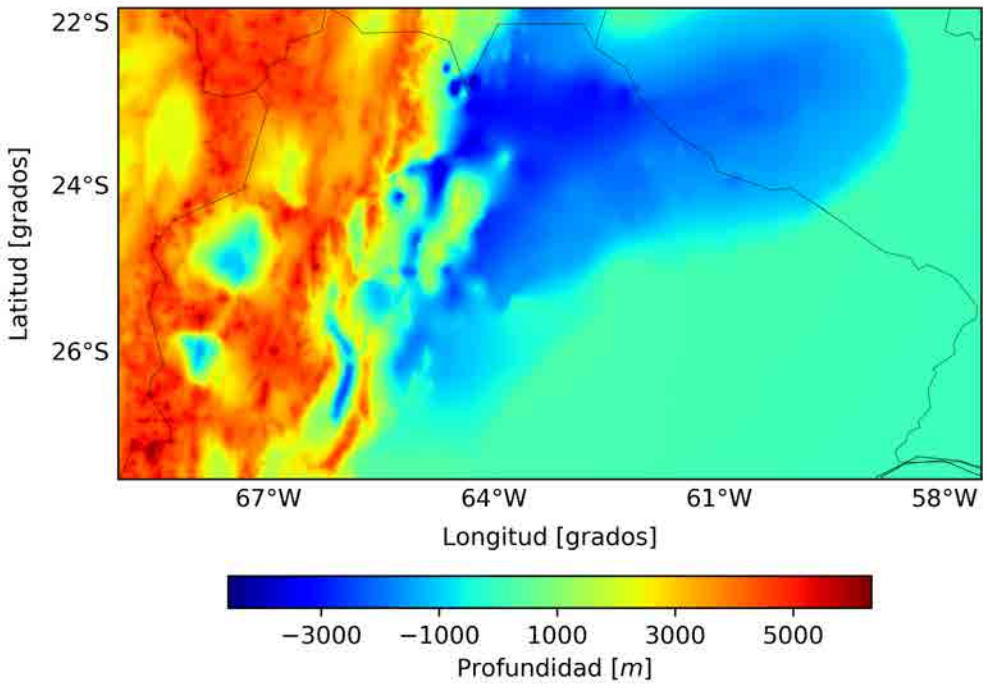


Figura 5.16: Profundidades al basamento de la cuenca cenozoica.

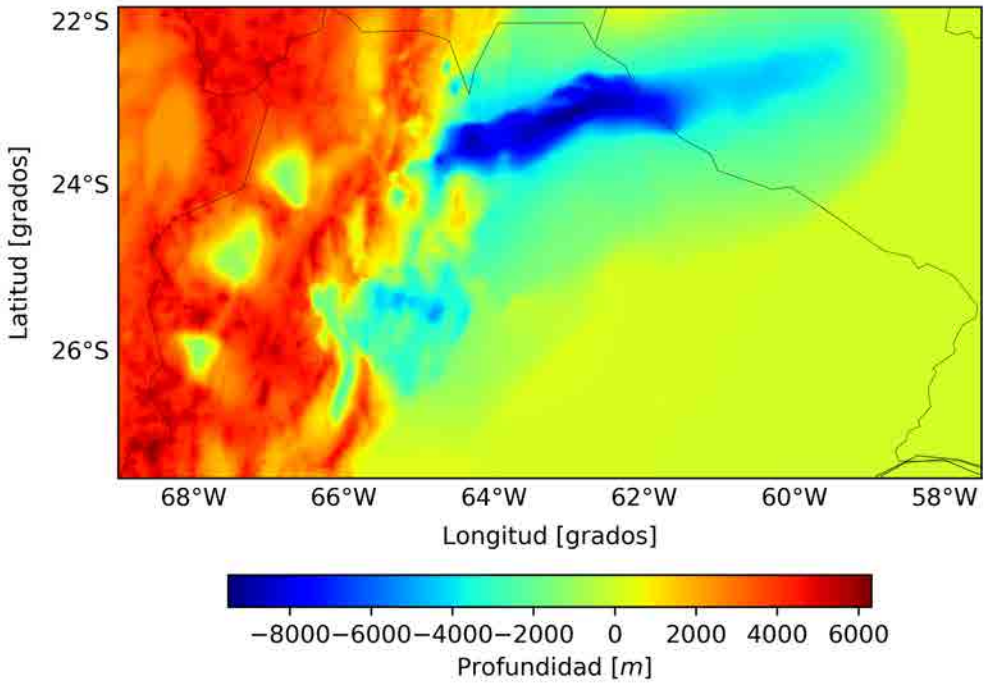


Figura 5.17: Profundidades al basamento de la cuenca cretácica-paleógena del Grupo Salta.

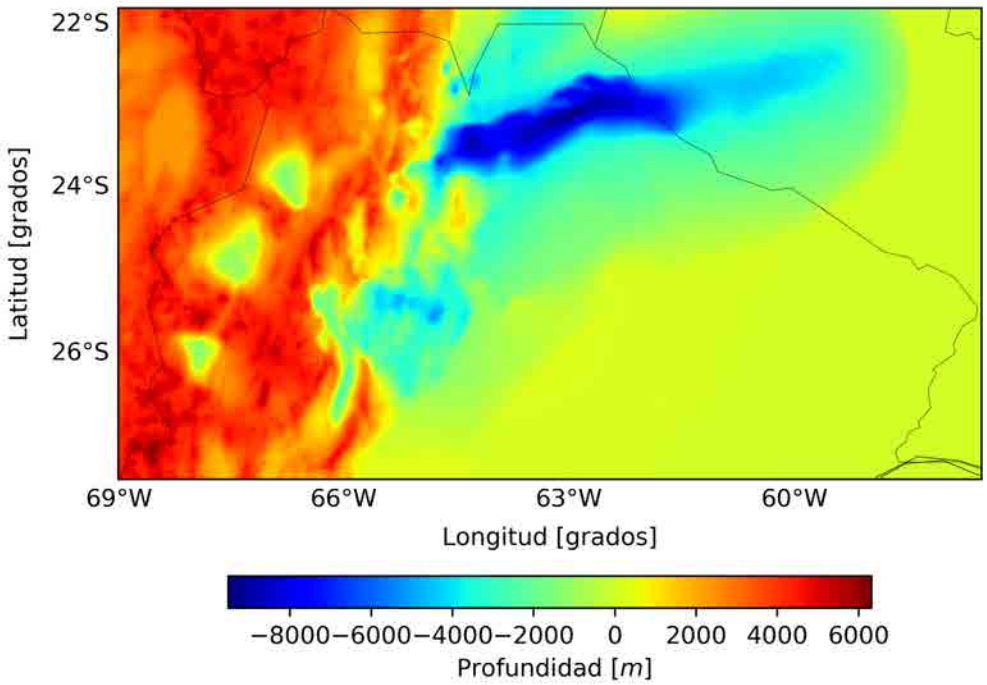


Figura 5.18: Profundidades al basamento de la cuenca carbonífera-pérmica.

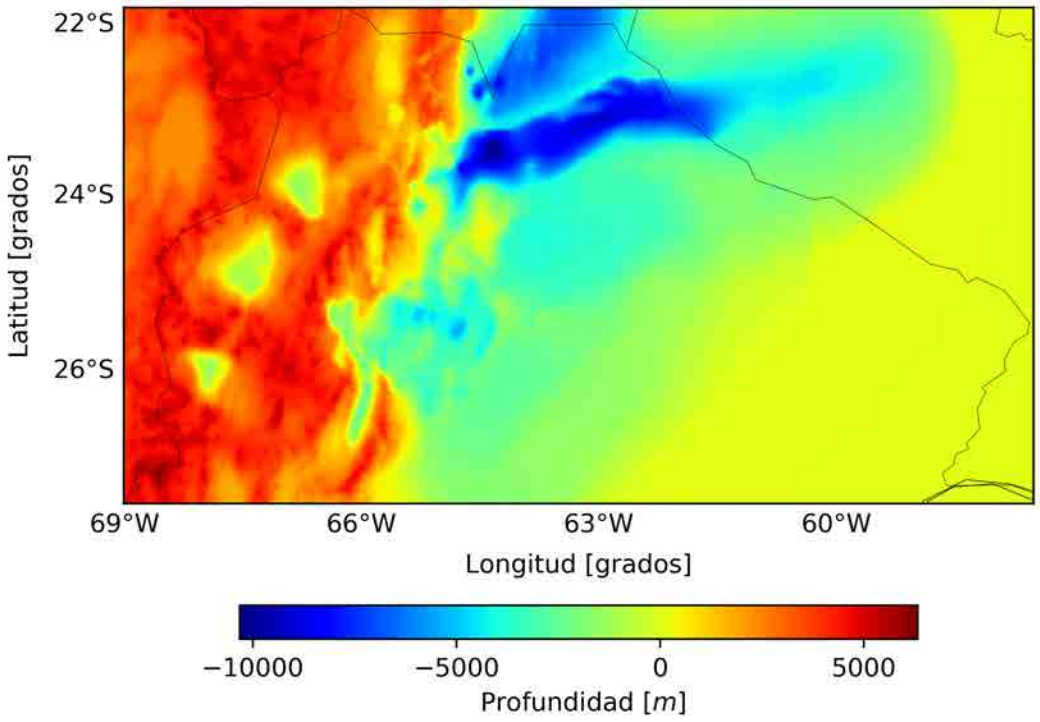


Figura 5.19: Profundidades al basamento de la cuenca silúrica-devónica.

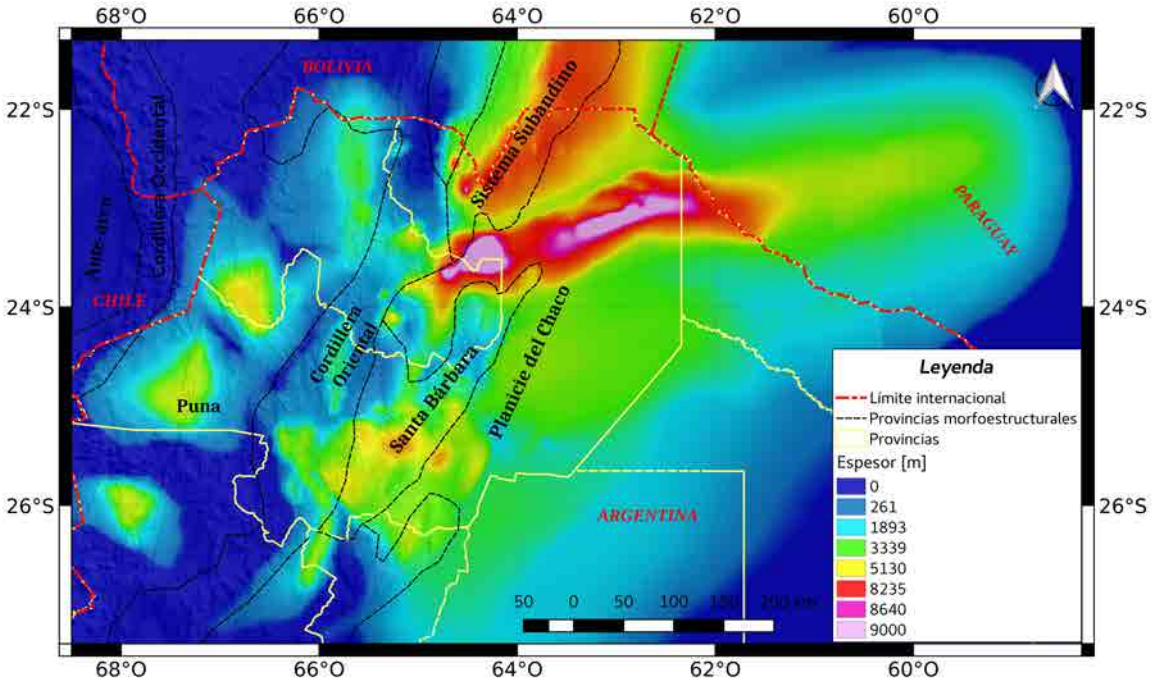


Figura 5.20: Espesores sedimentarios completos de detalle. Superposición de las cuencas sedimentarias: cenozoica, cretácica, carbonífera-pérmica y silúrica-devónica

.

5.6. Otros Ciclos Sedimentarios

Fuera de los límites de las cuencas analizadas, se desarrollan ciclos sedimentarios importantes que deben ser considerados para evitar errores de borde en los cálculos gravimétricos. En el borde noreste se ubica la extensa cuenca de retropaís (*hinterland*) del Altiplano (por ejemplo Horton, 2017). Hacia el norte, en casi la totalidad de Bolivia, se desarrolla gran parte de la cuenca de antepaís del Chaco del Cenozoico, así como otros importantes ciclos predecesores correspondientes al Mesozoico y Paleozoico (Zubieta Rossetti *et al.*, 1996; Starck, 1995, 1999a,b; Aceñolaza, 1992; Aceñolaza *et al.*, 1999a; Starck *et al.*, 2002, entre otros). Hacia el sureste se localiza la extensa cuenca Chaco-Paranaense, conformada por diferentes ciclos sedimentarios desarrollados desde el Silúrico Temprano, que apoyan aparentemente sobre un basamento cratónico Precámbrico-Paleozoico inferior (Winn Jr y Steinmetz, 1998; Chebli *et al.*, 1999, entre otros).

Debido a que estos ciclos sedimentarios se ubican hacia los bordes del área de estudio, y no son el foco de estudio de este trabajo, no se hará un análisis detallado de espesores como se realizó anteriormente, sino que se utilizará un modelo de espesores sedimentarios a escala global (Laske, 1997). El modelo *GEMMA* aquí utilizado fue obtenido a partir de los datos reportados por Sampietro *et al.* (2013) y Reguzzoni y Sampietro (2015) (`http://gocedata.como.polimi.it`). Este modelo está compuesto por tres capas; superior, intermedia e inferior, donde cada una de ellas contiene espesores y densidades variables de sedimentos. Al superponer los espesores sedimentarios de las tres capas se obtiene el espesor completo de sedimentos (Figura 5.21). Luego se determinó un mapa de espesores sedimentarios (Figura 5.22) que contempla el modelo de detalle de espesores sedimentarios (Figura 5.20), completado hacia los bordes con los espesores del modelo global (Figura 5.21). Luego para cuantificar las diferencias que presenta este modelo global sedimentario y nuestro modelo de detalle, se computaron las diferencias de espesores sedimentarios entre ellos, que se visualizan en la Figura (5.23).

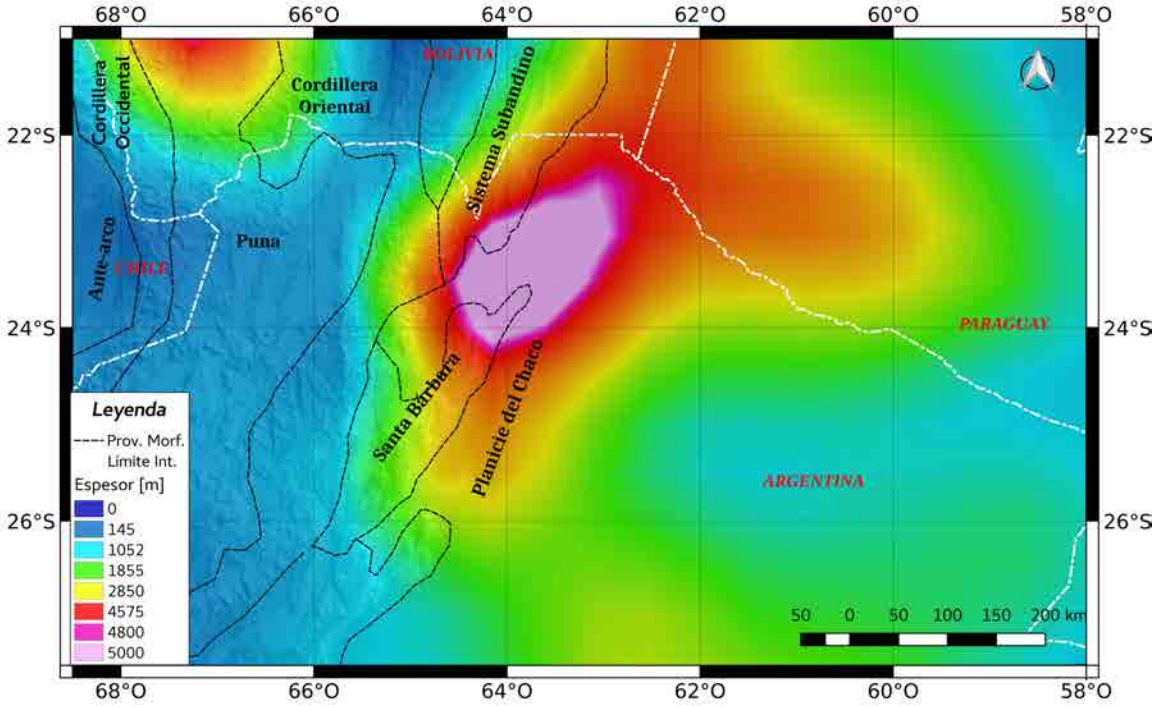


Figura 5.21: Espesores sedimentarios del área de estudios completo, superposición de capas superior, intermedia e inferior (Laske, 1997; Sampietro *et al.*, 2013; Reguzzoni y Sampietro, 2015).

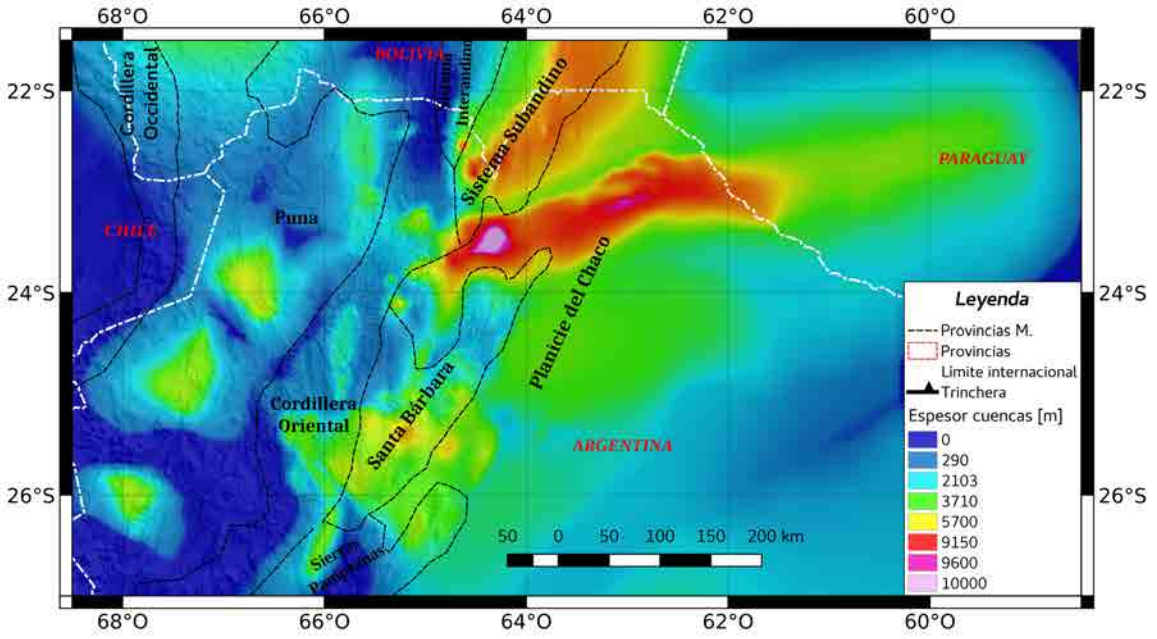


Figura 5.22: Espesores sedimentarios completos, modelo de detalle (Figura 5.20), completado hacia los bordes con espesores globales (Figura 5.21).

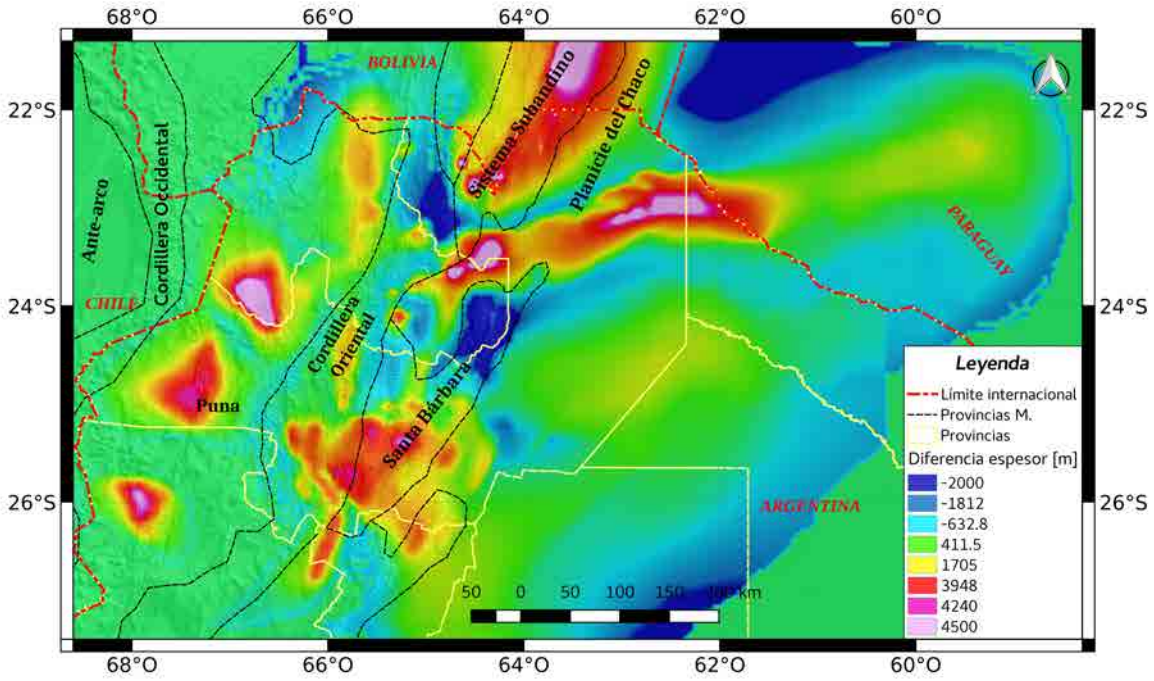


Figura 5.23: Diferencia de espesores sedimentarios, entre el modelo de detalle (Figura 5.20) y el modelo global (Figura 5.21).

5.7. Resultados

A partir de la extensa recopilación de información de datos de profundidades y espesores de sedimentos en tiempo y espacio de los diferentes ciclos sedimentarios presentes en la región (Cenozoico, Cretácico-Paleógeno, Carbonífero-Pérmico y Silúrico-devónico), y del modelado gravimétrico directo, se estimó un modelo de buena resolución en 3D del basamento cristalino (Figura 5.19).

Se determinaron espesores sedimentarios para la cuenca del Chaco a partir del modelado gravimétrico y de la información disponible, con espesores que superan los $\sim 4\ km$ (Figura 5.9). Se observan los mayores espesores en el antepaís frontal cercano y valores más bajos hacia el antepaís distal. Además se destaca que la morfología de la cuenca de antepaís, a las latitudes de la subcuenca Lomas de Olmedo y Pirity, muestra una relación con la morfología de la cuenca predecesora del Grupo Salta. Es decir, se observan mayores espesores sedimentarios sobre los ejes de dichas cubetas, que disminuyen hacia los flancos, al igual que en la cuenca del Grupo Salta.

La determinación de la morfología del ciclo cenozoico, permitió estimar mapas de profundidades de basamentos de cada uno de los ciclos sedimentarios. En este sentido, superponiendo este ciclo y el cretácico-paleógeno se estimaron las profundidades al basamento del

Grupo Salta (Figura 5.13), observando las profundidades más elevadas en el eje de las subcuencas Lomas de Olmedo y Pirity, con valores que superan los 9 km. Del mismo modo, se estimaron las profundidades al basamento técnico de los ciclos carbonífero-pérmico (Figura 5.14) y silúrico-devónico (Figura 5.19), observando profundidades del orden de los 10 km.

Por otro lado, se estimó el mapa completo de espesores sedimentarios contemplando todo los ciclos (Figura 5.20). Se obtuvieron espesores que superan los 10 km. Para evitar errores de bordes en los cálculos gravimétricos, se agregaron espesores sedimentarios hacia los límites del área de estudios, con datos del modelo global (Laske, 1997; Sampietro *et al.*, 2013; Reguzzoni y Sampietro, 2015); conformando un modelo completo de espesores sedimentarios (Figura 5.22). En el modelo global (Figura 5.21), se observaron espesores sedimentarios máximos del orden de los 5-6 km. Se destaca la diferencia de espesores y resolución de este modelo global y el modelo de cuenca de detalle preparado en este trabajo. En la Figura (5.23) se muestra el mapa de diferencias entre ambos, con un rango de valores entre -2 y 5 km, aproximadamente.

Capítulo 6

Modelado de la corteza inferior

En esta sección se modelaron las profundidades de la discontinuidad corteza-manto (Moho gravimétrico) para dos regiones, utilizando diferentes bases de datos de anomalías gravimétricas, y analizando en detalle las propiedades físicas (velocidades y/o densidades) de las diferentes capas que componen la corteza y el manto. Se realizaron varias inversiones, incorporando diferente información en cada modelo. Las inversiones de la discontinuidad fueron comparadas con modelos de la discontinuidad corteza-manto provenientes de otras investigaciones gravimétricas y sismológicas.

En primera instancia, se realizó un modelado regional a partir de datos del modelo geopotencial global EIGEN-6C4, debido a su amplia cobertura. En este caso se utilizó un modelo de dos capas con densidades promedio constantes, determinadas a partir de los modelos de velocidades de corteza y manto preparados por Chulick *et al.* (2013). En segundo lugar, para estimar un modelo local de mayor resolución bajo la zona que comprende la cuenca del Grupo Salta, la inversión se hizo a partir de datos terrestres. Los modelos de velocidades sísmicas de las diferentes capas reportados por Chulick *et al.* (2013) y Pasyanos *et al.* (2014) fueron utilizados y convertidos en mapas de densidad variables, que se utilizaron para restringir las inversiones. Otra información que se tuvo en cuenta para la inversión, fue el efecto de placa subducida y la discontinuidad litosfera-astenosfera (LAB por su acrónimo en inglés *Lithosphere Asthenosphere Boundary*). Las inversiones fueron comparadas con un modelo regional de Moho para todo el área de estudio, determinado a partir de métodos sismológicos por Assumpção *et al.* (2013).

6.1. Discontinuidad Corteza-Manto a partir del Modelo EIGEN-6C4

Para estimar las profundidades del Moho gravimétrico que comprendiera un área de gran extensión, se utilizaron las anomalías de Bouguer completas del modelo EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014) (ver Figura 3.21). Para ello se adhirió un espesor cortical normal t a la deflexión invertida w_{inv}. Esta deflexión fue computada implementando el algoritmo de Parker-Oldenburg (Parker, 1973; Oldenburg, 1974), aplicando un método iterativo a través de la Ecuación (6.1), que comienza a partir de una deflexión arbitraria (w_0) e itera hasta que se alcanza el error deseado. Para ello, se utilizó el programa diseñado bajo el lenguaje de *Python* por Soler (2015).

$$\mathcal{F}\Big[w_i\Big] = -\frac{\mathcal{F}\big[AB\big]e^{kt}}{2\pi G(\rho_m - \rho_c)} + \sum_{n=2}^{N} \frac{(-1)^n k^{n-1}}{n!}\mathcal{F}\Big[w_{i-1}^n\Big] \tag{6.1}$$

La Ecuación anterior consiste en calcular la deflexión (w_i) a partir de la deflexión obtenida en la iteración anterior (w_{i-1}). Siendo $\mathcal{F}$ la transformada de Fourier, AB la anomalía de Bouguer, t el espesor de la corteza normal, G la constante gravitacional universal, ρ_m la densidad del manto superior, ρ_c la densidad de corteza inferior, N orden de suma máxima (en este trabajo se alcanzó el error deseado con un orden igual a 18), n índice de suma y k el módulo del vector número de onda.

El primer término de la Ecuación (6.1) amplifica las frecuencias altas, por lo que la convergencia del algoritmo se logra utilizando un filtro pasa bajo (por ejemplo Oldenburg, 1974; Braitenberg y Zadro, 1999; Gómez-Ortiz y Agarwal, 2005). Se aplicó el filtro *Hamming* en cada iteración siguiendo a Soler (2015).

$$\text{Hamming Filter} = \begin{cases} \frac{1}{2}[1 + cos(\pi \frac{k}{k_{corte}})] & k < k_{corte} \\ 0 & k \geq k_{corte} \end{cases} \tag{6.2}$$

Teniendo en cuenta un número de onda de corte ($k_{corte} \backsim 0{,}0538$) equivalente a una longitud de onda de $\lambda \backsim 116\ km$, que de acuerdo con la Ecuación (6.3) propuesta por Featherstone (1997).

$$z = \frac{R\lambda}{(360 - \lambda)} \tag{6.3}$$

corresponde a anomalías de masa de una profundidad de $\backsim$ 18 km, donde R es el radio medio de la Tierra. Dado que nuestro objetivo es determinar las profundidades de la discontinuidad corteza-manto, se eliminaron las altas frecuencias equivalentes a anomalías de corteza superior, hasta una profundidad $\backsim$ 18 km.

En este caso el modelado se llevó a cabo, considerando un espesor cortical normal (t) de 35 km (ej. Assumpção *et al.*, 2013; Prezzi *et al.*, 2014) y un contraste de densidad constante entre el manto superior y la corteza inferior ($\rho_m - \rho_{ci}$) igual a 0,41 g/cm^3 (Figura 6.1, superior izquierda). Este valor representa el promedio para la zona donde se invirtió la superficie. Para estimar este valor promedio, las velocidades sísmicas de ondas P de la corteza cristalina y del manto superior reportadas por Chulick *et al.* (2013) fueron transformadas a densidades, usando la Ecuación (6.4) de quinto orden (Brocher, 2005). Luego se estimó el valor contraste promedio. En la Tabla (6.1) se muestran los valores obtenidos. La ecuación de conversión utilizada (Brocher, 2005) comprende un amplio rango de velocidades (desde 1,5 km/s hasta 8,5 km/s), que ajusta a las relaciones de velocidad-densidad obtenidas por otros autores (Gardner *et al.*, 1974; Godfrey *et al.*, 1997; Christensen y Mooney, 1995) para distintas litologías y condiciones de soterramiento (Brocher, 2005).

$$\rho = 1,6612Vp\text{–}0,4721Vp^2 + 0,0671Vp^3\text{–}0,0043Vp^4 + 0,000106Vp^5 \qquad (6.4)$$

		Densidad (ρ) $[g/cm^3]$
Corteza	Superior	$\rho_{cs} = 2{,}69$
	Inferior	$\rho_{ci} = 2{,}89$
	Promedio	$\rho_c = 2{,}79$
Manto superior		$\rho_m = 3{,}30$
Contraste corteza-manto		$\Delta\rho = \rho_m - \rho_{ci} = 0{,}41$

Tabla 6.1: Valores medios de densidades (ρ), determinadas a partir de las velocidades sísmicas reportadas por Chulick *et al.* (2013) para zona analizada con datos del modelo EIGEN6-C4.

En comparación, otros autores han usado valores de contraste de densidad similares (0,40 g/cm^3) (Introcaso, 1997; Tassara, 2005; Uieda y Barbosa, 2017) para estimar las profundidades del Moho a partir de datos de gravedad en los Andes Centrales. Otros valores de densidades litosféricos han sido estimados y utilizados por Tassara *et al.* (2006) y Prezzi *et al.* (2009) en modelados gravimétricos directos tridimensionales, considerando un conjunto de cuerpos en 3D. El valor del manto superior utilizado por estos autores es comparable con los utilizados en este trabajo, mientras que la densidad de la corteza inferior es más elevada

que la utilizada en este trabajo, lo que implica en nuestro modelo de dos capas un contraste de densidad corteza inferior - manto superior menor. Por este motivo, el Moho gravimétrico tambíen se calculó considerando un valor de contraste de densidad igual a 0,30 g/cm^3 y 0,22 g/cm^3 (Figura 6.1, arriba) según los valores de densidades de los trabajos de Tassara *et al.* (2006) y Prezzi *et al.* (2009), respectivamente.

Con el objetivo de elegir el valor correcto de contraste de densidad y, en consecuencia, un Moho invertido más preciso, se calcularon las diferencias entre cada Moho invertido (Figura 6.1, arriba) y el Moho recientemente publicado por Assumpção *et al.* (2013) para América del Sur utilizando métodos sismológicos. Se realizó un análisis estadístico de estas diferencias. Los histogramas, promedios, desviaciones estándares, valores mínimos y máximos correspondientes a estas diferencias se muestran en la Figura (6.1, inferior) y en la Tabla (6.2).

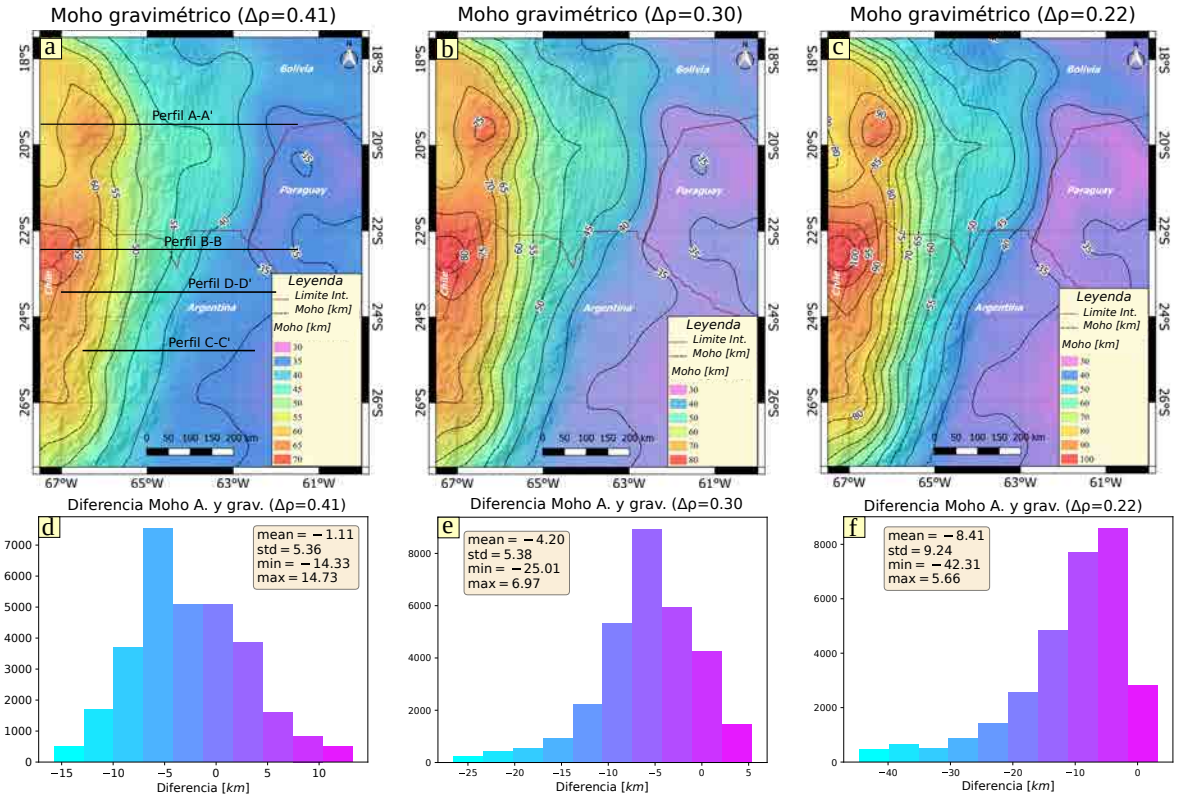


Figura 6.1: Arriba: Moho gravimétrico invertido usando diferentes contrastes de densidad entre manto superior-corteza inferior $(\rho_m - \rho_{ci})$, a) 0,41 g/cm^3, b) 0,30 g/cm^3 y c) 0,22 g/cm^3. Abajo: Histogramas de la diferencia entre Moho sismológico de Assumpção *et al.* (2013) (A) y el Moho invertido por gravedad usando un contraste $(\rho_m - \rho_{ci})$ de 0,41 g/cm^3 (d), 0,30 g/cm^3 (e) y 0,22 g/cm^3 (f). Siendo; $mean$, std, min y max; el promedio, la desviación estándar, el mínimo y el máximo, respectivamente. Las líneas rectas muestran la ubicación de los perfiles trazados sobre el Sistema Subandino (A-A'), el Sistema Santa Bárbara (C-C') y la ubicación de perfiles intermedios (B-B') y (D-D').

Esta comparación muestra que el Moho invertido obtenido usando un contraste de densi-

dad (manto superior - corteza inferior) igual a 0,41 g/cm^3 es el que mejor se correlaciona con las profundidades del Moho obtenidos por Assumpção *et al.* (2013). También se calcularon los mapas de diferencias y el análisis estadístico entre el Moho gravimétrico invertido con un contraste de 0,41 g/cm^3, y los Mohos gravimétricos de: Tassara y Echaurren (2012) obtenido a partir de datos del modelo EGM2008 (Pavlis *et al.*, 2008), Uieda y Barbosa (2017) utilizando datos satelitales del modelo global GOCO5S (Mayer-Guerr, 2015) y el Moho reportado por Assumpção *et al.* (2013). Cuyos cálculos se muestran en la Figura (6.2). Estos resultados indican buena calidad del modelo de Moho gravimétrico estimado en este trabajo con un contraste de densidad constante igual 0,41 g/cm^3.

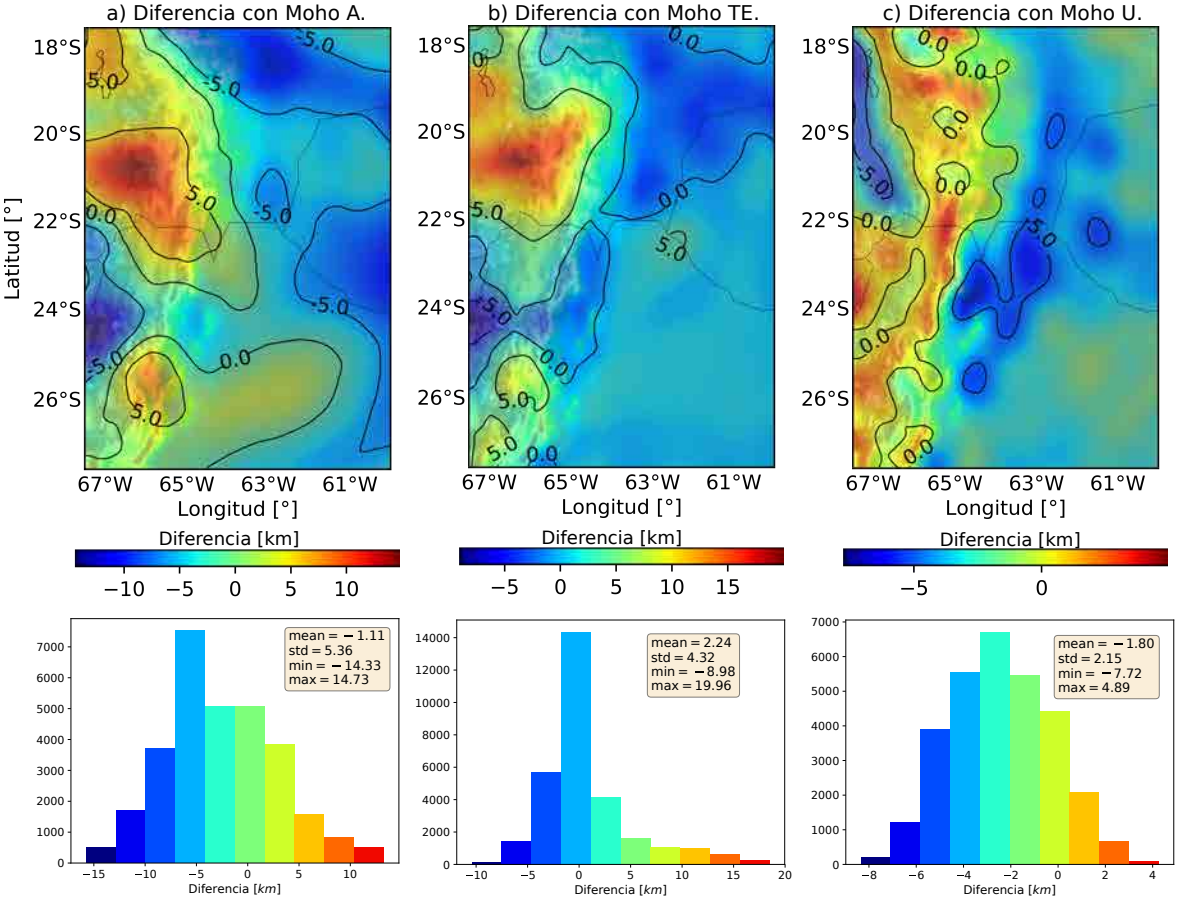


Figura 6.2: Diferencia entre los Moho obtenido por: a) Assumpção *et al.* (2013) (A), b) Tassara y Echaurren (2012) (TE) y c) Uieda y Barbosa (2017) (U) y el Moho gravimétrico (utilizando un contraste de densidad $(\rho_m - \rho_{ci})$ igual a 0,41 g/cm^3). Siendo; *mean*, *std*, *min* y *max*; el promedio, la desviación estándar, el mínimo y el máximo, respectivamente.

	Moho de Assumpção *et al.* (2013)			
	Media	desviación estándar	mínimo	máximo
Moho invertido ($\Delta\rho$ =0,41)	1,11	3,36	-14,73	14,33
Moho invertido ($\Delta\rho$ =0,30)	4,2	5,38	-6,97	25,01
Moho invertido ($\Delta\rho$ =0,22)	8,41	9,24	-5,66	42,31

Tabla 6.2: Análisis estadístico de las diferencias entre el Moho gravimétrico (invertido utilizando diferentes contrastes de densidad entre manto superior y la corteza inferior ($\Delta\rho$)) y el Moho reportado por Assumpção *et al.* (2013).

6.2. Discontinuidad Corteza-Manto a partir de los Datos Terrestres

Para estimar un modelo en 3D de la discontinuidad corteza-manto que signifique un aporte al conocimiento geotectónico de la región, se calcularon modelos con la mayor resolución posible. Se utilizó para ello la combinación de datos terrestres de buena resolución, confeccionada y discutida en detalle en el Capítulo 3, preparado con datos relevados en este trabajo (ver Figura 3.19, Sección 3.2). Una serie de inversiones se llevaron a cabo, incorporando diferente información y restricciones, tal como: los modelos de cuencas sedimentarias de la región (preparadas en el Capítulo 5), variaciones laterales de densidades en la corteza y en el manto superior, discontinuidad litosfera-astenosfera y placa litosférica oceánica subducida.

Previo a la inversión, se analizaron los modelos de velocidades sísmicas y profundidades de las diferentes capas que reportan para la región los trabajos de Chulick *et al.* (2013) y Pasyanos *et al.* (2014). Las velocidades sísmicas de ambos modelos, fueron transformadas a densidades, utilizando la ecuación de Brocher (2005) de quinto orden (Ecuación 6.4), obteniendo de este modo, mapas de densidad variable.

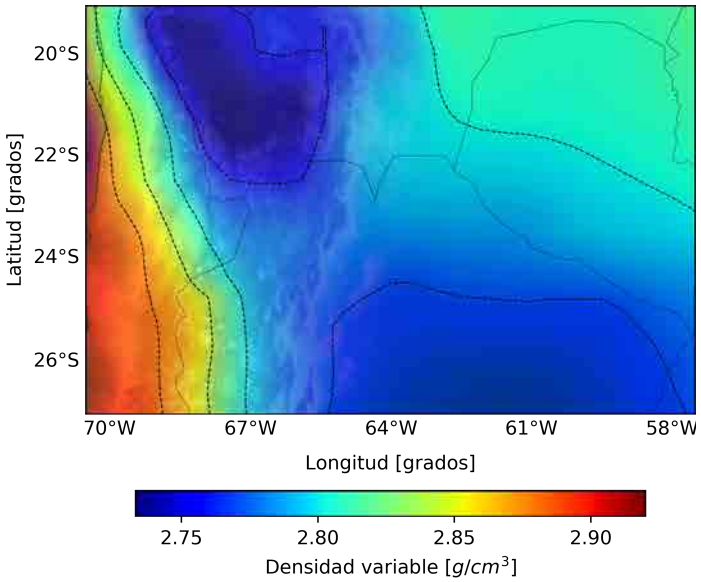
A partir de la información arrojada por ambos modelos (Chulick *et al.*, 2013; Pasyanos *et al.*, 2014), se llevaron a cabo varias inversiones, partiendo desde un modelo base de dos capas con un contraste de densidad constante, hasta obtener un modelo que contemple variaciones laterales de densidades e integrando toda la información disponible. Todos los modelos fueron comparados con el Moho regional a escala de Sudamérica reportado por Assumpção *et al.* (2013).

6.2.1. Modelos de Densidades basados en Velocidades Sismológicas

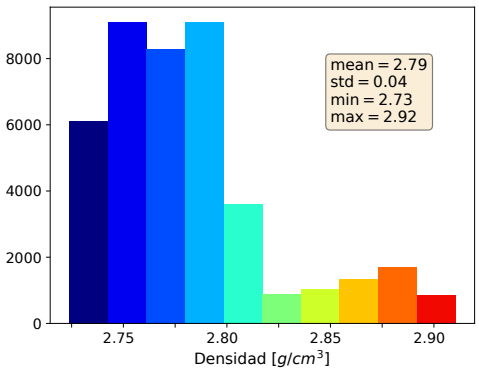
6.2.1.1. Modelo *Chulick*

Las velocidades promedio de corteza cristalina (por debajo de capa sedimentaria) y manto superior (debajo del Moho) reportadas por Chulick *et al.* (2013), fueron convertidas a densidades empleando la Ecuación (6.4). De este modo se estimaron mapas de densidad variable y se analizaron valores estadísticos de la corteza cristalina promedio (Figura 6.3) y el manto superior (Figura 6.4).

Como el modelo sismológico no proporciona velocidades para la corteza inferior y superior diferenciadas. Siguiendo los valores estándares medios de corteza continental (2,8 g/cm^3), corteza superior (2,7 g/cm^3) e inferior (2,9 g/cm^3), utilizados en estudios gravimétricos por muchos autores (por ejemplo Fraga e Introcaso, 1990). Se estimó el mapa de densidad variable de la corteza inferior (Figura 6.5), adhiriendo 0,1 g/cm^3 al mapa de densidad media de corteza (Figura 6.3). Con el mismo criterio, sustrayendo 0,1 g/cm^3 a las densidades medias de corteza cristalina, se determinó el mapa de densidad variable de corteza superior. Luego a partir de los mapas de densidades de corteza inferior y manto superior, determinamos el contraste de densidad variable manto superior-corteza inferior, con su histograma y valores estadísticos visualizados en la Figura (6.6). Los valores de densidades de este modelo se detallan en la Tabla (6.3).

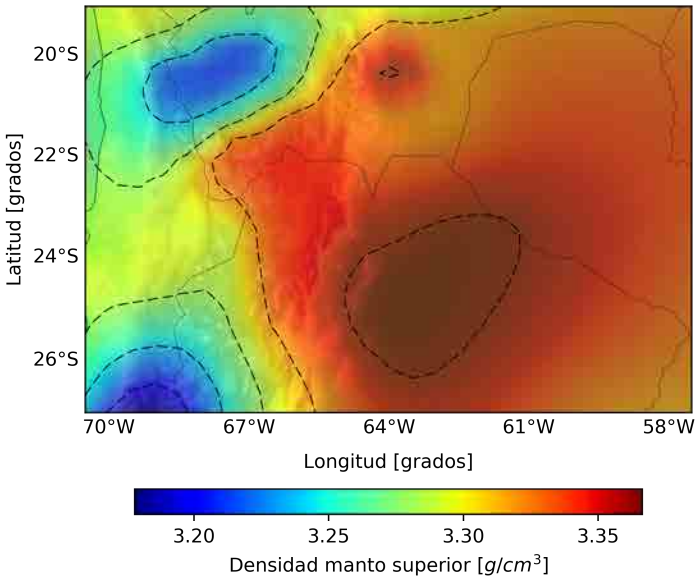


(a) Mapa de densidad.

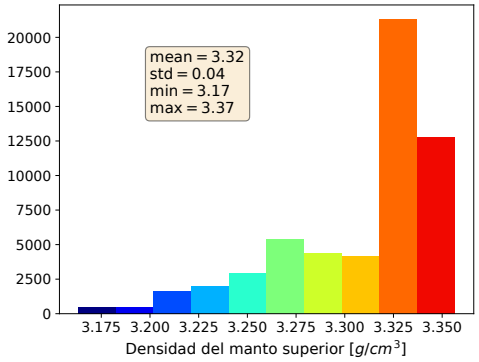


(b) Histograma de densidad.

Figura 6.3: Densidad variable de corteza cristalina promedio, obtenido a partir de las velocidades de ondas P reportadas por Chulick *et al.* (2013).

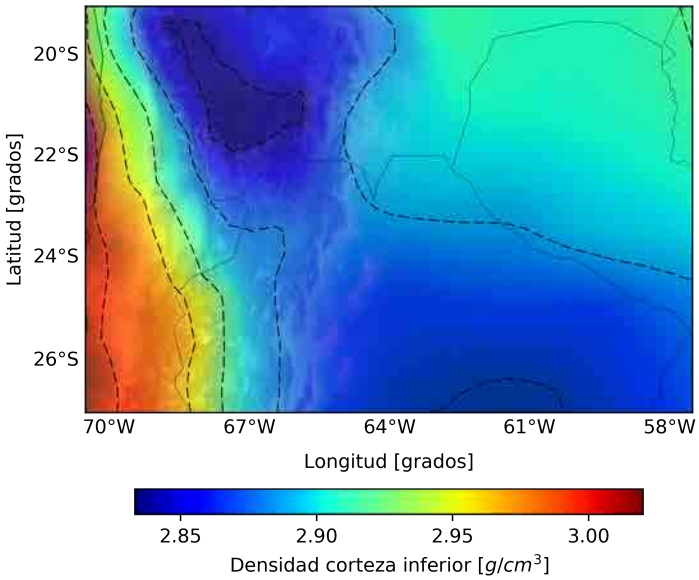


(a) Mapa de densidad.

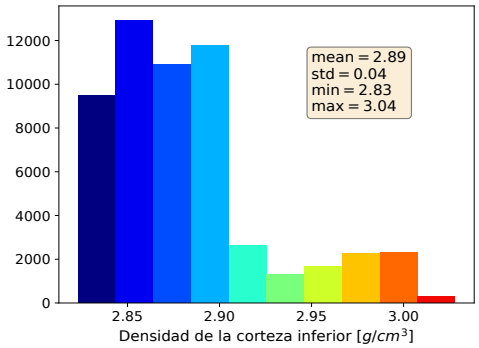


(b) Histograma de densidad.

Figura 6.4: Densidad variable del manto superior, obtenido a partir de las velocidades de ondas P reportadas por Chulick *et al.* (2013).

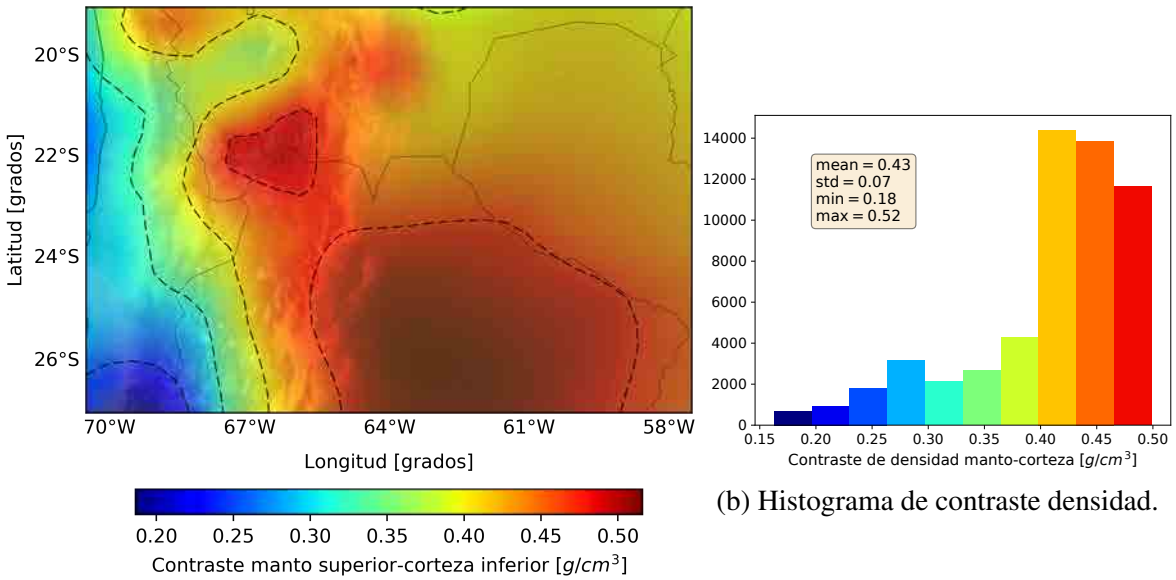


(a) Mapa de densidad.



(b) Histograma de densidad.

Figura 6.5: Densidad variable de corteza inferior, obtenido a partir de las velocidades de ondas P reportadas por Chulick *et al.* (2013).



(a) Mapa de contraste densidad.

(b) Histograma de contraste densidad.

Figura 6.6: Contraste de densidad variable entre el manto superior y la corteza inferior, obtenido a partir de las Figuras (6.5 y 6.4).

		$mean$	std	min	max
Corteza	Superior	$\rho_{cs} = 2{,}69$			
	Inferior	$\rho_{ci} = 2{,}89$			
	Promedio	$\rho_c = 2{,}79$	0,04	2,73	2,94
Manto superior		$\rho_m = 3{,}32$	0,04	3,17	3,37
Contraste corteza-manto		$\Delta\rho = \rho_m - \rho_{ci} = 0{,}43$	0,07	0,18	0,52

Tabla 6.3: Valores estadísticos de densidades (ρ), determinados a partir de las velocidades sísmicas reportadas por Chulick *et al.* (2013). Siendo; $mean$, std, min y max; el promedio, la desviación estándar, el mínimo y el máximo de densidad en $[g/cm^3]$, respectivamente.

6.2.1.2. Modelo *Lithos1.0*

Las velocidades sísmicas de ondas P de las diferentes capas del modelo *Lithos1.0* (Pasyanos *et al.*, 2014) fueron convertidas a densidades mediante la Ecuación (6.4) de Brocher (2005). La corteza cristalina del modelo es dividida en tres capas (superior, intermedia e inferior), reportando velocidades sísmicas y espesores para cada una de ellas. Se determinaron mapas de densidad variable con su respectivo análisis estadístico, para la corteza superior (Figura 6.7), intermedia (Figura 6.8) e inferior (Figura 6.9). A partir de estos mapas de densidades y los respectivos espesores reportados por Pasyanos *et al.* (2014), se estimó un mapa de densidad de corteza ponderado por espesores (Figura 6.10), utilizando la Ecuación (6.5). Del mismo modo, trasformando a densidades (mediante la Ecuación (6.4)) las velocidades sísmicas de este modelo (*Lithos1.0*), se obtuvieron mapas de densidades para el manto litosférico (Figura 6.11) y el manto astenosférico (Figura 6.12).

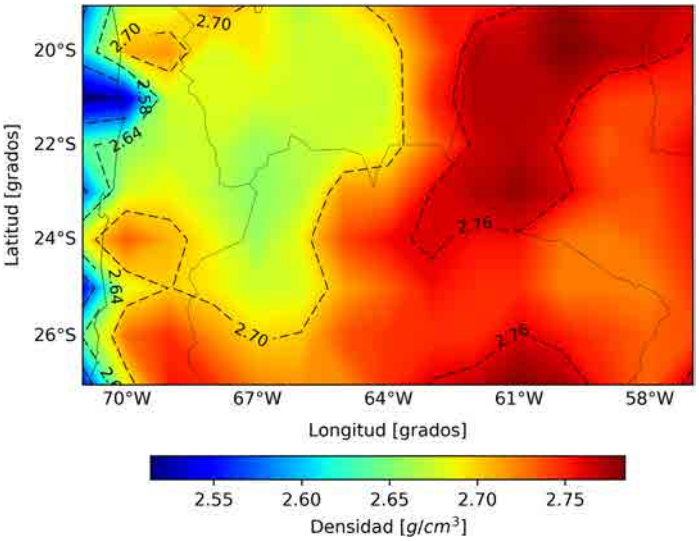
$$\rho_c = \frac{\sum_{i=1}^{3} \rho_i E_i}{\sum_{i=1}^{3} E_i} \tag{6.5}$$

siendo; ρ_c, densidad promedio ponderada de la corteza; ρ_i y E_i densidad y espesor de la i-esima capa, respectivamente.

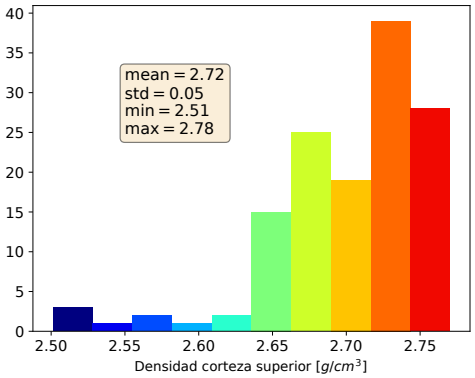
Luego, se estimaron mapas de contrastes de densidades variables con sus respectivos histogramas y valores estadísticos entre i) corteza inferior - manto litosférico (Figura 6.13), y ii) manto litosférico - manto astenosférico (Figura 6.14). Los valores de densidades de este modelo se detallan en la Tabla (6.4).

Capa		$mean$	std	min	max
Corteza	Superior	$\rho_{cs} = 2{,}72$	0,05	2,51	2,78
	Intermedia	$\rho_{cm} = 2{,}81$	0,05	2,73	2,88
	Inferior	$\rho_{ci} = 2{,}94$	0,06	2,80	3,05
	Promedio	$\rho_c = 2{,}76$	0,11	2,50	2,92
Manto litosférico		$\rho_{ml} = 3{,}37$	0,05	3,24	3,43
Contraste corteza-manto		$\Delta\rho = \rho_{ml} - \rho_{ci} = 0{,}43$	0,048	0,278	0,545
manto astenosférico		$\rho_{ma} = 3{,}31$	0,05	3,18	3,37
Contraste LAB		$\Delta\rho = \rho_{ml} - \rho_{ma} = 0{,}06$	0,002	0,053	0,063

Tabla 6.4: Valores estadísticos de densidades (ρ), determinadas a partir de las velocidades sísmicas reportadas por Pasyanos *et al.* (2014). Siendo; $mean$, std, min y max; el promedio, la desviación estándar, el mínimo y el máximo de densidad en $[g/cm^3]$, respectivamente.

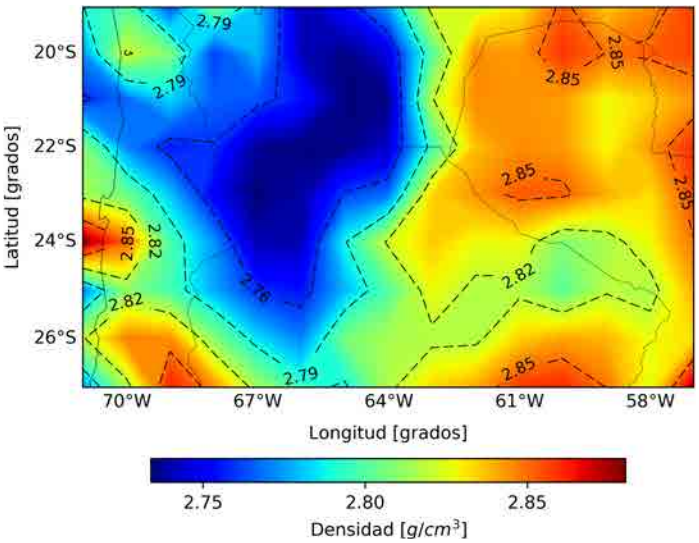


(a) Mapa de densidad.

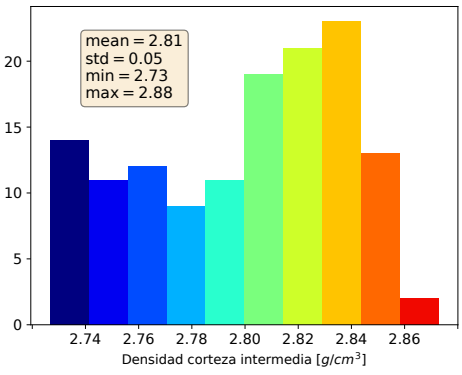


(b) Histograma de densidad.

Figura 6.7: Densidad variable de la corteza superior, obtenida a partir de las velocidades de ondas sísmicas reportadas por Pasyanos *et al.* (2014).

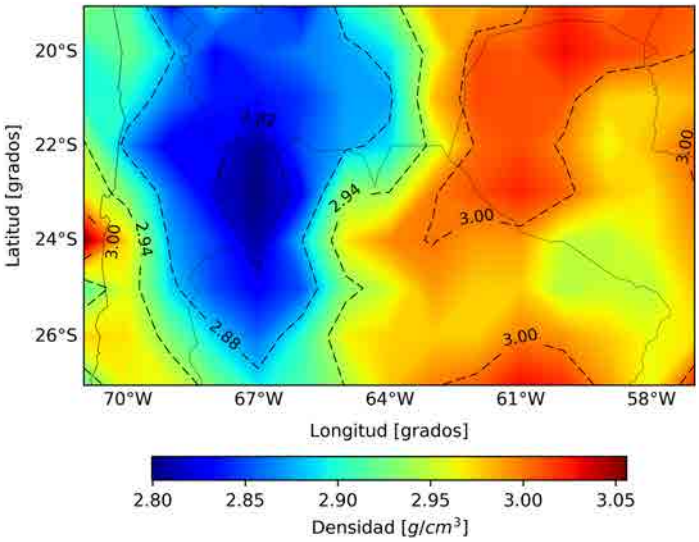


(a) Mapa de densidad.

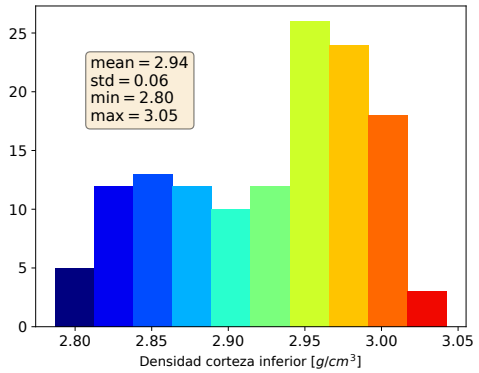


(b) Histograma de densidad.

Figura 6.8: Densidad variable de la corteza intermedia, obtenida a partir de las velocidades de ondas sísmicas reportadas por Pasyanos *et al.* (2014).

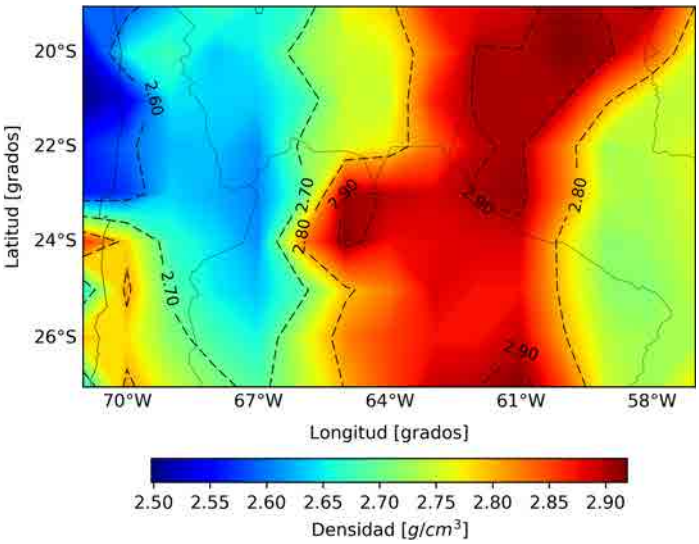


(a) Mapa de densidad.

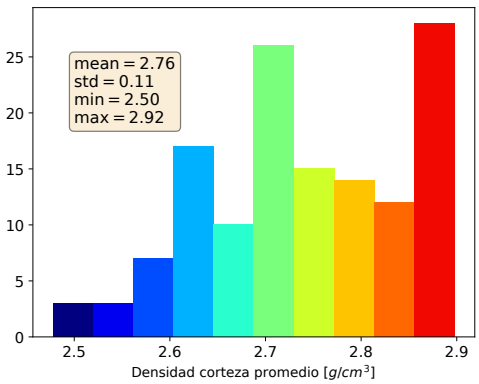


(b) Histograma de densidad.

Figura 6.9: Densidades variable de la corteza inferior, obtenida a partir de las velocidades de ondas sísmicas reportadas por Pasyanos *et al*. (2014).

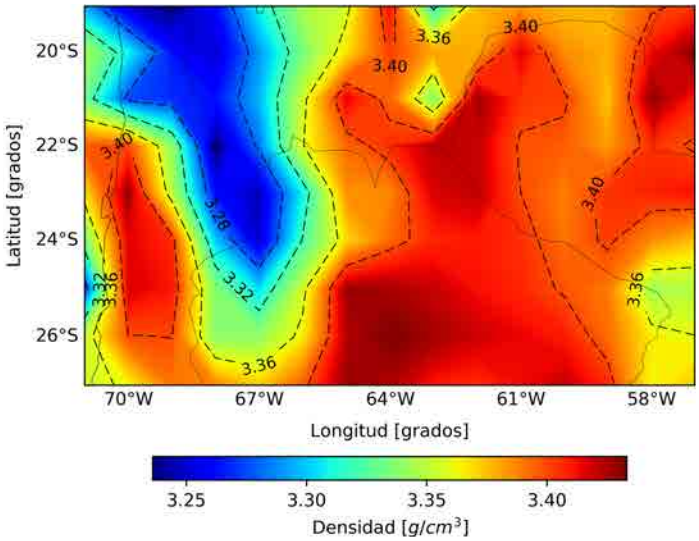


(a) Mapa de densidad.

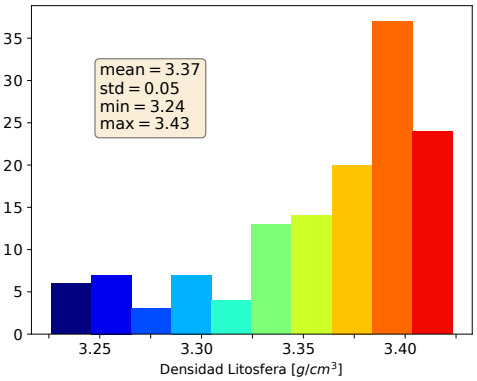


(b) Histograma de densidad.

Figura 6.10: Densidades variable de la corteza promedio ponderada por espesores, determinada a partir de los espesores y velocidades sísmicas reportadas por Pasyanos *et al*. (2014).

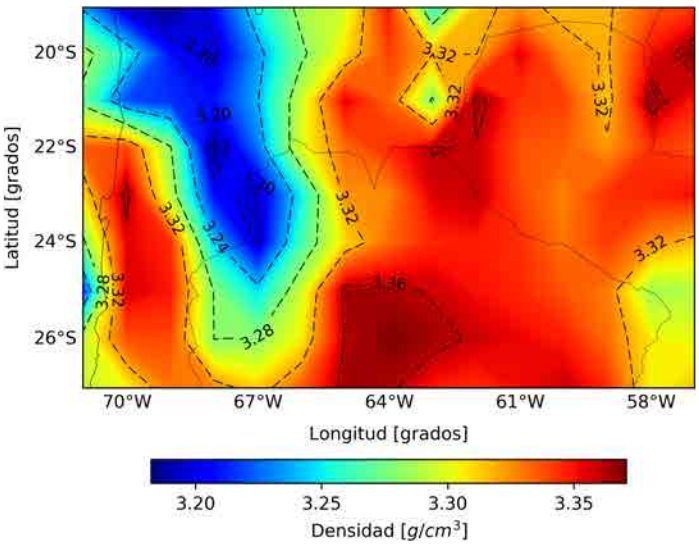


(a) Mapa de densidad.

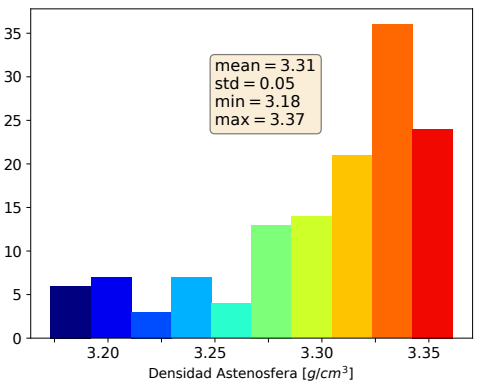


(b) Histograma de densidad.

Figura 6.11: Densidad variable del manto litosférico, obtenida a partir de las velocidades de ondas sísmicas reportadas por Pasyanos *et al.* (2014).

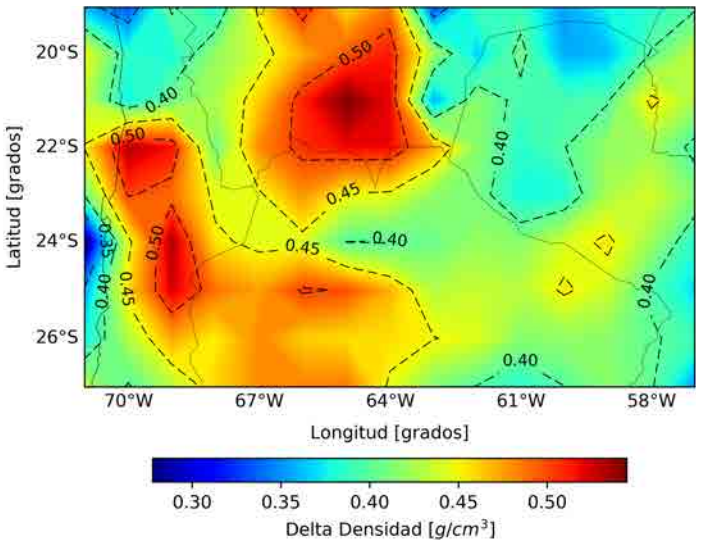


(a) Mapa de densidad.

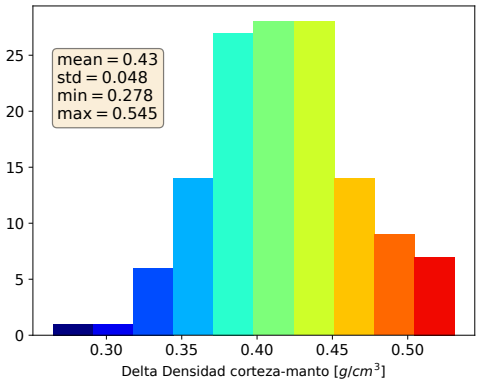


(b) histograma de densidad.

Figura 6.12: Densidad variable del manto astenosférico, obtenida a partir de las velocidades de ondas sísmicas reportadas por Pasyanos *et al.* (2014).

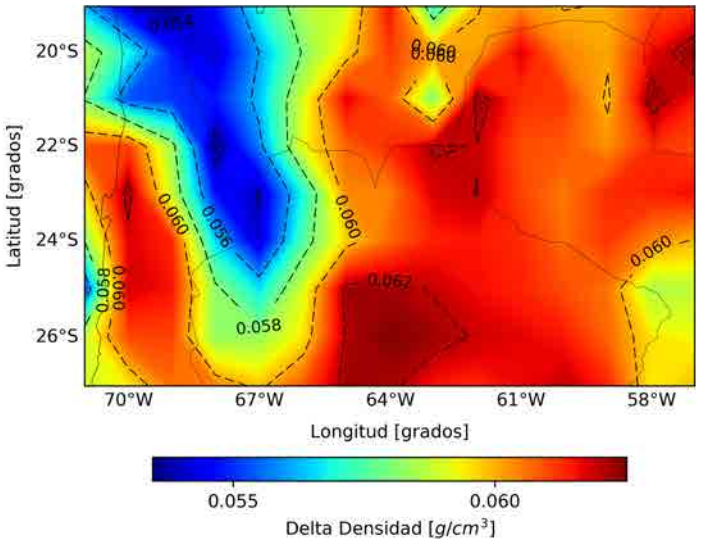


(a) Mapa de contraste de densidad.

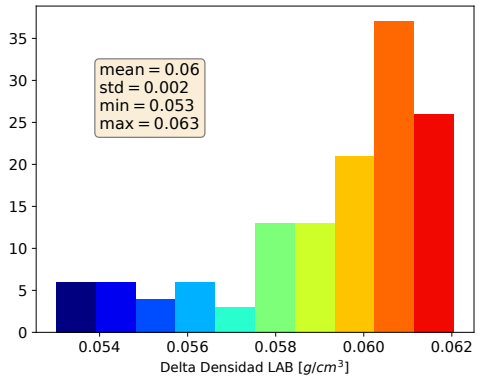


(b) Histograma contraste de densidad.

Figura 6.13: Contraste de densidad variable entre corteza inferior (Figura 6.9) y manto litosférico (Figura 6.11). Obtenido a partir de las velocidades de ondas sísmicas reportadas por Pasyanos *et al.* (2014).



(a) Mapa de contraste de densidad.



(b) Histograma contraste de densidad.

Figura 6.14: Contraste de densidad variable entre el manto litosférico (Figura 6.11) y el manto astenosférico (Figura 6.12). Obtenido a partir de las velocidades de ondas sísmicas reportadas por Pasyanos *et al.* (2014).

6.2.2. Inversión del Moho Gravimétrico

En los primeros cinco modelos **(Modelos 1 al 5)** las inversiones contemplan capas de densidad constante. Para la inversión se utilizó el mismo criterio y programa implementado en la Sección 6.1 para la estimación del Moho gravimétrico. Es decir, implementando el algoritmo de Parker-Oldenburg (Parker, 1973; Oldenburg, 1974) y aplicando un método iterativo mediante de la Ecuación (6.1), se invirtió la deflexión gravimétrica (w_{inv}), pero en este caso se utilizaron las anomalías de datos terrestres (ver Figura 3.19, Sección 3.2). Se implementó el programa preparado bajo el lenguaje de programación *Python* y se aplicó el filtro de *Hamming* (Soler, 2015). Luego, para estimar las profundidades del Moho, se agregó un espesor cortical normal (t) de 35 km.

En los modelos posteriores (Modelos 6 al 15), para mejorar la estimación, además se consideraron las variaciones laterales de densidades **(Modelos 6 al 8)**, el LAB **(Modelo 9)** y la placa oceánica que subduce **(Modelos 10 al 15)**. Para poder considerar capas con densidades variables, la inversiones se llevaron a cabo aplicando el algoritmo de Parker (1973), pero en este caso se utilizó el módulo *GMSYS-3D* del programa *Oasis Montaj* (`www.geosoft.com`). Las inversiones se realizaron a partir de las anomalías regionales de Bouguer. El programa permite ingresar una sola capa de densidad variable. Para integrar otras capas con densidades variables, se utilizaron los contrastes de densidades variables en las inversiones, o en caso de conocer la geometría y densidades de las capas, se computaron los efectos gravimétricos y se corrigieron las anomalías gravimétricas.

6.2.2.1. Modelo 1

Utilizando las anomalías de Bouguer completas de datos terrestres (Figura 3.20) y el algoritmo de Parker-Oldenburg (Parker, 1973; Oldenburg, 1974) mencionado recientemente, se determinó el Moho gravimétrico (Modelo 1) (Figura 6.15). Considerando un espesor cortical normal de 35 km (ej. Assumpção *et al.*, 2013; Prezzi *et al.*, 2014) y un contraste de densidad constante entre el manto superior y corteza inferior ($\rho_m - \rho_{ci}$) igual a 0,43 g/cm^3. Dicho valor contraste promedio es representativo de los dos modelos sísmicos (*Chulick* y *Lithos1.0*).

Luego se estimó la diferencia entre el Moho reportado por Assumpção *et al.* (2013) y este Moho gravimétrico (Figura 6.15), que se muestra en las Figura (6.16).

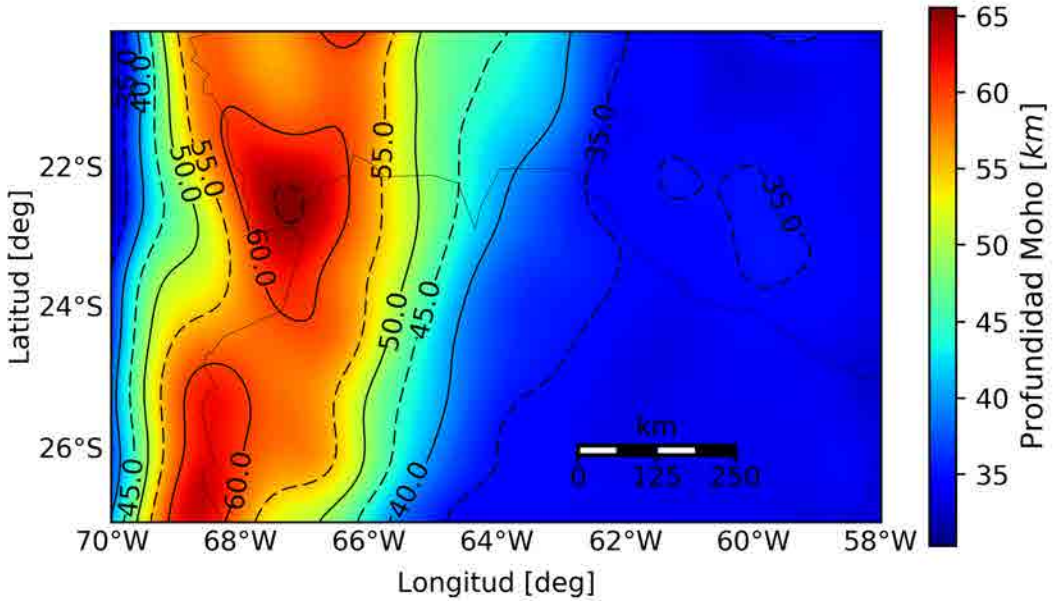
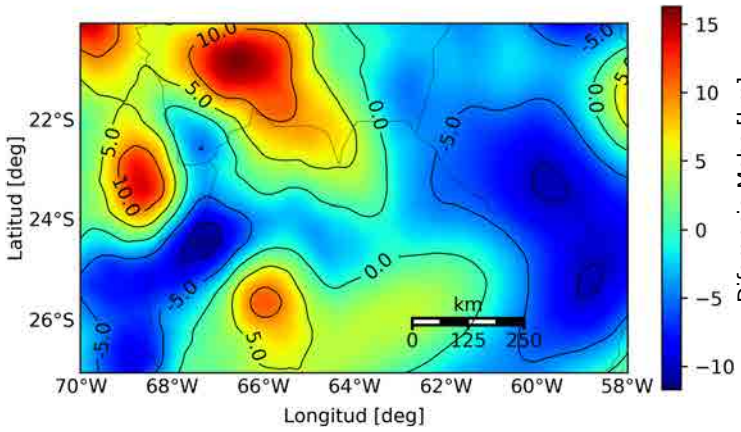
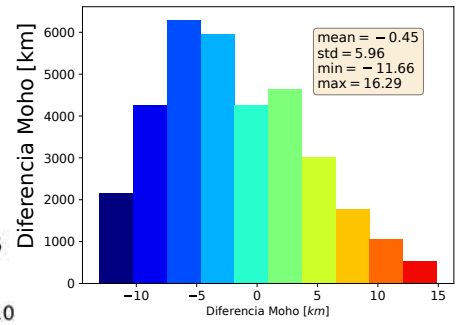


Figura 6.15: Moho gravimétrico (Modelo 1) calculado a partir de la inversión de las anomalías gravimétricas de datos terrestres (ver Figura 3.20), aplicando el filtro de *Hamming* y utilizando un contraste de densidad corteza-manto constante igual a 0,43 g/cm^3.



(a) Mapa de diferencia.



(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.16: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al*. (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 1) a partir de datos terrestres (Figura 6.15).

Con el objetivo de visualizar la precisión del Moho gravimétrico determinado en la Sección 6.1 a partir datos del modelo geopotencial EIGEN6-C4 (Figura 6.1), se computó una nueva inversión a partir de las anomalías de dicho modelo. Pero en este caso la inversión se llevó a cabo para la región acotada de datos terrestres y considerando un contraste de densidad constante corteza-manto igual a 0,43 g/cm^3. Luego adhiriendo un espesor cortical normal de 35 km se obtuvo el Moho (Figura 6.17). El mapa de diferencia entre ambas inversiones y su histograma con valores estadísticos se muestra en la Figura (6.18).

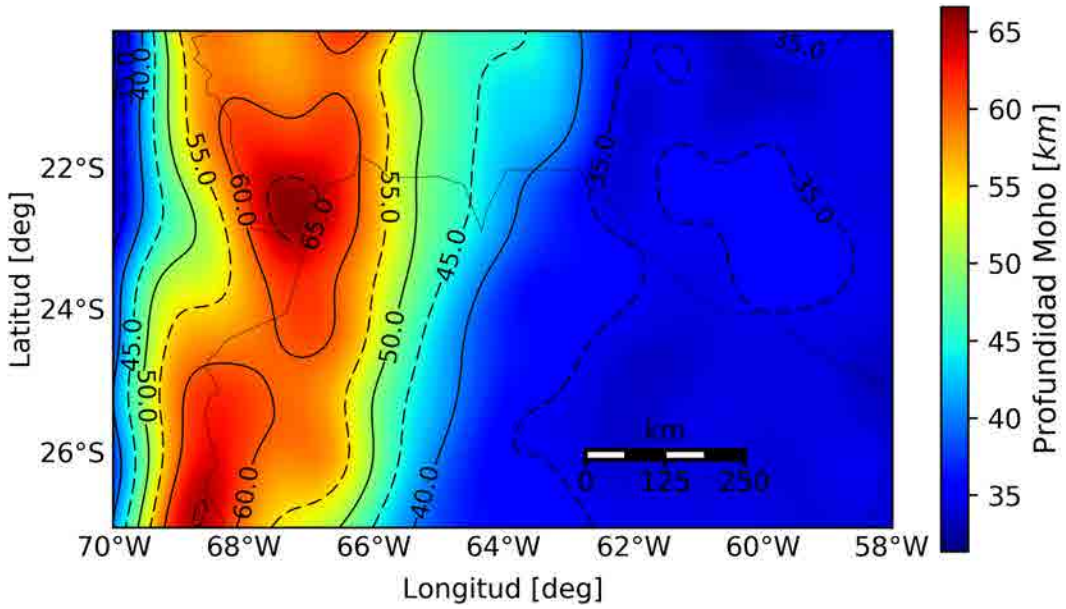
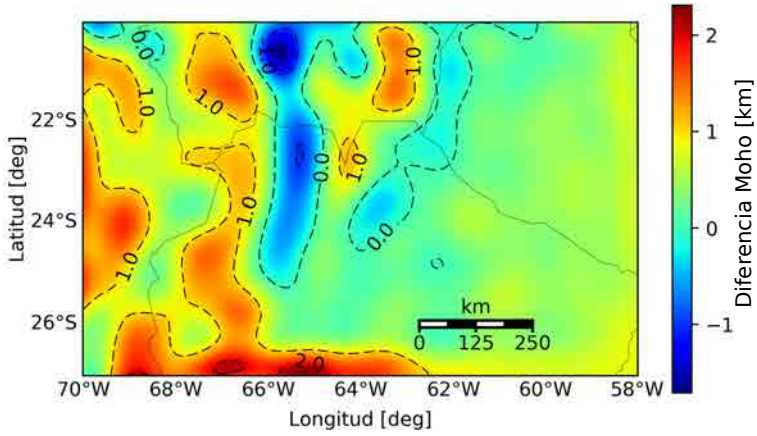
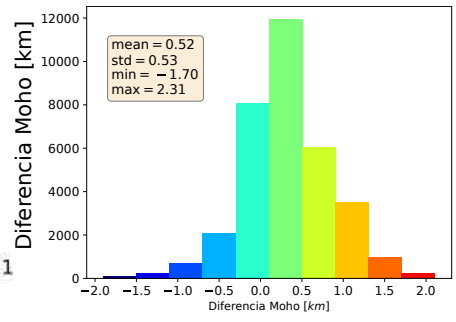


Figura 6.17: Moho gravimétrico determinado a partir de las anomalías gravimétricas del EIGEN6-6C4 (ver Figura 3.21), utilizando el filtro de *Hamming* y un contraste igual a 0,43 g/cm^3.



(a) Mapa de diferencia.



(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.18: Diferencia entre los Mohos gravimétricos, determinado a partir de datos terrestres (Modelo 1) (Figura 6.15) y a partir del modelo EIGEN6-6C4 (Figura 6.17).

6.2.2.2. Modelo 2

Si bien el contraste de densidad entre la corteza y el manto igual a 0,43 g/cm^3 es equivalente en los dos modelos (*Chulick* y *Lithos1.0*). Este contraste no tiene el mismo significado físico para los dos modelos. Como ya se explicó, Chulick *et al.* (2013) reporta velocidades promedio para toda la corteza cristalina (sin cuencas sedimentarias), en este trabajo se adoptó una metodología plausible para subdividir un modelo de una capa cortical en uno de dos capas. De este modo se estimó un mapa de densidad variable plausible para la corteza inferior. Mientras que la corteza cristalina (por debajo de cuencas sedimentarias) en el modelo *Lithos1.0* está conformada por tres capas, donde la densidad de corteza inferior proviene de un reporte de velocidades para dicha capa.

Además, las velocidades para el manto, en el caso del modelo *Lithos1.0* corresponden a todo el manto litosférico, no así para el modelo *Chulick*, donde el modelo de velocidades corresponde a la parte superior del manto litosférico (debajo del Moho).

De este modo, al mezclar los valores promedios de ambos modelos, para corteza inferior un valor medio de 2,94 g/cm^3 según el modelo *Lithos1.0* y para el manto superior un valor medio igual a 3,32 g/cm^3 acorde al modelo *Chulick*, se obtiene un contraste corteza-manto igual a 0,38 g/cm^3. De este modo, utilizando este contraste de densidad, el algoritmo de Parker-Oldenburg (Parker, 1973; Oldenburg, 1974) implementado en este trabajo y un espesor normal de 35 km, se computó el Moho gravimétrico (Modelo 2) (Figura 6.19) a partir de las anomalías de Bouguer completas (Figura 3.20). Luego se determinó la diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y este modelo gravimétrico (Modelo 2) (Figura 6.20).

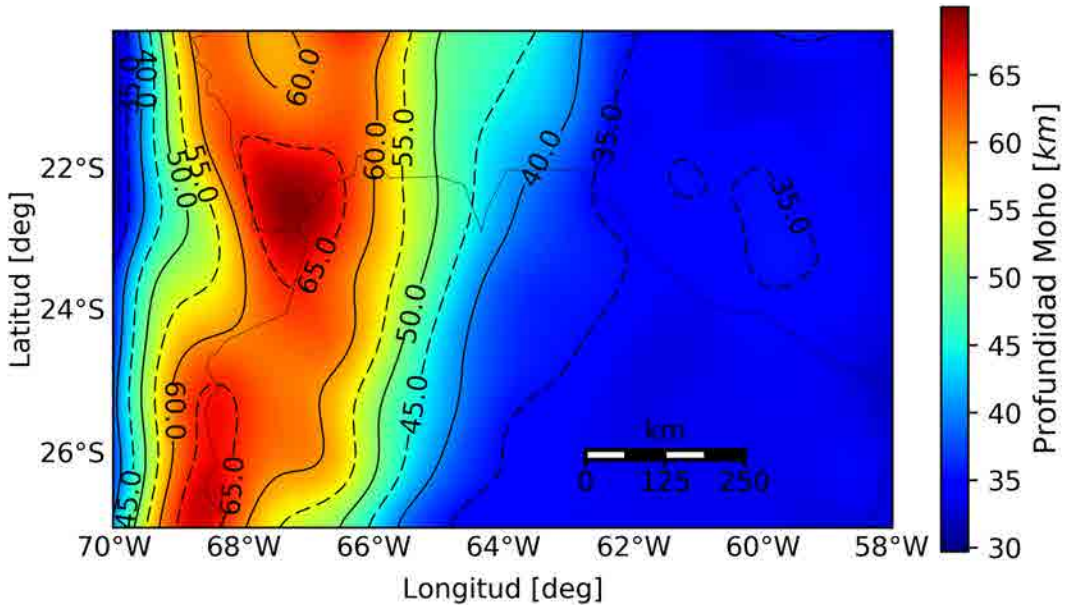
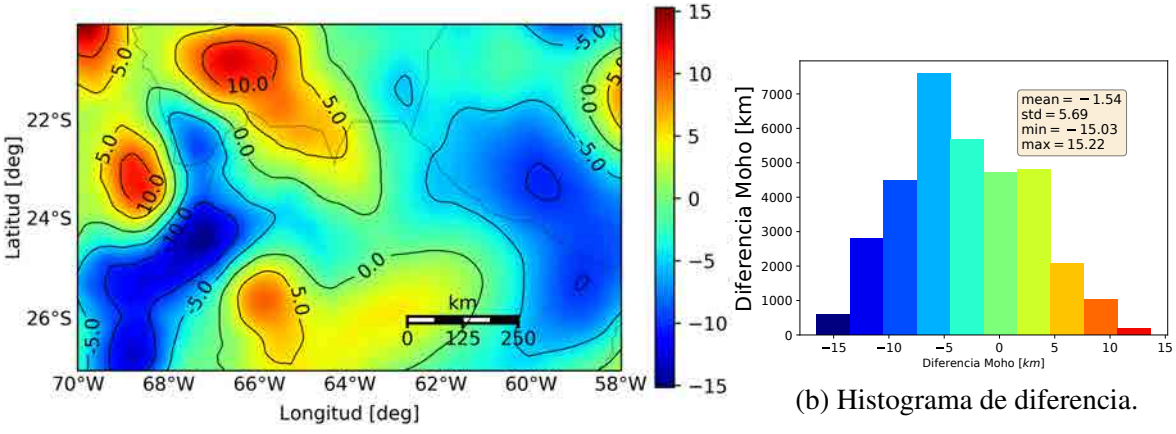


Figura 6.19: Moho gravimétrico (Modelo 2) estimado a partir de las anomalías de Bouguer completas ($ABct$) de datos terrestres (ver Figura 3.20), utilizando un contraste de densidad corteza-manto constante igual a 0,38 g/cm^3.



(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.20: Mapa de diferencia (izquierda) entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 2), e histograma con valores estadísticos (derecha).

6.2.2.3. Modelos 3 al 5

Como ya fue discutido previamente, para conocer la estructura profunda de la corteza, se normalizó la corteza superior. De este modo, se obtuvieron las anomalías gravimétrica corregidas por efecto sedimentario (Figura 3.23). A partir de dichas anomalías; implementando el algoritmo de Parker-Oldenburg (Parker, 1973; Oldenburg, 1974); un espesor normal de 35 km y contrastes de densidad corteza-manto constante iguales a 0,43 g/cm^3 (contraste de ambos modelos sísmicos), 0,38 g/cm^3 (valor discutido en el Modelo 2) y 0,40 g/cm^3 (valor medio estimado y usado por otros trabajos (por ejemplo Introcaso, 1997; Uieda y Barbosa, 2017)); se computaron los modelos de Moho gravimétrico 3, 4 y 5 respectivamente. Estos modelos se muestran en las Figuras (6.21, 6.22 y 6.23, respectivamente). Luego se estimaron las diferencias entre el Moho reportado por Assumpção *et al.* (2013) y dichos modelos gravimétricos (Figuras 6.24, 6.25 6.26, respectivamente).

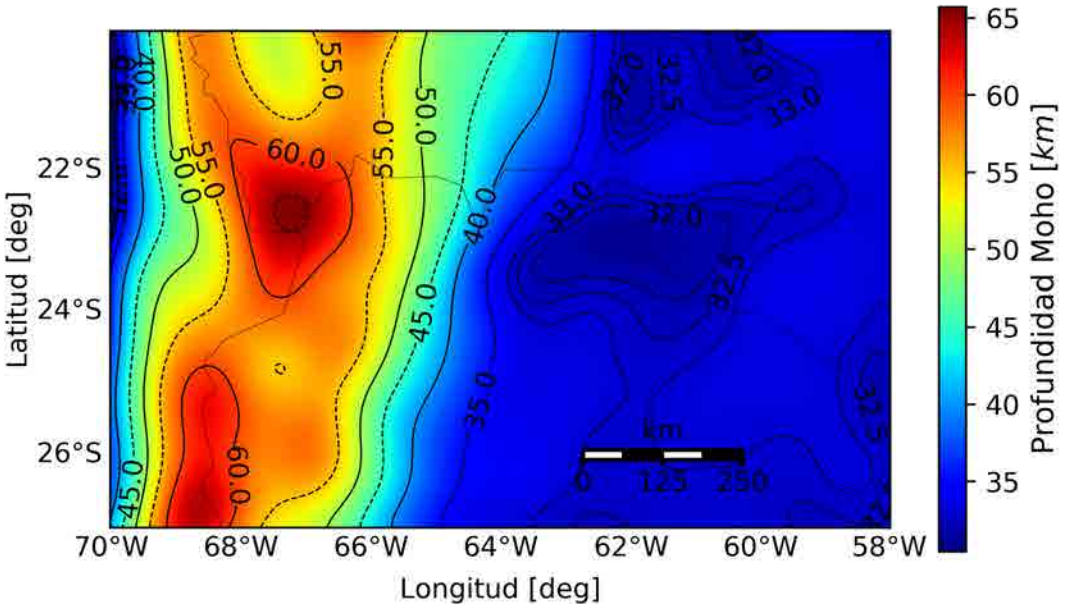


Figura 6.21: Moho gravimétrico (Modelo 3) determinado a partir de las anomalías gravimétricas corregidas por efecto sedimentario (ver Figura 3.23), utilizando un contraste de densidad corteza-manto constante igual a 0,43 g/cm^3.

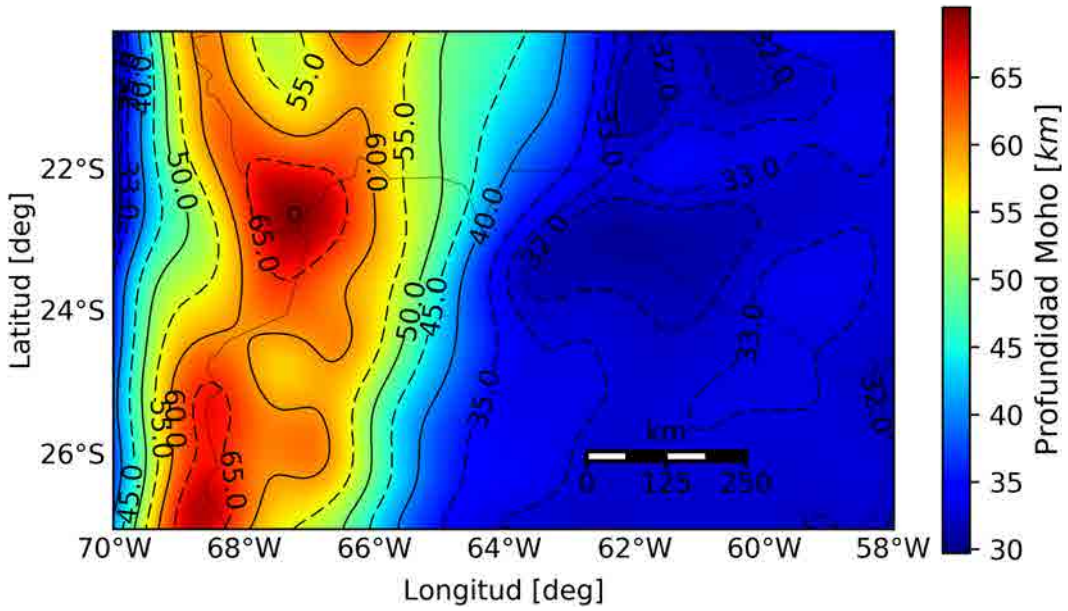


Figura 6.22: Moho gravimétrico (Modelo 4) determinado a partir de las anomalías gravimétricas corregidas por efecto sedimentario (ver Figura 3.23), utilizando un contraste de densidad corteza-manto constante igual a 0,38 g/cm^3.

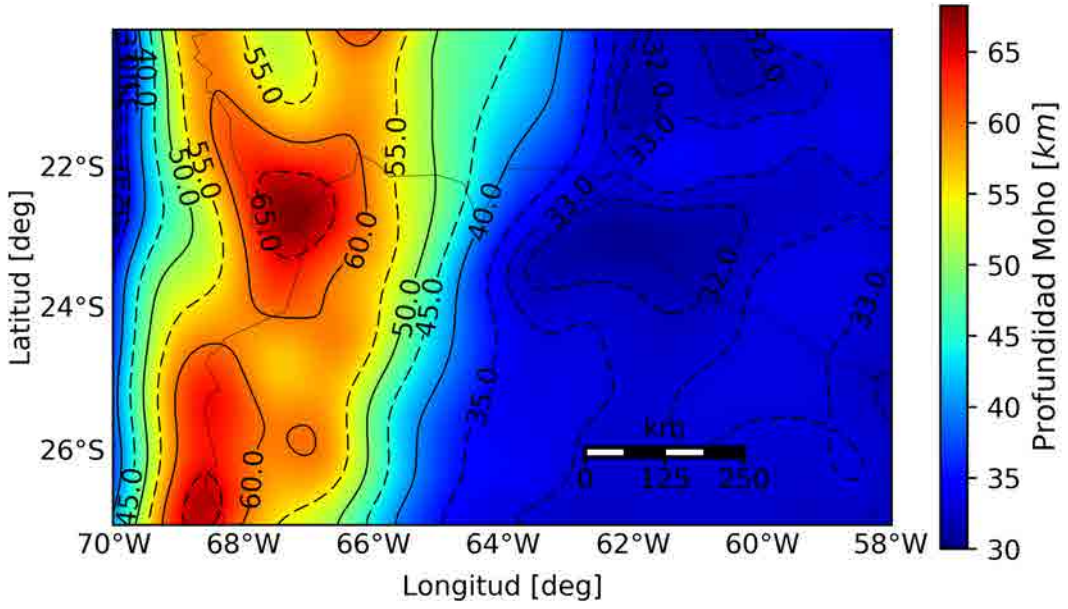
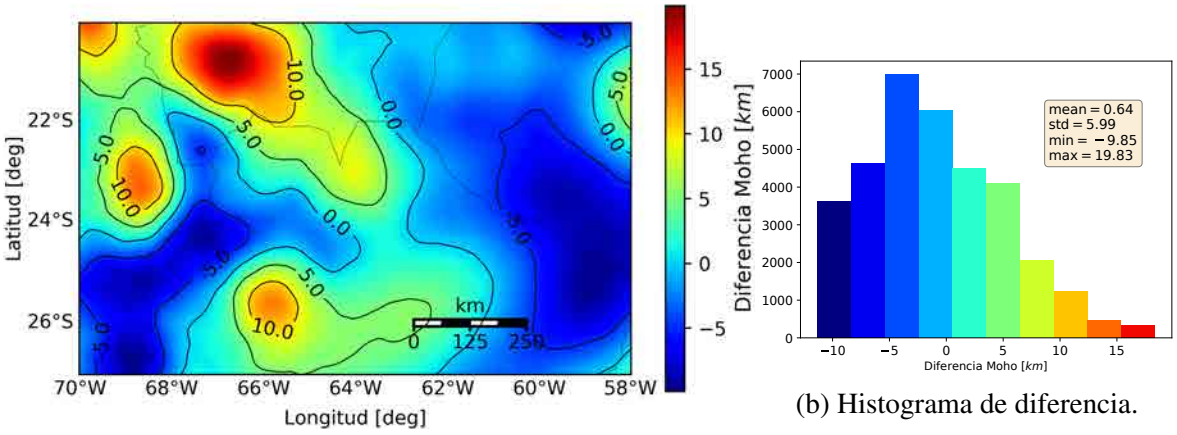


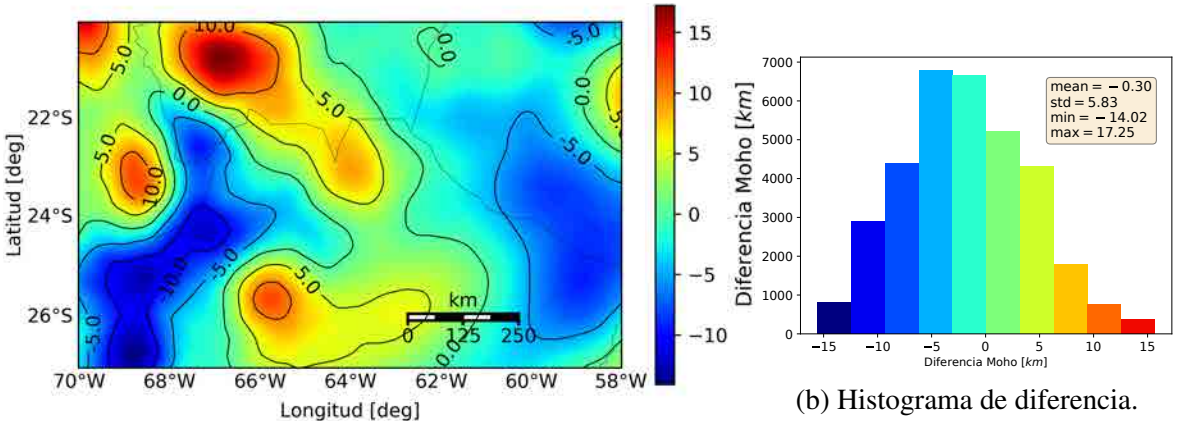
Figura 6.23: Moho gravimétrico (Modelo 5) determinado a partir de las anomalías gravimétricas corregidas por efecto sedimentario (ver Figura 3.23), utilizando un contraste de densidad corteza-manto constante igual a 0,40 g/cm^3.



(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

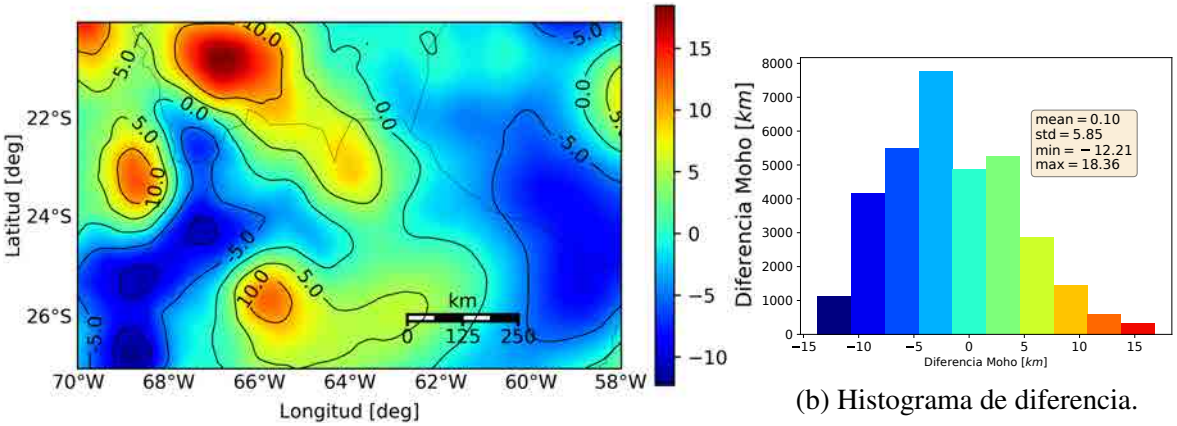
Figura 6.24: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 3).



(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.25: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 4).



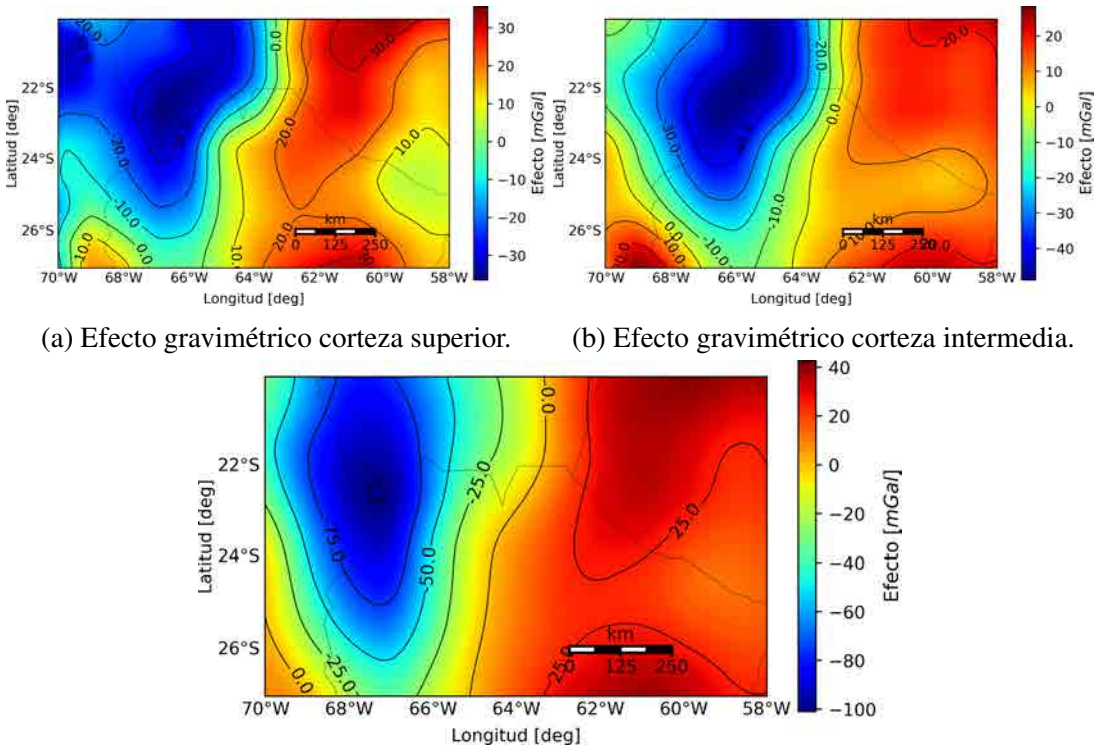
(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.26: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 5).

6.2.2.4. Modelos 6 y 7

Para mejorar el modelo, en una primera inversión (Modelo 6), se consideraron las densidades variables de la corteza y el manto litosférico del Modelo *Lithos1.0*. Como se mencionó previamente, el modelo divide a la corteza cristalina en 3 capas, en el cual cada capa contiene valores de profundidades de *top* y *Bottom*. A partir de estos parámetros y considerando las variaciones laterales de densidades de las capas (Figuras 6.7a, 6.8a 6.9a), se estimaron los respectivos efectos sedimentarios (Figura 6.27a ,6.27b, 6.27c). El computo, se llevó a cabo desde una plano por encima de la topografía (6,5 km sobre el nivel del mar) y considerando como densidad de referencia para cada capa, el valor medio de la misma; es decir, 2,72 g/cm^3, 2,81 g/cm^3 y 2,94 g/cm^3 para corteza superior, intermedia e inferior, respectivamente (ver Tabla 6.4).



(a) Efecto gravimétrico corteza superior.

(b) Efecto gravimétrico corteza intermedia.

(c) Efecto gravimétrico corteza inferior

Figura 6.27: Efecto gravimétrico directo de las capas de la corteza cristalina, determinadas a partir del modelo *Lithos1.0*.

Luego los efectos gravimétricos fueron incorporados a las anomalías de Bouguer corregidas por efecto sedimentario (Figura 3.23), obteniendo un mapa de anomalías de Bouguer completas corregidas por sedimento y variaciones laterales de densidades de la corteza según el modelo *Lithos1.0*. A estas anomalías se les aplicó el método de prolongación ascendente, a una altitud de 25 km, para estimar un mapa de anomalías regionales. A partir de estas

anomalías regionales, considerando el modelo esquemático (Figura 6.28) se invirtió el Moho gravimétrico (Modelo 6) (Figura 6.29). El mismo, contempla variaciones laterales de densidades del manto litosférico del modelo *Lithos1.0* (Figura 6.11), y además las profundidades variables de las tres capas de corteza cristalina del modelo *Lithos1.0*, cada una de ellas con densidades promedio constantes. Se utilizó densidad constante de estas capas, ya que las variaciones laterales de densidades fueron corregidas de las anomalías gravimétricas utilizadas para la inversión.

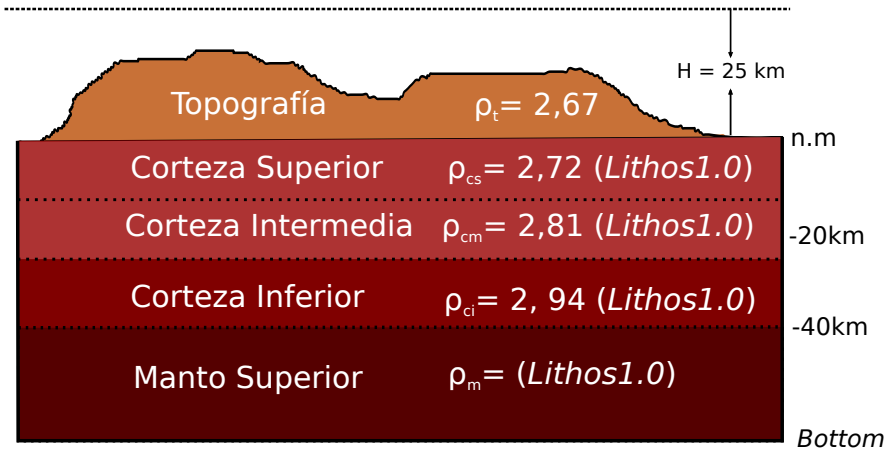


Figura 6.28: Modelo esquemático considerado para la inversión del Moho gravimétrico del Modelo 6. Donde ρ_t, ρ_{cs}, ρ_{cm}, ρ_{ci} son las densidades promedio de la topografía (Hinze, 2003), corteza superior, intermedia e inferior, respectivamente; ρ_m, densidades variables del manto superior. *Bottom* igual a 76 km de profundidad (valor inferior a la máxima profundidad de Moho (Assumpção *et al.*, 2013), para la zona de estudio).

Por otro lado, como el modelo *Chulick* reporta velocidades equivalentes de la parte superior del manto, a diferencia del modelo *Lithos1.0* que involucra a todo el manto litosférico. Realizamos una nueva inversión del Moho gravimétrico (Modelo 7) (Figura 6.30), implementando el mismo mecanismo, modelo y anomalías del Modelo 6, con la única diferencia que se consideraron las variaciones laterales de densidad del manto superior calculadas desde el modelo *Chulick* en lugar del *Lithos1.0*.

Posteriormente fue computada la diferencia entre y el Moho determinado por Assumpção *et al.* (2013) y las inversiones gravimétricas de los Modelos 6 y 7 (Figuras 6.29 6.30), que se visualizan en las Figuras 6.31 y 6.32, respectivamente.

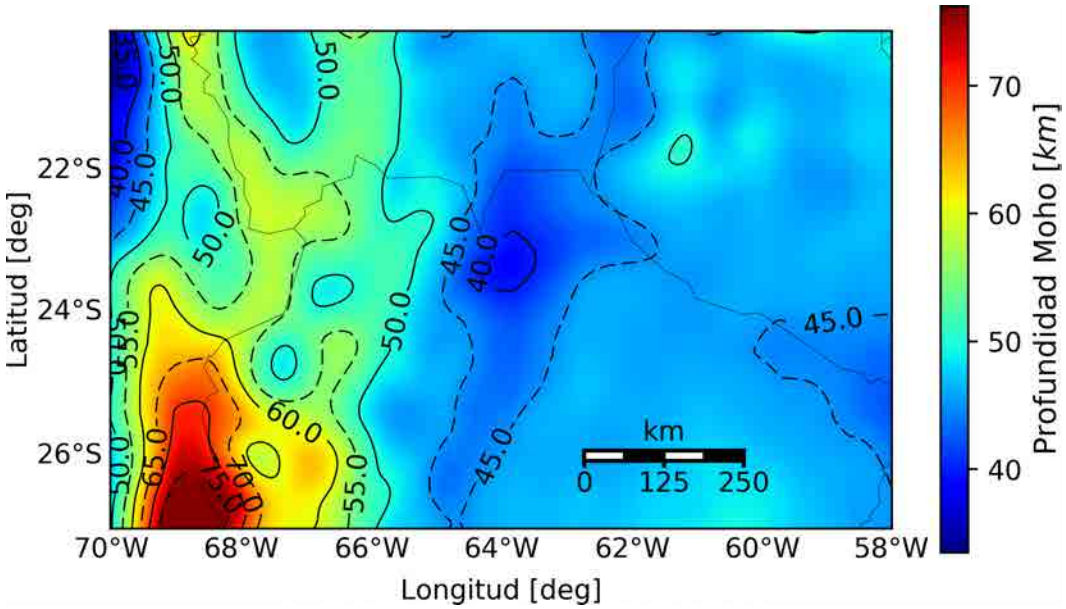


Figura 6.29: Moho gravimétrico (Modelo 6), ver en texto para detalle.

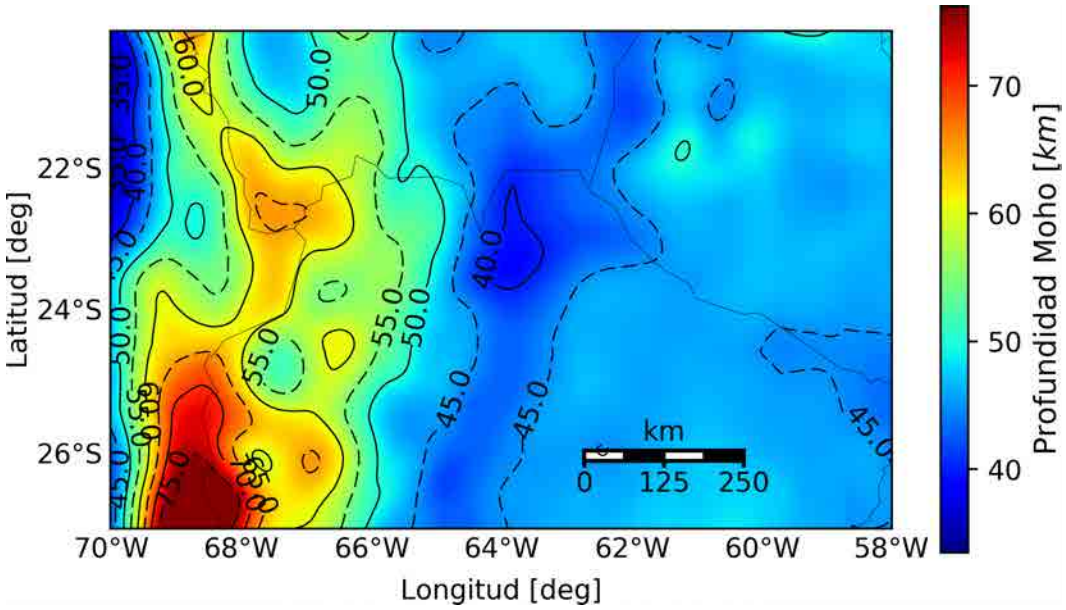
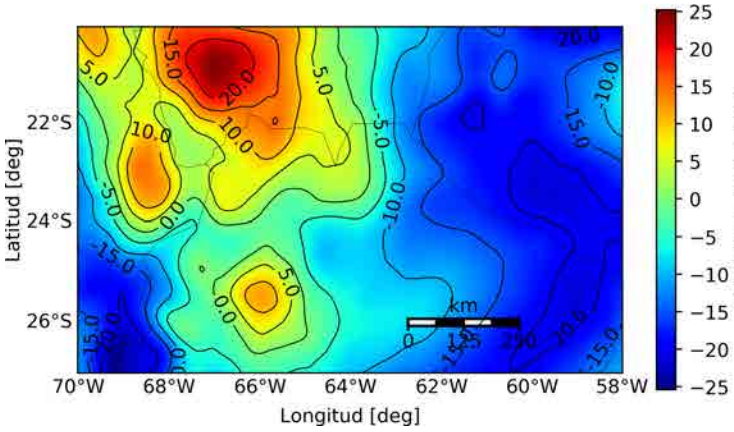
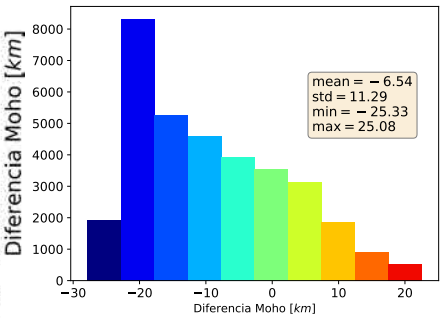


Figura 6.30: Moho gravimétrico (Modelo 7), ver en texto para detalle.

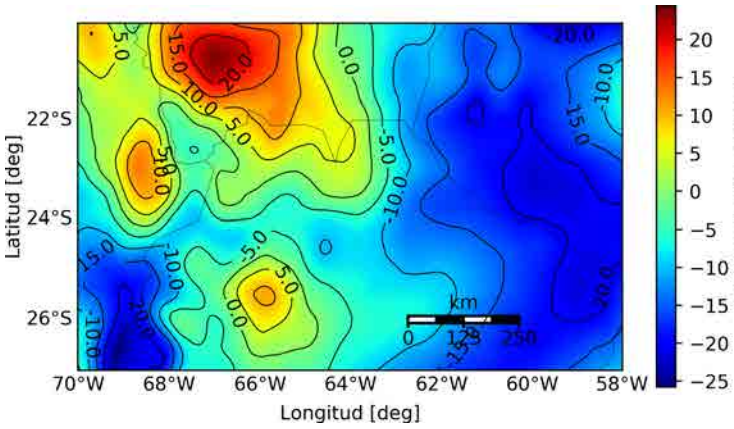


(a) Mapa de diferencia.

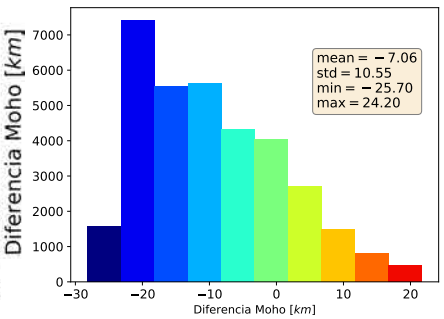


(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.31: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al*. (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 6).



(a) Mapa de diferencia.



(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.32: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al*. (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 7).

6.2.2.5. Modelo 8

En este caso, se consideraron las variaciones laterales de la corteza inferior (Figura 6.5) y el manto superior (Figura 6.4) del modelo *Chulick*. Para la inversión se utilizó el contraste de densidad variable de corteza-manto (Figura 6.6) de dicho modelo, implementando el esquema que se muestra en la Figura (6.33). De este modo, aplicando el algoritmo de Parker (1973) se calculó el Moho gravimétrico (Figura 6.34) (Modelo 8). Para ello, se utilizaron las anomalías regionales de Bouguer completas corregidas por efecto sedimentario (prolongación ascendente a 25 km) (Figura 4.9a). Luego se determinó la diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y este modelo gravimétrico (Figura 6.35).

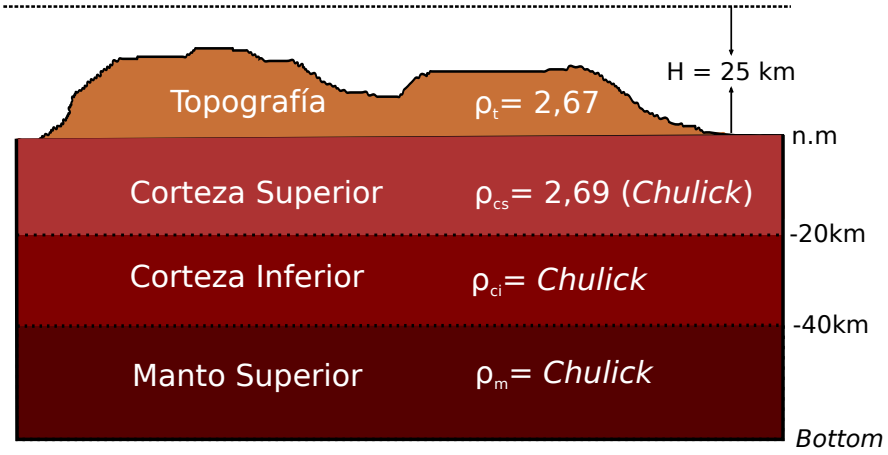


Figura 6.33: Modelo esquemático considerado para la inversión del Moho gravimétrico del Modelo 8. Siendo ρ_t y ρ_{cs}, densidades promedio de topografía (Hinze, 2003) y corteza superior, respectivamente; ρ_{ci} y ρ_m, densidades variables de la corteza inferior y del manto superior, respectivamente. *Bottom* igual a 76 km de profundidad (valor inferior a la máxima profundidad de Moho de Assumpção *et al.* (2013), para la zona de estudio).

6.2.2.6. Modelo 9

Se puede observar que al considerar las densidades variables de la corteza y el manto (Modelos 6, 7 y 8), el modelo que mejor se correlaciona con el Moho de Assumpção *et al.* (2013) es el Modelo 8. Es decir el modelo que contempla variaciones laterales de densidades, obtenidas a partir del modelo *Chulick*. Por ello, en adelante se consideran las variaciones laterales de densidades de corteza y manto según este modelo en las inversiones gravimétricas.

Con el fin de evaluar, la influencia de la discontinuidad litosfera-astenosfera (LAB) en las anomalías gravimétricas y por consiguiente en la inversión del Moho gravimétrico, se evaluaron las profundidades de dicha superficie de dos modelos (Hamza y Vieira (2012) y

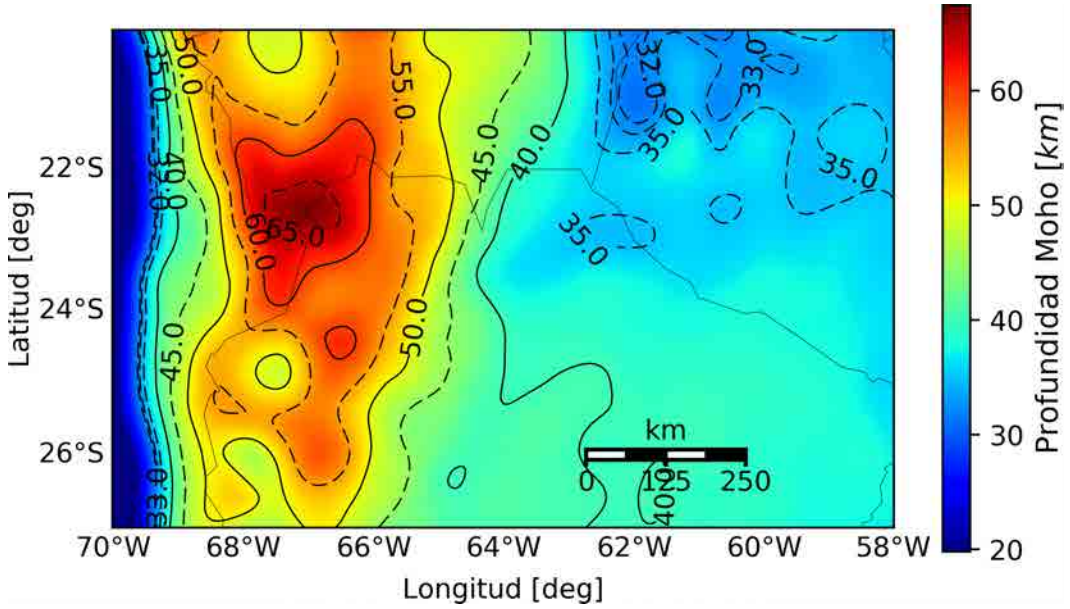
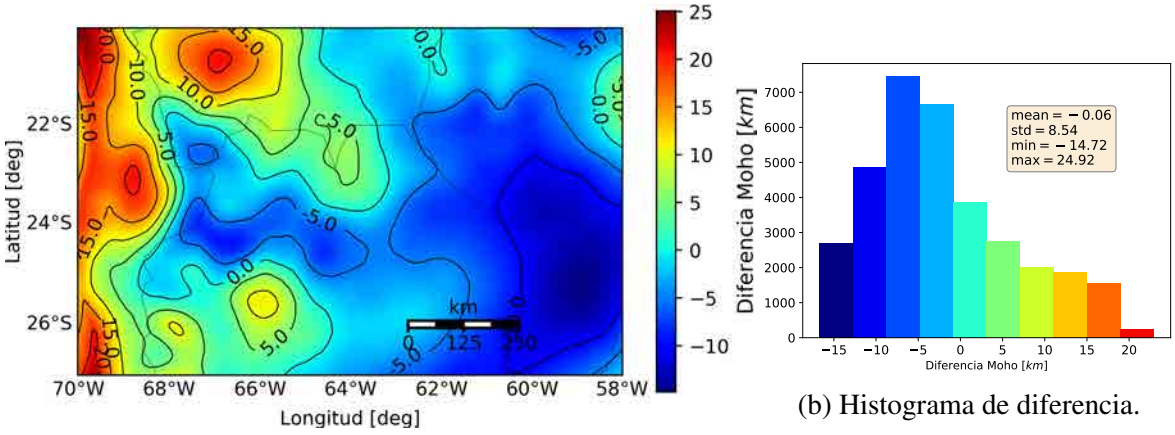


Figura 6.34: Moho gravimétrico (Modelo 8), ver en texto para detalle.

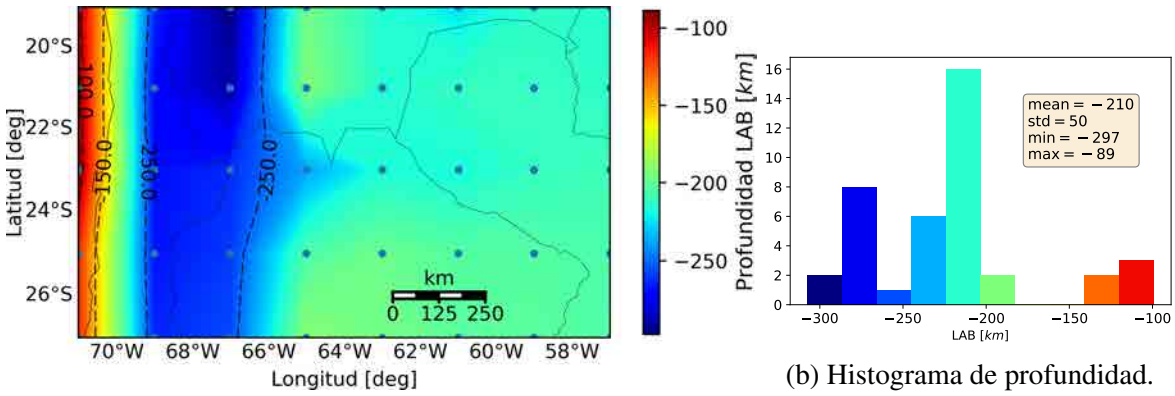


(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.35: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 8).

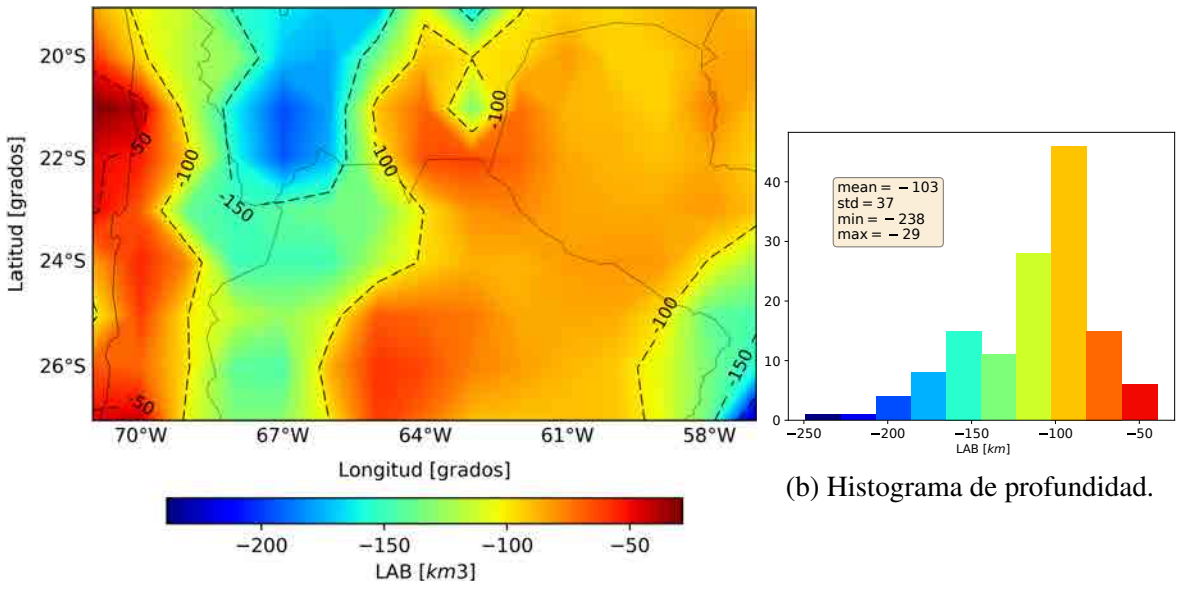
Pasyanos *et al.* (2014)). Las profundidades del LAB de ambos modelos se muestran en las Figuras (6.36 y 6.37, respectivamente). Como se puede observar la máximas profundidades del modelo de Hamza y Vieira (2012) son del orden de los 300 km bajo los Andes Centrales, mientras que en el modelo de Pasyanos *et al.* (2014) son del orden de los 200 km. Al comparar estos valores, con las máximas profundidades de LAB determinadas a partir de funciones receptoras por Heit *et al.* (2007) a lo largo de un perfil que atraviesa los Andes Centrales, observamos mejor correlación con el modelo de Pasyanos *et al.* (2014). Por este motivo, elegiremos este modelo de LAB (Pasyanos *et al.*, 2014) para corregir las anomalías gravimétricas, a ser sometidas a la inversión gravimétrica.



(a) Mapa de profundidad.

(b) Histograma de profundidad.

Figura 6.36: Profundidades de la discontinuidad litosfera-astenosfera (LAB) de Hamza y Vieira (2012).



(a) Mapa de profundidad.

(b) Histograma de profundidad.

Figura 6.37: Profundidades de la discontinuidad litosfera-astenosfera de Pasyanos *et al.* (2014).

Luego, se calculó el efecto gravimétrico directo (Figura 6.38) que genera la discontinuidad LAB de Pasyanos *et al.* (2014), aproximándose a través de prismas rectangulares, entre dicha superficie (Figura 6.37) y la superficie promedio de 100 km (ver valor medio de la zona en Figura 6.37b). Esto se llevó a cabo utilizando las funciones *fatiando.gravmag* de Fatiando a Terra (Uieda *et al.*, 2014) y considerando un contraste de densidad del LAB constante igual a 0,06 g/cm^3. Este valor, representa el promedio del contraste de densidad del LAB de la región, obtenido a partir del modelo *Lithos1.0* (Figura 6.14b). Se utilizó un valor constante, ya que las variaciones, entre mínimo y máximo, para la región, son poco significativas (ver valores en la Figura 6.14b).

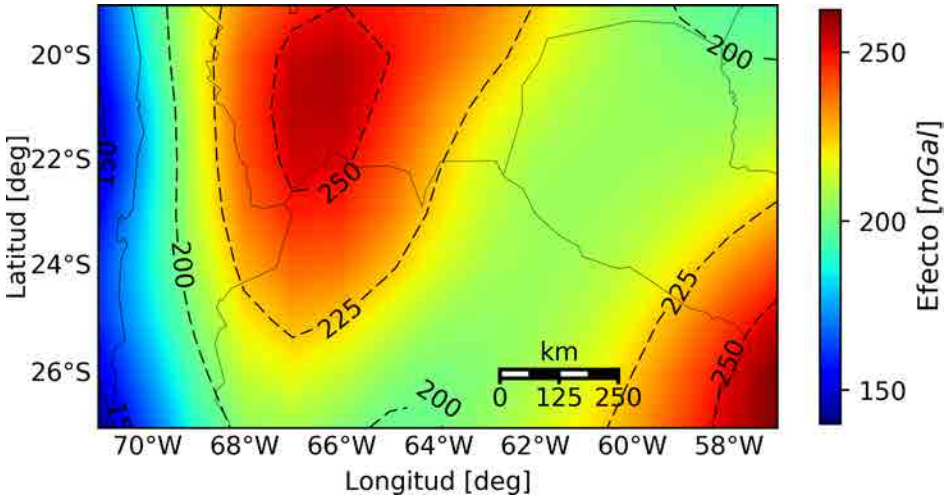


Figura 6.38: Efecto gravimétrico directo que genera el LAB (Pasyanos *et al.*, 2014), considerando un contraste de densidad litosfera-astenosfera constante igual a 0,06 g/cm^3.

Una vez estimado el efecto gravimétrico del LAB (Figura 6.38), fue descontado de las anomalías de Bouguer completas corregidas por efecto sedimentario (Figura 3.23), obteniendo un mapa de anomalías de Bouguer completas, corregidas por cuencas sedimentarias y LAB $ABct_{CS_cLAB}$. Luego, se aplicó filtrado por continuación ascendente (a una altitud de 25 km), para estimar el un mapa de anomalías regionales. A partir de estas anomalías regionales, considerando el modelo esquemático (Figura 6.33) se invirtió el Moho gravimétrico (Modelo 9) (Figura 6.39). Este modelo contempla el efecto que generan las cuencas sedimentarias, las variaciones laterales de densidades de corteza cristalina y manto superior, además de la discontinuidad de LAB. Las diferencias entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho del Modelo 9 se visualizan en la Figura (6.40).

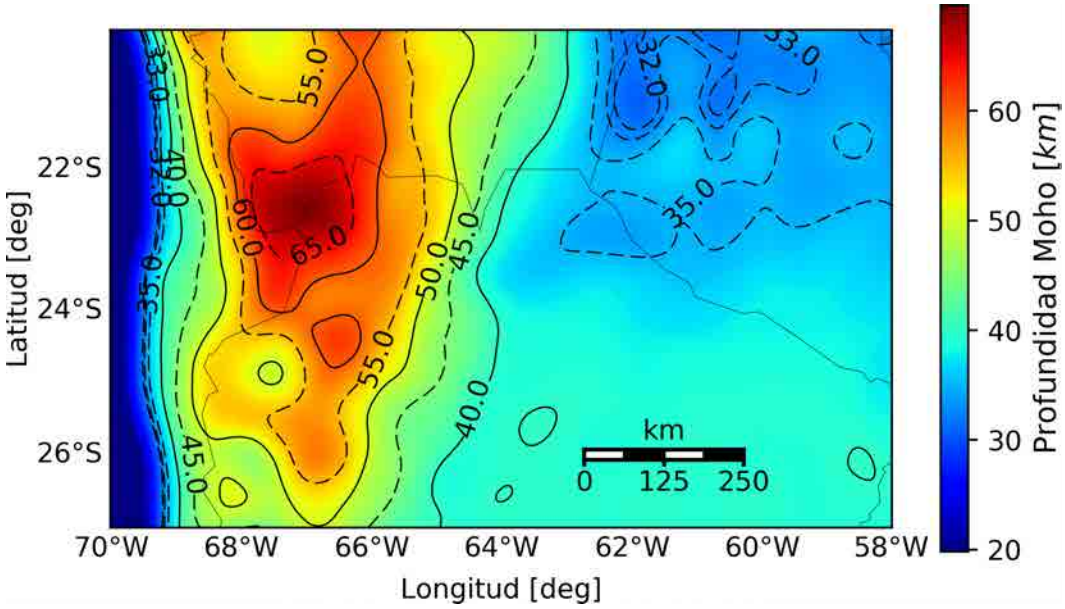
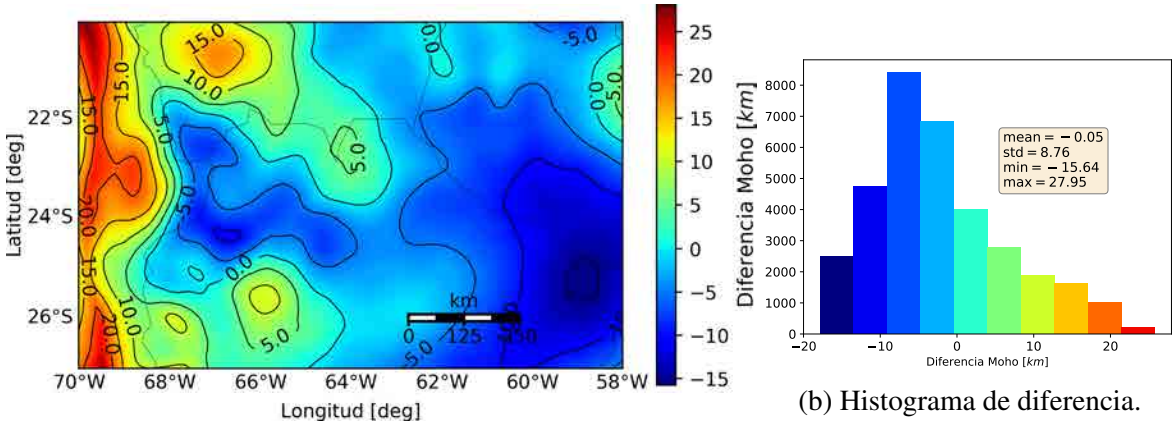


Figura 6.39: Moho gravimétrico (Modelo 9), ver en texto para detalle.



(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.40: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 9).

6.2.2.7. Modelos 10 al 14

Se puede observar en los mapas de diferencias entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y los Modelos 8 y 9 (Figuras 6.35a y 6.40a) una zona de diferencia del orden de los 15-25 km de norte a sur, paralela a la trinchera. Esto implica estimaciones de profundidades de ambos modelos (8 y 9), inferiores a las estimadas por Assumpção *et al.* (2013). Esto podría deberse a que dichos modelos, consideran efecto sedimentario, variaciones laterales de densidades de la corteza inferior y el manto superior (debajo el Moho), y efecto LAB en el caso del Modelo 9; pero no se consideran las influencias de la litosfera oceánica subducida. Por ello, se calculó el efecto que genera la placa litosférica oceánica, para corregir por placa

las anomalías gravimétricas. Para ello, se utilizaron las profundidades de la losa reportadas por Hayes *et al.* (2012) (*SLAB1.0*) (Figura 6.41). Se analizaron dos modelos:

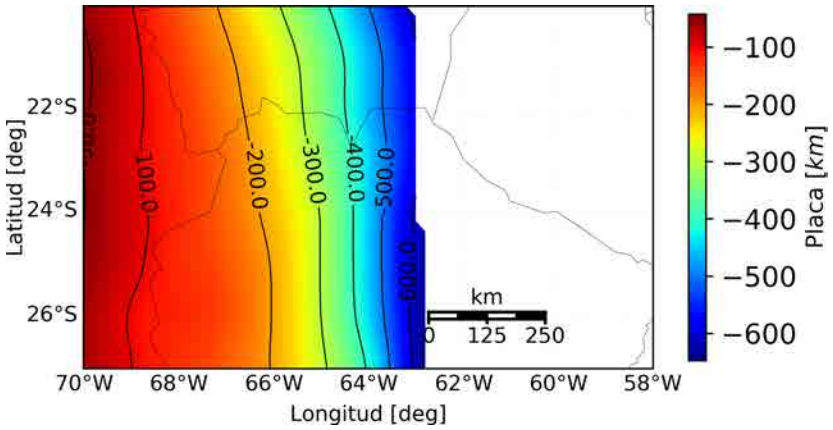


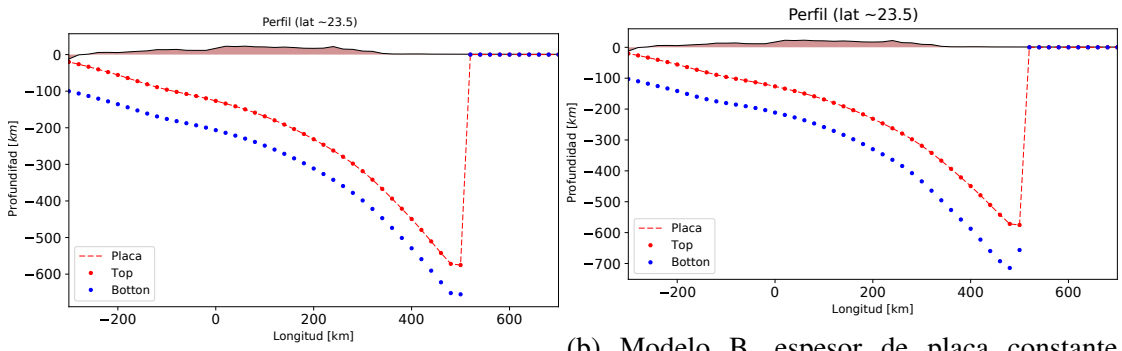
Figura 6.41: Profundidades de placa Hayes de Hayes *et al.* (2012).

A) En un primer modelo simple se considera como *top* las profundidades del *SLAB1.0*, y como *bottom* de la placa litosférica oceánica a las profundidades del *SLAB1.0* más 80 km.

B) En un segundo modelo se considera un espesor de litosfera oceánica constante igual a 80 km (H_{losa}), siguiendo los aportes de Introcaso y Pacino (1988), Gimenez (1997) y Ruiz e Introcaso (2001). En este sentido el *top* son las profundidades del *SLAB1.0*, y *bottom* se determinó a partir de la implementación de la Ecuación (6.6) bajo el lenguaje de programación de *Python*. Se trazó un perfil que atraviesa toda la zona de estudio a una latitud $\sim$ 23,5° S, para visualizar las diferencias en los modelos (Figura 6.42). Se observa en el primer modelo, como disminuye el espesor de litosfera oceánica con el aumento de la profundidad de la losa, como es de esperar debido al aumento del ángulo de subducción (Figura 6.42a). Mientras que el segundo modelo preserva su espesor a lo largo de toda la placa litosférica oceánica (Figura 6.42b).

$$Zb_{i,j} = Zt_{i,j} + \frac{H_{losa}}{cos\big(\arctan\big(\frac{Zt_{i,j} - Zt_{i,j-1}}{Zt_{i,j-1} - Zt_{i,j}}\big)\big)} \tag{6.6}$$

Luego a ambos modelos se les calculó el efecto gravimétrico directo, aproximándose a través de prismas rectangulares, entre el *top* y *bottom* de cada modelo, modelo A (Figura 6.43a) y modelo B (Figura 6.43b). Esto se llevó a cabo utilizando las funciones *fatiando.gravmag* de Fatiando a Terra (Uieda *et al.*, 2014) y considerando un contraste de densidad constante igual a 0,01 g/cm^3. Las diferencias entre ambos efectos gravimétricos se visualizan en la Figura (6.44). Como se puede observar considerando un valor pequeño de contraste

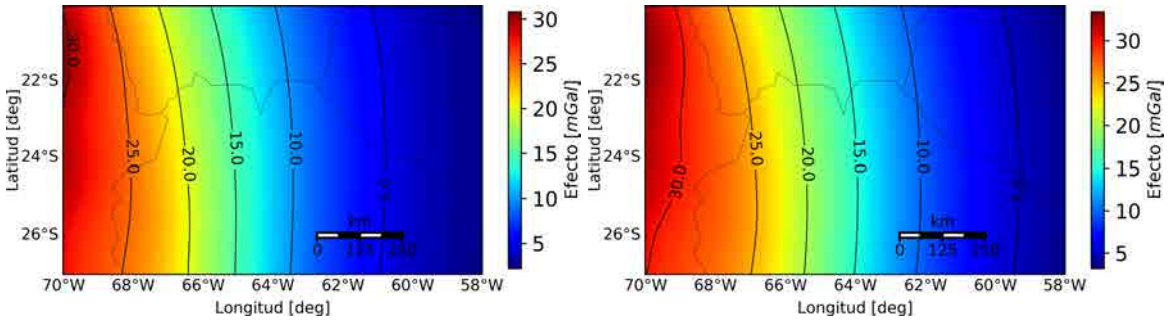


(a) Modelo A, espesor de placa variable.

(b) Modelo B, espesor de placa constante ($H_{losa} = 80\ km$.

Figura 6.42: Perfil transversal a los Andes Centrales trazado a los $\sim$ 23,5° S de latitud sur.

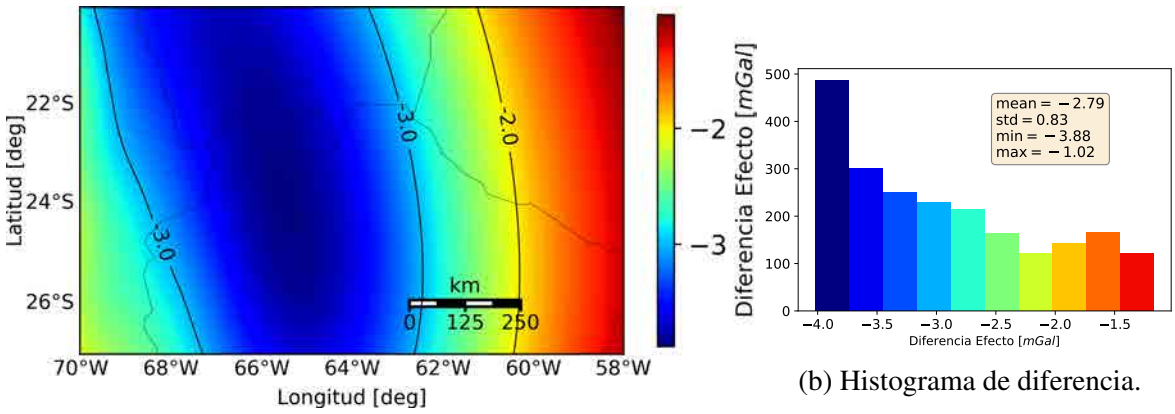
de densidad (0,01 g/cm^3), implica diferencias de hasta 4 $mGal$ entre los efectos gravimétricos de los modelos A y B. En adelante se utilizan los espesores de losa constante, debido a que éste parece ser técnicamente más aceptable.



(a) Efecto de placa (modelo A).

(b) Efecto de placa (modelo B).

Figura 6.43: Efecto gravimétrico de la litosfera oceánica subducida, considerando un contraste de densidad constante de 0,01 g/cm^3.



(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.44: Diferencia entre los efectos gravimétricos de la litosfera oceánica según los modelos A y B.

Para elegir el valor más adecuado de contraste de densidad de la losa subducida se con-

siderarán varios valores: 0,02 g/cm^3 (Modelo 10), 0,05 g/cm^3 (Modelo 11), 0,1 g/cm^3 (Modelo 12), 0,15 g/cm^3 (Modelo 13) y 0,2 g/cm^3 (Modelo 14). El efecto gravimétrico fue calculado del mismo modo e implementando primas para aproximar el modelo de losa de espesor constante (modelo B). Una vez estimado el efecto gravimétrico de la placa oceánica fue descontado de las de anomalías de Bouguer completas corregidas por sedimentos y por LAB ($ABct_{CS_cLAB_cPlaca}$). Se aplicó filtrado por prolongación ascendente (a una altitud de 25 km), para estimar un mapa de anomalías regionales. A partir de estas anomalías regionales, considerando el modelo esquemático (Figura 6.33) se invirtieron los respectivos modelos de Moho gravimétrico: Modelos 10 al 14 (Figuras 6.45, 6.47, 6.49, 6.51, 6.53, respectivamente). Las diferencias entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y estos modelos gravimétricos se visualizan en las Figuras (6.46, 6.48, 6.50, 6.52, 6.54, respectivamente).

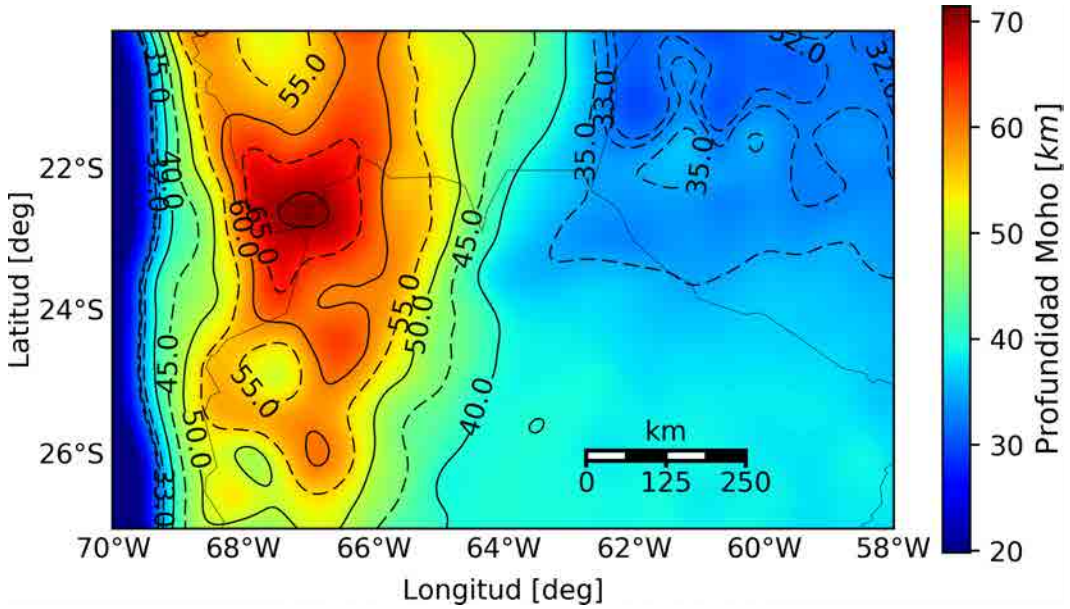
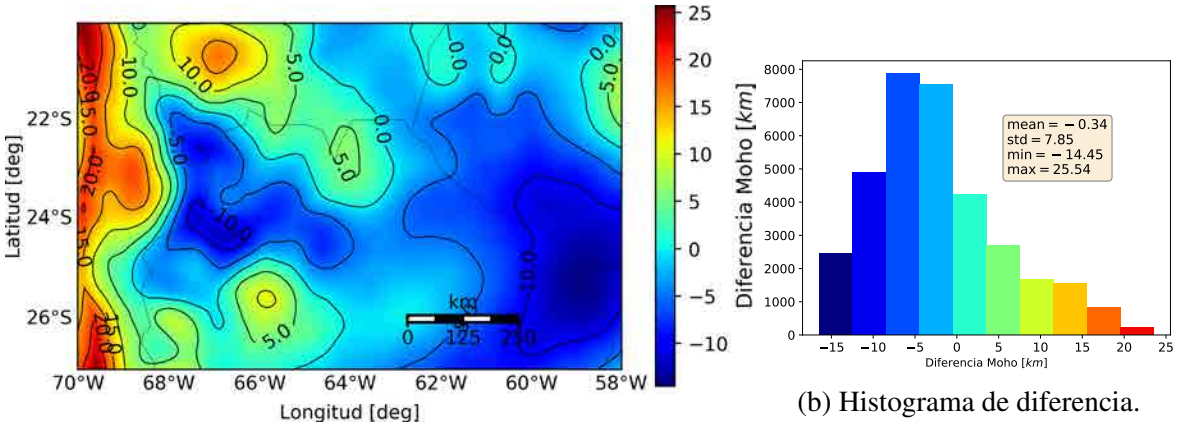


Figura 6.45: Moho gravimétrico (Modelo 10), ver en texto para detalle.



(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.46: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 10) que considera un contraste de densidad de losa oceánica subducida constante igual a 0,02 g/cm^3.

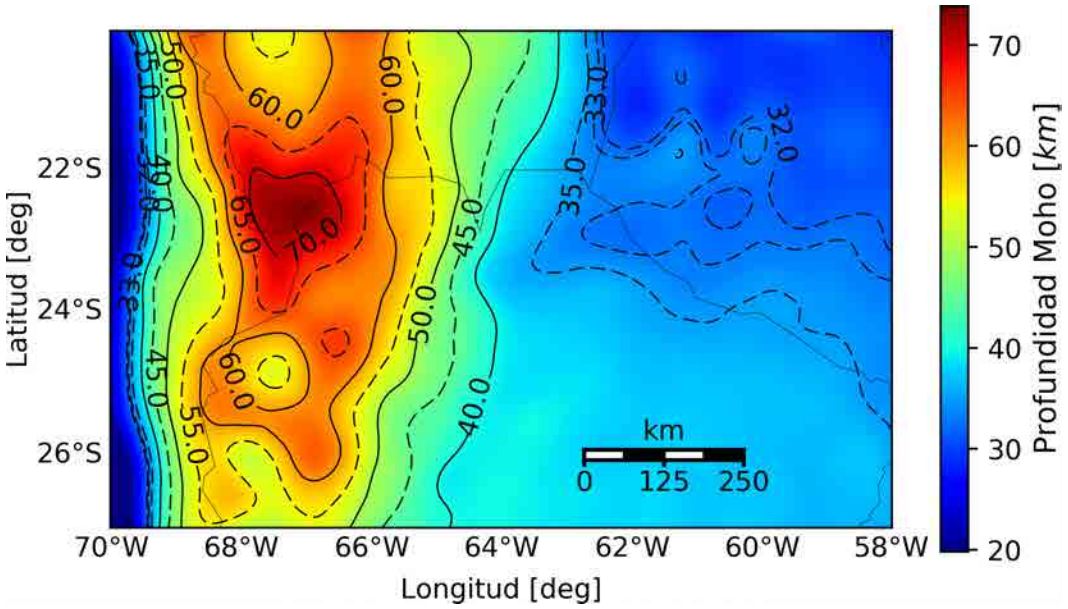
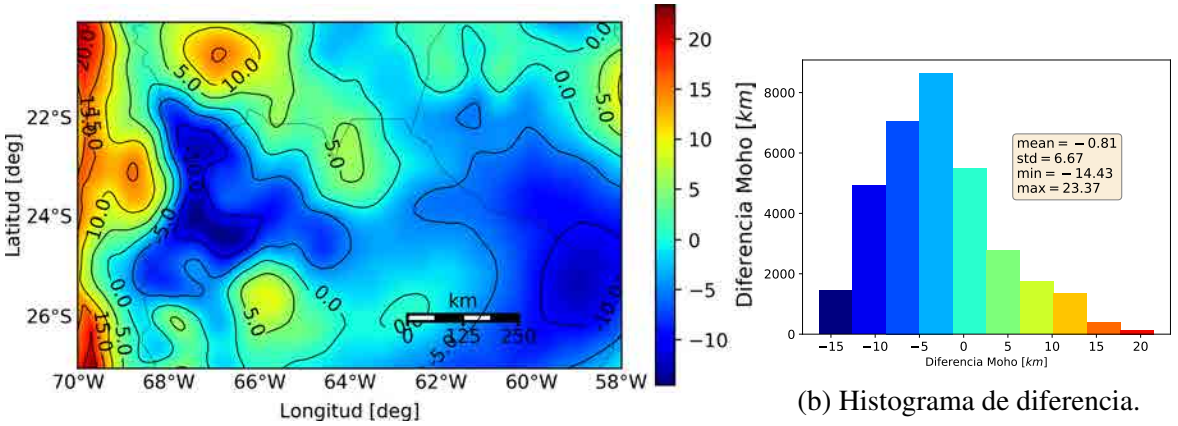


Figura 6.47: Moho gravimétrico (Modelo 11), ver en texto para detalle.



(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.48: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 11) que considera un contraste de densidad de losa oceánica subducida constante igual a 0,05 g/cm^3.

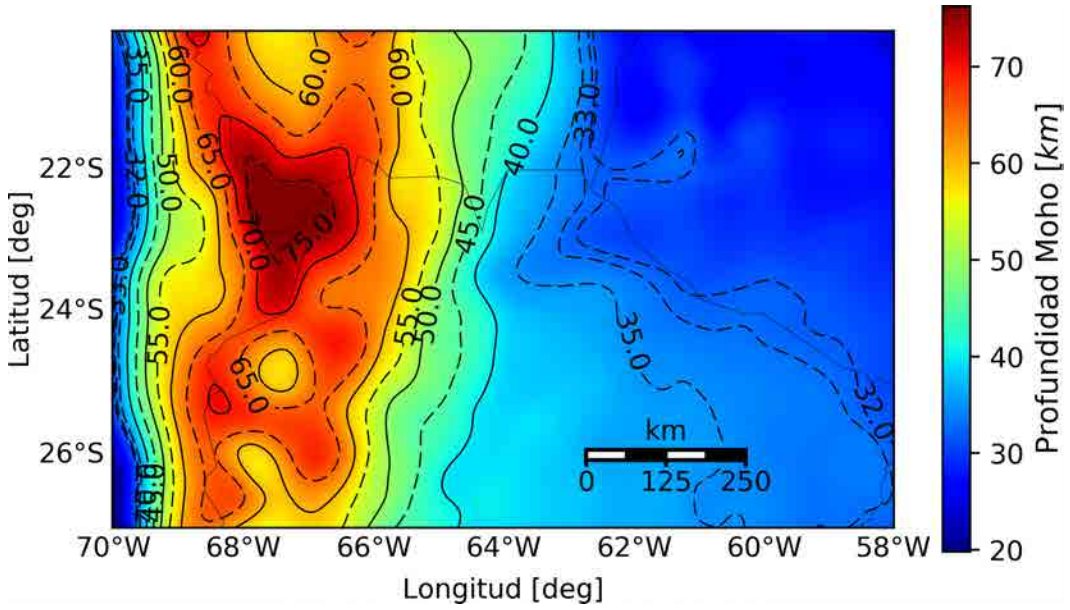
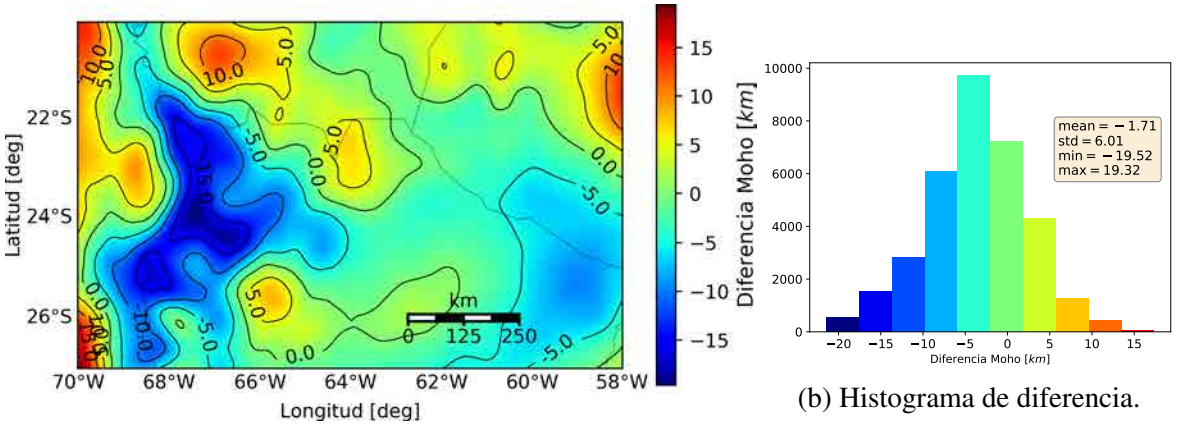


Figura 6.49: Moho gravimétrico (Modelo 12), ver en texto para detalle.



(a) Mapa de diferencia.

(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.50: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 12) que considera un contraste de densidad de losa oceánica subducida constante igual a 0,1 g/cm^3.

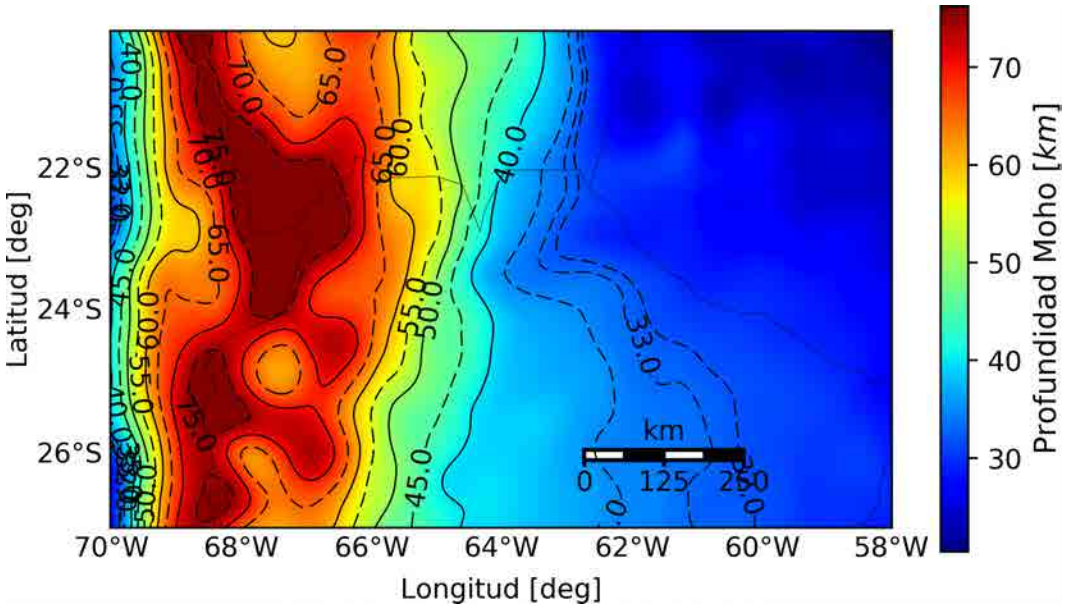
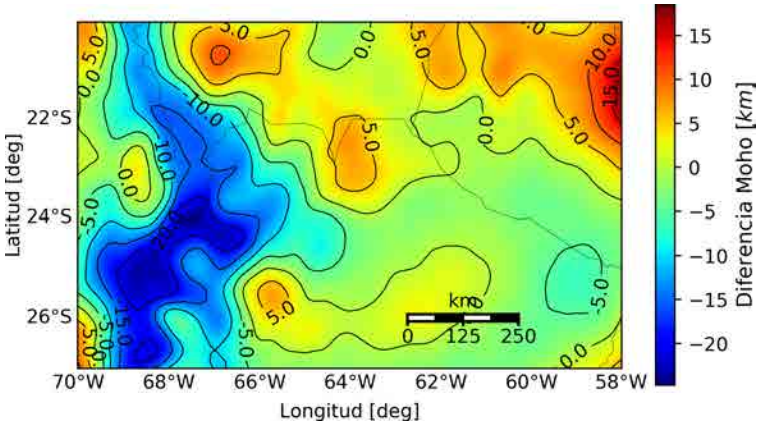
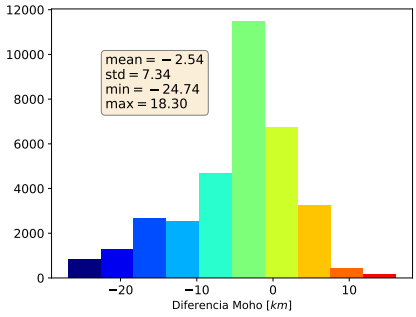


Figura 6.51: Moho gravimétrico (Modelo 13), ver en texto para detalle.



(a) Mapa de diferencia.



(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.52: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 13) que considera un contraste de densidad de losa oceánica subducida constante igual a 0,15 g/cm^3.

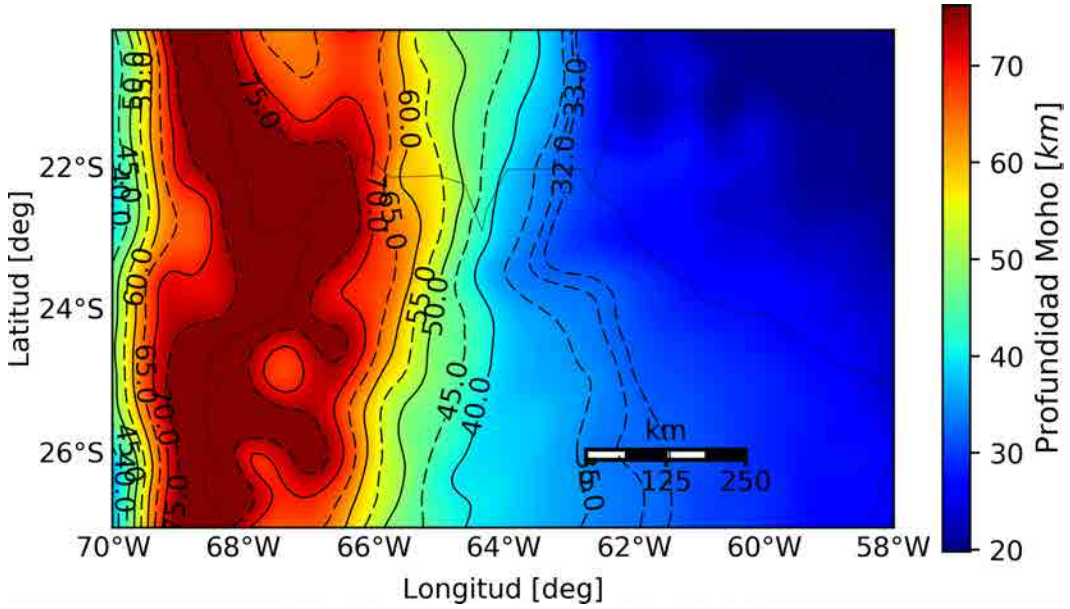
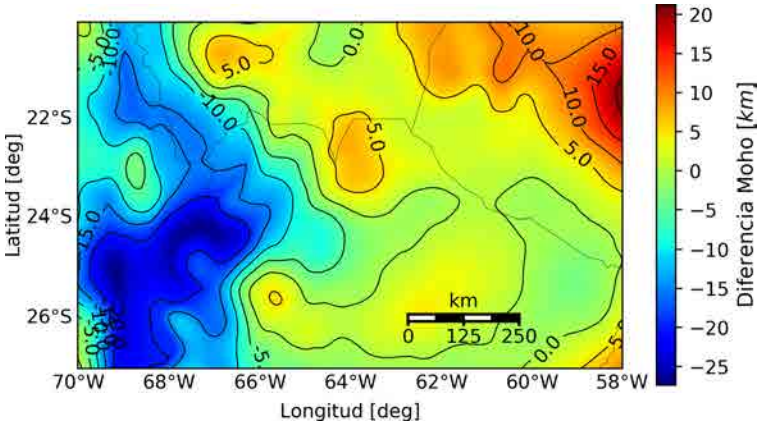
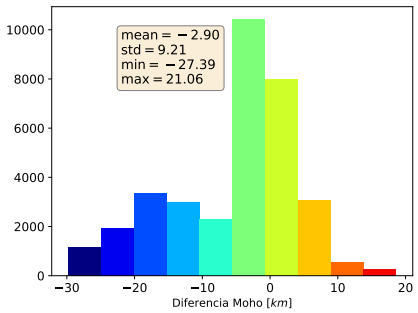


Figura 6.53: Moho gravimétrico (Modelo 14), ver en texto para detalle.



(a) Mapa de diferencia.



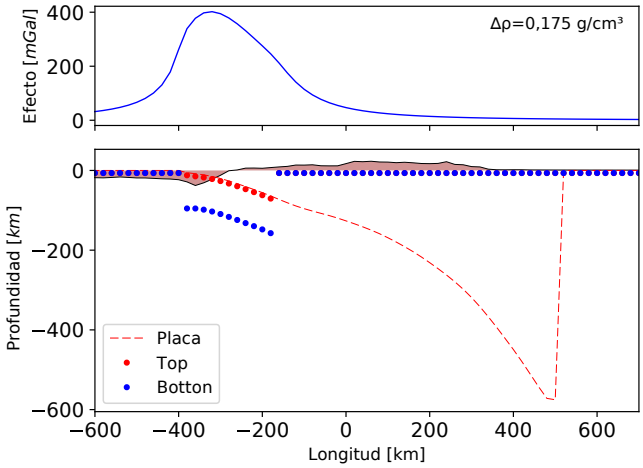
(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.54: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 14) que considera un contraste de densidad de losa oceánica subducida constante igual a 0,2 g/cm^3.

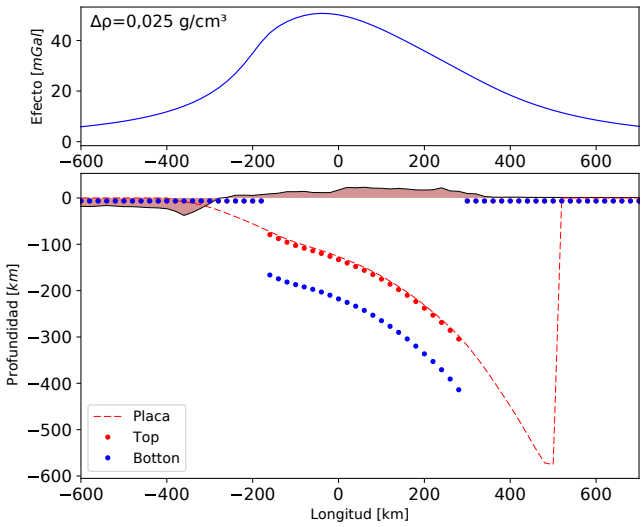
6.2.2.8. Modelo 15

En la sección anterior, una serie de modelos de Moho fueron invertidos (Modelos 10 a 14), variando de un modelo a otro el valor de densidad de contraste. Dichos modelos fueron computados con el fin de eliminar la discrepancia observada (en la región occidental, paralela a la trinchera) entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y los modelos sin corregir por placa subducida (Modelos 8 y 9). En estos modelos (10 al 14), se puede observar, que a medida que aumenta valor de contraste utilizado para corregir el efecto de la placa de Nazca, esta diferencia observada hacia la trinchera va disminuyendo, hasta desaparecer ($\sim$ Modelo 13), inclusive llegando a ser negativa (Modelo 14). Teniendo esto en consideración, se podría

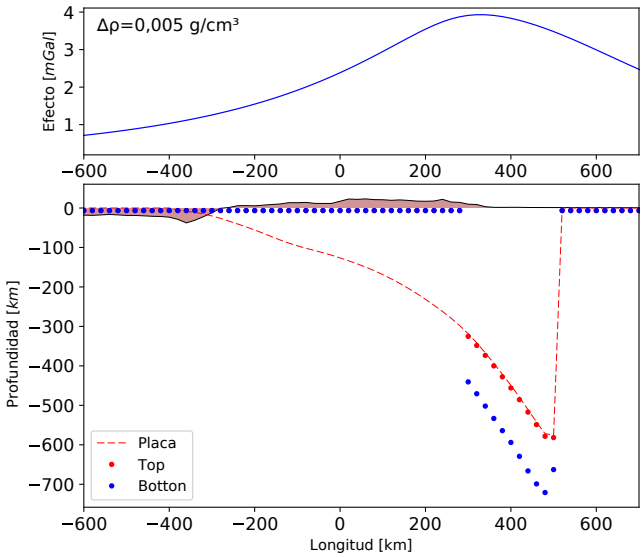
estimar que el valor de contraste de densidad más adecuado para corregir por placa en la región analizada se encuentra entre 0,15 y 0,2 g/cm^3. Sin embargo, ambos modelos saturan en la máxima profundidad *Bottom* hacia el este de la trinchera. Esto nos llevó a pensar que el valor de contraste más representativo para corregir por placa sea variable. Donde, hacia la trinchera el contraste de densidad sea el mencionado, pero hacia la región oriental, es decir hacia zonas de mayor profundidad de losa el contraste de densidad debería ser menor. Por este motivo una serie de modelos de placa subducida de densidades variables fueron computados, buscando el valor de densidad más representativo. El modelo seleccionado, consiste en tres segmentos, el primero de 0 a 70 km de profundidad con una densidad de contraste igual a 0,175 g/cm^3 (valor medio entre 0,15 g/cm^3 y 0,2 g/cm^3), el segundo segmento de 70 a 300 km con una densidad contraste de 0,05 g/cm^3 y el último conformado para profundidades mayores que 300 km con una densidad de 0,0025 g/cm^3. Estas profundidades se seleccionaron basados, aproximadamente, en las máximas profundidades de las discontinuidades corteza-manto y litosfera-astenosfera para la región de estudio. El computo del efecto gravimétrico de cada una de estas porciones de placa, se llevó a cabo por separado, en la Figura (6.55) se muestra en un perfil trazado a los $\sim$ 23,5° S, los efectos gravimétricos de cada una de las secciones de placa consideradas. Para el cómputo de los efectos directos se utilizó la misma metodología de los Modelos 10 a 14, utilizando espesor de losa constante (modelo B). Luego, al superponer los tres se obtuvo el efecto de losa variable que se muestra en la Figura (6.56).



(a) Losa (0 - 70 km).



(b) Losa (70 - 300 km).



(c) Losa ($>$ 300 km).

Figura 6.55: Perfil transversal a los Andes Centrales trazado a los $\sim$ 23,5 $^{\circ}$ S. Efecto gravimétrico de la losa oceánica para diferentes segmentos de losa. Topo-batimetría (Amante y Eakins, 2009) exagerada 5 veces. Profundidades de Placa de Hayes *et al.* (2012).

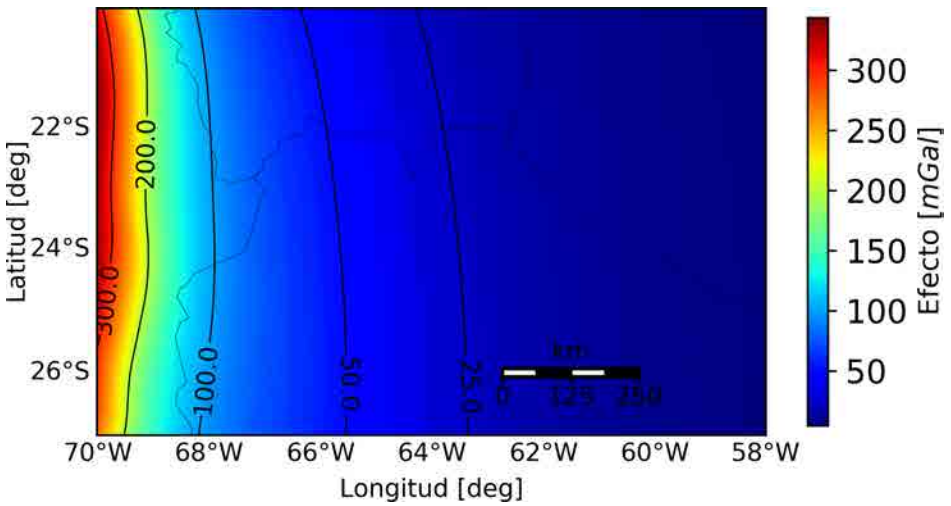


Figura 6.56: Efecto gravimétrico de placa, calculada con densidad variable.

El efecto gravimétrico de la placa oceánica con densidad variable (Figura 6.56), fue descontado de las de anomalías de Bouguer completas corregidas por sedimentos y por LAB ($ABct_{CS_cLAB_cPlaca(variable)}$). Nuevamente se les aplicó filtrado por prolongación ascendente (a una altitud de 25 km), para estimar el mapa de anomalías regionales. A partir de estas anomalías regionales, considerando el modelo esquemático (Figura 6.33) se invirtió el Moho gravimétrico (Modelo 15) (Figura 6.57). La diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y este Modelo (15) se visualiza en la Figura (6.58). En la Tabla (6.5), se muestra un resumen de las diferencias entre los 15 modelos gravimétricos invertidos y el Moho de Assumpção *et al.* (2013).

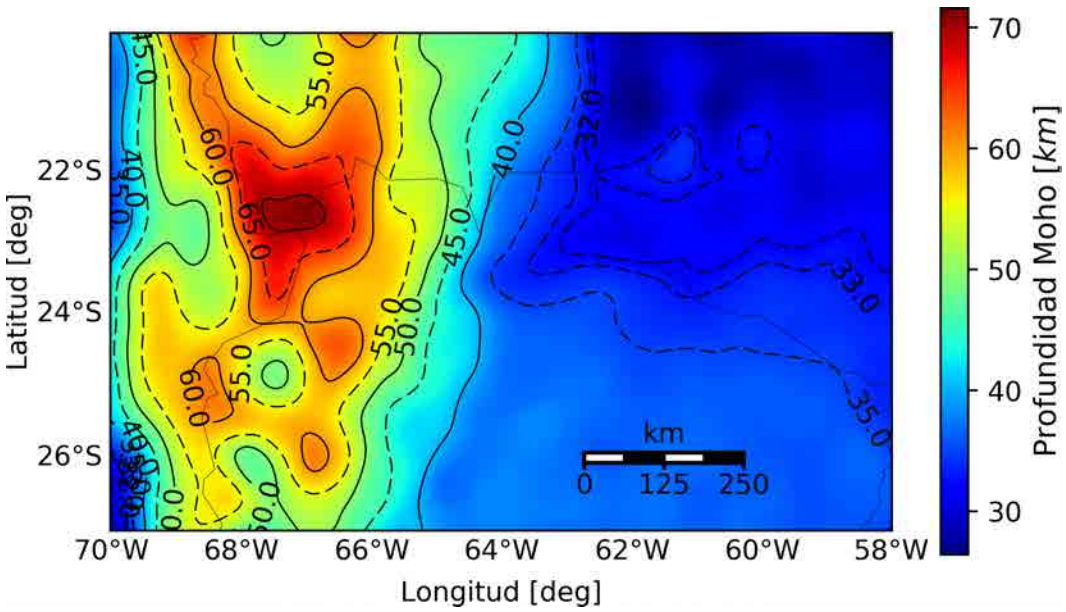
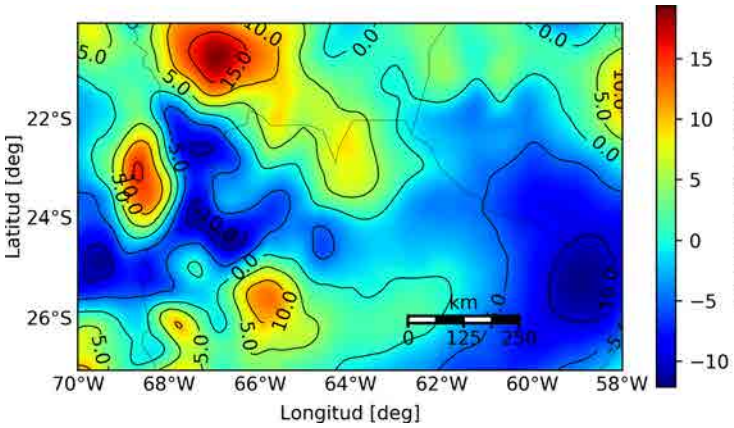
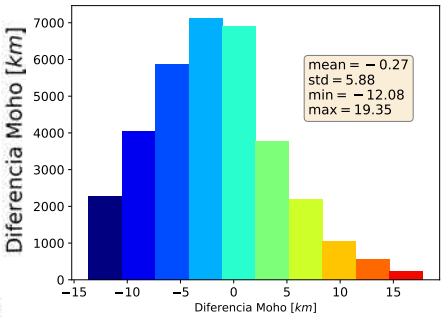


Figura 6.57: Moho gravimétrico (Modelo 15), ver en texto para detalle.



(a) Mapa de diferencia.



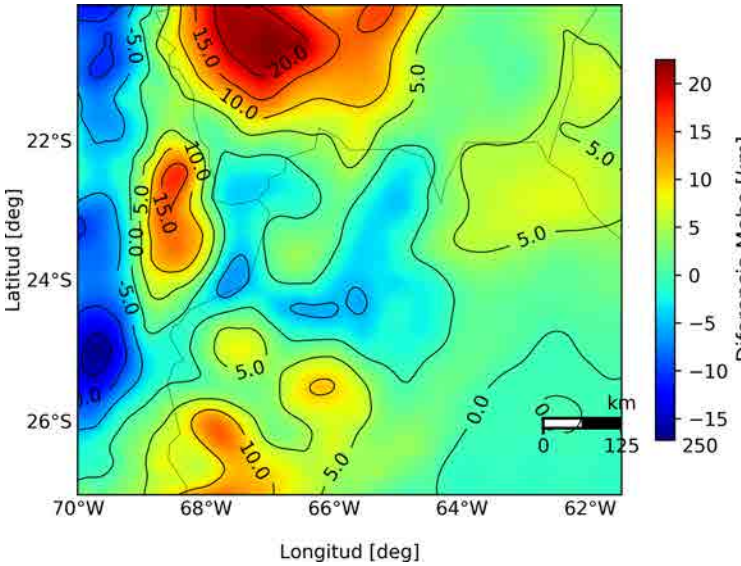
(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.58: Diferencia entre el Moho de Assumpção *et al.* (2013) y el Moho gravimétrico (Modelo 15).

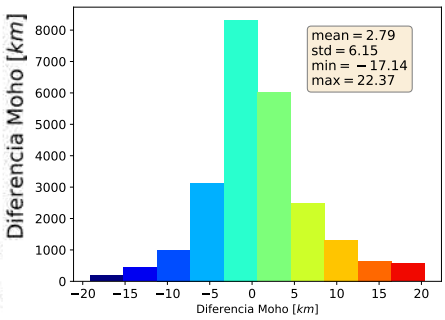
	Valores estadísticos $[km]$			
Modelo	$mean$	std	min	max
Modelo 1 ($ABct$) ($\Delta\rho$=0,43)	-0,45	5,96	-11,63	16,29
Modelo 2 ($ABct$) ($\Delta\rho$=0,38)	-1,54	5,69	-15,03	15,22
Modelo 3 ($ABct_{CS}$) ($\Delta\rho$=0,43)	0,64	5,99	-9,85	19,83
Modelo 4 ($ABct_{CS}$) ($\Delta\rho$=0,38)	-0,30	5,83	-14,02	17,25
Modelo 5 ($ABct_{CS}$) ($\Delta\rho$=0,40)	0,10	5,85	-12,21	18,36
Modelo 6 ($ABct_{CS}$) ρ_c y ρ_m (*Lithos1.0*)	-6,54	11,29	-25,33	25,08
Modelo 7 ($ABct_{CS}$) ρ_c (*Lithos1.0*) ρ_m (*Chulick*)	-7,06	10,55	-25,70	24,20
Modelo 8 ($ABct_{CS}$) ρ_c y ρ_m (*Chulick*)	-0,06	8,54	-14,72	24,92
Modelo 9 ($ABct_{CS_cLAB}$) ρ_c y ρ_m (*Chulick*)	-0,05	8,76	-15,64	27,95
Modelo 10 ($ABct_{CS_cLAB_cPlaca(0,02)}$) ρ_c y ρ_m (*Chulick*)	-0,34	7,85	-14,5	25,54
Modelo 11 ($ABct_{CS_cLAB_cPlaca(0,05)}$) ρ_c y ρ_m (*Chulick*)	-0,81	6,67	-14,43	23,37
Modelo 12 ($ABct_{CS_cLAB_cPlaca(0,1)}$) ρ_c y ρ_m (*Chulick*)	-1,71	6,01	19,52	19,32
Modelo 13 ($ABct_{CS_cLAB_cPlaca(0,15)}$) ρ_c y ρ_m (*Chulick*)	-2,54	7,34	-24,74	18,30
Modelo 14 ($ABct_{CS_cLAB_cPlaca(0,2)}$) ρ_c y ρ_m (*Chulick*)	-2,90	9,21	-27,39	21,06
Modelo 15 ($ABct_{CS_cLAB_cPlaca(variable)}$) ρ_c y ρ_m (*Chulick*)	-0,27	5,88	-12,08	19,35

Tabla 6.5: Análisis estadístico de las diferencias entre las profundidades del Moho Assumpção *et al.* (2013) y los Moho gravimétricos determinado a partir de datos terrestres. Siendo; $mean$, std, min y max; el promedio, la desviación estándar, el mínimo y el máximo, respectivamente. Con ρ_c, ρ_m y $\Delta\rho$, densidad variable de corteza, densidad variable de manto, contraste de densidad corteza-manto constante, con valores en g/cm^3. $ABct$, Anomalías de Bouguer completas (Figura 3.20). $ABct_{CS}$, Anomalías de Bouguer completas corregidas por efecto sedimentario (Figura 3.23). $ABct_{CS_cLAB}$ Anomalías de Bouguer completas corregidas por efecto sedimentario y por LAB. $ABct_{CS_cLAB_cPlaca(0,02)}$ Anomalías de Bouguer completas corregidas por efecto sedimentario, por LAB y por placa (densidad constante 0,02 g/cm^3).

A modo comparativo, también se estimaron las diferencias entre los Mohos reportados para la zona por Feng *et al.* (2007), Tassara y Echaurren (2012) y Uieda y Barbosa (2017) y este último modelo de Moho invertido (Modelo 15); que se visualizan en las Figuras 6.61, 6.59 y 6.60, respectivamente. En la Tabla (6.6) se muestra un detalle de la estadística de las diferencias entre los Mohos reportados por otros autores (Feng *et al.*, 2007; Tassara y Echaurren, 2012; Assumpção *et al.*, 2013; Uieda y Barbosa, 2017) y el último Moho invertido (Modelo 15).

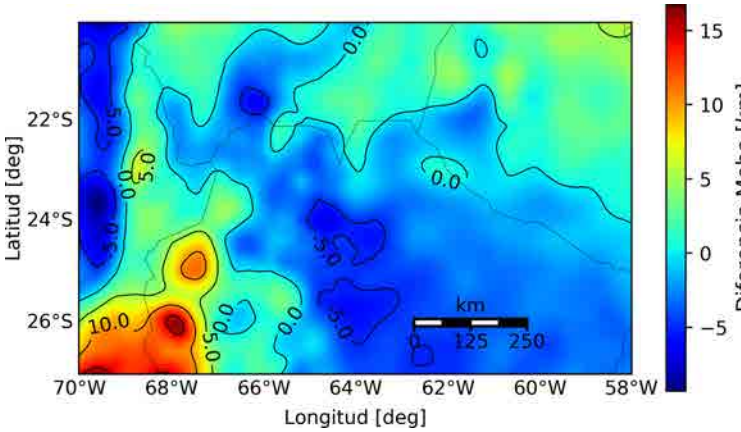


(a) Mapa de diferencia.

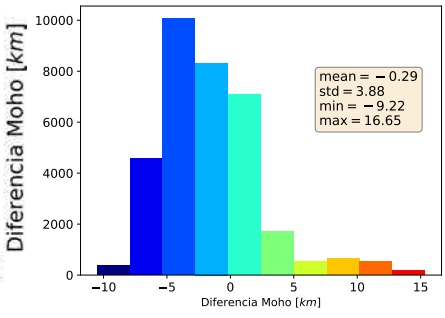


(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.59: Diferencia entre el Moho de Tassara y Echaurren (2012) y el Moho gravimétrico (Modelo 15).

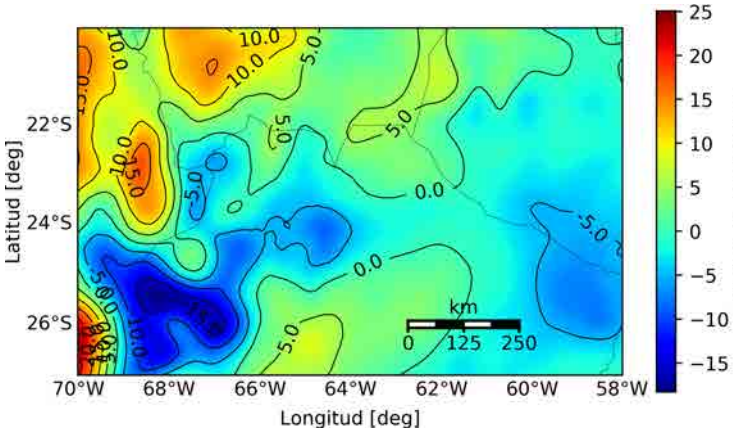


(a) Mapa de diferencia.

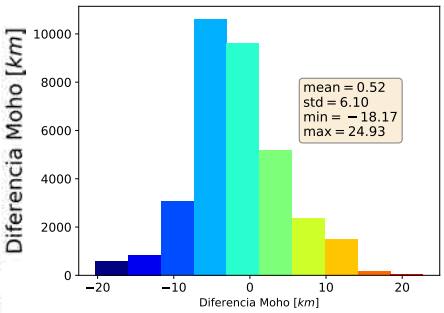


(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.60: Diferencia entre el Moho de Uieda y Barbosa (2017) y el Moho gravimétrico (Modelo 15).



(a) Mapa de diferencia.



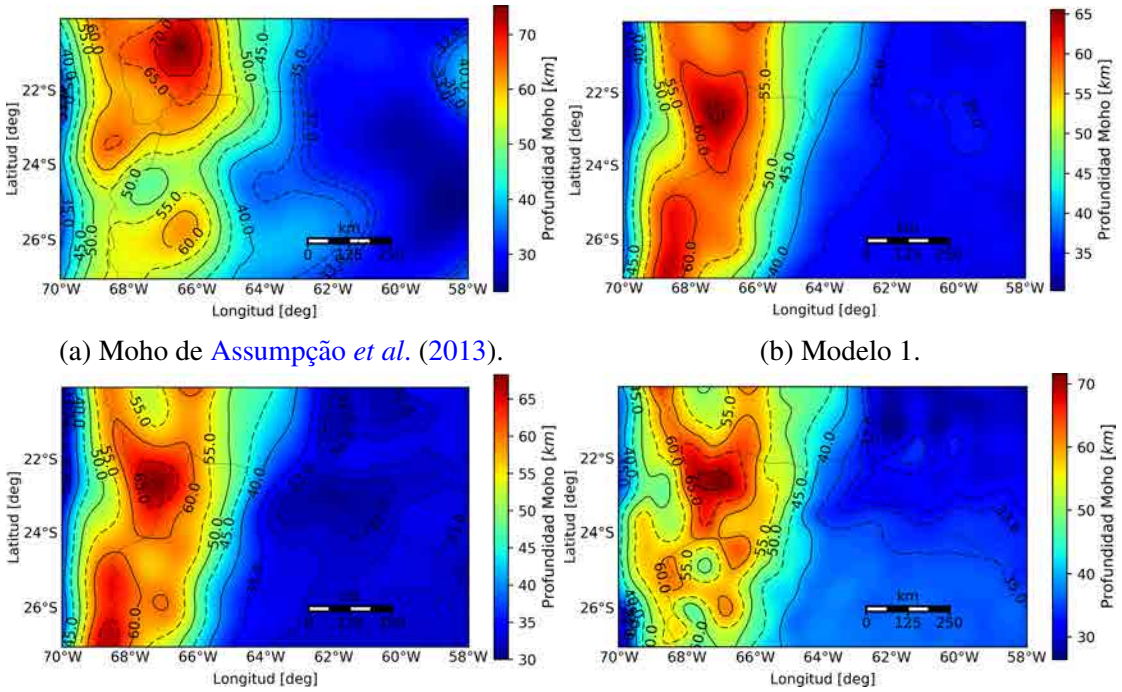
(b) Histograma de diferencia.

Figura 6.61: Diferencia entre el Moho de Feng *et al.* (2007) y el Moho gravimétrico (Modelo 15).

	Diferencia Moho de Gravimétrico (Modelo 15)			
	Media	desviación estándar	mínimo	máximo
Moho Assumpção *et al.* (2013)	-0,27	5,88	-12,08	19,35
Moho Feng *et al.* (2007)	0,52	6,10	-18,17	24,93
Moho Tassara y Echaurren (2012)	2,79	6,15	-17,14	22,37
Moho Uieda y Barbosa (2017)	-0,29	3,88	-9,22	16,65

Tabla 6.6: Valores estadísticos de las diferencias entre los Mohos reportados por Feng *et al.* (2007), Tassara y Echaurren (2012), Assumpção *et al.* (2013) y Uieda y Barbosa (2017) y el último Moho gravimétrico invertido (Modelo 15).

En la Figura 6.62 se muestran los Mohos gravimétricos representativos de las 15 inversiones (Modelos 1, 5 y 15) y el Moho reportado por Assumpção *et al.* (2013). Del mismo modo, para comparar estos modelos de Moho gravimétrico representativos con los modelos de Moho reportados por otros autores (Feng *et al.*, 2007; Tassara y Echaurren, 2012; Assumpção *et al.*, 2013; Uieda y Barbosa, 2017), se trazaron cinco perfiles transversales a los Andes, de los 22 a 26 ° S (Figuras 6.63 a la 6.67, respectivamente).



(a) Moho de Assumpção *et al.* (2013).

(b) Modelo 1.

(c) Modelo 5.

(d) Modelo 15.

Figura 6.62: Figura comparativa entre el Moho (Assumpção *et al.*, 2013) y los modelos de discontinuidad corteza-manto más representativos. Modelo 1, determinado a partir de $ABct$ y capas de densidades constante. Modelo 5, determinado a partir de las $ABct_{CS}$ y capas de densidades constante. Modelo 15, considerando $ABct_{CS}$, densidades de capas variables, LAB y placa oceánica.

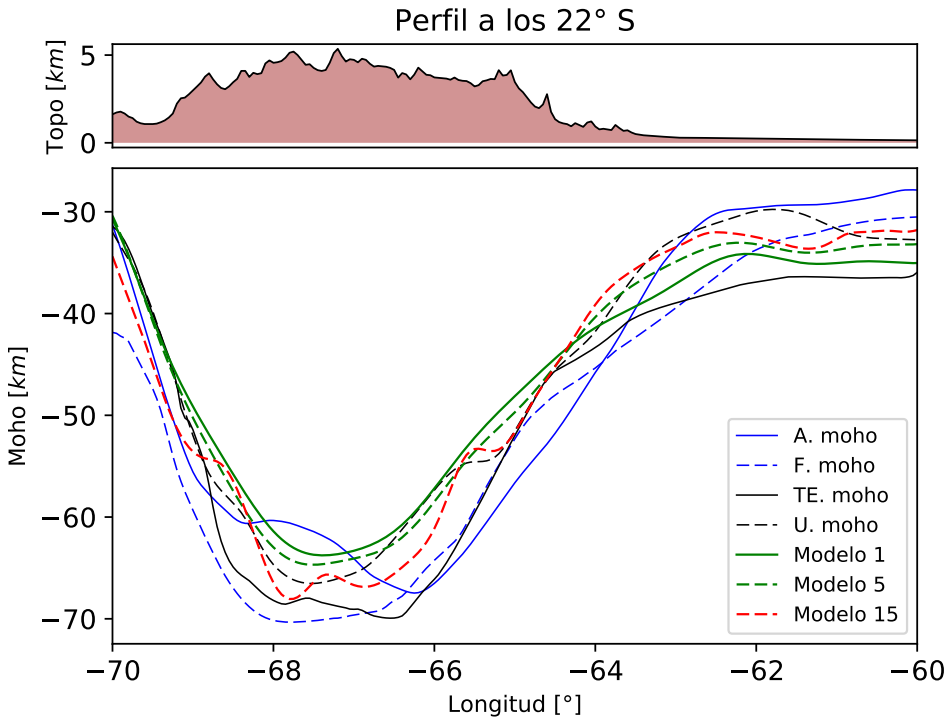


Figura 6.63: Perfil transversal a los Andes Centrales, trazado a $\sim$ los 22 ° S, comparando los modelos de Moho gravimétrico (Modelos 1, 5 y 15) y los Mohos de Assumpção *et al.* (2013) (A.), Feng *et al.* (2007) (F), Tassara y Echaurren (2012) (T) y Uieda y Barbosa (2017) (U).

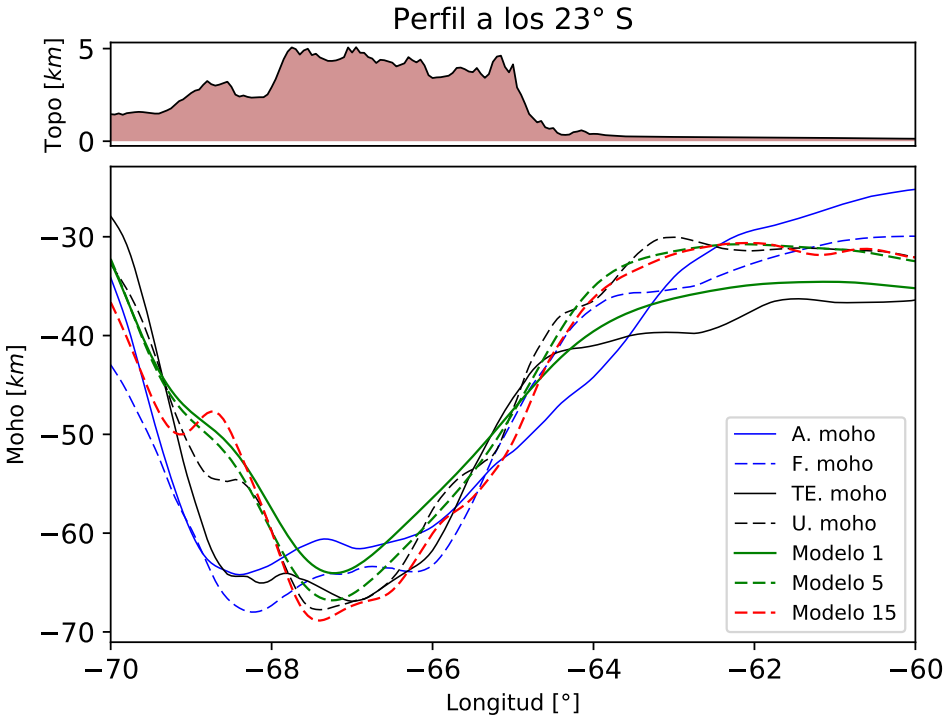


Figura 6.64: Perfil transversal a los Andes Centrales, trazado a $\sim$ los 23 $^{\circ}$ S, comparando los modelos de Moho gravimétrico (Modelos 1, 5 y 15) y los Mohos de Assumpção *et al.* (2013) (A.), Feng *et al.* (2007) (F), Tassara y Echaurren (2012) (T) y Uieda y Barbosa (2017) (U).

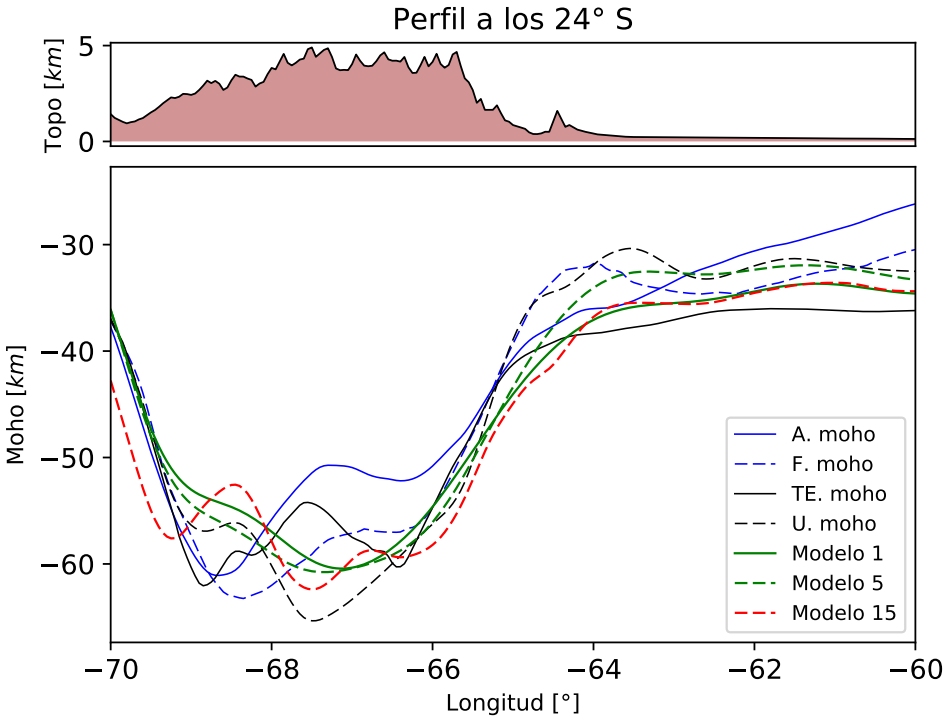


Figura 6.65: Perfil transversal a los Andes Centrales, trazado a $\sim$ los 24 $^{\circ}$ S, comparando los modelos de Moho gravimétrico (Modelos 1, 5 y 15) y los Mohos de Assumpção *et al.* (2013) (A.), Feng *et al.* (2007) (F), Tassara y Echaurren (2012) (T) y Uieda y Barbosa (2017) (U).

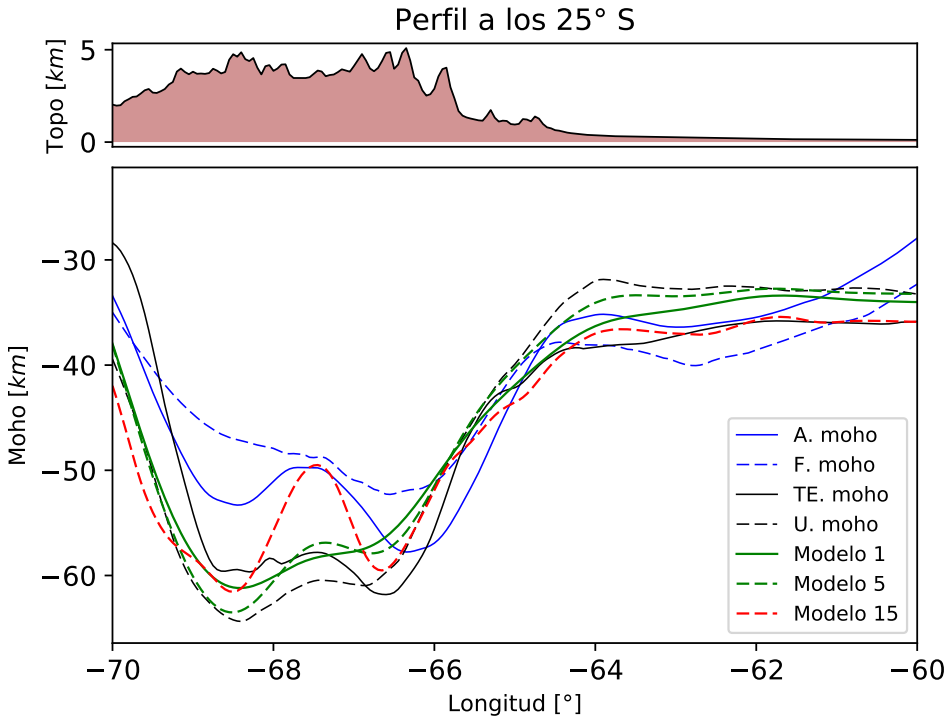


Figura 6.66: Perfil transversal a los Andes Centrales, trazado a ∼ los 25 ° S, comparando los modelos de Moho gravimétrico (Modelos 1, 5 y 15) y los Mohos de Assumpção *et al*. (2013) (A.), Feng *et al*. (2007) (F), Tassara y Echaurren (2012) (T) y Uieda y Barbosa (2017) (U).

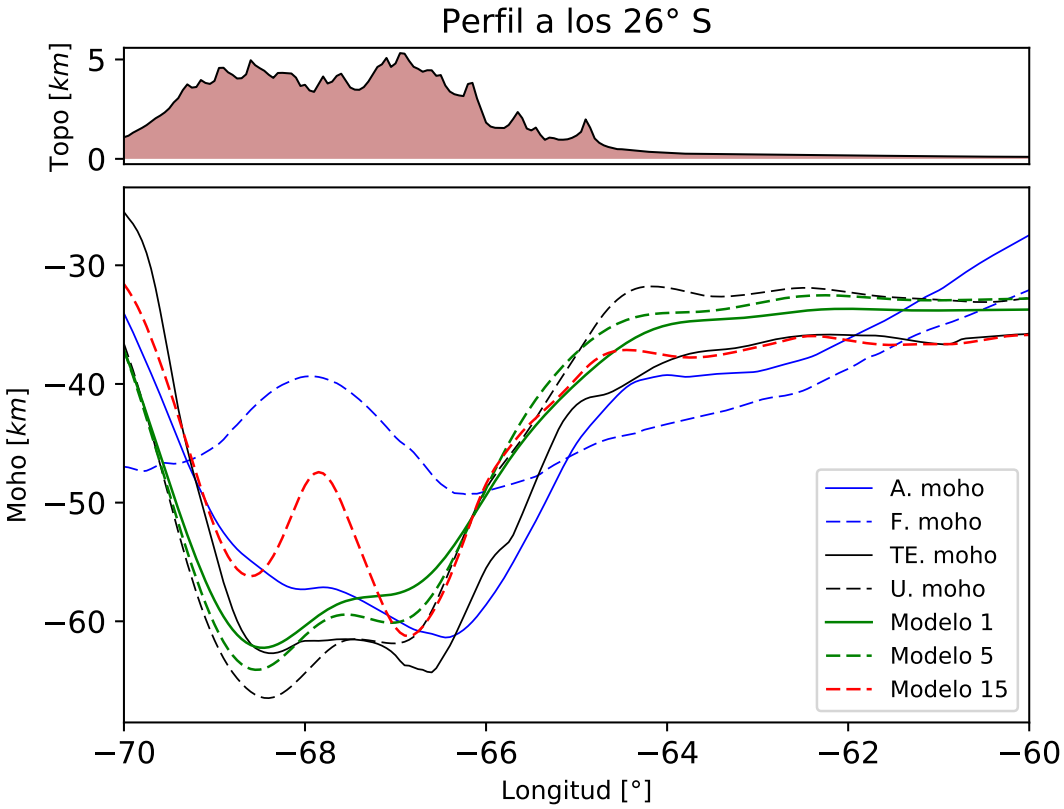
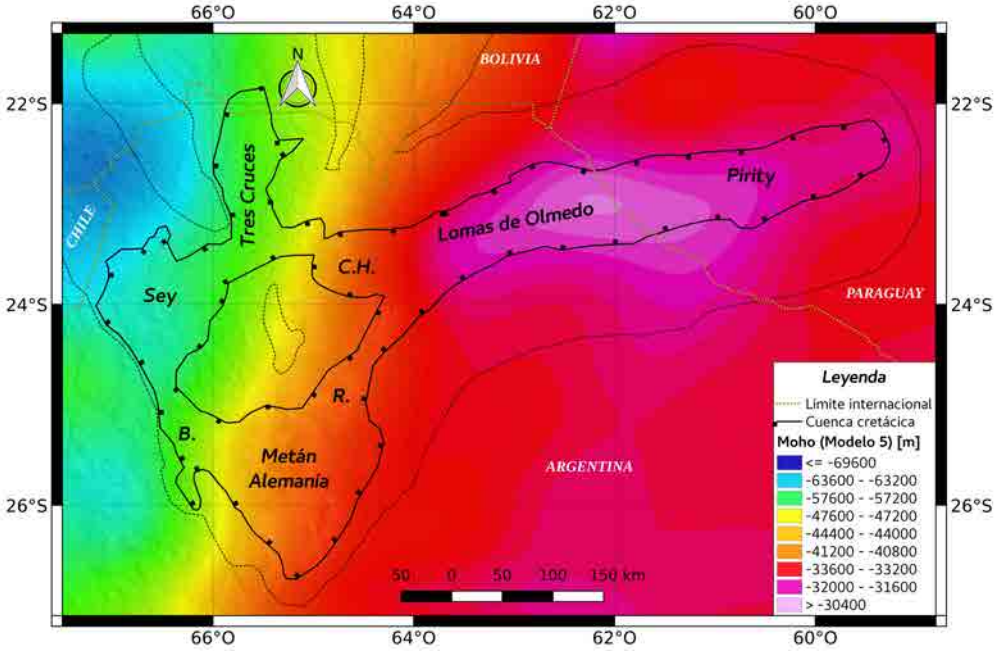
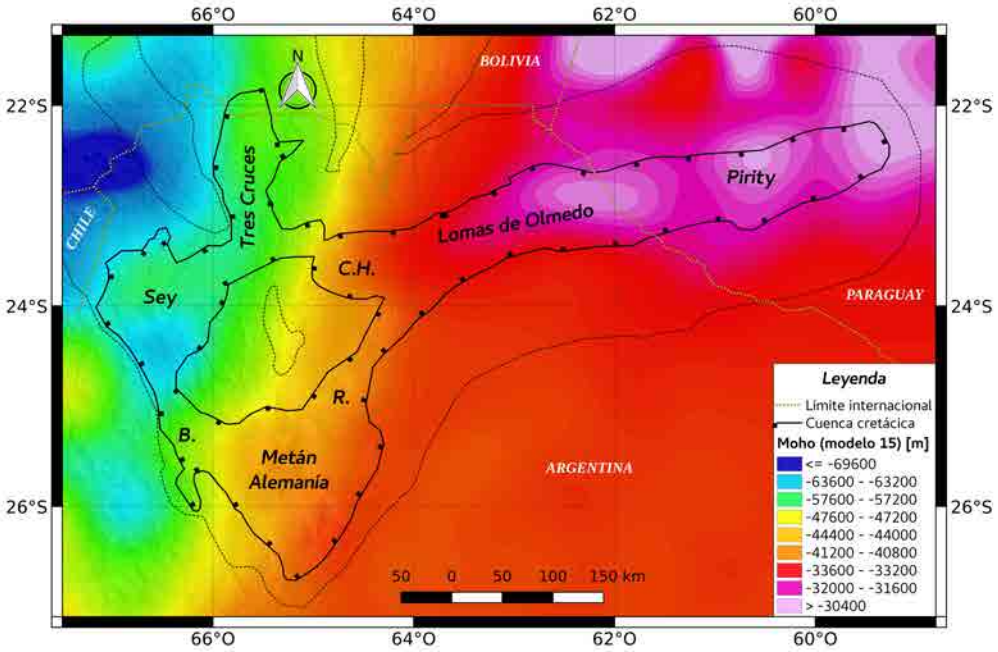


Figura 6.67: Perfil transversal a los Andes Centrales, trazado a ∼ los 26 ° S, comparando los modelos de Moho gravimétrico (Modelos 1, 5 y 15) y los Mohos de Assumpção *et al*. (2013) (A.), Feng *et al*. (2007) (F), Tassara y Echaurren (2012) (T) y Uieda y Barbosa (2017) (U).

Por último, en la Figura (6.68) se muestran los Mohos gravimétricos más representativos que consideran densidades constantes (Modelo 5) y variables (Modelo 15), abarcando la región de principal interés de este trabajo de la cuenca del Grupo Salta. Los dos modelos fueron graficados en la misma escala de color para visualizar similitudes y/o diferencias.



(a) Modelo 5.



(b) Modelo 15.

Figura 6.68: Modelos de Moho gravimétrico más representativos, relacionado a la cuenca cretácica del Grupo Salta (límites de cuenca modificado de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al*. (2011) y Clebsch Kuhn (1991)).

6.3. Resultados

Se trabajó por separado en dos regiones, un estudio regional de mayor cobertura areal a partir del modelo global EIGEN-6C4 y un estudio local de mayor detalle utilizando la base de datos terrestres preparada en este trabajo (Figura 3.19, Capítulo 3).

En el estudio regional, el Moho gravimétrico fue invertido (Figura 6.1) utilizando diferentes contrastes de densidad entre el manto superior y la corteza inferior (0,41 g/cm^3, 0,30 g/cm^3 y 0,22 g/cm^3). El primer valor, corresponde al valor promedio para el área de estudio, determinado a partir de las velocidades de onda P reportadas por Chulick *et al.* (2013). Los otros dos valores se consideraron basados en densidades determinadas por Prezzi *et al.* (2009) y Tassara *et al.* (2006), respectivamente. De esta comparación observamos que las profundidades de Moho invertido en los Andes Centrales son mayores a medida que el contraste de densidad es menor, superando los 65 km, 80 km y 100 km para las densidades mencionadas anteriormente, respectivamente. Una comparación de estos Moho gravimétricos con el Moho sismológico de Assumpção *et al.* (2013) muestra que el Moho gravimétrico invertido usando un contraste de 0,41 g/cm^3 se correlaciona mejor con este Moho sismológico, siendo la diferencia promedio entre ambos igual a 1,11 km (ver la Figura 6.1 (d) y la Tabla 6.2). Para el contraste de densidad de 0,3 g/cm^3 y 0,22 g/cm^3, el error es mayor, alcanzando valores medios de 4,2 km y 8,41 km, respectivamente. A partir de este análisis estadístico se eligió como modelo más representativo el Moho gravimétrico regional calculado con un contraste de 0,41 g/cm^3. La diferencia entre el Moho gravimétrico y el Moho sismológico regional de Assumpção *et al.* (2013) se muestra en la Figura (6.2, a y d). Además, comparamos nuestro modelo de Moho gravimétrico con los reportados por Tassara y Echaurren (2012) y Uieda y Barbosa (2017). El promedio de las diferencias entre las profundidades de estos Moho gravimétricos y nuestros resultados son relativamente bajos, presentando una mejor correlación con el Moho determinado por Uieda y Barbosa (2017), que se basa en una base de datos más nueva y de mayor resolución. Esta buena correlación con los trabajos mencionados anteriormente (Figura 6.2) no solo respalda el contraste de densidad elegido, sino también el espesor cortical normal utilizado (35 km) en este estudio para estimar las profundidades del Moho invertido.

Por otro lado, para determinar la morfología de la discontinuidad corteza-manto se utilizó la combinación de datos gravimétricos terrestres, que incorpora datos relevados en este trabajo con buena precisión para estudios regionales (Figura 3.19), mejores que bases de datos

previas empleadas en estudios regionales litosféricos de modelos gravimétricos, debido a los controles de calidad de los datos de buena precisión relevados en esta Tesis. Para restringir las soluciones, se analizaron y consideraron los modelos de velocidades sísmicas reportados por Chulick *et al.* (2013) y Pasyanos *et al.* (2014). A partir de estos modelos de velocidades, se estimaron valores de densidades para las diferentes capas del subsuelo analizadas y se determinaron valores estadísticos. Al comparar los dos modelos de densidades, se observa lo siguiente:

i) Densidad promedio de corteza cristalina equivalentes para ambos modelos; 2,76 g/cm^3 para modelo *Lithos1.0* y 2,79 g/cm^3 para modelo *Chulick*. Sin embargo, una diferencia importante entre ambos, es la presencia de una zona de alta densidad localizada hacía en el antepaís en el modelo *Lithos1.0*, no presente en el modelo *Chulick*. Otra diferencia es que la densidad de este último modelo aumenta hacia la trinchera, no así el modelo *Lithos1.0*.

ii) Para la corteza inferior se observan valores diferenciados, para el modelo *Chulick* un valor de 2,89 g/cm^3 y para el modelo de *Lithos1.0* de 2,94 g/cm^3. Esta diferencia podría deberse a que este último modelo divide la corteza cristalina en tres capas y no en dos capas como consideramos en el modelo *Chulick*. Esto implicaría en el modelo de *Lithos1.0* una capa más profunda que el modelo *Chulick*, y por lo tanto un valor de mayor densidad.

iii) Un resultado que se destaca en ambos modelos de velocidades (*Lithos1.0* y *Chulick*), es la presencia de una zona anómala de baja densidad (baja velocidad) debajo de los Andes, en la corteza cristalina promedio (Figuras 6.3 y 6.10). Como así también en las capas que la conforman, siendo más evidente en corteza media-inferior Figuras (6.5, 6.8 y 6.9). Estos valores de densidad para corteza inferior, obtenidos a partir de dos modelos de velocidades sísmicas, son inferiores a los sugeridos para la región por Tassara *et al.* (2006) y Prezzi *et al.* (2009).

iv) Los valores promedios para el manto difieren, siendo igual a 3,32 g/cm^3 para *Chulick* y 3,37 g/cm^3 para *Lithos1.0*. Esta diferencia puede deberse a que los valores del modelo *Chulick* son reportados para el manto superior, bajo el Moho; mientras que el *Lithos1.0* es equivalente a todo el manto litosférico. En el modelo *Chulick* (Figura 6.4) se observa una zona de alta densidad, con un máximo bajo el antepaís, en la región del sistema Santa Bárbara, con valores que disminuyen hacia la trinchera.

v) A pesar de las diferencias mencionadas, se observó, el mismo contraste de densidad corteza - manto de 0,43 g/cm^3 para los dos modelos.

vi) Para la región en estudio, se observó a partir del modelo *Lithos1.0* que el manto litosférico presenta una densidad promedio (3,37 g/cm^3) mayor que la densidad media del manto astenosférico (3,31 g/cm^3), ver Figuras (6.11 y 6.12, respectivamente). Observándose para ambos, una zona de baja velocidad en los Andes que aumenta hacia el antepaís.

vii) El contraste de densidad litosfera-astenosfera del modelo presentó un valor promedio igual a 0,06 g/cm^3.

A partir de los resultados de estos modelos, y considerando toda la información disponible, como cuencas sedimentarias, placa subducida, variaciones laterales de densidades de corteza y manto, límite litosfera-astenosfera, una serie de modelos de la discontinuidad corteza-manto fueron invertidos (Modelo 1 al 15). Todos los modelos fueron comparados con el Moho regional a escala de Sudamérica reportado por Assumpção *et al.* (2013), para analizar la confiabilidad de los modelos calculados por inversión gravimétrica.

El primer modelo se realizó con el objetivo de analizar la precisión de la discontinuidad corteza-manto invertido a partir del modelo global EIGEN-6C4. Esta inversión, fue comparada con la discontinuidad determinada a partir de datos terrestres, utilizando un mismo contraste de densidad. Se observó que el Moho gravimétrico obtenido a partir de las anomalías del modelo EIGEN-6C4 y el Moho determinado a partir de datos terrestres presentaban diferencias poco significativas (Figura 6.18). Con un valor medio de diferencia entre ambos de 540 m y un máximo de 2,31 km. Esto representa un error medio del 0,9 % y un error máximo del 3,85 % para un Moho de 60 km. Esto sugiere que las anomalías del modelo EIGEN-6C4 representan en gran medida las largas longitudes de ondas de las estructuras profundas como la discontinuidad corteza-manto.

En los Modelos 1 y 2, se utilizaron las anomalías de Bouguer completas ($ABct$) para la inversión. Al comparar estos modelos con el Moho de Assumpção *et al.* (2013), se puede observar a partir del análisis estadístico, para la zona en estudio, que el contraste de densidad igual a 0,43 g/cm^3 (Modelo 1), es más adecuado para la inversión gravimétrica a partir de las $ABct$. Donde este valor es equivalente para los dos modelos sísmicos *Chulick* y *Litos1.0*.

Con el objetivo de determinar un modelo más realista, se normalizó la corteza superior ($ABct_{CS}$). Estas anomalías fueron utilizadas en todos los modelos posteriores. Se determinaron tres modelos a partir de estas anomalías, variando el contraste de densidad corteza-manto: 0,43 g/cm^3, valor medio de contraste igual para ambos modelos de velocidades (*Chulick* y *Lithos1.0*); 0,38 g/cm^3, este valor fue obtenido a partir de la diferencia entre valor prome-

dio de densidad de la corteza inferior del modelo *Lithos1.0* y del valor promedio del manto superior del modelo *Chulick*; y 0,40 g/cm^3 basados en otros trabajos (por ejemplo Uieda y Barbosa, 2017). Al comparar estos modelos con el Moho (Assumpção *et al.*, 2013) se observó un valor medio de diferencia para los tres modelos gravimétricos inferior a 650 m (ver Figuras 6.24b, 6.25b, 6.26b), donde el Modelo 3 es el que mejor correlaciona con el Moho de Assumpção *et al.* (2013). De este modo para el modelo de dos capas y la zona analizada, el contraste de densidad igual 0,40 g/cm^3 sería el más representativo para la inversión a partir de anomalías corregidas por efecto sedimentario (Figura 3.23). Este valor fue determinado y utilizado por Uieda y Barbosa (2017) para todo Sudamérica, con la diferencia de que el espesor normal considerado en nuestro modelo es de 35 km y no 40 km como sugieren dichos autores.

Los primeros 5 modelos consistieron en capas con densidades constantes. Mientras que los Modelos 6 al 15 implicaron capas con densidades variables. El Modelo 6 se determinó considerando las variaciones laterales de densidad de las diferentes capas de la corteza cristalina y del manto del modelo *Lithos1.0*. Mientras que el Modelo 7, considera las variaciones laterales de densidades del manto del modelo *Chulick*. Al comparar estos modelos, con el Moho (Assumpção *et al.*, 2013), se puede visualizar que los modelos (6 y 7) no predicen bien el Moho sismológico, con una diferencia media de 7 km aproximadamente. En el Modelo 8 se consideraron las variaciones laterales de densidad de la corteza inferior y del manto superior del modelo *Chulick*. Mientras que el Modelo 9, se incluyó el efecto generado por el LAB. Se analizaron las profundidades de LAB reportadas por Pasyanos *et al.* (2014) y (Hamza y Vieira, 2012). Se optó por el primer modelo, que presentó mejor correlación con un estudio local en los Andes a partir de funciones receptoras (Heit *et al.*, 2007).

Entre los modelos que incluyen variaciones laterales de densidades de corteza y manto (Modelos 6 al 9), las inversiones 8 y 9 que utilizan velocidades del modelo *Chulick* presentaron mejor correlación con el Moho de Assumpção *et al.* (2013), que las inversiones que utilizaron las velocidades del modelo *Lithos1.0*. De este modo, en la inversión se optó por el modelo de velocidad de *Chulick* tanto para corteza cristalina inferior como para el manto superior.

Si bien el valor medio de diferencia entre los Modelos 8 y 9 y el Moho (Assumpção *et al.*, 2013) es bajo (ver Figura 6.40), se observó una diferencia de hasta $\sim$ 20 km paralela a la trinchera en el borde occidental de estudio. Esta diferencia podría estar relacionada con la

placa de Nazca en subducción que no fue tenida en cuenta. Según lo propuesto por Introcaso y Pacino (1988), a la hora de modelar la discontinuidad corteza manto, si la subducción oceánica presenta un ángulo normal, no es necesario corregir por efecto de losa, porque los efectos de losa y cuña se compensan, ya que la anomalía de la cuña es negativa, mientras que la de la losa es positiva. Si la subducción es plana la cuña está ausente, por ello se debe corregir por efecto de losa. En este sentido nuestros Modelos 8 y 9, contemplan las variaciones laterales de densidad bajo el Moho, considerando la integración de la cuña, lo que podría explicar las menores densidades en el manto superior hacia la trinchera en el modelo de *Chulick* (Figura 6.4). Por este motivo como se contempla la cuña, se aplicó la corrección por placa de Nazca (Modelos 10 al 15).

Se analizó el efecto gravimétrico que genera la placa subducida (Hayes *et al.*, 2012). Se observó para un contraste de densidad constante de losa igual a 0,01 g/cm^3, que se cometería un error de hasta 4 $mGal$ en el cálculo del efecto gravimétrico, si no se contemplara un espesor constante de losa.

Por ello, para todos los modelos se contempló el efecto de placa con espesor constante. Los Modelos 10 al 14 fueron corregidos por efecto de la losa, se consideraron densidades constante a lo largo de toda la placa iguales a 0,02, 0,05, 0,1, 0,15 y 0,2 g/cm^3, respectivamente. Se apreció que un contraste de densidad entre 0,15 y 0,2 g/cm^3 eliminaría la discrepancia entre el Moho (Assumpção *et al.*, 2013) y los modelos de Moho gravimétricos (8 y 9), observada paralela a la trinchera en la región occidental de estudio. Sin embargo, los modelados invertidos (12 y 13) que contemplan estos contrastes saturan en las mayores profundidades, sugiriendo un contraste de densidad menor para mayores profundidades de la losa. Por ello se realizó una última inversión (Modelo 15) contemplando un modelo con densidad de placa oceánica variable con la profundidad.

Al comparar los 15 modelos invertidos con el Moho de Assumpção *et al.* (2013), se observa del análisis estadístico (ver Tabla 6.5), que los Modelos 1, 5 y 15 son los que mejor correlacionan, no solo en el valor medio de diferencia, sino también en valores de desviación estándar. En la Figura (6.62), se muestran las profundidades del Moho de Assumpção *et al.* (2013) para la zona de estudio, y estos tres modelos de Moho gravimétrico invertidos. En este sentido, fueron trazados 6 perfiles longitudinales (ver Figuras 6.63, 6.64, 6.65, 6.66 y 6.67) para visualizar las similitudes y/o diferencias entre estas inversiones representativas y los aportes de otros autores (Feng *et al.*, 2007; Tassara y Echaurren, 2012; Assumpção

et al., 2013; Uieda y Barbosa, 2017). Se puede observar, que el Modelo 15 presenta mayor resolución que los modelos previos 1 y 5, como así también mejor correlación con los Mohos sismológicos reportados por Feng *et al.* (2007) y Assumpção *et al.* (2013). Donde la geometría y las máximas profundidades de Moho alcanzadas (75 km) bajo los Andes (Assumpção *et al.*, 2013), son definidas mejor por el modelo más completo invertido (Modelo 15). En este sentido; por ejemplo; se destaca en los perfiles trazados a los 25 ° y 26 ° S; entre los 66 ° y 69 ° O; buena correlación de mínimos y máximos de profundidad entre los Mohos sismológicos de Feng *et al.* (2007) y de Assumpção *et al.* (2013) y el modelo gravimétrico de mayor resolución invertido (Modelo 15). Mientras que los modelos previos (1 y 5) no exhiben esta correlación. Por otro lado; en los perfiles trazados a los 22 °, 23 ° y 24 ° S; entre los 68 ° y 69 ° O; se observa una importante diferencia entre los Mohos sismológicos (Feng *et al.*, 2007; Assumpção *et al.*, 2013) y el modelo gravimétrico invertido de mayor resolución (Modelo 15). Estos resultados destacan la importancia de considerar capas con densidades variables y corregir las anomalías gravimétricas con toda la información disponible, a la hora de preparar el modelo de Moho lo más resolutivo posible.

Por último, se presentan en la Figura (6.68) los modelos de Moho gravimétricos más representativos (Modelos 5 y 15) acotados a la zona de principal interés de este trabajo. En estos dos mapas se resaltan heterogeneidades relacionadas con la cuenca del Grupo Salta, especialmente en los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, similares en ambos modelos. Se destaca, un atenuamiento cortical bajo el eje de dichos depocentros del orden de los 4 km, con profundidades máximas de Moho del orden de los $\sim$ 31 km, que aumentan hacia los bordes de los depocentros.

Isostasia

Las masas visibles, como la carga topográfica, están sostenidas por las capas superiores de la Tierra (litosfera y astenosfera) generando diferencias de esfuerzos en su interior que provocan tensiones anómalas (Artyushkov, 1973). Dentro de las propiedades más importantes que caracterizan a la litosfera se encuentran sus propiedades termales, composicionales y mecánicas. La litosfera mecánica es la porción que involucra la corteza y parte del manto superior con resistencia para soportar esfuerzos de largo periodo, como son los debidos a cargas topográficas permanentes. La isostasia estudia las condiciones en que todos los esfuerzos son hidrostáticos bajo del nivel de compensación propuesto para cada mecanismo de equilibrio isostático. Los mecanismos de compensación isostática podrían agruparse en dos hipótesis, una local y otra regional (Figuras 6.69 a y b, respectivamente). Dentro del primero se destaca un tipo de mecanismo donde el balance de masas se produce directamente bajo la topografía por el engrosamiento de la litosfera de densidad constante (Airy *et al.*, 1855; Heiskanen, 1931) y otro donde la compensación implica variaciones laterales de la densidad (Pratt *et al.*, 1855), en estos esquemas los esfuerzos son sólo verticales. Mientras que el modelo de compensación regional o flexural (Meinesz, 1931), considera una litosfera elástica que se deforma por flexión sobre un substrato astenosférico fluido, involucrando desplazamiento en ambas direcciones. En este modelo la compensación de la carga topográfica se resuelve por flexión que afecta a la placa en extensiones mucho más grandes que las que abarcan las masas topográficas (Figura 6.69 b) .

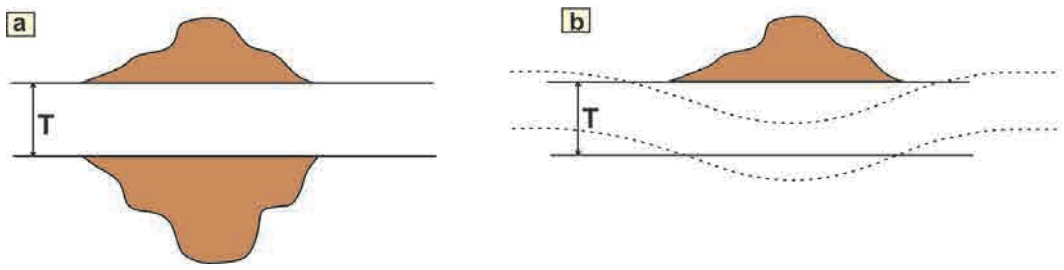


Figura 6.69: Modelo esquemático de los estilos de compensación isostático a) local y b) regional.

Capítulo 7

Mecanismo Local

En el presente Capítulo se analiza el estado mecánico de la litosfera, a partir de la consideración de un modelo de compensación local de Airy (Airy *et al.*, 1855; Heiskanen, 1931), y mediante el análisis estadístico de las anomalías gravimétricas respecto las altitudes topográficas (Wollard, 1969).

7.1. Análisis a partir de un Modelo de Compensación Local

El modelo de compensación isostático local de Airy-Heiskanen supone un espesor de corteza normal (t) y una compensación puramente vertical (Airy *et al.*, 1855; Heiskanen, 1931). Este modelo (Figura 7.1) considera que cada bloque de corteza flota en un material viscoso y que puede realizar movimientos verticales para equilibrarse; así un bloque de altura topográfica (H) se compensaría con la existencia de una raíz (ΔR). Mientras que para un bloque suboceánico, la compensación se lograría con la existencia de una anti-raíz ($\Delta R'$); donde bajo el nivel de compensación la fuerza es solo hidrostática (Introcaso, 2006). En este modelo de compensación, al igualar las presiones a partir del punto donde éstas son puramente hidrostáticas, para dos bloques contiguos (Bloque A y Bloque B, Figura 7.1), se obtiene una expresión para el cálculo de la raíz (Ecuación 7.1).

$$\Delta R = \frac{\rho_t}{\rho_m - \rho_{ci}} H - \frac{\rho_t - \rho_s}{\rho_m - \rho_{ci}} H_s \qquad para \quad H \quad > \quad 0 \tag{7.1}$$

con; ΔR, raíz; H, altura topográfica (> 0) por encima del nivel del mar; ρ_{ci}, densidad media de la corteza inferior; ρ_m, densidad media del manto superior; ρ_t, densidad de la topografía; ρ_s, densidad de sedimentos; H_s, espesor sedimentario (sobre el nivel del mar).

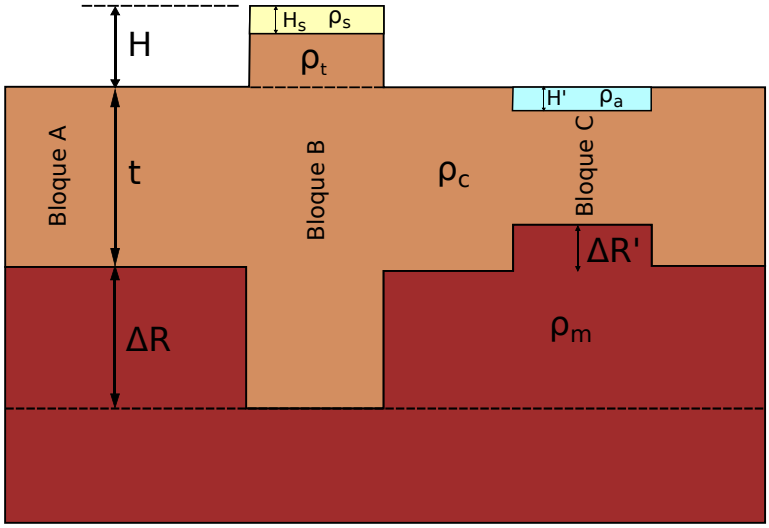


Figura 7.1: Modelo esquemático del mecanismo de compensación local de Airy-Heiskanen (Airy *et al.*, 1855; Heiskanen, 1931). Con; ΔR, raíz; H, altura topográfica; t, espesor normal de la corteza; ρ_c, densidad media de la corteza; ρ_m, densidad media del manto superior; ρ_t, densidad de la topografía; ρ_s, densidad de sedimentos; H_s, espesor sedimentario; $\Delta R'$, antiraíz, ρ_a, densidad del agua; H', espesor de agua.

Asumiendo el modelo de compensación de Airy-Heiskanen y haciendo uso de la Ecuación (7.1) se calculó la raíz (ΔR) necesaria para compensar la carga topográfica de la zona de estudio (Figura 7.2). Para ello:

i) se consideró un modelo de elevación digital (H) ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009) con una densidad topográfica media (ρ_t) igual a $2,67 g/cm^3$ (Hinze, 2003), que fue interpolado cada $\sim 27\ km$ con el método cúbico (ver *scipy.interpolate.griddata* `https://scipy.org`).

ii) La carga topográfica del área de estudio involucra importantes espesores sedimentarios, que presentan densidades inferiores a las topográficas medias, que implicarían una disminución en el cálculo de la raíz (por ejemplo Ruiz e Introcaso, 2000; Introcaso, 1993, 2006). Para estimar una raíz compensadora resultante, que contemple los cuerpos sedimentarios de la región, se consideraron los espesores sedimentarios (H_s) por encima del nivel medio del mar. Para ello, se utilizó el modelo de profundidad de cuencas (Figura 5.19) preparado en el Capítulo 5, y utilizando una densidad sedimentaria media para todos los ciclos sedimentarios (ρ_s) igual a 2,40 g/cm^3 interpolados cada $\sim 27\ km$.

iii) Se consideraron densidades de la corteza inferior (ρ_{ci}) y del manto superior (ρ_m), determinadas a partir de las velocidades de ondas P reportadas por Chulick *et al.* (2013), transformadas a densidades haciendo uso de la ecuación de Brocher (2005) (ver Figuras y 6.5a y 6.4a). Para la región que comprende solo datos terrestres se estimaron valores medios igual a 2,89 g/cm^3 y 3,32 g/cm^3, respectivamente (ver Figuras 6.4b y 6.5b).

Luego, adhiriendo un espesor cortical normal (t) de 35 km (Assumpção *et al.*, 2013) a la raíz compensadora (Figura 7.2), se obtuvo un mapa de Moho hidrostático (Figura 7.3), al que se le computó su efecto gravimétrico (Figura 7.4). Esto último se llevó a cabo mediante el módulo *Isostatic* del paquete de programas Oasis montaj (`www.geosoft.com`), considerando un contraste de densidad ($\Delta\rho$) entre la corteza inferior y el manto superior de 0,43 g/cm^3.

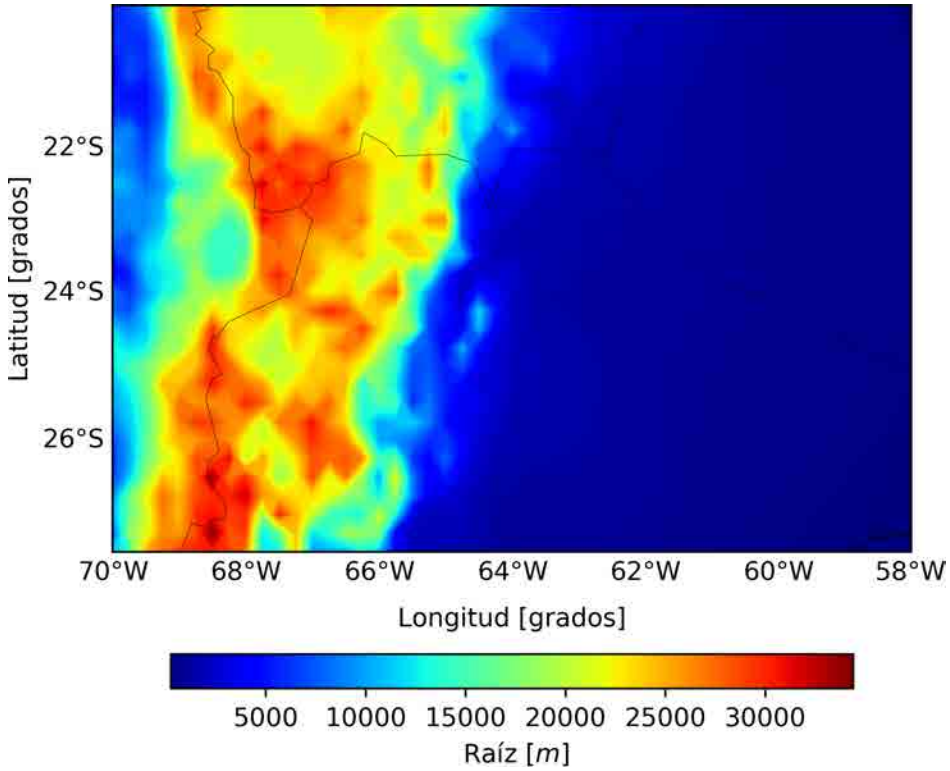


Figura 7.2: Raíz calculado a partir de un modelo digital de terreno (resolución $\sim$ 27 km x 27 km) bajo la hipótesis de Airy-Heiskanen.

Como ya se mencionó, las cuencas sedimentarias situadas en la carga topográfica ($H > 0$), debido al déficit de densidad, implican una raíz compensadora de menor dimensión. Donde para el caso de cuencas situadas bajo el nivel medio del mar ($H < 0$) la compensación se alcanzaría con la existencia de una anti-raíz ($\Delta R'$) (Introcaso, 1993; García *et al.*, 2016). Siguiendo las propuestas de estos autores se analizó el comportamiento isostático de la región, para ello:

a) Se determinó la anti-raíz ($\Delta R'$) que generarían los espesores sedimentarios localizados bajo el nivel medio del mar, donde el cálculo del Moho hidrostático no solo involucraría la raíz obtenida como compensación de la carga topográfica (Figura 7.2), sino también la anti-raíz que generaría la existencia de los sedimentos emplazados en corteza.

b) A las anomalías de Bouguer completas se les debe aplicar una corrección geológica o

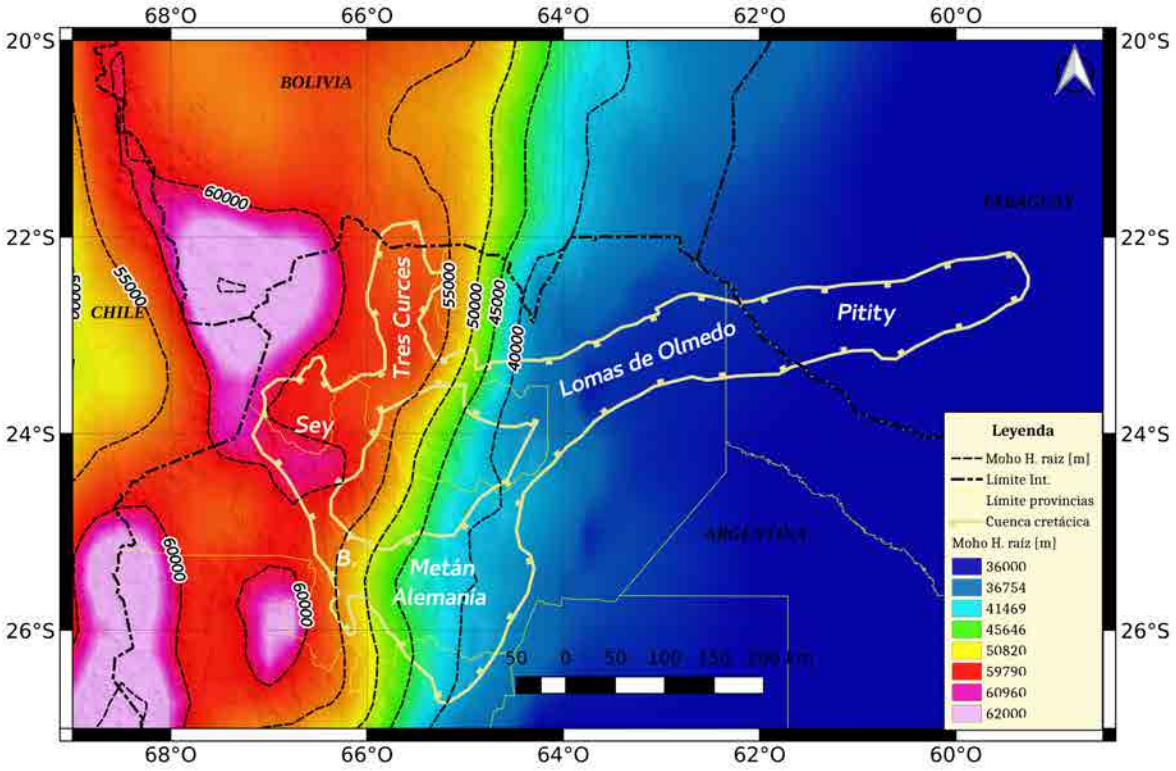


Figura 7.3: Mapa de profundidad del Moho hidrostático según el modelo de Airy-Heiskanen, calculado considerando la raíz compensadora (Figura 7.2, considerando las cuencas sedimentarias emplazadas en la topografía. Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

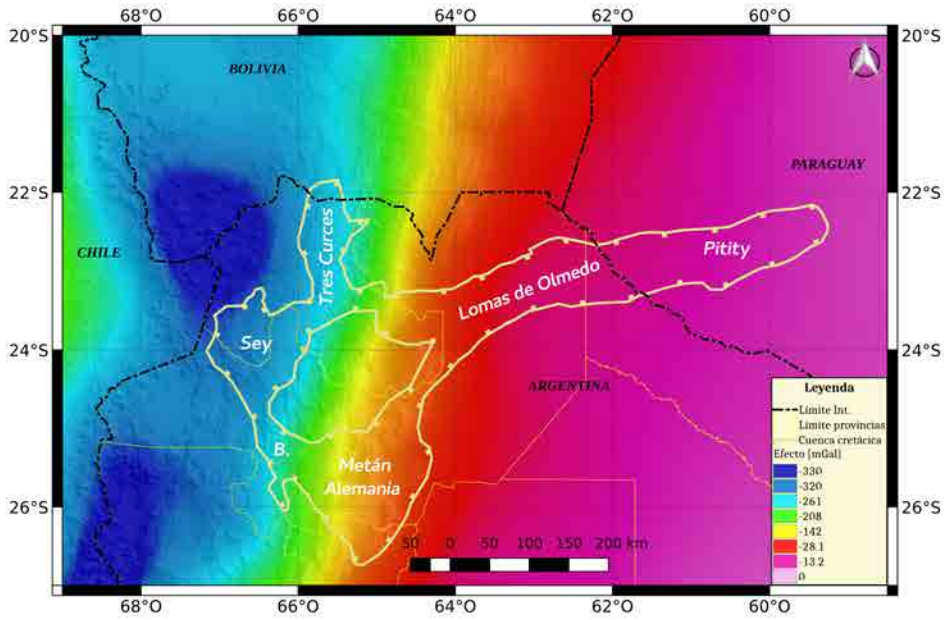


Figura 7.4: Efecto gravimétrico del Moho hidrostático (Figura 7.3). Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

corrección por sedimentos ($ABct_{CS}$), con el fin de obtener la respuesta gravimétrica de una corteza superior normalizada. Esta anomalía fue determinada en el Capítulo 6. Esta metodología también ha sido utilizada por otros autores con el fin de evaluar estados de equilibrios isostáticos de distintas cuencas sedimentarias (por ejemplo Ruiz e Introcaso, 1999, 2000; Miranda y Robles, 2002).

Para calcular la anti-raíz de compensación en los océanos ($H < 0$), se procede de la misma forma que para el cálculo de la raíz, igualando las presiones que originan dos bloques contiguos se obtiene la expresión (7.2). En la Figura 7.1 serían: el Bloque A de la corteza normal y el Bloque C, donde ρ_a y H' son la densidad y el espesor de capa de agua (batimetría), respectivamente. Para el caso de las cuencas sedimentarias situadas bajo el nivel medio del mar ($H < 0$), se utiliza la misma Ecuación (7.2), donde ρ_t es sustituido por la densidad de la corteza superior (ρ_{cs}) y ρ_a y H' son reemplazados por la densidad (ρ_s) y el espesor (H_s) de los sedimentos de las cuencas (emplazados bajo el nivel medio del mar).

$$\Delta R' = H' \frac{(\rho_t - \rho_a)}{\rho_m - \rho_{ci}} \qquad para \quad H \quad < \quad 0 \tag{7.2}$$

Con: $\Delta R'$, anti-raíz; H', espesores de capa de agua (bajo el nivel medio del mar); ρ_t, densidad media de la topografía; ρ_m, densidad media del manto superior; ρ_{ci}, densidad media de la corteza inferior; ρ_a, densidad media del agua.

Por medio de la Ecuación (7.2) se calculó la anti-raíz de compensación de la cuencas de la región emplazadas bajo el nivel del mar (Figura 7.5), donde la ρ_t fue reemplazada por la densidad de corteza superior igual a 2,69 g/cm^3. Se utilizó una densidad de corteza inferior igual 2,89 g/cm^3. Estos valores fueron determinados previamente en el Capítulo 6. Los espesores sedimentarios (H_s) bajo el nivel medio del mar, grillados cada $\sim$ 27 km, se obtuvieron a partir del modelo de profundidad de cuencas (Figura 5.19) preparados en el Capítulo 6, y utilizando el valor medio de densidad ponderado (ρ_s) de 2,40 g/cm^3.

Luego, al descontar la anti-raíz (Figura 7.5) del Moho hidrostático (Figura 7.3) se determinó un nuevo modelo del Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz (Figura 7.6). Este modelo fue comparado con zonas de baja velocidad de ondas S de la corteza, con los grandes cuerpos volcánicos ignimbríticos de la región y los volcanes Holocenos (Beck *et al.*, 2015; Delph *et al.*, 2017) (Figura 7.6). Luego se le calculó el efecto gravimétrico (Figura 7.7).

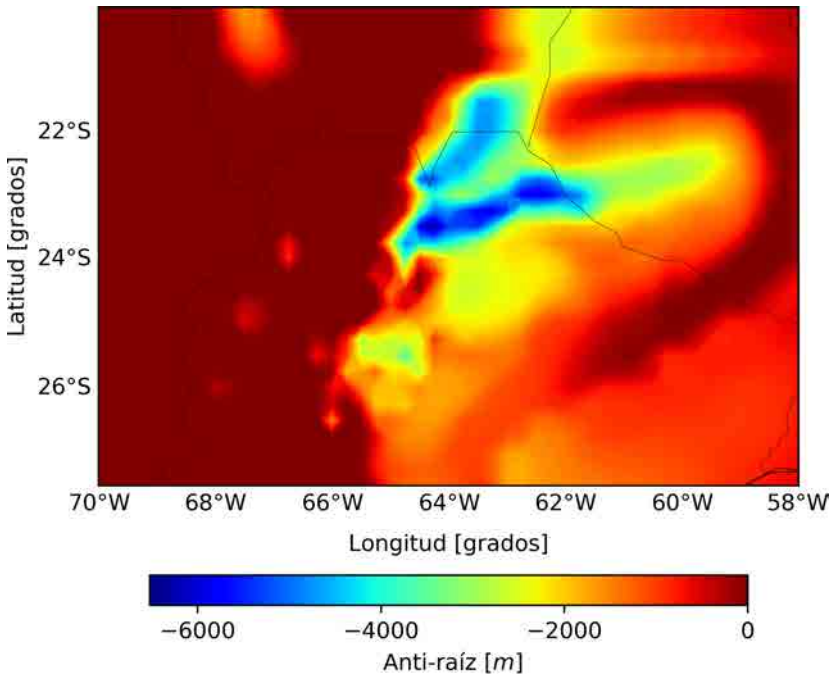


Figura 7.5: Anti-raíz calculado a partir del modelo de profundidad de cuencas (Figura 5.19), bajo la hipótesis de Airy-Heiskanen. Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

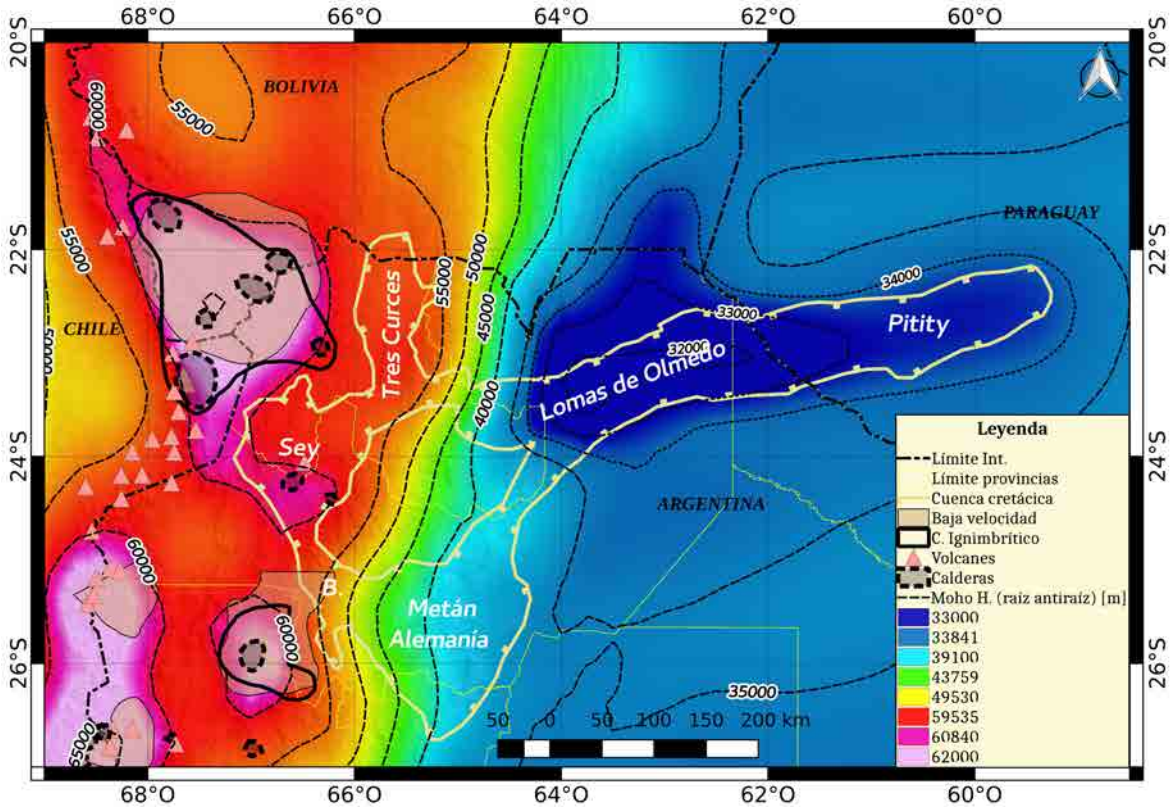


Figura 7.6: Mapa de profundidad del Moho hidrostático que involucra raíz y anti-raíz. Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991). Campos volcánicos ignimbríticos, zonas de baja velocidad de onda S de la corteza, centro de volcanes Holocenos, y calderas modificado de Beck *et al.* (2015) y Delph *et al.* (2017).

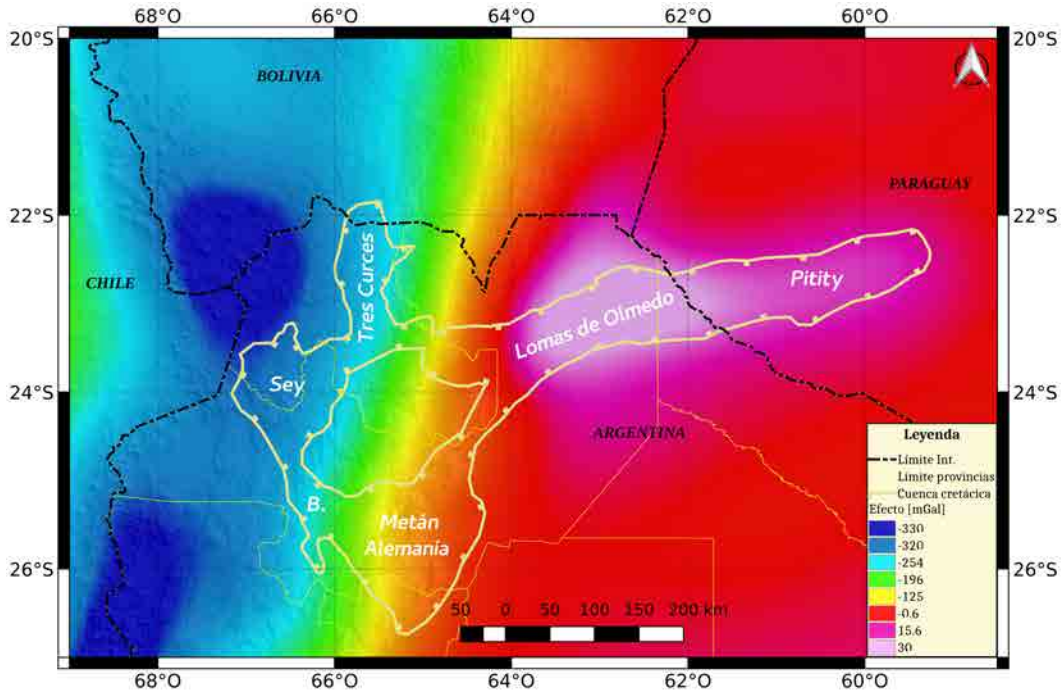


Figura 7.7: Efecto gravimétrico del Moho hidrostático obtenido de considerar el efecto producido por la raíz y anti-raíz (Figura 7.6).

Por otro lado, este Moho hidrostático (raíz-antiraíz) fue comparado con los modelos del Moho obtenidos por Assumpção *et al.* (2013) y Feng *et al.* (2007) en las Figuras (7.8 y 7.9, respectivamente).

En el Capítulo 6 se realizaron varias inversiones gravimétricas, con el fin de estimar la discontinuidad corteza-manto. Entre las inversiones que implican capas de densidades constantes, se observó el Modelo 5 como más plausible (ver Figura 6.23). Como modelo final óptimo, el Modelo 15, que contempla las variaciones laterales de densidades de la corteza y el manto, cuencas sedimentarias, placa de Nazca que subduce, LAB (ver Figura 6.57). Se determinaron mapas de diferencias entre estos dos modelos gravimétricos y el Moho hidrostático que vincula raíz-antiraíz (Figuras 7.10 y 7.11, respectivamente).

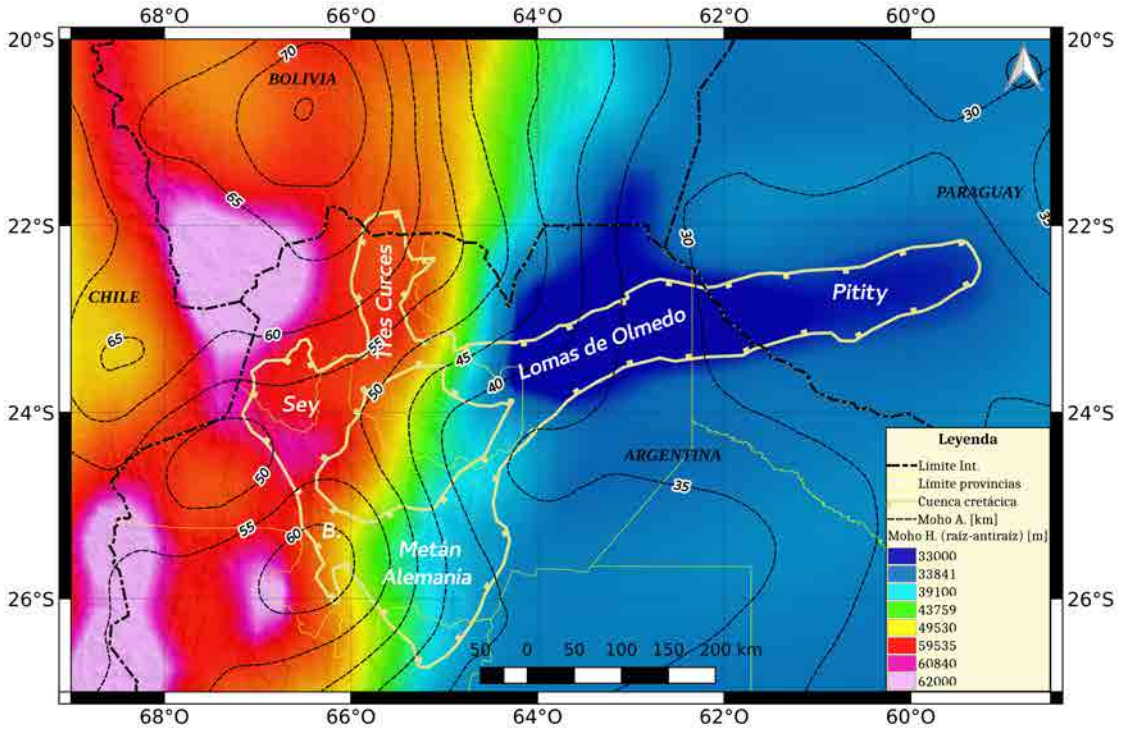


Figura 7.8: Mapa de profundidad del Moho hidrostático que involucra raíz-antiraíz (Figura 7.6). Líneas a trazos en negro, isolíneas de profundidad de Moho de Assumpção *et al.* (2013). Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

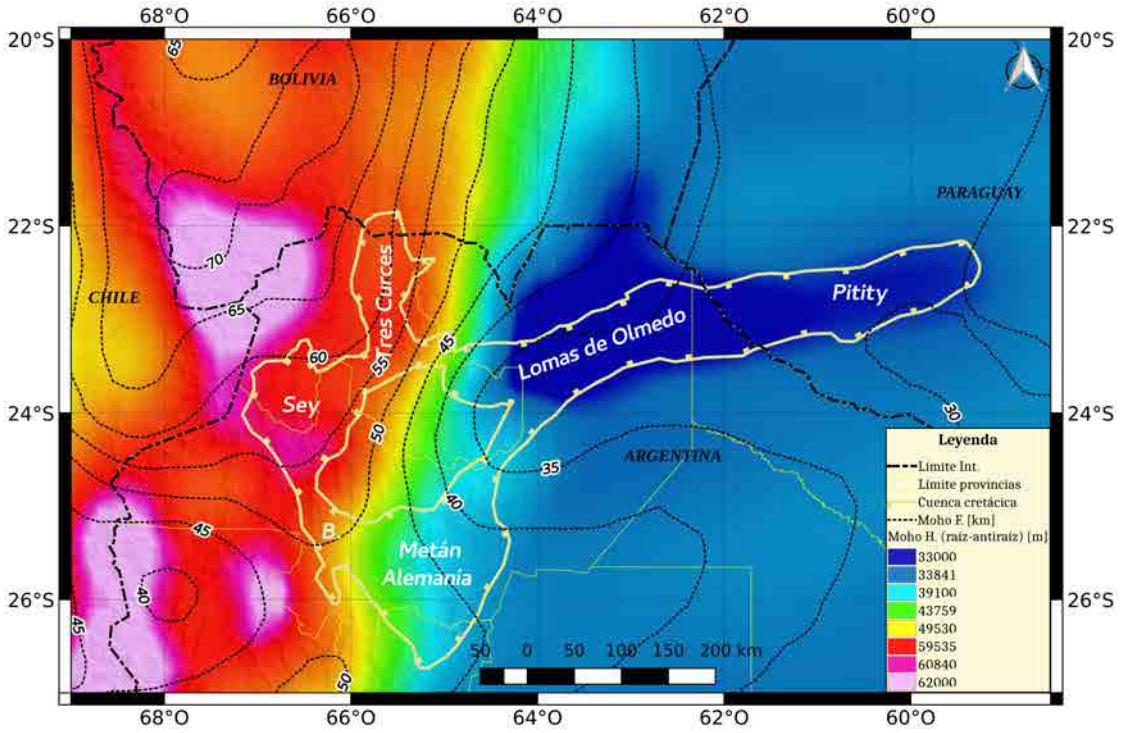


Figura 7.9: Mapa de profundidad del Moho hidrostático que involucra raíz-antiraíz (Figura 7.6). Líneas a trazos en negro, isolíneas de profundidad de Moho de Feng *et al.* (2007). Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

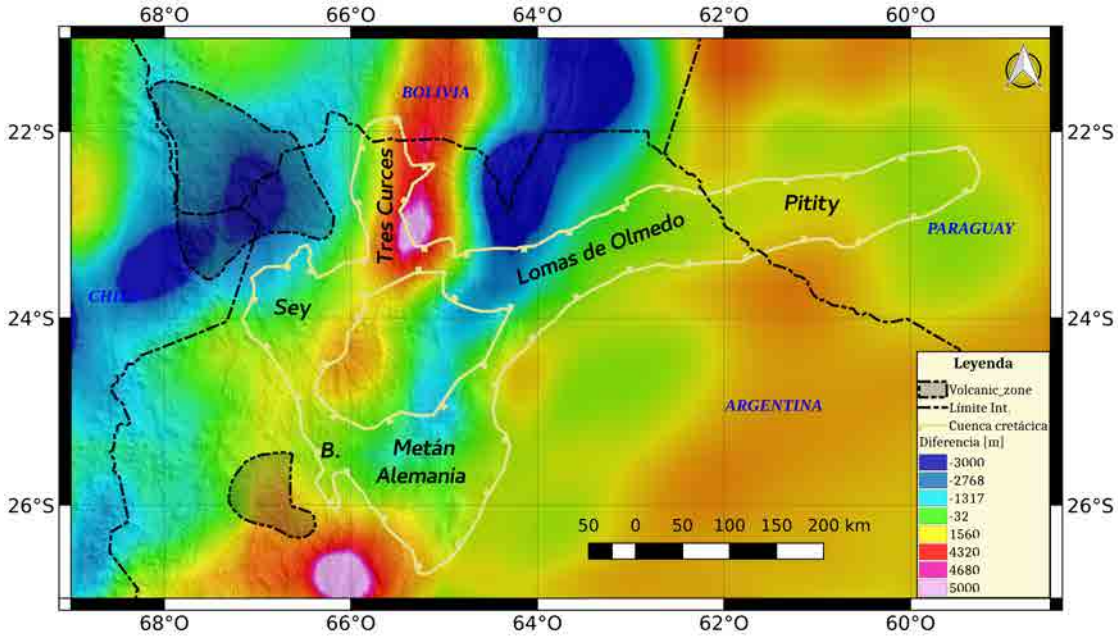


Figura 7.10: Diferencia entre Moho hidrostático (que involucra raíz y anti-raíz) y Moho gravimétrico (Modelo 5). Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991). Cuerpos volcánicos ignimbríticos modificado de Beck *et al.* (2015).

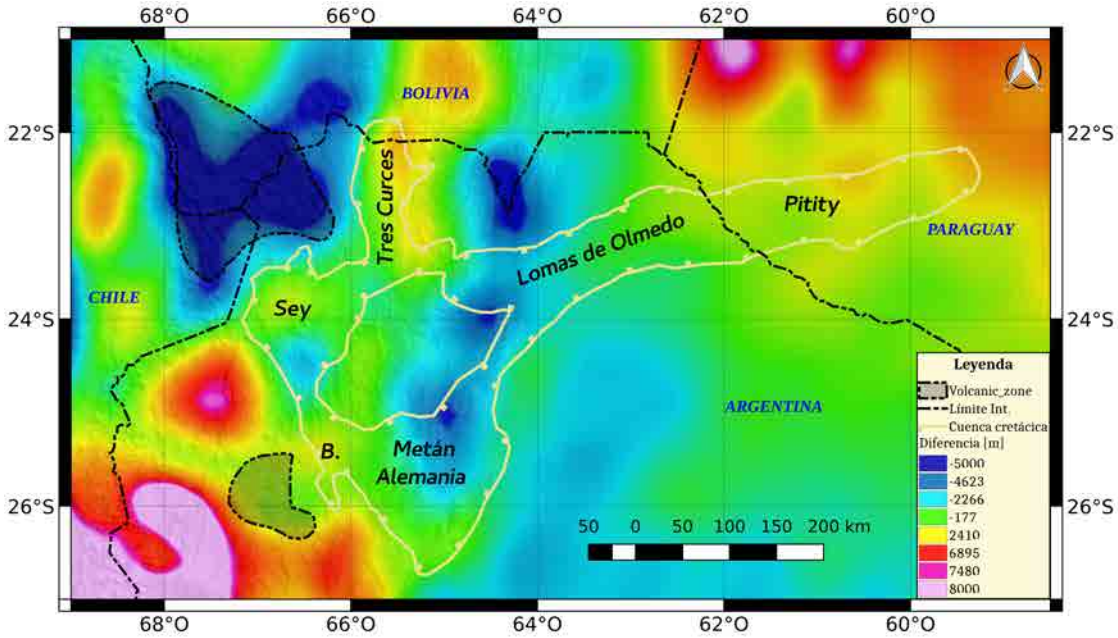


Figura 7.11: Diferencia entre Moho hidrostático (que involucra raíz y anti-raíz) y Moho gravimétrico (Modelo 15). Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991). Cuerpos volcánicos ignimbríticos modificado de Beck *et al.* (2015).

7.1.1. Anomalías isostáticas

Las anomalías isostáticas se obtienen al comparar las anomalías de Bouguer completas con las predichas según un modelo teórico de compensación (Introcaso, 2006). Si el modelo elegido es el adecuado, se pueden realizar estudios isostáticos de la litosfera, que conducen a interpretar la movilidad vertical futura de la misma (Introcaso, 1993). Una anomalía isostática distinta de cero puede deberse a heterogeneidades de densidad en la litosfera, a un desequilibrio isostático o simplemente a que el modelo de compensación utilizado no representa el comportamiento real de la litosfera (Hackney *et al*., 2004).

De este modo, en primer lugar, se calcularon las anomalías isostáticas (AI) aplicando métodos clásicos (Introcaso, 2006) utilizando las anomalías de Bouguer completas ($ABct$) (Figura 3.22) y el efecto gravimétrico (cambiado de signo) del Moho hidrostático (Figura 7.4) (CI_1), haciendo uso de la Ecuación (7.3), ver Figura (7.12).

En segundo lugar, se llevó cabo un nuevo cálculo de las anomalías isostáticas siguiendo lo propuesto por Introcaso (1993) para cuencas sedimentarias. Este autor sugiere la utilización de las anomalías de Bouguer completas corregidas por efecto sedimentario $ABct_{CS}$ (Figura 3.23) y el efecto gravimétrico (cambiado de signo) del Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz (Figura 7.7) (CI_2), mediante la Ecuación (7.4), ver Figura (7.13). Según estos autores, en cuencas sedimentarias, esta es la manera óptima de estimar, no solo el Moho de compensación hidrostática, sino también las AI y en consecuencia realizar un correcto análisis del comportamiento isostático. Por ello, siguiendo este criterio, se analizó el estado mecánico litosférico de la región particularmente en las subcuencas Lomas de Olmedo y Pirity de la cuenca del Grupo Salta, cuya génesis se vincula a extensión litosférica con importantes aportes térmicos (Starck *et al*., 2011; Comínguez y Ramos, 1995; Bianucci y Homovc, 1982).

$$AI_1 = ABct + CI_1 \tag{7.3}$$

$$AI_2 = ABct_{CS} + CI_2 \tag{7.4}$$

Con: AI, anomalía isostática; $ABct$, anomalía de Bouguer completa; $ABct_{CS}$, anomalía de Bouguer Completa corregida por efecto sedimentario; CI_1, efecto gravimétrico del Moho hidrostático que vincula raíz, cambiado de signo; CI_2, efecto gravimétrico del Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz, cambiado de signo.

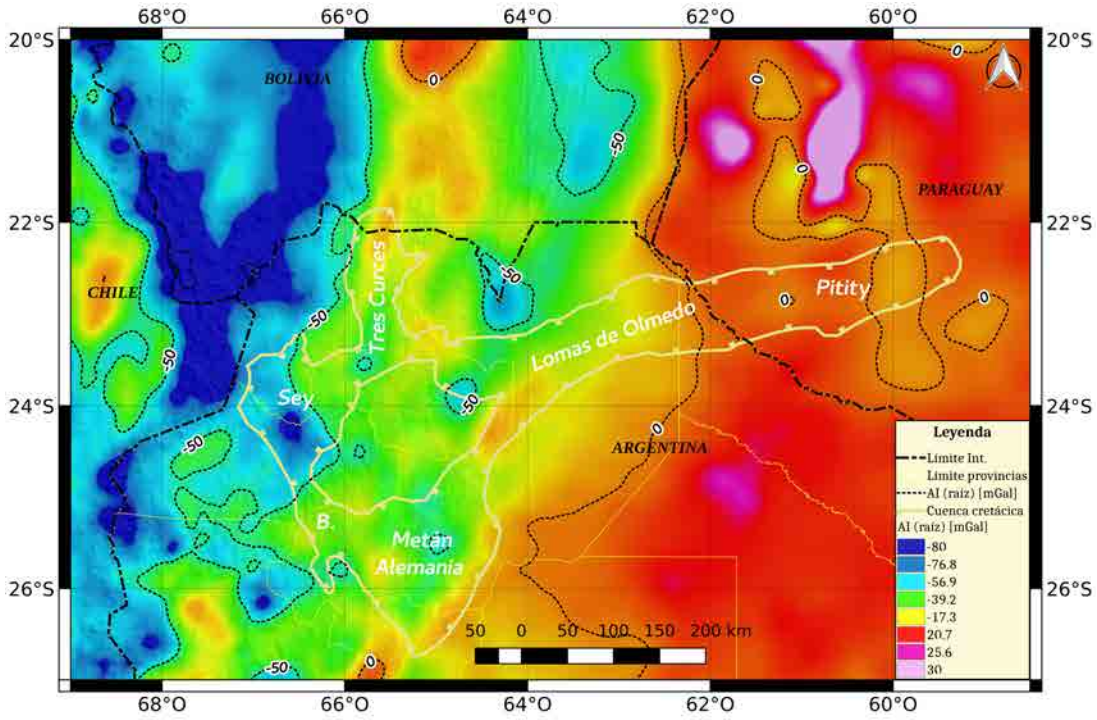


Figura 7.12: Mapa de anomalías isostáticas obtenido a partir de sustraerle el efecto gravimétrico del Moho hidrostático (raíz) a las $ABct$. Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991).

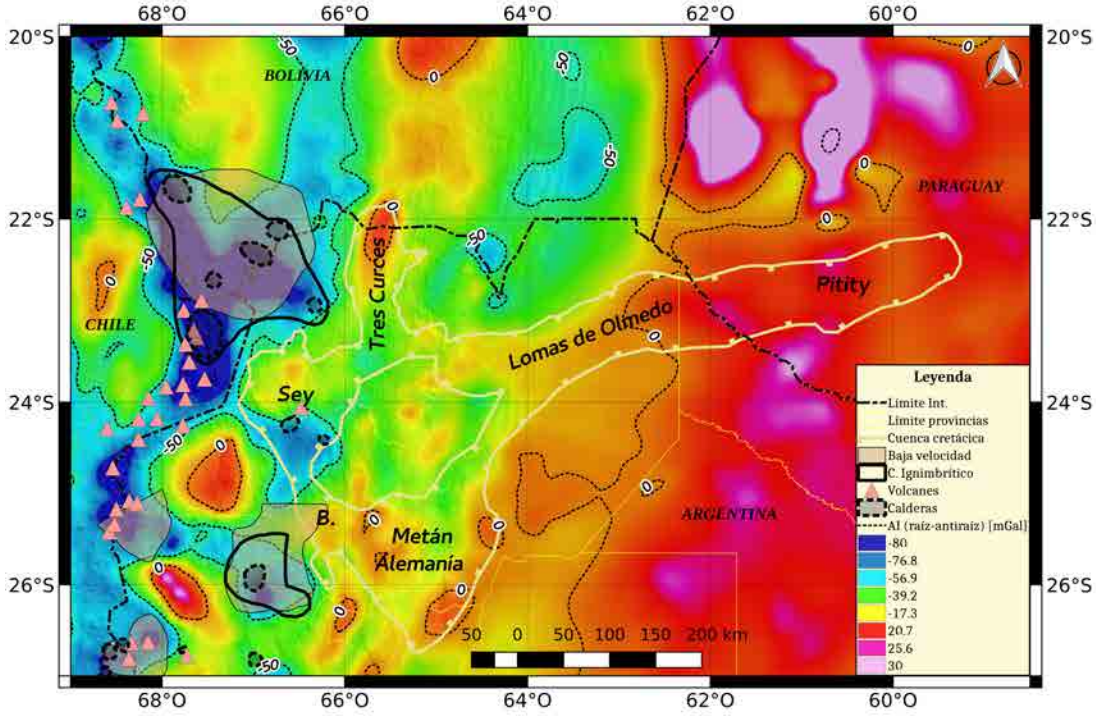


Figura 7.13: Mapa de anomalías isostáticas obtenido a partir de sustraerle el efecto gravimétrico del Moho hidrostático (que involucra raíz y anti-raíz) a las $ABct_{CS}$. Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991). Campos volcánicos ignimbríticos, zonas de baja velocidad de ondas S de la corteza, centro de volcanes Holocenos, y calderas modificado de Beck *et al.* (2015) yDelph *et al.* (2017).

7.2. Análisis Estadístico de las Anomalías de Bouguer

La evaluación del comportamiento isostático del área de estudio también puede llevarse a cabo a partir del análisis estadístico de los datos gravimétricos (Wollard, 1969). La recta de regresión lineal obtenida por este último autor, al comparar las anomalías de Bouguer con las altitudes topográficas, en el cratón de los EEUU (que se considera isostáticamente compensado), fue utilizada posteriormente por otros autores (Cabassi e Introcaso, 1997; Introcaso, 2000; Ruiz e Introcaso, 2000; Martínez y Gimenez, 2002; García *et al.*, 2016) para evaluar el estado isostático en otras zonas de Sudamérica. De esta manera, se puede evaluar el estado de equilibrio de la región aquí estudiada. Para ello, se calculó la recta de regresión lineal entre las anomalías de Bouguer completas y sus respectivas altitudes topográficas utilizando toda la base de datos terrestres (Figura 7.14) y los datos relevados en este trabajo (Figura 7.15). Se observa en dicha Figura (7.14) que la distribución de los datos presenta dos tendencias, que implicarían dos comportamientos isostáticos diferentes y por consiguiente su evaluación en forma separada. Así, la base de datos fue divida en dos partes, utilizando como criterio de división el cambio de pendiente observado a $\sim 500\ m$ en la distribución de los datos (Figura 7.16). Esto puede observarse tanto en la base completa de datos gravimétricos (Figura 7.16), como en la distribución de datos gravimétrico relevados en este trabajo (Figura 7.17). Para cada una de estas tendencias, se determinaron las respectivas regresiones lineales.

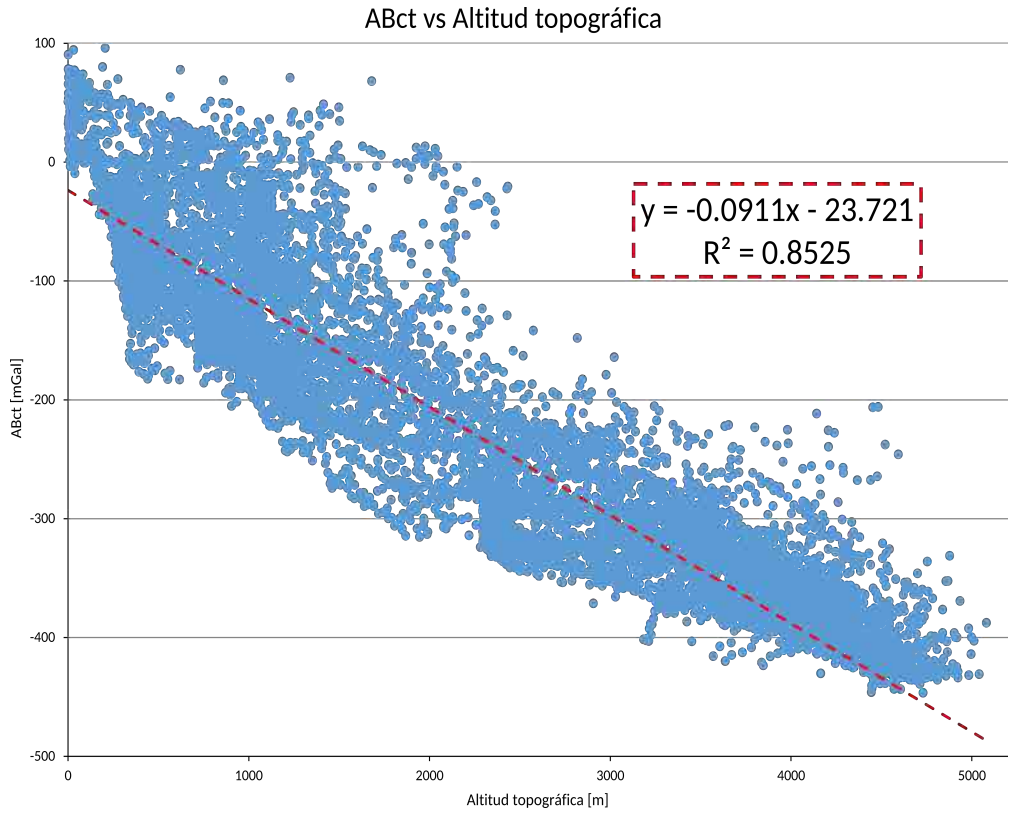


Figura 7.14: Regresión lineal obtenida de comparar las anomalías de Bouguer respecto las altitudes topográficas.

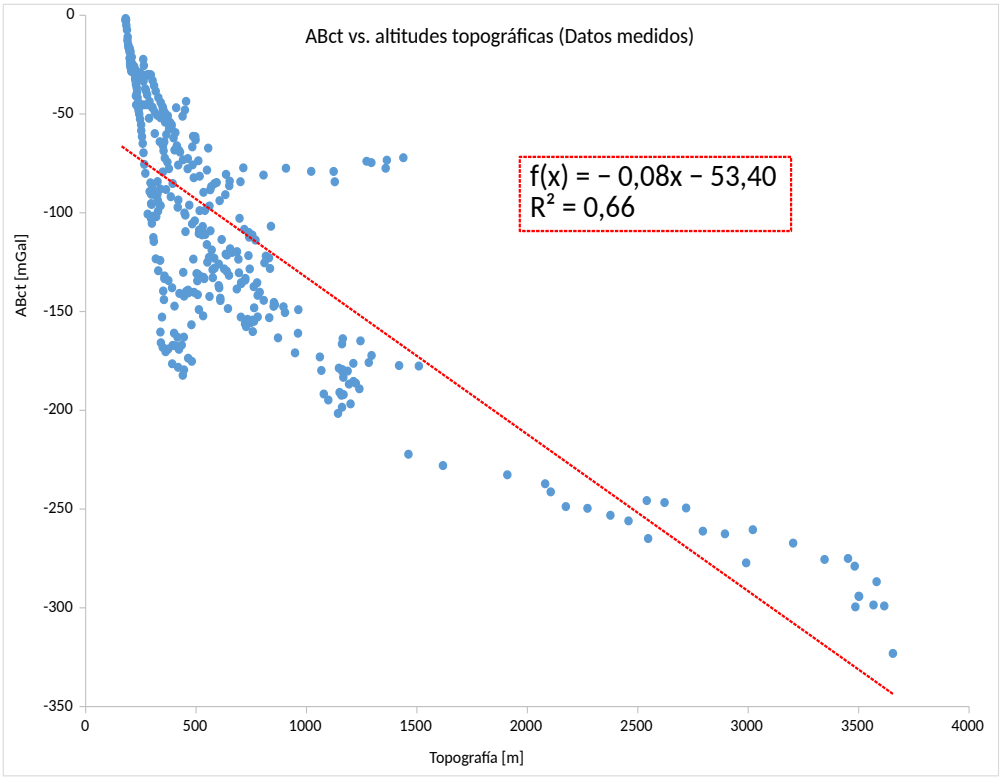


Figura 7.15: Regresión lineal obtenida de comparar las anomalías de Bouguer respecto las altitudes topográficas de los datos relevados en este trabajo.

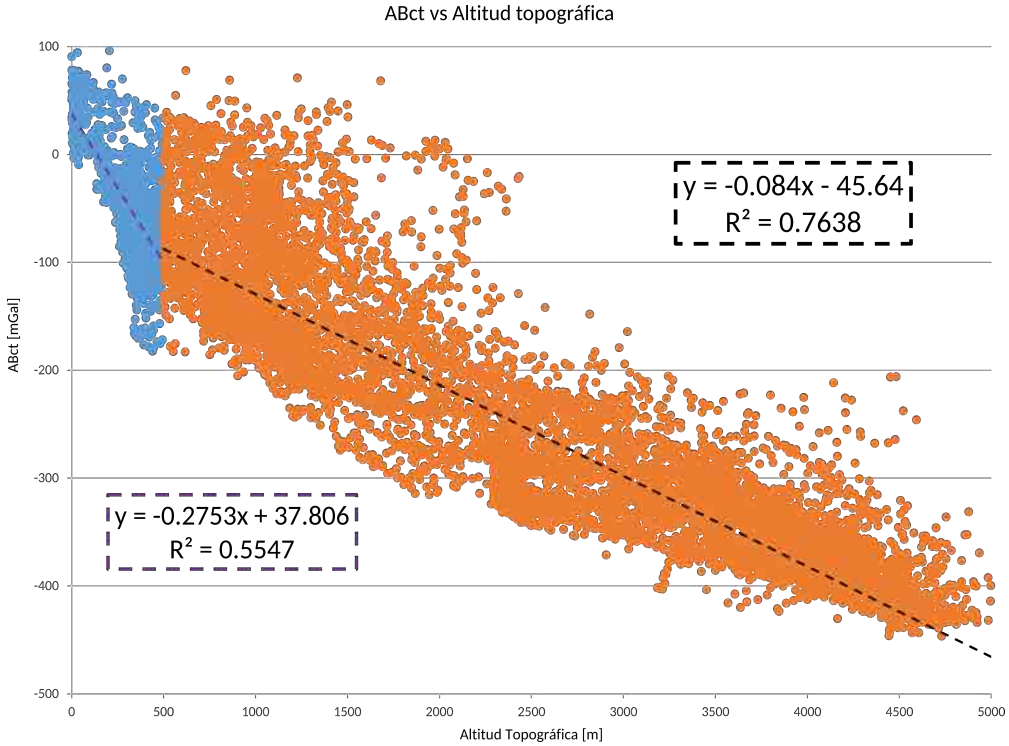


Figura 7.16: Regresiones de las dos tendencias observadas: línea azul a trazos, altitudes inferiores a 500 m; línea negra a trazos, altitudes mayores a 500 m. Con recuadros a trazos, ecuaciones de regresiones y coeficientes de regresiones respectivos.

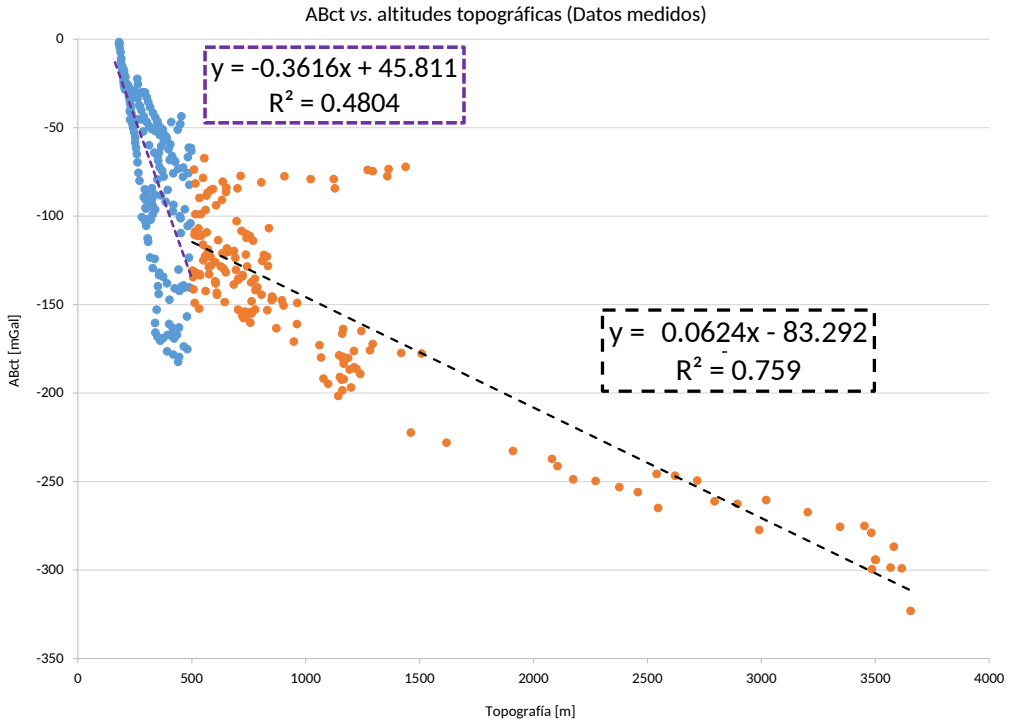


Figura 7.17: Regresiones de las dos tendencias observadas, solamente para los datos relevados en este trabajo, línea azul a trazos, altitudes inferiores a 500 m; línea negra a trazos, altitudes mayores a 500 m. Con recuadros a trazos, ecuaciones de regresiones y coeficientes de regresiones respectivos.

Posteriormente todas las rectas de regresiones fueron comparadas con los resultados obtenidos por Wollard (1969). En la Figura (7.18) se muestra el análisis utilizando toda la base de datos. Mientras que en la Figura (7.19), se visualiza la comparación utilizando solamente los datos relevados en el presente trabajo. Al comparar ambas Figuras, se observan para elevaciones inferiores a $\sim 2\ km$ las mismas interpretaciones, mientras que para mayores elevaciones a la mencionada los resultados difieren. Esto último puede deberse a que no se dispone de gran cantidad de datos (relevados en este trabajo) en zonas de elevaciones topográficas altas. Por este motivo, para las mayores elevaciones, las interpretaciones se harán considerando toda la base de datos.

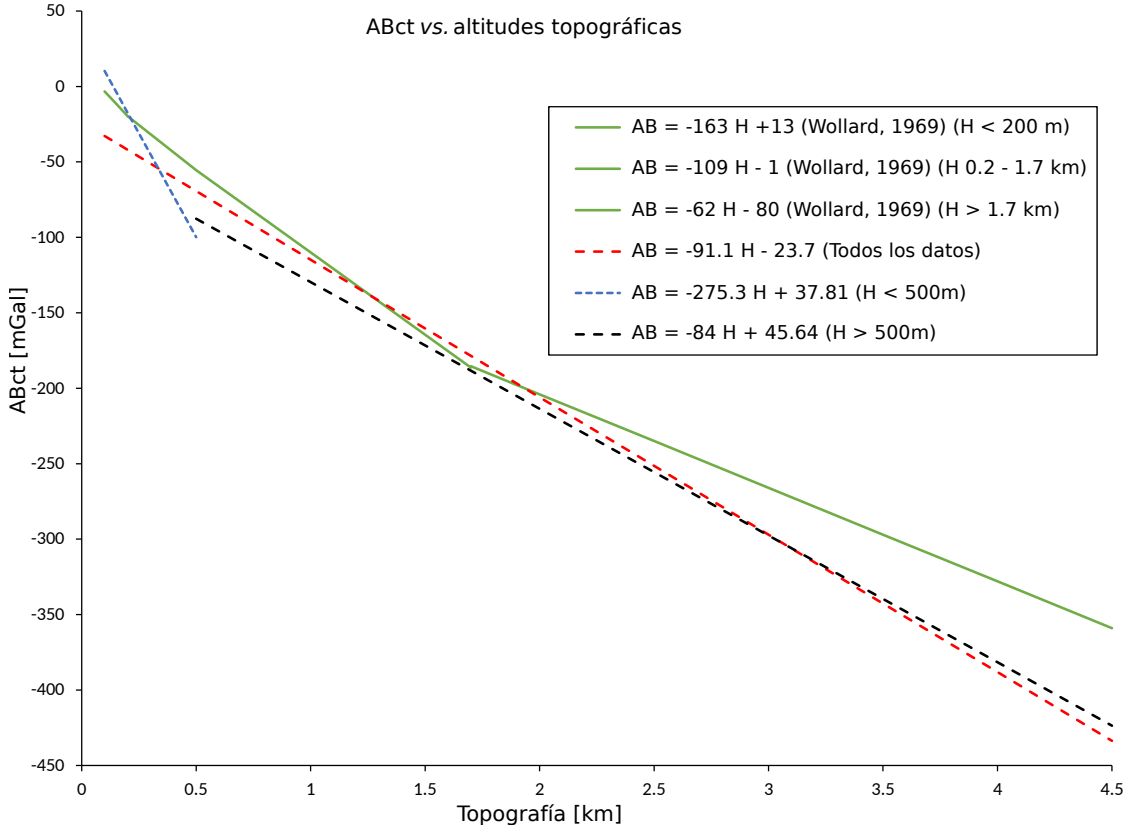


Figura 7.18: Comparación de las rectas de regresiones calculadas en este trabajo desde la base de datos terrestres regional, con la recta obtenida para una región en equilibrio (línea verde) por Wollard (1969). Con recuadros, ecuaciones de regresiones; AB, anomalía de Bouguer y H, altitud topográfica.

Se visualiza para elevaciones mayores a las mencionadas ($\sim 2\ km$), el mismo comportamiento isostático, ya sea considerando la regresión que contempla todos los datos (línea en color rojo en Figura 7.18) o solamente parte de ellos (línea en color negro en Figura 7.18). Mientras que para altitudes inferiores a las menciona, el comportamiento difiere si el análisis se lleva a cabo con la regresión que contempla todos los datos (línea roja a trazos, Figura 7.18) o con una parte de ella (línea negra a trazos, Figura 7.18).

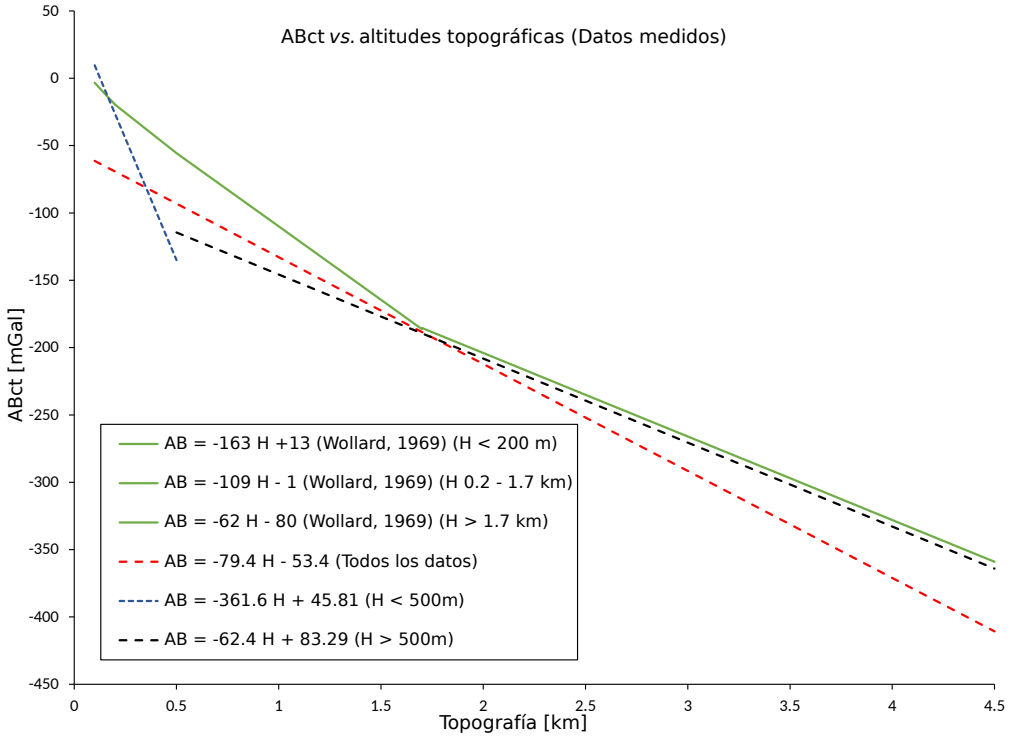


Figura 7.19: Comparación de las rectas de regresiones calculadas en este trabajo con la recta obtenida para una región en equilibrio (línea verde) por Wollard (1969). Utilizando solo datos relevados en el presente trabajo. Con recuadros, ecuaciones de regresiones; AB, anomalía de Bouguer y H, altitud topográfica.

Para evaluar la rama oriental de la cuenca cretácica, se analizaron los datos con altitudes topográficas inferior a 500 m, ya que casi todo el depocentro se localiza en la planicie del Chaco, con alturas topográficas inferiores a dicho valor (ver Figura 7.21). En la Figura (7.20) se muestra la comparación entre Wollard (1969) y las regresiones determinadas usando toda la base de datos. Nuevamente la línea en color rojo, corresponde a la regresión de toda la base de datos, y la línea azul es la regresión para elevaciones inferiores a los 500 m. Para analizar el comportamiento de Lomas de Olmedo, las regresiones fueron comparadas con la recta (línea verde, Figura 7.20) determinada por Wollard (1969). De la comparación entre esta última (línea verde) y la regresión para elevaciones menores a 500 m, se observa un comportamiento isostático para elevaciones inferiores a $\sim$ 230 m (sobrecompensación de anti-raíz) y otro para mayores a dicha elevación (subcompensación de anti-raíz).

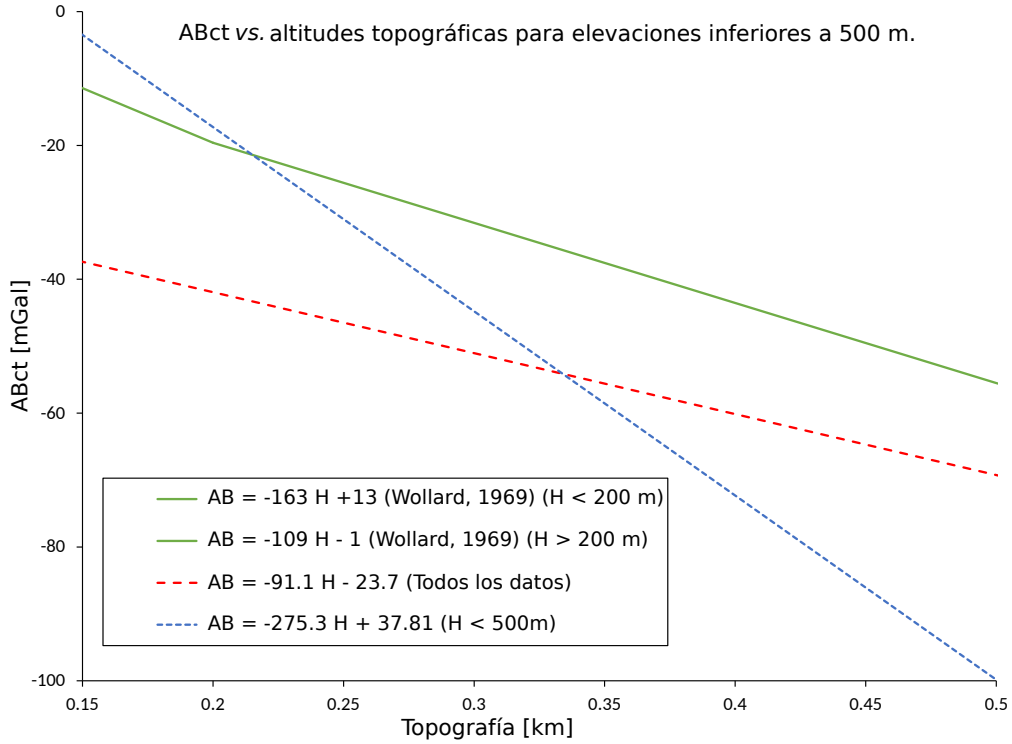


Figura 7.20: Comparación de las rectas de regresión para altitudes menores a 500 m (línea azul a trazos) con la recta (línea verde) de Wollard (1969). Línea roja a trazos, regresión para todos los datos (sin dividir a los 500 m). Con AB, anomalía de Bouguer; H, altitud topográfica.

7.3. Resultados

En primera instancia se obtuvo un modelo de profundidad del Moho hidrostático (Figura 7.3) bajo la hipótesis de Airy-Heiskanen, considerando solamente la raíz (Figura 7.2) para compensar la carga topográfica de la región sobre el nivel del mar, teniendo en cuenta los cuerpos sedimentarios emplazados en la misma. Se observaron profundidades entre los 36 y 40 km bajo las subcuenca Lomas de Olmedo y Pirity, que aumentan hacia el eje del oroclino alcanzando los 65 km en las regiones de la Puna, Altiplano y Cordillera Occidental. Luego, a este modelo de Moho hidrostático, siguiendo lo propuesto por Introcaso (1993), se les descontó la anti-raíz necesaria para compensar las cuencas sedimentarias emplazadas bajo la topografía, obteniendo un nuevo modelo del Moho hidrostático que involucra raíz y antiraíz (Figura 7.8). Este Moho hidrostático, reportó profundidades menores a las obtenidas con el primer modelo, bajo el eje principal de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, alcanzando profundidades inferiores a los 32 km; marcando un atenuamiento cortical, como es de esperarse debido a que se consideró la anti-raíz en dicho modelo. Por otro lado, se observó una correlación directa entre las mayores profundidades de Moho hidrostático y las zonas de baja velocidad de la corteza y los cuerpos volcánicos ignimbríticos reportados por

Beck *et al.* (2015) y Delph *et al.* (2017).

En un trabajo pionero basado en gravimetría Fraga e Introcaso (1990) determinaron un adelgazamiento de corteza en una sección transversal a la subcuenca, pero de menor dimensión y su localización se encontraba hacia el borde oeste del depocentro, en las inmediaciones del anticlinal Lomas de Olmedo, no así el observado en este trabajo en 3D que se localiza bajo el eje principal de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity. Si bien otros trabajos gravimétricos (Prezzi *et al.*, 2009; Tassara *et al.*, 2006; Tassara y Echaurren, 2012) aportan profundidades de la discontinuidad de corteza-manto a escala regional, bajo el depocentro Lomas de Olmedo no se observa el atenuamiento cortical aquí interpretado. Feng *et al.* (2007) y Assumpção *et al.* (2013) reportan mapas de profundidades del Moho con longitudes de onda mayores comparada con la resolución del presente trabajo, como puede observarse en las Figuras (7.9 y7.8, respectivamente). Se observa que las isolíneas de profundidad del Moho (líneas a trazos en negro, Figuras 7.8 y 7.9) presentan una tendencia aproximadamente norte-sur en la región septentrional; mientras que en la región central, las isolíneas confluyen hacia la zona Andina, donde la isolínea de 35 km alcanza una dirección prácticamente este-oeste. Al sur del área, las isolíneas vuelven a separarse, donde nuevamente la isolínea de 35 km alcanza una dirección prácticamente este-oeste, marcando un adelgazamiento de corteza. Este adelgazamiento cortical observado con modelos sísmicos tiene una excelente correlación con el modelo del Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz. Si bien en ambos trabajos se puede observar dicho adelgazamiento, según Assumpção *et al.* (2013) se localiza al sur del depocentro (Figura 7.8) mientras que según Feng *et al.* (2007) se localiza levemente desplazado hacia el suroeste del interpretado en este trabajo (Figura 7.9).

En la presente contribución (en el Capítulo 6) se realizaron varias inversiones para determinar la discontinuidad corteza-manto. Se discutieron dos modelos más representativos, Modelos 5 y 15 (ver Figuras 6.23 y 6.57). Se observa similitud morfológica entre estos Mohos gravimétricos y el modelo de Moho hidrostático que vincula raíz-antiraíz (Figura 7.6). Para cuantificar las similitudes fueron computados mapas de diferencias entre ellos (Figuras 7.10 y 7.11). En el mapa de diferencia con el Modelo 5, se observan valores máximos del orden de los 5 km, mientras que con el Modelo 15 las diferencias superan los 8 km. En ambos mapas se observan diferencias considerablemente negativas en las inmediaciones del frente de deformación de los Andes y la zona del complejo volcánico APVC (Figuras 7.10 y 7.11). Hacia el antepaís, un resultado importante que se destaca, es diferencias de profundidades

muy pequeñas entre el Moho hidrostático (raíz-antiraíz) y ambos Mohos gravimétricos, bajo el eje de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity.

Esta excelente correlación observada entre el modelo teórico de la corteza que involucra raíz y anti-raíz y las inversiones gravimétricas de la discontinuidad corteza-manto (Modelos 5 y 15), como así también con los Mohos reportados desde estudios sismológicos regionales (Figura 7.8 y 7.9), apoyan y validan la elección del modelo local de Airy-Heiskanen para computar el Moho hidrostático y para el análisis isostático, principalmente para las regiones donde se localizan los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, que se originaron por mecanismos distensivos y en los cuales prevalece su estructura original (Comínguez y Ramos, 1995; Bianucci, 1999). Mientras que hacia zonas de antepaís cercano podría operar el mecanismo de compensación regional o flexural, tal como ha sido interpretado por algunos autores (Prezzi *et al.*, 2014; Chase *et al.*, 2009; Tassara, 2005; Tassara y Yáñez, 2003, entre otros).

Si bien, los mapas de anomalías isostáticas (Figuras 7.12 y 7.13) en general presentan una morfología similar, se analizan los resultados obtenidos en base a las propuestas de Introcaso (1993) y Ruiz e Introcaso (2000) (Figura 7.13) para cuencas sedimentarias, basado en un modelo más representativo. En el frente de deformación de los Andes, en general se observan valores negativos de anomalías isostáticas, con valores mínimos en Bolivia, que aumentan hacia el oriente. Bajo el eje del depocentro Lomas de Olmedo se observan valores negativos de anomalías isostáticas con amplitudes superiores a los $\sim$ -20 $mGal$, que aumentan hacia el antepaís distal, siendo positivas en Paraguay, exhibiendo un basculamiento. Los valores más bajos de AI se encontraron en la región occidental de estudio. Observamos que estas anomalías están correlacionadas espacialmente con los complejos volcánicos ignimbríticos, zonas de baja velocidad de la corteza, los volcanes Holocenos y calderas más importantes (Beck *et al.*, 2015; Delph *et al.*, 2017).

Por otro lado, se evaluó el estado isostático de la región a partir de un análisis estadístico, comparando las anomalías de Bouguer completas respecto las altitudes topográficas utilizando toda base de datos terrestres (Figura 7.14) y a partir de los datos adquiridos en campaña en este trabajo (Figura 7.15). Se observaron dos tendencias en los datos, una para altitudes mayores a 500 m (representada por las líneas a trazos en color negro), y otra para altitudes inferiores a la mencionada (representada por la línea a trazos azul) (Figuras 7.16 y 7.17). Para elevaciones superiores a $\sim$ 2 km, se analizó la regresión que contempla toda la base de

datos, debido a la escasez de datos gravimétricos relevados en este trabajo para las grandes elevaciones.

Se puede observar para dichas elevaciones ($\gtrsim 2\ km$), que las regresiones de los datos analizados (ver líneas en color negro y rojo), contienen valores de $ABct$ más negativas que las que se esperarían, para dichas elevaciones según el modelo de Wollard (1969) (línea verde) (ver Figura 7.18). Este comportamiento, indica un déficit de densidad o sobrecompensación de raíz.

Mientras que para altitudes inferiores a las mencionadas, el comportamiento difiere si el análisis se lleva a cabo con la regresión que contempla todos los datos (línea roja a trazos, Figuras 7.18 y 7.19) o con una parte de ellos (líneas negra y azul a trazos, Figuras 7.18 y 7.19).

Los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity se localizan en la llanura del Chaco, con elevaciones inferiores a los 500 m (ver curva de nivel en Figura 7.21). En la Figura (7.20) se muestran las regresiones utilizando toda la base de datos, para analizar en detalle el comportamiento de la subcuenca Lomas de Olmedo. Esta Figura no corresponde al depocentro Pirity, ya que solamente se dispone de datos terrestres en Argentina (ver Figura 3.19). De este modo, la regresión que representaría el comportamiento de la subcuenca Lomas de Olmedo, es la determinada para elevaciones inferiores a los $\sim 2\ km$ (línea azul Figura 7.20). Al comparar con la regresiones de Wollard (1969), se observa para elevaciones entre $\sim$ 230-500 m, anomalías gravimétricas más negativas que las esperadas según este modelo, implicando un déficit de masa. En este caso, como lo que se analiza es una cuenca sedimentaria, esto implica una subcompensación de anti-raíz. Mientras que para elevaciones inferiores a la misma, se genera un basculamiento en las anomalías, observándose un exceso de masa o una sobrecompensación de anti-raíz.

Se observa una estricta correlación entre los resultados obtenidos a partir de las anomalías isostáticas y el análisis estadístico de las anomalías gravimétricas. En este sentido, los valores más bajos de AI (-80 $mGal$) fueron observados en las zonas de mayor elevación topográfica, implicando un déficit de masa o sobrecompensación de raíz Andina. El mismo resultado se observó a partir del análisis estadístico de las anomalías para altitudes mayores a $\sim 2\ km$. De mismo modo, para la subcuenca Lomas de Olmedo se observó un basculamiento tanto en las AI como en el análisis estadístico de los datos. En la Figura (7.21) se presenta la curva de nivel topográfica de 230 m y la isolínea de anomalías isostáticas (que involucra raíz-antiraíz)

igual a cero, mostrando la excelente correlación de este basculamiento.

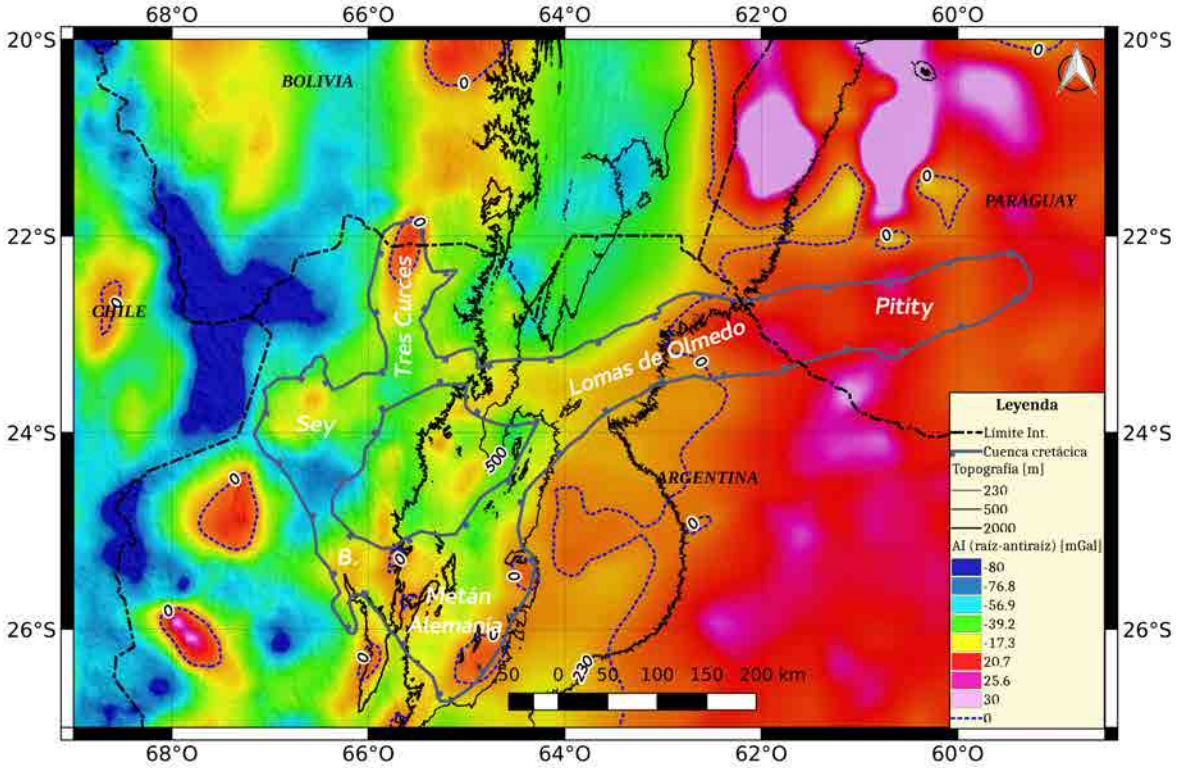


Figura 7.21: Mapa de anomalías isostáticas obtenido a partir de sustraerle el efecto gravimétrico del Moho hidrostático (que involucra raíz y anti-raíz) a las $ABct_{CS}$. Cuenca cretácica modificada de Wiens (1995), Salfity y Marquillas (1994), Starck *et al.* (2011) y Clebsch Kuhn (1991). Curvas de nivel topográfica (SRTM90).

Capítulo 8

Mecanismo Flexural. Espesor Elástico (T_e)

La teoría de la tectónica de placas sugiere que la litosfera se puede dividir en un número de placas que han permanecido relativamente rígidas durante largos períodos de tiempo (Watts y Burov, 2003). Las propiedades de la litosfera rigen la deformación y la dinámica de las placas tectónicas (Kirby, 2014). La rigidez a la flexión (D) es una de estas propiedades, que representa una medida de la resistencia litosférica a la flexión (por ejemplo Watts y Burov, 2003). Dado que la rigidez a la flexión depende de la reología de los materiales, se representa más comúnmente mediante el espesor elástico efectivo (T_e), que representa la extensión vertical de la litosfera con comportamiento elástico (por ejemplo Burov y Diament, 1995; Turcotte y Schubert, 2002; Watts y Burov, 2003; Kirby, 2014). La rigidez de la litosfera (D) está relacionada con T_e mediante la Ecuación (8.1) (Watts, 2001; Turcotte y Schubert, 2002)

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \tag{8.1}$$

donde E y ν son el módulo de Young y la relación de Poisson, cuyos valores estándares son $E = 10^{11}$ Pa, $\nu = 0,25$, respectivamente (Tassara *et al.*, 2007; Kirby y Swain, 2011, entre otros).

Aunque la litosfera real está constituida por materiales de diferentes reologías, durante periodos de tiempo prolongados, la desviación producida por las cargas topográficas podría evaluarse considerando la litosfera como una placa elástica bidimensional infinita que cubre un sustrato fluido (manto astenosférico) (por ejemplo Burov y Diament, 1995, 1996; Turcotte

y Schubert, 2002; Watts, 2001; Watts y Burov, 2003). La respuesta de flexión en la litosfera oceánica y continental es diferente (Watts y Burov, 2003). En la litosfera oceánica relativamente joven (que tiene una reología de capa única), el T_e depende principalmente de la edad térmica (Watts, 1978). La litosfera continental más antigua generalmente tiene muchas capas con reología diferente y por lo tanto la rigidez litosférica está controlada principalmente por: el estado térmico (edad termo-tectónica), estado de acoplamiento de corteza-manto, el espesor de corteza y manto mecánicamente competente, esfuerzo flexural producido por las cargas superficiales y subsuperficiales (para una revisión ver Burov y Diament, 1995). En general, las litosferas antiguas ($>$ 1,5 Ga) son más fuertes ($T_e >$ 60 km) y más frías, mientras que las litosferas más jóvenes ($<$ 1 Ga) son más débiles ($T_e <$ 30 km) (Pérez-Gussinyé y Watts, 2005; Audet y Bürgmann, 2011). Valores entre 2 a 50 km de T_e son representativos de las litosferas oceánicas (Watts y Burov, 2003), mientras que los valores de T_e en las regiones continentales son muy variables. Por ejemplo, en una litosfera antigua acoplada, T_e podría ser mayor a 110 km (Burov y Diament, 1995).

Como ya fue mencionado, los Andes Centrales frontales poseen dos estilos de deformación diferentes. Un estilo de piel gruesa en las Sierras de Santa Bárbara, mientras que en las Sierras Subandinas se trata de una faja plegada de tipo piel fina (Allmendinger y Gubbels, 1996; Kley y Monaldi, 1998; Kley *et al.*, 1999). Watts *et al.* (1995) proponen que el estilo de deformación de piel fina se relaciona con una litosfera rígida presentando valores altos de T_e, mientras que la deformación de piel gruesa están relacionados con valores bajos de T_e. Resultados similares a escala global fueron obtenidos por Mouthereau *et al.* (2013). Sin embargo, muchos trabajos posteriores (por ej. Stewart y Watts, 1997; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005; Mantovani *et al.*, 2001, 2005; Wienecke *et al.*, 2007; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2009) rompen esta correlación entre el estilo de deformación y el espesor elástico en los Andes frontales. Sumado a esto, para la misma región, los valores de T_e son ampliamente variables de un trabajo a otro (por ej. Watts *et al.*, 1995; Stewart y Watts, 1997; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005; Tassara *et al.*, 2007; Mantovani *et al.*, 2001, 2005; Wienecke *et al.*, 2007; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2007, 2008, 2009; Kirby y Swain, 2011; McKenzie *et al.*, 2014), que muestra la dependencia de la metodología aplicada para su cálculo (Crosby, 2007; Sacek y Ussami, 2009).

Entre los métodos más comúnmente utilizados para estimar T_e se encuentran: i) El análisis espectral inverso, mediante correlación cruzada de datos de gravedad y topografía en el

dominio frecuencial (por ejemplo Forsyth, 1985; McKenzie, 2003; Kirby, 2014). En este método, la resolución espacial se mejora mediante técnicas como *multitaper* (por ejemplo Simons *et al.*, 2003; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2009), *wavelet* (por ejemplo Kirby y Swain, 2004; Swain y Kirby, 2006; Kirby y Swain, 2011) o *convolution* (Braitenberg *et al.*, 2002). ii) El modelado gravimétrico directo de la litosfera y la solución de la ecuación diferencial de una placa elástica (por ejemplo Karner y Watts, 1983; Stewart y Watts, 1997; Turcotte y Schubert, 2002; Wienecke *et al.*, 2007). iii) Analizando las diferencias en las anomalías de gravedad entre los datos observados y la respuesta del modelo viscoelástico (por ejemplo Mantovani *et al.*, 1999, 2001, 2005).

Sacek y Ussami (2009) han evaluado la discrepancia en los valores de T_e determinados en América del Sur a través de diferentes metodologías (Stewart y Watts, 1997; Tassara *et al.*, 2007; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2007). Los autores concluyeron que los valores de T_e obtenidos por modelado directo (Stewart y Watts, 1997) representan mejor la profundidad de la cuenca del antepaís y las anomalías de gravedad en los Andes Centrales que los valores de T_e obtenidos por métodos espectrales de Tassara *et al.* (2007) y Pérez-Gussinyé *et al.* (2007). Esto se debe a que los valores T_e estimados usando métodos espectrales dependen del tamaño de la ventana. Por lo tanto, T_e no es un valor promedio simple dentro de una ventana en particular, sino que el T_e está sesgado hacia valores más bajos (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2007; Crosby, 2007). Además, los valores de T_e calculados por coherencia en ondícula de Bouguer (Tassara *et al.*, 2007) están subestimados debido a la gran escala de las ondículas (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2007; Sacek y Ussami, 2009).

Se evaluó la rigidez litosférica de la región mediante la elaboración de mapas de T_e variable de buena resolución (García *et al.*, 2018). Para ello, se llevaron a cabo dos estudios; uno regional de gran cobertura areal para comprender mejor la relación potencial entre los valores de espesor elástico y el estilo y naturaleza de deformación en los Andes Centrales frontales, utilizando para ello la extensa base de datos del modelo EIGEN-6C4; y otro de menor dimensión, a partir de datos terrestres, para comprender la génesis de las cuencas sedimentarias de la región.

8.1. Metodología

En la presente contribución, el T_e se determinó utilizando un código escrito bajo el lenguaje *Python* desarrollado por Soler (2015), el cual hace uso de las librerías de código abierto como *Scipy, Matplotlib y Faitando a Terra* (Jones *et al.*, 2001; Hunter, 2007; Uieda *et al.*, 2014). Para estimar mapas de buena resolución de T_e se seguirán una a serie de criterios (García *et al.*, 2018):

- Para el estudio de detalle de la cuenca se utilizó la base de datos de gravedad terrestres de buena resolución confecionada en este trabajo. Mientras que para el estudio regional se utilizó datos del modelo global EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014). Estos datos de mayor precisión y resolución, no han sido utilizado en estudios previos T_e en los Andes Centrales. Por ejemplo Pérez-Gussinyé *et al.* (2007), Pérez-Gussinyé *et al.* (2008), Pérez-Gussinyé *et al.* (2009) y Tassara *et al.* (2007) implementaron estudios a partir del modelo EIGEN-CG03C (Förste *et al.*, 2005), Jekeli *et al.* (2013) y McKenzie *et al.* (2014) usaron datos del satélite GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*) (Pavlis *et al.*, 2008, 2012).

- Se aplicó un método de modelado directo en lugar de métodos de coherencia y admitancia (Sacek y Ussami, 2009).

- El modelado de la discontinuidad corteza manto, que se utilizó para estimar los valores de T_e fue cuidadosamente analizado en el Capítulo 6.

- Se realizó un análisis pormenorizado de las densidades del modelo de placa elástica a utilizar.

- La metodología que se aplicó permite calcular la deflexión de la placa elástica considerando todas la carga topográfica en el plano x-y. Es decir, que se obtiene la flexión de la placa, como respuesta de la carga en todas las direcciones. Con la ventaja, de que se puede calcular el T_e en ventanas de dimensiones variables determinando el tamaño de la ventana desde un análisis de precisión interactivo, esto permite seleccionar el menor tamaño de ventana de cálculo, confiriendo alta resolución al mapa de T_e resultante (donde en cada ventana se tiene la influencia de toda la carga topográfica, más allá de la ventana de cálculo). En particular, no se trata de un método iterativo, donde cada

T_e estimado presenta un único y mínimo error, donde el intérprete selecciona el valor más adecuado, en función de la precisión intrínseca del cálculo.

- Para respaldar el ítem anterior, se realizó un análisis del tamaño de ventana óptimo para la estimación del T_e, a partir del análisis de un modelo sintético.

8.1.1. Modelo de flexión

La flexura de la litosfera puede evaluarse considerándola como un modelo de placa elástica bidimensional infinita, como se mencionó anteriormente (por ejemplo Turcotte y Schubert, 2002). Este modelo se usa cuando la carga está ubicada lejos de la trinchera de la placa (por ejemplo Watts, 2001). Cuando la carga está cerca del de la trinchera, el modelo utilizado es una placa rota o una placa semi-infinita (por ejemplo Watts, 2001; Turcotte y Schubert, 2002). Usaremos el modelo de placa infinita (Figura 8.1), ya que el área de principal interés, como el frente de deformación y las cuencas sedimentarias se ubican relativamente lejos del margen.

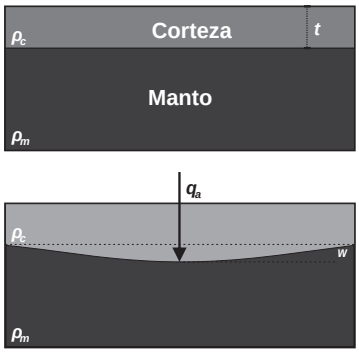


Figura 8.1: Esquema del mecanismo de compensación regional (Turcotte y Schubert, 2002). La imagen de arriba muestra la corteza continental separada del manto superior por la discontinuidad de Moho, previamente a la aplicación de la carga topográfica. La imagen debajo, muestra la deflexión (w) por la carga topográfica aplicada q_a, siendo, t el espesor normal de la corteza, ρ_c la densidad de la corteza y ρ_m la densidad del manto.

El (Figura 8.1) muestra el mecanismo de compensación regional (Turcotte y Schubert, 2002). La corteza continental con un espesor t y densidad ρ_c está separada del manto superior con densidad ρ_m por la discontinuidad del Moho. El cual se desvía hacia abajo cuando se aplica una carga. Por lo tanto, el espacio recién creado está lleno de rocas de corteza (Turcotte y Schubert, 2002). La Ecuación diferencial (8.2) (Stewart y Watts, 1997; Garcia *et al.*, 2015) relaciona la deflexión $w(x, y)$ para cargas topográficas conocidas ($\rho_t g H(x, y)$) distribuidas en el plano xy, la rigidez flexural variable $D(x, y)$ y las fuerzas horizontales (aquí iguales a

cero), como fue determinado para la región de estudio, por ejemplo Tassara y Yáñez (2003) y Tassara (2005).

$$\nabla^2\left[D\nabla^2 w\right] - (1-\nu)\left[\frac{\partial^2 D}{\partial x^2}\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} - 2\frac{\partial^2 D}{\partial x \partial y}\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 D}{\partial y^2}\frac{\partial^2 w}{\partial x^2}\right] + (\rho_m - \rho_{\text{infill}})gw = \rho_t g h \tag{8.2}$$

Siendo ρ_t la densidad topográfica, $g = 9,8 m/s^2$, $H(x,y)$ la elevación topográfica y $(\rho_m - \rho_{\text{infill}})gw$ la fuerza restauradora, que es equivalente a la fuerza resultante de reemplazar las rocas del manto por rocas de la corteza en una columna de espesor $w(x,y)$. Donde ρ_m es la densidad del manto superior y ρ_{infill} es la densidad del relleno del espacio creado por la deflexión.

La última ecuación se resuelve fácilmente en el dominio del número de onda ($\mathbf{k} = (k_x, k_y)$) al aplicar la Transformada de Fourier a cada miembro de la ecuación (Brigham, 1974; Watts, 2001). Además, considerando D constante, $W(k_x, k_y)$ y $H(k_x, k_y)$ la representación en dominio número de onda de la deflexión $w(x,y)$ y la topografía $H(x,y)$ respectivamente y usando las propiedades de la Transformada de Fourier, la deflexión se determina por la siguiente Ecuación (8.3) (Watts, 2001).

$$W(k_x, k_y) = \frac{\rho_t}{\rho_m - \rho_{\text{infill}}}\,\Phi_e(k) H(k_x, k_y) \tag{8.3}$$

Donde la función $\Phi_e(k)$ viene dada por la Ecuación (8.4):

$$\Phi_e(k) = \left[\frac{Dk^4}{(\rho_m - \rho_{\text{infill}})g} + 1\right]^{-1} \tag{8.4}$$

8.2. Estudio Regional a partir del Modelo EIGEN-6C4

En el Capítulo 6, se observó que el Moho gravimétrico obtenido a partir de las anomalías del modelo EIGEN-6C4 y el Moho determinado a partir de datos terrestres (Figura 6.18) presentaban diferencias poco significativas. Esto sugiere que las anomalías del modelo EIGEN-6C4 representan con aceptable precisión las estructuras profundas como la discontinuidad corteza-manto. Además, este modelo (EIGEN-6C4) implica la superposición de datos satelitales que cubren homogéneamente y ampliamente el área. Por ello, para la estimación

del mapa de T_e regional, en un área que excede ampliamente las cuencas sedimentarias del norte argentino y cubre los dos estilos de deformación del frente orogénico, se utilizó el Moho gravimétrico obtenido a partir de dicha base de datos (Figura 6.1 a). Cuya inversión se realizó a partir de anomalías de Bouguer completas y utilizando un contraste de densidad constante de 0,41 g/cm^3 (ver Tabla 6.1).

8.2.1. Análisis de densidades

Para computar la deflexión (w) que genera la carga topográfica se utilizó la Ecuación (8.3), que fue implementada en el lenguaje de programación *Python*, utilizando algunas de las librerías mencionadas previamente. En el procesamiento se requiere conocer las densidades de: las rocas que llenan el espacio vacío (ρ_{infill}) desplazado hacia abajo, de la topografía (ρ_t) y del manto superior (ρ_m). Para elegir el valor de densidad correcto para utilizar en el modelo, se consideraron diferentes densidades corticales promedio. Cada valor de densidad genera una desviación específica producida por la carga. Las densidades utilizadas fueron: sedimento de antepaís (ρ_f), sedimento arbitrario (ρ_s), corteza superior (ρ_{cs}) y corteza inferior (ρ_{ci}) (ver valores en Tablas 5.1 y 6.3). La densidad promedio de sedimentos de antepaís se obtuvo a partir de las velocidades sísmicas reportadas por Comínguez y Ramos (1995) usando la ecuación de Gardner *et al.* (1974). Valores similares de sedimentos de antepaís (ρ_f) ha sido utilizado por Prezzi *et al.* (2014). Los valores de densidad de la corteza superior e inferior se especificaron previamente. La densidad arbitraria de relleno de sedimentos se consideró utilizando un valor medio global entre los sedimentos de antepaís y la corteza superior. Prezzi *et al.* (2009) ha calculado valores de densidad similares para la cuenca del Chaco; e iguales valores de densidad de sedimentos se han utilizado en otros estudios regionales de flexura (por ejemplo Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014).

Cada deflexión y sus anomalías de gravedad fueron calculadas utilizando como densidad de relleno los valores de densidad cortical mencionados anteriormente (es decir, ρ_f, ρ_s, ρ_{cs} y ρ_{ci}). Para cada densidad, se consideraron una serie de valores hipotéticos de T_e que variaban de 0 a 100 km y mediante el uso de las Ecuaciones (8.3 y 8.4), para cada valor de T_e se calcularon las respectivas deflexiones (w_i). Luego, el efecto de gravedad de cada deflexión (w_i) se calculó por modelado directo a través de prismas rectangulares. Esto se llevó a cabo utilizando las funciones en *fatiando.gravmag* de *Fatiando a Terra* (Uieda *et al.*, 2014). En las Figuras (8.2, 8.3, 8.4, 8.5) se muestran las deflexiones y anomalías de Bouguer solamente

para algunos valores de T_e (0, 20, 50 y 100 km) considerando densidades de relleno (ρ_{infill}) iguales a ρ_f, ρ_s, ρ_{cs} y ρ_{ci}, respectivamente, a efectos de seleccionar el valor más representativo.

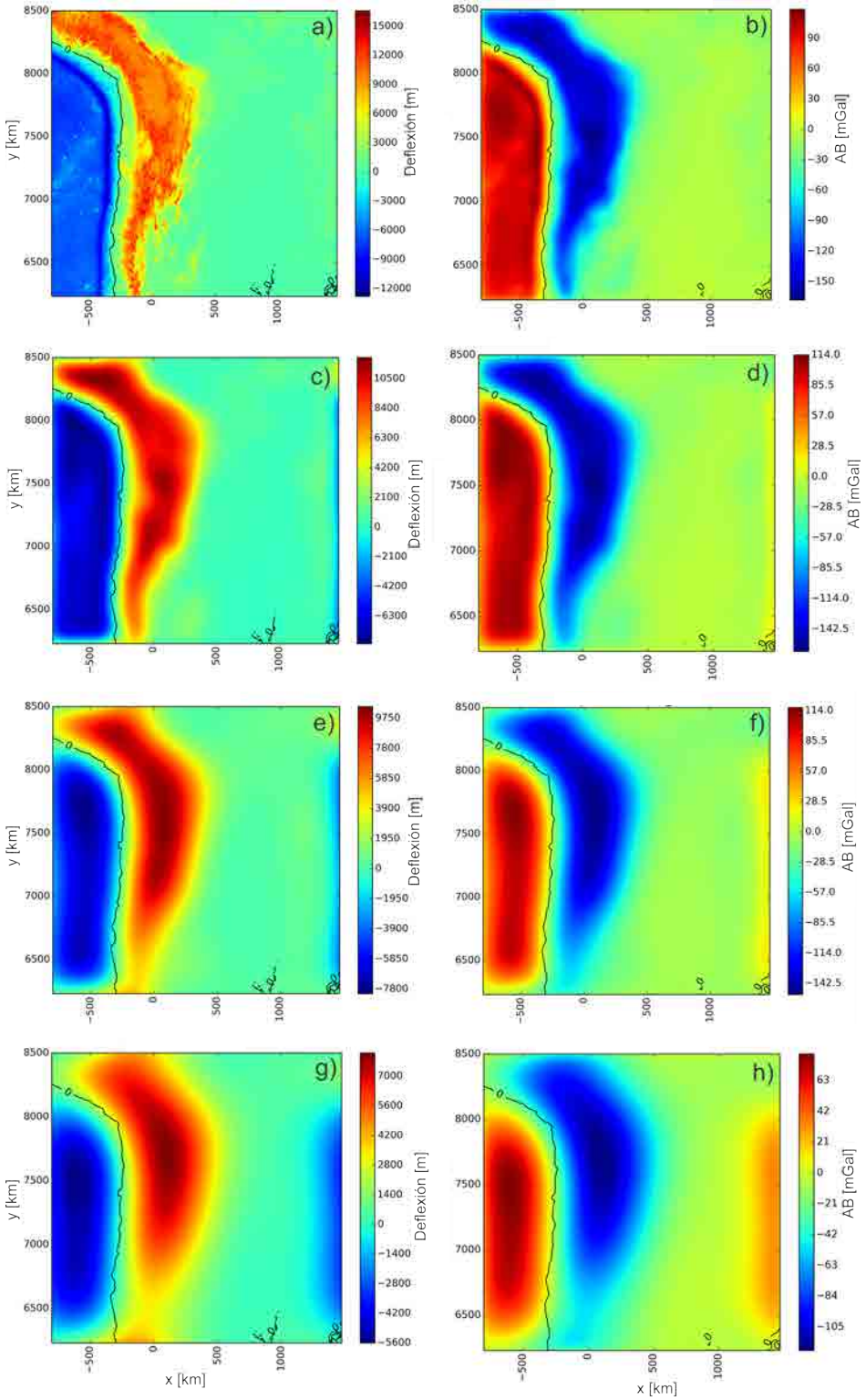


Figura 8.2: Deflexiones de placa (columna izquierda) y respectivas anomalías de Bouguer (columna derecha) considerando como densidad de relleno (ρ_{infill}) a la densidad de sedimentos de antepaís (ρ_f) igual a 2,25 g/cm^3. Para un T_e constante igual a 0 km (a,b), 20 km (c,d), 50 km (e,f), 100 km (g,h).

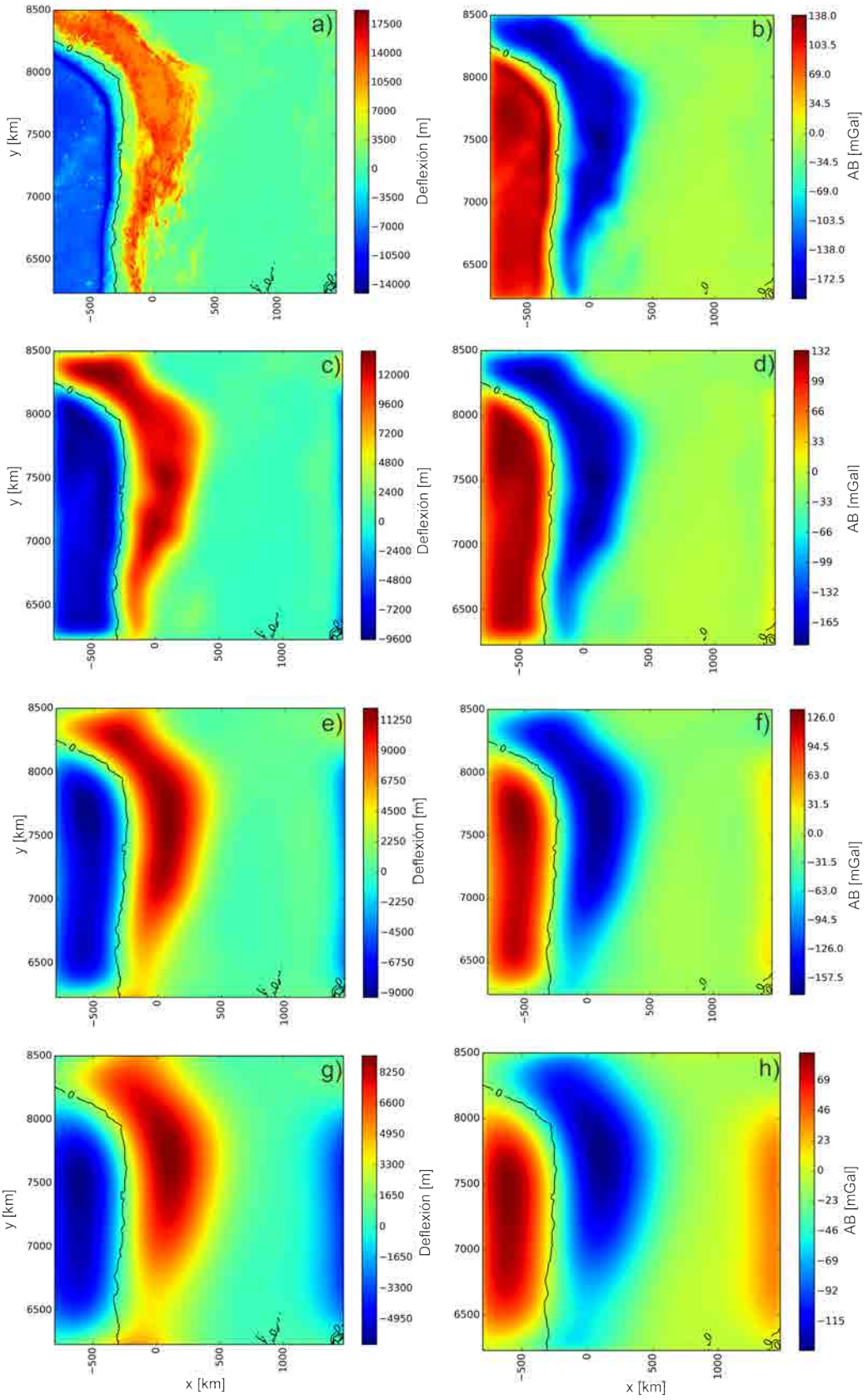


Figura 8.3: Deflexiones de placa (columna izquierda) y respectivas anomalías de Bouguer (columna derecha) considerando como densidad de relleno (ρ_{infill}) a la densidad de sedimentos arbitraria (ρ_s) igual a 2,40 g/cm^3. Para un T_e constante igual a 0 km (a,b), 20 km (c,d), 50 km (e,f), 100 km (g,h).

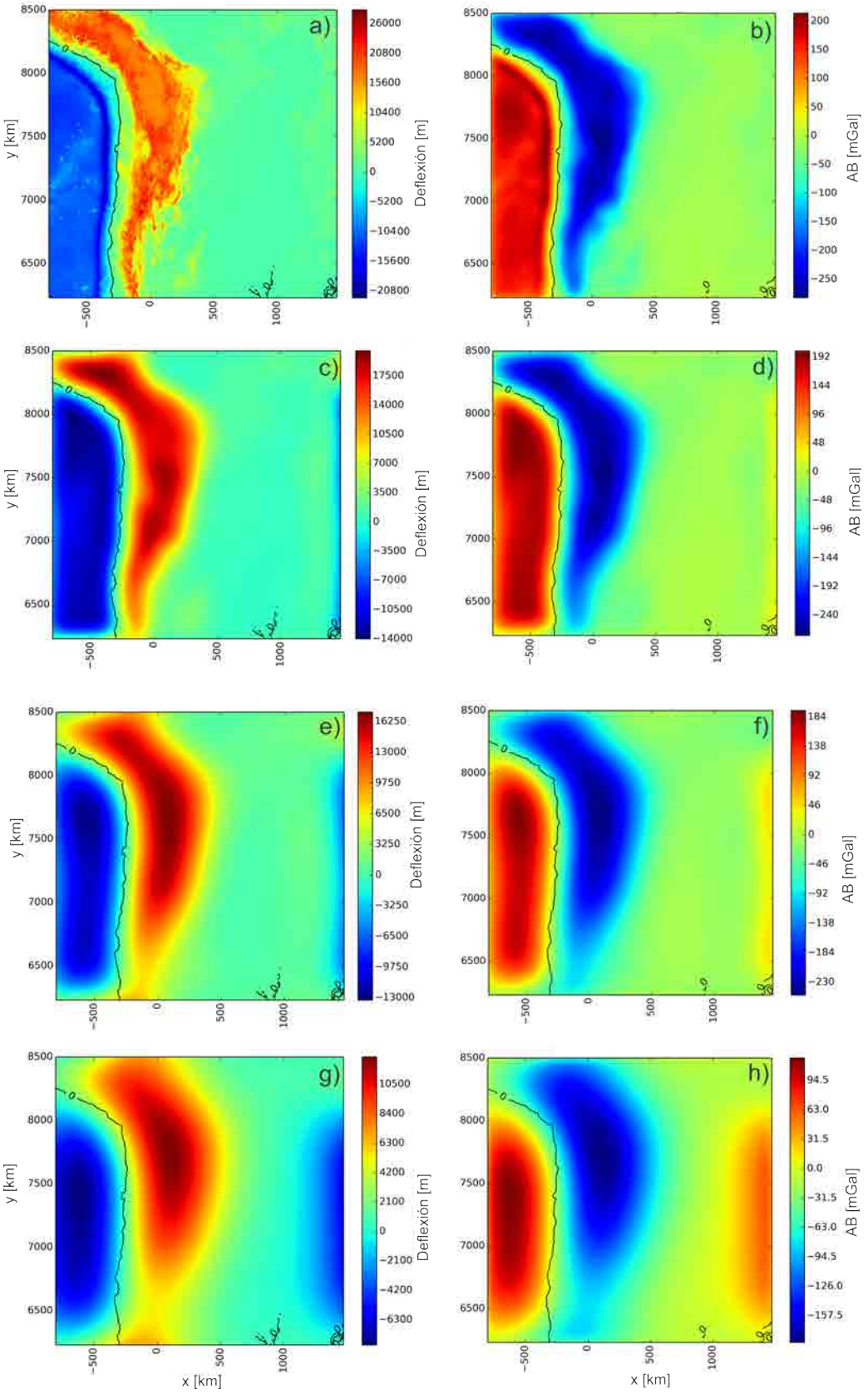


Figura 8.4: Deflexiones de placa (columna izquierda) y respectivas anomalías de Bouguer (columna derecha) considerando como densidad de relleno (ρ_{infill}) a la densidad de corteza superior (ρ_{csup}) igual a 2,69 g/cm^3. Para un T_e constante igual a 0 km (a,b), 20 km (c,d), 50 km (e,f), 100 km (g,h).

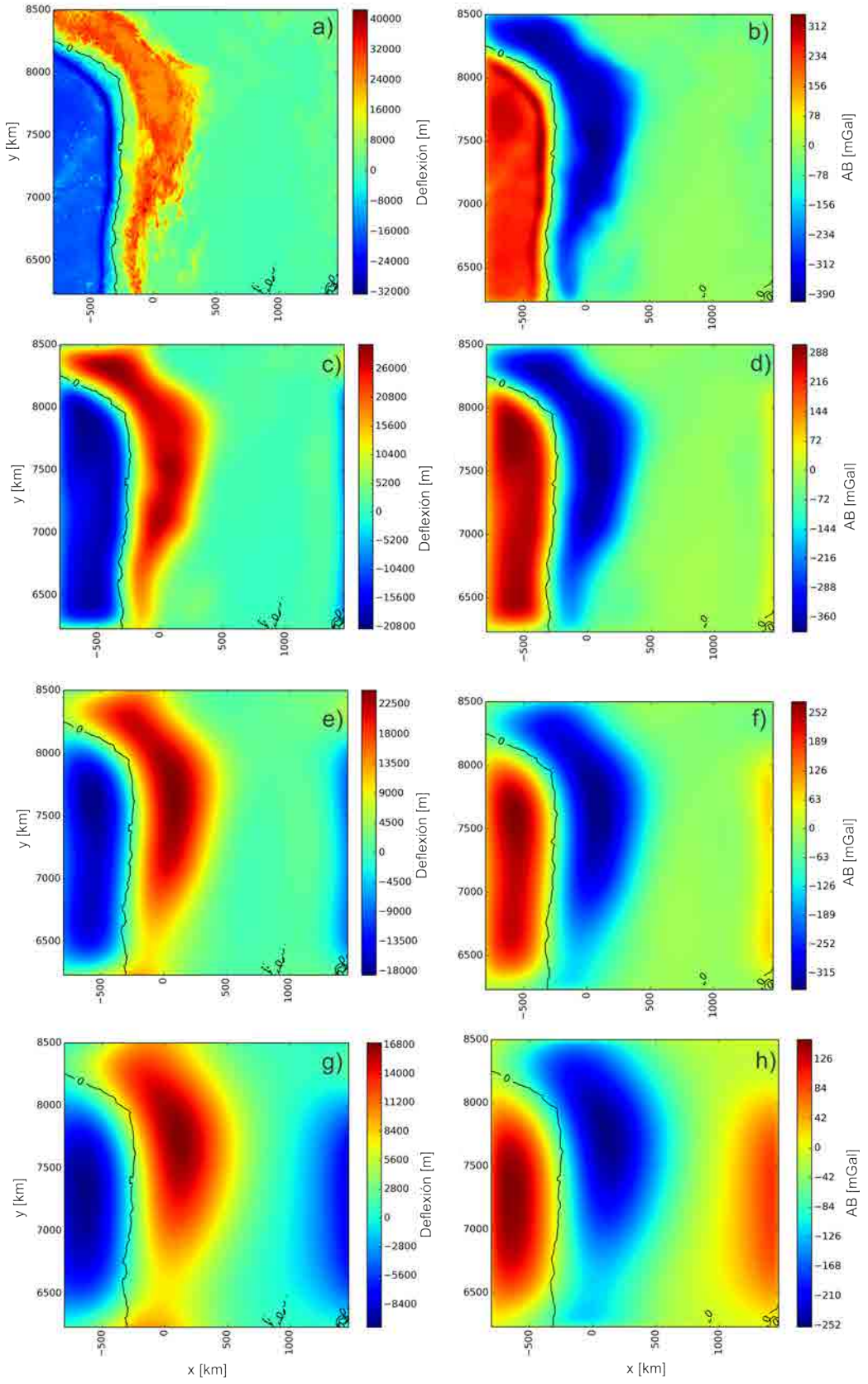


Figura 8.5: Deflexiones de placa (columna izquierda) y respectivas anomalías de Bouguer (columna derecha) considerando como densidad de relleno (ρ_{infill}) a la densidad de corteza inferior (ρ_{ci}) igual a 2,89 g/cm^3. Para un T_e constante igual a 0 km (a,b), 20 km (c,d), 50 km (e,f), 100 km (g,h).

Por otro lado, las altas frecuencias presentes en la anomalía de gravedad de Bouguer ($ABct$) se filtraron para estimar una anomalía de gravedad regional. Esta anomalía regional se obtuvo siguiendo un método propuesto por Pacino e Introcaso (1987). En este sentido, se calculó el efecto gravimétrico del Moho invertido (ver Figura 6.1), implementado en *Python*, utilizando las funciones mencionadas anteriormente (Uieda *et al.*, 2014). Además, las anomalías regionales se calcularon a partir de las anomalías de Bouguer (Figura 3.21), aplicando el método de continuación ascendente (Jacobsen, 1987; Blakely, 1995) a 20 km, 25 km y 30 km. De esta forma, observamos que las anomalías regionales obtenidas por diferentes métodos son consistentes. Para poder verificar cual es la densidad de relleno (ρ_{infill}) más representativa, se realizaron dos perfiles en los cuales es posible visualizar conjuntamente todas las deflexiones y las anomalías. Se trazaron dos perfiles (Figuras 8.6 y 8.7), uno que atraviesa el Sistema Subandino (A-A') y otro en Santa Bárbara (C-C') (ver ubicación en la Figura 6.1).

El sistema de cuencas de antepaís está controlado principalmente por subsidencia flexural relacionada con la carga topográfica (Jordan, 1981; DeCelles y Giles, 1996). Para una interpretación geológica, un enfoque más confiable es determinar el T_e al comparar el hundimiento predicho por el modelo de placa elástica con la profundidad de la cuenca del antepaís (por ejemplo Sacek y Ussami, 2009; García *et al.*, 2018). Siguiendo este criterio se determinaron los valores de T_e, comparando las deflexiones calculadas (usando ρ_f, ρ_s, ρ_{cs} y ρ_{ci}) con la profundidad de la cuenca de antepaís del Chaco (Figura 8.8). La profundidad del sedimento del antepaís se obtuvo a partir de una línea sísmica con un rumbo NW-SE publicado por Bianucci (1999) y Comínguez y Ramos (1995), que cruza el perfil B-B' (ver ubicación en la Figura 6.1). Estos autores identificaron la profundidad del basamento de la cuenca del Chaco en el dominio del tiempo. Luego, usando las velocidades de ondas P reportadas por dichos autores, obtuvimos la profundidad del antepaís ($z_f \backsim 2{,}1\ km$) en la intersección entre la línea sísmica (s) y el perfil (B-B') (Figura 8.8). De forma similar se analizó el perfil D-D', este cruza dos líneas sísmicas (s1 y s2) (Bianucci, 1999; Comínguez y Ramos, 1995). En este caso, el análisis solo se llevó a cabo para los valores de densidades de relleno (ρ_{infill}) extremos, del antepaís (ρ_f) y de la corteza inferior (ρ_{ci}). Las profundidades de antepaís se obtuvieron de la misma manera que en el perfil B-B' (Figuras 8.9). Se determinaron profundidades de antepaís de $z_{f1} \backsim 2{,}7\ km$ y $z_{f2} \backsim 4{,}34\ km$, en la intersección de las líneas sísmicas y nuestro perfil (D-D').

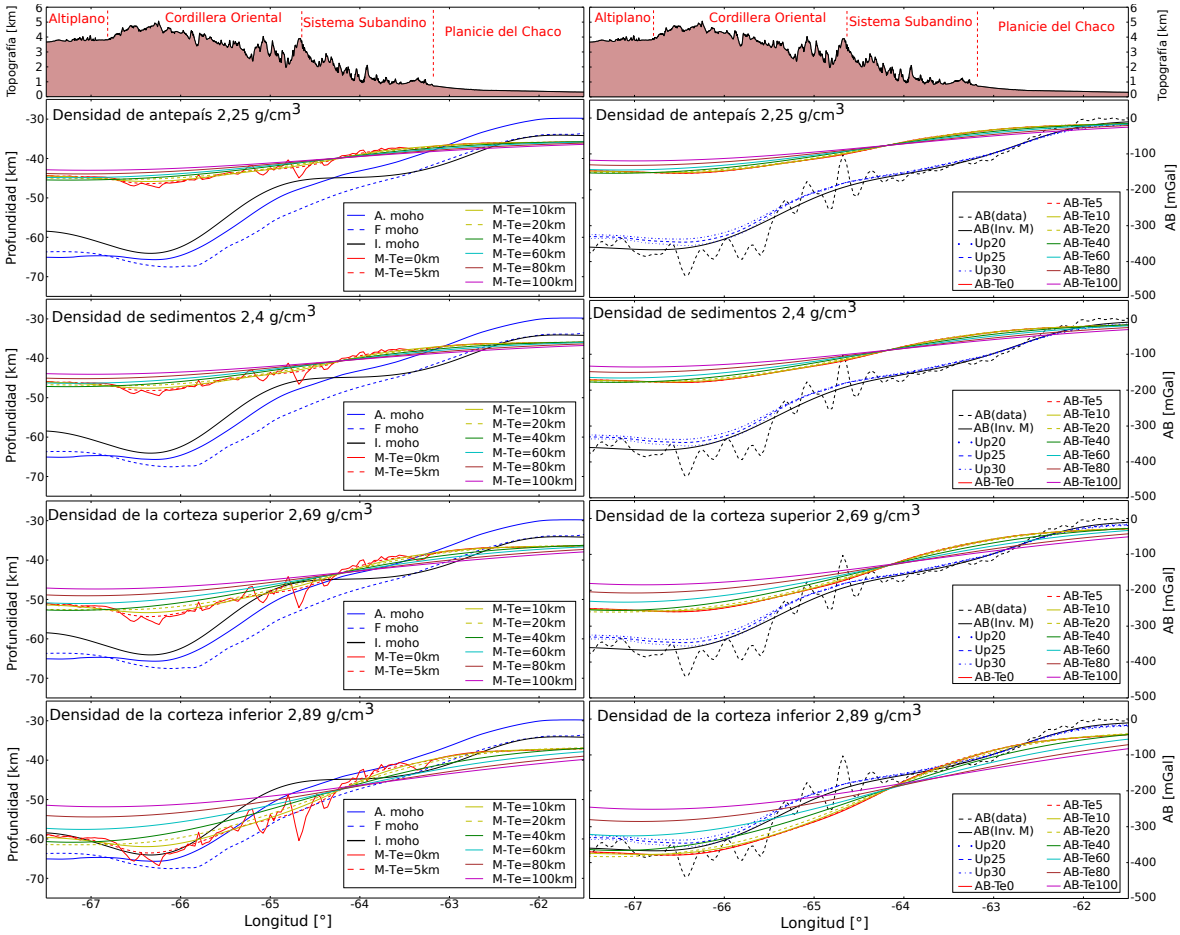


Figura 8.6: Perfil a través del Sistema Subandino (A-A') (ver ubicación en la Figura 6.1). El gráfico de la izquierda muestra la comparación entre: nuestro Moho gravimétrico invertido (I. Moho), Moho regionales sismológicos (Assumpção *et al.* (2013) (A. Moho, Feng *et al.* (2007) (F. Moho)) y deflexiones de placa (usando T_e de 0 a 100 km). Esta comparación se llevó a cabo teniendo en cuenta los diferentes valores de densidad de relleno de las rocas de la corteza (densidades de sedimento del antepaís (ρ_f), sedimento arbitrario (ρ_s), corteza superior (ρ_{cs}) y corteza inferior (ρ_{ci})). El gráfico derecho muestra la comparación entre los efectos gravimétricos de todas las deflexiones de placas y las anomalías regionales: continuación ascendente de la anomalía de Bouguer del modelo EIGEN-6C4 (AB *data*) a 20 km, 25 km, 30km (Up20, Up25, Up30, respectivamente) y el efecto gravimétrico de Moho invertido (AB (Inv. M)). Topografía (SRTM 90m).

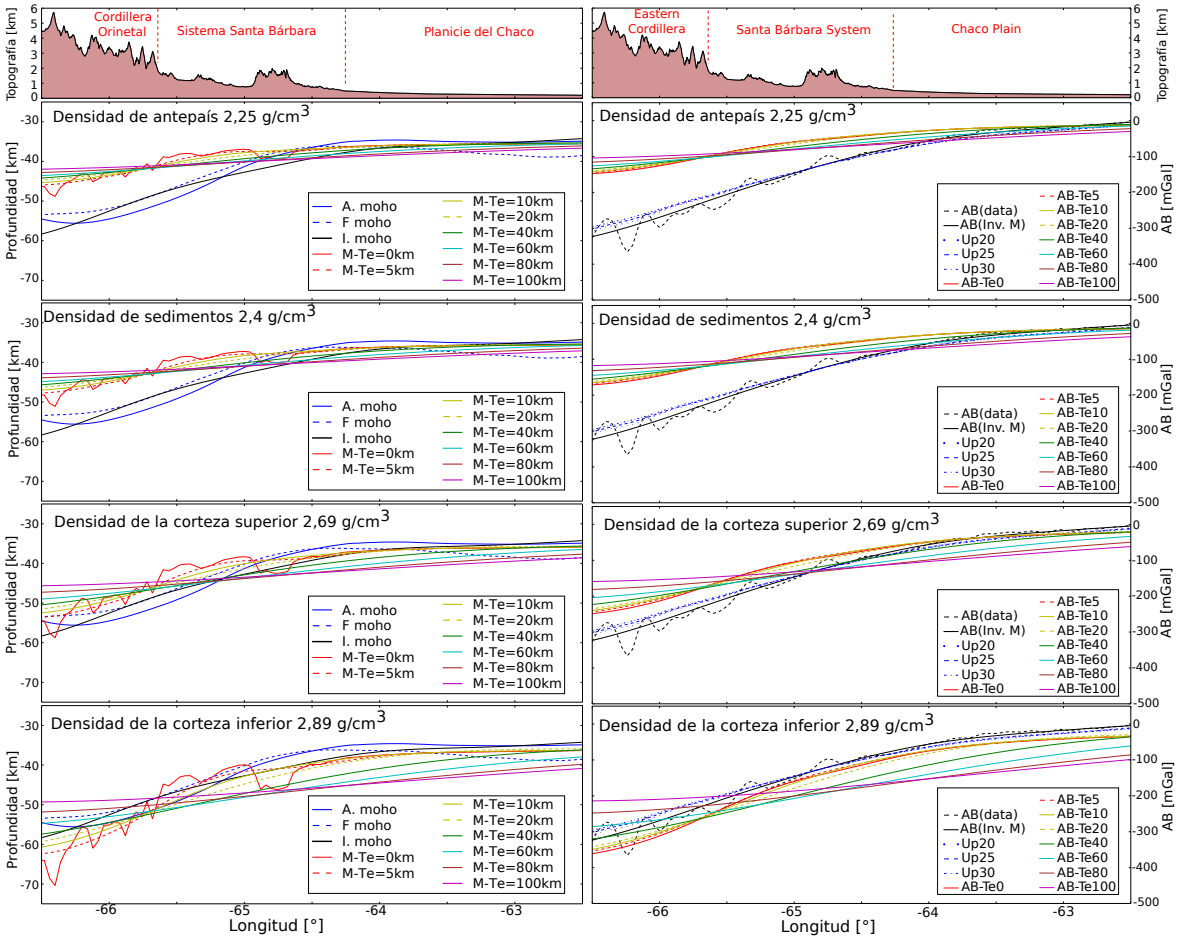


Figura 8.7: Perfil a lo largo del Sistema Santa Bárbara (C-C') (ver ubicación en la Figura 6.1). La gráfica de la izquierda muestra la comparación entre: nuestro Moho gravimétrico invertido (I. Moho), Moho regionales sismológicos (Assumpção *et al.* (2013) (A. Moho), Feng *et al.* (2007) (F. Moho)) y deflexiones de placa (usando T_e de 0 a 100 km). Esta comparación se lleva a cabo teniendo en cuenta los diferentes valores de densidad de relleno de las rocas de la corteza (densidades de sedimento del antepaís (ρ_f), sedimento arbitrario (ρ_s), corteza superior (ρ_{cs}) y corteza inferior (ρ_{ci})). El gráfico derecho muestra la comparación entre los efectos gravimétricos de todas las deflexiones de placas y las anomalías regionales: continuación ascendente de la anomalía de Bouguer del modelo EIGEN-6C4 (AB *data*) a 20 km, 25 km, 30 km (Up20, Up25, Up30, respectivamente) y el efecto gravimétrico de Moho invertido (AB (Inv. M)). Topografía (SRTM 90m).

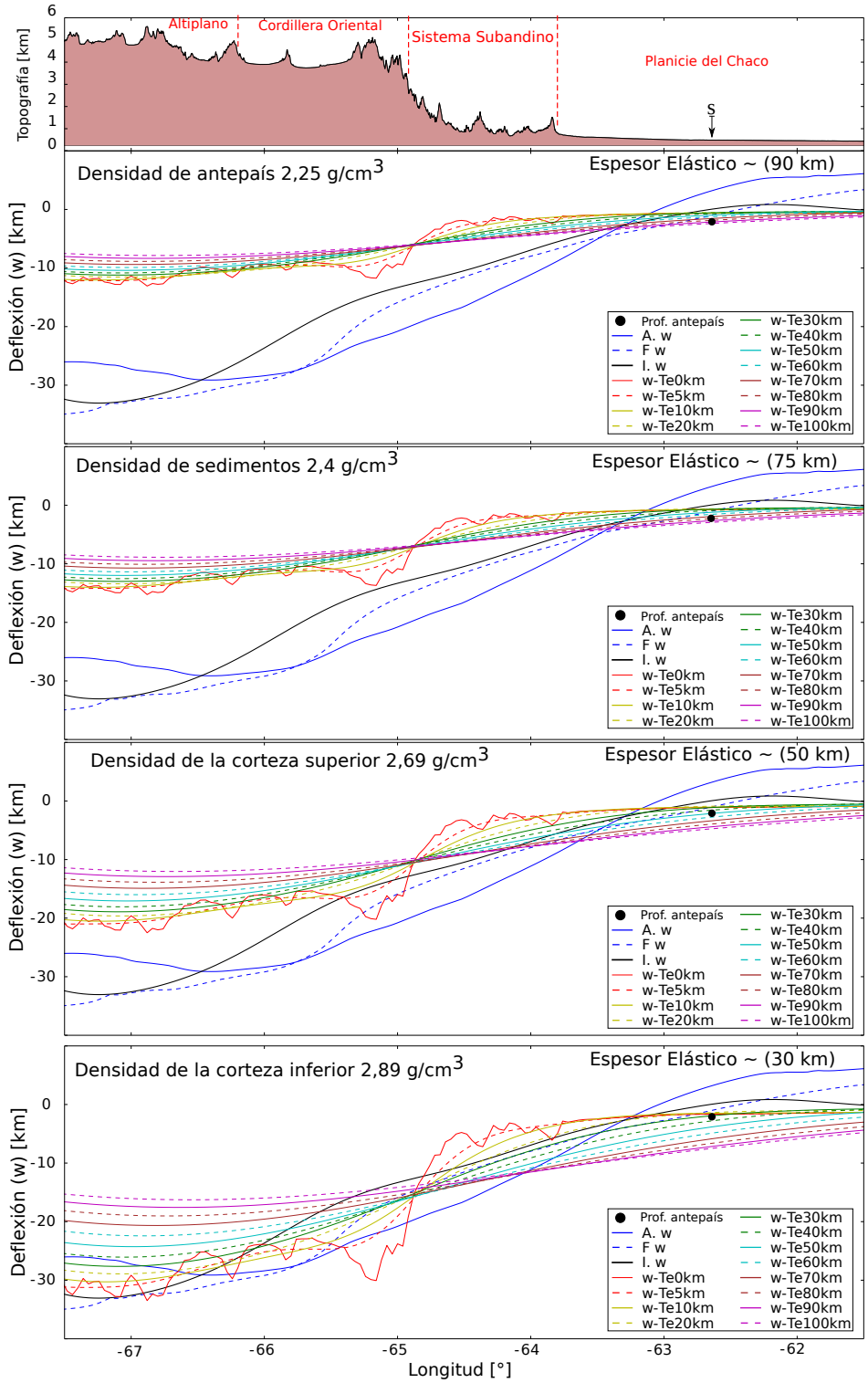


Figura 8.8: Perfil B-B' (ver ubicación en la Figura 6.1). Comparación entre deflexiones de placa (w) (utilizando T_e de 0 a 100 km), profundidad de sedimentos de antepaís obtenida de una línea sísmica (s) (Bianucci, 1999; Comínguez y Ramos, 1995) que cruza este perfil, deflexiones invertidas (I.w) y los Moho sismológicos (a los que se les sustrajo el espesor cortical normal) Assumpção *et al.* (2013) (Aw) y Feng *et al.* (2007) (Fw). Esta comparación se llevó a cabo teniendo en cuenta los diferentes valores de densidad del relleno de las rocas de la corteza terrestre (sedimento del antepaís (ρ_f), sedimento arbitrario (ρ_s), corteza superior (ρ_{cs}) y corteza inferior (ρ_{ci})). Topografía (SRTM 90m).

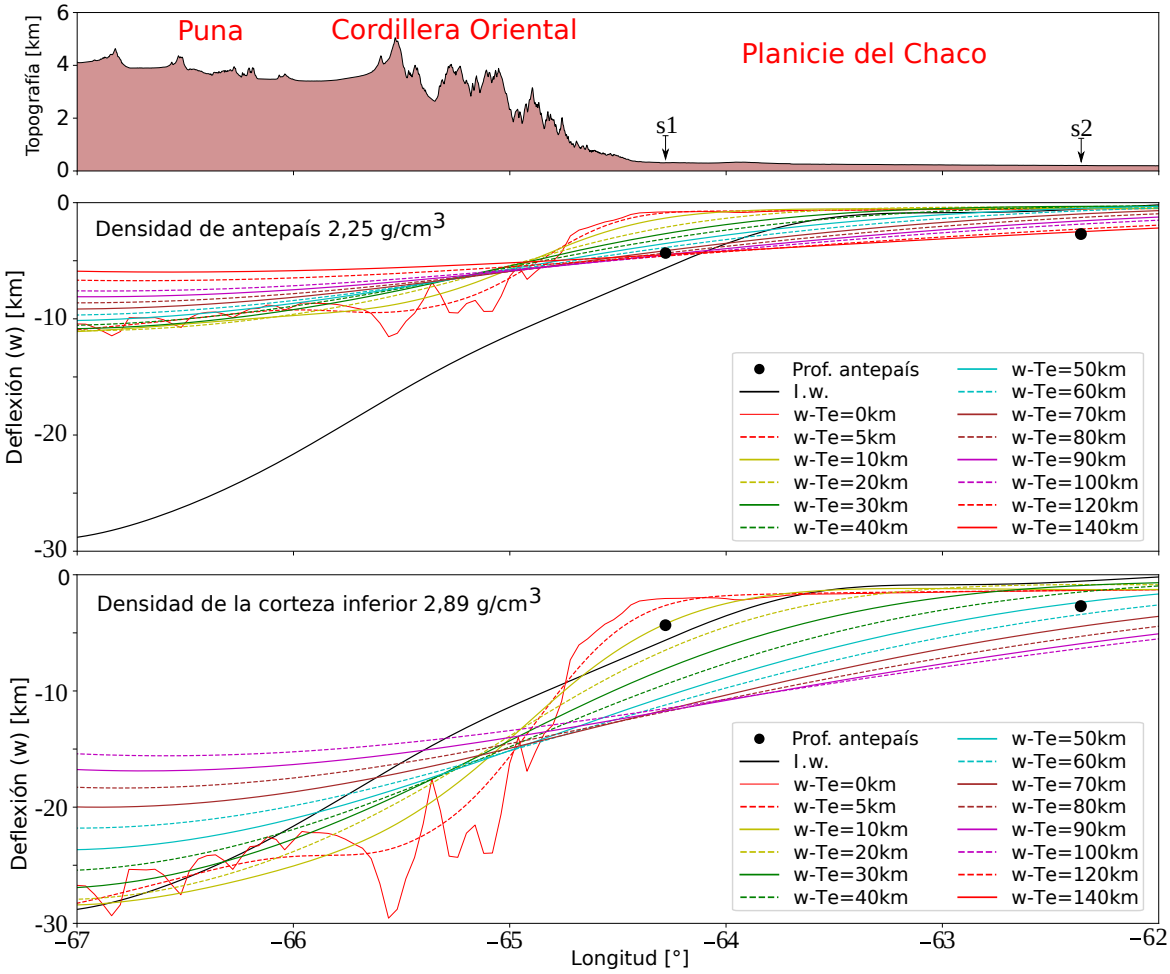


Figura 8.9: Perfil D-D' (ver ubicación en la Figura 6.1). Comparación entre deflexiones de placas (w) (utilizando T_e de 0 a 100 km), profundidades de sedimentos de antepaís obtenidas de líneas sísmicas (s1 y s2) (Bianucci, 1999; Comínguez y Ramos, 1995) que cruzan este perfil. Esta comparación se llevó a cabo teniendo en cuenta las densidades de sedimentos del antepaís (ρ_f) y la corteza inferior (ρ_{ci}). Topografía (SRTM 90m).

8.2.2. Análisis de la ubicación del dorso periférico (*forebulge*)

La flexión generada por la carga topográfica, genera espacio de acomodación que da lugar a la evolución de la cuenca de antepaís (por ejemplo DeCelles y Giles, 1996). Como una primer aproximación, se puede caracterizar la rigidez litosférica analizando la relación entre las anomalías gravimétricas y el sistema de antepaís flexural (por ejemplo Sacek y Ussami, 2009; Chase *et al.*, 2009; García *et al.*, 2018). En este sentido Chase *et al.* (2009) estimaron un mapa de geoide filtrado para todo Sudamérica, en el que observaron una zona anómala de geoide positiva de $\sim 5\ m$, que lo interpretaron como el dorso periférico de la cuenca flexural de antepaís, a partir de un modelo de placa infinita. Siguiendo estos aportes (por ejemplo Sacek y Ussami, 2009; Chase *et al.*, 2009; García *et al.*, 2018), con el objetivo de evaluar la posible relación entre las anomalías gravimétricas y la ubicación del dorso periférico del modelo flexural de placa elástica, se obtuvo un mapa de anomalías de Bouguer (AB) filtrado, de mayor extensión que el área principal de estudio (Figura 8.10) a partir del modelo global EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014).

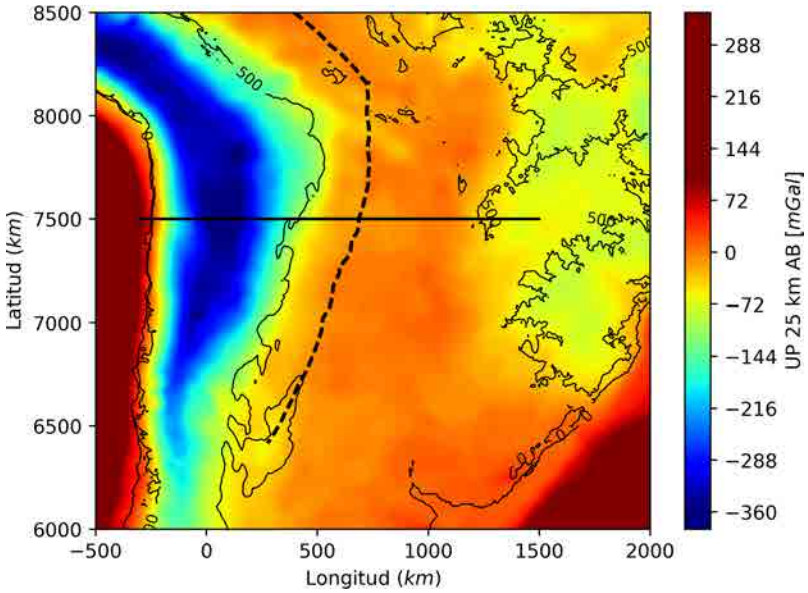


Figura 8.10: Prolongación ascendente a 25 km de las anomalías de Bouger del modelo global EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014), para una extensión mayor que el área de estudio. La línea negra a trazos representa el eje de la anomalía de geoide positiva determinada por Chase *et al.* (2009), la línea negra recta continua es la ubicación del perfil (Figura 8.13).

Como ya se mencionó la rigidez flexural de la litosfera (D) o su equivalente T_e se pueden evaluar a partir de un modelo de placa elástica. Otro parámetro de relevancia que se puede caracterizar, es la longitud de onda de la deflexión (λ) o su equivalente parámetro flexural (α) que presenta unidades de distancia (por ejemplo Turcotte y Schubert, 2002; Watts, 2001).

Este parámetro permite cuantificar el ancho de las distintas partes del sistema de cuenca de antepaís (por ejemplo Watts, 2001; Turcotte y Schubert, 2002; Catuneanu, 2004), como se puede observar en la Figura (8.11). Este parámetro (α) se puede calcular a partir de la Ecuación (8.5) (Watts, 2001), donde D se determina mediante la Ecuación (8.1). De este modo, a partir de estas ecuaciones se puede estimar la distancia al dorso periférico del sistema de antepaís flexural (por ejemplo Watts, 2001), como $\pi\alpha$. En este caso se estimó la distancia al dorso periférico sobre el eje horizontal, desde el frente de deformación de los Andes Centrales, que fue representado aproximadamente por la curva de nivel de $\sim$ 500 m (ver Figura 8.10).

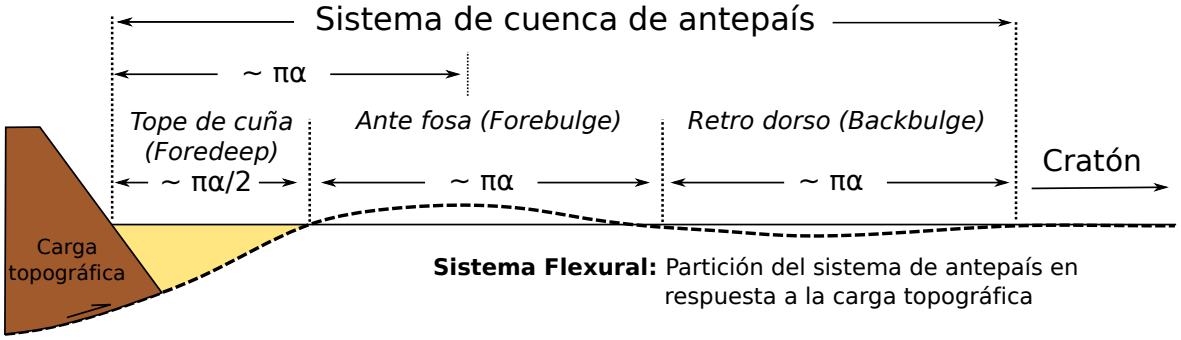


Figura 8.11: Esquema de sistema flexural de cuenca antepaís. Modificado de Catuneanu (2004) y Watts (2001). Donde α es el parámetro flexural.

$$\alpha = \frac{1}{\lambda} = \left[\frac{4D}{(\rho_m - \rho_{\text{infill}})g}\right]^{1/4} \tag{8.5}$$

Para estimar la distancia al dorso periférico se requieren conocer algunos parámetros, como D o su equivalente T_e, ρ_m y ρ_{infill}. En la sección anterior se estimaron las deflexiones de placa para distintos valores de densidad de relleno (ρ_f, ρ_s, ρ_{cs} y ρ_{ci}) y considerando un espesor elástico constante con un rango de valores de 0 km a 100 km. De este modo, para cada valor de T_e constante se estima un valor de D, mediante la Ecuación (8.1). Luego utilizando cada uno de estos valores de rigidez en la Ecuación (8.5) y considerando un contraste de densidad $\rho_m - \rho_{\text{infill}}$, se estimaron los parámetro flexurales. Este cálculo se llevó a cabo utilizando como valor de relleno cada una de las densidades mencionadas. En la Figura (8.12) se muestra la posición del dorso periférico para cada valor de T_e, y utilizando una densidad de relleno de antepaís (ρ_f), sedimentos (ρ_s), corteza superior (ρ_{sup}) y corteza inferior (ρ_{ci}) (Figura 8.12, a, b, c, d, respectivamente). Además, en cada una de las Figuras (8.12, a, b, c, d) se graficó el máximo de geoide anómalo estimado por Chase *et al.* (2009).

Si bien varios trabajos analizan las cuencas de antepaís considerando la densidad de sedimento como relleno (por ejemplo Turcotte y Schubert, 2002; Chase *et al.*, 2009), en este caso se analizaron cada una de las densidades de relleno (ρ_f, ρ_s, ρ_{cs} y ρ_{ci}) utilizadas en la sección anterior (ver Figura 8.12). Esto se llevó a cabo con el objetivo de visualizar si las distancias al dorso periférico están condicionadas por los valores de densidades de relleno utilizadas, debido a que en la sección anterior se observó que la deflexiones de placa determinadas con densidades inferiores a la de corteza inferior no reproducen las grandes amplitudes de las anomalías gravimétricas bajo el eje de los Andes.

Por último se realizó un perfil longitudinal a los $\sim 23°$ S (Figura 8.13). El mismo permite visualizar a la vez, la altura topográfica, las anomalías de Bouguer y su prolongación a 25 km, las deflexiones de placa para cada valor de Te (determinadas utilizando una densidad de relleno de corteza inferior) y las posiciones del dorso periférico para cada valor de T_e y para cada valor de densidad de relleno analizado.

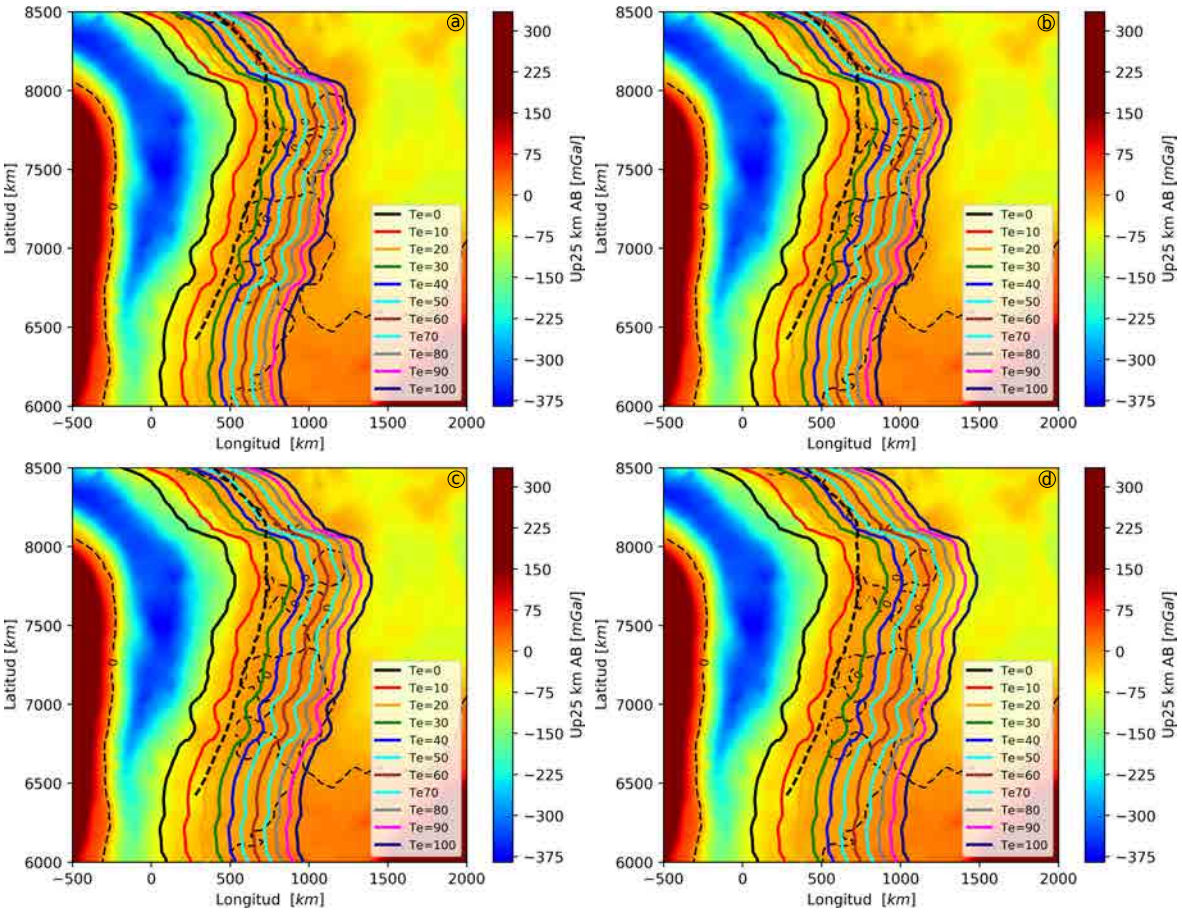


Figura 8.12: Prolongación ascendente a 25 km de las anomalías de Bouguer del modelo global EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014). La líneas delgadas a trazos representa valores de anomalías igual a cero $mGal$. Las líneas continuas representan las ubicaciones del dorso periférico para cada valor de T_e utilizado. La línea gruesa a trazos, representa la ubicaión de la del geoide positivo reportado por Chase *et al.* (2009). En a) se utilizó una densidad de relleno de los sedimentos de antepaís, b) densidad arbitraria de sedimentos, c) densidad de corteza superior y d) densidad de corteza inferior.

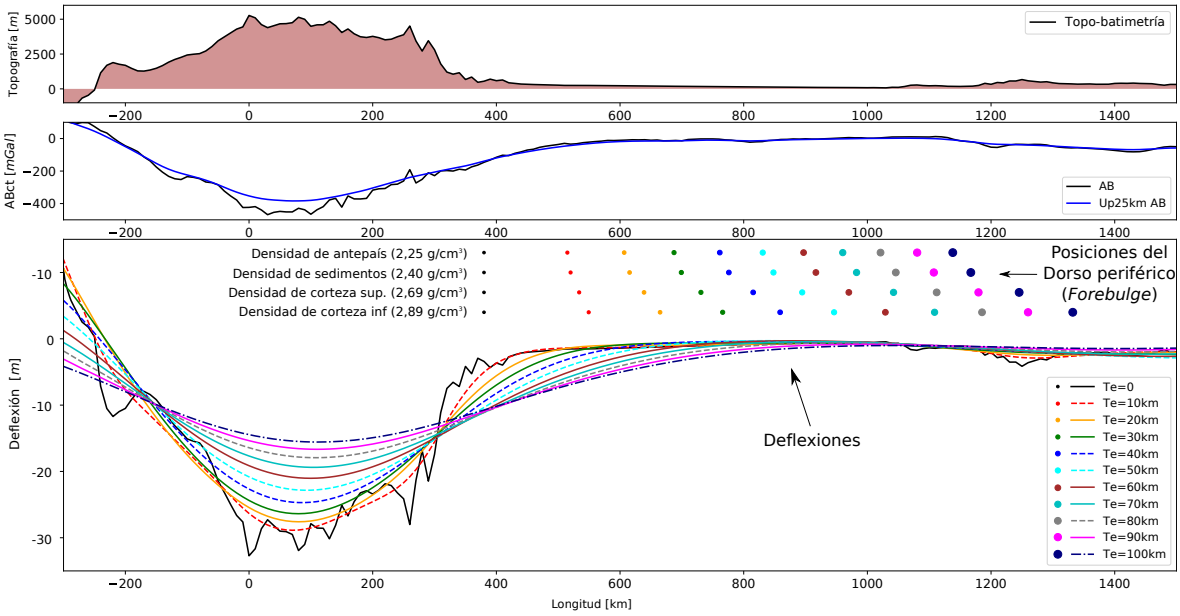


Figura 8.13: Perfil longitudinal, mostrando la correlación entre: Arriba) la altitud topográfica. Intermedia) las anomalías de Bouguer y su prolongación a 25 km. Abajo) las deflexiones de placa (líneas) para cada valor de Te (determinadas utilizando una densidad de relleno de corteza inferior) y las posiciones del dorso periférico (puntos) para cada valor de T_e y de densidad de relleno analizado.

8.2.3. Estimación del espesor elástico efectivo

A partir del análisis de deflexiones, utilizando diferentes densidades de relleno, observamos que la deflexión del modelo de placa calculada considerando una densidad de rocas de la corteza inferior como relleno, predice mejor las profundidades del Moho en los Andes Centrales y las profundidades de la cuenca de antepaís del Chaco. Del mismo modo, las anomalías de gravedad de este modelo también se ajustan mejor las anomalías de Bouguer en los Andes Centrales. Por esta razón, este valor de densidad se utilizará en la Ecuación (8.3) para calcular los valores de T_e.

Por otro lado, como ya se mencionó, el código de Soler (2015) implementado en este trabajo contiene una interfaz que permite elegir ventanas con posiciones y tamaños variables. Durante el procesamiento, para cada ventana en particular, se consideran varios valores hipotéticos de T_e y se obtienen sus respectivas deflexiones (w_i), considerando la carga topográfica en el plano x-y para todo el área de estudio (más allá de la ventana de cálculo), a través de la Ecuación (8.3). En cada ventana, todas las deflexiones w_i, se comparan con la deflexión gravimétrica invertida (w_{inv}), donde el valor de T_e resultante, es aquel, cuya deflexión w_i presente un mínimo rms (raíz cuadrática media, por su siglas en ingles (*root-mean-square*)) de diferencia con la deflexión gravimétrica (w_{inv}). Luego el valor de T_e y rms

es asignado al centro de la ventana de cálculo (Figura 8.14).

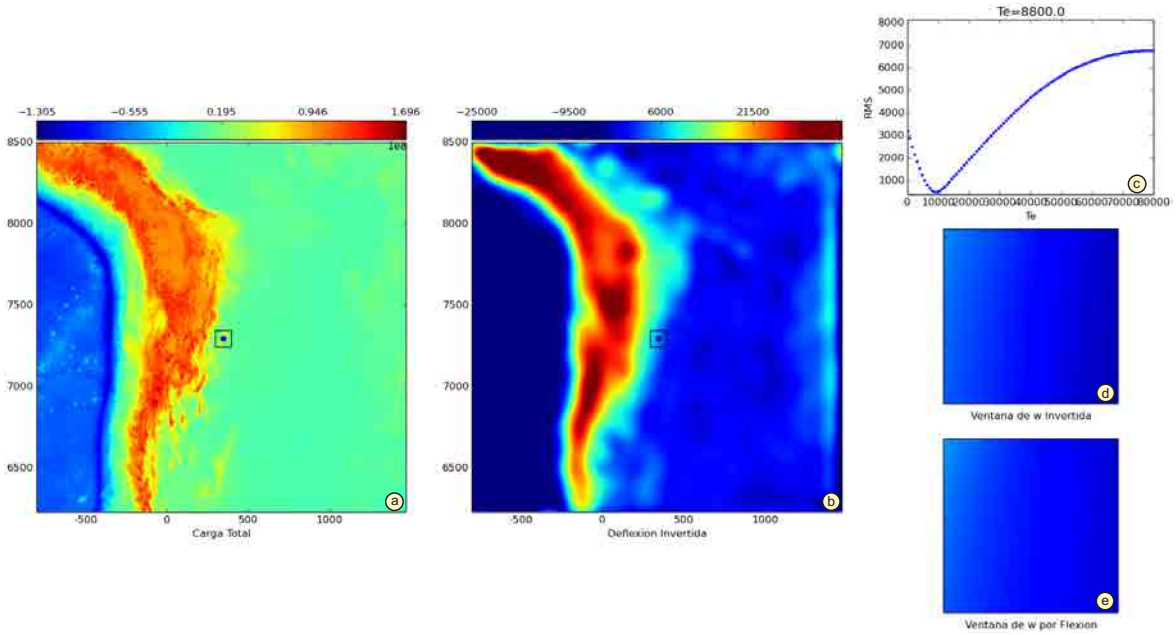


Figura 8.14: Ventana iterativa del programa para estimar T_e (Soler, 2015). a) carga topográfica, b) deflexión gravimétrica. Rectángulo en color negro, ventana de cálculo. En la Figura (c) se muestra la serie de valores de T_e considerados (en este caso de 0 a 80 km) respecto los *rms* determinado entre la deflexión gravimétrica (d) y la deflexión por carga (e) en la ventana de cálculo.

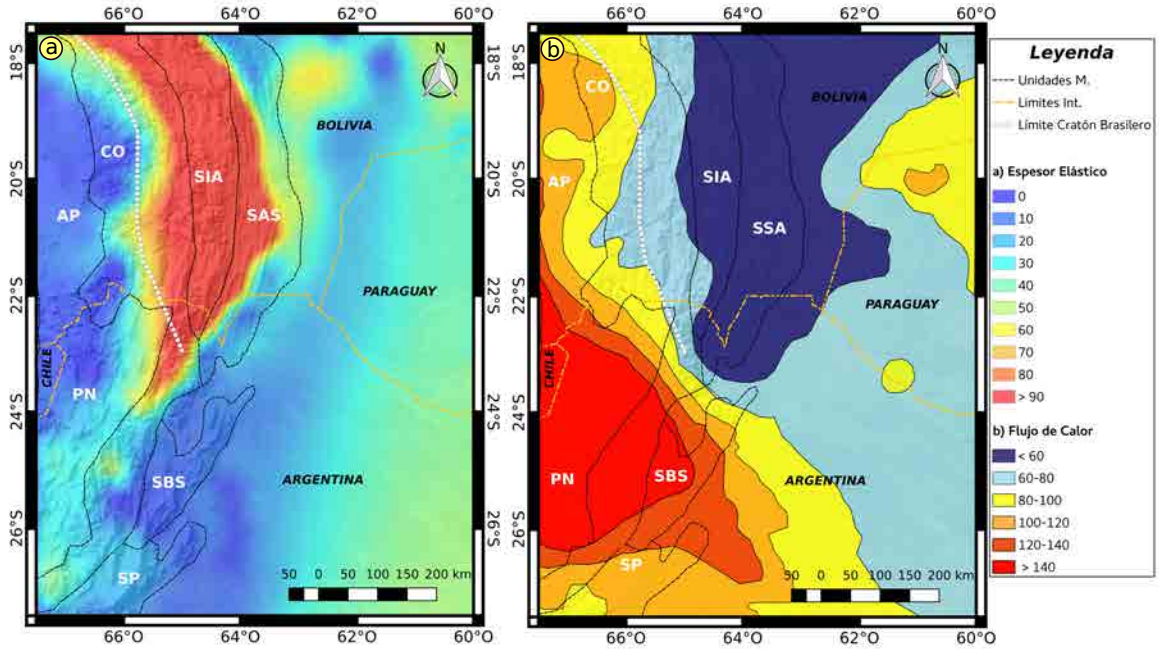


Figura 8.15: a) Mapa de espesor elástico efectivo (T_e) en km. b) Mapa de flujo de calor modificado de Hamza *et al.* (2005) en mW/m^2. El Altiplano (AP), Puna (P), Cordillera Oriental (CO), Sierras Pampeanas (SP), Sistema Interandino (SIA), Sistema Subandino (SSA) y Sistema de Santa Bárbara (SBS) son las principales unidades morfoestructurales de los Andes Centrales (modificado de Barnes y Ehlers (2009) y Tassara (2005)). Límite del escudo Brasileño modificado de Beck y Zandt (2002).

Usamos ventanas entre 60-100 km para la estimación de los mapas variables de T_e. En la próxima sección se analiza en detalle un modelo sintético, mediante él se observa que estos tamaños de ventanas son los óptimos para calcular el T_e, según este método utilizado. Al realizar este paso en varias ventanas en todo el área de estudio, obtenemos valores de T_e para toda la región. Luego los valores de T_e y sus respectivos rms fueron interpolados, determinando los mapas variables (Figuras 8.15 y 8.16). Cabe destacar que este código permite elegir una ventana que presenta una única solución, identificada como un rms mínimo.

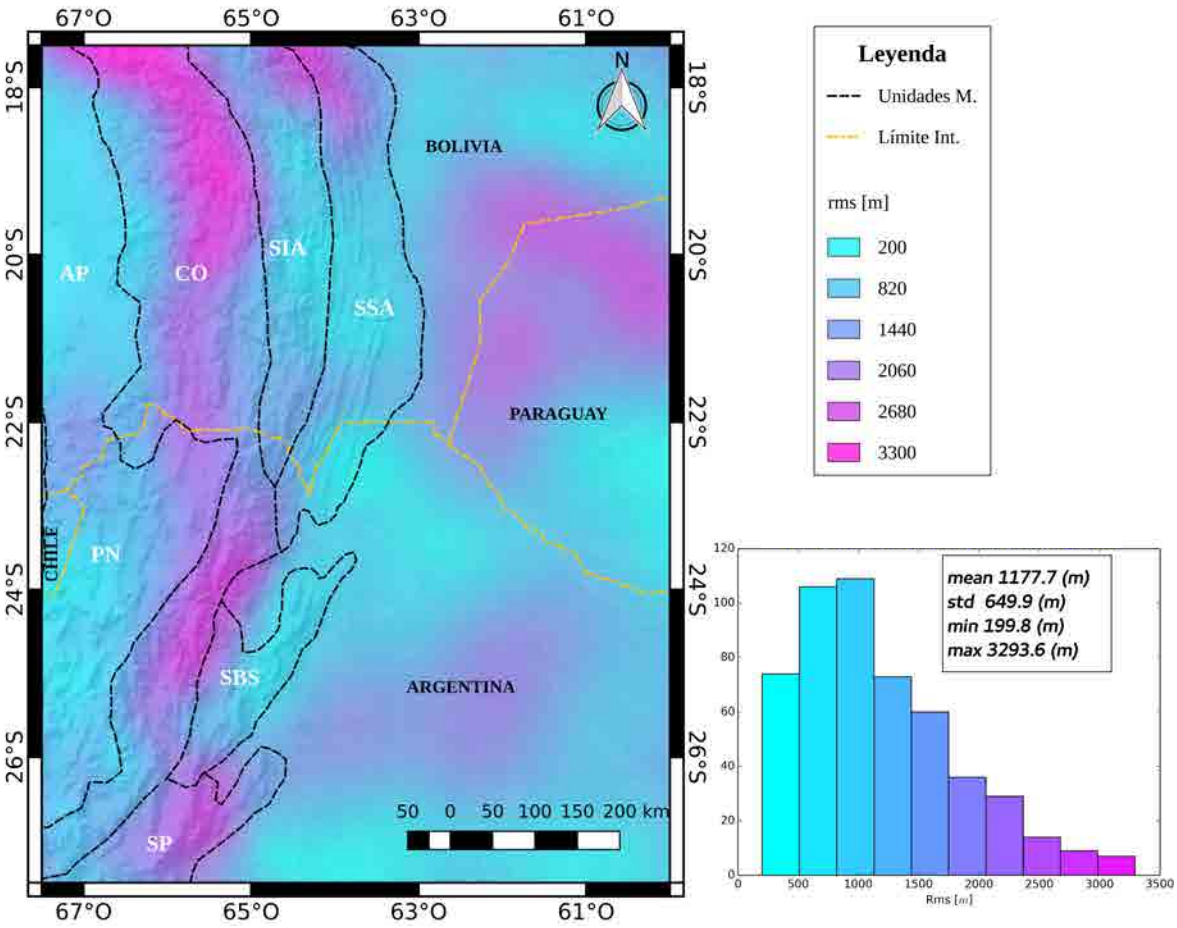


Figura 8.16: Mapa de raíz cuadrática media (rms), entre la deflexión gravimétrica y deflexión de la placa elástica. Altiplano (AP), Puna (P), Cordillera Oriental (CO), Sierras Pampeanas (SP), Sistema Interandino (SIA), Sistema Subandino (SSA) y Sistema Santa Bárbara (SBS), son las unidades morfoestructurales (modificadas de Barnes y Ehlers (2009) y Tassara (2005)).

8.2.4. Tamaño de ventanas de cálculo

Con el objeto de estimar el tamaño óptimo de ventana para la determinación del T_e, realizamos un análisis a partir de un modelo sintético, siguiendo la metodología planteada por Soler (2015). Se consideró un espesor normal de corteza igual a 35 km, una densidad de

topografía (ρ_t) igual a 2,67 g/cm^3, una densidad de corteza inferior (ρ_{ci}) igual a 2,89 g/cm^3 y una densidad de manto superior (ρ_m) igual a 3,30 g/cm^3. Se implementó un modelo sintético a partir de Soler (2015), llevando a cabo los siguientes pasos:

8.2.4.1. Modelo variable de T_e

En primera instancia construimos un modelo sintético de T_e variable, como se muestra en la Figura (8.17). El mismo consiste en un valor constante alto de T_e igual 110 km en el centro de la grilla, que disminuye hacia los bordes en la dirección x. La morfología y valores del modelo sintético de T_e, se eligieron con el objeto principal de analizar y comprender los valores más altos de T_e calculados bajo las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental (Figura 8.15).

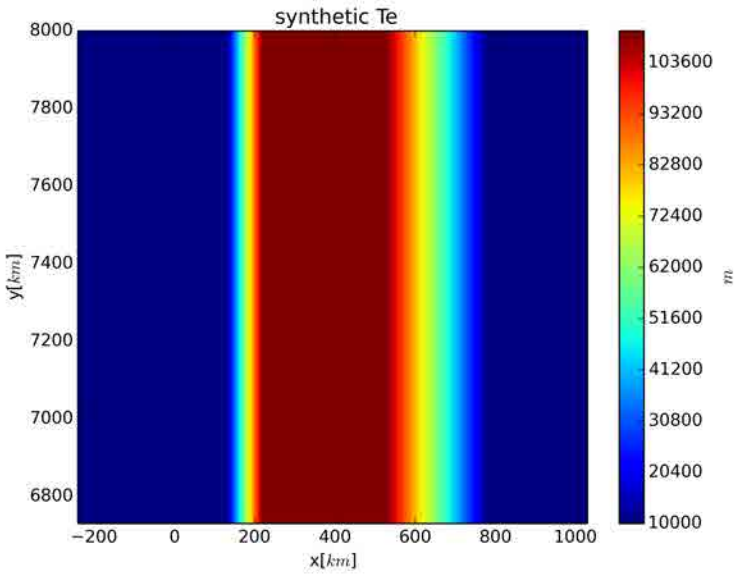


Figura 8.17: Mapa variable de T_e sintético.

8.2.4.2. Deflexión elástica

A partir de la Ecuación (8.2), si conociéramos la rigidez variable $D(x, y)$, podríamos estimar la deflexión que esto genera. En este sentido, Garcia *et al.* (2015) propusieron un algoritmo iterativo para estimar la deflexión elástica (w) a partir de la rigidez variable $D(x, y)$. Utilizamos este algoritmo, implementado por Soler (2015) para estimar la deflexión sintética (Figura 8.19) que genera la carga topográfica de la zona de estudio que se muestra en la Figura (8.18), el cual presenta un espesor elástico variable (Figura 8.17).

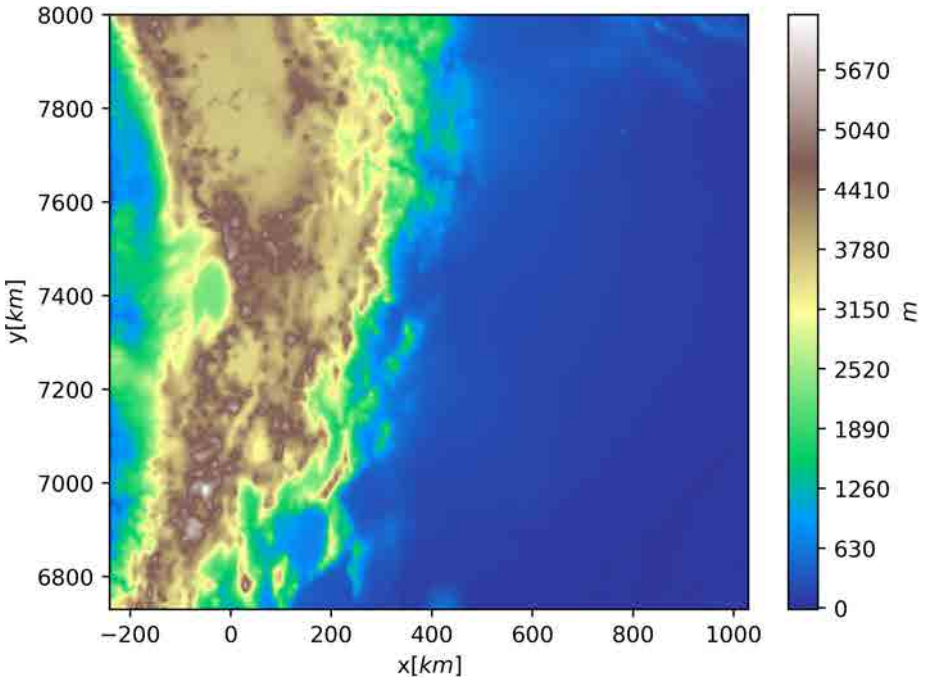


Figura 8.18: Mapa topográfico de la zona de estudio utilizado para calcular la deflexión sintética.

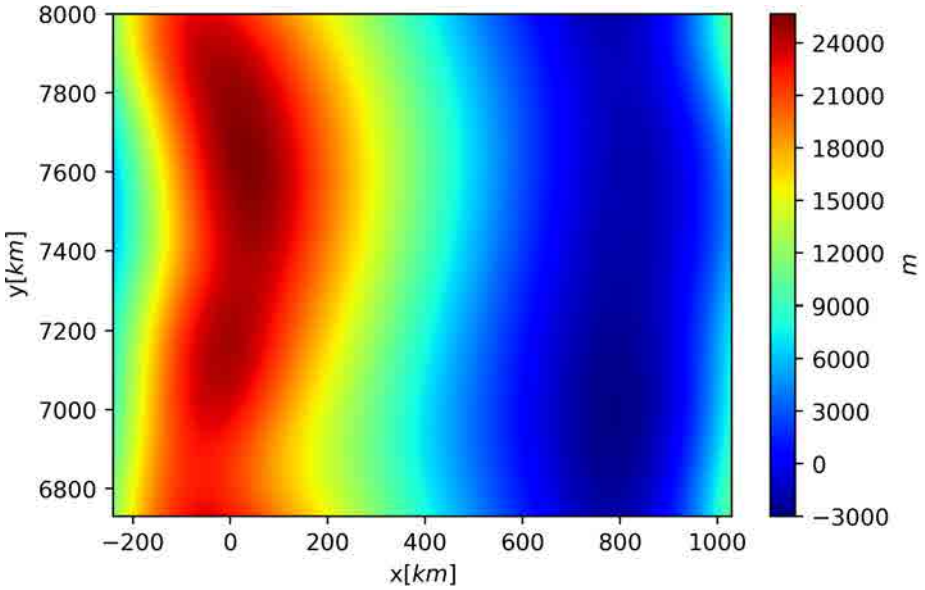


Figura 8.19: Deflexión sintética calculada a partir de la carga topográfica (Figura 8.18) con un T_e variable (Figura 8.17).

8.2.4.3. Anomalía de Bouguer

Luego se estimó el efecto gravimétrico que esta deflexión genera para obtener un mapa de anomalías de Bouguer sintético (Figura 8.20), considerando prismas rectangulares como fue explicado con anterioridad.

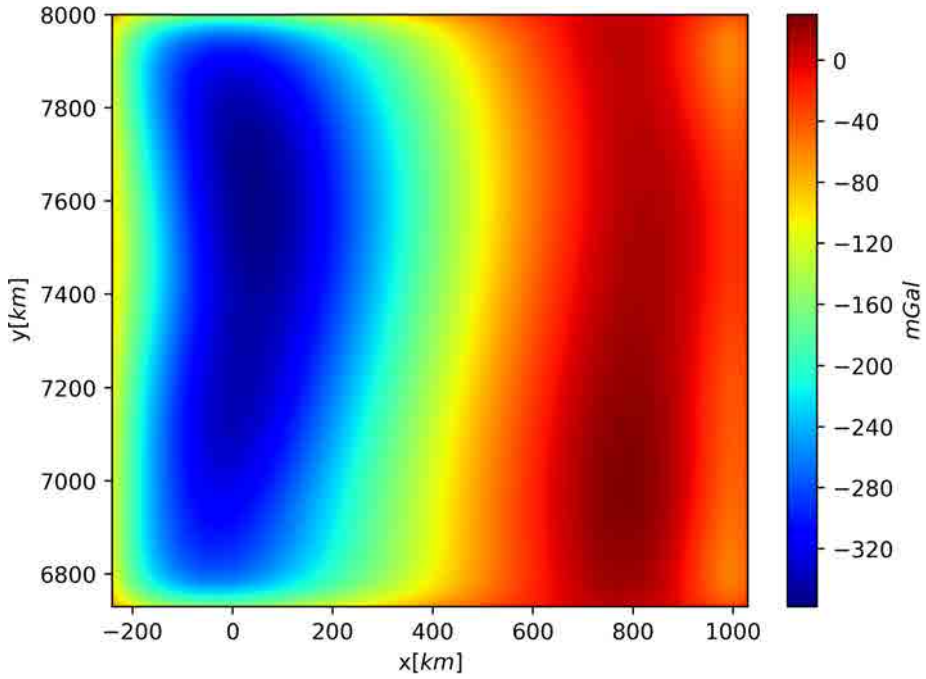


Figura 8.20: Efecto gravimétrico de la deflexión sintética (Figura 8.19).

8.2.4.4. Deflexíon gravimétrica

A partir del mapa de anomalías de Bouguer sintético (Figura 8.20), se estimó la deflexión gravimétrica (Figura 8.21), utilizando el algoritmo de Parker-Oldenburg (Parker, 1973; Oldenburg, 1974), aplicando el método iterativo a través de la Ecuación (6.1) con la mejora implementada por Soler (2015) para estimar la inversión. Para mayor detalle ver Garcia *et al.* (2015) y Soler (2015).

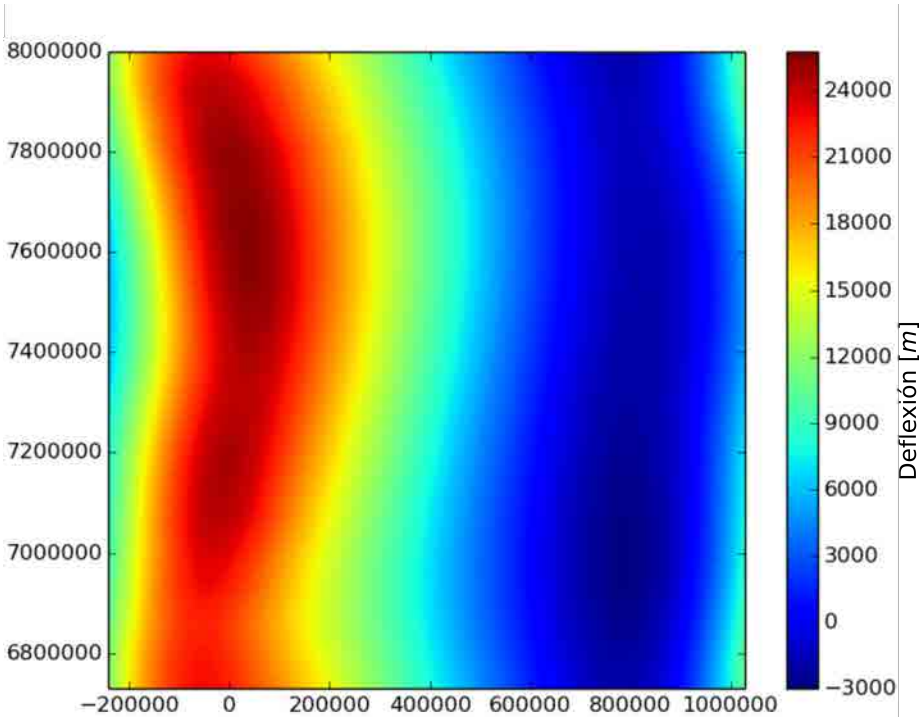


Figura 8.21: Deflexión gravimétrica sintética.

8.2.4.5. Estimación del T_e

De este modo, ahora se cuenta con dos grillas de entrada, la deflexión gravimétrica (Figura 8.21) y la deflexión por carga con T_e variable (Figura 8.19), para calcular el T_e y analizar el tamaño de ventana óptimo para su determinación. Para evaluar el valor óptimo, nos posicionamos en el centro de la grilla, el cual presenta una zona de T_e constante de 110 km (ver Figura 8.17), y determinamos el espesor elástico para diferentes tamaños de ventanas, desde 40 km hasta 1200 km. En la Figura (8.22) se muestra los valores de T_e calculados, respecto a los tamaños de ventanas. Se puede observar que a medida que el tamaño de la ventana aumenta, los valores de T_e determinados disminuyen. Este modelo sintético muestra que el valor de T_e original igual a 110 km, se alcanza con ventanas más pequeñas, del orden de los 50-100 km. Mientras que ventanas más grandes subestima el valor de T_e. Esto puede deberse que a medida que la ventana es más grande, abarca regiones que presentan valores de espesores elásticos más bajos, implicando un promedio en los valores, tal como ha sido sugerido por Crosby (2007). Además se puede observar que a medida que aumenta el tamaño de ventana, el rms también aumenta (ver barras de error, en Figura 8.22), lo que implica una menor aproximación entre la deflexión elástica y la gravimétrica.

Del mismo modo, para evaluar como varían los valores de T_e con respecto al tamaño de ventanas, pero en este caso implementando datos reales para el calculó del T_e (Figura

8.15 a), en lugar de datos sintéticos. De este modo, posicionamos el centro de la ventana de cálculo en la zona de T_e alto (observado en las Sierras Subandinas) y calculamos los valores de T_e para distintos tamaños de ventanas. En la Figura (8.23) se muestran los valores de T_e computados respecto a los tamaños de las ventanas.

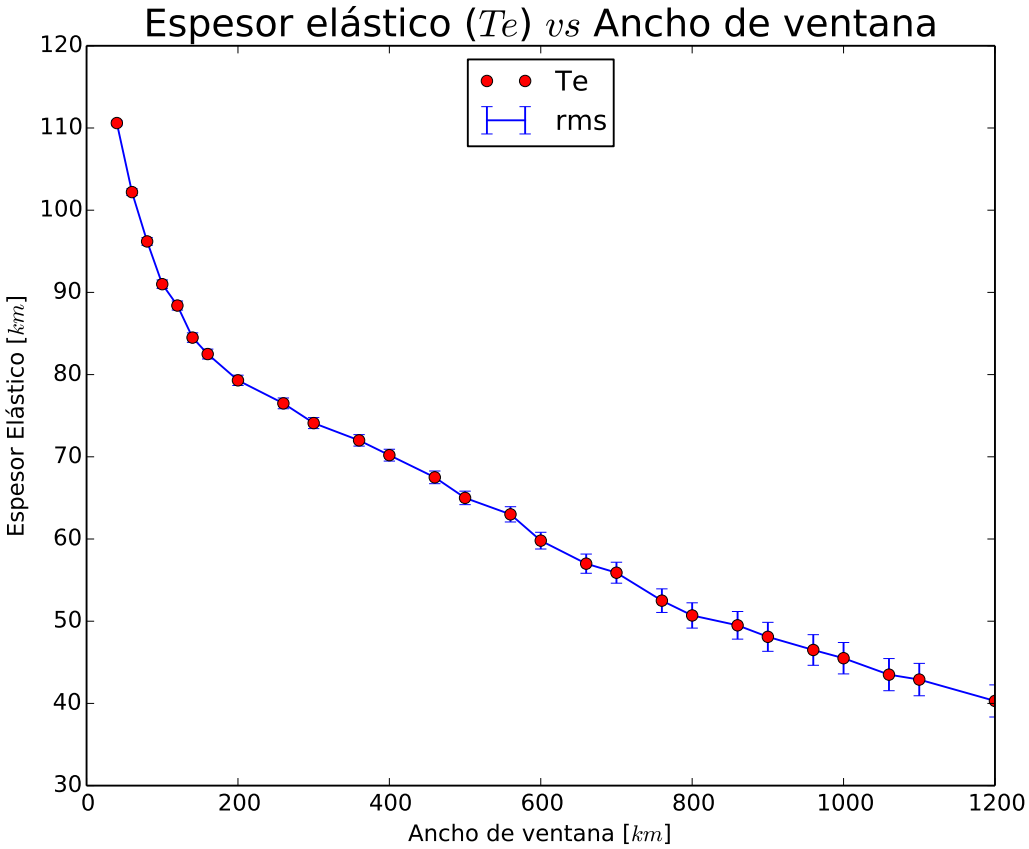


Figura 8.22: Espesor elástico efectivo calculado a partir del modelo sintético respecto los tamaños de ventanas. Con error cuadrático medio (rms).

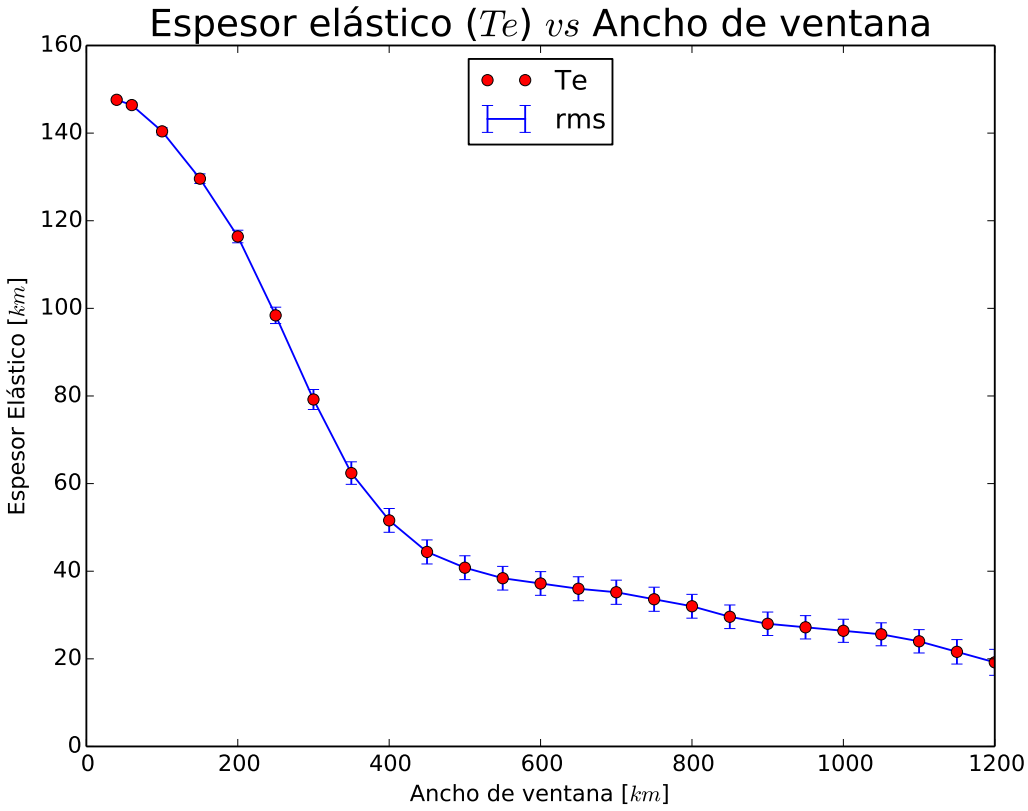


Figura 8.23: Espesor elástico efectivo calculado a partir de los datos reales respecto los tamaños de ventanas. Con error cuadrático medio (rms).

8.3. Estimación del T_e en la Cuenca del Grupo Salta

Se observó que los datos del modelo EIGEN-6C4 representan con aceptable precisión las estructuras profundas. Sin embargo, con el fin de estimar un mapa de T_e de mayor resolución para la zona de la cuenca del Grupo Salta se utilizó la amplia base de datos terrestres preparada en esta Tesis. Especialmente para comprender la evolución mecánica en la región de los depocentros orientales Lomas de Olmedo y Pirity, que representan uno de los objetivos de principal interés de este trabajo.

Se ha estudiado en diversos trabajos (por ejemplo Introcaso, 1993; Ruiz e Introcaso, 1998; Watts, 2001; Miranda y Robles, 2002; García *et al*., 2016) que en las cuencas tipo *rift*, como la cuenca del Grupo Salta, el mecanismo de compensación local tipo Airy (es decir un T_e igual a cero) representa, en gran medida, su comportamiento isostático. Sin embargo, la única rama de la cuenca del Grupo Salta que preserva su morfología distensiva es la oriental, conformada por los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity. El resto de las cubetas de la cuenca han sido modificadas por la Orogenia Andina. En el presente trabajo, en el Capítulo 7,

a partir de un análisis pormenorizado del modelo de compensación local de Airy, se observó que este modelo representa en gran medida la estructura cortical profunda debajo los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity. Esto se infirió al comparar las profundidades del Moho hidrostático (que involucra raíz-antiraíz) predichas por este modelo, con las profundidades de los Mohos gravimétricos computados en el Capítulo 6 y con los modelos de Moho determinados a partir de estudios sismológicos regionales (Feng *et al*., 2007; Assumpção *et al*., 2013). Se observó un gran parecido entre todos los modelos. Estos resultados refuerzan la hipótesis de evaluar cuencas sedimentarias tipo *rift* mediante el mecanismo de compensación local de Airy, esencialmente cuando éstas preservan su morfología distensiva (por ej. Introcaso, 1993; Miranda y Robles, 2002; García *et al*., 2016). Por el contrario, se observa en el mapa de espesor elástico (Figura 8.15) valores altos de T_e sobre los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, implicando un mecanismo de compensación regional, en vez de local.

Este resultado, nos condujo a realizar otro estudio de espesor elástico con mayor detalle y a partir de un modelo de litosfera más complejo. Como ya se discutió a la hora dilucidar la estructura profunda de la corteza, es necesario normalizar la corteza superior. De este modo, se determinaron las anomalías de Bouguer terrestres corregidas por efecto sedimentario (ver Figura 3.23). A partir de estas anomalías, se observó que el Moho gravimétrico determinado con un contraste de densidad igual a 0,4 (Modelo 5) y un espesor cortical normal de 35 km, es el modelo de capas constantes que correlaciona mejor con el Moho de Assumpção *et al*. (2013). De este modo, se utilizó este modelo de Moho gravimétrico (Figura 6.23) para la nueva estimación del T_e. Más adelante se discute por que la utilización de este modelo, en lugar del Modelo 15 (Figura 6.57).

Utilizando este modelo de Moho gravimétrico (Modelo 5), se computaron dos mapas de T_e variable con sus respectivos mapas de rms (Modelos I y II), para la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta.

8.3.1. Modelo I

Considerando el modelo de placa infinita usado anteriormente (Figura 8.1) y a través de la Ecuación (8.3) se determinó la deflexión que genera la carga topográfica, considerando un espesor normal de 35 km, una densidad de topografía (ρ_t) igual a 2,67 g/cm^3 y un contraste de densidad corteza-manto igual a 0,4 gcm^3 (contraste de densidad más representativo para la inversión del Moho gravimétrico considerando capas de densidad constantes y corrección

por sedimentos (Modelo 5).

La carga topográfica (q_a) (Figura 8.24) fue determinada mediante la Ecuación (8.6) (Turcotte y Schubert, 2002), siendo ρ_t la densidad de topografía (2,67 g/cm^3), g = 9,8 m/s^2 y H la elevación topográfica por encima del nivel del mar. Para ello se utilizó la topografía del modelo ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009).

$$q_a = \rho_t g H \qquad para \quad H > 0 \tag{8.6}$$

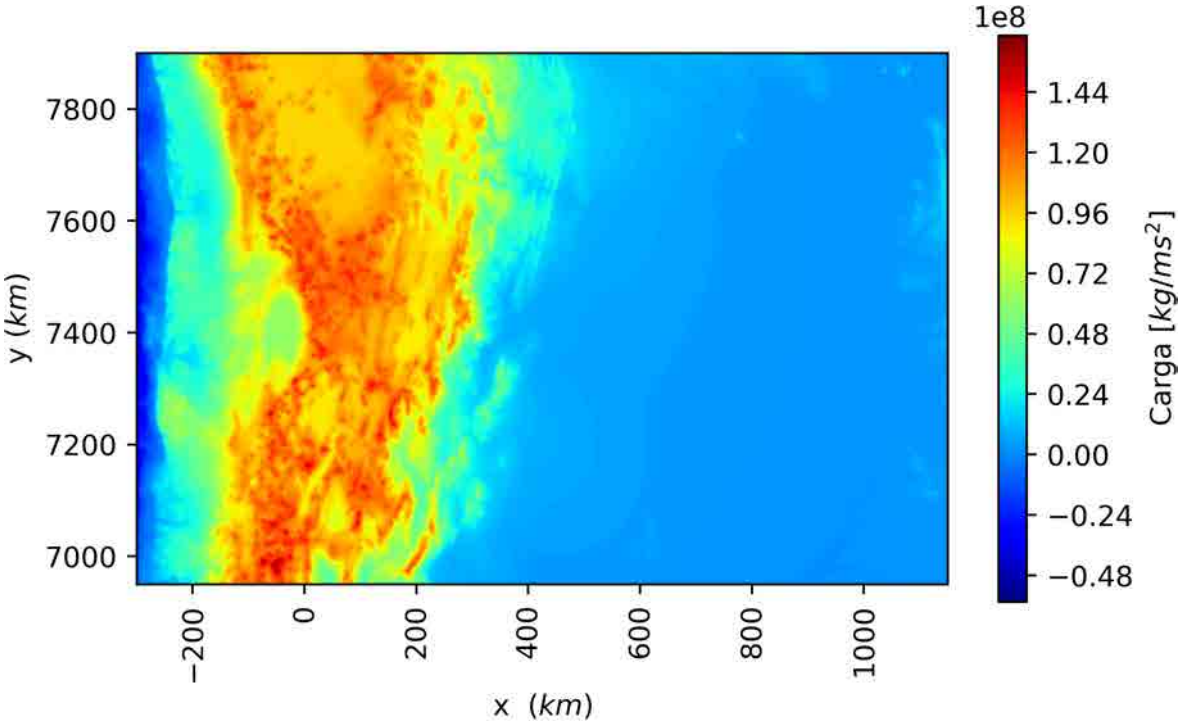
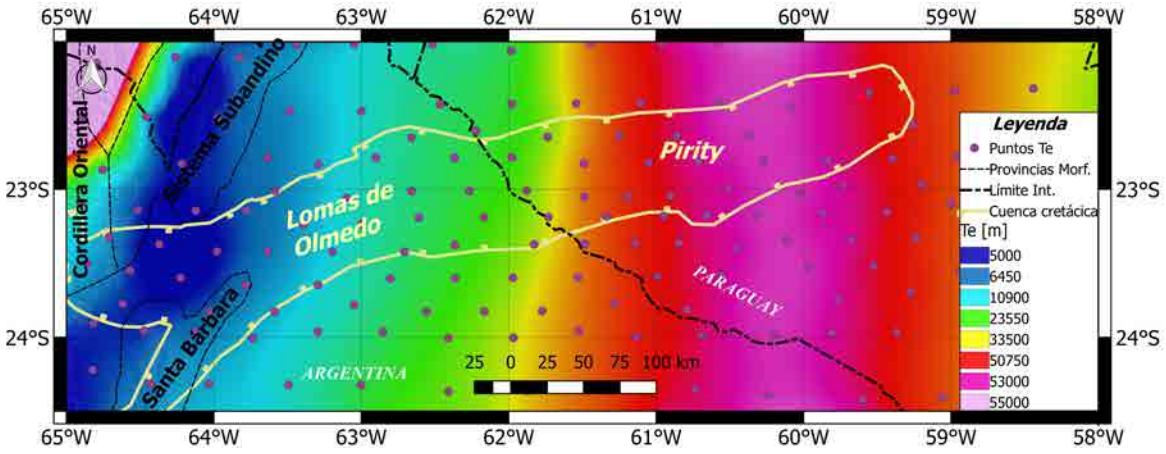
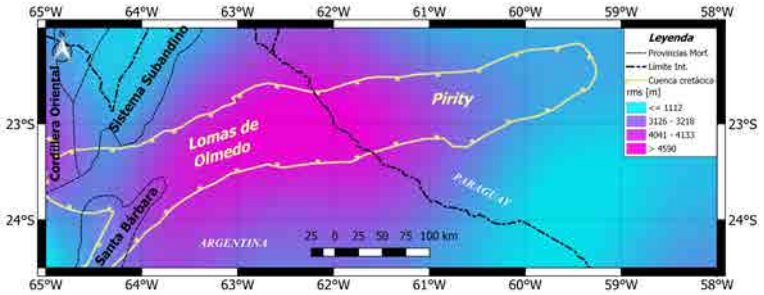


Figura 8.24: Carga topográfica determinada a partir de la Ecuación (8.6).

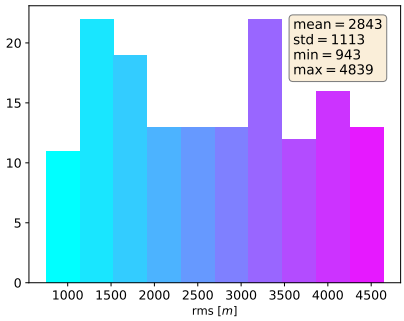
Luego, usando ventanas de 100 x 100 km, distribuidas aleatoriamente sobre el área de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, se estimaron valores de T_e y rms que fueron interpolados para obtener mapas variables de T_e y rms (Figuras 8.25a y 8.25b, respectivamente).



(a) Espesor elástico (T_e).



(b) Error cuadrático medio (rms).



(c) Histograma y valores estadísticos del rms.

Figura 8.25: Mapas de T_e y rms variables, obtenidos a partir del modelo de losa elástico infinito (Figura 8.1) y considerando la carga topográfica (Figura 8.24) y el Moho gravimétrico (Modelo 5).

8.3.2. Modelo II

Algunos autores (por ejemplo Ruiz e Introcaso, 1998, 2000; Fosdick *et al.*, 2014) concluyen que la historia geológica heredada como las cuencas sedimentarias emplazadas en la litosfera, condiciona la rigidez de la litosfera. En este sentido, siguiendo estas propuestas, para estimar un mapa de T_e que contemple plenamente las cuencas sedimentarias; no solo en la inversión del Moho gravimétrico (Modelo 5), sino también en el modelo de placa elástica infinita; se consideró a las cuencas sedimentarias de la zona de estudio como cargas enterradas. De esta manera, como las densidades de cuencas son inferiores al material circundante lo que generaría es una descarga, y en consecuencia una deflexión negativa. En la Figura (8.26), se muestra un esquema del modelo inicial y el modelo con las deflexiones generadas por la carga topográfica y por la cuencas sedimentarias.

El cálculo de la carga total (q_{total}) generada por la superposición, de la carga topográfica y la descarga de las cuencas sedimentarias se computó utilizando las Ecuaciones (8.7 y 8.8). Para ello, se utilizaron por separado las profundidades al basamento de los sedimentos, po-

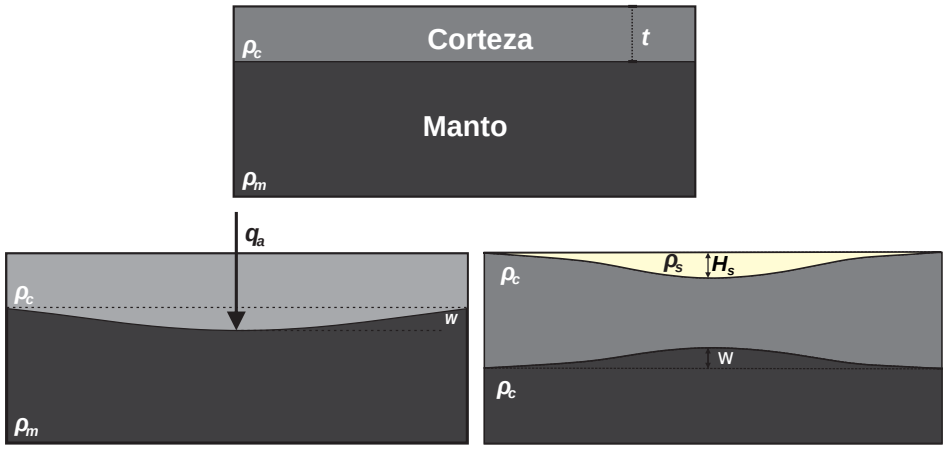


Figura 8.26: Modelo esquemático de deflexión por carga y por cuenca sedimentaría.

sitivos (H_{s+}) por encima del nivel del mar y negativos (H_{s-}) por debajo del nivel del mar. De este modo, la primer Ecuación (8.7) se consideró para altura topográficas (H) por encima del nivel del mar, considerando las cuencas emplazadas en la topografía y un contraste de densidad igual a 0,27 g/cm^3, esto es 2,67 (ρ_t) menos 2,40 (ρ_s). Mientras que la segunda Ecuación (8.8) fue computada para alturas topográficas (H) menores a cero (por debajo del nivel del mar), contemplando la capa de agua oceánica y las cuencas sedimentarias bajo el nivel topográfico. En este caso, se utilizó un contraste de densidad igual a 0,29 g/cm^3, obtenido de la resta de 2,69 (ρ_{cs}) menos 2,40 (ρ_s). Luego superponiendo ambos se obtuvo la carga total (Figura 8.27).

$$q_{total} = \rho_t g H - (\rho_t - \rho_s) g H_{s+} \qquad para \quad H \quad > \quad 0 \tag{8.7}$$

$$q_{total} = (\rho_t - \rho_a) g H + (\rho_{cs} - \rho_s) g H_{s-} \qquad para \quad H \quad < \quad 0 \tag{8.8}$$

A partir de la deflexión resultante de la carga total (Figura 8.27) y la inversión gravimétrica del Modelo 5, se calcularon nuevos valores de T_e y rms. Las grillas resultantes para la región de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity se muestran en las Figuras (8.28a y 8.28b, respectivamente). Del mismo modo, se calcularon los valores T_e y rms para el área de cobertura de datos terrestres, los mapas grillados resultantes de visualizan en la Figuras (8.30 y 8.31). En la (Figura 8.29) se visualizan las discrepancias obtenidas en los últimos dos modelos de T_e calculados para las subcuencas Lomas de Olmedo y Pirity.

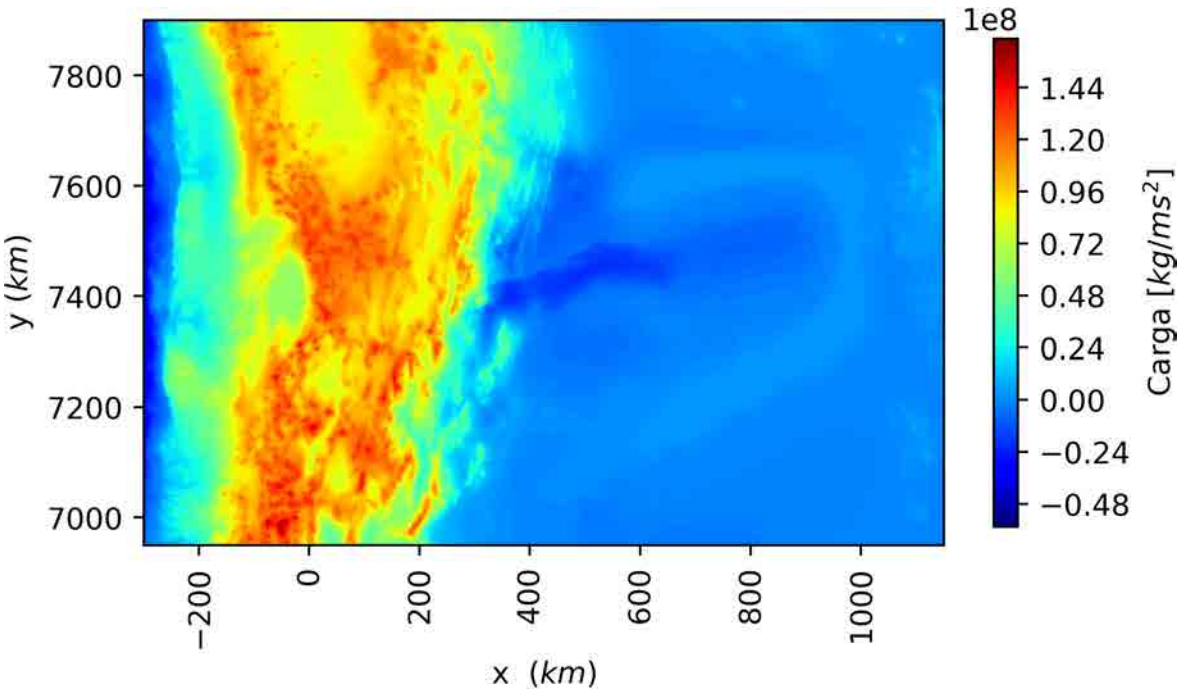
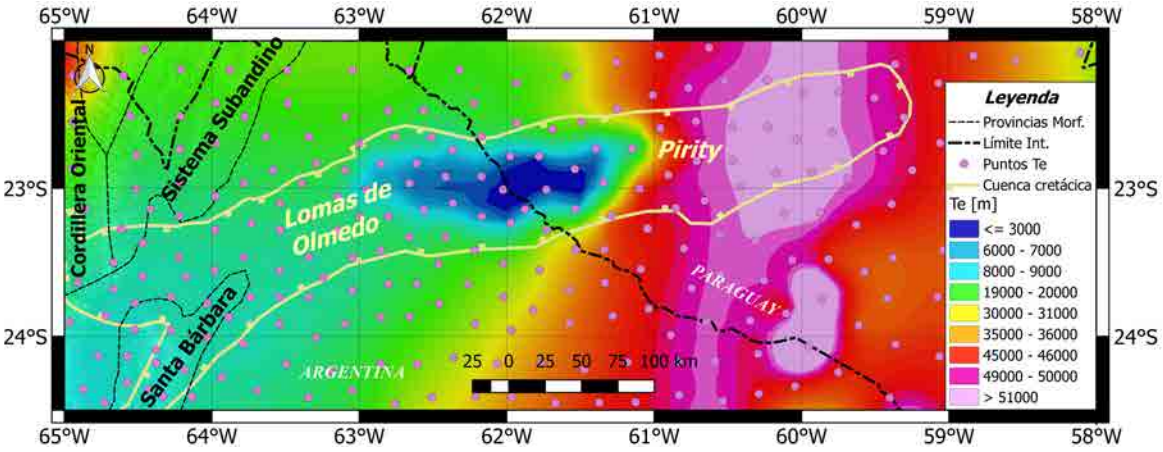
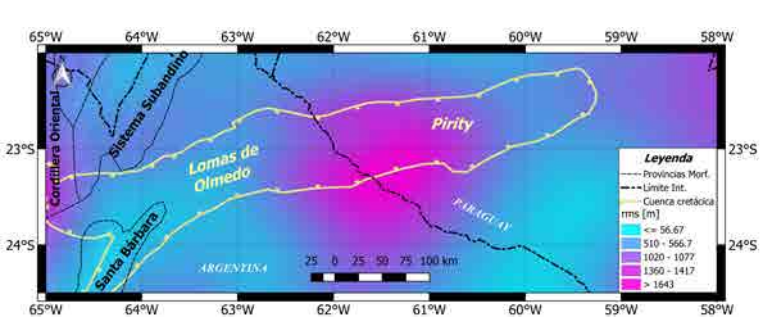


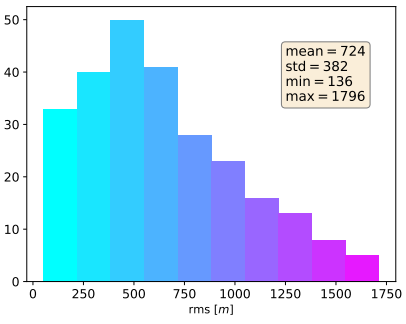
Figura 8.27: Carga topográfica calculada mediante las Ecuaciones (8.7 y 8.8).



(a) Espesor elástico (T_e).



(b) Error cuadrático medio (rms).



(c) Histograma y valores estadísticos del rms.

Figura 8.28: Mapas de T_e y rms variables, obtenidos a partir del modelo de losa elástico infinito considerando cuenca sedimentaria (Figura 8.26), la carga total (Figura 8.27) y el Moho gravimétrico del Modelo 5.

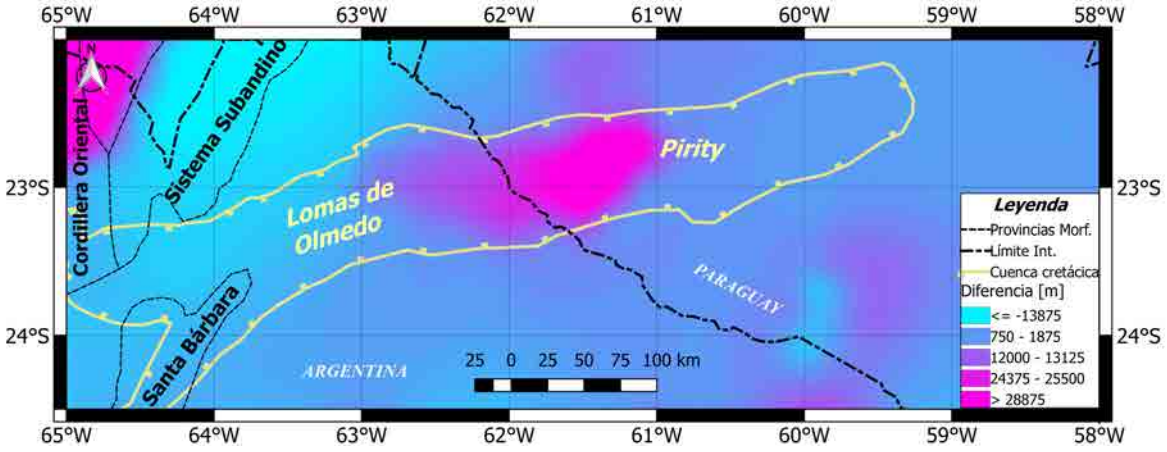


Figura 8.29: Diferencia entre los mapas de Espesor elástico (T_e) con cuenca (Figuras 8.28a) y sin cuenca (Figuras 8.25a).

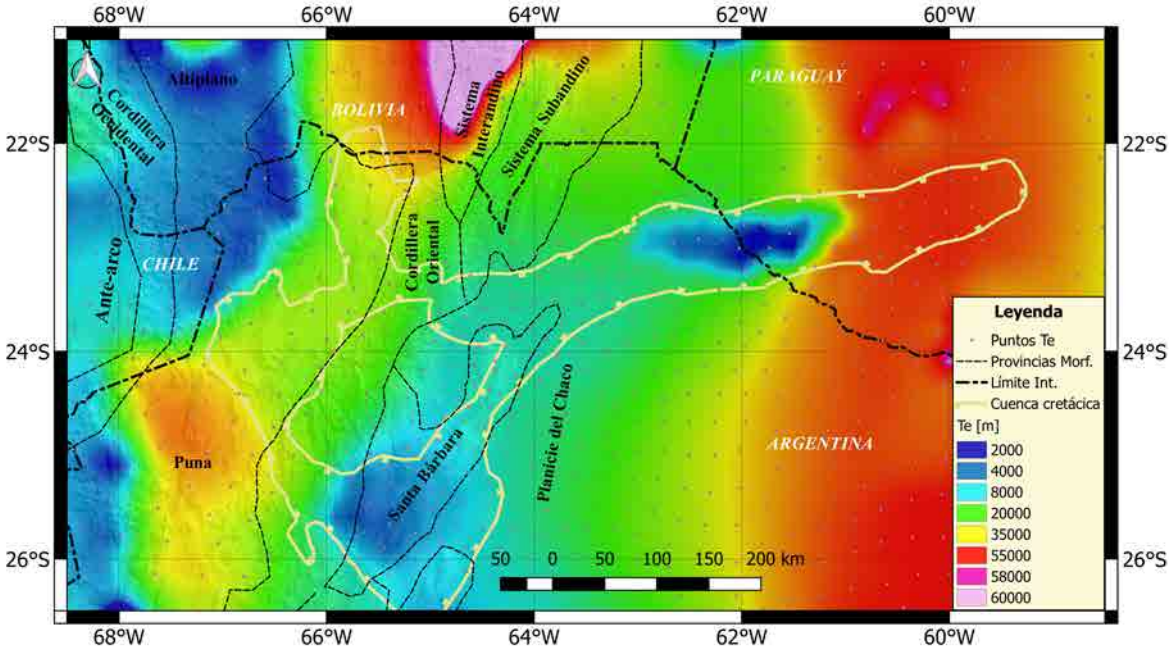
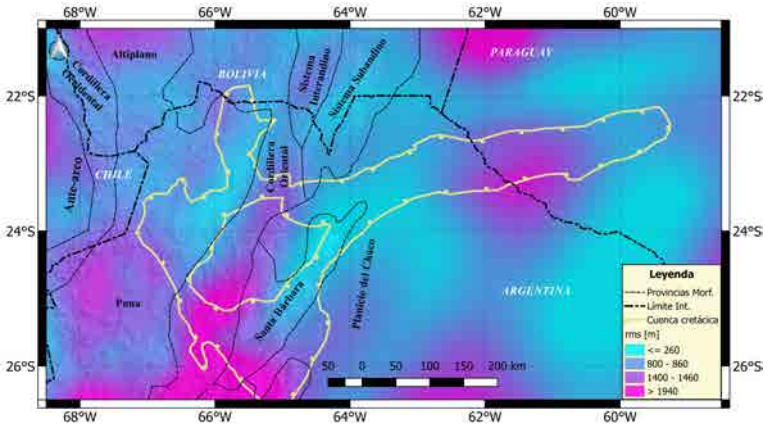
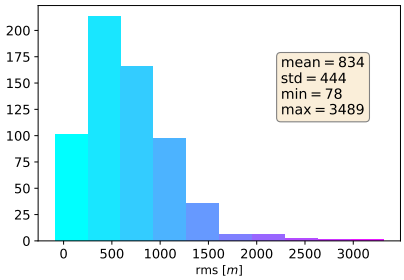


Figura 8.30: Mapa de T_e variable para el área de cobertura de datos terrestres, obtenidos a partir del modelo de losa elástico infinito considerando cuencas sedimentarias (Figura 8.26), la carga total (Figura 8.27) y el Moho gravimétrico del Modelo 5.



(a) Error cuadrático medio (rms).



(b) Histograma y valores estadísticos del rms en m.

Figura 8.31: Errores obtenidos a partir del mapa de T_e (Figura 8.30).

8.4. Resultados

En el presente Capítulo se llevaron a cabo dos determinaciones del T_e, uno de gran cobertura areal utilizando el Modelo de Moho gravimétrico invertido en el Capítulo 6 (Figura 6.1) a partir de datos del modelo EIGEN-6C4. Y otro de menor extensión, restringido a la base de datos terrestres compilada en este trabajo (Figura 3.19), considerando el Moho gravimétrico del Modelo 5 (Figura 6.23).

Previo a las estimaciones de los mapas de T_e, se realizó un análisis pormenorizado de los valores de densidades óptimos a considerar en el modelo de placa elástica infinita. Para ello, una serie de valores de densidades fueron considerados y se computaron las respectivas deflexiones. Al comparar, a lo largo de los perfiles (Figuras 8.6 a y 8.7 a) estas deflexiones teóricas (más espesor cortical normal (t)) con los modelos de Moho gravimétrico invertido a partir del modelo EIGEN-6C4 (Figura 6.1) y sismológicos (Feng *et al.*, 2007; Assumpção *et al.*, 2013), observamos que las deflexiones calculadas considerando el valor de la densidad de corteza inferior (ρ_{ci}) como densidad de relleno (ρ_{infill}) predicen mejor el Moho de los Andes Centrales. Mientras que las deflexiones calculadas con una densidad de relleno menor (densidad de antepaís (ρ_f), densidad arbitraria de sedimentos (ρ_s) y densidad de corteza superior (ρ_{cs})), para valores de T_e que oscilan entre 0 km y 100 km subestiman significativamente las profundidades del Moho debajo de los Andes Centrales (Figuras 8.6 y 8.7). Este mismo resultado se observó al comparar los efectos gravimétricos de dichas deflexiones de placa elástica con las anomalías de Bouguer completas y los campos de anomalías regionales (Figuras 8.6 y 8.7).

Por otra parte, al comparar las deflexiones de la losa plana elástica con las profundidades de la cuenca del antepaís del Chaco, se observa que los valores de T_e tienen una fuerte dependencia con el valor de densidad utilizado en el modelo de placa (Figura 8.8). En el caso del perfil B-B', se encontraron valores de T_e de 90 km, 75km, 50 km y 30 km correspondientes para cada valor de densidad ρ_f, ρ_s, ρ_{cs} y ρ_{ci}, respectivamente. A diferencia del perfil anterior (B-B'), el perfil D-D' (Figura 8.9) contiene profundidad de antepaís obtenida de dos líneas sísmicas (Comínguez y Ramos, 1995; Bianucci, 1999). Un cruce cercano al frente de deformación ($s1$) y el otro que cruza lejos en el este del área ($s2$) permiten cuantificar las variaciones longitudinales en la profundidad del antepaís (Figura 8.9). En este perfil, las deflexiones se calcularon teniendo en cuenta la densidad de los sedimentos del antepaís, lo que arrojó valores de T_e de 80 km y superiores a 140 km para $s1$ y $s2$, respectivamente. Mientras que, usando un valor de densidad de corteza inferior, la profundidad del antepaís implicó valores de T_e de 10 km y 50 km para $s1$ y $s2$, respectivamente. Por lo tanto, observamos que las deflexiones de placa calculadas considerando la densidad de la corteza inferior predicen mejor la profundidad de la cuenca del antepaís. Mientras que los valores de densidades más bajos, subestiman las deflexiones y, en consecuencia, sobreestiman los valores de T_e. Estas deflexiones subestimadas son el resultado de considerar un contraste de densidad alto en la Ecuación 8.3. De este modo, las deflexiones obtenidas usando un contraste de densidad entre el manto superior y la corteza inferior de 0,41 g/cm^3 (3,30 - 2,89) predicen con eficacia las profundidades del Moho y de los sedimentos del antepaís (García *et al.*, 2018). Estos valores de densidades promedios para el área de mayor extensión, fueron discutidos en la Sección 6.1 del Capítulo 6.

Sumado a este análisis, se estimaron las posiciones al dorso periférico del modelo de placa elástica, para los distintos valores de densidades de relleno y de T_e (Figura 8.12). Las posiciones del dorso periférico fueron comparadas con las anomalías de Bouguer filtradas y con la ubicación del geoide anómalo reportado por Chase *et al.* (2009) que lo interpretaron como la ubicación del dorso periférico de la cuenca de antepaís. De esta comparación, se observa resultados equivalentes para los distintos valores de densidades de relleno analizadas (Figuras 8.12). En este sentido, se observa correlación entre la posición del dorso periférico para un $T_e \sim$ de 20 km con el máximo de geoide (Chase *et al.*, 2009) y aproximadamente con altos gravimétricos de las anomalías. Este resultado indica una primera aproximación de un comportamiento flexural de los Andes Centrales a las latitudes de estudios, según el

modelo de placa elástica infinito de espesor elástico constante.

Un resultado importante determinado en el cómputo de los valores de T_e, es que se obtuvieron valores de rms bajos, con un valor medio de rms de $\backsim$ 1,18 km. Este resultado implica errores bajos en los valores de T_e calculados y que la deflexión elástica predice con buena precisión la inversión gravimétrica. En los Sistemas de Santa Bárbara y Subandino, siendo el eje central de discusión, donde se analiza la potencial relación entre valores de T_e, estilos y naturaleza de la deformación, obtuvimos valores de rms inferiores a $\backsim$ 1 km.

En el segmento sur, se encontraron valores de T_e inferiores a 10 km en toda la extensión del Sistema Santa Bárbara, en la Cordillera Oriental y la Puna se observaron valores bajos-intermedios (Figura 8.15). En el Segmento Norte, también se obtuvieron valores bajos en el sector más occidental de la Cordillera Oriental y en el Altiplano (Figura 8.15). En toda la planicie del Chaco, el T_e aumenta progresivamente hacia el este y alcanza valores de más de 50 km. Por otro lado, se observaron valores altos de T_e en el sector más oriental de la Cordillera Oriental y sobre el Sistema Subandino (Figura 8.15). Es importante resaltar, que estos valores altos de T_e tienen una fuerte correlación con el límite del escudo Brasileño y con la curvatura orogénica (Figura 8.15). Estos resultados de T_e muestran una estricta relación con los estilos y mecanismos de deformación en el frente de deformación de los Andes Centrales (García *et al.*, 2018).

Notablemente, los valores más altos de T_e (más de 90 km) observados en el perfil A-A' entre los 66 ° - 63 ° O están espacialmente correlacionados con una zona poco profunda en el Moho gravimétrico calculado por inversión (Figura 8.6 a, línea negra). Esto es el resultado de un alto gravimétrico local de larga longitud de onda, que se identifica en las anomalías regionales de Bouguer (continuación ascendente y efecto gravimétrico de Moho invertido, ver Figura 8.6). Cabe destacar que se observa una zona de Moho poco profundo similar en el Moho derivado de la función del receptor a los $\backsim$ 20 ° S (Yuan *et al.*, 2000, ver Figura 3). Además, es coincidente con la zona de alta velocidad en el manto superior identificada a través de datos sismológicos por Myers *et al.* (1998) entre 66 ° - 63 ° O (recuadro rojo en la Figura 2.1). Sumado a esto, Dorbath *et al.* (1993) a los 16 ° S determinaron una zona de alta velocidad de la corteza inferior que se extiende desde el límite Altiplano-Cordillera Oriental hasta el Sistema Subandino, utilizando estudios sísmicos.

Finalmente, esta correlación encontrada entre la zona somera del Moho gravimétrico (o anomalías gravimétricas) y los valores altos T_e se graficó en 8 perfiles paralelos (P1 a P8),

de norte a sur (ver Figura 8.32 a). Para resaltar mejor la zona de Moho poco profunda, calculamos una anomalía residual (Figura 8.32 b) restando la tendencia regional lineal (línea punteada amarilla, Figura 8.32 a). La anomalía residual obtenida evidencia una zona de alta densidad vinculada a la zona de Moho somera. Esta se observa a lo largo del Sistema Subandino y en el sector más oriental de la Cordillera Oriental (Figura 8.32).

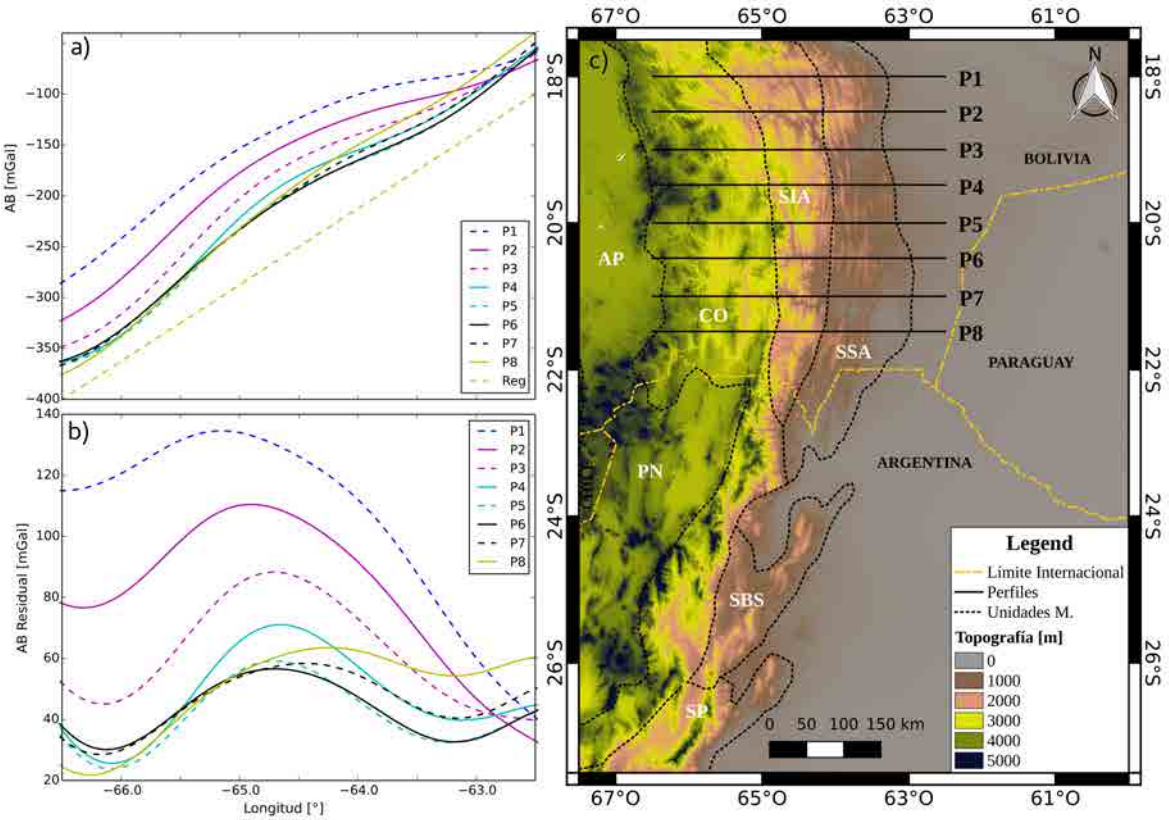


Figura 8.32: Perfiles paralelos (P1 a P8) de norte a sur (ubicación en c) que cruzan el Sistema Subandino. a) Efecto gravimétrico del Moho mostrando una zona poco profunda en todos los perfiles. Siendo la línea discontinua amarilla, la tendencia lineal (Reg.). b) Perfiles de anomalías residuales obtenidos al restar una tendencia lineal (Reg.). Altiplano (AP), Puna (P), Cordillera Oriental (CO), Sierras Pampeanas (SP), Sistema interandino (SIA), Sistema Subandino (SSA) y Sistema Santa Bárbara (SBS) son las unidades morfoestructurales (modificadas de Barnes y Ehlers (2009) y Tassara (2005)). Topografía (SRTM90m).

Con el objeto de cuantificar el tamaño óptimo de ventanas a utilizar en el cálculo del T_e, se analizó un modelo sintético, estimando que tamaños de ventanas entre $\sim$ 50-100 km reproducen bien los valores de T_e del modelo sintético. Mientras que tamaños de ventanas más grandes subestiman los valores de T_e. Por esta razón todos los cálculos de T_e se llevaron a cabo con estos tamaños de ventanas. Se realizó este mismo análisis a partir de datos reales. Para ello, se calcularon los valores de T_e en un mismo punto en las Sierras Subandinas (donde se observaron los valores más altos de T_e) aumentando el tamaño de las ventanas.

Se observó el mismo resultado que en el modelo sintético, donde a medida que aumenta el tamaño de ventana, el valor de T_e resultante disminuye considerablemente. Este resultado confiere confianza a los valores de T_e calculados en este trabajo, ya que se utilizaron tamaños de ventanas de cálculos óptimos, según este análisis del modelo sintético.

Por otra parte, en Capítulos anteriores, utilizando las anomalías gravimétricas terrestres corregidas por efecto sedimentario, se estimó un modelo más realista de la estructura profunda de la corteza (por ejemplo Introcaso, 1993; Ruiz e Introcaso, 1999) a través de la inversión gravimétrica (Modelo 5). A partir de este modelo de Moho y considerando el modelo de placa elástica infinita, se realizó una nueva estimación del T_e para la rama oriental de la cuenca cretácica (Figuras 8.25a). Se observan valores bajos de T_e, inferiores a 5 km en el frente de deformación, que aumentan linealmente hacia el antepaís alcanzando valores de hasta 50 km. Nuevamente estos resultados implican un mecanismo de compensación flexural en vez de local. Sumado a esto, el mapa de rms (Figura 8.25b) exhibe valores altos de error que alcanzan hasta los $\sim$ 5 km, con un valor promedio de casi $\sim$ 3 km. Este elevado error, implica que la deflexión teórica calculada por el modelo de placa elástica bidimensional, no predice adecuadamente el Moho gravimétrico calculado por la inversión (Modelo 5).

Por último, para mejorar la determinación previa del T_e y considerar un modelo de losa elástico que represente más fielmente la carga topográfica y las cuencas sedimentarias (Ruiz e Introcaso, 1998), se consideró además de la carga topográfica, a las cuencas sedimentarias como cargas enterradas en el modelo de losa elástico infinito y se computó nuevamente el T_e para la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta (Figura 8.25a). Se observa en éste cálculo de T_e que los valores de error disminuyeron considerablemente (Figura 8.28b), con un valor máximo inferior a los 1,8 km y una media de 0,7 km (Figura 8.28c). Esto demuestra que la deflexión generada por el modelo de placa elástica que considera cuencas sedimentarias, reproduce con gran precisión la deflexión gravimétrica del Modelo 5. Por otro lado, es notable observar que los valores de T_e determinados por ambos modelos son muy diferentes, especialmente en las zona central de la cuenca Lomas de Olmedo - Pirity. Se observan valores muy bajos de T_e de $\sim$ 3 km en el modelo que involucra topografía y cuenca (Figura 8.28a), mientras que en el modelo que solo involucra topografía (Figuras 8.25a) los valores son mucho más elevados $\sim$ 30-40 km (Figura 8.29).

Siguiendo el mismo criterio anterior, se estimó un mapa más amplio de T_e que contempla todo el área de datos terrestres (Figura 8.30). En el segmento sur; los valores bajos de T_e

(inferiores a $\sim$ 8 km) se observaron en el Sistema Santa Bárbara; en la Cordillera Oriental los valores son intermedios (10-20 km); gran parte de la Puna exhibe valores intermedios de T_e (20 km), que disminuyen hacia el Altiplano. En el segmento norte, los valores más bajos se observan en el Altiplano que aumentan hacia el oriente, hasta un máximo en las Sierras Subandinas ($\sim$ 60 km). En todo el antepaís, exceptuando los depocentro Lomas de Omedo-Pirity, los valores aumentan desde el frente orogénico ($\sim$ 5-15 km) hasta el antepaís distal ($\sim$ 55 km). El mapa de rms de este cómputo, reportó un valor medio de rms bajo igual a 834 m, con un máximo para todo el área de 3,5 km. Los valores de rms más elevados se observan hacia los bordes del área, en dos zonas, una al sur en las Sierras Pampeanas y otra en el norte, en la cuenca de antepaís cercana, fuera del área de interés de este trabajo.

Este resultado, muestra la importancia de considerar un modelo de losa elástico que contemple a las cuencas sedimentarias a la hora de estimar la rigidez flexural de una zona, de lo contrario, el modelo no refleja la deflexión del Moho y en consecuencia los valores de T_e resultantes no son precisos y sesgados al modelo. Es importante notar, que el modelo de losa elástico a utilizar condicionó significativamente los valores de T_e determinados. Mientras que el modelo de Moho utilizado no implicó grandes cambios en los valores de T_e obtenidos. Reforzando nuevamente que el modelo de losa elástico y los parámetros (densidades) del mismo juegan un rol importante en la estimaciones del T_e, tal como fue propuesto por diversos autores (Ruiz e Introcaso, 1998; Fosdick *et al*., 2014). Es por esto que nuestro modelo sería más adecuado que los modelos de T_e publicados hasta el presente para la región (por ej. Watts *et al*., 1995; Stewart y Watts, 1997; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005; Tassara *et al*., 2007; Mantovani *et al*., 2001, 2005; Wienecke *et al*., 2007; Pérez-Gussinyé *et al*., 2007, 2008, 2009; Kirby y Swain, 2011; McKenzie *et al*., 2014). De este modo, para determinar el espesor elástico a partir de Moho gravimétrico del Modelo 15 el cual contempla variaciones laterales de densidades y otras correcciones como corrección por LAB y placa oceánica subducida, es necesario contemplar toda ésta información conocida en el modelo elástico. Para ello se requiere de un cálculo de mayor complejidad, aplicando un método en diferencias o elementos finitos, que escapa de los objetivos de este trabajo.

Capítulo 9

Método Magnetométrico

El método magnetométrico es una de las técnicas más económicas, no invasivas y antiguas de la Geofísica, que ha sido utilizada para el estudio y exploración de la parte superior de la corteza terrestre. El método estudia variaciones laterales en las propiedades magnéticas (susceptibilidad magnética), las cuales causan anomalías en el campo magnético terrestres (Hinze *et al.*, 2013). Estas anomalías son el foco de muchos de los estudios magnetométricos. Generalmente las interpretaciones son apoyadas con otros datos y métodos geofísicos para restringir las soluciones (Hinze *et al.*, 2013).

Algunos materiales del subsuelo tienen la propiedad de magnetizarse. Esta magnetización ocurre hasta una cierta profundidad de la Tierra que viene dada por el Punto de Curie aproximadamente a los 600 °C (Li *et al.*, 2017). A partir del análisis espectral de las anomalías magnéticas es posible determinar la profundidad del Punto de Curie (p. ej. Bhattacharyya y Leu, 1975; Blakely, 1995; Tanaka *et al.*, 1999; Ruiz e Introcaso, 2004; Ross *et al.*, 2006; Ravat *et al.*, 2007; Ruiz *et al.*, 2008; Idárraga-García y Vargas, 2017; Li *et al.*, 2017). Luego, a partir del conocimiento de cómo varia la profundidad al Punto de Curie es posible conocer la distorsión de la estructura térmica de la litosfera (p. ej. Ruiz e Introcaso, 2004; Ruiz *et al.*, 2008; Zorin y Lepina, 1985; Idárraga-García y Vargas, 2017; Li *et al.*, 2017).

Li *et al.* (2017) estimaron a escala global las profundidades del Punto de Curie a partir de la inversión de anomalías magnéticas globales del modelo EMAGv2 (Maus *et al.*, 2009). Estos autores calcularon en nuestra zona de estudio, a lo largo de los Andes Centrales, profundidades al Punto de Curie inferiores a los $\backsim$ 25 km, mientras que hacia el antepaís aumentan alcanzando valores $\backsim$ 40 km. También Idárraga-García y Vargas (2017) utilizando datos magnéticos del mismo modelo global estimaron las profundidades al Punto de Curie

para todo Sudamérica, observando un rango de profundidades entre 10-60 km. En la región de los Andes Centrales en estudio, estos autores obtuvieron profundidades con un rango de valores entre $\sim$ 20-40 km, siendo mayores en la región occidental dentro del orógeno, mientras que hacia el este (antepaís) las profundidades disminuyen ($\sim$ 20 km).

Entre los trabajos pioneros de flujo de calor de superficie en los Andes se pueden citar los trabajos de Hamza y Muñoz (1996), Springer y Förster (1998), Springer (1999) y Hamza *et al.* (2005), mientras que a escala global podemos mencionar Vieira *et al.* (2010) y Hamza y Vieira (2012). Un mapa revisado de flujo de calor de la porción de los Andes Centrales aquí estudiado fue publicado por Hamza *et al.* (2005). Se puede observar en este mapa (Figura 9.1) que el flujo de calor (q) en el segmento norte difiere del segmento sur. En la región norte, los valores más altos de flujo de calor se observan en la región del antearco y en la Cordillera Occidental ($>$ 140 mW/m^2). Hacia el este, el flujo de calor disminuye, alcanzando un valor mínimo sobre el Sistema Subandino ($\backsim$ 40 mW/m^2), aumentando hacia la zona de antepaís distal. Mientras que, en el segmento sur predominan valores altos de flujo de calor en la Cordillera Occidental, la Puna, la Cordillera Oriental (con valores que superan los 140 mW/m^2), el Sistema de Santa Bárbara y el antepaís proximal (con valores $\backsim$ 80-120 mW/m^2); que disminuyen hacia la zona de antepaís distal (ver Figura 9.1).

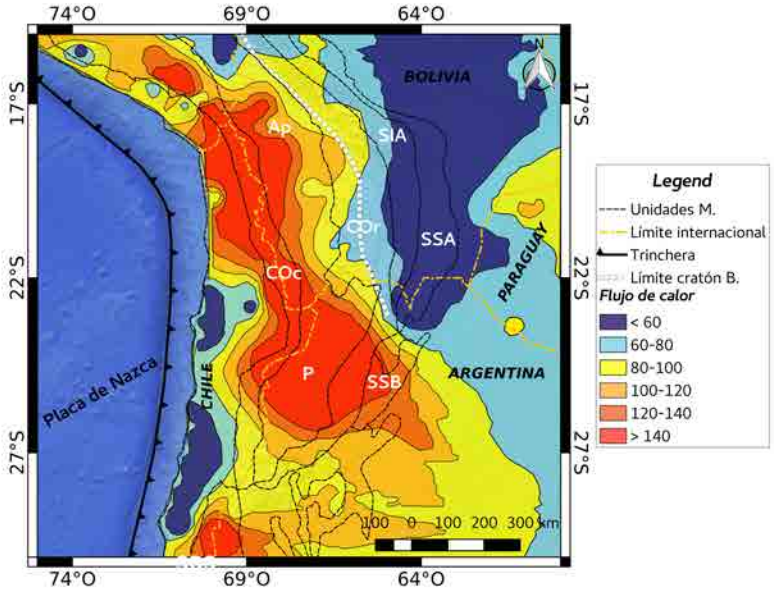


Figura 9.1: Flujo de calor de los Andes Centrales en mW/m^2 modificado de Hamza *et al.* (2005). Principales unidades morfoestructurales (modificado de Tassara (2005) y Barnes y Ehlers (2009)) presentes en el área de estudio: Cordillera Occidental (COc), Altiplano (AP), Puna (P), Cordillera Oriental (COr), Sierras Pampeanas (SP), Sistema Interandino (SIA), Sistema Subandino (SAS), Sistema Santa Bárbara (SSB). Principales unidades morfoestructurales (modificado de Barnes y Ehlers (2009) y Tassara (2005)).

9.1. Relevamiento de Datos Terrestres

Se realizó una campaña geofísica en la que se relevaron datos magnéticos terrestres, utilizando instrumental de última generación con posicionamiento DGPS (ver localización en la Figura 9.3). Esta inédita base de datos magnéticos terrestres constituye una enorme contribución geofísica para la gran extensión de la zona en estudio que involucra las provincias de Salta, Jujuy y Formosa, debido a que en la literatura no se cuenta con reportes de datos magnéticos terrestres para la zona de estudio. Esta base de datos se utilizó para evaluar principalmente el estado térmico de la litosfera de la zona de estudios. Para ello, se calculó un mapa de las profundidades al Punto de Curie, que permitió estimar un modelo de flujo de calor de buena resolución para la región de estudio.

9.1.1. Instrumental magnetométrico

Para las mediciones magnetométricas, se utilizó un magnetómetro de campo total *GEM Systems Overhauser GSM 19 V7*, con una precisión absoluta de 0,1 nT, rango dinámico de 10000 - 120000 nT. La campaña consistió en la medición de unos $\sim$ 3000 km lineales de magnetismo, a lo largo de la mayor parte de caminos disponibles, con datos espaciados cada $\sim$ 5 km.

9.2. Anomalías Magnetométricas

Los valores de campo magnético relevados en la superficie terrestre contienen varios aportes: el campo de origen interno (cerca del 98 %) debido a corrientes eléctricas asociadas con movimientos convectivos en el núcleo externo de la Tierra, el campo cortical (variaciones en las propiedades magnéticas de la litosfera) y contribuciones de origen externo (debidas a la interacción Sol – Tierra – Luna). Para estudiar la superficie terrestre debe emplearse el campo de origen cortical. Para ello es necesario sustraer los efectos conocidos del campo magnético normal para la fecha de medición y los efectos externos (variaciones diurnas) (por ejemplo Hinze *et al.*, 2013).

Para el cálculo de anomalías magnéticas de campo total (TMA o ΔT) se utilizaron las

expresiones clásicas (Blakely, 1995).

$$TMA = T_0 - T_t \tag{9.1}$$

donde:

T_0: Es el campo magnético total observado $T_0 = T + dT_0$.

T: Es la componente total absoluta.

dT_0: Es la variación de la componente total, incluida la variación diurna.

T_t: Es la componente total teórica o Normal (campo magnético de origen interno, $IGRF$ 2015), incluyendo la variación por altura.

9.2.1. Corrección por variación diurna

Como se mencionó, entre las contribuciones de origen externo al campo magnético se tienen, las variaciones diurnas relacionadas con las variaciones de mareas del sol y la luna. El aporte solar es mucho mayor que el Lunar. Las variaciones solares, presentan un periodo de horas solares con un rango de amplitudes de 20-100 nT en el Ecuador magnético; mientras que la variación lunar con un periodo de 24 horas, solo es del orden de 1 nT (Blakely, 1995; Nabighian *et al*., 2005).

Para realizar la corrección diurna se necesita conocer el comportamiento del campo magnético de manera continua. Para ello, se utilizaron datos de la estación permanente Pilar (`http://www.intermagnet.org`). Se descargaron los datos de medición de un mes aproximadamente, con un rango de días previos y posteriores a los días de medición con el objetivo de estimar un nivel de referencia adecuado (Figura 9.2).

Luego utilizando la Ecuación (9.1), se calcularon las anomalías magnéticas de campo Total, y se grillaron cada 10 km (Figura 9.3) con el método de mínima curvatura (Briggs, 1974).

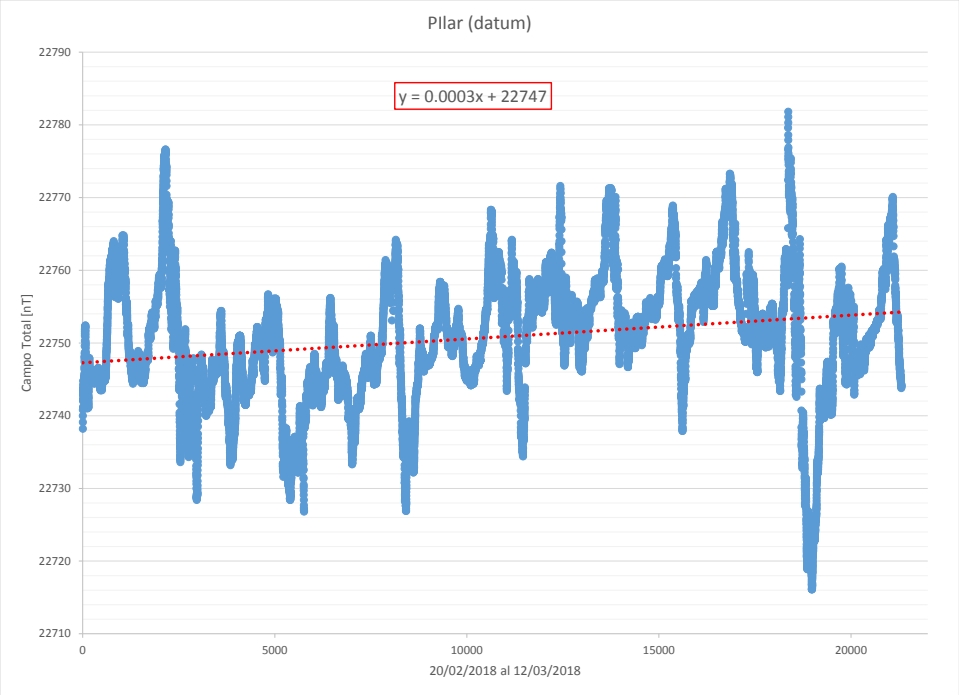


Figura 9.2: Deriva datos estación permanente Pilar (http://www.intermagnet.org).

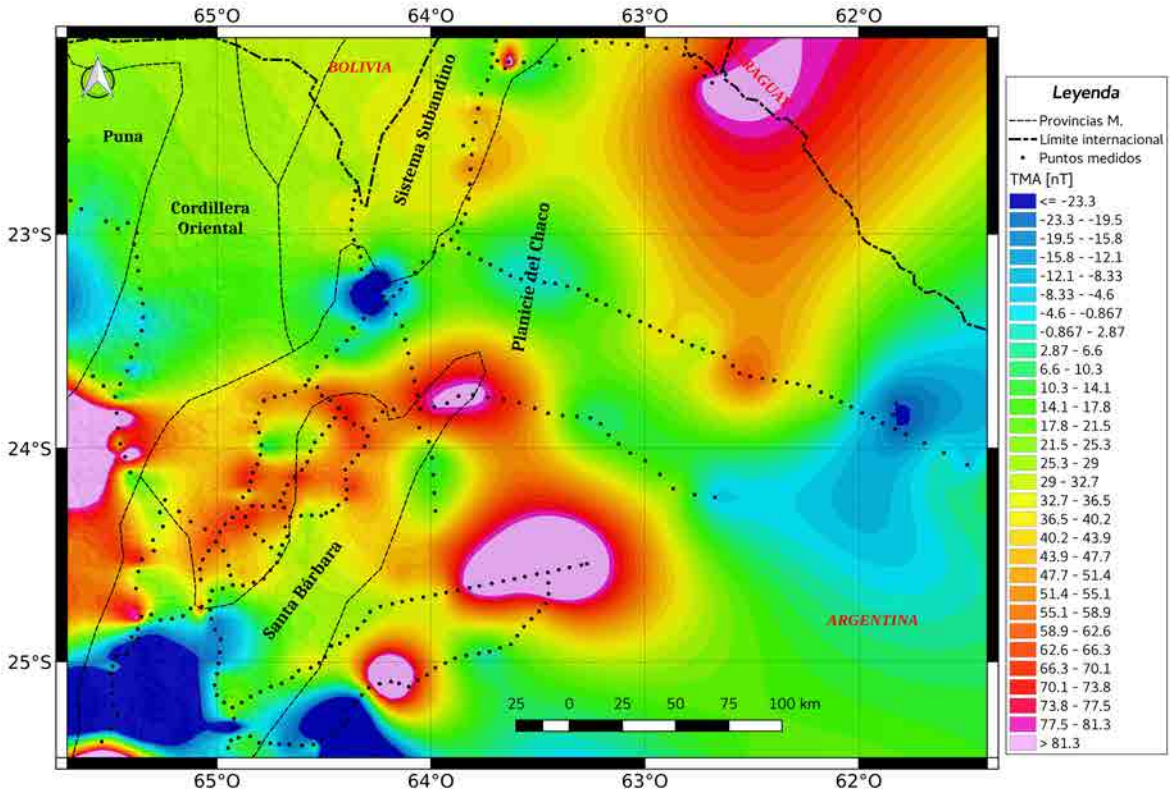


Figura 9.3: Anomalía magnética de campo total (TMA) a partir de datos terrestres.

9.3. Anomalías Magnéticas Globales (EMAGv3)

Por otra parte se utilizaron datos del modelo Global EMAG2v3 (Meyer *et al.*, 2017) para la zona de estudio. Esta base de datos globales consiste en la superposición de diferentes fuentes de datos magnéticos, con resoluciones diferentes, compilada a partir de magnetómetros instalados en satélites, barcos y aviones. Los datos de vuelos de este modelo, no cubren la totalidad de nuestra área de interés (Figura 9.4), cuyos vacíos son rellenados con datos satelitales que poseen longitudes de ondas muy largas, perdiendo información de las fuentes magnéticas corticales. Esto genera incertidumbre, tanto en resolución como en cobertura de datos dentro del área de estudio. Por ello, para estimar una grilla más homogénea de datos con la mayor resolución posible, se construyó un mosaico de datos, entre los datos terrestres relevados en este trabajo y los datos del modelo global (EMAGv3). Este modelo reporta las anomalías de campo magnético total al nivel medio del mar, como así también la continuación ascendente de dicha anomalía a una altura de 4 km respecto el nivel medio del mar (Figura 9.4).

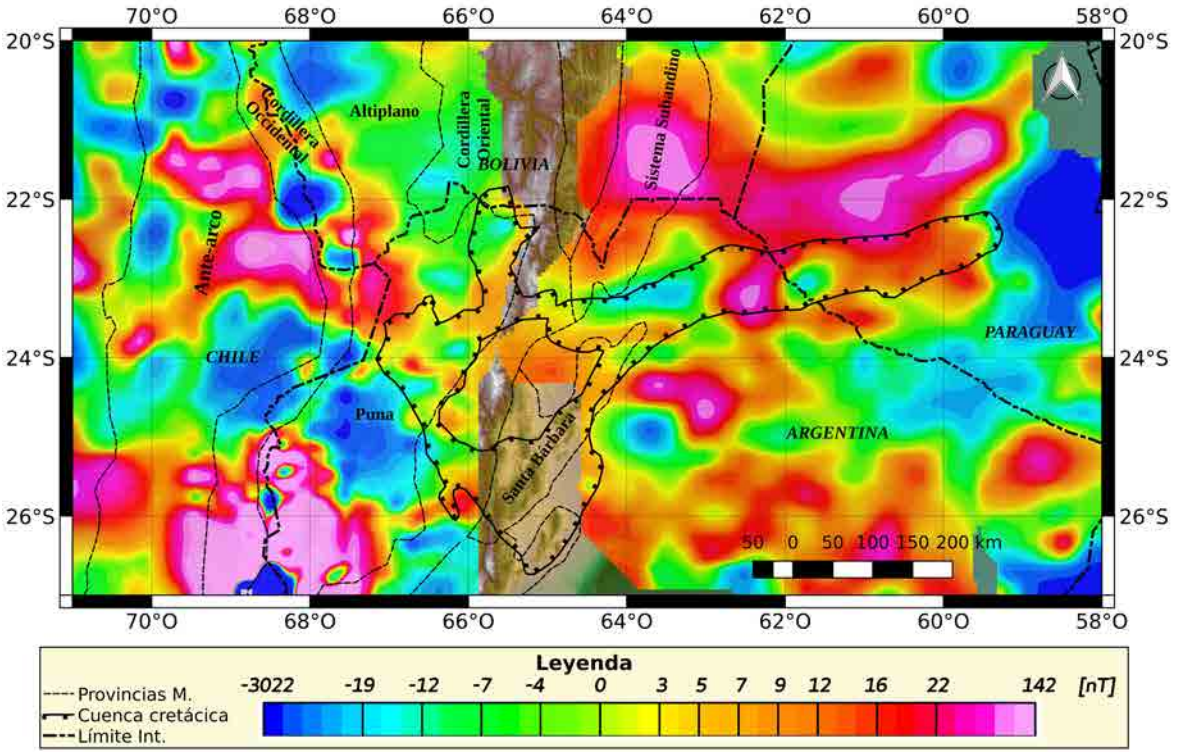
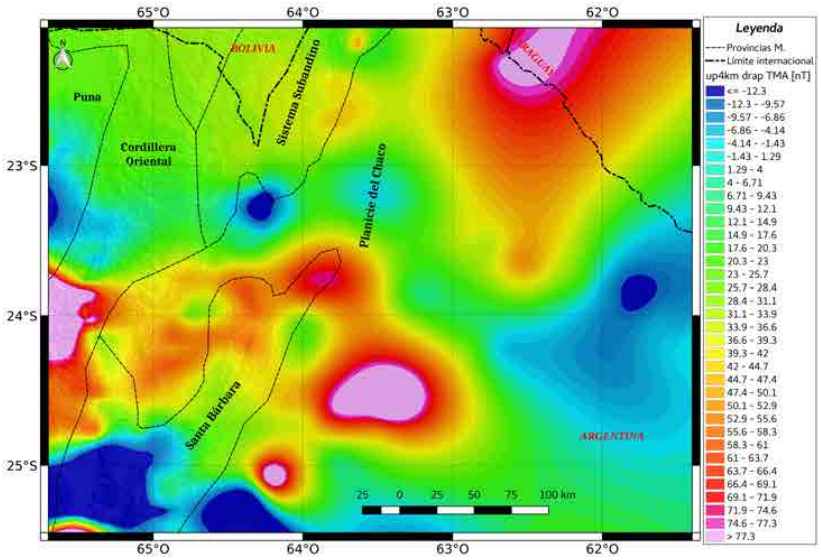


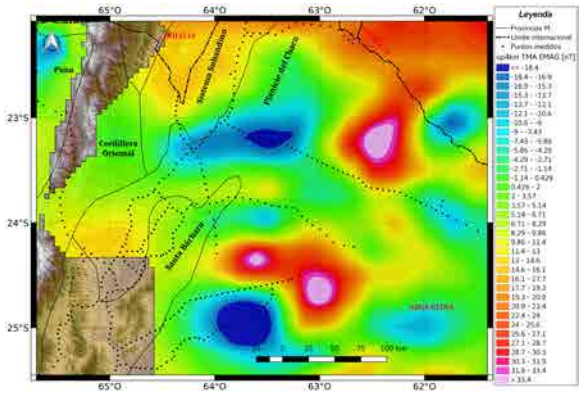
Figura 9.4: Prolongación a 4 km de la Anomalía magnética de campo total del modelo EMAGv3.

9.4. Comparación entre los Datos Terrestres y el Modelo EMAGv3

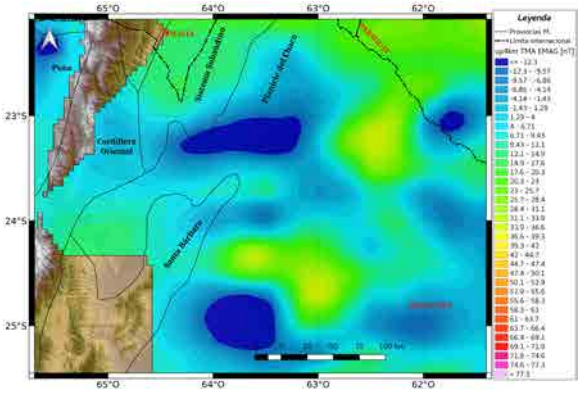
Con el fin de analizar los datos del modelo EMAGv3. En primera instancia se estimó la prolongación ascendente mediante la técnica *Chessboard* (drapeo) mediante el algoritmo de Cordell (1985), elevando las anomalías magnéticas, desde la superficie irregular del terreno hasta un plano constante a 4 km respecto del nivel del mar (Figura 9.5a). Para comparar este mapa de anomalías, se graficaron las anomalías prolongadas a 4 km del modelo EMAGv3 para el área de datos terrestres y en la misma escala de colores (Figura 9.5c).



(a) Prolongación a 4 km de las anomalías de campo magnético total de datos terrestres, desde la superficie irregular del terreno.



(b) Prolongación a 4 km de las anomalías de campo magnético total del modelo EMAGV3.



(c) Prolongación a 4 km de las anomalías de campo magnético total del modelo EMAGV3, misma escala color datos terrestres.

Figura 9.5: Comparación entre mapas de prolongaciones a 4 km de anomalías magnéticas de datos terrestres y globales.

Si bien la morfología es equivalente en ambos mapas de anomalías (Figura 9.5), los valores, amplitudes y resoluciones difieren. Para cuantificar las diferencias, se compararon en los puntos relevados en campaña (Figura 9.6), los valores de la anomalías magnéticas y su prolongación a 4 km de los datos terrestres (líneas roja y azul, respectivamente) y datos del modelos global EMAGv3 (puntos verdes y negros, respectivamente). Se puede observar de esta comparación que los datos terrestres presentan mayor resolución tanto en longitudes de ondas como en amplitudes de anomalías. Además se observa un salto entre los valores de anomalías terrestres y globales (Figura 9.6). Como las anomalías magnéticas al nivel medio del mar del modelo EMAGv3 (puntos en color negro) muestran amplitudes y resoluciones muy inferiores a las determinadas en los datos terrestres, para el mosaico de ambas bases de datos, solamente se utilizarán las anomalías elevadas a 4 km. Se estimó la diferencia entre las anomalías magnéticas prolongadas a 4 km de los datos terrestres y los globales (Figura 9.7a) y se realizó un análisis estadístico de dicha diferencia (Figura 9.7b). Se observó una diferencia media de 33,27 nT.

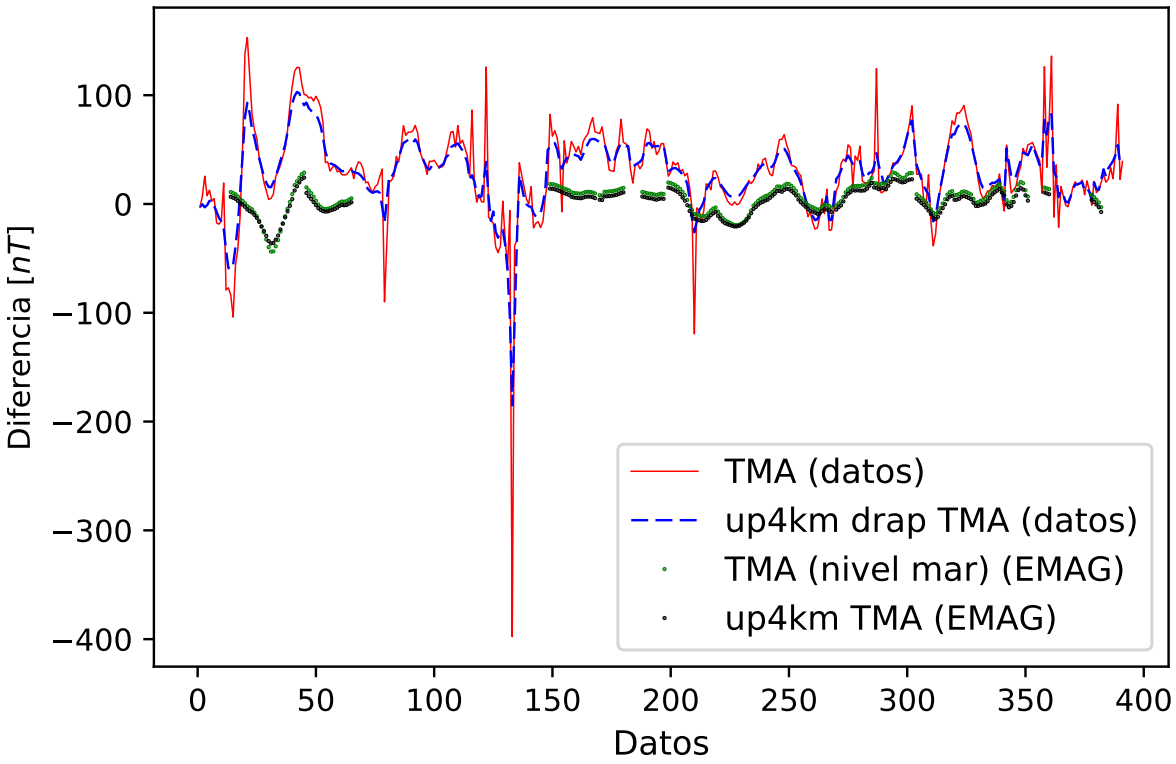
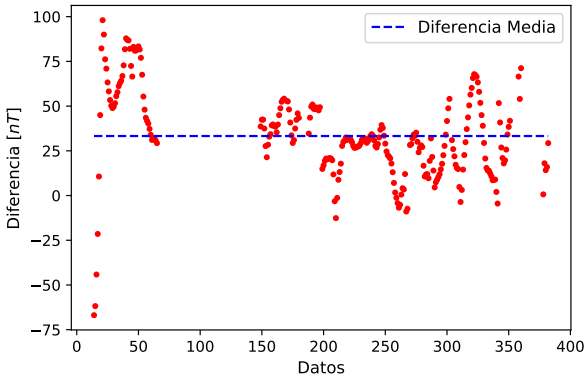
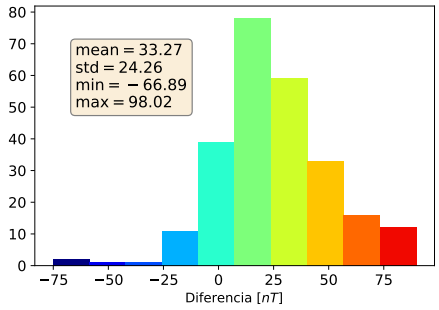


Figura 9.6: Comparación entre datos magnéticos terrestres y datos del modelo EMAGv3. Con $up4km\ drap$, prolongación ascendente a 4 km, aplicando método de *Chessboard* y $up4km$, prolongación ascendente a 4 km.



(a) Diferencia entre anomalías (puntos en color rojo).



(b) Histograma y valores estadísticos de la diferencia.

Figura 9.7: Diferencia entre anomalías magnéticas de datos terrestres y globales, referidos a un plano de 4 km de altura.

Con el objetivo de armar un mosaico de los datos, esta diferencia fue corregida del modelo EMAGv3. En la Figura (9.8), se muestra la comparación entre las continuaciones ascendentes de los datos terrestres (línea a trazos azul), los datos del modelos global (puntos en color negro) y los datos del modelo global corregidos (puntos en color rojo). La comparación también se muestra en grillas, con la misma escala de colores (Figura 9.9).

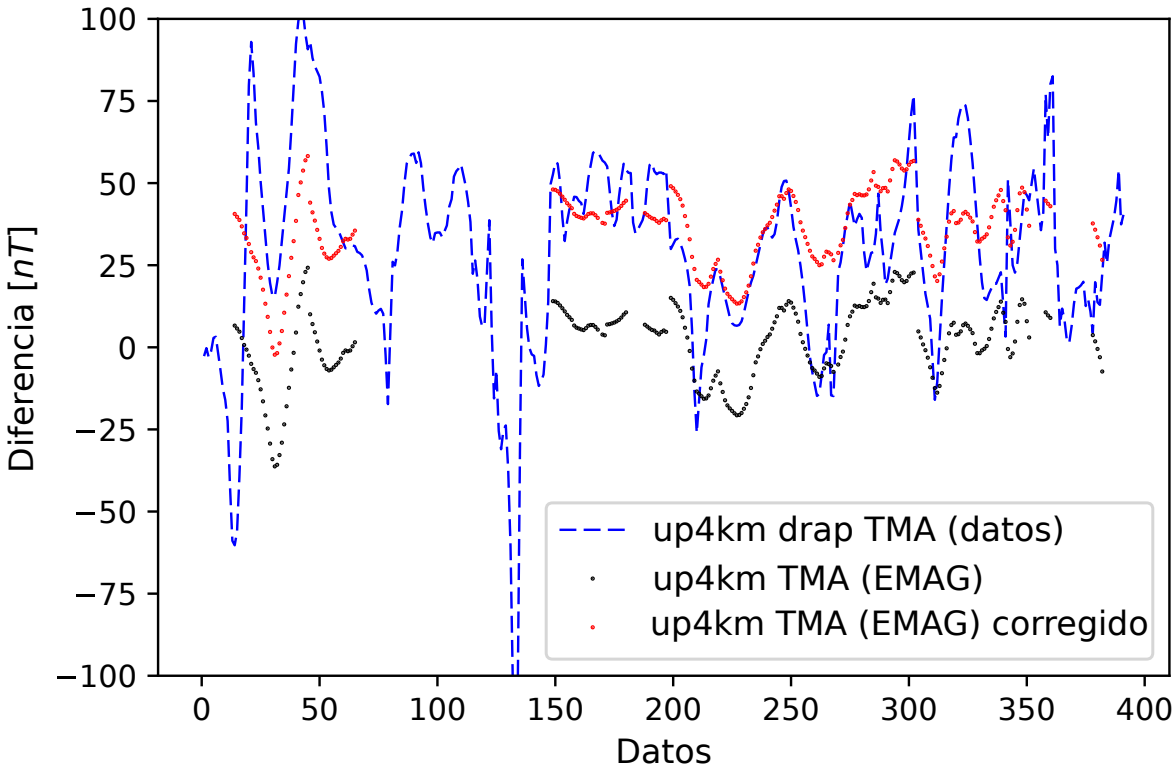
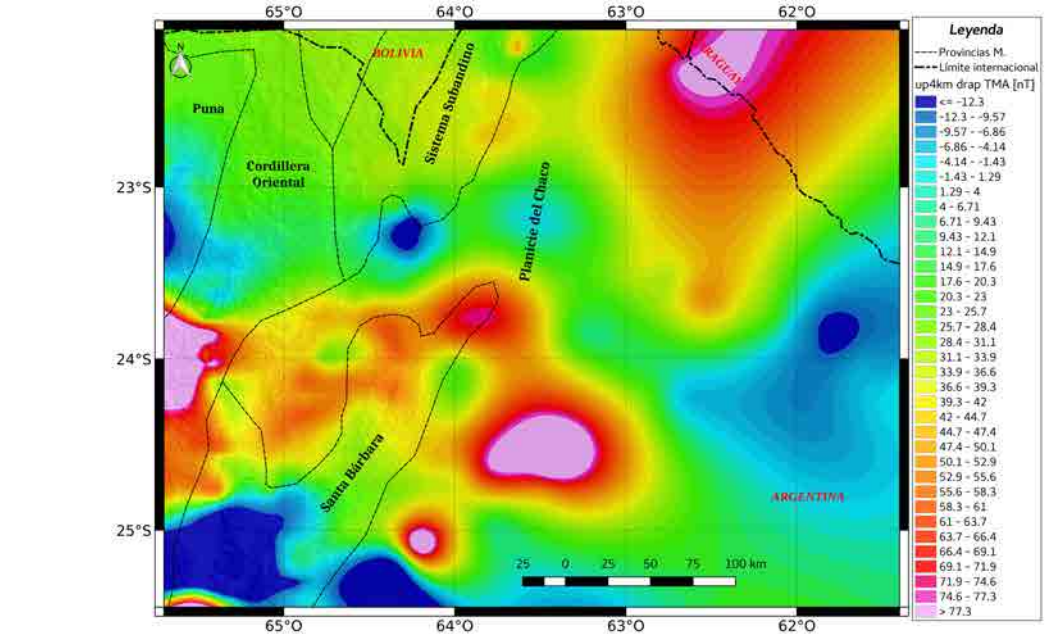
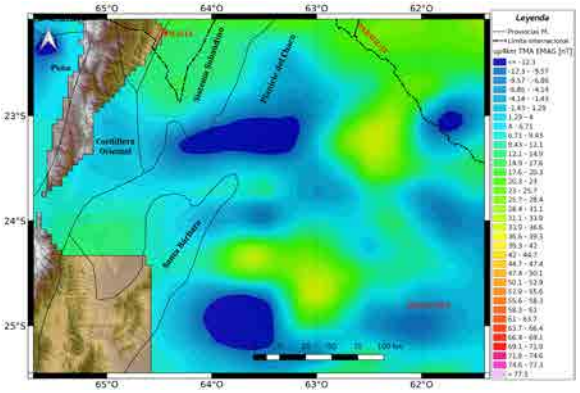


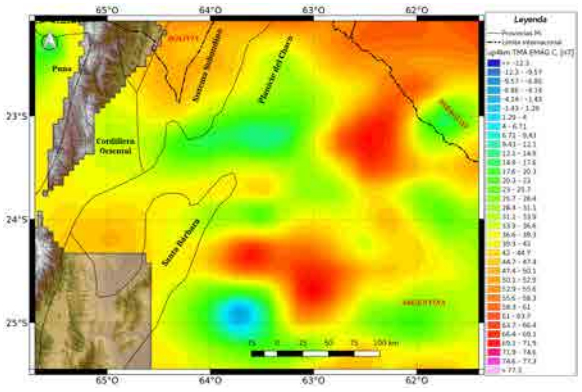
Figura 9.8: Perfil comparación entre anomalías magnéticas de datos terrestres y globales (con/sin corrección), referidos a un plano de 4 km de altura.



(a) Datos terrestres.



(b) Modelo global.



(c) Modelo global corregido por salto estimado.

Figura 9.9: Mapa comparativo entre prolongaciones ascendentes a 4 km de las TMA, entre datos terrestres y datos del modelo EMAGv3. Misma escala de colores para los tres mapas.

Las anomalías magnéticas del modelo global prolongadas a 4 km niveladas, muestran mejor correlación con los datos terrestres (Figuras 9.9 y 9.8). Si bien la correlación mejoró, las amplitudes en las anomalías del modelo global siguen siendo subestimadas. Por ello, para calcular el mosaico, se utilizaron los datos terrestres y hacia los bordes, donde no se dispone de datos, se amplió el área de estudios utilizando los datos del modelo global nivelados. Luego los valores de anomalías fueron grillados cada 10 km estimando el mapa que se visualiza en la Figura (9.10).

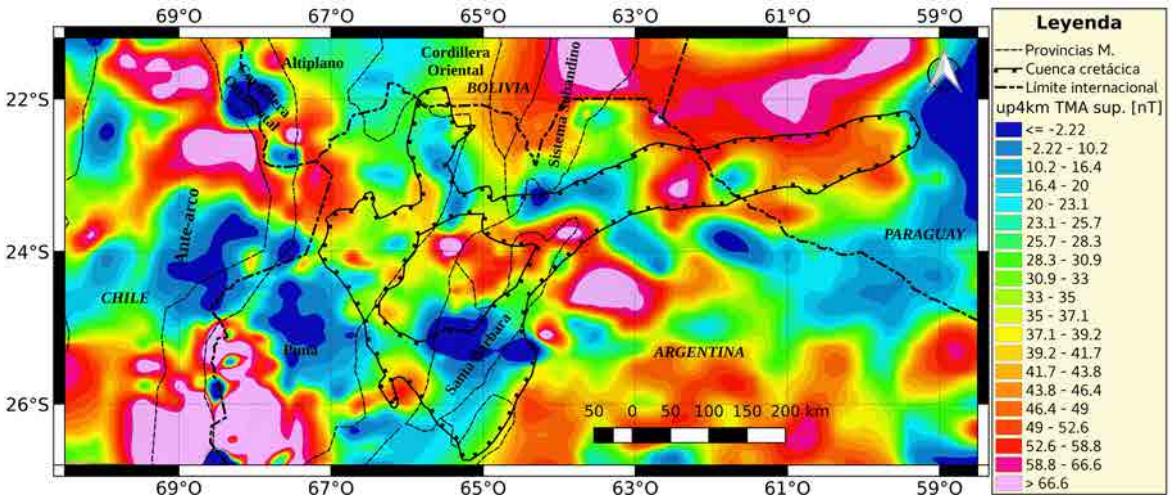


Figura 9.10: Mosaico de datos terrestres y modelo global nivelado (EMAGv3) de las anomalías magnéticas de campo total, referido a un plano de 4 km de altura.

9.5. Determinación del Punto de Curie

A partir del mosaico de datos de anomalías magnéticas (Figura 9.10) se determinaron las profundidades al Punto de Curie. Para el cálculo se aplicaron técnicas espectrales a las anomalías magnéticas (p. ej. Bhattacharyya y Leu, 1975; Blakely, 1995; Tanaka *et al.*, 1999; Ruiz e Introcaso, 2004; Ross *et al.*, 2006; Ruiz *et al.*, 2008). Este cálculo presenta algunas limitaciones. Una de ellas, se debe a que las fuentes que generan estas anomalías contienen largas longitudes de onda y amplitudes relativamente bajas con respecto a las anomalías causadas por fuentes más someras (Ross *et al.*, 2006).

Por otro lado, con el fin de estimar las profundidades de las fuentes causativas de anomalías magnéticas, se relaciona por métodos estadísticos el espectro de potencia de dichas anomalías, con las profundidades de las fuentes (Blakely, 1995; Ruiz e Introcaso, 2004). Para ello, se aplican transformaciones de Fourier en las que se introducen simplificaciones, pudiendo enmascarar la estructura geológica (Blakely, 1995; Ruiz e Introcaso, 2004; Ruiz *et al.*, 2008). En este sentido, este método espectral requiere asumir una distribución de magnetización cortical aleatoria y no correlacionada (Blakely, 1995; Ruiz e Introcaso, 2004; Ruiz *et al.*, 2008). Estos factores dependen de la constitución y complejidad geológica del terreno, por lo que la variabilidad de la magnetización es poco conocida (Ruiz e Introcaso, 2004).

La corteza magnetizada puede asimilarse a una placa bidimensional con extensión lateral infinita, cuyo techo (*top*), base (*bottom*) (Profundidades del Punto de Curie) y centroide se encuentran a profundidades Z_t, Z_b y Z_c , respectivamente.

Para calcular las profundidades al Punto de Curie (piso de la losa) se utilizó esta técnica espectral, implementando el método propuesto por Tanaka *et al.* (1999), donde la base de la placa (Z_b) (profundidad al Punto de Curie) es computada por medio de la Ecuación (9.2). Para ello, se utilizó el mosaico de anomalías magnéticas (referidos a un plano de 4 km de altura respecto del nivel medio del mar). En este sentido los valores de profundidades de Curie, tienen como *datum* a este plano de 4 km de elevación respecto al geoide.

$$Z_b = 2Z_c - Z_t \tag{9.2}$$

Donde las profundidades del tope y centro de la capa magnetizada son calculadas a partir del espectro radial de potencia de las anomalías magnéticas (Blakely, 1995). Estos valores fueron calculados en ventanas de 175 x 175 km, que fueron desplazadas a lo largo de todo el área de estudio, con un mayor número de ventanas en el área de datos terrestres y menor hacia los bordes del área. Luego, la profundidad al tope de placa (Z_t), resulta del ajuste lineal de las longitudes de ondas intermedias en la relación logarítmica (Ecuación 9.3). Mientras que la profundidad del centroide (Z_c), se obtiene del ajuste lineal en las longitudes de onda mayores (o menores números de onda) a partir de la Ecuación (9.4).

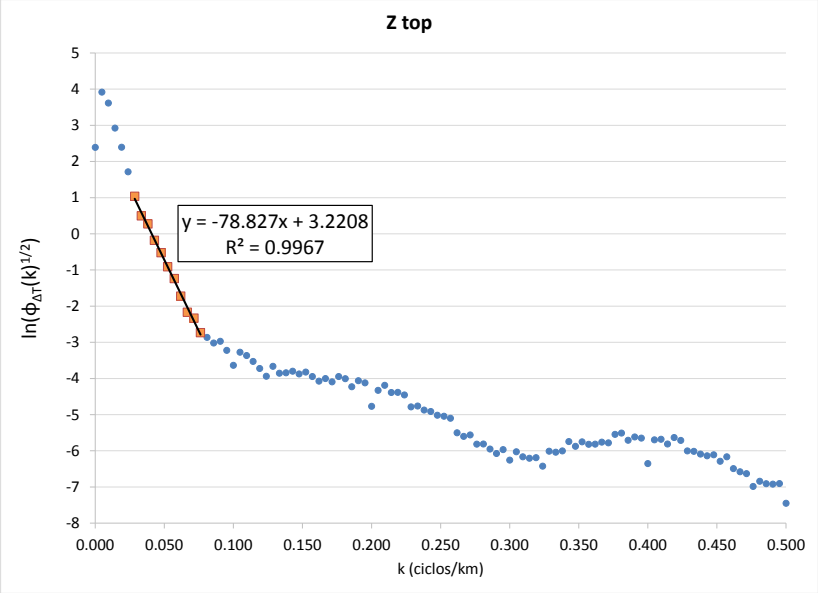
$$ln[\phi_{\Delta T}(k)^{1/2}] = lnA - |k|Z_t \tag{9.3}$$

$$ln\frac{\phi_{\Delta T}(k)^{1/2}}{|k|} = lnB - |k|Z_c \tag{9.4}$$

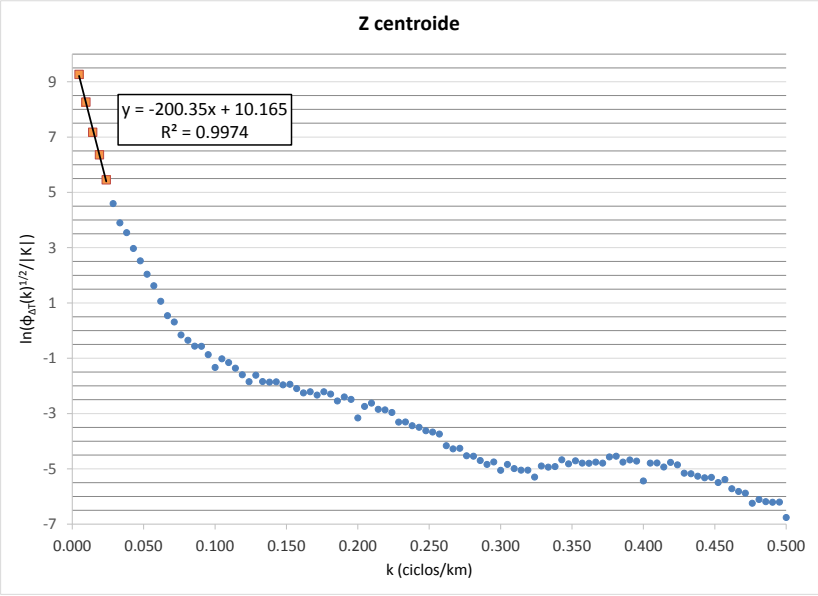
La Ecuación (9.3) es utilizada para longitudes de onda menores que dos veces el espesor de la capa (Tanaka *et al.*, 1999; Ruiz e Introcaso, 2004). Mientras que la Ecuación (9.4) es válida en las mayores longitudes de onda del espectro radial de potencia. Donde $\phi_{\Delta T}$, es la densidad del espectro de potencia de las anomalías magnéticas; $|k|$ es módulo del vector número de onda; A y B son constantes relacionadas con las masas magnéticas.

Con el objetivo de calcular los espectros de potencia radiales, de cada ventana en particular, se utilizó el paquete de programas de *Oasis Montaj*. Donde la profundidad al tope y centroide de la capa se obtuvieron desde la pendiente de las regresiones de los espectros radiales (Ecuaciones 9.3 y 9.4), por ejemplo Figura (9.11). Para cada ventana, se estimó el coeficiente de regresión lineal (R^2). Luego, a partir de los coeficiente de todas las regresión obtenidos en la determinación del tope y el centroide de la losa, se computó el histograma y

valores estadísticos, para cada profundidad (Figura 9.12).

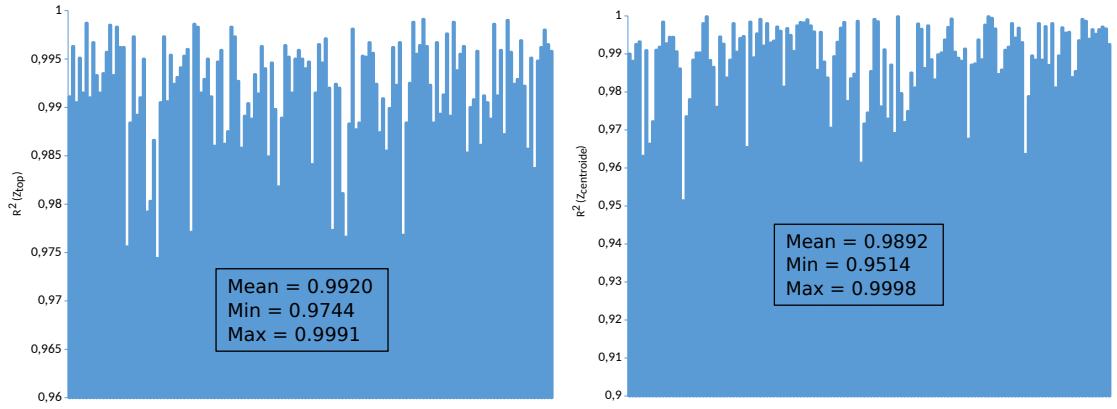


(a) Regresión para Z_t.



(b) Regresión para Z_c.

Figura 9.11: Ejemplo para una ventana en particular, de las estimaciones las profundidades del tope y centroide de la capa magnetizada. A partir del espectro radial de potencia.



(a) Histograma de Z_t.

(b) Histograma de Z_c.

Figura 9.12: Histograma y valores estadísticos de los coeficientes de regresión de ajuste R^2 para todos las ventanas calculadas. Con $Mean$, Min y Max, valores promedio, mínimo y máximo, respectivamente.

Luego las profundidades al Punto de Curie, se computaron utilizando la Ecuación (9.2). Los valores de profundidades calculadas se redefinieron. Se sustrajo los 4 km de *datum* para trasladarlas al Geoide y luego se les agregó la elevación topográfica para obtener valores de profundidades de Curie referidos a la topografía. Los valores calculados fueron interpolados cada 25 km con el método de mínima curvatura de Briggs (1974), estimando el mapa que se muestra en la Figura (9.13). Para comparar resultados, se graficaron las profundidades al Punto de Curie determinadas por Li *et al.* (2017) y Idárraga-García y Vargas (2017) desde datos mundiales del EMAGv2 (Maus *et al.*, 2009) para el área de estudio. Mientras que la carta de Z_b calculada en este trabajo, implica la confección y utilización de un mosaico con datos terrestres y globales, que presenta mayor resolución.

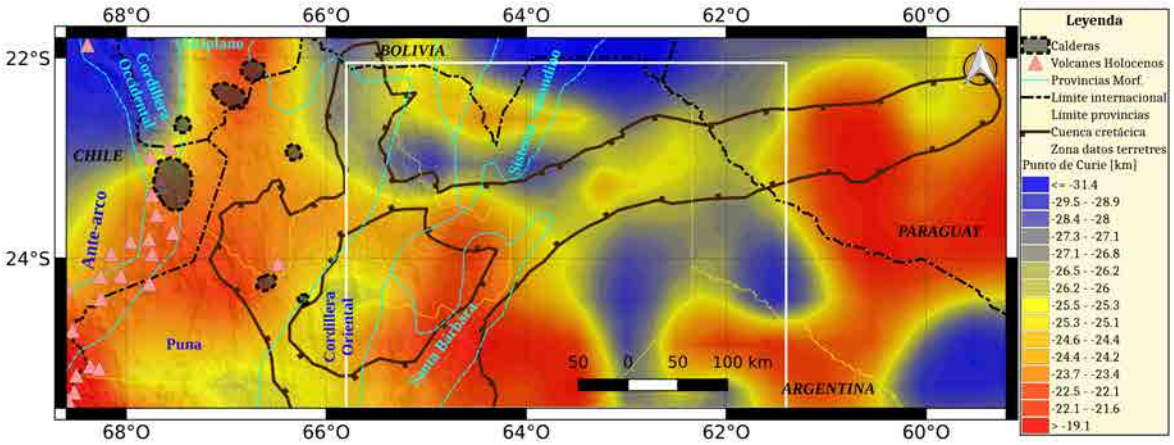
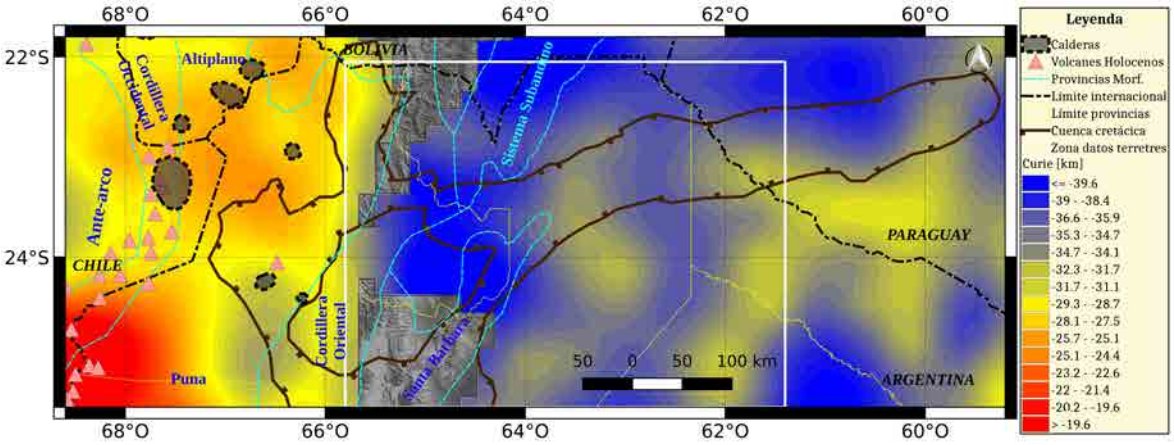
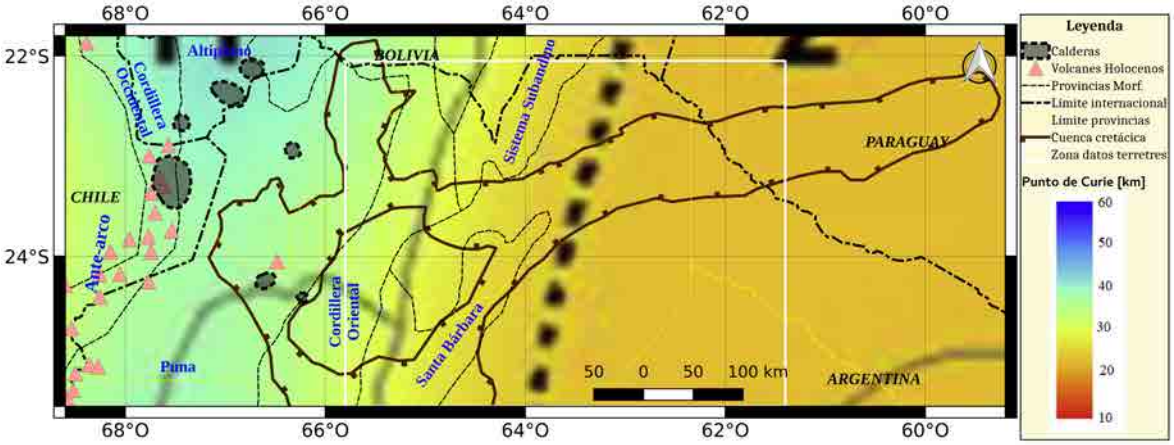


Figura 9.13: Profundidades al Punto de Curie, referidos desde la topografía, determinados a partir de técnicas espectrales a partir del mosaico de anomalías magnéticas terrestres y globales (a 4 km de altura). Los puntos, corresponden al centro de las ventanas de cálculo.



(a) Profundidades al Punto de Curie referidos desde la topografía, modificado de Li *et al.* (2017).



(b) Profundidades al Punto de Curie, modificado de Idárraga-García y Vargas (2017).

Figura 9.14: Estimación de las profundidades al Punto de Curie determinados por otros autores en el área de estudio (Idárraga-García y Vargas, 2017; Li *et al.*, 2017).

9.6. Flujo de Calor

El mapa de las profundidades al Punto de Curie exhibe las variaciones térmicas de la litosfera (Tanaka *et al.*, 1999; Ruiz e Introcaso, 2004). En este sentido, es posible estimar el flujo térmico litosférico a partir de las variaciones de las profundidades a la base de losa magnetizada (p. ej. Ruiz e Introcaso, 2004; Ruiz *et al.*, 2008; Zorin y Lepina, 1985; Idárraga-García y Vargas, 2017; Li *et al.*, 2017).

La relación básica que describe el transporte por conducción del calor es la ley de Fourier (Turcotte y Schubert, 2002):

$$q = k\frac{dT}{dz} \tag{9.5}$$

Donde q es el flujo de calor (en mW/m^2), k representa el coeficiente de conductividad

térmica, y dT/dz el gradiente geotérmico.

Según Tanaka *et al.* (1999), la temperatura al Punto de Curie θ_c puede ser definida como: $\theta_c = \frac{dT}{dz} D_c$.

Donde D_c es la profundidad al Punto de Curie. En nuestro caso, estaría representada por la profundidad de Z_b.

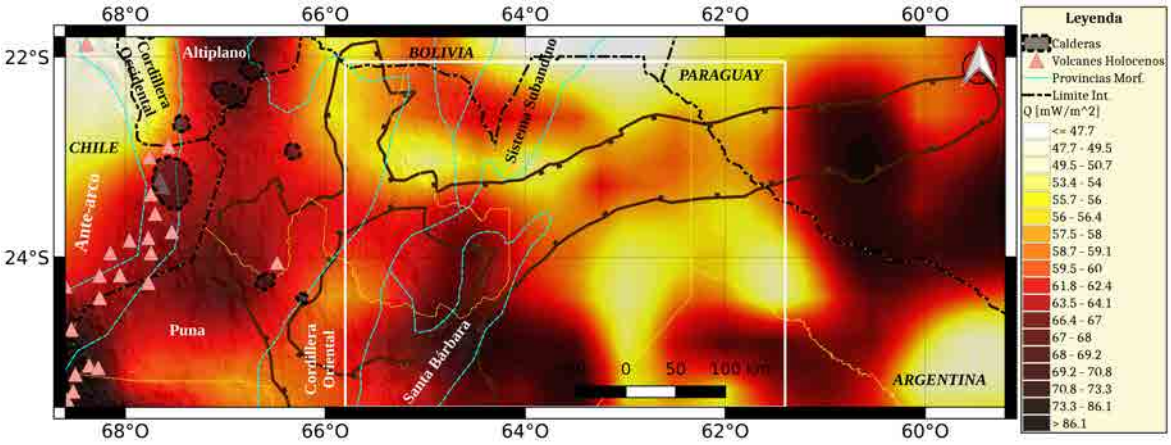
Luego, bajo la suposición de que no existen fuentes ni sumideros de calor entre la superficie topográfica y la profundidad del Punto de Curie y, considerando constante el gradiente de temperatura; a partir de las ecuaciones anteriores, se obtiene la Ecuación (9.6) (Ruiz e Introcaso, 2004; Ruiz *et al.*, 2008)).

$$Dc = k\frac{\theta_c}{q} \tag{9.6}$$

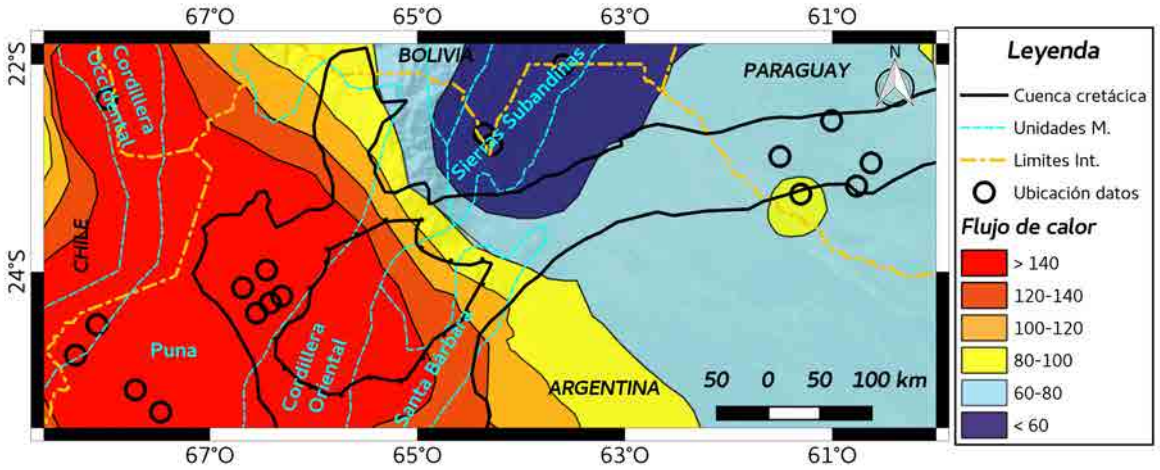
Si bien se conoce que en los continentes el aporte al flujo de calor superficial generado por fuentes radiactivas es importante, su aporte decrece exponencialmente con la profundidad (Ruiz e Introcaso, 2004; Ruiz *et al.*, 2008). Bajo este criterio, asumiendo condiciones estacionarias en corteza media e inferior, se puede utilizar la Ecuación anterior (9.6) para la estimación del flujo térmico cortical profundo (Ecuación 9.7) (Ruiz e Introcaso, 2004; Ruiz *et al.*, 2008)).

$$q = k\frac{\theta_c}{D_c} \tag{9.7}$$

Luego a partir de ésta Ecuación (9.7); y considerando un coeficiente de conductividad (k) constante igual a 2,5 $[1/WmK]$, según un estudio global realizado recientemente por Li *et al.* (2017); y una temperatura constante al Punto de Curie de 600 °C (Frost y Shive, 1986); y el mapa (Figura 9.13) de las profundidades a la isoterma de Curie (D_c); se calculó el flujo de calor para el área de estudio (Figura 9.15a).



(a) Flujo de calor determinado a parir del mapa de profundidades al Punto de Curie (Figura 9.13).



(b) Flujo de calor modificado de Hamza *et al.* (2005).

Figura 9.15: Comparación entre el mapa de flujo de calor estimado en este trabajo con modelo de flujo térmico reportado por Hamza *et al.* (2005).

9.7. Resultados

A partir de los $\sim$ 3000 km lineales de datos magnéticos relevados en este trabajo con instrumental de precisión, se determinó una carta de anomalías magnéticas para norte de Argentina (Figura 9.3) con una cobertura de $\sim$ 150000 km^2. Esta carta representa un gran aporte, ya que no se cuenta con reportes científicos en la literatura de anomalías magnéticas terrestres para la región.

A partir de estos datos terrestres de gran cobertura areal, se analizaron las anomalías magnéticas del modelo global (EMAGv3), con el fin de armar un mosaico de anomalías, conformado con datos terrestres en el centro y expandido hacia los bordes con datos del modelo global. Se puede observar que los datos relevados cubren extensiones en las que el modelo global no contenía datos (ver Figura 9.5b).

De la comparación entre los datos terrestres y globales, se observó que las anomalías magnéticas terrestres presentan mayor contenido frecuencial y de amplitud que las anomalías de los datos globales, aún en la comparación de anomalías referidas a un plano drapeado a 4 km de altura (Figuras 9.6). Por este motivo se decidió conformar el mosaico de anomalías magnéticas con datos referidos a 4 km de altura, para generar una nivelación más precisa (Ruiz *et al*., 2011). Se identificó una diferencia promedio igual a 33,27 nT, entre las anomalías magnéticas (referidas a 4 km de altura) de ambas bases de datos (Figura 9.7).

Esta diferencia de 33,27 nT fue corregida del mapa de anomalías del modelo global (ver Figura 9.8). Al comparar en la misma escala de colores (Figura 9.9), las anomalías magnéticas (referidas a un plano de 4 km de altura) de los datos terrestres y el modelo EMAGv3 corregido, se observa que la corrección niveló razonablemente los datos del modelo global. Luego se procedió a integrar ambas bases de datos para generar un mosaico de anomalías magnéticas regional, sin efectos de borde (Figura 9.10).

Este mosaico de anomalías magnéticas que integra datos terrestres fue utilizado para calcular un mapa de las profundidades al Punto de Curie (Figura 9.13). Este mapa presenta como mejora, la utilización de datos terrestres para calcular las profundidades al Punto de Curie, a diferencia de los modelos previos publicados recientemente por Li *et al*. (2017) y Idárraga-García y Vargas (2017) que involucran datos puramente globales. Para su determinación se computaron las profundidades del tope y centro de la losa magnetizada, estimando regresiones lineales en los espectros radiales de potencias. Se construyeron histogramas y valores estadísticos de los coeficientes de regresiones lineales (R^2). Se obtuvieron valores medios de 0,9920 y 0,9892 y mínimos iguales a 0,9514 y 0,9744, para el tope y centroide respectivamente (Figura 9.12). Estos valores demuestran que las regresiones lineales ajustadas para todas las estimaciones del Punto de Curie presentan una excelente precisión, desde espectros con bajo contenido de ruido y tendencias en los espectros del tope y centroide bien definidas (ver ejemplo Figura 9.11).

Se obtuvieron profundidades al Punto de Curie (Figura 9.13), con un rango de valores entre $\sim$ 15 a 35 km de profundidad (respecto a la topografía). En el mapa de Curie se visualiza que la zona de mayor interés que comprende los datos terrestres relevados en este trabajo (recuadro en color blanco Figura 9.13), presentan mayor resolución (mayor rango dinámico) que en los bordes, donde los datos corresponden al modelo global. Se observaron valores bajos de profundidades en todo el sistema Santa Bárbara de $\sim$ 20 km. Gran parte de

la Puna, la Cordillera Oriental y Occidental también exhiben valores someros a intermedios de profundidades de Z_b, inferiores a los $\sim$ 25 km. Existe una fuerte correlación entre zonas de poca profundidad de Curie (zonas de mayor temperatura) con la ubicación de los volcanes Holocenos y calderas más importantes. Se debe resaltar que se obtuvieron profundidades de Curie más someras en el eje de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity que en los altos estructurales circundante (especialmente en Argentina, donde las profundidades de Curie provienen de datos terrestres), con un valor mínimos en Lomas de Olmedo de $\sim$ 24 km y 19 km en Pirity.

Al comparar nuestros resultados de profundidades al Punto de Curie, con valores reportados recientemente para la zona a partir de un estudio global Li *et al.* (2017) (Figura 9.14a) se observa:

i) Para todo el área de estudio, existen valores de profundidades de Z_b mínimas equivalente del orden de los 15 km, pero las profundidades de Z_b máximas que reportan estos autores (del orden de los 40 km) son levemente mayores a las determinadas en este trabajo. Implicando rangos dinámicos diferentes.

ii) Hacia la Puna y Cordillera Occidental, las profundidades de Curie son equivalentes. No obstante, nuestros datos identifican con mayor claridad las zonas calientes relacionadas con el vulcanismo moderno.

iii) Existen diferencias entre los valores de Profundidades de Curie determinados por estos autores y los calculados en este trabajo, en la zona que involucra datos terrestres (recuadro blanco). Para esta zona Li *et al.* (2017) obtuvieron grandes profundidades entre 30 a 40 km. Mientras que nuestro mapa presenta mayor rango dinámico. En el Sistema Santa Bárbara, debido a la escasez de datos del modelo global, solo reportan profundidades en el borde nordeste, con valores del orden de los 40 km, con precisiones que podrían estar viciadas por efectos de borde en el análisis de Fourier. Mientras que nuestro aporte a partir de datos terrestres, no solo se cubre toda la extensión de Santa Bárbara en estudio, sino que los valores obtenidos son someros del orden de los 20 km. Hacia el este, en nuestro trabajo se obtuvieron valores someros en el eje de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, mientras que estos autores reportan grandes profundidades con un rango entre 30-40 km y baja correlación con los depocentros. Los resultados obtenidos para el Punto de Curie son consistentes con la atenuación cortical bajo la cuenca.

Por otra parte, las profundidades de Curie reportadas por Idárraga-García y Vargas (2017)

para la zona de estudios, no solo presentan una longitud de onda mucho mayor que nuestro aporte y los de Li *et al.* (2017), sino que los valores obtenidos por estos autores son opuestos (Figura 9.14b). Obtienen profundidades del orden de los $\sim$ 40 km en la Puna y Cordillera Occidental en la zona de volcanes Holocenos y calderas importantes; con valores que aumentan hacia el antepaís distal alcanzando valores de $\sim$ 20 km.

Por último, el mapa de profundidades de Curie estimado en este trabajo fue utilizado para la determinación de un mapa de flujo de calor (Figura 9.15a). Este mapa presenta una morfología semejante al mapa de Curie, por lo que valen para él las consideraciones hechas en los apartados anteriores. Este mapa representa un aporte al conocimiento de la estructura térmica profunda de la corteza, ya que el método de obtención no considera los aportes térmico de la corteza superior, como la desintegración radiactiva (p. ej. Ruiz e Introcaso, 2004; Ruiz *et al.*, 2008; Zorin y Lepina, 1985; Tanaka *et al.*, 1999).

Se obtuvieron valores de flujo térmico altos, sobre todo el Sistema Santa Bárbara ($\sim$ 65-80 mW/m^2) y su antepaís inmediato, en la Puna y Cordillera Occidental ($\sim$ 55-85 mW/m^2), con valores máximos ($\gtrsim$ 60 mW/m^2) correlacionados con los volcanes Holocenos y calderas. En el eje de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity se observa mayor aporte térmico cortical profundo que en los bordes de cuenca, con valores del orden de los 60 mW/m^2 en Lomas de Olmedo, mientras que en Pirity se observa mayor aporte que supera los 80 mW/m^2. Valores bajos de flujo en las Sierras Subandinas entre 45-60 mW/m^2.

En la Figura (9.15b) se muestra el flujo superficial reportado por Hamza *et al.* (2005) desde datos de pozos y petrológicos, para la misma región donde calculamos el flujo cortical profundo (Figura 9.15b). A diferencia del aporte de estos autores, el mapa de flujo de calor determinado en este trabajo, consiste en la utilización de una grilla de datos magnéticos homogénea. Mientras que el mapa de Hamza *et al.* (2005), consiste en datos puntuales con baja cobertura para la región (ver Figura 9.15b). Sin embargo, es posible visualizar a grandes rasgos muy buena correlación entre ambos. Esto es, valores altos de flujo térmico para el Sistema Santa Bárbara y su antepaís inmediato, en la Puna y Cordillera Occidental. Bajo flujo térmico superficial en las Sierras Subandinas. Por último, en el eje de la cubeta Lomas de Olmedo, Hamza *et al.* (2005) no reportan datos de flujo térmico superficial. Esto muestra que nuestro mapa representa un gran aporte para este depocentro. Mientras que en Pirity, a partir de datos medidos en superficie Hamza *et al.* (2005) muestran una pequeña zona de mayor flujo superficial, que se correlaciona con nuestros resultados.

De estos resultados se destaca, que la estructura térmica posee buena correlación con las unidades geológicas presentes en el área y que es consistente con los valores de T_e calculados en este trabajo.

Los resultados obtenidos en esta Tesis, demuestran la relevancia que presentan los $\sim$ 3000 km lineales de datos magnéticos terrestres medidos, para la confección del mosaico de anomalías magnéticas de buena precisión y resolución que permitió la determinación de las Profundidades de Curie y cartas de flujo térmico para estudiar la estructura térmica profunda de la corteza en la amplia región del noroeste argentino.

Capítulo 10

Resultados y Discusiones

La región de los Andes Centrales abordada en esta Tesis, comprende diferentes ciclos sedimentarios, que evolucionaron desde el Paleozoico hasta la actualidad. Se mencionó que las cuencas con potencial de hidrocarburos del noroeste de Argentina, cuenca paleozoica y cuenca cretácica-paleógena del Grupo Salta (por ejemplo Vergani *et al.*, 2008; Starck *et al.*, 2011) se encuentran cubiertas por la extensa cuenca de antepaís del Chaco (DeCelles y Giles, 1996; Horton y DeCelles, 1997; Strecker *et al.*, 2012, entre otros). Donde la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta, conformada por los depocentros Lomas de Olmedo en Argentina y Pirity en Paraguay preservan en la actualidad su morfología distensiva y representan los depocentros con mayor aporte hidrocarburífero de la región (por ejemplo Wiens, 1995; Bianucci, 1999). La fuerte relación entre un conspicuo gradiente geotérmico superficial y la maduración avanzada del petróleo observada en la subcuenca de Lomas de Olmedo por Vergani *et al.* (2008), atribuyen interés al área para nuestra investigación del estado termo-mecánico de la litosfera y la evolución de las cuencas sedimentarias con alto potencial petrolero.

En la presente contribución se realizó un análisis regional integrado aplicando, diferentes técnicas de los métodos gravimétricos y magnetométricos, incorporando toda la información disponible de otras técnicas geofísicas y datos geológicos. Para ello, en este trabajo se midieron 381 lecturas de datos gravimétricos, magnetométricos con posicionamiento GPSD de precisión, todos ellos utilizando instrumental de última generación. Los datos abarcan un área de $\sim 350\ x\ 450\ km^2$ en las provincias de Salta, Jujuy y Formosa (ver Figura 3.1).

A partir de los datos gravimétricos relevados con una alta precisión para estudios regionales, se pudieron realizar controles de calidad de otras bases de datos, integración y homogeneización de las mismas (Figura 3.19). La comparación entre las anomalías gravimétricas

relevadas en este trabajo y las anomalías del moderno modelo global EIGEN-6C4, permitió inferir buena precisión en los datos de este modelo para las zonas de topografía baja (Figura 3.26). Las diferencias más altas se observaron en regiones de topografía elevada (Figura 3.24 y 3.25), como es de esperarse por falta de datos terrestres (Pavlis *et al*., 2012). Las altitudes obtenidas a partir de GPS diferencial, mostraron diferencias que superan los 20 m con modelos interferométricos globales de topografía (SRTM90 y SRTM30). Estas diferencias implicarían errores considerables en los cálculos de anomalías gravimétricas, marcando la importancia de realizar mediciones de topografía de precisión para los cálculos de las anomalías y corregir los DEM que se utilizan en las correcciones topográficas. Luego de este análisis e integración homogénea de datos, se determinó un mapa de anomalías de Bouguer completo ($ABct$) de buena resolución y precisión para estudios regionales (Figura 3.20).

Se mencionó, que entre la extensa variedad de trabajos que han contribuido al conocimiento de las cuencas sedimentarias de la región (solo por nombrar algunos Fraga e Introcaso, 1990; Clebsch Kuhn, 1991; Wiens, 1995; Comínguez y Ramos, 1995; Mon y Salfity, 1995; Starck, 1999a; Bianucci, 1999; Aceñolaza *et al*., 1999a,b; Uba *et al*., 2006; Starck *et al*., 2002; Cruz *et al*., 2008; Vergani *et al*., 2008; Starck *et al*., 2011), no se cuenta con trabajos integradores que reporten la morfología y profundidad al basamento técnico de los ciclos sedimentarios, particularmente de la cuenca cenozoica del Chaco a las latitudes de la subcuenca Lomas de Olmedo. Para contribuir sobre el conocimiento de la extensión y espesores sedimentarios de estos ciclos, se utilizó el mosaico de anomalías gravimétricas construido a partir de los datos terrestres medidos en este trabajo (Figura 3.20). Se aplicaron métodos de filtrado y modelado gravimétrico y se utilizó toda la información disponible en la literatura, para la confección de mapas de profundidades al basamento cristalino de cada uno de los ciclos sedimentarios (Figuras 5.16, 5.17, 5.18, 5.19). Este último (Figura 5.19) representa el modelo de basamento cristalino en 3D de cuenca que integra todos los ciclos sedimentarios desde el Silúrico hasta la actualidad, del noroeste Argentino (Figura 10.1 B).

Las profundidades de basamento modeladas en la cuenca del Chaco superan los ~ 4 km (Figura 5.9). Si bien se observan importantes espesores sedimentarios en el antepaís frontal cercano, que disminuyen hacia el antepaís distal, respondiendo en gran medida a una cuenca de antepaís flexural típica (por ejemplo Horton y DeCelles, 1997; Uba *et al*., 2006; DeCelles *et al*., 2011; Prezzi *et al*., 2014). Sin embargo, la morfología de la cuenca de antepaís, a las latitudes de la subcuenca Lomas de Olmedo y Pirity mantiene la forma de sus depocentros

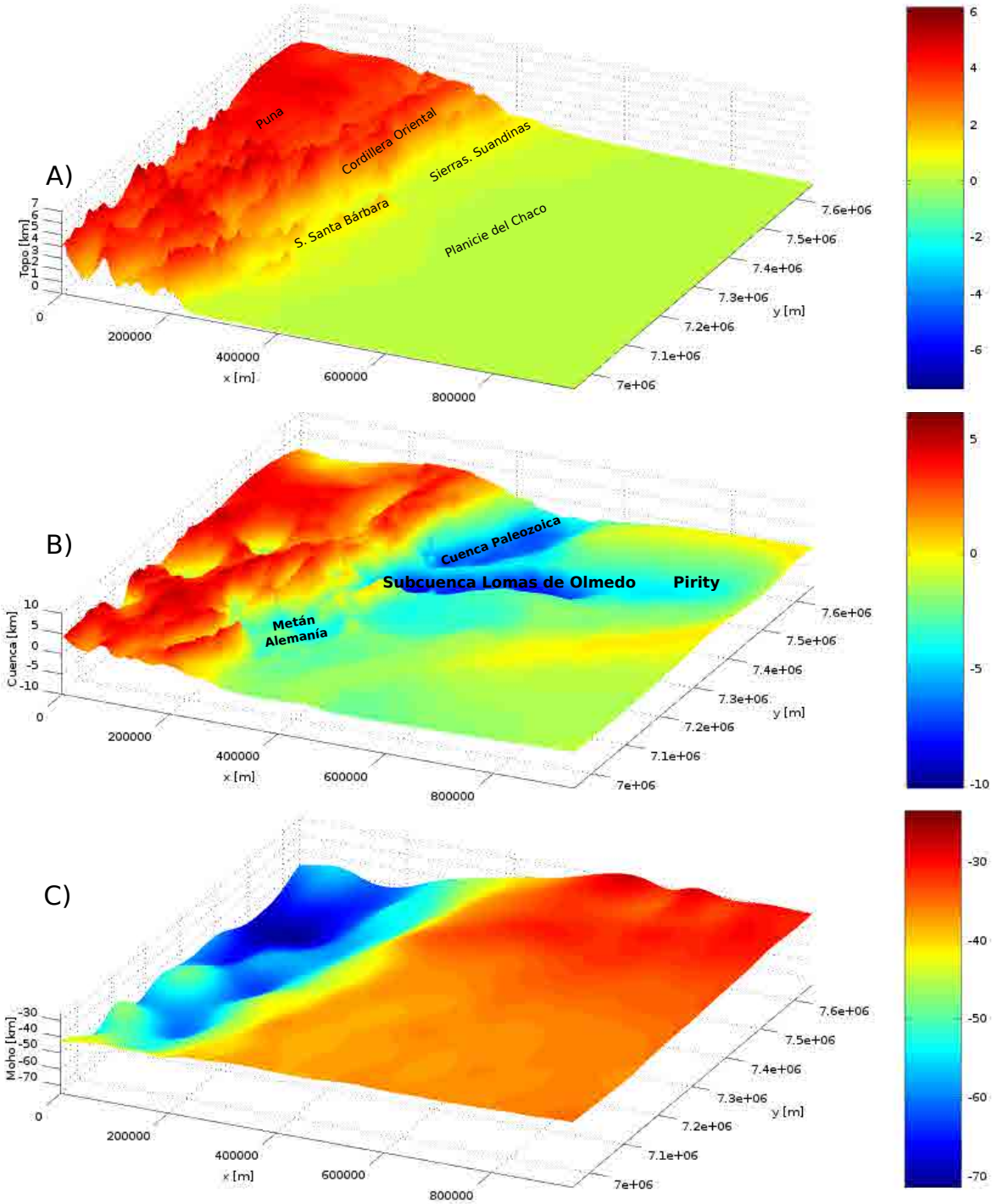


Figura 10.1: A) Topografía (Amante y Eakins, 2009). B) Profundidades de basamento en 3D determinados en este trabajo a partir de la integración de los diferentes ciclos (desde el Silúrico hasta la actualidad) sedimentarios (ver Capítulo 5). C) Moho gravimétrico (Modelo 15), ver Capítulo 6.

predecesores del Grupo Salta, con espesores sedimentarios mayores en el centro del eje de estos depocentros, los cuales disminuyen hacia los flancos.

La cuenca del Grupo Salta ha sido interpretada como una típica cuenca de *rift*, asociada con la apertura del océano Atlántico (Bianucci y Homovc, 1982; Viramonte *et al*., 1999). Se reconocen diferentes episodios magmáticos durante la evolución de la cuenca, una primera etapa de ruptura a los 130-120 Ma (caracterizado con magmatismo anorogénico), otro a los 110-100 Ma (magmatismo de *sin-rift* principalmente alcalino) y un último episodio a los 65-60 Ma (Bianucci y Homovc, 1982; Viramonte *et al*., 1999; Vergani *et al*., 2008). El Grupo Pirgua representa depósitos de *sin-rift*, mientras que Santa Bárbara y Balbuena corresponden a los sedimentos depositados durante el periodo de enfriamiento y hundimiento térmico de la litosfera (*post-rift*) (Comínguez y Ramos, 1995; Starck *et al*., 2011). Sin embargo, esta etapa de hundimiento térmico ha sido cuestionada recientemente por DeCelles *et al*. (2011). Estos autores proponen que parte de los depósitos de *post-rift*, estarían más relacionados con depósitos de antepaís distales asociadas a la flexión. Del mismo modo, Gianni *et al*. (2015) discuten que la orientación suroeste-noreste (aproximadamente paralela a la convergencia) de la subcuenca Lomas de Olmedo, habría favorecido el hundimiento transtensivo, provocado por la convergencia y deformación orogénica. Esta hipótesis se basa en las evidencias del periodo de *rifting* producido a los $\sim$ 65-60 Ma, que habría afectado a Lomas de Olmedo, pero no a los otros depocentros de la cuenca del Grupo Salta (Salfity y Marquillas, 1994; Starck *et al*., 2011; Vergani *et al*., 2008; Viramonte *et al*., 1999). Sumado a esto, algunos aportes desde interpretaciones de secciones sísmicas, infieren fallamiento normal en Lomas de Olmedo y Pirity que afectan secuencias de *post-rift* y controlan espesores sedimentarios de las unidades asociadas (Di Persia *et al*., 1991; Comínguez y Ramos, 1995; Bianucci *et al*., 1981; Bianucci, 1999; Monaldi *et al*., 2008), ver Figura (10.2).

En este sentido, nuestro modelo de cuenca de antepaís del Chaco a las latitudes de la subcuenca Lomas de Olmedo, además de presentar una geometría asimétrica típica de cuenca de antepaís, exhibe los mayores espesores sedimentarios localizados por encima de Lomas de Olmedo y Pirity. Esto podría interpretarse como subsidencia termal asociada al último periodo de reactivación extensional tardía a los 65-60 Ma (Salfity y Marquillas, 1994; Starck *et al*., 2011; Vergani *et al*., 2008; Viramonte *et al*., 1999; Di Persia *et al*., 1991; Comínguez y Ramos, 1995; Bianucci *et al*., 1981; Bianucci, 1999; Monaldi *et al*., 2008; Gianni *et al*., 2015).

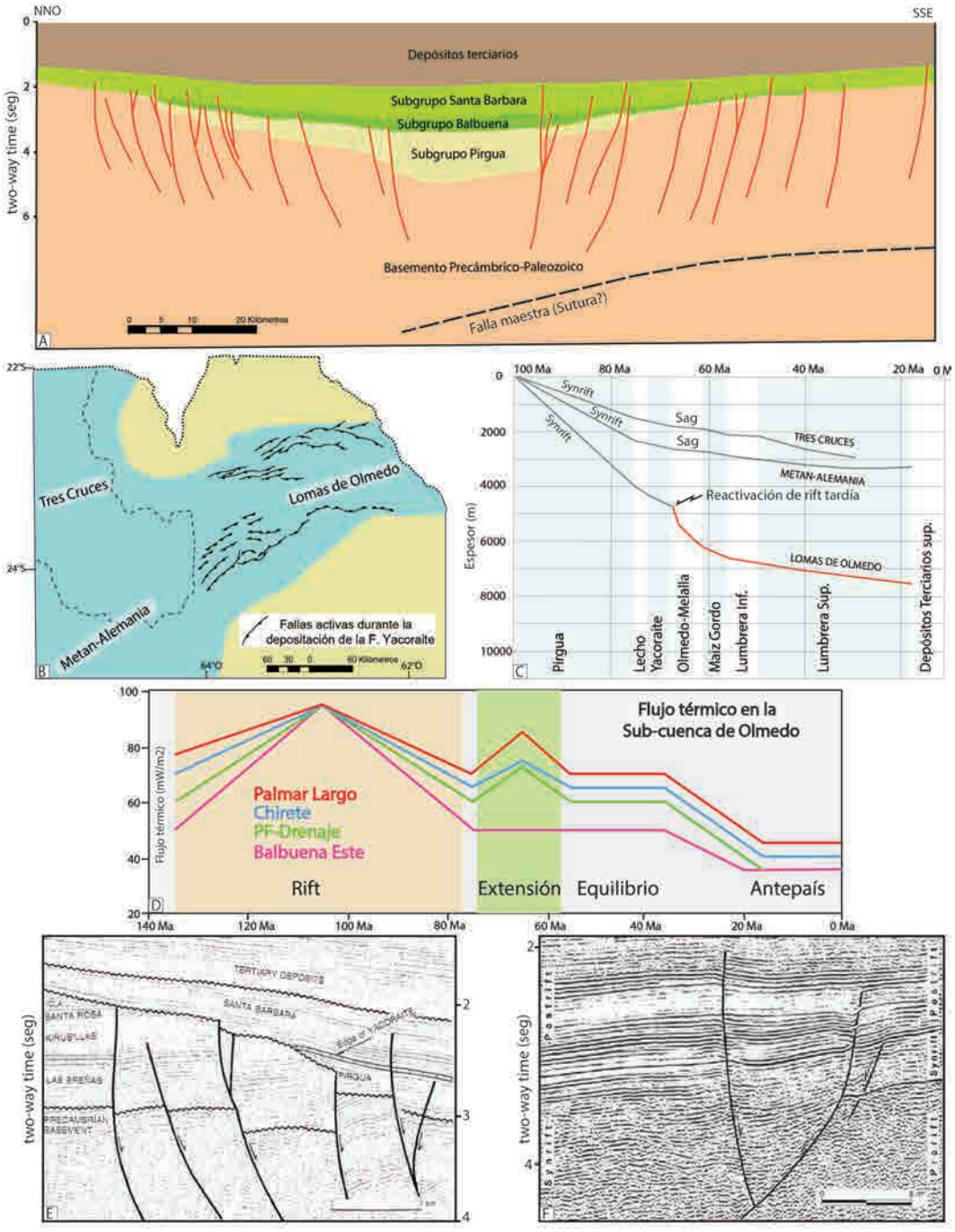


Figura 10.2: A) Interpretación de una línea sísmica cruzando en sentido N-S a la subcuenca de Lomas de Olmedo. Modificada de la Figura 7 de Comínguez y Ramos (1995). B) Mapa mostrando fallas normales activas durante la depositación de la Formación Yacoraite en la subcuenca de Olmedo (datos tomados de Di Persia *et al.* (1991) .C) Curvas de Subsidencia de las subcuencas de Metán-Alemanía, Tres Cruces y Lomas de Olmedo tomadas de Starck *et al.* (2011). La Figura muestra un fuerte quiebre en la curva evidenciando un evento de subsidencia tectónica que afectó tardíamente sólo a la subcuenca de Olmedo. Nótese la ausencia de un rasgo similar en las otras dos subcuencas de orientación paralela al margen pacífico. D) Evolución del flujo térmico y evolución de la subcuenca de Olmedo (Vergani *et al.*, 2008). E) Evidencias de reactivación extensional durante la depositación de base del subgrupo Santa Bárbara en la subcuenca de Lomas de Olmedo. Figura tomada de Comínguez y Ramos (1995). F) Evidencias de reactivación extensional durante la depositación de los depósitos de *post rift* en la subcuenca Lomas de Olmedo, Figura tomada de Monaldi *et al.* (2008). Figura tomada de Gianni *et al.* (2015).

El método de prolongación ascendente, es ampliamente utilizado para la determinación de los campos regionales y residuales, para representar las estructuras profundas (de larga longitud de onda) y superficiales (de corta longitud de onda), respectivamente (Jacobsen, 1987; Blakely, 1995). En primera instancia se aplicó este método a las $ABct$ a una altitud de 25 km. Esta elevación se determinó mediante la implementación del método de correlación cruzada propuesto por Zeng *et al.* (2007). El campo residual determinado (Figura 4.8b) no exhibió anomalías negativas de los importantes espesores sedimentarios que presentan las cuencas de la región. Por ello, siguiendo los aportes de Introcaso (1993), se normalizó la corteza superior, para dilucidar la estructura profunda de la corteza. Para ello, se utilizó el modelo de cuenca preparado en este trabajo, conformado por todos los ciclos sedimentarios y expandido en los bordes con espesores sedimentarios globales (Figura 5.22), para corregir por efecto sedimentario a las anomalías gravimétricas ($ABct_{CS}$). Luego, estas anomalías fueron filtradas prolongando el campo a 25 km (ver Figura 4.9a), cuya altitud también fue inferida aplicando el método de correlación cruzada (Zeng *et al.*, 2007). En este campo regional se destaca la existencia de una anomalía positiva situada bajo los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, que no se observa en las anomalías regionales determinadas a partir de las $ABct$. Esta anomalía positiva observada puede interpretarse como adelgazamiento cortical caracterizando la morfología distensiva preexistente de los depocentros o cuerpos de alta densidad en la base de la corteza inferior - manto superior, que contrarrestan el déficit de densidad de los importantes espesores sedimentarios. Para determinar el mapa residual (Figura 4.9b), a las $ABct$ se les sustrajo este campo regional. Como es de esperarse, este residuo anómalo presentó bajos gravimétricos sobre las cuencas, a diferencia del campo residual obtenido a partir de las anomalías sin corregir por sedimentos (Figura 4.8b) que no mostraron esta relación.

Se mencionó que para todo el área de este trabajo, solo se cuenta con aportes de la estructura profunda cortical a partir de estudios gravimétricos y sismológicos regionales, ya que los estudios locales se ubican en las zonas de mayor elevación topográfica (Dorbath *et al.*, 1993; Myers *et al.*, 1998; Yuan *et al.*, 2000; Beck y Zandt, 2002; Yuan *et al.*, 2002; Schurr *et al.*, 2003, 2006; Koulakov *et al.*, 2006; Asch *et al.*, 2006; Heit *et al.*, 2008; McGlashan *et al.*, 2008; Wölbern *et al.*, 2009; Beck *et al.*, 2015; Ryan *et al.*, 2016; Feng *et al.*, 2004, 2007; Van der Meijde *et al.*, 2013; Chulick *et al.*, 2013; Assumpção *et al.*, 2013; Tassara *et al.*, 2006; Prezzi *et al.*, 2009; Tassara y Echaurren, 2012; Van der Meijde *et al.*, 2013;

Uieda y Barbosa, 2017, entre otros). Para calcular un modelo de la discontinuidad corteza-manto que comprenda toda la región de estudio y sea más resolutivo que las investigaciones previas, se utilizó el modelo global de datos EIGEN-6C4 (para un estudio regional) y la base datos configurada en este trabajo a partir de mediciones terrestres de buena precisión (para un estudio local), restringiendo el modelado con toda la información disponible. Entre ellas, se consideraron: las profundidades de los diferentes ciclos sedimentarios modelados en este trabajo; las variaciones laterales de densidades de la corteza y el manto, confeccionados a partir de un pormenorizado análisis de dos modelos de velocidades sísmicas (Chulick *et al.*, 2013; Pasyanos *et al.*, 2014); la discontinuidad litosfera - astenosfera (LAB) y la placa de Nazca subducida. Para lograr esto, fueron computadas varias inversiones gravimétricas en 3D, incorporando en cada inversión nueva información, con lo que se obtuvieron modelos cada vez más complejos. Las inversiones fueron comparadas con los datos del Moho más reciente reportado por estudios sismológicos por Assumpção *et al.* (2013).

A partir del estudio regional, en el que fueron utilizadas las $ABct$ del modelo geopotencial global y un modelo de dos capas con densidades constantes, se determinó que el mejor contraste de densidad de corteza-manto a utilizar en la inversión del Moho es igual a 0,41 g/cm^3. Con el objetivo de evaluar esta inversión, se modeló la interfaz corteza-manto utilizando el mismo criterio, pero a partir de los datos terrestres en vez de los geopotenciales. Estas inversiones muestran una excelente correlación, con un valor medio de diferencia entre ambos de 0,54 km (Figura 6.18b). Esto sugiere que las anomalías del modelo global representan con buena resolución las estructuras profundas, tal como lo sugiere Jekeli *et al.* (2013). Es decir la contribución al EIGEN-6C4 de los coeficientes aportados por las misiones satelitales CHAMP, GRACE y GOCE, resuelven muy bien las longitudes de onda regionales, entre ellas, los efectos de la corteza inferior.

A partir de la inversión de datos terrestres (estudio local), se obtuvieron dos modelos más representativos (Modelos 5 y 15, Figuras 10.3a y 10.3b, respectivamente), que incluyen corrección por sedimentos y que correlacionan mejor (ver Tabla 6.5) con el Moho reportado por Assumpção *et al.* (2013). El primero de ellos, fue invertido a partir de las anomalías de Bouguer corregidas por sedimentos ($ABct_{CS}$) y considerando un contraste de densidad constante de corteza-manto igual a 0,40 g/cm^3. Este modelo (Modelo 5), si bien consiste en capas con densidades constantes presentó una buena correlación estadística con el Moho de Assumpção *et al.* (2013). Donde el modelo más complejo estimado (Figura 10.1 C) ajusta

mejor con el Moho de Assumpção *et al.* (2013), no solo por la correlación estadística sino también por las máximas profundidades alcanzadas de $\sim$ 75 km (ver Figura 6.62 y Tabla 6.5). En este modelo se incorporó además de las cuencas, las densidades variables de las diferentes capas de corteza y manto aportadas por los modelos de Chulick *et al.* (2013), los efectos de placa de la Nazca (Hayes *et al.*, 2012) que subduce y los efectos del LAB (Pasyanos *et al.*, 2014). Como resultado de estos modelos se destaca un atenuamiento cortical debajo la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta (subcuenca Lomas de Olmedo y Pirity), con profundidades máximas de Moho gravimétrico del orden de los 31 km (Figura 6.68). Es importante resaltar que este adelgazamiento cortical de gran extensión y magnitudes del orden de los 4 km no ha sido reportado en otros modelos gravimétricos (Prezzi *et al.*, 2009; Tassara *et al.*, 2006; Tassara y Echaurren, 2012). En un trabajo pionero Fraga e Introcaso (1990) sugieren un adelgazamiento, inferido a partir de un perfil 2D y localizado solamente en el borde occidental de Lomas de Olmedo. Esta atenuación aunque de mucho mayor longitud de onda y menor resolución se informa en los trabajos regionales sismológicos de Feng *et al.* (2007) y Assumpção *et al.* (2013). En un trabajo gravimétrico reciente (Uieda y Barbosa, 2017) calculan las profundidades de Moho considerando el efecto gravitatorio de las cuencas, sin embargo sus resultados son regionales ya que emplean modelos globales sedimentarios (Laske, 1997) y datos gravimétricos también globales con menor resolución que nuestro mosaico de datos utilizado. Se visualizó que el modelo sedimentario global (Laske, 1997) presenta una resolución mucho menor que la determinada a partir de considerar cada ciclo sedimentario para la zona, observando diferencias muy significativas para la zona (Figura 5.23). Esto demuestra la importancia del modelo de cuenca estimado en este trabajo, para la obtención de un modelo de buena resolución del Moho gravimétrico.

Otro resultado destacable de las diferentes inversiones, es que el modelo de velocidades reportado por Chulick *et al.* (2013) empleado para determinar densidades variables para la región, nos permitió una excelente correlación con el Moho de Assumpção *et al.* (2013). Esta correlación no se logró con el modelo de velocidades *Lithos1.0* estimado por Pasyanos *et al.* (2014). Además la placa de Nazca que subduce a las latitudes de estudio exhibe variaciones de contraste de densidad que disminuyen con la profundidad, según nuestros modelos.

Con el objetivo de evaluar el mecanismo de compensación isostática, las profundidades del Moho hidrostático (Figura 7.3) fueron determinadas a partir de calcular la raíz compensadora de la región en estudio bajo la hipótesis local de Airy-Heiskanen. Luego, se obtuvo

un modelo de Moho hidrostático basado en las propuestas de Introcaso (1993), donde no solo se considera la raíz orogénica, sino también la anti-raíz compensadora de las cuencas sedimentarias (Figura 7.6), utilizando para ello el modelo de cuenca obtenido en este trabajo. Se observó en el último modelo, una zona de atenuamiento o adelgazamiento cortical bajo la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta (subcuenca Lomas de Olmedo y Pirity), con profundidades inferiores a 32 km, muy similares a las observadas en el Moho gravimétrico invertido de alta resolución (Figura 10.3c). Esta atenuación cortical fue confirmada además, aunque con menor resolución, por los modelos sismológicos de Assumpção *et al.* (2013) y Feng *et al.* (2007). La buena correlación observada entre los Mohos gravimétricos invertidos, los modelos sismológicos y el Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz, es consistente con la elección del modelo teórico de compensación local de Airy-Heiskanen que involucra la cubeta sedimentaria y su anti-raíz. En este sentido, se respalda el análisis isostático a partir de este modelo de compensación, específicamente para toda de la rama oriental de la cuenca cretácica-paleógena donde el régimen de esfuerzos de deformación Andina no ha afectado significativamente la morfología original extensional, sustentando los aportes de Bianucci (1999). El mapa de anomalías isostáticas determinado a partir de este modelo local que implica raíz-antiraíz (Figura 7.13), mostró una anomalía negativa que comprende parte del depocentro Lomas de Olmedo, cuyo máximo se ubica al occidente del mismo, en el antepaís proximal, con valores positivos máximos hacia el antepaís distal en la cuenca de Pirity, marcando un basculamiento. Esta anomalía negativa podría interpretarse como un estado de subcompensación del depocentro. Sin embargo, el basculamiento que presentan las anomalías desde frente deformación hacia el antepaís distal, podría estar indicando en parte un modelo de compensación regional (flexural). El negativo de mayor amplitud situado en el frente de antepaís podría indicar que predomina el mecanismo flexural, cuya influencia es máxima en la ante fosa (*foredeep*) (DeCelles *et al.*, 2011). De este modo, este negativo emplazado en el frente del antepaís de la subcuenca, podría ser interpretado como mecanismo flexural y no local. Apoyando esto, se observan anomalías de aire libre equivalentes a lo largo de todo el antepaís cercano, presentando mayor amplitud a las latitudes de Lomas de Olmedo (Figura 3.16).

Las anomalías isostáticas (AI) negativas determinadas en los Andes, podrían ser interpretadas como un estado de sobrecompensación del orógeno. Lo que significaría que la raíz compensadora existente es más grande que lo que se esperaría para la elevación topográfica

de la región según este modelo, es decir que se esperarían movimientos ascendentes para alcanzar el equilibrio. Sin embargo, estas anomalías isostáticas negativas de mayor amplitud se localizan en la Cordillera Occidental y la Puna, evidenciando una estricta correlación con los complejos volcánicos ignimbríticos APVL y Cerro Galán (ver Figura 7.13), zonas de baja velocidad de onda S de la corteza media y superior, los volcanes Holocenos y Calderas (Beck *et al*., 2015; Delph *et al*., 2017). Sumado a esto, bajo estos complejos ignimbríticos en la corteza se han evidenciado importantes cuerpos magmáticos de material fundido (Beck *et al*., 2015; Ward *et al*., 2017; De Silva y Kay, 2018), que implicarían bajas densidades. Es aceptado que el mecanismo local de Airy representa en gran medida las regiones de mayor elevación topográfica de los orógenos (por ejemplo Tassara y Yáñez, 2003). Bajo esta hipótesis, las anomalías de mayor amplitud se localizan en zonas centrales orogénicas. Una variable que es sumamente importante en el modelo de Airy, es el contraste de densidad corteza-manto. En nuestro caso se utilizó un contraste de densidad promedio para la zona, estimado a partir de velocidades sísmicas, reduciendo incertidumbres al respecto. Bajo este criterio, estas anomalías isostáticas estarían resaltando los cuerpos magmáticos de material fundido, emplazados en gran parte de la corteza, cuya correlación es notoria (ver Figura 7.13). Además, se podría pensar que parte de la anomalía negativa podría deberse a corteza inferior recientemente delaminada, con densidades menores que el manto circundante, tal como ha sido sugerido para la región en los complejos ignimbríticos APVL y Cerro Galán, por ejemplo Heit *et al*. (2008), Kay y Coira (2009) y Beck *et al*. (2015). Donde además se ha observado un manto litosférico delgado de 30-50 km reportado a partir de funciones receptoras (Heit *et al*., 2008), apoyados con flujo cortical elevado.

Por otro lado también se evaluó el comportamiento isostático de la región, desde el análisis estadístico de las anomalías de Bouguer completas respecto las altitudes topográficas, siguiendo lo propuesto por Wollard (1969). De este análisis se llegó a las mismas conclusiones que las determinadas a partir del modelo de compensación local de Airy. En este sentido, para la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta, se observó en la regresiones el mismo basculamiento ($\sim$ a los 230 m de elevación) que exhibieron las AI. Es decir, un déficit de masa (subcompensación de anti-raíz) para elevaciones topográficas mayores a 230 m y un exceso de masa para elevaciones inferiores a la misma (sobrecompensación de anti-raíz). Del mismo modo, las regresiones estadísticas respaldan las interpretaciones de las AI negativas en las zonas de grandes elevaciones topográficas.

Estos resultados e interpretaciones son soportados por dos metodologías diferentes, es decir, suponiendo un modelo de compensación local de Airy o simplemente mediante el análisis estadísticos de las anomalías gravimétricas respecto las altitudes topográficas.

Es importante resaltar que en los mapas residuales determinados a partir de las anomalías de Bouguer completas ($ABct$) no se visualizaron valores negativos que caractericen los grandes espesores sedimentarios, particularmente en la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta, cuya morfología distensiva no se habría modificado por la Orogenia Andina (Bianucci, 1999). Lo que sugiere que existen anomalías de alta densidad bajo los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity que ocultan estas anomalías negativas, tal como se observaron en las anomalías gravimétricas regionales corregidas por efecto sedimentario. En este sentido el atenuamiento o adelgazamiento cortical observado en los diferentes modelos: i) Moho hidrostático bajo la implementación de un mecanismo local que involucra raíz y anti-raíz, cuyos resultados fueron respaldados por el análisis estadístico de las anomalías gravimétricas, ii) Moho gravimétrico calculado por inversión gravimétrica 3D (Modelos 5 y 15) y iii) modelos regionales sismológicos (Assumpção *et al.*, 2013; Feng *et al.*, 2007), representan un alto gravimétrico que oculta las anomalías de baja densidad de la cuenca, principalmente en la rama oriental de Lomas de Olmedo y Pirity. Estos resultados respaldan lo propuesto por Introcaso (1993) y García *et al.* (2016), de evaluar las cuencas tipo *rift* bajo la consideración de una antiraíz compensadora. Además nuestros resultados refuerzan lo propuesto por Bianucci (1999), en el que la rama oriental del Grupo Salta prácticamente no ha sido deformada por la convergencia, manteniendo en la actualidad su morfología cortical distensiva.

Se discutió previamente que la simple correlación entre los estilos y mecanismos de deformación en el sector más oriental de los Andes Centrales y el T_e propuesto por Watts *et al.* (1995) se ha visto debilitada por estudios posteriores que presentan resultados contrastantes de T_e en una amplia región de los Ande Centrales (por ejemplo Sacek y Ussami, 2009; Stewart y Watts, 1997; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara, 2005; Mantovani *et al.*, 2001, 2005; Wienecke *et al.*, 2007; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2009, entre otros). Para resolver este problema, implementamos un método directo siguiendo lo propuesto por Sacek y Ussami (2009) y utilizando la base de datos gravimétricos del modelo EIGEN-6C4 (Förste *et al.*, 2014). Se utilizaron estos datos debido a su amplia cobertura sobre el frente de deformación, donde la cobertura de datos terrestres es escasa, principalmente en las Sierras Subandinas en Bolivia.

El mapa de T_e (Figura 8.15), resultante de considerar el modelo de losa elástico infinito y la discontinuidad corteza-manto (Figura 6.1) invertida a partir de estos datos gravimétricos (EIGEN-6C4), muestra fuertes variaciones laterales desde la región Andina hasta la llanura del Chaco en la región del antepaís. Notablemente, sobre las unidades morfoestructurales del sector más oriental de los Andes Centrales, el T_e determinado en esta contribución muestra una sorprendente correlación con los estilos y mecanismos de deformación, como se sugirió anteriormente por Watts *et al.* (1995). En este sentido, el T_e ($\backsim$ 10 km) más bajo se encuentra sobre el Sistema Santa Bárbara donde se ha propuesto una tectónica de piel gruesa y un mecanismo de cizalla pura (Allmendinger y Gubbels, 1996; Kley y Monaldi, 1998).

Mientras que los valores más altos de T_e se encuentran principalmente sobre el Sistema Subandino de piel fina y en el borde este de la Cordillera Oriental, donde se ha propuesto un mecanismo de deformación de cizalla simple en relación con el cratón subyacente (Beck y Zandt, 2002; Baby *et al.*, 1997; Lamb y Hoke, 1997). Notamos que la región con los valores más altos de T_e está correlacionada con la curvatura orogénica y el límite occidental (Beck y Zandt, 2002) del cratón Brasileño subyacente (García *et al.*, 2018) (Figura 8.15).

A partir de la comparación de los valores de T_e obtenidos en este estudio con otros estudios flexurales (Tassara y Yáñez, 2003; Watts *et al.*, 1995; Stewart y Watts, 1997; Mantovani *et al.*, 2001, 2005; Tassara, 2005; Tassara *et al.*, 2007; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2009), se puede resaltar lo siguiente: i) Una gran correlación espacial entre los valores de T_e y el estilo y mecanismo de deformación, que no se observa en trabajos anteriores. En este sentido se obtuvieron, los valores más bajos de T_e a lo largo de todo el Sistema Santa Bárbara, y los valores más altos de T_e sobre el Sistema Subandino y parte de la Cordillera Oriental. ii) La mayoría de las investigaciones previas de T_e muestran altos valores sobre toda la planicie del Chaco, mientras que nuestros resultados exhiben variaciones laterales importantes en este área, desde valores bajos a intermedios cercanos al frente orogénico a valores altos hacia la región cratónica. Estos resultados se deben a la buena resolución de los datos gravimétricos empleados y a la alta definición del método de cálculo de T_e implementado en esta Tesis.

Observamos que los valores más altos de T_e (más de 90 km) son el resultado de una zona menos profunda en el Moho gravimétrico (Figura 8.6). Esta zona poco profunda interrumpe la larga tendencia de la deflexión observada en los Andes Centrales, por lo tanto, se requieren valores muy altos de T_e en el modelo de placa para ajustar la desviación de la zona somera del Moho. Resulta importante conocer sobre el origen de esta zona poco profunda de Moho.

Una posibilidad es que esta región podría ser el resultado de un alto gravimétrico local (que obedezca a un cuerpo de alta densidad), como se observa en las anomalías regionales (Figuras 8.6 y 8.32). Este área se correlaciona con una anomalía litosférica de alta velocidad reportada por Myers *et al.* (1998) (cuadro rojo, en la Figura 2.1). Además, también es consistente con los estudios sismológicos en esta área (Dorbath *et al.*, 1993; Yuan *et al.*, 2000).

El gran acortamiento y engrosamiento de la placa superior en este sector de los Andes Centrales crean un ambiente favorable para la formación de rocas de alta densidad en la corteza inferior (Kay y Kay, 1993; Kay *et al.*, 1994; Yuan *et al.*, 2000; Beck y Zandt, 2002; Sobolev y Babeyko, 2005; Sobolev *et al.*, 2006; Babeyko *et al.*, 2006; Garzione *et al.*, 2006, entre otros). Cuando el engrosamiento cortical alcanza profundidades mayores de 45-50 km, como en la zona somera del Moho gravimétrico analizada, se producen cambios petrológicos en la corteza inferior debido a la transformación de las rocas en eclogita por la alta presión (por ejemplo Dewey *et al.*, 1993; Beck y Zandt, 2002). Notablemente, la presencia de tales facies metamórficas puede causar una diferencia de profundidad en el Moho geofísico y petrológico. Este último se identifica como un cambio de composición (félsico-máfico a la composición de la roca ultramáfica peridotita), mientras que la discontinuidad geofísica se caracteriza por cambios en la densidad y en las propiedades elásticas (Mengel y Kern, 1992; Giese *et al.*, 1999). En este sentido, podría pensarse que la zona poco profunda local del Moho gravimétrico podría estar indicando la presencia de rocas de alta densidad (eclogita) en la transición corteza-manto que produce un Moho geofísico menos profundo. Esta interpretación es consistente con las observaciones de Giese *et al.* (1999), quien propuso un Moho geofísico más somero respecto al Moho petrológico en la Cordillera Oriental explicado por la presencia de facies de eclogitas en la corteza inferior.

Se concluyó que el modelo local de Airy explica la evolución de la rama oriental de la cuenca del Grupo Salta tal como ha sido sugerido en otros estudios de cuencas de tipo *rift* (por ejemplo Introcaso, 1993; Ruiz e Introcaso, 1998; Watts, 2001; Miranda y Robles, 2002; García *et al.*, 2016). Sin embargo, el mapa de T_e estimado a partir de los datos del modelo geopotencial (Figura 8.15) exhibe valores altos de T_e en el eje de los depocentros que se opone a estas hipótesis, implicando un mecanismo operativo flexural en vez de local. Este resultado contrastante, nos llevó a realizar un estudio de mayor resolución de T_e para las subcuencas orientales del Grupo Salta. Este nuevo análisis se llevó a cabo a partir de la base de datos terrestres confeccionada en este trabajo, en lugar de usar solo datos de modelos geo-

potenciales. Para ello, se utilizó el modelo de Moho obtenido por inversión gravimétrica de las anomalías normalizadas en corteza superior (Modelo 5), siguiendo los aportes de Introcaso (1993) y Ruiz e Introcaso (1998). Luego a partir de este modelo de Moho, se realizaron dos determinaciones del T_e. En el primero de los análisis flexurales de detalle, se consideró la deflexión por carga topográfica aplicando el modelo clásico de losa elástica infinito (por ejemplo Watts, 2001). El mapa de T_e resultante, mostró valores similares de T_e para las subcuencas Lomas de Olmedo y Pirity, que el mapa de T_e determinado a partir del modelo geopotencial (ver Figuras 8.15 y 8.25a). Es decir valores bajos de T_e en el antepaís frontal que aumentan hacia el oriente, implicando un modelo flexural. Este resultado nos llamó la atención, ya que el modelo de Moho gravimétrico utilizado contenía la antiraíz. Sin embargo, se observaron errores considerables de ajustes entre el Moho utilizado (Modelo 5) y la deflexión teórica elástica. Lo que implica que el modelo teórico no predice el Moho obtenido por inversión. Por ello, se realizó una estimación del T_e, basado en un modelo de deflexión más realista (Ruiz e Introcaso, 2000; Fosdick *et al*., 2014). Para ello, además de la deflexión por carga topográfica, se consideró a las cuencas sedimentarias como cargas enterradas en la placa elástica (por ejemplo Ruiz e Introcaso, 2000), implicando una deflexión negativa en vez de positiva. Este mapa de T_e, basado en un modelo más representativo, presentó valores bajos de T_e en el eje de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, remarcando el mecanismo operativo local. Además los errores de ajustes mejoraron sustancialmente. Este modelo también exhibió valores de T_e que se correlacionan con los estilos de deformación de las Sierras Subandinas y el Sistema Santa Bárbara como el modelo inicial, determinado a partir de los datos geopotenciales. Todos los mapas de T_e fueron calculados en ventanas cuadradas de 50-100 km, cuyo tamaño se infirió a partir de la construcción y análisis detallado de un modelo sintético, respaldando las estimaciones T_e obtenidas en este trabajo.

Estos resultados para la rama oriental de cuenca cretácica, muestran la relevancia que implica considerar a las cuencas sedimentarias en el modelo de losa elástico, a la hora de evaluar el estado de rigidez litosférico de una región. Por lo tanto, el modelo de losa elástico teórico y sus propiedades físicas juegan un importante rol para comprender la mecánica de la litosfera. Respaldando el análisis de densidades realizado para estimar los valores de densidades óptimos para considerar en el modelo elástico. Además, se refuerzan lo propuesto por Mouthereau *et al*. (2013) y Fosdick *et al*. (2014) de que la historia geológica heredada condiciona la rigidez litosférica, por ello esta historia debe ser tenida en cuenta a la hora de

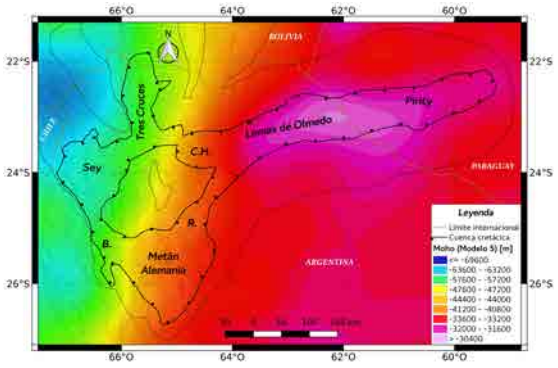
evaluar el estado de rigidez de una región (Ruiz e Introcaso, 2000; Fosdick *et al.*, 2014).

Como ya se mencionó, la cuenca cretácica-paleógena del Grupo Salta se ha vinculado a un periodo de extensión litosférica (Bianucci y Homovc, 1982; Vergani *et al.*, 2008; Comínguez y Ramos, 1995; Starck *et al.*, 2011), cuya rama oriental preserva la geometría extensional y exhibe evidencias de alto gradiente geotérmico que se ha relacionado con la maduración avanzada del petróleo (Vergani *et al.*, 2008). Sin embargo, investigaciones más recientes (Li *et al.*, 2017; Idárraga-García y Vargas, 2017), a partir de estimaciones de las profundidades al Punto de Curie y utilizando datos magnéticos globales (Maus *et al.*, 2009), reportan resultados contrastantes para la región que dificultan el entendimiento termal. Para aportar al conocimiento de la estructura profunda de la corteza desde la extensa base de datos magnéticos terrestres inédita medidas en éste trabajo se confeccionó un mosaico de anomalías magnéticas (Figura 9.10). Este mosaico incorporó hacia los bordes del área anomalías magnéticas del modelo global moderno EMAGv3 (Meyer *et al.*, 2017). Al comparar los datos terrestres con el modelo global se observó un salto en los datos, que fue nivelado para un armado más adecuado del mosaico. A partir de dicho mosaico se evaluó la estructura térmica de la región determinando las profundidades al Punto de Curie (Figura 9.13). El que a su vez fue utilizado para construir un mapa del flujo térmico cortical profundo (Figura 9.15a). Se observaron valores altos de flujo en el eje de la rama oriental de la cuenca cretácica, con valores máximos bajo el depocentro Pirity que son consistentes con los valores bajos de T_e. Estos resultados son consistentes con la atenuación cortical determinada bajo las subcuencas Lomas de Olmedo y Pirity (ver Figura 10.3). Por otro lado, en el frente de deformación, sobre todo el Sistema Santa Bárbara se obtuvieron valores altos de flujo, mientras que las Sierras Subandinas exhibió un flujo de calor cortical bajo.

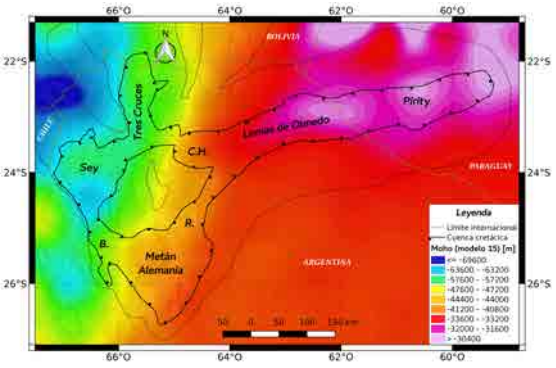
Nuestros resultados de flujo de calor muestran una estricta correlación inversa con los valores de T_e determinados para el área de estudio (Figuras 8.15 y 10.3). Esta correlación también se observa con el mapa de flujo de calor de superficie determinado por Hamza *et al.* (2005) para los Andes Centrales (ver Figura 9.1). Este modelo consiste en la interpolación de datos de flujo medidos en la superficie heterogéneamente. En contraste nuestro modelo de flujo térmico cortical que se determina a partir de una base más homogénea de datos. Además físicamente representan aspectos diferentes. El flujo de Hamza *et al.* (2005) medido en superficie contempla no solo el aporte profundo, sino también el aporte de los sedimentos; mientras que nuestro modelo de flujo solo representa la estructura térmica profunda. En este

sentido, los valores más altos de T_e observados en el Sistema Subandino y el extremo oriental de la Cordillera Oriental están correlacionados con un flujo de calor muy bajo. Además, los valores bajos de T_e observados en la Puna, el Altiplano, en el Sistema de Santa Bárbara y en el eje de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity están correlacionados con un flujo alto de calor cortical. También, las variaciones laterales de T_e observadas en la llanura del Chaco se correlacionan con valores heterogéneos de flujo de calor en la región cratónica.

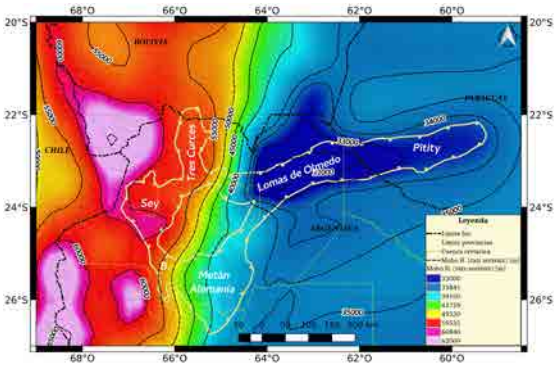
Una correlación inversa similar ha sido observada por otros autores, por ejemplo, Tassara (2005) en el segmento norte de los Andes Centrales (sistema Altiplano-Subandino), Sánchez *et al*. (2018) en *Chile-Pampean flat-slab*, Deng *et al*. (2014) en el sur de China, entre otros.



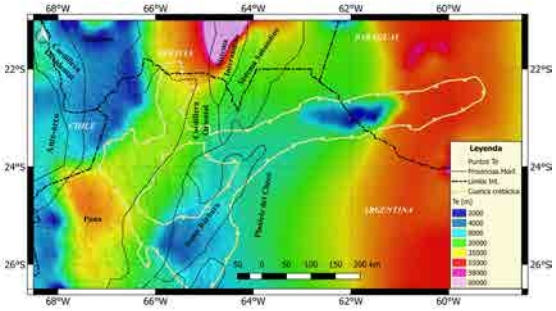
(a) Moho gravimétrico (Modelo 5).



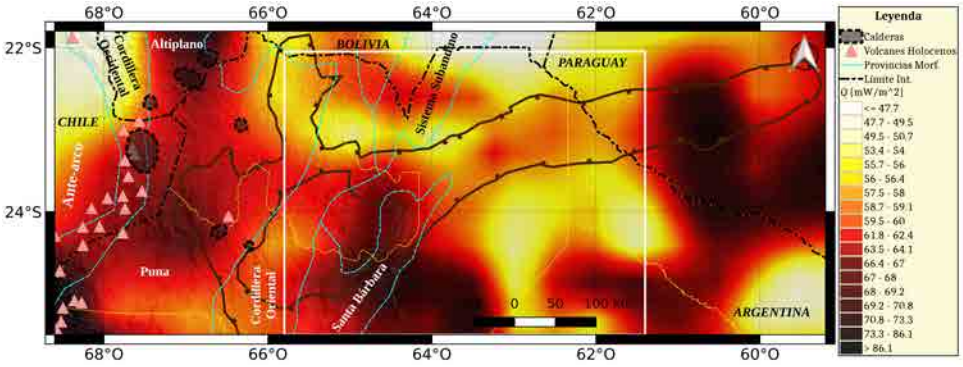
(b) Moho gravimétrico (Modelo 15).



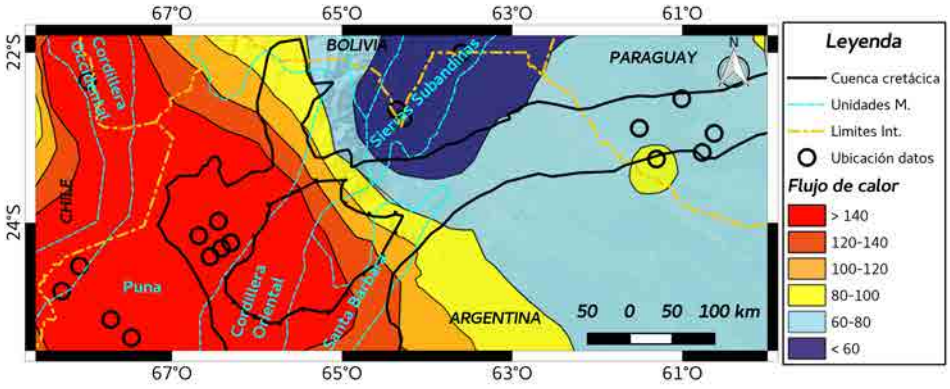
(c) Moho hidrostático que vincula raíz y anti-raíz.



(d) Espesor elástico (T_e) de precisión para la cuenca del Grupo Salta.



(e) Flujo de calor determinado a parir de las profundidades de Curie.



(f) Flujo de calor [mW/m^2] modificado de Hamza *et al.* (2005).

Figura 10.3: Comparación entre mapas de Moho hidrostático y gravimétricos, y mapas de T_e y flujo térmico para la cuenca del Grupo Salta.

Capítulo 11

Conclusiones

Los $\sim$ 3000 km lineales de datos gravimétricos y magnetométricos con posicionamiento DGPS relevados en este trabajo, permitieron hacer controles de calidad e integración de otras base, y confeccionar grillas de anomalías con buena resolución y precisión para el estudio termo-mecánico de la litosfera de los Andes Centrales de Sudamérica. Los puntos magnéticos medidos representan la primer base magnetométrica terrestres reportada para la extensa región de estudio. A partir del análisis de dichos datos se obtuvo lo siguiente:

Mediante el modelado gravimétrico y la integración de datos disponibles, se confeccionaron los primeros mapas en 3D de las profundidades de cada uno de los ciclos sedimentarios presentes en el área (cuenca cenozoica del Chaco, cuenca cretácica-paleógena del Grupo Salta y cuenca paleozoica). Estos modelos representan un aporte para la región, debido al potencial hidrocarburífero de las cuencas, en especial de la rama oriental de la cuenca de *rift* del Grupo Salta (Lomas de Olmedo y Pirity). Al integrar los tres ciclos, se obtuvo un mapa de espesores sedimentarios regional, con espesores que superan los 10 km. Se observó que el modelo global sedimentario analizado subestima los espesores de la región (hasta 4 km).

El modelo de basamento de la cuenca de antepaís del Chaco, presentó espesores sedimentarios mayores en la región de la ante fosa (*foredeep*) que disminuyen hacia el antepaís distal, marcando un dominio flexural típico de una cuenca de antepaís. Sin embargo, reveló la misma morfología distensiva que los depocentros predecesores Lomas de Olmedo y Pirity. Esto último, podría atribuirse a subsidencia termal asociada al último periodo de reactivación extensional tardío producido a los 65-60 Ma.

En el modelo regional de Moho gravimétrico 3D que involucra el oroclino Andino, determinado a partir de modelos geopotenciales globales y considerando un contraste de densidad

corteza-manto constante, se distingue una zona de Moho somero bajo las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental que interrumpe el engrosamiento regional de los Andes Centrales.

Además, en este trabajo se presenta un modelo de Moho gravimétrico 3D de mayor resolución acotado a la cuenca del Grupo Salta (local), invertido a partir de la base de datos terrestres confeccionada en este trabajo. Este modelo representa un aporte para estudios litosféricos futuros, debido a que se basa en un modelo más representativo de las características litosféricas de la región en el que se consideraron: i) las variaciones laterales de densidades de la corteza y el manto superior; ii) el efecto producido por déficit de densidad de los sedimentos, considerando cada ciclo sedimentario como capas separadas de densidades constantes; iv) el efecto del límite litosfera-astenosfera; y v) el efecto de la placa de Nazca subducida, con contraste de densidad variable con la profundidad. Se destaca en este modelo un adelgazamiento cortical del orden los 4 km debajo de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity. La magnitud y correlación espacial del atenuamiento cortical con dichos depocentros, no ha sido reportado por modelos gravimétricos previos. En los modelos sismológicos regionales se observa un adelgazamiento cortical pero con menor resolución y correlación espacial. Este adelgazamiento también fue observado en el modelo de Moho hidrostático que involucra raíz-antiraíz estimado a partir del mecanismo de compensación local de Airy y respaldado por el análisis estadístico de las anomalías de Bouguer respecto altitudes topográficas.

Por otro lado, se ha observado en diferentes trabajos que solamente la rama oriental de la cuenca de *rift* del Grupo Salta presenta su morfología distensiva, que no ha sido afectada por los esfuerzos de deformación de la Orogenia Andina. En este sentido, el adelgazamiento cortical interpretado a partir de diferentes metodologías, localizado exclusivamente debajo los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity y no en el resto de las subcuencas, sustentan estos aportes y evidencia que en la actualidad se conserva el adelgazamiento cortical heredado bajo las cubetas sedimentarias mencionadas.

Si bien el modelo teórico local de Airy permitió caracterizar en gran medida la estructura cortical profunda bajo las subcuencas Lomas de Olmedo y Pirity. Sin embargo, el basculamiento observado en el mapa de anomalías isostáticas, en el de aire libre (con valores negativos de amplitud importante en el frente de deformación y positivos en el antepaís distal), y en las regresiones estadísticas de las anomalías de Bouguer, debería atribuirse a un comportamiento flexural asociado a la cuenca de antepaís del Chaco. Este modelo flexural

fue respaldado por un modelo de T_e constante para todo el área de estudios, al evaluar las posiciones del dorso periférico.

Se evaluó la rigidez litosférica de los Andes Centrales mediante la confección de mapas de T_e variable de alta resolución, implementando el mecanismo de compensación flexural y analizando cuidadosamente la metodología y los parámetros utilizados, debido a que se ha observado que condicionan fuertemente los resultados. Nuestros mapas de T_e muestran una estricta correlación entre la rigidez litosférica y el mecanismo y estilo de deformación de las unidades morfoestructurales orientales de los Andes Centrales. Estos resultados refuerzan los aportes pineros de Watts *et al.* (1995) que se vieron debilitados en trabajos posteriores. En este sentido, se observó una litosfera débil (bajo T_e) en todo el Sistema Santa Bárbara, con estilo de deformación de piel gruesa y mecanismo de cizalla pura. Mientras que una litosfera rígida se correlaciona con las Sierras Subandinas con estilo de deformación de piel fina y mecanismo de cizalla simple. Los valores más altos de T_e, se relacionan con el Moho gravimétrico somero encontrado bajo las Sierras Subandinas, que interrumpen las largas longitudes de onda de los Andes Centrales. Se discutió que esta zona somera podría estar indicando la presencia de rocas de alta densidad (eclogita) en la transición corteza-manto, donde las profundidades de Moho alcanzadas son óptimas para su generación. De este modo, la zona anómala de valores muy altos T_e puede no estar completamente relacionada con una litosfera elástica rígida, sino que podría ser una consecuencia de la presencia de rocas de alta densidad en la corteza inferior y relacionada con un Moho geofísico menos profundo que el petrológico.

A partir del análisis mecánico de la cuenca del Grupo Salta, en especial de su rama oriental en la que prevalece su génesis distensiva, se observó que el modelo de losa elástico utilizado es eficiente, por considerar la influencia de las cuencas sedimentarias. Estos resultados sustentan las propuestas previas, en cual la historia heredada de la litosfera debe considerase ya que condicionan la rigidez flexural litosférica.

El mosaico de anomalías magnéticas fue utilizado para evaluar el estado térmico profundo de la litosfera de los Andes Centrales. Los resultados de flujo de calor son coherentes con el estado de rigidez litosférica estimado para Los Andes Centrales en este trabajo, y con mapas de flujo de calor de superficie reportados para la región. De este modo, en las Sierras Subandinas relacionadas con el cratón litosférico subyacente se determinó una litosfera rígida con bajo flujo de calor. Mientras que en el Sistema Santa Bárbara, relacionado a la

inversión del *rift* extensional cretácico se estimó una litosfera débil con alto aporte térmico. Bajo las zonas de vulcanismo actual, situadas a lo largo de la Puna, Cordillera Occidental y el Altiplano, obtuvimos una litosfera débil con flujo térmico elevado. Asimismo, en el segmento oriental del Grupo Salta, se estimó una litosfera débil con mayor gradiente geotérmico en el eje que en sus flancos. Esto sustenta el atenuamiento cortical bajo el eje de los depocentros Lomas de Olmedo y Pirity, cuya génesis distensiva no fue afectada por la Orogenia Andina.

Por lo tanto, nuestros resultados muestran que la rigidez litosférica en los Andes Centrales parecería estar controlada por el estado térmico litosférico como fue sugerido por Burov y Diament (1995).

Bibliografía

Aalto, R., Maurice-Bourgoin, L., Dunne, T., Montgomery, D. R., Nittrouer, C. A., y Guyot, J.-L. (2003). Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Nino/Southern Oscillation. *Nature*, 425(6957):493.

Abdelrahman, E., Bayoumi, A., Abdelhady, Y., Gobashy, M., y El-Araby, H. (1989). Gravity interpretation using correlation factors between successive least-squares residual anomalies. *Geophysics*, 54(12):1614–1621.

Aceñolaza, F. G. (1992). El Sistema Ordovícico de Latinoamérica. *Paleozoico Inferior de Ibero-América: España, Universidad de Extremadura, UNESCO, IGCP, proyectos*, 249:270–271.

Aceñolaza, F. G., Aceñolaza, G. F., y García, G. (1999a). El silúrico-devónico del noroeste argentino. *En: Geología Argentina, Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales*, 29(7):205–214.

Aceñolaza, F. G., Buatois, L., Mángano, M., Esteban, S., Tortello, M., y Aceñolaza, G. F. (1999b). Cámbrico y Ordovícico del noroeste Argentino. Capítulo 7. En Caminos, R., editor, *Geología Argentina.*, volumen 29, páginas 169–187. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales.

Airy, G. B. *et al*. (1855). On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145:101–104.

Aitcheson, S., Harmon, R., Moorbath, S., Schneider, A., Soler, P., Soria-Escalante, E., Steele, G., Swainbank, I., y Wörner, G. (1995). Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, central Andes. *Geology*, 23(6):555–558.

Allmendinger, R. W. (1986). Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 97(9):1070–1082.

Allmendinger, R. W. y Gubbels, T. (1996). Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, 259(1-3):1–13.

Allmendinger, R. W., Jordan, T., Palma, M., y Ramos, V. (1982). Perfil estructural en la Puna catamarqueña (25–27 S), Argentina. En *Quinto congreso latinoamericano de geología, Argentina*, volumen 1, páginas 499–518.

Allmendinger, R. W., Ramos, V. A., Jordan, T. E., Palma, M., e Isacks, B. L. (1983). Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2(1):1–16.

Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., e Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*, 25(1):139–174.

Amante, C. y Eakins, B. (2009). ETOPO1 1' Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. *National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division, Boulder, Colorado, USA.*, página 19.

Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K., Muñoz, J., 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.

Anci, S., Ruiz, F., Lince Klinger, F., Leiva, F., Sanchez, M., Álvarez, O., García, H., y Acosta, G. (2014). Interpretación de las principales estructuras de la payenia aplicando el método potencial gravimétrico. *Geoacta*, 39(1):11–19.

Anci, S., Ruiz, F., Lince Klinger, F., Leiva, F., García, H., y Acosta, G. (2016). Interpretación de la corteza superior a partir demétodos potenciales en la región de la payenia y faja plegada y corrida de malargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73(2):159–172.

Andersen, O. (2010). The DTU10 gravity field and mean sea surface. En *Second international symposium of the gravity field of the earth (IGFS2), Fairbanks, Alaska*, páginas 20–22.

Anderson, R. B., Long, S. P., Horton, B. K., Calle, A. Z., y Ramirez, V. (2017). Shortening and structural architecture of the Andean fold-thrust belt of southern Bolivia (21° S): Implications for kinematic development and crustal thickening of the central Andes. *Geosphere*, 13(2):538–558.

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., y Carrizo, D. (2015). Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143:1–35.

Arnaiz-Rodríguez, M. S. y Audemard, F. (2014). Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo block. *Journal of South American Earth Sciences*, 56:251–264.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., y Fernandez, R. (2006). Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28 S), northern Chile. *Tectonics*, 25(4).

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., y Cobbold, P. (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, 27(6).

Artyushkov, E. (1973). Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *Journal of Geophysical Research*, 78(32):7675–7708.

Asch, G., Schurr, B., Bohm, M., Yuan, X., Haberland, C., Heit, B., Kind, R., Woelbern, I., Bataille, K., Comte, D., *et al*. (2006). Seismological studies of the Central and Southern Andes. En *The Andes*, páginas 443–457. Springer.

Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., y Julià, J. (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, 609:82–96.

Audet, P. y Bürgmann, R. (2011). Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. *Nature Geoscience*, 4(3):184–187.

Azcuy, C. L. (1985). Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. En *Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, volumen 10, páginas 281–293.

Azcuy, C. L. y di Pasquo, M. (2000). Carbonífero y Pérmico de las Sierras Subandinas, Cordillera Oriental y Puna. *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales*, 29(11):239–260.

Babeyko, A. Y., Sobolev, S. V., Vietor, T., Oncken, O., y Trumbull, R. B. (2006). Numerical study of weakening processes in the central Andean back-arc. En *The Andes*, páginas 495–512. Springer.

Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., y Hérail, G. (1997). Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10):883–886.

Barke, R., Lamb, S., y MacNiocaill, C. (2007). Late Cenozoic bending of the Bolivian Andes: New paleomagnetic and kinematic constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B1).

Barnes, J. B. y Ehlers, T. (2009). End member models for Andean Plateau uplift. *Earth-Science Reviews*, 97(1):105–132.

Barnes, J. B. y Pelletier, J. D. (2006). Latitudinal variation of denudation in the evolution of the Bolivian Andes. *American Journal of Science*, 306(1):1–31.

Barnes, J. B., Ehlers, T., McQuarrie, N., O'sullivan, P., y Tawackoli, S. (2008). Thermochronometer record of central Andean Plateau growth, Bolivia (19.5 S). *Tectonics*, 27(3).

Barnes, J. B., Ehlers, T. A., Insel, N., McQuarrie, N., y Poulsen, C. J. (2012). Linking orography, climate, and exhumation across the central Andes. *Geology*, 40(12):1135–1138.

Barthelmes, F. (2013). Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models: theory and formulas used by the calculation service of the international centre for global earth models (icgem). *Scientic Technical Report 09/02, Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ,*, página 32.

Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., y Wemmer, K. (1999). El basamento paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23–27 S) metamorfismo y geocronologia. En *Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino. Geología del Noroeste Argentino*, volumen 1, páginas 58–72.

Beck, S. L. y Zandt, G. (2002). The nature of orogenic crust in the centralAndes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10).

Beck, S. L., Zandt, G., Ward, K. M., y Scire, A. (2015). Multiple styles and scales of lithospheric foundering beneath the Puna Plateau, central Andes. *Geological Society of America Memoirs*, 212:MWR212–03.

Bhattacharyya, B. y Leu, L.-K. (1975). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40(6):993–1013.

Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S., Sandvol, E., Alonso, R. N., Coira, B., Brown, L., Kind, R., *et al*. (2013). Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. *Tectonophysics*, 586:65–83.

Bianucci, H. A. (1999). Estructura y Evolución Estructural del Rift–Relación con la Estratigrafía, Subcuenca de Lomas de Olmedo (Rama Oriental). En *Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Geología del Noroeste Argentino: Salta, Asociación Geológica Argentina*, volumen 1, páginas 292–300.

Bianucci, H. A. y Homovc, J. (1982). Tectogénesis de un sector de la cuenca del subgrupo Pirgua, Noroeste Argentino. En *Actas 5 Congreso Latinoamericano de Geología: Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional Subsecretaria de Minería*, volumen 1, páginas 539–546.

Bianucci, H. A., Acevedo, O., y Cerdán, J. (1981). Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa). *Actas 8th Congreso Geológico Argentino*, 3:159–172.

Bird, P. (1978). Finite element modeling of lithosphere deformation: the Zagros collision orogeny. *Tectonophysics*, 50(2-3):307–336.

Blakely, R. J. (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.

Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G., y Zimmermann, U. (2000). Tracing crustal evolution in the southern central Andes from Late Precambrian to Permian with geochemical and Nd and Pb isotope data. *The Journal of Geology*, 108(5):515–535.

Bracaccini, I. (1960). Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Petrotecnia*, 25:63–94.

Braitenberg, C. y Zadro, M. (1999). Iterative 3D gravity inversion with integration of seismologic data. *bulletin Geophysics Theory Applied*, 40(3):4.

Braitenberg, C., Ebbing, J., y Götze, H.-J. (2002). Inverse modelling of elastic thickness by convolution method–the eastern Alps as a case example. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(2):387–404.

Brandán, M. N. (2014). Geología de subsuelo del área Rivadavia y Malvalay en la Provincia de Salta. Tesina y Seminario de Grado. Universidad Nacional de Tucuman. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo.

Briggs, I. C. (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39(1):39–48.

Brigham, E. O. (1974). *The fast Fourier transform*. Prentice Hall.

Brocher, T. M. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6):2081–2092.

Brooks, B. A., Bevis, M., Whipple, K., Arrowsmith, J. R., Foster, J., Zapata, T., Kendrick, E., Minaya, E., Echalar, A., Blanco, M., *et al*. (2011). Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc. *Nature Geoscience*, 4(6):380.

Burov, E. B. y Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B3):3905–3927.

Burov, E. B. y Diament, M. (1996). Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24(5):419–422.

Cabassi, I. e Introcaso, A. (1997). Análisis gravimétrico y acortamiento en la sección de nazca de los andes peruanos. *Actas 19ª Reunión Científica de Geofísica y Geodesia: San Juan, Universidad Nacional de San Juan*, páginas 149–154.

Capitanio, F., Faccenna, C., Zlotnik, S., y Stegman, D. (2011). Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline. *Nature*, 480(7375):83.

Carlotto, V., Carlier, G., Jaillard, E., Sempéré, T., y Mascle, G. (1999). Sedimentary and structural evolution of the Eocene-Oligocene Capas Rojas basin: evidence for a late Eocene lithospheric delamination event in the southern Peruvian Altiplano. En *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Göttingen Germany,*, páginas 141–146.

Carrapa, B. y DeCelles, P. G. (2015). Regional exhumation and kinematic history of the central Andes in response to cyclical orogenic processes. *Geological Society of America Memoirs*, 212:201–213.

Carrapa, B., Adelmann, D., Hilley, G., Mortimer, E., Sobel, E. R., y Strecker, M. R. (2005). Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics*, 24(4).

Carrera, N. y Muñoz, J. A. (2008). Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata. *Tectonophysics*, 459(1-4):107–122.

Catuneanu, O. (2004). Retroarc foreland systems—-evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38(3):225–242.

Cawood, P. A. (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and lapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4):249–279.

Cawood, P. A. y Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews*, 82(3-4):217–256.

Cawood, P. A., Kroner, A., y Pisarevsky, S. (2006). Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA today*, 16(7):4.

Chase, C., Sussman, A., y Coblentz, D. (2009). Curved Andes: Geoid, forebulge, and flexure. *Lithosphere*, 1(6):358–363.

Chebli, G., Mozetic, M., Rossello, E., y Bühler, M. (1999). Cuencas sedimentarias de la llanura chacopampeana. En *Geología Argentina anales*, volumen 29, páginas 627–644.

Christensen, N. I. y Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6):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.

Clebsch Kuhn, C. A. (1991). *The geological evolution of the Paraguayan Chaco*. PhD thesis, Texas Tech University.

Clift, P. D., Pecher, I., Kukowski, N., y Hampel, A. (2003). Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision. *Tectonics*, 22(3).

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., y Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4):303–332.

Comínguez, A. H. y Ramos, V. A. (1995). Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina. En Tankard, A. J., Suárez, R., y Welsink, H. J., editores, *Petroleum basins of South America, Memoir 62*, páginas 251–267. AAPG Special Volumes.

Cordell, L. (1985). Techniques, applications, and problems of analytical continuation of new mexico aeromagnetic data between arbitrary surfaces of very high relief. En *Proceedings of the International meeting on potential fields in rugged topography*, volumen 7, páginas 96–99. Institute of Geophysics, University of Lausanne Switzerland.

Coutand, I., Cobbold, P. R., Urreiztieta, M., Gautier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E. A., y López-Gamundí, O. (2001). Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics*, 20(2):210–234.

Cristallini, E., Cominguez, A., y Ramos, V. (1997). Deep structure of the Metan-Guachipas region: Tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6):403–421.

Croce, F. A., Lince Klingerer, F., Giménez, M. E., Martinez, M. P., y Ruiz, F. (2009). Estimación de profundidades del complejo plutónico navarrete mediante procesamiento gravimétrico. *Geoacta*, 34(1):1–8.

Crosby, A. (2007). An assessment of the accuracy of admittance and coherence estimates using synthetic data. *Geophysical Journal International*, 171(1):25–54.

Cruz, C. E., Veramendi, J. O., Di Benedetto, M., Pereira, M., y Viilar, H. J. (2008). Los Sistemas Petroleros Devonicos Del Subandino Sur Y Pie De Monte De La Cuenca De Tarija. Bolivia. En *VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas)*.

Currie, C. A., Ducea, M. N., DeCelles, P. G., y Beaumont, C. (2015). Geodynamic models of Cordilleran orogens: Gravitational instability of magmatic arc roots. *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile: Geological Society of America Memoir*, 212:1–22.

Dalziel, I. W. (1997). OVERVIEW: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1):16–42.

Davidson, J. P. y de Silva, S. L. (1992). Volcanic rocks from the Bolivian Altiplano: Insights into crustal structure, contamination, and magma genesis in the central Andes. *Geology*, 20(12):1127–1130.

Daxberger, H. y Riller, U. (2015). Kinematics of Neogene to Recent upper-crustal deformation in the southern Central Andes (23 - 28) inferred from fault-slip analysis: Evidence for gravitational spreading of the Puna Plateau. *Tectonophysics*, 642:16–28.

De Silva, S. L. (1989). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17(12):1102–1106.

De Silva, S. L. y Francis, P. W. (1991). *Volcanoes of the central Andes*. Springer.

De Silva, S. L. y Kay, S. M. (2018). Turning up the heat: high-flux magmatism in the central andes. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 14(4):245–250.

De Silva, S. L., Self, S., Francis, P., Drake, R., y Carlos, R. R. (1994). Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9):17805–17825.

DeCelles, P. y Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2):105–123.

DeCelles, P. y Horton, B. K. (2003). Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(1):58–77.

DeCelles, P., Ducea, M. N., Kapp, P., y Zandt, G. (2009). Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, 2(4):251.

DeCelles, P., Carrapa, B., Horton, B., y Gehrels, G. (2011). Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics*, 30(6).

Deeken, A., Sobel, E. R., Coutand, I., Haschke, M., Riller, U., y Strecker, M. R. (2006). Development of the southern Eastern Cordillera, NW Argentina, constrained by apatite fission track thermochronology: From early Cretaceous extension to middle Miocene shortening. *Tectonics*, 25(6).

Delph, J. R., Ward, K. M., Zandt, G., Ducea, M. N., y Beck, S. L. (2017). Imaging a magma plumbing system from mash zone to magma reservoir. *Earth and Planetary Science Letters*, 457:313–324.

Deng, Y., Zhang, Z., Fan, W., y Pérez-Gussinyé, M. (2014). Multitaper spectral method to estimate the elastic thickness of South China: implications for intracontinental deformation. *Geoscience Frontiers*, 5(2):193–203.

Dewey, J., Ryan, P., y Andersen, T. (1993). Orogenic uplift and collapse, crustal thickness, fabrics and metamorphic phase changes: the role of eclogites. *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1):325–343.

Di Persia, O., Carle, R., y Belotti, H. (1991). Geología petrolera en la subcuenca de lomas de olmedo. *Bol. Inf. Pet. Terc. Epoca*, 25:14–29.

Di Salvo, A. y Villar, H. (1999). Los sistemas petrolıferos del área oriental de la Cuenca Paleozoica Noroeste. En *Argentina: IV Congreso de Exploración y desarrollo de hidrocarburos Acta, Mar del Plata, Argentina: Instituto Argentino del Petró leo y del Gas*, páginas 83–100.

Doglioni, C., Carminati, E., Cuffaro, M., y Scrocca, D. (2007). Subduction kinematics and dynamic constraints. *Earth-Science Reviews*, 83(3-4):125–175.

Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G., y Martinez, C. (1993). A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B6):9825–9844.

Ducea, M., Seclaman, A., Murray, K., Jianu, D., y Schoenbohm, L. (2013). Mantle-drip magmatism beneath the Altiplano-Puna plateau, central Andes. *Geology*, 41(8):915–918.

Echavarria, L., Hernández, R., Allmendinger, R., y Reynolds, J. (2003). Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. *AAPG bulletin*, 87(6):965–985.

Ege, H., Sobel, E., Scheuber, E., y Jacobshagen, V. (2007). Exhumation history of the southern Altiplano plateau (southern Bolivia) constrained by apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, 26(1).

Ehlers, T. A. y Poulsen, C. J. (2009). Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth and Planetary Science Letters*, 281(3-4):238–248.

Eichelberger, N. y McQuarrie, N. (2015). Kinematic reconstruction of the Bolivian orocline. *Geosphere*, 11(2):445–462.

Eichelberger, N., McQuarrie, N., Ryan, J., Karimi, B., Beck, S., y Zandt, G. (2015). Evolution of crustal thickening in the central Andes, Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 426:191–203.

Featherstone, W. (1997). On the use of the geoid in geophysics: a case study over the North West Shelf of Australia. *Exploration Geophysics*, 28(1/2):52–57.

Feng, M., Assumpçao, M., y Van der Lee, S. (2004). Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147(4):315–331.

Feng, M., Van der Lee, S., y Assumpção, M. (2007). Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B4).

Förste, C., Flechtner, F., Schmidt, R., Meyer, U., Stubenvoll, R., Barthelmes, F., König, R., Neumayer, K., Rothacher, M., Reigber, C., *et al*. (2005). A new high resolution global gravity field model derived from combination of GRACE and CHAMP mission and altimetry/gravimetry surface gravity data. En *Poster presented at EGU General Assembly*, páginas 24–29.

Förste, C., Bruinsma, S., Abrikosov, O., Flechtner, F., Marty, J.-C., Lemoine, J.-M., Dahle, C., Neumayer, H., Barthelmes, F., König, R., *et al*. (2014). EIGEN-6C4-The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 1949 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. En *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volumen 16.

Forsyth, D. W. (1985). Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B14):12623–12632.

Forsythe, R. D., Davidson, J., Mpodozis, C., y Jesinkey, C. (1993). Lower Paleozoic relative motion of the Arequipa Block and Gondwana; paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of northern Chile. *Tectonics*, 12(1):219–236.

Fosdick, J. C., Graham, S. A., y Hilley, G. E. (2014). Influence of attenuated lithosphere and sediment loading on flexure of the deep-water magallanes retroarc foreland basin, southern andes. *Tectonics*, 33(12):2505–2525.

Fraga, H. e Introcaso, A. (1990). Un modelo gravimétrico litosférico para la Subcuenca Lomas de Olmedo (Cuenca del Norte y Noroeste) en la provincia de Salta–Argentina. *Geofísica Internacional*, 29(2).

Franz, G., Lucassen, F., Kramer, W., Trumbull, R. B., Romer, R. L., Wilke, H.-G., Viramonte, J. G., Becchio, R., y Siebel, W. (2006). Crustal evolution at the Central Andean continental margin: a geochemical record of crustal growth, recycling and destruction. En *The Andes*, páginas 45–64. Springer.

Frost, B. R. y Shive, P. N. (1986). Magnetic mineralogy of the lower continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B6):6513–6521.

Garcia, E. S., Sandwell, D. T., y Luttrell, K. M. (2015). An iterative spectral solution method

for thin elastic plate flexure with variable rigidity. *Geophysical Journal International*, 200(2):1012–1028.

García, H. P. A., Lince Klinger, F. G., Giménez, M. E., y Ruiz, F. (2016). Geodinámica de la subcuenca Lomas de Olmedo, noroeste argentino, interpretada a partir de un modelo de compensación local y del análisis estadístico de datos gravimétricos. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(1):49–58.

García, H. P. A., Gianni, G. M., Lupari, M. N., Sánchez, M. A., Soler, S. R., Ruiz, F., y Lince Klinger, F. G. (2018). Effective elastic thickness in the central andes. correlation to orogenic deformation styles and lower crust high-gravity anomaly. *Journal of South American Earth Sciences*, 87:232–246.

Gardner, G., Gardner, L., y Gregory, A. (1974). Formation velocity and density-The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39(6):770–780.

Garzione, C. N., Molnar, P., Libarkin, J. C., y MacFadden, B. J. (2006). Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3):543–556.

Garzione, C. N., McQuarrie, N., Perez, N. D., Ehlers, T. A., Beck, S. L., Kar, N., Eichelberger, N., Chapman, A. D., Ward, K. M., Ducea, M. N., *et al*. (2017). Tectonic evolution of the Central Andean plateau and implications for the growth of plateaus. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45:529–559.

Gebhard, J., Giudici, A., y Oliver Gascón, J. (1974). Geologia de la comarca entre el Rio Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, Republica Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(3):359–375.

Gianni, G. M., Navarrete, C., y Folguera, A. (2015). Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of andean imprints on the evolution of the san jorge gulf, salta group and taubaté basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 64:288–306.

Giese, P., Scheuber, E., Schilling, F., Schmitz, M., y Wigger, P. (1999). Crustal thickening processes in the Central Andes and the different natures of the Moho-discontinuity. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2):201–220.

Gillis, R. J., Horton, B. K., y Grove, M. (2006). Thermochronology, geochronology, and upper crustal structure of the Cordillera Real: Implications for Cenozoic exhumation of the central Andean plateau. *Tectonics*, 25(6).

Gimenez, M. E. (1997). *Estudio Genético y Evolutivo de la Cuenca del Bermejo (Provincia de San Juan) a partir de datos de Gravedad*. PhD thesis, Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario.

Gimenez, M. E., Martínez, P. M., Ruíz, F., e Introcaso, A. (2005). Auscultamiento de estructuras geológicas en la cuenca chacoparanense a partir de la aplicación de métodos potenciales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(2):311–315.

Gimenez, M. E., Davila, F., Astini, R., y Martinez, P. (2011). Gravimetric interpretation and crustal structure in the general lavalle basin, cordoba province, argentina. *REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLOGICAS*, 28(1):105–117.

Godfrey, N., Beaudoin, B., y Klemperer, S. (1997). Ophiolitic basement to the great valley forearc basin, california, from seismic and gravity data: Implications for crustal growth at the north american continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109(12):1536–1562.

Gomez Omil, R. y Boll, A. (1999). Sistema petrolero de la cuenca cretácica del noroeste argentino. En *CONGRESO DE EXPLORACION Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS*, volumen 4, páginas 101–112.

Gómez-Ortiz, D. y Agarwal, B. N. (2005). 3DINVER. M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker- Oldenburg's algorithm. *Computers & geosciences*, 31(4):513–520.

Gurnis, M. (1992). Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science*, 255(5051):1556–1558.

Hackney, R., Featherstone, W., y Götze, H.-J. (2004). Regional-residual gravity field separation in the central andes using global geopotential models. *ASEG Extended Abstracts*, 2004(1):1–4.

Hamza, V. M. y Muñoz, M. (1996). Heat flow map of South America. *Geothermics*, 25(6):599–646.

Hamza, V. M. y Vieira, F. (2012). Global distribution of the lithosphere-asthenosphere boundary: a new look. *Solid Earth*, 3(2):199.

Hamza, V. M., Dias, F. J. S., Gomes, A. J., y Terceros, Z. G. D. (2005). Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(4):223–256.

Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J., y Jolley, E. J. (2000). Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28(4):331–334.

Haschke, M. y Gunther, A. (2003). Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means. *Geology*, 31(11):933–936.

Hayes, G. P., Wald, D. J., y Johnson, R. L. (2012). Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).

Heiskanen, W. (1931). Tables isostatiques pour la réduction, dans l'hypothèse de airy, des intensités de la pesanteur observées. *Bulletin géodésique*, 30(1):87–109.

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(14).

Heit, B., Koulakov, I., Asch, G., Yuan, X., Kind, R., Alcocer-Rodriguez, I., Tawackoli, S., y Wilke, H. (2008). More constraints to determine the seismic structure beneath the Central Andes at 21 S using teleseismic tomography analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1):22–36.

Hernández, R. M. y Echavarria, 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):068–080.

Hernández, R. M., Reynolds, J., y Disalvo, A. (1996). Análisis tectosedimentario y ubicación geocronológica del Grupo Orán en el Río Iruya. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 45:80–93.

Hernández, R. M., Galli, C., Reynolds, J., Omarini, R., Viramonte, J., *et al*. (1999). Estratigrafía del Terciario en el noroeste Argentino. En *Geologia del noroeste Argentino: Relatorio XIV Congreso Geologico Argentino, Salta, Argentina*, volumen 1, páginas 316–328.

Hernández, Roberto M.and Hernández, J. I., Raja-Gabaglia, G., Bento-Freire, E., Lykawka, 3, R., Terra, G., Borges-Rodriguez, E., Dalenz-Farjat, A., Gallo, L., y Tomezzoli, R. N. (2017). Análisis secuencial de alta frecuencia en el límite Cretácico-Paleógeno del Grupo Salta, subcuenca de Metán, noroeste Argentino. Estado actual y perspectivas futuras. En *Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA., Tucumán, Asociación Geológica Argentina*, páginas 1046–1079.

Hervé, F., Godoy, E., Parada, M. A., Ramos, V., Rapela, C., Mpodozis, C., y Davidson, J. (1987). A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*, páginas 97–113.

Hinze, W. J. (2003). Bouguer reduction density, why 2.67? *Geophysics*, 68(5):1559–1560.

Hinze, W. J., Von Frese, R. R., y Saad, A. H. (2013). *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*. Cambridge University Press.

Hoffman, P. F. (1980). Wopmay Orogen: a Wilson cycle of Early Proterozoic age in the northwest of the Canadian Shield. *The continental crust and its mineral deposits*, páginas 523–549.

Hoffman, P. F. (1988). United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(1):543–603.

Hoffman, P. F. (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252(5011):1409–1412.

Hoke, L. y Lamb, S. (2007). Cenozoic behind-arc volcanism in the Bolivian Andes, South America: implications for mantle melt generation and lithospheric structure. *Journal of the Geological Society*, 164(4):795–814.

Horton, B. K. (2017). Sedimentary record of andean mountain building. *Earth-Science Reviews*.

Horton, B. K. (2018). Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*.

Horton, B. K. y DeCelles, P. G. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25(10):895–898.

Houseman, G. A., McKenzie, D. P., y Molnar, P. (1981). Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B7):6115–6132.

Hunter, J. D. (2007). Matplotlib: A 2D graphics environment. *Computing In Science & Engineering*, 9(3):90–95.

Husson, L. y Sempere, T. (2003). Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. *Geophysical Research Letters*, 30(5).

Idárraga-García, J. y Vargas, C. A. (2017). Depth to the bottom of magnetic layer in South America and its relationship to Curie isotherm, Moho depth and seismicity behavior. *Geodesy and Geodynamics*.

Introcaso, A. (1993). Predicción del movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el método gravimétrico. En *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, volumen 1, páginas 1–4.

Introcaso, A. (1997). *Gravimetría*. UNR.

Introcaso, A. (2000). *The Andes of Argentina and Chile: crustal configuration, isostasy, shortening and tectonic features from gravity data*. UNR Editora.

Introcaso, A. (2006). *Geodesia física*. Instituto de Fisiografía y Geología.

Introcaso, A. y Pacino, M. (1988). Gravity andean model associated with subduction near 24 25 south latitude. *Revista Geofísica*, 44:29–44.

Isacks, B. L. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4):3211–3231.

Jacobsen, B. H. (1987). A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52(8):1138–1148.

Jacoby, W. y Smilde, P. L. (2009). *Gravity interpretation: Fundamentals and application of gravity inversion and geological interpretation*. Springer Science & Business Media.

Jekeli, C., Yang, H. J., y Ahlgren, K. (2013). Using isostatic gravity anomalies from spherical harmonic models and elastic plate compensation to interpret the lithosphere of the Bolivian Andes. *Geophysics*.

JeŽek, P., Willner, A. P., AceÑolaza, F. G., y Miller, H. (1985). The Puncoviscana trough a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geologische Rundschau*, 74(3):573–584.

Jones, E., Oliphant, T., y Peterson, P. (2001). SciPy: Open source scientific tools for Python.

Jordan, T. E. (1981). Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *AAPG bulletin*, 65(12):2506–2520.

Jordan, T. E., Reynolds, J. H., y Erikson, J. P. (1997). Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16–33 ° 30'S. En *Tectonic uplift and climate change*, páginas 41–61. Springer.

Kane, M. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4):455–462.

Karner, G. y Watts, A. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12):10449–10477.

Kay, R. W. y Kay, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219(1-3):177–189.

Kay, S. M., 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: Solid Earth*, 99(B12):24323–24339.

Kay, S. M. y Coira, B. L. (2009). Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoirs*, 204:229–259.

Keidel, J. (1943). El Ordovícico inferior en los Andes del norte argentino y sus depósitos marino-glaciales. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 36(2):140–229.

Kennan, L. (2000). Large-scale geomorphology in the central Andes of Peru and Bolivia: Relation to tectonic, magmatic and climatic processes. *Geomorphology and Global Tectonics. Wiley, London*, páginas 167–192.

Keppie, J. D. y Bahlburg, H. (1999). PuncoviscanaFormation of northwestern and central Argentina: Passive margin or foreland basin deposit ? *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, páginas 139–144.

Kirby, J. F. (2014). Estimation of the effective elastic thickness of the lithosphere using inverse spectral methods: The state of the art. *Tectonophysics*, 631:87–116.

Kirby, J. F. y Swain, C. J. (2004). Global and local isostatic coherence from the wavelet transform. *Geophysical research letters*, 31(24).

Kirby, J. F. y Swain, C. J. (2011). Improving the spatial resolution of effective elastic thickness estimation with the fan wavelet transform. *Computers & geosciences*, 37(9):1345–1354.

Kley, J. (1996). Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics*, 15(4):763–775.

Kley, J. y Monaldi, C. R. (1998). Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology*, 26(8):723–726.

Kley, J. y Monaldi, C. R. (2002). Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics*, 21(6).

Kley, J., Gangui, A. H., y Krüger, D. (1996). Basement-involved blind thrusting in the eastern Cordillera Oriental, southern Bolivia: evidence from cross-sectional balancing, gravimetric and magnetotelluric data. *Tectonophysics*, 259(1-3):171–184.

Kley, J., Monaldi, C., y Salfity, J. (1999). Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301(1):75–94.

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.

Kozlowski, E., Aramayo Flores, J., y Hofmann, C. (2005). Gas en el Devónico de las Sierras Subandinas, Provincia de Salta, Argentina. En *Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina, E. VI Congreso de Exploracion y Desarrollo de Hidrocarburos*, páginas 17–35.

Kraemer, P., Escayola, M., y Martino, R. (1995). Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40'–32° 40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4):47–59.

Krystopowicz, N. J. y Currie, C. A. (2013). Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 361:195–207.

Kuhn, D. (2002). Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the SE margin of the Salar de Atacama basin, Chilean Andes. *Tectonics*, 21(4).

Lamb, S. y Hoke, L. (1997). Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, 16(4):623–649.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., y Dewey, J. (1997). Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *Geological Society, London, Special Publications*, 121(1):237–264.

Laske, G. (1997). A global digital map of sediment thickness. *Eos Trans. AGU*, 78:F483.

Lease, R. O., Ehlers, T. A., y Enkelmann, E. (2016). Large along-strike variations in the onset of Subandean exhumation: Implications for Central Andean orogenic growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 451:62–76.

Lemoine, F. G., Kenyon, S. C., Factor, J. K., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S., Cox, C. M., Klosko, S. M., Luthcke, S. B., Torrence, M. H., Wang, Y. M., Williamson, R., Pavlis, E. C., y Rapp, R. H. (1998). The development of the joint nasa gsfc and the national

imagery and mapping agency (nima) geopotential model egm96. En *Gravity, geoid and marine geodesy*, páginas 461–469. Springer.

Li, C.-F., Lu, Y., y Wang, J. (2017). A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2. *Scientific reports*, 7:45129.

Loewy, S. L., Connelly, J. N., y Dalziel, I. W. (2004). An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2):171–187.

Lucassen, F. y Franz, G. (2005). The earlyPalaeozoic orogen in the central Andes: A non-collisional orogen comparable to the Cenozoic high plateau? *Geological Society, London, Special Publications*, 246(1):257–273.

Lucassen, F., Franz, G., Thirlwall, M., y Mezger, K. (1999). Crustal recycling of metamorphic basement: Late Paleozoic granites of the Chilean Coast Range and Precordillera at 22 S. *J Petrol*, 40:1527–1551.

Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H., Franz, G., Thirlwall, M., Viramonte, J., y Wemmer, K. (2000). Proterozoic–Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18–26 S) mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(8):697–715.

Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.-G., Romer, R. L., 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(1-4):195–223.

Lyon-Caen, H., Molnar, P., y Suárez, G. (1985). Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 75(1):81–92.

Ma, Y. y Clayton, R. W. (2014). The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 395:61–70.

Mantovani, M. S. M., Shukowsky, W., y de Freitas, S. R. (1999). Tectonic pattern of South America inferred from tidal gravity anomalies. *Physics of the earth and planetary interiors*, 114(1):91–98.

Mantovani, M. S. M., De Freitas, S., y Shukowsky, W. (2001). Tidal gravity anomalies as a tool to measure rheological properties of the continental lithosphere: Application to the South American Plate. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(1):1–14.

Mantovani, M. S. M., Shukowsky, W., de Freitas, S. R., y Neves, B. B. B. (2005). Lithosphere mechanical behavior inferred from tidal gravity anomalies: a comparison of Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3):397–412.

Martínez, M. y Gimenez, M. (2002). Relaciones entre anomalías de bouguer y altitudes para las sierras de velasco, valle fértil y pié de palo. En *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, volumen 1. Asociación Geológica Argentina Buenos Aires.

Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J., Finn, C., Von Frese, R., *et al*. (2009). Emag2: A 2–arc min resolution earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(8).

Mayer-Guerr, T. (2015). The combined satellite gravity field model goco05s. En *EGU general assembly conference abstracts*, volumen 17.

McGlashan, N., Brown, L., y Kay, S. (2008). Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International*, 175(3):1013–1022.

McKenzie, D. (2003). Estimating T_e in the presence of internal loads. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9).

McKenzie, D., Yi, W., y Rummel, R. (2014). Estimates of T_e from GOCE data. *Earth and Planetary Science Letters*, 399:116–127.

McQuarrie, N. (2002a). Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline. *Geology*, 30(10):867–870.

McQuarrie, N. (2002b). The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 114(8):950–963.

McQuarrie, N., Barnes, J. B., y Ehlers, T. A. (2008). Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15–17 S). *Tectonics*, 27(3).

Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141(5):893–900.

Meinesz, F. V. (1931). Une nouvelle méthode pour la réduction isostatique régionale de l'intensité de la pesanteur. *Bulletin Géodésique*, 29(1):33–51.

Mengel, K. y Kern, H. (1992). Evolution of the petrological and seismic Moho-implications for the continental crust-mantle boundary. *Terra Nova*, 4(1):109–116.

Meyer, B., Saltus, R., y Chulliat, A. (2017). Emag2: Earth magnetic anomaly grid (2-arc-minute resolution) version 3. *National Centers for Environmental Information, NOAA. Model.*, 10.

Miranda, S. y Robles, J. A. (2002). Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca cuyana a partir del análisis de datos de gravedad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3):271–279.

Mon, R. y Salfity, J. (1995). Tectonic evolution of the andes of northern argentina. En Tankard, A. J., Suarez, R., y Welsink, H. J., editores, *Petroleum basins of South America, Memoir 62*, páginas 269–283. AAPG Special Volumes.

Monaldi, C. R., Salfity, J. A., y Kley, J. (2008). Preserved extensional structures in an inverted cretaceous rift basin, northwestern argentina: Outcrop examples and implications for fault reactivation. *Tectonics*, 27(1).

Morelli, C. (1974). The international gravity standardization net 1971 (igsn 71). *Publ. Spec. Bull. Geod.*, 4:1–194.

Moreno, J. A. (1970). *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara*. Imprenta Coni SACIFI.

Mouthereau, F., Watts, A. B., y Burov, E. (2013). Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. *Nature geoscience*, 6(9):785.

Myers, S. C., Beck, S., Zandt, G., y Wallace, T. (1998). Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation for P and S waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B9):21233–21252.

Nabighian, M. N., Grauch, V., Hansen, R., LaFehr, T., Li, Y., Peirce, J., Phillips, J., y Ruder, M. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6):33ND–61ND.

Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2):362–371.

Oldenburg, D. W. (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39(4):526–536.

Omarini, R. y Sureda, R. (1993). Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico Superior al Paleozoico Inferior: modelos alternativas y problemas. *Actas XII Congreso Geológico Argentino*, páginas 291–307.

Omarini, R., Sureda, R., Götze, H.-J., Seilacher, A., y Pflüger, F. (1999). Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences*, 88(1):76–97.

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 *The Andes*, páginas 3–27. Springer.

Pacino, M. e Introcaso, A. (1987). Regional anomaly determination using the upwards-continuation method. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 29(114):113–122.

Parker, R. (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4):447–455.

Pasyanos, M. E., Masters, T. G., Laske, G., y Ma, Z. (2014). Litho1. 0: An updated crust and lithospheric model of the earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3):2153–2173.

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., y Factor, J. K. (2008). An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. *EGU General Assembly*, 2008(4):4–2.

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., y Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).

Pérez-Gussinyé, M. y Watts, A. (2005). The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature*, 436(7049):381–384.

Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A., y Watts, A. (2007). Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(5).

Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A., Phipps Morgan, J., y Tassara, A. (2008). Effective elastic thickness variations along the Andean margin and their relationship to subduction geometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2).

Pérez-Gussinyé, M., Swain, C., Kirby, J., y Lowry, A. (2009). Spatial variations of the effective elastic thickness, T_e, using multitaper spectral estimation and wavelet methods: examples from synthetic data and application to South America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(4).

Perkins, J. P., Finnegan, N. J., Henderson, S. T., y Rittenour, T. M. (2016). Topographic constraints on magma accumulation below the actively uplifting Uturuncu and Lazufre volcanic centers in the Central Andes. *Geosphere*, 12(4):1078–1096.

Phillips, K., Clayton, R. W., Davis, P., Tavera, H., Guy, R., Skinner, S., Stubailo, I., Audin, L., y Aguilar, V. (2012). Structure of the subduction system in southern Peru from seismic array data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11).

Polet, J., Silver, P., Beck, S., Wallace, T., Zandt, G., Ruppert, S., Kind, R., y Rudloff, A. (2000). Shear wave anisotropy beneath the Andes from the BANJO, SEDA, and PISCO experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3):6287–6304.

Pope, D. C. y Willett, S. D. (1998). Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction. *Geology*, 26(6):511–514.

Pratt, J. H. *et al*. (1855). I. on the attraction of the himalaya mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb-line in india. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145:53–100.

Prezzi, C. B. e Ibarra, F. (2017). Estructura cortical del Noroeste de Argentina a partir de datos gravimétricos y magnetométricos. En *Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA., Tucumán, Asociación Geológica Argentina*, páginas 54–69.

Prezzi, C. B., Götze, H.-J., y Schmidt, S. (2009). 3D density model of the Central Andes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(3):217–234.

Prezzi, C. B., Götze, H.-J., y Schmidt, S. (2014). Andean foreland evolution and flexure in NW Argentina: Chaco–Paraná Basin. *Tectonophysics*, 628:228–243.

Ramos, V. A. (1986). El Diastrofismo Oclóyico: Un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste Argentino. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 6:13–28.

Ramos, V. A. (1988). Tectonics of the Late Proterozoic early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes*, 11(3):168–174.

Ramos, V. A. (1999a). Las provincias geológicas del territorio Argentino. Capítulo 3. En Caminos, R., editor, *Geología Argentina.*, volumen 29, páginas 41–96. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales.

Ramos, V. A. (1999b). Rasgos estructurales del territorio argentino. Capítulo 24. En Caminos, R., editor, *Geología Argentina.*, volumen 29, páginas 715–784. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales.

Ramos, V. A. (2008). The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36:289–324.

Ramos, V. A. y Aleman, A. (2000). Tectonic evolution of the Andes. En Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., y Campos, D., editores, *Tectonic evolution of South America*, páginas 635–685. 31° International Geological Congress.

Ramos, V. A. y Basei, M. (1997). Gondwanan, Perigondwanan, and exotic terranes of southern South America. En *South-American Symposium on Isotope Geology, Actas*, páginas 250–252.

Ramos, V. A. y Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1):31–54.

Ramos, V. A., Jordan, T., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J., y Palma, M. (1986). Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6):855–880.

Ramos, V. A., Zapata, T., Cristallini, E., e Introcaso, A. (2004). The Andean Thrust System-Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. En McClay, K. R., editor, *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, páginas 30–50. AAPG Special Volumes.

Ramos, V. A., Alonso, R. N., y Strecker, M. (2006). Estructura y neotectónica de las Lomas de Olmedo, zona de transición entre los Sistemas Subandino y de Santa Bárbara, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4):579–588.

Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., y Chiappini, M. (2007). A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data. *Geophysical Journal International*, 169(2):421–434.

Reguzzoni, M. y Sampietro, D. (2015). Gemma: An earth crustal model based on goce satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35:31–43.

Reutter, K.-J., Scheuber, E., y Chong, G. (1996). The Precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: Evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics*, 259(1-3):213–228.

Reyes, F. C. y Salfity, J. (1973). Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste Argentino. En *V Congreso Geológico Argentino: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina*, páginas 355–385.

Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., y Fornari, M. (2011). Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics*, 30(2).

Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., Garcia, M., y Laj, C. (2006). Counterclockwise rotation of late Eocene–Oligocene fore-arc deposits in

southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics*, 25(3).

Ross, H. E., Blakely, R. J., y Zoback, M. D. (2006). Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California. *Geophysics*, 71(5):L51–L59.

Royden, L. (1996). Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *Journal of geophysical research: Solid Earth*, 101(B8):17679–17705.

Ruiz, F. e Introcaso, A. (1998). Comportamiento flexural de la corteza que contiene a la cuenca de ischigualasto-villa unión (provincias de san juan y la rioja-argentina). *AsociacioÂn Argentina de GeofõÂsicos y Geodestas (GEOACTA)*, 23.

Ruiz, F. e Introcaso, A. (1999). Un modelo gravimétrico 3d de la profunda cuenca sedimentaria de ischigualasto-villa unión (san juan y la rioja)-argentina. *Revista Brasileira de Geofísica*, 17(1):3–11.

Ruiz, F. e Introcaso, A. (2000). *La estructura profunda de la cuenca sedimentaria Ischigualasto-Villa Unión: una interpretación tectónica a partir de datos de gravedad y magnetismo*. Editorial de la Universidad Nacional de Rosario.

Ruiz, F. e Introcaso, A. (2001). Geophysical evidences of crustal ancient junction in desaguadero-bermejo magafault (san juan-la rioja province, argentina). *Acta Geodetica et Geophysica Hungarica*, 36:1–16.

Ruiz, F. e Introcaso, A. (2004). Curie point depths beneath precordillera cuyana and sierras pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies. *Gondwana Research*, 7(4):1133–1142.

Ruiz, F., Giménez, M., Introcaso, A., MartInez, P., y Uiiarte, E. (2008). Analisis espectral de anomalias magneticas para el calculo de la isoterma de curie: Una metodologia para estimar el flujo termico cortical en las provincias de san juan y la rioja, argentina. En *VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Simposio de La Geofísica: Integradora del Conocimiento del Subsuelo)*, páginas 1–8.

Ruiz, F., Luna, E., Vargas, D., Gimenez, M., y Martinez, P. (2011). Importancia del ajuste y nivelación de datos aeromagnéticos a partir de magnetometría terrestre. En *Congreso Geológico Argentino. Neuquén. Actas*, páginas 1198–1199.

Russo, A. (1972). La estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. *Actas del V Congreso Geológico Argentino*, 1:1–14.

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.

Sabino, I. F. (2004). Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(2):330–340.

Sacek, V. y Ussami, N. (2009). Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints. *Geophysical Journal International*, 179(2):778–786.

Sadowski, G. R. y Bettencourt, J. S. (1996). Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76(3-4):213–227.

Salfity, J. A. (1979). Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), del norte de Argentina. En *Actas VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Asociación Geológica Argentina*, volumen 1, páginas 505–515.

Salfity, J. A. (1982). Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. *Actas del V Congreso Latinoamericano de Geológia. Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires*.

Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (1994). Tectonic and sedimentary evolution of the cretaceous-eocene salta group basin, argentina. En *Cretaceous tectonics of the Andes*, páginas 266–315. Springer.

Salfity, J. A. y Marquillas, R. A. (1999). La cuenca cretácico-terciaria del norte argentino. *Geología Argentina: Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales*, 29:613–626.

Sampietro, D., Reguzzoni, M., y Negretti, M. (2013). The gemma crustal model: first validation and data distribution. *ESA Special Publication*, 722:30.

Sánchez, M. A., Ariza, J. P., García, H. P., Gianni, G. M., Weidmann, M. C., Folguera, A., Klinger, F. L., y Martinez, M. P. (2018). Thermo-mechanical analysis of the Andean lithosphere over the Chilean-Pampean flat-slab region. *Journal of South American Earth Sciences*, 87:247–257.

Schepers, G., Van Hinsbergen, D. J., Spakman, W., Kosters, M. E., Boschman, L. M., y McQuarrie, N. (2017). South-American plate advance and forced Andean trench retreat as drivers for transient flat subduction episodes. *Nature communications*, 8:15249.

Schmidt, S. y Götze, H.-J. (2006). Bouguer and isostatic maps of the central andes. En *The Andes*, páginas 559–562. Springer.

Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., y Haberland, C. (2003). Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1-2):105–119.

Schurr, B., Rietbrock, A., Asch, G., Kind, R., y Oncken, O. (2006). Evidence for lithospheric detachment in the central Andes from local earthquake tomography. *Tectonophysics*, 415(1-4):203–223.

Seggiaro, R., Bulnes, M., Poblet, J., Aguilera, N., Rodríguez-Fernández, L., Heredia, N., y Alonso, J. (2010). Paleozoic to present-day kinematic evolution of the frontal part of the andes between parallels 23° and 24° s (jujuy province, argentina). *Trabajos de geología*, 30(30).

Sempere, T., Herail, G., Oller, J., y Bonhomme, M. G. (1990). Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18(10):946–949.

Sempere, T., Butler, R., Richards, D., Marshall, L., Sharp, W., y Swisher Iii, C. (1997). Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous–lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 109(6):709–727.

Sempere, T., Hartley, A., y Roperch, P. (2006). Comment onRapid Uplift of the Altiplano Revealed Through 13C-18O Bonds in Paleosol Carbonates". *Science*, 314(5800):760–760.

Silver, P. G., Russo, R. M., y Lithgow-Bertelloni, C. (1998). Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science*, 279(5347):60–63.

Simons, F. J., van der Hilst, R. D., y Zuber, M. T. (2003). Spatiospectral localization of isostatic coherence anisotropy in Australia and its relation to seismic anisotropy: Implications for lithospheric deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5).

Skeels, D. (1967). What is residual gravity? *Geophysics*, 32(5):872–876.

Sobolev, S. V. y Babeyko, A. Y. (2005). What drives orogeny in the Andes? *Geology*, 33(8):617–620.

Sobolev, S. V., Babeyko, A. Y., Koulakov, I., y Oncken, O. (2006). Mechanism of the Andean orogeny: insight from numerical modeling. En *The Andes*, páginas 513–535. Springer.

Soler, S. R. (2015). Métodos Espectrales para la Determinación de la Profundidad del Punto de Curie y el Espesor Elástico de la Corteza Terrestre. Degree thesis. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura Universidad Nacional de Rosario, Argentina.

Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon) South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3):211–215.

Springer, M. (1999). Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics*, 306(3-4):377–395.

Springer, M. y Förster, A. (1998). Heat-flow density across the Central Andean subduction zone. *Tectonophysics*, 291(1-4):123–139.

Starck, D. (1995). Silurian-Jurassic stratigraphy and basin evolution of northwestern Argentina. En Tankard, A. J., Suarez, R., y Welsink, H. J., editores, *Petroleum basins of South America, Memoir 62*, páginas 325–340. AAPG Special Volumes.

Starck, D. (1999a). Evolución estratigráfica y sedimentaria de la cuenca de Tarija. En *Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Geología del Noroeste Argentino: Salta, Asociación Geológica Argentina*, volumen 1, páginas 227–234.

Starck, D. (1999b). Los sistemas petroleros de la cuenca de tarija. En *Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos*, páginas 63–82.

Starck, D., Rodríguez, A., y Constantini, L. (2002). Las rocas reservorios Carbónicas de la cuenca de Tarija. (cuenca de Tarija sensu stricto). En Schiuma, M., Hinterwimmer, G., y Vergani, G., editores, *V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas (Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. Instituto Argentino del Petroleo y Gas, Buenos Aires)*, páginas 699–716.

Starck, D., Schulz, A., y Cohen, M. (2005). Entrampamientos de hidrocarburos en el Carbónico y el terciario Subandino de la cuenca noroeste (cuenca de Tarija). En *VI Congreso de Exploracion y Desarrollo de Hidrocarburos. Las Trampas de Hidrocarburos en las Cuencas Productivas de Argentina, E.*, páginas 47–71.

Starck, D., Kozlowski, E., Legarreta, L., Boll, A., y Marshall, P. (2011). Cuenca Cretácica-Paleógena del Noroeste Argentino. En *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Simposio Cuencas Argentinas: Visión Actual, Instituto Argentino del Petróleo y el Gas*, páginas 407–453.

Steinmetz, R. y Galli, C. (2015). Basin development at the eastern border of the Northern Puna and its relationship with the plateau evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 63:244–259.

Stewart, J. y Watts, A. (1997). Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B3):5327–5352.

Strecker, M. R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G., Sobel, E., y Trauth, M. (2007). Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35:747–787.

Strecker, M. R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M. P., Hilley, G. E., Mortimer, E., Schoenbohm, L., y Sobel, E. R. (2009). Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology*, 37(7):643–646.

Strecker, M. R., Hilley, G. E., Bookhagen, B., y Sobel, E. R. (2012). Structural, geomorphic, and depositional characteristics of contiguous and broken foreland basins: examples from the eastern flanks of the central Andes in Bolivia and NW Argentina. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, páginas 508–521.

Swain, C. y Kirby, J. (2006). An effective elastic thickness map of Australia from wavelet transforms of gravity and topography using Forsyth's method. *Geophysical research letters*, 33(2).

Tanaka, A., Okubo, Y., y Matsubayashi, O. (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306(3-4):461–470.

Tao, W. C. y O'connell, R. J. (1992). Ablative subduction: A two-sided alternative to the conventional subduction model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B6):8877–8904.

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(1):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.

Tassara, A. y Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*, 30(2):159–186.

Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., y Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).

Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., y Kirby, J. (2007). Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(1):17–36.

Troëng, B., Claure, H., Oliveira, L., Ballón, R., y Walser, G. (1993). Thematic maps of the mineral resources of Bolivia. *Tarija and Villazón sheets, Geol. Surv. of Bolivia, La Paz.*

Turcotte, D. y Schubert, G. (2002). Geodynamics, 456 pp.

Turner, J. C. M. (1959). Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13(1-2):15–39.

Turner, J. C. M. (1964). Descripción de la Hoja Geológica 7c, Nevado de Cachi, Salta: Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín*, 1(99).

Uba, C. E., Heubeck, C., y Hulka, C. (2005). Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology*, 180(3-4):91–123.

Uba, C. E., Heubeck, C., y Hulka, C. (2006). Evolution of the late Cenozoic Chaco foreland basin, southern Bolivia. *Basin Research*, 18(2):145–170.

Uieda, L. y Barbosa, V. C. (2017). Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho. *Geophysical Journal International*, 208(1):162–176.

Uieda, L., Oliveira Jr, V., Ferreira, A., Santos, H., y Caparica Jr, J. (2014). Fatiando a Terra: A Python package for modeling and inversion in geophysics: figshare.

Van der Meijde, M., Julià, J., y Assumpção, M. (2013). Gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*, 609:456–467.

Vergani, G., Laffitte, G., Iribarne, M., y Apreda, D. (2008). Sintesis De Las Cuencas Productivas De Hidrocarburos En El Noroeste De Argentina. En *VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Simposio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas)*, páginas 135–157.

Victor, P., Oncken, O., y Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20 and 21 S (northern Chile). *Tectonics*, 23(4).

Vieira, F. P., Cardoso, R. R., y Hamza, V. M. (2010). Global heat loss: New estimates using digital geophysical maps and GIS techniques. En *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica*.

Viramonte, J., Kay, S., Becchio, R., Escayola, M., y Novitski, I. (1999). Cretaceous rift related magmatism in central-western south america. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2):109–121.

Von Huene, R. y Ranero, C. R. (2003). Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).

Ward, K. M., Delph, J. R., Zandt, G., Beck, S. L., y Ducea, M. N. (2017). Magmatic evolution of a cordilleran flare-up and its role in the creation of silicic crust. *Scientific Reports*, 7(1):9047.

Watts, A. B. (1978). An analysis of isostasy in the world's oceans 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B12):5989–6004.

Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.

Watts, A. B. y Burov, E. (2003). Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(1):113–131.

Watts, A. B., Lamb, S., Fairhead, J., y Dewey, J. (1995). Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1-2):9–21.

Whitman, D., Isacks, B. L., y Kay, S. M. (1993). Lithospheric Structure and Along-Strike Segmentation of the Central Andean Plateau, 17–29 ° S. *Proceedings of the Second ISAG, Oxford (UK)*, páginas 21–23.

Whitman, D., Isacks, B. L., y Kay, S. M. (1996). Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, 259(1-3):29–40.

Wienecke, S., Braitenberg, C., y Götze, H.-J. (2007). A new analytical solution estimating the flexural rigidity in the Central Andes. *Geophysical Journal International*, 169(3):789–794.

Wiens, F. (1995). Phanerozoic tectonics and sedimentation in the Chaco Basin of Paraguay, with comments on hydrocarbon potential. En Tankard, A. J., Suarez, R., y Welsink, H. J., editores, *Petroleum basins of South America, Memoir 62*, páginas 185–205. AAPG Special Volumes.

Wigger, P. J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.-D., Martínez, E., Ricaldi, E., Röwer, P., *et al*. (1994). Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. En *Tectonics of the southern Central Andes*, páginas 23–48. Springer.

Winn Jr, R. y Steinmetz, J. (1998). Upper paleozoic strata of the chaco-paranábasin, argentina, and the great gondwana glaciation. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2):153–168.

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(1):296–308.

Wollard, G. P. (1969). Regional variations in gravity. *The Earth's crust and upper mantle*, páginas 320–341.

Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., *et al*. (2000). Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature*, 408(6815):958.

Yuan, X., Sobolev, S., y Kind, R. (2002). Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(3):389–402.

Zeng, H., Xu, D., y Tan, H. (2007). A model study for estimating optimum upward-continuation height for gravity separation with application to a bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, jilin province, northeast china. *Geophysics*, 72(4):I45–I50.

Zorin, Y. A. y Lepina, S. (1985). Geothermal aspects of development of asthenospheric upwellings beneath continental rift zones. *Journal of geodynamics*, 3(1-2):1–22.

Zubieta Rossetti, D., Baby, P., y Mugnier, J. (1996). Cenozoic evolution of the andean foreland basin between 15 30'and 22 00's. En *Extended abstracts, Third International Symposium on Andean Geodynamics, St. Malo, France: Paris, ORSTOM)*, páginas 529–532.