



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

INSTITUTO GEOFÍSICO SISMOLÓGICO VOLPONI (I.G.S.V)

*TESIS DOCTORAL*

---

***ESTUDIO GRAVI-MAGNETOMÉTRICO EN EL MACIZO  
NORPATAGÓNICO***

---

***FEDERICO LINCE KLINGER***

*Director: Dra. Myriam Patricia Martinez*

*Co-Director: Dr. Mario Ernesto Gimenez*

Abril de 2010

## ÍNDICE

ABSTRACT \_\_\_\_\_ 1

RESUMEN \_\_\_\_\_ 4

### CAPÍTULO 1

1.1) MACIZO NORPATAGÓNICO \_\_\_\_\_ 7

1.2) ANTECEDENTES GEOFÍSICOS \_\_\_\_\_ 11

1.3) TRABAJO DE CAMPAÑA \_\_\_\_\_ 13

    1.3.1) Mediciones gravimétricas \_\_\_\_\_ 13

    1.3.2) Mediciones altimétricas \_\_\_\_\_ 14

    1.3.3) Mediciones magnetométricas \_\_\_\_\_ 15

1.4) ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS \_\_\_\_\_ 17

    1.4.1) Correcciones gravimétricas \_\_\_\_\_ 18

        1.4.1.1) Corrección de aire libre \_\_\_\_\_ 18

        1.4.1.2) Corrección de Bouguer \_\_\_\_\_ 19

        1.4.1.3) Corrección Topográfica \_\_\_\_\_ 19

        1.4.1.4) Corrección por curvatura terrestre \_\_\_\_\_ 22

    1.5) CÁLCULO DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS \_\_\_\_\_ 22

### CAPÍTULO 2

2.1) SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS \_\_\_\_\_ 25

2.2) MÉTODOS DE SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS \_\_\_\_\_ 25

    2.2.1) Superficies de tendencia \_\_\_\_\_ 25

    2.2.2) Prolongación ascendente del campo potencial \_\_\_\_\_ 29

    2.2.3) Método espectral \_\_\_\_\_ 33

        2.2.3.1) Método espectral radial \_\_\_\_\_ 34

2.2.3.2) Filtro pasa bajo	36
2.3) INTERPRETACIÓN ANOMALÍA RESIDUAL	41

## CAPÍTULO 3

3-1 FOSA DE GASTRE	47
3-2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	50
3.2.1) Unidades Litológicas	51
3.3) ANTECEDENTES GEOFÍSICOS	53
3.3.1) Magnetometría	53
3.3.2) Gravimetría	55
3.3.3) Prospección Sísmica	56
3.4) PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA EN LA FOSA DE GASTRE	58
3.4.1) Cálculo de la anomalías de Bouguer completa	58
3.4.2) Determinación de la anomalía residual de Bouguer	61
3.4.3) Análisis de densidad	64
3.4.3.1) Densidad de sondeo de pozo	65
3.4.4) Profundidad del basamento en la Fosa de Gastre	68
3.4.4.1) Método de Deconvolución de Euler localizado	68
3.4.4.2) Método Frecuencial	71
3.4.4.3) Modelado gravimétrico 2D	71

## CAPÍTULO 4

4.1) VALCHETA	77
4.2) GEOLOGÍA	78
4.2.1) Unidades Litológicas	80
4.3) ESTUDIO GRAVIMAGNETOMÉTRICO	81

4.3.1) Mapa de anomalías de Bouguer	81
4.3.2) Mapa de anomalías de Bouguer residual	83
4.3.2.1) Determinación de densidades	84
4.3.3) Interpretación de anomalías gravimétricas	85
4.3.4) Mapa de anomalías magnéticas	87
4.3.5) Anomalías magnéticas reducidas al polo	88
4.3.6) Relación de Poisson	89
4.4) DETERMINACIÓN DE LA GEOMETRÍA Y PROFUNDIDAD DE CPN	93
4.4.1) Señal Analítica	93
4.4.2) Modelo de densidad	95
4.5) RESULTADOS	97

## CAPÍTULO 5

5.1) MODELO DE DENSIDAD REGIONAL	99
5.2) GRADIENTE HORIZONTAL (DIRECCIONADO) DEL MAPADE AB	99
5.3) MODELOS DE LA DISCONTINUIDAD CORTEZA-MANTO	105
5.3.1) Modelos de Moho Isostático	108
5.3.1.2) Modelos isostáticos de compensación local	109
5.3.1.2.1) Hipótesis de Airy	109
5.3.1.2.2) Hipótesis de Pratt	111
5.3.1.3) Modelos de compensación regional (modelo flexural)	113
5.3.2) Moho por Inversión gravimétrica	116
5.4) MODELO REGIONAL DE DENSIDAD	122

## **CAPÍTULO 6**

6.1) CONCLUSIONES	_____	130
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	_____	133

## **ABSTRACT**

Different hypothesis towards geotectonic evolution and the relative position of Patagonia on South America during the late Paleozoic – early Mesozoic interval gave origin to gravimagnetometric studies. Said studies occurred southwest to the North Patagonian massif in the Gastre trough and north east the Patagonia in the Navarrete Plutonic Complex. These studies were part of a multidisciplinary project done between UBA's INGEODAV and IGSV (Instituto Geofísico Sismológico Volponi) UNSJ. In the North Patagonian massif ( $39^{\circ}$  -  $44^{\circ}$ ) South, gravimetric, magnetic and topographic data were revealed during four campaigns. These data, added to the data base of IFIR (Instituto de Física de Rosario) and the ISGV data base, were processed to make maps of gravimetric anomalies. The gravimetric anomalies responding to regional structures were obtained using simple gravimetric anomalies separation techniques such as tendency surface method and others more complex which use Fourier rapid transformation (FFT -Spanish acronym), potential field ascending prolongation and Butterworth underneath filter. Later, these techniques were taken off from the Bouguer anomaly letter to obtain residual anomalies in two areas located to the Southwest edge (Gastre) and the Northeast edge (Valcheta) of the North Patagonian massif.

The minimum residual gravimetric in Gastre trough are associated to depocenters graben type, flanked by positive gravimetric values linked to guidelines identified in surface and associated to the dominant tectonic in the region. Said minimums are linked to the magnetic identified in the magnetic anomalies map. The crystalline basement depth in Gastre trough was quantified through the application of 2D frequencial methods, Euler located deconvulsionand density models which transversely dissect the trough. These models were made taking into consideration a density record in an explorative pit located Southeast the study area. Density models made through seismic sessions located at the Gorro Frigio depocenter validate the

density of the gravimetric models in said area. The results obtained by the different techniques at Gastre trough are consistent with each other. The maximum depth up to the basement roof would reach 3.6km approximately.

In the Northeast area of the North Patagonian massif, which covers the granitic outcrops in Navarrete Plutonic Complex; the negative anomalies in the Bouguer residual letter reproduce the density lateral shift between what would be the late Proterozoic to Cambrian ages and the lithological units from the Mesozoic age. The solutions to the analytical signal along with the gravity horizontal gradient curve obtained from a profile transversal to the outcrops of the Navarrete Plutonic Complex show link between the intrusive body and the different density box rock. About this profile a 2D gravimetric model, adjusted to surface rocks density data, is obtained. A maximum gravimetric exists over the Yaminué Complex; said gravimetric does not correspond to the complex density. This is new evidence which proves that said gravimetric is a series of intrusions and thin sub-horizontal tectonic scales, and that its thickness is probably of low magnitude. On the other hand, the Navarrete Pluton shows a mayor size and depth development towards Treneta stream. Both potential fields, magnetic and gravimetric were linked through the relation of Poisson to determine the concordance degree between eastern and western outcrops at Navarrete Plutonic Complex. In order to do this it was necessary to make a gravity vertical gradient map which was compared to the residual magnetic anomalies map. The latter were reduced to pole indicating a remarkable shift of polarities between both potential fields. This polarity shift shows that these plutonic bodies may have been emplaced in different geological times. The results are consistent with the region magnetic sensitivity values. Finally, the gravimetric model shows different evolutionary processes for these intrusive bodies corroborating magneto fabric studies made in both plutons.

Later, the enlarged region was taken ( $39^{\circ}$  -  $44^{\circ}$  South), crustal-mantle discontinuity models were calculated in the Airy sense, elastic flexion and inversion: by ascending prolongation and by Butterworth underneath filter. All models obtained were compared using different techniques.

Finally, a profile was created; it goes through the Deseado massif, the North Patagonian massif and the Rio de la Plata Craton. All the geological and geophysical evidence collected so far were included on said profile. Cortical thickness variations linked to two important gradients to the North and Southwest of the North Patagonian massif were found.

## RESUMEN

Diferentes hipótesis respecto a la evolución geotectónica y a la posición relativa de la Patagonia respecto de América del Sur durante el intervalo Paleozoico tardío – Mesozoico temprano dieron origen a estudios gravi-magnetométricos realizados al suroeste del macizo Norpatagónico en la fosa de Gaster y al noreste de la Patagonia en el Complejo Plutónico Navarrete. Estos estudios formaron parte de un proyecto multidisciplinario ejecutado entre el INGEODAV de la UBA y el IGSV (Instituto Geofísico Sismológico Volponi) perteneciente a la UNSJ. En el macizo Norpatagónico ( $39^{\circ}$ -  $44^{\circ}$  sur, fueron relevados datos gravimétricos, magnéticos y topográficos durante cuatro campañas. Estos sumados a las bases de datos del IFIR (Instituto de Física de Rosario) y al IGSV fueron procesados para construir mapas de anomalías gravimétricas. Mediante técnicas simples de separación de anomalías gravimétricas como el método de superficie de tendencias y otros más complejos, que utilizan la transformada rápida de Fourier (FFT), prolongación ascendente de campo potencial y filtro Butterworth pasa bajo se obtuvieron las anomalías gravimétricas que responden a las estructuras regionales. Luego, éstas fueron descontadas del mapa de anomalía de Bouguer para obtener las anomalías residuales en dos áreas ubicadas en el borde suroeste (Gastre) y en el borde noreste (Valcheta) del macizo Norpatagónico.

Los mínimos gravimétricos residuales en la fosa de Gaster están asociados a depocentros del tipo grabens, flanquedos por valores gravimétricos positivos vinculados con lineamientos identificados en superficie y asociados a la tectónica dominante en la región. Estos mínimos se corresponden con los mínimos magnéticos identificados en el mapa de anomalías magnéticas. La profundidad al basamento cristalino en la fosa de Gaster, se cuantificó mediante la aplicación de métodos frecuenciales 2D, deconvolución de Euler localizado y modelos de densidad, que la seccionan transversalmente. Estos modelos fueron construidos considerando

un registro de densidad en un pozo exploratorio ubicado al sureste del área de estudio. Modelos de densidad construidos a partir de secciones sísmicas localizadas en el depocentro de Gorro Frigio convalidan las densidades de los modelos gravimétricos en esta área. Los resultados arrojados por las distintas técnicas, en la fosa de Gastre son consistentes entre sí. Encontrándose que la profundidad máxima al techo del basamento sería de 3,6 km aproximadamente.

En la región noreste del macizo Norpatagónico, que abarca los afloramientos graníticos del Complejo Plutónico Navarrete, las anomalías negativas en el mapa residual de Bouguer reproducen el cambio lateral de densidad entre lo que sería el basamento de edad proterozoica tardía a cámbrica y las unidades litológicas de edad mesozoica. Las soluciones de la señal analítica junto a las variaciones en la curva del gradiente horizontal de la gravedad, obtenidas a lo largo de un perfil transversal a los afloramientos del Complejo Plutónico Navarrete, evidencian contactos entre el cuerpo intrusivo y la roca de caja de diferente densidad. Sobre este perfil se obtiene un modelo gravimétrico 2D ajustado con datos de densidad de rocas en superficie. Sobre el afloramiento del Complejo Yaminué existe un máximo gravimétrico que no se corresponde con su densidad en superficie. Esto es una nueva evidencia que prueba que el mismo es una serie de intrusiones y escamas tectónicas delgadas subhorizontales y que su espesor es probablemente de poca magnitud. Por otro lado el Plutón Navarrete muestra mayor desarrollo en su tamaño y profundidad hacia el este del arroyo Treneta. Ambos campos potenciales, magnético y gravimétrico se ligaron mediante la relación de Poisson para determinar el grado de concordancia existente entre los afloramientos oriental y occidental del Complejo Plutónico Navarrete. Para ello fue necesario realizar el mapa de gradiente vertical de gravedad, el que se comparó con el mapa de anomalías magnéticas residuales reducidas al polo, manifestándose un notorio cambio de polaridad entre ambos campos potenciales. Este

cambio de polaridad muestra que estos cuerpos plutónicos podrían haber sido emplazados en distintos tiempos geológicos. Los resultados son consistentes con los valores de susceptibilidad magnética de la región. Por último el modelo gravimétrico indica diferentes procesos evolutivos para estos cuerpos intrusivos corroborando estudios de magnetofábrica realizados en ambos plutones.

Luego, se tomó la región ampliada ( $39^{\circ}$  -  $44^{\circ}$  Sur), se calcularon modelos de la discontinuidad corteza-manto en el sentido de Airy, flexión elástica, e inversión: por prolongación ascendente y por filtro Butterworth pasa bajo. Fueron comparados todos los modelos obtenidos con diferentes técnicas.

Finalmente, se modeló un perfil que atraviesa el macizo del Deseado, el macizo Norpatagónico y el Cratón del Río de la Plata. En él se volcaron e integraron todas las evidencias geológicas y geofísicas recopiladas hasta el momento. Encontrando variaciones de espesor cortical vinculados a dos importantes gradientes al norte y al suroeste del macizo Norpatagónico.

# CAPÍTULO 1

## 1.1) MACIZO NORPATAGÓNICO

La Patagonia ubicada al sur del continente americano está integrada por dos núcleos de rocas cristalinas (Harrington, 1962) desde proterozoicas a eopaleozoicas: el macizo Norpatagónico al norte y el macizo del Deseado al sur (Figura 1-1), cubiertos en buena medida por depósitos sedimentarios neopaleozoicos, mesozoicos y terciarios.

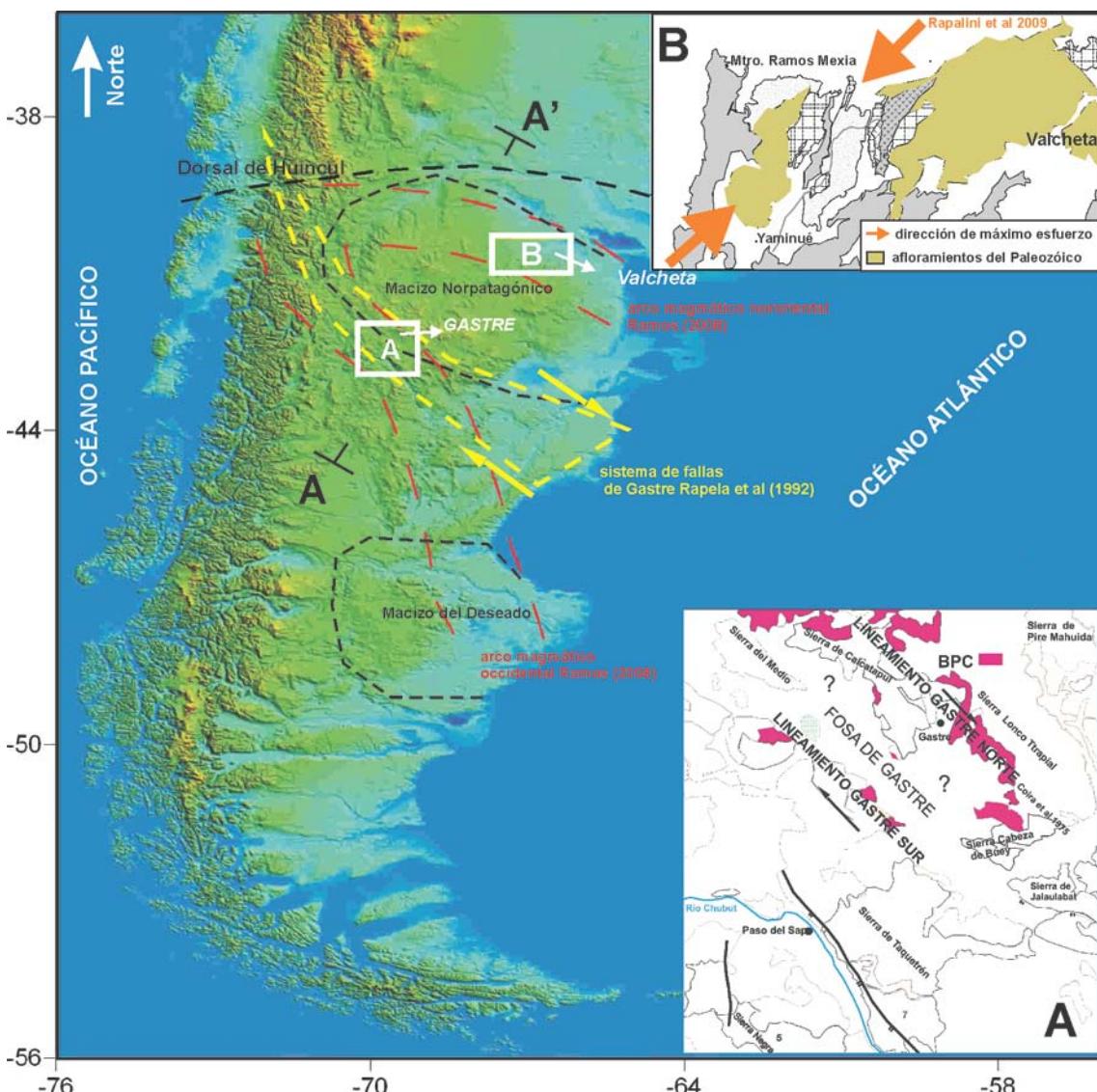


Figura 1-1: Mapa de ubicación del macizo Norpatagónico (Capítulo 1). Localización del sistema de fallas de Gastre de Rapela et al. (1992), y arcos magnéticos de Ramos (2008). Ubicación de las áreas con estudios detallados A y B (Capítulos 3 y 4), y del perfil regional A-A' modelado en el Capítulo 5.

Durante años su singular geología ha llamado la atención de varios autores que han propuesto disímiles hipótesis sobre su evolución geológica (Windhausen, 1931; Frutos y Tobar 1975; Almeida et al., 1976; Martínez, 1980; Forsythe ,1982; Ramos, 1984; Gallagher, 1990; Pankhurst et al., 2006; Ramos, 2008; Gregori et al., 2008; entre otros). Estas propuestas se han dividido, a partir del advenimiento de la teoría de tectónica de placas, en aquellas que sostienen que la Patagonia es autóctona al Gondwana (Forsythe, 1982) y las que postulan su aloctonía (Ramos, 1984; 1986).

Entre las hipótesis movilistas la propuesta de Ramos (1984) es sin dudas la que ha causado mayor impacto en los últimos años. Ramos interpreta a la deformación en la sierra de la Ventana y al magmatismo calcoalcalino de los afloramientos del norte de la Patagonia, como el resultado de una colisión frontal entre la Patagonia y Gondwana en el Paleozoico tardío. Esta propuesta es apoyada a través de la intensa deformación penetrativa observada en Ventania por von Gosen et al. (1991) y por las evidencias isotópicas y estructurales en el macizo Norpatagónico descriptas por von Gosen (2003). Recientemente, Ramos (2004, 2008) plantea un modelo geotectónico que contempla dos colisiones: la primera habría sucedido entre los macizos Norpatagónico y del Deseado, luego ambos terrenos amalgamados colisionarían con Gondwana en el Pérmico inferior. En el marco de esta hipótesis se consideran dos arcos magmáticos: el occidental que fue activo desde el Devónico hasta el Carbonífero medio, y el norte que se traslapó parcialmente en el tiempo y que lleva a la colisión de la Patagonia contra el margen sudoccidental del Gondwana a finales del Paleozoico (Figuras 1-2.a). Sin embargo, estudios radiométricos realizados en rocas pertenecientes al basamento al norte del macizo Norpatagónico (Pankhurst et al., 2001) y al sur del macizo del Deseado (Pankhurst et al., 2003) registran eventos de edad brasiliiana por lo que ambos macizos debieron de participar de la amalgamación del Gondwana (Ramos, 2004). Ello implicaría que el basamento de los macizos

Norpatagónico y del Deseado se habrían desagregado durante una importante fase de rifting en el Cámbrico inferior, para luego acrecerse en sucesivas etapas durante el Paleozoico (Ramos 2004; 2008; 2010; von Gosen, 2009).

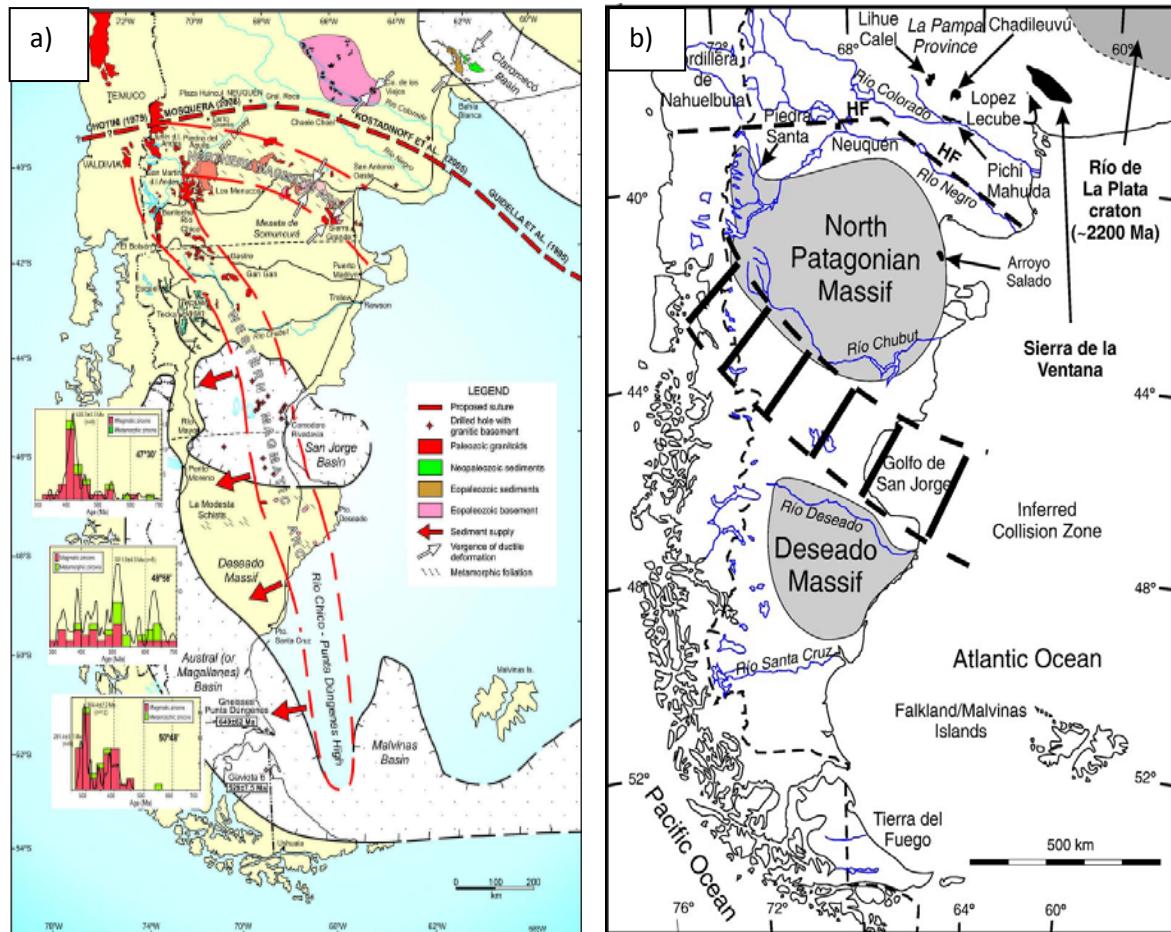


Figura 1-2: a) Modelo geotectónico extraído de Ramos (2008). b) Modelo propuesto por Pankhurst et al. (2006).

Otros autores como Dalla Salda et al. (1990); Pankhurst et al. (2003); Pankhurst et al. (2006); Gregori et al. (2008) proponen un carácter autóctono para el macizo Norpatagónico y basan su interpretación en la prolongación del basamento de las sierras Pampeanas en el propio macizo. Pankhurst et al. (2006) postulan la aloctonía del macizo del Deseado apoyándose en datos radio-métricos, interpretando que ésta masa continental habría colisionado a mediados del Carbonífero con el norte de la Patagonia (Figura 1-2 b).

Durante la mayor parte del Mesozoico el macizo Norpatagónico sufrió una tectónica distensiva asociada al desmembramiento del Gondwana, mientras que las condiciones de margen activo

se restringieron a la región cordillerana, donde también prevaleció una tectónica extensional. Algunos investigadores (Rapela y Pankhurst, 1992) han sugerido que la región experimentó movimientos de varios cientos de kilómetros con respecto a la plataforma sudamericana en los albores de esta etapa de su historia. La extensión al sur del macizo Norpatagónico habría estado controlada por la falla de Gastre que atraviesa el macizo en un sector donde existen conspicuos afloramientos de granitoides que se reconocen como el batolito de la Patagonia Central (Figura 1-1), de edad triásica tardía a jurásica temprana (Rapela et al., 1992; Rapela et al., 2003). La falla de Gastre (Figura 1-1) es interpretada como una megacizalla transcurrente dextral que controlaría un desplazamiento relativo de la Patagonia de hasta 500 km (Rapela y Pankhurst, 1992).

De lo expuesto surge que hay incertidumbres respecto a si el macizo Norpatagónico formó parte o no del Gondwana durante el Paleozoico y de la existencia de una zona de sutura al norte de la Patagonia.

El objetivo de esta tesis doctoral es analizar desde los campos potenciales las características a nivel cortical del macizo Norpatagónico, realizando estudios gravi-magnetométricos en dos áreas claves del macizo (Gastre y Valcheta) (Figura 1-1). Luego se reunirá la información existente y se construirá un modelo gravimétrico a lo largo de una sección regional que cruza al macizo Norpatagónico atravesando el límite norte de la Patagonia, así como los arcos volcánicos al norte y al oeste del mismo. Este modelo ajustado con información proveniente de fuentes independientes a la gravimétrica ayudará a vislumbrar la vinculación geotectónica entre el macizo Norpatagónico y Gondwana. La importancia de lograr los objetivos propuestos radica en la ausencia, para esta región, de una sección modelada de densidad cortical que contemple tanto los efectos que producen los dominios geológicos emplazados en corteza

superior (complejos plutónicos, cuencas mesozoicas, etc.) como las estructuras regionales (macizo Norpatagónico, ondulaciones de la discontinuidad corteza-manto).

## 1.2) ANTECEDENTES GEOFÍSICOS

La extensión de la zona de interés hace que los trabajos geofísicos realizados sean numerosos, por este motivo sólo se hará una revisión de los que han sido considerados relevantes para esta tesis, haciendo énfasis en aquellos que abarcaron el norte de la Patagonia (Figura 1-3).

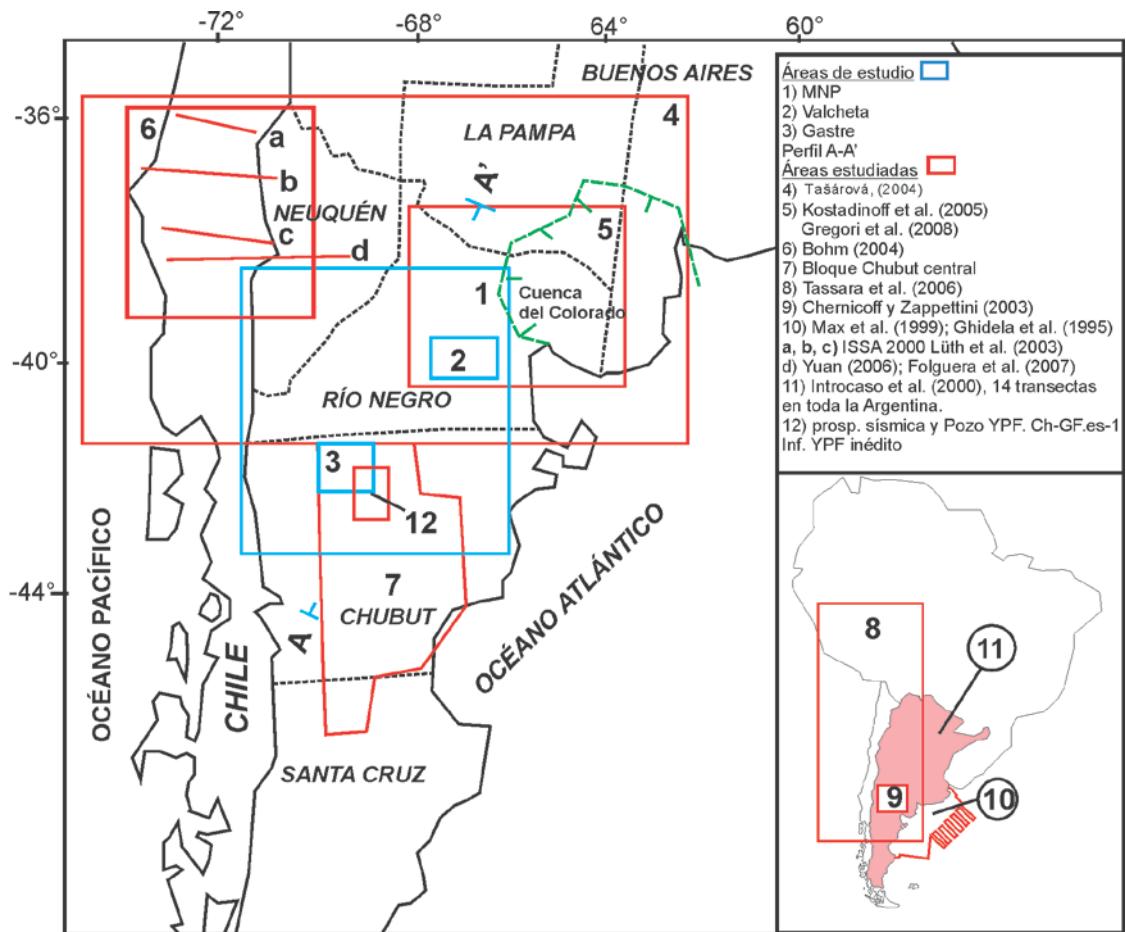


Figura 1-3: Con polígonos rojos áreas estudiadas por otros autores, con rectángulos azules áreas de estudio anteriores que se analizan en el texto.

En la costa atlántica (Figura 1-3) se han realizado varios estudios geofísicos a partir de datos gravimétricos, magnetométricos y sísmicos. Ghidella et al. (1995) y Max et al. (1999) publican mapas de anomalías magnetométricas y gravimétricas que abarcan una extensa zona que va desde el río de La Plata hasta el sur del golfo de San Jorge. La información utilizada proviene de relevamientos aéreos y terrestres. Al sur de la cuenca del Colorado (Figura 1-3) Ghidella et al.

(1995); Ghidella et al. (2002); Ghidella et al. (2006) definen un lineamiento magnético que atraviesa toda la plataforma de la desembocadura del río Colorado llamándolo Discontinuidad del Colorado (DC), según estos autores separa dos sectores, norte y sur, con diferentes respuestas magnéticas. Esta discontinuidad magnética ha sido interpretada por Max et al. (1999) como una potencial sutura entre el límite meridional del cráton del Río de La Plata de edad precámbrica y la corteza continental de la plataforma Patagónica. Franke et al. (2007) utilizando información proveniente de la sísmica de reflexión 2D y mapas gravimétricos, sugieren la división del margen atlántico en cuatro segmentos delimitados por cuatro zonas de transferencia (Salado, Ventana, Falkland y Colorado). Estos autores discuten la posibilidad de que la zona de transferencia del Colorado se localiza en la transición entre el terreno de la plataforma Patagónica y el cráton del Río de la Plata y resaltan la importancia, en éste lugar, de la configuración y composición litosférica en la etapa de pre-rift.

Hacia el centro del continente (Figura 1-3), Chernicoff y Zappettini (2003 y 2004) reconocen en mapas gravimétricos y magnetométricos un arco de dirección este-oeste convexo hacia el norte correspondiente a un máximo regional magnético, consistente con la presencia de una anomalía residual de Bouguer positiva de igual disposición. Estos autores plantean además, que el arco localizado inmediatamente al sur de los 39°S señala la interrupción de la estructuración submeridional de los terrenos Chilenia, Cuyania y Pampia al norte del mismo, y la proponen como la zona de sutura del terreno Patagonia con Gondwana.

Kostadinoff et al. (2005) estudian a partir de datos gravimétricos y magnéticos el área comprendida entre los cauces de los ríos Colorado y Negro (Figura 1-2b) estableciendo en función de gradientes gravimétricos y magnéticos, la extensión de la falla de Huincul a lo largo del norte de la Patagonia (Figura 1-3). Identifican en la localidad de Choele Choel al sur de la falla de Huincul, un alto gravimétrico anómalo y lo asocian a rocas de edades pampeanas, este

máximo formaría parte de un bloque de mayores dimensiones que se extendería al norte de la comarca Norpatagónica. Recientemente Gregori et al. (2008) basándose en datos gravimétricos y magnetométricos construyen un modelo geofísico de los primeros kilómetros de la corteza terrestre para analizar el comportamiento del basamento bajo la dorsal de Huincul. Interpretan, basándose en la ausencia de fuertes gradientes gravimétricos y bajos valores de velocidades sísmicas, la ausencia de rocas máficas y ultramáficas a lo largo de la sección estudiada. Estos autores postulan una importante deformación tectónica en el paleozoico tardío a lo largo del borde norte de la Patagonia asignándola a procesos de tectónica de escape.

Hacia el oeste de la región se hicieron varios estudios geofísicos con el objeto de analizar la deformación del orógeno andino relacionada al proceso de subducción en el margen continental occidental de la Placa Sudamericana (Lüth et al., 2003; Tašárová, 2004; Bohm, 2004; Yuan, 2006; Hackney et al., 2006; Krawczyk et al., 2006; Folguera et al., 2007; entre otros). La mayoría de éstos trabajos se desarrollaron en las adyacencias del área de estudio (Figura 1-3) aportando datos desde la sismología, sísmica, receiver function, estudios de fábrica magnética y gravimetría, informando profundidades a la discontinuidad corteza-manto a partir de modelos de velocidad sísmica 2D y 3D, como así también modelos gravimétricos de densidad 2D y 3D. Además, la Patagonia ha formado parte de estudios gravimétricos a escala regional (Introcaso et al., 2000; Tassara y Yáñez, 2003; Tassara et al., 2006). Estos trabajos (y algunos otros) serán analizados con profundidad en la etapa de modelado regional (Capítulo 5).

### **1.3) TRABAJO DE CAMPAÑA**

La obtención de los datos geofísicos se realizó durante cuatro campañas en el periodo 2005 - 2009 y consistió en una serie de relevamientos gravimétricos, magnetométricos y altimétricos en el macizo Norpatagónico. Producíéndose en el marco de dos proyectos de investigación:

“Estudios geológicos, geofísicos y paleomagnéticos aplicados a la evolución del macizo Norpatagónico en el Paleozoico y Mesozoico” BID 1201/OC-AR PICT REDES 00283 financiado con fondos de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (SECyT), y “Estudios geofísicos aplicados a la evolución del macizo Norpatagónico” de CICITCA Nº21 E816 (UNSJ).

### **1.3.1) Mediciones Gravimétricas**

El relevamiento gravimétrico se desarrolló por rutas y caminos que cruzan al macizo Norpatagónico midiendo gravedad y cota altimétrica cada 2, 4 y 8 km (Figura 1-4). En la localidad de Gastre, provincia de Chubut, se midieron 572 nuevos valores de gravedad densificando la red gravimétrica local. Con el mismo objetivo, pero al noreste del macizo Norpatagónico en la localidad de Valcheta, provincia de Río Negro, se relevaron 144 nuevos puntos gravimétricos como se muestra en la Figura 1-4. Las 716 estaciones de gravedad fueron sumadas a las bases de datos del Instituto de Física de Rosario (IFIR), del Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV) y la red gravimétrica nacional del Instituto Geográfico Nacional (IGN, ex IGM) para construir una base de 3556 datos.

Se utilizaron dos gravímetros (Lacoste & Romberg G-981 y Scintrex CG3) de precisión 0,01 mGal.

Las lecturas obtenidas con el gravímetro, Lacoste & Romberg G-981, fueron corregidas por deriva instrumental remidiendo estaciones gravimétricas bases empleando el método del rulo, con cierres cada dos horas. La corrección por deriva instrumental en cada estación no superó los 0,05 mGal. Al gravímetro Scintrex CG3, se lo configuró para realizar 30 lecturas de gravedad por estación, además las lecturas fueron corregidas en forma automática por deriva instrumental y marea. Los errores cometidos en las lecturas gravimétricas fueron estimados a partir de cierres gravimétricos arrojando valores de 0,1 mGal para el gravímetro Lacoste & Romberg G-981 y de 0,01 mGal en el gravímetro Scintrex CG3.

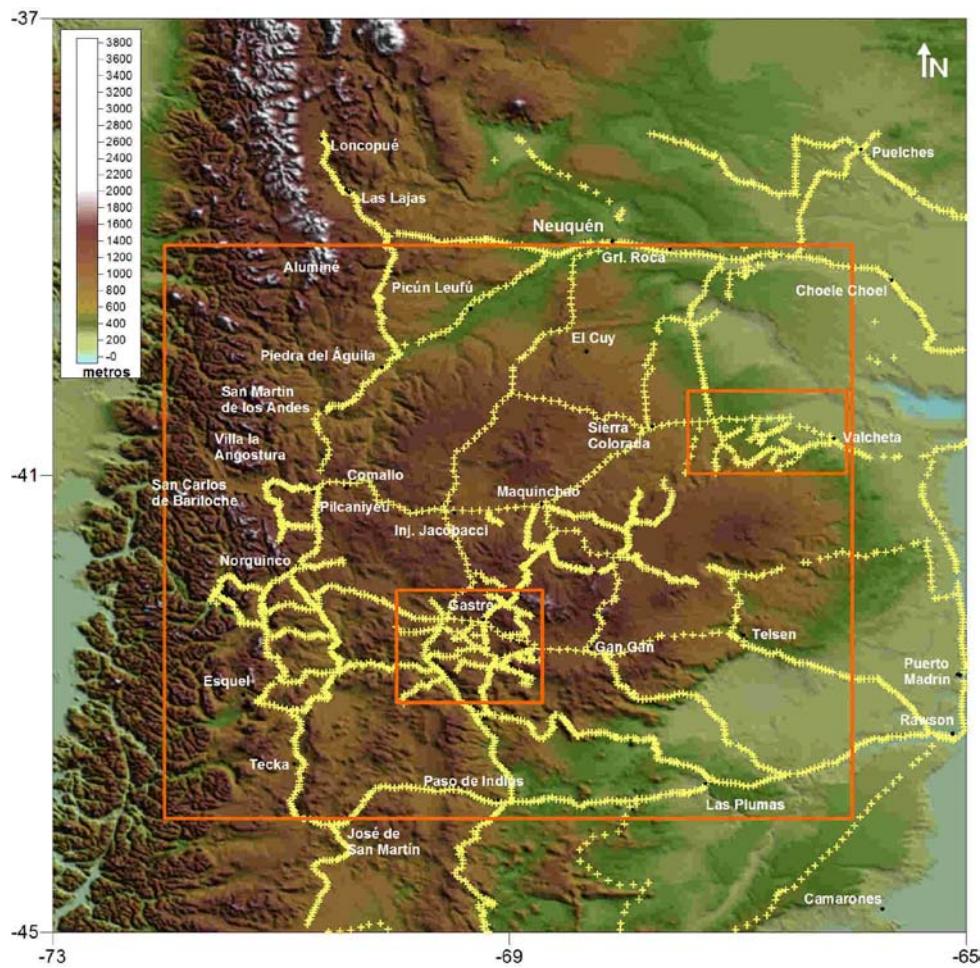


Figura 1-4: Sobre la base de un Modelo Digital de Terreno, se ubican en amarillo las estaciones gravimétricas y altimétricas

Luego, todas las lecturas fueron referidas al valor fundamental de Miguelete (Buenos Aires): 979690,03 mGal, vinculadas al IGSN71 realizando lecturas de gravedad en puntos fijos de la red gravimétrica nacional del IGN.

En suma, esta base de datos nos permite construir mapas de anomalías gravimétricas en una región suficientemente extendida para analizar los efectos gravimétricos de estructuras de carácter regional y minimizar los efectos de bordes en las dos áreas de detalle (que denominamos: "Gastre" y "Valcheta").

### 1.3.2 Mediciones altimétricas

En las campañas realizadas en el macizo Norpatagónico y en las localidades de Gastre y Valcheta, el dato fue relevado utilizando dos GPS marca Astech (promarck 2) de simple

frecuencia y precisión submétrica pertenecientes al IFIR, obteniendo en cada estación gravimétrica la altura elipsoidal ( $h$ ) referida al WGS84 (World Geodetic System 1984). En el campo se dispuso de un equipo base y otro móvil con un radio máximo de 20 km de separación, utilizando la modalidad “stop and go” con un periodo de medición de 5 minutos por estación. El error medio cometido en el levantamiento altimétrico fue de 0,67 m.

Las bases de datos del IFIR y del IGSV contienen datos de la red altimétrica de alta precisión del IGN, por lo que fue necesario relocalizar los puntos fijos del IGN encontrando dificultades en el emplazamiento de algunos mojones (destrucción total o parcial), igualmente el 70% de ellos fue localizado con éxito.

Las cotas ortométricas ( $H$ ) se obtuvieron por la expresión  $H = h - N$ , donde  $N$  (ondulación del geoide) se tomó de el modelo global del potencial de gravedad EGM96. Corregido en dos puntos del IGN con determinaciones de  $H$  y  $h$ .

### 1.3.3) Mediciones Magnetométricas

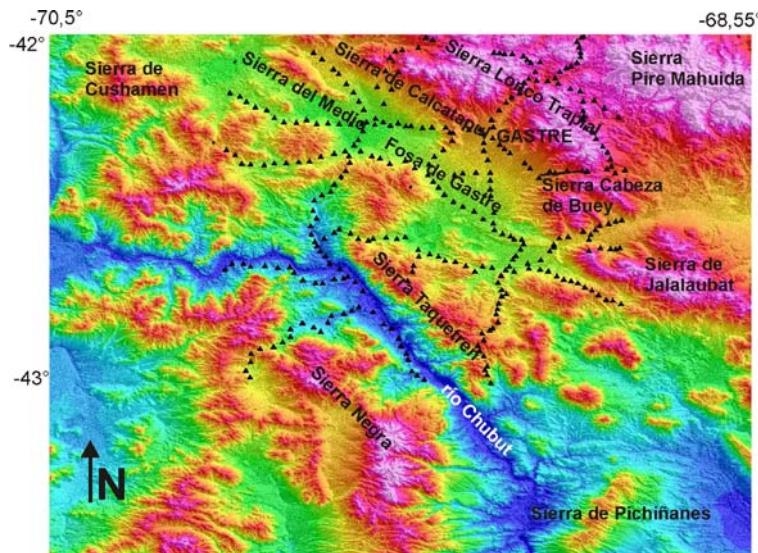


Figura 1-5: Localización de las estaciones magnéticas en el área de Gastre sobre un modelo de elevación digital de 90 por 90 metros.

Las Figuras 1-5 y 1-6 muestra el relevamiento de datos magnéticos en la fosa de Gastre y área de Valcheta, respectivamente. Durante estas campañas se utilizaron dos magnetómetros protónicos de campo total GEM - M19T, disponiendo de uno móvil y uno base para luego

realizar las correcciones por variaciones diurnas. La distancia entre estaciones fue de 3 km. Los magnetómetros bases fueron colocados en lugares alejados de rutas, alambrados, líneas de alta tensión y objetos metálicos que pudieran ocasionar ruido. Las bases magnéticas fueron contrastadas con los datos del observatorio magnético permanente ubicado en la ciudad de Trelew a una distancia aproximada de 300 km. La diferencia entre curvas magnéticas fue mínima, limitándose las variaciones a pulsos probablemente originados por ruido. A modo de ejemplo se puede observar el registro de una campaña en Gaster (Figura 1-7).

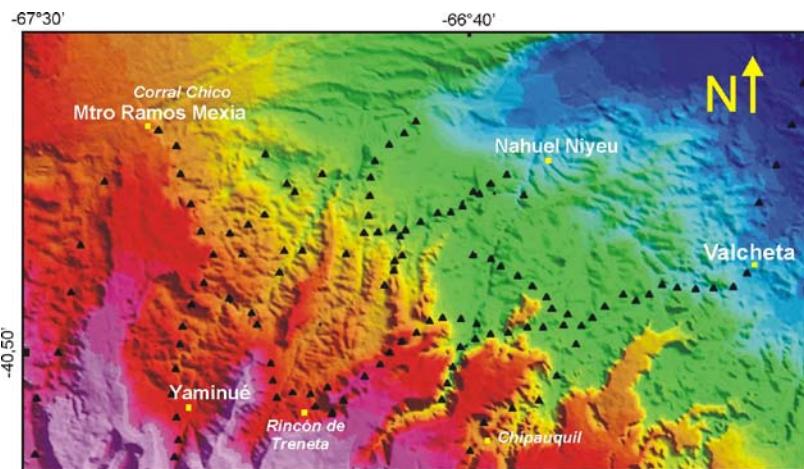


Figura 1-6: Localización de estaciones magnéticas en las cercanías de la localidad de Valcheta sobre un modelo de elevación digital de 90 por 90 metros.

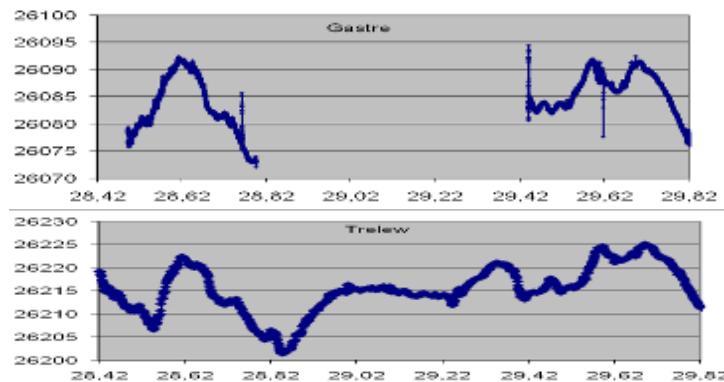


Figura 1-7: Bases magnéticas, arriba la base registrada en Gaster, abajo la base permanente de Trelew. Absisas: día juliano; ordenada: campo magnético total medido en nT.

#### 1.4) ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

La prospección gravimétrica tiene como objetivo determinar la presencia de dominios geológicos emplazados en corteza que produzcan variaciones en el campo gravitatorio normal, estos cambios se deben exclusivamente a las diferencias de densidades entre los distintos

cuerpos litológicos. Para determinar las anomalías gravimétricas debemos comparar el valor de la gravedad observada ( $g_{obs}$ ) con el valor de la gravedad teórica normal ( $\gamma_0$ ) en cada estación. Luego de esto hay que realizar correcciones por altura, masa y curvatura.

#### **1.4.1) Correcciones gravimétricas**

Las observaciones gravimétricas contienen los efectos provocados por la diferencia de altitud entre el plano que contiene a la estación gravimétrica y el nivel medio del mar (corrección de aire libre); por la masa existente entre ambas superficies (corrección de Bouguer); por la atracción gravitatoria que ejerce la topografía del lugar sobre la fuerza de gravedad medida en la estación (corrección topográfica) y en regiones extensas por la curvatura de la Tierra (corrección por curvatura terrestre).

##### **1.4.1.1) Corrección de aire libre**

La corrección de aire libre ( $g_{al}$ ) es la diferencia en elevación entre la atracción de la gravedad en el nivel medio del mar  $g(r)$  y un valor de gravedad a una distancia  $h$   $g(r + h)$  sin considerar la existencia de masa entre la estación gravimétrica y el nivel medio del mar. Esto último se puede expresar mediante la ecuación (1-1)

$$g(r) = g(r + h) - \frac{2g(r)}{r} h \quad (1-1)$$

Reemplazando en el último término de la ecuación (1-1) el valor de gravedad  $g = 980$  gal y un radio terrestre ( $r$ ) de 6371 km obtenemos el gradiente vertical que será utilizado en la corrección de aire libre.

$$g_{al} = -0,308 \times h \quad (1-2)$$

$h$ : altura de la estación expresada en metros

#### **1.4.1.2) Corrección de Bouguer**

La masa comprendida entre la superficie del nivel medio del mar y el plano de la estación gravimétrica se puede representar por una losa infinita cuyo efecto de atracción gravitatorio se expresa en la ecuación (1-3).

$$g_{sb} = 2\pi G \rho h \quad (1-3)$$

Siendo:

G: Constante de gravitación universal;  $\rho$ : densidad expresada en  $g/cm^3$ ; h: altura del punto de observación en metros.

Considerando una densidad media en las rocas de  $2,67 g/cm^3$  (Hinze, 2003) la corrección simple de Bouguer está dada por el siguiente gradiente vertical:

$$g_{sb} = 0,1119 \times h \quad (1-4)$$

#### **1.4.1.3) Corrección Topográfica**

En el cálculo de la corrección topográfica se utilizaron dos modelos de elevación digital (DEM) (de libre acceso en <http://lpdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.asp>): a) DEM local con un paso de grilla de 90 m (Figura 1-8); b) DEM regional, se expandió 167 km hacia fuera del DEM local, con un paso de grilla de 250 m.

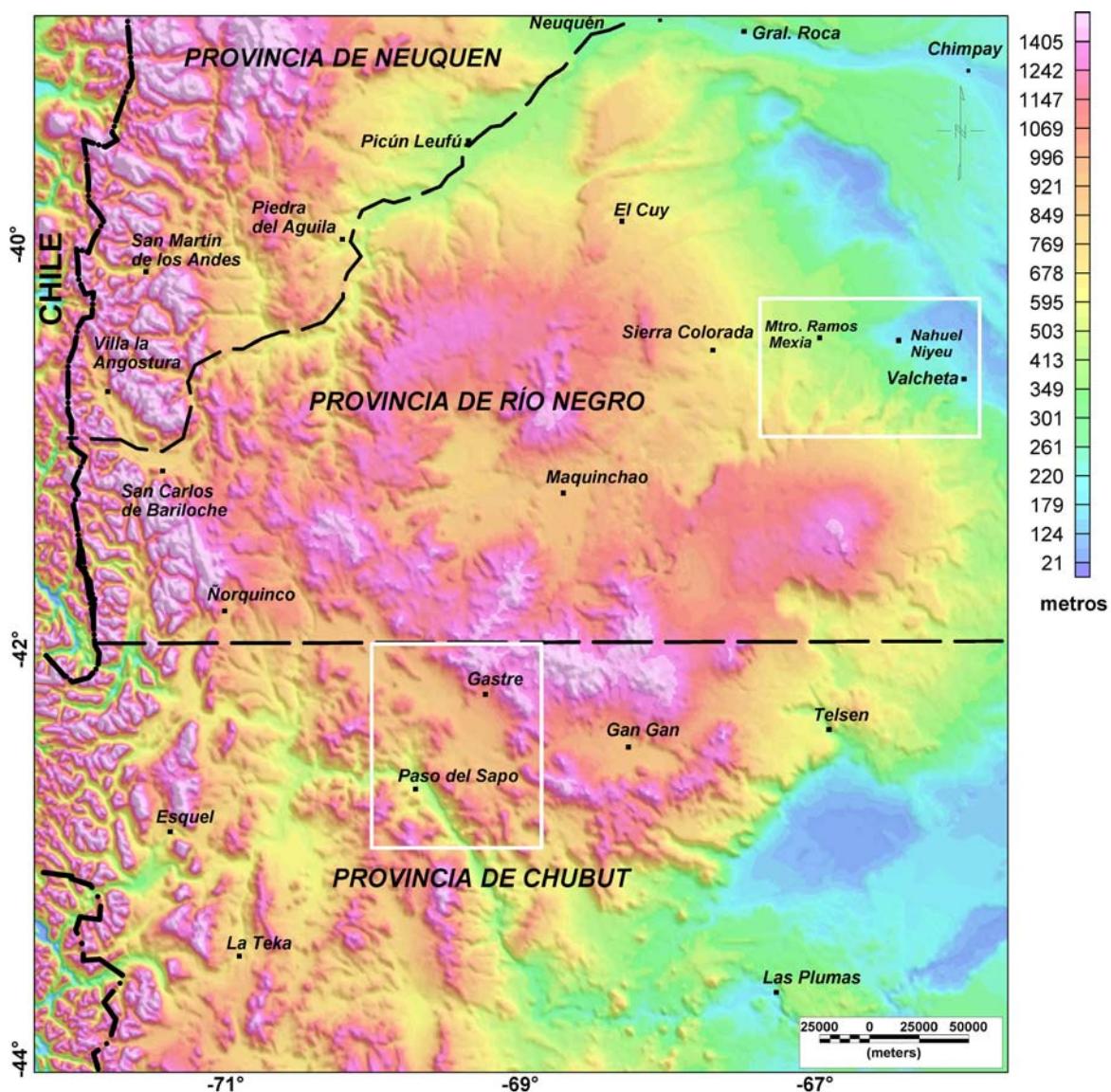


Figura 1-8: Modelo de elevación digital con un paso de grilla de 90 m.

El programa utilizado para realizar la corrección topográfica combina los algoritmos desarrollados por Kane (1962) y por Nagy (1966). El algoritmo propuesto por Kane (1962) aproxima la atracción gravimétrica de un prisma a un sector anular de la misma altura (diferencia en la atracción de dos cilindros verticales con la misma altura pero diferente radio). Para distancias cercanas a la estación el algoritmo es impreciso debido a que la aproximación del sector anular a un prisma no es buena, por éste motivo se la emplea para calcular la corrección topográfica más allá del área local, utilizando para ello el modelo de elevación regional. Éste tiene como ventaja, sobre el algoritmo de Nagy, el corto tiempo de procesamiento. Nagy (1966) determina el efecto de atracción gravimétrica de un prisma

descomponiéndolo en elementos diferenciales e integrando todos los efectos posteriormente.

El algoritmo consiste en dividir el modelo de elevación digital en prismas que coinciden con el espaciamiento de la grilla utilizada. La base de estos prismas coinciden con el nivel del mar y el techo está definido por una altura estimada. La diferencia de elevación entre el prisma y la estación gravimétrica es considerada por el algoritmo para calcular el efecto de atracción gravitacional del prisma sobre la estación gravimétrica.

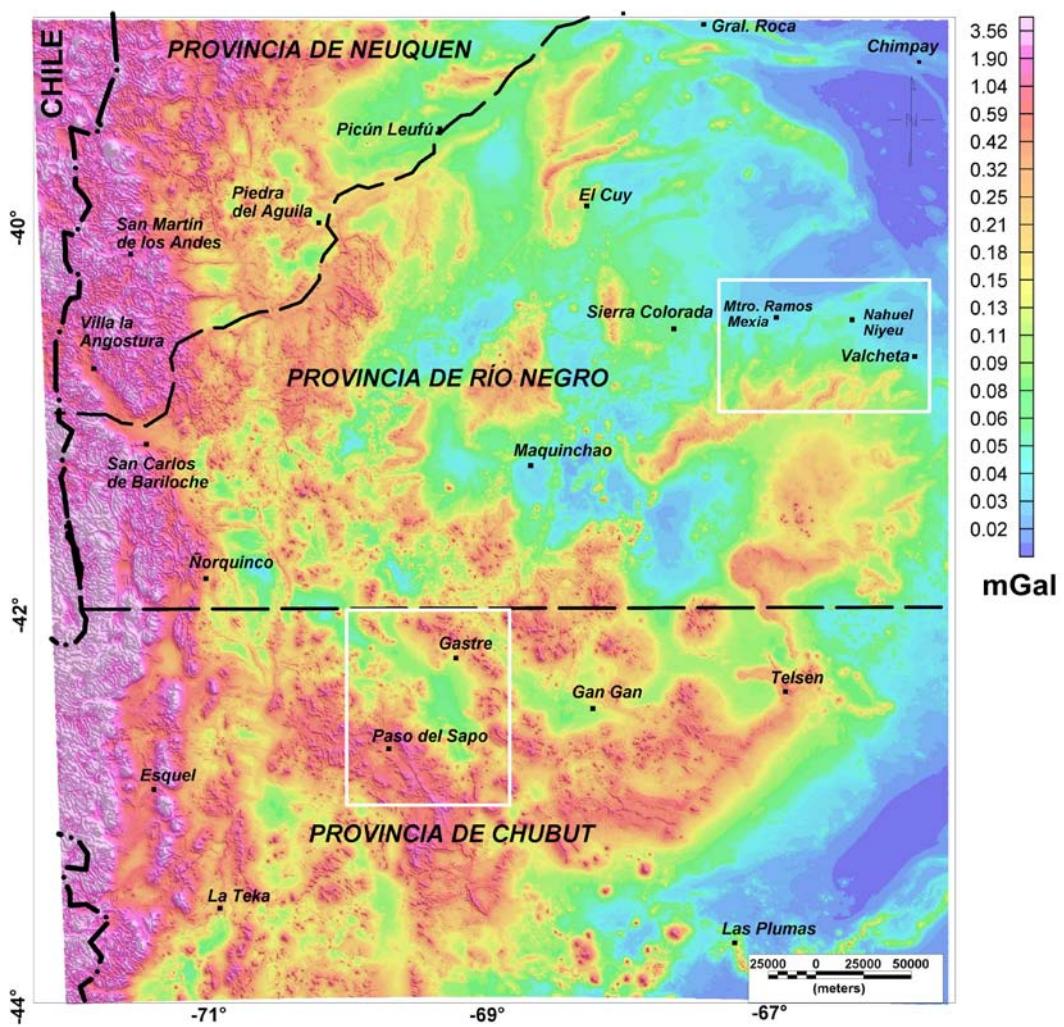


Figura 1-9: Mapa de corrección topográfica.

Se calculó una grilla de corrección topográfica (Figura 1-9) con un radio interno de 90 m y un radio externo de 167 km, utilizando una densidad de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . Luego, a través de la operación de muestreo, se asignó el valor de la corrección topográfica a cada estación gravimétrica. Si se comparan las grillas de corrección topográfica (Figura 1-9) y el modelo de

elevación digital local (Figura 1-8) se corrobora que las máximas correcciones coinciden con los máximos gradientes topográficos.

#### 1.4.1.4) Corrección por curvatura terrestre

En la corrección simple de Bouguer utilizamos una losa infinita cuyo espesor esta dado por la altura de la estación gravimétrica y un radio de influencia de 166,7 km. Para zonas de gran extensión debemos considerar una capa esférica debido a la curvatura terrestre. La extensión del área es superior a 20000 km<sup>2</sup> por lo que se realizó la corrección por curvatura terrestre utilizando la fórmula (ecuación 1-5) propuesta por LaFehr (1991).

$$g_{\text{curv}} = A * h + B * h^2 + C * h^3 \quad (1-5)$$

Donde: A = 1,46308 \* 10<sup>-3</sup>; B = 3,52725 \* 10<sup>-7</sup>; C= 5,1 \* 10<sup>-14</sup>; h : la cota altimétrica expresada en metros.

Por ejemplo, en el área de Valcheta, la máxima altura es de 700 m aproximadamente, le corresponde una corrección de 1,197 mGal; en la zona de Gaster, la máxima cota ronda los 1800 m, correspondiéndole una corrección por curvatura terrestre inferior a 3,777 mGal.

### 1.5) CÁLCULO DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

El procesamiento de las anomalías gravimétricas se realizó utilizando la expresión de la gravedad teórica ( $\gamma_0$ ) en el sistema IGNS 71 (1-6) y las clásicas expresiones vigentes véase (Blakely, 1995) para las anomalías de aire libre (1-7) y de Bouguer (1-8):

$$\gamma_0 \text{ (mGal)} = 978031,85 (1 + 0,0053024 \times \text{sen}^2 \varphi - 0,0000058 \times \text{sen}^2 2\varphi) \quad (1-6)$$

Siendo  $\varphi$  la latitud de la estación.

$$\text{AAL} = g_{\text{obs}} + g_{\text{al}} - \gamma_0 \quad (1-7)$$

$$\text{AB} = g_{\text{obs}} - \gamma_0 + g_{\text{al}} - g_{\text{sb}} + g_t + g_{\text{curv}} \quad (1-8)$$

Siendo: (AAL) anomalía de aire libre; (AB) anomalía de Bouguer; ( $g_{\text{obs}}$ ) gravedad observada en la estación gravimétrica; ( $g_{\text{al}}$ ) reducción de aire libre; ( $\gamma_0$ ) gravedad teórica; ( $g_{\text{sb}}$ ) reducción de Bouguer; ( $g_t$ ) corrección topográfica; ( $g_{\text{curv}}$ ) corrección por curvatura.

Las correcciones realizadas sobre el dato gravimétrico son función de (h), por este motivo debemos considerar el error durante el levantamiento topográfico. El error medio en la corrección de Bouguer es de  $\pm 0,075$  mGal, en la corrección de aire libre de  $\pm 0,208$  mGal y en la corrección por curvatura terrestre es de  $\pm 0,000987$  mGal. De esta manera, el error medio en el cálculo de la anomalía de Bouguer resultó de  $\pm 0,134$  mGal.

Luego, los valores de anomalías de aire libre y de Bouguer fueron grillados utilizando el método de mínima curvatura de Brigs (1974). Este método regulariza los datos distribuidos en forma heterogénea sobre el terreno, véase Figuras 1-10 y 1-11.

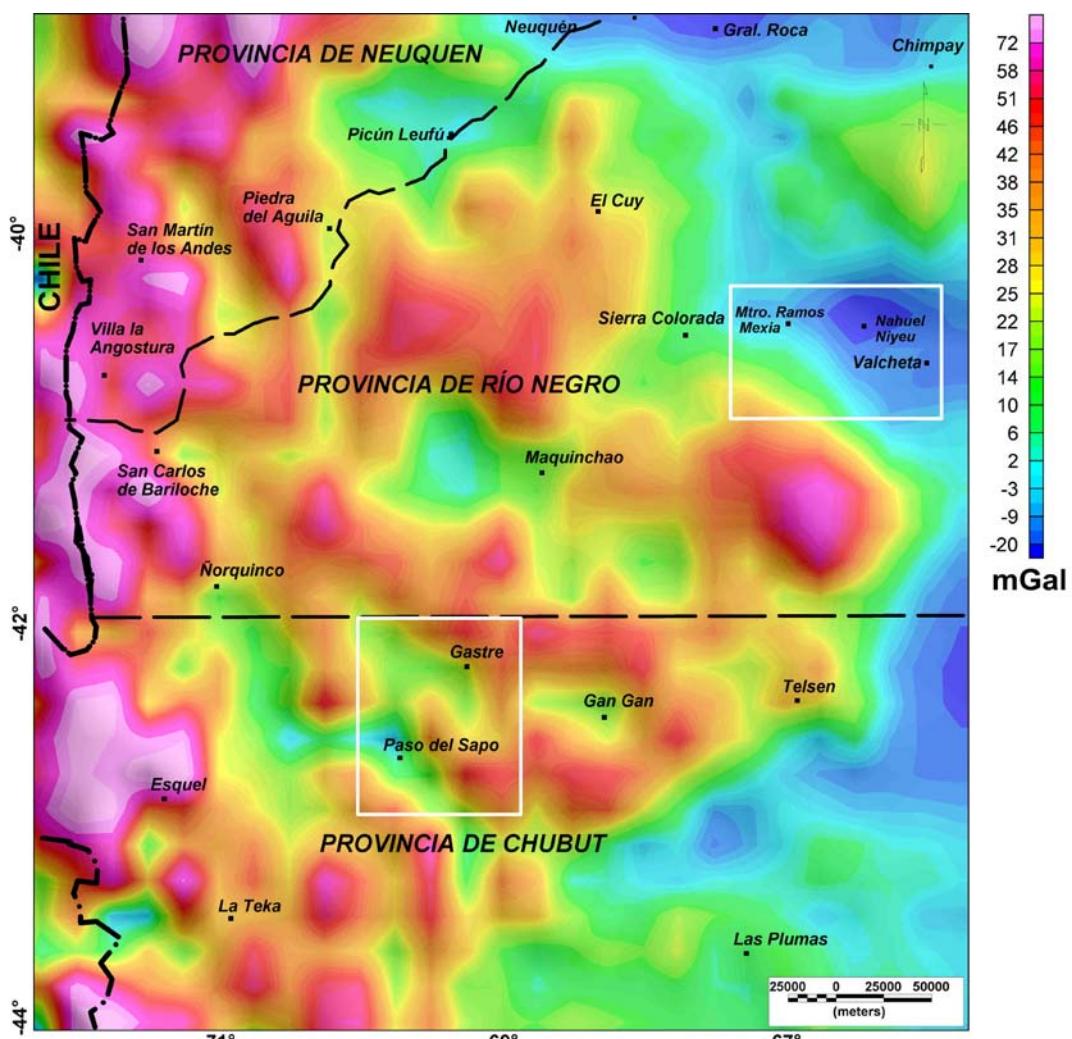


Figura 1-10: Mapa de anomalías de aire libre con un paso de grilla de 5 km.

En el Capítulo 2 nos dedicamos a determinar una anomalía regional para esta gran región, de tal modo que nos sea útil para determinar buenas residuales para Gaster y Valcheta. Luego en *Tesis doctoral Federico Lince Klinger*

el Capítulo 5 retomamos con esta extensa región para interpretar probables discontinuidades o suturas.

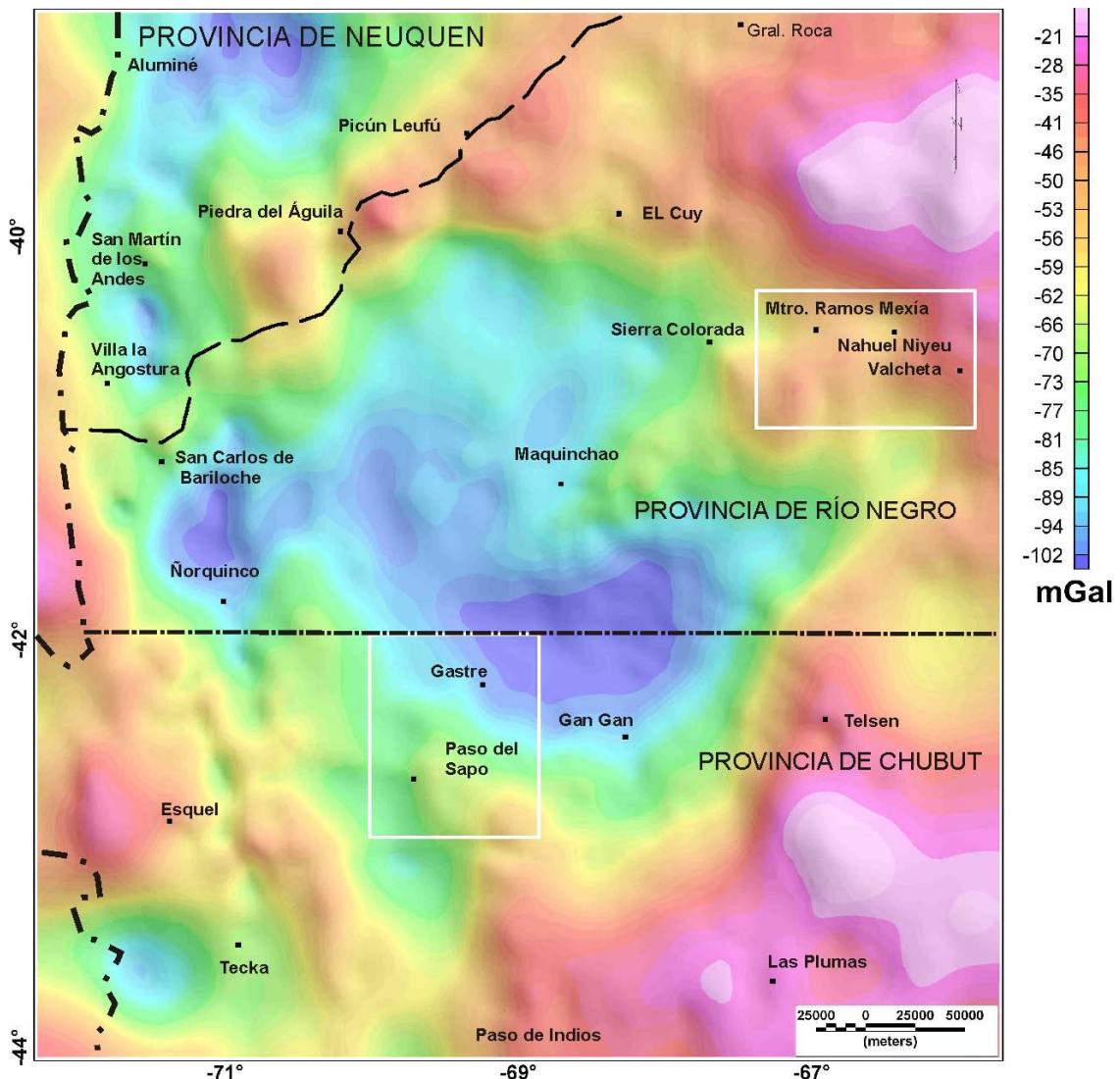


Figura 1-11: Mapa de anomalías de Bouguer con un paso de grilla de 5 km.

# CAPÍTULO 2

## 2.1) SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

El mapa de anomalías de Bouguer contiene los efectos producidos por todas las masas emplazadas en subsuelo. Cada una de ellas aporta lo suyo en el campo gravimétrico observado manifestándose dicho campo en forma de complejas anomalías superpuestas (Mironov, 1977).

Las anomalías de gravedad observadas contienen el efecto de los cuerpos someros o de cortas longitudes de onda (residual) y los profundos de larga longitud de onda (regional). Esto puede sintetizarse mediante la siguiente expresión:

$$\text{Anomalía observada} = \text{Anomalía Regional} + \text{Anomalía Residual} \quad (2-1)$$

Para inferir la profundidad y localización de los distintos dominios geológicos es necesario separar sus influencias en el campo gravitatorio. Para ello existen una gran variedad de métodos que son aplicados en la disociación de efectos anómalos. Entre ellos se emplearon los siguientes:

- a) Superficies de tendencia.
- b) Prolongación ascendente.
- c) Métodos Espectrales. Filtro de Butterworth (pasa bajo).

## 2.2) MÉTODOS DE SEPARACIÓN DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

### 2.2.1) Superficies de tendencia.

La aplicación de este método consiste en determinar una superficie polinómica de grado tal que su representación gráfica conforme una adecuada anomalía regional. Luego las anomalías

residuales se obtendrán por diferencias entre los datos de gravedad observados y las anomalías regionales así calculadas.

El ajuste polinómico bidimensional puede expresarse matemáticamente como:

$$P(x, y) = \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^{n-j} a_{ij} x_i^n y_j^n \quad (2-2)$$

siendo:

$x_i^n$ : abscisa del punto  $P(x, y)$

$y_j^n$ : ordenada del punto  $P(x, y)$

$a_{ij}$ : coeficientes de la superficie de ajuste.

$n$ : grado de la superficie polinómica

Así una superficie de primer orden representará un plano, una superficie de segundo orden constituye un paraboloide y, polinomios de orden superior representarán superficies más complejas. Cuanto mayor sea el grado del polinomio de ajuste, este tenderá a aproximarse a los datos observados y las anomalías residuales tenderán a ser nulas.

Al emplear el método de Superficies de Tendencia debemos considerar que el ajuste polinómico es un proceso de mínimos cuadrados, es decir que la superficie de ajuste regional tendrá diferencias positivas y negativas con los datos de observación y los mapas de anomalías residuales estarán balanceados entre áreas positivas y negativas.

Por esta razón sólo haremos un análisis cualitativo de las anomalías residuales resultantes.

Se obtuvieron analíticamente, para el área comprendida entre  $(39^\circ - 44^\circ)$  sur y  $(72^\circ - 66^\circ)$  oeste, las anomalías regionales utilizando superficies de grado 1, 2, 3 y 4, las que fueron descontadas del mapa de anomalía de Bouguer para obtener los correspondientes mapas de anomalías residuales (véase Figura 2-1).

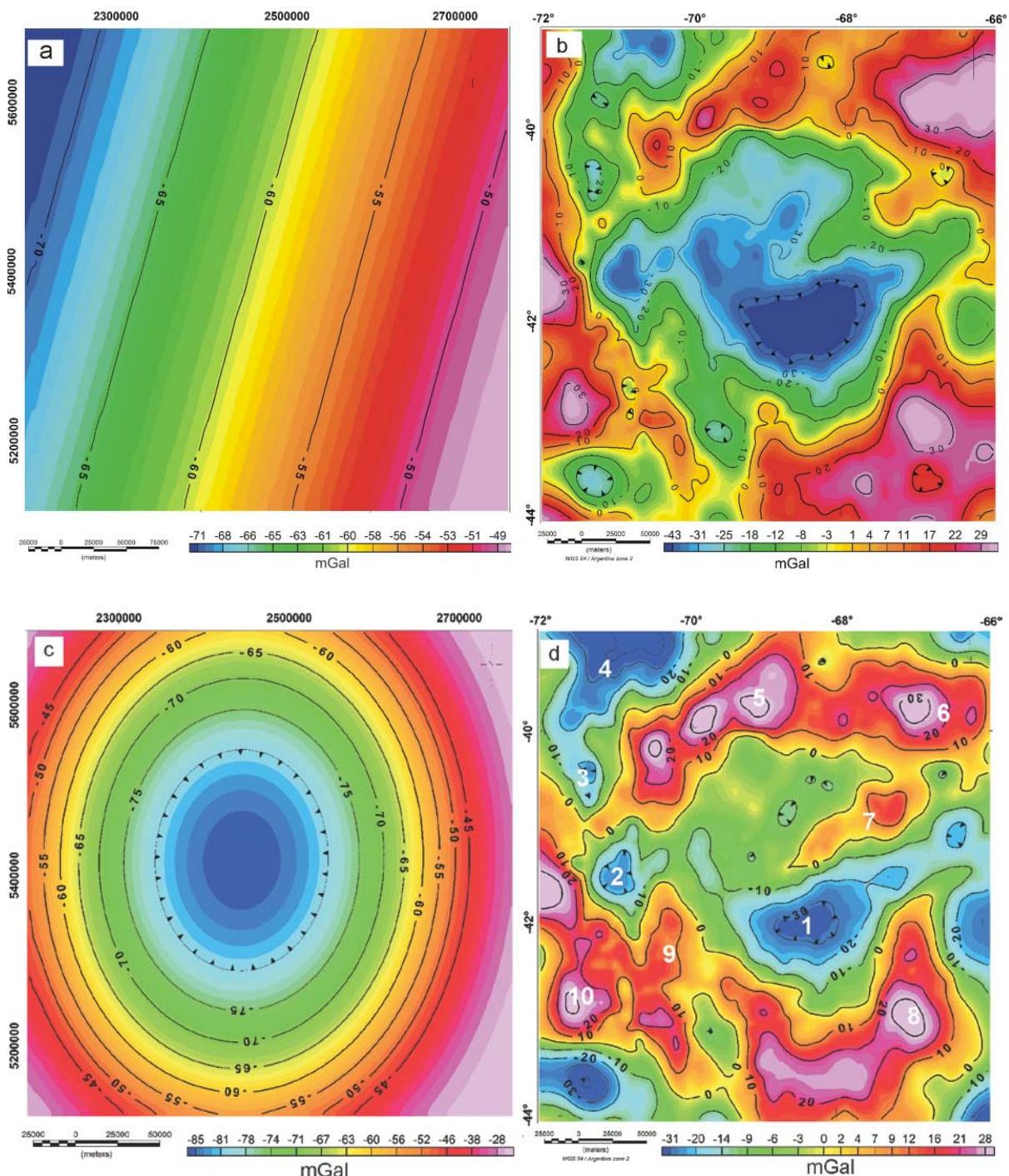


Figura 2-1: Superficies de Tendencia. Izquierda: mapas de anomalías regionales de Bouguer: a) regional de orden 1; c) orden 2. Derecha: b, d mapas residuales de Bouguer obtenidos a partir de superficies de orden 1, 2.

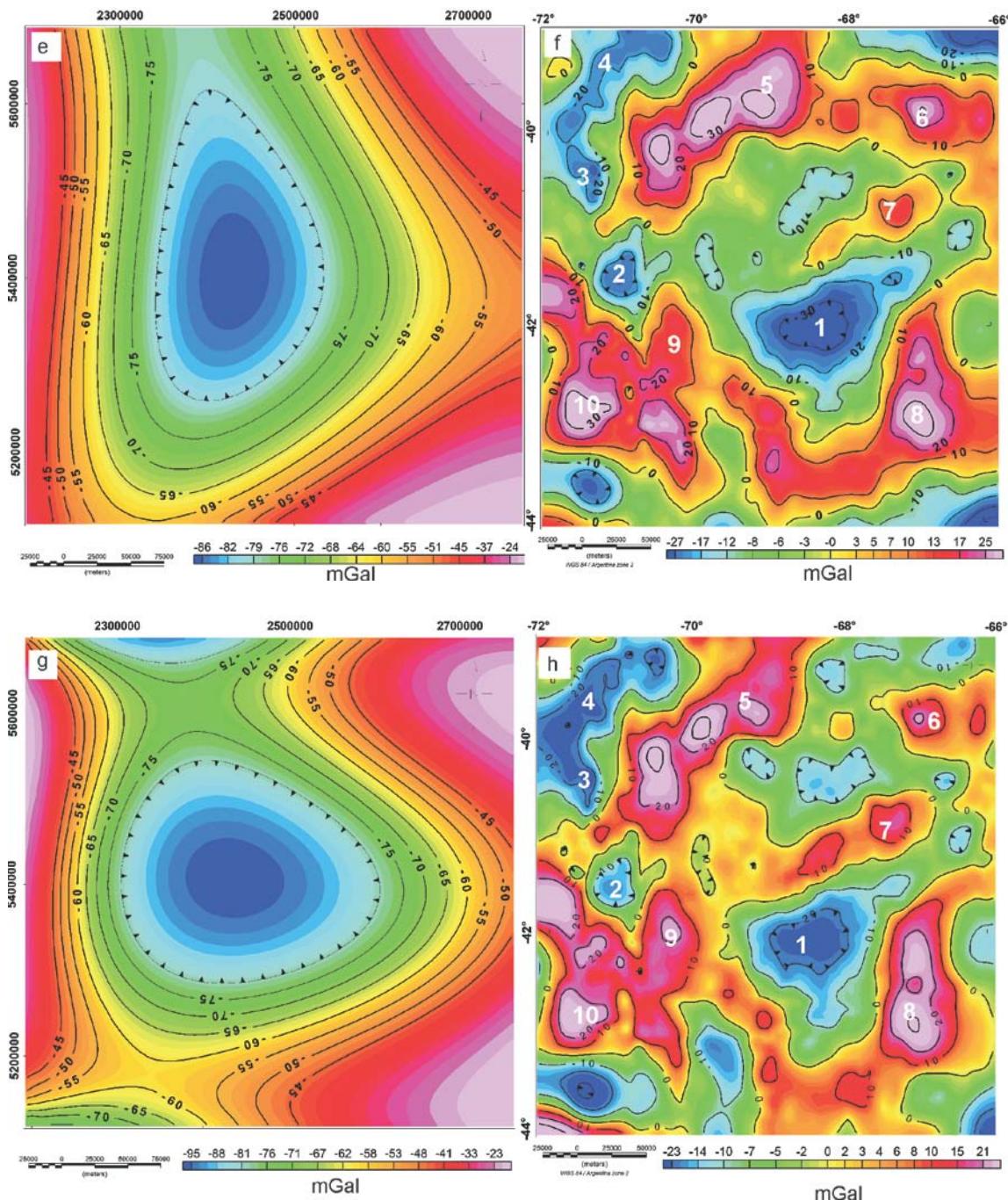


Figura 2-1: Superficies de Tendencia. Izquierda: mapas de anomalías regionales de Bouguer: e) orden 3; g) orden 4. Derecha: f, h mapas residuales de Bouguer obtenidos a partir de superficies de orden 3 y 4.

La primera superficie regional, el plano, tiene una tendencia NE-SW que se asimila a la tendencia de la línea de la costa pacífica y a la dirección del eje andino. Luego y como era de esperar, puede observarse que a medida que aumenta el grado del polinomio regional, las superficies residuales se atenúan.

En los mapas residuales (Figuras 2-1 c, e, g) los mínimos gravimétricos están asociados a los mayores depocentros localizados en las cuencas de Cañadón Asfalto (1), Ñirihuau (2), Collon Cura (3) y engolfamiento de la cuenca Neuquina (4). Los máximos gravimétricos están vinculados a altos basamentales relacionados a rocas graníticas y metamórficas asociadas al basamento de edad paleozoica (5) hasta (10).

### **2.2.2) Prolongación ascendente del campo potencial.**

El método de prolongación ascendente transforma el campo potencial medido en una superficie  $f(x,y,z=0)$  como si hubiera sido medido en otra superficie  $f(x,y,z=h)$  más lejana a la fuente. De esta forma la prolongación ascendente atenúa las anomalías gravimétricas de cortas longitudes de onda realzando las de largas longitudes (Blakely, 1995). Éste método ha sido utilizado por varios autores (Pacino e Introcaso, 1987; Martinez, 1997; Gimenez et al., 2009) con el objetivo de acentuar las anomalías causadas por fuentes profundas en detrimento de las originadas por fuentes someras. La prolongación de campos potenciales tanto hacia arriba como hacia abajo, puede llevarse a cabo en el dominio espacial como en el frecuencial. En este caso nos ocuparemos de la prolongación ascendente en el dominio frecuencial. Este método consiste básicamente en "transformar" una grilla de datos del dominio espacial al frecuencial realizando la transformada de Fourier y luego operar sobre los datos transformados, haciendo uso del teorema de convolución. Para recuperar los resultados de la prolongación en el dominio espacial se aplica la antitransformada de Fourier (Blakely, 1995).

Siguiendo este método de separación de anomalías se realizaron transformaciones del campo potencial como si hubieran sido observadas a diferentes alturas: 25, 30, 35, 40, 50 y 60 km (Figuras 2-2).

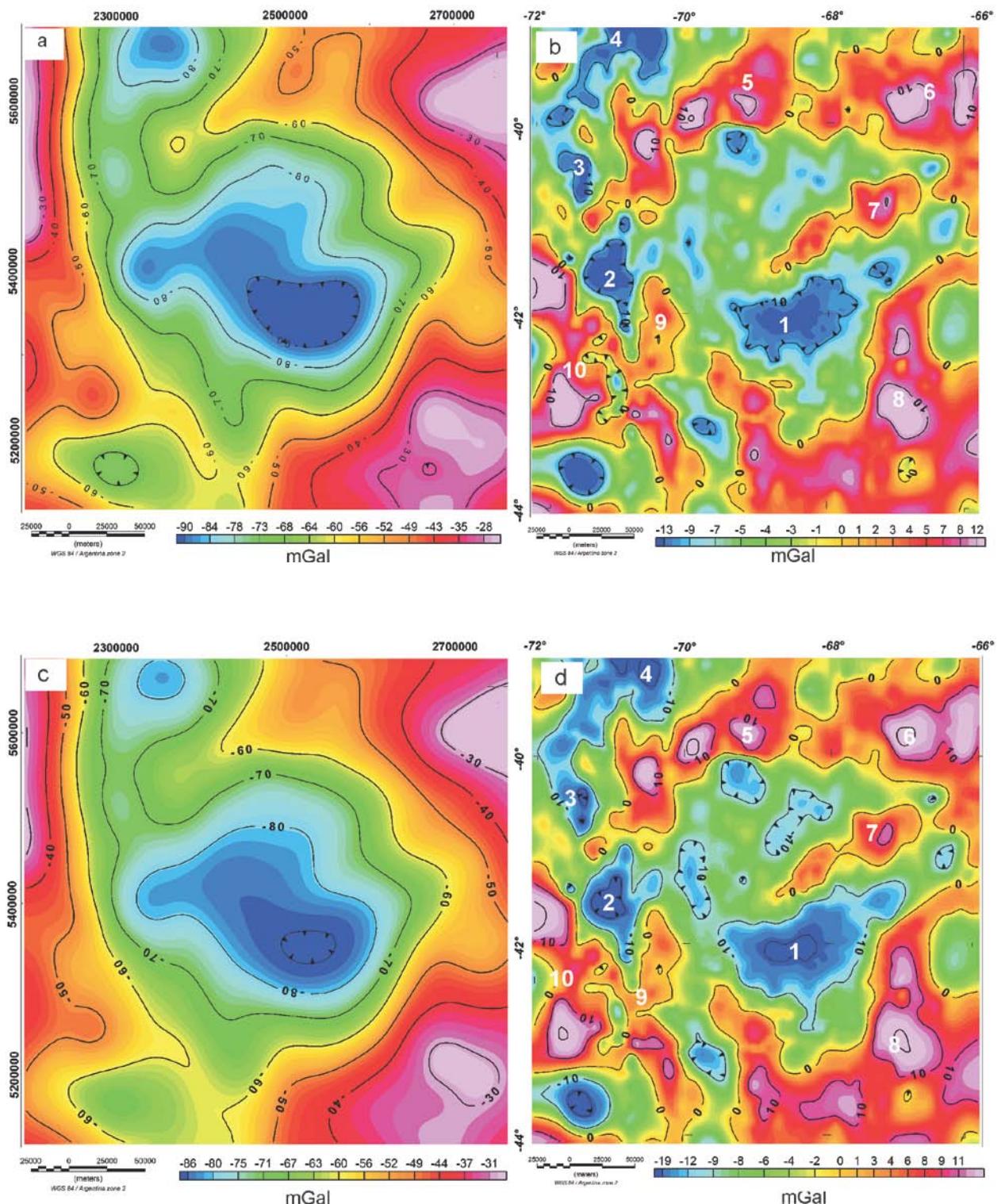


Figura 2-2: Prolongación Ascendente. Izquierda: anomalías regionales de Bouguer, a) a 20 km; c) 30 km. Derecha: mapas de anomalías residuales de Bouguer (b; d) obtenidas de la diferencia entre la grilla de anomalía de Bouguer y las grillas de anomalía prolongadas a 20, 30 km.

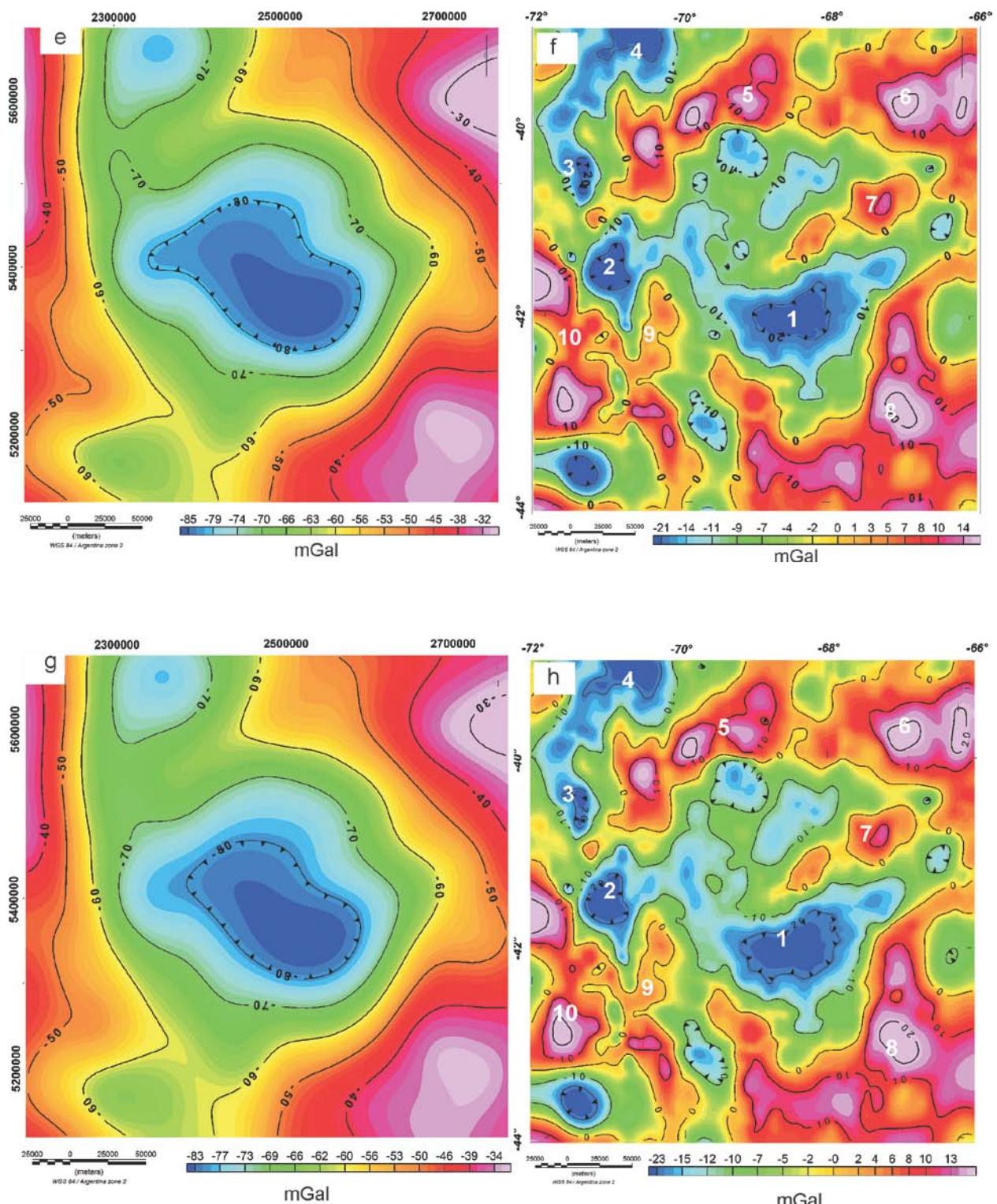


Figura 2-2': Prolongación Ascendente. Izquierda: anomalías regionales de Bouguer, e) 35km; g) 40km. Derecha: mapas de anomalías residuales de Bouguer (f; h) obtenidas de la diferencia entre la grilla de anomalía de Bouguer y las grillas de anomalía de Bouguer prolongadas a 35, 40 km.

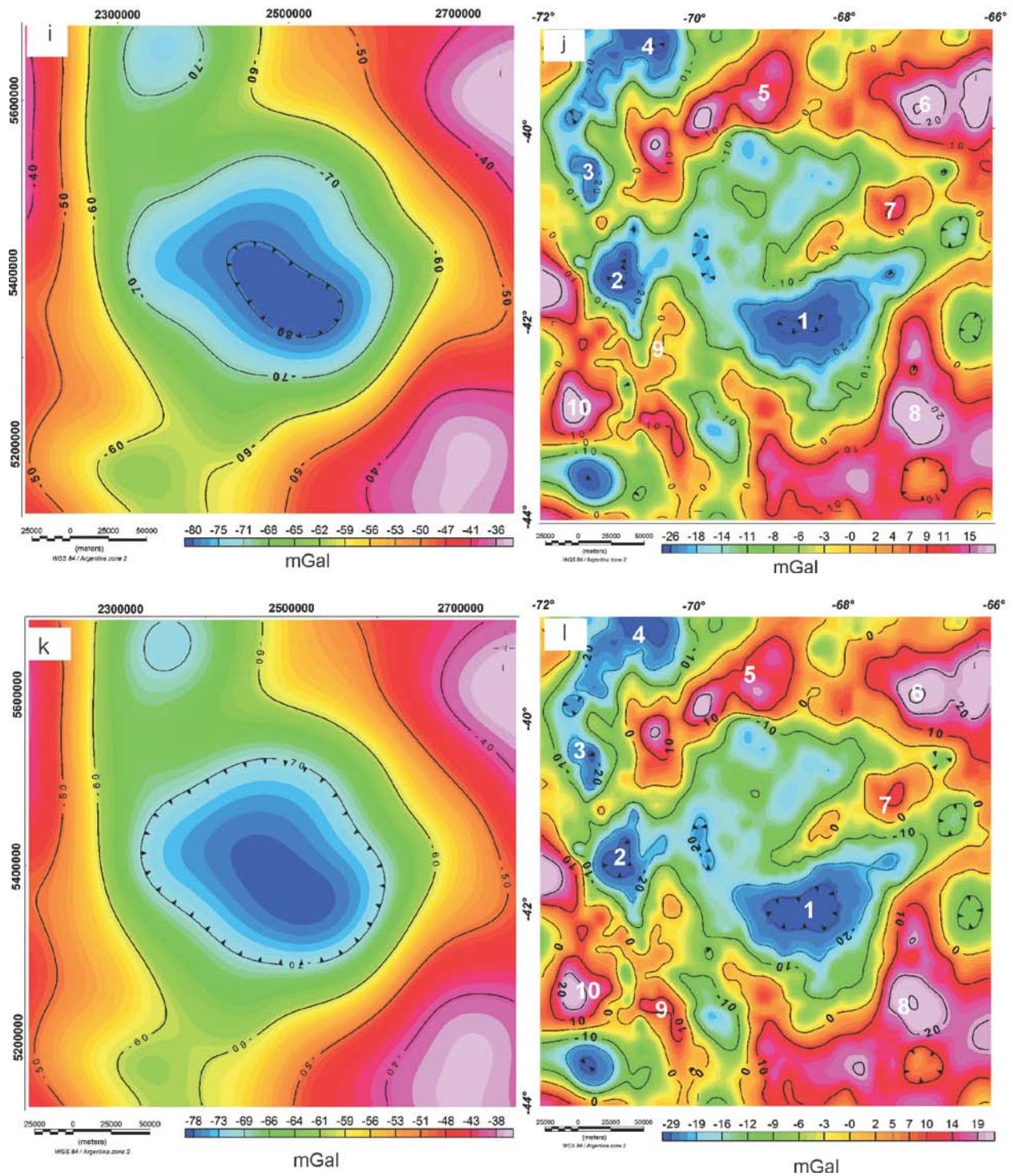


Figura 2-2'': Prolongación Ascendente. Izquierda: anomalías regionales de Bouguer, i) 50km; k) 60 km. Derecha: mapas de anomalías residuales de Bouguer (j; l) obtenidas de la diferencia entre la grilla de anomalía de Bouguer y las grillas de anomalía de Bouguer prolongadas a 50 y 60 km.

Vemos que a medida que ascendemos, la superficie regional se va aplanando mientras que la superficie correspondiente a la anomalía residual gana en frecuencia y amplitud, señalando el importante mínimo (1) encerrado por la isoanómala de -10 mGal en el centro del mapa correspondiente sin duda a la cuenca de Cañadón Asfalto. En todos los mapas residuales se han

identificado los mismos máximos y mínimos gravimétricos ya reconocidos en los mapas residuales de orden 2, 3 y 4 obtenidos por el método de Superficie de Tendencia (Figura 2-1).

### 2.2.3) Método espectral

El espectro de potencia en el caso de perfiles (Spector y Grant, 1970) se lo define como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier de la anomalía gravimétrica (ecuación 2-3).

$$P(\alpha) = |g(\alpha)|^2 = \left| \int_{-\infty}^{+\infty} g(x) e^{2\pi\alpha xi} dx \right|^2 \quad (2-3)$$

$P(\alpha)$ : Espectro de potencia, función real y positiva de  $\alpha$

$g(\alpha)$ : transformada de Fourier

$g(x)$ : Función perfil gravimétrico

i: unidad imaginaria

En las aplicaciones resulta más conveniente utilizar el logaritmo natural del espectro de potencia ( $P$ ) en función del número de onda. El logaritmo del espectro de potencia de una distribución irregular de masas a profundidad constante tiene una gráfica aproximadamente recta. Por lo tanto, ajustando la curva (obtenida por mínimos cuadrados) mediante una recta, se puede lograr una estimación de la profundidad de la fuente causante de anomalías gravimétricas. Cuanto más empinada es la recta, más profundas son las masas que originan el campo de gravedad (Spector y Grant, 1970; Chakraborty y Agarwal, 1992). En general la curva del espectro de potencia se puede dividir en tres segmentos. La parte de baja frecuencia (largas longitudes de onda) de fuerte pendiente, corresponde al término regional. A frecuencias mayores (cortas longitudes de onda) la parte residual tiene una pendiente suave. Y, el último segmento corresponde a muy altas frecuencias, donde el espectro es dominado por efectos que se consideran “ruido” (Gupta y Ramani, 1980) Figura 2-3.

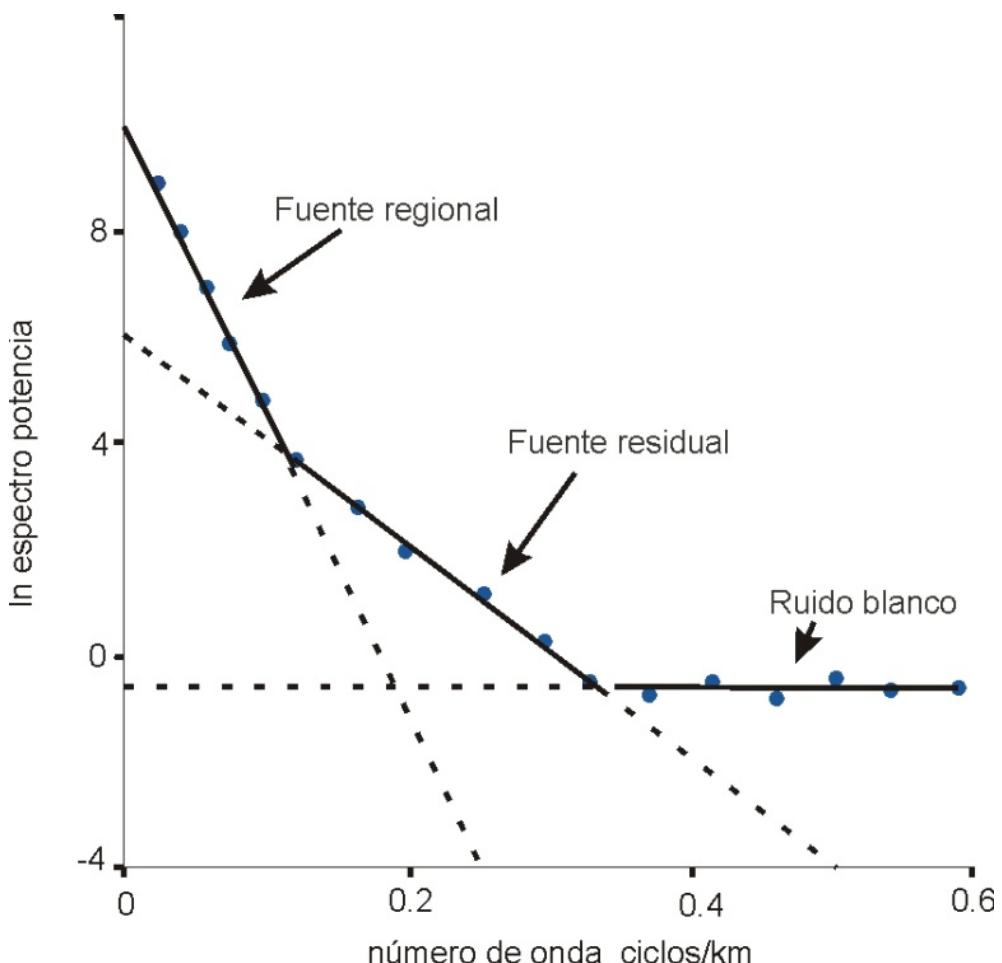


Figura 2-3: Representación ideal del espectro de potencia vs. frecuencia. Se distinguen claramente tres tramos lineales cuyas pendientes están relacionadas con la profundidad de cada fuente, mientras que la ordenada al origen se relaciona con la masa.

#### 2.2.3.1) Método espectral radial

El espectro de potencia se puede obtener desde una grilla de datos realizando una transformación (Mishra y Naidu, 1974; Dimitriadis et al., 1987; Tselentis et al., 1988) que permita representar los datos grillados en forma bidimensional y obtener un gráfico similar al de la Figura 2-3. Al resultado de esta transformación se lo denomina espectro de potencia radial. Éste puede ser interpretado como un espectro de potencia simple, pero con la mejoría que el espectro radial contiene los efectos de todas las fuentes generadoras de anomalías distribuidas en el área de estudio.

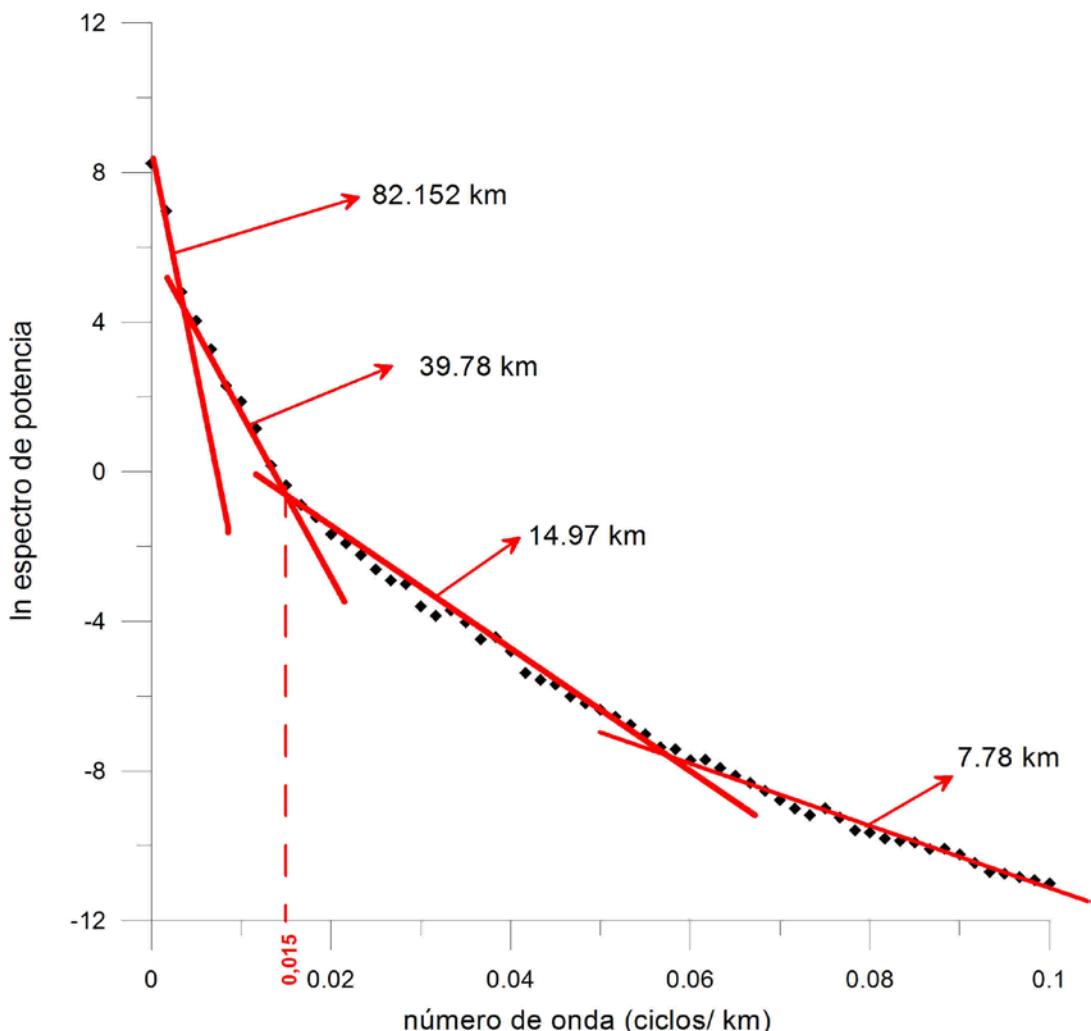


Figura 2-4: Espectro de potencia radial calculado para la grilla de anomalía de Bouguer. En esta podemos distinguir cuatro tramos de rectas cuyas pendientes se traducen en profundidades: ~82 km asociamos a masas anómalas en el manto superior, ~40 km se corresponde con la anomalía producida por la discontinuidad corteza-manto, ~15 km con la discontinuidad entre corteza superior y corteza inferior, y el último tramo es ruido.

A partir de la grilla de anomalías de Bouguer se logró el espectro de potencia radial utilizando el software Oasis montaje vs 7.2 del IGSV. Éste fue graficado respecto al número de onda (Figura 2-4). Luego se identificaron tres quiebres en la curva, es decir que podemos ajustar el conjunto de datos que constituyen el espectro de potencia utilizando cuatro segmentos de rectas, siguiendo las ideas de Spector y Grant (1970), la pendiente de cada recta está asociada a una profundidad por lo que una vez calculada la pendiente ( $S$ ) se determinó la profundidad media ( $h$ ) a la fuente anómala (ecuación. 2-4).

$$h = S / 4 * \pi \quad (2-4)$$

Donde:  $\pi = 3,14$

El error cometido al estimar la profundidad viene dado por el error de ajuste por mínimos cuadrados del conjunto de datos pertenecientes a cada segmento de la curva.

La mayor de las pendientes se asocia a anomalías de masas en el manto superior, la siguiente se corresponde con la anomalía regional que nos interesa (discontinuidad corteza-manto) y resulta de aproximadamente 40 km (coincidiendo con datos de Hackney et al., 2006; y otros que relataremos en su conjunto en el Capítulo 5). Este gráfico nos indica también que la anomalía residual buscada se encontraría a 15 km aproximadamente.

### **2.2.3.2) Filtro pasa bajo**

Un filtro paso bajo corresponde a un filtro caracterizado por permitir el paso de las frecuencias bajas y atenuar las altas. Así todas las frecuencias se pueden presentar a la entrada, pero a la salida sólo estarán presentes las que permita pasar el filtro. Los filtros están caracterizados por sus funciones de transferencia  $H(f)$  (ecuación 2-5).

$$H(f) = k \left( \frac{1}{1 + f/f_c} \right) \quad (2-5)$$

Donde la constante  $k$  es sólo una ponderación correspondiente a la ganancia del filtro. La real importancia reside en la forma de la función de transferencia  $1/(1 + f/f_c)$ , la cual determina su comportamiento;  $f_c$  corresponde a la frecuencia de corte propia del filtro, es decir la frecuencia a partir de la cual empieza a atenuar la señal de entrada.

El filtro de Butterworth básico o de primer orden es el típico filtro paso bajo (ecuación 2-6)

$$| H(f) |^2 = k \left( \frac{1}{1 + f/f_c} \right)^2 \quad (2-6)$$

La respuesta en frecuencia de éste filtro es máximamente plana (con las mínimas ondulaciones) en la banda pasante. Visto en la Figura 2-5 con escala logarítmica, la respuesta decrece linealmente desde la frecuencia de corte hacia menos infinito manteniendo su forma para órdenes mayores (sólo con una caída de más pendiente a partir de la frecuencia de corte).

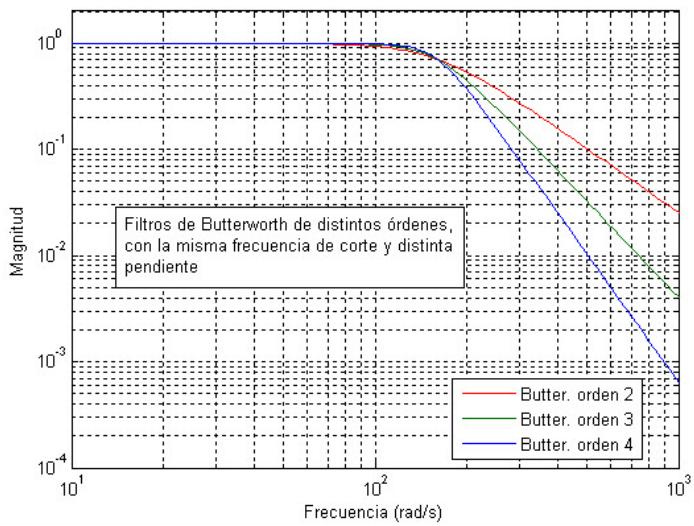


Figura 2-5: Filtros de Butterworth pasa bajo de varios órdenes

Si retomamos la Figura 2-4, luego de identificar cada segmento: 1-manto superior, 2-discontinuidad corteza-manto, 3-discontinuidad corteza intermedia y, 4- ruido, en el espectro de potencia radial se utilizó el número de onda a partir del cual se produce el cambio de la pendiente entre el segmento 2 y 3 (0,015 ciclos/km). Utilizando éste número de onda se aplicaron filtros Butterworth de diferentes órdenes (Figuras 2-6).

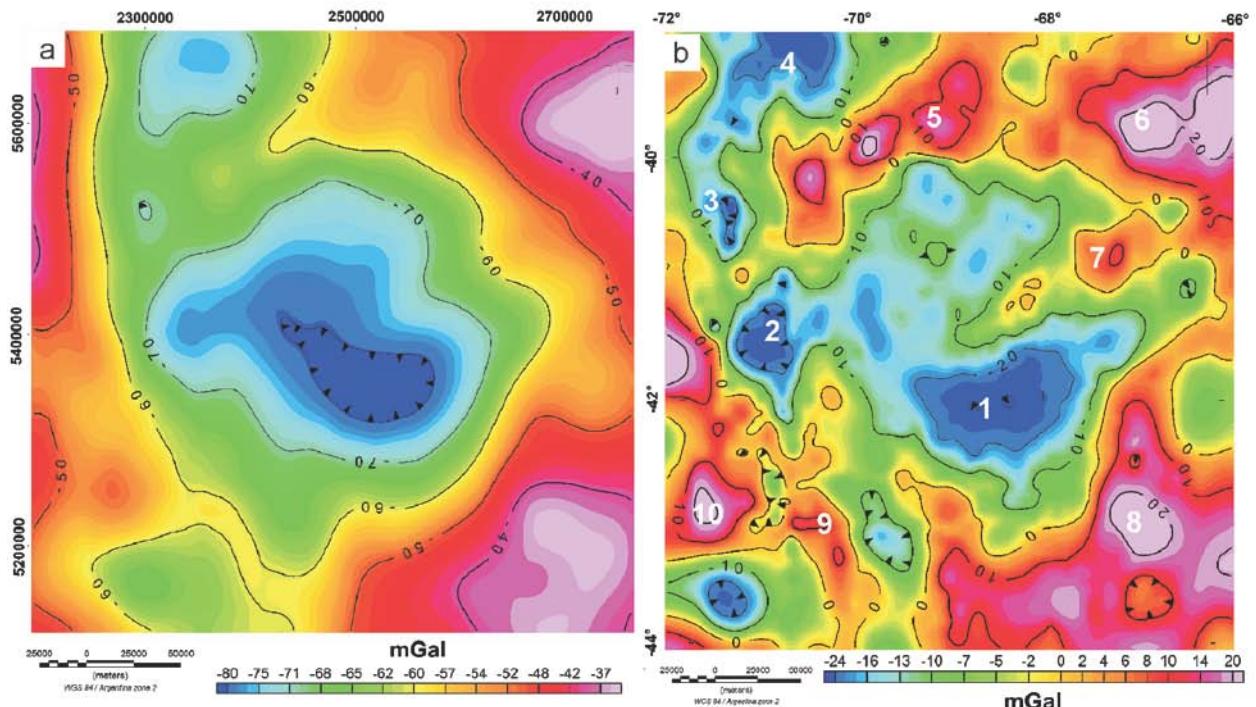


Figura 2-6: Filtros pasa bajo. Izquierda: regionales obtenidas a partir de filtro Butterworth de orden: 1. Derecha: residuales obtenidas a partir de la expresión 2-1. Los números del 1al 4 indican mínimos gravimétricos y del 5 al 10 máximos gravimétricos.

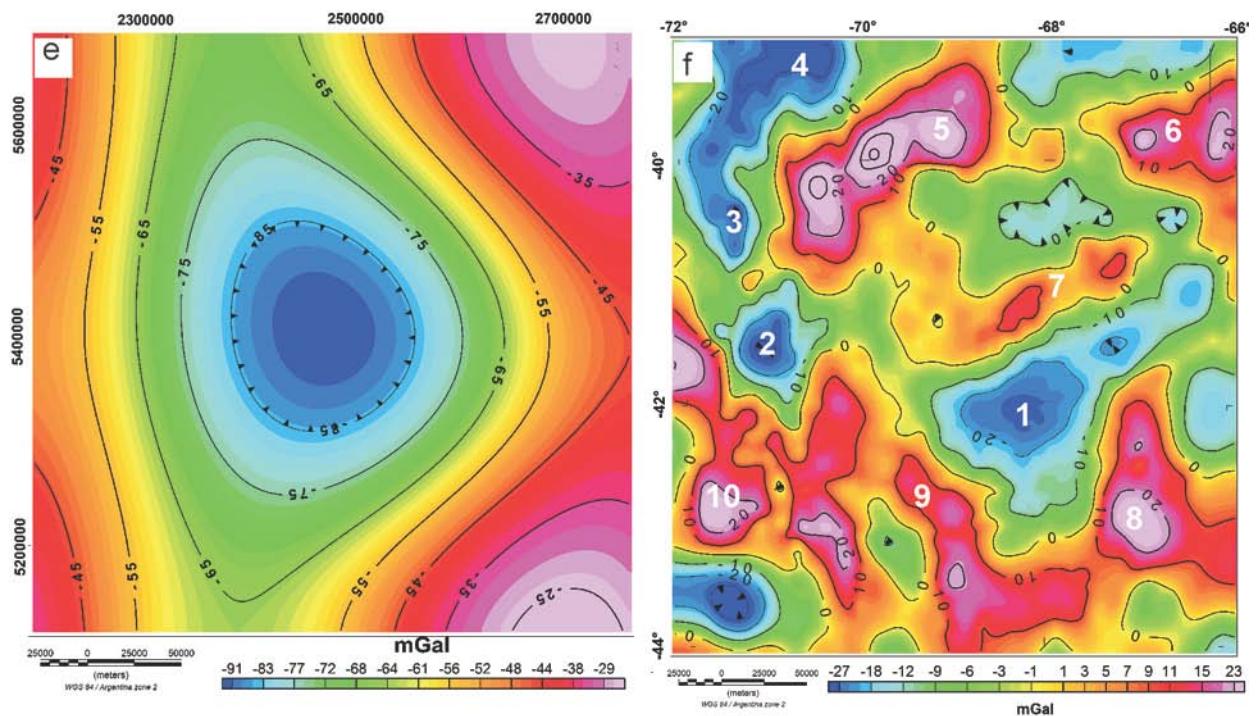
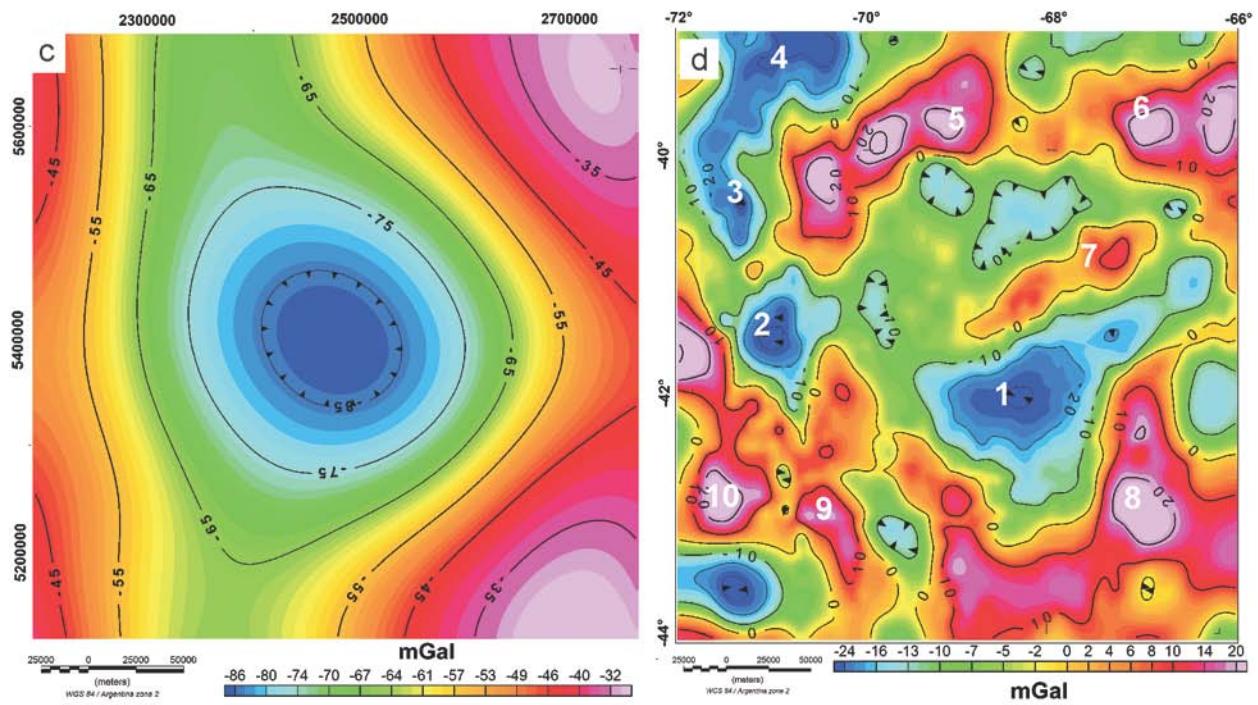


Figura 2-6': Filtros pasa bajo. Izquierda: regionales obtenidas a partir de filtro Butterworth de órdenes: 4 y 8 (c y e). Derecha: residuales obtenidas a partir de la expresión 2-1 (d y f). Los números del 1al 4 indican mínimos gravimétricos y del 5 al 10 máximos gravimétricos.

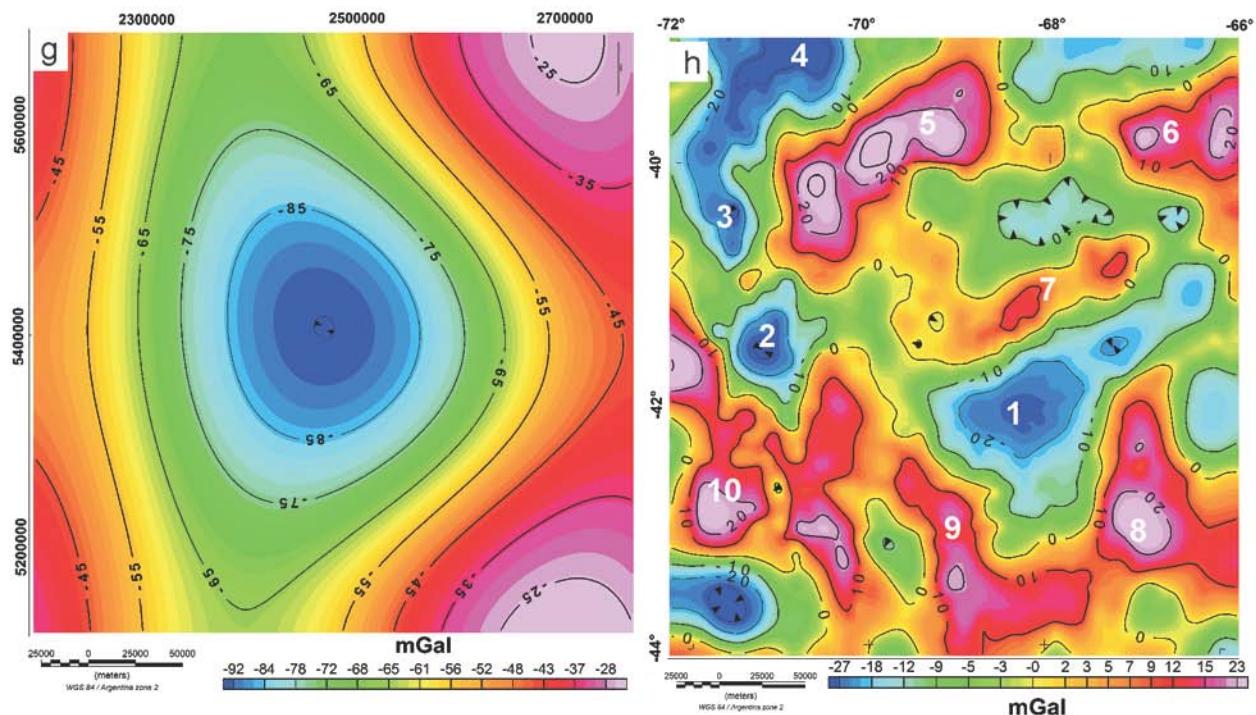


Figura 2-6: Filtros pasa bajo. Izquierda: regionales obtenidas a partir de filtro Butterworth de orden: 12 (g). Derecha: residuales obtenidas a partir de la expresión 2-1 (h). Los números del 1al 4 indican mínimos gravimétricos y del 5 al 10 máximos gravimétricos.

Para determinar el orden de la función de transferencia más apropiado a nuestros objetivos se realizó una prueba de sensitividad, la cual consistió en realizar diferencias entre grillas regionales obtenidas con órdenes distintos. Este examen arrojó, como era de esperarse, que las regionales de mayor orden realicen un mejor filtrado de las frecuencias indeseadas que los filtros construidos con un orden bajo o filtro pasa bajo común. En las Figuras 2-7.a hasta 2-7.c se puede ver la diferencia que existe entre un filtro Butterworth de orden 12 y otros de órdenes menores.

En la Figura 2-7.a se aprecian efectos de corta longitud de onda (-15 mGal a +12 mGal) al realizar la diferencia entre las regionales obtenidas con un filtro de orden 12 y otro de orden 1. Esto repercute en la determinación del mapa de anomalías residuales (véase Figura 2-7.d). La diferencia disminuye considerablemente a medida que el orden del filtro es mayor (Figuras 2-7.b y c), desde acá deducimos que el orden más adecuado para obtener una regional que se ajuste a nuestros objetivos es, como mínimo el de orden 8.

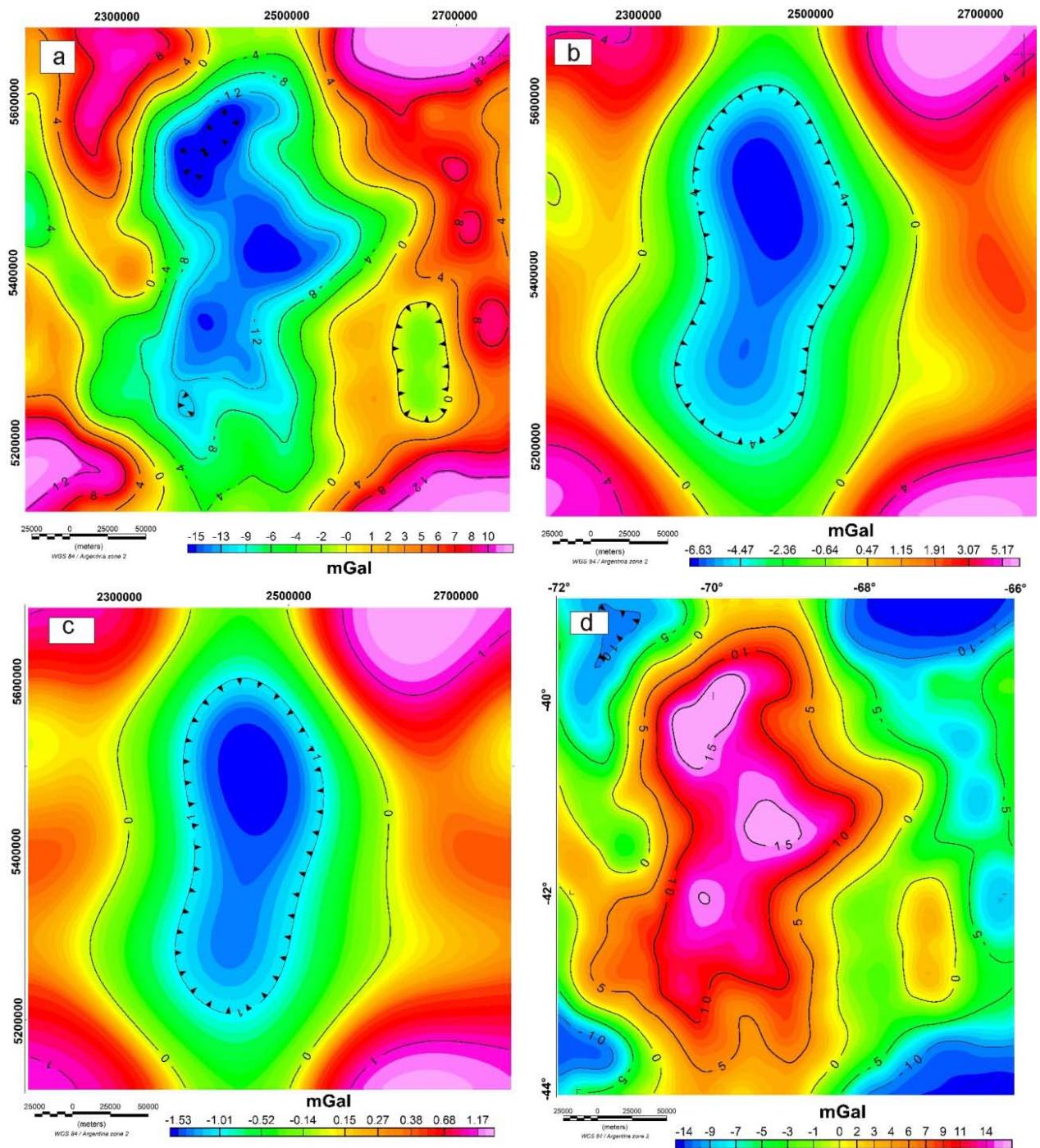


Figura 2-7: Prueba de sensitividad. a) diferencia entre las regionales de orden 12 y la de orden 1; b) diferencia entre las de orden 12 y 4; c) diferencia entre las de orden 12 y 8, y; d) diferencia entre residuales obtenidas con filtros de orden 12 y 1.

Los mapas residuales obtenidos por los tres métodos muestran máximos y mínimos vinculados a estructuras geológicas. Lo que demuestra la contundencia de los métodos utilizados para separar los efectos regionales de los locales. Los residuos determinados con superficies de

tendencias pueden ser interpretados cualitativamente a diferencia de los obtenidos con prolongación ascendente y filtro Butterworth pasa bajo, esto pude verse claramente a partir del análisis del valor de las isoanómalas (véase Figura 2-1) que encierran el mínimo central correspondiente al depocentro de Cañadón Asfalto (1). En éste existe una diferencia de 10 mGal respecto al resto de las anomalías residuales (Figuras 2-2 y 2-6).

### **2.3) INTERPRETACIÓN ANOMALÍA RESIDUAL.**

El mapa de anomalías residuales de Bouguer, Figura 2-8, representa las anomalías generadas por fuentes emplazadas en corteza superior. Las anomalías positivas y negativas se correlacionan con excesos y defectos de densidad con respecto a la densidad utilizada en la corrección de Bouguer 2,67 g/cm<sup>3</sup>. Éste mapa es logrado al restar el mapa de anomalías de Bouguer del mapa regional de Bouguer, obtenido a la salida de un filtro Butterworth de orden 8. Debe notarse la similitud entre esta residual y la obtenida por el método de prolongación ascendente a  $h= 40$  km (Figura 2-2.h). Ambos métodos de separación de anomalías, prolongación ascendente y Butterworth pasa bajo son filtros matemáticamente distintos, sin embargo sus residuos son similares en forma y valor.

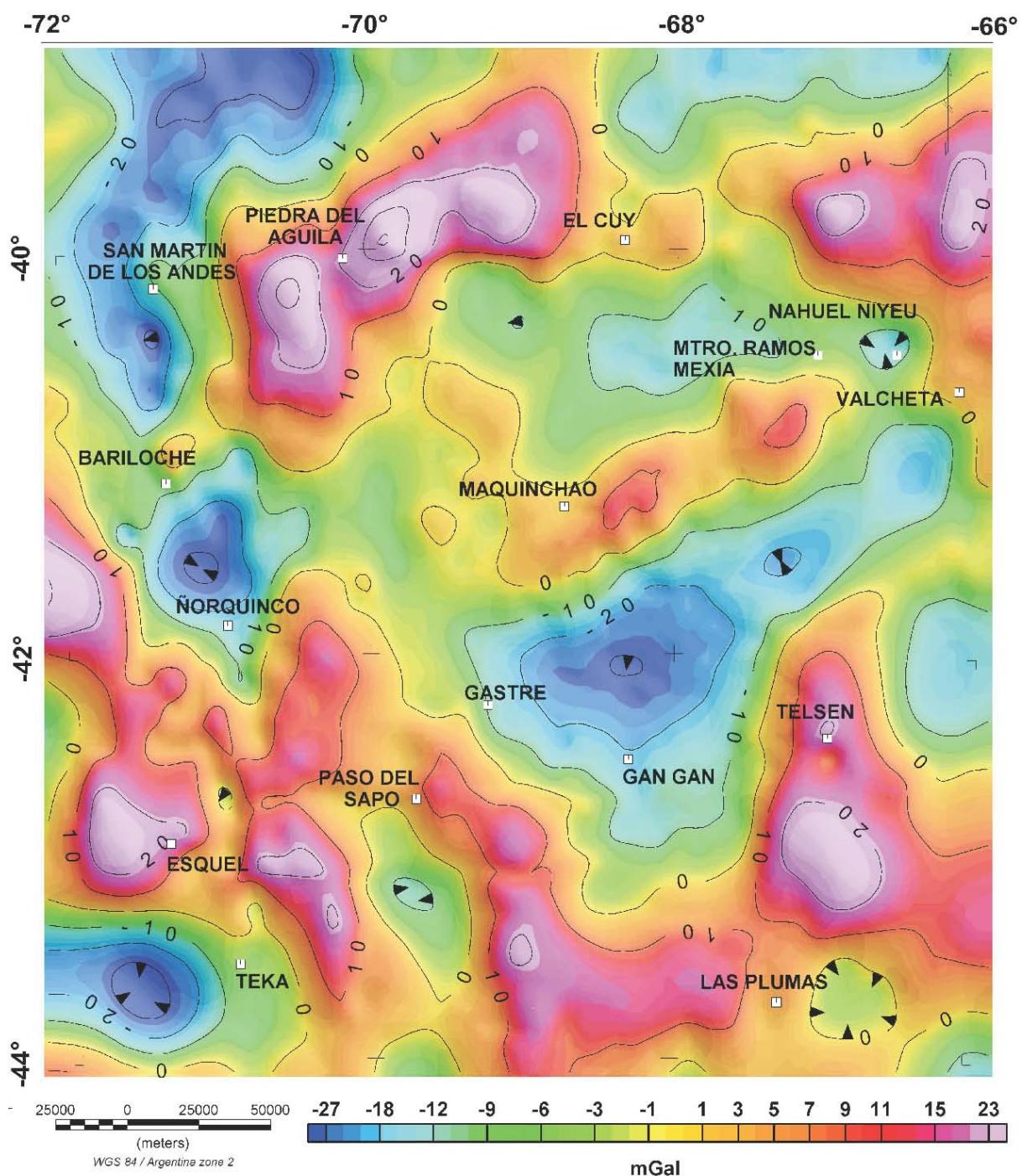


Figura 2-8: Mapa residual de Bouguer (método filtro Butterworth) con isoanómalas cada 10 mGal, si se observa, es muy parecida a la residual del método de prolongación ascendente a  $h=40$  km (Figura 2-2.h)

En las Figuras 2-9 y 2-10 hemos separado y graficado sólo las isoanómalas residuales positivas y las negativas, respectivamente, sobre bases de mapas geológicos.

Los máximos gravimétricos (véase Figura 2-9) están relacionados en buena medida con los afloramientos de rocas basamentales descritos por Dalla Salda (1990); Pankhurst et al. (2006),

entre otros. Hacia el sur oeste del mapa se distinguen dos altos gravimétricos de orientación NO-SE que se correlacionan con las fajas propuestas por Dalla Salda et al. (1990); Pankhurst et al. (2006) y Ramos (2008). Esta sucesión de altos gravimétricos de orientación NO-SE comienza en el norte al oeste de Piedra del Águila, siguiendo por el Paso Flores y Comallo, coincidiendo con los afloramientos metamórficos graníticos del grupo Cushamen – Mamil Choique (Dalla Salda et al., 1990). A la altura de Pilcaniyeu los afloramientos del basamento son menos frecuentes al igual que los máximos gravimétricos producto de la presencia de volcanitas del terciario. Hacia el sur en la localidad de Gastre se distinguen una sucesión de afloramientos graníticos metamórficos en las sierras de Mamil Choique, del Medio, Taquetrén y Pichiñanes, todos ellos se encuentran circunscriptos por isoanómalias positivas.

Desde Valcheta hacia el centro del macizo Norpatagónico se disponen dos máximos positivos alineados en dirección NE - SO que podrían estar asociados a un alto de basamento que comienza en los afloramientos del complejo ígneo-metamórfico deformado de Yaminué (Chernicoff y Caminos, 1996) de probable edad carbonífera tardía (Basei et al., 2002). Este máximo se extiende por debajo de las coladas basálticas de la meseta de Somún Curá hasta el sur de Maquinchao.

Al norte del macizo Norpatagónico una serie de máximos discontinuos (20 a 30 mGal) se extienden en forma meridional a los 40° de latitud sur, desde Piedra del Águila (al oeste) hasta el sur de Choele Choel (al este), este último coincide con el descripto por Kostadinoff et al. (2005). Esta serie de positivos gravimétricos se disponen al sur de la dorsal de Huincul límite natural de la Patagonia (Ramos et al., 2004).

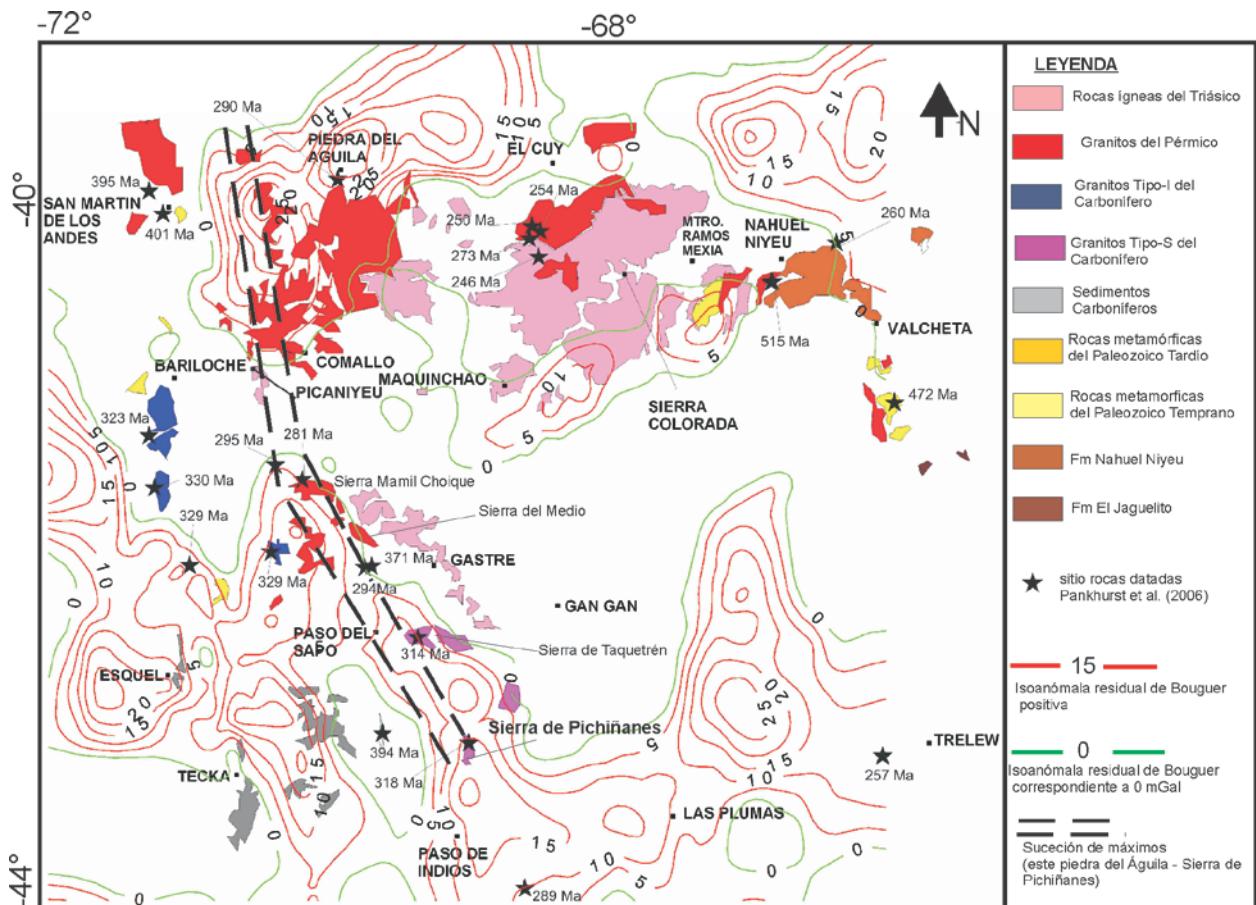


Figura 2-9: Curvas de isoanomalas residuales positivas (cada 5 mGal), asociadas a los afloramientos graníticos y metamórficos (afloramientos de basamento, modificado de Pankhurst et al., 2006).

En la Figura 2-10, se trazan ahora los mínimos gravimétricos correlacionados con las cuencas, depresiones y fosas estudiadas por: González Bonorino (1979), Cortiñas (1996), Figari y Courtade (1993), Figari (2005), Folguera et al. (2010) entre otros.

Existe una alineación de mínimos asociados a una serie de cuencas que se extienden casi septentrionalmente en el oeste del mapa (Figura 2-10). Comenzando por las depresiones de Bío Bío – Aluminé y Loncopué pasando por las cuencas de Collon Cura y Ñirihuau. Destacamos en esta sucesión un mínimo de -30 mGal al oeste de Tecka que estaría vinculado a los depósitos glaciarios, marinos y continentales de la cuenca Tepuel (Suero, 1948).

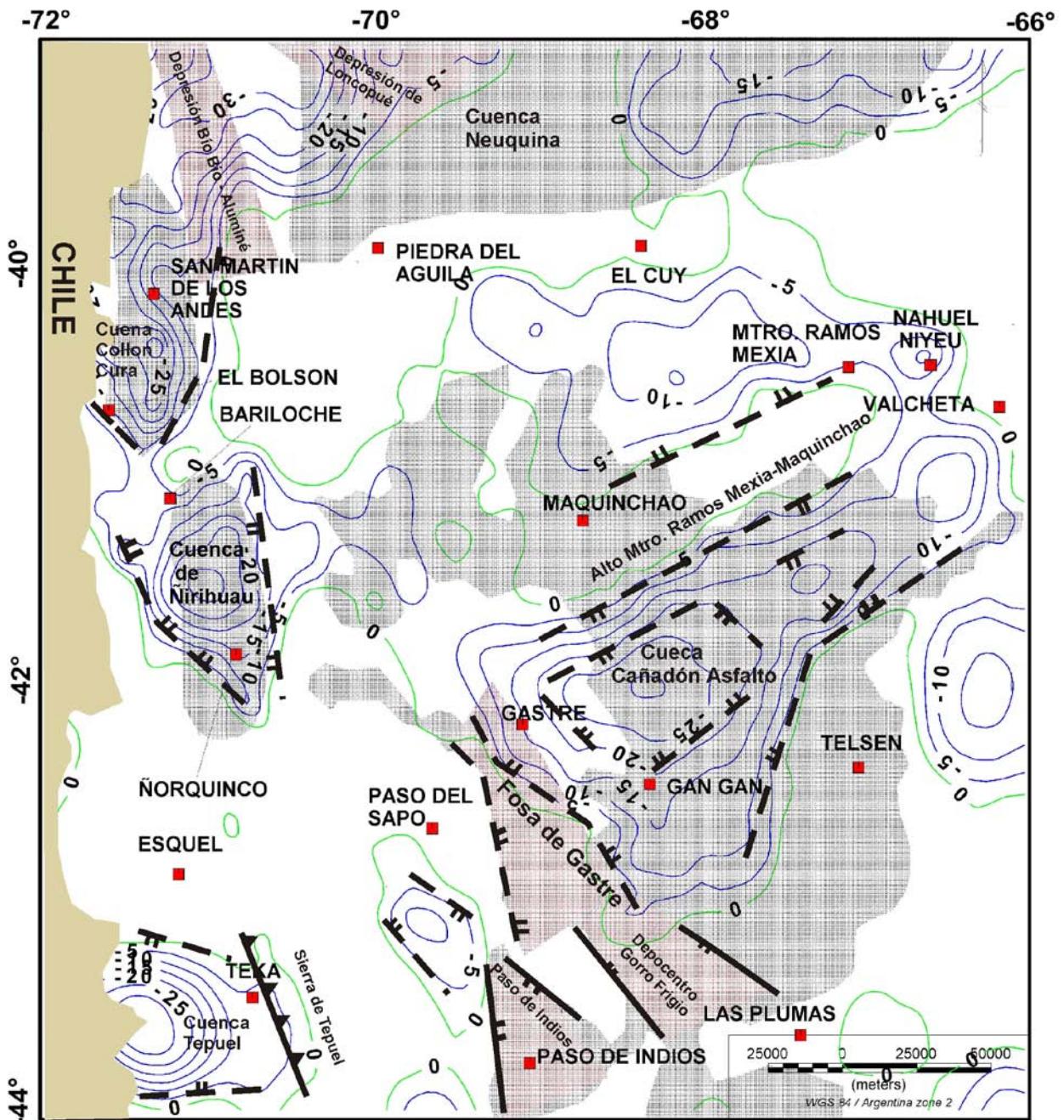


Figura 2-10: Mapa de isoanomalas negativas cada 5 mGal sobre las principales cuencas sedimentarias: Neuquina ; Cañadón Asfalto; Ñirihuau; Collon Cura; Tepuel y las depresiones de Bío Bío – Aluminé; Loncopué y Gastre. Con línea de trazo de color negro se marcan los bordes de cuenca interpretados a partir de las isoanomalas de gravedad.

Hacia el centro del macizo Norpatagónico en la cuenca Cañadón Asfalto existen máximos gravimétricos negativos concéntricos alcanzando mínimos de - 30 mGal. Éste mínimo, atraviesa con dirección principal NE-SO, desde el sur de Valcheta se extiende por debajo de la meseta de Somún Curá hasta la fosa de Gastre (Figura 2-10).

Como puede verse en estos mapas, existe una diversidad de estructuras geológicas ligadas a diferentes eventos geológicos. En los próximos Capítulos (3 y 4) nos dedicamos a estudiar en detalle dos regiones que por sus características nos resultaron de importancia: La región de Gaster y la región de Valcheta, ambas determinadas por un elevado gradiente gravimétrico.

# CAPÍTULO 3

## 3.1 FOSA DE GASTRE

En la Patagonia extrandina al suroeste del Macizo Norpatagónico se extiende una depresión en dirección NO - SE denominada fosa de Gastre (Figura 3-1). Autores como Volkheimer, (1965, 1973); Coira et al. (1975); Proserpio (1978); Nullo. (1979); LLambías et al. (1984), y Dalla Salda y Franzese (1987) relacionan el origen de esta fosa a una tectónica transtensional, producto de la reactivación de fallas de rumbo de edad paleozoica a precámbrica. Coira et al. (1975), Proserpio (1978) y Nullo. (1979), proponen para el área de Gastre un sistema de fracturas, con fallas tensionales y fallas de cizalla derivado de un modelo tectónico de cupla de cizalla simple (Figura 3-2.a, véase también Figura 3-2.b, en donde se muestra el diseño esquemático de transpresión y trastensión de Rossello, 2001). Este sistema de fracturas junto a franjas de milonitas desarrolladas en rocas plutónicas de edad triásica tardía – jurásica temprana (Rapela, 1997) en la sierras de Calcatapul y Lonco Trapial constituyen la base de la hipótesis desarrollada por Rapela et al. (1991), Rapela y Pankhurst (1992) y Rapela (1997). La misma establece la existencia de movimientos transcurrentes dextrales de la Patagonia, con desplazamientos de 450 a 500 km a lo largo del sistema de falla de Gastre, concomitante con el emplazamiento del batolito de la Patagonia central durante el triásico tardío – jurásico temprano.

Sin embargo estudios realizados por von Gosen y Loske (2004) ratificaron la presencia del fallamiento de dirección NO y de zonas de milonitas de edad paleozoica en las sierras de Calcatapul, destacando que estas evidencias eran insuficientes para demostrar la existencia de una zona de cizalla de carácter regional.

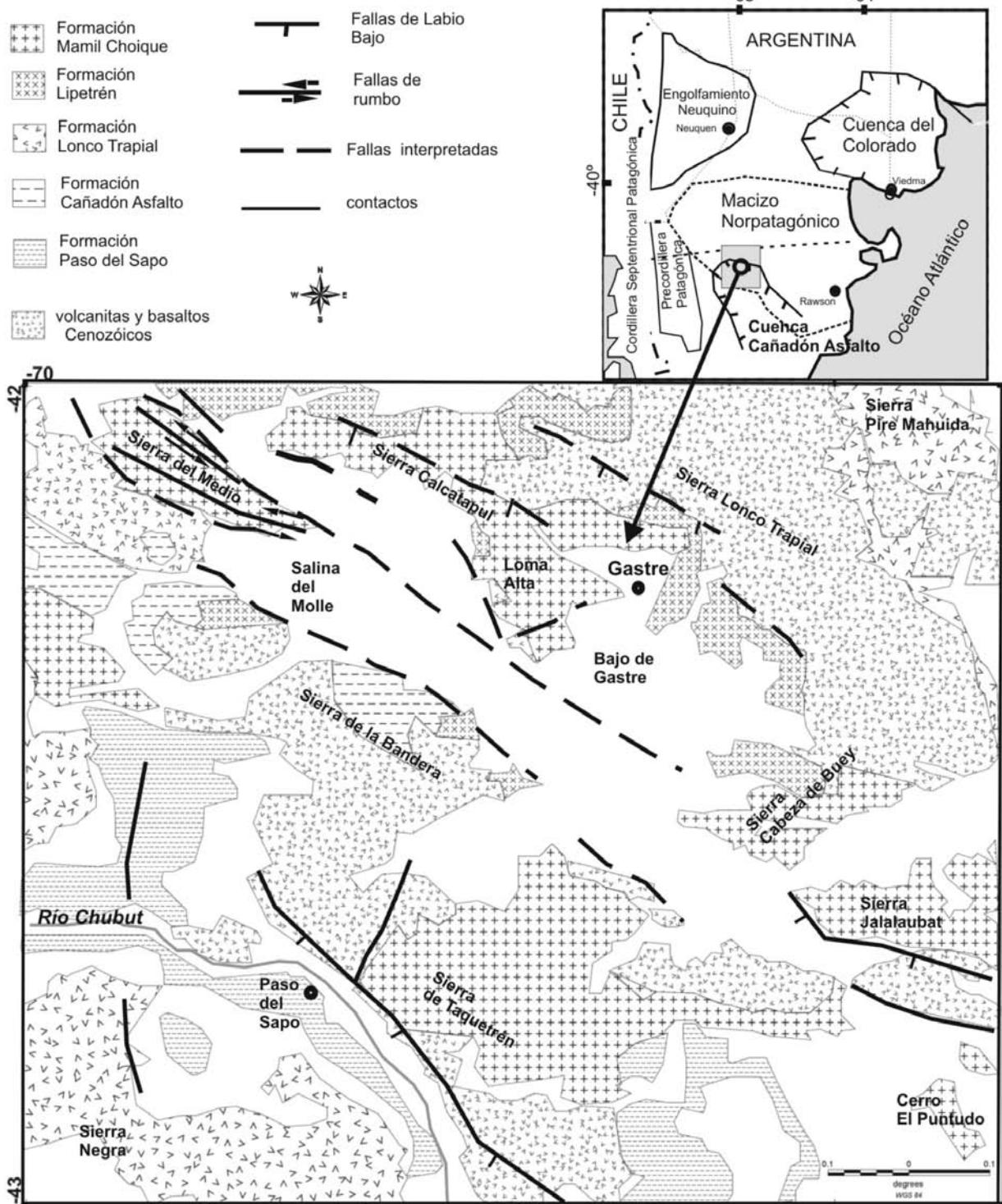


Figura 3-1: Mapa geológico del área de Gastre (modificado de Lizuain et al., 1995)

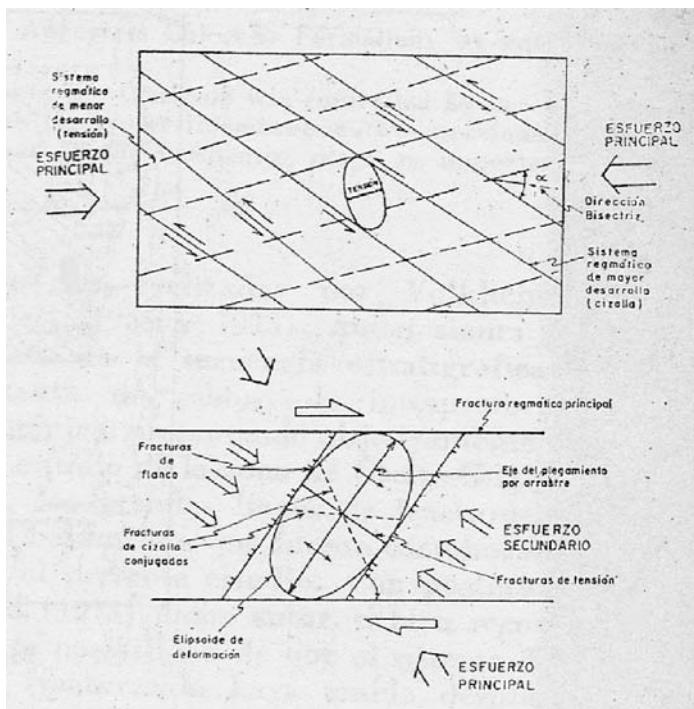


Figura 3-2.a: arriba orientación de la elipse de deformación producida por mecánica de cupla ante esfuerzos no bisectrices al sistema conjugado, abajo: elementos estructurales relacionados a la deformación por cizalla simple. (Modificado Moody, 1973 y Coira et al.1975).

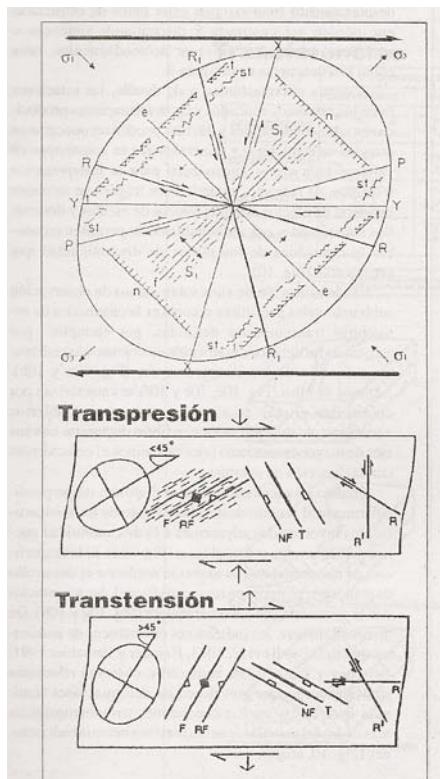


Figura 3-2.b: Estructuras mayores y menores relacionadas con sistemas transcurrentes. (modificado de Rossello, 2001)

La información geofísica obtenida a través del presente estudio gravi-magnetométrico, permitirá la construcción de un mapa de isoanómalas residuales de Bouguer, que muestre la disposición y geometría de las estructuras geológicas ya establecidas, como así también estructuras que existirían y que aún no fueron identificadas por encontrarse cubiertas por

sedimentos cuaternarios. Mediante el modelado gravimétrico de perfiles que atraviesan, en dirección oblicua a la fosa de Gastre se estimaría la profundidad del espesor sedimentario en el Bajo de Gastre.

### 3-2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

En la fosa de Gastre, sobre el basamento de edad precámbrica a paleozoica se desarrollaron una serie de grabens y horsts originados por fallamientos gravitacionales reactivados a partir de antiguas fallas de rumbo de dirección NO-SE durante una tectónica tensional (Volkheimer, 1965, 1972 y 1973). La generación de estos grabens y horsts fue fundamentada a través de un modelo de cuplas de cizalla simple propuesto por Coira et al. (1975). Estos depocentros fueron originados según Figari et al. (1994), Cortiñas (1996) y Figari (2005) en el jurásico medio y superior por esfuerzos extensivos o transtensivos (Figura 3-3), siendo luego parcialmente invertidos por una etapa compresiva durante el terciario constituyendo junto a otros depocentros aislados (Gorro Frigio, Paso de Indios, Gan Gan y del Valle General Racedo) la cuenca de Cañadón Asfalto (Figura 3-4).

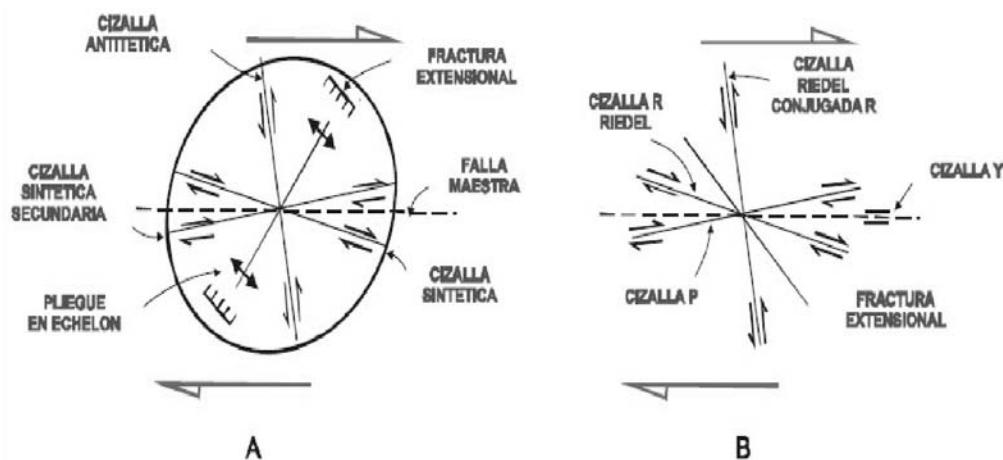


Figura 3-3: Elipse de deformación en el área central Norte del Bloque Norte Falla Rapiman. Esquema de cizalla Simple dextrógira (Figari, 2005).

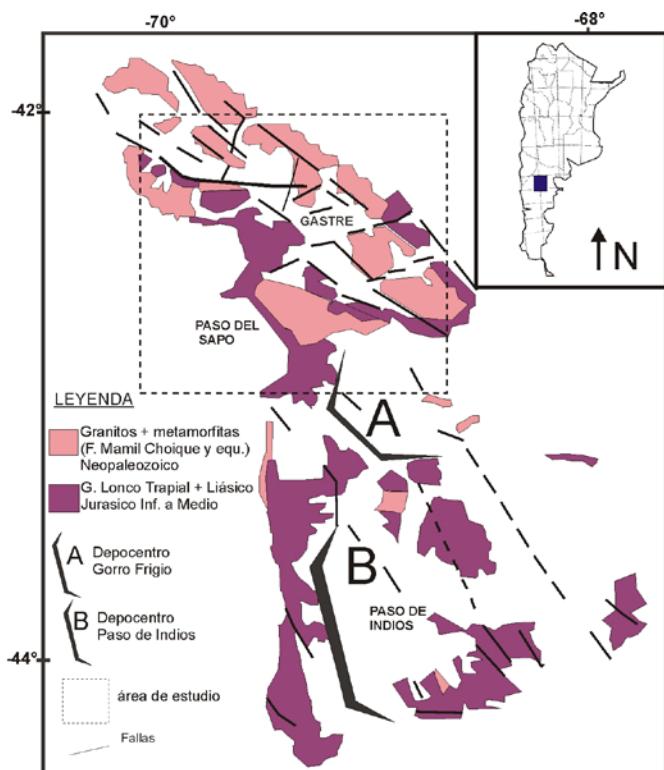


Figura 3-4. Mapa de ubicación de los depocentros de Gorro Frigio, Paso de Indios y Gastre (modificado de Figari, 2005).

### 3.2.1) Unidades Litológicas

En la región, el basamento de edad precámbrica a paleozoica inferior se encuentra constituido principalmente por rocas metamórficas, volcánicas y plutónicas agrupadas en las Formaciones Cushamen (Volkheimer, 1964), Calcatapul (Proserpio, 1978) y Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977) (Figura 3-1). Los esquistos y anfibolitas de la Formación Cushamen, son intruídos por las plutonitas mesosilícicas de la Formación Mamil Choique y por un conjunto de granitoides calcoalcalinos asignados a la Formación Lipetrén de edad pérmbica según Proserpio (1978), o pérmbica – triásica según Nullo (1978), o triásica tardía – jurásica temprana según Rapela (1997).

Durante el Mesozoico se deposita en la parte central de la provincia de Chubut una espesa secuencia volcanoclástica denominada Formación Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972; Nullo y Proserpio, 1975) donde predominan aglomerados volcánicos con matriz arenosa gruesa entre los que se intercalan algunos elementos tractivos menores, tobas y escasas coladas, algunas de ellas ignimbriticas. Las volcanitas de esta formación han sido asignadas al jurásico medio

(Stipanicic y Bonetti, 1970). Sobre esta secuencia, en forma claramente concordante, la megasecuencia I (Figari y Courtade, 1993; Figari et al., 1994; Figari, 2005) culmina con la parte inferior de la Formación Cañadón Asfalto constituida por niveles de calizas algáceas, pelitas con algunos restos vegetales y estherias, arenas y conglomerados, con intercalaciones de coladas basálticas (Figura 3-5). Estos niveles calcáreos pueden interpretarse como una plataforma carbonática lacustre (Figari, 2005).

La megasecuencia II, está integrada netamente por la sección superior de la Formación Cañadón Asfalto. En su composición participan areniscas, limonitas, pelitas y calizas depositadas en ambiente fluvial, fluvial deltaico y lacustre profundo.

Durante el Cenozoico se desarrolló volcanismo alcalino en la sierra Negra y al sur de la sierra de Taquetrén, denominada como la Formación El Mirador (Volkheimer, 1964). Esto constituye un evento volcánico complejo, compuesto por lavas y cuerpos subvolcánicos de composición andesítica a basáltica. En la sierra de Piré Mahuida se desarrolló un volcanismo bimodal, grandes volúmenes de lavas ácidas constituyen el núcleo de la sierra y son cubiertos por flujos basálticos que forman una meseta central (Ardolino, 1981). Este volcanismo que constituye el Complejo Piré Mahuida (Salani y Page, 1987), es una secuencia lávico –piroclástica de ignimbritas riolíticas, domos andesíticos y riolíticos (Salani, 1996). Durante el Neógeno, en el faldeo sur de la sierra del Medio, se desarrollaron campos de volcanismo basáltico denominado Formación Crater (Volkheimer, 1964; Ravazzoli y Sessana, 1977). Estos basaltos han sido clasificados por Massaferro et al. (2006) como basaltos alcalinos, basanitas y traquibasaltos.

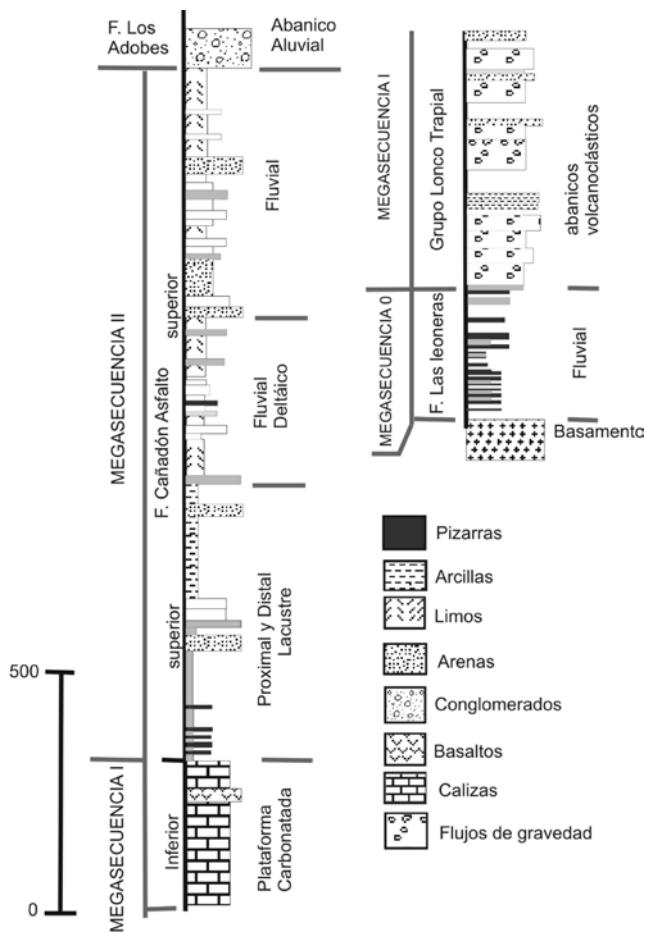


Figura 3-5: Columna estratigráfica idealizada de Gaster Gan-Gan extraída de Figari (2005)

### 3.3) ANTECEDENTES GEOFÍSICOS

#### 3.3.1) Magnetometría

En 1978 la Comisión Nacional de Energía Atómica (C.N.E.A.) realizó un levantamiento aéreo de datos magnéticos utilizando un magnetómetro de precisión nuclear a una altitud de vuelo de 120 m. Estos datos fueron grillados por el SEGEMAR utilizando un paso de grilla de 250 m para confeccionar la hoja de intensidad de campo magnético total 4369-I Gaster.

Luego Ghidella et al. (2002) calcularon el valor de las anomalías magnéticas para el bloque Chubut central descontándole el IGRF (International Geomagnetic Reference Field) para el año 1978, a los datos de intensidad de campo magnético total (Figura 3-6).

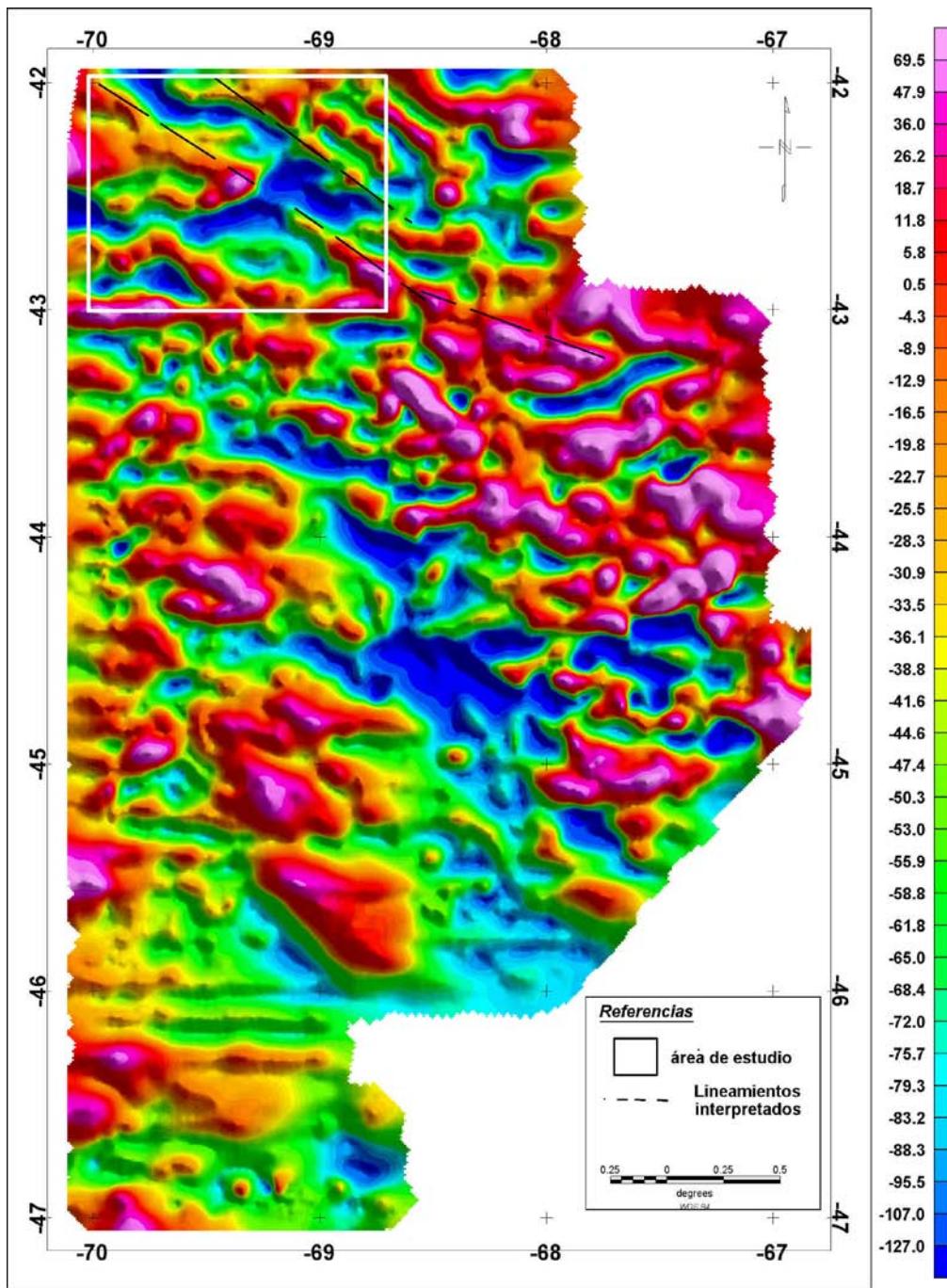


Figura 3-6: Mapa de anomalías Magnéticas (Guidella et al., 2002). Lineamientos interpretados en el área de Gaster. Escala vertical en nT.

Separamos la anomalía magnética del área de Gaster, Figura 3-7, con el objeto de comparar las respuestas magnéticas con los distintos dominios geológicos emplazados en corteza superior. Las variaciones producidas en la respuesta magnética estarán dadas por la variación lateral de la susceptibilidad magnética en las rocas que componen la corteza superior.

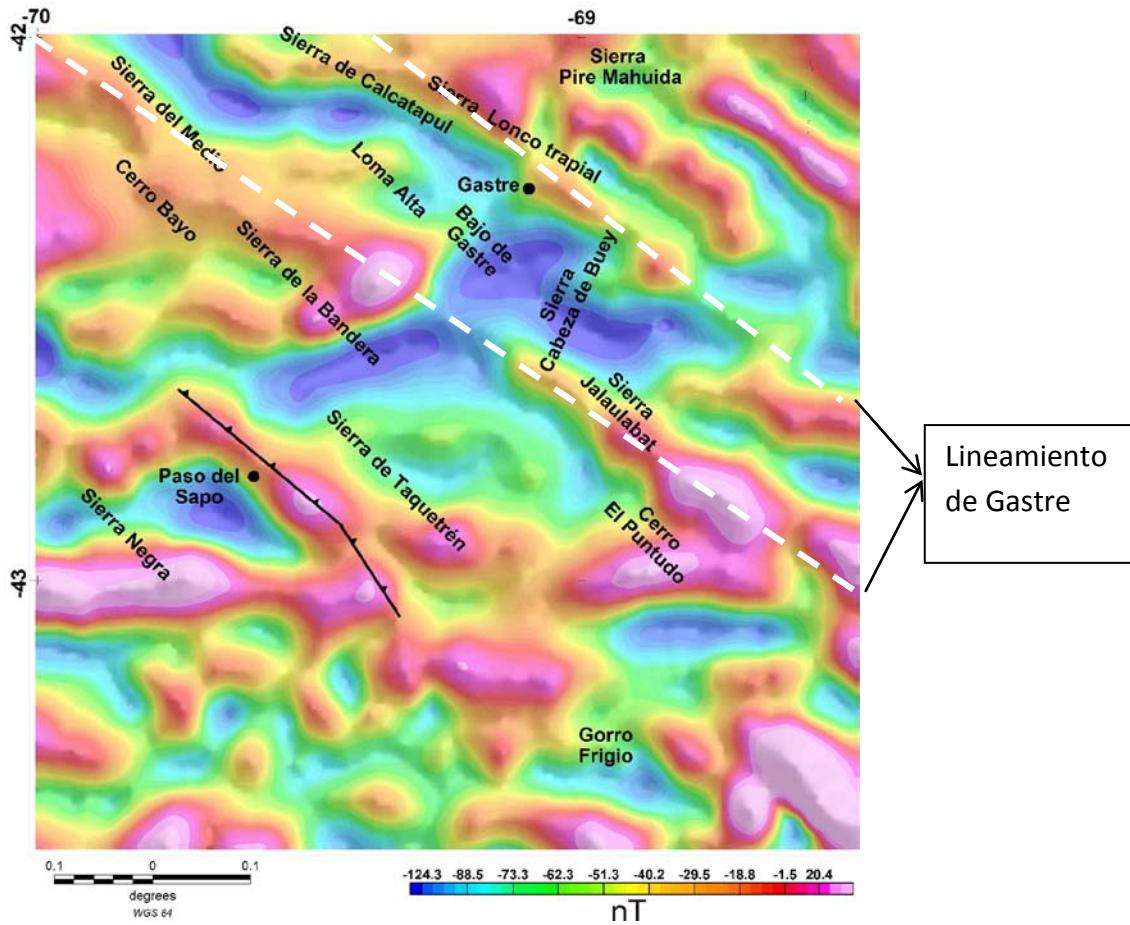


Figura 3-7: Mapa de anomalías magnéticas. Se individualizan estructuras geológicas asociadas a mínimos y máximos magnéticos.

Se distinguen muy bien el lineamiento de Gastre y, pueden asociarse los máximos magnéticos a las sierras: Lonco Trapial, de la Bandera, Jalalaubat, Calcatapul, del Medio y Taquetrén. Los mínimos magnéticos en la fosa están asociados a los depocentros del Bajo de Gastre y al este de la sierra Cabeza de Buey.

### 3.3.2) Gravimetría

A principios de la década del 80 el Instituto Geográfico Militar (IGM) realizó relevamientos gravimétricos con motivo de extender la red gravimétrica nacional. Los datos relevados por el IGN en el área de estudio comprenden los siguientes trayectos: a) línea 232: Paso del Sapo - Paso de Indios, b) línea 234: El Molle – Paso del Sapo, c) línea 235: Gan Gan – El Molle, d) línea 238: Ingeniero Jacobacci – El Molle, e) línea 236: El Molle – El Maitén y, f) línea 231: Paso del

Sapo - (PF36) de la línea 228 que une las localidades de El Maitén y Esquel (Figura 3-8). Esta información fue incorporada a la base de datos del IFIR (Instituto de Física de Rosario) y del IGSV (Instituto Geofísico Sismológico Volponi). Para más detalle sobre la obtención de los datos véase Capítulo 1.

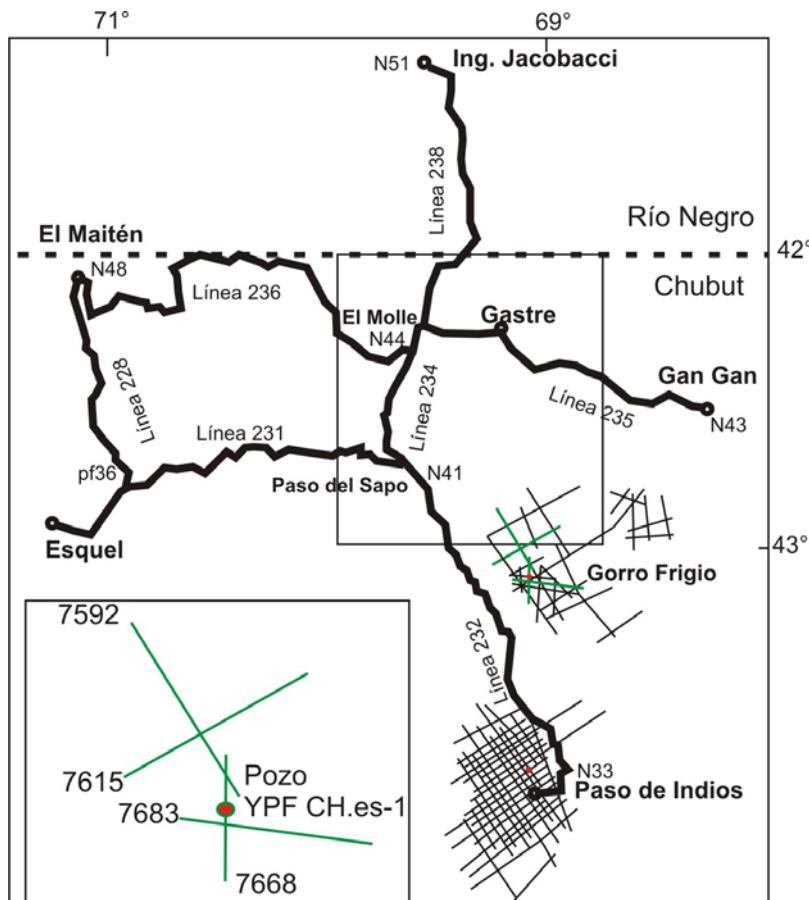


Figura 3-8: Ubicación de los levantamientos gravimétricos (líneas IGN, en trazo grueso) y nodales (N43, por ejemplo). Con líneas delgadas se muestran los prospectos sísmicos de Gorro Frigio y Paso de Indios. Con círculos rojos pozos perforados por YPF .Con líneas verdes la localización de las secciones utilizadas para modelar con gravimetría.

### 3.3.3) Prospección Sísmica

Con el objetivo de investigar la potencialidad hidrocarburífera de la Formación Cañadón Asfalto en la cuenca homónima YPF realizó a principios de la década del 90 estudios sísmicos (Figura 3-8) al sur del área de Gastre. Estos se focalizaron en dos depocentros separados por un alto estructural en la sierra de Pichiñanes, al sur el depocentro de Paso de Indios y al norte el depocentro de Gorro Frigio (Figura 3-4). Los resultados de este estudio sísmico,

principalmente el llevado a cabo en el depocentro de Gorro Frigio (Figura 3-9) son relevantes para conocer la geometría de las estructuras al sureste de la fosa de Gastre. Esta información fue utilizada para construir modelos de densidad y vincularlos a modelos gravimétricos realizados en la fosa de Gastre.

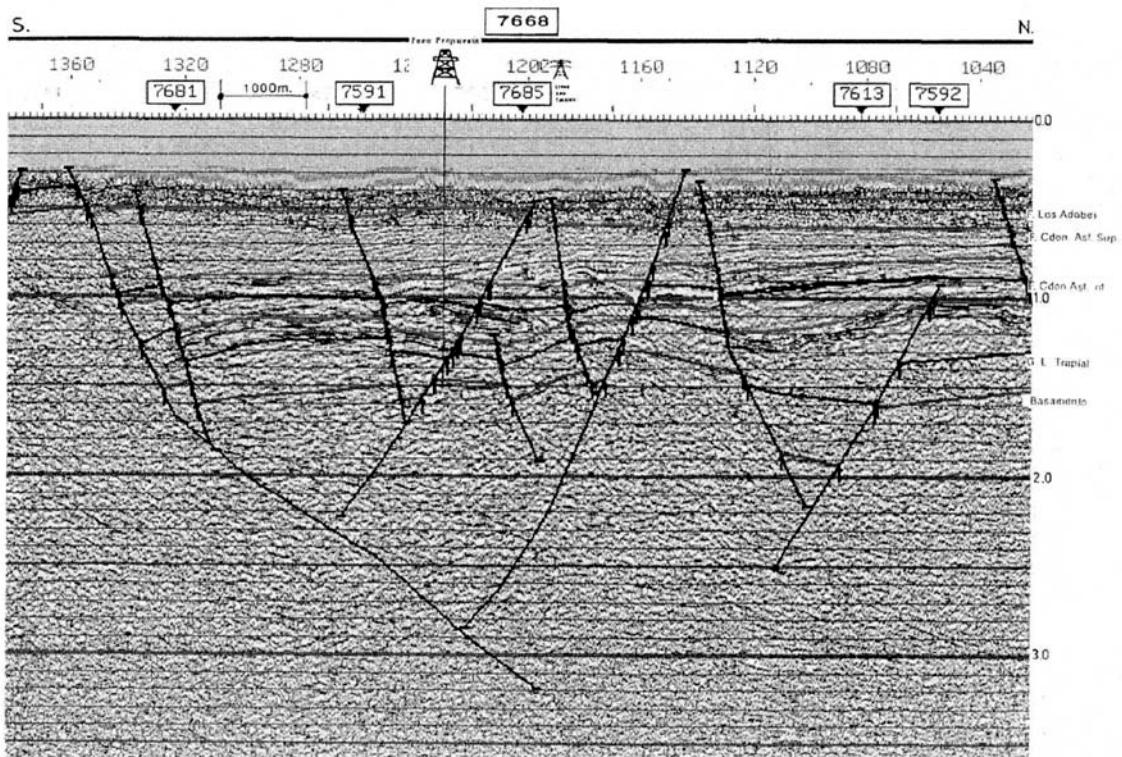


Figura 3-9: Sección sísmica (línea 7668) interpretada por YPF. Cruza el pozo YPF.Ch.GF.es-1 en el área de Gorro Frigio ver Figura 3-8. Esta sección servirá para construir un modelo de densidad. (Extraída del Informe técnico de Cortiñas et al., 1994).

A partir de la información arrojada por la prospección sísmica YPF realizó dos pozos YPF.Ch.Pdl.es-1 y YPF.Ch.GF.es-1 en Paso de Indios y Gorro Frigio Figura 3-8. El primero de los pozos alcanzó una profundidad de 2750 metros cortando al basamento sísmico constituido por granitos, metamorfitas y volcanitas. Bajo la cobertura sedimentaria de las rocas del Grupo Chubut a los 490 metros se atravesó la Formación Cañadón Asfalto encontrando la base a los 1700 metros en las volcanitas del Grupo Lonco Trapial. El segundo de los pozos atravesó el basamento sísmico a los 2204 metros de profundidad, el techo de la Formación Cañadón

Asfalto fue perforado a los 300 metros y su base a los 1550 metros encontrándose las volcanitas de la Formación Lonco Trapial (Cortiñas et al., 1994), Figura 3-10.

ESQUEMA COLUMNAR REFERIDO BOCA POZO			PROGRAMA CONTROL GEOLOGICO				OBSERVACIONES				
PASES REALES	FORMACION	LITOLOGIA	CORONAS	CUTTINGS	GAS FLUORESC	F.T.	(1)	(2)	(3)		
242	Gr. CHUBUT Fm.CAÑADON ASFALTO SUPERIOR INFERIOR GRUPO LONCO TRAPIAL BASAMENTO SÍNICO	Ep. LOS AGACHES	ARENISCAS CONGLOMERADOS Y PELITAS ROJAS								
		Ep. LOS AGACHES	PEL.NEGR. Y VERD. ARENIS.TOBACEAS Y CONGLOMERADOS	1							
		Ep. LOS AGACHES	ARENISCAS Y PELITAS	1							
803		Ep. LOS AGACHES	PELITAS NEGRAS Y CALIZAS ALGACEAS	2							
1080		Ep. LOS AGACHES	BASALTOS CALIZAS Y ESCASAS PELITAS	1							
1327		Ep. LOS AGACHES	TOBAS.VULCANITAS CONGLOMERADOS AGLOMERAD VOLCANIC								
1552		Ep. LOS AGACHES	GRANITOS METAMORFITAS Y VULCANITAS								
PROFUNDIDAD FINAL = 2200,5mbbp (-1501,5m.)											
			CADA 2m HASTA FINAL	CONTROL CONTINUO Y CROMATOGRAFIA DE GASES EN INYECCION - CONTROL DE FLUORESCENCIA	DURO SEMI DUR O SEMIBLANDO						

Figura 3-10: Esquema columnar del pozo YPF.Ch.GF.es-1 (extraída de Cortiñas et al., 1994).

### 3.4) PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA EN LA FOSA DE GASTRE

#### 3.4.1) Cálculo de la anomalía de Bouguer completa

En el área de estudio existen variaciones importantes en el relieve topográfico, la mayor diferencia se encuentra al sur de la fosa de Gaster, entre la sierra de Taquerén y el valle del río Chubut. Estas variaciones en el relieve producen un efecto gravimétrico indeseado por lo que debe ser corregido, como fuera explicado en el Capítulo 1. A continuación se observan los mapas y gráficos donde se muestran los modelos de elevación digital, regional y local, utilizados en la corrección topográfica (Figura 3-11) y la grilla de corrección topográfica resultante (Figura 3-12) para la producción de la anomalía de Bouguer completa en la región de Gaster.

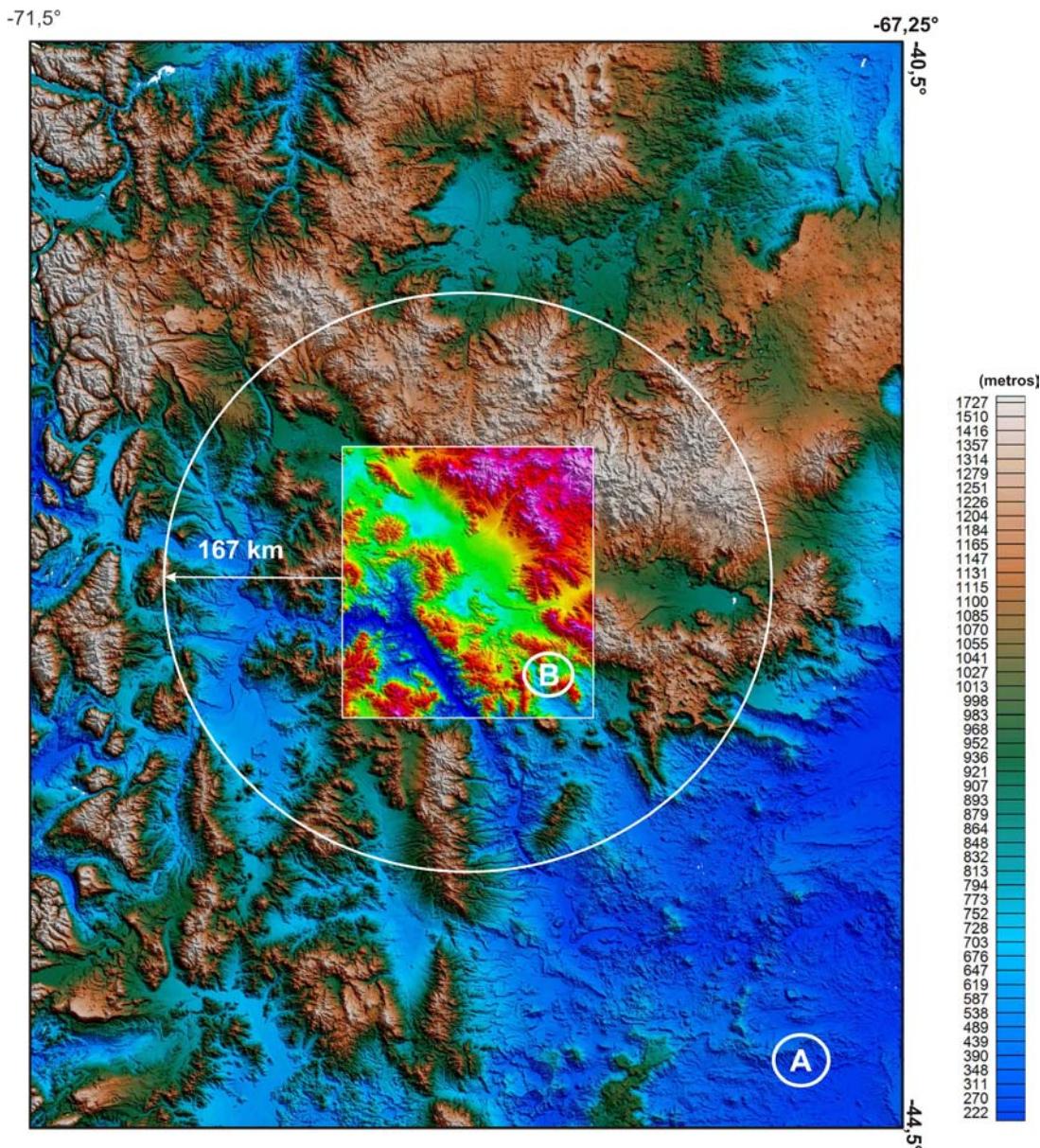


Figura 3-11: Esquema de funcionamiento en la práctica de la Corrección Topográfica. (A) Modelo de elevación digital regional con un paso de grilla de 250 metros. (B) Modelo de elevación digital local (B) con un paso de grilla de 90 metros.

Los valores de anomalía de Bouguer completa fueron grillados con un paso de grilla de 3 x 3 km (Figura 3-13). El método de grillado empleado fue el de Mínima Curvatura (Briggs, 1974). Esta metodología regulariza datos geofísicos creando una grilla de valores estimados a partir de datos distribuidos en forma no uniforme sobre el terreno.

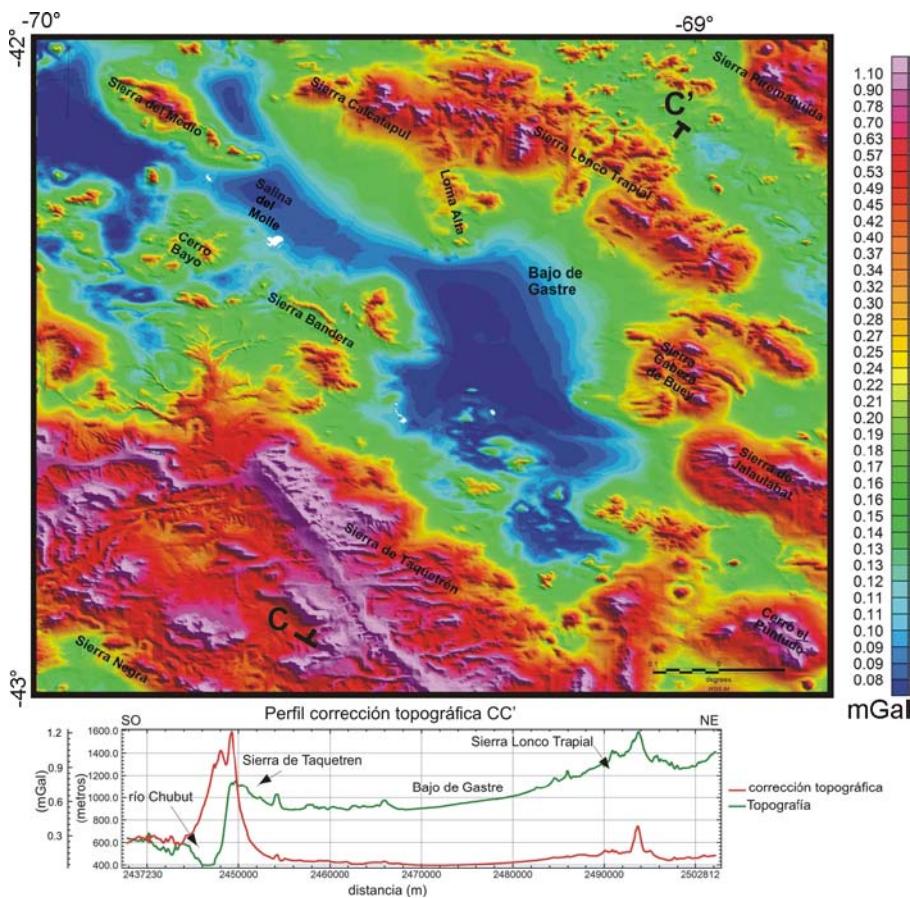


Figura 3-12: Arriba, grilla de corrección topográfica (área Gastre) utilizando una densidad de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . Abajo, ejemplo en el perfil CC'. En él observamos que las mayores correcciones topográficas coinciden con los altos gradientes topográficos.

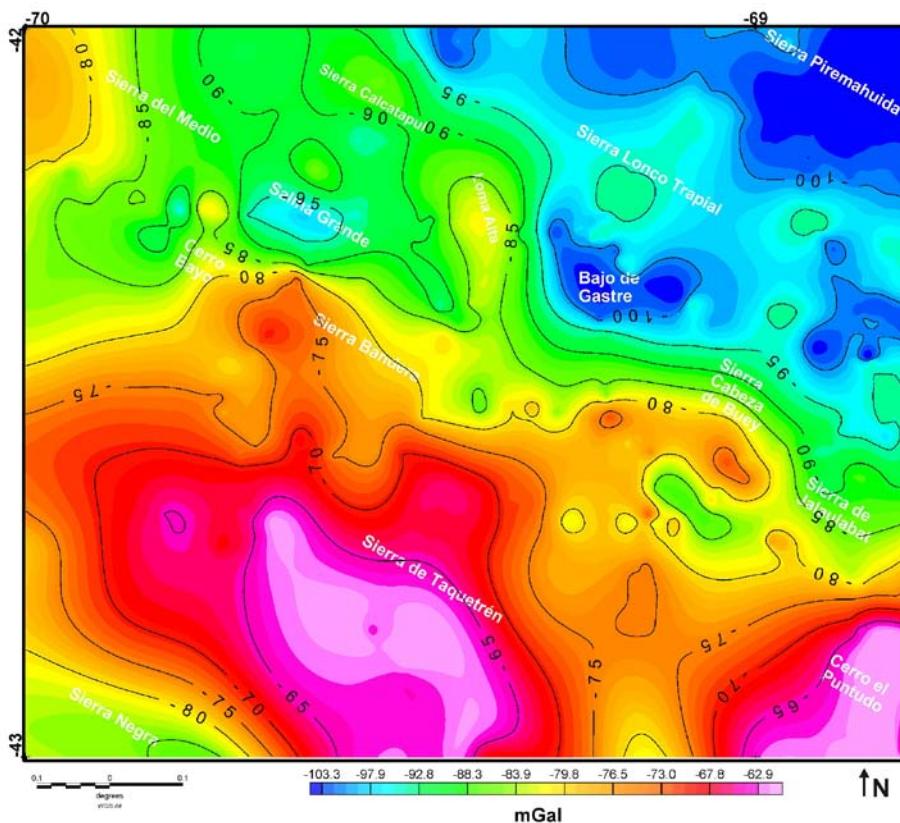


Figura 3-13.a: Mapa de anomalía de Bouguer completa en el área de Gastre.

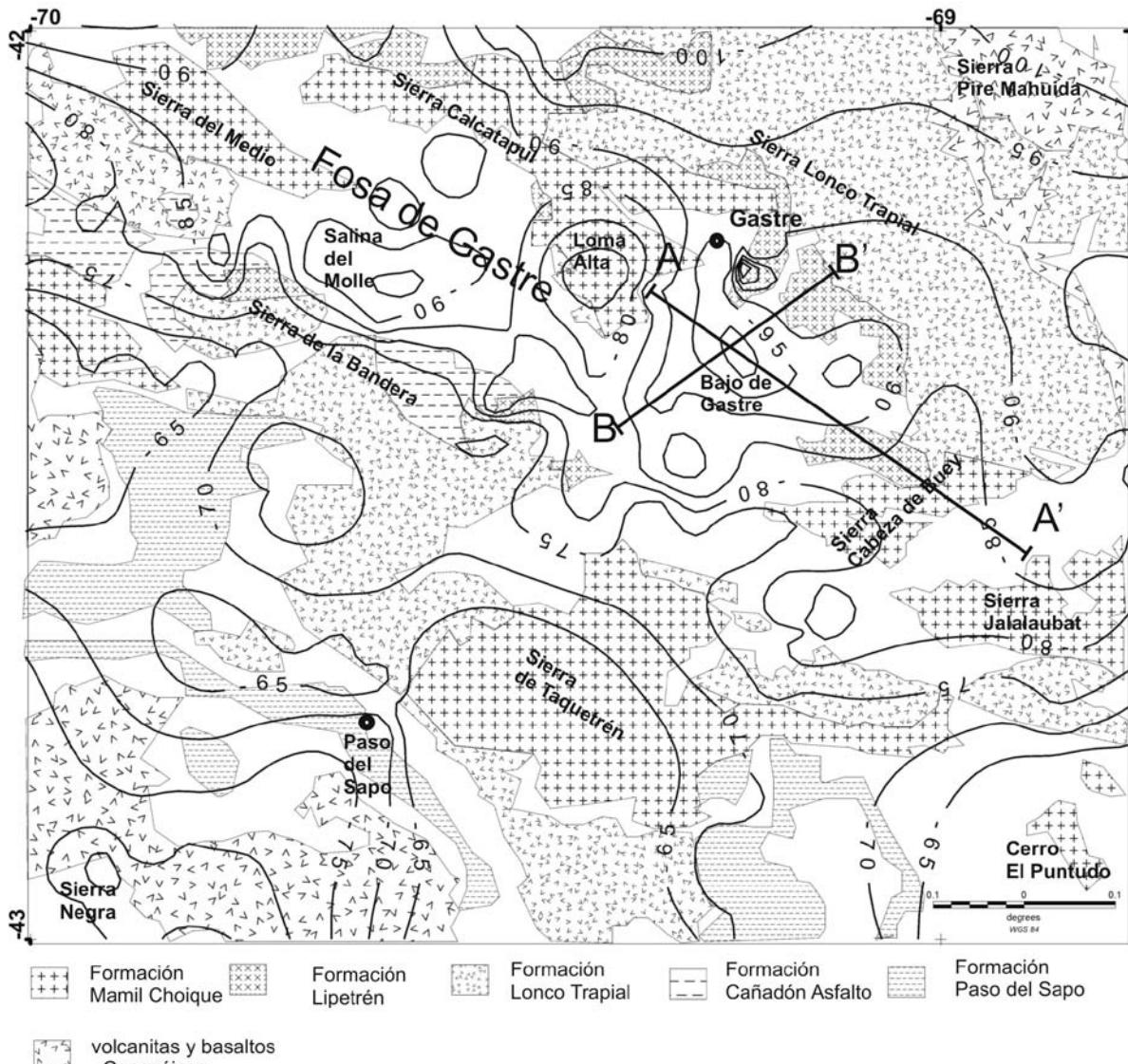


Figura 3-13.b: Anomalía de Bouguer sobre las principales formaciones en el área de Gastre. Con líneas llenas se ubican los perfiles AA' y BB' donde más adelante se aplica el análisis espectral.

### 3.4.2) Determinación de la anomalía residual de Bouguer

Para poder obtener las anomalías de Bouguer residual, es necesario descontarle al mapa de anomalía de Bouguer completa el efecto gravimétrico regional, específicamente la anomalía de gravedad producto de la deflexión del Moho (Pacino e Introcaso, 1987; Blakely, 1995) (véase Capítulo 2 mapa de anomalía regional de Bouguer, Figura 2-6.g). Descontada esta tendencia regional del mapa de anomalía de Bouguer completa, se obtiene el mapa residual de Bouguer (Figura 3-14.a).

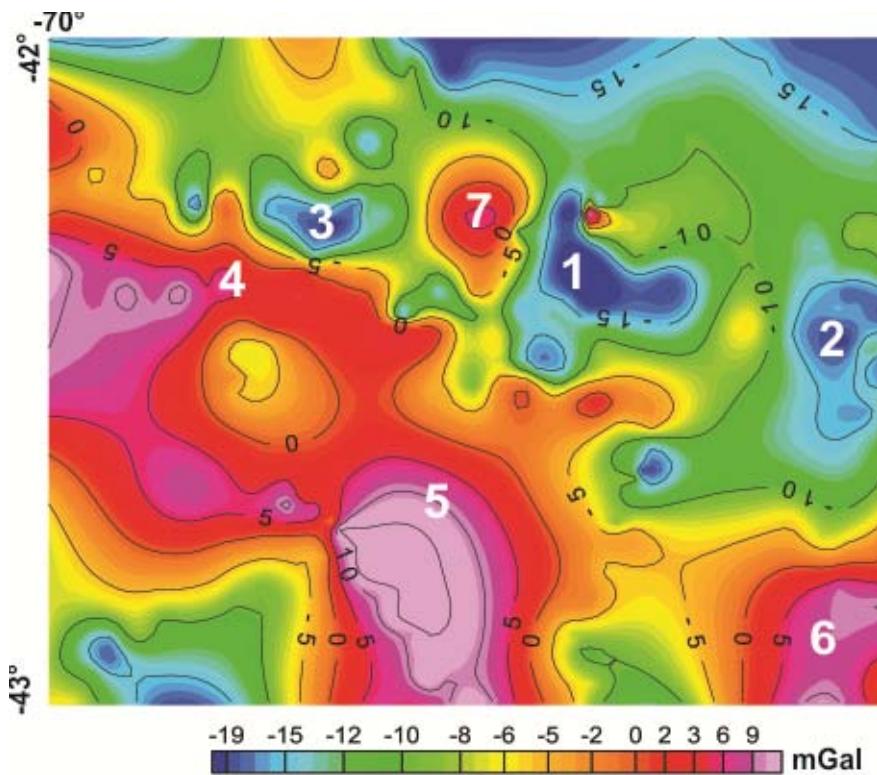


Figura 3-14.a: Mapa de isoanómalas residuales de Bouguer (obtenida con el filtro pasa bajo Butterworth, véase Capítulo 2)

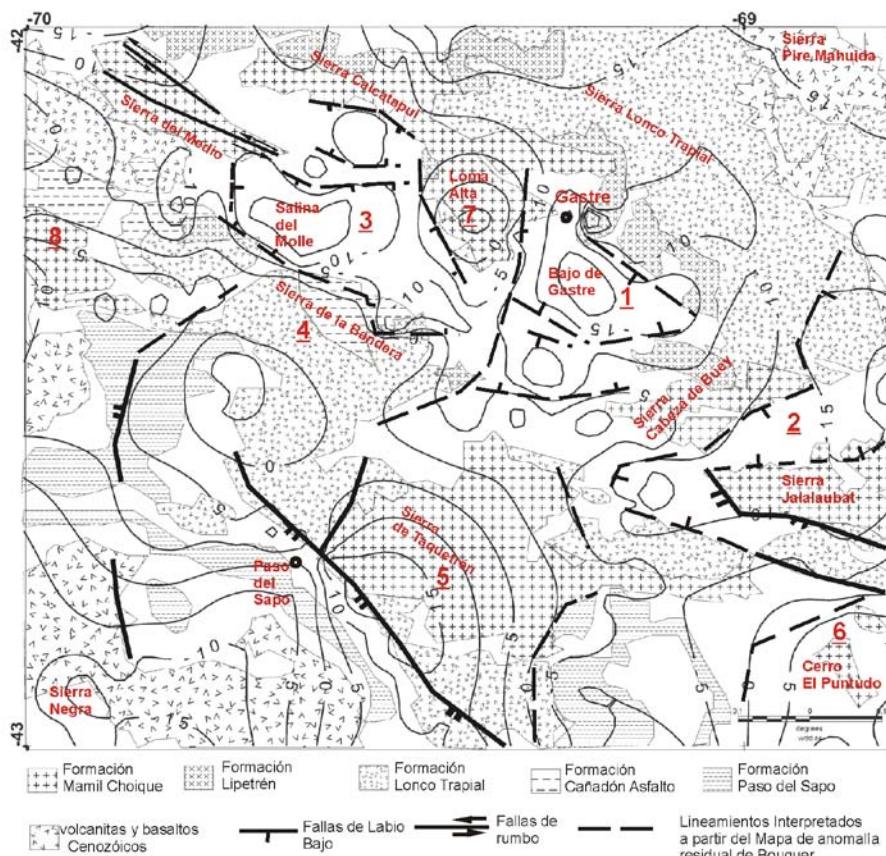


Figura 3-14.b: Isoanómalas residuales de Bouguer sobre el mapa con las principales formaciones geológicas y lineamientos. Destacamos las siguientes anomalías: 1) Bajo de Gastre, 2) este de la Sierra Cabeza de Buey, 3) Salina del Molle, 4) Sierra de la Bandera, 5) Sierra de Taquetrén, 6) Cerro El Puntudo, 7) Loma Alta, 8) sur de la Sierra del Medio. En líneas de trazo: Fallas por Interpretación gravimétrica; en líneas llenas: fallas marcadas en la carta geológica (según Lizuain et al., 1995).

En el mapa de anomalía residual de Bouguer (Figura 3-14.b) se observa que sobre la fosa de Gastre se desarrollan tres mínimos gravimétricos, que denominamos:

1) Con -20 mGal identificamos al Bajo de Gastre (Pampa de Gastre), Volkheimer (1972); 2) hacia el centro este de la carta, con -15 mGal, denominamos el mínimo Cabeza de Buey; 3) hacia el norte, el mínimo centrado en -15 mGal de la Salina del Molle (Pampa de Tres Palomas), Volkheimer (1972).

También, ubicamos otros mínimos de menor magnitud relativa, como por ejemplo al sur de la sierra de Calcatapul y al sur-oeste de la sierra de Jalalaubat. Estos mínimos gravimétricos de forma elíptica, con su eje mayor en dirección NE-SO, coinciden con la dirección de máxima deformación en el modelo de cupla de cizalla simple establecido por Coira et al. (1975); encontrándose flanqueados por lineamientos estructurales de dirección SE - NO y SO - NE, interpretados en superficie por Figari et al. (1994) (Figura 3-4). Estos bajos gravimétricos se encuentran separados por altos estructurales: sierra Cabeza de Buey, Loma Alta, sierra de la Bandera y sierra de Jalalaubat.

A su vez, los máximos gravimétricos identificados en el mapa de anomalía residual de Bouguer (Figura 3-14) son:

- 4) +5 mGal en la sierra de la Bandera,
- 5) +15 mGal sobre la sierra de Taquetrén,
- 6) Hacia el S-E del mapa de +5 mGal coincidente con el cerro el Puntudo,
- 7) +5 mGal sobre Loma Alta (al sur de la sierra del Medio).

Todos estos positivos gravimétricos coinciden con afloramientos del basamento y se encuentran flanqueados por lineamientos estructurales interpretados en superficie (Figari et al., 1994; Figari, 2005).

En la localidad de Paso del Sapo en la sierra de Taquetrén se encuentran los máximos valores de gravedad (Figura 3-14), los mismos se interpretan como un bloque de basamento elevado a través de la falla de Paso del Sapo durante la etapa de inversión tectónica en el terciario (según Aragón y Mazóni, 1997).

### 3.4.3) Análisis de densidad

Al suroeste, en la fosa de Gastre se realizaron levantamientos de muestras de los distintos afloramientos distribuidos por toda el área (Figura 3-15, para la localización).

Las densidades se determinaron con el método de la doble pesada. Cada medición presentada en la Tabla 3-1, consistió en el promedio de 5 a 8 muestras individuales aflorantes en el mismo sitio. El error cometido fue del orden de la centésima de la unidad (véase Tabla 3-1).

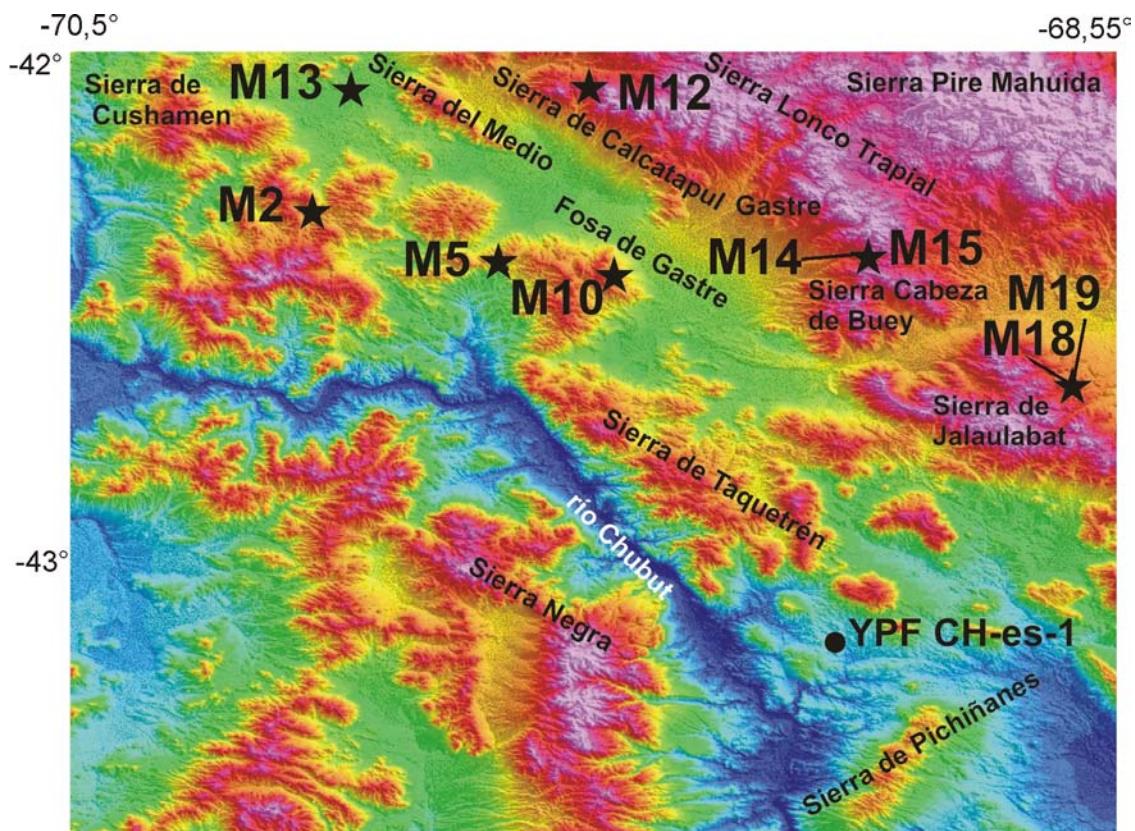


Figura 3-15: Con una estrella se simboliza el lugar de donde fueron extraídas las muestras para determinar su densidad. Con un círculo lleno la localización del pozo YPF Ch.GF.es-1.

Formación	litología	sitio	latitud	longitud	Nº de muestras	Densidad Promedio	Desviación estándar
Mamil Choique	esquisto micáceo	M2	-42,30	-69,03	6	2,766	0,002
	granitoide	M5	-42,41	-69,66	5	2,641	0,021
	granodiorita	M10	-42,43	-69,47	4	2,657	0,002
		M12	-42,08	-69,51	7	2,650	0,005
		M13	-42,08	-69,97	7	2,807	0,007
Lonco Trapial	volcanitas	M14	-42,39	-68,97	8	2,650	0,001
	tobas	M15	-42,39	-68,97	6	2,631	0,006
Cañadón Asfalto inf.	caliza	M18	-42,65	-68,58	5	2,491	0,008
Cañadón Asfalto inf.	areniscas	M19	-42,65	-68,58	5	2,599	0,008

Tabla 3-1: Densidades promedio en el área de Gaster.

### 3.4.3.1) Densidad de sondeo de pozo

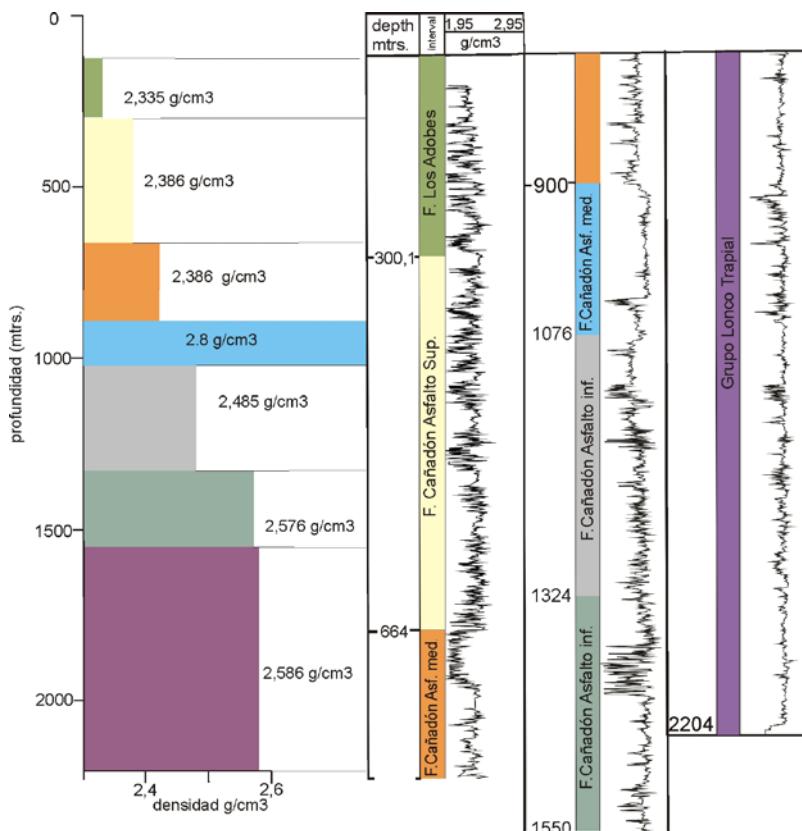


Figura 3-16: Derecha, curva del sondeo de densidad, digitalizado desde el registro de papel, del pozo YPF.Ch.GF.es-1. Izquierda, gráfico de densidades calculadas a partir del registro de pozo.

A partir de un registro de pozo YPF.Ch.GF.es-1 (véase localización en la Figura 3-15), ubicado al sureste del área de Gastre ( $-43,12^{\circ}$  latitud;  $-69,06^{\circ}$  longitud) en la localidad de Gorro Frigio, se obtuvieron valores de densidad. Se digitalizó la curva del sondeo de densidad Figura 3-16 y se realizó el análisis estadístico de los datos por cada unidad litológica. El error cometido al promediar los diferentes valores se cuantifica a través de la desviación estándar mostrado en las Figuras 3-17. El pozo YPF.Ch.GF.es-1 se encuentra a unos 60 km del pueblo de Gastre, sin embargo, atraviesa las mismas unidades litológicas de nuestro interés. Esta información fue clave para realizar modelos corticales en la fosa de Gastre.

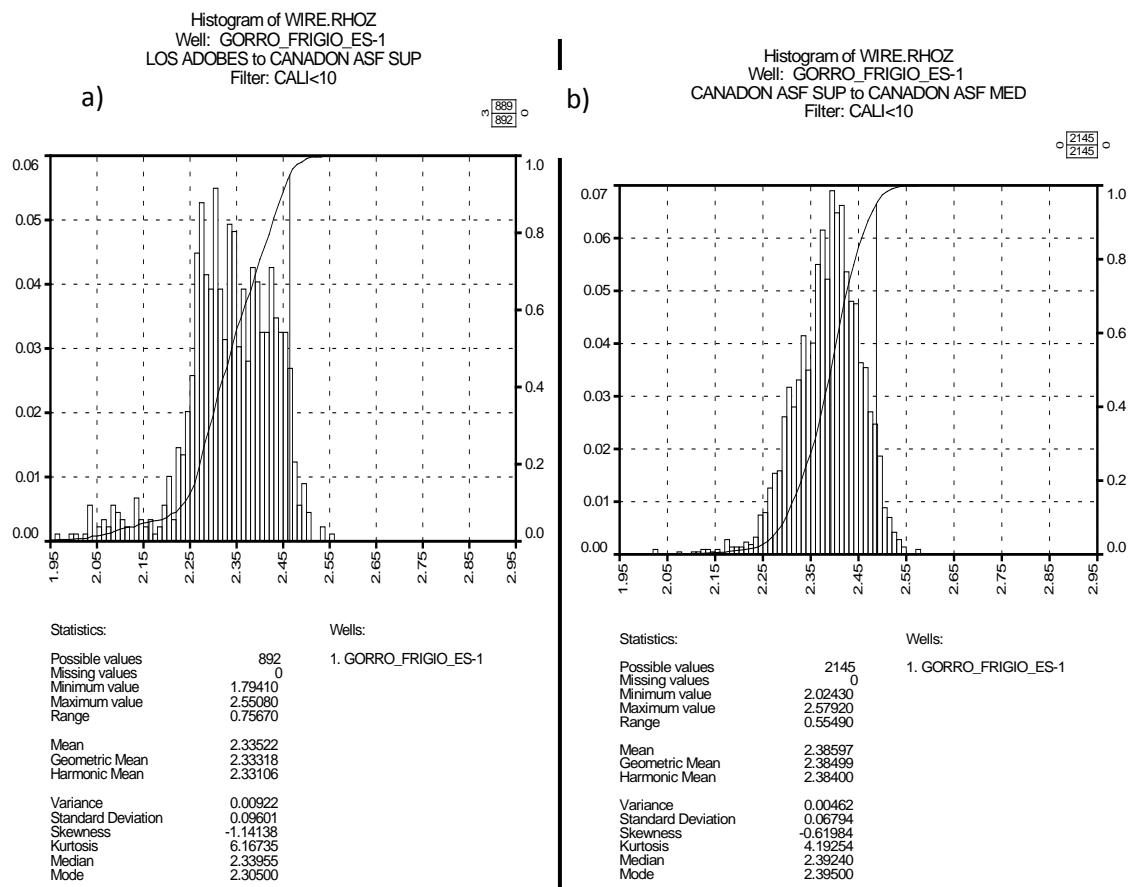
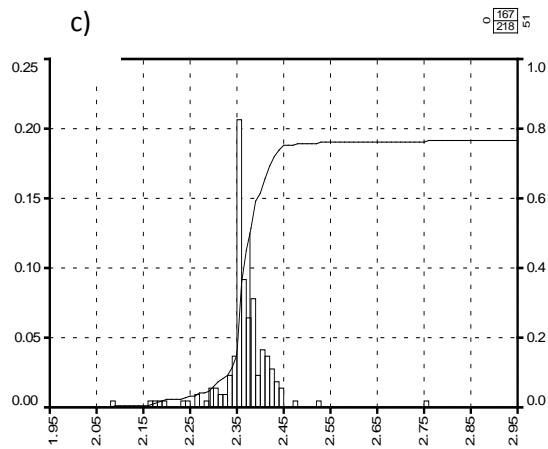


Figura 3-17: Estadísticas de las distintas unidades litológicas que atravesó el pozo YPF.Ch.GF.es-1. a) Formación los Adobes; b) Formación Cañadón Asfalto superior.

Histogram of WIRE.RHOZ  
Well: GORRO\_FRIGIO\_ES-1  
CANADON ASF MED to CANADON ASF MED\_BASE  
Filter: CALI<10

c)



Statistics:

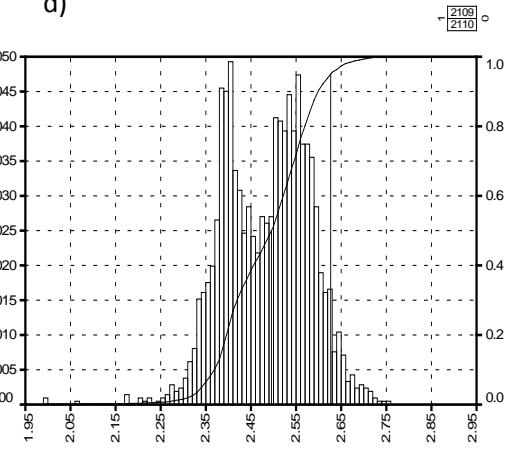
Possible values	230
Missing values	12
Minimum value	2.08530
Maximum value	4.62240
Range	2.53710
Mean	2.84614
Geometric Mean	2.73592
Harmonic Mean	2.65063
Variance	0.77832
Standard Deviation	0.88223
Skewness	1.28345
Kurtosis	2.69883
Median	2.37786
Mode	2.35500

Wells:

1. GORRO\_FRIGIO\_ES-1

Histogram of WIRE.RHOZ  
Well: GORRO\_FRIGIO\_ES-1  
CANADON ASF INF to CANADON INF INF  
Filter: CALI<10

d)



Statistics:

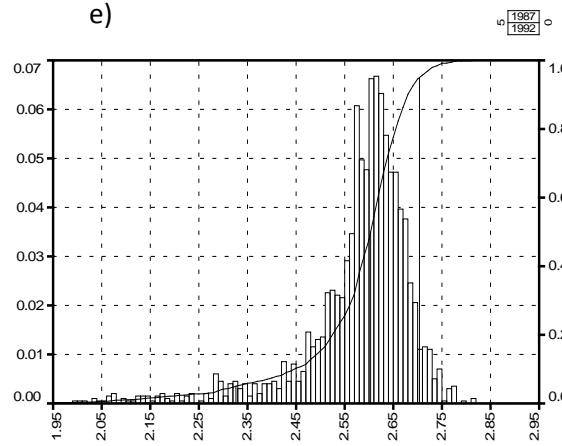
Possible values	2110
Missing values	0
Minimum value	1.75930
Maximum value	2.75300
Range	0.99370
Mean	2.48476
Geometric Mean	2.48289
Harmonic Mean	2.48100
Variance	0.00912
Standard Deviation	0.09552
Skewness	-0.42060
Kurtosis	4.57271
Median	2.49544
Mode	2.40500

Wells:

1. GORRO\_FRIGIO\_ES-1

Histogram of WIRE.RHOZ  
Well: GORRO\_FRIGIO\_ES-1  
CANADON INF INF to LONCO TRAPIAL  
Filter: CALI<10

e)



Statistics:

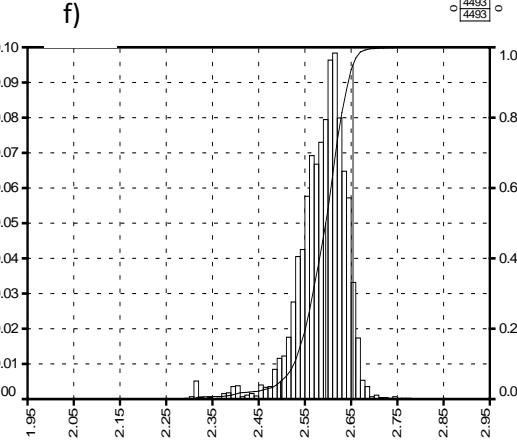
Possible values	1992
Missing values	0
Minimum value	1.76720
Maximum value	2.81330
Range	1.04610
Mean	2.57652
Geometric Mean	2.57356
Harmonic Mean	2.57034
Variance	0.01414
Standard Deviation	0.11893
Skewness	-2.22515
Kurtosis	10.25990
Median	2.60333
Mode	2.61500

Wells:

1. GORRO\_FRIGIO\_ES-1

Histogram of WIRE.RHOZ  
Well: GORRO\_FRIGIO\_ES-1  
LONCO TRAPIAL to BASE PERFIL  
Filter: CALI<10

f)



Statistics:

Possible values	4493
Missing values	0
Minimum value	2.29630
Maximum value	2.77300
Range	0.47670
Mean	2.58634
Geometric Mean	2.58576
Harmonic Mean	2.58517
Variance	0.00294
Standard Deviation	0.05420
Skewness	-1.52152
Kurtosis	7.89825
Median	2.59500
Mode	2.61500

Wells:

1. GORRO\_FRIGIO\_ES-1

Figura 3-17': Estadísticas de las distintas unidades litológicas que atravesó el pozo YPF.Ch.GF.es-1. c) Formación Cañadón Asfalto medio; d) Formación Cañadón Asfalto Inferior; e) Formación Cañadón Asfalto base; f) Formación Lonco Trapial base.

### **3.4.4) Profundidad del basamento en la fosa de Gaster**

Con motivo de cuantificar la relación que existe entre la señal gravimétrica y las estructuras vinculadas al basamento, interpretadas en el mapa de anomalía residual de Bouguer, se aplicaron distintas metodologías como: a) deconvolución de Euler localizado, b) Método Frecuencial, y c) Modelado gravimétrico. Los métodos a) y b) brindan una rápida interpretación de los datos gravimétricos en el bajo de Gaster, en términos de la profundidad al techo del basamento proporcionando valores aproximados del espesor sedimentario. Luego esta información fue utilizada como parámetro de entrada en los modelos de densidad.

#### **3.4.4.1) Método de deconvolución de Euler localizado**

Esta metodología se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler (Reid et al., 1990), ecuación 3-1.

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -NT(x, y, z) \quad (3-1)$$

Donde: Las incógnitas  $x_0$ ,  $y_0$ ,  $z_0$  (ubicación del punto de medición) y  $N$  (índice estructural).

Este método opera con una ventana de datos móvil y un índice estructural fijo ( $N$ ). El índice estructural es un parámetro que se emplea para definir la velocidad de cambio en el campo gravimétrico respecto a la distancia que se encuentra la fuente. El índice ( $N$ ) está relacionado con la forma geométrica de los dominios geológicos inferidos, tomando valores de 2 para fuentes esféricas, 1 cilindros horizontales y 0,5 para fallas escalón (Reid et al., 1990; Reid et al. 2003). Para cada posición de la ventana, hay una solución a un sistema de ecuaciones lineal. Ésta solución brinda la posición y profundidad del cuerpo generador del campo de gravedad. La conexión entre el índice estructural aplicado y los dominios geológicos reales constituyen la base de éste método (Salem y Smith, 2005).

El método de deconvolución de Euler localizado utiliza una grilla de amplitud de señal analítica (Figura 3-18.a). La señal analítica es usada, por éste método, para localizar los bordes de cuerpos gravimétricamente anómalos (Roest et al., 1992). Las amplitudes máximas se individualizan utilizando el método de Blakely y Simpson (1986). Este método consiste en comparar pulsos de amplitud máxima entre una celda y ocho celdas vecinas de la grilla de amplitud de señal analítica, de esta forma localiza los pulsos de amplitud máxima.

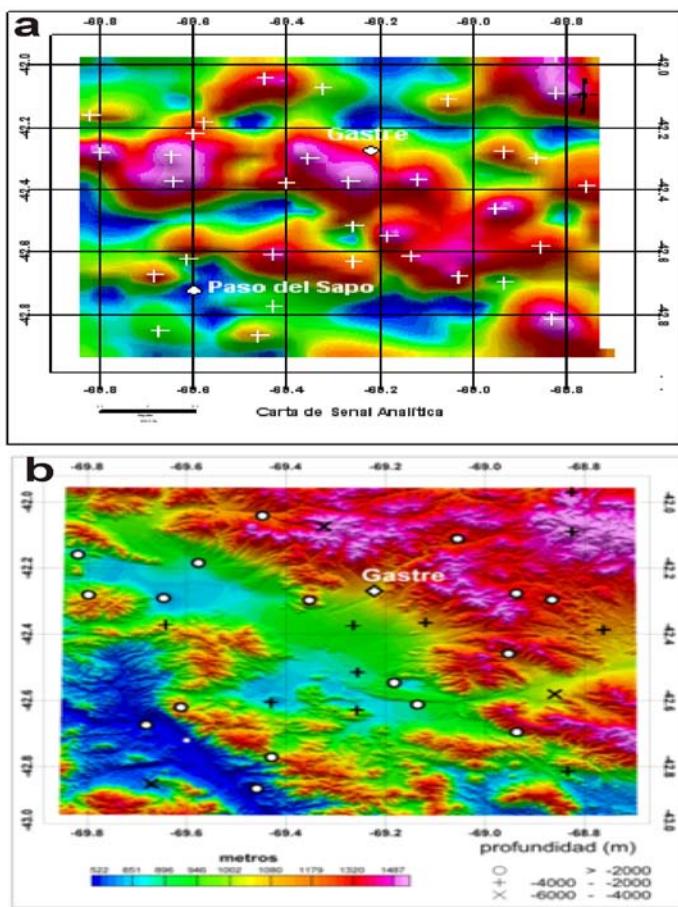


Figura 3-18: a) Mapa de amplitud de señal analítica. Con una cruz se individualiza el lugar donde se obtendrá una solución con el método de deconvolución de Euler. b) Resultados del método de deconvolución de Euler localizado sobre el modelo de elevación digital. Se han utilizado diferentes símbolos para identificar las profundidades de las soluciones encontradas por el método deconvolución de Euler localizado.

Se obtuvieron soluciones utilizando distintos índices estructurales 0,5; 1 y 2 y diferentes anchos de la ventana de datos. Se optó por un ancho de ventana de 15 km y un índice estructural de 2 (fuente esférica) debido a que el objetivo de estudio es determinar la profundidad del techo del basamento en el Bajo de Gastre, estructura que tendría unos 100 km<sup>2</sup>. Este último dominio geológico tiene mayor relación con una fuente esférica que con un cilindro alargado o un escalón. En la Figura 3-18.b se observan la profundidad y localización de

las fuentes anómalas. La gran mayoría son fuentes superficiales que se encuentran sobre los 2 km y hasta los 4 km.

### 3.4.4.2) Método Frecuencial.

El método Frecuencial utiliza el espectro de potencia generado por las anomalías gravimétricas. Véase Capítulo 2 para más detalles de este método. Bajo el del método Frecuencial, fueron estudiados ahora en modalidad 2D, dos perfiles gravimétricos, mostrados en el mapa de anomalía de Bouguer completa (Figura 3-13) con el propósito de hallar una profundidad aproximada al techo del basamento en el Bajo de Gastre y al este de la sierra Cabeza de Buey.

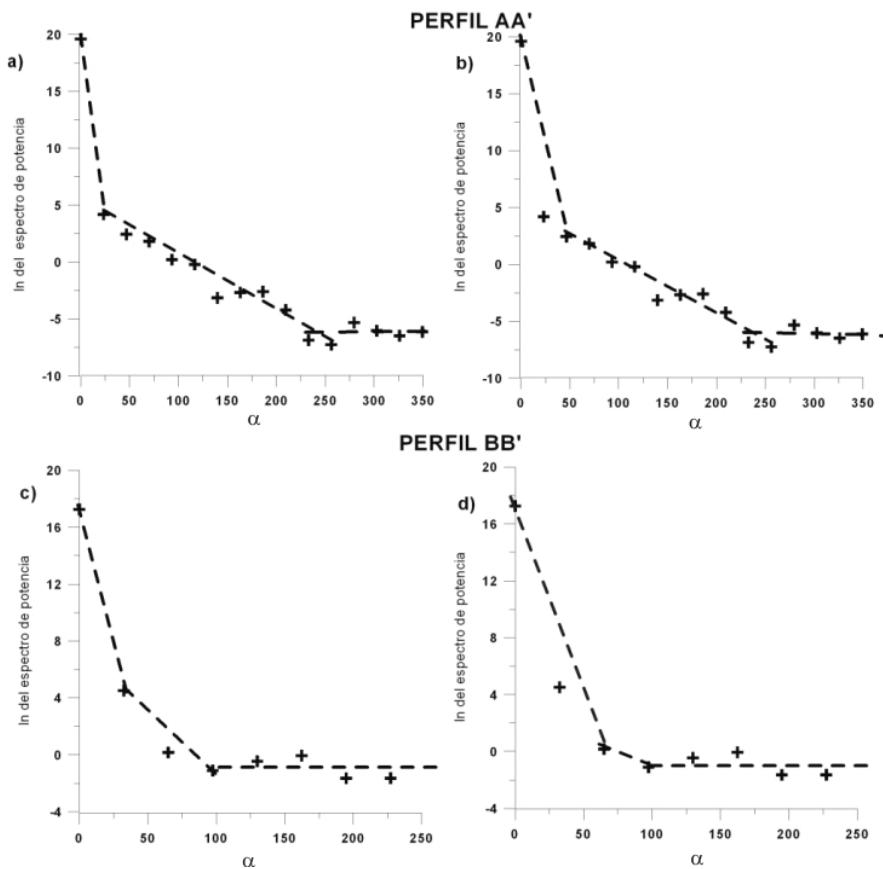


Figura 3-19: Respuesta espectral (logaritmo de espectro de potencia vs frecuencia angular). a) y c) Ajuste con la máxima pendiente de la recta que corresponde a masas profundas en los perfiles AA' y BB', b) y d) Ajuste con la mínima pendiente de la recta que corresponde a masas profundas en los perfiles AA' y BB'. Véase ubicación en Figura 3-13 y resultados en T 3-2.

En primer lugar, se hallaron los coeficientes de Fourier y luego el espectro de potencia en dos perfiles A-A' y B-B' (Figura 3-19 y Tabla 3-2). Es de notar que en el perfil BB' se obtuvieron tan sólo 8 coeficientes de Fourier por lo que se tuvieron que ajustar las rectas con una mínima

cantidad de puntos. Sin embargo para el perfil A-A' se determinaron el doble de coeficientes, lo que permitió realizar un ajuste más robusto.

El ajuste de las rectas a la curva logarítmica, se realizó variando la pendiente de la recta de ajuste regional desde un ángulo de inclinación máximo hasta un ángulo mínimo siguiendo las ideas de (Martinez, 1997). De esta manera conseguimos acotar las profundidades obtenidas para las masas residuales superficiales.

Podemos observar que debido al cambio de pendientes para señalar la anomalía regional, resultan profundidades muy distintas para la fuente más profunda, sin embargo no varía demasiado la profundidad de la anomalía residual. De esta manera, quedan muy bien acotadas las profundidades de las fuentes anómalas residuales (3,6 - 3,12 km). No obstante, las profundidades para la masa anómala residual obtenidas sobre el perfil B-B' son menores que las obtenidas sobre el perfil A-A' esta diferencia estaría dentro del error de la regresión en el proceso de ajuste.

perfil	Pendiente regional	Profundidad Media(km)	Unidades de Masa regional	Pendiente Residual	Profundidad Media(km)	Unidades de Masa residual
A-A'	0 - 24	52,72	432,14	24 - 256	$3,61 \pm 0,95$	0,24
A-A'	0 - 47	29,34	138,22	47 - 256	$3,64 \pm 1,2$	0,25
B-B'	0 - 32	31,21	133,37	32 - 98	$3,12 \pm 1,5$	0,09
B-B'	0 - 65	20,93	66,30	65 - 98	$3,12 \pm 1,6$	0,09

T 3-2: Resultado de las profundidades obtenidas por el método frecuencial

### 3.4.4.3) Modelado gravimétrico 2D

El modelado gravimétrico proporciona múltiples soluciones por lo que es necesario establecer límites iniciales para restringir el número de soluciones posibles. Estos límites son: a) la densidad y b) la geometría de las unidades litológicas interviniéntes en la sección a modelar.

Con el objeto de convalidar las densidades asignadas a cada unidad litológica se realizaron modelos de densidad utilizando información sísmica y el registro del pozo YPF.Ch.GF.es-1 ubicado en el depocentro de Gorro Frigio (Figura 3-15).

La geometría de las unidades litológicas fue inferida a través de secciones sísmicas. Estos horizontes interpretados en velocidad (m/s), fueron transformados a profundidad (m) utilizando la fórmula de Dix (1955).

Los modelos gravimétricos se realizaron con un software especializado, desarrollado con el programa SAKI, escrito por Webring (1985), el mismo está basado en los métodos de Talwani et al. (1959) y mejorado con el algoritmo de Marquardt (1963). Se dibujaron polígonos cerrados siguiendo horizontes sísmicos para representar al basamento y a las unidades litológicas que colmatan los depocentros (del Gorro Frigio y de la fosa de Gastre). A cada polígono se le asignó un valor de densidad constante (véase Tabla 3-1 y Figura 3-16). Las densidades de las unidades litológicas que conforman el basamento y las unidades que colmatan la cuenca fueron promediadas obteniendo los siguientes valores de densidad: 2,704 g/cm<sup>3</sup> (promedio de Mamil Choique en Tabla 3-1) y 2,502 g/cm<sup>3</sup> (véase Tabla 3-3), respectivamente.

profundidad (m)	espesores e (m)	densidad $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	$e * \rho$	Densidad promedio
0				2,502
300	300	2,335	700,5	
664	364	2,386	868,504	
900	236	2,386	563,096	
1076	176	2,8	492,8	
1324	248	2,485	616,28	
1550	226	2,576	582,176	
2204	654	2,586	1691,244	
		Total	5514,6	

Tabla 3-3: Cálculo ponderado de densidades obtenidas desde el registro del pozo YPF. Ch. GF. es-1

A partir de este modelo inicial se obtuvo una respuesta gravimétrica. Luego la diferencia entre el dato observado y la respuesta calculada fue minimizada variando los polígonos del modelo inicial.

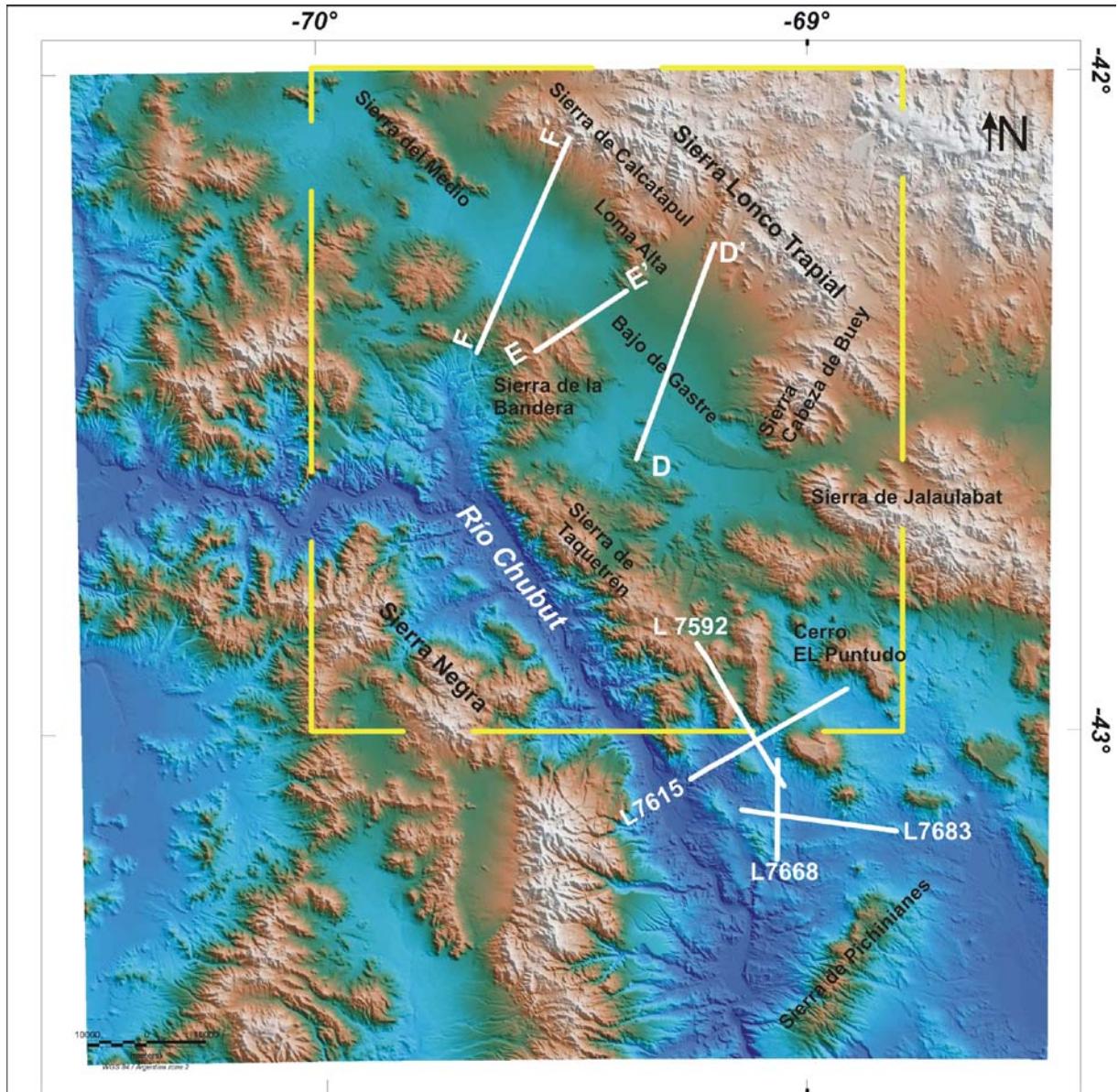


Figura 3-20: Localización de perfiles gravimétricos EE', DD', FF' y de las secciones sísmicas, Líneas: L7592, L7615, L7668, L7683, donde se realizaron los modelos de densidad.

Se realizaron siete modelos de inversión gravimétrica, cuatro en concordancia con las líneas sísmicas (Gorro Frigio) y tres sobre el área de Gastre (ubicados en Figura 3-20).

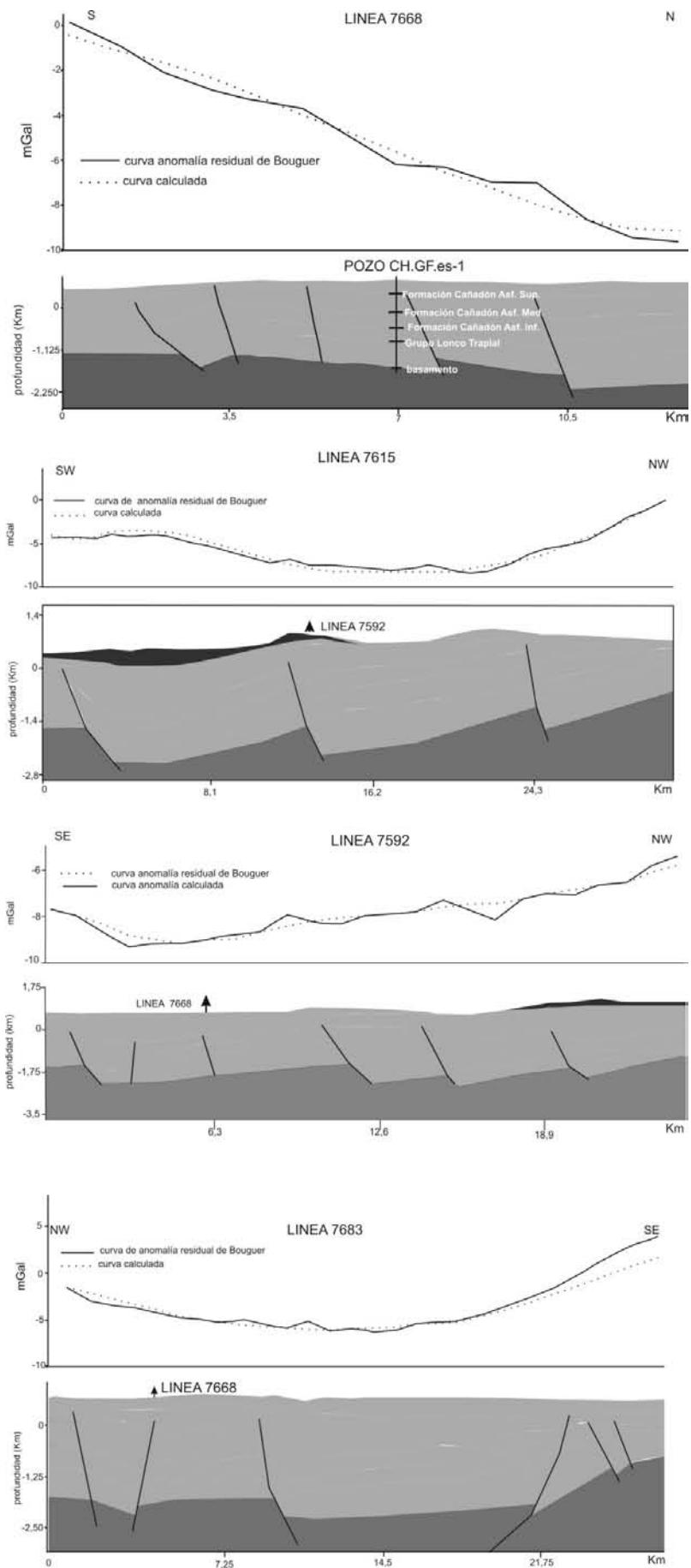


Figura 3-21: Modelos de densidad construidos a partir de secciones sísmicas e información de pozo.

Los modelos de densidad construidos para el depocentro de Gorro Frigio se correlacionan en buena medida con la información sísmica, mostrando estructuras de hemigrábenes que involucran al basamento (Figura 3-21).

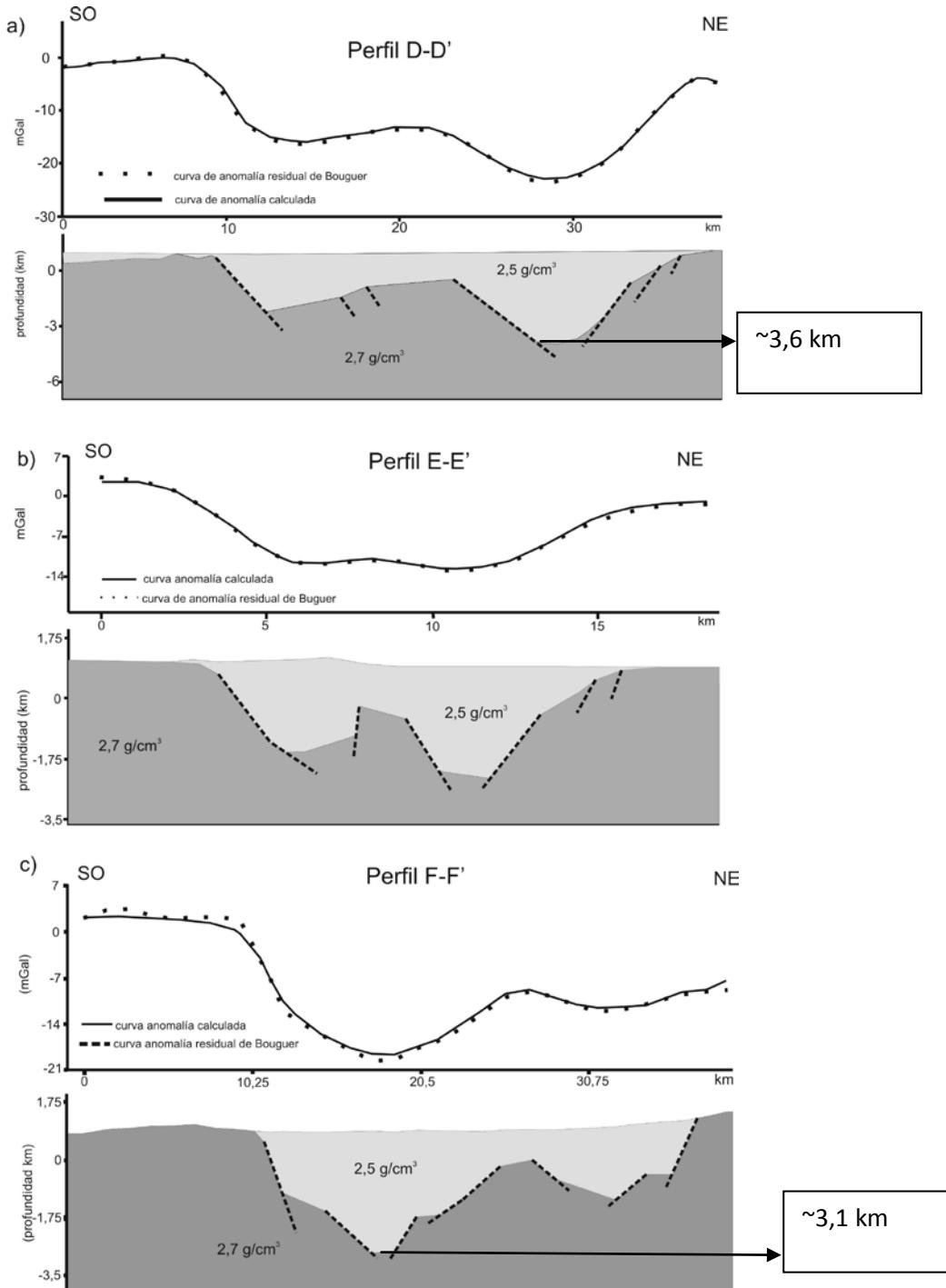


Figura 3-22: Modelos de densidad en los perfiles a) D-D'; b) E-E'; c) F-F'. Las densidades utilizadas fueron extraídas del sondeo de pozo y de muestras de mano (ver texto). En promedio resulta de  $2.7 \text{ g/cm}^3$  para el basamento (Formación Mamil Choique), y de  $2.5 \text{ g/cm}^3$  para las unidades que colmatan la cuenca (véase Tabla 3-1). Con líneas de trazo fallas interpretadas.

Los perfiles del subsuelo de la fosa de Gastre se realizaron en forma oblicua a la misma ( D-D', E-E' y F-F'). El error de ajuste obtenido entre la anomalía calculada y la anomalía observada es del orden de la décima de mGal. Finalmente los modelos se muestran en la (Figura 3-22) Estos modelos de densidad, revelarían la profundidad al techo del basamento y su geometría. Describiendo estructuras de tipo horsts y grabens asociadas a mecanismos extensivos o transtensivos con vergencia oeste producto de la inversión tectónica durante el terciario, alcanzando niveles más superficiales hacia los altos estructurales reconocidos anteriormente. Para interpretar las estructuras en el bajo de Gastre se utilizó como base un esquema estructural realizado por Figari (2005).

La máxima profundidad al basamento, en el Bajo de Gastre, se encontraría a 3,6 km en concordancia con las técnicas antes señaladas (Compárese con: método de deconvolución de Euler localizado, y método frecuencial, Tabla 3-2). Se debe considerar que los modelos de densidad fueron realizados con valores de densidad constantes y espesores de unidades litológicas extraídos desde un pozo y líneas sísmicas localizados al sur del área. Sin embargo éste estudio establece un antecedente geofísico sobre el espesor de la cobertura sedimentaria en la fosa de Gastre.

# CAPÍTULO 4

## 4.1) VALCHETA

Durante las tres últimas décadas varios investigadores han encarado el estudio del ampliamente extendido magmatismo del paleozoico tardío del macizo Norpatagónico (Figura 4-1), con la finalidad de dilucidar su edad y su vinculación con la evolución geológica de la región (Stipanicic, 1967; Stipanicic y Methol, 1980; Caminos, 1983; Llambías y Rapela, 1984; Dalla Salda et al., 1991; Ramos, 2008). La polémica geocronológica del macizo Norpatagónico, ha sido resumida en el Capítulo 1.

Elucidar el marco tectónico adecuado para este evento magmático de importante distribución regional puede ayudar a resolver las controversias sobre las relaciones tectónicas entre el macizo Norpatagónico y los bloques corticales ubicados al norte.

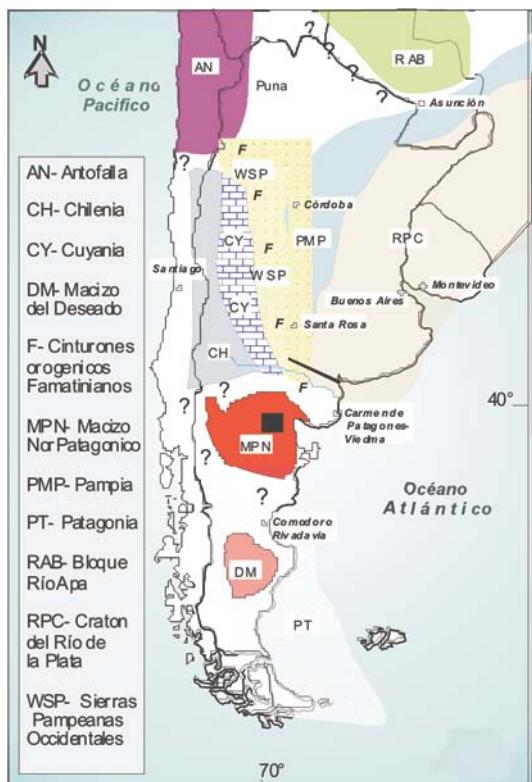


Figura 4-1: Esquema tectónico del sector austral de América del Sur. El recuadro negro señala la ubicación del área de Valcheta, en el macizo Norpatagónico. Modificado de Rapalini (2005) y Rapalini et al. (2009).

Considerando la información geológica y la necesidad de indagar en múltiples fuentes que permitan determinar el grado de relación existente entre los afloramientos del Complejo

Plutónico Navarrete occidental y oriental, se realizó el estudio gravi-magnetométrico en la región con el fin de emplear la relación de Poisson y construir modelos corticales de densidad. La información arrojada por éstas técnicas junto a la información geológica sirve para vislumbrar la afinidad entre ambos cuerpos plutónicos.

#### **4.2) GEOLOGÍA**

El basamento premesozoico del sector septentrional del macizo Norpatagónico está compuesto por rocas del proterozoico superior y paleozoico inferior, las cuales se encuentran intruídas por cuerpos graníticos del ordovícico inferior y el paleozoico superior o mesozoico temprano (Pankhurst et al., 2006). El magmatismo gondwánico en el sector noreste del macizo Norpatagónico se encuentra representado por el Complejo Plutónico Navarrete que intruye tanto las leptometamorfitas a pizarras de la Formación Nahuel Niyeu, de probable edad cámbrica (Pankhurst et al., 2006) como el complejo ígneo-metamórfico deformado de Yaminué (Chernicoff y Caminos, 1996) de probable edad carbonífera tardía (Basei et al., 2002).

Resultados preliminares de estudios basados en variaciones litológicas y estructurales (a meso y microescala, de magnetofábrica), han permitido determinar la presencia de varias subunidades dentro del complejo (Rapalini et al., 2007; López de Luchi et al., 2008). A partir de un intensivo muestreo se ha podido determinar que tanto el plutón Navarrete oriental como el occidental son dominantemente ferromagnéticos (López de Luchi et al., 2007), si bien el sector norte de este último afloramiento está constituido por granitoides paramagnéticos. Los primeros resultados estructurales, que incluyen la magnetofábrica, sugieren que un sector del Complejo Plutónico Navarrete occidental (Unidad Cabeza de Vaca, Rapalini et al., 2009) se podría haber intruído asociado a procesos deformativos compresionales que afectaron al Complejo Yaminué; mientras que el Complejo Plutónico Navarrete oriental, y el resto del occidental, tendría una

relación menos evidente con direcciones de esfuerzos regionales y podría constituir una intrusión de carácter tardío a posttectónico (López de Luchi et al., 2007).

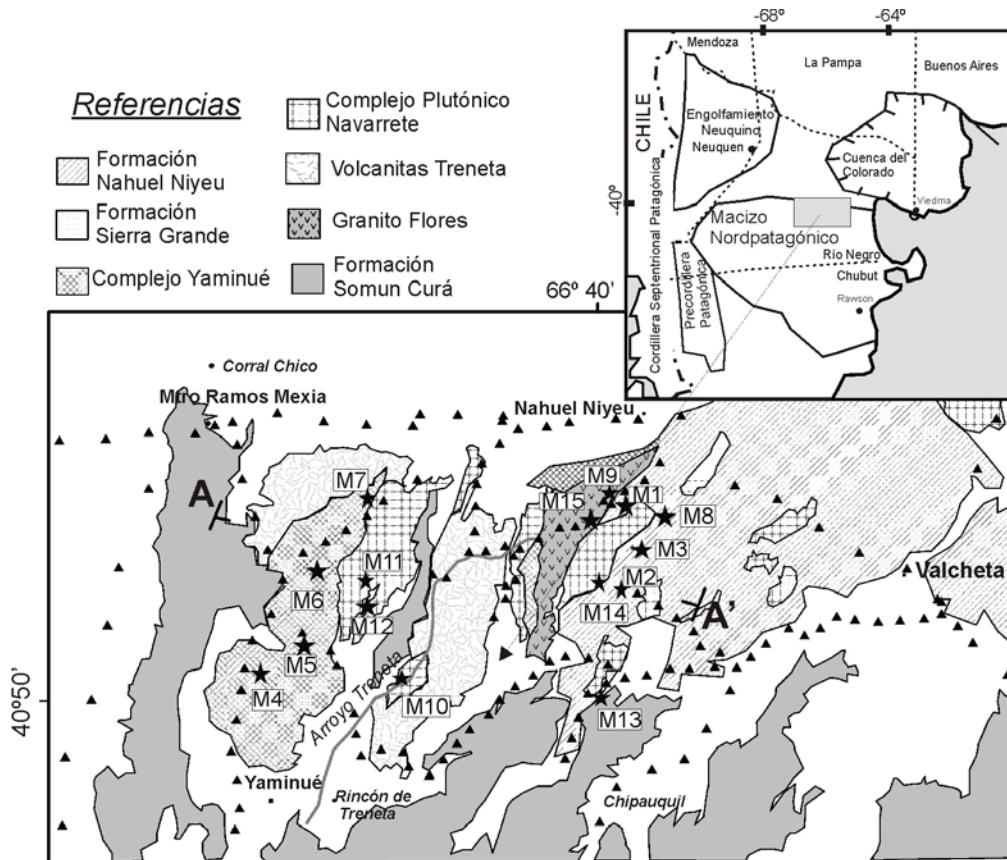


Figura 4-2: Mapa geológico. Con diferentes trazas se indican sobre el mapa las unidades litológicas de interés. Las estaciones gravimétricas se simbolizan con triángulos negros y con estrellas negras los sitios donde se extrajeron muestras de densidad. Se localiza el perfil AA', donde luego se realiza el modelo 2D de densidad.

El Complejo Plutónico Navarrete fue descripto en detalle por LLambías et al. (1984), tratándose, según estos autores, de la unidad más antigua de una superunidad integrada también por el Complejo Plutónico-Volcánico Treneta (de probable edad triásica) y el Granito Flores del jurásico temprano (López de Luchi et al., 2008). El Complejo Plutónico Navarrete aflora en una amplia región al oeste de la ciudad de Valcheta en la provincia de Río Negro. Sus mayores asomos permiten distinguir dos cuerpos principales de forma elongada en dirección NNE-SSW que han sido denominados en esta contribución Complejo Plutónico Navarrete oriental y occidental (Figura 4-2). El primero de ellos aflora al sur de la estación Nahuel Niyeu y corresponde al sitio donde se ha obtenido una datación U-Pb por método SHRIMP en circones

(Pankhurst et al., 2006) que ha provisto una edad de  $281\pm3$  Ma. El segundo aflora en una vasta extensión al sudeste de la estación Ministro Ramos Mexía. Este complejo es parte del magmatismo neopaleozoico de grandes dimensiones que afectó el norte del macizo Norpatagónico.

#### **4.2.1) Unidades Litológicas**

Los principales rasgos geológicos del sector NE del macizo Norpatagónico consisten en un basamento metamórfico de bajo grado de probable edad cámbrica intruído por plutonitas ordovícicas no deformadas a las que se superponen depósitos epiclásticos plegados de edad silúrico-devónica (Rapalini et al., 2006). Un importante magmatismo, expresado como granitoides con diversos grados de deformación, afectó el NE del macizo Norpatagónico en el Paleozoico tardío y Mesozoico temprano (Rapalini et al., 2008).

Las rocas ígneas gondwánicas aflorantes en esta región componen dos asociaciones principales, el Complejo Plutónico Navarrete y el Complejo Plutónico-Volcánico Treneta (Caminos, 1983; Llambías y Rapela, 1984; Pankhurst et al., 1999). Estos se encuentran emplazados en un basamento metamórfico de bajo grado y probablemente de edad cámbrica, la Formación Nahuel Niyeu (Pankhurst et al., 2006) y el Complejo Plutónico Yaminué (Caminos, 1983; Basei et al., 2002) asignado este último, con dudas, al carbonífero tardío. La Formación Nahuel Niyeu es una secuencia metasedimentaria compuesta por metagrauvacas, lutitas pizarréñas y filitas. El Complejo Yaminué está formado principalmente por gneises y granitoides foliados.

Entre las localidades de Valcheta y Nahuel Niyeu se encuentran las sedimentitas marinas de la Formación Sierra Grande de edad silúrica tardía – devónica inferior, cubiertas en gran parte por el cuaternario (Caminos, 1996).

Las Volcanitas Treneta yacen sobre la Granodiorita Navarrete en un plano de discordancia erosiva. El Granito Flores, la más joven de las unidades plutónicas (jurásico inferior), está

integrado por un conjunto de cuerpos intrusivos de dimensiones moderadas a pequeñas. Sus principales componentes son granitos masivos, de color rosado pálido, pobres en minerales máficos.

### 4.3) ESTUDIO GRAVIMAGNETOMÉTRICO

#### 4.3.1) Mapa de anomalías de Bouguer

Para el cálculo de la corrección topográfica se utilizaron dos modelos de elevación digital (DEM): 1) DEM local con un paso de grilla de 90 m (Figura 4-3.a); 2) DEM regional que fue expandida respecto de la DEM local 167 km hacia fuera, con un paso de grilla de 250 m. La densidad utilizada en la corrección fue de 2,67 g/cm<sup>3</sup>.

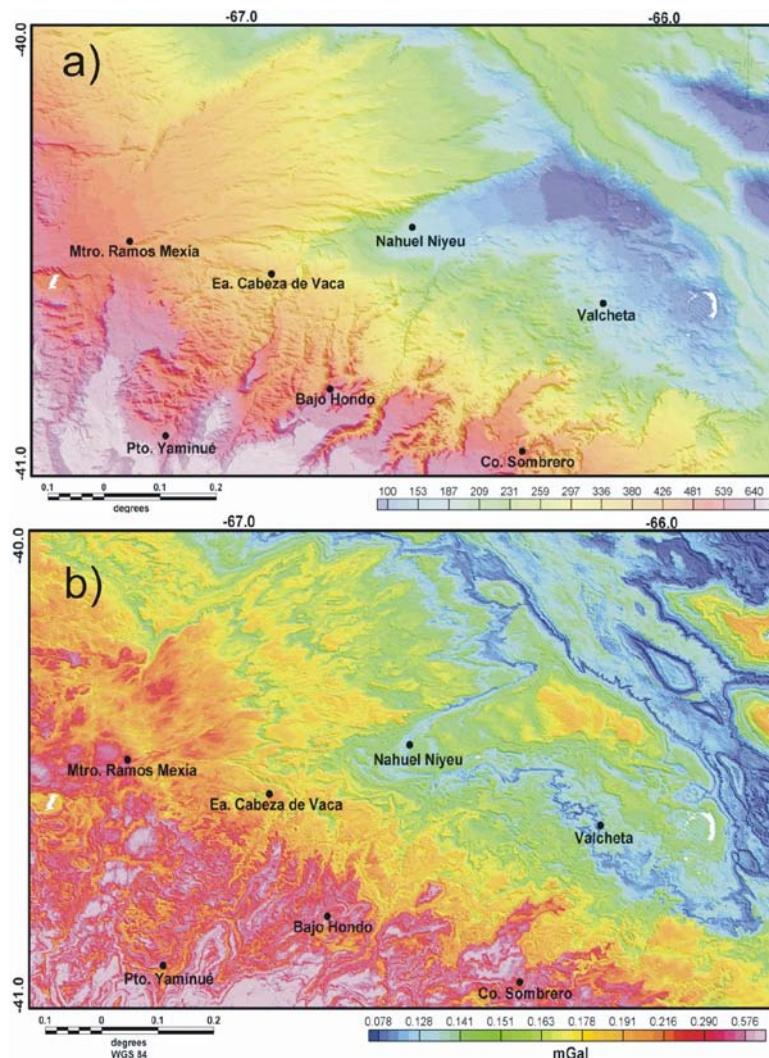


Figura 4-3: a) Modelo de elevación digital 90 metros x 90 metros. Escala horizontal en metros. b) corrección topográfica con radio interno de 90 metros y externo de 167 000 metros, se utilizó una densidad normal de 2,67 g/cm<sup>3</sup>

Luego la grilla de corrección topográfica (Figura 4-3.b) fue muestreada para obtener la corrección en cada estación gravimétrica. Al comparar ambos mapas (Figuras 4-3.a y 4-3.b) se observa que los máximos valores de corrección (0,6 mGal) están vinculados a las mayores variaciones altimétricas, como era de esperar.

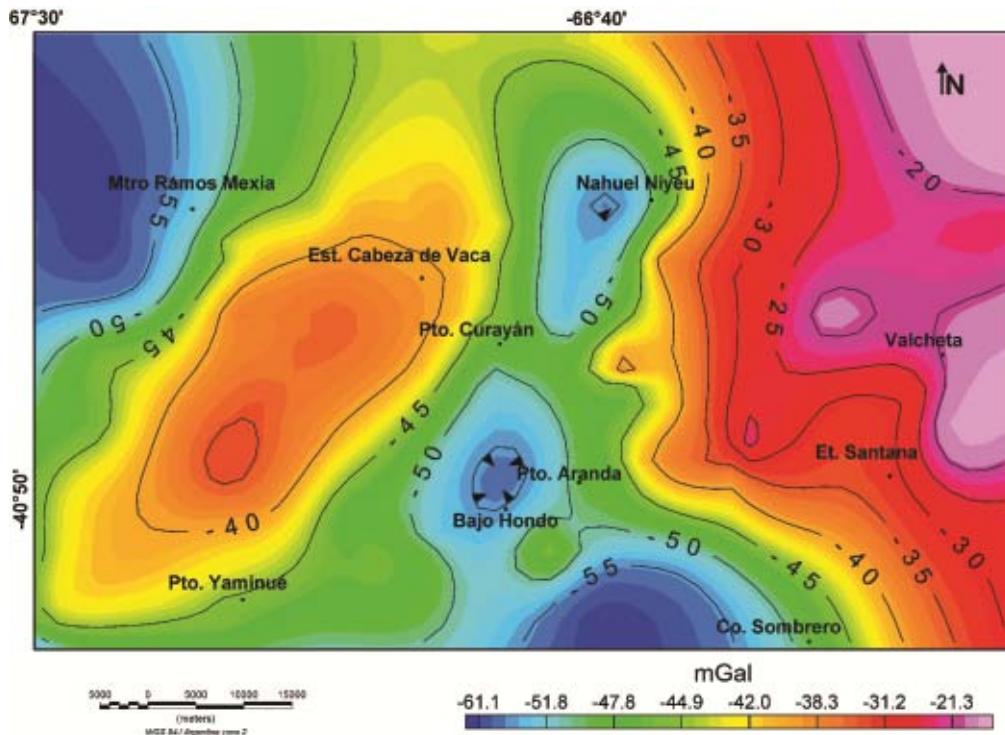


Figura 4-4.a: Mapa de anomalías de Bouguer completa en la zona de Valcheta y alrededores. Isoanomalas cada 5 mGal.

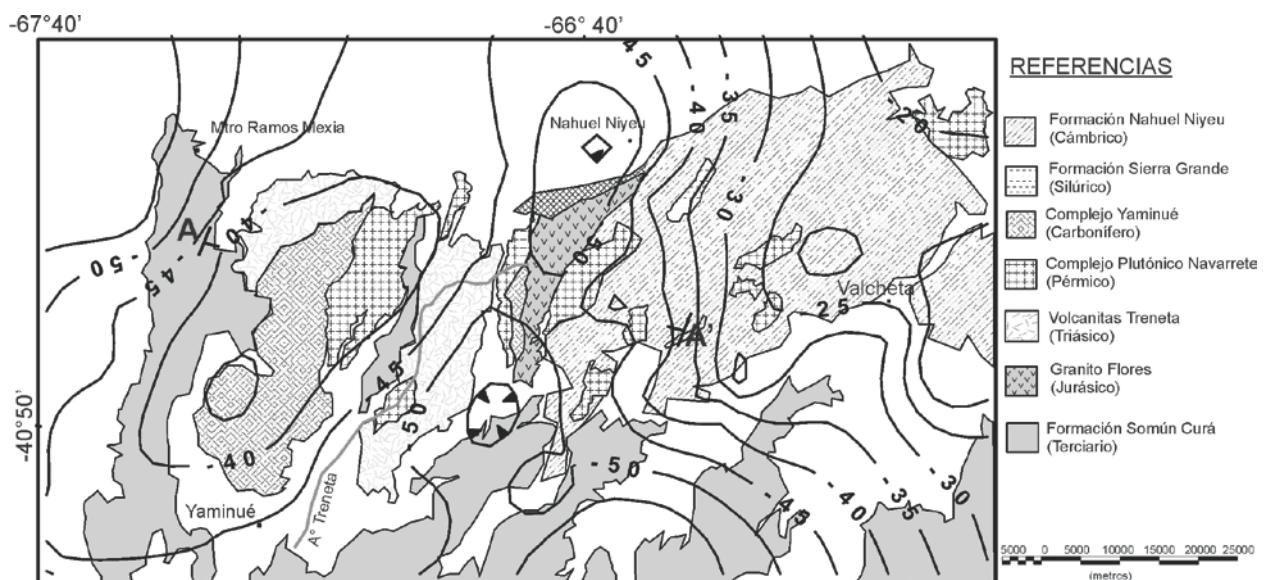


Figura 4-4.b: Isoanomalas de Bouguer cada 5 mGal (zona Valcheta) sobre las principales formaciones geológicas. A-A' simboliza la localización del perfil donde se realizará el modelo de densidad.

Los valores de anomalía de Bouguer corregidos por topografía, fueron grillados cada 3 km aplicando el método de Mínima Curvatura de Briggs (1974), Figura 4-4.a. En la Figura 4-4.b se han volcado las isoanómalas de Bouguer en un mapa geológico base con objeto de correlacionarlas. En el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 4-4.b) se observan dos máximos gravimétricos separados por alineación central de mínimos gravimétricos al este del cauce del arroyo Treneta. Los máximos gravimétricos coinciden con los afloramientos del basamento, Formación Nahuel Niyeu al este y Formación Yaminué al oeste del mapa. Un fuerte gradiente gravimétrico se observa en las inmediaciones del arroyo Treneta, donde una falla ha sido reconocida en superficie.

#### 4.3.2) Mapa de anomalía de Bouguer residual

El mapa residual de Bouguer (Figura 4-5.a y b) se obtuvo al descontar el mapa de tendencia regional obtenido, en el Capítulo 2, con el filtro Butterworth de orden 8 (Figura 2-6.f) del mapa de anomalía de Bouguer completa (Figura 4-4).

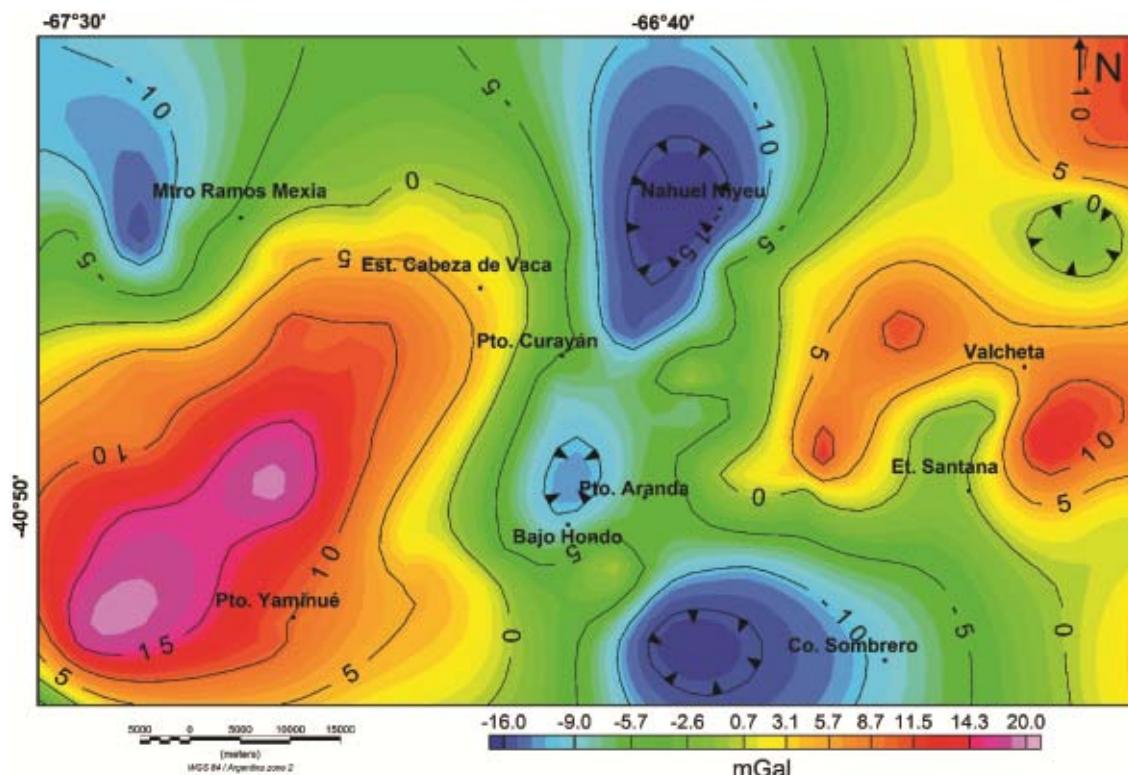


Figura 4-5.a: Mapa de anomalías residuales de Bouguer, a partir de la aplicación del filtro pasa bajo. Isoanómalas cada 5 mGal.

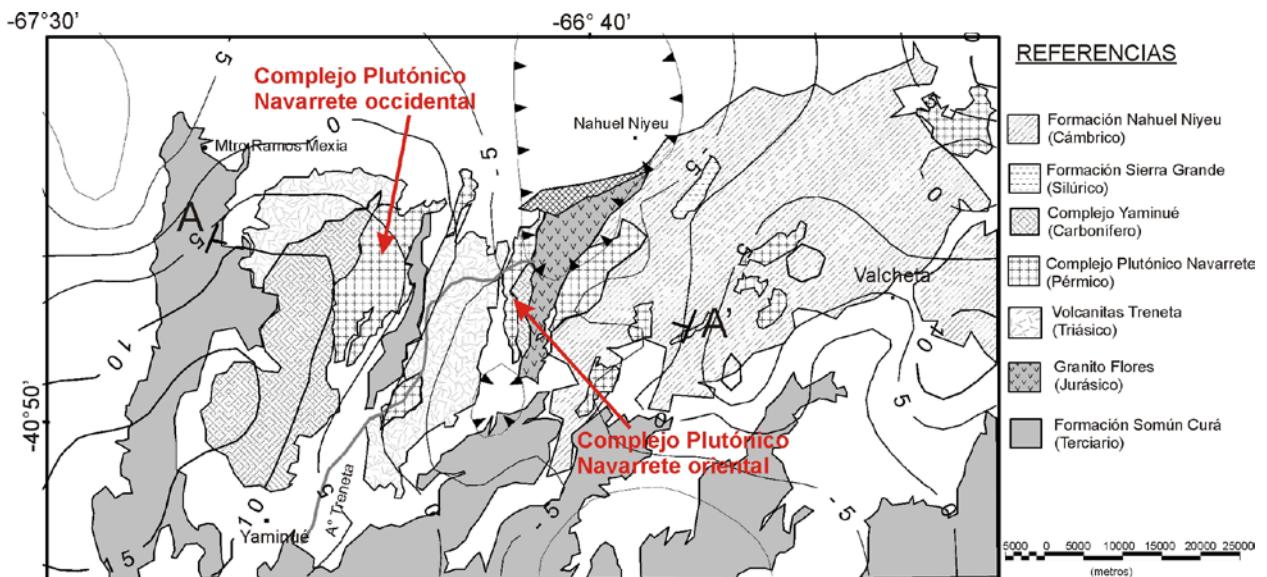


Figura 4-5.b: Mapa de anomalías residuales de Bouguer, sobre un mapa de formaciones geológicas. Puede observarse a grandes rasgos un negativo central que divide el mapa, hacia la derecha isoanómalas positivas de hasta 10 mGal, y hacia la izquierda, positivos mayores a 15 mGal. A-A' simboliza la localización del perfil donde se realizará el modelo de densidad. También se señalan los afloramientos del Complejo Plutónico Navarrete oriental y Complejo Plutónico Navarrete occidental.

#### 4.3.2.1) Determinación de densidades

En el área de Valcheta el levantamiento de las muestras y la determinación de densidades estuvieron a cargo del INGEODAV (Instituto de Geofísica Daniel A. Valencio) y del INGEIS (Instituto de Geocronología y Geología Isotópica) ambos pertenecientes a la Universidad de Buenos Aires. En la Tabla 4-1 se muestran los valores de densidad calculadas para las unidades litológicas que luego fueron utilizadas en los modelos gravimétricos. Cada medición presentada en dicha tabla consistió en el promedio de 6 a 10 muestras individuales aflorantes en el mismo sitio. Estos sitios están ampliamente distribuidos en las áreas de interés (Figura 4-2).

Unidad Geológica	Sitio	N	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (g/cm <sup>3</sup> )
Formación Nahuel Niyeu	M1	6	2,747	$2,718 \pm 0,028$
	M2	7	2,691	
	M3	6	2,714	
Complejo Yaminué	M4	8	2,725	$2,643 \pm 0,056$
	M5	9	2,637	
	M6	10	2,611	
	M7	8	2,599	
Complejo Plutónico Navarrete	M8	7	2,625	$2,637 \pm 0,017$
	M11	7	2,614	
	M12	7	2,649	
	M13	7	2,645	
	M14	7	2,654	
Formación Treneta	M10	8	2,610	2,610
Granito Flores	M9	7	2,603	$2,593 \pm 0,013$
	M15	8	2,584	

Tabla 4-1: Valores medios de densidad para el área de Valcheta. N: cantidad de muestras.

#### 4.3.3) Interpretación de anomalías gravimétricas

El mapa de anomalías residuales de Bouguer (Figura 4-5.b) manifiesta un máximo positivo de 15 mGal hacia el extremo oeste donde los gneises y granitoides, de edad carbonífera del Complejo Yaminué se encuentran cubiertos por las coladas basálticas de la Formación Somún Curá. Los valores positivos de la anomalía residual de Bouguer sobre la parte occidental del mapa, no se correlacionarían con las densidades halladas en muestras de mano de la Formación Yaminué ( $2,643 \text{ g/cm}^3$ ) a pesar de la fuerte desviación estándar que presenta éste valor promedio de densidad véase (Tabla 4-1). Por otro lado, sobre el borde este se registran otros positivos gravimétricos coincidentes con los afloramientos de la Formación Nahuel Niyeu. Estos valores positivos reflejarían en buena medida la densidad ( $2,718 \text{ g/cm}^3$ ) de las rocas metamórficas de edad cámbrica que constituirían el basamento del área.

Luego, las isoanómalas decrecen alcanzando máximos negativos hacia la parte central del mapa coincidiendo con el afloramiento del Complejo Navarrete, la porción norte del Granito Flores y afloramientos metamórficos del Complejo Yaminué. Las densidades obtenidas en superficie para estas unidades geológicas varían desde  $2,637 \text{ g/cm}^3$  en los granitoides del Complejo Navarrete hasta  $2,593 \text{ g/cm}^3$  en el Granito Flores. El mapa de isoanómalas residuales no discrimina entre estas últimas unidades geológicas. Su exposición asociada al mínimo gravimétrico central, indicaría que este rasgo geofísico estaría determinado por la presencia de niveles estructurales profundos. Niveles basamentales más someros se corresponderían con los máximos oriental y occidental. Coincidentemente, no se observan en ellos afloramientos de unidades epiclásticas no metamórficas premesozoicas.

El mapa de anomalías residuales de Bouguer (Figura 4-5.b) sugiere que en el sector occidental están siendo expuestos niveles corticales más profundos y densos. Así, los máximos gravimétricos, se ubican al oeste del Complejo Plutónico Navarrete occidental sobre los extensos afloramientos del Grupo Yaminué, cuyo grado de deformación indica niveles corticales más profundos y mayor exhumación. Los patrones de deformación interna observados en la unidad Cabeza de Vaca del Complejo Plutónico Navarrete occidental (e.g. López de Luchi et al., 2007; Rapalini et al., 2007, Rapalini et al., 2009), colineales y coplanares con los observados en el Complejo Yaminué, sugieren una historia deformativa compartida por ambos complejos, correspondiéndole a esta unidad del Complejo Plutónico Navarrete occidental niveles estructurales más someros y una deformación contemporánea con la intrusión.

La intrusión del Complejo Plutónico Navarrete oriental en un área de mínimos gravimétricos (Figura 4-5.b) es consistente con niveles basamentales más profundos en los que se habría intruído este cuerpo sin ser afectado mayormente por el evento deformativo anterior.

#### **4.3.4) Mapa de anomalías magnéticas**

Para procesar los datos magnetométricos se contó con la información del observatorio magnético de Trelew, con registros cada 1 minuto, lo que permitió realizar la remoción de las variaciones diurnas (Blakely, 1995) obteniéndose un mapa de intensidad de campo magnético total corregido (Figura 4-6). Al mapa de intensidad de campo magnético total, se le descontó el campo IGRF 2005.0 para la fecha de medición, obteniéndose el mapa de anomalías magnéticas de dominio cortical (Figura 4-7).

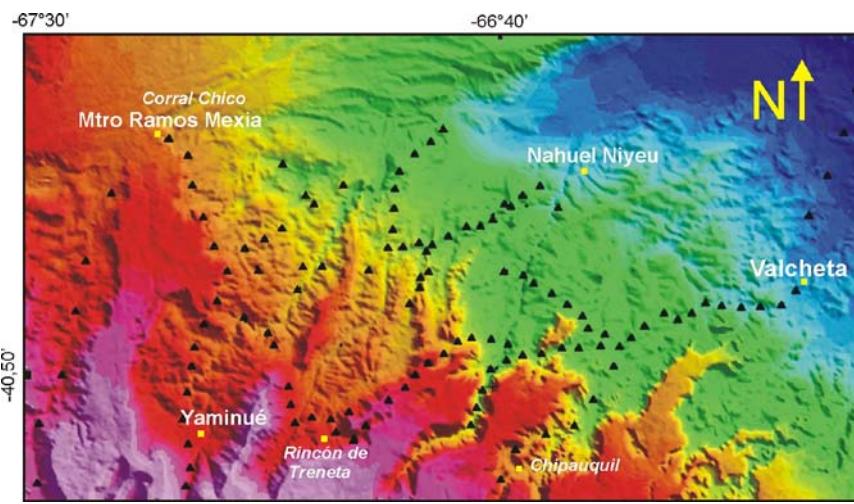
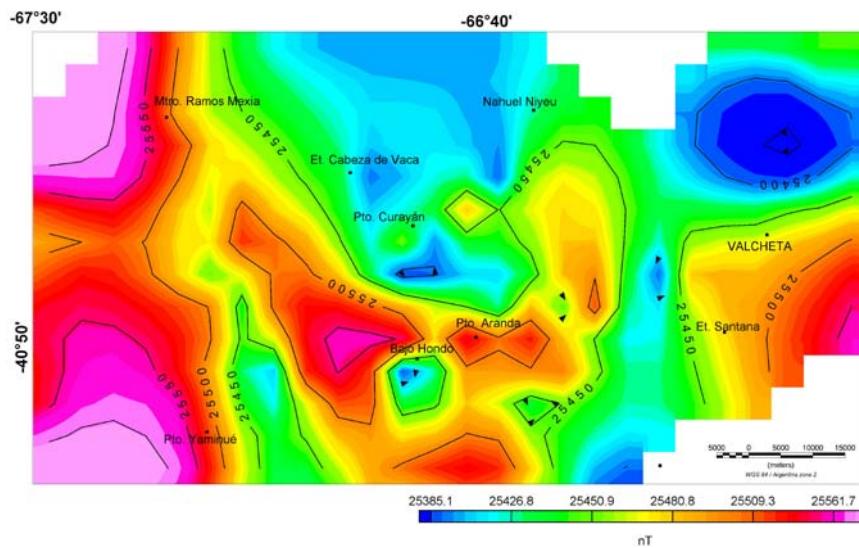


Figura 4-6: Arriba:  
Localización de estaciones magnéticas en las cercanías de la localidad de Valcheta sobre un modelo de elevación digital de 90 por 90 metros. Las estaciones magnéticas se simbolizan con triángulos negros.  
Abajo: mapa de intensidad de campo magnético total corregido por variación diurna (área Valcheta).



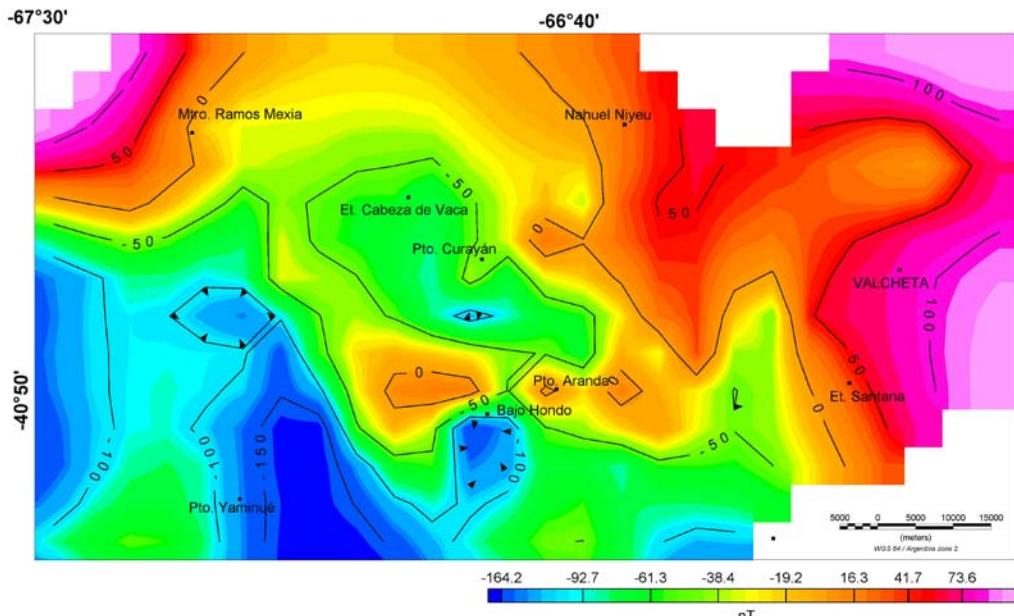


Figura 4-7: Mapa de anomalías magnéticas (área Valcheta). Con isoanómalas cada 50 nT.

#### 4.3.5) Anomalías magnéticas reducidas al polo

Posteriormente, para poder correlacionar las señales gravimétrica y magnética, se realizó la reducción al polo de las anomalías magnéticas (Baranov, 1975). Esta técnica permite transformar las anomalías de intensidad magnética en anomalías ficticias, asumiendo solamente el campo inducido y considerando que el campo es vertical. Esto facilita la interpretación, debido a que el máximo valor anómalo de la señal magnética se sitúa sobre el cuerpo causante de la anomalía, al igual que en el campo gravimétrico.

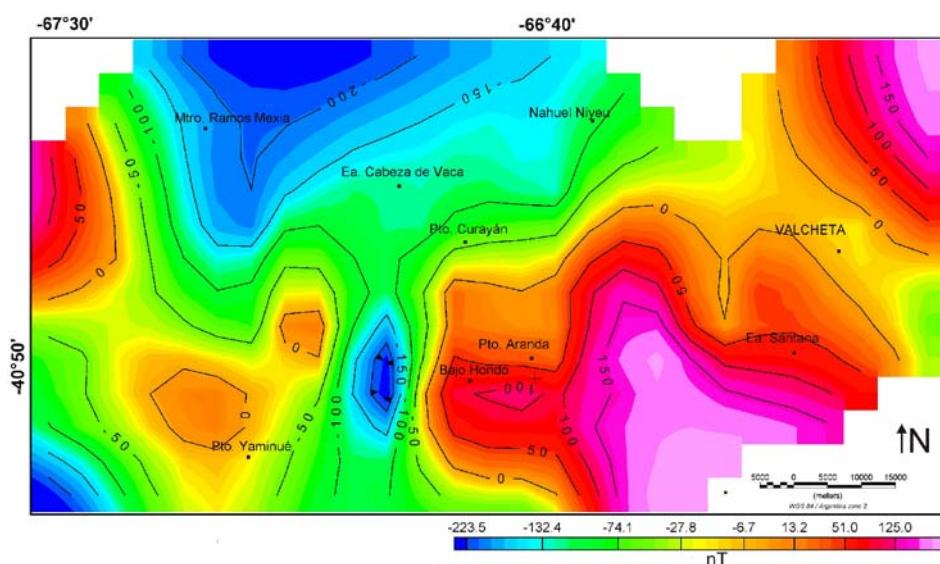


Figura 4-8.a: Mapa de anomalías residuales magnéticas reducidas al polo en el de Valcheta y alrededores. Isoanómalas cada 50 nT.

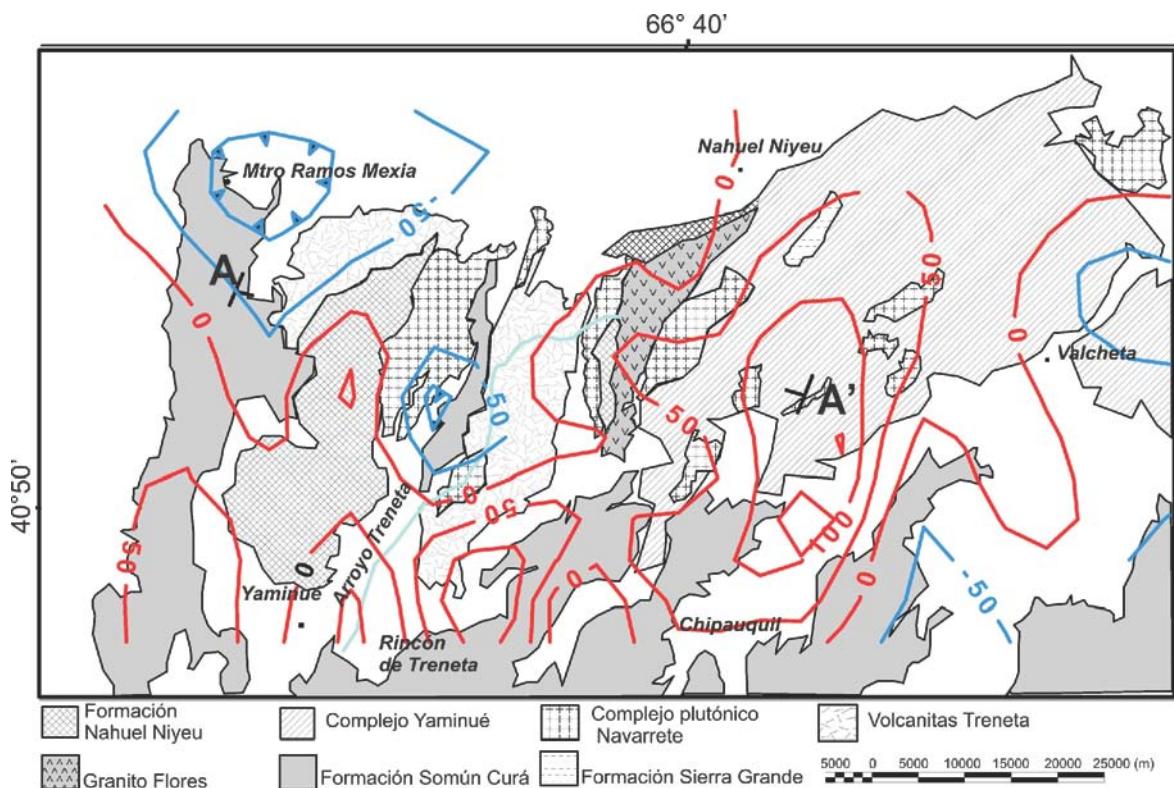


Figura 4-8.b: Mapa de anomalía residual magnética reducida al polo, superpuesta en el mapa geológico de Valcheta. Isoanómalas cada 50 nT. Con líneas llenas rojas isoanómalas positivas y cero, con azul isoanómalas negativas. A-A' simboliza la localización del perfil donde se realizará el modelo de densidad.

El mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo, (Figura 4-8.a), fue comparado con el mapa aeromagnético de la hoja Valcheta reducido al polo (Segemar, 2001), de mayor cobertura y resolución, comprobándose una excelente correlación entre ambos para el área de estudio.

Las anomalías magnéticas reducidas al polo (Figura 4-8.b), presentan una serie de máximos y mínimos magnéticos. Los afloramientos del sector oriental del Complejo Plutónico Navarrete presentan valores positivos, mientras que por el contrario el sector austral del Complejo Plutónico Navarrete occidental se halla inserto en un mínimo magnético con valores negativos.

#### 4.3.6) Relación de Poisson

En la teoría del potencial, la expresión analítica de la intensidad magnética puede expresarse por la primera derivada del potencial gravitatorio y su relación viene expresada por la formula de Poisson (ecuación 4-1).

$$\Delta Z = \frac{J_z}{G\sigma} \left( \frac{\partial g_z}{\partial z} \right) \quad (4-1)$$

siendo:

$\Delta Z$ : Intensidad magnética en la dirección z.

$\partial g_z / \partial z$ = Gradiente vertical de gravedad.

$J_z$ : Densidad de magnetización en la dirección z.

$\sigma$ : Densidad del cuerpo.

G: Constante de Gravitación de Newton.

Esta relación, para fuentes puntuales simples, expresa que la intensidad magnética causada por un cuerpo de densidad y magnetización uniforme es proporcional a la componente de la atracción gravitacional en la dirección de la magnetización (Cordell y Taylor, 1971; Chandler et al., 1981; Blakely, 1995).

La correcta aplicación de esta importante relación debe cumplir con dos premisas:

- a) Que la fuente o cuerpo geológico causante de la anomalía magnética y gravimétrica sea la misma.
- b) Que la magnetización y la densidad estén distribuidas uniformemente en la fuente o cuerpo geológico.

Siguiendo la relación de Poisson (ecuación 4-1), se obtuvo el mapa del gradiente vertical de la gravedad (Figura 4-9) a partir del mapa de anomalías residuales de Bouguer (Figura 4-5). Este mapa, a través de la relación de Poisson, debiera ser equivalente a un mapa de intensidad magnética vertical ficticia. Este último expresa el grado de magnetización del Complejo Plutónico Navarrete y es compatible con el mapa de anomalías magnéticas residuales reducida al polo (Figura 4-8).

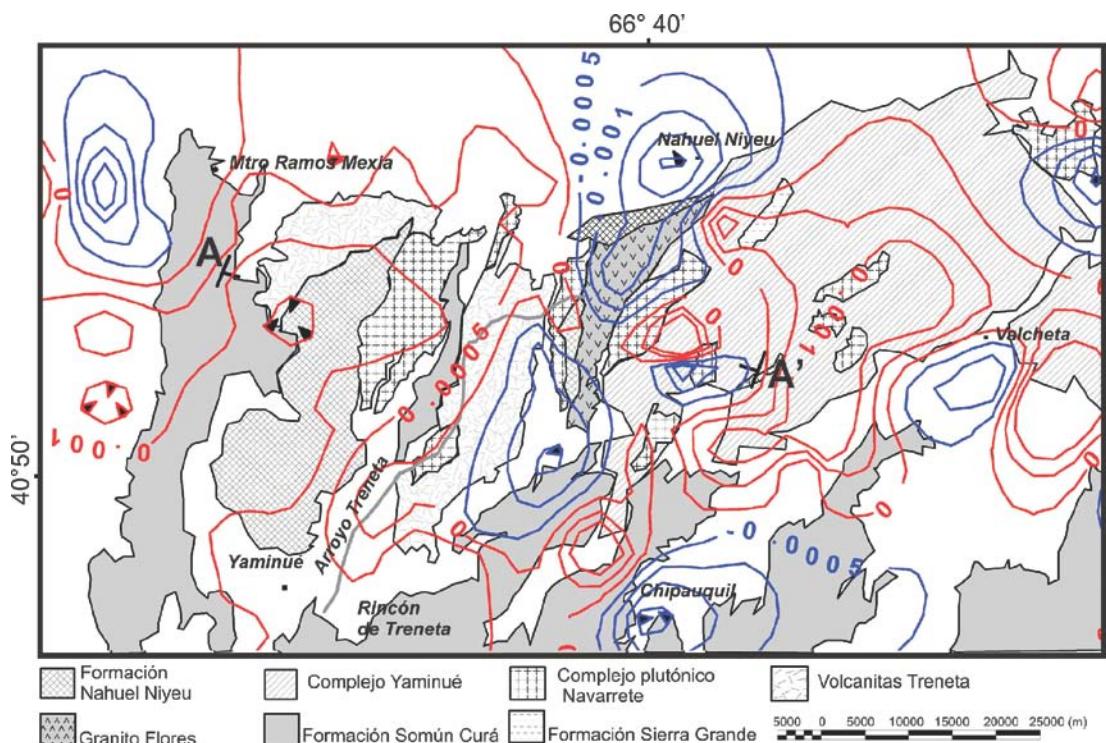


Figura 4-9: Mapa del gradiente vertical de la gravedad (área Valcheta). Isoanomalas cada 0,0005 mGal. A-A' perfil que se analiza en la Figura 4-10.

Comparando el mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo con el de gradiente vertical de la gravedad (relación de Poisson), se observa que ambos no son consistentes, estando invertida la polarización del campo. Esto es más notorio sobre el Complejo Plutónico Navarrete occidental que en la región del Complejo Plutónico Navarrete oriental. Para distinguir mejor las diferencias entre ambas señales, éstas fueron graficadas a lo largo de la sección A-A' (Figura 4-10).

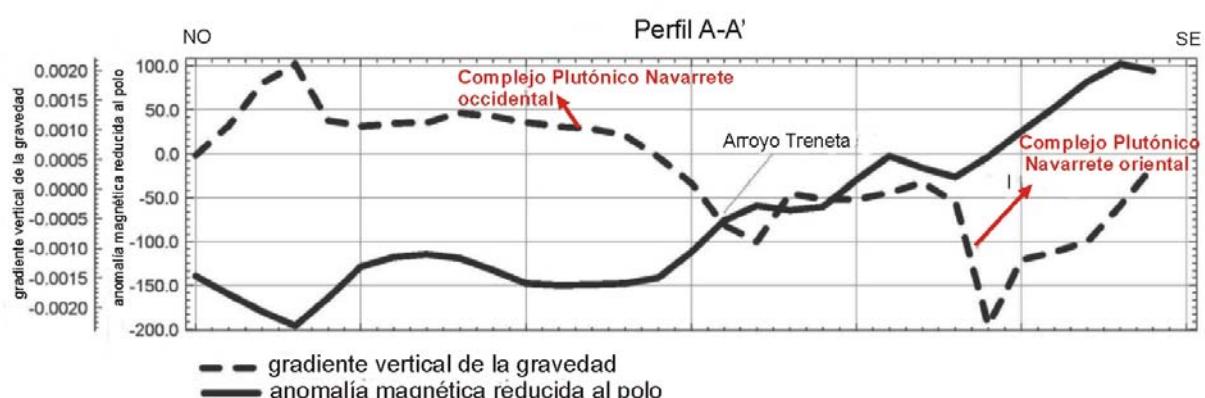


Figura 4-10: Contraste entre la curva del gradiente vertical de la gravedad y la de la anomalía magnética reducida al polo en el perfil AA'.

La falta de unicidad entre ambos campos expuesta en el Complejo Plutónico Navarrete occidental podría relacionarse a una remanencia reversa en el sector sur (Figura 4-8.b) y un probable factor de Koenigsberger (Q) mayor a 1 (Rapalini et al. 2009). El factor Q indica la relación entre la magnetización remanente y la magnetización inducida en la roca. En el caso de los afloramientos del Complejo Plutónico Navarrete oriental del que se posee una edad de cristalización de 281 Ma (Pankhurst et al., 2006), las mediciones realizadas de susceptibilidad (de los Institutos INGEODAV e INGEIS) indican valores ferromagnéticos, por lo que los resultados obtenidos pueden sugerir o una remanencia de polaridad dominantemente normal o un factor Q menor a 1. El primer escenario resulta poco probable, excepto que se considere una edad de enfriamiento sensiblemente más joven que la de cristalización, de modo que la remanencia haya sido adquirida a posteriori de la finalización del superchron reverso Kiaman (312-262 Ma, Opdyke y Channell, 1996). De todas formas en ambos casos se confirmaría la existencia de significativas diferencias entre las rocas aflorantes en el Complejo Plutónico Navarrete occidental y oriental. Esto confirmaría las diferencias previamente señaladas por los estudios estructurales y de magnetofábrica (López de Luchi et al., 2007; Rapalini et al., 2007).

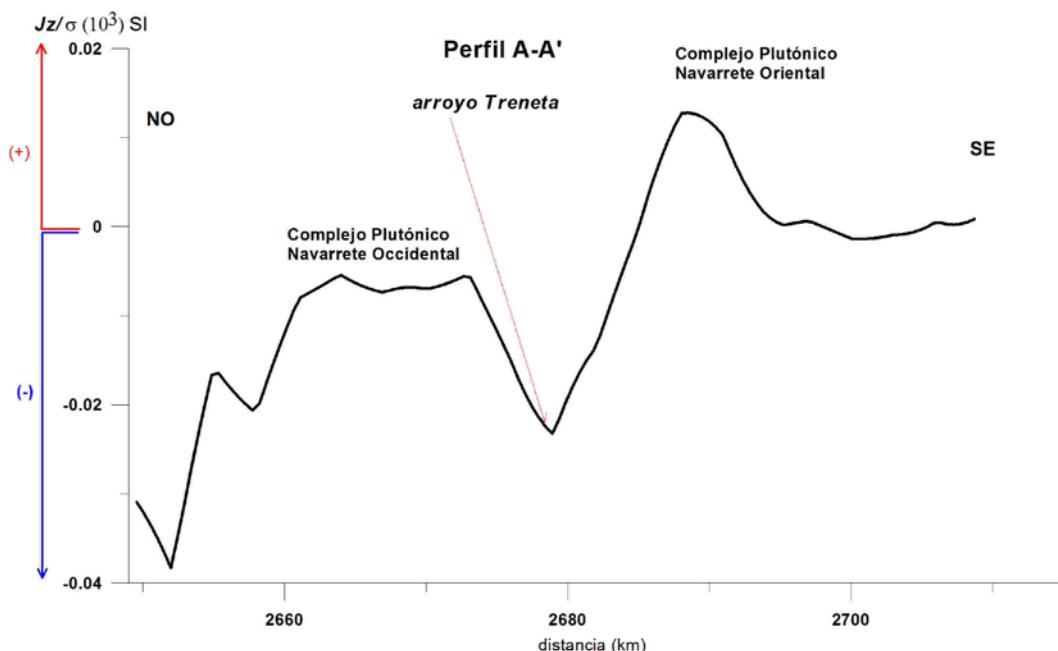


Figura 4-11: Curva de  $Jz/\sigma$  a lo largo del perfil A-A', con una flecha roja se señala la posición del arroyo Treneta

Una forma de corroborar las diferencias de las rocas que componen ambos complejos plutónicos es calcular la relación  $Jz/\sigma$  a lo largo del perfil A-A' (Figura 4-11) utilizando la ecuación 4-1. La curva de  $Jz/\sigma$  muestra valores negativos para el Complejo Plutónico Navarrete occidental y valores positivos para el Complejo Plutónico Navarrete oriental. Éste cambio de signo expresa que las densidades de magnetización en ambos plutones son de signo opuesto.

#### **4.4) DETERMINACIÓN DE LA GEOMETRÍA Y PROFUNDIDAD DEL COMPLEJO PLUTÓNICO NAVARRETE**

##### **4.4.1) Señal Analítica:**

Con el objeto de determinar la ubicación de los límites entre las diferentes unidades geológicas atravesadas por el perfil A-A' (Figura 4-12.a), se calculó el gradiente horizontal de la gravedad (Blakely, 1995), Figura 4-12.b, a partir del mapa de anomalía residual de Bouguer (Figura 4-5). Luego a partir de la (ecuación 4-2) se obtuvieron las soluciones de la señal analítica 2D (Nabighian, 1972; Figura 4-12.c).

$$|\Delta T(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2} \quad (4-2)$$

Las principales inflexiones en la curva de gradiente horizontal (Figura 4-12.b) se asocian a discontinuidades en la corteza más superficial. En el área de estudio la cobertura sedimentaria es de escaso espesor, lo que permite reconocer en superficie los contactos entre las diferentes estructuras aflorantes.

La señal analítica ha sido empleada por varios autores (Nabighian, 1972; 1974; Blakely y Simpson, 1986; Roest et al., 1992; entre otros) para localizar los bordes de las fuentes generadoras de anomalías gravimétricas y magnetométricas.

Para obtener las soluciones de la señal analítica es necesario establecer el ancho de ventana móvil, y la profundidad de investigación. Para determinar el ancho de la ventana de búsqueda se consideraron las longitudes de onda de las anomalías más importantes del área. Igualmente, se probaron varias distancias para comprobar la sensibilidad del método, encontrándose que a la distancia de 10 km los racimos de soluciones responden en buena forma a las estructuras de interés. Para distancias mayores las soluciones responden a estructuras más regionales y para distancias menores a 10 km se dificulta su interpretación.

Los racimos de soluciones de la señal analítica a lo largo del perfil A-A` son interpretados como se puede ver en la Figura 4-12:

- a)- Contacto o falla? que limita al Complejo Yaminué de una estructura de litología diferente. En superficie coincide con el contacto entre las coladas basálticas olivínicas de la meseta de Somún Curá y el Complejo Yaminué.
- b)- Contacto o falla? entre el Complejo Yaminué y el Complejo Plutónico Navarrete, estas soluciones superan los 12 km de profundidad aproximadamente.
- c)- El cambio abrupto en la curva del gradiente horizontal coincide con las fallas interpretadas con datos de geología de superficie, sobre el curso del arroyo Treneta. Se observa más de un racimo de soluciones contaminando la interpretación.
- d)- Contacto entre el Granito Flores y el Complejo Plutónico Navarrete.

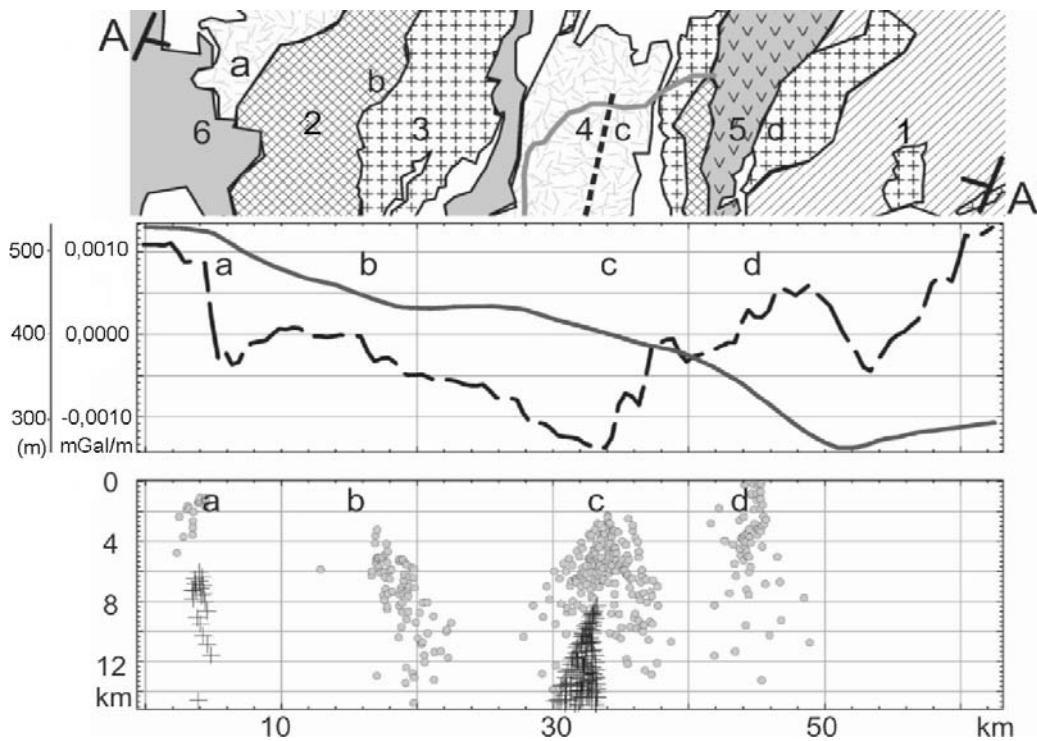


Figura 4-12: a) Perfil A-A' sobre mapa geológico las principales unidades geológicas se identifican con números del 1 al 6. 1) Formación Nahuel Niyeu; 2) Complejo Yaminué; 3) Complejo Plutónico Navarrete; 4) Formación Treneta; 5) Granito Flores; 6) Formación Somún Curá. Con línea de trazo negro se simboliza la falla interpretada a través de la geología de superficie. b) línea de trazo representa el gradiente horizontal y, la línea llena la altura sobre el nivel medio del mar. c) Los círculos (contactos) y las cruces (diques) simbolizan las soluciones de la señal analítica. Las letras a, b, c, d marcan alineaciones de soluciones.

#### 4.4.2) Modelo de densidad

Con el objetivo de cuantificar la relación que existe entre la señal gravimétrica y las estructuras vinculadas al basamento se realizó un modelo de densidades para la corteza superior sobre la sección A- A' (Figura 4-13).

El modelo gravimétrico se ha realizado, al igual que en Gaster, construyendo un modelo inicial, a partir de la información geológica. Usando entonces polígonos cerrados para representar cada unidad geológica. A cada polígono se le asignó un valor de densidad constante. Luego la diferencia entre el dato observado y la respuesta calculada fue minimizada variando los polígonos del modelo inicial.

Los valores de densidades obtenidos indican que la Formación Nahuel Niyeu, caja de los Complejos Navarrete y Yaminué (Llambías et al., 2002) es la unidad de mayor densidad

aflorante ( $2,718 \text{ g/cm}^3$ ). Tanto el Complejo Yaminué como el Navarrete poseen densidades medias semejantes de  $2,643$  y  $2,637 \text{ g/cm}^3$  consistentes con una composición media de tipo granodiorita. Sin embargo puede observarse una dispersión mucho mayor de valores en el primero de los complejos consistente con su mayor variación litológica. El Granito Flores posee una densidad menor ( $2,593 \text{ g/cm}^3$ ) coherente con su composición más ácida.

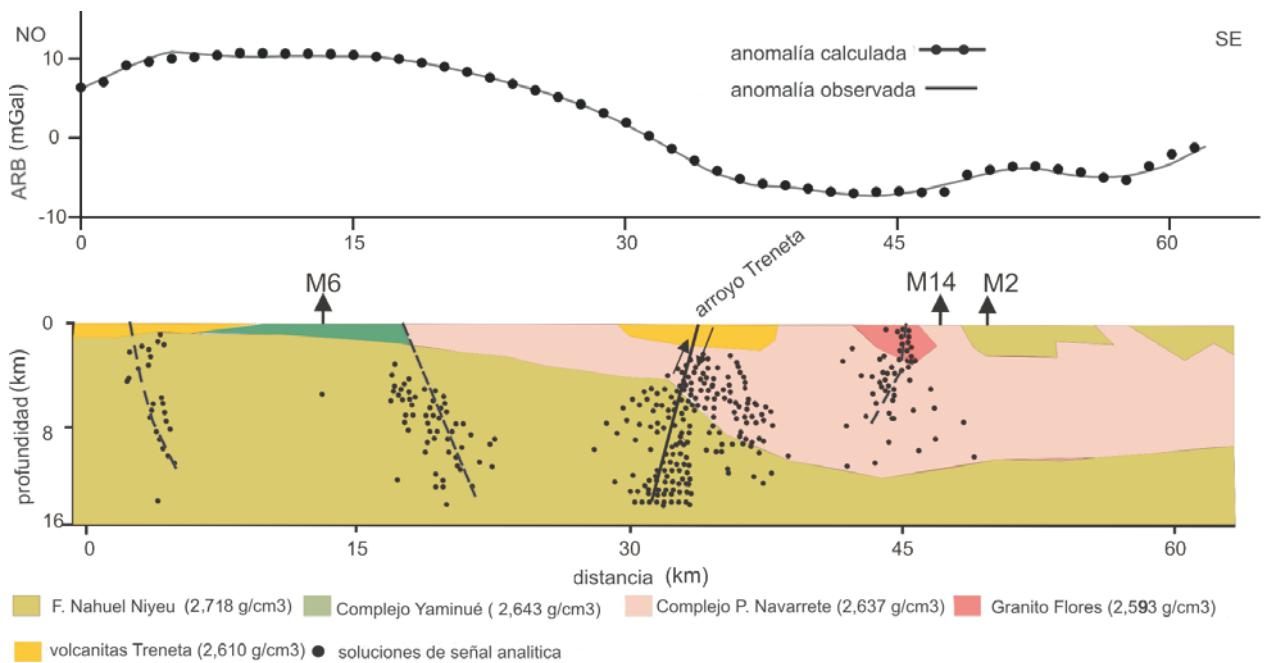


Figura 4-13: Modelo de corteza superior a lo largo de la sección A-A' (véase ubicación en la Figura 4-2). Las densidades utilizadas, fueron las obtenidas a través de muestreo (véase Tabla 4-1). Con círculos negros se muestran las soluciones a la señal analítica. Con líneas de trazo negro fallas o contactos interpretados.

Otro dato de entrada para el modelo inicial fue el resultado de la señal analítica. Estas soluciones, sugieren la presencia de dos zonas de falla de vergencia opuesta limitando la zona de anomalía gravimétrica negativa central que permite interpretar esta área como un bloque hundido (estructura tipo graben), en la que se han preservado niveles corticales más someros. La presencia de volcanitas de la Formación Treneta (triásico-jurásico?) expuestas en los distintos bloques del área sugiere que esta estructuración debería ser previa a la extrusión de las mismas.

El modelo gravimétrico a lo largo del perfil A-A' (Figura 4-13) provee un medio para examinar lo anteriormente expresado relacionado con la diferencia en la anomalía gravimétrica existente a ambos lados del arroyo Treneta. La causa de este fuerte gradiente parece estar relacionada con una falla localizada a lo largo de dicho arroyo. Esta estructura cortical divide en bloques el basamento constituido por rocas de la Formación Nahuel Niyeu. Hacia el oeste del perfil el techo del basamento alcanza niveles superficiales lo que justificaría el máximo gravimétrico sobre el afloramiento de la Formación Yaminué. Hacia la parte oriental del perfil el Complejo Plutónico Navarrete (densidad 2,637 g/cm<sup>3</sup>) aumentaría en profundidad alcanzando los 12 km de profundidad.

#### **4.5) RESULTADOS**

En términos generales existe correlación entre el mapa de anomalía gravimétrica residual (Figura 4-5.b) y la densidad de las distintas unidades aflorantes en el área de estudio excepto con las rocas expuestas del Complejo Yaminué. Existe un rasgo regional que caracteriza a la anomalía gravimétrica y a la magnética en el centro de ambos mapas. Este rasgo regional podría relacionarse con una especie de doble anticlinorio de rumbo aproximado N-S asociado al último estadio de la estructuración del Paleozoico tardío con direcciones de esfuerzo E-W (von Gosen, 2003) o deberse a una deformación frágil de carácter extensional durante el Mesozoico temprano (Uliana y Biddle, 1987) que hubiese producido una estructuración en bloques.

Estudios estructurales y de magnetofábrica realizados previamente en las rocas del Complejo Plutónico Navarrete y el cambio de signo de  $J_z/\sigma$  indicarían significativas diferencias entre las rocas aflorantes en ambos lados del arroyo Treneta. El gradiente horizontal de la gravedad y las soluciones de la señal analítica muestran la probable presencia de una falla central coincidente en superficie con el arroyo Treneta.

Los máximos gravimétricos oriental y occidental de mediana longitud de onda (Figura 4-5.b), coinciden con los asomos de la Formación Nahuel Niyeu y el Complejo Yaminué, este último con una densidad considerablemente menor a la de la Formación Nahuel Niyeu. Rapalini et al. (2007, 2008) han señalado que el Complejo Yaminué y los leucogranitos Cabeza de Vaca (considerados en la literatura previa como parte del Complejo Navarrete) registran evidencias de emplazamiento y deformación asociados a corrimientos con vergencia al SW. Von Gosen (2003) describió una deformación de similares características afectando la cubierta epiclástica de la Formación Sierra Grande y la Formación Nahuel Niyeu en el sector central del área de estudio. La estructura interna del Complejo Yaminué (Llambías et al., 2002; López de Luchi et al., 2008; Rapalini et al., 2008), su variación litológica, sus relaciones con la Formación Nahuel Niyeu y su asociación con un máximo gravimétrico que no se corresponde con su densidad sugieren que el mismo es probablemente una serie de intrusiones y escamas tectónicas delgadas subhorizontales y que su espesor es probablemente de poca magnitud.

La señal analítica sugiere la presencia de dos zonas de falla de vergencia opuesta limitando la zona de anomalía gravimétrica negativa central que permite interpretar esta área como un bloque hundido (estructura tipo graben), en la que se han preservado niveles corticales más someros. La presencia de volcanitas de la Formación Treneta (triásico) expuestas en los distintos bloques del área sugiere que esta estructuración debería ser previa a la extrusión de las mismas.

# CAPÍTULO 5

## 5.1) MODELO DE DENSIDAD REGIONAL

En este Capítulo, interpretamos cualitativamente el mapa completo de anomalía de Bouguer entre los 39° y 44° Sur, mediante la técnica de gradientes horizontales. Luego planteamos los distintos modelos de corteza posibles, variando las hipótesis de partida (isostasia local, regional o de inversión de densidad). Finalmente, trazamos un perfil estructuralmente atractivo y nos proponemos ajustarlo con un modelo de densidad cuyos datos de control son independientes (sísmicos o controles geológicos en superficie).

## 5.2) GRADIENTE HORIZONTAL (DIRECCIONADO) DEL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER

El mapa de anomalía de Bouguer (Figura 5-1) refleja las variaciones laterales de densidad entre los distintos cuerpos rocosos que se encuentran debajo de la superficie. Para poder discriminarlos debemos determinar sus bordes o zonas de contacto con otros cuerpos de diferente litología. Una técnica ampliamente utilizada es el gradiente horizontal de la gravedad (Blakely, 1995):

$$\|\mathbf{g}'(x, y)\| = \sqrt{\frac{\partial^2 g(x, y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g(x, y)}{\partial y^2}} \quad (5.1)$$

A partir de la anomalía de Bouguer se obtuvieron mapas de gradiente horizontal de la gravedad para diferentes direcciones 0°, 30°, 60°, 90°, 120°, 150° y 180° (Figura 5-2). El hecho de determinar el gradiente horizontal a diferentes azimut permite realizar un barrido completo del mapa de Bouguer. El gradiente horizontal es máximo en los bordes de fuentes anómalas que sean perpendiculares a la dirección de cálculo. A modo de ejemplo se trazó un perfil P-P' (Figura 5-1) obteniendo valores de gradiente para 0°, 30°, 60°, 90° (Figura 5-2.h). En éste gráfico

podemos observar que el máximo gradiente horizontal esta dado para la dirección de cálculo normal a dicha anomalía. Adoptando este criterio se trazaron lineamientos sobre los máximos gradientes encontrados en los mapas de la Figura 5-2 (a-g). Luego estos lineamientos fueron volcados en un mapa de Bouguer Figura 5-3 para identificar contactos entre fuentes anómalas al campo gravitatorio normal.

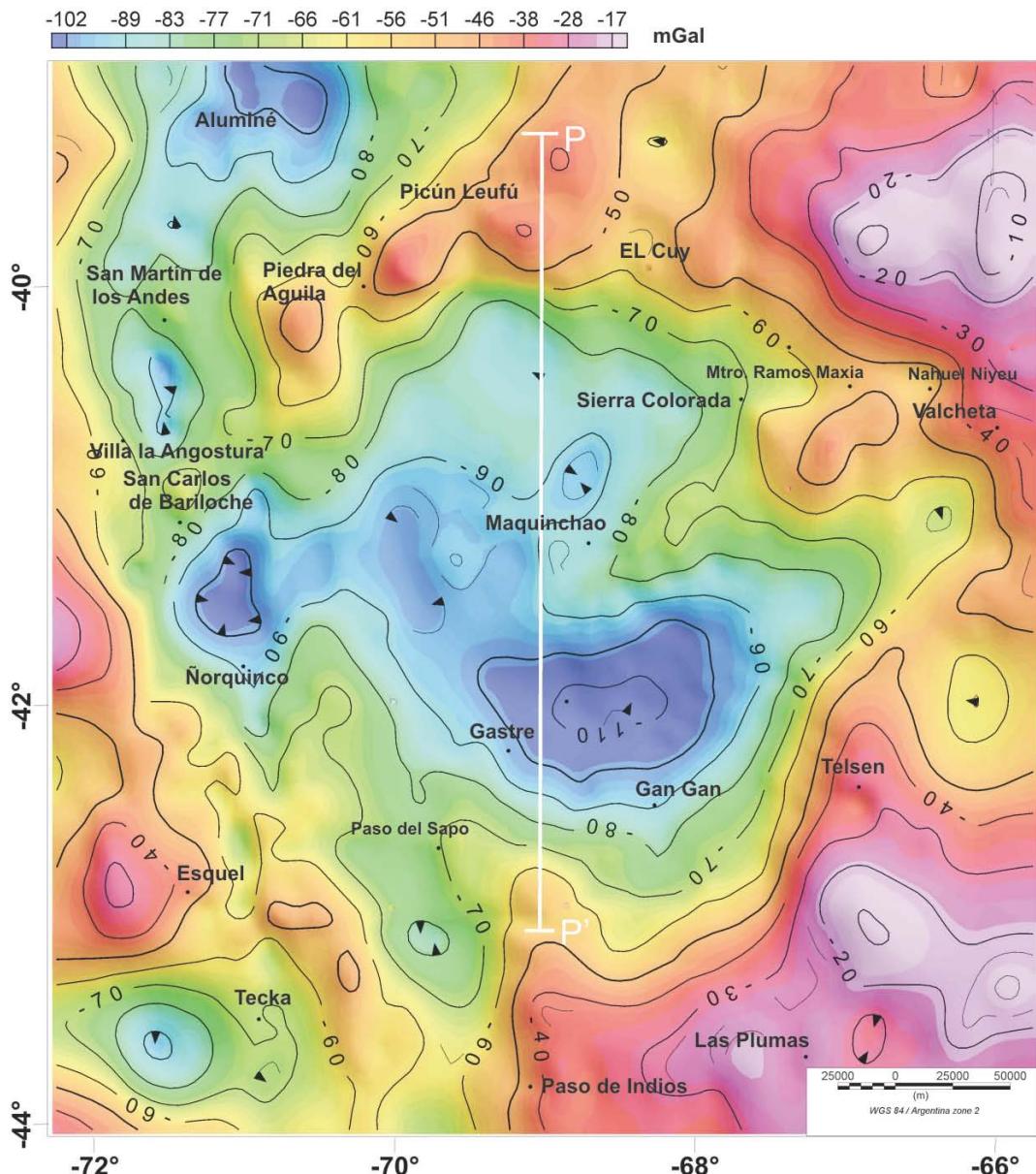
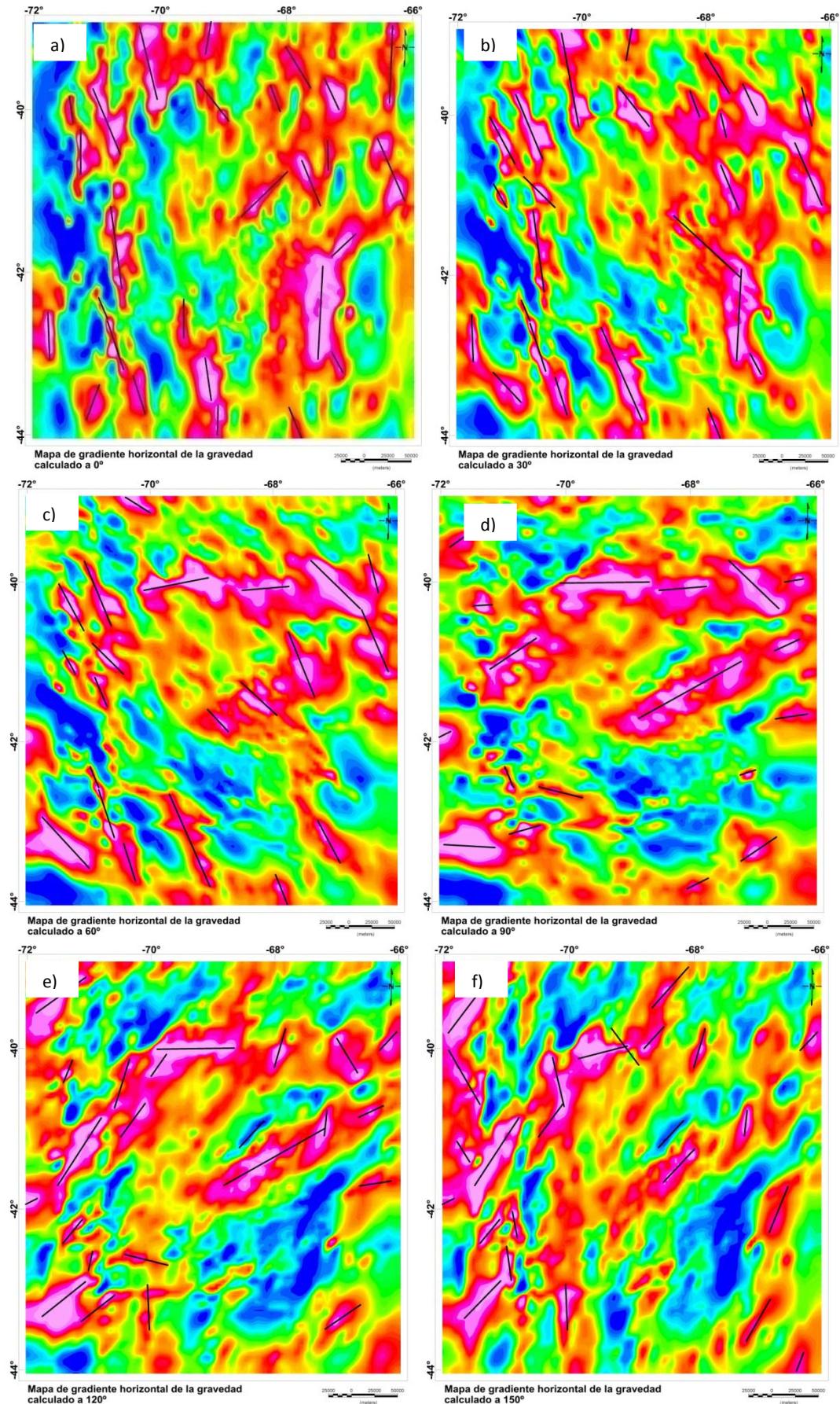


Figura 5-1: Mapa de anomalía de Bouguer con un paso de grilla de 5 km. (Idem Figura 1-16 Capítulo 1). Se ubica el perfil P-P' analizado luego con gradientes direccionales.



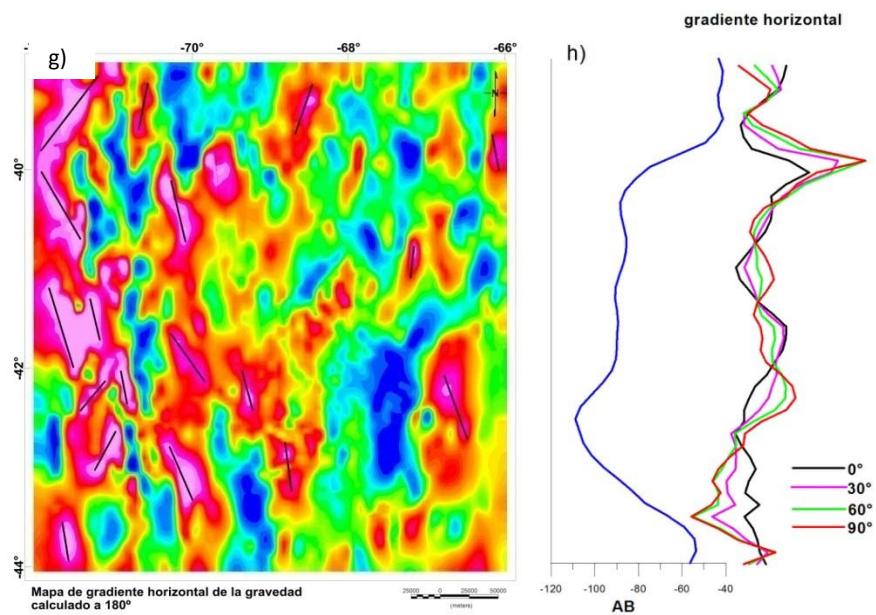


Figura 5-2: Mapas de gradiente horizontal de la gravedad: a) 0°, b) 30°, c) 60°, d) 90°, e) 120°, f) 150° y, g)180°; h) gráfico de anomalía de Bouguer (perfil P-P' en azul) comparada con el gradiente horizontal a 0°, 30°, 60° y 90°.

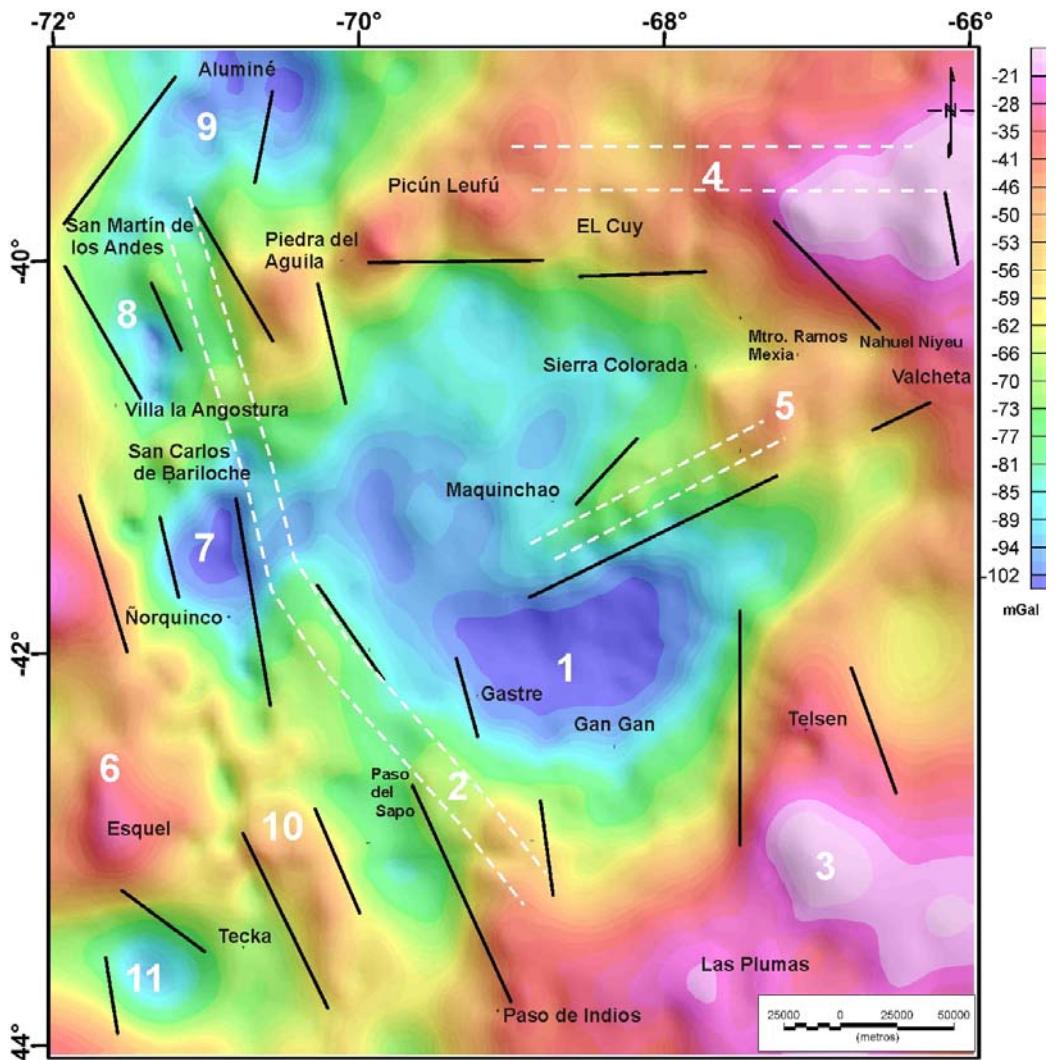


Figura 5-3: Mapa de anomalías de Bouguer con lineamientos trazados a partir de mapas de máximo gradiente horizontal gravimétrico.

En la Figura 5-3, podemos destacar once sectores diferenciados gravimétricamente que se vinculan a distintos dominios geológicos. Entre los sectores gravimétricamente anómalos más importantes se encuentran:

- 1) Un mínimo gravimétrico central en el macizo Norpatagónico delimitado por la isoanómala de -90 mGal, éste mínimo central coincide con el límite de la cuenca Cañadón Asfalto (Cortiñas, 1996). Encierra a otros mínimos de menor tamaño de -100 y -110 mGal que podrían vincularse a un depocentro que posee el mayor espesor sedimentario en la cuenca.
- 2) Al oeste del mínimo central en la Precordillera Patagónica (Ramos, 1999), se define un alto gravimétrico coincidente con el alineamiento geotectónico, Dorsal Concepción-Chubut, de orientación NO-SE a NNO-SSE (Cortiñas, 1996). Esta dorsal ha sido interpretada por Pankhurst et al. (2006) como un arco magmático originado durante el Carbonífero producto de la amalgamación del macizo del Deseado con Gondwana y por Ramos (2008) como una faja de granitos y metamorfitas ocasionada por la colisión entre la península Antártica y el macizo Norpatagónico.
- 3) hacia el este del mapa, al sur de Telsen y al norte de Las Plumas, observamos un alto gravimétrico con isoanómalias de -20 mGal que encierran a un máximo de -10 mGal. Éste se corresponde con el Alto del Río Chico-Sierra Grande descripto por Cortiñas (1996).
- 4) Se distinguen al norte del mapa por encima del paralelo 40° sur una sucesión de máximos gravimétricos que comienza en la costa atlántica, al sur de Choele Choel, con isoanómalias concéntricas de -20 y -10 mGal. Otros máximos de -50 mGal se encuentran alineados en dirección E-O hasta el cauce del río Limay donde cambian su dirección a NE-SO. Una alineación de este estilo, pero al norte de los 39°sur fue interpretada por Chernicoff y Zapetinni (2004) como la manifestación de una zona de sutura entre Patagonia y Gondwana; luego, por Kostadinoff et al. (2005) interpreta esta misma anomalía, como la extensión del basamento de Sierras Pampeanas en la comarca Norpatagónica. Este alto gravimétrico no coincide con la

dorsal de Huincul que se extiende meridionalmente desde las costas atlántica hasta la pacífica y ha sido descripta por Ramos et al. (2004) como el límite natural de la Patagonia. Véase Figura 5-4 con georeferencias de estas estructuras analizadas.

5) Una sucesión de máximos se extiende con dirección NE-SO desde Valcheta hasta el sur de Maquinchao hacia el centro del macizo Norpatagónico. Éstos máximos se encuentran flanqueados por lineamientos bien determinados con mapas de máximo gradiente horizontal. En el Capítulo 4, vimos como el modelo de densidad refleja el alto de basamento al oeste del arollo Treneta (Figura 4-13) coincidente con la Formación Nahuel Niyeu de alta densidad. Observamos cómo este alto estructural intercepta a la cuenca de Cañadón Asfalto, deformándola en su parte central.

6) Hacia el oeste del mapa en la Cordillera Patagónica Septentrional se observan una sucesión de altos gravimétrico desde -40 hasta -50 mGal, extendiéndose desde los 39° hasta los 43° de latitud sur y coincide con el segmento norte propuesto por Ramos (1999) para esta provincia geológica.

7, 8 y 9) Paralelo al anterior pero hacia el oriente, de norte a sur, podemos ver tres mínimos 7, 8 y 9 que funcionan en concordancia con las cuencas de Ñirihuau, Collon Cura y el borde sur-oeste de la cuenca Neuquina (Ramos, 1999; Folguera y Ramos, 2002; Bechis y Cristallini, 2005).

10) Un máximo bien definido y flanqueado por lineamientos se extiende con dirección SE-NO al este de Tecka este estaría en concordancia con la sierra de Tepuel.

11) El mínimo gravimétrico al oeste de Tecka podría relacionarse con la cuenca de Tepuel (Suero, 1948).

A modo de comparación se superponen el mapa de anomalías de Bouguer sobre el mapa geológico de Ramos (2008) con estructuras regionales (Figura 5-4). Puede notarse la gran correlación entre el arco magmático norte y las anomalías positivas. Por otro lado se ha

modificado el borde oeste del arco magmático occidental, sobre la base de el tren de anomalías positivas expuestas al oeste (Figura 5-4).

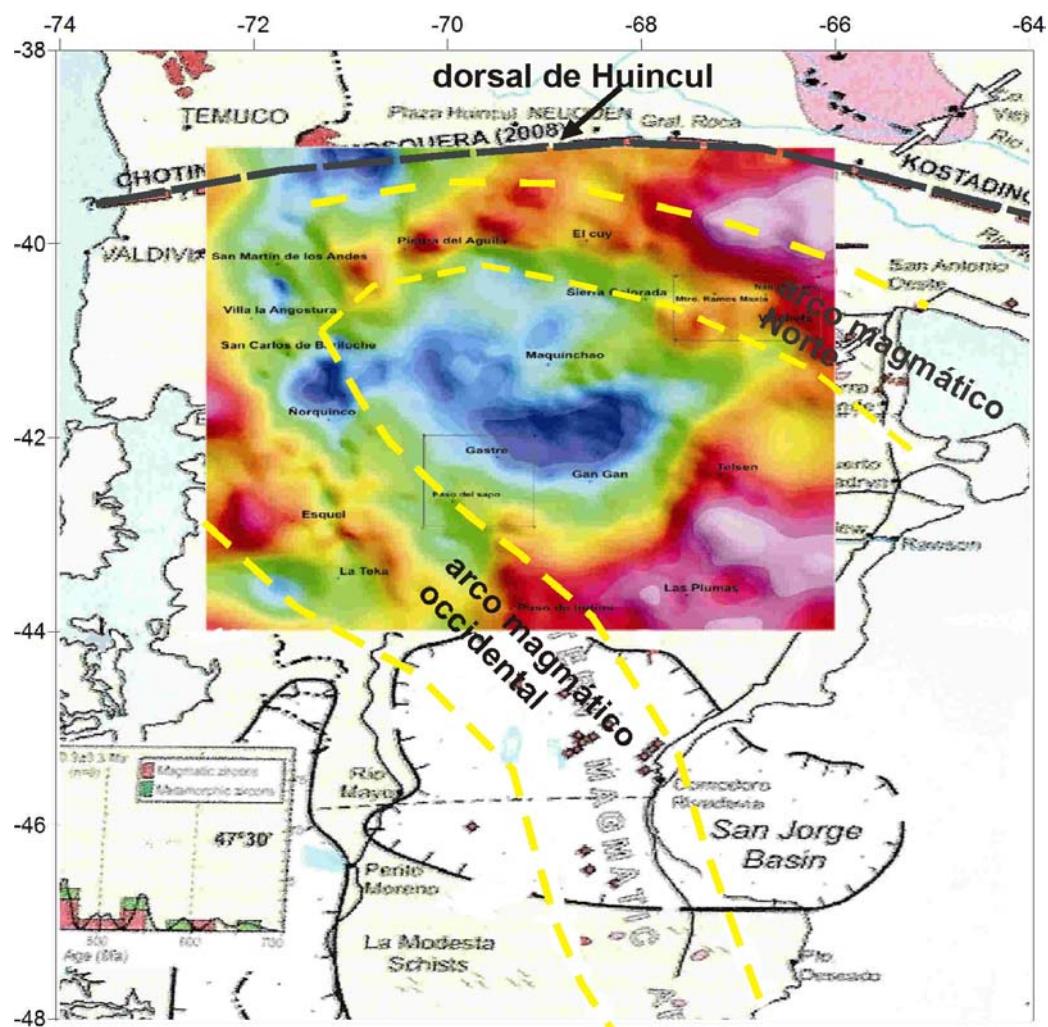


Figura 5-4: Sobre la base de mapa de Ramos (2008), se georeferencia el mapa de anomalías de Bouguer. Nótese que el arco magmático occidental ha sido ensanchado hacia el oeste.

### 5.3) MODELOS DE LA DISCONTINUIDAD CORTEZA-MANTO

Los modelos sismológicos informados por Christensen and Mooney (1995); Mooney et al. (1998) determinan un modelo global de espesor cortical promedio de 41 km en la parte continental y de 40 km debajo de los arcos continentales en estas regiones (Figura 5-5).

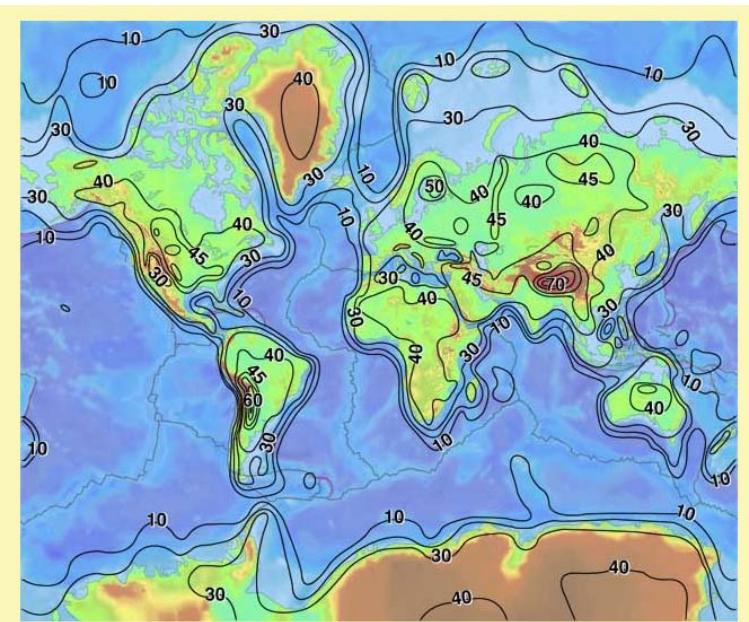


Figura 5-5: Espesores de corteza del modelo USGS. Extraída de (a partir de el proyecto CRUST 5.1 de Mooney et al., 1998).

<http://earthquake.usgs.gov/research/structure/crust/>

Estudios de sísmica de refracción profunda a lo largo de un perfil a los 38,8° al noroeste del área de estudio indican profundidades para la discontinuidad corteza-manto de alrededor de 40 km (véase Figura 5-6, proyecto ISSA 2000, tomado de Lüth et al., 2003).

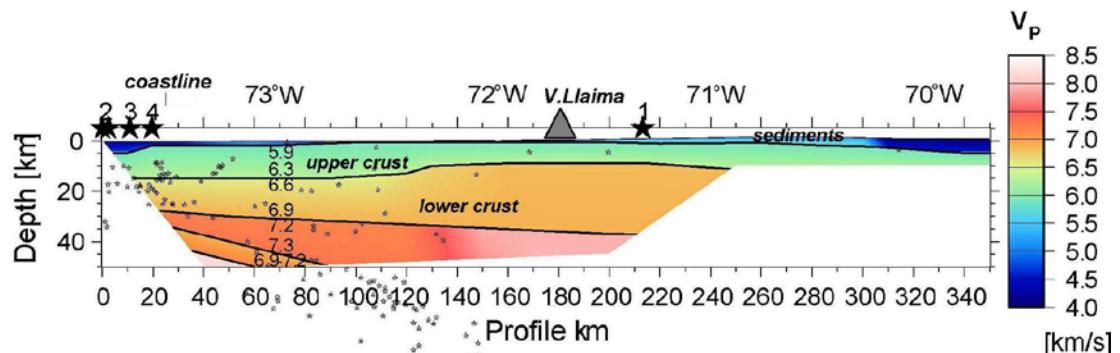


Figura 5-6: Modelo de velocidad 2D a lo largo del perfil 38,8°S extraído de (Lüth et al., 2003).

Yuan (2006) realizó a los 39° S un estudio que aplica “receiver function”, las estaciones sismológicas fueron las del proyecto ISSA 2000 a lo largo de un perfil de 450 km, que va desde la costa del océano pacífico hasta la cuenca Neuquina. La discontinuidad de corteza-manto es registrada a los 40 km de profundidad por debajo de la Cordillera Principal. Según éste autor, esta profundidad decrece hacia el este y al oeste de la Cordillera Principal, alcanzando debajo de la cuenca Neuquina unos 35 km (Figura 5-7).

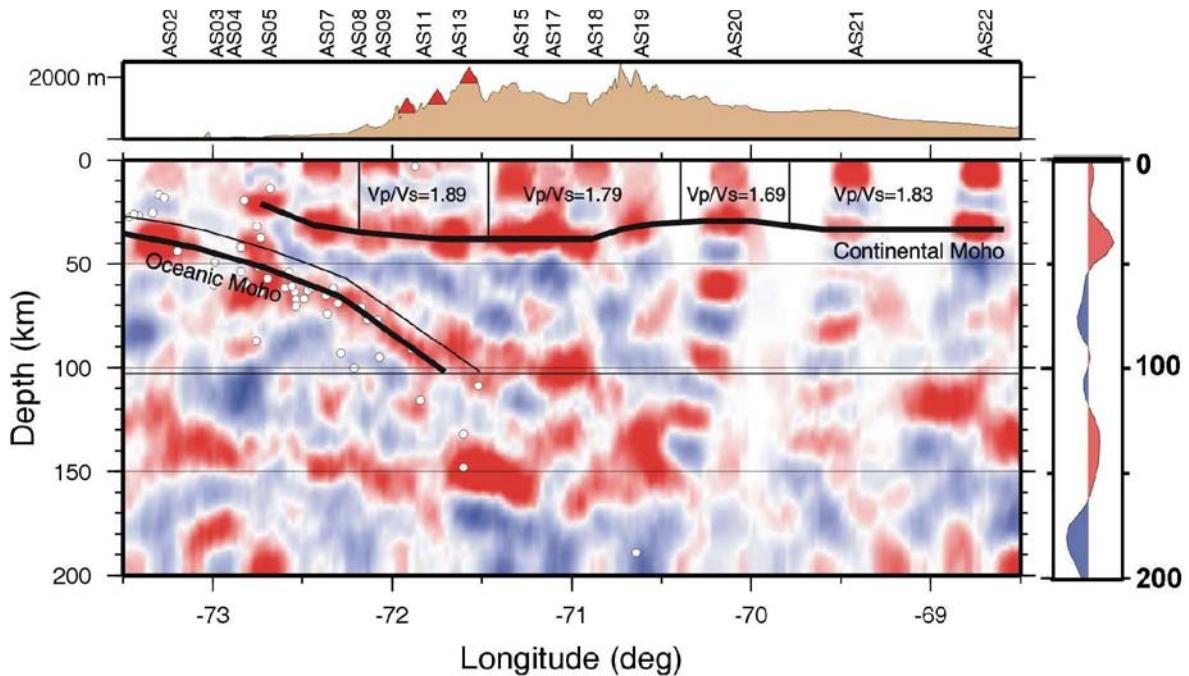


Figura 5-7: Receiver function en un perfil a los 39° S extraído de Yuan (2006).

Tašárová (2004,), Hackney et al. (2006), Tassara (2006), Alasonati Tašárová (2007) entre otros, realizaron modelos de densidad construidos a partir de datos gravimétricos ajustados con información sismológica existente en la región (entre los 36° y los 42° S). Estos muestran profundidades para la discontinuidad corteza –manto de alrededor de 40 km.

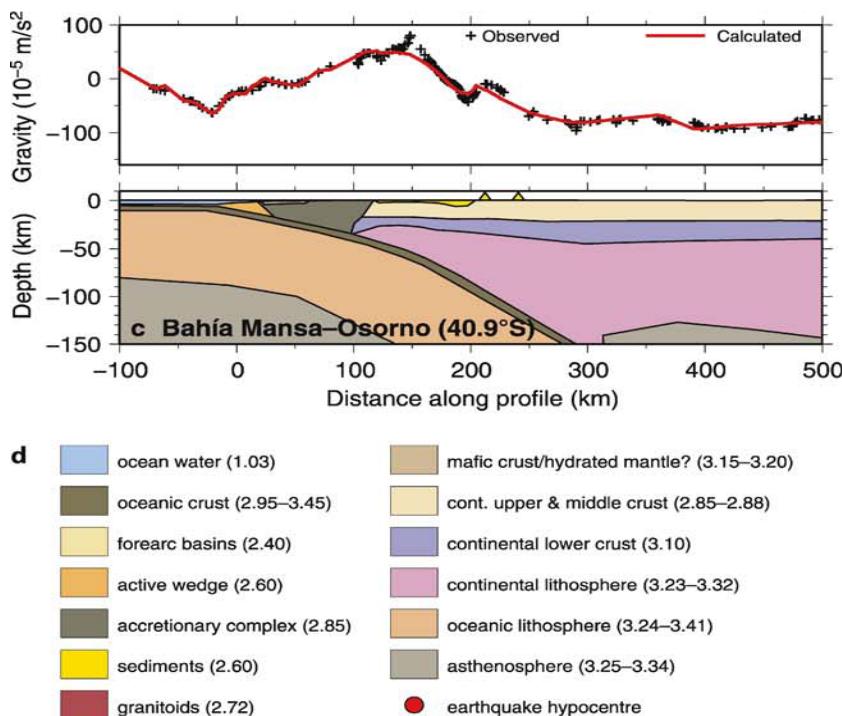


Figura 5-8: Modelo de densidad realizado a los 40,9° de Latitud sur, a lo largo de un perfil de 600 km que se extiende desde el océano pacífico hasta el límite de Argentina – Chile en la cordillera de los Andes. (Extraído de Hackney et al., 2006).

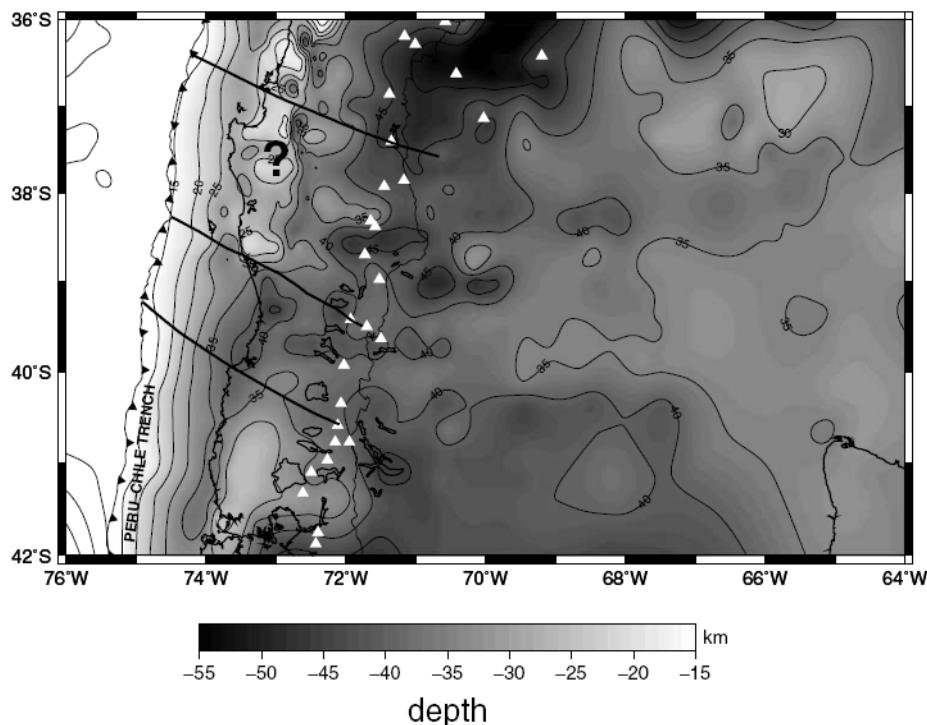


Figura 5-9: Modelo gravimétrico 3D de la discontinuidad corteza-manto (Según de Alasonati Tašárová, 2007.)

En este estudio (Capítulo 2, Figura 2-4), aplicando el método espectral radial determinamos una discontinuidad a los 40 km que atribuimos a la discontinuidad corteza-manto, coincidiendo con los modelos anteriormente descriptos.

### 5.3.1) Modelos de Moho Isostático

Calculadas las anomalías de Bouguer en numerosas estaciones del planeta, se comprobó que en general difieren de cero, salvo en regiones costeras. En áreas continentales son generalmente negativas y en cuencas oceánicas positivas. Estos resultados indican claramente una deficiencia de densidad en zonas elevadas respecto del nivel medio del mar, un exceso de densidad debajo de los fondos oceánicos y una densidad sensiblemente igual a la esperada en regiones cercanas al mar. Por tanto, la corteza no se comporta en forma rígida. Las teorías isostáticas explican este singular comportamiento y justifican las desiguales distribuciones de densidades.

La litósfera constituida por la corteza y manto superior posee resistencia para soportar esfuerzos de largo período, como son los debidos a las cargas topográficas permanentes. De

esta manera, la isostasia representa la condición en la cual todos los esfuerzos son hidrostáticos bajo la profundidad de compensación. Dentro de este contexto existen dos tipos principales de mecanismos de compensación isostática: a) compensación local: las regiones elevadas se compensan puntualmente y los esfuerzos sólo se transmiten en dirección vertical. La isostasia local provee una descripción estática de la configuración de la estructura de la corteza y manto superior; b) compensación regional (Vening Meinesz, 1931): modelo flexural; se modela una litósfera elástica que se deforma por flexión sobre una astenosfera más débil, involucrando desplazamientos en ambas direcciones. Este modelo incorpora las propiedades elásticas de la litósfera y la respuesta de la placa se caracteriza frecuentemente por la rigidez flexural (o en forma equivalente por el espesor elástico efectivo). En el modelo flexural la compensación de la carga topográfica se resuelve por flexión que afecta a toda la placa. El modelo de Airy corresponde a una rigidez flexural igual a cero en la cual el bloque cortical se compensa localmente.

### **5.3.1.2) Modelos isostáticos de compensación local**

#### **5.3.1.2.1) Hipótesis de Airy**

Teniendo en cuenta la hipótesis propuesta por Airy (1855), se obtuvieron modelos hidrostáticos para evaluar el comportamiento isostático del macizo Norpatagónico. Para ello se contó con un modelo de elevación digital (DEM) extraído del servicio geológico de los Estados Unidos (USGS) de 90 x 90 metros. Éste modelo fue regrillado con un paso de 20 km (Figura 5-10) permitiendo la construcción de modelos 3D compuestos con prismas de 20 km de sección y un espesor que vendrá dado por la altura topográfica media ( $h$ ), el espesor cortical normal ( $T_n$ ) y la raíz de compensación isostática ( $R$ ). Se plantean ecuaciones de equilibrio hidrostático (Blakely, 1995) y surge la ecuación 5-2:

$$\Delta R = \frac{\sigma_{C_1}}{\sigma_m - \sigma_{C_2}} * h \quad (5-2)$$

Donde:  $\sigma_{C_1}$  : densidad cortical por sobre el nivel medio del mar ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ );  $\sigma_{C_2}$  : densidad cortical por debajo del nivel medio del mar ( $2,9 \text{ g/cm}^3$ );  $\sigma_m$  : densidad del manto superior ( $3,3 \text{ g/cm}^3$ ) (densidades utilizadas por Introcaso et al., (2000); Gimenez et al., (2000); Martinez (1997); Miranda e Introcaso (1999));  $h$  : altura topográfica;  $\Delta R$  : raíz por debajo del espesor cortical normal de 35 km ( valor tomado de Schmidt y Götze, (2006)).

Con estos valores resulta:

$$\Delta R = 6,675 * h \quad (5-3)$$

Con esto, se confeccionó el mapa del Moho hidrostático (Figura 5-10)

Luego con objeto de obtener la anomalía isostática (AI) (ecuación 5-4) se calculó el efecto directo (Figura 5-11) de las raíces isostáticas del macizo Norpatagónico utilizando un software específico del IGSV. Dicho efecto directo se corresponde con la corrección isostática (CI) cambiada de signo.

$$AI = AB + CI \quad (5-4)$$

La anomalía isostática así determinada se muestra en la Figura 5-10 (derecha)

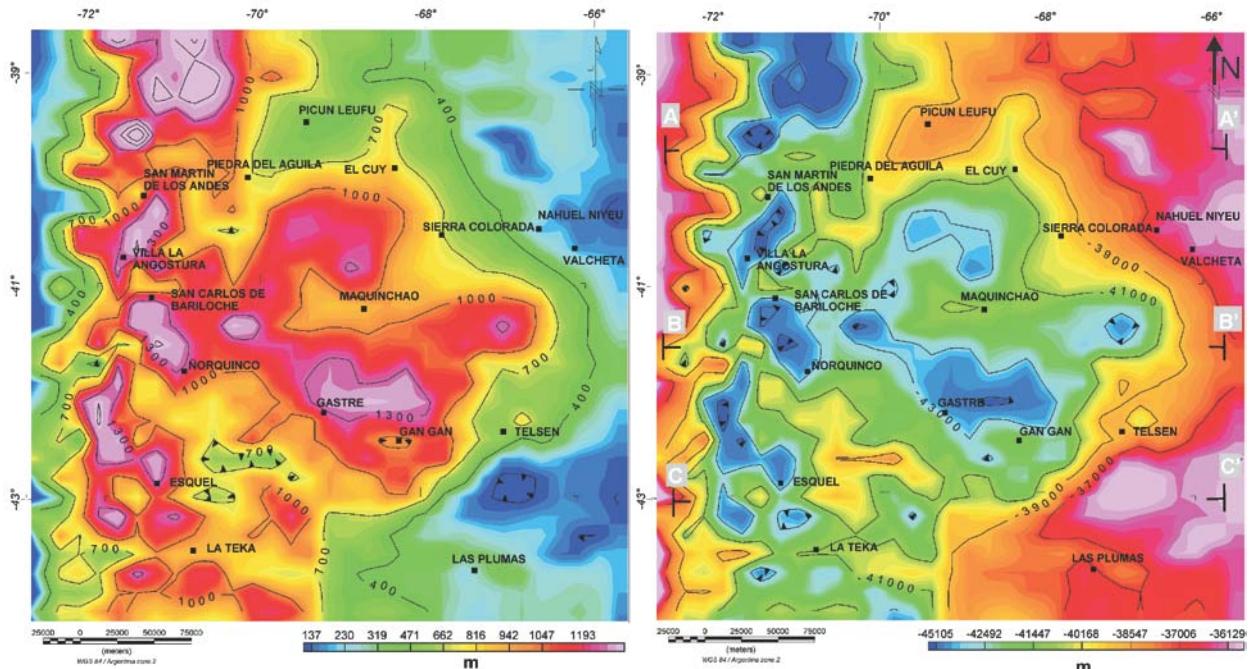


Figura 5-10: Izquierda, mapa topográfico con un tamaño de celda de grilla de 20 por 20 km, Derecha: mapa de raíz isostática (moho hidrostático) calculado en la hipótesis de Airy. Se ubican en este mapa los tres perfiles que luego comparamos con las profundidades obtenidas por otros métodos (Perfiles A-A', B-B' y C-C').

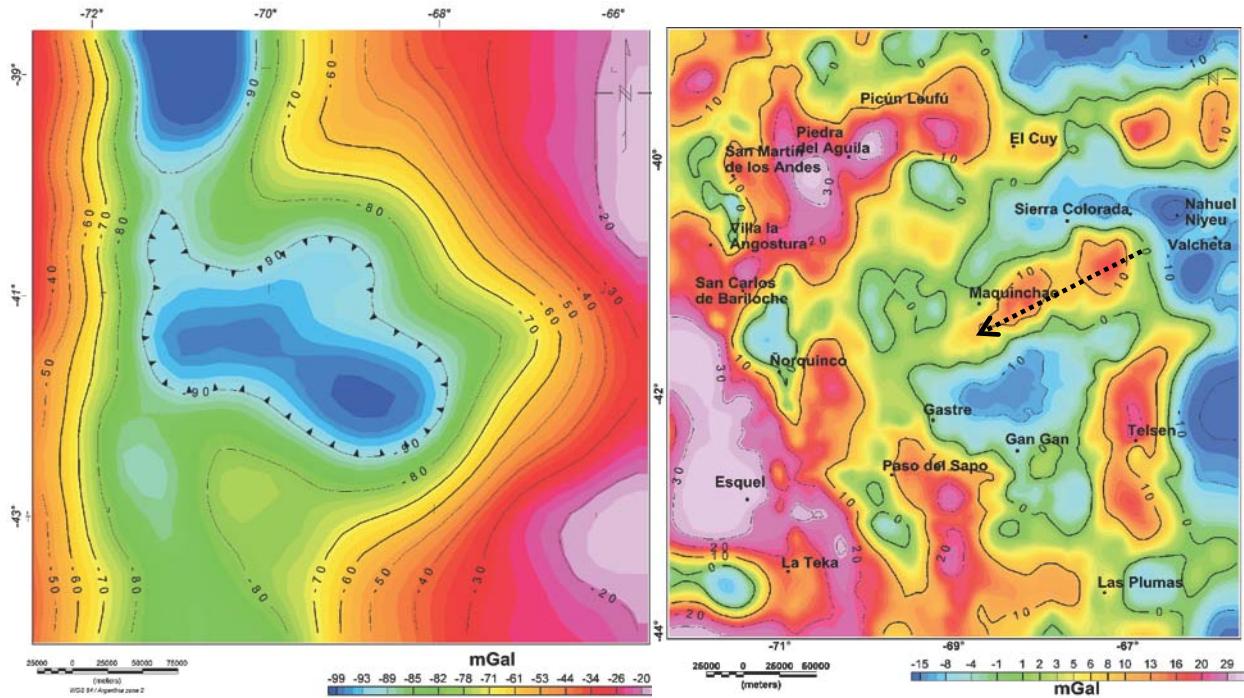


Figura 5-11: Izquierda, mapa del efecto gravimétrico directo del moho isostático en el concepto de Airy. Derecha: mapa de anomalía isostática en el concepto de Airy.

Las anomalías isostáticas (AI) determinadas para toda la región advierten desequilibrios isostáticos parciales y menores. Por ejemplo la AI positiva alrededor de Esquel ( $\geq 30$  mGal) significa subcompensación isostática y anuncia próximos movimientos descendentes para esta región. Resulta muy interesante este positivo porque delimita una gran región de comportamiento hidrostático diferente. Luego también puede observarse una serie de positivos y negativos alineados según los arcos magmáticos descriptos por Ramos (2008), tanto en dirección E-W como en dirección NW-SE. Destacamos, como fruto positivo de este mapa, la alineación de dos positivos de 10 mGal que interceptan a la cuenca Cañadón Asfalto en su sector central (flecha de líneas de puntos), esta estructura se ve también en el mapa de anomalías de Bouguer y ha sido denominada como alto de Ramos Mexía - Maquinchao.

### 5.3.1.2.2) Hipótesis de Pratt

En la hipótesis de Pratt (1855) una estructura topográfica elevada posee un déficit de densidad respecto a la corteza normal, que la compensa lateralmente. Este déficit de densidad depende

tanto de la altura de la estructura como de la densidad litosférica y de la profundidad de compensación.

Si llamamos  $\sigma_c$  a la densidad normal de la litósfera,  $H$  a la profundidad de compensación (sobre la cual cualquier estructura ejerce la misma presión) y  $h$  a la altura topográfica, su densidad estará dada por:

$$\sigma_1 = \frac{H}{H+h} \sigma_c \quad (5-5)$$

Utilizando la topografía del macizo Norpatagónico y considerando una profundidad de compensación litosférica de 100km y una densidad media de la litosfera como  $2.9 \text{ g/cm}^3$ , se generaron las anomalías de aire libre de la estructura. Ingresando éstas anomalías como señal de entrada, se invirtieron (con el algoritmo de inversión desarrollado por el IFIR) en busca de las densidades de cada paralelepípedo bajo la hipótesis de Pratt (Figura 5-12).

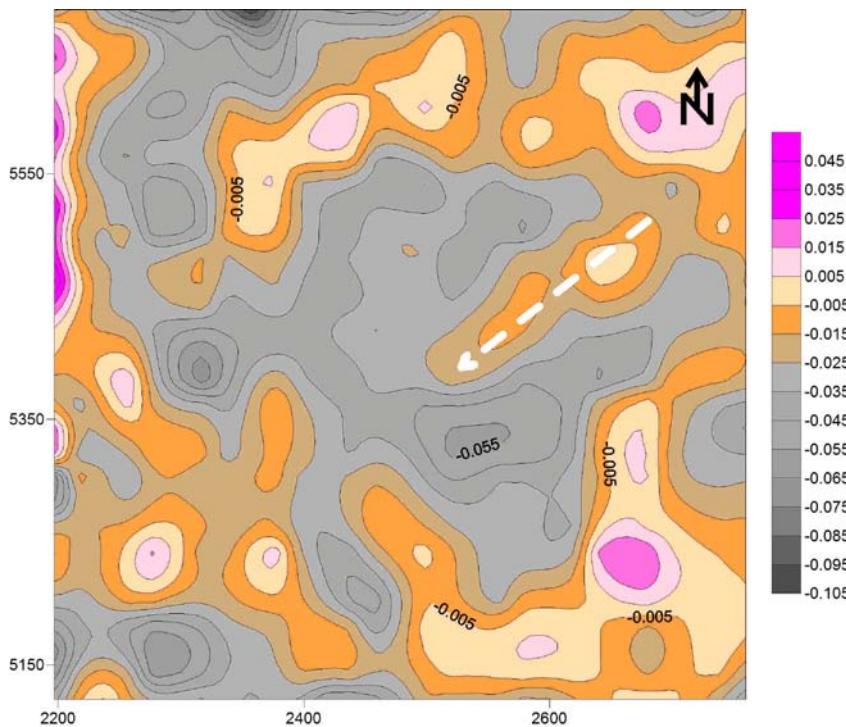


Figura 5-12: Mapa de contrastes de densidades obtenido por inversión bajo la hipótesis de Pratt. Vemos en la escala de la derecha los contrastes de densidad ( $\text{g/cm}^3$ ). La línea de trazos blancos indica una posible estructura a nivel cortical interpretada en los mapas residuales de Bouguer como el alto de Ramos Mexía - Maquinchao (Capítulo 2) y mapa de anomalías isostática.

En el mapa de la Figura 5-12, puede notarse que, en líneas generales, las isolíneas de contrastes de densidad encierran las fuentes de la anomalía de Bouguer reconocidas anteriormente en el Capítulo 2. Se observa en la parte central del mapa el predominio de contrastes negativos de densidad sobre la meseta de Somún Curá, respondiendo esto a una misma unidad. Es de destacar una estructura alargada en dirección NE-SO que ingresa en la cuenca de Cañadón Asfalto (flecha señalada en el mapa) con un contraste positivo de densidad, lo cual afirma nuevamente la existencia de este alto estructural que divide a la cuenca de Cañadón Asfalto.

### **5.3.1.3) Modelos de compensación regional (modelo flexural)**

En estos modelos las cargas son parcialmente soportadas por esfuerzos elásticos dentro de la placa litosférica que se superpone a la astenosfera fluida (Barrel, 1914). En este modelo, es por tanto importante el concepto de rigidez flexural o su equivalente el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ). El mismo se define como el espesor de corteza que se comporta de forma elástica y que soporta parte o toda la carga topográfica (Burov y Diament, 1995). Cuanto mayor sea el espesor elástico efectivo, mayor será la carga topográfica soportada por la litósfera sin que ésta sufra deflexión. El modelo de Airy representaría un caso especial en el que la rigidez flexural es cero. Hemos utilizado software especializado, perteneciente al IFIR, para calcular la flexión elástica en este sector. El tratamiento se realizó en tres perfiles tomados desde el mapa topográfico y los parámetros iniciales fueron  $T_e$  (variando de 5 a 40) y el contraste de densidad corteza-manto de  $-0,4 \text{ g/cm}^3$  (para más detalles en cuanto a la elección de densidad, ver más adelante en el modelo de inversión).

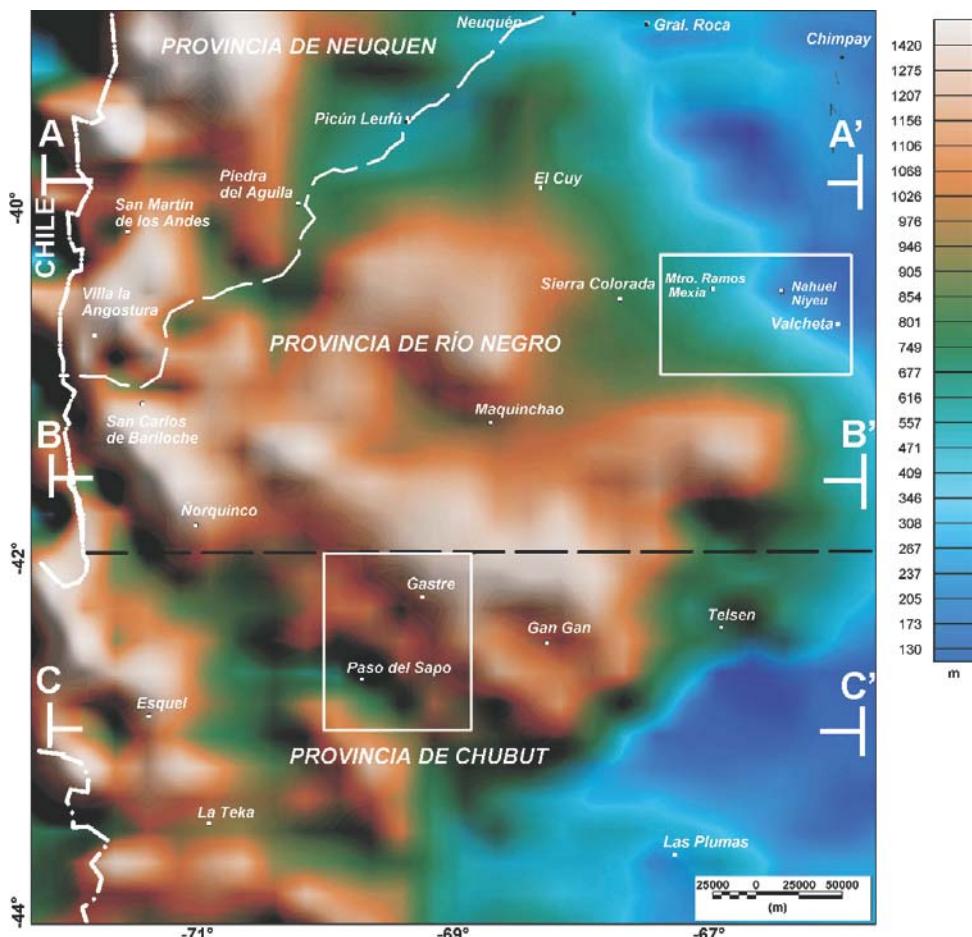


Figura 5-13: Mapa con un modelo digital de terreno, en donde se muestra la ubicación de los tres perfiles analizados (Perfiles A-A', B-B' y C-C').

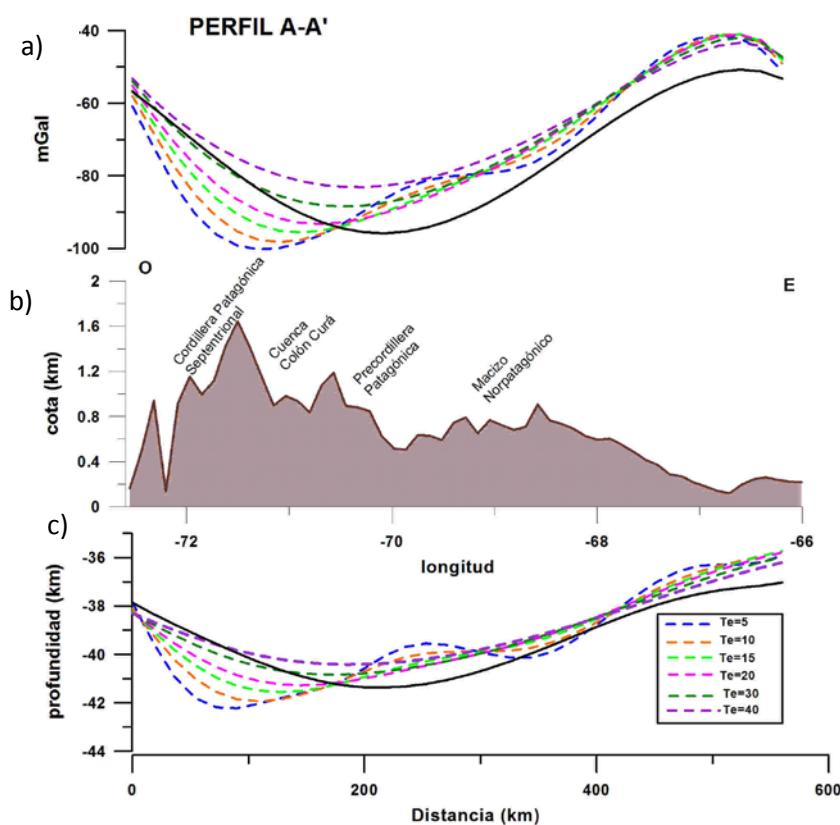


Figura 5-14: Flexión elástica en el Perfil A-A'. c) deflexión que produce sobre el Moho dicha carga, considerando diferentes espesores elásticos equivalentes ( $T_e$  desde 5 hasta 40) con línea llena de color negro discontinuidad corteza-manto obtenida por inversión; b) perfil con la carga topográfica; a) con líneas de trazos efectos gravimétricos que producen los Mohos isostáticos flexurales, con línea llena la anomalía de Bouguer regional utilizada para modelar la interface corteza-manto.

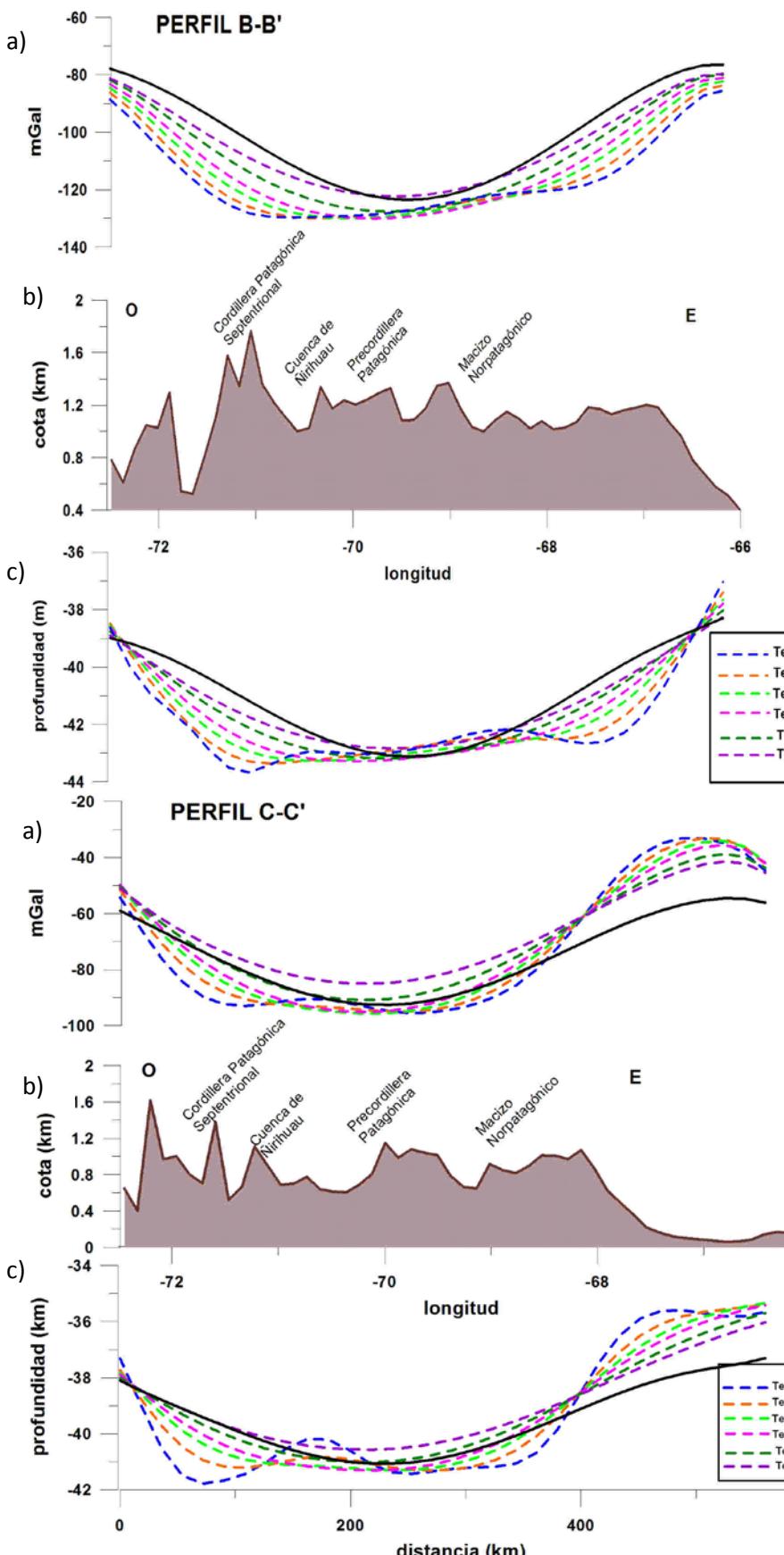


Figura 5-15: Flexión elástica en el Perfil A-A'. c) deflexión que produce sobre el Moho dicha carga, considerando diferentes espesores elásticos equivalentes ( $Te$  desde 5 hasta 40) con línea llena de color negro discontinuidad corteza- manto obtenida por inversión; b) perfil con la carga topográfica; a) con líneas de trazo efectos gravimétricos que producen los Mohos isostáticos flexurales, con línea llena la anomalía de Bouguer regional utilizada para modelar la interface corteza - manto.

Figura 5-16: Flexión elástica en el Perfil A-A'. c) deflexión que produce sobre el Moho dicha carga, considerando diferentes espesores elásticos equivalentes ( $Te$  desde 5 hasta 40) con línea llena de color negro discontinuidad corteza- manto obtenida por inversión; b) perfil con la carga topográfica; a) con líneas de trazo efectos gravimétricos que producen los Mohos isostáticos flexurales, con línea llena la anomalía de Bouguer regional utilizada para modelar la interface corteza - manto.

En las Figuras 5-14.c, 5-15.c y 5-16.c, vemos las deflexiones del moho calculadas a partir de valores de  $Te = 5, 10, 15, 20, 30$  y  $40$ . Observamos que con  $Te= 5$  la deflexión se parece a la

obtenida con Isostasia de Airy, siendo una imagen espectral de la topografía. Mientras que a medida que  $T_e$  aumenta las deflexiones de cortas longitudes de onda disminuyen. El efecto gravimétrico calculado para cada moho isostático flexural es comparado con la curva de anomalía regional obtenida por inversión (Figuras 5-14.b; 5-15.b y 5-16.b). A partir de ésta comparación se puede inferir que existe descompensación isostática en la cordillera Patagónica Septentrional, Precordillera Patagónica y el borde oriental del macizo Norpatagónico.

Estos resultados obtenidos en tres perfiles que seccionan al macizo Norpatagónico se suman a las ideas planteadas por: 1) A partir de datos del IGN, Introcaso et al. (2000) calcularon la razón entre la profundidad al Moho derivada por inversión y el  $T_e$  obteniendo valores desde 1 hasta 2 para la región ubicada al sur de los  $35^\circ$ . Proponiendo una litosfera con mayor rigidez que al norte; 2) Tassara y Yáñez (2003) utilizaron datos satelitales alcanzando resultados similares. Éstos autores proponen un comportamiento isostático flexural para el segmento sur del cordón Andino. A partir de las secciones trazadas más al sur perfil B-B' y C-C' se observa que el espesor elástico equivalente debe ser superior a 30.

### **5.3.2) Moho por Inversión gravimétrica:**

A partir de la señal regional obtenida con el filtro Butterworth pasa bajo de orden 8, se realiza la inversión gravimétrica (Parker, 1972) asumiendo que todo el efecto gravimétrico calculado para la fuente regional se atribuye a una única capa situada a una profundidad media deducida del análisis espectral (o sea a 40 km).

De este modo se obtiene la geometría de la interface corteza – manto (Figura 5-17). Siendo los parámetros del modelo inicial: espesor normal de corteza 35 km, densidad de corteza inferior  $2,9 \text{ g/cm}^3$ , densidad del manto superior  $3,3 \text{ g/cm}^3$ , resultando en un contraste de densidad corteza-manto de  $-0,4 \text{ g/cm}^3$ . Los valores de densidad mencionados han sido ampliamente usados en otras ocasiones: Miranda e Introcaso (1999), Introcaso et al. (2000), Martínez y

Gimenez (2003), Kumar et al. (2004), Mishra et al. (2006), Folguera et al. (2010). Estos valores elegidos tampoco se encuentran muy alejados de los valores adoptados por Hackney et al. (2006), resultando una diferencia de  $\pm 0,02 \text{ g/cm}^3$  para el contraste de densidad corteza-manto. Debe decirse también que el espesor normal de corteza inicial adoptado (35 km) resulta coincidente con los elegidos por Ussami y Cassola Molina (1999), Schmidt y Götze (2006); Folguera et al. (2010) y es un promedio de datos mundiales dados por Woppard (1969).

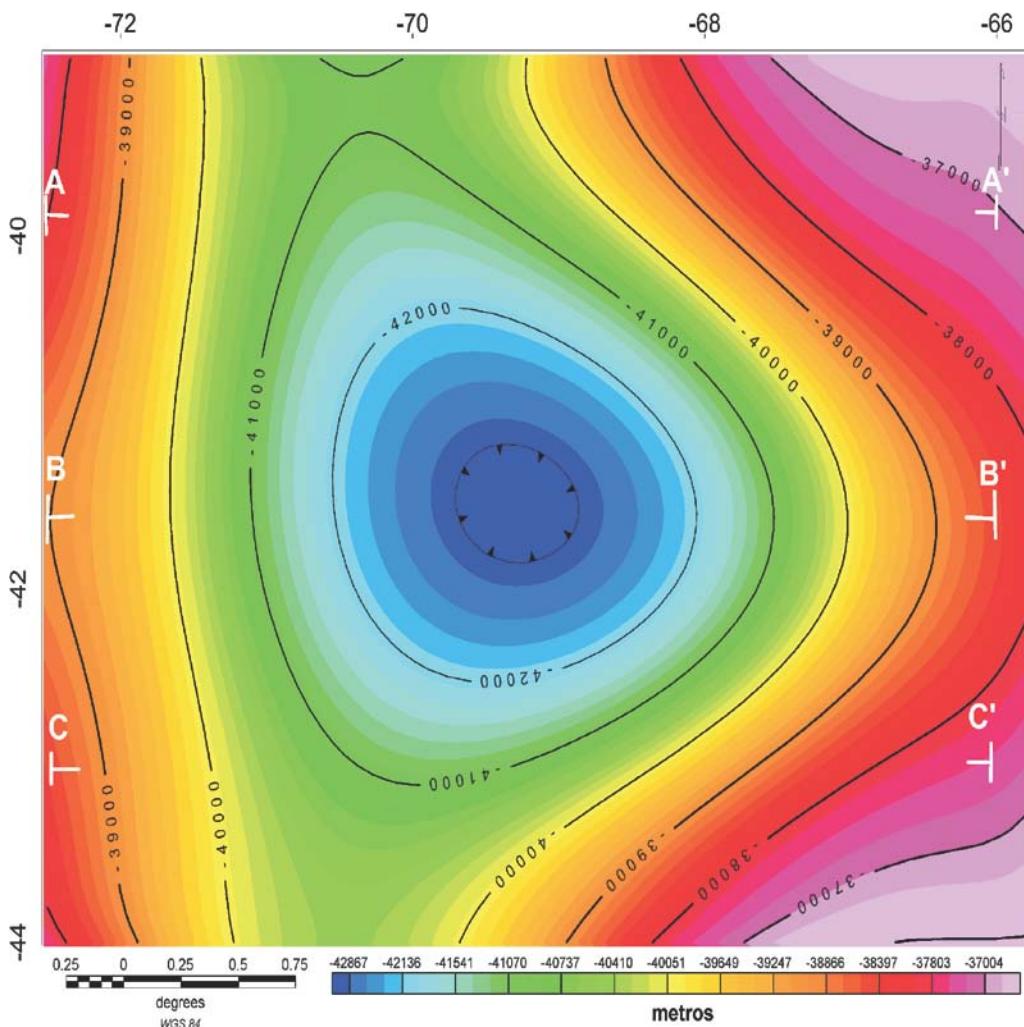


Figura 5-17: Modelo 3D de la discontinuidad de corteza – manto. La regional de entrada es la del filtro Butterworth pasa bajo de orden 8. El modelo inicial propone: un espesor de corteza inicial de 35 km, y un contraste de densidad de  $-0,4 \text{ g/cm}^3$ . Se ubican tres perfiles (A-A', B-B' y, C-C') que luego tratamos en forma detallada.

Con el mismo procedimiento anterior pero partiendo de la anomalía regional obtenida con el método de prolongación ascendente a 35 km, se obtuvo el modelo de la discontinuidad

corteza-manto (Figura 5-18). A diferencia del mapa anterior éste último presenta una geometría con estructuras de cortas longitudes de onda, sin embargo en términos generales bajo el macizo Norpatagónico ambos modelos presentan profundidades similares alrededor de los 42,5 km. Las mayores diferencias entre éstos modelos se encontraron en las esquinas NE y SE.

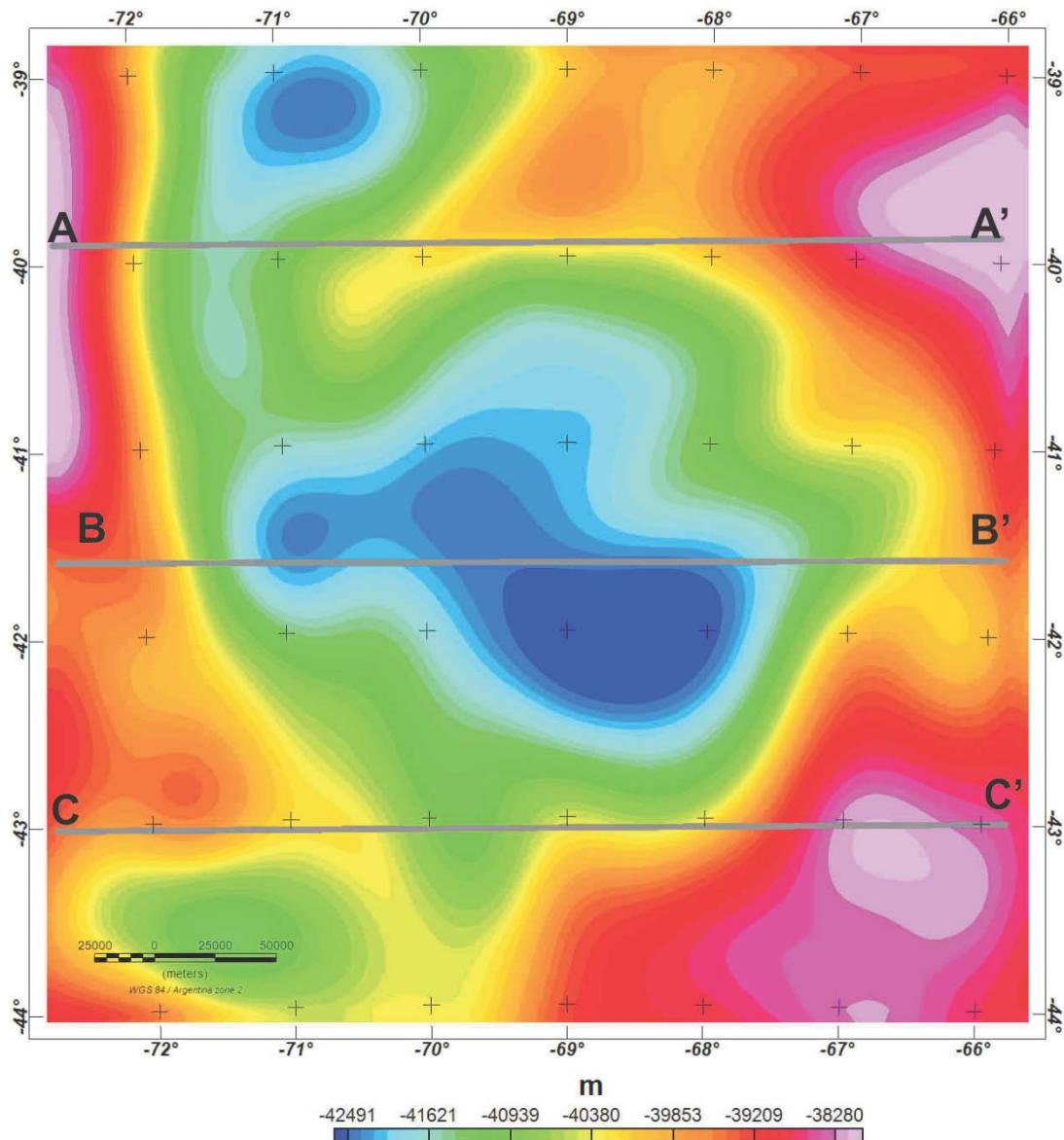


Figura 5-18: Modelo 3D de la discontinuidad de corteza – manto. La regional de entrada es la obtenida con el método de prolongación ascendente a 35 km. El modelo inicial propone: un espesor de corteza de 35 km, y un contraste de densidad de  $-0,4 \text{ g/cm}^3$ . Se ubican tres perfiles que trataremos a continuación.

Para analizar los diferentes comportamientos de la discontinuidad corteza-manto, se extrajeron tres secciones de los mapas: de moho hidrostático (MH) (Figura 5-10), del moho por inversión

(MB) producto de la aplicación del filtro Butterworth pasa bajo (Figura 5-17), del Moho de Inversión producto del método de prolongación ascendente a 35 km (M35) (Figura 5-18). También se incluyeron las deflexiones del Moho flexural para  $T_e = 40$  (MF) vistas en las Figuras 5-14.c, 5-15.c y 5-16.c.

En la Figura 5-19, se observan los siguientes rasgos:

- 1) El Moho hidrostático (MH) es un espejo de la topografía, conservando su longitud de onda y reflejando su altura en profundidad.
- 2) Desde el punto de vista hidrostático, podemos decir:
  - a) hacia la Cordillera Patagónica Septentrional hay una descompensación aproximada de 2 a 4 km. Desde aquí se puede predecir un probable descenso en un futuro próximo para este bloque, siempre y cuando cesen los esfuerzos compresivos reinantes en este momento.
  - b) en el centro del Perfil A-A', entre la Cordillera Patagónica y el macizo Norpatagónico, la descompensación nos pronostica un ascenso de 2 km o más.
  - c) Finalmente, hacia el Este, observamos un comportamiento inesperado. Las profundidades del MB y M35 son mayores que las del MH augurando un ascenso relativo (menor a 2 km) en dirección al océano Atlántico.
- 3) En términos generales existe mayor cercanía entre el M35, MB y MF. Respecto de M35:
  - El espesor cortical disminuye hacia el norte y sur del paralelo 41,5° S (Perfil B-B'). En este se ubica el mayor engrosamiento cortical (bajo el macizo Norpatagónico), alcanzando los 42,8 km.
  - En el perfil A-A' bajo la Cordillera Patagónica Septentrional, la máxima profundidad alcanza los 42 km. Hacia el oeste y al norte (Figura 5-18) existe un abrupto ascenso

anómalo hasta 38 km coincidiendo con un adelgazamiento cortical reportado por Yuan (2006).

- En el Perfil B-B' bajo la Cordillera Patagónica Septentrional (Ramos, 1999), hay 42 km y hacia el oeste nuevamente se adelgazaría la corteza alcanzando unos 39 km.
- En la sección C-C', los espesores corticales son estables de aproximadamente 40 km a lo largo de casi todo el perfil. Esto último coincidiría con lo expresado por Ramos (1999) respecto de la ubicación del límite sur de la Cordillera Patagónica Septentrional.
- De Norte a Sur, el macizo Norpatagónico se encuentra bien diferenciado en su borde este. El espesor cortical disminuye considerablemente hacia el oriente en las tres secciones alcanzando profundidades de 38, 39,5 y 38,2 km.

Nota: Se obtuvieron tres modelos de mohos hidrostáticos variando el espesor normal de corteza 30, 33 y 35 km. Luego se calculó la anomalía isostática considerando el efecto directo (corrección isostática) para cada moho. La anomalía isostática se mantiene constante cualquiera sea el nivel de compensación inicial (Martinez, 1997; Miranda e Introcaso, 1999). Debemos considerar que para comparar el moho hidrostático con las discontinuidades corteza – manto se consideró en ambos casos un espesor normal de corteza de 35 km y un contraste de densidad corteza - manto de  $-0,4 \text{ g/cm}^3$ .

En los tres perfiles estudiados bajo la Cordillera Patagónica Septentrional el moho flexural coincide aproximadamente con las discontinuidades corteza – manto, obtenidas por inversión gravimétrica, mientras que el moho hidrostático presenta importantes desviaciones. Esto último estaría en acuerdo con lo expresado por Introcaso et al. (2000) quienes proponen un comportamiento flexural a estas latitudes.

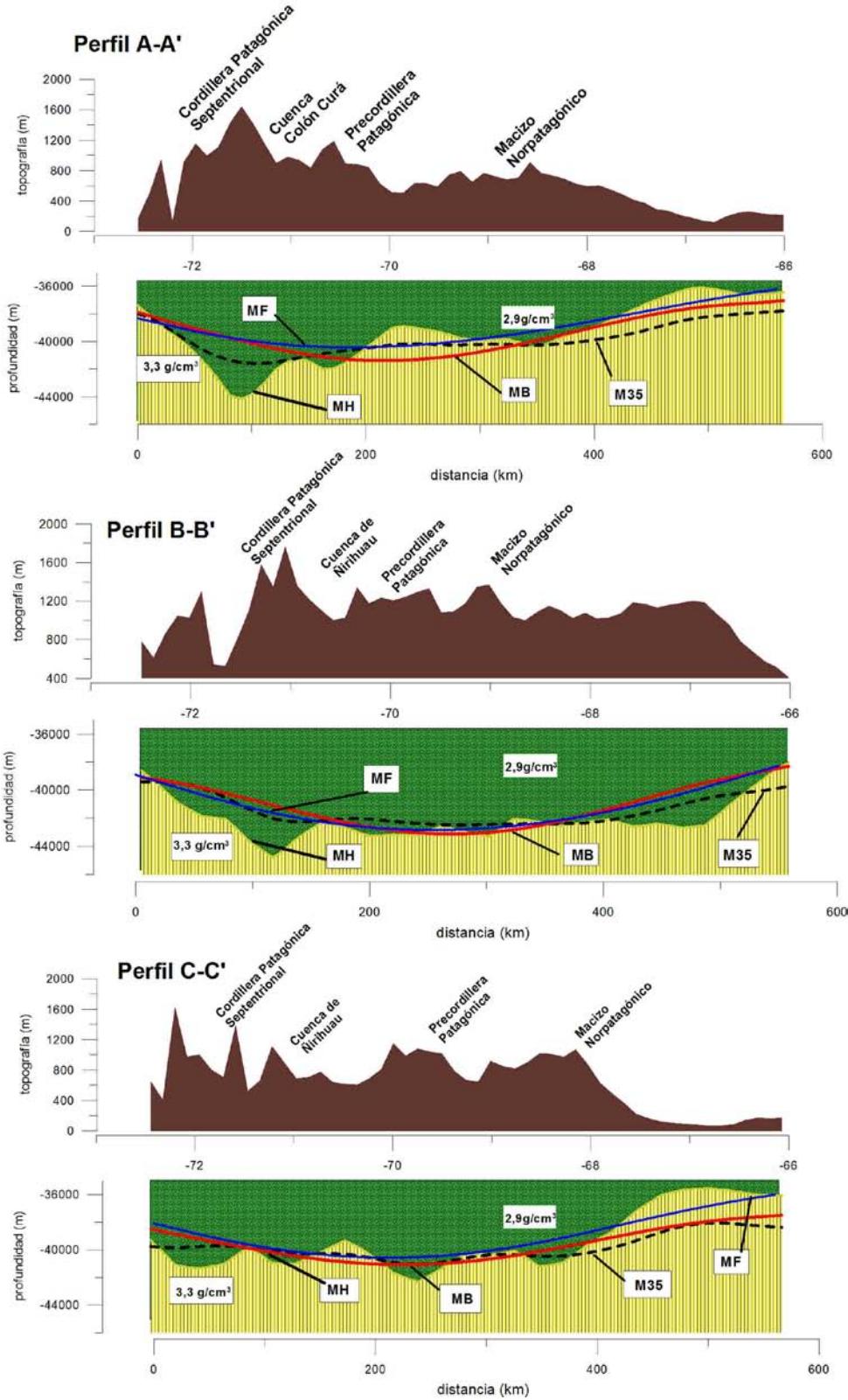


Figura 5-19: Secciones de los tres perfiles estudiados. Perfiles A-A', B-B' y C-C'. Arriba, el perfil topográfico y abajo las curvas del Moho por inversión (línea de puntos: prolongación ascendente M35, y línea llena roja: por filtro Butterworth pasa bajo de orden 8 (MB) , el moho hidrostático (relleno verde) MH, y el moho por flexión con  $T_e=40$  MF. El color amarillo se corresponde con el manto superior

Al igual que en los modelos de discontinuidad corteza – manto obtenidos por inversión de la anomalía gravimétrica, en el modelo hidrostático, no se han considerado las inhomogeneidades en el manto superior. En términos generales, en estos sectores en donde la zona de Benioff inclina unos 30°E, el efecto gravimétrico positivo de la placa de Nazca es compensado por el efecto negativo de la cuña astenosférica (Introcaso y Pacino, 1988; Introcaso et al., 1992; Smalley e Introcaso, 2003). No obstante, si existen cambios espaciales de esta distribución de masas anómalas en el manto superior, ellas podrían ocasionar estas oscilaciones en la anomalía isostática.

#### **5.4) MODELO REGIONAL DE DENSIDAD**

Pankhurst et al. (2006) fundamenta que un evento colisional afectó al macizo Norpatagónico pero desde el sur (coordenadas actuales), planteando una autoctonía o para-autoctonía del macizo Norpatagónico para el Paleozoico temprano y la colisión de un terreno al sur o sudoeste del mismo hacia fines del Devónico (Figura 5-20). La información paleomagnética sobre el macizo Norpatagónico comprende polos paleomagnéticos entre el Devónico y el Pérmico y ha sido resumida por Rapalini (1998) e interpretada como indicativa de la ausencia de movimientos relativos de gran magnitud entre el macizo Norpatagónico y Gondwana desde el Devónico. Sin embargo, la información existente no excluye la posibilidad del cierre de un océano pequeño (< 1500 km) entre ambas masas continentales (Rapalini, 2005; Rapalini et al., 2008).

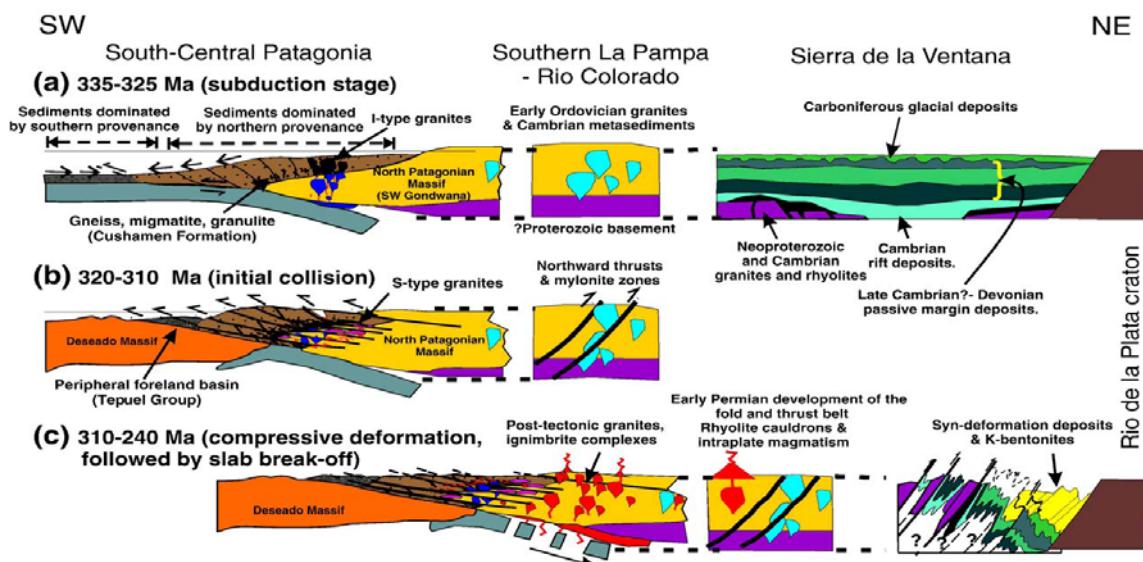


Figura 5-20: Corte longitudinal esquemático del norte de la Patagonia antes, durante y después de la colisión continental en el carbonífero (según Pankhurst et al., 2006).

Recientemente, Ramos (2008) hace una extensa compilación, revisando las diferentes fajas magmáticas, su metamorfismo y deformación, las cuencas sedimentarias asociadas, así como los controles geocronológicos existentes. Se pregunta si la Patagonia podría ser un continente Paleozoico a la deriva, y entonces propone un modelo con dos arcos magmáticos: uno occidental que fue activo desde el Devónico hasta el Carbonífero medio, y otro que se traslapó parcialmente en el tiempo y que lleva a la colisión de la Patagonia contra el margen sudoccidental del Gondwana en el Pérmico inferior. Se hipotetiza que el cese de la actividad del arco magmático occidental estuvo ligado a la colisión del basamento de la Península Antártica y terrenos asociados. La reconstrucción de la historia tectónica de placas durante el Paleozoico pone en evidencia la existencia de varios episodios de ruptura y rifting, convergencia y acreción, renovados períodos de rifting y re-acrección al margen del Gondwana. Estos procesos son intrínsecos a la formación del orógeno de Terra Australis, controlados por el movimiento absoluto del supercontinente de Gondwana y guiados por sucesivas reorganizaciones globales de las placas (Figura 5-21).

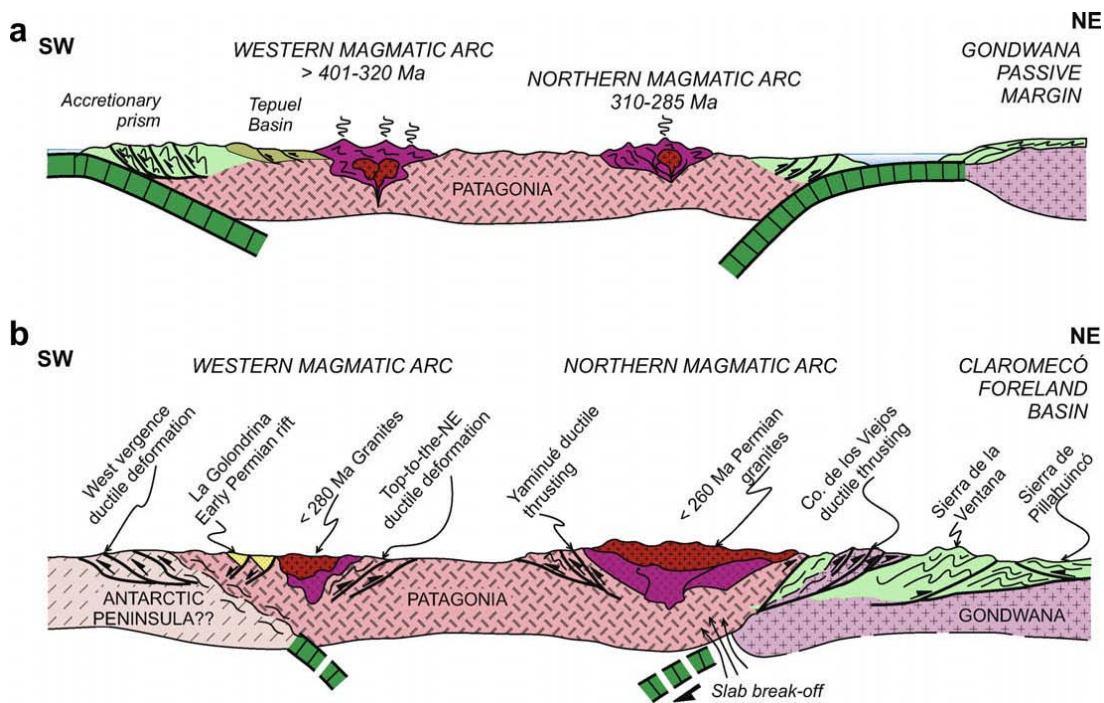


Figura 5-21: Evolución tectónica de la Patagonia durante el Paleozoico tardío. (a) Esquema estructural oblicuo que muestra la sección occidental y el norte de cinturones magmáticos bajo subducción, (b) secuencia de la colisión: en primer lugar con la península Antártica (?) durante mediados a fines del Carbonífero, y el segundo con el margen de Gondwana durante el Pérmico Temprano-Medio. Durante el proceso extensional, el macizo del Deseado está colapsando en el rift La Golondrina, mientras que el Sistema de la Sierra de la Ventana adquiere su máxima deformación por compresión. (según Ramos, 2008).

Una alternativa a lo anterior es presentada por Rapalini et al. (2009) consideran al macizo Norpatagónico como un bloque para-autóctono de Gondwana en el suroeste, pero apartados en un rift desde una diferente ubicación y su posterior colisión. Según, Cawood (2005) en el macizo Norpatagónico, participan numerosos bloques tectónicos que fueron dislocados y posteriormente acrecionados.

En cualquier caso, por el Carbonífero tardío a Pérmico temprano este pequeño océano se había consumido bajo el macizo Norpatagónico y una colisión frontal contra el margen de Gondwana pasivo tuvo lugar. Este acontecimiento produjo una gran deformación compresiva NW-SSE con vergencias opuestas entre las placas en la parte superior (SW) y la inferior (NE) (Figura 5-22).

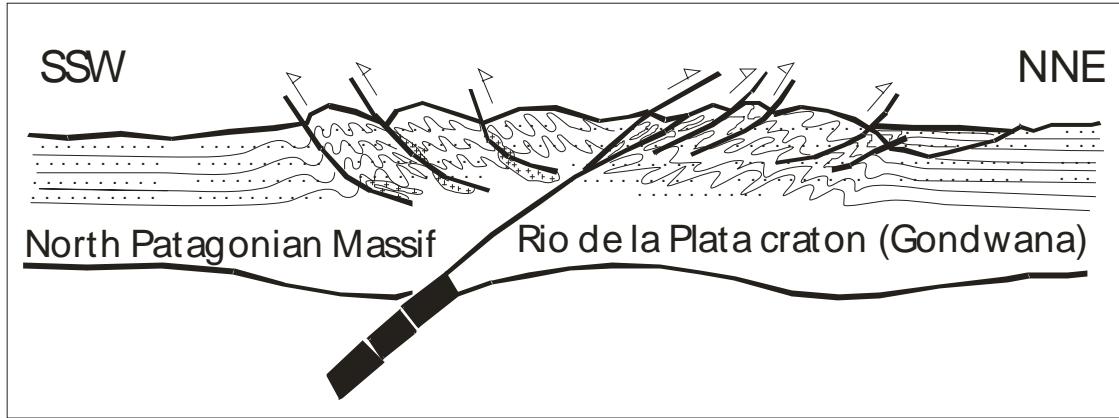


Figura 5-22: Colisión propuesta por Rapalini et al. (2009). En este caso el macizo Norpatagónico es un bloque para-autóctono.

Siguiendo las ideas de Ramos (2008) trazamos un perfil de anomalía de Bouguer de dirección SO-NE, con el objeto de analizar, desde el campo gravimétrico, las características a nivel cortical del macizo Norpatagónico (ubicación Figura 5-24). Esta transecta que cruza diagonalmente con dirección SO-NE al macizo Norpatagónico (Figura 5-25) es un modelo integrador de los resultados obtenidos en los capítulos anteriores.

Los parámetros del modelo inicial de tres capas, poseen densidades constantes: a) corteza superior; b) corteza inferior y c) manto. Para la discontinuidad corteza – manto se utilizó el modelo de inversión regional obtenido anteriormente (Figura 5-17, inversión del filtro Butterworth pasa bajo de orden 8), a esta capa se le sumó la interface corteza superior – corteza inferior colocándola a unos 15 km de profundidad siguiendo las ideas de Christensen and Mooney (1995). A cada una de las capas se le asignó una densidad inicial constante de: corteza superior ( $2,7 \text{ g/cm}^3$ ); corteza inferior ( $2,9 \text{ g/cm}^3$ ) y manto superior ( $3,3 \text{ g/cm}^3$ ) en acuerdo a los trabajos de Woppard (1969); Introcaso et al. (2000); Martínez et al. (2003); Folguera et al. (2007); entre otros. Autores como Tassara et al. (2006) emplearon densidades diferentes en sus modelos atribuyéndole a corteza superior ( $2,7 \text{ g/cm}^3$ ), corteza inferior ( $3,1 \text{ g/cm}^3$ ) y manto superior ( $3,32 \text{ g/cm}^3$ ) respectivamente. A modo de prueba se utilizaron éstos

últimos valores en el modelo inicial manteniendo los espesores de las capas propuestas anteriormente, sin encontrar diferencias significativas (errores aproximados de 2 mGal).

En la respuesta gravimétrica observada a lo largo del perfil A-A' se pueden distinguir tres escalones (línea llena en verde, Figura 5-24). Cambios gravimétricos de similares características han sido históricamente relacionados a zonas de sutura (Gibb y Thomas, 1976; Martinez y Gimenez, 2003; Hackney, 2004; Mishra et al., 2006; Singh et al., 2006; Gabtni et al., 2009; Kumar et al., 2009; entre otros). En este caso existen 40 mGal al norte y 25 mGal al suroeste del macizo Norpatagónico. Estas diferencias han sido modeladas planteando diferentes espesores para la corteza superior e inferior a ambos lados del macizo Norpatagónico.

Este modelo contempla un engrosamiento cortical bajo el macizo Norpatagónico. Éste modelo de densidad podría indicar choque entre diferentes cratones alóctonos o para-autóctonos. Las cortas longitudes de ondas de la señal gravimétrica fueron modeladas considerando las estructuras geológicas emplazadas en corteza superior para ello se utilizó la información proveniente de capítulos anteriores como se detalla a continuación:

#### A) MACIZO NORPATAGÓNICO

1) Cuenca Cañadón Asfalto: El perfil trazado secciona a los depocentros de Gan Gan – Gaster y Gorro Frigio, éste último fue modelado manteniendo fijo el espesor volcánico sedimentario (información que fue arrojada por el registro del pozo YPF.Ch.GF.es-1) y las secciones sísmicas recopiladas. Además se utilizó un contraste de  $-0,2 \text{ g/cm}^3$  entre el basamento (Mamil Choique + Cushamen) de densidad  $2,7 \text{ g/cm}^3$  y la secuencia litológica que colmata la cuenca de  $2,5 \text{ g/cm}^3$ , conformada por las Formaciones: Los Adobes, Cañadón Asfalto Superior, Cañadón Asfalto Medio, Cañadón Asfalto Inferior y Lonco Trapial (véase detalles del cálculo en el Capítulo 3).

Estos valores fueron extrapolados a la fosa de Gastre y al depocentro Gan Gan - Gastre, considerando que las unidades litológicas atravesadas en el pozo se repiten en el resto de la cuenca (Cortiñas, 1996; Figari, 2005). El modelo arrojó valores de alrededor de 4 km al techo del basamento paleozoico duplicando el valor de profundidad atado en Gorro Frigio.

2) Arco magmático occidental: Éste es atravesado a la altura de la sierra de Taquetrén, donde se exponen las rocas de la Formación Mamil Choique y Cushamen descriptas en el Capítulo 3. La densidad asignada a este cuerpo es de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ . La misma se obtuvo de promediar valores de muestras de mano obtenidos en afloramientos en el área de Gastre. En el borde norte de la fosa de Gastre faldeo sur de la sierra Lonco Trapial afloran los granitoides de probable edad triásica (Pankhurst et al., 2006) Formación Lipetrén; se les asignó un valor de  $2,65 \text{ g/cm}^3$ .

3) Al norte del macizo Norpatagónico proponemos un cuerpo de densidad  $3,2 \text{ g/cm}^3$  equivalente a rocas maficas. Este valor fue tomado siguiendo los trabajos de Martínez (1997) y Giménez et al., (2000) quienes modelaron cuerpos ofiolíticos en la sierra de Valle Fértil con valores similares. Sin embargo nadie ha informado afloramientos de ofiolitas en la zona, por éste motivo el cuerpo ofiolítico podría tener una densidad menor a la utilizada ( $2,8$  a  $3 \text{ g/cm}^3$ ).

4) Arco magmático norte: Los cuerpos plutónicos correspondientes a los arcos magmáticos desarrollados al norte fueron modelados a partir de los valores de densidad obtenidos en el área de Valcheta. Considerándose dos cuerpos de rocas: a) Las volcanitas de edad jurásicas, distribuidas en una extensa región, fueron asociadas a las densidades obtenidas para las volcanitas del Grupo Treneta ( $2,61 \text{ g/cm}^3$ ) expuestas en el arroyo homónimo en las adyacencias de Valcheta; b) Los granitoides de edad gondwánica han sido asociados a las rocas de la Formación Navarrete de densidad  $2,63 \text{ g/cm}^3$ . Sin embargo su geometría y profundidad no han sido atadas a ningún dato geofísico que provenga de una fuente independiente a la gravimétrica debido a la escasa información que existe en ambas áreas.

**B) Cratón del Río de la Plata:** En éste sector del modelo sólo consideramos un cuerpo de rocas post- gondwánicas para ajustar pequeñas variaciones en una señal aproximadamente plana. La densidad asignada a este cuerpo fue de  $2,45 \text{ g/cm}^3$ . Este valor fue tomado de Gregori et al., (2008), quienes se basan en peines de sísmica de refracción realizados por YPF en la zona. Además informan profundidades de 500 a 1000 metros aproximadamente, las que fueron utilizadas para atar en profundidad el cuerpo modelado a 1000 metros.

**C) Macizo del Deseado:** Este sector del modelo ha sido denominado de esta forma siguiendo a Leanza, (1958) y las hipótesis de Pankhurst et al. (2006); Ramos (2004, 2008), donde sobresale un alto gravimétrico que ha sido modelado con un cuerpo de  $2,8 \text{ g/cm}^3$ . Este alto gravimétrico parece estar relacionado al alto gravimétrico observado al este de Tecka en la cuenca de Tepuel donde se exponen metasedimentitas de edad carbonífera (Pankhurst et al., 2006).

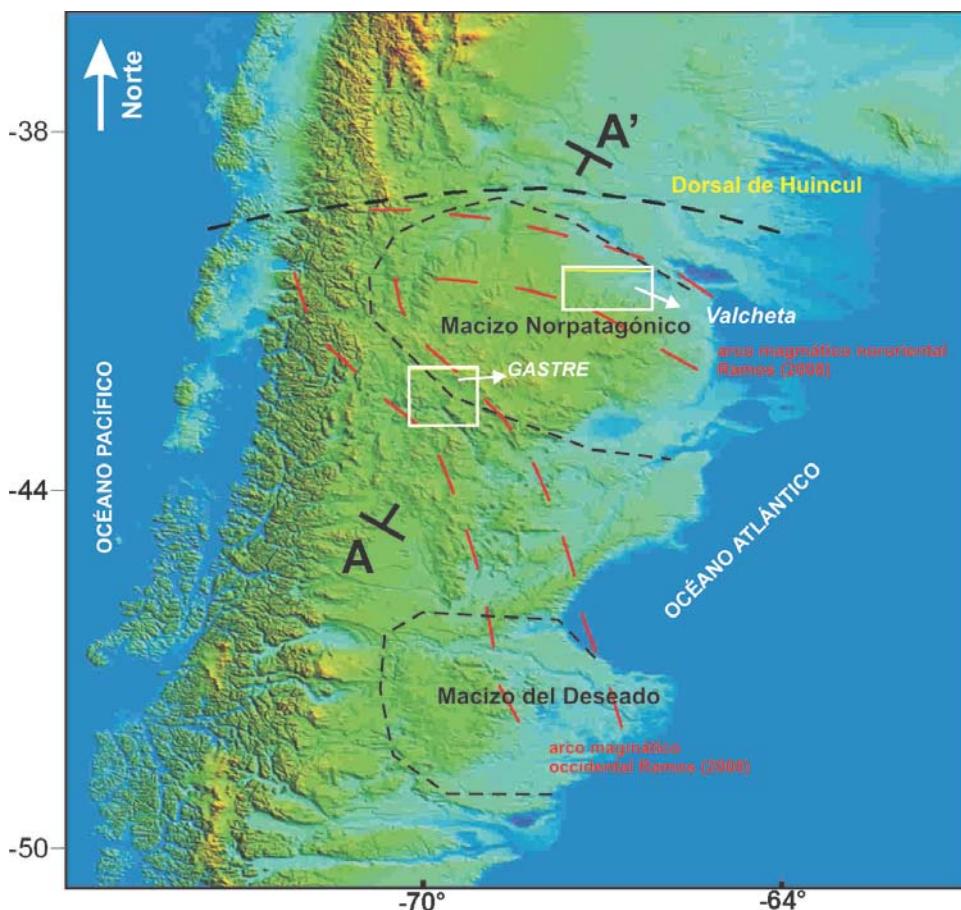


Figura 5-23: Ubicación del perfil A-A', cuyo modelo de densidad se muestra en la Figura 5-24

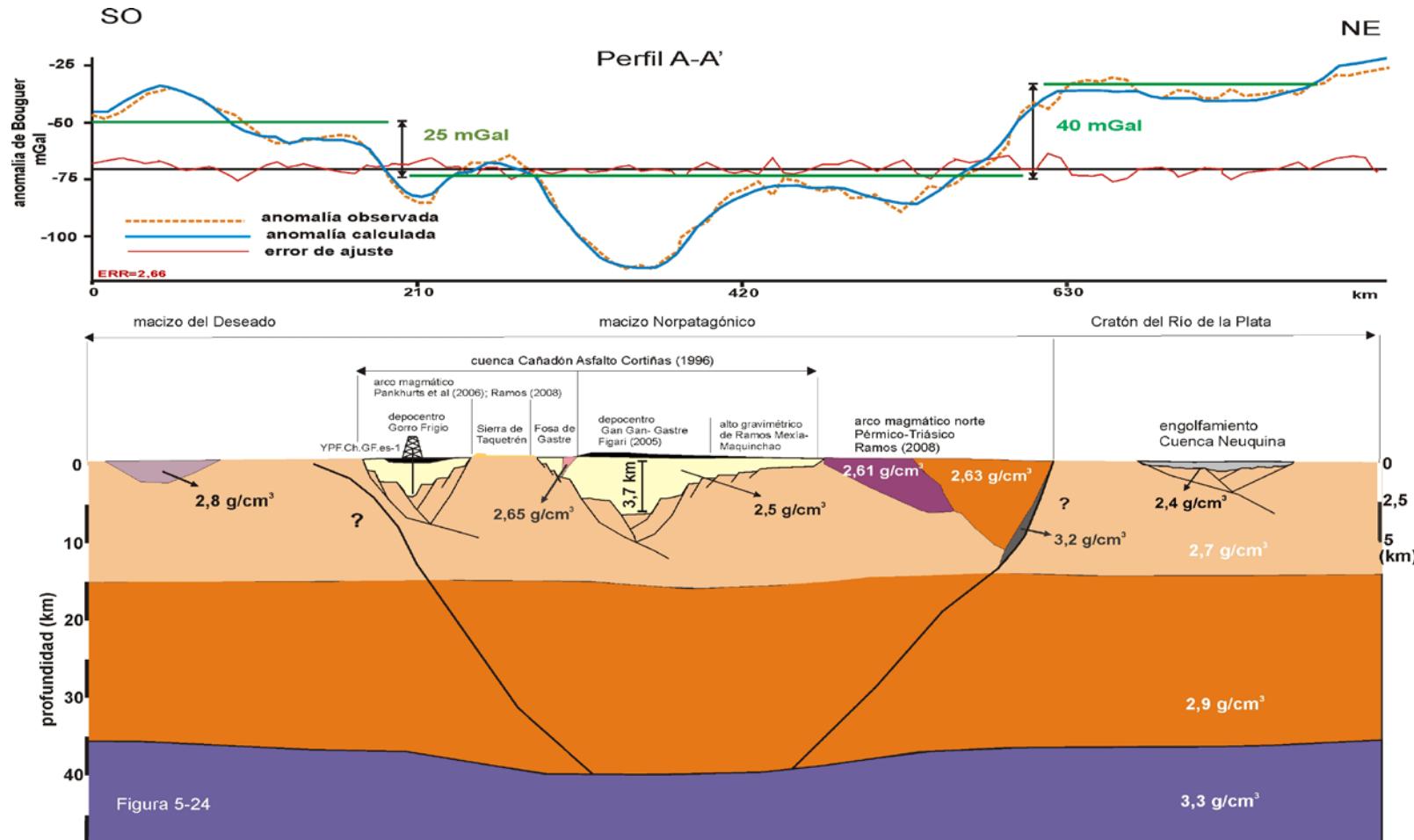


Figura 5-24: Modelo Gravimétrico (geológico-geofísico). A partir de un modelo inicial de densidades de 3 capas de: corteza superior ( $CS = 2,7 \text{ g/cm}^3$ ), corteza Inferior ( $CI = 2,9 \text{ g/cm}^3$ ), y manto superior ( $M = 3,3 \text{ g/cm}^3$ ). Las densidades utilizadas para modelar los cuerpos emplazados en corteza superior fueron extraídas de muestras de mano, sondeo de pozo (Capítulo 3 y 4). La profundidad de la discontinuidad corteza-manto bajo el macizo Norpatagónico es aproximadamente de 40 km. Este modelo contempla tres espesores corticales diferentes: 1) Macizo del Deseado, 2) Macizo Norpatagónico y 3) Cratón del Río de la Plata. El modelo actual de densidad podría indicar choque entre diferentes crátones alóctonos o para-autóctonos. Debe notarse que en los depocentros de Gan Gan-Gastre y Gorro Frigio (cuenca de Cañadón Asfalto) se ha duplicado la escala vertical para mejorar la visualización de las mismas.

# CAPÍTULO 6

## 6.1) CONCLUSIONES

- La densificación de mediciones gravimétricas sobre el área de Gaster, permitió obtener mayor detalle de las anomalías. En el mapa de anomalías residual de Bouguer se individualizan debajo de la cobertura sedimentaria una serie de bloques elevados y hundidos en la Fosa de Gaster vinculados con lineamientos identificados en superficie.

La profundidad y geometría de la fosa de Gaster ha sido materializada por tres modelos de densidad construidos a partir de la información de datos de densidad de pozo y secciones sísmicas desde el área de Gorro Frigio al sur del área. Las profundidades en el Bajo de Gaster obtenidas con el modelo de densidad, el método de deconvolución de Euler localizado y el método Frecuencial (consistentes entre sí) alcanzarían los 3,6 km al basamento paleozoico.

- En el área de Valcheta, las anomalías residuales de Bouguer podrían interpretarse como indicadoras de la presencia de dos áreas con exposición de niveles estructurales diferentes, sobre el Complejo Yaminué (al oeste) y en las inmediaciones de la localidad de Valcheta (al este), separadas por un área de niveles más someros, al sur de Nahuel Niyeu (sector central). Este rasgo podría relacionarse a una deformación frágil de carácter extensional durante el Mesozoico temprano que hubiese producido una estructuración en bloques. Estudios que involucran la relación de Poisson, realizados en las rocas del Complejo Plutónico Navarrete muestran un cambio en el signo de  $J_z/\sigma$  indicando significativas diferencias entre las rocas aflorantes en ambos lados del arroyo Treneta. El gradiente horizontal de la gravedad y las soluciones de la señal analítica muestran la presencia de una gran discontinuidad (falla estructural) central coincidente en superficie con el arroyo Treneta y los contactos entre las diferentes litologías. El modelo de densidad 2D sugiere que los niveles estructurales expuestos

en inmediaciones del Complejo Plutónico Navarrete occidental y oriental son significativamente distintos, siendo más somero el occidental que el oriental. El complejo Yaminué tendría un escaso desarrollo en profundidad, consistente con interpretaciones geológico-estructurales que sugieren que se trata de una o más láminas de corrimiento emplazadas tectónicamente.

- El estudio de la corteza del macizo Norpatagónico mediante la integración de datos geológicos y geofísicos ha permitido conocer la geometría en detalle de la Fosa de Gaster del Plutón Navarrete y de la parte central del macizo Norpatagónico, éste último, mediante modelos de inversión 3D y un modelo regional de densidad 2D.
- Se identificaron once sectores en el mapa de anomalías de Bouguer, mediante el cálculo del máximo gradiente horizontal. Éstos han sido asociados con estructuras geológicas emplazadas en corteza. Los máximos gravimétricos están vinculados a altos de basamento aflorantes en superficie y los mínimos gravimétricos a cuencas sedimentarias y depresiones.
- Se aplicaron varios métodos de separación de anomalías gravimétricas el más efectivo resultó ser el filtro Butterworth pasa bajo de orden superior a 8. En su respuesta predominan los efectos de larga longitud de onda, propios de la deflexión de 40 km en la discontinuidad corteza – manto para el macizo Norpatagónico
- En el mapa de anomalía residual de Bouguer, se aprecian con mayor detalle estructuras geológicas de dominio cortical. La diferencia más sobresaliente entre el mapa de anomalía de Bouguer y su residuo es sin dudas el mínimo central que se extiende desde Gaster hasta el este de Telsen y es asociado con el depocentro Gan Gan - Gaster. Éste representaría el depocentro de mayor desarrollo areal de la cuenca de Cañadón Asfalto. Otro rasgo para destacar es el alto gravimétrico (Ramos Mexía – Maquinchao) que secciona a la cuenca de Cañadón asfalto representando el borde norte del depocentro Gan Gan – Gaster.
- El moho hidrostático construido bajo la hipótesis de Airy es una imagen especular de la topografía a diferencia de las discontinuidades corteza – manto obtenidas por inversión

gravimétrica, las cuales muestran estructuras de larga longitud de onda en acuerdo con un moho con comportamiento flexural. A partir del análisis flexural 2D se observó que el espesor elástico equivalente debe ser superior a 30.

- Finalmente, trazamos un perfil que cruza las discontinuidades geológicas más importantes en la Patagonia, como lo son: el Macizo del Deseado, el arco magmático occidental, el Macizo Norpatagónico, el arco magmático norte y continúa hasta el Cratón del Río de la Plata. Este perfil fue modelado gravimétricamente, sobre la base geológica existente, mapeos, dataciones de rocas, etc., la cual se vinculó con la escasa información geofísica existente: densidades obtenidas a partir de muestras de mano en las áreas de Gaster y Valcheta, sondeo de pozo y líneas sísmicas al sur de Gaster. En suma es un modelo que responde adecuadamente a hipotéticas zonas de suturas debido a los fuertes cambios en la señal del campo potencial en ambos bordes, principalmente al norte, del macizo Norpatagónico. Estos cambios de largas longitudes de ondas han sido interpretadas como diferentes espesores corticales, mientras que las anomalías gravimétricas de mediana a corta longitud de onda, dentro del macizo, se vinculan fundamentalmente a los depocentros de Gorro Frigio y Gan Gan – Gaster. Las anomalías modeladas, considerando un contraste de densidad de  $-0,2 \text{ g/cm}^3$ , indicarían profundidades al basamento paleozoico en el depocentro de Gan Gan - Gaster de 3,7 km.

## BIBLIOGRAFÍA

- AIRY, G.B., 1855. On the computation of the effect of the attraction of mountain masses. *Philos. Trans. R. Soc. London*, pp. 101–104.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., 1976. The Upper Precambrian of South America. *Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Boletim*, 7: 45–80.
- ALASONATI TAŠÁROVÁ, Z., 2007. Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone ( $36^{\circ}\text{S}$  -  $42^{\circ}\text{S}$ ) and its role in the gravity field. *Geophys. J. Int.*, 170: 995–1014.
- ARAGÓN, E. y MAZONI, M., 1997. Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico piroclástico del Río Chubut Medio (Eoceno), Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 52 (3): 243-256.
- ARDOLINO, A., 1981. El Vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somun Curá. Provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7–23.
- BASEI, M. A. S., VARELA, R., SATO, A. M., SIGA JR., O. y LLAMBÍAS, E. J., 2002. Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Argentina. Actas 15º Congreso Geológico Argentino, 3: 117-122, El Calafate. Argentina
- BARANOV, V., 1975. Potential field and their transformations in applied geophysics. Gerbünder Bonntraeger, Berlin. 121 p.
- BARREL, J., 1914. The strength of the Earth's crust, *J. Geol.*, 22: 425–433
- BECHIS, F. y CRISTALLINI, E. O., 2005. Tectonic evolution of northern Ñirihuau basin, northwestern Patagonia, Argentina. 6º International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 103-106. Barcelona
- BLAKELY, R., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. 441 pp. Cambridge.

BLAKELY, R. J. y SIMPSON, R. W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic

or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7):1494 -1498.

BOHM, M., 2004. 3-D Lokalbebentomographie der südlichen Anden zwischen 36°S und 40°S,

Unpublished Dissertation, Freie Universität Berlin, Germany.

BRIGGS, I. C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39 (1): 39–48.

BUROV, E. B. y DIAMENT, M., 1995. The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental

lithosphere: What does it really means? *Journal of Geophysical Research* 100(B3):

3905-3927.

CAMINOS, R., 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapi Luke y 39h, Chipauquil,

Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, 41p (inédito).

CAMINOS R., 1996. Descripción geológica de la hoja 4166-I, Valcheta, Provincia del Río Negro.

Dirección Nacional del Servicio Geológico.

CAWOODD, P.A., 2005. Terra Australis orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific

and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-*

*Science Reviews*, 69: 249–279.

CHAKRABORTY, K. y AGARWAL, B. N. P., 1992. Mapping of crustal discontinuities by wavelength

filtering of the gravity field. *Geophysical Prospecting*, 41: 801-822.

CHANDLER, V. W., KOSKI, J. S., HINZE, W. J. y BRAILE, L. W., 1981. Analysis of multi source

gravity and magnetic anomaly data set by moving-window application of Poisson's

theorem. *Geophysics* 46: 30-39.

CHERNICOFF, C. J. y CAMINOS, R., 1996. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación

Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la*

*Asociación Geológica Argentina*, 51 (3): 201-212.

CHERNICOFF, J., ZAPPETTINI, E., 2003. Geología sólida y delimitación de terrenos en la región centro-austral Argentina: Evidencias geofísicas. *Revista Geológica de Chile*, 30 (2): 299–316.

CHERNICOFF, J., ZAPPETTINI, E., 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in South-Central Argentina. *Gondwana Research*, 7 (4): 1105–1117.

CHRISTENSEN, N., MOONEY, W., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, 100 (B7): 9761-9788.

COIRA, B., NULLO, E., PROSERPIO, C. y RAMOS, V., 1975. Tectónica del basamento en la región occidental del Macizo Nordpatagónico (prov. de Río Negro y Chubut). República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30 (4): 361-383.

CORDELL, L. y TAYLOR, P., 1971. Investigation of magnetization and density of a North Atlantic seamount using Poisson's theorem. *Geophysics*, 36: 919-937.

CORTIÑAS, J. S., GONZÁLES NAYA, J. R. y TURU, J. T., 1994. Propuesta para la perforación de los pozos de estudio YPF. CHPdI.es-1 (Paso de Indios) e YPF. Ch.GF.es-1 (Gorro Frigio), Área CGSJ-V (Gorro Frigio). YPF S.A., inédito. Buenos Aires.

CORTIÑAS, J. S., 1996. La cuenca de Somuncurá – Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Actas 1: 147–163.

DALLA SALDA, L. y FRANZESE, J., 1987. Las megafracturas del Macizo y la Cordillera Norpatagónica y la génesis de las cuencas volcanosedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile*, 3 I: 3 - 13.

DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1990. El basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 11-14, San Juan.

DALLA SALDA, L. H., VARELA, R. y CINGOLANI, C. A., 1991. Los granitoides de Chasicó-Mencué,

Macizo Norpatagónico, Río Negro. Su implicancia geotectónica. Asociación Geológica

Argentina, Revista 46(3/4): 189-200.

DIMITRIADIS, K., TSELENTIS, G. A. y THANASSOULAS, K., 1987. A basic program for 2-D spectral

analysis of gravity data and source-depth estimation. Computers & Geoscience, 13 (5):

549-560.

DIX, C. H., 1955. "Sismic Velocities from surface measurements". Geophysics, 20: 68-86.

FIGARI, E. G. y COURTADE, S. F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón

Asfalto, Chubut, Argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 1: 66 -77, Buenos

Aires.

FIGARI, E. G., COURTADE, S. F., CONSTANTINI, L. A., 1994. Estratigrafía y tectónica de los Bajos

de Gastre y Gan Gan. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época X, (40):75-82.

FIGARI, E. G., 2005. Evolución Tectónica de la Cuenca Cañadón Asfalto. (Zona del valle medio

del río Chubut). Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias

Exactas y Naturales, 106 p.

FRANKE, D., NEBEN, S., LADAGE, S., SCHRECKENBERGER, B., HINZ K., 2007. Margin

segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off

Argentina/Uruguay, South Atlantic. Marine Geology, 244: 46–67.

FRUTOS, J., TOBAR, A., 1975. Evolution of the southwestern continental margin of South

America. En: Campbell, K. S. W. (Ed.): 3º International Gondwana Symposium

(Canberra), Gondwana Geology, Australian National University Press, p. 565–578.

FOLGUERA, A. y RAMOS, V., 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes

Patagónicos Septentrionales (37ºS - 46ºS). Revista Sociedad Geológica de España, 15

(1/2):81-93.

FOLGUERA, A., INTROCASO, A., GIMÉNEZ, M., RUIZ, F., MARTÍNEZ, P., TUNSTALL, C., GARCÍA

MORABITO, E. y RAMOS V. A., 2007. Crustal attenuation in the Southern Andean retroarc determined from gravimetric studies (38°S - 39°30'S): The Lonco-Luán asthenospheric anomaly. *Tectonophysics*, 439: 129-147.

FOLGUERA, A., ALASONATI TAŠÁROVÁ, Z., GÖTZE, H.-J., HESE, F., SCHMIDT, S., GIMÉNEZ, M., ROJAS VERA, E., RAMOS, V. A., 2010. Ongoing retroarc extension and basin formation in the last 6 Ma in the Southern Central Andes (36°S - 40°S) evaluated through a 3-D gravity modeling. *Basin Research*. En Prensa.

FORSYTHE, R., 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: A plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 671-682.

GABTNI, H., JALLOULI, C., MICKUS, K. L., ZOUARI, H., TURKI M. M., 2009 .Deep structure and crustal configuration of the Jeffara basin (Southern Tunisia) based on regional gravity, seismic reflection and borehole data: How to explain a gravity maximum within a large sedimentary basin?. *Journal of Geodynamics* 47: 142–152.

GALLAGHER, J. J., 1990. Andean chronotectonics. En: Erickson, G. E., Cañas Pinochet, M. T., Reinemud, J. A. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Earth Sciences Series, 11: 23–38.

GHIDELLA, M. E., PATERLINI, C. M., KOVACS, L. C., RODRÍGUEZ, G. A., 1995. Magnetic anomalies on the Argentina Continental Shelf. 4° International Congress of the Brazilian Geophysical Society and 1° Latin American Geophysical Conference, Expanded Abstracts, 1: 269–272. Río de Janeiro

GHIDELLA, M. E., KÖHN, J., GIANIBELLI, J. C., KOSTADINOFF, J., Y CHERNICOFF, C. J., 2002.

Compilación digital de datos magnéticos en Argentina. Actas (CD ROM) 19° Reunión Científica de Geofísica y Geodesia. Rosario.

GHIDELLA, M., SCHRECKENBERGER, B., PATERLINI, C. M., ABRAHAM, D., 2006: Anomalías magnéticas en el margen argentino. Actas (CD-ROM) 2° Reunión de Tectónica . San Luis

GIBB, R. A., y THOMAS, M. D., 1976. Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian shield. *Nature*, 262: 199–200.

GIMENEZ, M. E., 1997. Estudio Genético y Evolutivo de la Cuenca Del Bermejo (Pcia.de San Juan) a partir de datos de Gravedad. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario, 270 p.

GIMENEZ, M. E., MARTINEZ, M. P., INTROCASO A., 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 275 -286.

GIMENEZ, M. E., MARTINEZ, M. P., JORDAN, T., RUÍZ F., LINCE KLINGER, F., 2009. Gravity characterization of the La Rioja Valley Basin, Argentina. *Geophysics*, 74 (3): B83-B94.

GREGORI, D., KOSTADINOFF, J., STRAZZERE, L., RANILO, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina, *Gondwana Research*, 14: 429–450.

GUPTA, V. K. y RAMANI, N., 1980. Some aspects regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain. *Geophysics*, 45 (9): 1412-1426.

HARRINGTON, H. J., 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 46 (10): 1773–1814.

HACKNEY, R., 2004. Gravity anomalies, crustal structure and isostasy associated with the Proterozoic Capricorn Orogen, Western Australia. *Precambrian Research*, 128: 219–236.

HACKNEY, R., ECHTLER, H. P. , FRANZ, G. , GÖTZE, H. J., LUCASSEN, F. , MARCHENKO, D. MELNICK, D., MEYER, U., SCHMIDT, S., TAŠÁROVÁ, Z., TASSARA, A., WIENECKE, S., 2006. The Segmented overriding plate and coupling at the South-Central Chilean margin (36–42°S), En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V., Strecker, M. y Wigger, P. (Eds.) *Frontiers in Earth Sciences. The Andes—active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag, Heidelberg, 1: 355–374.

HINZE, W. J., 2003. Bouguer reduction density — Why 2.67?. *Geophysics*, 68(5): 1559–1560.

INTROCASO, A. y PACINO, M .C., 1988. Gravity Andean Model associated with subduction near 24° 25'S latitude. *Rev. de Geofísica*, 22:29-44.

INTROCASO, A., PACINO, M. C. y FRAGA, H., 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30°S and 35°S. *Tectonophysics*, 205: 31- 48.

INTROCASO, A., PACINO, M. C. y GUSPI, F., 2000. The Andes of Argentina and Chile: Crustal configuration, Isostasy, Shortening and Tectonic features from Gravity Data. UNR Editora. Temas de Geociencia N°5. 31p. Rosario.

KANE, M. F., 1962. A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer .*Geophysics*, 27(4): 455-462.

KOSTADINOFF, J., GREGORI, D., RANILO, A., 2005. Configuración geológica-geofísica del sector norte de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(2): 368- 376.

KRAWCZYK, C. M., MECHIE, J., LÜTH, S., TAŠÁROVÁ, Z., WIGGER, P., STILLER, M., BRASSE, H., ECHTLER, H.P., ARANEDA, M., BATAILLE, K., 2006. Geophysical signatures and active tectonics at the south-central Chilean margin. En: Oncken O., Chong G., Franz G., Giese

P., Götze H-J., Ramos V.A., Strecker M.R., Wigger P. (Eds.) *Frontiers in Earth Science Series. The Andes – active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1: 171-192.

KUMAR, N., SINGH, A. P., GUPTA S. B., MISHRA D. C., 2004. Gravity Signature, Crustal Architecture and Collision Tectonics of the Eastern Ghats Mobile Belt. *J. Ind. Geophys. Union*, 8(2):97-106.

KUMAR, N., SINGH, A. P., RAO, M. R. K. P., CHANDRASEKHAR, D. V., SINGH, B., 2009. Gravity signatures, derived crustal structure and tectonics of Achankovil Shear Zone, southern India. *Gondwana Research*, 16: 45–55.

LAFEHR T. R., 1991. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56: 1179-118.

LEANZA, A. F., 1958. Geología Regional. En: La Argentina, Suma de Geografía, Editorial Peuser 1 (3): 217–349. Buenos Aires.

LESTA, P. y FERELLO, R., 1972. Región extra andina del Chubut y norte de Santa Cruz. Leanza A. F. (Ed). En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. 601-654. Córdoba.

LIZUAÍN, A., RAGONA, D., FOLGUERA, A., 1995. Mapa Geológico de la provincia del Chubut. República Argentina (1:750000), Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.

LÓPEZ DE LUCHI, M. G., RAPALINI, A. E., TOMEZZOLI, R., 2007. The Late Paleozoic Navarrete Complex, NE North Patagonian Massif, Argentina: geology, chemical characterization and magnetic fabric study, 6° Hutton Symposium on the Origin of Granites and related rocks, Abstract volume and Program Guide, 120-121. Stellenbosch, South Africa.

LÓPEZ DE LUCHI, M. G., WEMMER, K., RAPALINI, A. E., 2008. The cooling history of the North Patagonian Massif: first results for the granitoids of the Valcheta area, Río Negro, Argentina (Linares, E., Cabaleri, N. G., Do Campo, M. D., Ducós, E. I., Panarello, H. O.

(Eds.). 4º South American Symposium on Isotope Geology, Abstract, 33. San Carlos de Bariloche.

LÜTH, S., WIGGER, P. e ISSA Research Group, 2003. A crustal model along 39°S from a seismic refraction profile – ISSA 2000, Revista Geológica de Chile, 30(2): 65–83.

LLAMBÍAS, E. J. y RAPELA, C. W., 1984. Geología de los Complejos Eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3/4): 220-243.

LLAMBÍAS, E. J., LLANO, J. A., ROSSA, N., CASTRO, C. E., PUIDOMENECH, H., 1984. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio – Departamento Cushamen – provincia del Chubut. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 554 – 567. Bariloche.

LLAMBÍAS, E. J., VARELA, R., BASEI, M., SATO, A. M., 2002. Deformación y metamorfismo Neopaleozoico en Yaminué, Macizo Norpatagónico (40°50'S, 67°40'W): su relación con la Fase Orogénica San Rafael y el arco de los Gondwánides. Actas 15º Congreso Geológico Argentino, 3: 123-128. Buenos Aires.

MARQUARDT, D. W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters, J. SIAM, 11: 431-441.

MARTÍNEZ, C., 1980. Geologie des Andes Boliviennes. Estructura et evolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillere des Andes de Bolivie. Travaux et Documents de ORSTOM (Office Recherche Scientifique Technique Outre-Mer) 119: 1–352. París.

MARTINEZ, M. P., 1997. Estudio del levantamiento de la Sierra de Valle Fértil. (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario. Facultad de Ciencias Exactas e Ingeniería. 153 p.

MARTINEZ, M. P. y GIMENEZ M. E., 2003. Fuerte anomalía gravimétrica residual positiva en el

Sistema de Famatina y su relación con paleosuturas. Explicaciones alternativas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(2): 176-186.

MASSAFERRO, G. I., HALLER, M. J., D' ORAZIO, M., ALRIC, V., 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A Tectonomagmatic approach. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 155: 227 – 243.

MAX, M. D., GHIDELLA, M., KOVACS, L., PATERLINI, M., VALLADARES, J. A., 1999. Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. Marine and Petroleum Geology, 16(1):41–64.

MISHRA, D. C. y NAIDU, P. S., 1974. Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields. Geophysical Prospecting, 22: 345-353.

MISHRA, D. C., KUMAR, V. V., RAJASEKHAR, R. P., 2006. Analysis of airborne magnetic and gravity anomalies of peninsular shield, India integrated with seismic and magnetotelluric results and gravity anomalies of Madagascar, Sri Lanka and East Antarctica. Gondwana Research, 10: 6–17.

MIRÓNOV, V. S., 1977. Curso de Prospección Gravimétrica. Editorial Reverté, S. A.

MIRANDA, S. e INTROCASO, A., 1999. Cartas Gravimétricas de la Provincia de Córdoba. Interpretación de la estructura profunda de la Sierra de Córdoba. República Argentina. UNR Editora. Temas de Geociencia, 1, 45 p. Rosario.

MOODY, J. D., 1973. Petroleum exploration aspect of wrench-fault tectonics. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 57(3), 449-476.

MOONEY W. D., LASKE G., MASTERS T. G., 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at 5 degrees × 5 degrees, Journal Geophysical Research, 103: 727–747.

- NABIGHIAN, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated interpretation. *Geophysics*, 37: 780 – 786.
- NABIGHIAN, M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of twodimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39: 85 - 92.
- NAGY, D., 1966. The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism. *Geophysics*, 30(4): 362 – 371.
- NULLO, F. E. y PROSERPIO, C., 1975. La Formación Taquetrén en el cañadón el Zairo (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo ala flora, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica argentina*, 30(2): 133 -150.
- NULLO, F. E., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín 158: 1– 88.
- NULLO, F. E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39C, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Ministerio de Economía, Secretaria de Estado de Minería, Boletín 167: 1- 79
- OPDYKE, N. D. y CHANNELL, J. E. T., 1996. Magnetic Stratigraphy. Academic Press, San Diego, California, 346 pp.
- PACINO, M. C. e INTROCASO, A., 1987. Regional anomaly determination using the upwards-continuation method. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 29(114): 113-122.
- PANKHURST, R. J., CAMINOS, R. y RAPELA, C. W., 1999. Problemas Geocronológicos de los Granitoides Gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 99-104.
- PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., FANNING, C. M., 2001. The Mina Gonzalito Gneiss: Early Ordovician Metamorphism in Northern Patagonia. *3º South American Symposium on Isotope Geology*, *Actas Electrónicas Sesión*, Pucón, 6(4): 1–4.

PANKHURST, R., RAPELA, C., LOSKE, W. P., MÁRQUEZ, C. M., FANNING, M. Y., 2003.

Chronological study of pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1):27–44.

PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., FANNING, C. M. y MÁRQUEZ, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76 (3/4): 235 – 257.

PARKER, R. L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 31: 447-455.

PRATT J. H., 1855. On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them upon the plumb-line in India. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 53 p.

PROSERPIO, C. A., 1978. Descripción geológica de la hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería. Boletín 159: 1-75.

RAMOS, V. A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 311-325. San Carlos de Bariloche

RAMOS, V. A., 1986. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. *Transactions Geological Society South Africa*, 87(2): 169–179.

RAMOS, V., 1999. Las provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina. Anales N° 29 (3)*: 41-96.

RAMOS, V. A., RICCARDI, A. C., ROLLERI, E. O., 2004. Límites Naturales de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 785–786.

RAMOS, V. A., 2004. La Plataforma Patagónica y sus relaciones con la Plataforma Brasilera. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Ré Carneiro, C.D., Brito Neves, B.B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano*. Vol. 22, p. 371–381. São Paulo.

RAMOS, V. A., 2008. Patagonia: a Paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 235–251.

RAMOS, V. A., 2010. The Grenville-age basement of the Andes *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 77–91

RAPALINI, A. E., 1998. Syntectonic magnetization of the Mid-Paleozoic Sierra Grande Formation. Further constraints for the tectonic evolution of Patagonia. *Journal of the Geological Society of London*, 155: 105-114.

RAPALINI, A. E., 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Paleozoic: some paleomagnetic constraints. En: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 246: 305–328.

RAPALINI, A. E., MARTINEZ, M.P., LÓPEZ DE LUCHI, M. G., GIMENEZ, M. E., TOMEZZOLI, R., SOMOZA, R., RUIZ, F., JAPAS, M. S., CROCE, F., LINCE KLINGER, F., ZAFFARANA, C., 2006. Estudio Geofísico y Geológico de Unidades Pre-Mesozoicas del Sector Nororiental del Macizo Norpatagónico: Primeros Resultados. Resumen 12° Reunión Científica de la Asociación de Geofísicos y Geodesistas., p. 47. Bahía Blanca

RAPALINI, A. E., LÓPEZ DE LUCHI, M., TOMEZZOLI, R., LINCE KLINGER, F., GIMENEZ, M., MARTINEZ, P. 2007. Magnetic fabric of the plutonic Navarrete Complex: further evidence for a Late Paleozoic collisional event in Northern Patagonia?. *Actas GEOSUR*, Santiago, Chile.

RAPALINI, A. E., LÓPEZ DE LUCHI, M., CROCE, F., LINCE KLINGER, F., TOMEZZOLI, R. y GIMENEZ, M., 2008. Estudio geofísico del Complejo Plutónico Navarrete: implicancias para la evolución tectónica de Patagonia en el Paleozoico Tardío. *Actas 5º Simposio Argentino del Paleozoico Superior*. Resúmenes, 34. Muse Arg. Ciencias Naturales, Bs.As

RAPALINI, A. E. , LÓPEZ DE LUCHI, M., MARTINEZ DOPICO, C., LINCE KLINGER, F., GIMENEZ, M.,

MARTINEZ, P., 2009. Did Patagonia collide against Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geológica Acta*. En prensa.

RAPELA, W. C., DIAS, G. F., FRANZECE, J. R., ALONSO, G., BENVENUTO, A. R., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico – Jurásico asociado a Fallas Transcurrentes. *Revista Geológica de Chile*, 18(2): 121 – 138.

RAPELA, W. C. y PANKHURST, R. J., 1992. The granites of northern Patagonia and Gastre Fault System in relation to the break up of Gondwana, En: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.) Magmatism and the Causes of Continental Break up. Geological Society of London Special Publication, Vol. 68: 209 – 220.

RAPELA, C. W., COIRA, B., TOSELLI, A. y SAAVEDRA, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. Congreso Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura. p. 21-68.

RAPELA, W. C., 1997. El sistema de fallas de Gastre: e pur si muove. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(2): 219 – 222.

RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., FANNING, C. M., 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.

ROSSELLO E. A., 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: Una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geodinámicas. Asociación Geológica Argentina. Serie D. Publicación Especial. N° 5: 19 – 43.

RAVAZZOLI, I. A. y SESANA F. L., 1977. Descripción geológica de la hoja 41c-Río Chico. Servicio Geológico Nacional, Boletín 148:1-80.

REID, A. B., ALLSOP, J. M., GRANSER, H., MILLETT, A. J., SOMERTON, I. W., 1990. Magnetic

interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics*, 55(1): 80-91.

REID, A. B., FITZGERALD, D., MCINERNEY, P., 2003. Euler deconvolution of gravity data. SEG Annual Meeting.

ROEST, W. R., VERHOEF, J. y PILKINGTON, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1): 116-125.

SALANI, F. y PAGE, R., 1987. El complejo volcánico Pire Mahuida Provincia de Chubut. Acta 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Volcanismo Andino, 4: 165-167. Tucumán.

SALANI, F., 1996. Los domos riolíticos del macizo de Ñancuyipe, Patagonia extrandina, Argentina. Acta 12° Congreso Geológico Boliviano, 2: 445 – 453.

SALEM, A. y SMITH, R., 2005. Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 53(1): 83-89.

SCHMIDT, S. y GÖTZE, H. J., 2006. Bouguer and Isostatic Maps of the Central Andes. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V., Strecker, M. & Wigger, P. (Eds) *Frontiers in Earth Sciences*, Springer-Verlag, Heidelberg. 1: 559–562

SEGEMAR, 2001. Levantamiento geofísico aéreo del Bloque Valcheta, provincia de Río Negro, República Argentina. Serie Contribuciones Técnicas, Geofísica, Banco de Datos, 12. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

SINGH, A. P., KUMAR, N., SINGH, B., 2006. Nature of the crust along Kuppam-Palani geotransect (South India) from Gravity studies: Implications for Precambrian continental collision and delamination. *Gondwana Research*, 10: 41–47.

- SMALLEY, JR. y INTROCASO, A., 2003. Corteza y estructura del manto superior en el antepaís andino de San Juan (Argentina). *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Argentina)*, Vol. 53, 13-25.
- SPECTOR, A. y GRANT, F. S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- STIPANICIC, P. N., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(2): 101-133.
- STIPANICIC, P. y BONETTI, M. I. R., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales Floras jurásicas argentinas. *Floras Liásicas. Ameghiniana*, 7(1): 57 – 58.
- STIPANICIC, P. N. y METHOL, E. J., 1980. Comarca Norpatagónica. *Actas 2º Simposio de Geología Regional Argentina*, 2: 1071-1097. Córdoba.
- SUERO, T., 1948. Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extra-andina de Chubut. Nota Preliminar *Boletín de Informaciones Petroleras*, 25(287): 31-48.
- TALWANI, M., WORZEL, J. L. y LANDISMAN, M., 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1):49-58.
- TAŠÁROVÁ, Z., 2004. Gravity data analysis and interdisciplinary 3-D modeling of a convergent plate margin (Chile, 36°S–42°S), Tesis doctoral, FB Geowissenschaften, FU Berlin.
- TASSARA, A., y YÁÑEZ, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15– 47°S), *Revista Geológica de Chile*, 30: 159– 186.
- TASSARA, A, GÖTZE, H.-J, SCHMIDT, S. y HACKNEY, R., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 111: B09404

- TSELENTIS, G. A., DRAKOPoulos, J. y DIMITRIADIS, K., 1988. A spectral approach to moho depths estimation from gravity measurements in Epirus (NW Greece). *J. Phys. Earth*, 36: 255-266.
- ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T., 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En: G. D. McKenzie (Ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, Am. Geophys. Union, Geophysical Monograph, 40: 271-286.
- USSAMI, N. y CASSOLA MOLINA, E., 1999. Flexural modeling of the neoproterozoic Araguaia belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 87 – 98.
- VENING MEINESZ, F. A., 1931. Une nouvelle méthode pour la réduction isostatique régionale de l'intensité de la pesanteur. *Bull. Géod.* 29: 33–51.
- VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extra andina del departamento de Husmeen (Chubut), entre los paralelos de 42º y 42º 30' y los meridianos 70º y 71º. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 19(2): 85 -107.
- VOLKHEIMER, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extra andino (zona Gaster – Gualjaina). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20(3): 326-350.
- VOLKHEIMER, W., 1972. Nota Breve: Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia extrandina septentrional. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 27(4): 410 - 412.
- VOLKHEIMER, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (1): 13–36.
- VON GOSEN, W., BUGGISCH, W., KRUMM, S., 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335–356.

- VON GOSEN, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): Implications for a Patagonia plate. *Tectonics*, 22(1): 5-33.
- VON GOSEN, W. y LOSKE, W., 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the "Gastre Fault System". *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1): 73 - 88.
- VON GOSEN, W., 2009. Stages of Late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geological Magazine*, 146 (1):48–71
- WEBRING, M., 1985. SAKI: A FORTRAN program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles. U.S. Geological Survey Open-File Report, 29 p.
- WINDHAUSEN, A., 1931. Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino. J. Peuser 2: 1–645. Buenos Aires.
- WOOLLARD, G., 1969. Regional Variations in Gravity. *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union 13: 320-341.
- YUAN, X., 2006. Deep Seismic Images of the Southern Andes, in Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (36-39°S). En: Kay, S. M. & Ramos, V .A. (Eds.), *Geological Society of America SPECIAL PAPER* 407: 61–72.