



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

Evolución del margen suroccidental del Cratón del Río de la Plata a partir de datos y modelos geofísicos

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas

Lic. Sebastián Emanuel Vazquez Lucero

Directora de Tesis: Dra. Claudia Beatriz Prezzi

Co-director de Tesis: Dr. Haroldo Vizán

Consejera de Estudios: Dra. Silvana Geuna

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Fecha de defensa: 26 de Julio de 2022

Buenos Aires, 2022

RESUMEN

Aunque las regiones cratónicas han sido reconocidas durante mucho tiempo como una parte importante de los procesos continentales, aún existe la necesidad de estudiar en detalle sus características estructurales y su relación con la génesis de las cuencas sedimentarias, la distribución de espesores sedimentarios, las fajas plegadas y corridas, etc., con la finalidad de comprender mejor los procesos geológicos.

El objetivo general de esta tesis es contribuir a un mejor conocimiento del estado termo-mecánico y la configuración estructural a escala litosférica, del margen suroccidental del Cratón del Río de la Plata. Los resultados obtenidos podrían ayudar a comprender mejor los procesos tectónicos, aún controversiales, que fueron responsables de la deformación del margen SO de Gondwana durante el Paleozoico Tardío y de la apertura del rift del Colorado en el Jurásico Tardío. Particularmente, la deformación y levantamiento de las Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina) en el Pérmico Temprano, estaría estrechamente relacionada con la evolución del borde suroccidental del Cratón del Río de la Plata y su interacción con zonas de transferencia profundas de la corteza. Por lo tanto, es de vital importancia intentar localizar dichas estructuras debajo de la cuenca de Claromecó, las Sierras Australes y la cuenca del Colorado, ya que podrían haber jugado un papel importante en la evolución tectónica del área de estudio.

En esta tesis se han llevado a cabo estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética, modelado gravimétrico, térmico y reológico en 3D y análisis geodinámico, utilizando un abordaje metodológico integrado.

Los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética se realizaron con el fin de contribuir al conocimiento de los diferentes eventos tectónicos que deformaron el basamento cristalino aflorante al S de la cuenca de Claromecó. Dichos estudios se complementaron con mediciones de foliaciones realizadas en el campo. Los

resultados obtenidos brindaron nueva información muy valiosa para contrastar distintas hipótesis geodinámicas sobre la evolución de la zona de estudio, responsable de la deformación que afectó a los depósitos paleozoicos de la cuenca de Claromecó generando las Sierras Australes.

El modelado gravimétrico se realizó a partir de la construcción de modelos estructurales de densidad en 3D a escala litosférica, integrando distintos tipos de datos disponibles, como por ejemplo, información geológica, modelos globales de anomalías gravimétricas y batimétricos, datos de pozos (espesores y litologías), tomografías sísmicas (profundidad de Moho) y modelos de densidad 3D preexistentes de la cuenca del Colorado. A partir del modelado gravimétrico, se han construido modelos térmicos y reológicos en 3D obteniendo la distribución de temperaturas en la litosfera, así como también el estado reológico de la zona.

Pudo determinarse que la distribución de temperaturas está controlada principalmente por los espesores de la Corteza Continental Superior e Inferior.

A partir de los resultados del modelo de densidades, se propone una ubicación tentativa del límite suroccidental del Cratón del Río de la Plata y su posible relación tectónica con las zonas de transferencia identificadas en la plataforma continental hacia el S. Dicho límite coincidiría con el borde más septentrional de la cuenca del Colorado, y presenta características de debilidad en términos reológicos. Esto sugeriría que el rifting inicial de la cuenca del Colorado podría haber ocurrido a lo largo de este dominio débil.

Palabras clave: Cratón del Río de la Plata – Sierras Australes – Modelado gravimétrico – Modelado térmico – Modelado reológico – ASM

Evolution of the southwestern margin of the Río de la Plata Craton from geophysical data and models

ABSTRACT

Although cratonic regions have been recognized as an important part of continental processes, it is still necessary to study in detail their structural characteristics and their relationship with the genesis of sedimentary basins, the distribution of sedimentary thicknesses, the fold and thrust belts, etc., in order to better understand their geological processes.

The main goal of this thesis is to contribute to a better understanding of the thermo-mechanical state and the structural configuration on a lithospheric scale of the southwestern margin of the Río de la Plata Craton. The results obtained could help to better understand the tectonic processes, still controversial, that were responsible for the deformation of the southwestern margin of Gondwana during the Late Paleozoic. In particular, the deformation and uplift of the Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina) in the Early Permian, would be closely related to the evolution of the southwestern edge of the Río de la Plata Craton and its interaction with deep crustal transfer zones. Therefore, it is pivotally important to identify these structures beneath the Claromecó basin, the Sierras Australes and the Colorado basin, since they could have played an important role in the tectonic evolution of the study area.

In this thesis, studies of anisotropy of magnetic susceptibility, 3D gravimetric, thermal and rheological modeling and geodynamic analysis have been carried out, using an integrated methodological approach.

Anisotropy of magnetic susceptibility studies were carried out in order to contribute to the knowledge of different tectonic events that deformed the outcropping crystalline basement southwards the Claromecó basin. These studies were

complemented with foliation measurements obtained in the field. The obtained results provided new and highly valuable information to contrast different geodynamic hypotheses about the late Paleozoic - early Mesozoic evolution of the study area, responsible for the deformation that affected the Paleozoic deposits in the Claromecó basin, generating the Sierras Australes.

The gravimetric modeling was carried out from the construction of 3D density structural models on a lithospheric scale, integrating different types of available data, such as geological information, global models of bathymetry and gravimetric anomalies, well data (thicknesses and lithologies), seismic tomography (Moho depth), and pre-existing 3D density models of the Colorado basin. From gravimetric modeling, thermal and rheological models have been constructed in 3D, obtaining the temperature distribution within the lithosphere, as well as the rheological state of the area.

It could be determined that the temperature distribution is controlled mainly by the thicknesses of the upper and lower continental crust.

Based on the results of the density model, it was proposed a tentative location of the southwestern boundary of the Río de la Plata Craton and its possible tectonic relationship with the transfer zones identified on the continental shelf to the south. This limit would coincide with the northernmost edge of the Colorado basin, and presents characteristics of weakness in rheological terms. This would suggest that the initial rifting of the Colorado basin could have occurred along this weak domain.

Keywords: Río de la Plata Craton - Sierras Australes – Gravity modeling - Thermal modeling - Rheological modeling – AMS

ÍNDICE

RESUMEN.....	2
ABSTRACT	4
CAPÍTULO 1 - Introducción	10
1.1 Ubicación de la zona de estudio.....	10
1.2 Problemática de estudio, objetivos y flujo de trabajo	11
1.3 Estructura de la tesis.....	15
CAPÍTULO 2 - Antecedentes y Marco Geológico	17
2.1 Génesis de la cuenca de Claromecó y deformación de las Sierras Australes.	17
2.2 La cuenca de Claromecó	21
2.3 La cuenca del Colorado	27
CAPÍTULO 3 – Modelo de densidades 3D.....	31
3.1 Introducción.....	31
3.2 Metodología.....	31
3.3 Datos de Input	33
3.3.1 Datos offshore.....	33
3.3.2 Datos onshore.....	33
3.3.3 Datos de tomografía sísmica	34
3.3.4 Anomalías gravimétricas.....	36
3.3.5 Densidades	38
3.4 Modelo Inicial.....	39
3.5 Resultados.....	43
3.5.1 Relleno sedimentario	44
3.5.3 Moho	48
3.5.4 Densidad media de la corteza cristalina	48
CAPÍTULO 4 – Modelo térmico 3D.....	51
4.1 Introducción	51
4.2 Metodología.....	51
4.3 Resultados.....	56
CAPITULO 5 – Modelo reológico 3D	62
5.1 Introducción	62
5.2 Resultados.....	68
CAPÍTULO 6 – Interpretación de anomalías gravimétricas y magnetométricas	71
6.1 Introducción.....	71

6.2 Anomalías magnetométrica y gravimétrica	72
6.3 Fundamentos de los filtros	74
6.4 Deconvolución de Euler	76
6.5 Resultados.....	77
6.5.1 Anomalía gravimétrica	77
6.5.2 Anomalía magnetométrica	79
6.5.3 Anomalías residuales gravimétrica y magnetométrica.....	81
6.5.4 Deconvolución de Euler 3D	83
CAPÍTULO 7 – Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)	87
7.1 Introducción.....	87
7.2 Metodología.....	87
7.2.1 Metodología trabajo de campo	91
7.2.2 Metodología en laboratorio.....	94
7.3 Geología de las localidades muestreadas	95
7.3.1 Sauce Chico Inlyer	95
7.3.2 Cerro San Mario	101
7.3.3 Granito Cerro Colorado (GCC).....	102
7.3.4 Granito Agua Blanca (GAB).....	104
7.3.5 Riolita La Ermita (RLE).....	104
7.3.6 Riolita La Mascota (RLM)	105
7.4 Resultados.....	106
7.4.1 Granito Loma Mayer (GLME).....	106
7.4.2 Riolita Cerro Pan de Azúcar (RCPA) – Sitio 1.....	109
7.4.3 Andesita Cerro Pan de Azúcar (ACPA).....	110
7.4.4 Granito Cerro del Corral (GCDC).....	115
7.4.5 Ignimbrita Cerro del Corral (ICDC).....	118
7.4.6 Granito Cerro 21 de Septiembre (G21S).....	121
7.4.7 Granito Cerro San Mario (GCSM)	124
7.4.8 Granito Cerro Colorado (GCC).....	127
7.4.9 Granito Agua Blanca (GAB).....	131
7.4.10 Riolita La Ermita (RLE)	134
7.4.11 Riolita La Mascota (RLM)	136
CAPÍTULO 8 - Discusión.....	140
8.1 Modelos 3D de escala litosférica.....	141
8.1.1 Zona norte de los modelos: cuenca de Claromecó y CRP	141

8.1.2 Zona sur de los modelos: zonas de transferencia de Colorado y Río Negro y cuenca del Colorado.....	143
8.1.3 Zona central de los modelos: Borde sur del CRP	146
8.1.4 Discusión general de los modelos 3D	150
8.2 Interpretación de anomalías gravimétricas y magnetométricas.....	151
8.3 Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM).....	156
8.3.1 Consideraciones generales sobre los resultados de los estudios de ASM	156
8.3.2 Antecedentes de estudios de ASM en la región	157
8.3.3 Comparación de los resultados obtenidos con estudios de ASM previos en los sedimentos paleozoicos.....	159
8.3.4 Interpretación de los resultados obtenidos de los estudios de ASM en el basamento cristalino	160
8.4 Discusión general.....	166
CAPÍTULO 9 - Conclusiones.....	168
ANEXO.....	171
A.1 Análisis de sensibilidad de los modelos termo-mecánicos.....	171
A.1.1 Modelo Térmico 3D	171
A.1.2 Modelo reológico 3D.....	172
A.2 Propiedades de la fábrica magnética a partir de mediciones de laboratorio (ASM)	176
Agradecimientos	184
REFERENCIAS	189

CAPÍTULO 1 - Introducción

1.1 Ubicación de la zona de estudio

El basamento autóctono del Cratón del Río de la Plata (CRP) aflora principalmente en el O de Uruguay, SE de Brasil y la provincia de Buenos Aires en Argentina (Hartmann *et al.* 2007; Bossi y Cingolani 2009; Cingolani 2011; Oyhantçabal *et al.* 2011; Oriolo *et al.* 2016). Particularmente, el área de estudio de esta tesis se ubica en la parte más austral del cratón, entre las coordenadas 57 ° y 63 ° O y 35 ° y 39 ° S e incluye a las unidades morfo-tectónicas de: las Sierras Australes, la cuenca de Claromecó, el sistema de Tandilia y la cuenca del Colorado (Fig. 1.1). El área abarca tanto la parte onshore de la provincia de Buenos Aires, como parte de la plataforma continental en el offshore. Se encuentra delimitada a nivel tectónico/estructural hacia el O por el cinturón Pampeano, hacia el E por el cinturón Dom Feliciano, hacia el S por la cuenca del Colorado (cuyo sector N está dentro del área de trabajo) y hacia el N por el sistema de Tandilia (que continúa en el offshore en el terreno de Mar del Plata, Rapela *et al.*, 2011), y parte de la cuenca del Salado (Fig. 1.1). La región está tectónicamente ubicada en un margen pasivo a orillas del océano Atlántico Sur, dentro de la placa Sudamericana.

La elevación media de la zona onshore es baja, cercana al nivel del mar y característica de un ambiente tipo llanura, particularmente, la llanura Pampeana. Sin embargo, tanto las Sierras Australes como el sistema de Tandilia registran mayores alturas: las primeras alcanzando máximos de alrededor de 1100 m mientras que Tandilia presenta valores inferiores, cercanos a los 300 m.

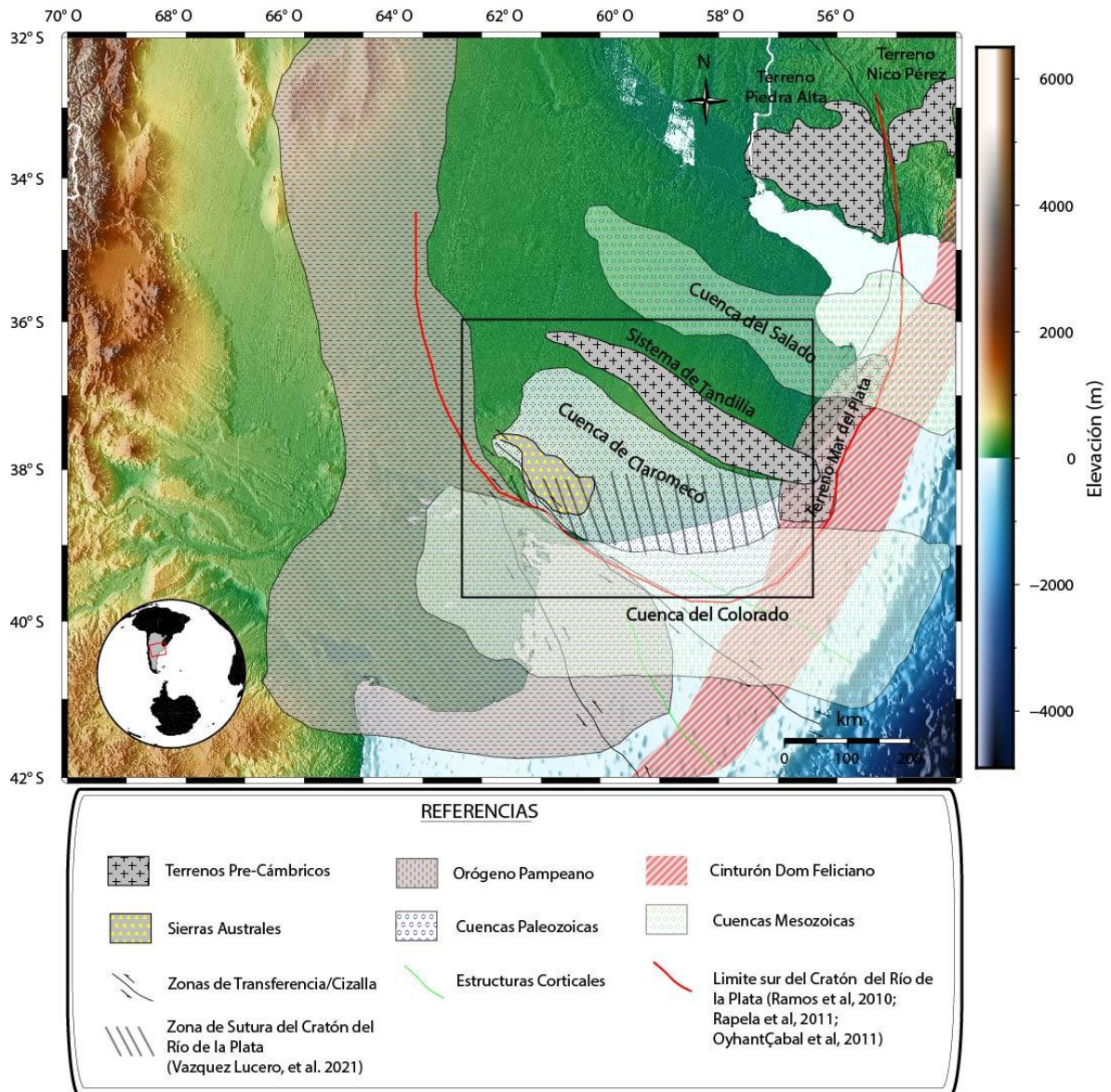


Figura 1. Mapa topográfico de la región sur del CRP con la zona de estudio (recuadro negro). Se remarcan las estructuras morfotectónicas principales. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2022).

1.2 Problemática de estudio, objetivos y flujo de trabajo

Las regiones cratónicas se caracterizan por presentar condiciones tectónicamente estables a lo largo de su historia geológica. Sin embargo, en su gran mayoría, suelen incluir zonas de sutura antiguas, zonas de cizalla y/o transferencia y presentar variaciones laterales de densidad y demás heterogeneidades de escala litosférica (e.g. Ziegler *et al.* 1995; Oyhantçabal *et al.* 2011; Assumpção *et al.* 2014; Tesauro *et al.* 2020). Estas anisotropías laterales, junto al estado térmico, la composición y estructura vertical de la litosfera, controlan su reología y,

consecuentemente, su comportamiento frente a los esfuerzos (e.g., Turcotte y Schubert 1982; Fowler 1990). Teniendo esto último en cuenta, el estudio del estado termo-mecánico de la litosfera es fundamental para comprender mejor la evolución geodinámica de los cratones, que involucra no solo las zonas de debilidad litosférica que podrían haberse reactivado en el pasado, sino también la evolución geodinámica de la zona.

La génesis y evolución de las cuencas de Claromecó y Colorado, así como la elevación y deformación de las Sierras Australes durante el Pérmico Temprano, han sido objeto de numerosos estudios en los que se han propuesto diferentes hipótesis, pero aún no se ha alcanzado consenso sobre estos procesos (e.g. Ramos 1984; Fryklund *et al.* 1996; Juan *et al.* 1996; Ramos y Turic 1996; Rossello *et al.* 1997; Sellés-Martínez 2001; Rapela *et al.* 2003; Tomezzoli y Cristallini 2004; Lesta y Sylwan 2005; Ramos y Naipauer 2014; Vizán *et al.* 2017; Prezzi *et al.* 2018; Vazquez Lucero *et al.* 2021). Vizán *et al.* (2017) han propuesto la existencia de una antigua zona de debilidad auto-lubricada de escala litosférica que fue reactivada durante la deformación de las Sierras Australes. Dicha estructura de carácter regional, también habría jugado un rol importante en la evolución del margen suroccidental de Gondwana durante el Mesozoico (Vizán *et al.* 2017). Por otra parte, Prezzi *et al.* (2018) propusieron un modelo evolutivo para la cuenca de Claromecó en el cual se sugirió la posible existencia de extensión de retroarco en un “*retreating subduction boundary*” (Royden 1993) durante el Cámbrico Temprano. Este evento podría haberse generado a partir de estructuras heredadas asociadas al borde S del CRP, o bien, podría haber sido el responsable de la generación de estructuras litosféricas que posteriormente hayan estado involucradas en la evolución del margen suroccidental de Gondwana.

Existen numerosas heterogeneidades corticales reconocidas previamente por distintos autores en el offshore de la cuenca del Colorado que, mayoritariamente, sólo han sido estudiadas con el fin de reconocer los límites de los diferentes depocentros de dicha cuenca (e.g. Max *et al.* 1999; Franke *et al.* 2006, 2007; Dominguez *et al.*

2011). Sin embargo, casi no se ha analizado ni investigado el control que podrían haber ejercido sobre la deformación de las Sierras Australes. Dichas heterogeneidades son las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro, y la zona de cizalla de Ventana (e.g. Rapela *et al.* 2011; Ballivián Justiniano *et al.* 2020a; Christiansen *et al.* 2021), de extensión regional con rumbo NO-SE. Recientemente, Christiansen *et al.* (2021) han propuesto que la zona de cizalla de Ventana ha tenido un rol importante en la deformación de las Sierras, así como también en las características estructurales y corticales del basamento cristalino. Sin embargo, no han reconocido a las zonas de transferencia, ni han realizado interpretaciones sobre su papel durante la deformación de las Sierras Australes. Se propone en esta tesis, que dichas estructuras podrían haberse reactivado durante la orogenia Gondwánica, ejerciendo un papel primordial en el levantamiento y la deformación de las Sierras Australes.

Otro tema controversial asociado a la región de estudio, es la ubicación del límite S del CRP, que aún no ha sido determinada con precisión. Dicho límite ha sido ubicado arbitrariamente al S de la cuenca del Colorado o a través de la misma según diferentes autores (e.g. Ramos 1984, 1996, 2008; Juan *et al.* 1996; Bossi y Cingolani 2009; Oyhançabal *et al.* 2011; Pángaro y Ramos 2012). En esta tesis se propone que este borde podría haber ejercido algún grado de control sobre la localización de la deformación que afectó a las Sierras Australes durante la reactivación de las ya mencionadas zonas de transferencia. Asimismo, se sugiere que, dada su ubicación geográfica, habría jugado un rol fundamental durante la apertura de la cuenca del Colorado.

Para contribuir al conocimiento del modelo evolutivo de la cuenca de Claromecó y el margen suroccidental de Gondwana, la elevación y deformación de las Sierras Australes, la ubicación del límite S del CRP, la localización de heterogeneidades corticales y su continuación en el onshore, y la apertura de la

cuenca del Colorado, se investigaron las características del área de estudio que puedan haber ejercido algún grado de control sobre dichos procesos.

Particularmente, se intentó detectar posibles zonas de sutura, límites de terrenos, zonas de debilidad litosférica, etc., que pudieran haber controlado la etapa inicial del rifting del Colorado, y la deformación y levantamiento de las Sierras Australes durante el Pérmico Temprano.

Para investigar la presencia de estructuras litosféricas en la región y su comportamiento reológico, en primer lugar, se construyó un modelo estructural de densidades 3D, donde se utilizaron como input datos de profundidad al basamento (cristalino), datos de profundidad al Moho y espesores del relleno sedimentario de la cuenca de Claromecó y Colorado. Con esta estructura inicial, se realizó el modelado gravimétrico directo en 3D, durante el cual se modificaron diferentes interfaces (parámetros libres) hasta ajustar la gravedad calculada con la gravedad observada, obteniéndose un modelo estructural final. Posteriormente, se construyeron a partir del modelo estructural final, modelos térmicos y reológicos en 3D y de esta manera, se estimó el estado termo-mecánico actual de la zona y se evaluó el efecto de las variaciones de temperatura sobre la resistencia de la corteza/litosfera.

Además, con el fin de complementar la información resultante de los modelos, se aplicaron filtros a las anomalías gravimétricas y magnetométricas, tratando de identificar estructuras someras y profundas en la corteza, que pudieran o no estar relacionadas con aquellas presentes en la configuración de nuestro modelo estructural 3D.

Asimismo, se realizaron mediciones de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) para poder estudiar la posible presencia (o no) de diferentes eventos de deformación sobreimpuestos en la zona y analizar alguna posible relación con las estructuras previamente identificadas.

Todos los estudios realizados en esta tesis son completamente novedosos para la región, y proveen una nueva perspectiva para contribuir a la resolución de las problemáticas descritas en este capítulo.

A partir de los resultados obtenidos mediante los diversos modelados y técnicas geológicas y geofísicas aquí presentadas, se proponen nuevas hipótesis sobre la evolución del margen suroccidental de Gondwana. Principalmente, se propone una nueva ubicación del límite S del CRP, nuevas teorías sobre la deformación de las Sierras Australes y sobre el inicio del rifting del Colorado. Asimismo, se han tenido en cuenta las incertidumbres que puedan existir a partir de la falta de precisión en la información y las limitaciones de cada método.

1.3 Estructura de la tesis

1. Capítulo 2: Se presenta detalladamente el problema de estudio y las distintas hipótesis propuestas previamente por otros autores. Se describe, a partir de una recopilación bibliográfica, la geología de la zona de estudio.
2. Capítulo 3: Se detalla la recopilación de datos llevada adelante y los procedimientos realizados para procesar los datos de input en los modelos 3D estructurales y gravimétricos (procesamiento de grillas, de datos globales, etc.). A partir de los datos mencionados, se presentan los modelos estructural y gravimétrico en 3D y se describen los resultados obtenidos.
3. Capítulo 4: Se detalla el desarrollo de los modelos térmicos 3D, los datos de input utilizados, las condiciones de borde inferior y superior asumidas, y se describen los resultados obtenidos.
4. Capítulo 5: Se describen el modelo reológico 3D construido y los correspondientes resultados obtenidos. Se muestran las distribuciones de resistencias integradas para la corteza y litosfera, y las envolventes de resistencia a la deformación permanente para diferentes puntos de interés.

5. Capítulo 6: Se muestran los resultados obtenidos a partir del análisis de las anomalías magnéticas y gravimétricas y de su procesamiento y filtrado, enfocados a la detección de posibles estructuras (gradientes horizontales, verticales, ángulo del tilt, señal analítica, etc.). Se presentan las estimaciones de profundidad a las fuentes magnéticas obtenidas mediante la Deconvolución de Euler.
6. Capítulo 7: Se presentan los resultados del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) realizado en las rocas de basamento aflorantes al S de las Sierras Australes.
7. Capítulo 8: Se analizan y discuten de manera integrada los resultados obtenidos en los capítulos anteriores.
8. Capítulo 9: Finalmente, se presentan las conclusiones generales de la tesis.
9. Anexo: Se detalla el análisis de sensibilidad realizado para testear la robustez de los modelos térmicos y reológicos 3D. Además, se presentan los valores absolutos de los parámetros obtenidos a partir del estudio de la ASM para cada espécimen medido.

CAPÍTULO 2 - Antecedentes y Marco Geológico

2.1 Génesis de la cuenca de Claromecó y deformación de las Sierras Australes.

La zona de estudio y, especialmente, las Sierras Australes, han sido históricamente objeto de análisis por sus similitudes con el cinturón del Cabo en Sudáfrica (e.g. Wegener 1912, 1929). Particularmente, Keidel (1916) fue el pionero en establecer una correlación geológica directa entre la cordillera del Cabo y la provincia geológica de Ventania.

A escala regional, gran parte de la literatura actual sobre las dos principales hipótesis acerca de los procesos responsables de la génesis de la cuenca de Claromecó y la deformación de las Sierras Australes, está estrechamente relacionada con el terreno Patagonia y el límite S del CRP. La primera hipótesis sugiere que la Patagonia se acrecionó al CRP como un terreno alóctono, mientras que la segunda postula que la Patagonia representa un terreno autóctono/para-autóctono. En el primer escenario, Ramos (1984) propuso la colisión de la Patagonia con el CRP, ubicado en el SO de Gondwana, en el Pérmico Tardío durante la orogenia Gondwánica. Ramos (1984) sugirió que este evento tectónico provocó la formación de una faja plegada y corrida con vergencia hacia el NE (Sierras Australes) y una cuenca de antepaís asociada (cuenca de Claromecó). Asimismo, se sugirió que la carga flexural de la faja plegada y corrida debería haber generado un antepaís con capacidad para albergar más de 10 km de espesor sedimentario (e.g. Ramos 1984; Pángaro y Ramos 2012; Tomezzoli 2012; Alessandretti *et al.* 2013; Ramos y Naipauer 2014; Pángaro *et al.* 2016). Por su parte, Pángaro *et al.* (2016) propusieron la existencia de una gran cuenca sedimentaria denominada Hespérides, que se extendería varios miles de kilómetros hacia el N y el O, llegando incluso a abarcar gran parte de la cuenca Chacoparanense y Uruguay. Estos autores, sugirieron que la colisión de Patagonia con el resto de América del Sur hacia el Pérmico Medio a Tardío, habría generado un

frente orogénico de dimensiones equivalentes a los Himalayas, cuya erosión habría producido depósitos turbidíticos que rellenaron la cuenca de Hespérides tanto on, como offshore. Pángaro *et al.* (2016) afirman que la falta de evidencias en afloramientos es debido a una erosión posterior de estos depósitos.

La segunda hipótesis propone que el terreno Patagonia no era un terreno alóctono, sino que siempre fue parte del resto de Gondwana (América del Sur en la actualidad) o, por lo menos, se comportó como un terreno para-autóctono desde el Cámbrico (e.g. Dalla Salda *et al.* 1992; Rapalini *et al.* 2013; Pankhurst *et al.* 2014). Estudios recientes determinaron la presencia de faunas arqueociátidas de edad cámbrica temprana en el macizo Nord-Patagónico, con afinidades antárticas. Esto indicaría que Patagonia era parte de Gondwana durante el Cámbrico, apoyando la hipótesis de terreno autóctono, o a lo sumo, de terreno para-autóctono (González *et al.* 2011). Recientemente, se ha descubierto la presencia de rocas con afinidades de retroarco tanto en el macizo Nord-Patagónico como en el macizo del Deseado, cuenca de Magallanes y Antártida (González *et al.* 2018). Esto aportó más evidencias que apoyan la teoría de para-autoctonía de la Patagonia.

Paralelamente, Lesta y Sylwan (2005), propusieron tres etapas evolutivas para la cuenca de Claromecó: rifting en el Paleozoico Temprano, cuenca intracratónica durante el Paleozoico Temprano-Tardío y, por último, cuenca de antepaís para el Paleozoico Tardío. Sin embargo, esta última hipótesis no puede explicar claramente cómo se generó el espacio de acomodación del relleno de la cuenca de Claromecó durante el Paleozoico, ya que se requiere una carga extra para poder acomodar los espesores sedimentarios registrados. Respecto a esto último, Prezzi *et al.* (2018) propusieron, sobre la base de modelos de flexión isostática 2D, modelos magnetométricos y gravimétricos directos 2.5D, *backstripping* 1D e inversión gravimétrica 3D, que se habría registrado subsidencia durante tres etapas evolutivas diferentes. En la primera, se registró un proceso de extensión de retro-arco en un “*retreating subduction boundary*” (Royden 1993) durante el Cámbrico Temprano.

Durante este proceso, la corteza bajo la cuenca habría sufrido una atenuación de alrededor de 10 km. Posteriormente, la región sufrió un período de subsidencia dinámica desde el Cámbrico al Pérmico Temprano. Este proceso estaría vinculado a la carga subsuperficial generada por una losa fósil subductada previamente, provocando un efecto de subsidencia dinámica. Por último, se habría generado espacio de acomodación en la cuenca de Claromecó debido a flexura en respuesta a la carga de las Sierras Australes durante el Pérmico Medio a Tardío. Tankard *et al.* (2009) también asociaron la generación de espacio de acomodación en la cuenca del Karoo entre el Ordovícico y el Pérmico a un proceso regional de subsidencia dinámica, lo cual apoya a esta hipótesis.

Recientemente, Ramos *et al.* (2020) expusieron y discutieron las diferentes propuestas acerca de la aloctonía-autoctonía de la Patagonia, así como también sobre la formación de la cuenca de Claromecó y las Sierras Australes, concluyendo que la hipótesis de Pángaro *et al.* (2016), a su criterio, presentaría un buen ajuste con los datos disponibles en la actualidad. Sin embargo, estimulan la realización de futuros estudios para continuar contribuyendo al conocimiento de esta región controversial.

La configuración estructural, deformación y levantamiento de las Sierras Australes se asocia principalmente con la orogenia Gondwánica de edad pérmica temprana, ca. 280 Ma. (e.g., Japas 1999; Tomezzoli y Cristallini 2004; Ramos 2008; López-Gamundí *et al.* 2013). Este evento tectónico generó una vergencia al NE que se ve reflejada en la dirección NE de paleocorrientes de la Formación Tunas, siendo completamente diferente a las direcciones hacia el SO de paleocorrientes registradas en las unidades anteriores en las Sierras Australes. La inversión de la dirección de paleocorrientes de NE a SO en la Formación Tunas, se reconoce también gracias a la composición de los circones detríticos, que muestran una procedencia suroccidental (Buggisch 1987; López-Gamundí *et al.* 1995; Tomezzoli y Vilas 1999).

La orogenia Gondwánica generó un plegamiento apretado de toda la secuencia sedimentaria, el cual decrece en intensidad de SO a NE (Sellés-Martínez

2001). La variación en la deformación también es evidente en las facies metamórficas que van desde el grado más bajo de equistos verdes en los Grupos Curamalal y Ventana hasta el rango de diagénesis en el Grupo Pillahuincó (Iñiguez y Andreis 1971; Buggisch 1987; Von Gosen *et al.* 1989; Arzadún *et al.* 2014).

Las Sierras Australes muestran una forma sigmoidal que podría estar relacionada con regímenes tectónicos transpresivos E-O, así como con deformación penetrativa de cizalla simple (Japas 1989; Sellés-Martinez 1989; Cobbold *et al.* 1991; Sellés-Martinez 2001). Algunos autores han asociado el levantamiento y deformación de las Sierras Australes con esfuerzos de cizalla lateral (e.g. Sellés-Martinez 1989; Cobbold *et al.* 1991; Rossello *et al.* 1997; Sellés-Martinez 2001; Gregori *et al.* 2008) que actúan a lo largo de zonas de debilidad litosférica auto-lubricadas (e.g. Vizán *et al.* 2017). Jacques (2003) sugirió que para analizar la deformación y los eventos tectónicos de Gondwana, es fundamental tener en cuenta la reactivación de antiguas zonas de sutura, estructuras heredadas y zonas de debilidad en la litosfera, que son uno de los principales factores que controlan la evolución geodinámica de la región. Asociado a esta hipótesis, Vizán *et al.* (2017) postularon que la tracción de la losa asociada al océano Paleotethys (“*slab pull*”) fue un proceso de escala global que generó movimientos diferenciales entre los diferentes terrenos/dominios que conformaban Gondwana durante el Paleozoico Tardío. Asimismo, la reactivación de dichas zonas de debilidad litosférica asociada a flujos toroidales del manto mediante un mecanismo de retroalimentación, podrían haber causado la deformación y el levantamiento de las Sierras Australes. Vazquez Lucero *et al.* (2022 en prensa) observaron, sobre la base de modelos reológicos, una zona E-O de debilidad litosférica inmediatamente al S de las Sierras Australes, que apoya la propuesta de Vizán *et al.* (2017). Este último tema será objeto de un análisis exhaustivo más adelante en esta tesis.

Una propuesta alternativa es la expuesta por Kleiman y Japas (2009), quienes observaron distintos regímenes de esfuerzo durante la orogenia San Rafaélica

en el Pérmico Tardío: transtensión en la cuenca de San Rafael que derivó progresivamente hacia el E a regímenes transpresivos E-O en la zona de las Sierras Australes. Las autoras asociaron este fenómeno a un cese de la subducción en el margen paleo-Pacífico en el N (cuenca de San Rafael), y a una continuación de la misma hacia el S, gracias a posibles eventos de rotación horaria de bloques en Gondwana suroccidental para esa época. Además, la ocurrencia de una subducción de tipo “*flat slab*” hacia el S, constituiría el principal mecanismo generador de compresión en el antepaís y responsable de la deformación y levantamiento de las Sierras Australes (Kleiman y Japas 2009).

Algunos autores han postulado la presencia de una zona de cizalla dextral inmediatamente al S de las Sierras Australes, la cual habría transportado tectónicamente al basamento de afinidad Brasiliana/Panafricana que hoy se observa en la región (Rapela *et al.* 2011; Ballivián Justiniano *et al.* 2020a; Christiansen *et al.* 2021).

La variedad de hipótesis propuesta por distintos autores sobre la deformación y levantamiento de las Sierras Australes y la estructura cortical de la región no solo habla de la complejidad de la geología de la zona, sino también de la necesidad de buscar nuevas respuestas a través de metodologías nunca antes utilizadas en la zona de estudio.

2.2 La cuenca de Claromecó

Las unidades estratigráficas que conforman el relleno sedimentario de la cuenca de Claromecó afloran en las Sierras Australes, las cuales tienen una extensión aproximada de 180 km x 60 km (Harrington 1947). También se han registrado en profundidad sedimentos genéticamente asociados a aquellos que afloran en las Sierras Australes gracias a pozos exploratorios onshore y offshore (Lesta y Sylwan 2005; Pángaro y Ramos 2012).

La secuencia estratigráfica comienza con exposiciones pequeñas y escasas del basamento Neoproterozoico-Cámbrico Temprano al SO de las Sierras Australes, particularmente en las localidades de: Cerro Pan de Azúcar/Sauce Chico Inlyer (definido así por Ballivián Justiniano *et al.* 2016, 2020), Cerro Colorado, San Mario, Cerro del Corral, La Ermita, La Mascota y Agua Blanca (Fig. 2.1). El basamento está compuesto principalmente por granitos, riolitas e ignimbritas subordinadas y afloramientos menores de paragneises que están muy deformados (e.g., Kilmurray 1968; Rapela *et al.* 2003; Tohver *et al.* 2012; Ballivián Justiniano *et al.* 2016, 2020). Ballivián Justiniano *et al.* (2020a) recientemente han realizado una identificación detallada de cuerpos intrusivos y extrusivos en Sauce Chico Inlyer, donde se han identificado andesitas, riolitas, skarns y granitoides con edades pre-cámbricas a cámbricas tempranas. Todos estos cuerpos ígneos se encuentran en mayor o menor medida milonitizados en zonas de falla dúctiles. Más adelante en esta tesis, se desarrollará en detalle el estudio de ASM realizado en cada una de las localidades de basamento mencionadas (Fig. 2.1).

Rapela *et al.* (2003) asociaron el basamento Cámbrico Temprano a medio a un evento de rifting continental. Sin embargo, otros autores (Gregori *et al.* 2008; Tohver *et al.* 2012) relacionaron estas rocas con un evento de extensión post-colisional.

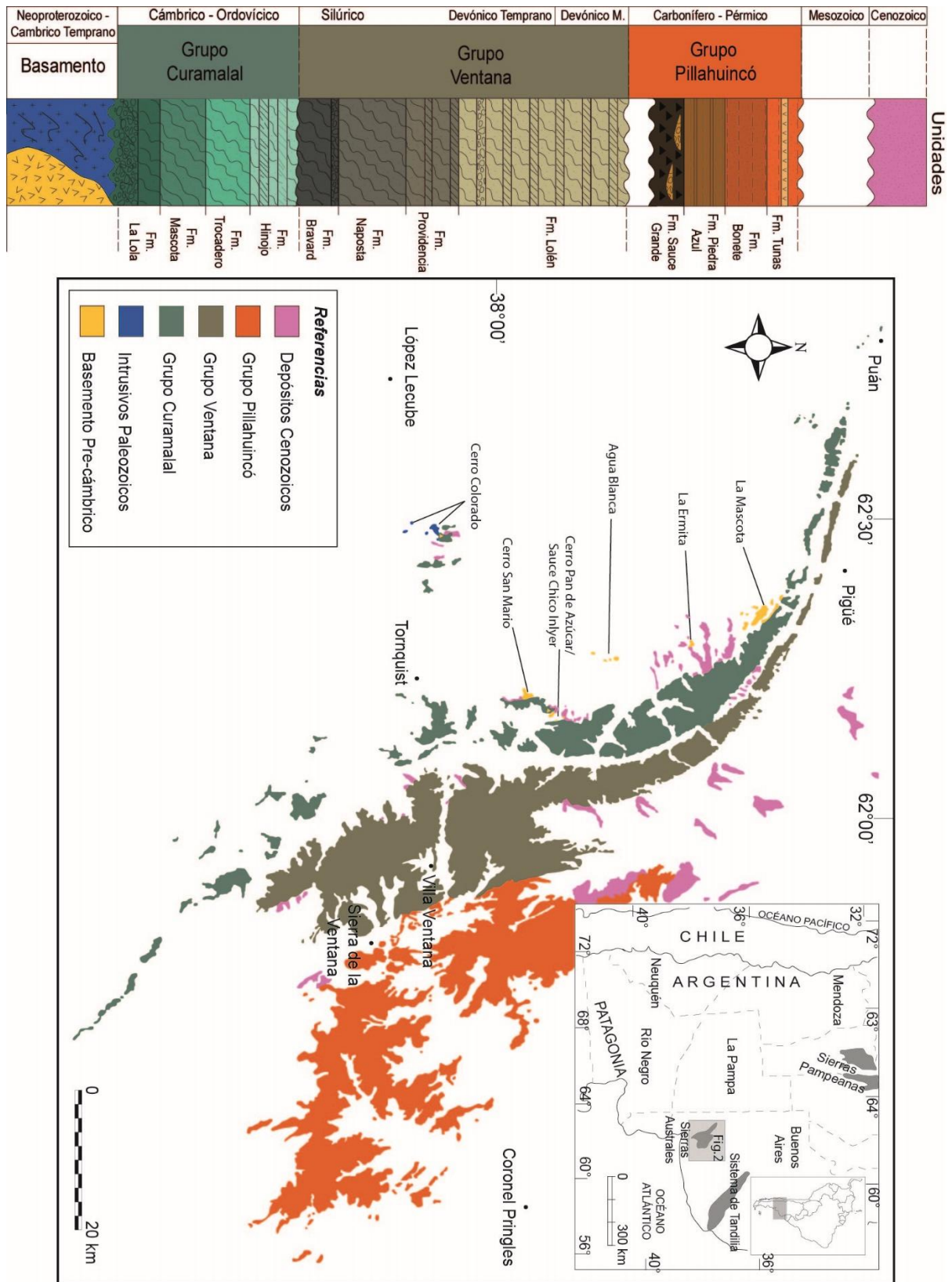


Figura 2.1 Geología aflorante de las Sierras Australes (modificado de Tomezzoli y Cristallini 2004) y columna estratigráfica correspondiente (modificado de Alessandretti *et al.* 2013).

La secuencia sedimentaria paleozoica que suprayace al basamento fue estudiada por primera vez por Harrington (1947,1970), quien la dividió en tres grupos:

el Grupo Curamalal, el Grupo Ventana y el Grupo Pillahuincó (Fig. 2.1). El Grupo Curamalal (Cámbrico Medio - Ordovícico) está compuesto por conglomerados y cuarcitas maduras que se apoyan discordantemente sobre el basamento (Harrington 1970; Andreis *et al.* 1989; Uriz *et al.* 2010). Está constituido por cuatro formaciones, de base a techo: La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo (Harrington, 1947; Fig. 2.1). El Grupo Ventana, (Ordovícico medio - Devónico medio), está formado por areniscas que suprayacen concordantemente al Grupo Curamalal (Cingolani *et al.* 2002; Uriz *et al.* 2010). Este grupo incluye, según Harrington (1947), a las formaciones Bravard, Napostá, Providencia y Lolén. Por último, el Grupo Pillahuincó (Carbonífero Medio - Pérmico Tardío; Fig. 2.1) está compuesto por las siguientes formaciones (de base a techo): Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas (Harrington, 1947). Las diamictitas de la Formación Sauce Grande están asociadas a un ambiente glaci-marino, seguido por una transgresión en una plataforma marina abierta (López-Gamundí y Rossello 1998). Para algunos autores, la Formación Sauce Grande presenta una relación concordante con el infrayacente Grupo Ventana (Harrington 1970; Japas 1987; Tomezzoli y Cristallini 2004), sin embargo, existe un hiato depositacional de alrededor de 50 Ma que es interpretado por otros autores como una discordancia angular (Massabie y Rossello 1984; López-Gamundí y Rossello 1993). Sobre la Formación Sauce Grande se encuentra la Formación Piedra Azul, que está compuesta por lutitas marinas post-glaciales. Sobre esta última sobreyace de forma concordante la Formación Bonete de edad pérmica temprana (Harrington 1947; López-Gamundí *et al.* 2013; Balarino 2014; Tomezzoli *et al.* 2017). La parte superior de la secuencia está representada por la Formación Tunas, que se compone de ~ 1500 m de lutitas y areniscas de grano medio (Harrington 1947; Andreis y Japas 2006). Se han identificado niveles tobáceos con edades de U-Pb en circones de 304-281 Ma (e.g. Ballivián Justiniano *et al.* 2020b). Se interpretó a esta unidad cuspidal como una cuña clástica sinorogénica, en un contexto de antepaís, debido a la presencia de estratos de crecimiento (Ramos 1984, 2008; López-Gamundí *et al.* 1995).

Además de estas unidades, han sido reconocidas otras tres formaciones en registros de pozos: la Formación San Cayetano, la Formación Nicanor Olivera y la Formación Paragüil (Lesta y Sylwan 2005). La Formación San Cayetano está compuesta por conglomerados basales (15 m) y abundantes cuarcitas (170 m) y fue asignada al Silúrico, siendo correlacionada con las formaciones Bravard y Napostá del Grupo Ventana (Lesta y Sylwan 2005). Por su parte, la Formación Nicanor Olivera consiste de ~180 m de arenitas cuarzosas con un incremento gradual de pelitas hacia el tope de la unidad. Ha sido correlacionada con la Formación Balcarce del sistema de Tandilia (Lesta y Sylwan 2005). Por último, la Formación Paragüil está caracterizada por la presencia de areniscas cuarcíticas intercaladas con pelitas. Dataciones palinológicas en el pozo Paragüil x-1 sugieren una edad devónica tardía a mississippiana temprana para esta unidad (Archangelsky 1999). Se han encontrado afloramientos aislados de arenitas cuarzosas con licofitas al NO de la localidad de San Cayetano, vinculados a la Formación Paragüil (Morel y Gutiérrez 2000). La ausencia de esta unidad en las Sierras Australes sugiere la existencia de un relieve positivo en la región durante el Devónico tardío y el Mississippiano temprano, asociado también a la posible discordancia angular observada entre las formaciones Lolén y Sauce Grande (Massabie y Rossello 1984). Dicha ausencia también podría estar asociada a la erosión generada por la glaciación registrada durante el Carbonífero medio-tardío en la región (e.g. Lopez Gamundí *et al.* 2013). A efectos de simplificación y dado el reducido espesor de estas unidades tanto en afloramiento como en pozos, se ha decidido utilizar la estratigrafía clásica del sistema de Ventania (Harrington 1970) en los modelos a presentarse en esta tesis.

Históricamente se ha intentado estimar el espesor promedio, así como la extensión areal del relleno sedimentario de la cuenca de Claromecó (e.g. Fryklund *et al.* 1996; Juan *et al.* 1996; Lesta y Sylwan 2005; Pángaro y Ramos 2012). Las escasas líneas sísmicas onshore documentarían un espesor sedimentario máximo superior a 10 km para las unidades del Paleozoico (Lesta y Sylwan, 2005). Por otro lado, en el

offshore el registro sedimentario de estas unidades se limita a la sección cuspidal de la estratigrafía de la cuenca, que se correlaciona en composición y espesor con el Grupo Pillahuincó (Pángaro y Ramos 2012; Pángaro *et al.* 2016). Prezzi *et al.* (2018) compilaron datos existentes tanto onshore como offshore obteniendo espesores máximos aproximados para cada grupo: 1) Grupo Curamalal ~ 800 m; 2) Grupo Ventana ~ 5000 m; 3) Grupo Pillahuincó Inferior (formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete) ~ 3000 m; 4) Grupo Pillahuincó Superior (Formación Tunas) ~ 1500 m.

Christiansen *et al.* (2021) han construído modelos gravimétricos inversos en 3D de la cuenca de Claromecó, con la finalidad de analizar la distribución sedimentaria en la región y la estructura de la parte más superior de la corteza. Han identificado un aumento gradual del espesor de las unidades sedimentarias modeladas desde el sector de Tandilia hacia el sector suroccidental del CRP, coincidente con mapas de profundidad al basamento a partir de tiempos de ida y vuelta en secciones sísmicas (Lesta y Sylwan, 2005).

Los estudios geofísicos más destacados corresponden al análisis de anomalías gravimétricas de Bouguer, relacionando las mismas con la distribución de espesores sedimentarios dentro de la cuenca (e.g. Schillizzi y Kostadinoff 1985; Kostadinoff y Prozzi 1998; Ramos y Kostadinoff 2005; Alvarez 2007; Kostadinoff 2007; Gregori *et al.* 2008; Introcaso *et al.* 2008). Asimismo, se han analizado datos magnetométricos en la plataforma continental del área de estudio, con el fin de identificar estructuras corticales regionales de características ultra-máficas asociadas a la apertura del océano Atlántico (Max *et al.* 1999; Ghidella *et al.* 2000; Introcaso *et al.* 2008).

Ruíz e Introcaso (2011) realizaron un estudio a partir de anomalías gravimétricas, magnetométricas y ondulaciones del geoide, obteniendo espesores para el centro de la cuenca de hasta 12 km. Coincidentemente, Vazquez Lucero *et al.* (2021) construyeron un modelo gravimétrico directo en 3D de la cuenca de Claromecó

que permitió obtener espesores máximos en el centro de la cuenca de alrededor de 12 km.

En términos estructurales, Rossello y Lopez (2020) recientemente han interpretado la existencia de una estructura en flor a escala cortical ubicada en el margen occidental de la cuenca de Claromecó denominada “Encadenadas-Vallimanca Corridor (EVC)”. Dicha estructura en flor heredada, actualmente estaría vinculada a la generación de sismos someros de baja magnitud en la región.

2.3 La cuenca del Colorado

El desmembramiento de Gondwana durante el Mesozoico ha generado distintas cuencas con orientación E-O a lo largo del margen pasivo del océano Atlántico en América del Sur y Sudáfrica (Rabinowitz y Labrecque 1979; Austin y Uchupi 1982; Sibuet *et al.* 1984; Pángaro y Ramos 2012; Paton *et al.* 2017). Particularmente, en la provincia de Buenos Aires las dos cuencas generadas a partir de este evento son la cuenca del Salado y la cuenca del Colorado. Debido a su ubicación geográfica, al considerar la evolución de la cuenca de Claromecó y sus modelos de deformación, se deben tener en cuenta también las características corticales de la cuenca del Colorado. Ésta limita al O y al S con el macizo Nord-Patagónico y al E con el océano Atlántico (Fig. 1.1). Algunos autores han propuesto su localización geo-tectónica dentro del CRP (Fig. 1.1; Pángaro y Ramos 2012; Alessandretti *et al.* 2013), mientras que otros la ubican fuera de éste, hacia el S (Oyhantçabal *et al.* 2011; Vazquez Lucero *et al.* 2020, 2021). Las contradicciones sobre la localización de la cuenca del Colorado están estrechamente relacionadas con la ubicación del borde suroccidental del CRP, ya que, según dónde éste se encuentre, la cuenca será o no parte del CRP. Vazquez Lucero *et al.* (2021) propusieron que la cuenca del Colorado limita hacia el N con un alto de basamento, interpretado como el posible límite S del CRP. Otros autores definen el borde S del CRP transversalmente a la cuenca del Colorado, basados en la ubicación de los depósitos paleozoicos hallados

en la misma (Pángaro *et al.* 2016; Christiansen *et al.* 2021). Sin embargo, aún no está claramente definido si la cuenca del Colorado es o no parte del CRP, existiendo una controversia.

Originalmente la cuenca del Colorado despertó interés debido a su potencial como cuenca productora de hidrocarburos, por lo cual se realizaron numerosos estudios para analizar sus características offshore (Fryklund *et al.* 1996; Juan *et al.* 1996; Ramos 1996; Franke *et al.* 2006; Dominguez *et al.* 2011; Gerster *et al.* 2011; Autin *et al.* 2013; Loegering *et al.* 2013; Lovecchio *et al.* 2018; 2020). Actualmente no es una cuenca productiva, y se la considera, al igual que a la cuenca de Claromecó, una zona de frontera exploratoria.

En cuanto a su evolución geodinámica, los sistemas de rift que controlaron la apertura de la cuenca del Colorado se desarrollaron sobre los depósitos del Paleozoico Tardío de la cuenca de Claromecó (Cobbold *et al.* 1992; Pángaro y Ramos 2012). La fase de rifting fue seguida por un período de drift y subsidencia térmica desde el Cenozoico temprano hasta alcanzar la configuración de margen pasivo actual (Gerster *et al.* 2011; Autin *et al.* 2013; Loegering *et al.* 2013; Dressel *et al.* 2017).

La estructura de la corteza de esta cuenca ha sido estudiada en relación con los depocentros sedimentarios del sinrift, su geometría y espesor (Franke *et al.* 2006, 2007; Autin *et al.* 2013). Franke *et al.* (2006) sugirieron, sobre la base de modelos de densidades 2D a escala litosférica, la presencia de intrusiones en el sinrift e inyecciones de material máfico a través de sistemas de fallas y zonas de transferencia. Por otra parte, se han realizado modelos 2D para determinar características estructurales a escala litosférica de la cuenca del Colorado y correlacionarlas con la contraparte sudafricana (Blaich 2011, 2013). Dominguez *et al.* (2011) interpretaron, a partir de líneas sísmicas, la presencia de lineamientos continentales en la plataforma, tanto en su segmento offshore, como en el onshore (Fig. 2.2). Autin *et al.* (2013; 2016) observaron en sus modelos dos rasgos estructurales divergentes hacia el SE, en la Corteza Continental Inferior, asociados a altas velocidades de ondas P y que se

corresponden con los lineamientos continentales mencionados. Al igual que Franke *et al.* (2006, 2007), atribuyeron los altos valores de densidad en la Corteza Continental Inferior a intrusivos máficos, probablemente inyectados a través de estas estructuras durante la apertura del océano Atlántico. Estos autores también sugirieron que las zonas de transferencia dividieron diferentes dominios de la corteza cristalina, generando distintos depocentros dentro de la cuenca del Colorado.

Las zonas de transferencia se encontrarían conectadas a estructuras volcánicas mayores (segmentos de margen) generadas durante el rifting atlántico y atravesarían el talud continental (Max *et al.* 1999; Franke *et al.* 2007; Dominguez *et al.* 2011). Genéticamente, se las relaciona con patrones heredados de la acreción de terrenos proterozoicos (Dominguez *et al.* 2011).

En la zona de estudio se han identificado tres de estas estructuras: la zona de transferencia de Colorado (ubicada al O), la zona de transferencia de Río Negro (en el centro) y la zona de cizalla de Ventana (hacia el E; Fig. 2.2). Las dos primeras, fueron claramente reconocidas en los modelos 3D y filtros gravimétricos, mientras que la zona de cizalla de Ventana fue identificada a partir de Deconvolución de Euler 3D (ver capítulos 3, 4, 5 y 6). Por su parte, la zona de cizalla de Ventana, fue interpretada como el borde sur del CRP por Christiansen *et al.* (2021).

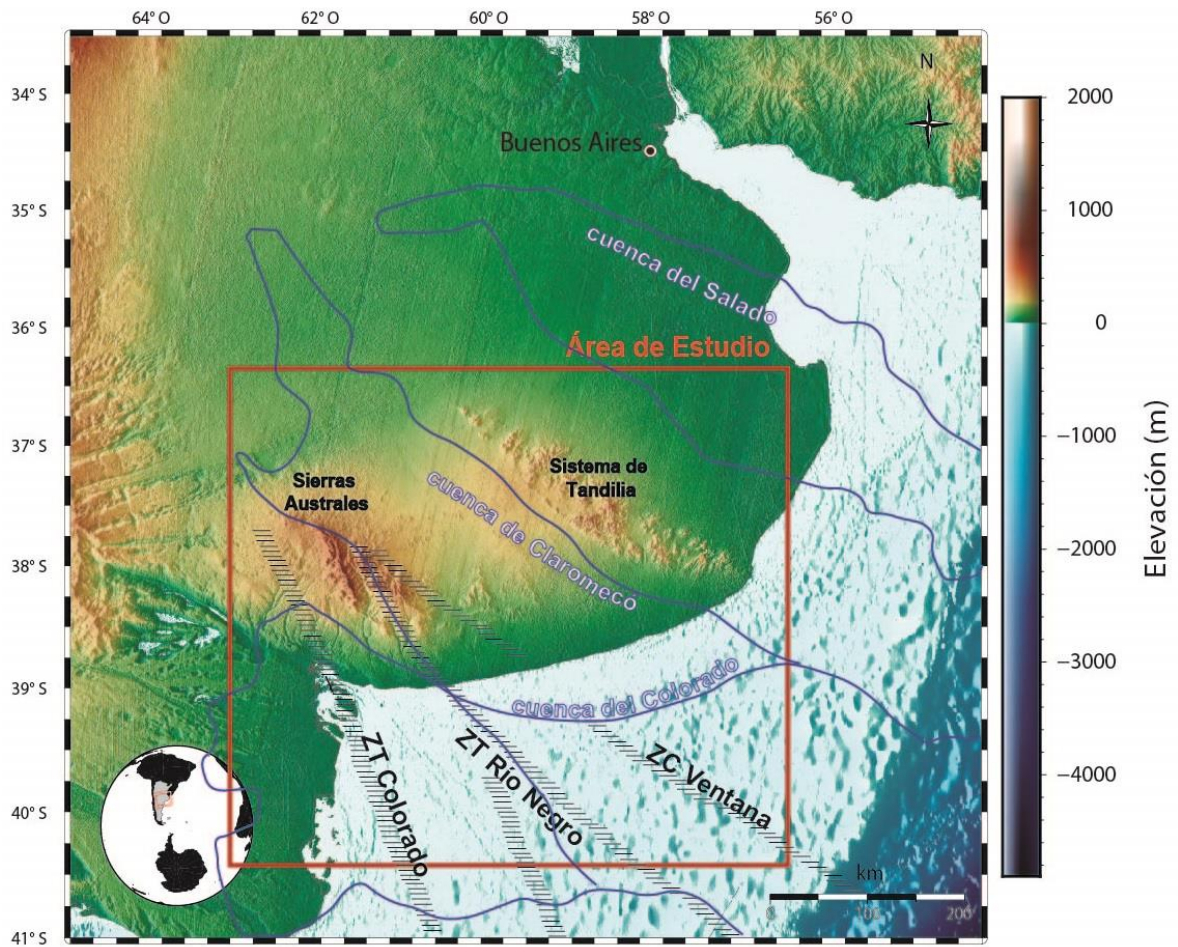


Figura 2.2 Mapa topográfico con ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo). Estructuras principales de la zona, marcadas con línea negra discontinua, y cuencas sedimentarias con línea azul continua.

El estudio de estas estructuras y su correcta integración, tanto en el offshore como en la continuación onshore, es fundamental para los fines de esta tesis.

CAPÍTULO 3 – Modelo de densidades 3D

3.1 Introducción

El modelo de densidades 3D surge a partir del modelado gravimétrico directo 3D, que, a su vez, requiere como input un modelo estructural inicial de la región. Para la construcción del modelo estructural inicial 3D fue necesario compilar información sobre la composición y estructura de la litosfera de la zona de estudio, con el objetivo de reducir la ambigüedad inherente al modelado gravimétrico. Principalmente, en la región estudiada se han realizado estudios geofísicos, geológicos y geoquímicos que conforman la base de datos utilizada en este capítulo. Además, se contó con la incorporación de un modelo estructural 3D previamente realizado para la cuenca del Colorado (Autin *et al.* 2013), ubicada en la parte S del área modelada. Sin embargo, la zona de trabajo está sub-estudiada a escala litosférica y, por lo tanto, la base de datos es escasa, lo cual implica que los resultados aquí obtenidos no presentan una resolución detallada sino, de escala regional.

En este capítulo se presenta un modelo de densidades 3D a escala litosférica para la región, en el que se definieron interfases geológicas mediante el uso de datos independientes de la gravedad (que no dependen del modelado gravimétrico) y se determinaron las densidades a partir de las litologías dominantes.

3.2 Metodología

El modelado gravimétrico en 3D permite obtener información sobre la estructura de la litosfera de una región determinada, mediante el desarrollo de un modelo de distribución de densidades que reproduce la anomalía gravimétrica observada. En particular, se ha elegido utilizar el método directo, a través del cual se asume un modelo estructural inicial con características geológicas y geofísicas de la zona de estudio conocidas (parámetros fijos) y parámetros desconocidos que se buscan modelar (parámetros libres). El método calcula las anomalías correspondientes

a este modelo inicial modificándose luego sus parámetros libres hasta que las anomalías calculadas sean coincidentes con las observadas (Lillie 1999). A mayor cantidad de datos geológicos y geofísicos iniciales (modelos de elevación digital, datos de geología de campo, densidades medidas, datos de pozo, líneas sísmicas de reflexión, etc.) menor será la cantidad de parámetros libres a modelar, y, por lo tanto, el modelo resultante será más representativo de la realidad.

Para el modelado gravimétrico directo es necesario desarrollar un modelo estructural 3D que incluya la geometría de todas las interfases geológicas que presentan densidades contrastantes entre sí. Una vez elaborado el modelo estructural 3D inicial, debe definirse cuáles serán los parámetros libres (i.e. profundidad a superficies, espesores y/o densidades de las distintas capas).

Se utilizó el software Interactive Gravity and Magnetic Application System (IGMAS+; Götze 1978; Götze y Lahmeyer 1988; Anikiev *et al.* 2020), el cual calcula las anomalías gravimétricas generadas por una configuración de densidades 3D (modelo estructural 3D inicial) construida a partir de planos verticales 2D paralelos. IGMAS+ realiza este cálculo mediante la suma de los efectos gravimétricos generados por múltiples poliedros triangulados entre los distintos planos (Götze 1978; Götze y Lahmeyer 1988). Además, puede modelar capas con densidades constantes o densidades que varían lateralmente dentro de cada una de ellas (cubos de voxelizado). El proceso de modelado permite modificar de manera interactiva las geometrías y/o las densidades de los cuerpos seleccionados como parámetros libres, hasta que la gravedad calculada se ajuste a la observada. La diferencia entre ambos valores, la anomalía residual, se define como 0 cuando la correlación entre los valores de gravedad calculados y observados es 1. Siguiendo este criterio, generalmente hay más de una posibilidad para obtener una anomalía gravimétrica calculada que se ajuste a la observada, y que tiene que ver con la ambigüedad general de esta metodología.

3.3 Datos de Input

3.3.1 Datos offshore

Se contó con un modelo 3D de la cuenca del Colorado, el cual está conformado principalmente por datos de pozos y líneas sísmicas 2D proporcionadas tanto por Petrobras SA (PESA) como por el Instituto Federal Alemán de Geociencias y Recursos Naturales (BGR; Fig. 3.1; Autin *et al.* 2013, 2016). Autin *et al.* (2013, 2016) interpretaron las profundidades del Moho y del basamento cristalino basándose en imágenes sísmicas profundas y además, complementaron estos datos sísmicos y de pozos con el modelo Crust 1.0 (Laske *et al.* 2013) para las regiones que no estaban cubiertas por los mismos. Se contó con estos datos indirectamente al tener acceso al modelo estructural de Autin *et al.* (2013), sin embargo, lamentablemente no pudimos tener acceso a los datos de pozo y a las líneas sísmicas que fueron utilizados para realizar dicho modelo.

La batimetría fue obtenida del modelo topográfico global ETOPO 2.0 con una resolución de 5 km x 5 km.

3.3.2 Datos onshore

Para el área onshore, se utilizaron espesores sedimentarios (espesores aflorantes en Sierras Australes) y ubicaciones de exposiciones de basamento reportados en trabajos anteriores (e.g. Harrington 1947,1970; Kilmurray 1968; Rapela *et al.* 2003), así como espesores sedimentarios obtenidos de los pozos Paragüil y San Cayetano (Fig. 3.1; Lesta y Sylwan 2005). El pozo Paragüil registra los siguientes espesores: Grupo Ventana (1030 m), Grupo Pillahuincó (2150 m) y Cenozoico indiferenciado (200 m); mientras que el pozo

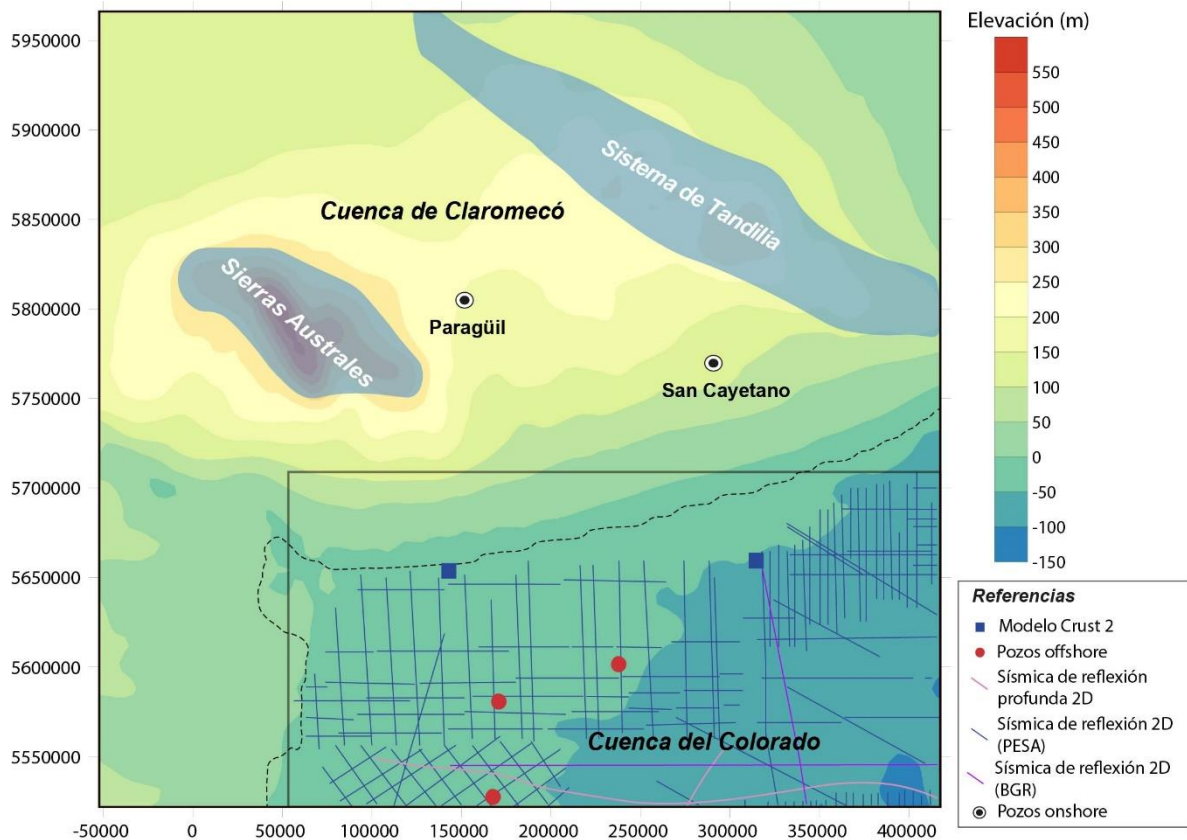


Figura 3.1 Topografía y batimetría del área modelada (UTM Zona 21 S en metros). Se observan graficadas las ubicaciones de líneas sísmicas utilizadas, datos de pozo y modelos globales. Los datos de input fueron obtenidos de: Topografía de los modelos ICGEM y ETOPO1-2250 (<http://icgem.gfz-potsdam.de>); perfiles de sísmica de reflexión 2D otorgados por Petrobras S.A. (PESA) y adquiridos por el Instituto Federal Aleman de Geociencias y Recursos Naturales (BGR); perfiles de líneas sísmicas profundas 2D otorgados por GXT-ION; ubicaciones de pozos onshore (Lesta & Sylwan, 2005) y off-shore (PESA); Modelo global Crust 2.0 utilizado por Autin et al. (2013) para acceder a la profundidad del Moho y basamento cristalino en la cuenca del Colorado. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

San Cayetano registra los siguientes espesores: Grupo Curamalal (489 m), Grupo Ventana (1469 m) y Cenozoico indiferenciado (120 m) (Fig. 3.1; Lesta y Sylwan, 2005).

Además, se tuvo en cuenta el mapa de velocidades de ondas sísmicas al basamento en tiempo, publicado por Lesta y Sylwan (2005), el cual refleja la geometría y la profundización del basamento desde el sistema de Tandilia hacia el SO.

Finalmente, se consideraron los espesores máximos calculados previamente por varios autores de alrededor de 12 km (e.g. Lesta y Sylwan, 2005; Ruíz e Introcaso 2011; Prezzi *et al.* 2018).

3.3.3 Datos de tomografía sísmica

Para estimar la profundidad al Moho en nuestro modelo estructural 3D, preliminarmente realizamos un análisis de los modelos globales y regionales de

espesores corticales y profundidades al Moho (Chulick *et al.* 2013; Sampietro *et al.* 2013; Van der Meijde *et al.* 2013; Reguzzoni y Sampietro 2015; Sampietro 2016; Uieda y Barbosa 2017). Sin embargo, estos modelos utilizan un espesor sedimentario promedio de 1 km (modelo CRUST 1.0) para la zona de estudio, el cual es insuficiente ya que la misma presenta espesores de hasta 10/12 km, tanto en la cuenca del Colorado como en la cuenca de Claromecó. Por lo tanto, lamentablemente, no han sido modelos representativos para la zona. En consecuencia, fue fundamental el poder contar con datos de tomografía sísmica de ondas superficiales con una resolución de 1° de arco (Balestrini y Rosa, com. pers.). Como las ondas superficiales están fuertemente influenciadas por las propiedades elásticas del subsuelo, la determinación de las curvas de dispersión es generalmente muy útil para obtener una distribución de estructuras tectónicas a diferentes profundidades para diferentes periodos de onda, como el Moho (Shearer 2019). Balestrini y Rosa (2018) seleccionaron terremotos ubicados en y alrededor de América del Sur, con magnitudes superiores a 5,5 y profundidades de hasta 100 km, del catálogo IRIS (Incorporated Research Institutions for Sismology).

Los autores obtuvieron registros digitales del servicio web IRIS, del Centro Sismológico de la Universidad de São Paulo (USP), de la Estación Sismológica de La Plata (LPA) y de la red de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP). También incorporaron datos de dispersión de Rosa (2015) para mejorar la resolución de las imágenes de la corteza en el área del CRP. En general, los datos analizados incluyen más de 11,000 registros en 62 estaciones desde 1993 hasta 2016, y pudieron determinar ~ 10,500 ondas de Rayleigh observadas y 6,000 velocidades de grupo de ondas Love con buena calidad, a lo largo de diferentes trayectorias de rayos, cubriendo la región cratónica. Obtuvieron las curvas de dispersión de velocidad para el modo fundamental de las ondas de Rayleigh y Love y estimaron sus variaciones laterales por inversión tomográfica. Finalmente, a partir de estos resultados, Balestrini y Rosa (2018) estimaron las secciones de velocidad vertical en función de la

profundidad para la corteza y el manto superior, resolviendo así el problema de inversión 1D en cada punto de la región.

3.3.4 Anomalías gravimétricas

En cuanto a las anomalías gravimétricas de la región, se han digitalizado datos gravimétricos terrestres a partir de trabajos publicados (Schillizzi y Kostadinoff 1985; Kostadinoff y Prozzi 1998; Ramos y Kostadinoff 2005; Alvarez 2007; Kostadinoff 2007). No obstante, los datos recopilados no fueron suficientes para cubrir toda la zona de estudio. Cómo no se contó con la base de datos original de estas contribuciones, y la digitalización conlleva un error asociado a la extrapolación en los mapas, se utilizó un modelo gravimétrico global. Se consideró la contribución de Cornero *et al.* (2016), quienes compararon diferentes modelos gravimétricos (EIGEN 6c3, Förste *et al.* 2013b, EGM 2008, Pavlis *et al.* 2008; y EIGEN 6c2, Förste *et al.* 2013a) con datos terrestres (aproximadamente 150000 medidas de gravedad; Vilella y Pacino 2010) con el fin de evaluar cuál es el más adecuado para Argentina. Concluyeron que las residuales más bajas se logran con el modelo global EIGEN 6c3. Por este motivo, decidimos utilizar las anomalías regionales de Bouguer y Aire Libre calculadas a partir del modelo gravimétrico global EIGEN 6c4 (Ince *et al.* 2019), el cual tiene una resolución superior (grado de armónicos esféricos y orden 2190) con respecto al modelo anterior EIGEN 6c3. Se utilizó una resolución de grilla de 0,1° x 0,1° de arco (10 km x 10 km; Fig. 3.2; Förste *et al.* 2014, 2016; Ince *et al.* 2019), la cual resultó apropiada para la escala regional de nuestro modelo. Se combinaron la anomalía de Bouguer para la parte onshore y la de Aire Libre para la parte offshore (Fig. 3.2).

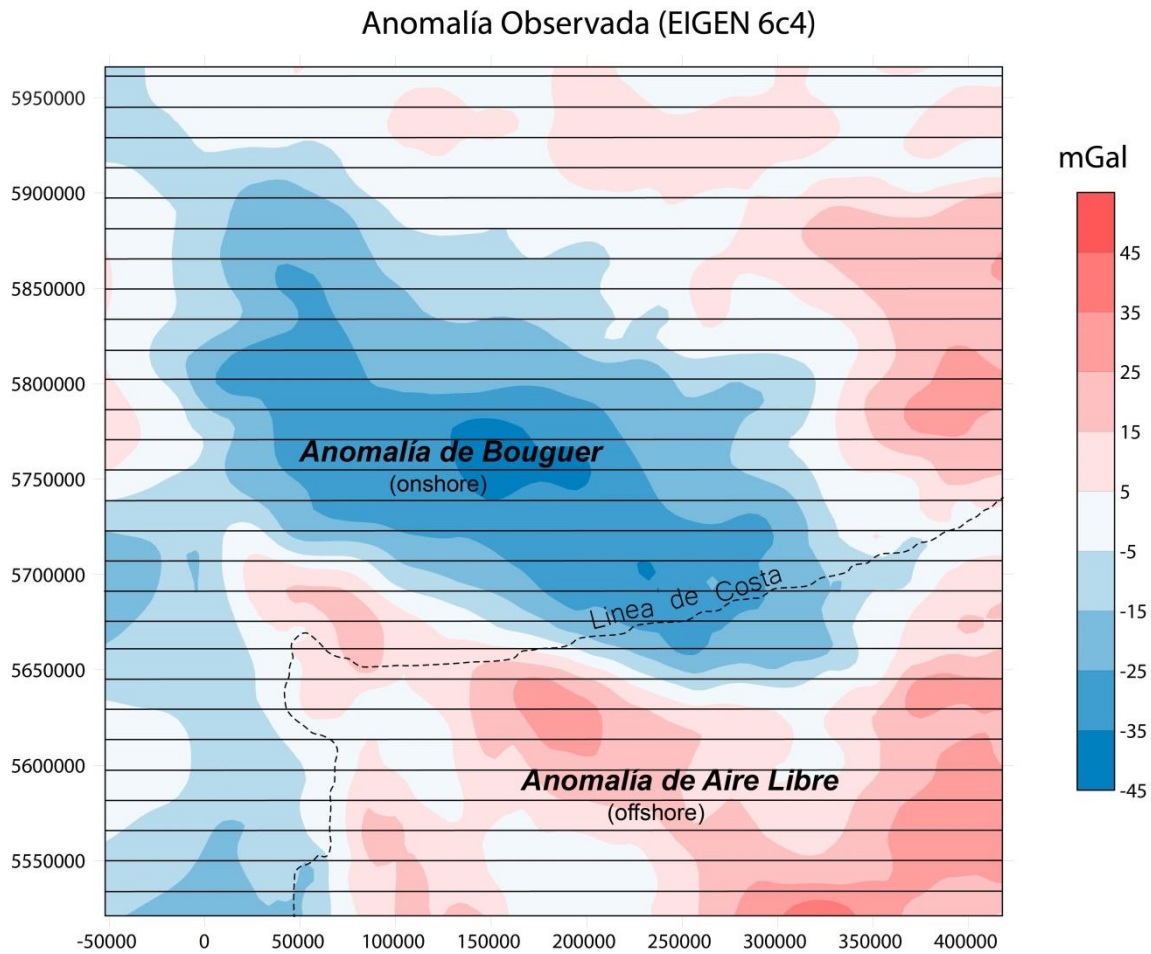


Figura 3.2 Anomalía gravimétrica observada, obtenida del modelo EIGEN 6c4 (ICGEM; Ince *et al.* 2019). Las líneas negras continuas orientadas este-oeste representan las ubicaciones de las secciones verticales 2D utilizadas por el software IGMAS+ para definir la geometría de los cuerpos, realizar modificaciones en sus geometrías y así obtener la anomalía gravimétrica calculada. Anomalía de Bouguer onshore y anomalía de Aire Libre offshore. Proyección UTM 21S en metros. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

En cuanto a la distribución de las anomalías, se observan mínimos de gravedad (-10 a -50 mGal) en la parte central del área estudiada, coincidentes con el eje de la cuenca de Claromecó propuesto por otros autores, y cuya tendencia general es NO-SE (Fig. 3.2; e.g., Schillizzi y Kostadinoff 1985; Kostadinoff y Prozzi 1998). La parte NE de la región se caracteriza por una anomalía positiva (~ 20 - 30 mGal). Este es también el caso del sector SE, que presenta una marcada anomalía positiva de hasta 45 mGal. En la zona centro-sur, se identifican dos anomalías positivas elongadas con una orientación NO-SE de hasta 30 mGal. Finalmente, el margen occidental del área estudiada se caracteriza por la presencia de anomalías positivas y negativas alternadas de muy baja amplitud (entre -5 y 5 mGal; Fig. 3.2).

3.3.5 Densidades

Para parametrizar las unidades del modelo en términos de densidades, se utilizaron los valores seleccionados por Autin *et al.* (2016; Tabla 3.1) en su modelo 3D de la cuenca del Colorado, excepto para la corteza cristalina, donde se ha testeado una posibilidad adicional (ver más abajo). Para las unidades sedimentarias de la cuenca de Claromecó se utilizaron valores de densidad medidos en rocas de las Sierras Australes previamente publicados (Achilli y Kostadinoff 1985; Tabla 3.1). En el caso particular del Grupo Pillahuincó se decidió subdividirlo en dos al estar compuesto por diferentes litologías con variaciones significativas en los valores de densidades medidas (Achilli y Kostadinoff 1985; Tabla 3.1). De esta manera, se modelaron dos capas para este grupo: Grupo Pillahuincó Superior y Grupo Pillahuincó Inferior.

Para obtener la distribución de densidad dentro de la corteza, se probaron dos posibilidades. Primero, se convirtieron velocidades de ondas P en la corteza en densidades. Los datos de velocidad se obtuvieron de la tomografía sísmica para toda la corteza con una resolución de 1 grado de arco (Balestrini y Rosa, 2018) y se convirtieron en densidades utilizando una modificación de la ley de Birch (1961,1964) utilizada por Sippel *et al.* (2017):

$$\rho_C(x, y) = 378,8 \times v_{p, c}(x, y) + 350 \quad (1);$$

donde $v_{p, c}(x, y)$ es la velocidad de la onda P en $[\text{km s}^{-1}]$ y $\rho_C(x, y)$ es la densidad en $[\text{kg m}^{-3}]$ obtenida para cada punto x, y . Como cada punto x, y tiene el mismo valor de velocidad en profundidad, se construyó en IGMAS + un cubo vóxel 3D con variaciones laterales de densidad. Sin embargo, la respuesta gravimétrica del modelo voxelizado no se ajustó a la anomalía observada, probablemente debido a la falta de resolución del conjunto de datos de ondas P o a la probable existencia de variaciones en la composición y en las densidades de la corteza con la profundidad. En consecuencia, se utilizó la segunda posibilidad, que consiste en un valor de densidad cortical promedio asignado por Autin *et al.* (2016) a los cuerpos corticales (Corteza Continental Superior e Inferior) que componen su modelo.

Unidad modelada	Densidad ρ (kg/m ³)
Agua	1030
Postrift	2400 ⁽¹⁾
Sinrift	2600 ⁽¹⁾
SDR (Seaward-Dipping Reflectors)	2750 ⁽¹⁾
Gp. Pillahuinco Superior	2650 ⁽²⁾
Gp. Pillahuincó Inferior	2750 ⁽²⁾
Gp. Ventana	2640 ⁽²⁾
Gp. Curamalal	2660 ⁽²⁾
Corteza Oceánica	2900 ⁽¹⁾
Corteza Continental Superior	2700 ⁽¹⁾
Corteza Continental Inferior	3000 ⁽¹⁾
Manto Litosférico	3300 ⁽¹⁾

Tabla 3.1. Densidades asignadas a las capas geológicas que componen el modelo estructural 3D. (1; Autin *et al.*, 2016); (2; Achilli y Kostadinoff, 1985).

3.4 Modelo Inicial

Para la elaboración del modelo inicial, se tuvieron en cuenta las ubicaciones geográficas de las unidades morfo-estructurales descritas en el primer capítulo (Fig. 1.1): la cuenca de Claromecó, el sistema de Tandilia y la cuenca del Colorado. De esta manera, el modelo estructural 3D inicial incluye 13 unidades, que representan de techo a base: agua, Postrift (sedimentos), Sinrift (sedimentos), SDR (“*Seaward Dipping Reflectors*”), Grupo Pillahuincó Superior (Formaciones Tunas y Bonete), Grupo Pillahuincó Inferior (Formaciones Piedra Azul y Sauce Grande), Grupo Ventana, Grupo Curamalal, Corteza Oceánica, Corteza Continental Superior, Corteza Continental Inferior y Manto Litosférico (Fig. 3.3). A cada unidad se les asignaron los valores de densidad mostrados en la Tabla 3.1 (Fig. 3.3 b).

Cada capa fue grillada con una resolución horizontal de 5 km x 5 km, considerando la escala regional y los objetivos de este trabajo. El modelo cubre un área de 470 km (x; Fig. 3.3 a) por 445 km (y; Fig. 3.3 a) y alcanza una profundidad de 120 km (z; Fig. 3.3 b). Para evitar efectos de borde durante el modelado, IGMAS+ permite extender la geometría inicial de los cuerpos a modelarse, calculando únicamente la respuesta gravimétrica de la zona de interés. Por esta razón, la geometría del modelo se extendió 1200 km en todas las direcciones, siendo necesario incluir la capa de Corteza Oceánica en el mismo.

Dada la escasa información disponible acerca de los terrenos, dominios, cuerpos plutónicos y espesores en profundidad, se simplificó la estructura cortical de la región a dos unidades: Corteza Continental Superior y Corteza Continental Inferior. Ambas consideradas mono-composicionales y, por lo tanto, registrando densidades promedio coherentes con las rocas aflorantes en superficie y con la historia geológica de la región (Autin *et al.* 2013, 2016). Se asumió que el sistema de Tandilia forma parte de la unidad Corteza Continental Superior, teniendo en cuenta su composición ígneo-metamórfica.

Las geometrías de las interfases correspondientes a la cuenca del Colorado (Fig. 3.3) no fueron modificadas con respecto a las del modelo estructural 3D de Autin *et al.* (2013). La estratigrafía de la cuenca del Colorado se ha simplificado en dos unidades: "Sinrift", que abarca las secuencias mesozoicas asociadas al proceso de apertura de la cuenca y del océano Atlántico Sur. Y el "Postrift" que incluye a los sedimentos post-ruptura (post-Aptianos). En ambos casos, se usaron las densidades propuestas por Autin *et al.* (2013) (Tabla 3.1). Como en la cuenca de Claromecó no se registró actividad extensional de rift durante el Mesozoico-Cenozoico, la presencia de las unidades Sinrift y Postrift en ese sector está asociada a rocas sincrónicas con las unidades Sinrift y Postrift de la cuenca del Colorado en términos cronológicos, pero no en términos genéticos.

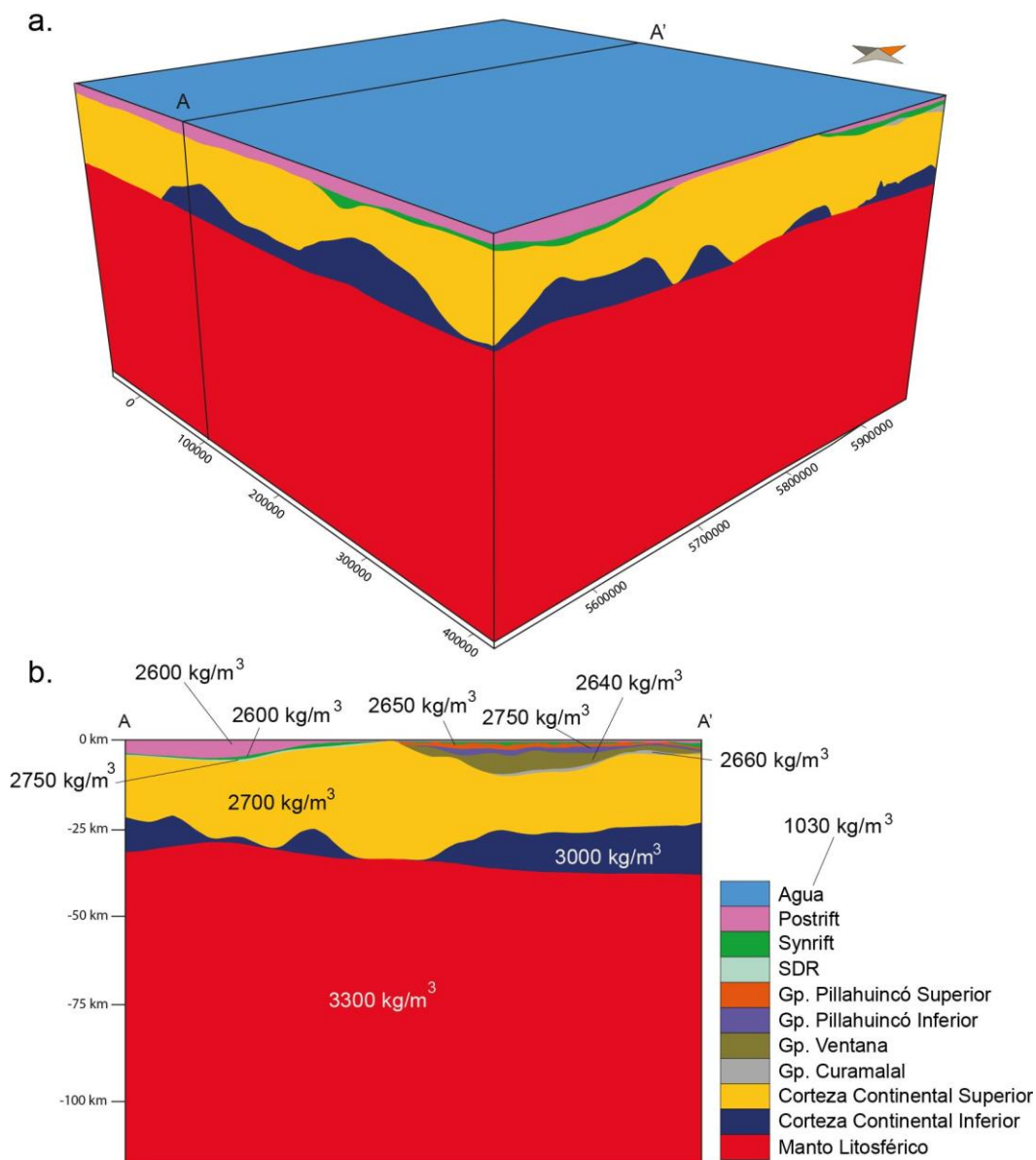


Figura 3.3 a. Modelo estructural 3D visualizado con el software GMS; b. Perfil vertical 2D con las unidades modeladas y sus respectivas densidades (Achilli y Kostadinoff, 1985; Autin *et al.* 2016). Proyección UTM 21 S en metros. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

En la cuenca de Claromecó, el Grupo Pillahuincó se dividió en dos cuerpos, como fuera mencionado anteriormente, debido al importante contraste de densidades existente entre las distintas formaciones (Achilli y Kostadinoff 1985). La unidad Seaward Dipping Reflectors (SDR) modelada en la cuenca del Colorado no está presente en la cuenca de Claromecó, mientras que las unidades sedimentarias paleozoicas de la cuenca de Claromecó (Grupo Curamalal, Grupo Ventana, Grupo Pillahuincó Inferior y Superior) están ausentes en el área de la cuenca del Colorado.

Estas consideraciones se hicieron debido a la escasez de información sobre la extensión areal de estas unidades en el subsuelo.

La profundidad al Moho, se obtuvo a partir de la combinación del Moho del modelo de Autin *et al.* (2013; interpretado a partir de sísmica de reflexión profunda), y el Moho obtenido por Balestrini y Rosa (2018) en sus tomografías sísmicas.

Una vez construido el modelo estructural, se definieron 40 secciones verticales orientadas E-O en el software IGMAS +, siguiendo la orientación utilizada en el modelo de la cuenca del Colorado de Autin *et al.* (2016; Fig. 3.2). La respuesta gravimétrica de nuestro modelo estructural 3D inicial presentó valores negativos hacia el N (de -5 a -65 mGal) y valores positivos hacia el S (de 5 a 65 mGal; Fig. 3.4 a). Su residual (anomalía calculada – anomalía observada) indicó la existencia de un déficit de masa en el área N y un exceso de masa en el S (Fig. 3.4 a).

Durante el modelado, se consideraron dos parámetros libres: la geometría del techo de la Corteza Continental Superior y la Corteza Continental Inferior. Estos parámetros se modificaron para lograr reproducir la gravedad observada. En las áreas donde se desconocían los espesores sedimentarios, se asumieron variaciones acordes a la geometría de la cuenca (mayor espesor a lo largo del eje principal de la cuenca y espesores menores hacia los bordes), respetándose las relaciones de campo entre los espesores sedimentarios de las diferentes unidades (Harrington 1970).

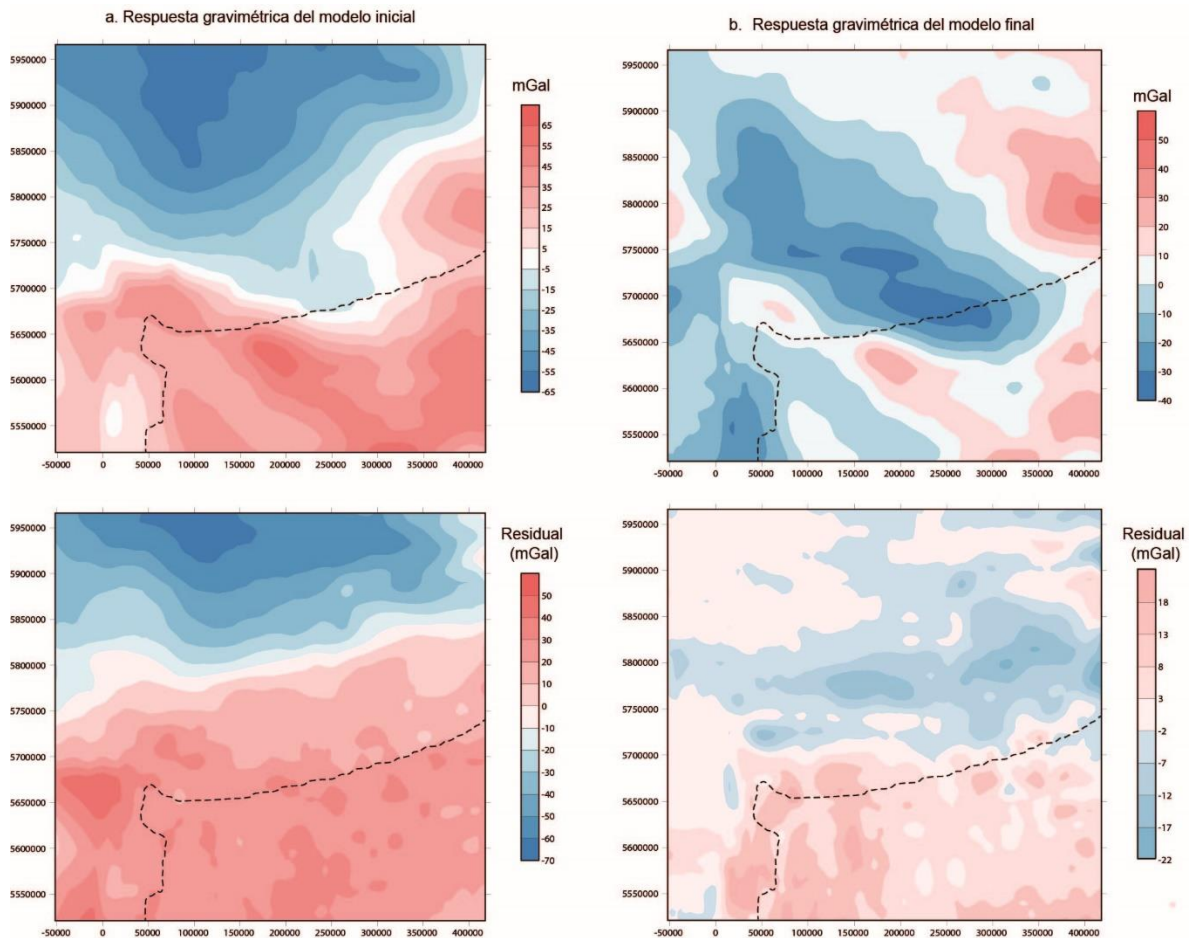


Figura 3.4 a. Anomalía gravimétrica calculada para el modelo inicial (arriba) y su respectiva anomalía residual (abajo). b. Anomalía gravimétrica calculada para el modelo final (arriba) y su respectiva anomalía residual (abajo). Proyección UTM 21S en metros. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

3.5 Resultados

Las longitudes de onda largas de la anomalía gravimétrica residual resultan de modificaciones de la geometría del tope de la Corteza Continental Inferior, mientras que las longitudes de onda cortas responden a modificaciones del tope de la Corteza Continental Superior, así como también de los espesores sedimentarios.

El modelo final, una vez ajustados los dos parámetros libres, reprodujo la anomalía gravimétrica observada con un coeficiente de correlación de 0,92 y una desviación estándar de 6,4 mGal. La Figura 3.4 b muestra la anomalía gravimétrica calculada y su residual. Los valores positivos de anomalía residual se localizan en la cuenca del Colorado (entre 0 y 20 mGal) y en la zona NE del modelo (entre 3 y 8 mGal). Estos valores positivos indican que el modelo presenta un déficit de masa en

esas áreas. Por otra parte, los valores negativos de anomalía residual se concentran en la parte central de la cuenca de Claromecó (entre -2 a -22 mGal: Fig. 3.4 b) sugiriendo la existencia de un exceso de masa en ese sector.

3.5.1 Relleno sedimentario

La geometría y distribución de los espesores sedimentarios obtenidos a partir del modelo, se muestran en las Figs. 3.5 y 3.6 para cada unidad modelada y para el relleno total de ambas cuencas, respectivamente. En esta tesis, se describirán y analizarán únicamente las distribuciones de espesores en la cuenca de Claromecó.

Las unidades sedimentarias aumentan su espesor hacia la parte más profunda del depocentro (ubicado inmediatamente al NE de las Sierras Australes), siendo la unidad más espesa el Grupo Ventana con hasta 7,5 km en el centro de la cuenca (Fig. 3.5 b), mientras que la de menor potencia corresponde al Grupo Curamalal con menos de 1,5 km (Fig. 3.5 a). Por su parte, el Grupo Pillahuincó Inferior, presenta espesores de hasta 2,4 km en el centro de la cuenca, mientras que el Grupo Pillahuincó Superior alcanza valores de hasta 2,6 km (Figs 3.5 c y d respectivamente). El espesor total del relleno de la cuenca de Claromecó alcanza aproximadamente 12 km en el sector central del modelo, con una orientación E-O preferencial de su eje principal (Fig. 3.6).

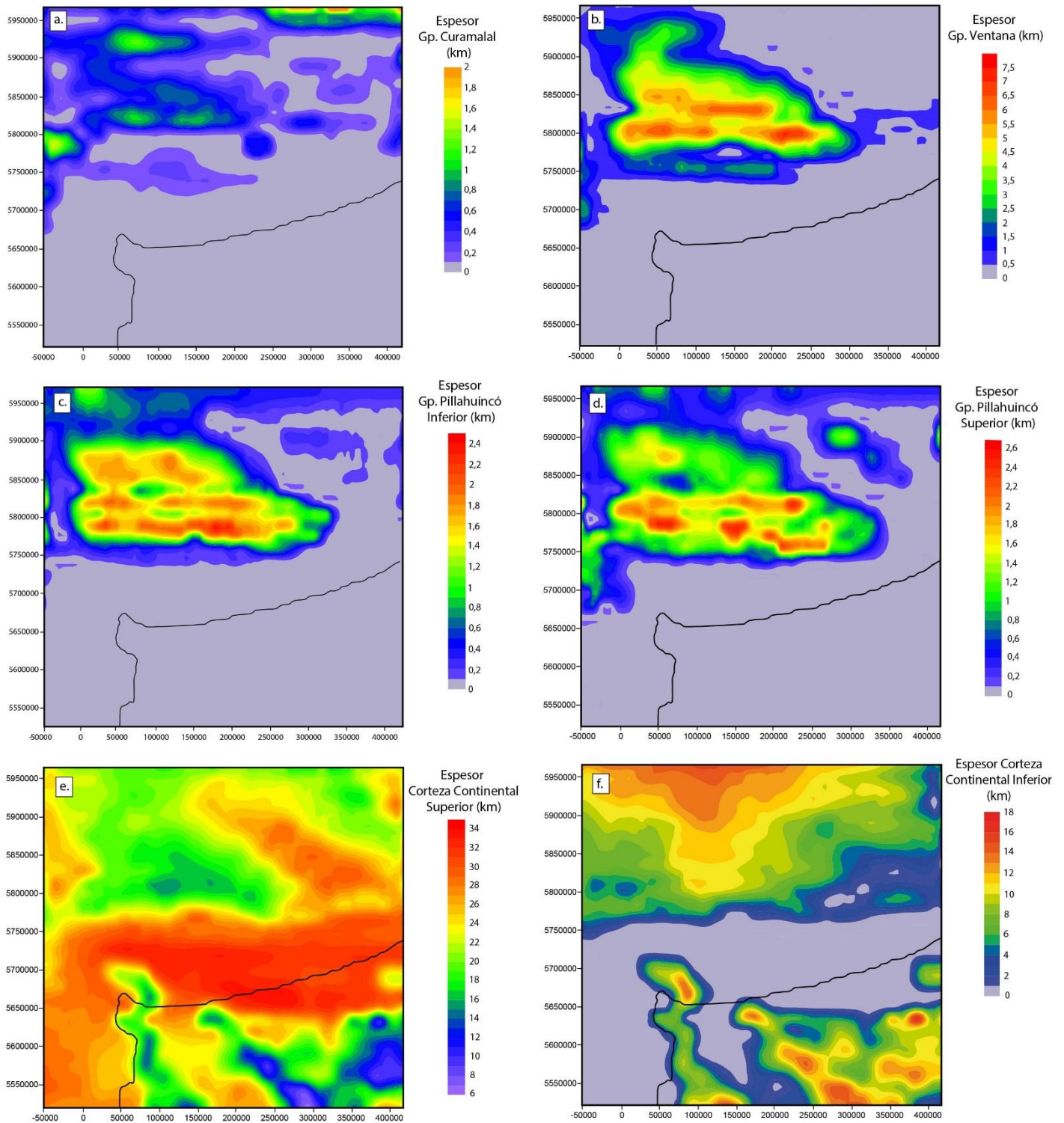


Figura 3.5. Distribución de espesores de cada unidad a partir del modelo final (Proyección UTM 21S en metros). a. Grupo Curamalal; b. Grupo Ventana; c. Grupo Pillahuincó Inferior; d. Grupo Pillahuincó Superior; e. Corteza Continental Superior; f. Corteza Continental Inferior. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

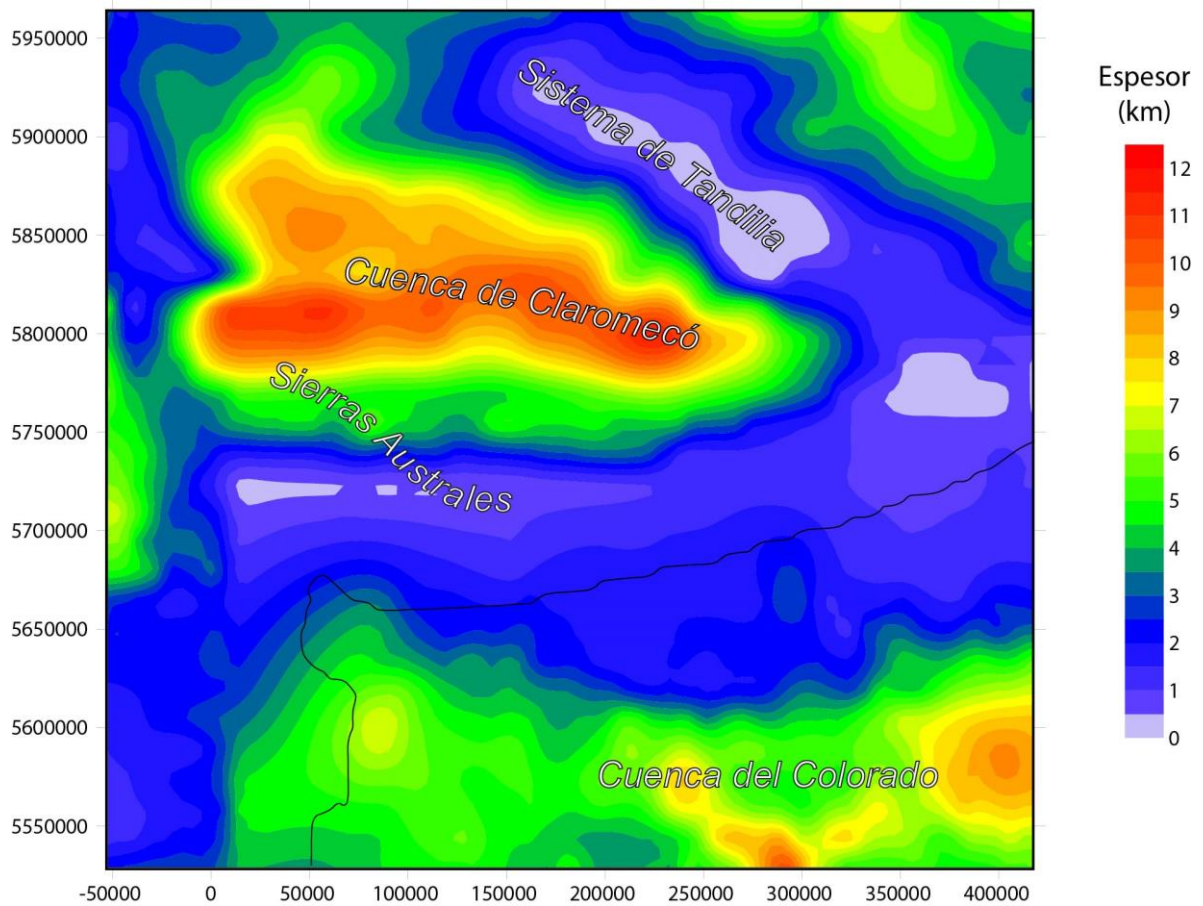


Figura 3.6. Espesores sedimentarios totales obtenidos a partir del modelo final. Proyección UTM 21S en metros. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

3.5.2 Configuración de la corteza cristalina

En el mapa de profundidad al tope de la Corteza Continental Superior se pueden observar dos características estructurales principales: el sistema de Tandilia, que aflora en la superficie, con una orientación NO-SE; así como el límite entre ambas cuencas, al S de las Sierras Australes, con tendencia E-O. Ambos altos de basamento están conectados hacia el E (Fig. 3.7 a).

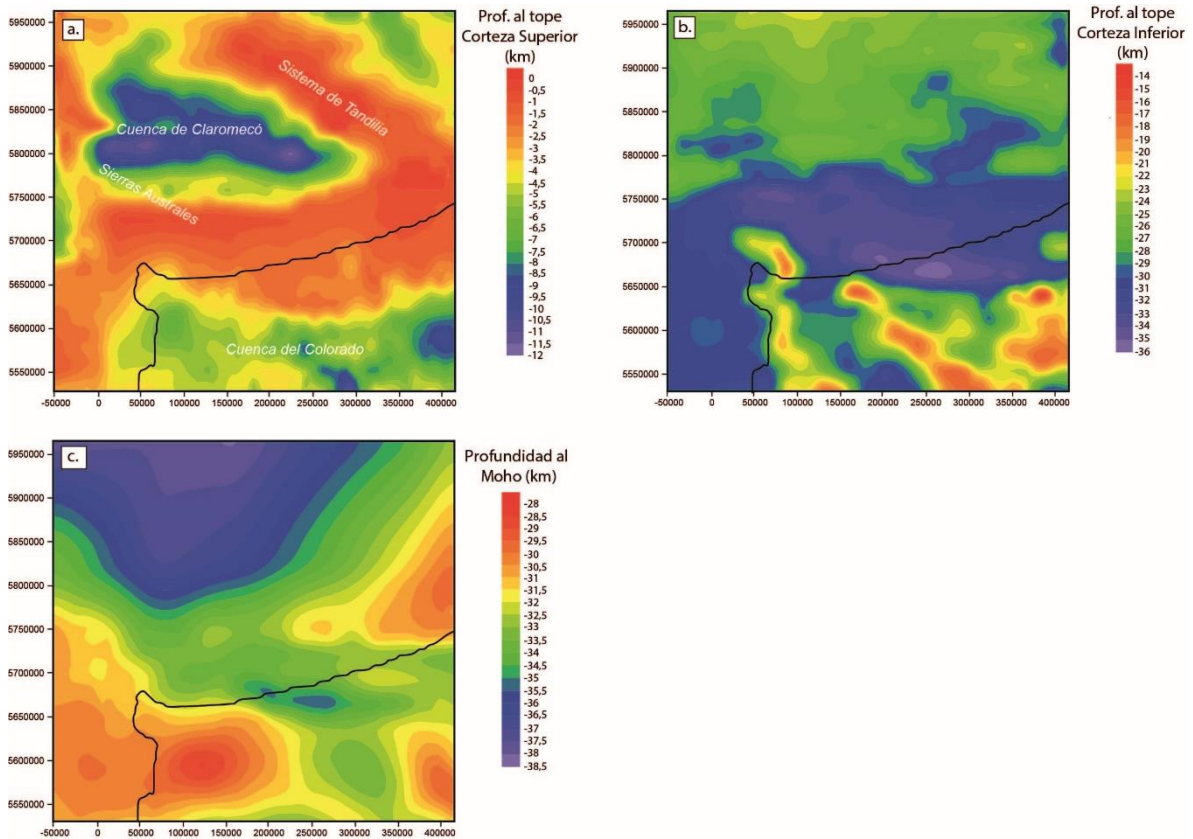


Figura 3.7. Mapas estructurales para las superficies corticales obtenidos a partir del modelo final. a. Corteza Continental Superior (techo del basamento cristalino); b. Corteza Continental Inferior; c. Moho. Proyección UTM 21S en metros. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

La zona de mayor espesor de la Corteza Continental Superior, y que alcanza hasta 34 km, corresponde al alto que separa ambas cuencas con orientación E-O (Fig. 3.5 e). La Corteza Continental Superior se adelgaza por debajo de los depocentros de las cuencas, con un espesor promedio de aproximadamente 20 km. Además, se pueden identificar dos lineamientos orientados NO-SE, de bajo espesor de Corteza Continental Superior, ubicados en los sectores central y occidental de la cuenca del Colorado, con espesores que oscilan entre 10 y 15 km (Fig. 3.5 e).

La profundidad al tope de la Corteza Continental Inferior muestra un patrón heterogéneo (Fig. 3.7 b). Los valores mayores coinciden con la zona E-O de la Corteza Continental Superior engrosada (Fig. 3.7 b), alcanzando valores de hasta -35 km, lo que indica que allí la Corteza Continental Inferior presenta espesores cercanos a 0 km (Fig. 3.5 f). Debajo de la cuenca de Claromecó la profundidad promedio hasta la interfase que separa a la Corteza Continental Inferior de la Superior es de -26 km,

siendo bastante homogénea. Por el contrario, el patrón es completamente diferente debajo de la cuenca del Colorado, mostrando variaciones laterales que oscilan entre -14 km y -30 km (Fig. 3.7 b).

Los dos sectores con orientación NO-SE observados en el mapa de espesor de la Corteza Continental Superior (Fig. 3.5 e) en la cuenca del Colorado, también se detectan en el mapa de espesores de la Corteza Continental Inferior (Fig. 3.5 f). En estas zonas, la Corteza Continental Inferior es más espesa, con valores que alcanzan los 17 km (Fig. 3.5 f). Por otro lado, debajo de la cuenca de Claromecó la Corteza Continental Inferior es más gruesa hacia el N alcanzando valores de hasta 15 km.

3.5.3 Moho

La profundidad al Moho se muestra en la Figura 3.7 c. Es menor en el offshore (con una profundidad promedio de -32 km), profundizándose hacia el continente (llegando hasta -39 km), particularmente al N del área modelada, donde se encuentra el CRP (Fig. 3.7 c). Se pueden identificar dos áreas más someras, la primera asociada a la cuenca del Colorado en el S (con profundidades que oscilan entre -28 km y -32 km), mientras que la segunda se localiza en el sector NE del modelo, al N del sistema de Tandilia (alcanzando profundidades de -30 km). Por otro lado, las áreas más espesas de la corteza se ubican debajo de la cuenca de Claromecó (~ 35 a 39 km) y en la parte central del modelo entre ambas cuencas (~ -33 a -35 km, Fig. 3.7 c).

3.5.4 Densidad media de la corteza cristalina

A partir del modelo de gravedad 3D, se calculó la densidad media de la totalidad de la corteza cristalina (Fig. 3.8).

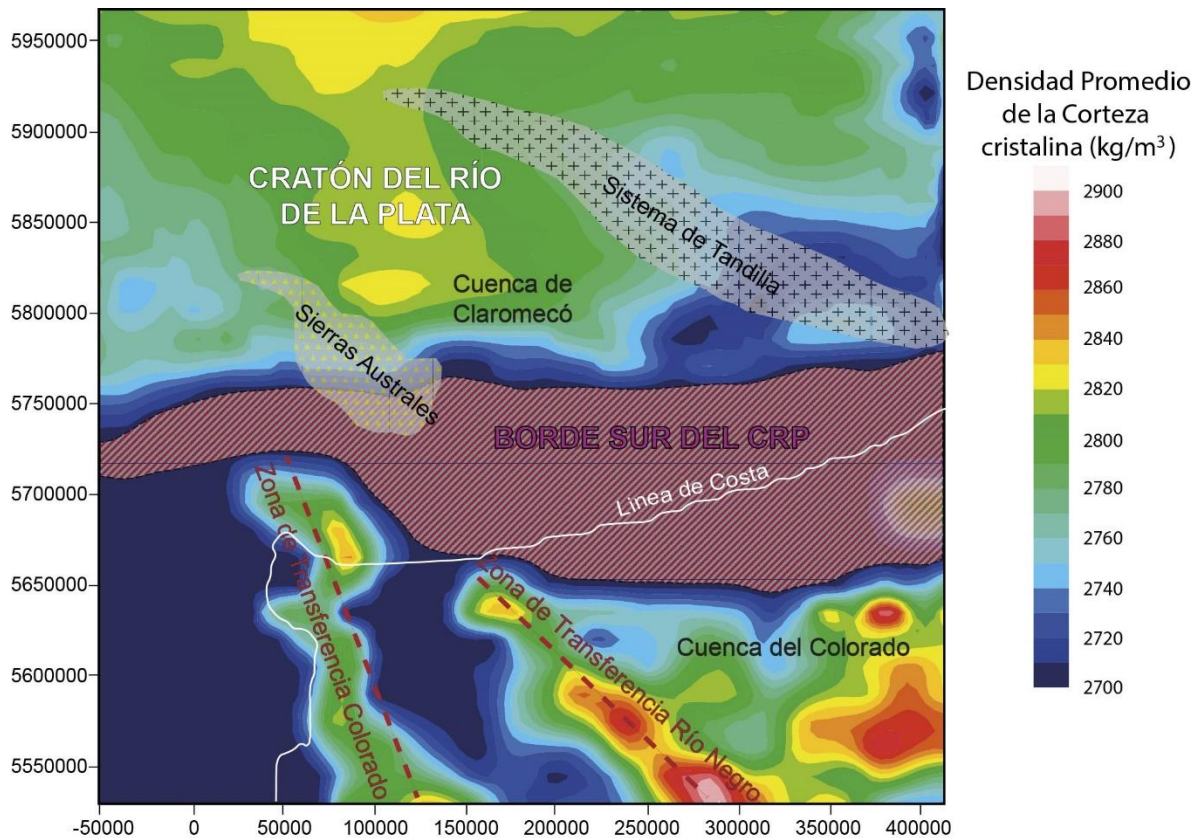


Figura 3.8. Densidad promedio para la corteza cristalina, obtenida a partir del modelo final. La zona con líneas rojas en diagonal, representa el borde sur del CRP propuesta en esta tesis. Proyección UTM 21S en metros. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

El patrón heterogéneo de la densidad cortical promedio se correlaciona espacialmente con las diferencias de espesor entre la Corteza Continental Superior e Inferior (Figs. 3.5 e, f y 3.8). Los valores de densidad más elevados debajo de la cuenca del Colorado coinciden con la ubicación de los dos rasgos estructurales NO-SE identificados tanto en el mapa de espesor de la Corteza Continental Inferior (Fig. 3.5 f) como en el de profundidad al tope de la Corteza Continental Inferior (Fig. 3.7 b), así como hacia el E, alcanzando valores de hasta 2900 kg/m^3 (Fig. 3.8). Estos rasgos estructurales coinciden geográficamente con las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro (Fig. 2.2) por lo que se interpreta que corresponden a estas estructuras. La densidad cortical promedio obtenida debajo de la cuenca de Claromecó muestra una variación en dirección N-S que tiene los valores mínimos en el dominio cortical orientado E-O identificado en los mapas de espesores corticales (Figs. 3.5 e, f y 3.8). La densidad promedio en el sector más septentrional de la cuenca de Claromecó

alcanza valores de hasta 2820 kg/m^3 , donde la profundidad al Moho y, por lo tanto, el espesor cortical es máximo (Fig. 3.7 c). Los valores de densidad cortical promedio más bajos (2700 kg/m^3) se registran en el dominio E-O, que separa ambas cuencas (cuenca de Claromecó al N y cuenca del Colorado al S) y que se denominará a partir de ahora borde sur del CRP (Fig. 3.8).

CAPÍTULO 4 – Modelo térmico 3D

4.1 Introducción

Para realizar los modelos térmicos 3D a escala litosférica, se usó el modelo de densidad 3D (Vazquez Lucero *et al.* 2021) presentado en el capítulo anterior, asignando propiedades térmicas a las diferentes unidades sobre la base de las litologías predominantes.

Los valores utilizados para las propiedades térmicas fueron obtenidos a partir de mediciones de laboratorio publicadas previamente por otros autores (Côté y Konrad 2005; Autin *et al.* 2016; Hasterok *et al.* 2018). Una de las principales limitaciones de este modelo es la casi nula información directa disponible para el área de estudio sobre la composición de la corteza cristalina. Por lo tanto, las propiedades asignadas a cada una de las unidades modeladas podrían no ser completamente representativas de la configuración litosférica real. Sin embargo, es imposible construir modelos térmicos sin tales propiedades. Por lo tanto, se realizó un análisis de sensibilidad (ver Apéndice) que considera tres tipos litológicos diferentes para la Corteza Continental Inferior, con el fin de comparar los resultados y analizar si diferentes propiedades térmicas pueden generar variaciones sustanciales en la distribución de temperatura en la litosfera.

Los mapas que se muestran en este capítulo, corresponden a grillas que presentan una resolución de 5 km x 5 km y que se han interpolado utilizando el algoritmo de kriging.

4.2 Metodología

Existen tres mecanismos principales de transporte de calor en la Tierra: convección, conducción y advección, sin embargo, la conducción térmica es el mecanismo de transporte de calor dominante dentro de la litosfera. De esta manera, la temperatura del área de estudio fue modelada asumiendo que la conducción es el

único mecanismo de transporte de calor (Bayer *et al.* 1997). Además, consideramos condiciones de estado estacionario, ya que la zona de estudio se encuentra dentro de un margen pasivo que no ha sufrido eventos tectónicos significativos en los últimos 75 Ma.

En términos generales, el campo térmico conductivo es sensible a la conductividad térmica, a la producción de calor radiogénico (e.g. Vilà *et al.* 2010; Hasterok y Webb 2017), y a las condiciones de borde superior e inferior del modelo. La siguiente ecuación representa la condición de estado estacionario:

$$\nabla \cdot (\lambda_b \nabla T) = -S \quad (4.1),$$

donde ∇ es el operador Nabla [m^{-1}], λ_b es la conductividad térmica [$Wm^{-1}K^{-1}$], T es la temperatura [K] y S es la producción de calor radiogénico volumétrica [Wm^{-3}].

Para resolver la ecuación de transmisión de calor por conducción en condiciones de estado estacionario, se utilizó la aplicación GOLEM (Jacquey y Cacace 2017). La misma es un simulador numérico de elementos finitos que modela procesos termo-hidro-mecánicos acoplados (Cacace y Jacquey 2017) en un sistema equilibrado térmicamente. El código requiere como datos de entrada las propiedades térmicas de cada unidad y las condiciones de borde inferior y superior que tendrá el modelo. Por lo tanto, es necesario caracterizar con propiedades térmicas cada unidad geológica del modelo de densidades 3D (Vazquez Lucero *et al.* 2021).

Considerando que Autin *et al.* (2016) construyeron un modelo térmico 3D para la cuenca del Colorado, que se encuentra en la parte S la zona de estudio (al S de 38 ° S), se usaron las mismas condiciones de borde superior e inferior y las mismas propiedades térmicas para las unidades comunes como el Manto Litosférico, la Corteza Continental Superior e Inferior, los SDRs, y los depósitos de Sinrift y Postrift (Tabla 4.1).

Los valores de producción de calor radiogénico y conductividad térmica de las unidades no comunes, se asignaron considerando la litología dominante de cada cuerpo modelado (según Vazquez Lucero *et al.* 2021). Estos valores se tomaron de

compilaciones publicadas (Tabla 4.1; Achilli y Kostadinoff 1985; Côté y Konrad 2005; Autin *et al.* 2016; Hasterok *et al.* 2018).

Tabla 4.1. Propiedades asignadas a cada unidad geológica para los modelos estructurales y térmicos 3D. (A) Achilli y Kostadinoff (1985); (B) Autin *et al.* (2016); (C) Côté y Konrad (2005); (D) Hasterok *et al.* (2018).

Capa	Litología Dominante	Densidad (t/m^3)	Conductividad térmica [$W/(m^*K)$]	Producción de Calor Radiogénico (W/m^3)
Agua	-	1030	0,58	0
Postrift	Promediada de Autin <i>et al.</i> (2016)	2400 (B)	2,21 (B)	9,33e-7 (B)
Sinrift	Promediada de Autin <i>et al.</i> (2016)	2600 (B)	1,98 (B)	8e-7 (B)
SDR	Diabasa	2750 (B)	2,50 (B)	2e-7 (B)
Gp. Pillahuincó Superior	Pelita	2650 (A)	2,65 (C)	2.9e-6 (D)
Gp. Pillahuincó Inferior	Arenisca	2750 (A)	2,80 (C)	2.5e-6 (D)
Gp. Ventana	Cuarcita	2640 (A)	2,65 (C)	8,5e-7 (D)
Gp. Curamalal	Cuarcita	2660 (A)	2,65 (C)	8,5e-7 (D)
Corteza Oceánica	Diabasa	2900 (B)	1,70 (C)	5e-7 (D)
Corteza Continental Superior	Diorita	2700 (B)	3.00 (B)	8e-7 (B)
Corteza Continental	Diabasa	3000 (B)	3.20 (B)	3.3e-7 (B)

Inferior	(Corteza Continental Inferior Máfica)			
Manto litosférico	Dunita	3300 (B)	3.81 (B)	2.0e-8 (B)
Astenósfera	-	3200 (B)		

La presencia de cuerpos de alta densidad intruídos durante la apertura del océano Atlántico y el subsiguiente rifting del Colorado, ha llevado a suponer diferentes posibilidades en cuanto a la composición de la Corteza Continental Inferior (Max *et al.* 1999; Franke *et al.* 2006, 2007; Autin *et al.* 2013). Estos cuerpos podrían tener diferentes litologías y, por lo tanto, se ha llevado a cabo un análisis de sensibilidad (ver Apéndice). Se consideraron las tres principales composiciones aceptadas para ambientes extensionales (p.e. White y McKenzie 1989; Eldholm *et al.* 2000): (i) Cuerpos intrusivos máficos; (ii) Manto serpentizado; y (iii) rocas metamórficas de alto grado. Los resultados no variaron significativamente entre los tres escenarios, en consecuencia, se seleccionó una Corteza Continental Inferior compuesta por Intrusivos Máficos (ver Tabla A.1; Anexo). Esta selección va de la mano con interpretaciones realizadas por diferentes autores, que aseguran que la cuenca del Colorado podría haber sido intruída por rocas máficas durante el rifting inicial (Franke *et al.* 2006, 2007; Autin *et al.* 2013; Loegering *et al.* 2013; Chauvet *et al.* 2020).

Es importante mencionar que se usó la misma conductividad térmica para el Manto Litosférico en toda la zona modelada, la cual corresponde a la empleada por Autin *et al.* (2016) para la cuenca del Colorado. Sin embargo, la conductividad térmica disminuiría al aumentar la temperatura, por lo tanto, la misma debería ser menor fuera del sector de la cuenca del Colorado. No se consideraron estas incertidumbres en el análisis de sensibilidad con el objetivo de minimizar el número de parámetros libres.

Siguiendo la clasificación de producción de calor radiogénico para rocas sedimentarias de Hasterok *et al.* (2018), se asumió que el Gp. Pillahuincó Superior

corresponde al campo de pelitas (Fm. Tunas; p.e. Harrington 1970). Por otro lado, para el Gp. Pillahuincó Inferior se consideró que la producción de calor ($2,5e-6 \text{ W/m}^3$; Tabla 4.1) tendría valores intermedios entre los campos de lutitas ($2,9e-6 \text{ W/m}^3$; Tabla 4.1) y wackes ($2,3e-6 \text{ W/m}^3$; Tabla 4.1) de esta clasificación, pero más cercanos al campo wackes debido a la composición diamictítica dominante de esta unidad (Fm. Sauce Grande; Harrington 1970; López-Gamundí y Buatois 2010). Estos valores de productividad de calor radiogénico son particularmente elevados y fueron seleccionados considerando: (i) la ausencia de información precisa sobre variaciones litológicas laterales en las unidades modeladas y; (ii) que los tipos litológicos de la clasificación de Hasterok *et al.* (2018) no incluyen en su repositorio diamictitas glaciarias que representan la litología predominante en el Grupo Pillahuincó Inferior (e.g. Harrington 1970). Además, los espesores promedio de estas unidades son de aproximadamente 1 km (ver Capítulo 3; Vazquez Lucero *et al.* 2021). Por lo tanto, estos valores de productividad de calor radiogénico elevados no afectan significativamente los resultados, interpretaciones y conclusiones de esta tesis, ya que se ha hecho foco en analizar las variaciones de las temperaturas modeladas en la corteza y el manto litosférico.

Los Gps. Ventana y Curamalal están compuestos principalmente por cuarcitas (Harrington 1970), en consecuencia, se les asignó un valor correspondiente al campo de cuarcita propuesto por Hasterok *et al.* (2018; $8,5e-7 \text{ W/m}^3$; Tabla 4.1).

En cuanto a los valores de conductividad térmica, se utilizó la clasificación de Côte y Konrad (2005; Tabla 4.1). Se consideraron las mismas litologías dominantes que para los valores de producción de calor radiogénico, excepto para el Gp. Pillahuincó Inferior, en vista de que la clasificación de Côte y Konrad (2005) no presenta un campo de wacke. Por lo tanto, se decidió utilizar un valor promedio entre lutita y arenisca ($2,5 \text{ W/(m}^*\text{K)}$; ver Fig. 5 de Côte y Konrad (2005) para más detalles).

Las condiciones de borde utilizadas por Autin *et al.* (2016) y adoptadas en este trabajo para toda la región son: un límite superior superficial caracterizado por una

temperatura de 4 °C y un límite inferior dado por la isoterma de 1333 °C, que corresponde al límite Litosfera-Astenosfera (LAB). Aunque el límite superior mencionado anteriormente representa la interfaz sedimento-agua en el modelo de Autin *et al.* (2016) para la cuenca del Colorado, se decidió mantener la misma temperatura en el sector onshore. Esta decisión se basó en que: (i) un valor promedio incluyendo la temperatura superficial del sector onshore no habría sido representativo ni para la cuenca del Colorado, ni para el resto del modelo, y (ii) no hay datos de superficie disponibles en las proximidades de la línea de la costa, que permitan obtener una transición menos abrupta entre las temperaturas medias superficiales en el sector onshore y las temperaturas en la interfaz sedimento-agua en el sector offshore. Estas limitaciones no modifican las interpretaciones y conclusiones presentadas en esta tesis, ya que la misma se focaliza en las heterogeneidades termomecánicas de la litosfera.

Siendo el LAB el límite basal de este modelo, la suposición inicial de conducción como mecanismo principal de transporte de calor es válida, ya que solo se está modelando la estructura térmica de la litosfera. La geometría 3D del LAB de la cuenca del Colorado se obtuvo del modelo de Autin *et al.* (2016). Estos autores emplearon modelos (Zhang y Lay 1999; Müller *et al.* 2008) y datos sísmológicos continentales (Heit *et al.* 2007) para obtener una profundidad uniforme de 120 km para el LAB continental. Se asumió que el LAB del sector onshore también se encuentra a una profundidad constante de 120 km debido a la falta de datos sísmicos profundos onshore (ver Fig. 3.3).

4.3 Resultados

La Figura 4.1 muestra la distribución de temperaturas en el tope de las unidades sedimentarias de la cuenca de Claromecó (Figs. 4.1 a-d). También se muestra el espesor sedimentario total en las cuencas de Claromecó y del Colorado,

para poder analizar el efecto de los espesores en la distribución de temperaturas (Figura 4.1 e).

El Gp. Pillahuincó Superior, presenta en su techo temperaturas que oscilan entre ~ 10 y 50 ° C (Fig. 4.1 a). El techo del Gp. Pillahuincó Inferior exhibe valores de hasta 100 °C en las zonas donde se encuentra a mayor profundidad (Fig. 4.1 b). Por su parte, el techo del Gp. Ventana presenta temperaturas que alcanzan valores de hasta ~ 140 ° C (Fig. 4.1 c), mientras que las unidades sedimentarias más antiguas correspondientes al Gp. Curamalal, muestran una temperatura promedio en su techo de ~ 170 ° C (Fig. 4.1 d). Se puede observar que, en términos generales, las temperaturas en la cuenca de Claromecó son más elevadas donde se localizan los depocentros sedimentarios de mayor espesor (Fig. 4.1 e).

La Figura 4.2 muestra la distribución de temperaturas modelada a -5 km (Figura 4.2 a) y -20 km (Figura 4.2 c) de profundidad y en la superficie de Moho (Figura 4.2 e). Además, se presentan los mapas de espesor de la Corteza Continental Superior e Inferior (Figs. 4.2 b y 4.2 d respectivamente), y de la profundidad al Moho (Fig. 4.2 f).

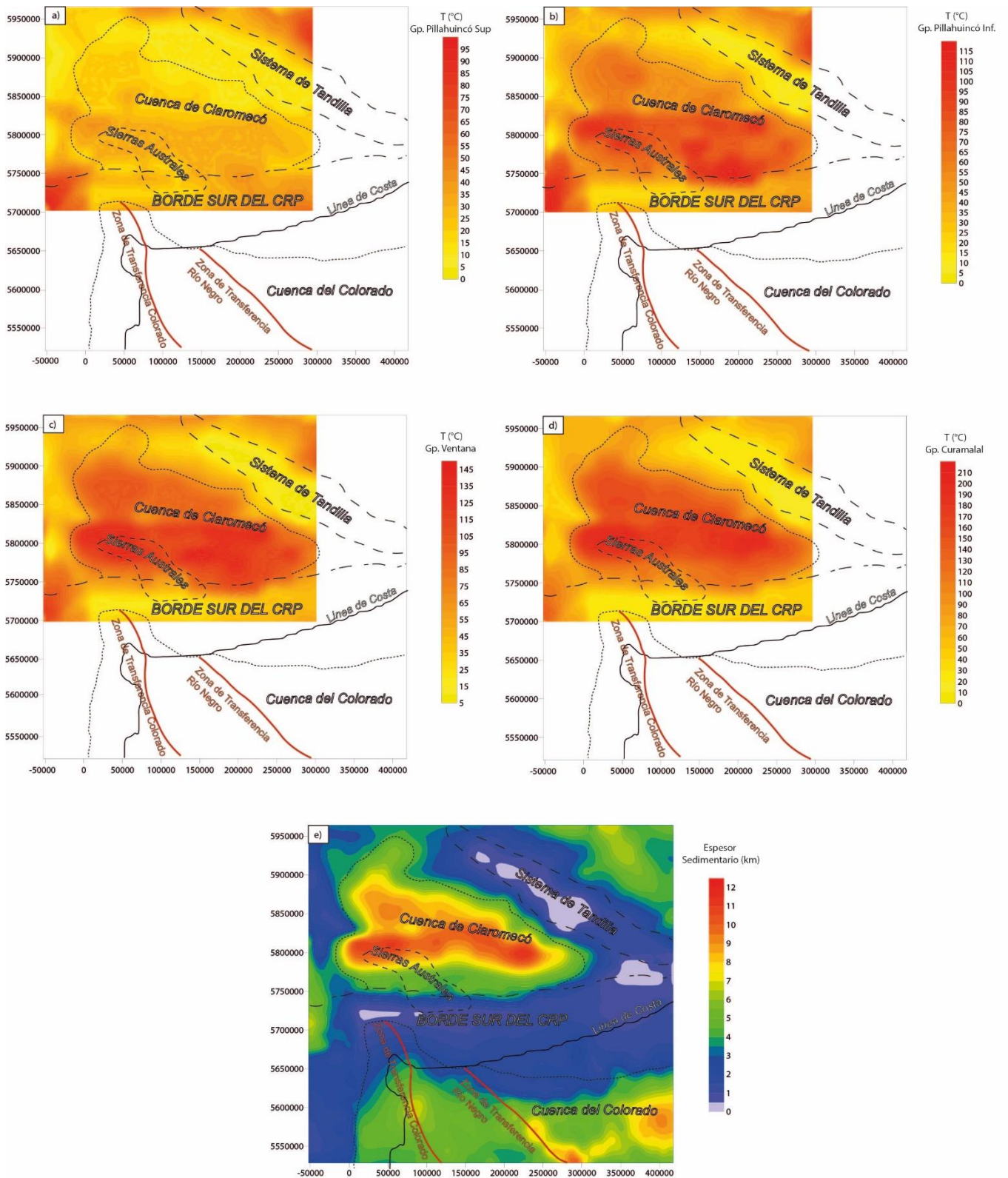


Figura 4.1 Distribución de temperaturas en las superficies superiores de las unidades sedimentarias de la cuenca de Claromecó: a. Gp. Pillahuincó Superior; b. Gp. Pillahuincó Inferior; c. Gp. Ventana; d. Gp. Curamalal; e. Espesor sedimentario total obtenido del modelo de densidades (modificado de Vazquez Lucero *et al.* 2021). A. b. c. y d. modificados de Vazquez Lucero *et al.* (2022). Proyección UTM 21S en metros.

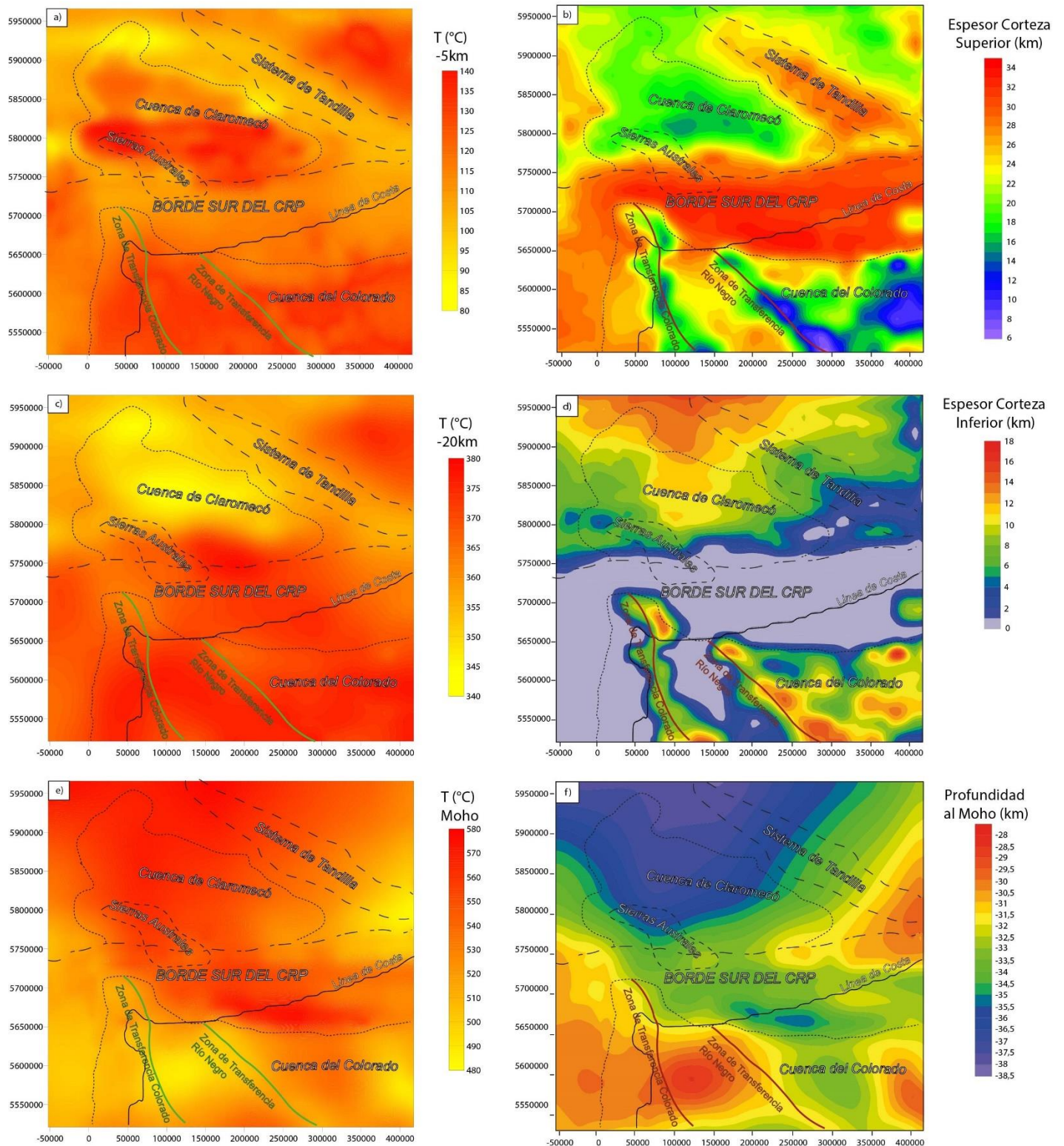


Figura 4.2 Distribución de temperaturas para diferentes niveles de profundidad a partir del modelo térmico 3D (izquierda) y configuración estructural para dichas profundidades (derecha). Izquierda: a. 5km por debajo del nivel del mar; c. 20km por debajo del nivel del mar y; e. temperatura en la superficie del Moho. Derecha: b. espesor de la Corteza Continental Superior; d. espesor de la Corteza Continental Inferior y; f. profundidad a la superficie del Moho. Proyección UTM 21S en metros. A. c. y e. modificados de Vazquez Lucero *et al.* (2022); b., d. y f. modificados de Vazquez Lucero *et al.* (2021).

En la sección ubicada a 5 km de profundidad, el sistema de Tandilia y el borde sur del CRP muestran temperaturas más bajas ($\sim 110^\circ \text{C}$) con respecto a las áreas de

las cuencas del Colorado y Claromecó (~ 130-140 ° C; Fig. 4.2 a). Además, y según los resultados obtenidos en el modelo estructural descrito en el capítulo anterior, el borde sur del CRP y el sistema de Tandilia presentan los máximos espesores de Corteza Continental Superior, mientras que debajo de las cuencas de Claromecó y del Colorado se encuentran los mínimos espesores de Corteza Continental Superior (Fig. 4.2 b).

Los valores mínimos en el mapa de temperaturas a 20 km de profundidad (344 ° C) se localizan hacia el N de la cuenca de Claromecó, mientras que los máximos (380 ° C) se observan debajo de la cuenca del Colorado y en el borde sur del CRP (Fig. 4.2 c). A lo largo de las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro (Franke *et al.* 2006; Marchal y Dominguez 2011; Vazquez Lucero *et al.* 2021), la temperatura es ligeramente más baja (~ 370 ° C) que en las áreas circundantes debajo de la cuenca del Colorado (~ 380 ° C; Fig. 4.2 c). Cabe señalar que la Corteza Continental Inferior presenta su máximo espesor a lo largo de las zonas de transferencia, así como también en la zona N del modelo (Fig. 4.2 d).

Por último, las temperaturas máximas en la superficie del Moho se localizan en las zonas donde el mismo se encuentra a mayor profundidad: en la parte S del borde sur del CRP, y debajo de la zona N de la cuenca de Claromecó, con valores de hasta 580 ° C (Fig. 4.2 e). Por el contrario, el Moho en la zona de la cuenca del Colorado presenta temperaturas mínimas promedio de ~ 480 ° C (Fig. 4.2 e).

La Figura 4.3 presenta la distribución de temperatura a 30 y 40 km de profundidad, respectivamente. Las temperaturas más altas se observan a lo largo del borde sur del CRP (~ 510 ° C y 610 ° C respectivamente; Figs. 4.3 a y b), mientras que las más bajas se encuentran en el sector N-NE del área modelada (~ 480 ° C y 585 ° C, respectivamente; Figs. 4.3 a y b). La corteza y el manto debajo de la cuenca del Colorado muestran temperaturas más bajas en comparación con el borde sur del CRP, pero presentan valores mayores que debajo del cratón (valores promedio de ~ 500 ° C a 30 km y ~ 595 ° C a 40 km). También se observa una diferencia de temperatura de ~

10 ° C entre las zonas de transferencia y los depocentros de la cuenca del Colorado a estas profundidades.

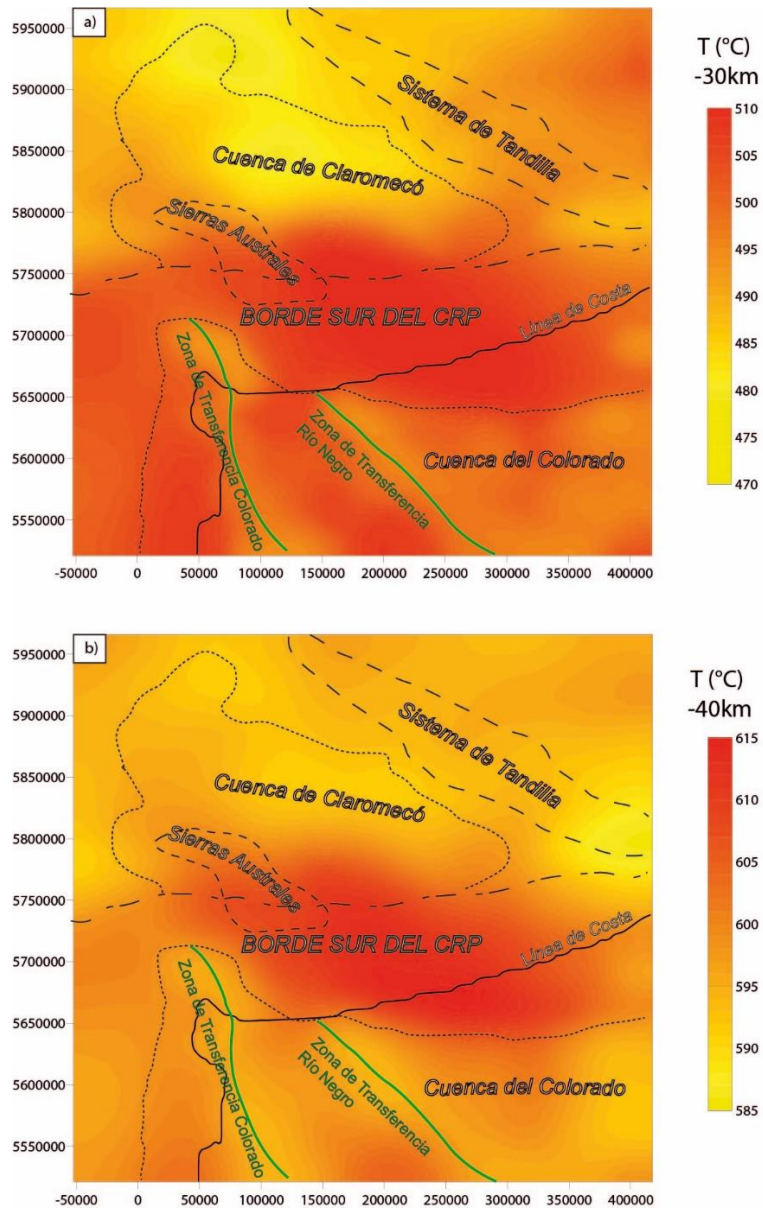


Figura 4.3 Distribución de temperaturas a: a. 30 km de profundidad y a; b. 40 km de profundidad. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2022). Proyección UTM 21S en metros.

CAPITULO 5 – Modelo reológico 3D

5.1 Introducción

Para la realización de los modelos reológicos en 3D se utilizó el código de Cacace y Scheck-Wenderoth (2016), el cual puede calcular la resistencia a la deformación permanente de la litosfera (e.g. Gac *et al.* 2016; Sippel *et al.* 2017). Para estimar dicha resistencia, utiliza diferentes propiedades: el espesor de las unidades modeladas, la energía de activación, la tasa de deformación y la distribución de temperaturas (Cacace y Scheck-Wenderoth 2016).

En términos generales, la estimación de la resistencia está directamente relacionada con el esfuerzo diferencial máximo ($\Delta\sigma_{max}$) que las rocas pueden resistir bajo una determinada condición de presión y temperatura, sin experimentar deformación permanente frágil o dúctil (Ranalli 1997). La ecuación que expresa la diferencia entre el mayor y el menor esfuerzo es la siguiente:

$$\Delta\sigma_{max} = \sigma_1 - \sigma_3 \quad (5.1)$$

donde σ_1 y σ_3 son los esfuerzos principales máximo y mínimo, respectivamente.

Los factores principales que controlan el estilo de la deformación son fundamentalmente el tipo de roca, la presencia de fluidos, la tasa de deformación, la magnitud de la presión y la distribución de la temperatura (e.g., Ranalli 1997). A una profundidad dada, el mecanismo de deformación predominante será el que requiera menos esfuerzo diferencial. Generalmente, a menor profundidad los materiales se deformarán de forma permanente mediante mecanismos frágiles gobernados por el criterio de Coulomb-Navier. Este tipo de deformación está representado empíricamente por la ley de Byerlee (Byerlee 1978), la cual es independiente tanto de la temperatura, como de la litología:

$$\Delta\sigma_b = f_f \rho_{bulk} g z (1 - f_p) \quad (5.2)$$

donde $\Delta\sigma_b$ es el límite frágil (resistencia a la deformación permanente frágil) [Pa]; f_f es un coeficiente que depende del estilo de deformación y del coeficiente de fricción,

ρ_{bulk} es la densidad promedio [kg m^{-3}], g es la aceleración de la gravedad [$g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$], z es la profundidad [m] y f_p es el factor de fluido de los poros ($f_p = 0,36$; Ranalli 1995). Dado que el área de estudio está ubicada tectónicamente en un margen pasivo asumimos un coeficiente de fricción de 0,75 y un f_f que representa condiciones extensionales, ya que es más apropiado que uno compresivo ($f_f = 0,75$; Ranalli 1995).

A mayores profundidades se espera que las rocas experimenten deformación permanente dúctil debido a las altas presiones y temperaturas, siguiendo mecanismos de *creep* de estado sólido (Turcotte y Schubert 1982). El deslizamiento por dislocación (*dislocation creep*) es el mecanismo que domina en la corteza y el manto superior y depende de la temperatura. Está asociado con un flujo viscoso no lineal (Karato y Wu 1993) representado por la siguiente ley de potencias:

$$\Delta\sigma_d = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A_p}\right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{Q}{nRT}\right) \quad (5.3)$$

donde $\dot{\epsilon}$ es la tasa de deformación de referencia ($\dot{\epsilon} = 10^{-15} \text{ s}^{-1}$; e.g., Sonder y England 1986), A_p es el factor de escala pre-exponencial [Pa^{-n}], n es el exponente de la ley de potencias y Q es la energía de activación [J], mientras que R es la constante universal de los gases [$R = 8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$] y T la temperatura absoluta [K]. En contraste con la deformación frágil analizada anteriormente, la deformación dúctil, así como las propiedades utilizadas en la ecuación (5.3) dependen directamente de la litología y un gran número de condiciones específicas como, por ejemplo: el tamaño de grano, macro y micro estructuras, temperatura, tasa de deformación, contenido de fluidos, entre otros.

La variación de la resistencia a la deformación permanente (límite elástico) con la profundidad para cada posición X-Y (ecuaciones 5.2 y 5.3), se expresa mediante una envolvente (Goetze y Evans 1979):

$$YSE = \min(\Delta\sigma_b, \Delta\sigma_d) \quad (5.4)$$

Es posible calcular la resistencia integrada a una profundidad (Z) en cada posición X-Y para toda la litosfera o corteza:

$$\sigma_I = \int_0^z (\sigma_1 - \sigma_3) \times dz \quad (5.5)$$

Los mapas de resistencia integrada son útiles para analizar variaciones horizontales en la reología, mientras que la construcción de envolventes para una posición X-Y particular (Goetze y Evans 1979), permite evaluar heterogeneidades reológicas verticales dentro de la litosfera.

La distribución de temperaturas modelada (ver Capítulo 4) se utilizó para la construcción del modelo reológico. Las propiedades reológicas se tomaron de mediciones de laboratorio publicadas para los tipos reológicos (litologías) que coincidieron con las seleccionadas para el modelo térmico, las cuales se corresponden con las litologías predominantes de cada unidad (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Propiedades reológicas de las unidades modeladas en el área de estudio. 1 Carter y Tsenn (1987); 2 Ranalli y Murphy (1987); 3 Chopra y Patterson (1984).

Capa	Tipos reológicos [referencias]	Enería de Activación Q p [kJ mol⁻¹]	Tasa de deformación A p [Pa⁻ⁿ s⁻¹]	Exponente n
Agua		0,00	0,00	0,00
Postrift	Cuarcita húmeda ¹	173,00	1,26E ⁻¹³	1,90
Sinrift	Cuarcita húmeda ¹	173,00	1,26E ⁻¹³	1,90
SDR	Diabasa seca ¹	276,00	6,31E ⁻²⁰	3,05
Gp. Pillahuincó Superior	Cuarcita seca ¹	134,00	6,03E ⁻²⁴	2,72
Gp. Pillahuincó Inferior	Cuarcita seca ¹	134,00	6,03E ⁻²⁴	2,72
Gp. Ventana	Cuarcita seca ¹	134,00	6,03E ⁻²⁴	2,72
Gp. Curamalal	Cuarcita seca ¹	134,00	6,03E ⁻²⁴	2,72
Corteza	Diabasa seca ¹	276,00	6,31E ⁻²⁰	3,05

Oceánica				
Corteza Continental Superior	Cuarzo-Diorita ²	219,00	5,02E ⁻¹⁶	2,40
Corteza Continental Inferior	Diabasa seca ¹	276,00	6,31E ⁻²⁰	3,05
Manto Litosférico	Dunita seca ³	498,00	7,24E ⁻¹⁸	3,60

Con el fin de seleccionar los tipos reológicos más adecuados para cada capa modelada, se compararon diferentes tipos de reología utilizando el código python Rheology Explorer (Meeßen com. pers.; Fig. 5.1). El código utiliza como datos de entrada las diferentes propiedades reológicas correspondientes a cada tipo (Tabla 5.1). De esta forma, pueden evaluarse las envolventes sintéticas para cada tipo reológico calculadas usando una tasa de deformación constante y una geoterma definida por McKenzie *et al.* (2005; Fig. 5.1).

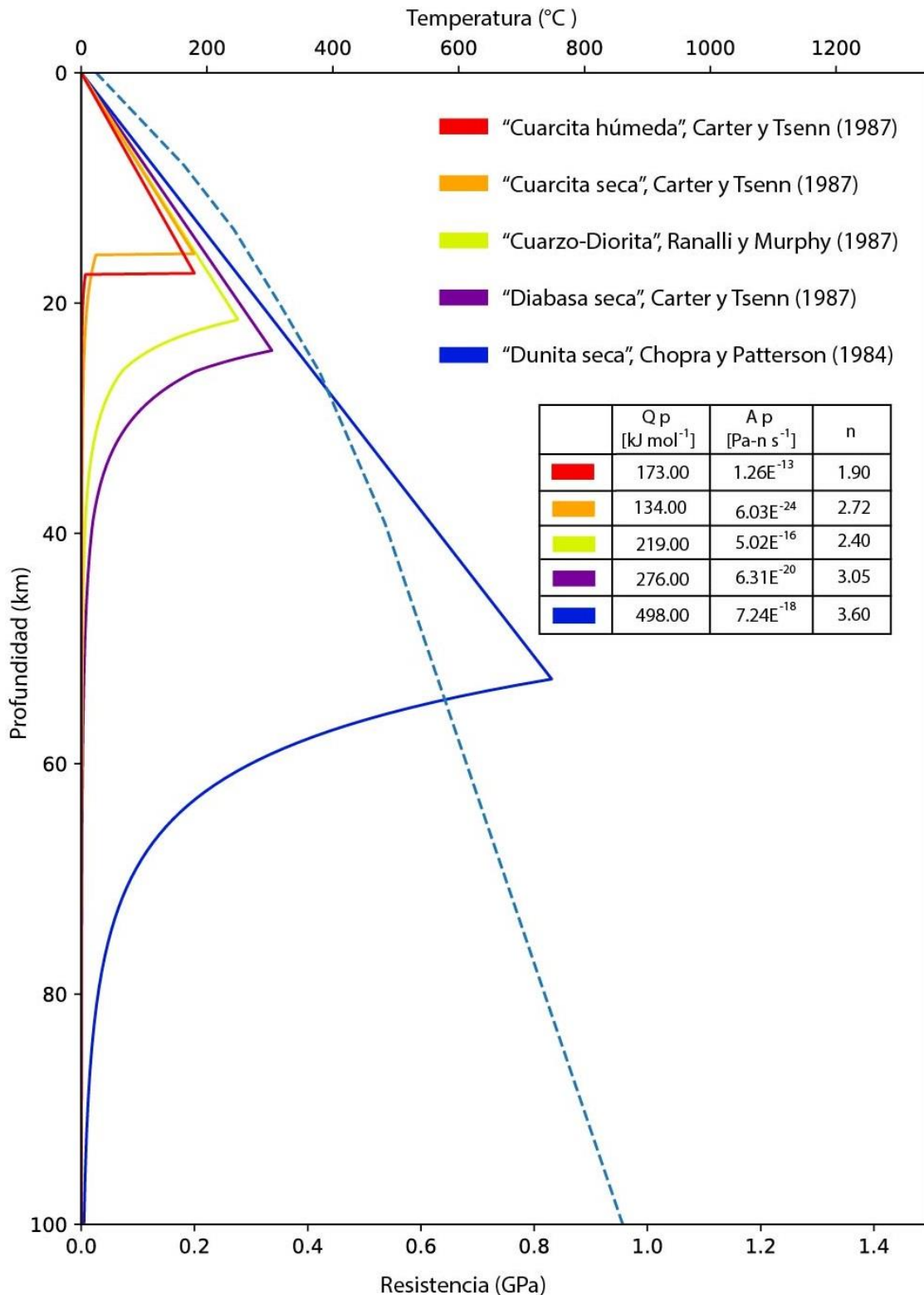


Figura 5.1 Envolventes a la deformación permanente sintéticas para diferentes tipos reológicos, construida mediante el código Rheology Explorer (Meeßen com. pers.). La línea discontinua representa la geoterma uniforme de McKenzie et al. (2005) que es considerada por el código, para el cálculo de las resistencias. Modificado de Vazquez Lucero et al. (2022).

Se asumió que las unidades Postrift y Sinrift son más débiles que las unidades sedimentarias paleozoicas más antiguas de la cuenca de Claromecó. Por lo tanto, se

seleccionó un tipo reológico correspondiente a Cuarcita húmeda para estas unidades localizadas principalmente en la cuenca del Colorado, mientras que a las unidades sedimentarias de la cuenca de Claromecó se les asignó el tipo reológico de Cuarcita seca (Carter y Tsenn 1987).

A las unidades máficas (SDR y Corteza Oceánica) se les asignó un tipo reológico correspondiente a Diabasa seca, ya que se presume que presentan altas densidades y resistencias (Carter y Tsenn 1987).

Como la Corteza Continental Superior está compuesta principalmente por rocas félsicas cristalinas, el tipo reológico seleccionado para dicha unidad fue Cuarzo-Diorita (Ranalli y Murphy 1987). Se calcularon envolventes considerando otras litologías félsicas diferentes para la Corteza Continental Superior, pero los valores de resistencia obtenidos fueron inferiores a los correspondientes a los del tipo Cuarcita seca. Por lo tanto, se decidió no usarlos, ya que se espera que la Corteza Continental Superior sea más resistente que las sedimentitas cuarcíticas.

También se llevó a cabo un análisis de sensibilidad para la Corteza Continental Inferior en el caso de los modelos reológicos 3D (ver Apéndice). Sin embargo, al igual que en el modelo térmico 3D, y considerando que es el escenario geológicamente más representativo para el área de estudio, únicamente fueron realizadas interpretaciones sobre la base de los resultados obtenidos considerando la presencia de una Corteza Continental Inferior máfica, cuyo tipo reológico es el de Diabasa seca (Carter y Tsenn 1987).

Finalmente, se asignó el tipo Dunita seca para el manto (Chopra y Paterson 1984), ya que es más débil que el tipo reológico de Olivina seca. Esta selección se realizó considerando la posible presencia de un dominio litosférico débil entre las cuencas de Claromecó y Colorado, relacionado con un probable límite entre terrenos y/o de debilidad litosférica (Vizán *et al.* 2017; Vazquez Lucero *et al.* 2021; Christiansen *et al.* 2021).

Con los parámetros reológicos seleccionados y la distribución de temperatura obtenida del modelo térmico 3D, el código calcula la estructura reológica de la región generando como datos de salida: (i) la resistencia litosférica integrada, (ii) la resistencia cortical integrada, (iii) la relación entre la resistencia integrada de la corteza y la resistencia integrada de la litosfera (índice de resistencia), y (iv) las envolventes de resistencia a la deformación permanente en función de la profundidad, para cada punto x-y del área modelada.

5.2 Resultados

La resistencia integrada de la litosfera varía entre 13,04 y 13,23 \log_{10} Pa m (Fig. 5.2 a). Se observan valores mínimos (13,04 \log_{10} Pa m) en el área centro-norte del modelo, y a lo largo del límite N de la cuenca del Colorado. Las resistencias máximas se registran en el área de la cuenca del Colorado, principalmente a lo largo de las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro y en el sector NE del modelo (Fig. 5.2 a).

Los valores más altos de resistencia integrada de la corteza se registran en el N del área modelada (5800000 m) y a lo largo de las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro (~ 12,70 \log_{10} Pa m). Se observan resistencias mínimas (~ 12,55 \log_{10} Pa m) a lo largo del borde sur del CRP (incluyendo a la ubicación de las Sierras Australes) y en el área SO del modelo (Fig. 5.2 b).

El índice de resistencia es más alto (mayor contribución de la corteza) en la zona N del modelo (43%), disminuye gradualmente hacia el S y alcanza valores mínimos (22%) en las áreas SO y centro-sur del modelo. Las zonas de transferencia de Río Negro y Colorado y el borde sur del CRP, presentan valores intermedios (30-35%; Fig. 5.2 c).

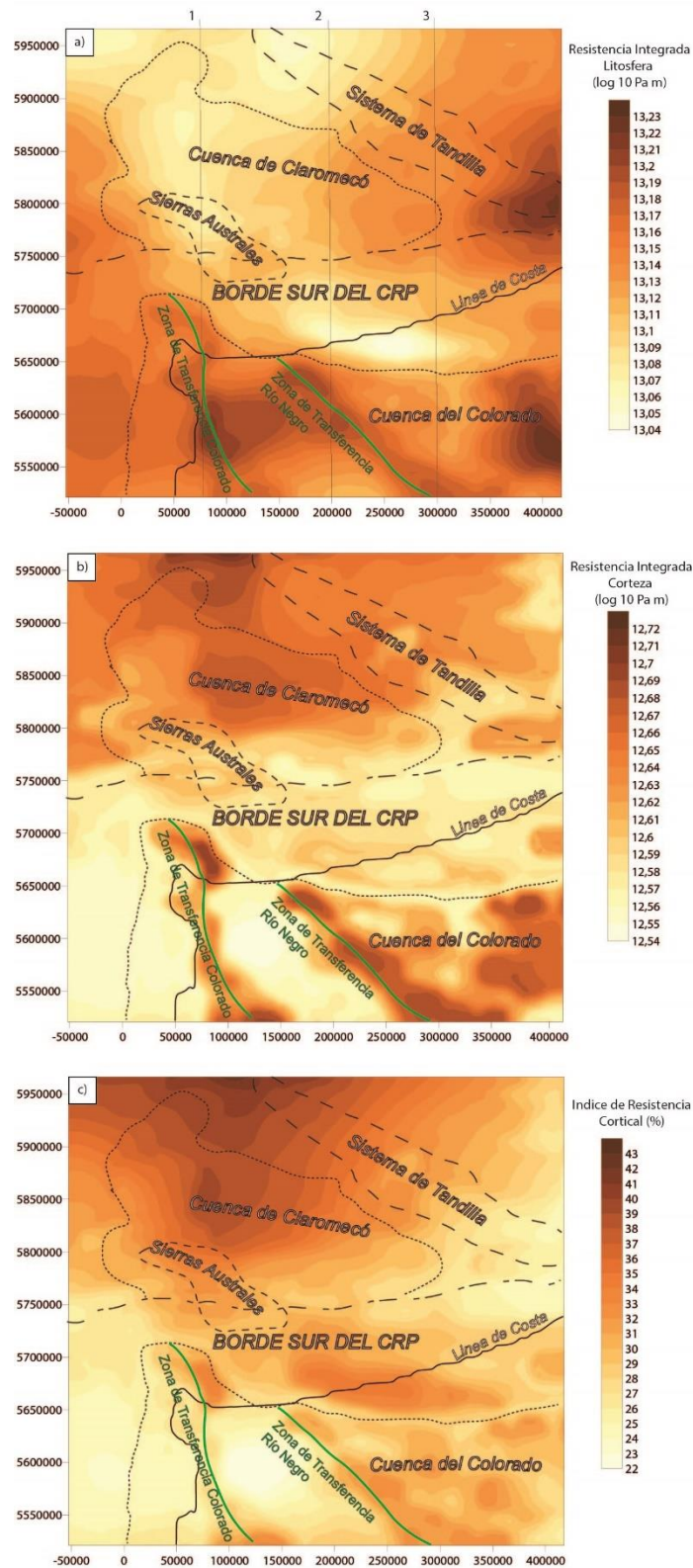


Figura 5.2 Resultados del modelo reológico 3D: a. Resistencia litosférica integrada con la ubicación de tres perfiles verticales norte-sur (1, 2 y 3, véase Fig. 5.3); b. Resistencia cortical integrada y; c. Índice de resistencia cortical. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2022). Proyección UTM 21S en metros.

La figura 5.3 muestra la distribución vertical de la resistencia integrada para tres perfiles N-S (ubicación en la figura 5.2 a). Los perfiles muestran una transición

frágil-dúctil en la Corteza Continental Superior, ubicada a unos 20 km de profundidad por debajo de la cuenca del Colorado, que se profundiza hacia la cuenca de Claromecó donde alcanza casi los 23 km de profundidad (Fig. 5.3). La Corteza Continental Inferior presenta solo comportamiento dúctil, mientras que el manto litosférico permanece frágil hasta los ~ 45 km de profundidad.

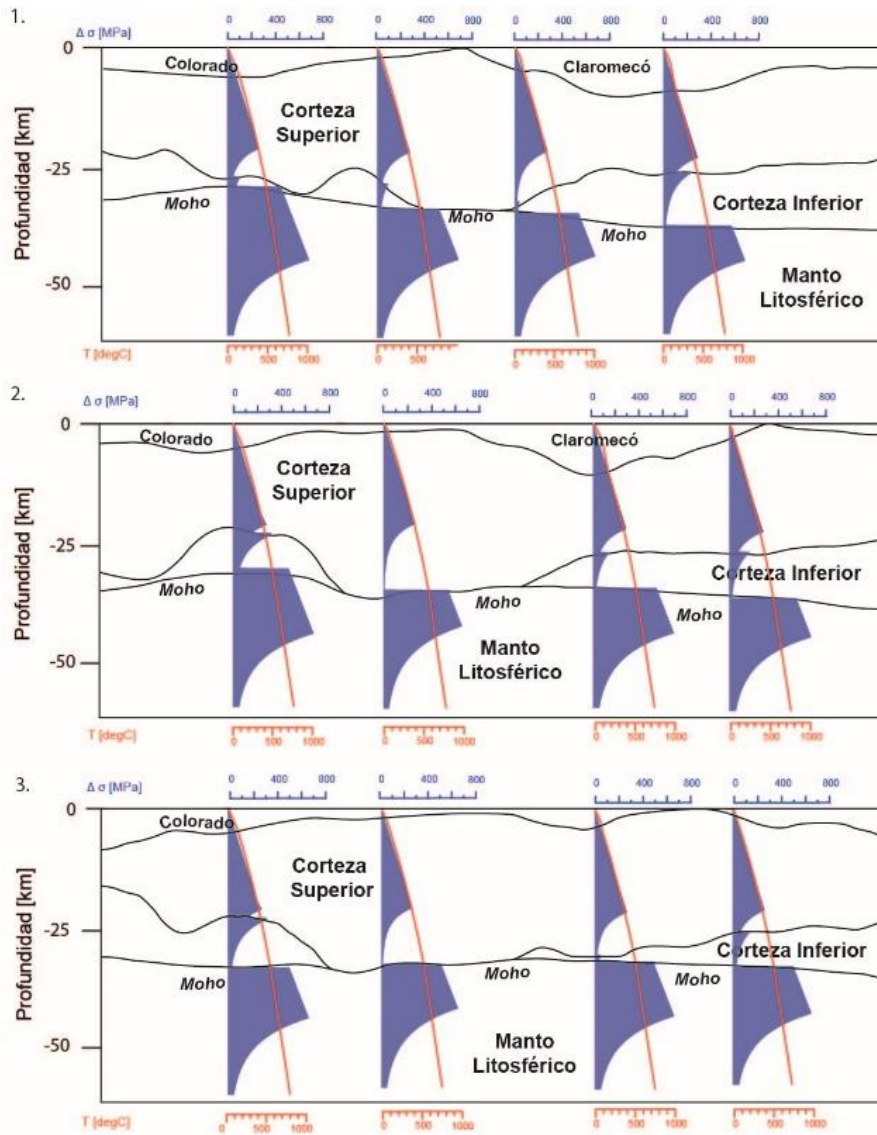


Figura 5.3 Envolventes a la deformación permanente para cada perfil vertical norte-sur (1, 2 y 3; véase Fig. 5.2 a). Geotermas (en rojo) obtenidas a partir del modelo térmico 3D. Modificado de Vazquez Lucero *et al.* (2022).

CAPÍTULO 6 – Interpretación de anomalías gravimétricas y magnetométricas

6.1 Introducción

El análisis e interpretación de las anomalías gravimétricas y magnetométricas puede ser fundamental para localizar con mayor precisión los bordes de las cuencas sedimentarias, estructuras corticales y/o litosféricas, etc. (e.g. Kostadinoff y Prozzi 1998; Ramos y Kostadinoff 2005; Majumdar *et al.* 2006; Ruíz e Introcaso 2011; Fattah *et al.* 2013; Prezzi *et al.* 2018).

Dicho análisis involucra el cálculo de gradientes (y sus combinaciones) que se utilizan, principalmente, para detectar los bordes o límites de cuerpos geológicos y/o dominios corticales. También se aplican distintas metodologías para estimar profundidades y geometrías de los cuerpos causantes de las anomalías observadas (e.g. Wang *et al.* 2009). En particular, la primera derivada vertical, la derivada horizontal total, la señal analítica y el ángulo del tilt son algunos de los principales filtros aplicados para identificar bordes (e.g. Evjen 1936; Nabighian 1972; Cordell 1979; Nabighian 1984; Cordell y Grauch 1985; Hood y Teskey 1989; Roest *et al.* 1992; Miller y Singh 1994; Thurston y Smith 1997; Verduzco *et al.* 2004), mientras que la deconvolución de Euler es una herramienta efectiva para estimar la profundidad a las fuentes (e.g. Reid *et al.* 1990; Reid 2003; Reid *et al.* 2014). El método espectral también resulta efectivo para la estimación de profundidades, sin embargo, dicho método es más adecuado para el caso de capas lateralmente continuas, por lo que se descartó su uso en esta tesis.

En este capítulo, se analizarán e interpretarán los resultados obtenidos mediante la aplicación de los filtros y técnicas mencionados a las anomalías gravimétricas y magnetométricas, con el objetivo de complementar la información obtenida a partir de los modelos 3D presentados en los capítulos anteriores.

6.2 Anomalías magnetométrica y gravimétrica

Los datos magnéticos corresponden a una compilación de diferentes relevamientos llevados adelante en distintas épocas con diferentes metodologías de adquisición, realizada por Ghidella *et al.* (2005, 2017) y Ghidella (2017). Los mismos son tanto aéreos (de alta resolución), como terrestres. En el caso de los datos aeromagnéticos, el levantamiento fue llevado a cabo por el Servicio Geológico-Minero Argentino en las regiones de Tandilia y Sierras Australes (SEGEMAR 1999) con una grilla magnética de 3 km x 3 km de resolución. La orientación de las líneas de vuelo fue N-S con una separación de 1 km entre líneas de vuelo y 7,5 km entre líneas de control, una altura de vuelo sobre el terreno de 120 m y una superficie cubierta de 34000 km² (SEGEMAR 1999). A estos datos, se los complementó con un número reducido de líneas de vuelo que atraviesan la provincia de Buenos Aires, correspondientes al levantamiento aeromagnético del proyecto ARGUS (Max *et al.* 1999). Por su parte, los datos terrestres fueron obtenidos en campañas asociadas a diferentes proyectos de investigación (Barrio *et al.* 1989; Kostadinoff 1995, Liliana Petcoff com. pers). Además, se incluyeron datos terrestres obtenidos por el Servicio Geológico-Minero Argentino en el área de Patagones (SEGEMAR 2005). Recientemente, se han incorporado a la base de datos pre-existente MARARG (Ghidella 2017; Ghidella *et al.* 2017), nuevos juegos de datos que fueron tomados por un crucero geofísico entre 1998 y 1999 (BGR98), y también obtenidos de la versión digital en DVD del Geodas (NGDC, NOAA). Previo a su incorporación, dichos datos fueron procesados, filtrados y corregidos (Ghidella 2017; Ghidella *et al.* 2017).

La anomalía magnetométrica no fue reducida al polo, ya que dicha reducción no toma en cuenta la magnetización remanente, pudiendo generar artefactos matemáticos no representativos de las fuentes causantes de las anomalías detectadas. Además, no se cuenta con información suficiente sobre la magnetización remanente de las unidades geológicas aflorantes y en profundidad en la zona de estudio. Por otra parte, ha sido demostrado que las soluciones de Euler obtenidas a

partir de anomalías sin reducir al polo, reproducen con suficiente precisión la localización de las fuentes en profundidad (Reid *et al.* 1990).

La figura 6.1 muestra la anomalía magnetométrica de la zona de estudio, donde se observan mínimos magnéticos de hasta -200 nT alineados principalmente en la región central del sistema de Tandilia, con una orientación NE-SO. También se observan mínimos magnéticos con orientaciones variables, de alrededor de -100 nT en el centro-N de la cuenca de Claromecó, en el centro de la cuenca del Colorado, y en el sector S del borde sur del CRP. Por su parte, se observan máximos magnéticos de hasta 280 nT en el N del sistema de Tandilia (como contra parte del mínimo de -200 nT descrito anteriormente) de orientación NE-SO, y algunos máximos de menor magnitud (~80 a 120 nT) en el centro del borde sur del CRP y centro-norte de la cuenca de Claromecó (Fig. 6.1).

En el presente análisis se utilizaron las anomalías de Bouguer y Aire Libre calculadas a partir del modelo gravimétrico global EIGEN 6c4 (Ince *et al.* 2019; ver Capítulo 3, Sección 3.3.4 y Fig. 3.2). Se combinaron la anomalía de Bouguer para la parte onshore y la de Aire Libre para la parte offshore.

En el Capítulo 3 se describió el patrón de las anomalías gravimétricas, observándose mínimos de gravedad (-10 a -50 mGal) en la parte central del área estudiada, coincidentes con el eje de la cuenca de Claromecó propuesto por otros autores, y cuya tendencia general es NO-SE (ver Fig. 3.2; e.g., Schillizzi y Kostadinoff 1985; Kostadinoff y Prozzi 1998). Por otra parte, en los sectores NE y SE de la región se detectaron anomalías positivas (~ 20 – 45 mGal), mientras que en la zona centro-sur, se identifican dos anomalías positivas elongadas con una orientación NO-SE de hasta 30 mGal. Finalmente, el margen occidental del área estudiada se caracteriza por la presencia de anomalías positivas y negativas alternadas de muy baja amplitud (entre -5 y 5 mGal; ver Fig. 3.2).

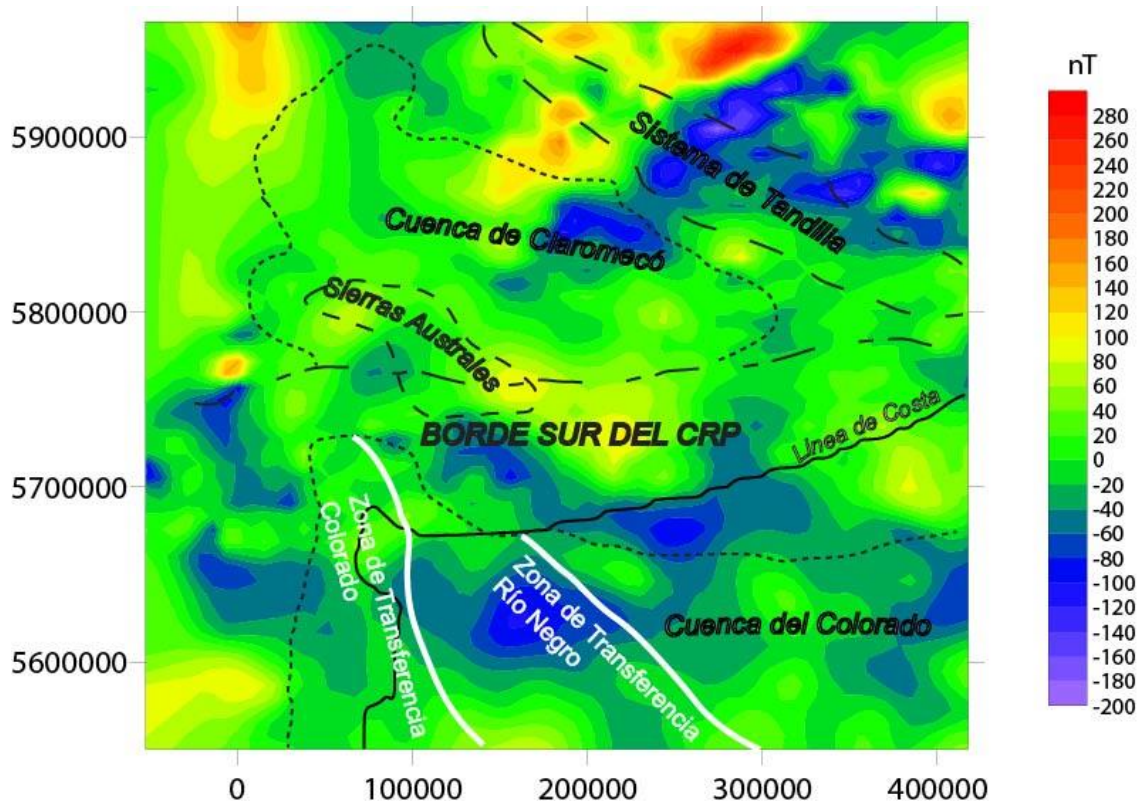


Figura 6.1 Mapa de anomalía magnetométrica obtenido a partir de datos compilados por Ghidella (2017) y Ghidella *et al.* (2017). Proyección UTM 21S en metros.

6.3 Fundamentos de los filtros

Las anomalías gravimétricas (ver Fig. 3.2) y magnetométricas (Fig. 6.1; Ghidella com. pers.) han sido procesadas y analizadas con el software Geosoft, Oasis Montaj calculando: (i) la derivada horizontal total (Cordell 1979; Cordell y Grauch 1985); (ii) la señal analítica (Nabighian 1972, 1984; Roest *et al.* 1992); (iii) el ángulo del tilt (Miller y Singh 1994); (iv) la derivada vertical de primer orden (Hood y Teskey 1989), y (v) prolongaciones ascendentes.

Algunos estudios sobre la detección de bordes de fuentes se focalizaron en el cálculo del gradiente horizontal máximo, también conocido como la derivada horizontal total (DHT; e.g. Grauch y Cordell 1987; Telford *et al.* 1990). Los máximos de la DHT coinciden con los bordes, mientras que sobre la fuente y fuera de ella su valor es cero (Cordell 1979; Grauch y Cordell 1987).

$$DHT(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial y}\right)^2} \quad (6.1)$$

Donde $f(x,y)$ representa la anomalía gravi/magnetométrica.

La señal analítica (SA) permite identificar con precisión la ubicación de los cuerpos causantes de las anomalías detectadas. Cuando los cuerpos son someros los máximos de SA se localizan sobre los bordes de los mismos. En el caso de cuerpos más profundos el máximo se desplaza de los bordes, ubicándose sobre el centro de los cuerpos (Li 2006). En el caso particular de esta tesis, es esperable encontrar los valores máximos sobre los cuerpos y no sobre los bordes, debido a que las anomalías utilizadas poseen baja resolución.

Nabighian (1984) generalizó la amplitud de la SA $|A(x, y)|$ de un campo potencial $f(x, y)$ en 3D, que se puede escribir como:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial z}\right)^2} \quad (6.2)$$

El ángulo del tilt (AT) se define en términos de la relación entre la primera derivada vertical del campo potencial y la derivada horizontal total de dicho campo. La principal ventaja de este filtro es que los valores positivos (picos) están asociados a la ubicación exacta de las fuentes, los valores son negativos a medida que nos alejamos de ellas y el valor de cero coincide con sus bordes (cuando los mismos son subverticales; Miller y Singh 1994). Además, como es un ángulo, sus valores varían entre 1,57 a -1,57 rads (o de 90 ° a -90 °) maximizando las anomalías débiles de baja amplitud, que generalmente son difíciles de detectar en los mapas de anomalías potenciales regulares. Esto mejora la posibilidad de resaltar tanto las fuentes profundas como las superficiales por igual (Miller y Singh 1994). La expresión matemática es:

$$TILT = \text{atan} \frac{\frac{\partial f(x, y)}{\partial z}}{\frac{\partial f(x, y)}{\partial h}} \quad (6.3)$$

Donde:

$$\frac{\partial f(x,y)}{\partial h} = THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial y}\right)^2} \quad (6.4)$$

Por otra parte, la primera derivada vertical (PDV) realiza las características y/o estructuras cercanas a la superficie, siendo positiva (máxima) sobre cada una de las fuentes generadoras de la anomalía. Por lo tanto, las grandes amplitudes en los mapas de anomalías de PDV, en general, deben asociarse con fuentes someras. Para obtenerla, es necesario calcular las segundas derivadas horizontales del campo de potencial integrado verticalmente mediante el uso de la ecuación de Laplace (e.g. Vaish y Pal 2015):

$$PDV(x, y) = \frac{\partial THDR(x, y)}{\partial z} \quad (6.5)$$

El método de prolongación o continuación ascendente permite aislar las anomalías correspondientes a fuentes profundas, eliminando las longitudes de onda corta (e.g. Pawlowski 1995; Xu y Zeng 2000).

Restando a la anomalía observada la prolongación ascendente, se puede obtener la anomalía residual, que resalta el efecto de fuentes menos profundas.

6.4 Deconvolución de Euler

Se aplicó la Deconvolución de Euler únicamente a la anomalía magnética con el fin de proporcionar información adicional sobre la profundidad y distribución geométrica de las fuentes en el subsuelo asociadas a bordes y/o estructuras corticales profundas que luego pudiesen compararse con los resultados obtenidos a partir del modelo gravimétrico 3D construido y presentado en el Capítulo 3. La deconvolución está basada en la ecuación de homogeneidad de Euler:

$$f(tv) = t^n f(v) \quad (6.6)$$

Donde $v = (v_1, v_2, \dots, v_k)$ es el set de elementos, t es el factor de escalado real y n es el grado de homogeneidad de la función $f(v)$ (e.g. Reid *et al.* 2014). La ecuación 6.6, asocia el campo potencial y sus gradientes a la ubicación de la fuente (Hood 1965; Thompson 1982; Reid *et al.* 1990; Reid 2003; Salem y Smith 2005). La principal ventaja de utilizar este método es que ofrece soluciones realistas y es la técnica menos sensible al ruido aleatorio (Bournas *et al.* 2003). Además, es independiente de

la dirección del campo, buzamiento o rumbo de las fuentes magnéticas (Reid *et al.* 1990; Roest *et al.* 1992) y no se ve afectada por la remanencia magnética de las rocas (Reid *et al.* 1990; Ravat 1996).

Para el área de estudio, se calcularon las profundidades a tres tipos de fuentes puntuales (zonas de transferencia de Colorado y Río Negro, el borde sur del CRP y estructuras menores del sistema de Tandilia) utilizando el software Oasis Montaj (Geosoft Inc., 2016). Para intentar localizar las zonas de transferencia se utilizó el Índice Estructural (SI) 1, debido a que las mismas presentarían intrusiones de material máfico equivalentes a diques de gran extensión. En el caso del borde sur del CRP se utilizó un SI de 2, ya que la geometría de la misma, obtenida a partir del modelo gravimétrico 3D, se asemeja a la de un cilindro. Teniendo en cuenta la longitud de onda de las correspondientes anomalías, se utilizaron tamaños de ventana de 5 km y 7 km en el caso de las zonas de transferencia y de 10 km para el borde sur del CRP. Por último, se estableció una tolerancia máxima del 15% para la incertidumbre de profundidad en cada caso.

6.5 Resultados

6.5.1 Anomalía gravimétrica

El mapa de PDV muestra dos alineaciones de máximos valores ($4E^{-4}$ a $2E^{-3}$ mGal/m; Fig. 6.2 a) con orientación NO-SE relacionados con las zonas de transferencia de Río Negro y Colorado. Además, se observa una tercera alineación de máximos valores ($\sim 1,2 - 2,4E^{-3}$ mGal/m) con orientación variable: NO-SE en la zona O que varía hacia el E a una orientación E-O, ubicada a lo largo de la zona más austral del borde sur del CRP. Se observan también alineaciones con orientaciones variables: NE-SO, E-O y NO-SE en la región del sistema de Tandilia con valores que van de $0,8E^{-3}$ a $1,6E^{-3}$ mGal/m (Fig. 6.2 a). De manera análoga, la DHT realza las características estructurales mencionadas anteriormente, principalmente a lo largo del borde sur del CRP y más levemente en las zonas de transferencia de Río Negro y

Colorado (Fig. 6.2 b). Los picos de DHT alcanzan valores de hasta $2,1 \text{ E}^{-3} \text{ mGal/m}$ en el borde sur del CRP (Fig. 6.2 b). Por otra parte, las zonas de transferencia se ven de manera tenue, con valores de $9 \text{ E}^{-4} \text{ mGal/m}$. También fueron observadas algunas estructuras menores dentro de la cuenca de Claromecó tanto con orientación NO-SE como E-O (Fig. 6.2 b). La alineación de máximos valores localizada en el sistema de Tandilia, con orientación NE-SO anteriormente observada en el mapa de PDV, también fue identificada al aplicar la DHT (Fig. 6.2 b).

Tanto la SA como el AT no solo realzan el borde sur del CRP y las zonas de transferencia, sino que también indican la presencia de gran cantidad de estructuras internas en el sistema de Tandilia, especialmente el mapa del AT (Figs. 6.2 c y d). Los picos positivos del mapa de SA ($\sim 3 \text{ E}^{-3} \text{ mGal/m}$) coinciden con valores positivos del AT (1,57 rad), principalmente en el borde sur del CRP y el sistema de Tandilia (Figs. 6.2 c y d). En el mapa del AT, se observan numerosas estructuras en el sistema de Tandilia, orientadas principalmente NE-SO, donde los valores son igual a cero rad. Los mínimos del mapa del AT se ubican a lo largo del área de las Sierras Australes y centro de la cuenca de Claromecó, en el borde N del borde sur del CRP, presentando una tendencia NO-SE (-1,57 rads; Fig. 6.2 d).

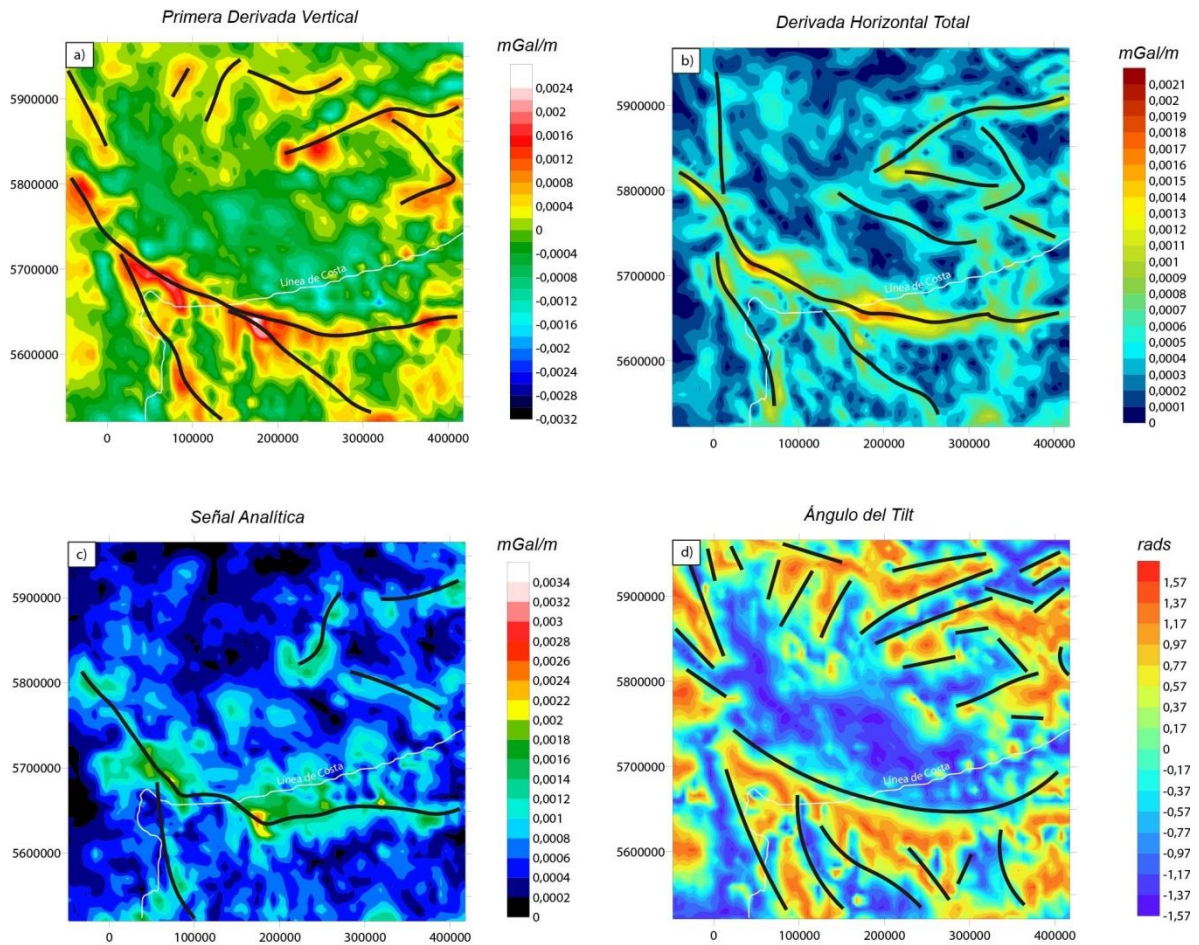


Figura 6.2 Mapas de filtros aplicados a la anomalía gravimétrica. a. Primera Derivada Vertical (PDV); b. Derivada Horizontal Total (DHT); c) Señal Analítica (SA); d) Ángulo del Tilt (AT). Las líneas negras continuas representan las estructuras interpretadas. Proyección UTM 21S en metros.

6.5.2 Anomalía magnetométrica

Las alineaciones de valores máximos observadas en el mapa de PDV, presentan valores promedio de 0,035 nT/m (Fig. 6.3 a). Principalmente, se observan tenuemente las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro, y estructuras con orientación NE-SO en el sistema de Tandilia con valores de alrededor de 0,015 nT/m (Fig. 6.3 a). Además, se puede observar otra alineación de valores máximos con rumbo NO-SE en la parte central del borde sur del CRP, con valores de hasta 0,02 nT/m. Por su parte, en el mapa de DHT, los rasgos más llamativos corresponden a alineaciones ubicadas dentro del sistema de Tandilia con orientaciones variables (con valores de entre 0,011 hasta 0,022 nT/m; Fig. 6.3 b). También pudo ser identificado parcialmente, el sector austral del borde sur del CRP con valores de hasta 0,01 nT/m.

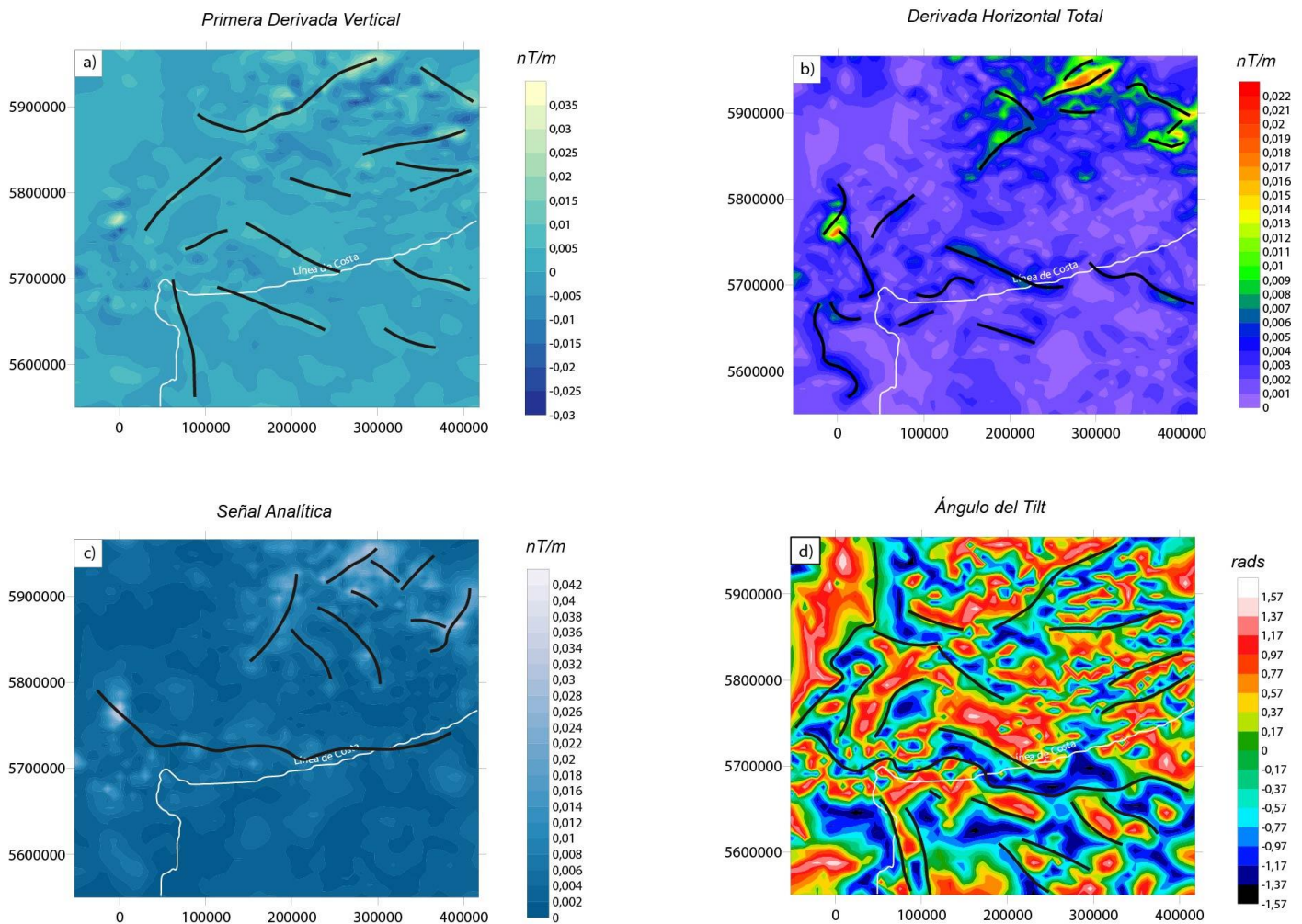


Figura 6.3 Mapas de filtros aplicados a la anomalía magnetométrica. a. Primera Derivada Vertical (PDV); b. Derivada Horizontal Total (DHT); c) Señal Analítica (SA); d) Ángulo del Tilt (AT). Las líneas negras continuas representan las estructuras interpretadas. Proyección UTM 21S en metros.

El mapa de SA exhibe características similares a las identificadas en el mapa de DHT, con máximos de 0,042 nT/m (Fig. 6.3 c). Sin embargo, pudieron ser identificadas mayor cantidad de estructuras en la zona del sistema de Tandilia, continuando hasta la parte más NE de la cuenca de Claromecó. La mayoría de las alineaciones aquí identificadas presentan orientaciones NE-SO (perpendiculares al sistema de Tandilia) y son discontinuas espacialmente. A lo largo del borde N de la cuenca del Colorado se observan valores intermedios con una orientación E-O que corresponderían a la ubicación del borde sur del CRP (Fig. 6.3 c).

Por otra parte, el mapa del AT expone varias alineaciones, correspondientes a los valores de cero rad, en su mayoría con orientación E-O y NO-SE espacialmente discontinuos, con excepción de la alineación observada perpendicular al sistema de

Tandilia con orientación NE-SO. También se observan el sector S del borde sur del CRP y la zona de transferencia de Colorado (Fig. 6.3 d).

6.5.3 Anomalías residuales gravimétrica y magnetométrica

Las anomalías residuales se calcularon restando a las anomalías observadas la prolongación ascendente a 20 km en el caso de la anomalía gravimétrica, y a 10 km en el de la anomalía magnetométrica (Fig. 6.4). Previamente se hicieron cálculos con distintas alturas (20 km a la anomalía magnetométrica y 10 km a la anomalía gravimétrica) que no arrojaron resultados representativos, razón por la cual se decidió utilizar los valores antes mencionados.

La anomalía magnetométrica continuada ascendentemente a 10 km, presenta valores máximos de hasta 130 nT a lo largo de la alineación con orientación NE-SO perpendicular al sistema de Tandilia (Fig. 6.4 a). Además, se observan más tenuemente el sector austral del borde sur del CRP con valores de alrededor de 40 nT y las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro con valores de ~ 20 nT (Fig. 6.4 a). En el mapa de anomalía magnetométrica residual se observan tanto las estructuras NE-SO perpendiculares al sistema de Tandilia (con anomalías de hasta 170 nT), como el borde sur del CRP y las zonas de transferencia (con valores de anomalía de ~ 50 nT; Fig. 6.4 b). Además, se identificó una alineación con orientación NE-SO al O de la cuenca de Claromecó con valores de hasta 60 nT.

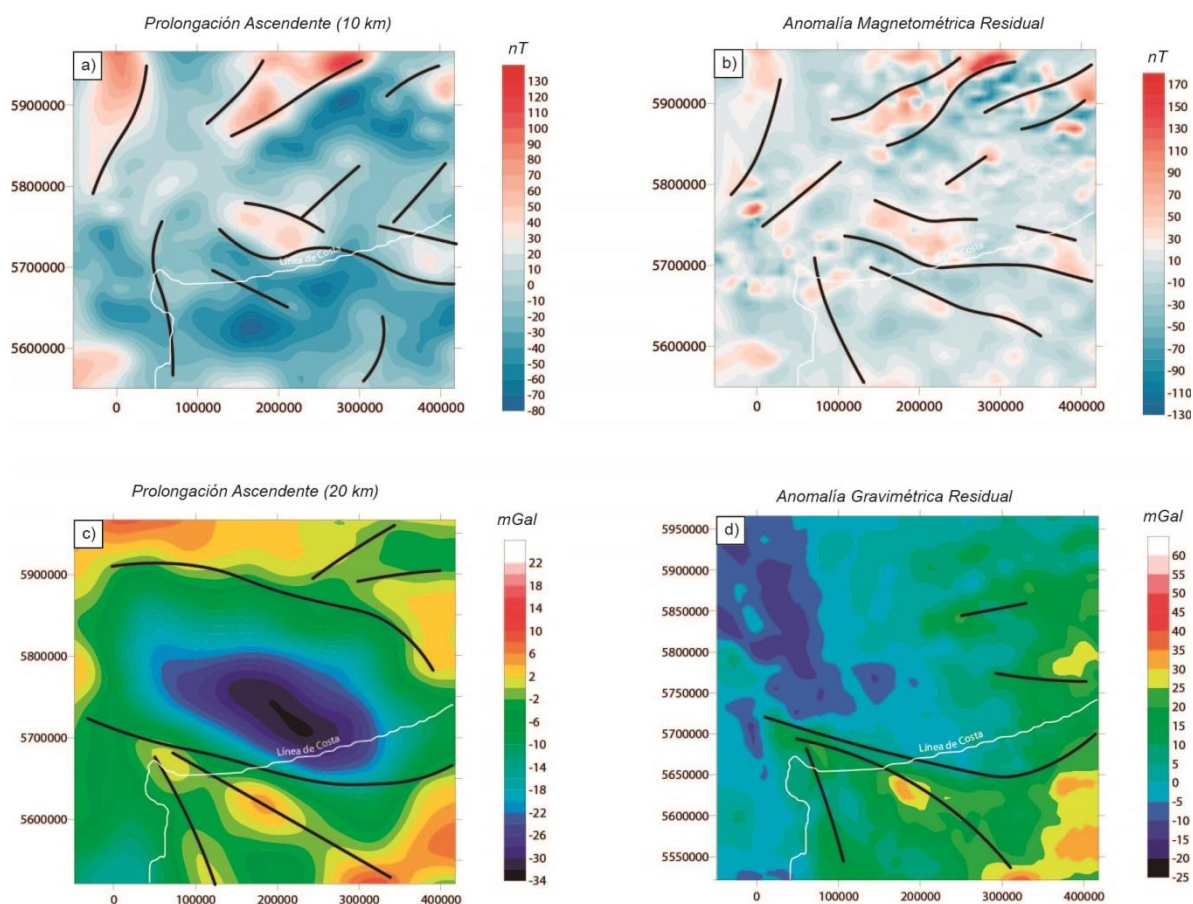


Figura 6.4 Mapas de prolongación ascendente y anomalía residual aplicados a las anomalías magnetométrica y gravimétrica respectivamente. a. Prolongación Ascendente a 10km para la anomalía magnetométrica; b. Anomalía Magnetométrica Residual; c. Prolongación Ascendente a 20km para la anomalía gravimétrica; d. Anomalía Gravimétrica Residual. Las líneas negras continuas representan las estructuras interpretadas. Proyección UTM 21S en metros.

En cuanto a la anomalía gravimétrica, en el mapa de prolongación ascendente a 20 km, las áreas de mayor densidad (~ 5 mGal) se observan en la región NO, así como a lo largo de las zonas de transferencia (Fig. 6.4 c). Mínimos de ~ -30 mGal se localizan a lo largo del borde sur del CRP y en el sector S de la cuenca de Claromecó (Fig. 6.4 c). El mapa residual presenta un patrón discontinuo con valores mínimos hacia el O (de hasta ~ -20 mGal) y valores máximos hacia el E (de hasta ~ 30 mGal; Fig. 6.4 d). No obstante, las anomalías positivas se asocian principalmente con los mismos tres alineamientos previamente identificados: a lo largo del borde más septentrional de la cuenca del Colorado (el borde sur del CRP), y las zonas de transferencia, mientras que las anomalías negativas se ubican hacia el O, con orientación N-S (Fig. 6.4 d).

6.5.4 Deconvolución de Euler 3D

La figura 6.5 presenta las soluciones de Euler obtenidas utilizando un SI de 1 y un tamaño de ventana de 7 km. Se observa un tren de soluciones con orientación NO-SE algunos kilómetros al E de la zona de transferencia de Río Negro, que muestra continuidad en el sector onshore, en el borde sur del CRP. Dichas soluciones corresponden a una profundidad de entre 10000 y 20000 m. También se observan trenes de soluciones alineadas con orientación NE-SO en el sistema de Tandilia, con profundidades de 5000 a 10000 m.

Con la finalidad de analizar las anomalías magnetométricas de menor longitud de onda, se utilizó un tamaño de ventana de 5 km (Fig. 6.6). Se continúa observando el alineamiento de soluciones con orientación NO-SE al E de la zona de transferencia de Río Negro y profundidades de 10000 a 20000 m (Fig. 6.6). Por otra parte, los trenes de soluciones con orientación NE-SO a la latitud del sistema de Tandilia observados usando la ventana de 7 km no se identifican con la misma resolución en este caso, encontrándose algunas soluciones mucho más someras (0 a 5000 m) en coincidencia con dichas estructuras (Fig. 6.6).

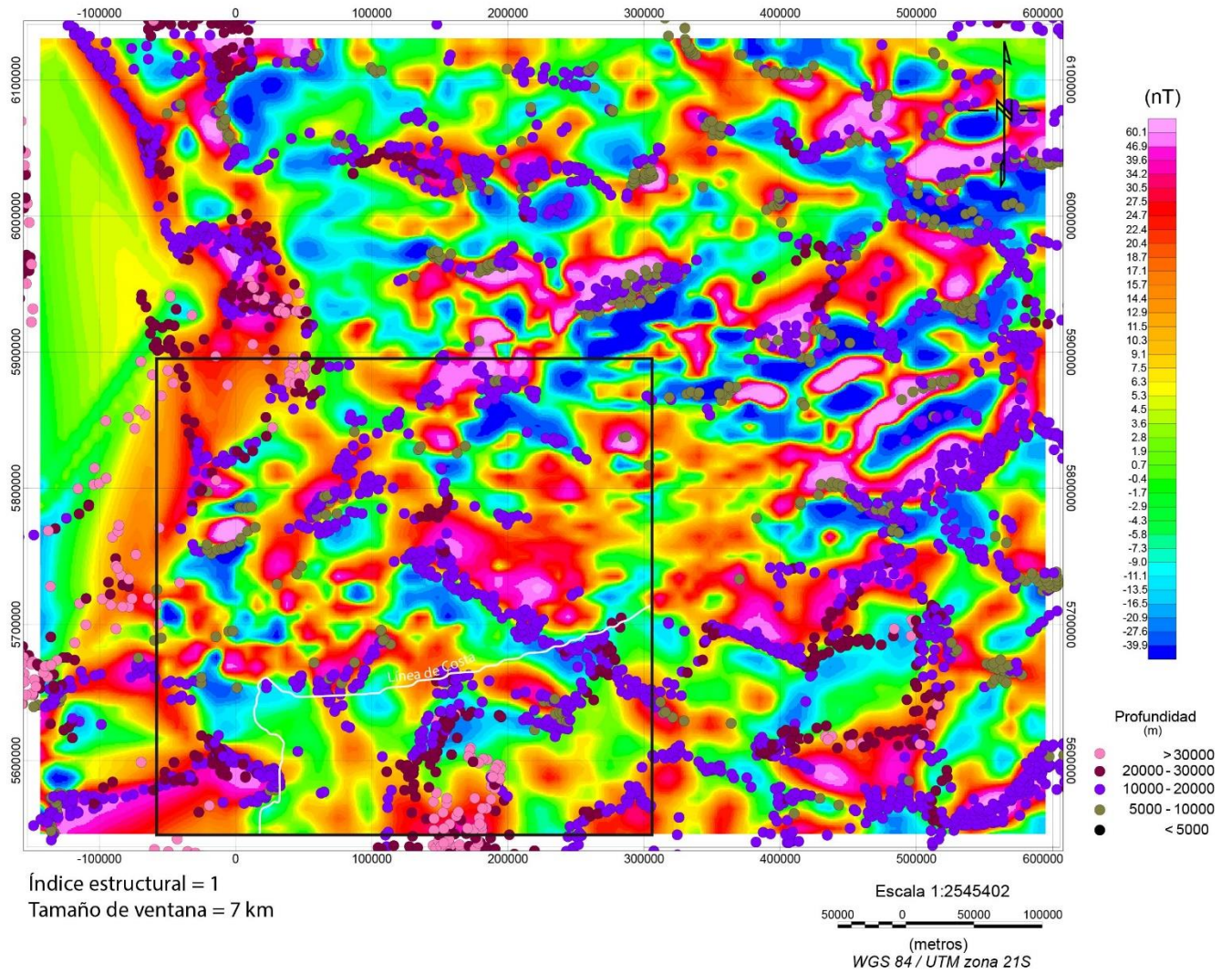


Figura 6.5 Soluciones de Euler 3D para la anomalía magnetométrica con un índice estructural de 1 y tamaño de ventana de 7km. El recuadro negro indica la zona de estudio. Proyección UTM 21S en metros.

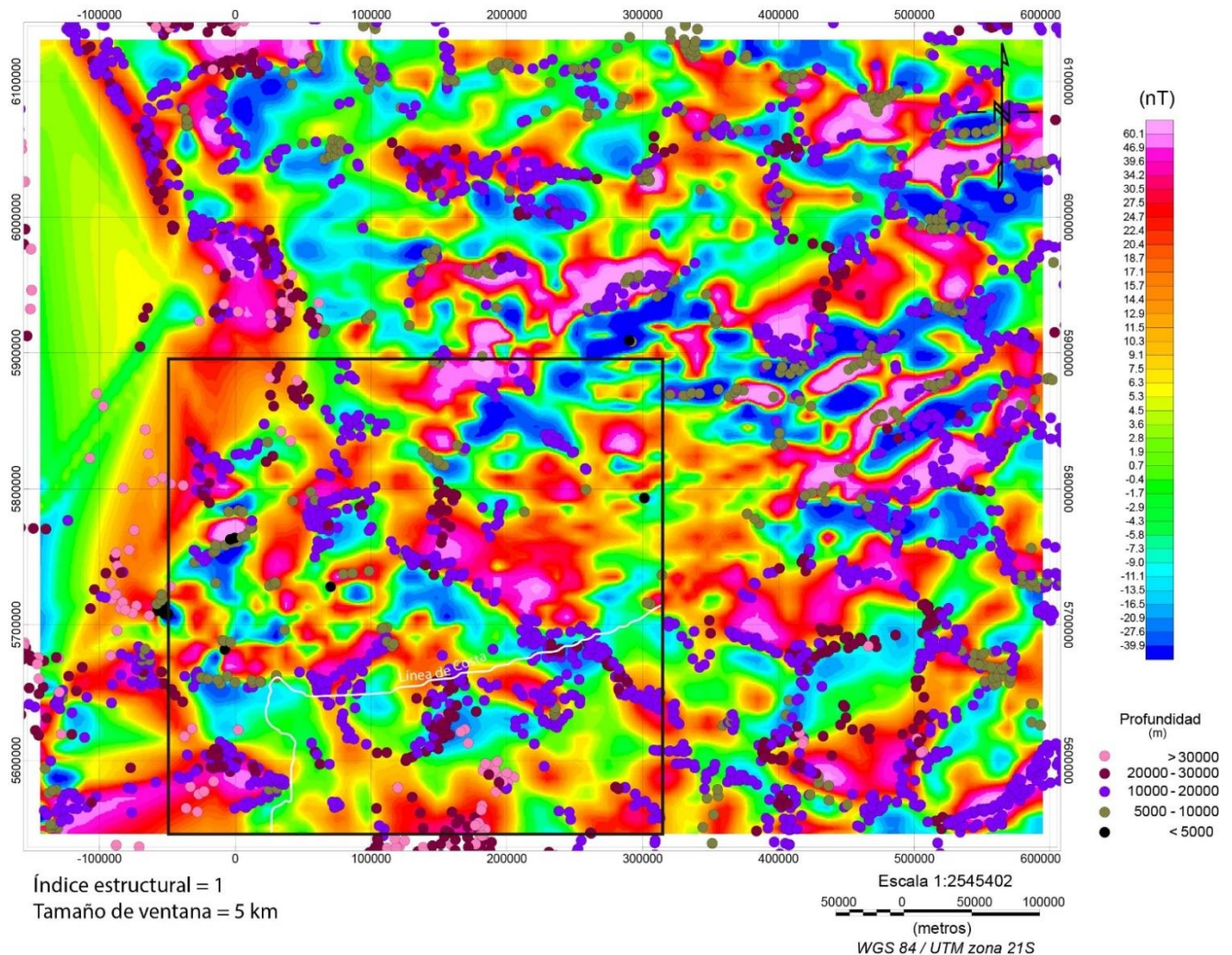


Figura 6.6 Soluciones de Euler 3D para la anomalía magnetométrica, con un índice estructural de 1 y un tamaño de ventana de 5km. El recuadro negro indica la zona de estudio. Proyección UTM 21S en metros.

Por último, se utilizó un SI de 2 y un tamaño de ventana de 10 km con el fin de investigar el borde sur del CRP (Fig. 6.7). Se identificó una alineación de soluciones en coincidencia con el borde S del cratón, a profundidades de 10000 a 20000 m en el sector occidental, y de 20000 a 30000 m en el sector oriental. También se pueden observar soluciones alineadas con profundidades similares ubicadas al E de las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro y con continuidad en el onshore (Fig. 6.7). Finalmente, las estructuras perpendiculares al sistema de Tandilia aparecen representadas por nubes de soluciones discontinuas pero que mantienen una orientación NE-SO y con profundidades entre 10000 y 20000 m (Fig. 6.7).

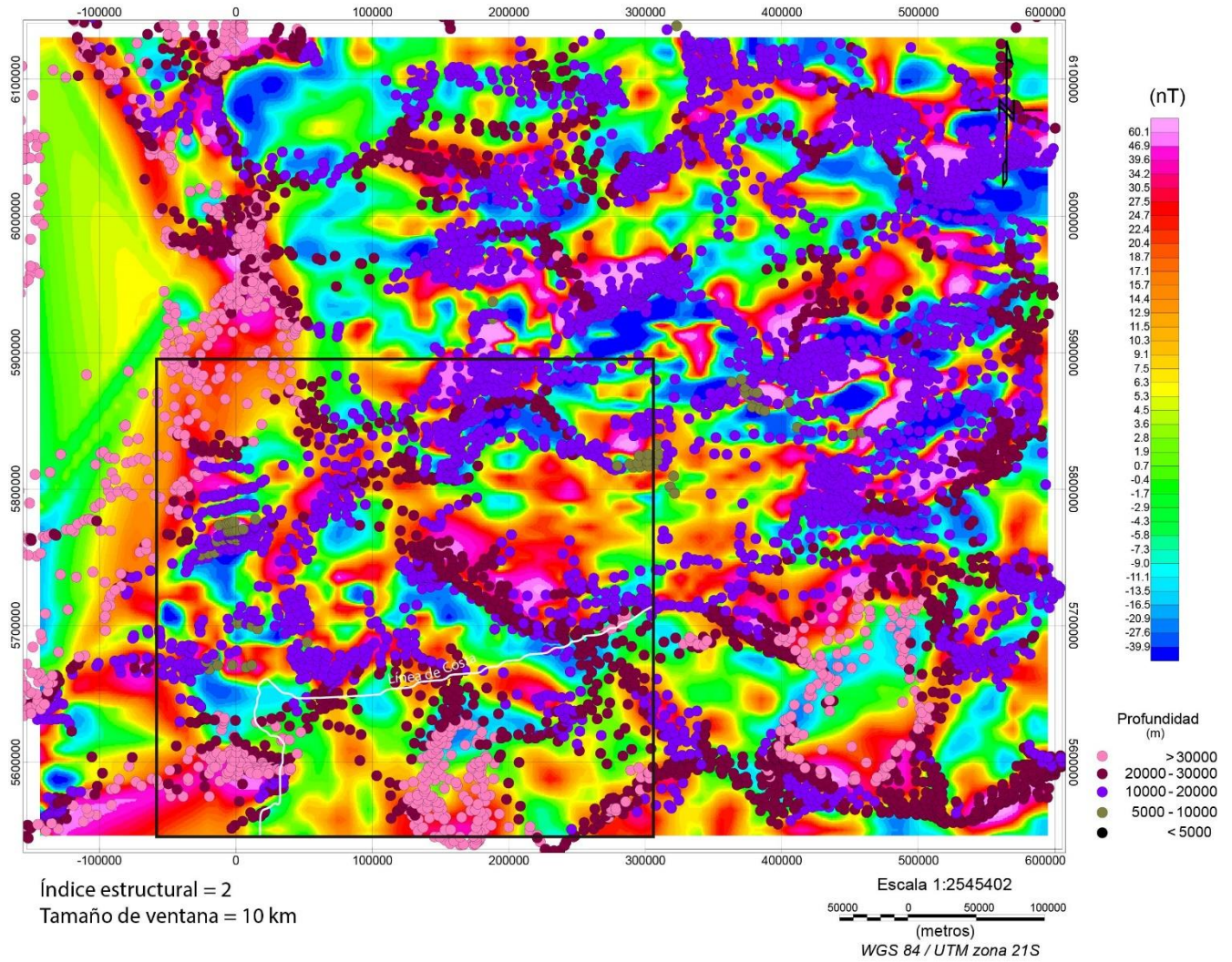


Figura 6.7 Soluciones de Euler 3D para la anomalía magnetométrica con un índice estructural de 2 y un tamaño de ventana de 10km. El recuadro negro indica la zona de estudio. Proyección UTM 21S en metros.

CAPÍTULO 7 – Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)

7.1 Introducción

La ASM es una herramienta utilizada para determinar la fábrica magnética de una roca. La misma puede depender tanto de factores intrínsecos de los minerales que la generan (como la estructura cristalográfica o la forma de dichos minerales), como de la orientación preferencial de los minerales que pueda haber sido o no generada por algún proceso geológico ulterior. De esta manera, es una herramienta sumamente útil y complementaria para poder mejorar el conocimiento de los procesos geológicos que hubieran afectado a la zona de estudio en términos paleo-tectónicos.

En esta tesis se realizó el estudio de la ASM en las rocas del basamento ígneo-metamórfico del sistema de Ventania, con el objetivo de determinar la foliación y lineación magnéticas, y compararlas con los datos de foliación estructural medidos en el campo, en los casos donde ha sido posible medir dichos valores. Asimismo, el estudio de la ASM permitió obtener los parámetros de forma de los elipsoides, los cuales pueden aportar información sobre el proceso de deformación actuante al momento de generarse la fábrica magnética. También se pudo diferenciar parcialmente y de manera preliminar, el origen (ferro o paramagnético) de las fábricas muestreadas, a partir de la relación entre distintos parámetros medidos.

7.2 Metodología

La susceptibilidad magnética (K) está definida por la relación entre la magnetización inducida (M) en la roca y el campo magnético aplicado (H):

$$K = \frac{M}{H} \quad (7.1)$$

Por otra parte, la ASM es un tensor simétrico de segundo orden que indica cómo varía la susceptibilidad magnética K de una roca en el espacio. Está

representado por tres ejes principales: K_1 o K_{MAX} el eje mayor; K_3 o K_{MIN} el eje menor; y K_2 o K_{INT} el eje intermedio (Tarling y Hrouda 1993).

La susceptibilidad magnética total “ K_m ” es el promedio aritmético de las susceptibilidades magnéticas principales:

$$K_m = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3} \quad (7.2)$$

Estos ejes pueden ser representados en un elipsoide (Fig. 7.1), el cual, si fuera isótropo, tendría valores iguales para cada eje ($K_1=K_2=K_3$) formando una esfera. Lo esperable en la naturaleza es que esto no suceda y, por lo tanto, los minerales suelen presentar elipsoides con ejes de distinta longitud, generándose formas oblatas (forma de disco); proladas (alargadas en una dirección preferencial) o triaxiales. Cuando los elipsoides son oblatos K_1 y K_2 son prácticamente iguales, mientras que el eje K_3 es el más corto (Fig. 7.1 b). En estos casos la foliación magnética suele estar bien desarrollada. En las formas proladas, los ejes de prácticamente igual longitud son el K_2 y el K_3 , siendo el K_1 el eje mayor (Fig. 7.1 c). Aquí, la lineación magnética es la propiedad que se encuentra bien definida. Por último, en el caso triaxial, los ejes son completamente diferentes entre sí, siendo $K_1 > K_2 > K_3$. Los elipsoides triaxiales suelen tener bien representada tanto su lineación como su foliación magnética (Fig. 7.1 a). El plano que forman los ejes K_1 y K_2 corresponde al plano de foliación magnética, mientras que el eje máximo de los elipsoides, es decir, el eje K_1 representa la lineación magnética (Tarling y Hrouda 1993). K_1 , K_2 y K_3 , se representan en proyecciones estereográficas (hemisferio inferior) y serán analizados de esa manera en esta tesis (ver 7.4 resultados).

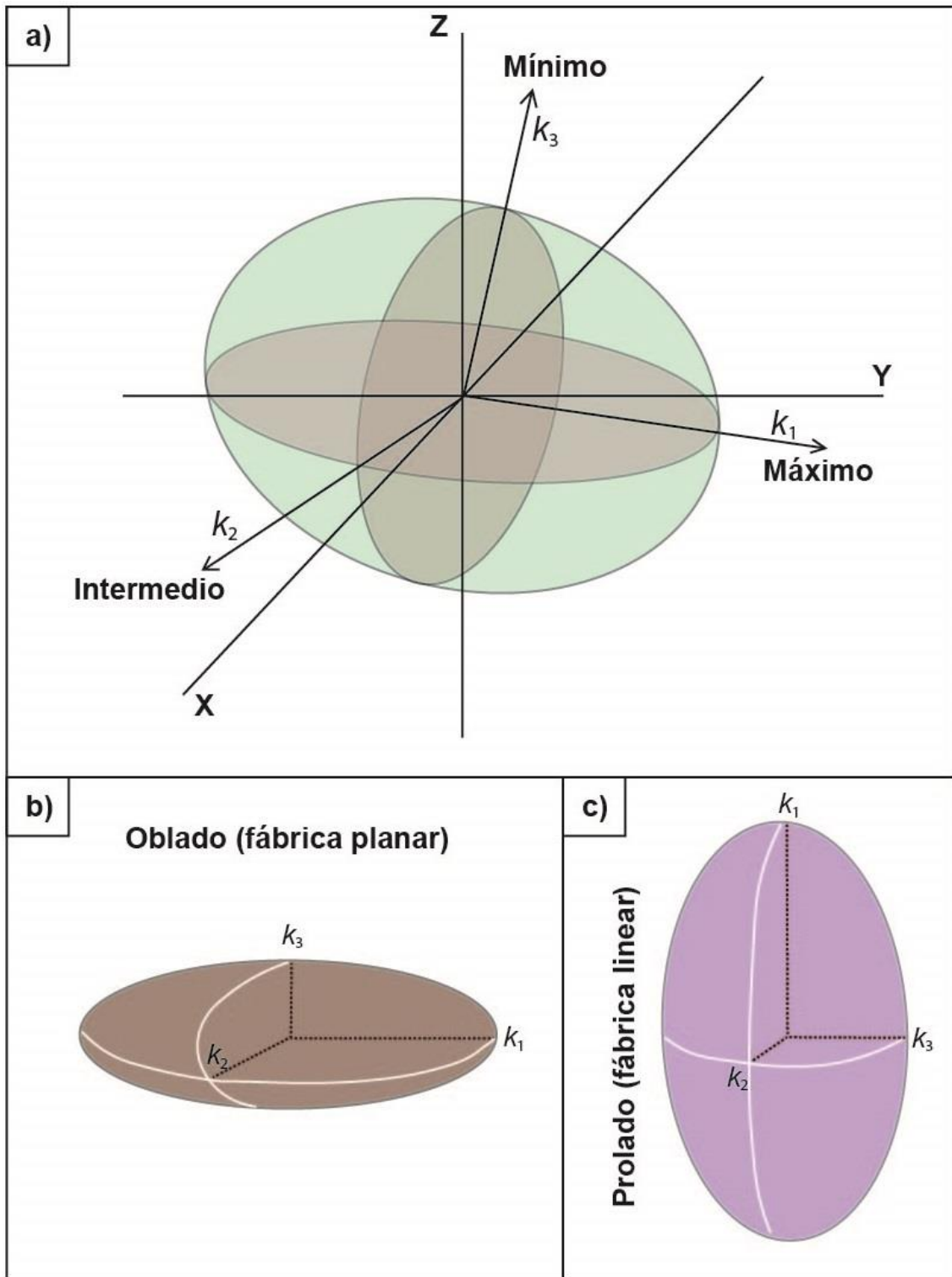


Figura 7.1 a. Elipsoide magnético con sus respectivos ejes máximo (K_1), mínimo (K_3) e intermedio (K_2). b. Elipsoide oblado y disposición de ejes. c. elipsoide prolado y disposición de ejes.

Los tipos de elipsoide antes mencionados, presentan distintos parámetros de forma "T" (Jelinek 1981; Hrouda 1982; Borradaile 1988). T está definido por la siguiente relación:

$$T = \frac{\ln F - \ln L}{\ln F + \ln L} \quad (7.3)$$

Donde (F) es la foliación y (L) es la lineación magnética. A su vez, L y F son definidas de la siguiente manera:

$$L = \frac{k_{MAX}}{k_{INT}} ; F = \frac{k_{INT}}{k_{MIN}} \quad (7.4)$$

Si el parámetro de forma T es $+1 > T > 0$, el elipsoide tendrá una forma oblada (planar; Fig. 7.1 b). Si, por otra parte, $-1 < T < 0$, el elipsoide es prolado (linear; Fig 7.1 c). Sin embargo, si el valor es cercano a cero, se interpreta a la fábrica como triaxial (Jelinek 1981; Hrouda 1982; Borradaile 1988).

Dichos elipsoides permiten obtener información acerca de la deformación de la roca debido a que son comparables con los clásicos diagramas de Flinn utilizados en geología estructural (Flinn 1962). De esta manera, los ejes de los elipsoides magnéticos son equiparables a los de deformación del diagrama de Flinn, lo cual permite comparar directamente la geometría de los elipsoides magnéticos con las direcciones de deformación de la roca a partir del estudio de la ASM. La fábrica magnética medida gracias a la utilización de esta herramienta, representa la fábrica adquirida durante el momento de la deformación.

El parámetro "P" expresa el grado de anisotropía de la roca mediante la siguiente ecuación:

$$P = \frac{k_{MAX}}{k_{MIN}} \quad (7.5)$$

El parámetro "P_j" está basado en los valores logarítmicos de la susceptibilidad medida, y también expresa el grado de anisotropía de la roca (corregido por Jelinek; Jelinek 1981; Tarling y Hrouda 1993) mediante la siguiente ecuación:

$$P_j = \exp \sqrt{2 \left[\left(\ln \frac{k_{MAX}}{k_M} \right)^2 + \ln \left(\frac{k_{INT}}{k_M} \right)^2 + \ln \left(\frac{k_{MIN}}{k_M} \right)^2 \right]} \quad (7.6)$$

La diferencia entre los valores de los parámetros P y P_j , es mínima en la gran mayoría de los casos, pero cuando no lo es, el valor de referencia debe ser el P_j , ya que, al estar corregido, es más preciso (e.g. Jelinek 1981).

Los parámetros P , P_j y T , se utilizarán para caracterizar las fábricas magnéticas medidas, compararlas entre sí y, por lo tanto, realizar una adecuada interpretación de los elipsoides magnéticos en función de la deformación de las rocas de la zona de estudio.

Los parámetros P y P_j se analizarán en función de la susceptibilidad magnética media (K_{mean}) y en función del parámetro de forma T . Según su relación con la susceptibilidad, se podrán reconocer fábricas ferromagnéticas (relación lineal) o fábricas paramagnéticas (relación no lineal), mientras que analizado en función de T , se identificarán fábricas obladas proladas o triaxiales.

7.2.1 Metodología trabajo de campo

Se realizó un muestreo sistemático de rocas de basamento ígneo-metamórfico en las localidades de: Sauce Chico Inlyer (Granito Loma Mayer (GLME)); Riolita Pan de Azúcar (RCPA); Andesita Pan de Azúcar (ACPA); Ignimbrita Cerro del Corral (ICDC); Granito Cerro del Corral (GCDC); Granito Cerro 21 de Septiembre (G21S); Fig. 7.2); Cerro San Mario (Granito y Riolita Cerro San Mario (GCSM; RCSM)); Cerro Colorado (Granito Cerro Colorado (GCC)); Agua Blanca (Granito Agua Blanca (GAB)); La Ermita (Riolita La Ermita (RLE)); y La Mascota (Riolita La Mascota (RLM)) (Fig. 7.3).

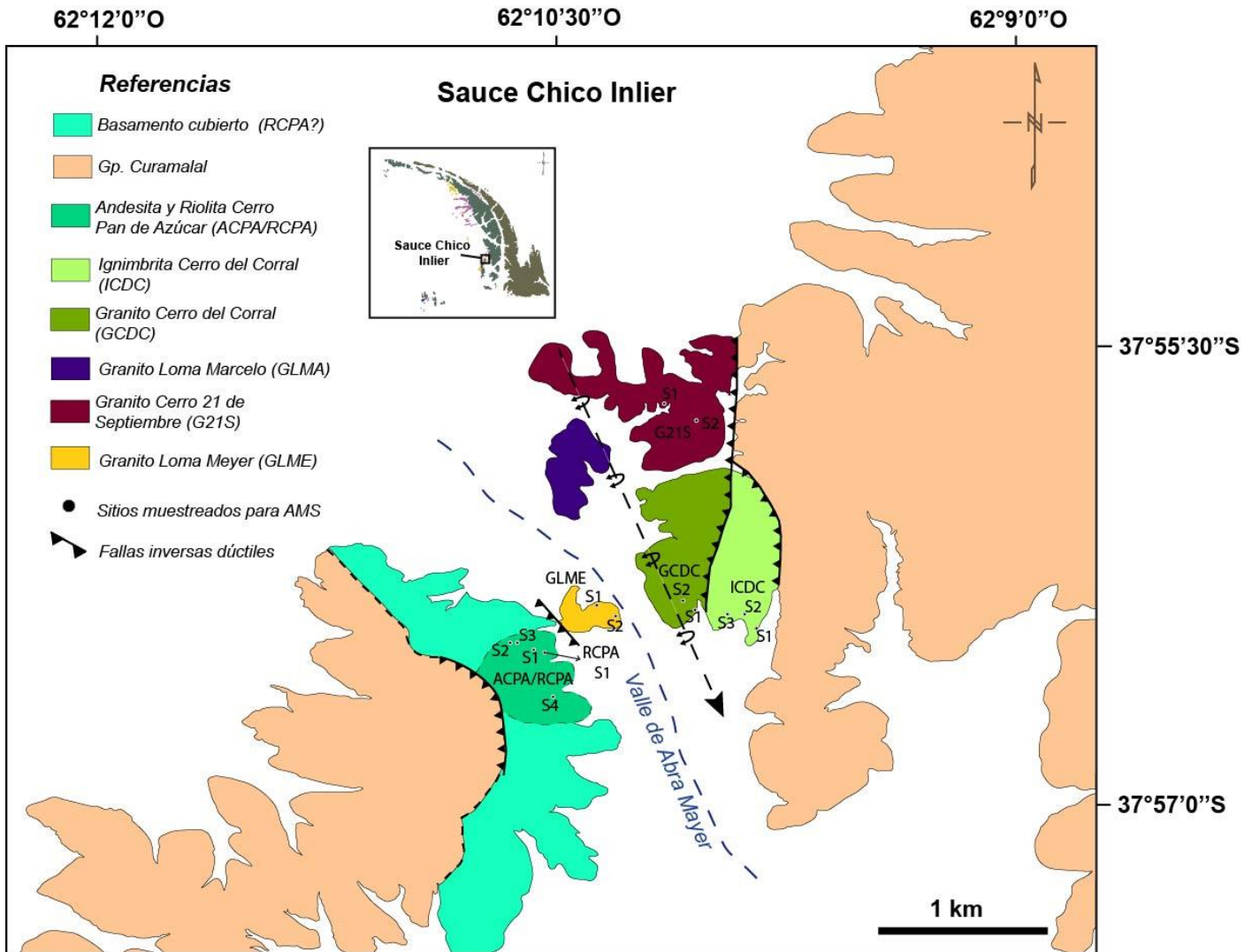


Figura 7.2 Mapa geológico con la ubicación de los sitios muestreados para el área del Sauce Chico Inlier (modificado de Ballivián Justiniano et al. 2020).

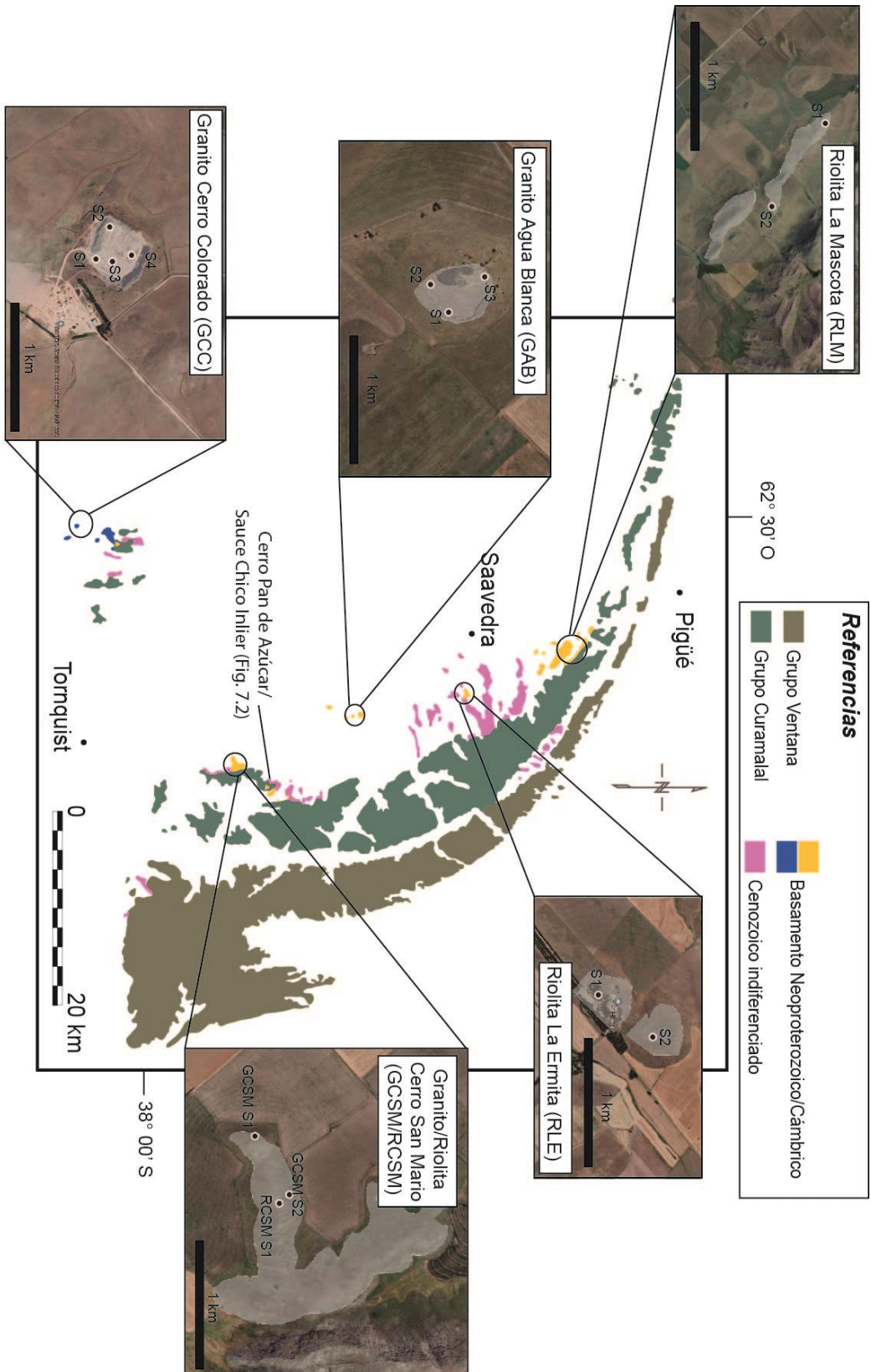
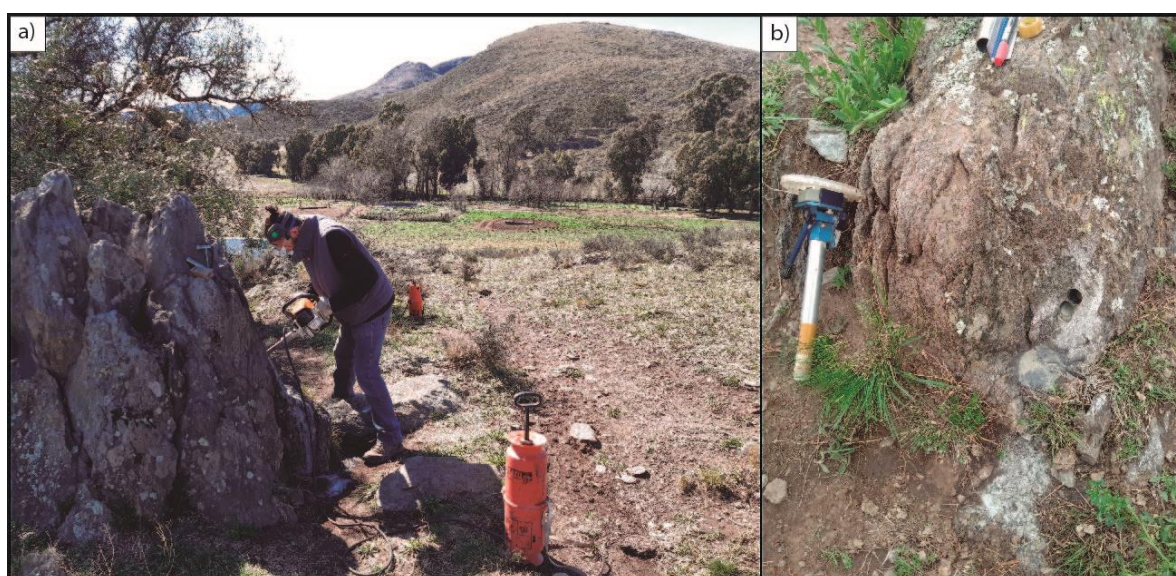


Figura 7.3 Mapa geológico regional (modificado de la Figura 2.1) con la ubicación de los sitios muestreados fuera del Sauce Chico Inlier.

Figura 7.3 Mapa geológico regional (modificado de la Figura 2.1) con la ubicación de los sitios muestreados fuera del Sauce Chico Inlier.

Se han tomado entre 5 a 10 muestras por sitio en las unidades mencionadas, generando así un total de 159 muestras. Las muestras han sido obtenidas mediante una motosierra a combustión marca Stihl, adaptada a perforadora con broca diamantada. Para realizar el trabajo de extracción, fue necesario conectar la perforadora a una bomba de agua con aceite soluble que permitió lubricar la broca, evitando el recalentamiento de la misma y también facilitando la penetración de la broca en los afloramientos (Fig. 7.4 a). Una vez perforadas las muestras, fueron orientadas con brújula magnética in situ (Fig. 7.4 b), para su posterior procesamiento



en el laboratorio.

Figura 7.4 a. Perforación en el S1 del GLME. Las bombas de agua son los objetos de color naranja. b. A la izquierda se observa el orientador que presenta la brújula en su parte superior para poder orientar las muestras in situ.

En el caso en donde no ha sido posible perforar las muestras in-situ (RLE y RLM), se han tomado muestras de mano orientadas (de forma paralela al plano de foliación) haciendo las correcciones correspondientes en el laboratorio y obteniendo las muestras a partir de una perforadora de banco fija.

7.2.2 Metodología en laboratorio

Una vez obtenidas las 159 muestras en el campo, se llevaron al laboratorio para realizar su procesamiento. Para ello, fue necesario obtener cilindros de cada muestra (denominados especímenes) de 2,14 cm x 2,14 cm. Este tamaño es el

requerido por el susceptibilímetro *MFK1-FA Kappabridge (Agico)* del laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel A. Valencio” del Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA) ubicado en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Dicho equipo cuenta con un sistema de rotación automático de baja velocidad (0,4 r.p.s) donde se ubica la muestra, la cual gira dentro de una bobina realizando mediciones de los 3 ejes principales el elipsoide de ASM. De algunas muestras, se obtuvieron dos y hasta tres especímenes.

El susceptibilímetro posee un software que se encarga de medir los tensores de susceptibilidad, asociados a los 3 ejes principales de la muestra, tanto como el promedio de susceptibilidad total de la misma (tensor completo). Una vez medidos dichos tensores, y considerando que en todos los casos se obtuvieron al menos 5 muestras por sitio, se utilizó la matriz promedio (Jelinek 1978) en el software Anisoft 4.2 (Chadima y Jelinek 2009). No se tuvieron en cuenta los especímenes que arrojaron valores anómalos, por lo tanto, se consideró solo una fracción (N) del total de especímenes por sitio (n).

7.3 Geología de las localidades muestreadas

7.3.1 Sauce Chico Inlyer

Granito Loma Mayer (GLME)

Esta unidad se encuentra al pie del Cerro Pan de Azúcar (Figs. 7.5 y 7.6 a) y se caracteriza por presentar un color gris rosáceo en afloramiento, y una deformación milonítica intensa (milonita granítica; Fig. 7.6 a). Su edad de $783,8 \pm 3,7$ Ma, fue redefinida recientemente mediante el método U-Pb (Ballivián Justiniano *et al.* 2020a). Posee una textura granosa de grano medio, y los minerales observables en muestra de mano y afloramiento son principalmente feldespato potásico y cuarzo.

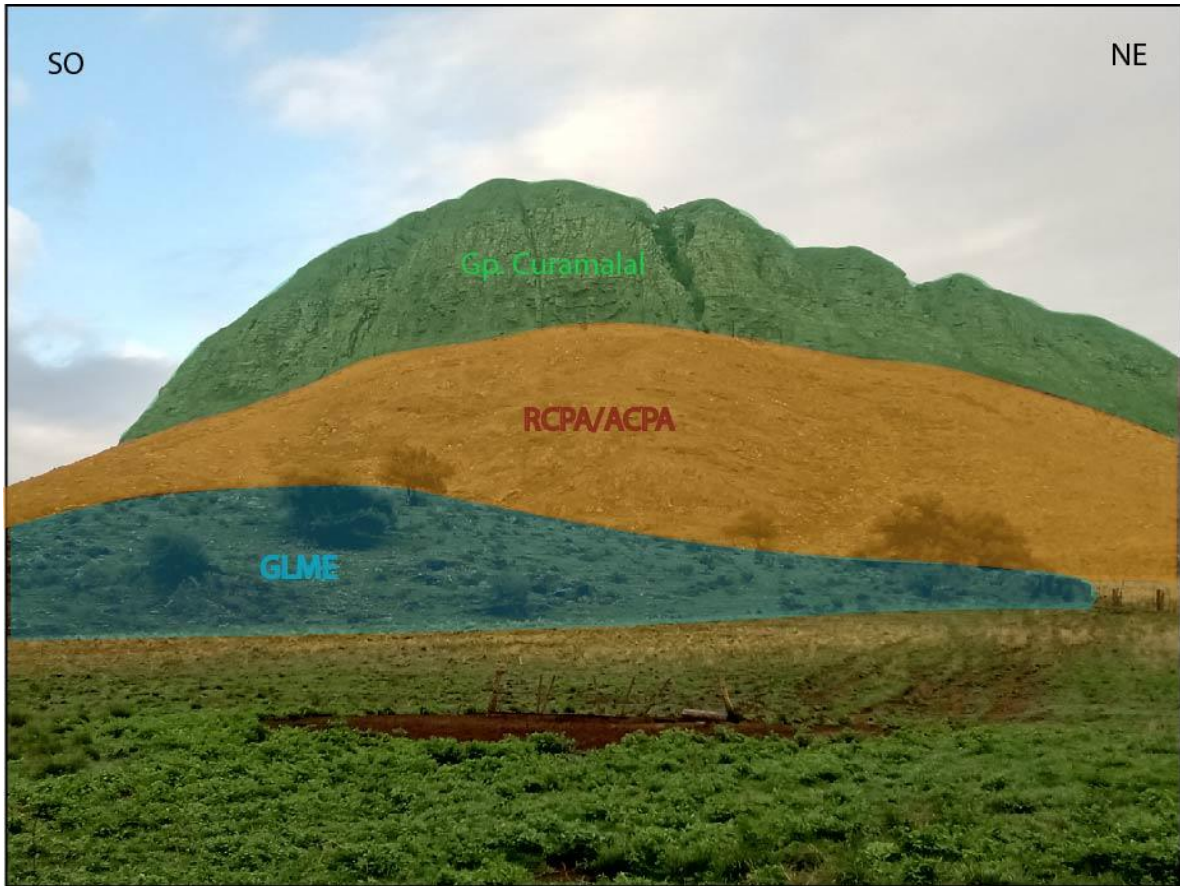


Figura 7.5 Cerro Pan de Azúcar (CPA) visto desde su base. De abajo hacia arriba: Granito Loma Meyer (GLME) Riolita y Andesita Cerro Pan de Azúcar (RCPA/ACPA) y Grupo Curamalal.

Cabe destacar que es la unidad más antigua del basamento de la zona de estudio, y es de sumo interés ya que es la única unidad que puede llegar a preservar la fábrica pre-Gondwánica.

De los dos sitios muestreados en esta unidad, en el primero se obtuvieron 9 muestras y 9 especímenes (N=6; n=9; Tabla A.3), mientras que en el segundo se extrajeron 6 muestras y 8 especímenes (N=7; n=8; Tabla A.3).

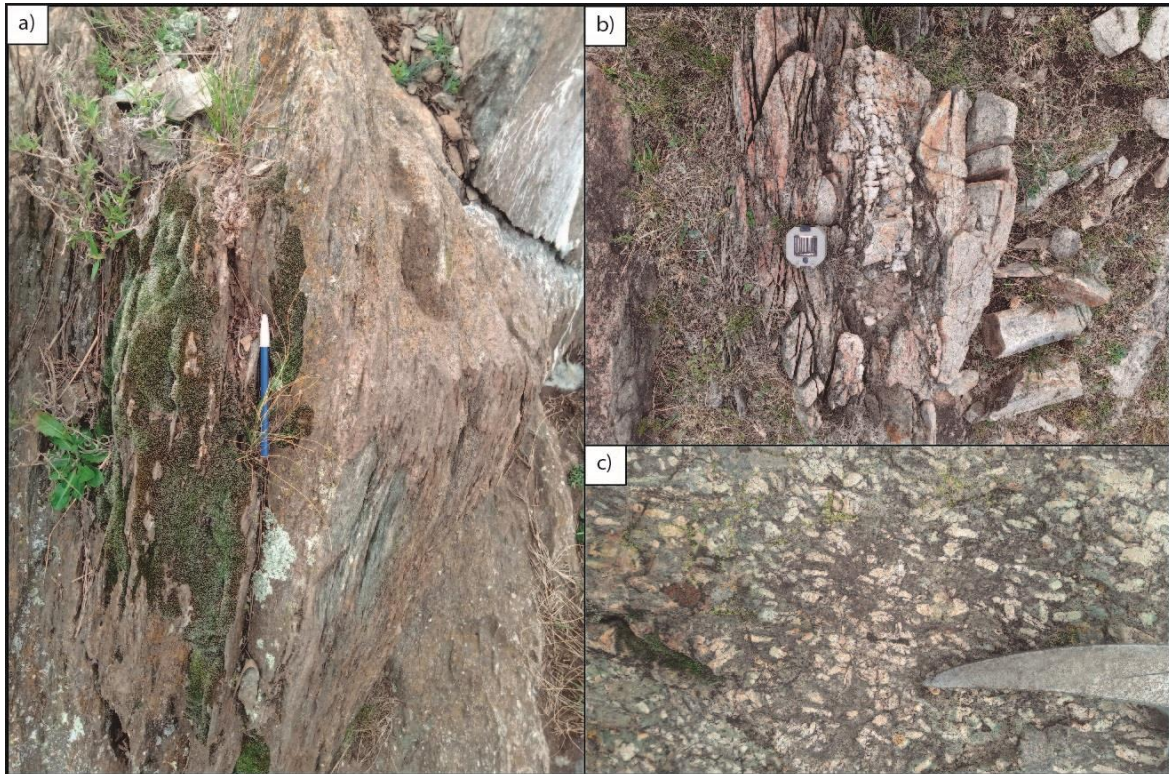


Figura 7.6 a. Granito Loma Meyer (GLME). Obsérvese la lapicera orientada según la foliación milonítica. b. Riolita Cerro Pan de Azúcar (RCPA) intensamente fracturada y foliada. c. Andesita Cerro Pan de Azúcar (ACPA) con presencia de fenocristales visibles de plagioclasa orientados preferencialmente.

Riolita Cerro Pan de Azúcar (RCPA)

Estas rocas fueron reconocidas como riolitas por Gregori *et al.* (2005) a partir de estudios geoquímicos. Se encuentran cubriendo gran parte del Cerro Pan de Azúcar (Fig. 7.5) y presentan tonalidades que van de grises oscuras a levemente rosáceas (Fig. 7.6 b). Ballivián Justiniano *et al.* (2020a) re-interpretaron genéticamente a estas rocas como ignimbritas, y calcularon edades U-Pb que arrojaron dos poblaciones de $567,2 \pm 4,7$ Ma y $543,6 \pm 4,0$ Ma, respectivamente.

En afloramiento presentan una textura porfírica con fenocristales visibles de cuarzo y feldespato inmersos en una matriz afanítica que le da el color a la roca, mientras que por sectores la roca se observa puramente afanítica. Su milonitización es intensa (milonita riolítica; Fig. 7.6 b).

La RCPA, debido a su complejidad para ser muestreada, cuenta tan solo con un sitio dado por 5 muestras y 5 especímenes (N=5; n=5; Tabla A.3).

Andesita Cerro Pan de Azúcar (ACPA)

Estos diques andesíticos se identificaron en afloramientos limitados espacialmente, intruyendo a las RCPA. Dichos afloramientos (cuatro sitios) no superan los 3 m de diámetro y en ellos se pudieron observar rocas de texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa de hasta 3 cm de largo y una pasta afanítica de color gris oscuro/verdoso (Fig. 7.6 c). Sin embargo, el cuerpo intrusivo en cuestión tiene una dimensión de 80 x 30 m (Ballivián Justiniano *et al.* 2020a). La orientación de los fenocristales, interpretada como foliación magmática, medida en el campo es de 335°. Asimismo, estas rocas se encuentran milonitizadas moderadamente sin desarrollar una foliación intensa (andesitas miloníticas; Fig. 7.6 c).

Su edad tentativa es cámbrica temprana debido a que se encuentra intruyendo a las RCPA de ~544 millones de años (Ballivián Justiniano *et al.* 2020a).

Se muestrearon cuatro sitios, muy cercanos entre sí, donde afloraban pequeños diques de esta andesita. Del sitio 1 se obtuvieron 5 muestras (N=5; n=5; Tabla A.3), del 2 se extrajeron 4 (N=4; n=4; Tabla A.3), del 3, 5 muestras (N=5; n=6; Tabla A.3) y del 4, 6 muestras (N=5; n=6; Tabla A.3).

Granito Cerro del Corral (GCDC)

El Cerro del Corral se ubica 1km al este del Cerro Pan de Azúcar cruzando el valle de Abra Mayer (Fig. 7.2) y se caracteriza por presentar afloramientos tanto graníticos como ignimbríticos. Los granitos muestran una milonitización intensa y poseen un color gris y una textura granosa media (milonitas graníticas; Fig. 7.7 a). Presentan planos de foliación bien desarrollados con una actitud promedio N 346°/57° SO (Fig. 7.7 a). Tanto su textura como la intensidad de la milonitización son homogéneas a lo largo del Cerro del Corral.



Figura 7.7 a. Granito Cerro del Corral (GCDC) intensamente foliado y fracturado. b. Ignimbrita Cerro del Corral (ICDC). Se observan colores mas claros que en el GCDC y una foliación más marcada. c. Granito Cerro 21 de Septiembre (G21S). Sus tonalidades son levemente más oscuras que en el GCDC y su milonitización es sutilmente más baja que en el GCDC.

La edad de esta unidad es de $607,0 \pm 5,2$ millones de años (Ballivián Justiniano *et al.* 2020a).

En el GCDC se muestrearon dos sitios, en el primero se extrajeron 6 muestras y 11 especímenes (N=7; n=11; Tabla A.3), mientras que en el segundo se obtuvieron 6 muestras y 8 especímenes (N=7; n=8; Tabla A.3).

Ignimbrita Cerro del Corral (ICDC)

Esta unidad fue originalmente descrita como riolita (Kilmurray 1961,1968a,1968b,1975) para ser redefinida luego como ignimbrita (González *et al.* 2004). Se encuentra intensamente milonitizada (milonitas ignimbríticas; Fig. 7.7 b), presentando un aumento secuencial en la intensidad de la milonitización hacia el E del cerro, observándose fajas de ultramilonitas con recristalización de filosilicatos (Ballivián Justiniano *et al.* 2020a). Dicha milonitización generó planos de foliación cuya actitud promedio medida en el campo es N 345°/50° SO. Poseen un color gris blanquecino en afloramiento, se identifican trizas vítreas deformadas (fiammes) y algunos cristaloclastos de cuarzo y feldespatos potásico, inmersos en una matriz del mismo color que la roca.

Su edad, a partir del método U-Pb, es de $577,3 \pm 3,9$ Ma lo que la hace más joven que el GCDC (Ballivián Justiniano *et al.* 2020a).

En la ICDC se muestrearon 3 sitios. En el sitio 1 se obtuvieron 5 muestras y 9 especímenes (n=9; N=9; Tabla A.3), en el sitio 2 se extrajeron 5 muestras y 9 especímenes (N=7; n=9; Tabla A.3), mientras que en el sitio 3 se obtuvieron 6 muestras y 11 especímenes (N=8; n=11; Tabla A.3).

Granito Cerro 21 de Septiembre (G21S)

El Cerro 21 de Septiembre se ubica inmediatamente al N del Cerro del Corral (Fig. 7.4). Las rocas graníticas allí aflorantes presentan una milonitización intensa (milonitas graníticas). Poseen un color gris en afloramiento (Fig. 7.7 c), con una textura granosa fina a media, donde se observaron cristales de feldespatos, cuarzo y plagioclasa. La edad de cristalización para este granito, según el método de U-Pb, es de $620,8 \pm 5,8$ Ma (Ballivián Justiniano *et al.* 2020a).

En esta unidad se muestrearon dos sitios, obteniéndose del primero 6 muestras y 6 especímenes (N=5; n=6; Tabla A.3) y del segundo 5 muestras y 8 especímenes (N=7; n=8; Tabla A.3)

7.3.2 Cerro San Mario

Granito Cerro San Mario (GCSM)

El Cerro San Mario se ubica 4km al SO del Cerro Pan de Azúcar (Fig. 7.3). Los afloramientos graníticos presentan una milonitización moderada (granito milonítico; Fig. 7.8 a) que generó planos de foliación con una actitud promedio N 337°/60° SO. Este granito es de color castaño rojizo (Fig. 7.8 a) y posee una textura granosa fina a media con presencia de feldespato potásico, cuarzo y biotita visible a ojo desnudo. Su edad es de $524,3 \pm 5,3$ Ma, según dataciones Rb/Sr (Cingolani y Varela 1973).

En este granito se han muestreado dos sitios, en el primero se extrajeron 6 muestras y 10 especímenes (N=9; n=10; Tabla A.3). En el segundo sitio se obtuvieron 9 muestras con un total de 17 especímenes (N=17; n=17; Tabla A.3).



Figura 7.8 a. Granito Cerro San Mario (GCSM). b. Riolita Cerro San Mario (RCSM). Obsérvense sus marcadas diferencias texturales en afloramiento, teniendo el granito una textura granosa típica mientras que la riolita presenta una textura afanítica.

Riolita Cerro San Mario (RCSM)

Asociadas a los intrusivos graníticos, se muestrearon rocas volcánicas de afinidad riolítica en el Cerro San Mario (Fig. 7.8 b). Presentan una tonalidad gris clara y una textura afanítica en muestra de mano. La alta dureza de estas rocas a la hora de perforarlas sugiere un elevado contenido de vidrio en la matriz. Se encuentran moderadamente milonitizadas y su plano de foliación posee una actitud N 330°/40 SO. Debido a su relación estratigráfica con los granitos anteriormente mencionados, esta unidad sería más joven.

Se ha muestreado sólo un sitio en esta riolita, debido a su acotada distribución espacial, habiéndose obtenido 5 muestras y 10 especímenes (N=7; n=10; Tabla A.3).

7.3.3 Granito Cerro Colorado (GCC)

La cantera del Cerro Colorado se ubica alrededor de 20 km al O de la localidad de Tornquist (Fig. 7.3). Presenta granitos de color rojizo con grano medio a grueso,

moderadamente deformados (Fig. 7.9 a; Harrington 1947; Kilmurray 1961,1968a). Su composición mineralógica está dada principalmente por la presencia de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, biotita y moscovita (e.g. Kilmurray 1961; Grecco 1990). La deformación se ve reflejada en el intenso diaclasamiento que presentan estas rocas, y en una foliación incipiente con actitud promedio N 345°/42° SO. Su edad es de $531,1 \pm 4,1$ Ma (MSWD = 1,4) y $523,8 \pm 4,0$ Ma (MSWD = 0,19) y fue obtenida por el método U-Pb, coincidiendo con el mismo evento tectono-magmático que habría dado origen al granito del Cerro San Mario (Rapela *et al.* 2003; Tohver *et al.* 2012).

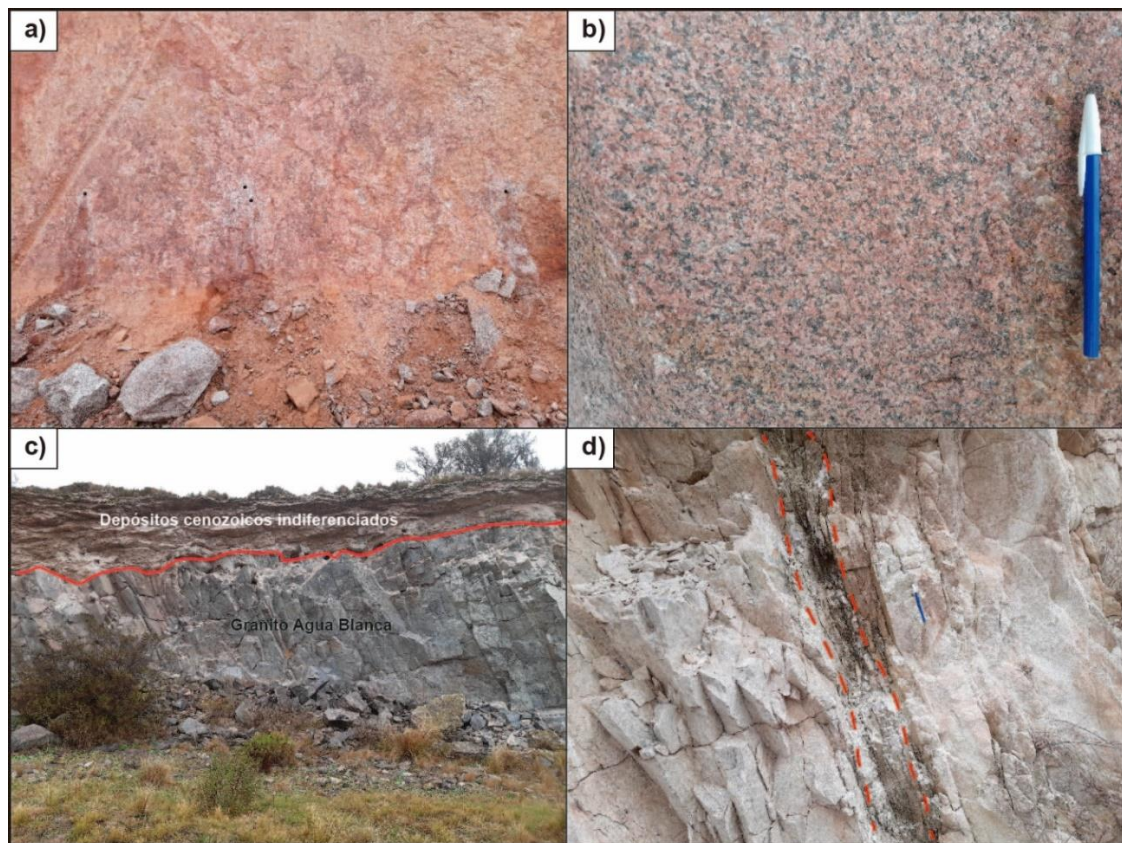


Figura 7.9 a y b. Granito Cerro Colorado (GCC) con textura granosa típica y tonalidades rojizas que le dan el nombre a la unidad. c y d. Granito Agua Blanca (GAB) de tonalidades gris claras. Obsérvese en c. el contacto discordante con los depósitos cenozoicos en línea roja continua y en d la zona ultramilonítica con presencia de filosilicatos verdosos recrystalizados entre las líneas rojas discontinuas.

En esta unidad se muestrearon cuatro sitios: 6 muestras y 10 especímenes para el sitio 1 (N=8; n=10; Tabla A.3); 6 muestras y 10 especímenes para el sitio 2 (N=7; n=10; Tabla A.3); 5 muestras y 11 especímenes para el sitio 3 (N=11; n=11;

Tabla A.3) y por último, 7 muestras y 9 especímenes para el sitio 4 (N=7; n=9; Tabla A.3).

7.3.4 Granito Agua Blanca (GAB)

La estancia Agua Blanca se ubica 14 km al S-SE de la localidad de Saavedra (Fig. 7.3). Los granitos allí aflorantes presentan variaciones en sus tonalidades pasando de rojizas (Fig. 7.9 b) a grisáceas (Fig. 7.9 c), son de grano medio a grueso y muestran elevado contenido de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico subordinado (Kilmurray 1961,1968a; Grecco y Gregori 1993; Gregori *et al.* 2005). Se detecta una milonitización variable, observándose zonas más deformadas (fajas de ultramilonitas con contenido de filosilicatos verdosos; Fig. 7.9 d) y zonas menos deformadas con preservación de la fábrica magmática (Fig. 7.9 b).

Los únicos dos circones obtenidos en esta unidad han proporcionado una edad U-Pb de 2182 ± 18 Ma (MSWD = 2,6) y no se descarta la posibilidad de que fueran heredados del basamento (Tohver *et al.* 2012). No obstante, estos granitos pertenecerían a la suite magmática cámbrica de los granitos Cerro Colorado y Cerro San Mario, debido a sus similitudes petrográficas y geoquímicas (Rapela *et al.* 2003).

En los tres sitios muestreados del GAB, se obtuvieron: 6 muestras y 7 especímenes (sitio 1, N=7; n=7; Tabla A.3); 6 muestras y 11 especímenes (sitio 2, N=11; n=11; Tabla A.3) y 6 muestras y 9 especímenes (sitio 3; N=6; n=9; Tabla A.3).

7.3.5 Riolita La Ermita (RLE)

El Cerro La Ermita (donde fue construida una capilla o ermita a la cual debe su nombre) se encuentra ubicado 5,5 km al ESE de la localidad de Saavedra (Fig. 7.3). Los afloramientos riolíticos del cerro se encuentran foliados y diaclasados (plano de foliación promedio N 345°/60° OSO) pero no presentan una milonitización intensa como en otras localidades anteriormente mencionadas (Fig. 7.10 a). Presenta un color grisáceo en afloramiento, que está dado por una pasta afanítica de alto contenido en

sílice. Se observan algunos pequeños fenocristales (1 a 2 mm) de cuarzo y feldespato potásico inmersos en la pasta.

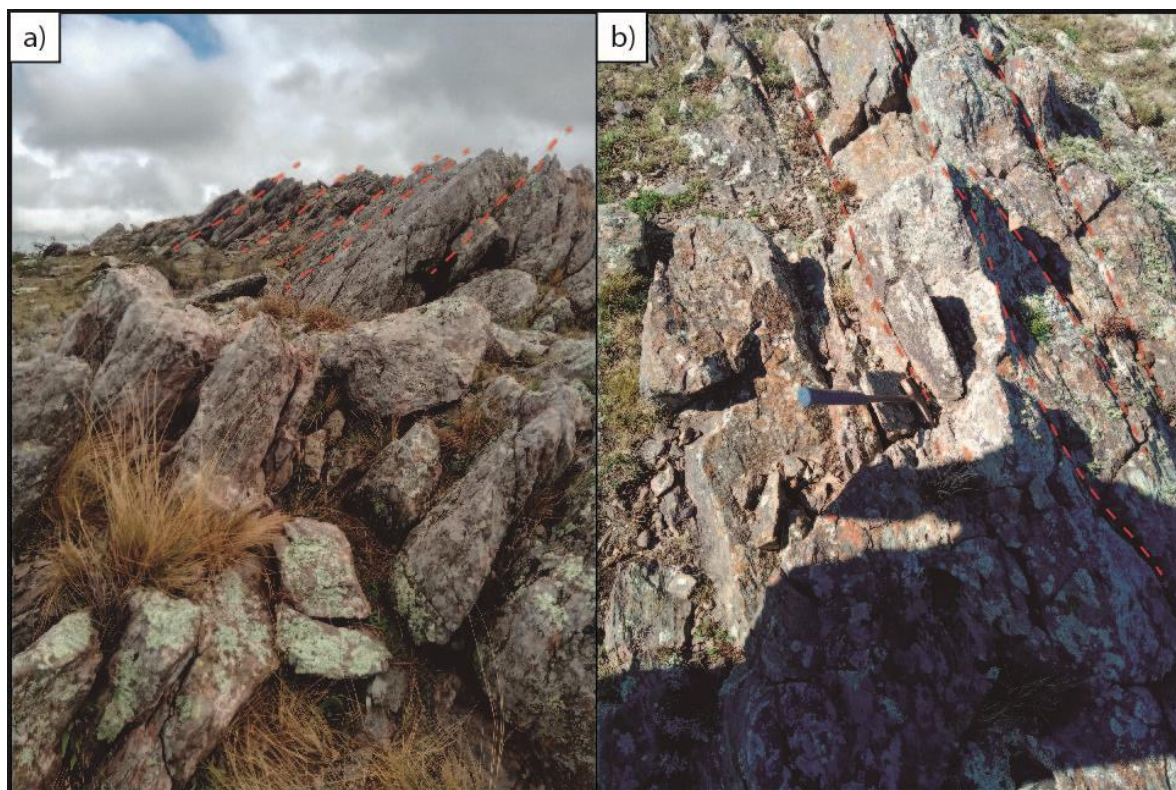


Figura 7.10 a. Riolita La Ermita (RLE). b. Riolita La Mascota (RLM). En líneas rojas discontinuas se indican los planos de foliación de campo.

Tiene una edad U-Pb de 505 ± 18 Ma (MSWD = 0,086; Rapela *et al.* 2003; Tohver *et al.* 2012)

Se muestrearon dos sitios, tomando muestras de mano orientadas, debido a la elevada silicificación de estas riolitas, lo que impidió poder perforarlas in situ. La perforación de los especímenes se hizo mediante la perforadora de banco del IGEBA. Para el sitio 1 se obtuvieron 6 muestras y 10 especímenes (N=8; n=10; Tabla A.3) y para el sitio 2 se extrajeron 9 muestras con 19 especímenes (N=12; n=19; Tabla A.3).

7.3.6 Riolita La Mascota (RLM)

La RLM aflora en las inmediaciones de la Estancia La Montaña, ubicada unos 9 km al NNE de la localidad de Saavedra (Fig. 7.3). Sus características petrográficas y texturales son notablemente similares a las de la RLE (Fig. 7.10 b). Sin embargo, al ser una roca más fácilmente perforable que la RLE, se puede presuponer una menor

cantidad de sílice en la pasta afanítica de la RLM. Se documentó una deformación bastante homogénea, con una protomilonitización similar a la observada en la RLE y cuyo plano de foliación promedio tiene una actitud N 310°/75° SO (Fig. 7.10 b).

No se han podido obtener circones de esta riolita. Sin embargo, (debido a las similitudes anteriormente mencionadas) se la asocia al mismo evento volcánico peralcalino que habría dado origen a la RLE o, al menos, a pulsos diferentes durante un mismo período eruptivo (Rapela *et al.* 2003). En consecuencia, su edad sería de alrededor de 500 Ma.

Al igual que en la RLE, se muestrearon dos sitios mediante la toma de muestras de mano orientadas, que se perforaron luego con la perforadora de banco. Para el sitio 1 se obtuvieron 8 muestras con 8 especímenes (N=6; n=8; Tabla A.3), mientras que para el sitio 2, se extrajeron 9 muestras con 13 especímenes (N=7; n=13; Tabla A.3).

7.4 Resultados

En esta sección se analizarán los valores de susceptibilidad media, los parámetros de forma, los planos de foliación y lineación para cada sitio, dado que con esta información se discutirá luego la impronta de la deformación en la fábrica magnética de las rocas que constituyen el basamento de la cuenca de Claromecó.

Todos los valores para cada espécimen aquí expuestos, pueden ser encontrados en detalle en el Anexo (Tablas A.4, A.5, A.6, A.7, A.8 y A.9).

7.4.1 Granito Loma Mayer (GLME)

7.4.1.1 Sitio 1

Como los extremos de los tres ejes forman nubes de puntos bien agrupados, el sitio presenta bien definidas tanto la foliación como la lineación magnética. Los planos de foliación magnética, tienen una orientación promedio N 359°/72° O (Fig. 7.11 a).

GLME S1

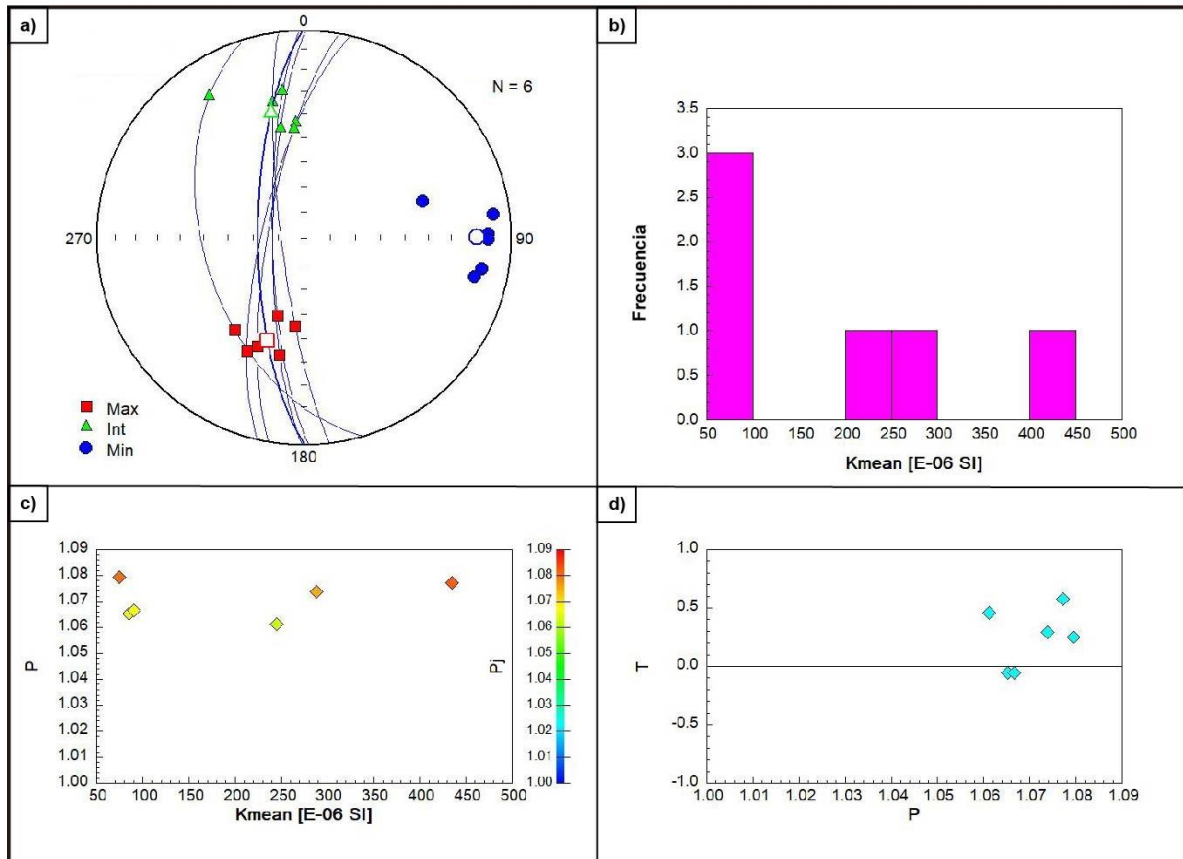


Figura 7.11 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

En términos de susceptibilidad magnética, los valores medidos son bajos, variando entre $5E^{-5}$ SI y $4,5E^{-4}$ SI (Fig. 7.11 b).

El grado de anisotropía (P_j , escala de colores) se observa graficado en función de la anisotropía (P) y la susceptibilidad media de cada espécimen (Kmean; Fig. 7.11 c), y presenta valores bastante homogéneos que varían entre 1,06 y 1,08 coincidiendo prácticamente con los respectivos valores de P en cada caso.

Por su parte, el parámetro de forma (T) indica que cuatro especímenes presentan elipsoides predominantemente oblatos ($\sim 0,2$ a $0,6$) mientras que los otros dos poseen elipsoides levemente prolados ($\sim -0,06$; Fig. 7.11 d). De todos modos, dado que estos valores son cercanos a cero, la fábrica magnética se considera de tipo triaxial.

7.4.1.2 Sitio 2

Al igual que en caso del sitio 1, tanto la lineación como la foliación magnéticas se encuentran bien definidas. El plano de foliación promedio, presenta una orientación N 333°/53° SO (Fig. 7.12 a).

GLME S2

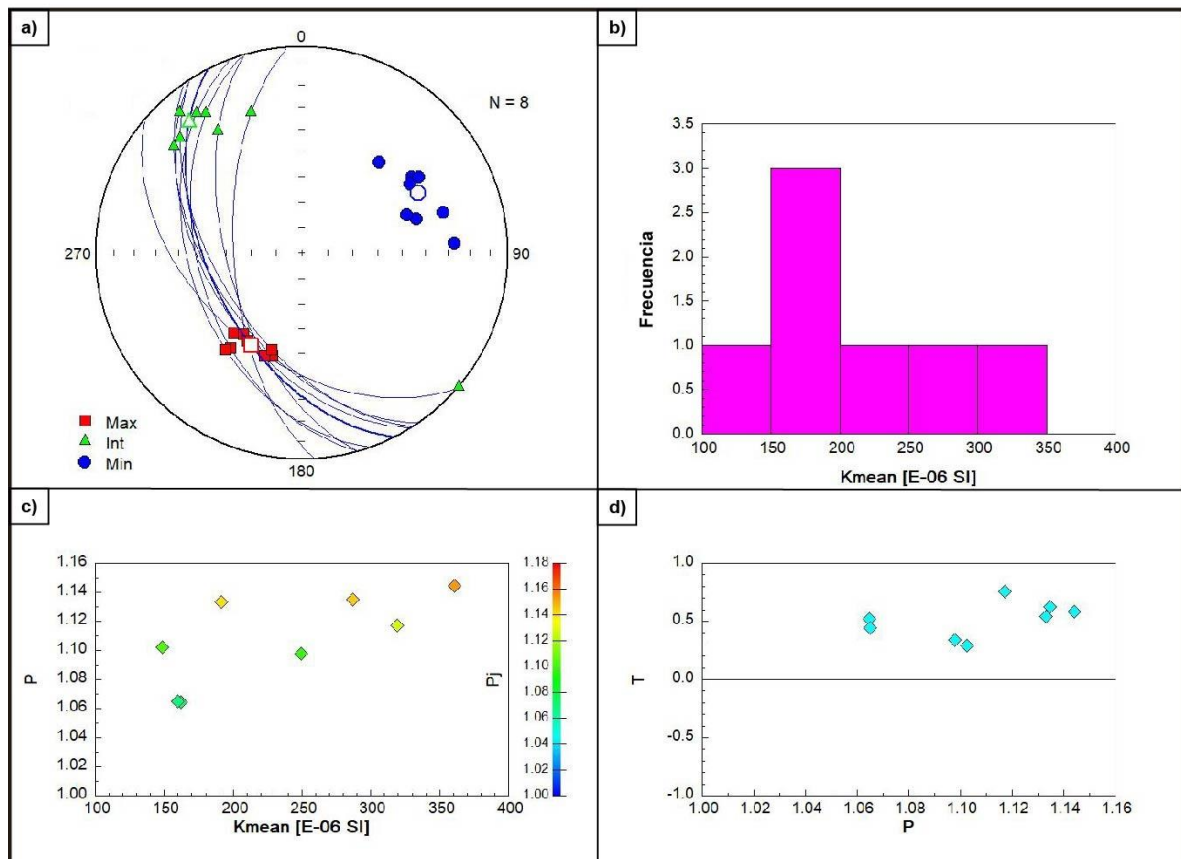


Figura 7.12 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pi). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética es bastante homogénea y varía entre $1E^{-4}$ y $3,5E^{-4}$

⁴ Si siendo ésta, levemente más elevada que la del sitio 1 (Fig. 7.12 b).

P_i presenta valores entre 1,07 y 1,15, relativamente más altos que los determinados en el sitio anterior (Fig. 7.12 c). Se observa una tendencia lineal de P con respecto a la susceptibilidad, y varía entre 1,065 y 1,144 (Fig. 7.12 c).

En este caso, la gran mayoría de los especímenes muestran un parámetro de forma correspondiente a elipsoides oblatos con tendencia a una fábrica triaxial (debido a que los valores de T en relación a la anisotropía son cercanos a cero; Fig. 7.12 d).

7.4.2 Riolita Cerro Pan de Azúcar (RCPA) – Sitio 1

En este caso la lineación magnética se encuentra muy bien definida, como queda evidenciado por la notable agrupación de los K_{max} . Esta unidad presenta planos de foliación con orientaciones bastante variables, pero que principalmente mantienen un rumbo NO-SE. La orientación promedio de dichos planos es N 344°/52° SO (Fig. 7.13 a).

Los valores de susceptibilidad magnética son bajos y se encuentran entre $5,5E^{-5}$ y $1,15E^{-4}$ SI (Fig. 7.13 b).

En cuanto a la anisotropía, estas rocas presentan valores bastante heterogéneos que van desde 1,08 a 1,18, mientras que P_j prácticamente coincide con cada valor de P (Fig. 7.13 c).

El parámetro de forma es mayor a cero para 4 especímenes (fábrica oblada), mientras que un único espécimen presenta valor de T negativo (fábrica prolada; Fig. 7.13 d). Se considera una fábrica triaxial a pesar de que el eje K_3 presenta una distribución en guirnalda (Fig. 7.13 a).

RCPA S1

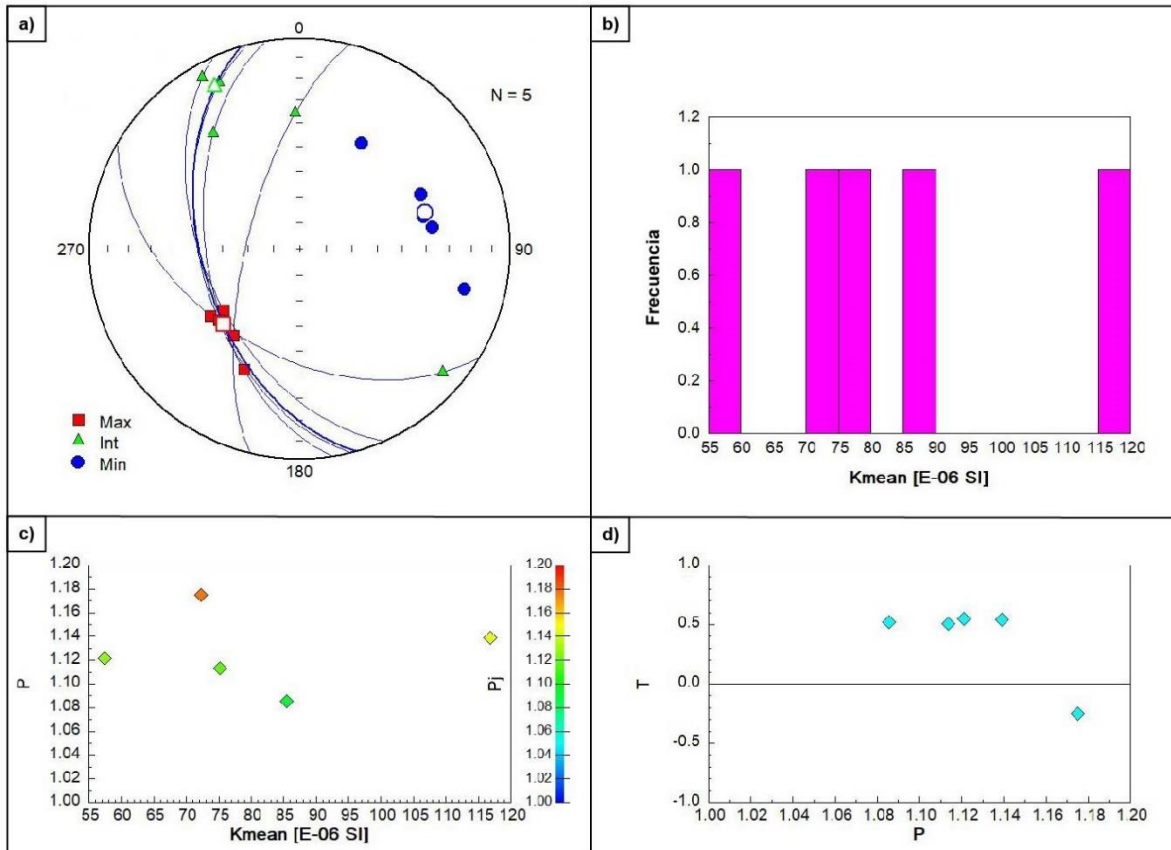


Figura 7.13 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

7.4.3 Andesita Cerro Pan de Azúcar (ACPA)

7.4.3.1 Sitio 1

La lineación y foliación magnéticas se encuentran bien definidas, siendo la orientación del plano de foliación magnética promedio N 336°/65° SO (Fig. 7.14 a). Sin embargo, vale la pena destacar la variabilidad en la orientación de los planos de foliación de cada uno de los especímenes, encontrándose, inclusive, dos planos con rumbo N-S.

ACPA S1

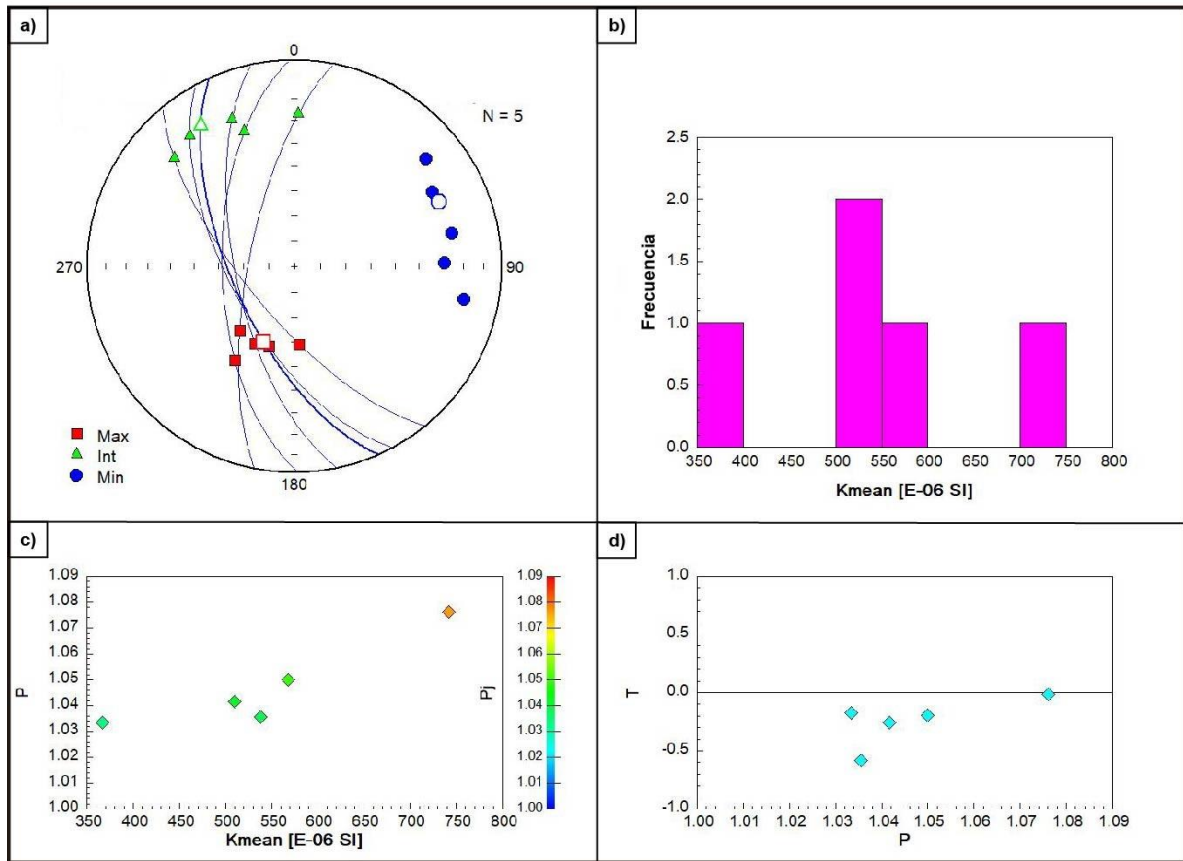


Figura 7.14 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética presenta valores intermedios, variando entre $3,5E^{-4}$ y $7,5E^{-4}$ SI (Fig. 7.14 b).

La anisotropía magnética es directamente proporcional a la susceptibilidad media y es bastante homogénea, presentando valores de entre $\sim 1,03$ y $1,08$. Por su parte, el parámetro Pj presenta valores muy similares a los valores de P (P_j media = $1,044$; Fig. 7.14 c).

Como el parámetro T para todos los especímenes de este sitio es negativo y cercano a cero, la fábrica magnética es prolada triaxial (Fig. 7.14 d).

7.4.3.2 Sitio 2

En este sitio se pudieron obtener sólo 4 especímenes, debido a las reducidas dimensiones del afloramiento. Se observa una muy bien definida lineación y una bien definida foliación magnética. Los planos de foliación presentan una orientación bastante homogénea, con un valor promedio N 323°/60° SO (Fig. 7.15 a).

La susceptibilidad magnética media es de $4,87E^{-4}$ SI, a partir de valores individuales bastante homogéneos entre sí (Tabla A.4; Fig. 7.15 b).

ACPA S2

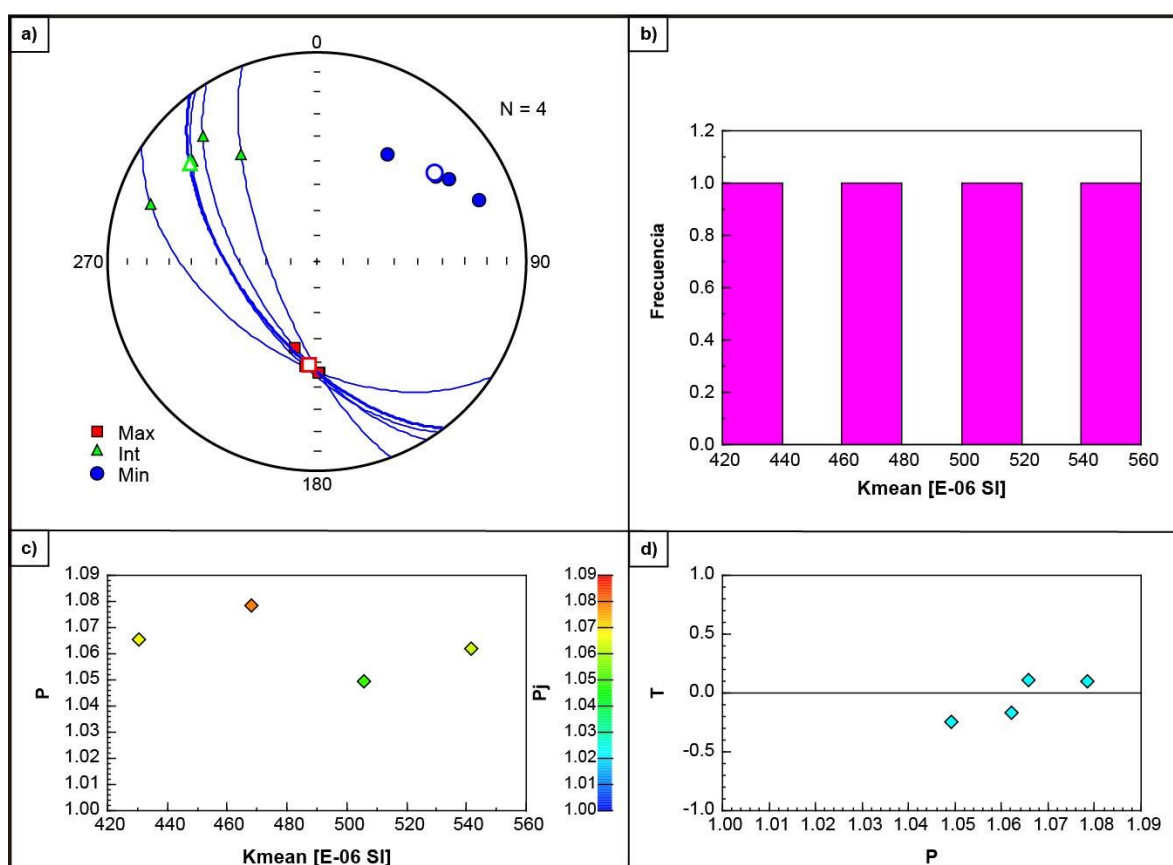


Figura 7.15 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

Tanto la anisotropía como el parámetro P_j presentan valores bajos entre 1,04 y 1,08. La relación entre la anisotropía y la susceptibilidad media no es lineal (Fig. 7.15 c).

Por último, dos especímenes presentan elipsoides prolados y otros dos oblatos (Fig. 7.15 d). Como los valores de T son muy cercanos a cero, se considera que la fábrica tiende a ser triaxial.

7.4.3.3 Sitio 3

Tanto la lineación como la foliación magnética, se presentan muy bien definidas, siendo los planos de foliación marcadamente homogéneos, con una orientación promedio N 346°/59° SO (Fig. 7.16 a).

ACPA S3

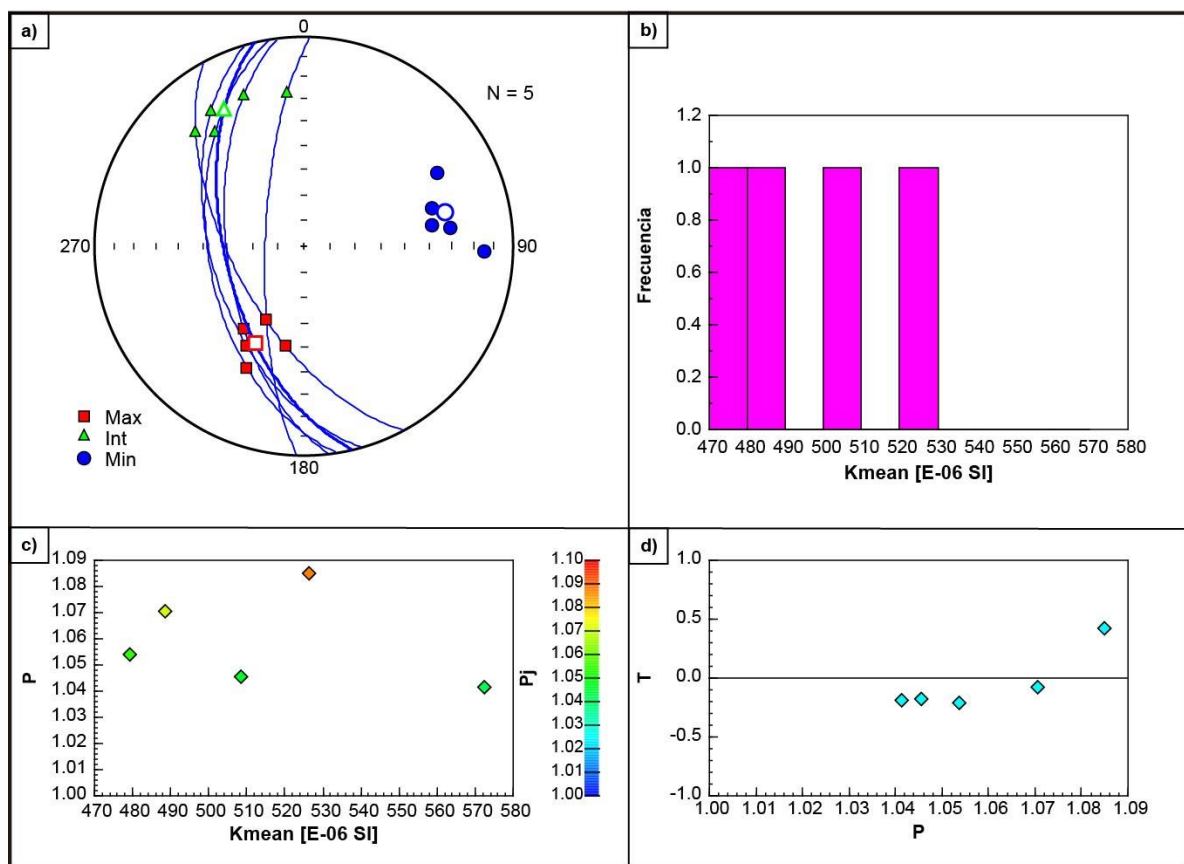


Figura 7.16 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad también varía poco, entre $4,7E^{-4}$ y $5,3E^{-4}$ SI (Fig. 7.16 b).

Al igual que en el sitio 2, aquí tampoco se observa una relación lineal entre la anisotropía y la susceptibilidad media. Los valores de P_j coinciden con los de P y se encuentran entre $\sim 1,041$ y $1,087$ (Tabla A.4; Fig. 7.16 c).

De acuerdo con los valores de T en relación a la anisotropía, estrictamente cuatro especímenes presentan elipsoides prolados y tan solo uno oblado, con el mayor valor de anisotropía (Figs. 7.16 d y c). Al ser cuatro de los valores de T cercanos a cero, se considera que la fábrica de las litologías de este sitio tiende a ser triaxial.

7.4.3.4 Sitio 4

Excepto en el caso de un único espécimen, los tres ejes principales de susceptibilidad se encuentran bien agrupados indicando la presencia de lineación y foliación magnética. Este sitio presenta una foliación con rumbo promedio N-S, al igual que el sitio 1 y a diferencia de los sitios 2 y 3 cuya foliación posee un rumbo predominante NO-SE. Su orientación promedio es N $358^\circ/56^\circ$ O (Fig. 7.17 a).

La susceptibilidad magnética varía entre $1E^{-4}$ y $2,4E^{-4}$ SI (Fig. 7.17 b).

La anisotropía no muestra una relación lineal con la susceptibilidad magnética, y tanto sus valores como los del parámetro P_j se encuentran entre $\sim 1,045$ y $1,09$ (Fig. 7.17 c).

Todos los especímenes presentan elipsoides oblodados con tendencia a triaxiales (Fig. 7.17 d).

ACPA S4

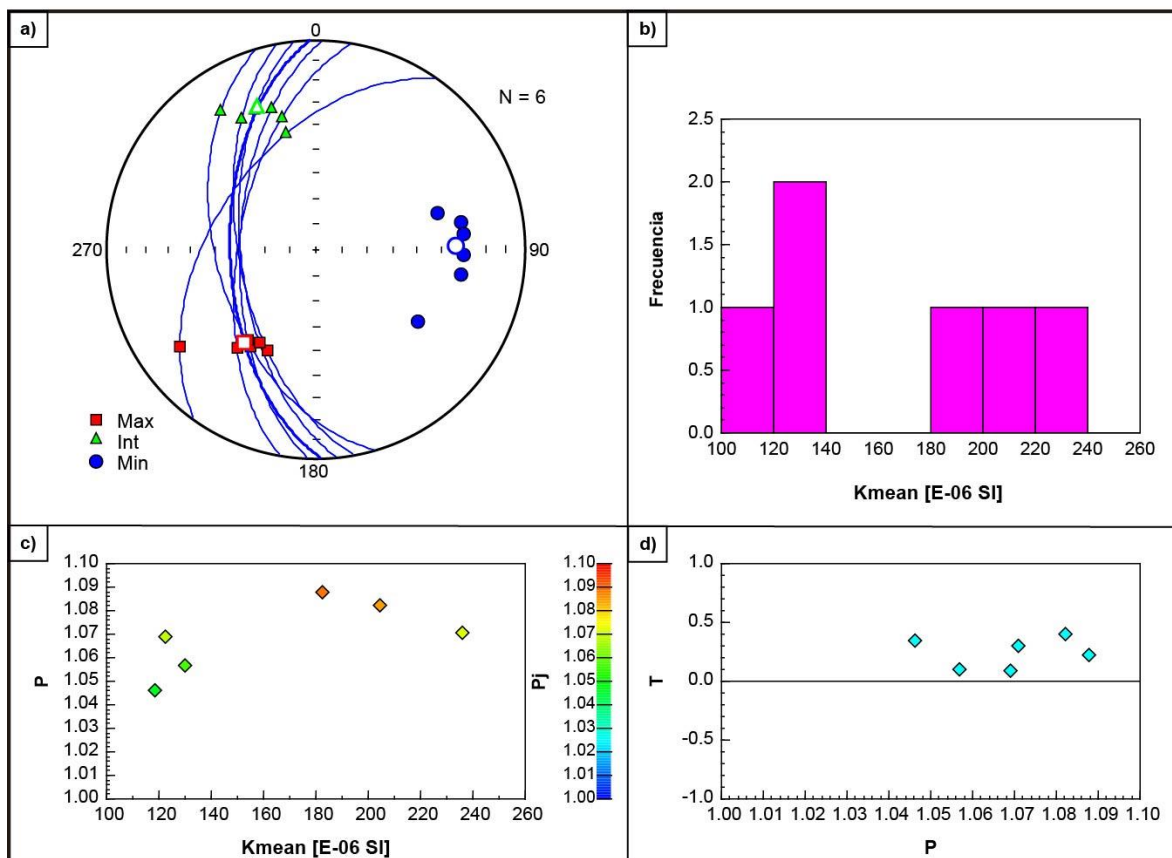


Figura 7.17 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

7.4.4 Granito Cerro del Corral (GCDC)

7.4.4.1 Sitio 1

Se observa una muy buena agrupación de los tres ejes principales de cada espécimen, lo que indica la presencia de lineación y foliación magnéticas muy bien definidas. Los planos de foliación magnética son muy homogéneos, siendo la orientación del plano de foliación promedio $N 354^{\circ}/56^{\circ} O$ (Fig. 7.18 a).

La susceptibilidad magnética es similar a la de las litologías previamente estudiadas, variando entre $1E^{-4}$ y $1,9E^{-4}$ SI (Fig. 7.18 b).

GCDC S1

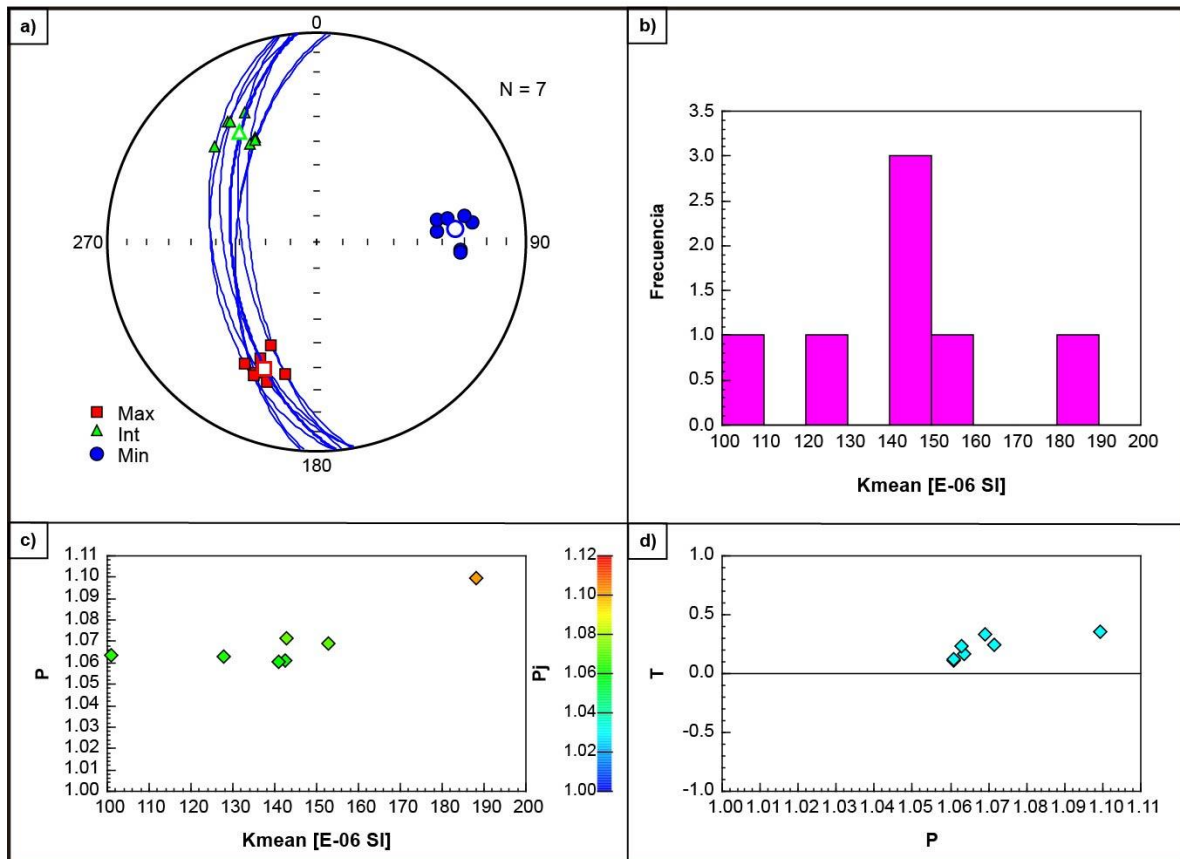


Figura 7.18 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La anisotropía y el parámetro P_j presentan valores casi idénticos de entre 1,06 y 1,10, siendo este último un caso aislado (Fig. 7.18 c).

El parámetro de forma indica que todos los especímenes, presentan elipsoides triaxiales con tendencia a ser oblados (Fig. 7.18 d).

7.4.4.2 Sitio 2

Aquí el agrupamiento de los ejes presenta una dispersión levemente mayor que en el Sitio 1. Sin embargo, se pueden determinar la lineación y la foliación magnéticas, obteniéndose un plano de foliación magnética promedio con una orientación N 356°/51° O (Fig. 7.19 a).

Los valores de anisotropía y del parámetro P_j se ubican entre $\sim 1,055$ y $1,07$ con una relación no lineal con la susceptibilidad media (Fig. 7.19 c).

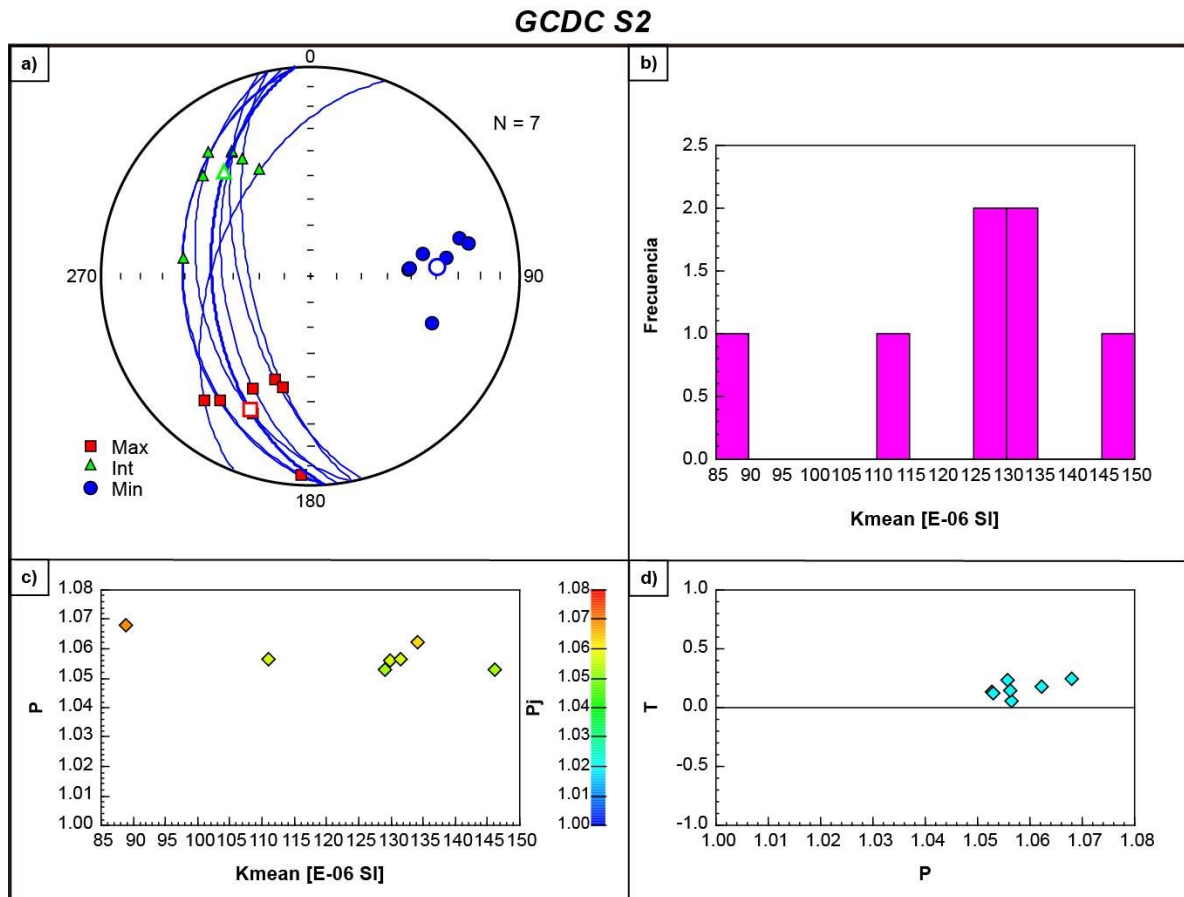


Figura 7.19 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

El parámetro de forma muestra valores levemente positivos, indicando elipsoides triaxiales con tendencia a ser oblados (Fig. 7.19 d).

Se observó una sutil diferencia con el Sitio 1 en los valores de susceptibilidad magnética, los cuales son levemente menores y van desde $0,9E^{-4}$ a $1,5E^{-4}$ SI (Fig. 7.19 b).

7.4.5 Ignimbrita Cerro del Corral (ICDC)

7.4.5.1 Sitio 1

Los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad magnética se agrupan perfectamente, obteniéndose buenas lineaciones y foliaciones magnéticas. Se observa una distribución de planos de foliación magnética muy homogénea, cuya orientación promedio es N 341°/49° OSO (Fig. 7.20 a).

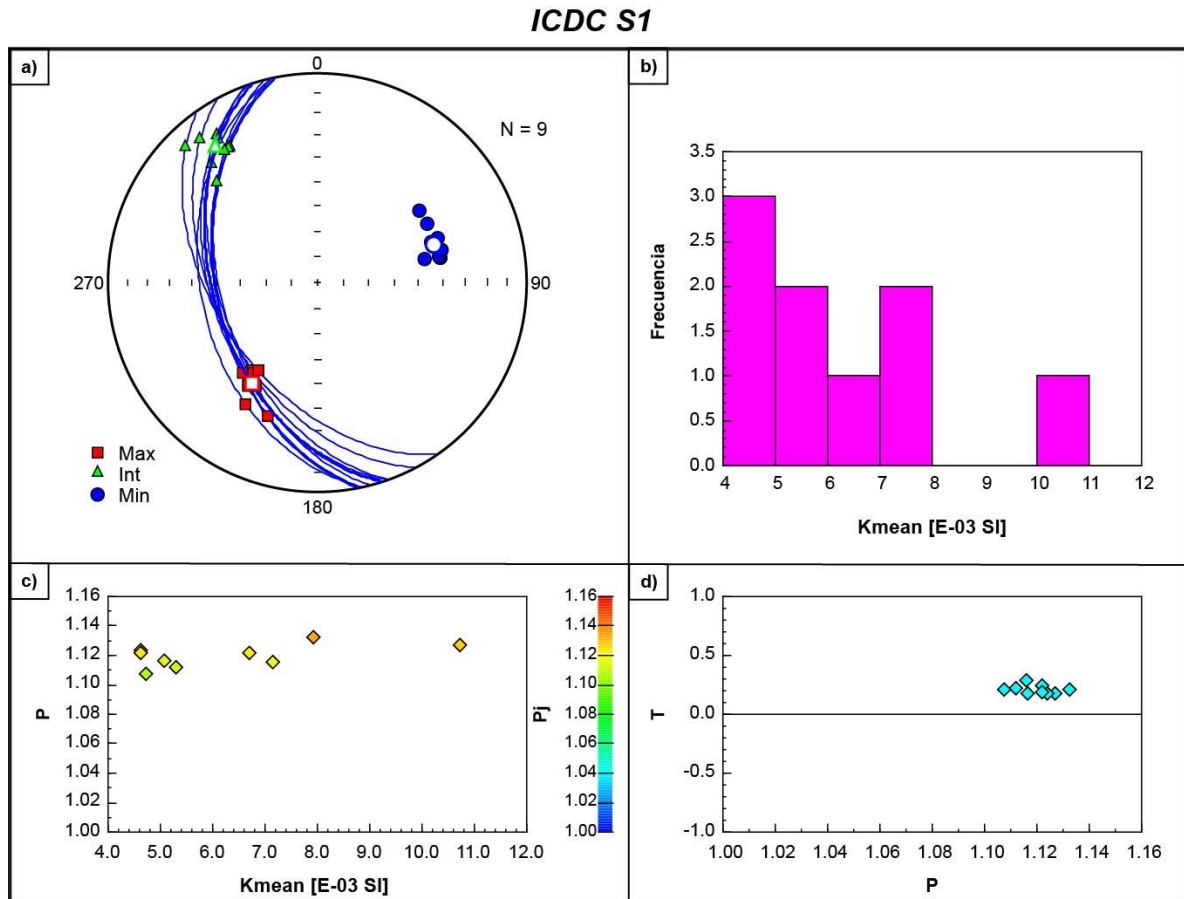


Figura 7.20 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

En cuanto a la susceptibilidad media, los valores son relativamente altos con respecto a las localidades anteriormente descritas, llegando hasta 0,01 SI (Fig. 7.20 b).

La anisotropía y el parámetro P_j son también sumamente homogéneos con valores de entre 1,11 y 1,13 siendo su relación con la susceptibilidad media no lineal (Fig. 7.20 c).

El parámetro de forma arroja valores mayores a cero, que indican elipsoides triaxiales con tendencia a ser oblados (Fig. 7.20 d).

7.4.5.2 Sitio 2

Aquí se mantiene la homogeneidad de orientación de los ejes principales, al igual que en el Sitio 1. Los planos de foliación magnética presentan una orientación muy similar a la del sitio anterior (orientación promedio N 349°/46° OSO; Fig. 7.21 a).

ICDC S2

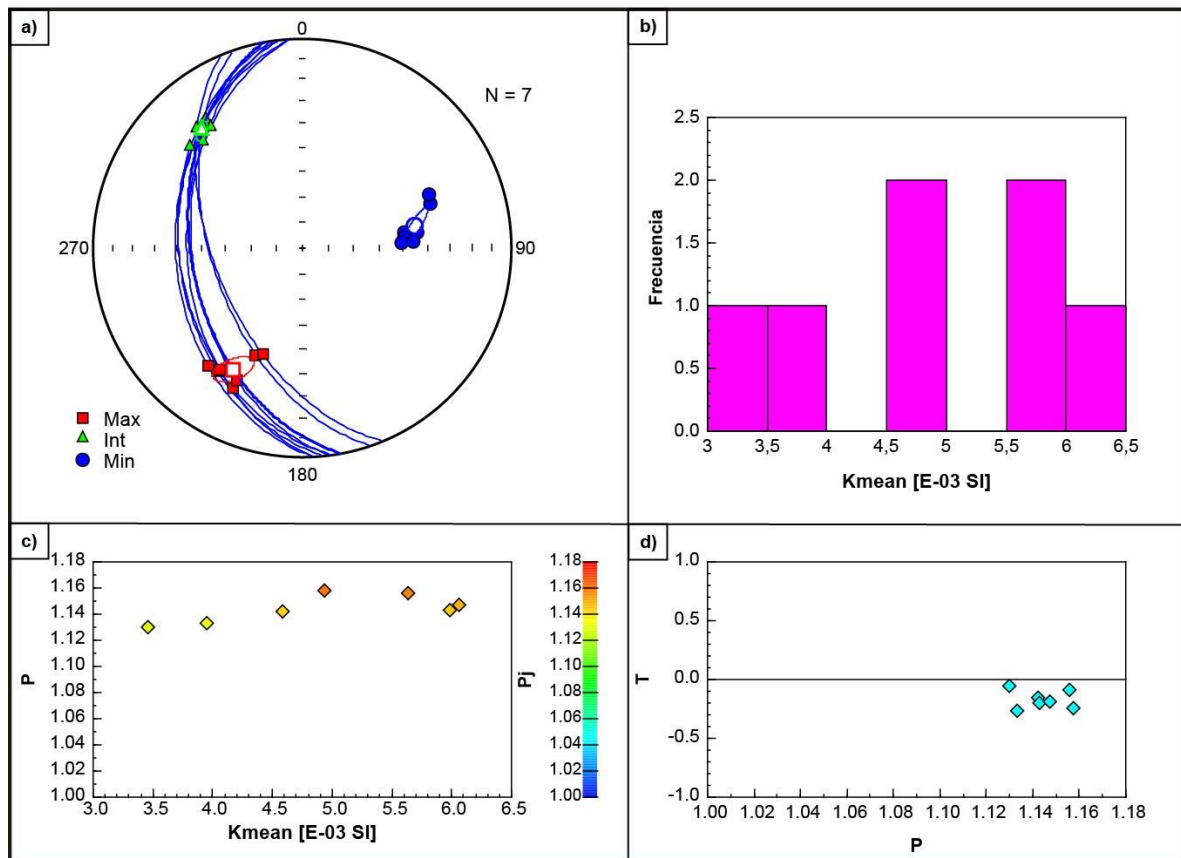


Figura 7.21 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media alcanza valores elevados de hasta $6,5E^{-3}$ SI y su relación con los valores de anisotropía y el parámetro P_j no es lineal, siendo estos últimos valores casi constantes ($\sim 1,13$; Figs. 7.21 b y c).

Por último, el parámetro de forma es negativo para todos los especímenes, lo que indica que, en este sitio, a diferencia del Sitio 1, los elipsoides son triaxiales con tendencia a ser prolados (Fig. 7.21 d).

7.4.5.3 Sitio 3

En este sitio se observa una distribución de los ejes principales un tanto más heterogénea que en los sitios 1 y 2. La lineación magnética no se encuentra tan bien definida como en el sitio anterior. La foliación magnética, por otra parte, presenta una orientación promedio N $347^\circ/62^\circ$ OSO (Fig. 7.22 a).

La susceptibilidad magnética se mantiene elevada, alcanzando valores máximos de hasta 0,024 SI, lo que hace que estas rocas sean las rocas medidas con mayor susceptibilidad magnética (Fig. 7.22 b).

En cuanto a la anisotropía y el parámetro P_j , se observa un valor aislado de $\sim 1,40$, siendo los valores más comunes y representativos para el sitio de entre 1,10 y 1,20 (Fig. 7.22 c).

Por último, los parámetros de forma presentan valores positivos y negativos, cercanos a cero, lo que indica una fábrica triaxial (Fig. 7.22 d).

ICDC S3

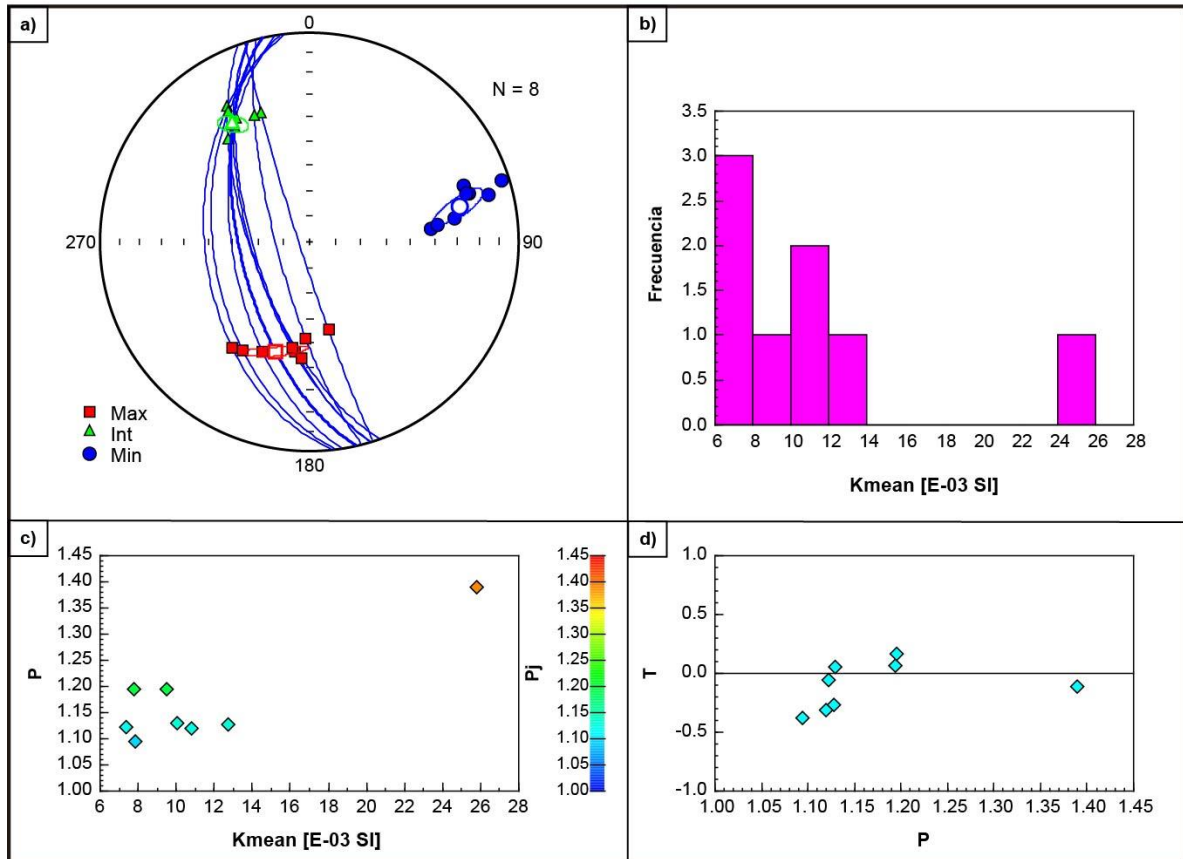


Figura 7.22 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

7.4.6 Granito Cerro 21 de Septiembre (G21S)

7.4.6.1 Sitio 1

Los tres ejes principales se encuentran bien agrupados, definiendo una marcada lineación y foliación magnética. Los planos de foliación magnética presentan rumbo prácticamente N-S, siendo su orientación media N $355^{\circ}/64^{\circ}$ O (Fig. 7.23 a).

Al igual que en el resto de las unidades graníticas de la zona hasta ahora descritas, aquí se observan valores de susceptibilidad magnética intermedios a bajos, que varían entre $1,15E^{-4}$ y $1,45E^{-4}$ (Fig. 7.23 b).

Los parámetros P y Pj muestran valores de entre 1,04 y 1,06, manteniendo una relación no lineal con la susceptibilidad media (Fig. 7.23 c).

En cuanto al parámetro de forma, se determinaron valores positivos, lo cual indica elipsoides triaxiales con tendencia a ser oblatos (Fig. 7.23 d).

G21S S1

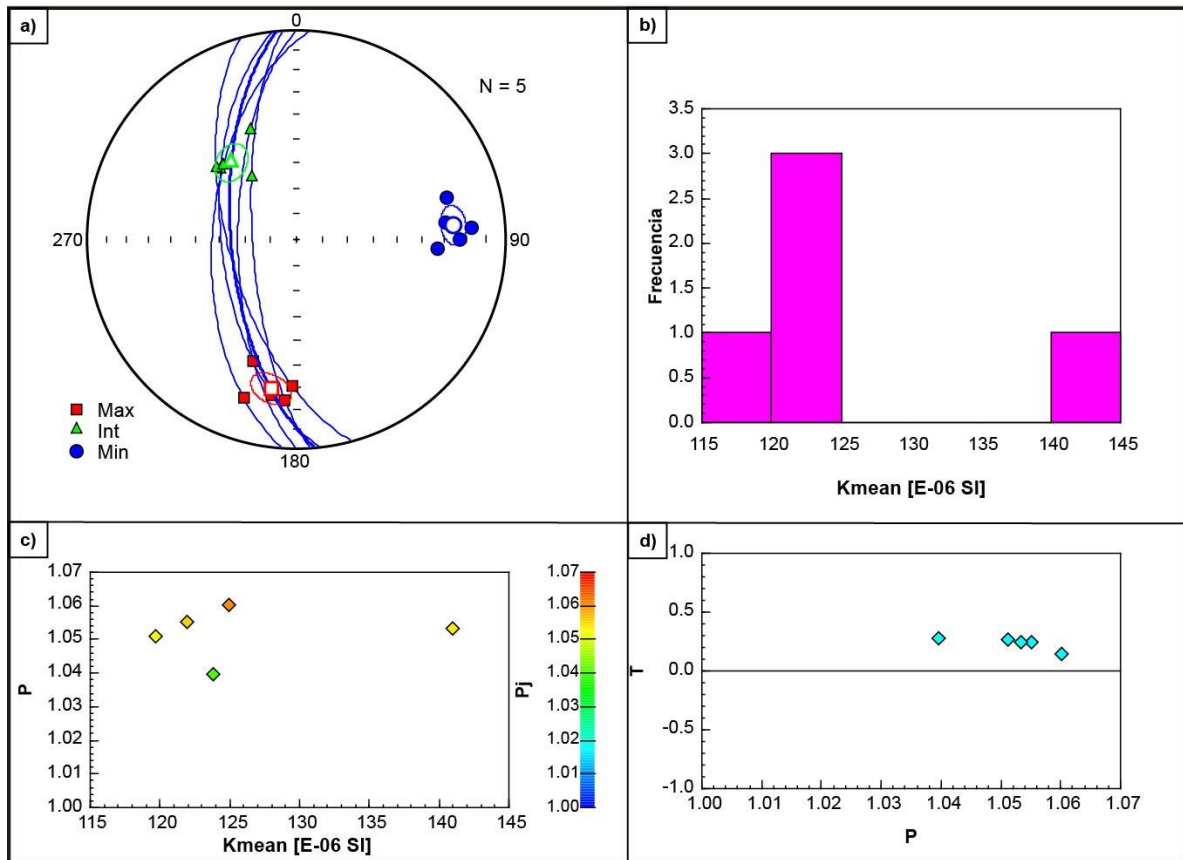


Figura 7.23 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

7.4.6.2 Sitio 2

Al igual que en el Sitio 1, se observan foliación y lineación magnéticas bien definidas. Los planos de foliación presentan una orientación promedio N 349°/58° O (Fig. 7.24 a).

G21S S2

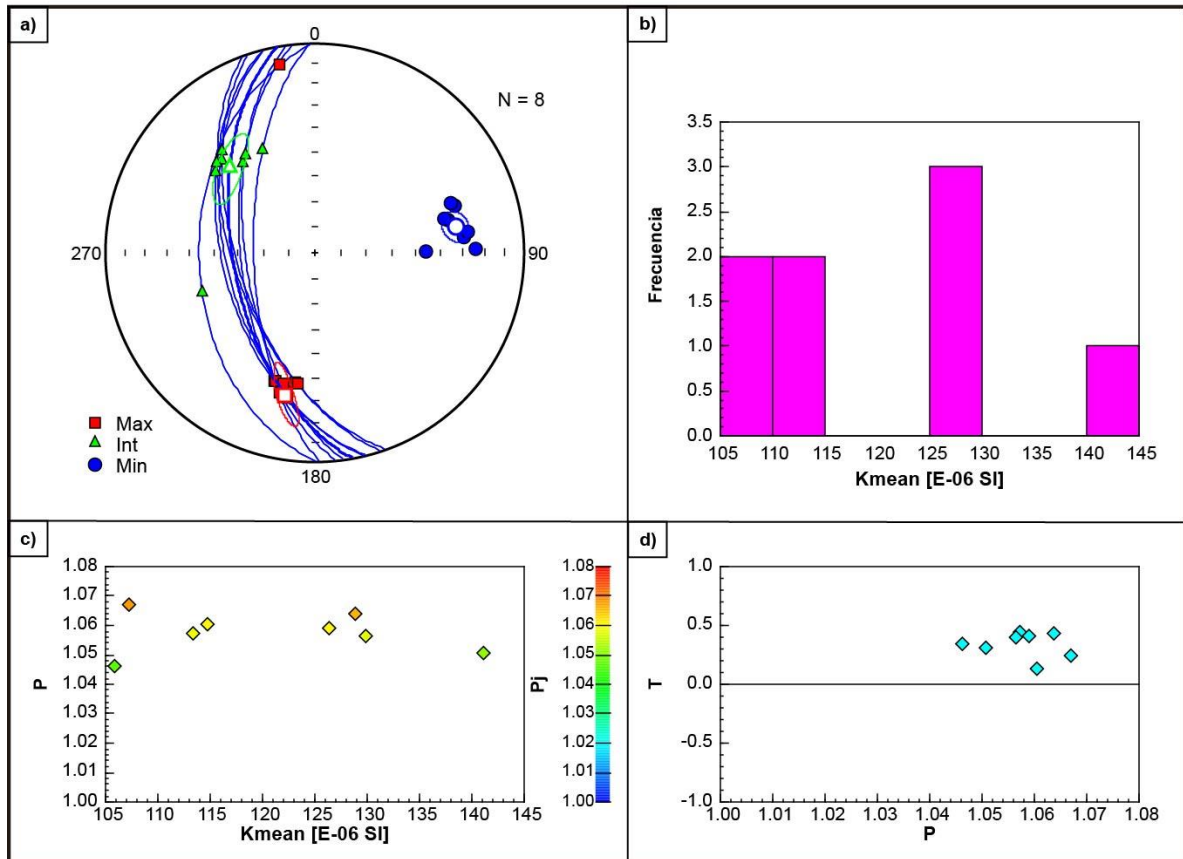


Figura 7.24 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética presenta valores similares a los del Sitio 1, alcanzando también valores máximos de hasta $1,45E^{-4}$ SI (Fig. 7.24 b).

En cuanto a la anisotropía y el parámetro P_j , los valores son levemente más elevados que en el sitio anterior, y van desde 1,045 hasta 1,067, manteniendo una relación no lineal con la susceptibilidad (Fig. 7.24 c).

Por último, según los valores observados para el parámetro de forma la fábrica es triaxial con tendencia a ser oblada (Fig. 7.24 d).

7.4.7 Granito Cerro San Mario (GCSM)

7.4.7.1 Sitio 1

En este caso los ejes principales no presentan una buena agrupación, lo cual implica la ausencia de foliación y lineación magnética (Fig. 7.25 a).

GCSM S1

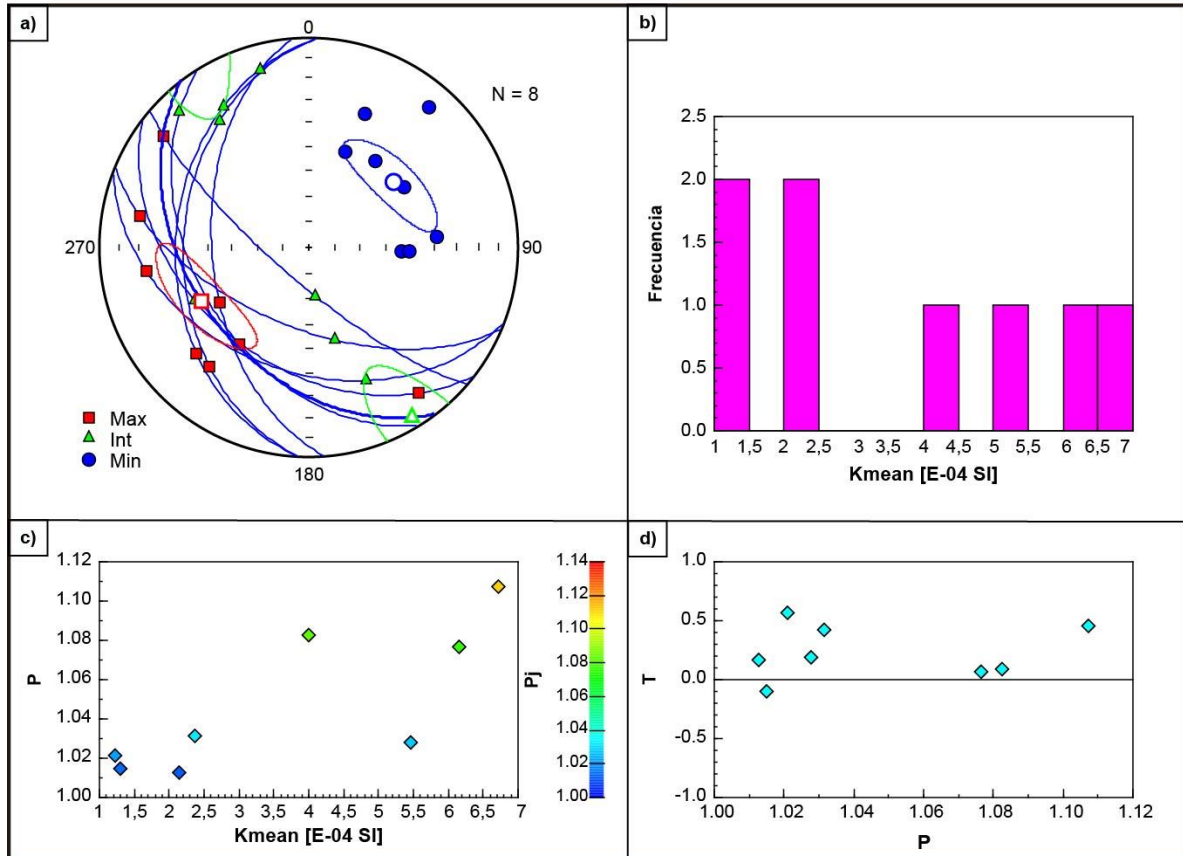


Figura 7.25 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

Los valores de susceptibilidad media varían entre $1E^{-4}$ y $7E^{-4}$ SI (Fig. 7.25 b).

Los parámetros P y P_j guardan una relación lineal con la susceptibilidad magnética media y sus valores se encuentran entre ~1,01 y 1,11 (Fig. 7.25 c).

Los elipsoides, son oblatos triaxiales, excepto en un caso aislado donde se documenta un elipsoide prolado triaxial (Fig. 7.25 d).

7.4.7.2 Sitio 2

A diferencia del Sitio 1, los tres ejes principales se encuentran bien agrupados, indicando lineación y foliación magnéticas. La orientación de los planos de foliación es muy homogénea, con un valor promedio N 333°/48° SO (Fig. 7.26 a).

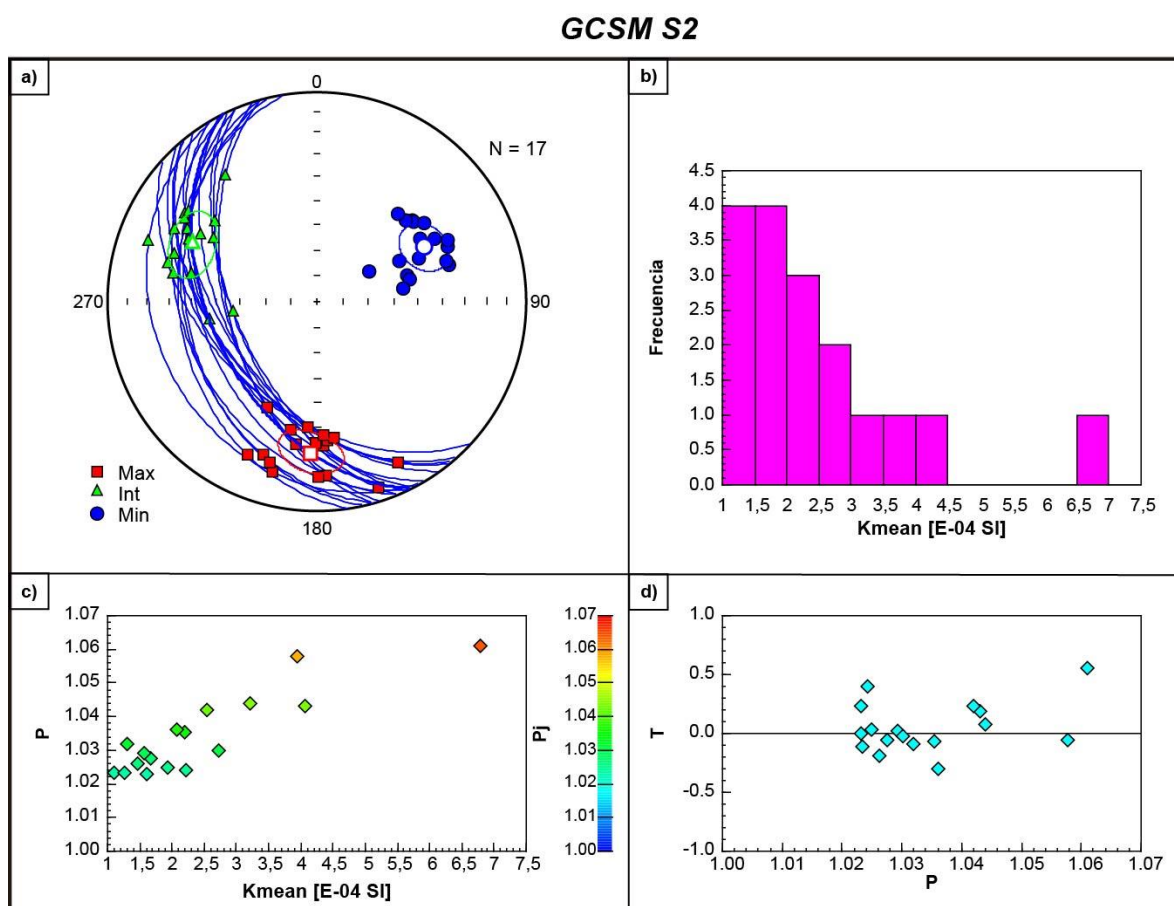


Figura 7.26 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética es similar al sitio anterior, con valores menores a $7E^{-4}$ SI (Fig. 7.26 b).

En cuanto a los parámetros P y P_j, sus valores varían entre 1,02 y 1,07 y mantienen una relación lineal con la susceptibilidad magnética media (Fig. 7.26 c).

Se observan dos grupos de elipsoides, unos prolados y otros oblatos, predominando la fábrica triaxial (Fig. 7.26 d).

7.4.7.3 Riolita Cerro San Mario (RCSM) – Sitio 1

En esta unidad se observa una distribución caótica muy heterogénea de los ejes principales, lo que implica ausencia de lineación y foliación (Fig. 7.27 a).

RCSM S1

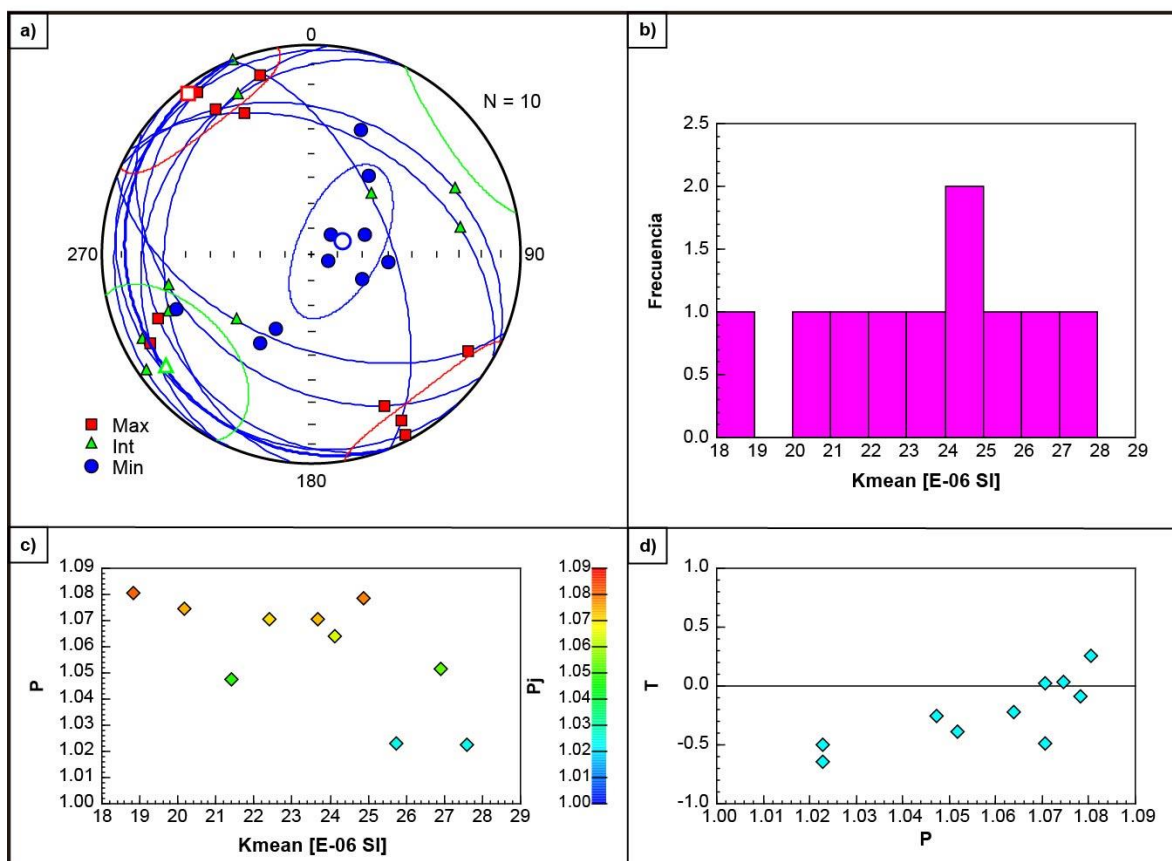


Figura 7.27 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media, sin embargo, es bastante homogénea en valores absolutos (entre $1,8 E^{-5}$ y $2,8 E^{-5}$ SI; Fig. 7.27 b).

Los parámetros P y P_j mantienen valores cuasi idénticos de entre 1,02 y 1,08, teniendo una relación relativamente lineal (con pendiente negativa) con la susceptibilidad media (Fig. 7.27 c).

Los elipsoides son predominantemente prolados y levemente triaxiales. Sin embargo, tres especímenes presentan elipsoides oblatos triaxiales (Fig. 7.27 d).

7.4.8 Granito Cerro Colorado (GCC)

7.4.8.1 Sitio 1

El GCC presenta, en su primer sitio, mejor definida la foliación magnética que la lineación. El plano de foliación magnético promedio posee una orientación N 344°/38° SO (Fig. 7.28 a).

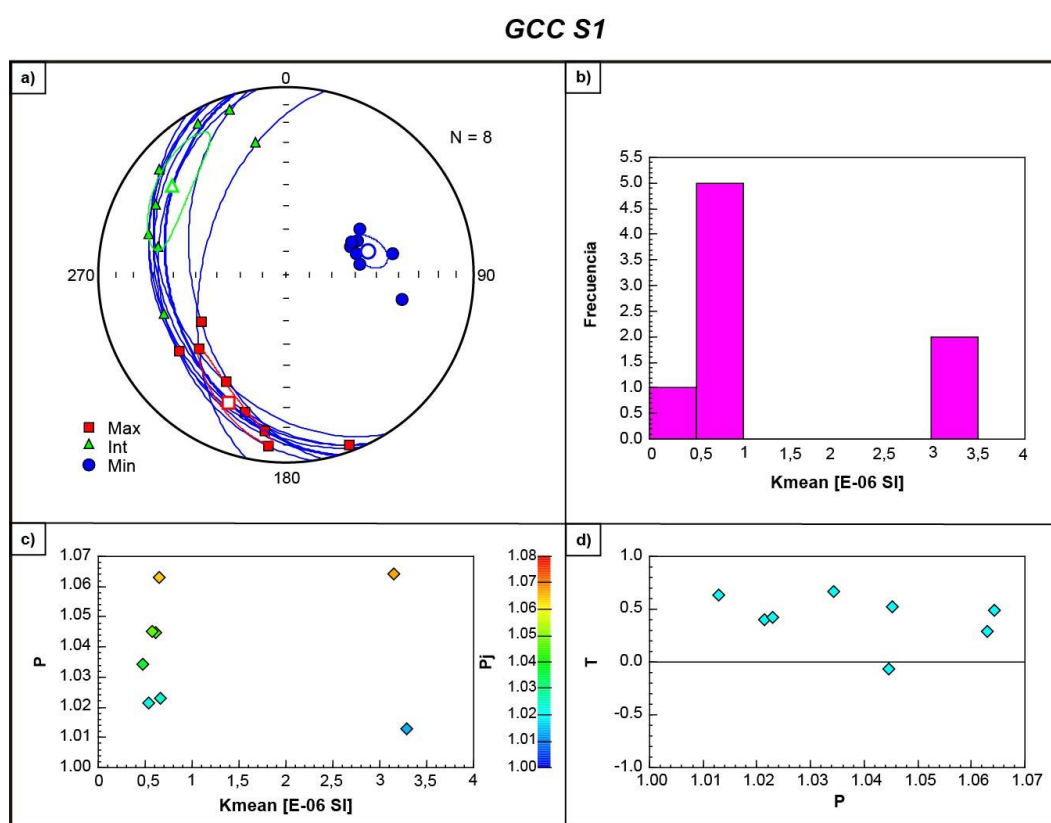


Figura 7.28 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media se mantiene en valores del orden de $1E^{-4}$ SI, registrándose dos valores aislados de $\sim 3,25E^{-4}$ SI (Fig. 7.28 b).

La anisotropía, así como el parámetro P_j , presentan valores de entre 1,01 y 1,065, sin mantener una relación lineal con la susceptibilidad (Fig. 7.28 c).

Por último, el parámetro de forma es mayor a cero, excepto para un caso aislado, lo que implica presencia predominante de elipsoides oblatos levemente triaxiales y uno prolado triaxial (Fig. 7.28 d).

7.4.8.2 Sitio 2

A diferencia del sitio anterior, se observa una distribución más heterogénea de los ejes, con ausencia de lineación marcada y una foliación magnética con orientación promedio N 312°/23° SO (Fig. 7.29 a).

La susceptibilidad magnética media varía entre $\sim 1,2E^{-4}$ y $4,2E^{-4}$ SI (Fig. 7.29 b).

Los parámetros P y P_j muestran valores constantes de 1,02 excepto en el caso de 3 especímenes con valores superiores a 1,08, sin tener una relación lineal con la susceptibilidad magnética media (Fig. 7.29 c).

Por su parte, el parámetro T indica el predominio de elipsoides prácticamente triaxiales con tendencia a ser oblatos (Fig. 7.29 d).

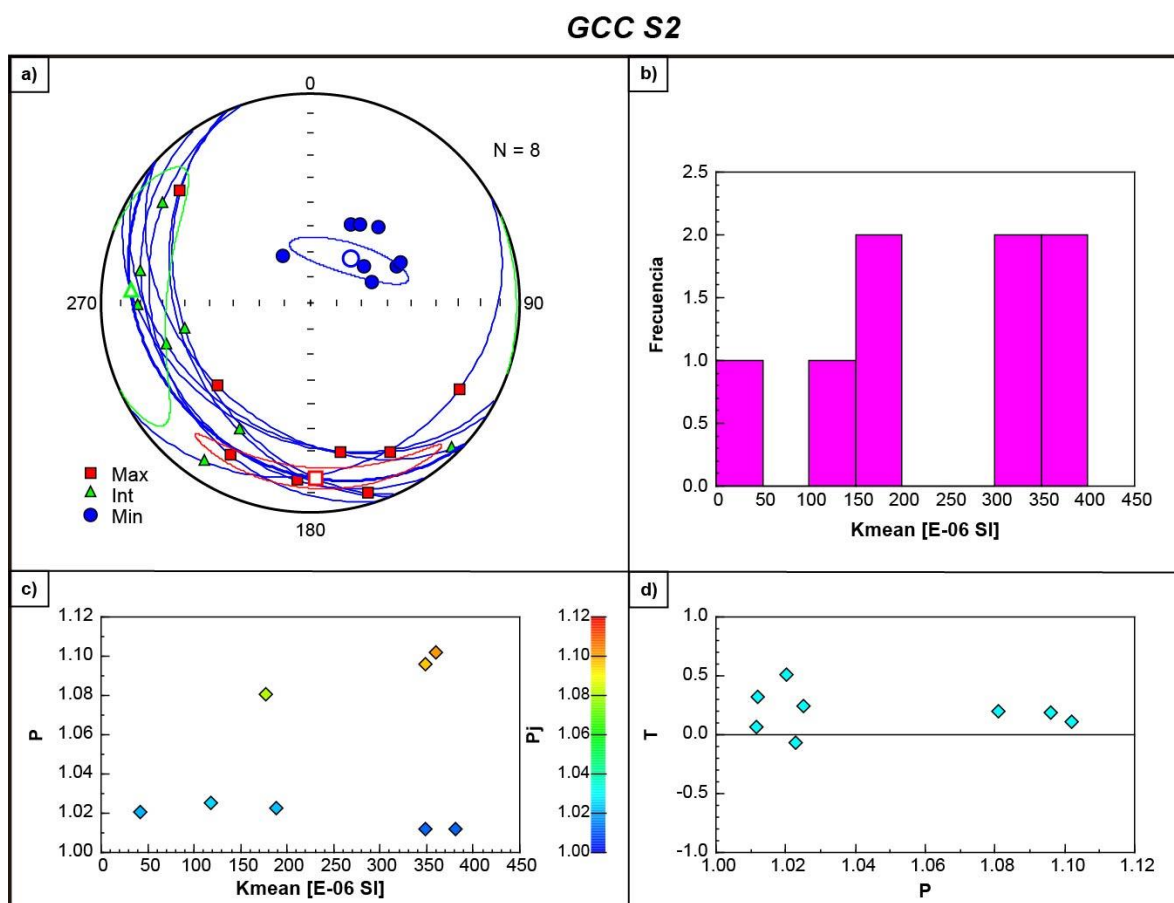


Figura 7.29 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía

corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

7.4.8.3 Sitio 3

En este caso, se observa un patrón de ejes magnéticos completamente heterogéneo sin foliación ni lineación magnética marcadas (Fig. 7.30 a).

La susceptibilidad magnética media máxima es de $5E^{-4}$ SI, alcanzando valores levemente superiores a los de los sitios anteriores (Fig. 7.30 b).

Se observa una relación lineal entre los parámetros P y P_j (que varían entre 1,006 y 1,035) y la susceptibilidad magnética media (Fig. 7.30 c).

El parámetro T indica la existencia de elipsoides triaxiales con una tendencia predominante de oblatos (en algunos casos prolados; Fig. 7.30 d).

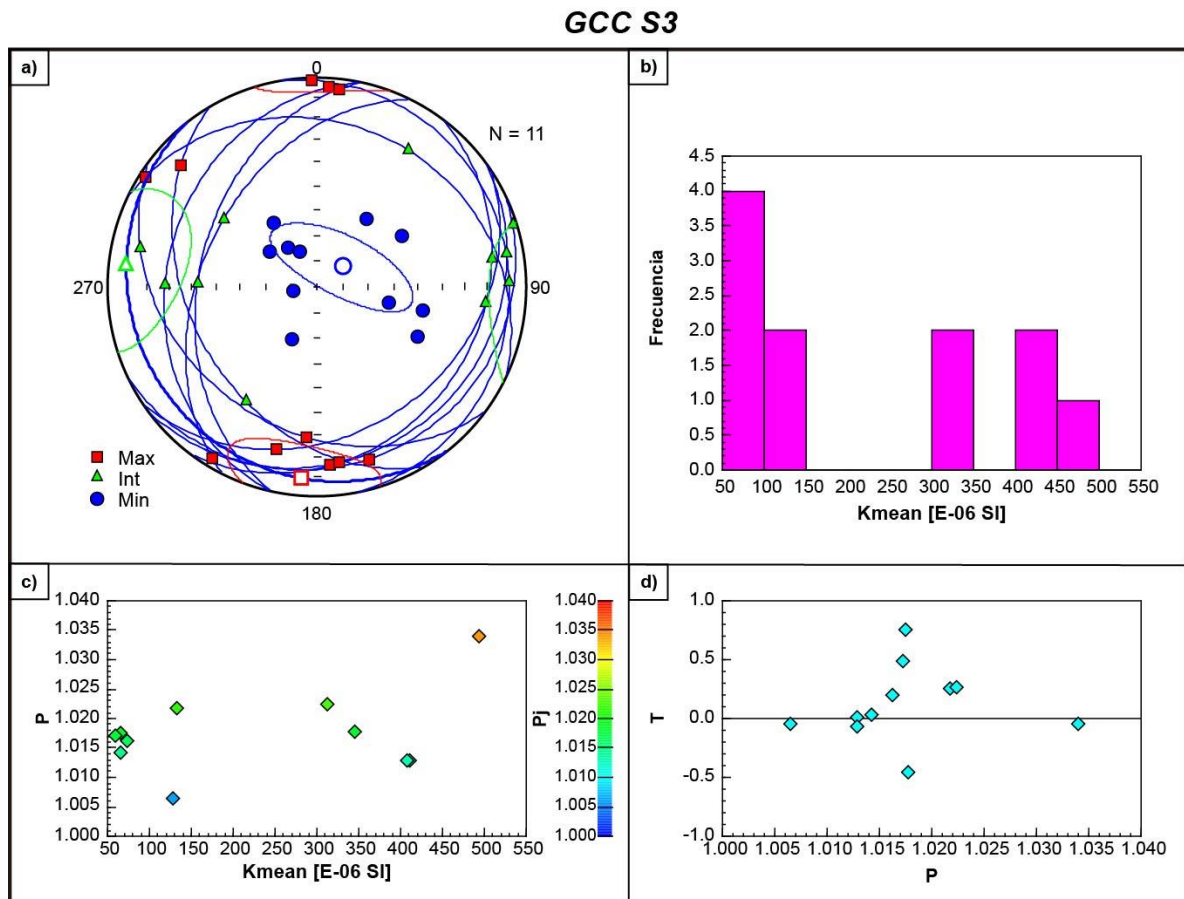


Figura 7.30 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

7.4.8.4 Sitio 4

A diferencia de los Sitios 2 y 3, y al igual que en el caso del Sitio 1, se identifican planos de foliación magnética con orientación más homogénea, siendo su actitud promedio N 335°/42° OSO. La lineación magnética, sin embargo, no se encuentra bien definida (Fig. 7.31 a).

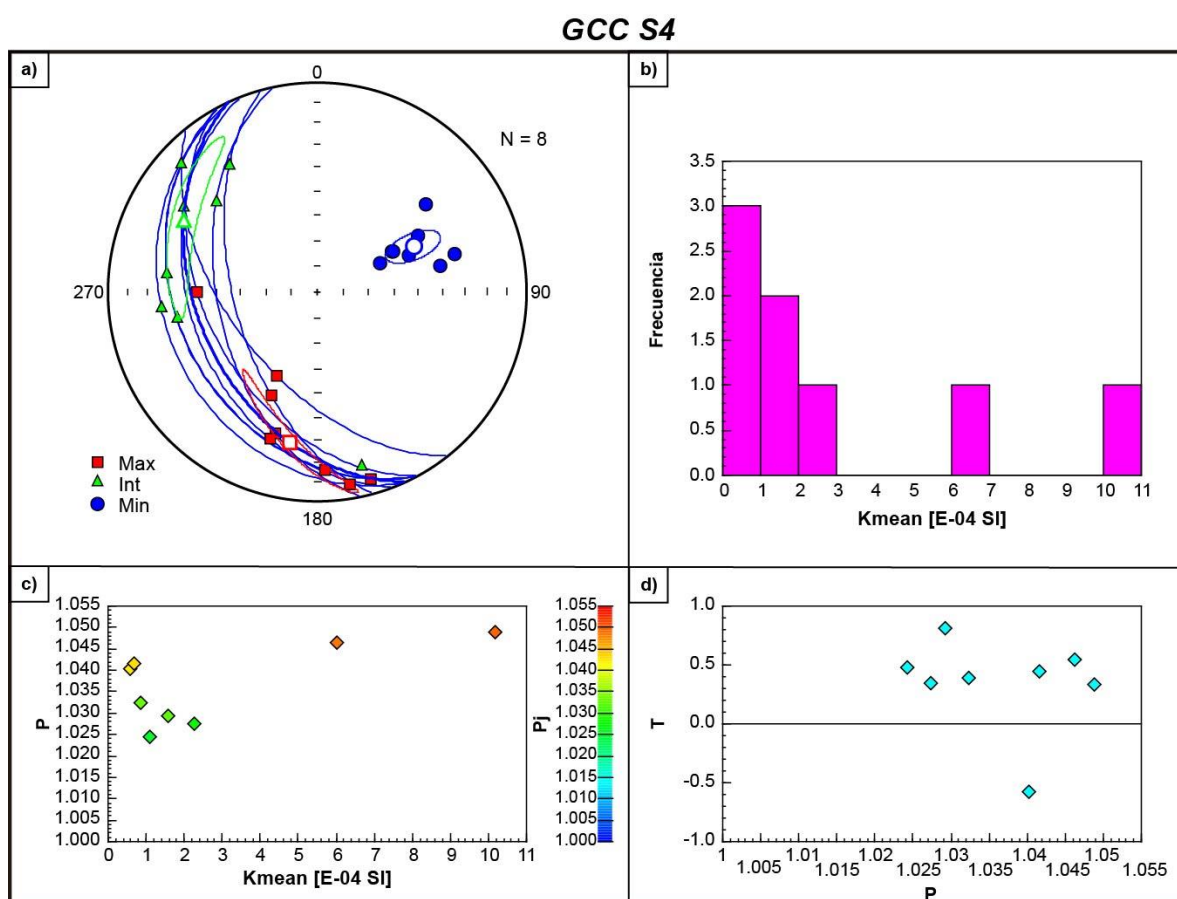


Figura 7.31 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_i). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media alcanza valores mayores que los observados en el resto de esta unidad, siendo su valor máximo $1,1E^{-3}$ SI (Fig. 7.31 b).

Se mantiene la relación lineal observada entre la anisotropía, el parámetro P_j y la susceptibilidad magnética media, con valores de P y P_j de entre 1,020 y 1,050 (Fig. 7.31 c).

Los elipsoides son predominantemente oblatos, levemente triaxiales (Fig. 7.31 d).

7.4.9 Granito Agua Blanca (GAB)

7.4.9.1 Sitio 1

Los K_{max} no se encuentran claramente agrupados, lo que indica ausencia de lineación magnética. Por otra parte, se observan planos de foliación magnética marcadamente homogéneos, siendo su orientación promedio N 334°/68° OSO (Fig. 7.32 a).

GAB S1

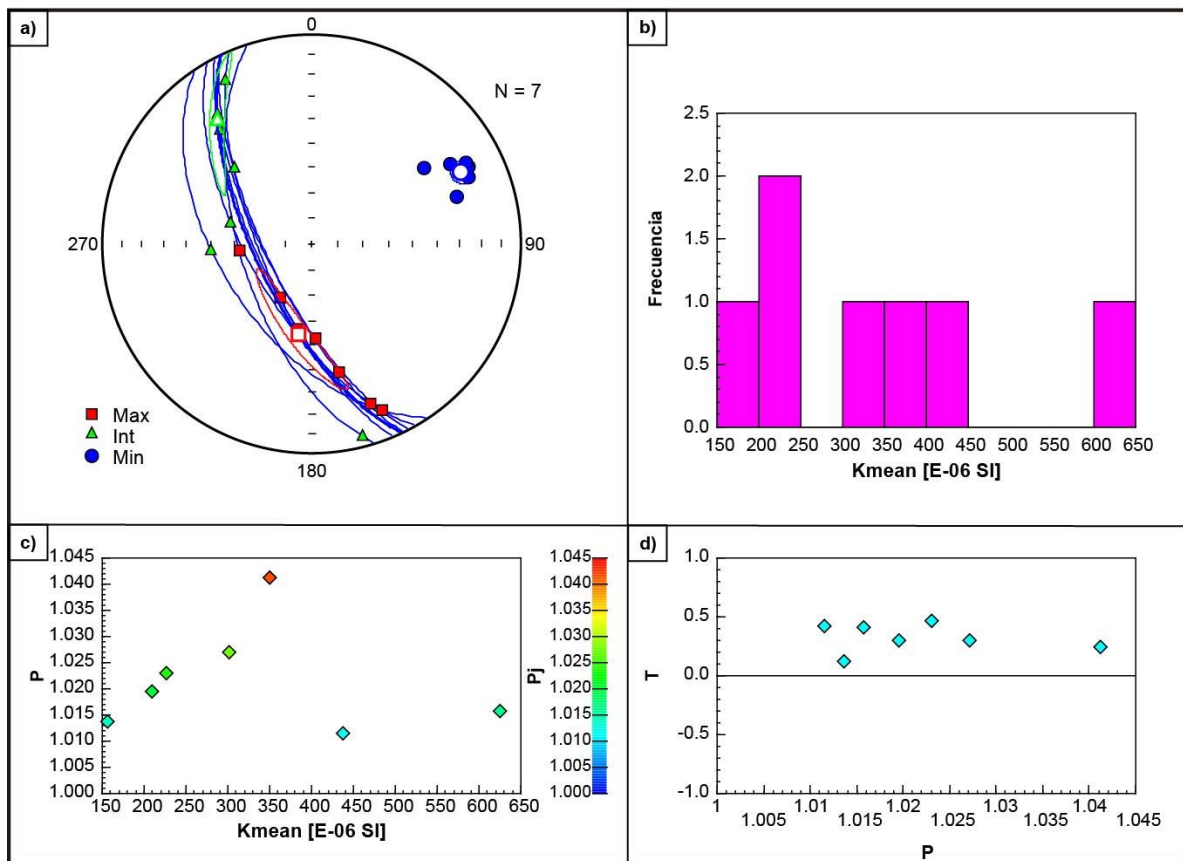


Figura 7.32 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media alcanza valores de hasta $6,5E^{-4}$ SI (Fig. 7.32 b).

La distribución de la anisotropía y el parámetro P_j (valores de entre 1,010 y 1,045) en función de la susceptibilidad magnética media es heterogénea y no muestra una relación específica (Fig. 7.32 c).

Los elipsoides son oblatos triaxiales (Fig. 7.32 d).

7.4.9.2 Sitio 2

En este sitio no se observa un patrón definido de distribución de los principales ejes magnéticos, lo cual indica ausencia de foliación y lineación magnética (Fig. 7.33 a).

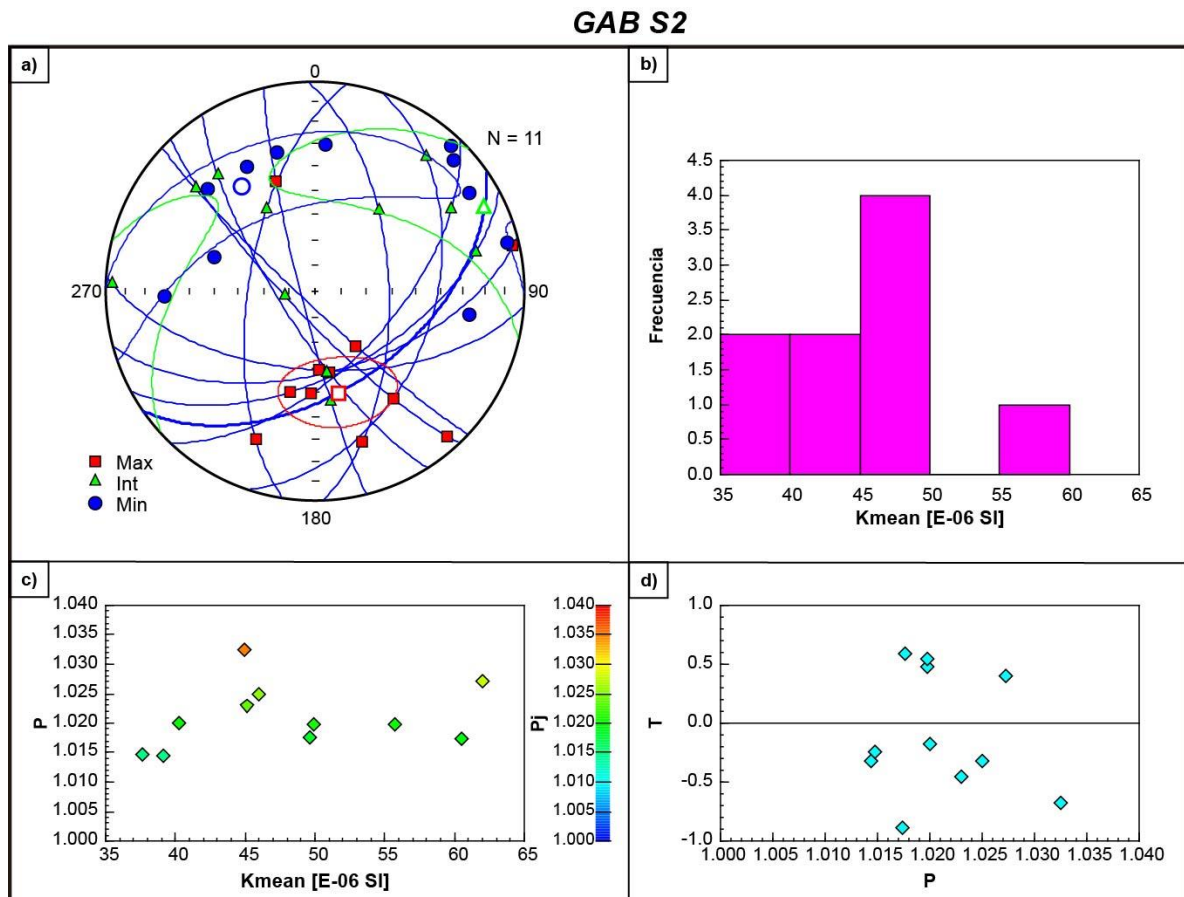


Figura 7.33 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media, sin embargo, tiene valores esperables para esta unidad, aunque levemente menores que en el Sitio 1 ($3,5E^{-5}$ - $6,5E^{-5}$ SI; Fig. 7.33 b).

La relación de la anisotropía y el parámetro P_j (valores de entre 1,015 y 1,035) con la susceptibilidad magnética media es heterogénea (Fig. 7.33 c).

Por último, el parámetro T indica la existencia de dos grupos de elipsoides triaxiales: un grupo (mayoritario) con tendencia a ser prolados, y otro grupo de elipsoides con tendencia a ser oblatos (Fig. 7.33 d).

7.4.9.3 Sitio 3

Al igual que en el sitio anterior, no se observa lineación ni foliación magnéticas bien definidas (Fig. 7.34 a).

GAB S3

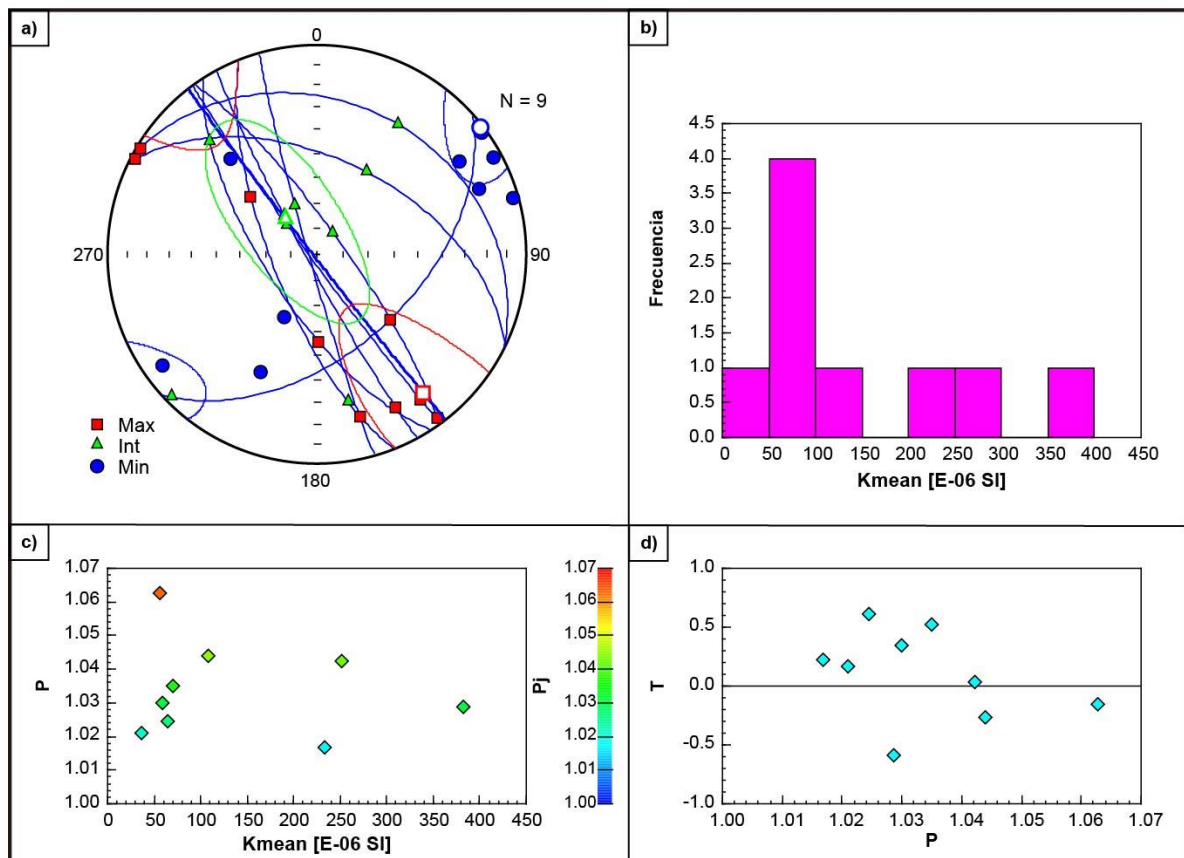


Figura 7.34 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía

corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética es similar a la del Sitio 1, con valores de $5E^{-5}$ hasta $4E^{-4}$ SI (Fig. 7.34 b).

Nuevamente se observa un patrón heterogéneo en la relación de la anisotropía y el parámetro P_j con la susceptibilidad magnética media, siendo los valores de la primera de hasta 1,065 (Fig. 7.34 c).

El parámetro de forma indica elipsoides predominantemente oblatos y minoritariamente prolados (sólo tres casos), registrándose tres elipsoides oblatos triaxiales, dos prolados triaxiales y el resto levemente triaxiales (Fig. 7.34 d).

7.4.10 Riolita La Ermita (RLE)

7.4.10.1 Sitio 1

En esta localidad, por primera vez se observan planos de foliación magnética inclinados en sentido opuesto (hacia el NE) a los determinados en el resto de la región. La distribución de los ejes es muy homogénea, indicando claramente la presencia de lineación y foliación. La orientación promedio del plano de foliación magnética es N 143°/60° NE (Fig. 7.35 a).

La susceptibilidad magnética media de estas riolitas está en el orden del resto de las rocas graníticas medidas previamente (entre $8,5E^{-5}$ y $1,4E^{-4}$ SI; Fig. 7.35 b).

Los valores de anisotropía y del parámetro P_j (entre 1,07 y 1,13) no muestran una relación determinada con la susceptibilidad magnética media (Fig. 7.35 c).

Se determinaron elipsoides predominantemente triaxiales levemente prolados, habiendo un único elipsoide triaxial con tendencia a ser oblato (Fig. 7.35 d).

RLE S1

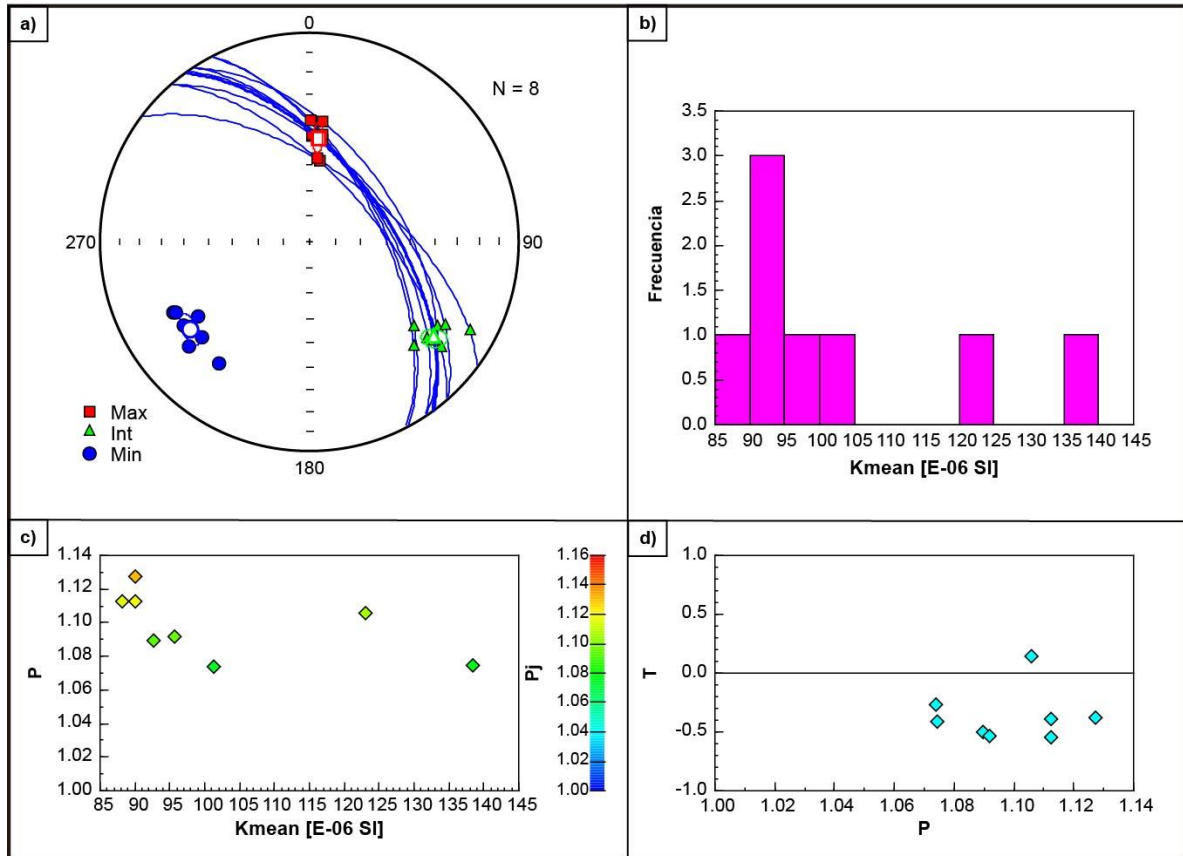


Figura 7.35 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (P_j). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

7.4.10.2 Sitio 2

Aquí, los ejes se encuentran algo menos agrupados que en el sitio anterior, presentando una lineación magnética menos definida, pero una buena foliación. Los planos de foliación magnética muestran una distribución homogénea, con rumbo N-S e inclinación hacia el O, siendo la orientación del plano promedio $N 353^\circ/58^\circ O$ (Fig. 7.36 a).

RLE S2

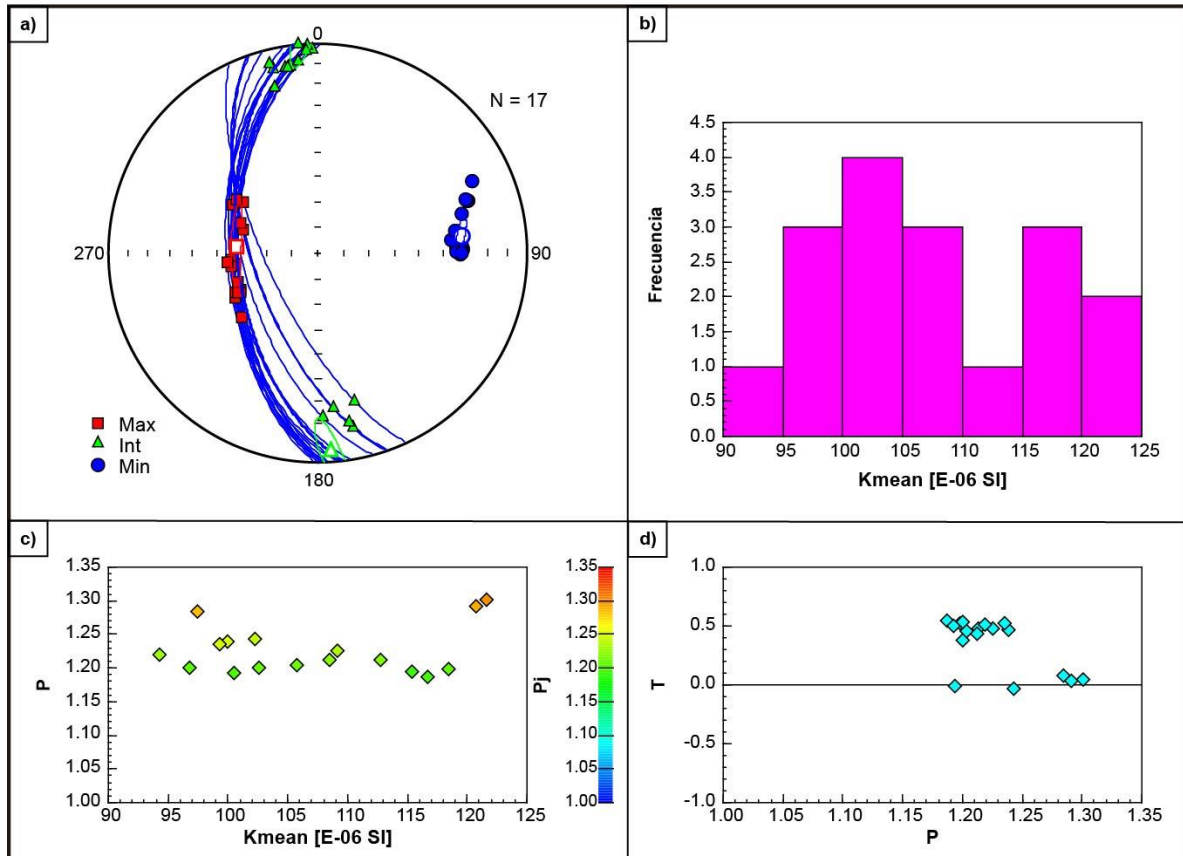


Figura 7.36 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media mantiene valores similares, de entre $0,9E^{-4}$ y $1,25E^{-4}$ SI (Fig. 7.36 b).

Los valores de los parámetros P y Pj varían entre 1,18 y 1,35 y no mantienen una relación lineal con la susceptibilidad magnética media (Fig. 7.36 c).

En cuanto al parámetro T, se observan cinco elipsoides marcadamente triaxiales, mientras que el resto son oblados (Fig. 7.36 d).

7.4.11 Riolita La Mascota (RLM)

7.4.11.1 Sitio 1

Se identifican ejes principales relativamente bien agrupados, que indican lineación y foliación magnética. Se observan planos de foliación con dos orientaciones

distintas: una NNO-SSE obtenida a partir de dos especímenes y otra NO-SE determinada en cuatro especímenes. La orientación promedio, por lo tanto, es N 311°/52° SO (Fig. 7.37 a).

RLM S1

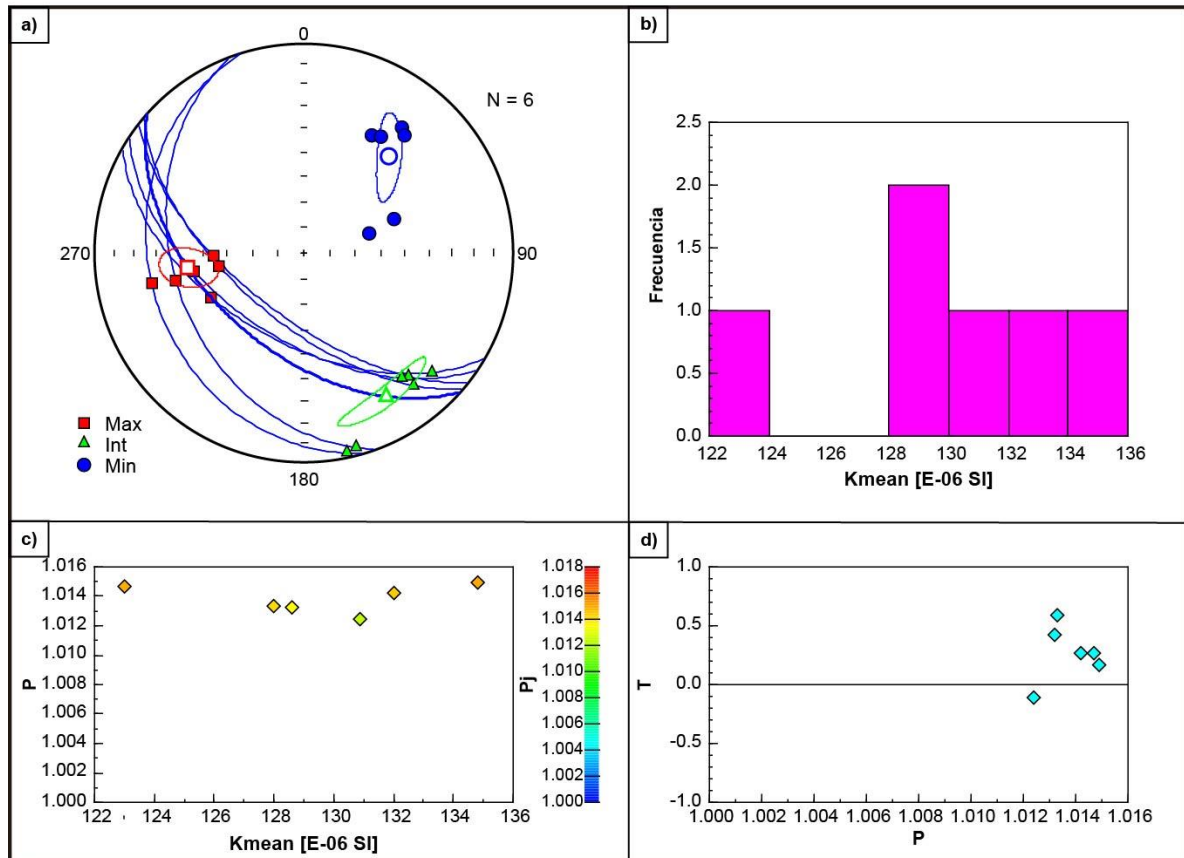


Figura 7.37 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media varía entre $1,22E^{-4}$ y $1,36E^{-4}$ SI (Fig. 7.37

b).

La anisotropía y el parámetro P_j , presentan valores casi constantes que se encuentran entre 1,012 y 1,015, manteniendo una relación no lineal con la susceptibilidad magnética media (Fig. 7.37 c).

Por último, se observa un único elipsoide prolado triaxial mientras que el resto de los elipsoides son oblados triaxiales (Fig. 7.37 d).

7.4.11.2 Sitio 2

En este sitio no se observa una lineación definida, pero se identifican los planos de foliación. También se observan dos orientaciones diferentes de los planos de foliación magnética. En un caso la inclinación es sub-vertical, mientras que en el otro la inclinación es hacia el SO. La orientación promedio de la foliación de este sitio es N 312°/78° SO (Fig. 7.38 a).

RLM S2

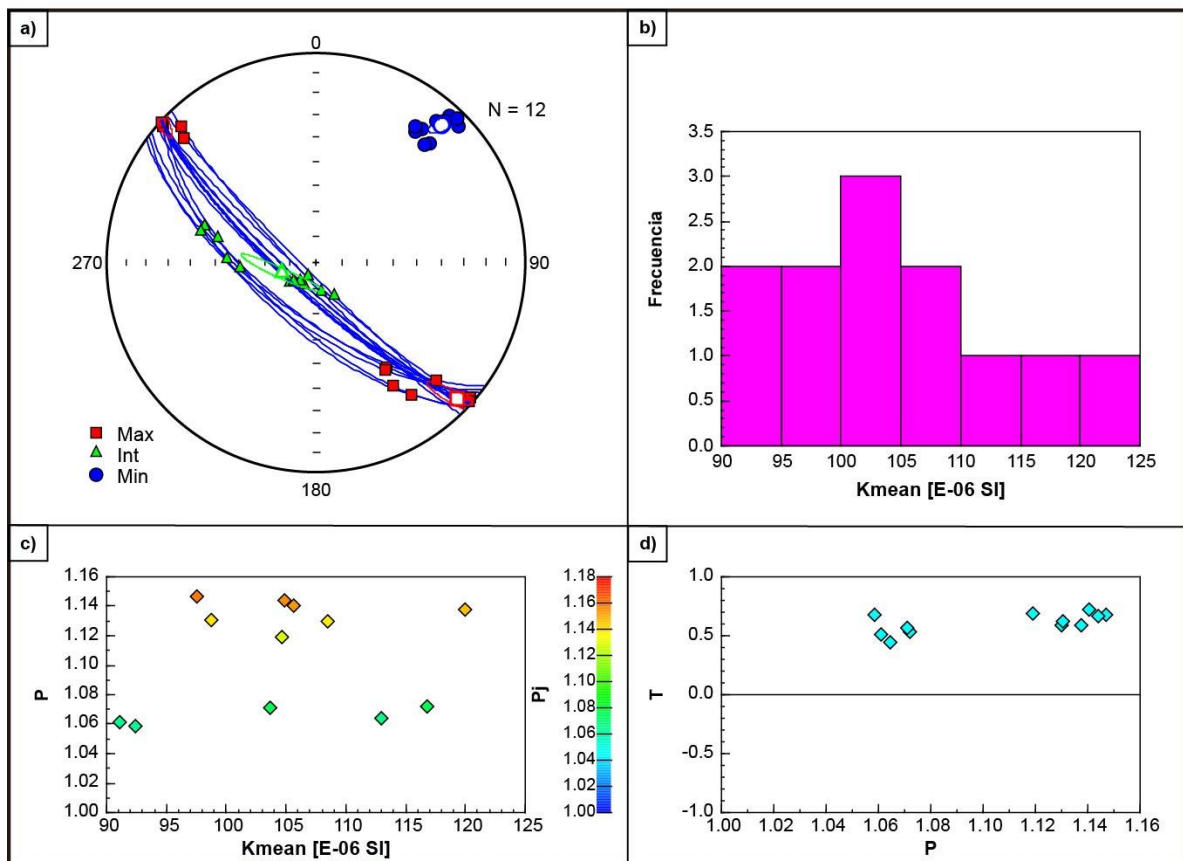


Figura 7.38 a. Distribución de ejes para cada espécimen (K1 en rojo, K2 en verde y K3 en azul) y sus valores promedio. Las líneas azules representan los planos de foliación magnética para cada espécimen y el valor promedio (más grueso). b. Histograma de frecuencias para los valores de susceptibilidad magnética media de cada espécimen. c. Valores de anisotropía (P) en función de la susceptibilidad magnética media para cada espécimen. La escala de colores representa los valores de anisotropía corregidos (Pj). d. Valores del parámetro de forma (T) en función de la anisotropía (P) para cada espécimen.

La susceptibilidad magnética media es bastante homogénea, con valores de entre $0,9E^{-4}$ y $1,25E^{-4}$ SI (Fig. 7.38 b).

En cuanto a la anisotropía y el parámetro P_j , se observa que los especímenes cuyos planos de foliación inclinan hacia el SO presentan valores menores (de

alrededor de 1,06), mientras que aquellos con planos de foliación sub-verticales poseen valores marcadamente mayores, de entre 1,12 y 1,15 (Fig. 7.38 c).

El parámetro de forma indica que todos los elipsoides son oblatos (Fig. 7.38 d).

CAPÍTULO 8 - Discusión

El objetivo principal de esta tesis es contribuir al conocimiento de la evolución del margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico y el Mesozoico, investigando, en particular, la posible existencia de estructuras corticales y/o litosféricas que pudieron haber jugado un rol importante durante la misma. Algunos trabajos previos identificaron la presencia de zonas de transferencia y zonas de cizalla de rumbo NO-SE, pero sin vincularlas con la deformación de las Sierras Australes y la evolución del margen (e.g. Franke *et al.* 2006, 2007; Dominguez *et al.* 2011). Estudios más actuales comenzaron a relacionar la fábrica estructural de la corteza cristalina con la deformación de las Sierras a partir de modelos gravimétricos directos e inversos (e.g. Christiansen *et al.* 2021; Vazquez Lucero *et al.* 2021). Sin embargo, la aplicación de una única metodología no resulta suficiente para obtener resultados e interpretaciones robustas.

Particularmente, se han identificado y reconocido como estructuras principales en la zona de estudio:

- el borde sur del CRP (Propuesta en esta tesis, Fig. 3.8)
- las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro (e.g. Franke *et al.* 2006, 2007; Dominguez *et al.* 2011; Autin *et al.* 2013; Fig. 2.2)
- la zona de cizalla de Ventana (e.g. Rapela *et al.* 2011; Ballivián Justiniano *et al.* 2020a; Christiansen *et al.* 2021; Fig. 2.2)

En este capítulo, se discutirán e interpretarán de manera integrada los resultados obtenidos en cada uno de los capítulos previamente desarrollados, intentando aportar nueva información que contribuya a un mejor conocimiento de las problemáticas geológicas planteadas en la introducción de esta tesis.

8.1 Modelos 3D de escala litosférica

8.1.1 Zona norte de los modelos: cuenca de Claromecó y CRP

Las anomalías gravimétricas observadas en la cuenca de Claromecó muestran un mínimo elongado en dirección NO-SE (Figs. 3.2 y 3.4 b, respectivamente). La geometría del depocentro principal de la cuenca de Claromecó obtenida en trabajos previos mediante cálculos isostáticos e inversión gravimétrica (e.g. Kostadinoff y Prozzi 1998; Kostadinoff 2007; Prezzi *et al.* 2013, 2018), presenta un eje principal con orientación NO-SE concordante con la elongación de las anomalías observadas. Sin embargo, el depocentro principal de la cuenca modelado se orienta según una tendencia E-O, inmediatamente al N de las Sierras Australes (Fig. 3.6). Esta diferencia con trabajos anteriores podría estar relacionada con el bajo contraste de densidad existente entre el basamento cristalino (Corteza Continental Superior) y los sedimentos paleozoicos de la cuenca de Claromecó, lo que permite modelar un relleno sedimentario más delgado y una Corteza Continental Superior más gruesa, obteniendo la misma respuesta gravimétrica (Tabla 3.1; Fig. 3.6). A pesar de esta diferencia, el espesor sedimentario máximo obtenido en nuestro modelo (~12 km) es similar a los valores obtenidos por otros autores (Introcaso *et al.* 2008; Ruíz e Introcaso 2011; Prezzi *et al.* 2013, 2018) y por las estimaciones asociadas a datos de pozo y sísmica de reflexión (Lesta y Sylwan 2005).

Los sedimentos que dieron origen a la Formación Tunas, que es la unidad de mayor espesor del Grupo Pillahuincó Superior (Formaciones Bonete y Tunas; Harrington 1947), se depositaron durante la orogenia Gondwánica en el Pérmico Temprano. En el modelo de densidades la Formación Tunas presenta su máximo espesor al S de la zona central de la cuenca de Claromecó (en contraste con las unidades sedimentarias más antiguas), inmediatamente al N de las Sierras Australes. Estos resultados coinciden con lo propuesto en trabajos previos, donde la cuenca de Claromecó correspondería a una cuenca de antepaís durante la orogenia Gondwánica, siendo la carga flexural de las sierras la encargada de generar el espacio de

acomodación (e.g. Tomezzoli y Vilas 1999; Ramos y Kostadinoff 2005; Tomezzoli *et al.* 2017; Prezzi *et al.* 2018).

La geometría modelada indica que la cuenca de Claromecó tendría un depocentro más pequeño ubicado en la esquina NO del área estudiada (Fig. 3.6). Dicha región, que pareciera continuarse hacia el N, probablemente esté relacionada con el umbral de Trenque Lauquen, el cual representaría la conexión entre la cuenca de Claromecó y la cuenca del Paraná durante el Paleozoico (Kostadinoff 2007).

En términos de temperaturas, se observan valores mayores debajo de los depocentros sedimentarios en comparación con las áreas circundantes, donde predomina el basamento cristalino (Fig. 4.2 a). Este hecho se debería al efecto de “*blanketing*” generado por los sedimentos que tienen menor conductividad térmica, lo que produce entrapamiento de calor debajo de los depocentros sedimentarios (Fig. 4.2 e). Esto probablemente se ve reforzado por los altos valores de producción de calor radiogénico asignados a los grupos Pillahuincó Inferior y Superior (Tabla 4.1). Maystrenko *et al.* (2013) obtuvieron resultados similares en sus modelos térmicos 3D del margen pasivo de Sudáfrica, donde las temperaturas más altas dentro de la Corteza Continental Superior se localizaron debajo de los depocentros sedimentarios de mayor espesor.

Como era de esperarse, la profundidad del Moho aumenta hacia el N de la cuenca de Claromecó, lo que probablemente esté relacionado con la ubicación de la región central del CRP en esas latitudes (Fig. 3.7 c; e.g. Bossi y Cingolani 2009; Oyhantçabal *et al.* 2011). Al ser más profundo el Moho, el espesor cortical es mayor y, por consiguiente, las temperaturas son más altas en la base de la corteza. Sin embargo, se alcanzan valores menores que en las zonas de Corteza Continental Superior engrosada, debido a que allí, la productividad de calor radiogénico es máxima (ver sección 8.1.3; Figs. 4.2 e y f). Hacia el N-NO del área de estudio el espesor cortical modelado es máximo (Fig. 3.7; Vazquez Lucero *et al.* 2021), lo que implica una mayor contribución de la corteza a la resistencia litosférica integrada (43%; Fig. 5.2 c).

Dicha contribución es menor en la cuenca del Colorado, debido al mayor espesor de manto litosférico más resistente modelado debajo de la misma (ver también 8.1.2). Estos resultados están estrechamente relacionados con la distribución de la temperatura: una corteza más espesa produce mucho más calor radiogénico. La temperatura alcanza valores máximos en el manto litosférico en dichas zonas, reduciendo su resistencia a la deformación permanente y, por lo tanto, explicando la alta contribución de la corteza a la resistencia litosférica integrada.

8.1.2 Zona sur de los modelos: zonas de transferencia de Colorado y Río Negro y cuenca del Colorado

Como se introdujo en el capítulo 2, algunos autores proponen que las heterogeneidades corticales, asociadas a diferentes dominios precámbricos y paleozoicos, pudieron haber controlado la evolución del rift del Colorado, así como la distribución de sus depocentros (Franke *et al.* 2006; Dominguez *et al.* 2011; Pángaro y Ramos 2012; Autin *et al.* 2013; Loegering *et al.* 2013; Pángaro *et al.* 2016).

Se ha explicado el levantamiento y la deformación de las Sierras Australes, y su continuación oriental a lo largo del *Cape Fold Belt* en Sudáfrica, mediante un efecto de *buttressing* resultante de la colisión del terreno Patagonia entre el Carbonífero y el Pérmico (Pángaro y Ramos 2012; Miller *et al.* 2016; Paton *et al.* 2017). Sin embargo, la reactivación de las zonas de transferencia y su continuación onshore durante la orogenia Gondwánica podría haber controlado la evolución tectónica de las Sierras Australes, así como su continuación oriental a lo largo del *Cape Fold Belt* (Dingle *et al.* 1983; Uliana y Biddle 1987; Andreis *et al.* 1989; Kelley y Light 1993; Pángaro y Ramos 2012; Miller *et al.* 2016; Paton *et al.* 2017). Recientemente se ha propuesto que la transmisión de esfuerzos desde el S de la zona de estudio durante la orogenia Gondwánica podría haber causado el desplazamiento de dominios corticales delimitados por dichas estructuras regionales, generando, así, la deformación y

levantamiento de las Sierras (Christiansen *et al.* 2021; Vazquez Lucero *et al.* 2021). Teniendo en cuenta que se registran movimientos de rumbo a lo largo de las zonas de transferencia, la deformación sigmoidal de las Sierras Australes durante la orogenia Gondwánica en el Pérmico Tardío podría estar relacionada con la reactivación de las mismas (Japas 1989; Sellés-Martínez 1989; Rossello *et al.* 1997; Vizán *et al.* 2017; Prezzi *et al.* 2018). Sin embargo, persiste la controversia sobre la edad de dichas estructuras, lo que dificulta determinar de manera concluyente si las mismas han ejercido algún grado de control sobre la estructuración durante la orogenia Gondwánica.

El modelo de densidades construido en esta tesis presenta valores de densidad promedio elevados en las zonas de transferencia, lo que confirmaría la hipótesis de otros autores relacionada a la presencia de cuerpos intrusivos máficos en la Corteza Continental Inferior (Fig. 3.8; Franke *et al.* 2006; Autin *et al.* 2013, 2016; Loegering *et al.* 2013).

Se observa que, donde se ubican las zonas de transferencia, el tope de la Corteza Continental Inferior alcanza profundidades mínimas (Fig. 3.7 b), lo que implica máximos espesores de la misma. Allí, las temperaturas calculadas son menores que en las regiones circundantes a la misma profundidad, debido a un posible efecto chimenea generado por la elevada conductividad térmica y la menor productividad de calor radiogénico (Figs. 4.2 c y d).

La composición máfica dominante a lo largo de las zonas de transferencia sería responsable de los altos valores de resistencia a la deformación permanente observados en dichos sectores (Fig. 5.2 b). Esto es consistente, no solo con las características de los tipos reológicos asignados a la Corteza Continental Inferior (más resistentes que los utilizados para la Corteza Continental Superior; Fig. 5.1), sino también con las temperaturas más bajas obtenidas para dichas zonas (Figs. 4.3 c y d). Dado que los gradientes de resistencia observados a lo largo de las zonas de

transferencia estarían relacionados con su composición máfica producto del rifting del Colorado (Mesozoico), los resultados obtenidos a partir de los modelos térmicos y reológicos no permitirían realizar inferencias sobre la posible reactivación de tales estructuras durante la orogenia Gondwánica (~280 Ma.). No obstante, dichas estructuras deberían haberse desarrollado antes que el rift para poder albergar en zonas tan localizadas las intrusiones máficas resultantes del rifting del Colorado. Christiansen *et al.* (2021) han sugerido recientemente, sobre la base de modelos gravimétricos inversos 3D, la existencia de la zona de cizalla de Ventana (Fig. 2.2), la cual podría haberse desarrollado durante la orogenia Panafricana, en el Neoproterozoico. Las zonas de transferencia, que están ubicadas geográficamente cerca de dicha estructura y exhiben una orientación similar, probablemente también podrían haberse generado durante el Neoproterozoico. En nuestros modelos no podemos detectar la continuación onshore de las zonas de transferencia ya que el rifting del Colorado no se propagó hacia el N del borde sur del CRP, restringiéndose la intrusión de cuerpos máficos al sector de la cuenca del Colorado. Sin embargo, se ha propuesto que tanto las zonas de transferencia como la zona de cizalla de Ventana continúan en la zona onshore e incluso se manifiestan en superficie como sistemas de fallas inversas dúctiles (e.g. Ballivián Justiniano *et al.*, 2020a). Se propone entonces que las zonas de transferencia podrían ser lo suficientemente antiguas como para haberse reactivado durante el Paleozoico Tardío y haber jugado un papel importante en el levantamiento de las Sierras Australes (Vazquez Lucero *et al.*, 2021).

En la región de la cuenca del Colorado la resistencia cortical más elevada se encuentra no solo a lo largo de las zonas de transferencia, sino también en su sector más oriental (Fig. 5.2 b). Por otra parte, el sector ubicado entre las zonas de transferencia (donde se encuentran depocentros de mayor espesor; Fig. 4.2 e) es más débil, lo cual sugeriría que el efecto de “*blanketing*” de los sedimentos del Sinrift y Postrift estaría debilitando la corteza en esa zona (ver también Stephenson 1990).

Como en la zona de la cuenca del Colorado la corteza está adelgazada producto del rifting mesozoico (menor profundidad al Moho, Fig. 3.7 c), el espesor del Manto Litosférico es mayor con respecto al del área del CRP. La presencia de mayores espesores de Manto Litosférico más resistente en la zona de la cuenca del Colorado sería responsable de los valores más elevados de resistencia litosférica integrada obtenidos para dicha región (22% de contribución de la corteza a la resistencia litosférica integrada; Figs. 5.2 a y c).

8.1.3 Zona central de los modelos: Borde sur del CRP

El modelo de densidades construido predice la existencia de un alto de basamento E-O (con una Corteza Continental Superior engrosada y la ausencia de Corteza Continental Inferior) a lo largo del límite más austral de la cuenca de Claromecó. Dicho alto estructural correspondería al límite entre la cuenca de Claromecó y la cuenca del Colorado (Fig. 3.5 e). Esta configuración indicaría la presencia de un dominio cortical que podría corresponder al sector más meridional del CRP, propuesto como el borde sur del CRP en esta tesis (Fig. 3.8; e.g. Ramos 1984, 1996; Oyhançabal *et al.* 2011; Vazquez Lucero *et al.* 2021). Recientemente Christiansen *et al.* (2021) propusieron que el límite suroccidental del CRP coincidiría con la zona de cizalla de Ventana, cuya orientación es NO-SE, transversal a la cuenca del Colorado.

A partir de estudios aeromagnéticos y gravimétricos, Max *et al.* (1999) definieron un terreno re-trabajado tectónicamente debido a la acreción entre el CRP y el terreno Patagonia, ubicado hacia el S de la cuenca del Colorado. Vincularon este terreno, llamado “Subdominio marginal del dominio de La Plata”, con el offshore siguiendo intensas anomalías magnéticas asociadas con complejos ígneos generados durante el rift atlántico. Este terreno podría corresponder al alto de Corteza Continental Superior propuesto en este trabajo como el borde sur del CRP, sin embargo, está ubicado ~ 200 km hacia el S y muestra una orientación NO-SE (ver Fig. 9 en Max *et*

al., 1999 para más detalles). Además, estos autores identificaron a lo largo del segmento onshore de esta discontinuidad evidencias de movimiento lateral (Max *et al.*, 1999).

Este alto de basamento, así como también la región de Tandilia, constituyen las zonas de mayor espesor de Corteza Continental Superior en el área de estudio y presentan las temperaturas más bajas en profundidades de hasta 5 km (Fig. 4.2 a y b). Esto se debe, probablemente, a un efecto chimenea asociado a la mayor conductividad térmica de las rocas cristalinas con respecto a las rocas sedimentarias circundantes que componen los depocentros tanto de la cuenca del Colorado como de Claromecó. Además, estos altos de basamento coinciden con las zonas de menor espesor de Corteza Continental Inferior, en cuyo techo se registran las mayores temperaturas. Este fenómeno podría estar relacionado con el mayor espesor de Corteza Continental Superior que posee mayor productividad de calor radiogénico y menor conductividad térmica que la Corteza Continental Inferior. El mismo efecto puede observarse en el mapa de temperatura de la superficie del Moho, que muestra claramente que las temperaturas más elevadas se encuentran bajo las áreas de corteza engrosada (Figs. 4.2 e y f). Esto es esperable teniendo en cuenta que McKenzie *et al.* (2005) postularon que el espesor cortical y su producción de calor radiogénico juegan un papel clave en el campo térmico de una zona determinada. Además, las temperaturas obtenidas en el Moho coinciden con las documentadas en trabajos anteriores para áreas cratónicas (~ 400-600 ° C; Fig 4.2 e; e.g. Pinet *et al.* 1991).

Particularmente, el borde sur del CRP exhibe valores mínimos de resistencia litosférica integrada (Fig. 5.2 a), en coincidencia con la presencia de una Corteza Continental Superior félsica engrosada con valores de resistencia más bajos que la Corteza Continental Inferior máfica. Algo similar se puede observar a lo largo de la zona de sutura Teisseyre-Tornquist en Europa del Este, donde dicha estructura no solo representa un área de corteza engrosada, sino que también da lugar a un

pronunciado debilitamiento mecánico de la litosfera (Cloetingh *et al.* 2005; Tesauro *et al.* 2007).

Bercovici *et al.* (2000) sugirieron que los procesos convectivos en el manto podrían ser responsables de la deformación registrada en áreas litosféricas de baja densidad promedio, como los límites entre diferentes dominios corticales. El movimiento diferencial entre dominios corticales rígidos y zonas débiles genera desplazamientos laterales a lo largo de zonas de cizalla, que podrían ser auto-lubricadas por la presencia de agua (Bercovici 1998). En particular, el borde sur del CRP propuesto coincide espacialmente con una zona débil auto-lubricada propuesta por Vizán *et al.* (2017). Vizán *et al.* (2017) propusieron la existencia de dos zonas principales de cizalla lateral para Gondwana, que se habrían reactivado entre el Pérmico Temprano y el Jurásico Tardío. Estas zonas débiles han tenido implicancias a largo plazo en la evolución paleo-tectónica durante el Paleozoico y el Mesozoico, y su desplazamiento lateral habría inducido flujos toroidales en la astenosfera que podrían haber afectado la distribución de los dominios de la corteza entre el Pensilvaniano Tardío y el Jurásico Tardío (e.g. Jacques, 2003; Vizán *et al.*, 2017). Una de estas zonas se ubica en el N de la Patagonia y, según estos autores, podría ser responsable de la deformación transpresiva/transtensiva E-O registrada en las Sierras Australes (Vizán *et al.*, 2017). Dicho patrón E-O observado en el límite N de la Patagonia y que llega hasta el límite S de la cuenca de Claromecó, podría haber generado las micro y meso estructuras de rumbo sinistral E-O identificadas por varios autores en las Sierras Australes (e.g. Sellés-Martínez 1989; Cobbold *et al.* 1991; Japas y Sellés-Martínez 1998). Esta teoría también se ajusta a lo expuesto por Jacques (2003), quien hizo particular hincapié en el importante control que ejercen las estructuras litosféricas heredadas sobre la configuración de Gondwana durante el Paleozoico y el Mesozoico.

Por otra parte, algunos autores han demostrado recientemente, sobre la base de modelos geodinámicos, que el comportamiento débil de la litosfera podría haber influenciado la geometría de las fallas en las cuencas de rift del Atlántico Sur (Brune *et*

al. 2014, 2016; Theunissen y Huisman 2019). Algunos autores, postularon que las primeras etapas de la apertura del Atlántico Sur podrían haber sido controladas por las estructuras heredadas correspondientes a la orogenia Brasileña/Panafricana (Will y Frimmel 2018; Chauvet *et al.* 2020). Siguiendo este razonamiento, los dominios litosféricos débiles asociados con zonas de sutura pre-existentes, límites cratónicos o estructuras litosféricas heredadas, podrían haber ejercido un control importante en la dinámica de rifting (e.g. Oslo Graben: Pascal *et al.* 2002).

Se propone entonces que el dominio litosférico débil observado en la actualidad ubicado en el borde sur del CRP y que también coincide con el borde más septentrional de la cuenca del Colorado (Fig. 3.8; Vazquez Lucero *et al.* 2021) podría ser un remanente de una de las zonas propuestas por Vizán *et al.* (2017). Dicha estructura, no sólo podría haber ejercido un control importante en la dinámica del rifting de la cuenca del Colorado durante el Jurásico Tardío, sino que también podría haber estado involucrada junto con las zonas de transferencia en la deformación de las Sierras Australes.

Es importante señalar que, dado que las condiciones térmicas y reológicas actuales pueden ser sumamente diferentes a las de la etapa del rifting inicial, esta tesis no busca proporcionar información termo-mecánica al momento del inicio del rifting del Colorado. Sin embargo, se considera interesante discutir la posible presencia de zonas de debilidad litosférica longevas y su influencia en la evolución tectónica del área de estudio.

Por último, se sugiere que el borde sur del CRP podría corresponder con el evento de subducción cámbrica de Patagonia debajo del cratón propuesto por Prezzi *et al.* (2018), generando una extensión de retro-arco que podría haber sido la primera etapa en la evolución geodinámica de la cuenca de Claromecó.

8.1.4 Discusión general de los modelos 3D

Debe tenerse en cuenta que la cuenca del Colorado podría incluir en los modelos de densidades 3D una parte de los sedimentos paleozoicos que rellenan la cuenca de Claromecó, dado que Autin *et al.* (2013) consideraron que la Corteza Continental Superior en su modelo corresponde a las unidades pre-rift. Algunos autores interpretaron la existencia de bloques rotados con secuencias de edad carbonífero-pérmica de hasta 5,5 km de espesor en la cuenca del Colorado a partir de datos de sísmica de reflexión y pozos (e.g. Faulkner 2000; Pángaro 2013). Pángaro y Ramos (2012) propusieron la existencia de un basamento fragmentado hacia el S de las Sierras Australes. Sugirieron la presencia de un bloque de basamento que cabalga sobre las secuencias sedimentarias del Paleozoico Tardío a lo largo de una línea sísmica N-S. Estos autores interpretaron dichas estructuras como cuencas de “*piggy back*” desarrolladas durante la colisión entre el terreno de Patagonia y el CRP (ver Fig. 5 en Ramos *et al.* 2014 para más detalles). Desafortunadamente, la calidad de las líneas sísmicas disponibles dificulta la identificación del tope de la Corteza Continental Superior y las unidades sedimentarias paleozoicas en el depocentro occidental de la cuenca del Colorado (Fryklund *et al.* 1996; Pángaro 2013). Considerando que el modelo de la cuenca del Colorado de Autin *et al.* (2013, 2016) logró un buen ajuste con respecto a la anomalía gravimétrica observada, se decidió mantener el tope de la Corteza Continental Superior sin modificar, asumiendo que este hecho podría ser responsable de parte de la diferencia de espesor de la Corteza Continental Superior observada en el área entre ambas cuencas.

Cabe destacar que en los modelos reológicos aquí presentados se ha hecho foco en comprender las variaciones de la resistencia a la deformación permanente resultantes de la distribución de temperaturas y de la composición de las distintas unidades. Por lo tanto, se decidió usar una tasa de deformación constante para toda la región, lo que permitió aislar el efecto de dichas heterogeneidades.

Según los resultados obtenidos en esta tesis, el espesor cortical controla la distribución de temperaturas y de resistencia a la deformación permanente en la región estudiada, fundamentalmente en función de la producción de calor radiogénico de la Corteza Continental Superior (más félsica), de la alta conductividad térmica de la Corteza Continental Inferior (más máfica) y de las propiedades reológicas asignadas a cada unidad cortical (Tablas 4.1 y 5.1).

Las envolventes de resistencia a la deformación permanente (Fig. 5.3) indican una configuración tipo *jelly sandwich* típica de zonas tectónicamente estables como es el caso del área modelada, presentando una Corteza Continental Superior y un Manto Litosférico resistentes y una Corteza Continental Inferior débil. El Manto Litosférico es considerablemente más resistente que la Corteza Continental Superior, debido a que la litosfera en la región no ha sufrido variaciones térmicas significativas desde el Mesozoico (e.g., Moisisio *et al.* 2000; Cloetingh *et al.* 2005).

La profundidad de las transiciones frágil-dúctil en la Corteza Continental Superior es de 23 km (en promedio) y no varía significativamente a lo largo del área modelada, lo cual es esperable ya que no se consideraron variaciones laterales de la Corteza Continental Superior en términos de densidades y litologías en los modelos (Vazquez Lucero *et al.* 2021). No obstante, en estudios futuros se debería analizar la posible existencia de variaciones laterales en la composición de la Corteza Continental Superior considerando el borde sur del CRP aquí propuesto (Vazquez Lucero *et al.* 2021).

8.2 Interpretación de anomalías gravimétricas y magnetométricas

Los filtros y la Deconvolución de Euler 3D son herramientas que han sido utilizadas ampliamente desde hace varias décadas para la detección de bordes, zonas de sutura, estructuras corticales y para localizar la ubicación tentativa de fuentes magnéticas y/o gravimétricas (e.g. Evjen 1936; Nabighian 1972; Cordell 1979; Nabighian 1984; Cordell y Grauch 1985; Hood y Teskey 1989; Reid *et al.* 1990; Roest

et al. 1992; Miller y Singh 1994; Thurston y Smith 1997; Verduzco *et al.* 2004; Scheiber-Enslin *et al.* 2014).

Los resultados de esta tesis mostraron la presencia de numerosas alineaciones en la zona de estudio, principalmente asociadas a las zonas de transferencia de Rio Negro y Colorado, el borde sur del CRP y las estructuras con orientación NE-SO en el sistema de Tandilia. Además, mediante la Deconvolución de Euler aplicada a la anomalía magnetométrica se reconoció una estructura de escala regional con orientación NO-SE coincidente con la zona de cizalla de Ventana.

Las zonas de transferencia y el borde sur del CRP se han identificado aplicando filtros como la SA y la DHT a las anomalías gravimétricas (Figs. 6.2 b y c). El mapa de PDV también realza estas estructuras, pero sus máximos valores están asociados a fuentes más someras. Este hecho podría estar indicando que las zonas de transferencia se extienden hasta zonas más superficiales en el sector onshore mientras que en el modelo 3D presentado en el Capítulo 3 dichas estructuras se alojan en la Corteza Continental Inferior a alrededor de 15 km de profundidad. Este fenómeno tiene que ver probablemente con lo explicado en el apartado 8.1.2, debido a la presencia de material máfico intruyendo a las estructuras en la cuenca del Colorado, lo cual no se observa hacia el onshore debido a que las intrusiones no se propagaron hacia ese sector. En el caso de las anomalías magnetométricas, las zonas de transferencia se observan de manera mucho más tenue, reconociéndose el borde sur del CRP en el mapa de SA, de DHT y del AT (Figs. 6.3 b, c y d).

La zona de cizalla de Ventana (Fig. 8.1) ha sido reconocida por numerosos autores previamente tanto onshore como offshore (e.g. Franke *et al.* 2006, 2007; Dominguez *et al.* 2011; Autin *et al.* 2013; Christiansen *et al.* 2021). Se ha interpretado que esta estructura de escala litosférica puso en contacto al basamento de origen Brasiliano con el sistema de Ventana, gracias a un desplazamiento dextral de escala regional (e.g. Rapela *et al.* 2011; Ballivián Justiniano *et al.* 2020a; Christiansen *et al.* 2021). En esta tesis no se observó la presencia de la zona de cizalla de Ventana en

los modelos 3D de densidades y reológicos (ver Capítulos 3 y 5). La ausencia de dicha estructura en los modelos puede deberse a que no tenga un contraste de densidad significativo, razón por la cual, no se observa a partir de los datos gravimétricos. Sin embargo, la zona de cizalla de Ventana sí se ha detectado mediante las soluciones de Euler 3D correspondientes a la anomalía magnetométrica, lo que puede indicar que, a pesar de no tener un contraste de densidad significativo, presenta un alto contraste de susceptibilidad magnética (Figs. 8.1 y 8.2).

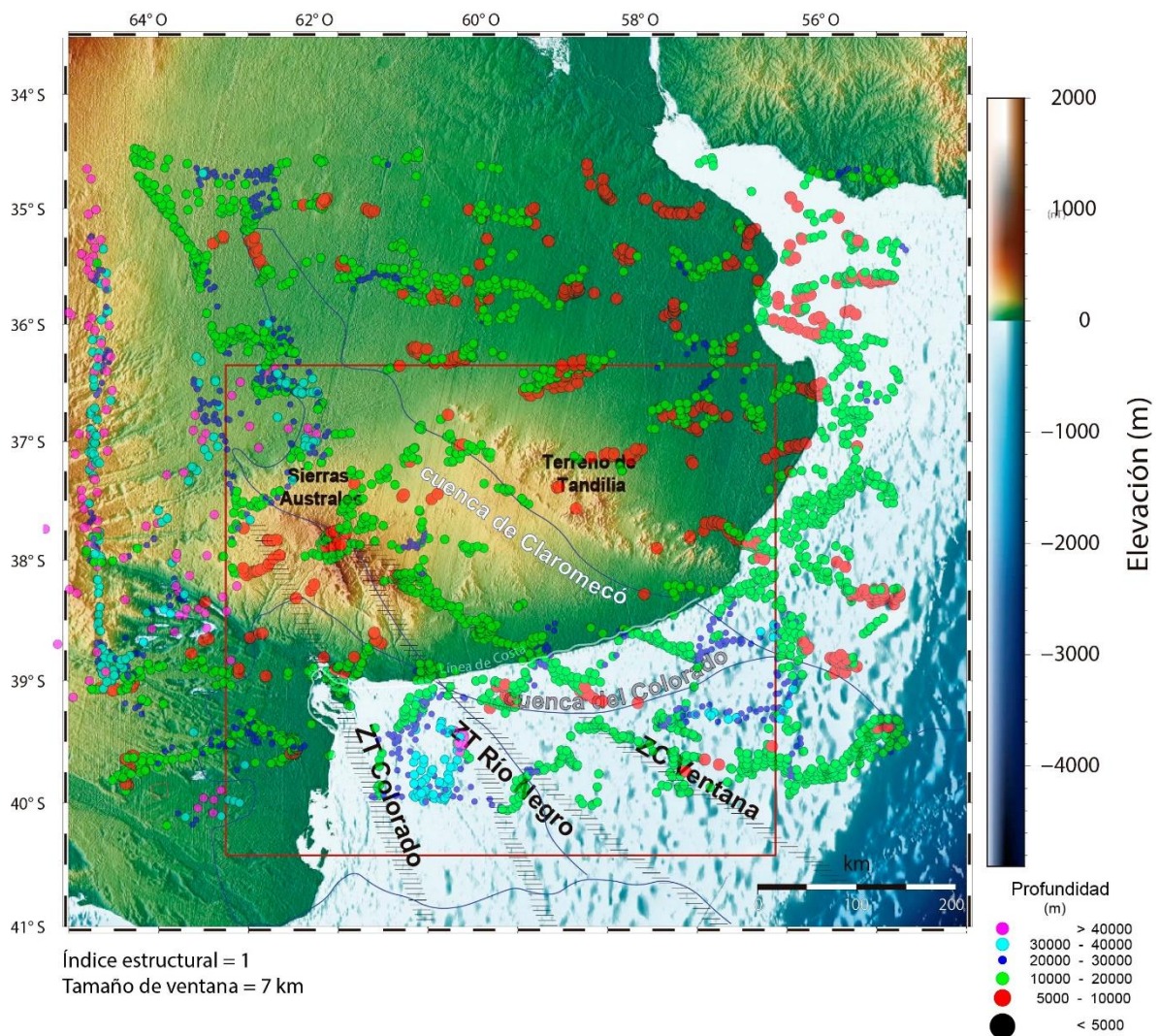


Figura 8.1 Soluciones de Euler 3D para la anomalía magnetométrica, con un índice estructural de 1 y un tamaño de ventana de 7 km, graficadas sobre el mapa topográfico de la región (ver Fig. 2.2). En recuadro rojo se ubica la zona de estudio. Los polígonos con línea de color azul indican los límites de cuencas sedimentarias.

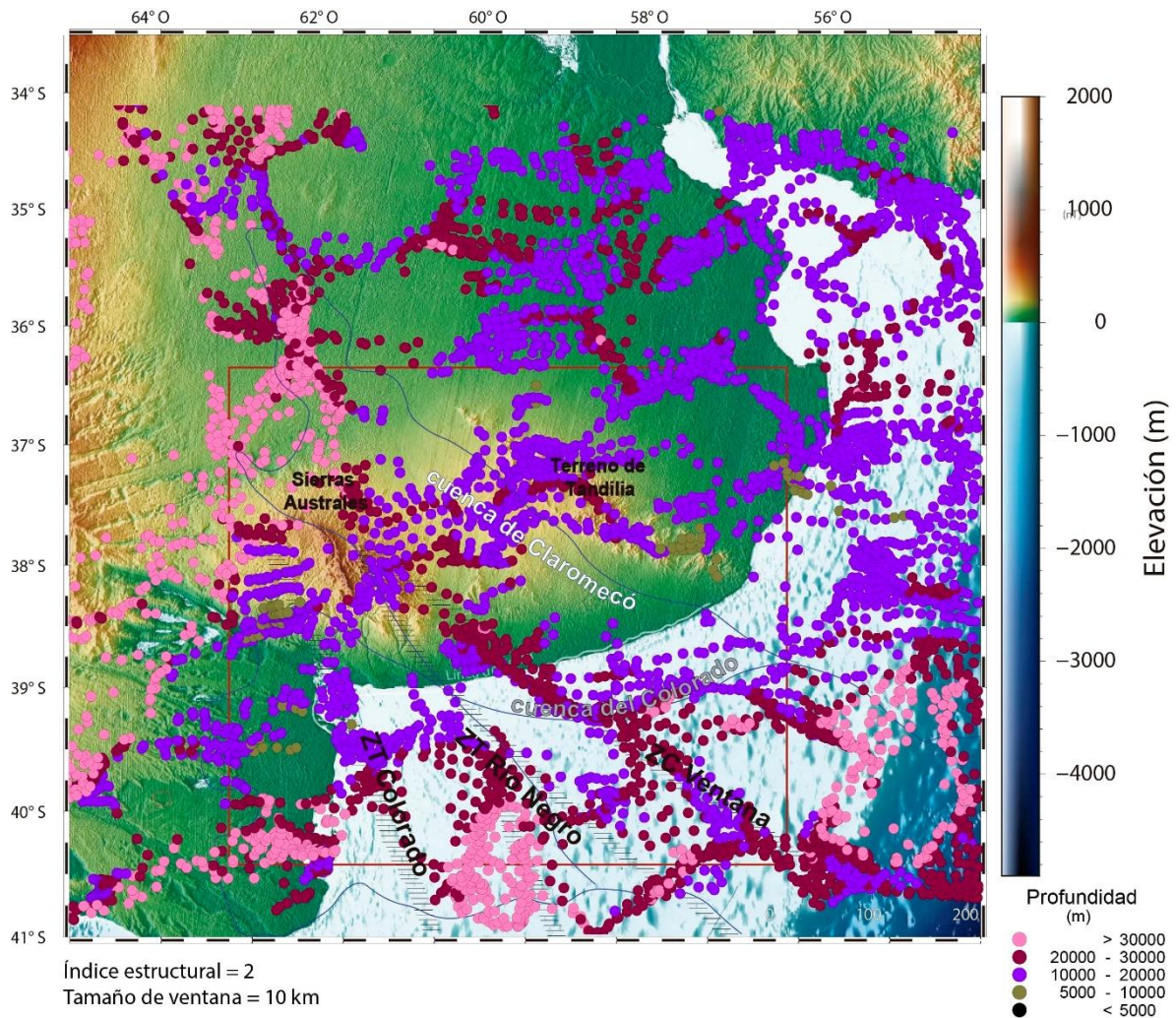


Figura 8.2 Soluciones de Euler 3D para la anomalía magnetométrica con un índice estructural de 2 y un tamaño de ventana de 10 km graficadas sobre el mapa topográfico de la región (ver Fig. 2.2). En recuadro rojo se ubica la zona de estudio. Los polígonos con línea de color azul indican los límites de cuencas sedimentarias.

Por otra parte, las zonas de transferencia de Río Negro y Colorado, no han sido identificadas claramente mediante las soluciones de Euler correspondientes a la anomalía magnetométrica. Esto puede deberse a que las mismas no presentan contrastes significativos de susceptibilidad, pero sí altos contrastes de densidad, por lo que se identifican mucho mejor en los modelos de densidades 3D (ver Capítulos 3 y 5). En este caso, las soluciones se alinean, principalmente, a lo largo de la continuación onshore de dichas zonas de transferencia, lo que podría significar que estas estructuras no son planares sino que poseen un ancho significativo (Fig. 8.2). También se observan soluciones ubicadas a lo largo del borde sur del CRP con

profundidades de 20 a 30 km al O de la zona de cizalla de Ventana y de 10 a 20 km hacia el E de la misma (Fig. 8.2), lo que no se ha identificado claramente al utilizar otros de tamaños de ventana y SI de 1.

La estructura del sistema de Tandilia ha sido estudiada por algunos autores que identificaron, entre otras características, trenes estructurales perpendiculares al eje principal de las sierras, con orientaciones NE-SO (e.g. Hernández *et al.* 2017; Scivetti *et al.* 2021). Hernández *et al.* (2017) documentaron la presencia de estructuras de gran escala, asociadas a fallas normales que delimitan bloques bajos, con orientaciones NE-SO en las localidades de El Polvorín y La Cabañita, en el área de Olavarría-Sierras Bayas, hacia el NO del sistema de Tandilia. Las características de esta estructuración fueron confirmadas posteriormente mediante estudios geofísicos gravimétricos y magnetométricos de escala local (Scivetti *et al.* 2021). También se identificaron pliegues con ejes de rumbo NE-SO en la cubierta sedimentaria de la región, que fueron atribuidos a reactivaciones de estructuras heredadas del basamento (e.g. Teruggi *et al.* 1973; Dalla Salda *et al.* 1988; Massabie y Nestiero 2005). Algunas de estas estructuras han sido detectadas mediante los filtros aplicados a las anomalías gravimétricas y magnetométricas, como por ejemplo en la PDV y el AT de la anomalía gravimétrica (Figs. 6.2 a y d); en la DHT y SA de la anomalía magnetométrica (Figs. 6.2 b y c), así como también en la prolongación ascendente a 10km y su respectiva anomalía magnetométrica residual (Figs. 6.4 a y b). En el caso de las soluciones de Euler correspondientes a la anomalía magnetométrica, se han observado posibles alineamientos de soluciones asociadas a dichas estructuras (Fig. 8.1). El hecho de que se hayan identificado estas estructuras en el mapa del AT de las anomalías gravimétricas pero que no se observen en absoluto, por ejemplo, en la prolongación ascendente a 20 km, podría implicar que son estructuras corticales de carácter somero. Esto se puede ver en las soluciones de Euler que presentan profundidades de 5 a 10 km (Fig. 6.5).

En términos generales, se pueden observar dos grandes grupos estructurales, uno con orientación NO-SE al S del borde sur del CRP, y otro con orientación NE-SO propio de la zona del sistema de Tandilia y de la cuenca de Claromecó. Esto apoyaría la hipótesis de una discontinuidad en el centro del área de estudio que divide dos dominios corticales diferentes.

De esta manera, la aplicación de filtros a las anomalías gravimétricas y magnetométricas permitió confirmar la presencia de las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro, del borde sur del CRP propuesta en esta tesis, y de la zona de cizalla de Ventana, complementando los resultados obtenidos a partir de los modelos 3D.

8.3 Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM)

8.3.1 Consideraciones generales sobre los resultados de los estudios de ASM

El sitio 1 del GCC presenta una foliación marcada, con los K_1 y K_2 formando una guirnalda y los K_3 concentrados (Fig. 7.28 a). Sin embargo, no todos los sitios presentan estas características, en la gran mayoría de los casos, se observan agrupamientos de los tres ejes principales (elipsoides triaxiales; Tarling y Hrouda 1993). De todas maneras, pudieron determinarse planos de foliación magnética con rumbos de entre 360° y 330° , que hacia el SSO o al S contienen al eje K_1 en todos los sitios muestreados.

El hecho de que una misma unidad tenga sitios con elipsoides únicamente prolados u oblados y otros con elipsoides prolados y oblados (e.g. Sitios 1 y 4 de la ACPA, Figs. 7.14 d y 7.17 d) podría deberse a que los valores de T son en general cercanos a cero, y las diferencias entre los valores absolutos son mínimas (e.g. Sitio 3 de la ICDC posee 5 especímenes con elipsoides prolados y 3 con elipsoides oblados; Fig. 7.22 d). Esto podría deberse al tipo de mineralogía que controla la fábrica magnética y será debidamente analizado en futuros estudios.

Existen sitios cuya interpretación se dificulta debido a la dispersión que presentan los ejes magnéticos principales (e.g. Sitio 1 de la RCSM; Fig. 7.27 a). Los factores que influyen sobre la respuesta de un espécimen a un campo aplicado para determinar la ASM son múltiples (distribución original de minerales ferro o paramagnéticos, alteración de la roca, deformación, etc.). Por lo tanto, estos casos quedarán fuera del análisis de esta tesis, ya que su interpretación requeriría combinar esta metodología con otro tipo de estudios petrográficos, de magnetismo de rocas, etc.

8.3.2 Antecedentes de estudios de ASM en la región

Durante las últimas décadas, se han llevado a cabo estudios de ASM en las rocas que componen el relleno sedimentario de la cuenca de Claromecó, aflorantes en las Sierras Australes. Principalmente, se han estudiado las formaciones Lolén y el Grupo Pillahuincó (Tomezzoli y Vilas 1999; Arzadún *et al.* 2016, Tomezzoli *et al.* 2017; Arzadún *et al.* 2021) y el intrusivo López Lecube localizado 80 km hacia el O de las Sierras (Tomezzoli y Vilas 1997).

Según Tomezzoli *et al.* (2017) tuvo lugar un evento de remagnetización en las Sierras Australes, que estaría indicando el reemplazo del registro magnético primario del sistema, posiblemente como consecuencia de los procesos de deformación progresiva que ocurrieron durante la orogenia Gondwánica (Andreis 1965; Japas 1988; Sellés-Martínez y Quenardelle 1992; Japas *et al.* 2001). De esta manera, la fábrica magnética de las rocas sedimentarias de las Sierras Australes estaría afectada por dicho proceso de deformación (Tomezzoli *et al.* 2017).

Se describe a continuación de manera sintética lo que se ha propuesto hasta ahora para las fábricas magnéticas del relleno sedimentario de la cuenca de Claromecó, aflorante en las Sierras Australes, con el objetivo de observar si existen o no diferencias con las fábricas de las rocas que conforman el basamento cristalino de la región, muestreadas en esta tesis.

La susceptibilidad media de la Fm Lolén es menor a $2,52E^{-4}$ SI. Estos valores de susceptibilidad permiten clasificarlas como rocas débilmente magnéticas, en cuyo caso la fábrica magnética está controlada por la orientación de los minerales paramagnéticos dentro de la estructura cristalina (Tomezzoli *et al.* 2017). Por su parte, el grado de anisotropía P_j es bajo (menor al 10%), mientras que los parámetros de forma indican elipsoides típicamente oblatos. Si bien la fábrica es oblada, se observa un patrón donde los ejes K_1 se encuentran contenidos por los planos de foliación y los ejes K_3 agrupados, cercanos a la horizontal. Esto estaría indicando un control tectónico sobre la fábrica magnética (Tomezzoli *et al.* 2017). Los planos de foliación magnética obtenidos presentan rumbos de entre 315° y 327° .

Otros estudios de ASM en la región fueron llevados a cabo recientemente por Arzadún *et al.* (2021) en el Grupo Pillahuincó. En la Fm Sauce Grande estos autores obtuvieron fábricas oblatas y, al igual que en el caso de la Fm Lolén, con ejes K_3 horizontales, sugiriendo un control tectónico. Por otra parte, en las Fms Piedra Azul, Bonete y en la base de Tunas, las fábricas tienden a ser proladas con el eje K_1 orientado NO-SE y el eje K_3 cercano a la vertical, lo que indicaría un control sedimentario con registro de paleocorrientes, sin registrar eventos de deformación. Dentro de la Fm Tunas, los resultados son más heterogéneos y hay pasajes transicionales entre fábricas tectónicas y sedimentarias (Arzadún *et al.* 2021).

Comparando los resultados de la ASM de la Fm Lolén con los de la Fm Tunas, que la suprayace, la Fm Lolén registra valores mayores de anisotropía (P_j ; Arzadún *et al.* 2016), probablemente debido a que estas formaciones tienen distintas edades y están constituidas por diferentes litologías y por lo tanto pueden presentar respuestas reológicas distintas frente a la deformación (Japas *et al.* 2001). Arzadún *et al.* (2021) comprobaron que los valores de P_j disminuyen desde la Fm Lolén hasta la Fm Tunas, habiendo un pico de anisotropía mayor en la Fm Piedra Azul, probablemente debido a su granulometría fina y mayor susceptibilidad a la deformación.

8.3.3 Comparación de los resultados obtenidos con estudios de ASM previos en los sedimentos paleozoicos.

Los parámetros de forma obtenidos para el basamento cristalino no presentan valores significativos mayores o menores que cero, sino que se encuentran cercanos a este valor. Esto implica que las fábricas magnéticas no sólo son triaxiales, sino que, además, no pueden analizarse los parámetros de forma en función del control tectónico o sedimentario/de flujo como se ha hecho en el caso de la cubierta sedimentaria (e.g. Tomezzoli *et al.* 2017; Arzadún *et al.* 2021).

Por otra parte, la susceptibilidad magnética media obtenida en esta tesis es sustancialmente menor (en la gran mayoría de los casos) que la de las rocas sedimentarias. Se han obtenido valores de entre $5,05E^{-5}$ y $2,52E^{-4}$ SI para la Fm Lolén (Tomezzoli *et al.* 2017), y de entre $5E^{-5}$ y $4E^{-4}$ para las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas del Grupo Pillahuincó (presentando Piedra Azul los mayores valores y Tunas los menores; Arzadún *et al.* 2021), mientras que la susceptibilidad magnética media de las rocas del basamento varía entre $1,15E^{-2}$ y $8,14E^{-5}$ SI (ver Tabla A.3 en Anexo). Sin embargo, la gran mayoría de las rocas poseen susceptibilidades magnéticas medias menores que $2,52 E^{-4}$, correspondiendo a rocas magnéticamente débiles, excepto algunos casos que presentan valores mayores (e.g. ICDC, véanse Figs. 7.20 b, 7.21 b y 7.22 b). Allí probablemente se hayan concentrado minerales ferromagnéticos como consecuencia de la circulación de fluidos en zonas donde se focalizó la deformación (fallas dúctiles; Ballivián Justiniano *et al.* 2020a).

En cuanto a los planos de foliación magnética, hay diferencias sutiles entre los obtenidos para la cubierta sedimentaria y los determinados para el basamento cristalino: los primeros presentan orientaciones típicamente Gondwánicas de 320° en promedio, mientras que, en el caso de los segundos, la orientación promedio es de 345° (ver sección 8.3.4). Esto podría deberse a que las rocas sedimentarias presentan una reología más débil frente a la deformación, y, por lo tanto, registran mejor la

fábrica Gondwánica. Además, las rocas sedimentarias más jóvenes no sufrieron ningún otro evento de deformación adicional al de la orogenia Gondwánica.

8.3.4 Interpretación de los resultados obtenidos de los estudios de ASM en el basamento cristalino

El basamento cristalino de la región se caracteriza por presentar una milonitización intensa a muy intensa que fue observada en cada una de las localidades muestreadas. Cabe destacar, que la presencia de fallas dúctiles focalizó la deformación en sectores localizados generando muscovita recristalizada y concentración de material ferroso que se encontraba originalmente circulando en fluidos (e.g. Fig. 7.9 d).

Se han observado tendencias lineales en la relación entre la susceptibilidad magnética media y el parámetro P en los siguientes sitios: GLME S1; ACPA S1; GCSM S1; GCSM S2; GCC S3 y GCC S4 (véanse figuras 7.11 c; 7.14 c; 7.25 c; 7.26 c; 7.30 c y 7.31 c respectivamente). Esta relación indica que las fábricas son ferromagnéticas, es decir, ricas en minerales como la magnetita (e.g. Jelinek 1981; Tarling y Hrouda 1993; Weil y Yonkee 2009). Asimismo, los sitios muestreados que presentan esta relación lineal, en general, presentan los valores más elevados de susceptibilidad magnética media (con excepción de los sitios 1 y 2 de ICDC; véanse figuras 7.20 b y 7.21 b). En los casos en que la tendencia no es lineal (resto de los sitios muestreados) la fábrica sería paramagnética controlada probablemente por filosilicatos como muscovita y biotita.

La gran cantidad de fracturas rellenas de cuarzo que se observan en todo el basamento de la región, indicaría que es una zona que sufrió eventos de circulación de fluidos y posterior precipitación de los mismos (e.g. Sellés-Martinez 1989, 2001; Ballivián Justiniano *et al.* 2016, 2020a). Es esperable que la circulación de fluidos genere una concentración de minerales ferromagnéticos, a partir de fenómenos de deformacionales. Durante la deformación Gondwánica podría haber ocurrido un fenómeno conocido como "*strike-slip dilatancy pumping*" (Sibson 1994), mediante el

cual, en los primeros estadios de la deformación, las rocas adquieren porosidad por “dilatancia”, en dicha porosidad se concentran los fluidos que luego son expulsados por bombeo (*pumping*) durante el desplazamiento de bloques fallados. Se propone, entonces, que los fluidos ricos en hierro habrían migrado a todas las rocas, incluidas las del basamento cristalino, y que habrían precipitado minerales de hierro a lo largo de la foliación antigua de las mismas. Este fenómeno podría explicar los altos valores medidos de susceptibilidad magnética media en algunos sitios de las rocas muestreadas.

Se compararon las orientaciones promedio de los planos de foliación magnética de cada sitio, con las orientaciones promedio de la foliación medida en el campo (Ballivián Justiniano com. pers.; Figs. 8.3, 8.4 y 8.5). Puede verse que en la gran mayoría de los sitios muestreados existen grandes similitudes entre la fábrica magnética y la foliación estructural medida en el campo, lo cual podría indicar que ambas responden a los mismos procesos de deformación tectónica (Figs. 8.3, 8.4 y 8.5).

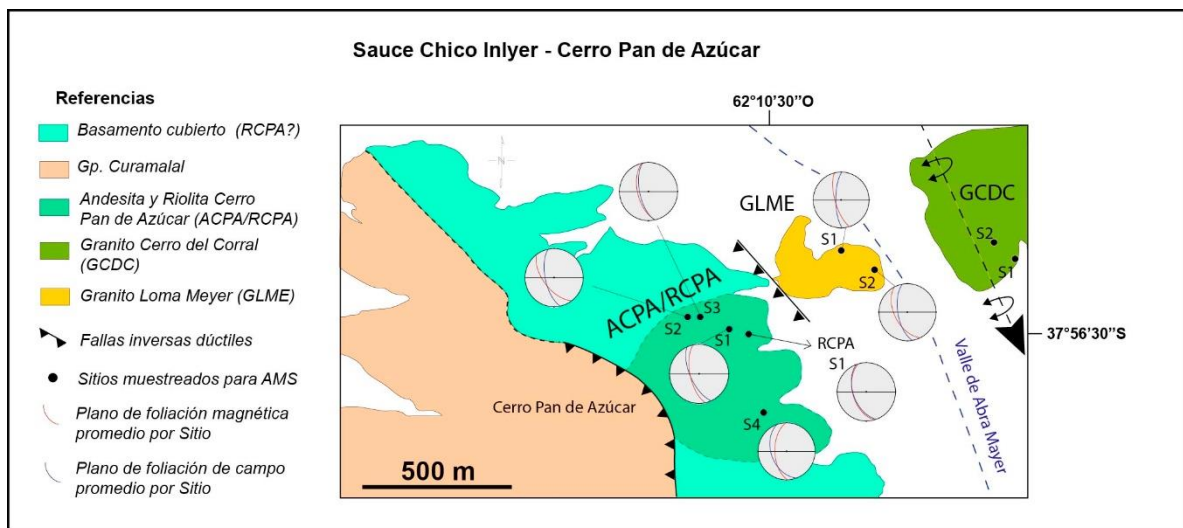


Figura 8.3 Estereogramas con los planos de foliación de campo y magnéticos para cada sitio muestreado en el área del Cerro Pan de Azúcar. Mapa geológico obtenido de Figura 7.2 a su vez modificada de Ballivián Justiniano *et al.* (2020).

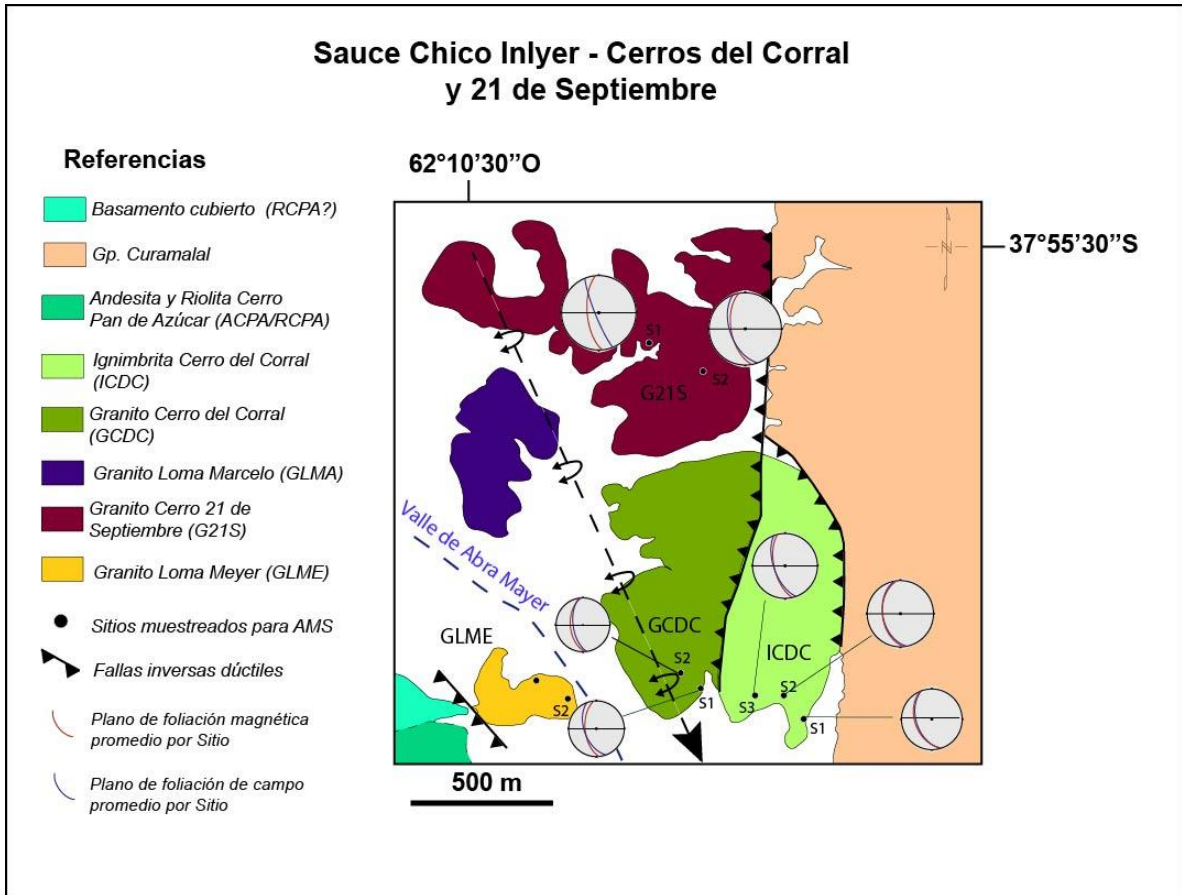


Figura 8.4 Estereogramas con los planos de foliación de campo y magnéticos para cada sitio muestreado en el área de los Cerros del Corral y 21 de Septiembre. Mapa geológico obtenido de Figura 7.2 a su vez modificada de Ballivián Justiniano *et al.* (2020).

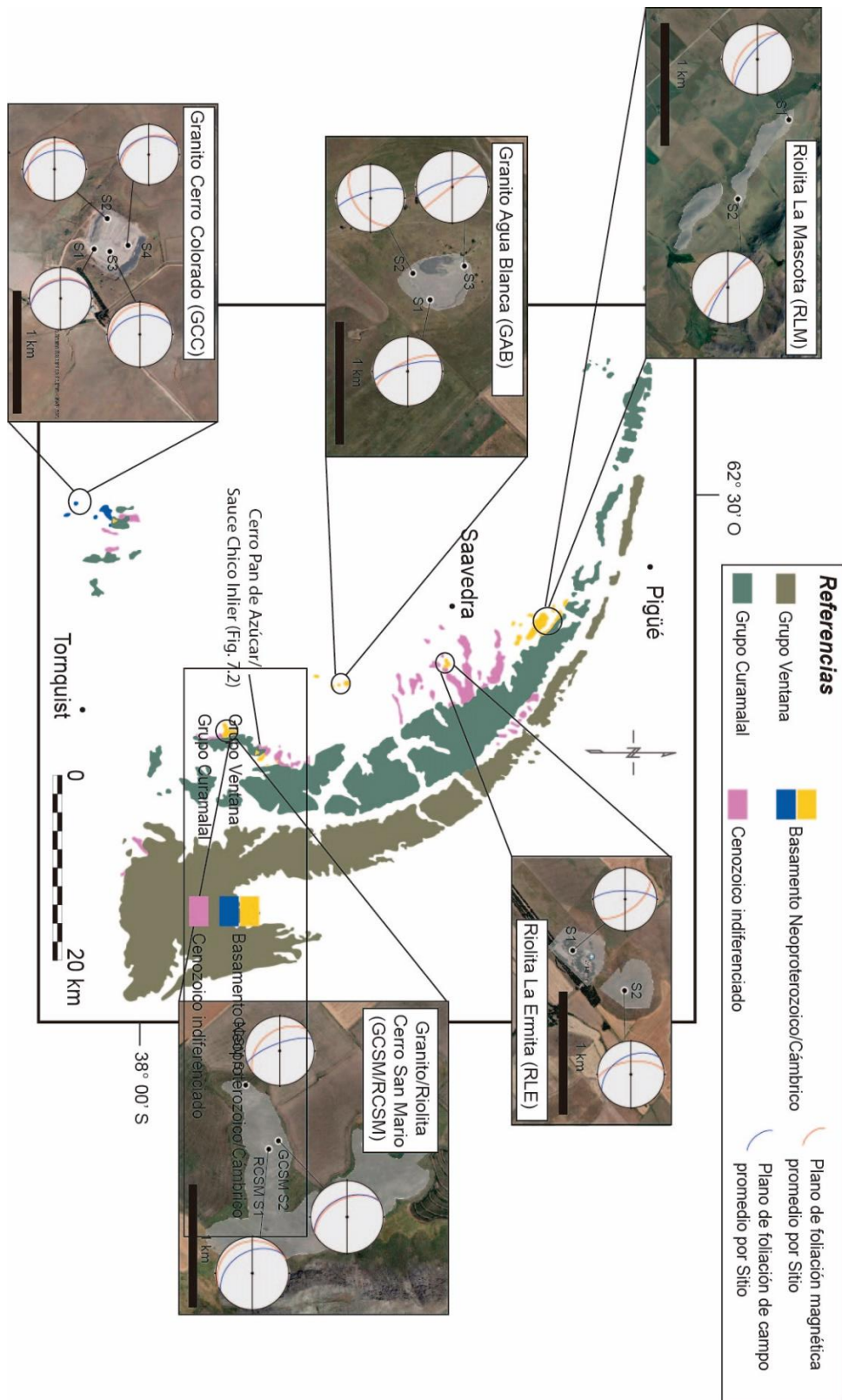


Figura 8.5 Estereogramas con los planos de foliación de campo y magnéticos para cada sitio muestreado en el área de los Cerros Colorado y San Mario, Agua Blanca, La Ermita y La Mascota. Mapa geológico regional obtenido de Figura 7.3.

Se observan diferencias marcadas entre los planos de foliación de campo y magnética en el S2 de GAB y en el S1 de RLE (Fig. 8.5). En el primer caso, dicha

diferencia puede ser debida a la intensa circulación de fluidos asociada a la deformación diferencial registrada en la unidad (Fig. 7.9 d) que dio lugar a una fábrica magnética caótica que no guarda relación con la deformación tectónica. En el segundo caso, el azimut del plano de foliación magnética es similar al obtenido en mediciones de campo, sin embargo, su dirección de inclinación es opuesta. Esto puede deberse a un error de orientación de la muestra obtenida, ya que la misma corresponde a una muestra de mano, que luego fue perforada en el laboratorio.

Se han detectado dos patrones de orientación de los planos de foliación asociados a la milonitización antes mencionada: un grupo de sitios con planos de foliación con orientación promedio de 360° (N-S) y otro grupo cuyos planos de foliación presentan una orientación promedio de 345° (NO-SE). Teniendo en cuenta que la impronta tectónica de la orogenia Gondwánica debería caracterizarse por foliaciones con azimuts de entre 300° y 330° , una posibilidad sería que estas rocas no preserven rasgos de dicho evento deformacional. En esta tesis se proponen dos explicaciones posibles para las diferencias observadas entre la foliación magnética y la medida en el campo con respecto a la fábrica Gondwánica esperable:

1. Los sitios muestreados correspondientes a las rocas más antiguas de edad Brasiliana (~750-600 Ma) y que poseen foliaciones de rumbo N-S, podrían estar presentando una fábrica tectónica Brasiliana (GLME S1, RCPA S1, ACPA S3 y 4, GCDC S1 y 2, ICDC S2 y 3; véanse figuras 7.11 a, 7.13 a, 7.16 a, 7.17 a, 7.18 a, 7.19 a, 7.21 a y 7.22 a, respectivamente; e.g. Ballivián Justiniano *et al.* 2020a; Christiansen *et al.* 2021). Por otra parte, las rocas más jóvenes que también presentan foliaciones de rumbo N-S, podrían haberse emplazado aprovechando debilidades generadas por la estructuración Brasiliana pre-existente (G21S S1 y 2; RLE S2; véanse figuras 7.23 a, 7.24 a y 7.36 a respectivamente). Los sitios con planos de foliación con orientaciones intermedias entre las esperadas para la deformación Brasiliana y la Gondwánica, podrían estar registrando ambos

eventos sobreimpuestos (GLME S2; ACPA S1 y 2; ICDC S1; GCSM S1 y 2; RCSM; GCC; GAB; RLE S1; véanse figuras 7.12 a, 7.14 a, 7.15 a, 7.20 a, 7.25 a, 7.26 a; 7.27 a, 7.28 a, 7.29 a, 7.30 a, 7.31 a, 7.32 a, 7.33 a, 7.34 a y 7.35 a respectivamente). Particularmente, la foliación de la RLM presenta el rumbo que más se acerca a la orientación característica de la deformación Gondwánica (Figs. 7.37 a y 7.38 a).

2. Otra explicación posible es que haya tenido lugar una rotación de bloques de basamento, asociada a estructuras profundas de la corteza cristalina (fallas dúctiles, manifestaciones de las zonas de transferencia en la superficie, etc.) y que la orientación de la foliación aquí determinada sea consecuencia de dichas rotaciones. La rotación de bloques, como consecuencia de desplazamientos a lo largo de las zonas de deformación Gondwánicas (Jacques 2003; Kleiman y Japas 2009; Vizán *et al.* 2017) podría haber generado movimientos diferenciales en las rocas de basamento muestreadas en esta tesis, produciendo variaciones en los azimuts de los planos de foliación magnéticos y medidos en el campo.

Muy probablemente, los dos grupos de planos de foliación con diferente orientación no sean producto de la ocurrencia de diferentes eventos deformacionales o de la sobreimposición de los mismos, ya que ambas orientaciones se registran en distintos sitios de una misma unidad (e.g. sitios 1 y 2 del GLME; Figs. 7.11 a y 7.12 a). Esto podría ser consecuencia de la concentración de la deformación en zonas de fajas ultramiloníticas ricas en muscovita, lo cual podría generar variaciones en la deformación y, por lo tanto, en la orientación de los planos de foliación entre sitios de una misma unidad.

Sin embargo, habría que complementar los resultados presentados en esta tesis con diversas metodologías para poder determinar con mayor precisión el origen de la fábrica magnética. De todos modos, esta investigación es una muy buena

primera aproximación a la foliación magnética del basamento de la zona de trabajo, hasta ahora nunca antes estudiado.

8.4 Discusión general

En esta tesis se han aplicado diversas metodologías que, mediante su integración, permitieron echar luz sobre los procesos paleo-tectónicos que han tenido lugar en el margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico y el Mesozoico.

A partir de los modelos de densidades se han identificado zonas de transferencia (Colorado y Río Negro) previamente reconocidas por otros autores en el offshore (e.g. Franke *et al.* 2006, 2007; Dominguez *et al.* 2011; Autin *et al.* 2013), y se ha detectado la existencia de una zona de corteza cristalina con baja densidad promedio y orientación E-O, interpretada en esta tesis como correspondiente al borde sur del CRP (Vazquez Lucero *et al.* 2021). Dichas estructuras no sólo se han observado en los modelos de densidades 3D, sino que también se han identificado mediante la aplicación de filtros a las anomalías gravimétricas y magnetométricas. Por otra parte, se pudo reconocer la zona de cizalla de Ventana a partir de la alineación de las soluciones de Euler 3D correspondientes a la anomalía magnetométrica, estructura de carácter regional que habría desplazado rocas Brasileñas a su actual ubicación en el flanco SO de las actuales Sierras Australes durante el Proterozoico (e.g. Rapela *et al.* 2011; Ballivián Justiniano *et al.* 2020a; Christiansen *et al.* 2021).

Además, se ha podido determinar que el espesor cortical y su composición controlan tanto la temperatura como la reología de la zona. Se observó que el borde sur del CRP se comporta de manera reológicamente débil, y que la misma coincide con el borde septentrional de la cuenca del Colorado, lo que implicaría que podría haber jugado un rol fundamental durante el rifting del Jurásico Tardío. Esta zona de sutura propuesta coincide también con una faja débil auto-lubricada, de escala litosférica y regional, que habría generado movimientos y desplazamientos laterales entre los dominios rígidos de Gondwana (Vizán *et al.* 2017). Esto apoya la segunda

explicación propuesta en esta tesis para los resultados del estudio de ASM (ver sección 8.3.4). En la misma se sugiere que la rotación de bloques rígidos del basamento cristalino, podría haber generado variaciones en los azimuts promedio de la foliación magnética y de campo, explicando la falta de coincidencia de la orientación promedio determinada para la foliación del basamento ($\sim 345^\circ$) con la orientación típica de la deformación Gondwánica ($300^\circ - 330^\circ$).

Finalmente, es importante destacar que la manifestación en superficie de las zonas de transferencia de Río Negro y Colorado en la región onshore ha sido documentada en la región de las Sierras Australes como fallas inversas dúctiles (e.g. Ballivián Justiniano *et al.* 2020a). Su reactivación durante la orogenia Gondwánica, así como su interacción con el borde sur del CRP, podría haber controlado, al menos en parte, la deformación de carácter compresivo y de rumbo sinistral registrada en las Sierras Australes.

CAPÍTULO 9 - Conclusiones

- El modelo de densidades 3D proporciona nuevos conocimientos sobre la configuración litosférica de las cuencas de Claromecó y Colorado.
- Se han generado, a partir del modelo de densidades, nuevos mapas de espesores sedimentarios, de la geometría y espesor cortical (Corteza Continental Superior e Inferior), y de la densidad cortical promedio.
- Los máximos espesores (~ 12km) obtenidos para el relleno de la cuenca de Claromecó son similares a los reportados en trabajos anteriores (Kostadinoff y Prozzi 1998; Introcaso *et al.* 2008; Ruíz e Introcaso 2011; Prezzi *et al.* 2013, 2018).
- Se identificó la posible presencia del umbral de Trenque Lauquen al NO del área modelada (Kostadinoff 2007), a partir de la profundización del tope de la Corteza Continental Superior.
- Los resultados del modelo de densidad 3D sugieren la existencia de un alto de basamento con baja densidad promedio, orientado E-O, entre las cuencas de Claromecó y Colorado. Se interpretó a esta estructura como el borde sur del CRP.
- Se observaron dos sectores elongados con alta densidad promedio y orientaciones divergentes en la Corteza Continental Inferior debajo de la cuenca del Colorado. Estos lineamientos corresponden a las zonas de transferencia pre-mesozoicas de Colorado y Río Negro (e.g. Franke *et al.* 2006, 2007; Dominguez *et al.* 2011; Autin *et al.* 2013).
- Se propone que podría haber existido una reactivación transpresiva/transtensiva de las zonas de transferencia y el borde sur del CRP durante la orogenia Gondwánica, que podría haber controlado, al menos en parte, la deformación y el levantamiento de las Sierras Australes.
- Se observó que hay entrapamiento de calor debajo de los principales depocentros sedimentarios debido a un efecto de “*blanketing*”, detectándose las

temperaturas más bajas donde la conductividad térmica es mayor. Esta distribución de temperaturas está asociada al efecto chimenea de la Corteza Continental Superior con respecto al relleno sedimentario de baja conductividad térmica. Lo mismo ocurre a profundidades mayores, donde la Corteza Continental Inferior máfica presenta elevada conductividad térmica, mientras la Corteza Continental Superior posee menor conductividad.

- Las mayores temperaturas en la corteza cristalina corresponden a zonas donde la Corteza Continental Superior es más espesa, ya que, cuanto mayor es el espesor cortical, mayor es la producción de calor radiogénico.
- La reología en el área modelada está controlada principalmente por: (i) la distribución de temperatura; (ii) la composición, es decir, los tipos reológicos asignados a las unidades Corteza Continental Superior e Inferior, y (iii) las variaciones de espesor de la Corteza Continental Superior e Inferior.
- Los modelos realizados en el análisis de sensibilidad asignando diferentes tipos reológicos para la Corteza Continental Inferior no mostraron variaciones significativas en sus resultados (ver Apéndice).
- Los modelos reológicos realizados indican que el borde sur del CRP es el dominio reológicamente más débil a escala litosférica. Esta zona cortical coincide geográficamente con una faja débil auto-lubricada de escala litosférica orientada E-O, sugerida previamente por Vizán *et al.* (2017).
- El límite S del dominio reológicamente débil modelado coincide perfectamente con el borde N de la cuenca del Colorado. Considerando que las cuencas de rift son comúnmente asociadas a dominios litosféricos reológicamente débiles, se propone que el borde sur del CRP habría jugado un rol fundamental durante la apertura del rifting del Colorado.
- Mediante la aplicación de filtros y Deconvolución de Euler se identificaron estructuras que permitieron corroborar los resultados de los modelos 3D, así como obtener nueva información relacionada a la zona de cizalla de Ventana (Fig. 8.1) y

a estructuras con orientación NE-SO en el sistema de Tandilia. Se han detectado cuatro grandes grupos de estructuras:

1. El borde sur del CRP.
 2. Las zonas de transferencia de Río Negro y Colorado.
 3. La zona de cizalla de Ventana.
 4. Estructuras someras con orientación NE-SO en el sistema de Tandilia.
- El estudio de la ASM de las rocas del basamento cristalino ha permitido proponer dos posibles explicaciones para la orientación de sus planos de foliación magnética:
 1. Que el desarrollo de los mismos se encuentre asociado a eventos tectónicos: la orogenia Brasiliana durante el Precámbrico (azimuts N-S); la orogenia Gondwánica en el Pérmico (azimuts $\sim 300^\circ$ a 330°) o bien una sobre imposición de ambos eventos (azimuts $\sim 330^\circ$ a 350°).
 2. Que la variación en su orientación se deba a la ocurrencia de rotaciones diferenciales de bloques y/o dominios corticales, asociadas a una zona de debilidad litosférica regional.
 - La coincidencia del borde sur del CRP con una faja débil auto-lubricada, de escala litosférica y regional, podría haber producido movimientos y desplazamientos laterales entre los dominios rígidos de Gondwana (Vizán *et al.* 2017), generando rotaciones diferenciales de bloques. Esto apoya la segunda explicación propuesta para los resultados del estudio de ASM.

ANEXO

A.1 Análisis de sensibilidad de los modelos termo-mecánicos

A.1.1 Modelo Térmico 3D

Siguiendo el modelo de Autin *et al.* (2016), se consideraron tres tipos diferentes de composiciones para la Corteza Continental Inferior: (i) Intrusivos máficos (ii) Manto serpentizado y (iii) Rocas metamórficas de alto grado (Tabla A.1). Para llevar a cabo el análisis de sensibilidad, se construyeron tres modelos térmicos distintos considerando las propiedades térmicas de la Corteza Continental Inferior para cada una de estas composiciones.

Tabla A.1. Diferentes propiedades térmicas usadas para cada caso de Corteza Continental Inferior.

Capa	Densidad (t/m³)	Conductividad Térmica [W/(m*K)]	Generación de Calor Radiogénico (W/m³)
<i>Intrusivos máficos</i>	3,0	3,2	3,3e-7
<i>Rocas metamórficas de alto grado</i>	3,0	3,1	2,5e-7
<i>Manto Serpentinizado</i>	3,0	2	7e-8

Con el fin de mostrar las diferencias obtenidas en la distribución de temperaturas en la Corteza Continental Inferior entre los tres modelos, se calcularon dos mapas residuales, uno que muestra las diferencias de temperatura entre la composición de intrusivos máficos y las rocas metamórficas de alto grado y otro que presenta las diferencias de temperatura entre las rocas compuestas por intrusivos

máficos y el manto serpentinizado (Fig. A.1). Los resultados muestran las mayores diferencias ($\sim 40^\circ\text{C}$) entre la Corteza Continental Inferior con intrusivos y la Corteza Continental Inferior con manto serpentinizado (Fig. A.1 a) en las áreas más frías (ver Fig. 4.3 a) debido a los valores más bajos de generación de calor del manto serpentinizado (Tabla A.1). Por otro lado, el mapa residual entre la Corteza con intrusivos máficos y la compuesta por rocas metamórficas de alto grado (Fig. A.1 b), no presenta una diferencia significativa ($\sim 5^\circ\text{C}$) ya que ambas tienen propiedades térmicas similares (Tabla A.1). En general, se observa que las diferencias entre los distintos tipos de Cortezas Continentales Inferiores analizadas no son sustanciales y, en consecuencia, los resultados e interpretaciones no se ven afectados por la litología utilizada. En consecuencia, el modelo reológico no se modificaría significativamente al considerar diferentes tipos de Corteza Continental Inferior.

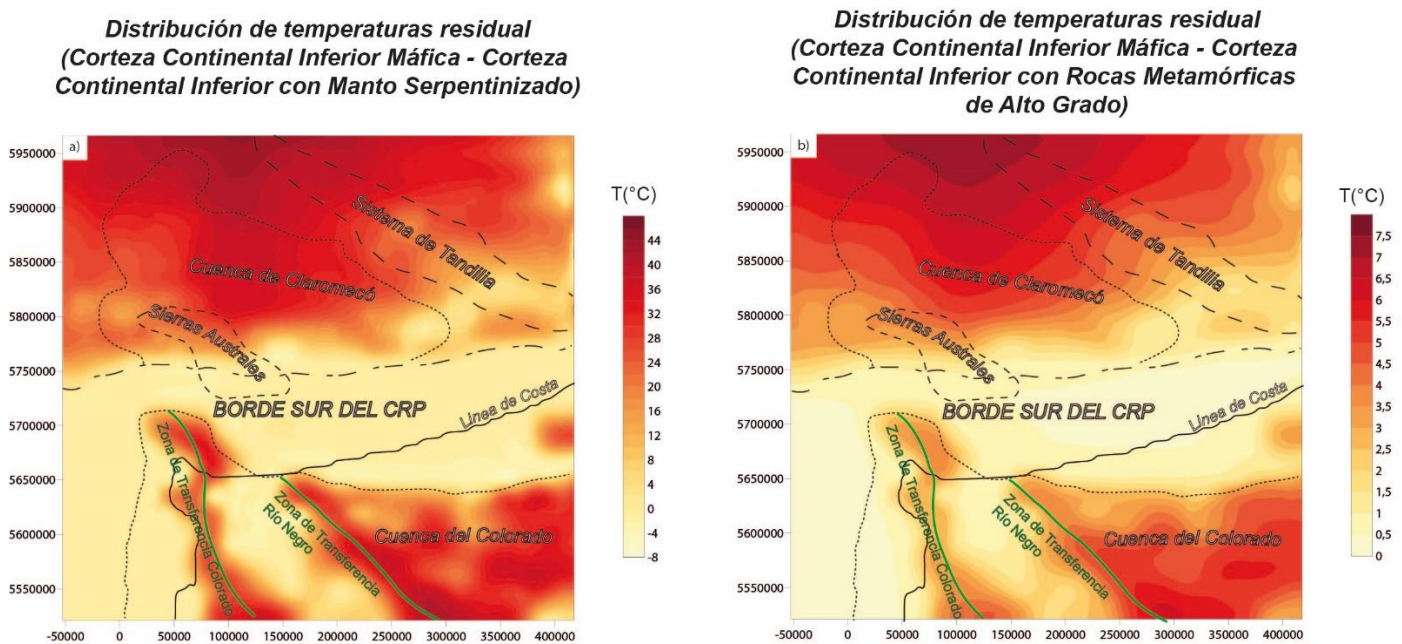


Figura A.1. Mapas de temperatura residual: a. Corteza Continental Inferior Máfica – Corteza Continental Inferior con Manto Serpentinizado y; b. Corteza Continental Inferior Máfica – Corteza Continental Inferior con Rocas Metamórficas de Alto Grado. Proyección: UTM 21 S en metros.

A.1.2 Modelo reológico 3D

En el caso del modelo reológico, para realizar el análisis de sensibilidad se consideraron los mismos tres tipos diferentes de Corteza Continental Inferior. En este escenario, se seleccionaron tres tipos reológicos diferentes: (i) Diabasa seca para la

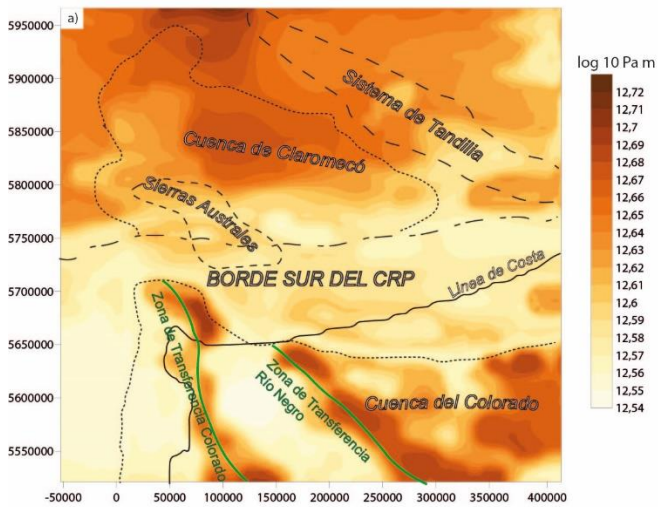
composición de Intrusivos máficos (Carter y Tsenn, 1987); (ii) Granulita máfica para la composición metamórfica de alto grado (Wilks y Carter, 1990) y (iii) Diabasa húmeda para la composición del Manto Serpentinizado (Afonso y Ranalli, 2004; Tabla A.2).

Tabla A.2. Diferentes propiedades reológicas utilizadas para cada Corteza Continental Inferior.

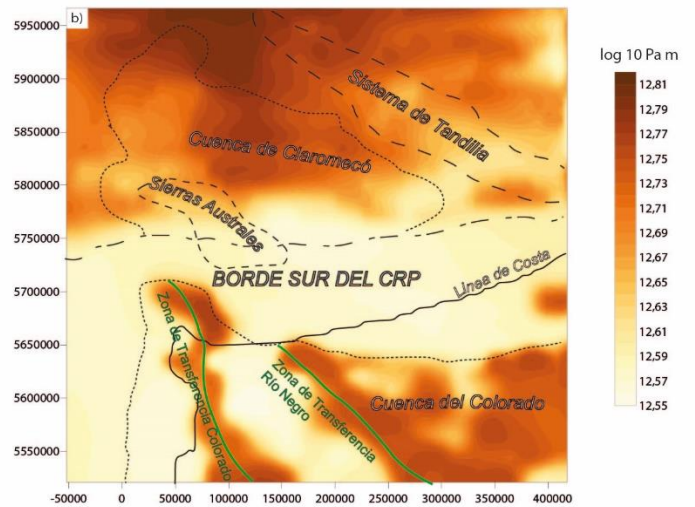
Capa	Tipo Reológico [reference]	Energía de activación Q p [kJ mol⁻¹]	Tasa de deformación A p [Pa⁻ⁿ s⁻¹]	Exponente n
<i>Intrusivos máficos</i>	Diabasa Seca ¹	276,00	6,31E ⁻²⁰	3,05
<i>Rocas metamórficas de alto grado</i>	Granulita Máfica ²	445,00	8,83E ⁻²²	4,20
<i>Manto serpentizado</i>	Diabasa húmeda ³	260,00	7,96E ⁻²⁵	3,40

Los mapas de resistencia cortical integrada, presentados en la Fig. A.2, muestran que la composición más resistente en términos de valores absolutos es la de rocas metamórficas (Fig. A.2 c), seguida por la Corteza Continental Inferior con manto serpentizado y finalmente, la compuesta por intrusivos máficos, siendo esta última, la menos resistente.

Resistencia Cortical Integrada - Corteza Continental Inferior con intrusivos máficos



Resistencia Cortical Integrada - Corteza Continental Inferior con manto serpentizado



Resistencia Cortical Integrada - Corteza Continental Inferior con rocas metam6rficas de alto grado

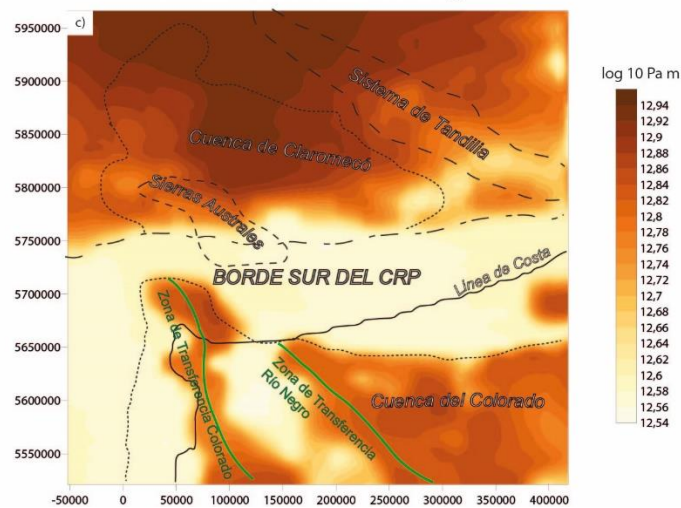


Figura A.2. Resistencias corticales integradas para: a. Corteza Continental Inferior con intrusivos máficos; b. Corteza Continental Inferior con manto serpentizado y; c. Corteza Continental Inferior con rocas metam6rficas de alto grado. Proyección UTM 21S en metros.

Los tres escenarios presentan idénticas tendencias generales en el área modelada: el borde sur del CRP se caracteriza por ser el área menos resistente en los tres casos, con valores promedio de $\sim 12,55 \log_{10} \text{ Pa m}$, mientras que las resistencias máximas ($\sim 12,70, 12,80, 12,90 \log_{10} \text{ Pa m}$, respectivamente, para cada escenario) se encuentran a lo largo de las zonas de transferencia de Colorado y Río Negro, el área E de la cuenca del Colorado y el área del CRP hacia el N del borde sur del CRP (Fig. A.2).

Las diferencias entre los valores absolutos de las tres composiciones modeladas no son significativas. Para mostrar esto, se prepararon dos mapas residuales entre la Corteza Continental Inferior compuesta por intrusivos máficos y las otras dos composiciones (Fig. A.3). En ambos casos, los mapas muestran que las diferencias máximas están ubicadas a lo largo de la parte más al N del área modelada y a lo largo de las zonas de transferencia, pero los valores son insignificantes ($\sim \pm 0,03 \log_{10} \text{ Pa m}$; Fig. A.3).

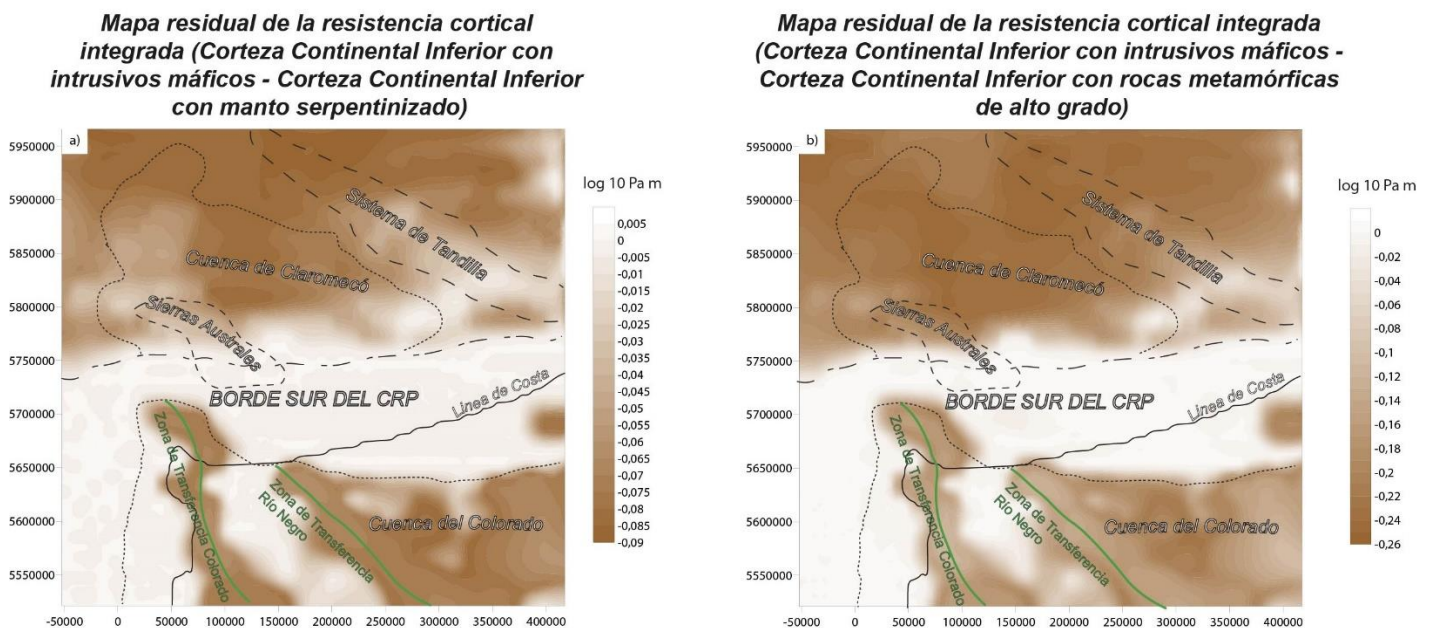


Figura A.3. Residuales de las resistencias corticales integradas: a. Corteza Continental Inferior con intrusivos máficos – Corteza Continental Inferior con manto serpentinizado y; b. Corteza Continental Inferior con intrusivos máficos – Corteza Continental Inferior con rocas metamórficas de alto grado. Proyección UTM 21S en metros.

Como la Corteza Continental Inferior del manto serpentinizado tiene un tipo reológico de diabasa húmeda, se espera que sea menos resistente que el tipo reológico de diabasa seca utilizado para la Corteza Continental Inferior máfica. No obstante, los resultados muestran que son muy similares y, en algunas ubicaciones del modelo, la composición húmeda de diabasas es aún más resistente. Probablemente esto se deba a que se utilizaron propiedades publicadas por diferentes autores y que no existe un autor único que haya trabajado con ambos tipos reológicos con un criterio unificado.

En resumen, las similitudes entre la Corteza Continental Inferior compuesta por rocas metamórficas de alto grado y la Corteza Continental Inferior correspondiente a intrusivos máficos (utilizada en esta tesis), podrían implicar que existen variaciones laterales en la composición de la Corteza Continental Inferior (es decir, diferentes dominios de la Corteza Continental Inferior para la cuenca del Colorado y el CRP, respectivamente) y que esto no afecta significativamente a los resultados obtenidos tanto a partir del modelo térmico como del modelo reológico.

A.2 Propiedades de la fábrica magnética a partir de mediciones de laboratorio (ASM)

Se muestran a continuación los valores de distintas propiedades magnéticas promedio para cada sitio obtenidos durante las mediciones de ASM (Tabla A.3; ver Capítulo 7). Además, se adjuntan las tablas con los valores individuales para cada espécimen de cada sitio muestreado (Tablas A.4, A.5, A.6, A.7, A.8 y A.9).

Tabla A.8 Valores de las propiedades magnéticas para cada espécimen del GAB.

Unidad	Sitio	Especimen	Km	Kmax		Kint		Kmin		L	F	P	Pj	T
GAB	1	GAB M01.1	3.51E-04	210.9	65.9	332.1	13.1	66.9	19.9	1.015	1.025	1.041	1.042	0.243
		GAB M05.1 A	4.37E-04	157.1	14.9	265.8	50.4	56	35.7	1.003	1.008	1.012	1.012	0.423
		GAB M03.1	2.10E-04	168	37.4	313.9	47.3	64	17.6	1.007	1.013	1.02	1.02	0.303
		GAB M05.1 B	1.56E-04	159.7	20	284.3	57.4	60.1	24.6	1.006	1.008	1.014	1.014	0.12
		GAB M04.1	6.25E-04	177.7	53	321	31.2	62.3	17.9	1.005	1.011	1.016	1.016	0.413
		GAB M02.1	3.01E-04	189.5	56.4	324	25	64.3	21	1.009	1.017	1.027	1.027	0.296
		GAB M06.1	2.26E-04	265	61.5	165.1	5.3	72.3	27.9	1.006	1.017	1.023	1.024	0.462
		Tensor Medio	3.29E-04	188.4	54	322.4	26.8	64.3	22.2	1.005	1.015	1.02	1.021	0.514
	2	GAB M06.2 B	4.96E-05	137.7	6.7	261.6	78	46.5	9.8	1.004	1.014	1.018	1.019	0.592
		GAB M01.2 A	6.05E-05	176.8	59	272.1	3.2	4	30.8	1.016	1.001	1.017	1.02	-0.891
		GAB M02.2 A	4.51E-05	201.9	24.8	329.1	52.6	98.8	26.1	1.017	1.006	1.023	1.024	-0.455
		GAB M03.2 A	3.92E-05	143.5	63.6	310.6	25.8	43.1	5.1	1.009	1.005	1.014	1.015	-0.323
		GAB M03.2 B	4.02E-05	162.4	25.7	38.2	49.4	267.9	29	1.012	1.008	1.02	1.02	-0.175
		GAB M02.2 B	4.60E-05	181.9	49.4	59.1	24.9	313.7	29.7	1.016	1.008	1.025	1.025	-0.319
		GAB M05.2 A	4.49E-05	144	36.7	39.9	18.2	288.7	47.6	1.027	1.005	1.033	1.035	-0.68
		GAB M04.2	3.77E-05	170.1	57.5	319.8	28.8	57.5	13.7	1.009	1.006	1.015	1.015	-0.24
		GAB M01.2 B	6.20E-05	194.1	48.9	76.5	22	331.4	32.7	1.008	1.019	1.027	1.028	0.402
		GAB M05.2 B	5.57E-05	77	3.4	172.3	57.6	344.9	32.2	1.005	1.014	1.02	1.02	0.477
		GAB M06.2 A	4.99E-05	340.4	43.8	171.7	45.6	75.8	5.7	1.004	1.015	1.02	1.021	0.544
		Tensor Medio	4.83E-05	167.2	48.6	64.2	11.2	325	39.2	1.012	1.001	1.012	1.014	-0.918
	3	GAB M05.3 A	7.04E-05	311.1	55.5	168.1	28.7	68.3	17.4	1.008	1.027	1.035	1.037	0.522
		GAB M03.3	2.34E-04	165.2	20.8	335.8	69	74	3.1	1.006	1.01	1.017	1.017	0.227
		GAB M04.3 B	2.52E-04	301.1	2	32.1	27.6	207.2	62.3	1.02	1.022	1.042	1.042	0.034
		GAB M01.3 A	6.47E-05	144.4	15.9	314.2	73.9	53.6	2.7	1.005	1.02	1.025	1.026	0.613
		GAB M06.3 B	1.08E-04	143.7	3.2	36.3	79.5	234.2	10	1.028	1.016	1.044	1.044	-0.267
		GAB M02.3	3.68E-05	178.9	55.6	316.5	26.8	57	19.9	1.009	1.012	1.021	1.021	0.169
		GAB M06.3 A	5.92E-05	152.8	19.1	319.7	70.5	61.4	4.1	1.01	1.02	1.03	1.031	0.347
		GAB M01.3 B	5.56E-05	131.9	51.3	225.6	2.9	317.9	38.6	1.036	1.026	1.063	1.063	-0.153
		GAB M04.3 A	3.83E-04	297.7	2.3	30.7	52.1	205.9	37.8	1.023	1.006	1.029	1.03	-0.594
	Tensor Medio	1.40E-04	142.5	18	318.2	72	52.1	1.3	1.01	1.01	1.02	1.02	-0.035	

Agradecimientos

Esta tesis fue desarrollada y financiada en el marco de dos proyectos de investigación: 1. PICT 2016/0709 - ANPCyT “Génesis y evolución de la cuenca paleozoica de Claromecó (Provincia de Buenos Aires) a partir de modelos gravimétricos, magnetométricos y termales 3D” bajo la dirección de mi directora la Dra. Claudia Prezzi; y 2. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) - Proyecto de Unidad Ejecutora (P.U.E.) IGeBA - “Evolución y procesos geológicos y geoambientales en la región pampeana y el Río de la Plata” cuya dirección estuvo a cargo del Dr. Augusto Rapalini. Asimismo, parte de la financiación para el desarrollo de esta tesis, fue recibida por medio de la Universidad de Potsdam (Alemania), a través de una beca de estadía en el exterior por 6 meses durante el semestre de invierno del 2018-2019. Quiero agradecer principalmente al CONICET por haberme otorgado una beca interna doctoral que permitió iniciar mi formación como científico, potenciando mis antecedentes académicos. Considero que el proyecto de investigación en el que trabajé durante mi tesis doctoral, ha permitido desarrollarme y enriquecerme considerablemente a nivel profesional y personal. Esta tesis fue guiada en todo momento por mi directora, la Dra. Claudia Prezzi a quien le estaré eternamente agradecido por la paciencia, la dedicación y el profesionalismo con el que hemos trabajado codo a codo en todos estos años. De ella aprendí mucho más que fórmulas, uso de softwares y conceptos teóricos. Ella es para mí una mentora en geociencias, investigación y relaciones humanas laborales. Me siento muy afortunado de poder haberla elegido y poder haber sido elegido por ella. Su trato siempre fue horizontal, empático, paciente y además me ha permitido trabajar de manera independiente, desarrollando mis propias ideas, hipótesis y ritmos de trabajo, razones por las cuales he decidido continuar trabajando con ella en el futuro cercano. Agradezco también enormemente a mi co-director el Dr. Haroldo Vizán, por su siempre buena predisposición para corregir, observar, y debatir sobre la geología y la evolución paleo-tectónica de mi zona de estudio. Particularmente agradezco su apoyo y contribución para el capítulo 7 de ASM y

las discusiones obtenidas a partir del mismo, y que probablemente sin su ayuda, no se hubiera desarrollado de la manera que se hizo.

Agradezco sumamente a la Universidad de Potsdam por la beca otorgada para que pudiera realizar una estadía de investigación en Alemania, así como también a los miembros de la sección 4.5 de modelado de cuencas del Centro Alemán de Investigación en Geociencias (Deutsches GeoForschungsZentrum – GFZ), donde tuve la oportunidad de trabajar para esta tesis. Allí, me capacité en el uso de diferentes softwares de modelado 3D, crecí como profesional y fui guiado y tutorado principalmente por las Dras. Magdalena Scheck-Wenderoth y Judith Bott de quienes no solo aprendí a realizar modelos e interpretarlos, sino que también me enseñaron sobre la disciplina laboral y me transmitieron su pasión por las geociencias. Considero que mi tesis e incluso mi desarrollo humano no serían los mismos ahora sin haber tenido esta enriquecedora experiencia en el exterior la cual recordaré durante toda mi vida y espero que pueda ser repetida en el futuro cercano en el marco de nuevas investigaciones.

Agradezco a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires por su educación pública y gratuita de excelencia que me formó a nivel personal y profesional durante mis estudios en la carrera de Ciencias Geológicas. Agradezco al Departamento de Geología y sus docentes por la calidad académica brindada.

Agradezco a los miembros de la Subcomisión de Doctorado por haberse ocupado de que todo el proceso de finalización de doctorado se realizase siempre en tiempo y forma.

Agradezco a todos los integrantes del Instituto de Geociencias Básicas y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA), instituto al cual tengo la fortuna de pertenecer, y en particular a mis amigos y colegas: Emiliano, Victor, José, Clara, Carlita, Federico y Juan Pablo quienes no sólo me han ayudado en términos profesionales y académicos, sino que su mera presencia y compañía ha permitido que cada día de trabajo presencial valiese la pena.

Agradezco a mi colega y compañero Federico Ibarra, quien no sólo comparte conmigo el mismo grupo de trabajo con Claudia, sino que además ha trabajado conmigo en el marco de mi segunda publicación como segundo autor. Destaco fuertemente su

profesionalismo, su capacidad y su disciplina, que fueron de suma ayuda para que mi segunda publicación saliera adelante en tiempos que me fueron sumamente difíciles a nivel familiar.

Agradezco a mi amigo y colega Victor Ruíz González por haber participado en mi primera campaña doctoral en Sierra de la Ventana, enseñándome las bases de la metodología del estudio de la ASM, y además siendo un gran chofer y compañero durante el viaje.

Agradezco a mis amigos y colegas Emiliano Renda y Clara Braña, quienes fueron excelentes compañeros de oficina y con quienes hemos compartido interminables charlas sobre geología, cuestiones personales, etc. y de quienes siempre recibí apoyo y buena predisposición en el trato diario. Particularmente agradezco a Emiliano por las explicaciones y ayuda en las interpretaciones de mis resultados del estudio de la ASM, así como también por la bibliografía brindada para llevar adelante dicho capítulo de la tesis.

Agradezco a la Dra. Marta Ghidella por habernos permitido utilizar sus datos magnéticos sin los cuales no hubiéramos podido realizar el capítulo 6 de esta tesis y que considero sumamente valioso en términos científicos.

Agradezco a la Dra. Florencia Balestrini, quien a través de su directora la Dra. María Laura Rosa, nos brindó amablemente datos de tomografías sísmicas a partir de los cuales pudimos realizar los cálculos de la profundidad al Moho, que sirvieron para el desarrollo del modelo estructural en 3D.

Agradezco a la Dra. María Laura Gómez Dacal, por las charlas, consejos, apoyo y, sobre todo, por haber realizado en Alemania los análisis de sensibilidad de los modelos térmicos y reológicos que figuran en el Anexo de esta tesis. Sus conocimientos, correcciones en mi primera publicación (también parte de esta tesis) y su buena predisposición para el trabajo y las consultas, fueron claves para poder llevar adelante gran parte de mi trabajo. Destaco principalmente su buena energía, su calidez humana y su enorme capacidad profesional.

Agradezco al Dr. Carlos Ballivián Justiniano, colega y amigo con quien he compartido mi segunda campaña doctoral en Sierra de la Ventana, por las explicaciones, charlas geológicas, buena predisposición para el trabajo de campo, y todo el conocimiento de la región que volcó incondicionalmente sobre mí, confiando al 100% en mi capacidad y profesionalismo. Destaco particularmente sus cualidades humanas, su disciplina laboral, su entusiasmo, su inteligencia y su vasta experiencia investigando la región, lo cual fue sumamente valioso para desarrollar parte de esta tesis.

Agradezco a mi colega y amigo Fernando Almaraz, técnico del IGeBA quien realizó las perforaciones en la perforadora de banco para los especímenes obtenidos a partir de muestras de mano orientadas en nuestra segunda campaña.

Agradezco a Belén Rodríguez (secretaria) y Horacio Tassone (tesorero) del IGeBA por su buena predisposición siempre que he necesitado ayuda burocrática para realizar mis salidas al campo y demás trámites administrativos.

Agradezco a Marisol de la municipalidad de la localidad de Dufaur, Provincia de Buenos Aires, quien nos ha recibido con los brazos abiertos en ambas campañas, y siempre ha tenido buena predisposición para ayudarnos a contactar a los dueños de los campos donde se encuentran las localidades muestreadas en esta tesis. Respecto a esto último, agradezco particularmente al señor Agustín Calletti, dueño del campo que engloba el Sauce Chico Inlyer y quien siempre permitió que trabajara con comodidad y libertad.

Agradezco a mis amigos y compañeros de la carrera, por tantos años de amistad, compañerismo, viajes de campo, charlas y reuniones que me fueron forjando como amigo, compañero y persona, y permitieron ser lo que soy hoy en día.

Agradezco a mis amigos de toda la vida que siempre me apoyaron y estuvieron presentes en cada paso que he dado como profesional y como persona.

Finalmente agradezco a mi familia, por el apoyo incondicional, tanto emocional como económico brindado a lo largo de mi carrera de licenciatura y de doctorado. Agradezco a mi mamá, que ha sido siempre un ejemplo de lucha y perseverancia, quien me ha inculcado la disciplina y la pasión por el trabajo, y que me enseñó lo que significa ser solidario generoso

y empático con los demás. Agradezco a mi papá, que lamentablemente se nos fue el primero de febrero de este año, y hoy le toca ver mi progreso desde otro plano. Afortunadamente, lo siento acá al lado mío, apoyándome y acompañándome día a día. Luchó y sufrió como nadie, pero hoy le toca estar en paz, viéndome desde arriba. Te extraño mucho viejo. Por último, agradezco a mis abuelos maternos que me han acompañado a lo largo de este proceso con mucho amor.

REFERENCIAS

- Achilli, S., y Kostadinoff, J. 1985. Determinación de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas "P" y módulos de elasticidad en rocas del Sistema de Ventania. Primeras Jornadas Bonaerenses: Actas: 985-996, Tandil.
- Alessandretti, L., Philipp, R. P., Chemale, F., Brückmann, M. P., Zvirtes, G., Matté, V., y Ramos, V. A. 2013. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: Implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 12–31. Elsevier Ltd.
- Alvarez, G. T. 2007. Extensión noroccidental de la cuenca paleozoica de Claromecó, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 86–91.
- Andreis, R. R. 1965. Petrología de las sedimentitas psefíticas paleozoicas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas, *Anales*, 6: 9–63.
- Andreis, R. R., Iniguez, L. L., Lluch, L. L., y Rodriguez, R. 1989. Cuenca Paleozoica de Ventania, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. In: Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas sedimentarias Argentinas (Serie Correlación 6)*, Universidad Nacional de Tucuman, Argentina,: 265–298.
- Andreis, R. R., y Japas, M. S. 2006. Cuencas Sauce Grande y Colorado. In: *Léxico Estratigráfico de la Argentina. Vol. II Pérmico: 1–62*.
- Anikiev, D., Cacace, M., Bott, J., Gomez Dacal, M. L., y Scheck-Wenderoth, M. 2020. Influence of Lithosphere Rheology on Seismicity in an Intracontinental Rift: The Case of the Rhine Graben. *Frontiers in Earth Science*, 8.
- Archangelsky, S. 1999. Informe palinológico pozo Paragüil x-1. Barranca sur S.A., unpublished report, Buenos Aires.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R. N., Cisternas, M. E., Cesaretti, N. N., y Fortunatti, N. 2014. Análisis diagenético y estructural en la Formación Tunas (Pozo PANG0001-Pérmico de la Cuenca de Claromecó-Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina). 9 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 481–497.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R. N., y Cesaretti, N. N. 2016. Tectonic insight based on anisotropy of magnetic susceptibility and compaction studies in the Sierras Australes thrust and fold belt (southwest Gondwana boundary, Argentina). *Tectonics*, 35: 1015–1031.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R. N., Fortunatti, N., Cesaretti, N. N., Febbo, M. B., y Calvagno, J. M. 2021. Deformation understanding in the Upper Paleozoic of Ventana Ranges at Southwest Gondwana Boundary. *Scientific Reports*, 11: 1–17. Nature Publishing Group UK.
- Assumpção, M., Ferreira, J., Barros, L., Bezerra, H., França, G. S., Barbosa, J. R., Menezes, E., Carlos Ribotta, L., Pirchiner, M., Nascimento, A. do, Dourado, J. C., y Talwani, P. 2014. Intraplate seismicity in Brazil. *En Intraplate Earthquakes*, pp. 50–71. Cambridge University Press, Cambridge.
- Austin, J. A., y Uchupi, E. 1982. Continental oceanic crustal transition off southwest Africa. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 66: 1328–1347.
- Autin, J., Scheck-Wenderoth, M., Götze, H.-J., Reichert, C., y Marchal, D. 2016. Deep structure of the Argentine margin inferred from 3D gravity and temperature modelling,

Colorado Basin. *Tectonophysics*, 676: 198–210. Elsevier B.V.

- Autin, J., Scheck-wenderoth, M., Loegering, M. J., Anka, Z., Vallejo, E., Rodriguez, J. F., y Dominguez, F. 2013. *Tectonophysics Colorado Basin 3D structure and evolution , Argentine passive margin. Tectonophysics. Elsevier B.V.*
- Balarino, M. L. 2014. Permian palynostratigraphy of the Claromecó Basin, Argentina. *Alcheringa*, 38: 317–337.
- Balestrini, F. I., y Rosa, M. L. 2018. Seismic structure of the Río de La Plata craton from surface wave tomography. *Seismological Research Letters*, 89: 717–966.
- Ballivián Justiniano, C. A., Basei, M. A. S., Sato, A. M., González, P. D., Benítez, M. E., y Lanfranchini, M. E. 2020a. The Neoproterozoic basement of the Sauce Chico Inlier (Ventania System): Geochemistry and U–Pb geochronology of igneous rocks with African lineage in central-eastern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 98: 102391. Elsevier.
- Ballivián Justiniano, C. A., Comerio, M. A., Otero, G., Sato, A. M., Coturel, E. P., Naipauer, M., y Basei, M. A. S. 2020b. Geochemical, palaeontological, and sedimentological approaches of a syn-orogenic clastic wedge: Implications for the provenance of the Permian (Cisuralian) Tunas Formation, Ventania System (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 104.
- Ballivián Justiniano, C. A., Lafranchini, M. E., de Barrio, R. E., y Etcheverry, R. O. 2016. Deformación en el basamento neoproterozoico de las sierras australes de Buenos Aires: edad de la deformación y composición de los fluidos. 1° Reunión de Fluidos y Deformación.: 23–24.
- Barrio, L., Gianibelli, J. C., Suárez, E., y Ríos, F. F. 1989. Modelado directo - inverso de anomalías magnéticas: análisis comparativo. 19° Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Actas publicadas por la Facultad de Agronomía, Montevideo, Uruguay: 119–125.
- Bayer, U., Scheck-Wenderoth, M., y Koehler, M. 1997. Modeling of the 3D thermal field in the northeast German basin. *Geologische Rundschau*, 86: 241–251.
- Bercovici, D. 1998. Generation of plate tectonics from lithosphere-mantle flow and void-volatile self-lubrication. *Earth and Planetary Science Letters*, 154: 139–151.
- Bercovici, D., Richard, Y., y Richards, M. 2000. The relation between mantle dynamics and plate tectonics: A primer. En: Richards M.A., Gordon R. y van der Hilst R. (Eds.). *The History and Dynamics of Global Plate Motions*, American Geophysical Union Geophysical Monograph, 121: 5–46, Washington DC.
- Birch, F. 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 2. *Journal of Geophysical Research*, 66: 2199–2224.
- Birch, F. 1964. Density and composition of mantle and core. *Journal of Geophysical Research*, 69: 4377–4388.
- Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., 2011. Crustal breakup and continent-ocean transition at South Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116 (1), 1–38. <https://doi.org/10.1029/2010JB007686>.
- Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Gordon, A.C., Mohriak, W.U., 2013. In: Mohriak, W.U., Danforth, A.L., Post, P.J., Brown, D.E., Tari, G.C., Nemcok, M., Sinha, S.T. (Eds.), *Crustal-scale architecture and segmentation of the South Atlantic volcanic margin. Geological Society Special Publication 369*, pp. 167–183.

- Borradaile, G. J. 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156: 1–20.
- Bossi, J., y Cingolani, C. A. 2009. Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. *Developments in Precambrian Geology*, 16: 73–85.
- Bournas, N., Galdeano, A., Hamoudi, M., y Baker, H. 2003. Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences*, 37(3–4): 191–205.
- Brune, S., Heine, C., Glift, P. D., y Pérez-Gussinyé, M. 2016. Rifted margin architecture and crustal rheology: reviewing Iberia-Newfoundland, Central South Atlantic, and South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 79: 257–281.
- Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., y Sobolev, S. V. 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. *Nature Communications*, 5: 1–9.
- Buggisch, W. E. 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zbl. Geol. Paläontol. Teil I*, 7/8: 819–837.
- Byerlee, J. 1978. Friction of rocks, pure and applied geophysics, 116: 615–626.
- Cacace, M., y Scheck-Wenderoth, M. 2016. Why intracontinental basins subside longer: 3-D feedback effects of lithospheric cooling and sedimentation on the flexural strength of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121: 3742–3761.
- Cacace, M., y Jacquy, A. B. 2017. Flexible parallel implicit modelling of coupled thermal–hydraulic–mechanical processes in fractured rocks. *Solid Earth*, 8: 921–941.
- Carter, N. L., y Tsenn, M. C. 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27–63.
- Chadima, M., y Jelinek, V. 2009. Anisoft42. AGICO.
- Chauvet, F., Sapin, F., Geoffroy, L., Ringenbach, J.-C., y Ferry, J.-N. 2020. Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic – Architecture and development. *Earth-Science Reviews*, 212: 103461.
- Chopra, P.N., Paterson, M.S. 1984. The Role of Water in the Deformation of Dunite. *J. Geophys. Res.* 89, 7861–7876.
- Christiansen, R. O., Ballivián Justiniano, C. A., Oriolo, S., Gianni, G. M., García, H. P. A., Martínez, M. P., y Kostadinoff, J. 2021. Crustal architecture and tectonic evolution of the southernmost Río de la Plata Craton and its Neoproterozoic–Paleozoic sedimentary cover: Insights from 3D litho-constrained stochastic inversion models. *Precambrian Research*, 362: 106307.
- 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. Elsevier Ltd.
- Cingolani, C. A. 2011. The Tandilia system of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: An overview. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 221–242.
- Cingolani, C. A., Berry, C. M., Morel, E., y Tomezzoli, R. N. 2002. Middle Devonian lycopsids from high southern paleolatitudes of Gondwana (Argentina). *Geological Magazine*, 139 (6): 641e649.

- Cingolani, C. A., y Varela, R. 1973. Examen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. V Congreso Geológico Argentino., Actas 1: 349-371. Buenos Aires.
- Cloetingh, S., Ziegler, P. A., Beekman, F., Andriessen, P. A. M., Hardebol, N., y Dèzes, P. 2005. Intraplate deformation and 3D rheological structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the northern Alpine foreland. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 758–778.
- Cobbold, P., Gapais, D., y Rossello, E. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbel: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13: 743–758.
- Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., Milani, E. J., y Szatmari, P. 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: de Wit, M.J. Ransome, I.G.D., Balkema, A.A. (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karroo and Cretaceous Basins of Southern Africa.*: 23–26.
- Cordell, L. 1979. Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico. *New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 30th Field Conf.*: 59–64.
- Cordell, L., y Grauch, V. J. S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico: in Hinze, W.J., Ed., *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps.* Soc. Explor. Geophys.: 181–197.
- Cornero, C., Pereira, A., Pacino, M. C., y Balparda, L. 2016. Comparación de modelos geopotenciales recientes en Argentina. *Geoacta (Argentina)*, 41: 24–34.
- Côté, J., y Konrad, J. M. 2005. Thermal conductivity of base-course materials. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(1): 61–78.
- Dalla Salda, L. H., Bossi, J., y Cingolani, C. A. 1988. The Rio de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes*, 11(4): 263–269.
- Dalla Salda, L. H., Cingolani, C. A., y Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617–620.
- Dingle, R. V., Siesser, W. G., y Newton, A. R. 1983. Mesozoic and Tertiary geology of Southern Africa. A.A. Balkema, Rotterdam: 375.
- Dominguez, F., Marchal, D., Sigismondi, M., Espejón, C., y Vallejo, E. 2011. Caracterización de Dominios Estructurales e Influencia de Estructuras Preexistentes en Hemigrábenes de Rift en el Sector Centro-Norte de la Plataforma Continental Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino: 2 p.
- Dressel, I., Scheck-wenderoth, M., y Cacace, M. 2017. Tectonophysics Backward modelling of the subsidence evolution of the Colorado Basin , offshore Argentina and its relation to the evolution of the conjugate Orange Basin , offshore SW Africa. *Tectonophysics*, 716: 168–181. Elsevier B.V.
- Eldholm, O., Gladchenko, T. P., Skogseid, J., y Planke, S. 2000. Atlantic volcanic margins: a comparative study. Geological Society, London, Special Publications, 167: 411–428.
- Evjen, H. M. 1936. The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, 1: 127–136.
- Fattah, R. A., Meekes, J. A. C., Colella, S., Bouman, J., Schmidt, M., y Ebbing, J. 2013. The application of GOCE satellite gravity data for basin and petroleum system modeling, A

case-study from the Arabian Peninsula. *Search and Discovery*, 120130: 5.

- Faulkner, P. 2000. Tectonic and thermal evolution of South Atlantic marginal basins: Informe interno YPF S.A.
- Flinn, D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 118: 385–433.
- Förste, C., Bruinsma, S., Abrikosov, O., Flechtner, F., Marty, J.-C., Lemoine, J.-M., Dahle, C., Neumayer, H., Barthelmes, F., y König, R. 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. EGU general assembly conference abstracts, 16.
- Förste, C., Bruinsma, S., Abrikosov, O., Rudenko, S., Lemoine, J. M., Marty, J. C., Neumayer, K. H., y Biancale, R. 2016. EIGEN-6S4 A time-variable satellite-only gravity field model to d/o 300 based on LAGEOS, GRACE and GOCE data from the collaboration of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. V. 2.0. GFZ Data Services.
- Förste, C., Bruinsma, S., Abrikosov, O., Flechtner, F., Dahle, C., Neumayer, K. H., Barthelmes, F., König, R., Marty, J. C., Lemoine, J. M., y Biancale, R. 2013a. EIGEN-6C3–The newest high resolution global combined gravity field model based on the 4th release of the GOCE direct approach. IAG Scientific Assembly, 150th Anni.
- Förste, C., Bruinsma, S., Flechtner, F., Marty, J. C., Dahle, C., Abrikosov, O., Lemoine, J. M., Neumayer, H., Barthelmes, F., Biancale, R., y König, R. 2013b. EIGEN-6C2-A new combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 1949 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. EGU General Assembly Conference Abstracts, EGU2013: 4077.
- Fowler, C. M. R. 1990. *The solid Earth. An introduction to global Geophysics*. Cambridge University Press.
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., y Hinz, K. 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology*, 244: 46–67.
- Franke, D., Neben, S., Schreckenberger, B., Schulze, A., Stiller, M., y Krawczyk, C. M. 2006. Crustal structure across the Colorado Basin, offshore Argentina. *Geophysical Journal International*, 165: 850–864.
- Fryklund, B., Marshall, A., y Stevens, J. 1996. Cuenca del Colorado. 13rd Congreso Geológico Argentino and 3rd Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, Argentina). In: Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Relatorio*.; 135–158.
- Gac, S., Klitzke, P., Minakov, A., Faleide, J. I., y Scheck-Wenderoth, M. 2016. Lithospheric strength and elastic thickness of the Barents Sea and Kara Sea region. *Tectonophysics*, 691: 120–132. Elsevier B.V.
- Gerster, R., Welsink, H., Ansa, A., Raggio, F., 2011. Cuenca de Colorado. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Simposio Cuencas Argentinas, *Visión Actual*, pp. 65–80.
- Ghidella, M. E. 2017. www.martagh.com.ar/mararg/pictr2002/.
- Ghidella, M. E., Chernicoff, C. J., Köhn, J., Kostadinoff, J., y Gianibelli, J. C. 2005. Anomalías magnéticas en la provincia de Buenos Aires: compilación digital y principales unidades estructurales. En Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Oстера, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino*, 161: 8 pp.

- Ghidella, M. E., Chernicoff, C. J., Paterlini, C. M., Gianibelli, J. C., Suárez, E., Cabassi, I. R., y Kostadinoff, J. 2000. Estudio de avance de la integración de levantamientos magnéticos marinos y continentales en la franja litoral entre las latitudes 35 y 47 S, Argentina. In *Proceedings of the IX Congreso Geológico Chileno*, 2: 443–447.
- Ghidella, M. E., De Marchi, A. C. P., Paterlini, C. M., y Abraham, D. 2017. Anomalías magnéticas en el margen Argentino (MARARG). *Latinmag Letters*, 7: 1–5.
- Goetze, C., y Evans, B. 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59: 463–478.
- González, P. D., Páez, G. N., Cervera, F. M., y Iribarne, M. 2004. Texturas relícticas en las metaignimbritas neoproterozoicas del basamento del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 103–112.
- González, P. D., Sato, A. M., Naipauer, M., Varela, R., Basei, M., Sato, K., Llambías, E. J., Chemale, F., y Castro, A. 2018. Patagonia-Antarctica Early Paleozoic conjugate margins: Cambrian synsedimentary silicic magmatism, U-Pb dating of K-bentonites, and related volcanogenic rocks ☆. *Gondwana Research*, 63: 186–225. International Association for Gondwana Research.
- González, P. D., Tortello, M. F., y Damborenea, S. E. 2011. Early Cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from El Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geologica Acta*, 9: 159–173.
- Götze, H. 1978. Numerical-method for computing gravity and vertical gradient of 3-dimensional bodies. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatologie Ser. Meteorol. Geophys.*, 27: 195–215.
- Götze, H., y Lahmeyer, B. 1988. Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. *Geophysics*, 53: 1096–1108.
- Grauch, V. J. S., y Cordell, L. 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal derivative of gravity or pseudogravity data. *Geophysics*, 52: 118–121.
- Grecco, L. E. 1990. Geoquímica y petrología de los intrusivos graníticos Cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita): 162 p., Bahía Blanca.
- Grecco, L. E., y Gregori, D. A. 1993. Estudio geoquímico de los intrusivos graníticos cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 81–89, Buenos Aires.
- Gregori, D. A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., y Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, 14: 429–450.
- Gregori, D. A., López, V. L., y Grecco, L. E. 2005. A Late Proterozoic-Early Paleozoic magmatic cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 155–171.
- Harrington, H. J. 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierra de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín., 61: 56.
- Harrington, H. J. 1970. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 25: 151–181.

- Hartmann, L. A., Chemale Jr., F., y Philipp, R. P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (org.). 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Contribuições, 1ª ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IGUFRGS, 1: 97–123.
- Hasterok, D., Gard, M., y Webb, J. 2018. On the radiogenic heat production of metamorphic, igneous, and sedimentary rocks. *Geoscience Frontiers*, 9(6): 1777–1794.
- Hasterok, D., y Webb, J. 2017. On the radiogenic heat production of igneous rocks. *Geoscience Frontiers*, 8(5): 919–940.
- 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: L14307.
- Hernández, M., Arrouy, M. J., Scivetti, N., Franzese, J. R., Canalicchio, J. M., y Poiré, D. G. 2017. Tectonic evolution of the Neoproterozoic Tandilia sedimentary cover, Argentina: New evidence of contraction and extensional events in the southwest Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 230–238.
- Hood, P. J. 1965. Gradient measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics*, 30: 891–902.
- Hood, P. J., y Teskey, D. J. 1989. Aeromagnetic gradiometer program of the Geological Survey of Canada. *Geophysics*, 54(8): 1012–1022.
- Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5: 37–82.
- Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F., y Schuh, H. 2019. ICGEM-15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans. *Earth System Science Data*, 11(2): 647–674.
- Iñiguez, A. M., y Andreis, R. R. 1971. Caracteres sedimentológicos de la Formación Bonete, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Reunión Geológica de las Sierras Australes Bonaerenses. Provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas. La Plata: 103–120.
- Introcaso, A., Ghidella, M. E., Ruíz, F., Crovetto, C. B., Introcaso, B., y Paterlini, C. M. 2008. Métodos gravi-magnetométricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental argentina. *Geoacta*, 33: 1–20.
- Jacques, J. M. 2003. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: Implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *Journal of the Geological Society*, 160: 687–701.
- Jacquey, A., y Cacace, M. 2017. GOLEM, a MOOSE-based application v1.0. Zenodo.
- Japas, M. S. 1987. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó II Formación Sauce Grande Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas Occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales.*, 39: 125–144.
- Japas, M. S. 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita): 359 p.
- Japas, M. S. 1989. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas*

Físicas y Naturales., 40: 193–215.

- Japas, M. S. 1999. Revisión de las teorías acerca del origen del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (1): 9–22.
- Japas, M. S., Quenardelle, S. M., y Sellés-Martínez, J. 2001. Inversión del sentido de cizallamiento no-coaxial debido a deformación progresiva. Formación Lolén, Sierras Australes de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación especial N° 5*: 97–102.
- Japas, M. S., y Sellés-Martínez, J. 1998. Análisis de la microfábrica deformacional de los “Pórfidos Riolíticos” en el área de basamento de Pigüé, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.*, 53 (3): 317–324.
- Jelinek, V. 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22: 50–62.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63–67.
- Juan, R. C., de Jager, J., Russell, J., y Gebhard, I. 1996. Flanco norte de la Cuenca del Colorado. 13rd Congreso Geológico Argentino and 3rd Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, Argentina). In: Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Relatorio*: 117–133.
- Karato, S., y Wu, P. 1993. Rheology of the upper mantle: a synthesis. *Science*, 260: 771–778.
- Keidel, J. 1916. La geología de las Sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. *Min. Agric. Nac., An. Dir. Nac. Geol. Min.*, IX: 3.
- Kelley, M. L., y Light, M. P. R. 1993. Basin evolution and prospectivity of the Argentine continental margin. *Journal of Petroleum Geology*, 16(4): 451–464.
- Kilmurray, J. 1968a. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. In: *Revista Museo de la Plata, Geología.*, 6: 155–188.
- Kilmurray, J. O. 1961. Petrografía de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita): 101 p. La Plata.
- Kilmurray, J. O. 1968b. Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires). 3° Jornadas Geológicas Argentinas, *Actas* 3: 217–238.
- Kilmurray, J. O. 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 331–348.
- Kleiman, L. E., y Japas, M. S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473: 283–299. Elsevier B.V.
- Kostadinoff, J. 1995. Delimitación de Estructuras, Litología y Espesor de Corteza Terrestre en Áreas Continentales y Marinas del Sistema de Sierras de Tandilia. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata.
- Kostadinoff, J. 2007. Evidencia geofísica del umbral de Trenque Lauquen en la extensión norte de la cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación*

Geologica Argentina, 62: 69–75.

- Kostadinoff, J., y Prozzi, C. 1998. Cuenca de Claromecó. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 53(4): 461–468.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., y Pasyanos, M. 2013. Update on CRUST 1.0: a 1 -degree global model of Earth's crust. *Geophysical Research Abstracts*, 15, EGU201: 658.
- Lesta, P., y Sylwan, C. 2005. Cuenca de Claromecó. In: Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L. (Eds.), *Frontera Exploratoria de la Argentina*, 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos., 10: 217–231.
- Li, X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71: 13–16.
- Lillie, R. J. 1999. *Whole Earth Geophysics*. Prentice Hall, Inc.
- Loefering, M. J., Anka, Z., Autin, J., Primio, R., Marchal, D., Rodriguez, J. F., Franke, D., y Vallejo, E. 2013. Tectonophysics Tectonic evolution of the Colorado Basin , offshore Argentina , inferred from seismo-stratigraphy and depositional rates analysis, 604: 245–263. Elsevier B.V.
- López-Gamundí, O., Fildani, A., Weislogel, A., y Rossello, E. 2013. The age of the Tunas formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): Implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 250–258. Elsevier Ltd.
- López-Gamundí, O. R., y Buatois, L. A. 2010. Introduction: Late paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana. *Special Paper of the Geological Society of America*, 468.
- López-Gamundí, O. R., Conaghan, P., Rossello, E. A., y Cobbold, P. R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 129–142.
- López-Gamundí, O. R., y Rossello, E. A. 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to the Eo-Hercynian orogeny in southern South America. *Geologische Rundschau*, 82: 136–147.
- López-Gamundí, O. R., y Rossello, E. A. 1998. Basin fill evolution and palaeotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande Basin-Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo Basin-Cape foldbelt (South Africa). *Geologische Rundschau*, 86: 819–834.
- Lovecchio, J. P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N. D., Kress, P. R., Gerster, R., y Ramos, V. A. 2018. Multistage rifting evolution of the Colorado basin (offshore Argentina): Evidence for extensional settings prior to the South Atlantic opening. *Terra Nova*, 30: 359–368.
- Lovecchio, J. P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N. D., y Ramos, V. A. 2020. Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: A poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin. *Earth-Science Reviews*, 203: 103138. Elsevier.
- Majumdar, T. J., Bhattacharyya, R., y Chatterjee, S. 2006. Generation of very high resolution gravity image over the Central Indian Ridge and its tectonic implications. *Current Science*, 91: 683–686.
- Marchal, D., y Dominguez, F. 2011. Estudio Regional del Margen Pasivo Argentino. Informe Confidencial, Petrobras Argentina S.A.

- Massabie, A. C., y Nestiero, O. E. 2005. La estructura del Grupo Sierras Bayas en el sector norte de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 135–146.
- Massabie, A. C., y Rossello, E. A. 1984. La discordancia pre-formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. IX Congreso Geológico Argentino, S.C. Bariloche, Actas, I: 337–352.
- Max, M. D., Ghidella, M., Kovacs, L., Paterlini, M., y Valladares, J. A. 1999. Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. *Marine and Petroleum Geology*, 16: 41–64.
- Maystrenko, Y. P., Scheck-Wenderoth, M., Hartwig, A., Anka, Z., Watts, A. B., Hirsch, K. K., y Fishwick, S. 2013. Structural features of the Southwest African continental margin according to results of lithosphere-scale 3D gravity and thermal modelling. *Tectonophysics*, 604: 104–121. Elsevier B.V.
- McKenzie, D., Jackson, J., y Priestley, K. 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 233: 337–349.
- Miller, H. G., y Singh, V. 1994. Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32: 213–217.
- Miller, W., de Wit, M. J., Linol, B., y Armstrong, R. 2016. New Structural Data and U/Pb Dates from the Gamtoos Complex and Lowermost Cape Supergroup of the Eastern Cape Fold Belt, in Support of a Southward Paleo-Subduction Polarity. In B. Linol, & M.J. de Wit (Eds.). *Origin and Evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin*, Regional Geology Reviews: 35-44. Springer.
- Moisio, K., Kaikkonen, P., y Beekman, F. 2000. Rheological structure and dynamical response of the DSS profile BALTIC in the SE Fennoscandian shield. *Tectonophysics*, 320: 175–194.
- Morel, E., y Gutiérrez, P. R. 2000. *Malanzania nana* Archangelsky, Azcuy y Wagner (Lycophyta) en el Carbonífero de Buenos Aires, Cuenca Claromecó, Argentina. *Ameghiniana*, 37: 247–250.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., y Roest, W. R. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9: n/a-n/a.
- Nabighian, M. N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37 (3): 507–517.
- Nabighian, M. N. 1984. Toward a three dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6): 780–786.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Basei, M. A. S., Benowitz, J., Pfänder, J., Hannich, F., y Siegesmund, S. 2016. Timing of deformation in the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: Implications for the amalgamation of western Gondwana during the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny. *Tectonics*, 35: 754–771.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., y Wemmer, K. 2011. The Río de la Plata Craton: A review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201–220.
- Pángaro, F. 2013. Las cuencas paleozoicas episuturales del margen atlántico de la provincia de Buenos Aires y su control sobre la apertura atlántica. Departamento de Ciencias

Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
Ph.D. thesis: 300 pp.

- Pángaro, F., y Ramos, V. A. 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 37: 162–183.
- Pángaro, F., Ramos, V. A., and Pazos, P. J. 2016. The Hesperides basin: a continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research*, 28: 685–711.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Lopez De Luchi, M. G., Rapalini, a. E., Fanning, C. M., y Galindo, C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society*, 171: 313–328.
- Pascal, C., van Wijk, J. W., Cloetingh, S., y Davies, G. R. 2002. Effect of lithosphere thickness heterogeneities in controlling rift localization: numerical modeling of the Oslo Graben. *Geophysical Research Letters*, 29: 1–4.
- Paton, D. A., Mortimer, E. J., Hodgson, N., y Van Der Spuy, D. 2017. The missing piece of the South Atlantic jigsaw: When continental break-up ignores crustal heterogeneity. *Geological Society Special Publication*, 438: 195–210.
- Pavlis, N. K., Kenyon, S. C., Factor, J. K., y Holmes, S. A. 2008. Earth gravitational model 2008. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*: 761–763.
- Pawłowski, R. S. 1995. Preferential continuation for potential-field anomaly enhancement. *Geophysics*, 60(2): 390–398.
- Pinet, C., Jaupart, C., Mareschal, J. C., Gariépy, C., Bienfait, G., y Lapointe, R. 1991. Heat flow and lithospheric structure of the eastern Canadian shield. *Journal of Geophysical Research*, 96: 19923–19941.
- Prezzi, C. B., Vizán, H., Vázquez, S., Renda, E., Oriolo, S., y Japas, M. S. 2018. Evolution of the Paleozoic Claromecó Basin (Argentina) and geodynamic implications for the southwestern margin of Gondwana: Insights from isostatic, gravimetric and magnetometric models. *Tectonophysics*, 742–743.
- Prezzi, C., Vizán, H., Van Zele, M. A., y Renda, E. 2013. Deformación De Las Sierras Australes, Provincia De Buenos Aires. *Latinmag Letters*, 3: 1–5.
- Rabinowitz, P. D., y Labrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84 (B11): 5973–6002.
- Ramos, V. A. 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva. In: 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)., *Actas*, 2: 311–325, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental. XIII° Congreso Geológico Argentino y (III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, 1996). *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina* V. A. Ramos y M. A. Turic (Eds.), *Relatorio*: 385–404.
- Ramos, V. A. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 235–251. Elsevier Ltd.
- Ramos, V. A., Chemale, F., Naipauer, M., y Pazos, P. J. 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research*, 26: 719–740. International Association for Gondwana Research.

- Ramos, V. A., y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. In: de Barrio, R.E., Echeverri, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.), *Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires*. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 473–480, La Plata.
- Ramos, V. A., Lovecchio, J. P., Naipauer, M., y Pángaro, F. 2020. The collision of patagonia: Geological facts and speculative interpretations. *Ameghiniana*, 57: 464–479.
- Ramos, V. A., y Naipauer, M. 2014. Patagonia: Where does it come from? *Journal of Iberian Geology*, 40: 367–379.
- Ramos, V. A., y Turic, M. A. 1996. *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petroleo.: 452.
- Ranalli, G. 1995. *Rheology of the Earth*. (Second Edi). Chapman & Hall.
- Ranalli, G. 1997. Rheology and deep tectonics. *Annali di Geofisica XL*: 671–681.
- Ranalli, G., Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics* 132, 281–295. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90348-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90348-9)
- Rapalini, A. E., de Luchi, M. L., Tohver, E., y Cawood, P. A. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: Geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, 25: 337–342.
- Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., y Baldo, E. G. 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20: 673–690. International Association for Gondwana Research.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., y Grecco, L. E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: New evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 160: 613–628.
- Ravat, D. 1996. Analysis of the Euler method and its applicability in environmental magnetic investigations. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 1(3): 229–238.
- Reguzzoni, M., y Sampietro, D. 2015. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 35: 31–43. Elsevier B.V.
- Reid, A. B. 2003. Euler magnetic structural index of a thin-bed fault. *Geophysics*, 68: 1255–1256.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J., y Somerton, I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55: 80–91.
- Reid, A. B., Ebbing, J., y Webb, S. J. 2014. Avoidable Euler Errors - the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 62: 1162–1168.
- Roest, W. R., Verhoef, J., y Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1): 116–125.
- Rosa, M. 2015. *Tomografía de Ondas Superficiales en Sudamérica: Estructura Litosférica en la Cuenca Chaco-Paraná*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP.: 194 pp.
- Rossello, E. A., Massabie, A. C., Lopez-Gamundi, O. R., Cobbold, P. R., y Gapais, D. 1997.

- Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 389–402.
- Rossello, E., y Lopez, S. 2020. ISSN: 1980-900X (online) Transtensive origin of the Encadenadas-Vallimanca corridor (Buenos Aires, Argentina): A revision and new proposal from satellite images. *Geociencias*, 39: 965–976.
- Royden, L. 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12: 303–325.
- Ruíz, F., y Introcaso, A. 2011. Study of the Claromecó Basin from gravity, magnetic and geoid undulation charts. In: *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología.*, 79–81: 95–106.
- Salem, A., y Smith, R. 2005. Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 53(1): 83–89.
- Sampietro, D. 2016. Crustal Modelling and Moho Estimation with GOCE Gravity Data. *En pp.* 127–144.
- Sampietro, D., Reguzzoni, M., y Negretti, M. 2013. The GEMMA Crustal Model: First Validation and Data Distribution. *ESA Living Planet Symposium, Edinburgh*, 722: 30.
- Schillizzi, R. A., y Kostadinoff, J. 1985. Basamento geofísico del área suroccidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses: Actas*, 1055, 1067.
- Scivetti, N., Marcos, P., Benedini, L., Arrouy, M. J., Bahía, M. E., Miralles, F. R., y Poiré, D. G. 2021. Multi-proxy geophysical modeling of subsurface Neoproterozoic limestones: Applications for mining industry in the Tandilia System, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 111.
- SEGEMAR. 1999. Levantamiento geofísico aéreo (magnetometría y espectrometría de rayos gamma) Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Datos Digitales. Servicio Geológico-Minero Argentino.*
- SEGEMAR. 2005. Levantamiento magnetométrico terrestre del área Patagones. *Datos digitales. Servicio Geológico-Minero Argentino.*
- Sellés-Martinez, J. 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires province, Argentina): an example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences*, 3 (4): 317–329.
- Sellés-Martinez, J. 2001. The geology of Ventania (Buenos Aires Province, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 27: 43–69.
- Sellés-Martinez, J., y Quenardelle, S. M. 1992. Evidencias microestructurales de deformación progresiva en la Formación Lolén (Devónico de Sierra de la Ventana. Provincia de Buenos Aires. 6° Reunión sobre microtectónica. *Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*: 127–131.
- Shearer, P. M. 2019. *Introduction to seismology.* Cambridge university press.
- Sibson, R. H. 1994. *Crustal stress, faulting and fluid flow.* Geological Society, London, *Special Publications*, 78(1): 69–84.
- Sibuet, J. C., Hay, W. W., Prunier, A., Montadert, L., Hinz, K., y Fritsch, J. 1984. Early evolution of the South Atlantic Ocean: role of rifting episode. *DSDP, LXXV*: 483–508.
- Sippel, J., Meeßen, C., Cacace, M., Mechie, J., Fishwick, S., Heine, C., Scheck-Wenderoth, M., y Strecker, M. R. 2017. The Kenya rift revisited: Insights into lithospheric strength

through data-driven 3-D gravity and thermal modelling. *Solid Earth*, 8: 45–81.

- Sonder, L. J., y England, P. 1986. Vertical Averages of Rheology of the Continental Lithosphere – Relation to Thin Sheet Parameters. *Earth and Planetary Science Letters*, 77: 81–90.
- Stephenson, R. A. 1990. Beyond first-order thermal subsidence models for sedimentary basins? In *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Prentice-H: 113–125.
- Tankard, A., Welsink, H., Aukes, P., Newton, R., y Stettler, E. 2009. Tectonic evolution of the Cape and Karoo basins of South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1379–1412. Elsevier Ltd.
- Tarling, D. H., y Hrouda, F. 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall editors., 2-6 Boudar: p 217, London, UK.
- Telford, W. M., Geidart, L. P., y Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press., 2nd ed.: 770.
- Teruggi, M. E., Kilmurray, J., y Dalla Salda, L. 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandilia. *An. Soc. Científica Argent.*, 295: 81–94.
- Tesauro, M., Kaban, M. K., Cloetingh, S. A. P. L., Hardebol, N. J., y Beekman, F. 2007. 3D strength and gravity anomalies of the European lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 263: 56–73.
- Tesauro, M., Kaban, M. K., Petrunin, A. G., y Aitken, A. R. A. 2020. Strength variations of the Australian continent: Effects of temperature, strain rate, and rheological changes. *Global and Planetary Change*, 195: 103322. Elsevier.
- Theunissen, T., y Huismans, R. 2019. Long-Term Coupling and Feedback Between Tectonics and Surface Processes During Non-Volcanic Rifted Margin Formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124: 12323–12347.
- Thompson, D. T. 1982. EULDPH - A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47: 31–37.
- Thurston, J. B., y Smith, R. S. 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using the SPI method. *Geophysics*, 62: 807–813.
- Tohver, E., Cawood, P. A., Rossello, E. A., y Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research*, 21: 394–405. International Association for Gondwana Research.
- Tomezzoli, R. N. 2012. Chileña y Patagonia: un mismo continente a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69: 222–239.
- Tomezzoli, R. N., Arzadún, G., y Cristallini, E. O. 2017. Anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo en la formación lolén de edad devónica, sierras australes de la provincia de buenos aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74: 326–337.
- Tomezzoli, R. N., y Cristallini, E. O. 2004. Secciones estructurales de Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 330–340.
- Tomezzoli, R. N., y Vilas, J. F. 1997. Estudios paleomagnéticos preliminares y de fábrica magnética en afloramientos de López Lecube (38° lat. S, 62° long. O) y González Chaves (38° lat. S, 60° long. O), en las cercanías de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52

(4): 419–432.

- Tomezzoli, R. N., y Vilas, J. F. 1999. Paleomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophys. J. Int.*, 138: 857–870.
- Turcotte, D. L., y Schubert, G. 1982. *Geodynamics. Applications of continuum Physics to geological problems.* John Wiley and Sons, Inc.
- Uieda, L., y Barbosa, V. C. F. 2017. Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho. *Geophysical Journal International*, 208: 162–176.
- Uliana, M. A., y Biddle, K. T. 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Patagonia, main tectonic events, magmatic activity, and depositional trends. In: McKenzie, G.D. (Ed.). *Gondwana six: structure, tectonics, and geophysics*, Am. Geophys. Monograph, 40 AGU, Washington, D.C.: 271–286.
- Uriz, N. J., Cingolani, C. A., Chemale Jr., F., Macambira, M. B., y Armstrong, R. 2010. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 571–589.
- Vaish, J., y Pal, S. K. 2015. Geological mapping of Jharia Coalfield, India using GRACE EGM2008 gravity data: a vertical derivative approach. *Geocarto International*, 30: 388–401.
- Van der Meijde, M., Julià, J., y Assumpção, M. 2013. Gravity derived Moho for South America. Elsevier B.V.
- Vazquez Lucero, S. E., Ibarra, F., Gomez Dacal, M. L., Prezzi, C. B., Bott, J., Scheck-Wenderoth, M., y Vizán, H. 2022. 3D thermal and rheological models of the southern Río de la Plata Craton (Argentina): implications for the initial stage of the Colorado rifting and the evolution of Sierras Australes. *International Journal of Earth Sciences*. 111: 1519-1538. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02197-y>
- Vazquez Lucero, S. E., Prezzi, C., Scheck-Wenderoth, M., Bott, J., Gomez Dacal, M. L., Balestrini, F. I., y Vizán, H. 2021. 3D gravity modelling of Colorado and Claromecó basins: new evidences for the evolution of the southwestern margin of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, 110: 2295–2313. Springer Berlin Heidelberg.
- Vilà, M., Fernández, M., y Jiménez-Munt, I. 2010. Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics*, 490(3–4): 152–164.
- Villella, J. C., y Pacino, M. 2010. Interpolación gravimétrica para el cálculo de los números geopotenciales de la red altimétrica de Argentina en zonas de alta montaña. *Geoacta*, 35: 13–26.
- Vizán, H., Prezzi, C., Geuna, S., Japas, M. S., Renda, E., Franzese, J., y Van Zele, A. 2017. Paleotethys slab pull, self-lubricated weak lithospheric zones, poloidal and toroidal plate motions, and Gondwana tectonics. *Geosphere*, 13(5): 1541–1554.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. E., y Krumm, S. 1989. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335–356.
- Wang, W., Pan, Y., y Qiu, Z. 2009. A new edge recognition technology based on the normalized vertical derivative of the total horizontal derivative for potential field data. *Applied Geophysics*, 6 (3): 226–233.

- Wegener, A. 1912. Die Entstehung der Kontinente, Petermanns Mitteilungen. En: Hallam, A., 1976. De la deriva de los continentes a la tectónica de placas. Ed. Labor S.A.: 173 pp.
- Wegener, A. 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig Druck und Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn Akt.-Ges.: 221 pp.
- Weil, A. B., y Yonkee, A. 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere*, 1: 235–256.
- White, R., y McKenzie, D. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7685–7729.
- Will, T.M., Frimmel, H.E., 2018. Where does a continent prefer to break up? Some lessons from the South Atlantic margins. *Gondwana Research* 53, 9–19. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.014>.
- Xu, D., y Zeng, H. 2000. Preferential continuation and its application to Bouguer gravity anomaly in China. *Geoscience (in Chinese)*, 14(2): 215–222.
- Zhang, Y.-S., y Lay, T. 1999. Evolution of oceanic upper mantle structure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 114: 71–80.
- Ziegler, P. A., Cloetingh, S., y van Wees, J.-D. 1995. Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252(1–4): 7–59.