



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS FÍSICAS Y NATURALES

TESIS DOCTORAL

**“ANÁLISIS TECTÓNICO A PARTIR DE INFORMACIÓN DEL
SATÉLITE GOCE”**

Ing. Orlando Alvarez Pontoriero

INSTITUTO GEOFÍSICO Y SISMOLÓGICO ING. F.S. VOLPONI

Directora: Prof. Dra. Carla F. BRAITENBERG (Univ. de Trieste, Italia).

Co-Director: Dr. Mario Ernesto GIMÉNEZ (Univ. Nac. de San Juan).

EVALUADORES:

Dra: Silvia MIRANDA (Univ. Nacional de San Juan)

Dra: Naomi USSAMI (Univ. De San Pablo, Brasil)

Dra: Cristina PACINO (Univ. Nacional de Rosario)

Presentación de la Tesis: 16 de Octubre de 2013



A Mario, Carla y Andres:

Esta tesis no podría haber sido realizada sin el apoyo incondicional de tres excelentes personas, a quienes debo prácticamente todo lo aprendido en la materia, con quienes conté desde el primer al último día. Es por ello que esta tesis está dedicada a ellos, por sus enseñanzas, ideas, correcciones, comentarios, y disponibilidad completa. Desde ya gracias por ayudarme a cumplir este, un sueño más en vida: dedicarme al estudio de la Tierra. Gracias Mario Giménez por la claridad de visión, las ideas geniales, el apoyo constante y fundamentalmente por confiar en mí y darme la oportunidad de integrar este hermoso grupo de trabajo. Gracias Carla Braitenberg por la dedicación y la entrega, por el recibimiento, la calidez y por enseñarme y explicarme paso a paso esta novedosa metodología. Y aún más por el seguir en contacto permanente, por las correcciones detalladas y minuciosas a cada trabajo que realice. Y por último, gracias Andres Folguera, porque siempre estuviste ahí, cubriendo el vacío más grande de mi formación: la Geología. Gracias por el tiempo dedicado, por la disponibilidad permanente, la buena onda. Todas y cada una de las correcciones, la dedicación completa y total hasta que cada trabajo estuvo completo. En fin, mil gracias a los tres por el apoyo constante e incondicional.

Es mi deber mencionar a otras personas fundamentales para el desarrollo de esta tesis como ser a la Dra. Patrizia Mariani por su buena predisposición para enseñarme el uso de los softwares fundamentales para poder realizar los cálculos y a Juraj Janak, Michael Sprlak y Leonardo Uieda por facilitarme el uso de los softwares que ellos desarrollaron.

Agradecimientos:

A Franco Penizzotto, por invitarme a trabajar con él y darme la posibilidad de hacer mi tesis de grado en GPS, el comienzo de esta historia. Gracias por avisar que en un lugar llamado Sismológico había una convocatoria a beca para personas con formación electrónica que hubieran trabajado con datos satelitales. Gracias a mis amigos y compañeros de facultad, Eugenio, Daniel y Mauro, sin quienes creo que aun no me habría recibido de grado. A Juan Carlos Suizer por enseñarme que ante un problema debo analizarlo, ver de que herramientas dispongo y atacarlo con todo lo que tenga.

Gracias a todos mis compañeros del Sismológico, a Fede, Silvina, Silvana y Renzo por recibirme como un hermano e indicarme el camino. Por acompañarme a cada paso, por decirme que hacer, cómo y cuándo. Por la paciencia para explicar cosas que no conocía y que creo que aun no entiendo. Gracias al resto de compañeros del equipo a Francisco Ruiz, Patricia Martínez, Marcos Sánchez, Cecilia Weidmann, Sheila Anci, Juan Ariza por el resto de los consejos, explicaciones y tiempo dedicado a que pudiera entender un poco mas de esto. Gracias a todo el personal del Instituto en quienes encontré desde el primer día un grupo de amigos, un grupo de personas excelente con quienes pude compartir hermosas horas de trabajo tanto en la oficina como en el campo. Gracias al personal de Postgrado de la FCEF N, al departamento de Geofísica y al de Geología porque desde el primer día que entre a esta facultad hasta el día de la fecha siempre encontré todas las puertas abiertas, jamás encontré escollo alguno que entorpeciera mi camino.

Gracias a mi familia, a mi señora Belén y mis hijos Milagros y Mariano por soportar que haya estado tantas horas atornillado a una silla, por ser mi cable a tierra y el motor que impulsa mi vida.

Gracias a Marta Shore, a su familia y a Max esposo de Carla, que me recibieron como un hijo en Italia, e hicieron que mi estadia tan lejos de casa fuera mas amena.

Gracias a Marcos Capra un gran amigo quien me supo decir las palabras justas en un momento crucial de mi vida y que de no haber seguido su consejo, nada de todo esto habria sido posible.

Resumen

En este trabajo se presentan novedosos resultados de interés tectónico y geodinámico, basados en los últimos datos de gravedad satelital y en modernas metodologías de procesamiento. En particular, se utilizaron datos de la misión del satélite GOCE (modelos TIM_R3 y R4), con un máximo grado y orden del desarrollo en armónicos esféricos de $N=250$ (resolución espacial de 80km). En los casos en que se necesitó una mayor resolución se complementó el estudio a partir de los datos del modelo EGM08 ($N=2159$, resolución de 9km). Los datos satelitales se corrigieron por el efecto topográfico utilizando prismas esféricos de densidad constante para tener en cuenta la curvatura terrestre. Se calcularon anomalías y gradientes verticales de la gravedad, anomalías de Bouguer, Moho y espesor elástico. Con esta información cuidadosamente analizada y procesada se abordaron diferentes hipótesis en la región sur de los Andes Centrales específicamente en la región en que la placa de Nazca subduce de manera subhorizontal.

Los resultados obtenidos permitieron identificar importantes lineamientos geológicos a escala regional, fuertemente relacionados con la delimitación de terrenos. Entre ellos el más significativo es el límite entre Pampea y el Cerrato del Río de la Plata. Este importante lineamiento no había podido ser identificado en su total extensión debido a la falta de datos geológicos y geofísicos de superficie.

Por otro lado, se pudo identificar un importante lineamiento de formación en las estructuras Andinas expresada por un lineamiento de gran importancia geotectónica en la zona norte de la placa plana (27.5°S). Este lineamiento oblicuo a las estructuras Andinas está relacionado a las cadenas volcánicas de Ojos del Salado y San Buenaventura, y presenta una gran correlación con la subducción del ridge sísmico Copiapó emplazado en la placa oceánica de Nazca. El lineamiento se encuentra en la zona de interrupción del arco volcánico activo y podría ser una de las causas de la extensión de la horizontalización de la placa al norte del ridge de Juan Fernández (32.5°S).

Se analizó la placa de Nazca y su influencia en el margen Andino desde el coodo de Arica hasta el sur del punto triple de Chile. Se encontró una importante relación entre la segmentación de la señal del gradiente gravimétrico, los altos batimétricos oceánicos y la segmentación sísmica, a lo largo del margen en la región de interplaca.

Abstract

This thesis presents novel results of tectonic and geodynamic interest, based on the latest satellite gravity data and modern processing methods. In particular, using data from the satellite GOCE mission (models TIM_R3 and R4), with a maximum degree and order of the spherical harmonic expansion of $N=250$ (spatial resolution of 80km). In cases where a higher resolution was needed the study was supplemented with data of the EGM08 model ($N=2159$, resolution of 9km). Satellite data were corrected by the topographic effect using spherical prisms of constant density to take into account the earth curvature. Gravity anomalies, vertical gravity gradients, Bouguer anomalies, Moho and elastic thickness were calculated. With this information carefully analyzed and processed different hypotheses were addressed in the southern Central Andes region, specifically where the Nazca plate subducts subhorizontally.

Results allowed to identify important regional geological lineaments, strongly related to terrain boundaries. Among them, the most significant is the boundary between Pampia and Rio de la Plata craton. This important lineament has not been identified before in its full extent due to the lack of geological and geophysical data.

On the other hand, it was able to identify an important deformation of the Andean structures expressed by a major tectonic lineament in the northern area of the flat slab (27.5° S). This lineament, oblique to the Andean structures, is related to the Ojos del Salado and San Buenaventura volcanic chains, and is well-correlated with the subduction of the Copiapó seismic ridge located in the Nazca oceanic plate. The lineament is in the area where the active volcanic arc is interrupted and could be a cause of the extent of the flat slab, to the north of the Juan Fernandez ridge (32.5° S).

The Nazca plate and its influence over the Andean margin was analyzed from the Codo de Arica to the southern Chile Triple Junction. We found a significant relationship between the segmentation of the gravity gradient signal, ocean bathymetric highs and seismic segmentation along the margin in the interplate region.

INDICE

INTRODUCCION	11
CAPITULO 1: MISIONES SATELITALES, DATOS Y METODOLOGIA	17
1.1. INTRODUCCION A LAS MISIONES SATELITALES	17
1.1.1. MISION GOCE	18
1.1.2. OBJETIVOS GENERALES DE LA MISION GOCE	19
1.1.3. ELEMENTOS FUNDAMENTALES DE LA MISION GOCE	21
1.1.4. DESCRIPCION DE LA CARGA UTIL	21
1.2. MODELOS GLOBALES DEL CAMPO DE GRAVEDAD	
TERRESTRE	24
1.2.1. DATOS GOCE	27
1.2.2. SOLUCIONES GOCE	29
1.3. METODOLOGIA	30
1.3.1. MODELOS DE CALCULO DIRECTO	30
1.3.2. POTENCIAL GRAVITATORIO	31
1.3.2.1. ANOMALÍA DE GRAVEDAD	33
1.3.2.2. TENSOR DE GRADIENTE GRAVIMÉTRICO	34
1.3.2.3. PRINCIPALES DIFERENCIAS ENTRE G_a Y T_{zz}	35
1.3.2.4. MODELO SINTÉTICO DE DOS CUERPOS	36
1.3.3. CALCULO DEL EFECTO TOPOGRAFICO	38
1.3.3.1. GRADIENTES DE GRAVEDAD PARA LOS TESEROIDES	39
1.3.3.2. IMPLEMENTACIÓN COMPUTACIONAL	41
1.4. CÁLCULO Y RESULTADOS	44
1.4.1. CALCULO DEL TGG PARA UNA TOPOGRAFÍA SINTÉTICA CONVERTIDA A TESEROIDES	44
1.4.2. CALCULO DEL TGG PARA UN TESEROIDE	45
1.4.3. CALCULO DEL TGG PARA UNA TOPOGRAFÍA SINTÉTICA CON PRISMAS RECTANGULARES	47

1.4.4. CALCULO SOBRE LAS MASAS TOPOGRAFICAS	48
1.4.5. CALCULO DEL TGG PARA UN DEM	52
1.5. CORRECCION DE LOS DATOS SATELITALES	55
1.5.1. DETECCIÓN DE CONTRASTES DE DENSIDAD	58
1.5.2. INTERPRETACION	63
1.6. CONCLUSIONES	64
CAPITULO 2: COMPARACION CON DATOS TERRESTRES	67
2.1. CONTRASTE CON DOS SECCIONES BIEN CONOCIDAS	67
2.1.1. INTRODUCCION	67
2.1.2. GEOLOGIA RELACIONADA AL PERFIL A LOS 29°S	67
2.1.3. PERFIL A 29° S	68
2.1.4. PERFIL A LOS 39° S	69
2.1.5. CONCLUSIONES	71
2.2. DELIMITACION DE CUENCAS	72
2.2.1. INTRODUCCIÓN	72
2.2.2. ANOMALÍA RESIDUAL ISOSTÁTICA DESCOMPENSADA	73
2.2.3. CONCLUSIONES	76
CAPITULO 3: APLICACIONES TECTÓNICAS	77
3.1. DELIMITACION DE TERRANES	77
3.1.1. INTRODUCCION	77
3.1.2. MARCO GEOLOGICO	78
3.1.3. COMPARACION ENTRE LOS MODELOS GOCE Y EGM0881	
3.1.4. CALCULO DE LA CORRECCION TOPOGRAFICA	84
3.1.5. LAS CANTIDADES DERIVADAS DE LA GRAVEDAD Y SU RELACION CON LA GEOLOGIA	86
3.1.5.1. COMPARACION CON EL TZZ CON GOCE	89
3.1.5.2. PERFILES A LO LARGO DEL LIMITE ENTRE PAMPIA Y EL CRATON DEL RIO DE LA PLATA	91
3.1.6. CONCLUSIONES	93

3.2. REGION NORTE DE LA ZONA DE SUBDUCCION PLANA	
PAMPEANA	95
3.2.1. INTRODUCCION	95
3.2.2. GEOMETRIA DE LA ZONA DE SUBDUCCION PLANA	
PAMPEANA Y ESTRUCTURA ANDINA RELACIONADA	99
3.2.3. JUSTIFICACION DEL MODELO A UTILIZAR	104
3.2.4. RESULTADOS	104
3.2.5. DISCUSION Y CONCLUSIONES	111
3.3 ESTUDIO DE LA MORFOLOGIA DE LA PLACA DE NAZCA	
Y SUS IMPLICANCIAS SOBRE EL MARGEN ANDINO	113
3.3.1. INTRODUCCION	113
3.3.2. MARCO GEO-TECTONICO	117
3.3.2.1. MARGEN NORTE DE CHILE	118
3.3.2.2. MARGEN CENTRAL A SUR DE CHILE	119
3.3.2.3. REGION SUR DEL PUNTO TRIPLE	120
3.3.3. JUSTIFICACION DEL MODELO A UTILIZAR	121
3.3.4. RESULTADOS	122
3.3.4.1. DERIVADOS DE LA GRAVEDAD CON GOCE	125
3.3.4.2. PERFILES A LO LARGO DEL LIMITE ENTRE	
PLACAS	125
3.3.5. ANALISIS DETALLADO Y COMPARACION CON	
TRABAJOS PREVIOS	129
3.3.5.1. REGION DEL NORTE DE CHILE: 16° - 30°S	130
3.3.5.2. CHILE CENTRAL: 26° - 34°	132
3.3.5.3. REGION CENTRO-SUR DE CHILE: 32° - 46°	134
3.3.5.4. REGION MAS AUSTRAL DE CHILE: 46° - 57°	137
3.3.6. CONCLUSIONES	140
3.3.7. APENDICE I: COMPARACION ENTRE MODELOS	141
3.4. RELACION ENTRE LAS ZONAS DE RUPTURA DE LOS GRANDES	
SISMOS EN EL MARGEN ACTIVO Y EL TZZ	145
3.4.1. INTRODUCCION	145

3.4.2. MARCO GEO-TECTONICO Y SEGMENTACION SISMICA	147
3.4.3. METODOLOGIA	149
3.4.4. RESULTADOS	150
3.4.5. DISCUSION	153
3.4.6. CONCLUSIONES	157
3.4.6.1. APENDICE I: COMPARACION DE DATOS GOCE VS EGM08	160
3.4.6.2. APENDICE II: GRADIENTE VERTICAL DE LA GRAVEDAD PARA EL MODELO EGM08	163
3.4.6.3. APENDICE III: RELACION ENTRE LOS <i>Hof's</i> Y LA SEGMENTACION DE LA SEÑAL DEL TZZ, PERFILES NNO-SSE	165
CAPITULO 4: FLEXIÓN ELÁSTICA	169
4.1. INTRODUCCION	169
4.2. MARCO GEO-TECTONICO	170
4.3. MODELO DE GRAVEDAD GLOBAL SELECCIONADO	172
4.4. RIGIDEZ FLEXURAL	173
4.5. METODOLOGIA	174
4.5.1 GRADIENTE VERTICAL DE LA GRAVEDAD	179
4.6. RESULTADOS	179
4.6.1 PERFILES A LO LARGO DE LA REGION	189
4.7. CONCLUSIONES	191
4.8. APENDICE I: ANALISIS ESTADISTICO	192
CAPITULO 5: CONCLUSIONES GENERALES	195
BIBLIOGRAFÍA	199

INTRODUCCION

MARCO GEOTECTONICO GENERAL

La geodinámica y sismotectónica de los Andes Centrales son controlados principalmente por la subducción de la Placa oceánica de Nazca bajo la litosfera continental sudamericana, que produce una convergencia de aproximadamente 8 cm/año en la dirección de N78°E (DeMets *et al.*, 2010). Varios estudios han mostrado que la forma de la placa oceánica de Nazca bajo Sudamérica exhibe a lo largo del rumbo variaciones en el ángulo de subducción (Barazangi y Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983a; Cahill y Isacks, 1992, entre otros). Estos cambios en el ángulo de subducción, conjuntamente con la observación de mayor longitud de ruptura en grandes terremotos, han hecho pensar en la segmentación de la placa subducida (Swift y Carr, 1974; Barazangi y Isacks, 1976; entre otros).

Es necesario determinar si la transición de la placa de Nazca de normal a aplastada es abrupta o continua. En el primer caso, podría implicar que este cambio actúe como un desacople de la Placa de Nazca subductada y provoque una barrera N-S a la propagación de eventos sísmicos. Este es un punto importante para definir la magnitud máxima de los terremotos en el área. Dependiendo del grado de desacople entre los segmentos norte y sur de la Placa subductada, por ejemplo si la transición es abrupta implicará baja sismicidad. Este fenómeno debería vincularse con una importante anomalía de gravedad y mecanismos focales de posibles eventos con fallas verticales o de rumbo. Por el contrario, si la transición fuese una superficie continua pero flexionada, los sismos deberían ser mayores y asociados a fallas en echelon con eventos sísmicos más profundos. Las anomalías de gravedad deberían ser menores y más extensas (mayor longitud de onda) que en el caso anterior.

Se desconocen las características geofísicas y el comportamiento diferencial y la respuesta a métodos potenciales tanto en las regiones más internas como externas de la región y también si existen variaciones norte-sur que pueden constituir límites fundamentales para la estructura tectónica. Se ignoran las características geofísicas y variaciones en profundidad de numerosas unidades y su significado geológico. Se

necesita compatibilizar los estudios teóricos y modelos tectónicos existentes con los datos que surgen de los análisis geofísicos, particularmente la gravimetría que ha resultado importante en la delimitación de terrenos (Giménez *et al.*, 2000; Martínez y Giménez, 2005; entre otros). Asimismo, se requiere del ajuste de los modelos de inversión gravimétrica mediante el examen y compatibilización de los datos sísmológicos de corteza y litosfera disponibles.

La región de estudio ha sido largamente estudiada. Si bien su dinámica convergente durante el Cenozoico resulta clara, se desconocen numerosos detalles de su evolución pasada y, en particular, las razones por las que dicha cadena cuenta con una notable heterogeneidad interna. El orógeno andino y su actual antepaís constituyen una situación única para analizar la evolución en el tiempo de los diferentes procesos de reciclado cortical que han estado involucrados en la construcción del margen continental del Gondwana sur occidental. Las particularidades geológicas de la región hacen posible analizar los procesos que tienen lugar en las raíces de los arcos magmáticos, como así también en los niveles medios y superiores de la corteza. Esta región y sus áreas adyacentes no sólo proveen la gran mayoría de los recursos mineros del país y, en particular, aquellos explotables a gran escala, sino también gran parte de los recursos energéticos, tanto de hidrocarburos como geotérmicos. Por esta razón, el estudio y la profundización de temas de investigación cordilleranos, como el que aborda esta tesis, constituye un tema prioritario, no sólo desde el punto de vista académico sino también estratégico.

ESTADO DEL ARTE

Imaginar que podríamos contar con el campo de gravedad continuo cubriendo todos los continentes, era casi impensado hasta hace poco tiempo atrás. Los primeros avances se notaron con la altimetría satelital, al desarrollar los modelos de elevación digital (DEM), que provocaron un alto impacto en las ciencias de la tierra. A hora, tenemos la oportunidad única de poder contar con información en zonas de muy difícil acceso en forma homogénea y con alta resolución. La situación ha cambiado radicalmente desde hace aproximadamente una década, donde si bien la metodología empleada en los relevamientos gravimétricos terrestres o aéreos sigue siendo necesaria para los estudios

locales de detalle, su cobertura espacial sobre continentes y áreas oceánicas es pobre, necesiándose muchas veces el marco regional. Las misiones satelitales de gravedad brindan esta información de carácter regional que permitirá abordar estudios corticales y subcorticales, apoyados con la información de datos de gravedad terrestres con que se cuenta.

El auge de las misiones satelitales, es producto de las grandes inversiones de los principales países desarrollados. La información de las observaciones satelitales de todo tipo tienen cada vez mayor precisión y resolución, y en consecuencia sus datos y aplicaciones adquieren mayor importancia. El abordaje a estas tecnologías en Argentina es muy incipiente, sólo se ha experimentando con resultados obtenidos por la misión GRACE (Gravity Recovery and Climatic Experiment) lanzada en el 2002, para el estudio del cambio climático global.

OBJETIVOS GENERALES

El objetivo general de esta tesis se apoya principalmente en los datos de la nueva Misión satelital GOCE (Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer), en el estudio de las anomalías de gravedad vinculadas a la tectónica y geodinámica. Abordando principalmente la región estratégica de nuestro territorio nacional, como ser el sector del cinturón andino entre la latitud de los 26° S a 33° S, y también su relación con la subducción de la placa de Nazca. Nuestra meta es estudiar la tectónica de Argentina desde sus causas profundas. La alta resolución de la información, con adquisición de datos cada 5 segundos, permitirá obtener una amplia cobertura espacial de información gravi-altimétrica.

La información provista por el GOCE, es contrastada con la gravedad observada en la superficie terrestre que actualmente posee el area de Métodos Potenciales del Instituto geofísico sismológico Volponi, con más de 800.000 puntos gravimétricos que cubren la totalidad de la República Argentina. Ello permitirá enriquecer considerablemente la base de datos y desde allí de finir con una mayor consistencia las significativas estructuras geológicas corticales y subcorticales de Argentina.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

La tectónica profunda de los Andes, sierras menores como las Pampeanas y grandes cuencas sedimentarias de Argentina, son analizadas en profundidad buscando las causas de la génesis y el desarrollo en el manto superior con encuadre en la tectónica de placas, a partir la información obtenida de GOCE y de un detallado archivo de datos compuesto por valores terrestres (archivo nacional, archivo Instituto Geofísico y Sismológico Ing. Volponi: IGSV, archivo Instituto de Física de Rosario: IFIR, Instituto Geográfico Militar: IGN y de Yacimientos Petrolíferos Fiscales: YPF).

La fuente de datos completos permitió reconstruir con certeza y confiabilidad el campo gravimétrico anómalo extendido al total de Argentina para obtener desde él, en el marco de la tectónica de placas y operar con múltiple inversión (de gravedad, magnetismo, sismología...) la interrelación entre corteza y manto superior, su asociación con volcanes y terremotos, su tectonología general, su estado de tensiones, para explicar el origen y desarrollo de las estructuras geológicas y su predicción a futuro.

Se obtuvieron modelos gravimétricos directos que justifican la anomalía de Bouguer observada involucrando el efecto gravimétrico positivo que produce la Placa de Nazca y la posible influencia de la Ridge de Juan Fernández. Se analiza el grado de compensación isostática mediante modelos hidrostáticos compensados (Sistema de Airy), y el comportamiento isostático flexural elástico.

Se intentará la vinculación de anomalías con la geología. Obtenidas las cartas de anomalías gravimétricas locales y regionales, se buscará la vinculación con las principales estructuras geológicas visibles y se interpretarán con ayuda de información geológica y geofísica existente las estructuras no visibles subcorticales.

ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

Capítulo 1: En este capítulo se hace una introducción a la misión del satélite GOCE y el tipo de datos que entrega en cuanto a la forma y calidad de los mismos. Luego se describe la metodología empleada para el procesamiento de dichos datos y para la corrección del efecto topográfico.

Capítulo 2: A manera de introducción se realizó una breve comparación de los datos satelitales de GOCE con los datos terrestres, a lo largo de dos secciones modeladas en la región Andina. Luego se delimitan las cuencas sedimentarias a lo largo de todo el territorio del país en base a los datos GOCE, y se creó un mapa, correlacionándolas con las obtenidas a partir de los datos terrestres que posee el IGSV.

Capítulo 3: Mediante el procesamiento de los datos de gravedad satelital se realizó un modelado directo con el objetivo de vincular los resultados a la geología con fines tectónicos

Capítulo 3.1: Se estudió la geometría de la placa de Nazca, la transición de aplastada a normal en la zona norte, su efecto gravimétrico y la influencia que ésta provoca en la ventana de análisis del proyecto. No se conoce con certeza su continuidad en dirección Norte-Sur, los conocimientos parciales actuales son trabajos de Gutscher (2000); Pardo *et al.* (2002) basados sólo en estudios sismológicos.

Capítulo 3.2: En este capítulo se analizó la asociación de los altos gradientes gravimétricos con los principales lineamientos tectónicos, como así también su vinculación a zonas de placas subducciones. Se estudiaron las heterogeneidades en corteza inferior y manto superior inferidas sólo por sismología Gilbert *et al.* (2006); Anderson *et al.* (2007). Se procuró definir la extensión espacial y heterogeneidades de las cadenas orogénicas ya que uno de los principales inconvenientes en la adquisición de datos terrestres es la accesibilidad a regiones complejas, como son las sierras y cordilleras.

Capítulo 3.3: Se delineó la morfología de la placa oceánica de Nazca, la distribución de heterogeneidades en toda la extensión colindante con la placa Sudamericana y la relación entre algunos altos oceánicos con lineamientos sobre el margen Andino. Se estudia la distribución de sedimentos a lo largo de la trinchera y su interrelación con la elevación de la cadena Andina.

Capítulo 3.4: En este capítulo se estudió la relación entre las zonas de ruptura de los grandes sismos y la distribución de las anomalías del gradiente vertical de la gravedad a lo largo de la zona comprendida entre la trinchera Chilena y el arco volcánico activo.

Capítulo 4: Se calculó el espesor elástico para la región comprendida alrededor de la zona de intercepción del ridge de Juan Fernandez con la placa sudamericana y se evaluó el efecto gravimétrico del Moho sísmico de Gans *et al.* (2011) y se comparó con el obtenido a partir de la inversión de la anomalía de Bouguer obtenida con GOCE.

Capítulo 5: Conclusiones generales.

CAPITULO 1: MISISIONES SATELITALES, DATOS Y METODOLOGIA

1.1. INTRODUCCION A LAS MISISIONES SATELITALES

El mapeo del campo de gravedad terrestre ha conseguido un extraordinario avance a partir de las misiones satelitales, tales como CHAMP (Challenging Mission Satellite Payload), GRACE (Gravity Recovery and Climatic Experiment) y actualmente GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer). La gravimetría satelital es altamente sensible a las variaciones del campo de gravedad terrestre. Este último, puede ser determinado mediante el monitoreo de las órbitas, por medio de mediciones de variaciones de la altura del satélite, o ya sea por medio de gradiómetros montados en el mismo. La gravimetría satelital, además de la geodesia física, ha encontrado una importante aplicación en el estudio de la litosfera a escala regional, prueba de esto son los trabajos de Braatenberg *et al.* (2011a), Alvarez *et al.* (2012), Hirt *et al.* (2012), Mariani *et al.* (2013), entre otros.

Los modelos del campo gravitatorio terrestre son presentados como un conjunto de coeficientes de una expansión en armónicos esféricos del campo de gravedad hasta un determinado grado y orden, del cual depende la resolución espacial del modelo (Barthelmes, 2009). Los mismos pueden estar basados solamente en observaciones de datos de gravedad satelital o pueden ser combinados con datos terrestres, marinos y aéreos a fin de aumentar la resolución espacial. A partir del modelo de campo de gravedad terrestre podemos obtener el potencial de gravedad terrestre observado. Luego, substrayendo de este último el potencial de gravedad normal (de un elipsoide de referencia determinado), es obtenido el potencial anomalía (Janak y Sprlak, 2006). A partir del potencial anomalía se pueden obtener distintas cantidades derivadas directamente relacionadas con la distribución de densidades de las diferentes masas que componen la litosfera. Para el modelado litosférico se pueden utilizar las anomalías de gravedad o el tensor de gradiente gravimétrico.

1.1.1. MISION GOCE

La misión GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation) fue lanzada el 17 de marzo de 2009 y es una de las principales misiones de la Agencia Espacial Europea (ESA) en el contexto del programa “*Living Planet*” (Fig. 1.1). El objetivo principal de la misión es proveer modelos globales y regionales del campo de gravedad terrestre y del geoid, su superficie equipotencial de referencia, con alta resolución y exactitud. El campo de gravedad estático de alta resolución y el geoid gravimétrico medido por GOCE permite la investigación en un amplio rango de disciplinas desde estudios de la circulación oceánica, física de la tierra sólida, riesgos naturales, geodesia y topografía. El entendimiento de estos procesos y las mejoras en los modelos geopotenciales requieren la determinación del campo de gravedad global, a una resolución espacial de entre 50 y 400 km. Luego del procesamiento en tierra, la exactitud en términos de alturas geoidales globales que se espera obtener está en el orden de menos de 0.1 cm al grado y orden del desarrollo en armónicos esféricos $l=50$, y mejor que 1-2 cm al grado y orden $l = 200$. La precisión que se espera obtener en términos de las anomalías globales de gravedad calculadas con los datos de GOCE están en el orden de 1-2 mGal al grado y orden 200 del desarrollo en armónicos esféricos. Resultados que evalúan la precisión obtenida hasta el momento se pueden encontrar en: Gruber *et al.*, 2011; Hirt *et al.*, 2011, 2012; Ihde, 2012.



Figura 1.1: *Satelite GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer).* (ref: http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE, ESA/AOES Medialab).

1.1.2. OBJETIVOS GENERALES DE LA MISION GOCE

Los siguientes son los objetivos generales de la misión del satélite GOCE (Fig. 1.2), algunos de ellos ya han sido alcanzados y mostrados en las publicaciones a las que se hace referencia. Diversas presentaciones acerca de GOCE y sus aplicaciones a la Tierra sólida se pueden encontrar en: <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-go-missions/goce/goce-solid-earth-workshop-proceedings> y también en http://www.lithoflex.org/IAGc2/?page_id=148.

- Determinación de modelos del campo gravitatorio terrestre globales y regionales y del geoides con alta resolución espacial y exactitud basado en los datos de gravedad GOCE y GPS obtenidos (Migliaccio *et al.*, 2010; Bruinsma *et al.*, 2010; Pail *et al.*, 2011; Förste *et al.*, 2011; entre muchos otros, ver “*Table of Models*” en <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>.)
- Mejoras en la comprensión de la circulación de las corrientes oceánicas y variaciones del nivel del mar (topografía dinámica del océano) por medio de una determinación exacta del geoides, fusionando el geoides GOCE con mediciones altimétricas de la superficie media del mar (MSS) y otros datos espaciales o in-situ. La MSS se conoce en la actualidad con una exactitud centimétrica mientras que la exactitud en la determinación del geoides está en el nivel de los decímetros. También es necesario identificar la contribución del rebote post-glacial al cambio en el nivel del mar, y el impacto de los procesos de la Tierra sólida en el océano global (Mulet *et al.*, 2012).
- Mejoras en el conocimiento del balance de masas de hielo terrestre y marinas utilizando conjuntos de datos estáticos y variables. El estudio del índice de masa en los polos y retroceso de glaciares los que están íntimamente relacionados con el cambio climático.
- Mejoras al conocimiento de la reología del manto y su patrón convectivo que controla la dinámica del interior terrestre.
- Mejoras en el conocimiento de la geodinámica y de los procesos geofísicos de la Tierra sólida. La determinación del campo de gravedad terrestre con alta resolución permite: la investigación relacionada a la estructura y composición de la litosfera continental, donde están localizados los recursos minerales de importancia estratégica; la determinación de fallas tectónicas, suturas, cuencas,

etc; la discriminación entre modelos de rifting pasivos y activos, identificación de masas anómalas que pueden conducir a las subsidencia de cuencas y determinación de la estructuras de densidades profundas bajo los continentes y del esfuerzo de la litosfera continental (Sampietro, 2012; Reguzzoni y Sampietro, 2012; Reguzzoni *et al.*, 2013; Tedla *et al.*, 2010; Mariani *et al.*, 2013; Braitenberg *et al.*, 2010).

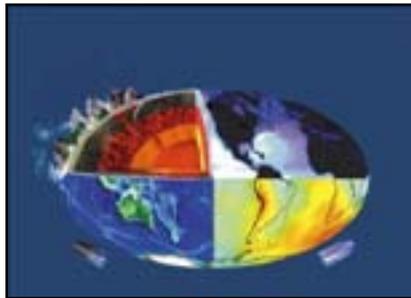


Figura 1.2: Los objetivos generales de la misión GOCE son el estudio de la circulación de las corrientes oceánicas, procesos del interior terrestre, determinación del campo de gravedad global y aplicaciones geodésicas, entre otras. (ref: ESA/AOES Medialab, http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE).

- También permite estudiar la dinámica de la litosfera oceánica en los rígenes oceánicos y zonas de subducción en donde la interacción entre las placas es responsable de los procesos dinámicos que controlan la evolución de importantes estructuras tectónicas (Alvarez *et al.*, 2013).
- Nuevos logros en la comprensión de la tectónica del interior de las placas y límites de placas permitirá entender el impacto de las fuerzas tectónicas en el campo de esfuerzos en regiones sísmicamente activas y mejorar el conocimiento del riesgo sísmico. Por medio de la inversión de los datos del satélite GOCE, será posible derivar un patrón de la estructura de densidades en la corteza terrestre con una alta precisión y resolución espacial (Köther *et al.*, 2012).
- Aplicaciones geodésicas de los datos de GOCE. El geoid es la superficie equipotencial que sigue el nivel medio del mar a partir del cual se miden las alturas. Al obtener un geoid de alta precisión se espera obtener mejoras sustanciales en el sistema global de alturas, lo que también permite la corrección de órbitas de todo tipo de satélites (Gruber *et al.*, 2011; Hirt *et al.*, 2011, 2012; Sprlack *et al.*, 2012; Szucs *et al.*, 2012).

1.1.3. ELEMENTOS FUNDAMENTALES DE LA MISION GOCE

- Seguimiento ininterrumpido en tres dimensiones espaciales.
- Compensación continua del efecto de las fuerzas no gravitatorias, como la resistencia aerodinámica y la presión de radiación.
- Selección de una baja altitud orbital para una señal gravitacional fuerte (< 250 km) lo que mejora enormemente la precisión.
- Empleo de la gradiometría de gravedad del satélite para contrarrestar la disminución del campo gravitatorio.

Para obtener información más detallada acerca de la misión GOCE, de los sistemas que componen el satélite, los marcos de referencia y las transformaciones de los datos referirse entre otros a: http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE, Rummel (2000); Drinkwater *et al.* (2003); Floberghagen *et al.* (2008, 2011); Gruber (2008); Bouman (2009); Bruinsma (2010); **GOCE High Level Processing Facility: GOCE Standards** (2008), GO-TN-HPF-GS-0111 / GOCE Level 2 Product Data Handbook (2008), GO-MA-HPF-GS-0110 / GOCE Level 1b Products User Handbook (2006), GOCE-GSEG-EOPG-TN-06-0137.

1.1.4. DESCRIPCION DE LA CARGA UTIL

Las dos técnicas utilizadas para lograr los objetivos de la misión son la gradiometría y el seguimiento satélite a satélite en modo alto bajo (SST-hl). La carga útil principal de la misión (Fig. 1.3) consiste de un gradiómetro electrostático de gravedad (EGG), de un receptor GPS de doble frecuencia y 12 canales, un motor iónico para la compensación de arrastre, y un retroreflector láser.

- **Gradiómetro:** Un gradiómetro electrostático de gravedad (EGG) es el instrumento principal que mide las diferencias de aceleración dentro del satélite. El principio de funcionamiento de un gradiómetro se basa en la medición de las fuerzas que mantienen una masa efectiva en el centro de una jaula de diseño especial. El movimiento lineal y rotativo de la masa se controla con una suspensión electrostática servodirigida. En una estructura superestable se

montan tres pares de acelerómetros idénticos que forman los brazos del gradiómetro (Fig. 1.4).

El dato gradiométrico básico es la diferencia entre las aceleraciones medidas por cada uno de los dos acelerómetros del par (separados unos 50 cm entre sí) en la dirección de su unión. La media de las dos aceleraciones es proporcional a la aceleración de arrastre inducida externamente (medición en modo común). Los tres brazos están montados de forma ortogonal entre sí: uno alineado con la trayectoria del satélite, otro perpendicular a la trayectoria y el tercero orientado aproximadamente al centro de la Tierra. Combinando estas medidas diferentes de aceleración es posible deducir los componentes del gradiente de la gravedad. El gradiómetro resuelve las cortas y medias longitudes de onda de la señal gravimétrica. El ancho de banda de medición del EGG está diseñado para cubrir el rango de frecuencia entre 5 mHz y 100 mHz, siendo el límite superior consistente con la resolución espacial requerida de 100 km.



Figura 1. 3: Carga útil del satélite GOCE: gradiómetro e electrostático de gravedad (EGG), receptor GPS, motor iónico y retroreflector láser. (ref: http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE, ESA/AOES Medialab).

- **Seguimiento satélite a satélite:** El instrumento SSTI consta de un receptor GPS de doble frecuencia y 12 canales y una antena de banda L. El receptor SSTI es capaz de adquirir simultáneamente señales emitidas desde un máximo de 12 satélites de la constelación GPS. El instrumento SSTI presenta, en una frecuencia de 1 Hz, mediciones de las pseudodistancias y la fase portadora de ambas frecuencias del GPS, y constituye una solución de navegación orbital en tiempo real.

En el modo satélite a satélite en modo alto-bajo (SST-hl) la posición medida con respecto a una constelación de satélite de referencia en orbitas conocidas (Fig. 1.5) es usada para extraer la información gravimétrica por medio de un análisis

de perturbación de órbita, es decir el satélite en sí mismo funciona como sensor. Esta técnica permite la recuperación de los modelos dinámicos subyacentes que gobiernan el movimiento del satélite, incluyendo el campo de gravedad terrestre. El SST-hl trabaja mejor proveyendo la parte de media y larga longitud de onda del geopotencial. La frecuencia de cruce entre las dos técnicas no está definida de manera exacta, proveyendo mediciones redundantes en una banda de frecuencias relativamente amplia.

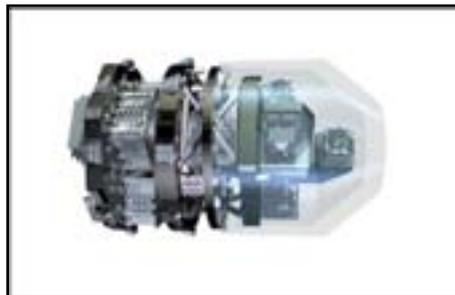


Figura 1.4: *Gradiómetro Electrostático Triaxial de Gravedad (EKG) montado en el satélite GOCE. Dentro de la capsula se pueden observar los tres pares de ejes ortogonales en los cuales van montados los acelerómetros. El eje x va en la dirección de vuelo del satélite, el eje z apunta hacia el centro de la tierra, y el eje y es ortogonal a ellos. (ref: http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE, ESA/AOES Medialab).*

- **Compensación de arrastre:** sistema de compensación de todas las fuerzas no gravitatorias que actúan sobre la nave. El sistema de compensación de arrastre y control de actitud es una herramienta fundamental necesaria para mantener los cabezales del sensor de los acelerómetros casi en «movimiento de caída libre» y la altitud orbital en unos 250 km. El sistema se basa en la tecnología de propulsión iónica. Una característica particular del diseño del sistema GOCE es que el sistema de compensación de arrastre y control de actitud utiliza la carga útil científica como sensor. Por lo tanto, además de la fusión entre «satélite» y «dispositivo medidor» en cuanto a la calidad de los datos científicos, hay también una cierta fusión entre ambos en lo que respecta al funcionamiento real del satélite GOCE.

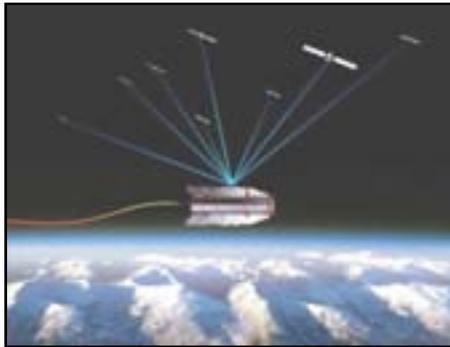


Figura 1.5: Seguimiento satélite a satélite SSTI, en modo alto-bajo (SST-hl). La figura indica como el satélite GOCE se encuentra en una órbita inferior a la del sistema de posicionamiento global (GPS), permitiendo de esta forma localizar su posición en función de este sistema y de terminar los apartamientos respecto de su órbita. (ref: ESA/AOES Medialab, http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE).

- **Telemetría Láser (LRR)** El retroreflector láser permite llevar un seguimiento preciso de la órbita del GOCE desde una red mundial de estaciones terrestres mediante el Servicio de Telemetría Láser por Satélite. Este servicio informa de la posición exacta para la determinación de la órbita y los productos de datos.

El sistema de sensor y los elementos de control forman un solo «dispositivo gravimétrico»; esto se debe a que el propio satélite actúa también como sensor principal. En otras palabras, a diferencia de la mayoría de las misiones de teledetección, no hay prácticamente ninguna división entre el satélite y los instrumentos.

1.2. MODELOS GLOBALES DEL CAMPO DE GRAVEDAD TERRESTRE

La obtención de modelos globales precisos y con una gran resolución de la componente estática y la de pendiente de tiempo del campo de gravedad terrestre marcan el comienzo de una nueva era en gravimetría satelital (Wahr *et al.*, 1998; Beutler, 2004; Flury y Rummel, 2005) (Fig. 1.6). El avance de la tecnología en el campo de la geofísica experimentó un cambio sin precedentes. En gravimetría el cambio fue notable, desde de terminaciones pendulares a principio de siglo XX, a gravímetros digitales a fines del mismo. Desde un par de años atrás, el auge de la gradiometría aérea aplicada a estudios de detalles mineros, y ahora la utilización del gradiómetro triaxial y del GPS de doce canales de frecuencia montados en un satélite orbitando alrededor de la

tierra; este es un avance tecnológico en la adquisición de datos cuasi continuos y de alta precisión.

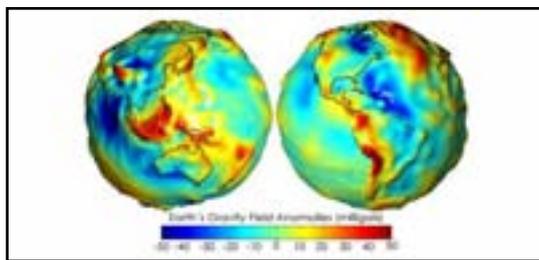


Figura 1.6: Modelo global de l campo de gravedad terrestre, la cobertura espacial homogénea del campo gravitatorio se logra por medio de las misiones satelitales. (ref: http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE, ESA/AOES Medialab).

La misión del satélite GOCE ha logrado una mejora importante en el mapeo del campo de gravedad terrestre, sin embargo, los datos de GOCE no se han integrado a un con datos terrestres de ntro de un m odelo de c ampo de gra vedad t errestre. El modelo de campo de gra vedad E GM08 (P avlis *et al.*, 2008, 2012), e s una solución combinada compuesta de una base de datos global de anomalías gravimétricas terrestres (terrestres, marina y aéreas) c on una resolución de 5 'x 5 ', y s oluciones de rivadas de l satélite GRACE. El máximo grado y orden que alcanza el modelo es de $N=2159$, con algunos términos adicionales ha sta e l gra do y orde n 2190 (P avlis *et al.*, 2008, 2012). L a resolución espacial del modelo depende del máximo grado N_{max} (Barthelmes, 2009), de esta forma l a relación entre e l gra do de l de sarrollo e n armónicos esféricos N y l a característica más pequeña representativa del campo de gravedad resoluble con EGM08 es igual a $\lambda_{min} \approx 2\pi R / N_{max} \approx 19$ km con R: radio medio terrestre y N_{max} el máximo grado y orden de l a expansión armónica (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006; L i, 2001; Barthelmes, 2009).

En un trabajo reciente Pavlis *et al.* (2012) expuso que en las áreas en donde solo había disponibilidad de da tos gravimétricos de b aja resolución, s u c ontenido e spectral fue suplementado por la información gravitacional implicada en la topografía. Grados entre 720 y 2160 s on s uplementados c on la información gravitacional ob tenida de un conjunto global de anomalías gravimétricas RTM-implícitas (Residual Terrain Model: véase Forsberg, 1984); es decir, las altas frecuencias de la señal EGM08 están altamente influenciadas por l a s eñal topográfica (véase Pavlis *et al.*, 2012, para u na discusión

detallada). La exactitud de las observaciones gravimétricas depende de la precisión de las mediciones de altura, de esta forma aparecen grandes inconsistencias cuando son consideradas grandes áreas, y cuando no hay unificación en el sistema de altura entre diferentes campañas de medición. La escasez de datos en algunas regiones continentales de gran extensión no permite recuperar las bajas frecuencias de la señal gravimétrica (Reguzzoni y Sampietro, 2010).

Los modelos preliminares obtenidos a partir de los datos de GOCE están disponibles pero con una resolución espacial menor ($N=250$, Pail *et al.*, 2011) que los modelos globales que mezclan datos terrestres y satelitales (de la Misión GRACE) como EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008). Sin embargo es útil para examinar la calidad de los datos terrestres que componen el modelo EGM08 por un análisis comparativo con el modelo gravitacional solo satelital de GOCE (Pail *et al.*, 2011). Para grados mayores a $N=120$, EGM08 está afectado por la contribución de los datos terrestres. Una manera simple de evaluar la calidad de los datos terrestres que contribuyen al modelo es realizar un análisis comparativo hasta grado $N=250$ con el modelo GOCE.

En un trabajo reciente (Braitenberg *et al.*, 2011b), mostró en detalle como los errores a alto grado, afectan al modelo en una escala reducida: en breve, si el modelo EGM08 completo localmente hasta $N=2159$ (lo que es a longitudes de onda menores a por ej. 400km) es considerado que esta derivado de mediciones terrestres grillasadas con una resolución nominal de 9 km, luego se puede hacer una reducción de escala del campo a una resolución de 80km, promediando observaciones. Está claro entonces, que los datos reducidos están severamente afectados por los errores de los datos originales. De hecho, por la ley de propagación del error, la incertidumbre esperada en el valor promediado puede ser calculada en función de los errores originales.

El proceso comienza tomando las diferencias entre los valores promediados y reducidos con los datos GOCE, y también calculando las desviaciones estándar. Asumiendo que los errores de GOCE son homogéneos en el espacio, las variaciones en la desviación estándar de las diferencias entre EGM08/GOCE pueden ser atribuidas solo a los errores iniciales de los datos terrestres. Si los datos de GOCE, disponibles hasta grado y orden $N=250$, son comparados con los datos de EGM08 hasta el mismo grado y orden, es sabido que para los grados entre 70 y 120 el modelo EGM08 está basado progresivamente en datos terrestres, y que entre 120 y 250 completamente en datos

terrestres. De acuerdo a las consideraciones mencionadas, los errores originales de los datos terrestres están fuertemente afectando los errores de los valores del EGM08 hasta $N=250$, ya que la expansión en armónicos esféricos puede ser vista como un proceso de promediación. Las desviaciones estándar entre GOCE y EGM08 representan por lo tanto la calidad variable de los conjuntos de datos terrestres originales, ya que la calidad de los datos GOCE son localmente homogéneos. En los lugares en donde las desviaciones estándar son pequeñas, los datos originales deben ser exactos o de otra forma los mismos valores reducidos y la consiguiente desviación estándar pequeña podrían haber sido obtenidos solamente por casualidad. Por consiguiente GOCE es una herramienta importante e independiente para la evaluación de la calidad de modelos globales como el caso de EGM08.

1.2.1. DATOS GOCE

A partir de los datos gradiométricos y soluciones de órbita se calculan los modelos de campo de gravedad finales de GOCE (Fig. 1.7). Un modelo de campo de gravedad consiste de diferentes conjuntos de datos de medición. Como resultado inicial de l procedimiento de estimación del campo de gravedad se obtiene una serie de coeficientes expresados en armónicos esféricos. La solución del campo de gravedad GOCE también provee una matriz de varianza-covarianza de l error. Las cantidades derivadas son calculadas bajo la suposición de aproximaciones esféricas para evitar la necesidad de un modelo de elevación digital del terreno, que no es parte del sistema de procesamiento GOCE.



Figura 1.7: A partir de los datos gradiométricos y de seguimiento satélite a satélite se puede recuperar la información del campo gravitatorio terrestre. (ref: http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE, ESA/AOES Medialab).

La información que entrega el GOCE se puede dividir en tres niveles: L0, L1b y L2. La información “cruda” de la misión es procesada y divulgada en forma de coeficientes por el Consorcio Espacial Europeo “The European GOCE Gravity Consortium EGG-C, conformado por: Institute of Astronomical and Physical Geodesy, Technical University Munich, Germany (IAPG); GeoForschungs Zentrum Potsdam, Department 1 Geodesy and Remote Sensing, Potsdam, Germany (GFZ); National Institute for Space Research, Utrecht, The Netherlands (SRON); DIAR – Sezione Rilievamento, Politecnico di Milano, Italy (POLIMI); Astronomical Institute, University of Bern, Switzerland (AIUB); Centre National d’Etudes Spatiales, Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale, Toulouse, France (CNES); Faculty of Aerospace Engineering, Astrodynamics and Satellite Systems Delft University of Technology, Delft, The Netherlands (FAE/AyS); Institute of Theoretical Geodesy, University Bonn, Germany (ITG); Institute of Navigation and Satellite Geodesy, Graz University of Technology (TUG); Department of Geophysics, University of Copenhagen, Denmark (UCPH).

La información del **Nivel L0** consiste en: Información de la instrumentación básica del satélite. Datos crudos de los 6 acelerómetros a lo largo de sus 3 ejes con medidas cada 1 Hz (más precisamente a $1/0.999360$ Hz) Datos del receptor GPS, que permite el rastreo y corrección de la órbita del satélite.

En el **Nivel L1b** se obtiene: El Gradiente gravimétrico en el Marco de Referencia Gradiométrico (GRF) y en el Marco de Referencia Inercial (IRF). Las Matrices de transformación de coordenadas. Las Aceleraciones lineales y velocidades angulares. Distancia satélite a satélite (SST) y reconstrucción de las órbitas del satélite con marcos de referencias terrestres fijas, en formato RINEX. Altitud y datos de la órbita (posición, velocidad y tiempo).

En el **Nivel L2** se obtiene: Preproceso, calibración externa y gradientes de gravedad corregidos en el sistema de referencia gradiométrico y terrestre. Velocidad y precisión de las órbitas. Soluciones del campo de gravedad, incluyendo las matrices de varianza y covarianza, y valores derivados tales como: altura del geoide, anomalías de gravedad y alturas del geoide, anomalías de gravedad y anomalías de alturas geoidales.

Los modelos de gravedad GOCE son provistos en términos de un conjunto de coeficientes adimensionales de una serie de armónicos esféricos hasta un grado

máximo del potencial gravitacional. Estos coeficientes son el resultado del proceso de determinación del campo de gravedad. Una serie en armónicos esféricos del potencial gravitacional está definida por la siguiente ecuación (Heiskanen y Moritz, 1967):

$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{N_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad \text{Ec. 1.1}$$

En donde:

V: potencial gravitacional en el punto de cálculo

GM: constante de gravitación universal por la masa total de la tierra

R: radio ecuatorial del elipsoide terrestre

n: grado de los coeficientes en armónicos esféricos

N_{max} : máximo grado de la serie en armónicos esféricos

m: orden del coeficiente en armónicos esféricos

r: distancia radial del punto de cálculo desde el geocentro

θ : co-latitud geocéntrica del punto de cálculo

λ : longitud geocéntrica del punto de cálculo

\bar{P}_{nm} funciones asociadas de Legendre normalizadas de grado n y orden m

\bar{C}_{nm} , \bar{S}_{nm} coeficientes de la serie en armónicos esféricos.

1.2.2. SOLUCIONES GOCE

La misión GOCE está entregando datos a partir del año 2009 y desde entonces se han generado diferentes modelos puros, o combinados con información de otras misiones gravimétricas anteriores como GRACE (Tapley et al., 2005). Estos modelos difieren desde el punto de vista de su construcción en el modelo de referencia y en la cantidad de

tiempo de relevamiento de datos. Uno de los últimos modelos obtenidos a partir de datos GOCE satelitales puros es el modelo GO_CONS_GCF_2_TIM_R4 (Pail *et al.*, 2011; <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>) y está desarrollado hasta grado y orden $N=250$. Ya que el campo de gravedad se atenúa a la altura de las órbitas de los satélites, estos modelos (solo datos satelitales) proveen solamente información de la parte de larga longitud de onda del espectro (Reguzzoni y Sampietro, 2010). A pesar de esta desventaja, los modelos GOCE tienen la precisión más alta obtenida hasta ahora, ya que no presenta los errores inducidos por los datos terrestres que ingresarían al modelo como ocurre con EGM08.

La solución TIM (Time wise model) es una solución solo satelital en el sentido riguroso ya que no se utiliza información externa del campo de gravedad (ni como modelo de referencia, ni para constreñir la solución). Los modelos TIM han sido validados externamente por observaciones independientes de GPS y nivelación en Alemania (875 estaciones) y Japón (873 estaciones). Los resultados indican que el modelo puro de GOCE TIM_R4 se desempeña significativamente mejor que el EGM08, aun cuando este último contiene también datos gravimétricos terrestres (véase la ficha técnica del modelo GO_CONS_GCF_2_TIM_R4 en <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>).

1.3. METODOLOGIA

En esta sección se aborda la metodología empleada para el tratamiento de los datos obtenidos a partir de los modelos globales de gravedad expresados en series de coeficientes en armónicos esféricos. Se comenzará describiendo el potencial gravitatorio y sus cantidades derivadas y luego se explicará cómo se realizó la corrección del efecto topográfico.

1.3.1. MODELOS DE CALCULO DIRECTO

Los modelos gravimétricos directos “forward” son una potente herramienta para el conocimiento de la gravedad terrestre. En los últimos años, estos modelos gravimétricos han tenido mayor aplicabilidad, en parte debido a la disponibilidad de resultados de las nuevas misiones satelitales geodésicas y gravimétricas (Champ, GRACE y a hora GOCE), como a sí también debido a la disponibilidad reciente de información

topográfica de mejor calidad, y de otros datos geofísicos que describen el interior de la Tierra. En geodesia y geofísica, gran parte de las técnicas de modelado directo se aplican en la evaluación de correcciones topográficas o reducciones (Takin y Talwani, 1966; Zhou *et al.*, 1990; LaFehr, 1991; Parker, 1995, 1996; Li y Chouteau, 1998; Nowell, 1999; Chakravarthi 2002). Heck y Seitz (2006) utilizaron el tesoride, prismas y masas puntuales e equivalentes, para el modelado gravimétrico directo. Una solución aproximada de la integral esférica del tesoride se puede obtener mediante series temporales.

Pruebas de sensibilidad de la información que entrega el GOCE han sido realizadas, como por ejemplo las de Benedek y Papp (2006), quienes realizaron un estudio 3D de la litosfera en la región de los Alpes, demostrando que mediante modelos directos, la discontinuidad del Moho es detectable si el contraste de densidad es de (25-50 kg/m³). Reducciones gravimétricas usando el método general de condensación Helmert fue utilizado por Novák (2007). Tenzer *et al.* (2003) estudiaron las contribuciones de zonas topografía alejadas mediante el método de terminaciones del geoid de Stokes-Helmert. A partir de un modelado directo, Braitenberg *et al.* (2012 a) encontró importantes lineamientos en la región Centro-Norte de Africa, como ser el Lineamiento del Chad, de los cuales habían pocas evidencias geológicas debido a la dificultad de acceso y a la gran cobertura sedimentaria en la región.

1.3.2. POTENCIAL GRAVITATORIO

El potencial de la gravedad **W**, es la suma de los potenciales de la fuerza gravitacional **V**, y de la fuerza centrífuga **Φ** (ec: 2-7 pg: 44, Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006):

$$W = W_{(x,y,z)} = V + \Phi = G \iiint_v \frac{\rho}{l} dv + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad \text{Ec. 1.2}$$

En donde: **G** es la constante de gravitación universal, **ω** la velocidad angular de rotación de la tierra, **l** la distancia entre el punto de cálculo y el punto de integración definido por **dv**, y el producto de la densidad **ρ** por el diferencial volumen **dv** expresan el elemento de masa **dm**.

El potencial observado W , es obtenido a partir del modelo de campo de gravedad terrestre. Luego, el potencial anómalo, o potencial perturbador T , es obtenido (Janak y Sprlak, 2006) como la diferencia entre el potencial real u observado W y el potencial de gravedad normal o campo potencial del elipsoide de referencia U , entonces $W(x, y, z) = U(x, y, z) + T(x, y, z)$. Comparamos el geoide $W(x, y, z) = W_0$ con un elipsoide de referencia $U(x, y, z) = U_0$ del mismo potencial $U_0 = W_0$. Como el potencial anómalo $T = W - U$ es una función armónica, puede ser expandido en series de armónicos esféricos (ec: 2-267, pg 97, Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006):

$$T(r, \vartheta, \lambda) = \sum_{l=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{l+1} T_l(\vartheta, \lambda) \quad \text{Ec. 1.3}$$

Siguiendo el desarrollo de la Ec. 1.1 podemos expresar a la Ec.1.3 como:

$$T(r, \vartheta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{l=0}^{l_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^l \sum_{m=0}^l P_{lm}(\sin \varphi) (C_{lm}^T \cos m\lambda + S_{lm}^T \sin m\lambda) \quad \text{Ec. 1.4}$$

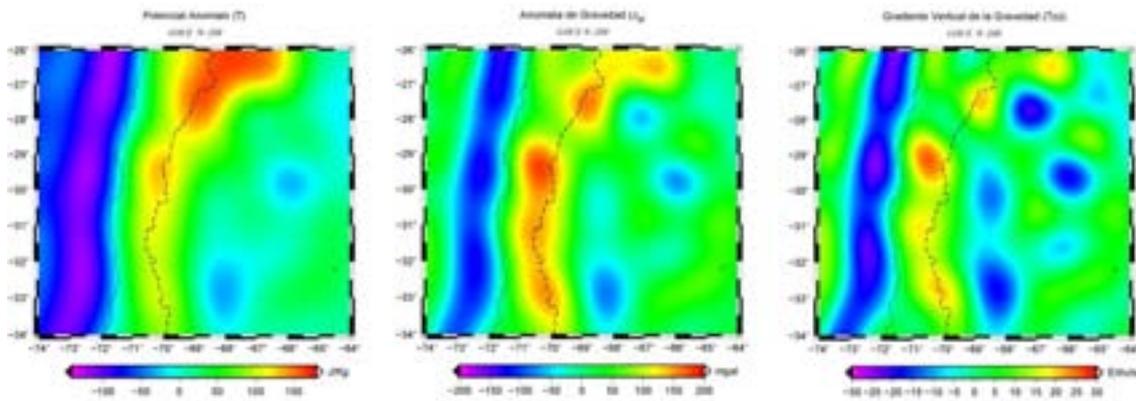


Figura 1.8: Productos obtenidos por medio del cálculo (con el software creado por Janak y Sprlak, 2006) a partir del modelo de gravedad global expresado en un conjunto de coeficientes en armónicos esféricos. De izquierda a de recha: Potencial anómalo, a partir del mismo (su primera derivada más un termino de corrección) la anomalía de gravedad y a partir de su segunda derivada (en este caso en la dirección de la vertical) el gradiente vertical de la gravedad.

A partir del potencial anómalo se pueden obtener distintas cantidades derivadas (Fig. 1.8) como ser: el **Geoide**: $N = T/\gamma$ (siguiendo la Fórmula de Bruns), **la Anomalía de Gravedad** (primera derivada espacial del potencial anómalo más un término de corrección, Barthelmes, 2009) y **el Tensor de Gradiente Gravimétrico o tensor de**

Marussi (obtenido como las segundas derivadas de l potencial anómalo, Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006).

1.3.2.1. ANOMALÍA DE GRAVEDAD (Ga)

La anomalía de gravedad generalizada Δ_g de acuerdo a la teoría de Molodensky (Molodensky *et al.*, 1962; Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006), explicado por Barthelmes (2009), es la magnitud de la gravedad, g , en un punto dado (h, λ, ϕ) menos la gravedad normal, γ , a la misma longitud y latitud, pero a la altura elipsoidal $h - \zeta_g$ donde ζ_g es la anomalía de altura generalizada:

$$\Delta g(h, \lambda, \phi) = |\nabla W(h, \lambda, \phi)| - |\nabla U(h - \zeta_g, \phi)| \quad \text{con } h \geq h_t \quad \text{Ec. 1.5}$$

$$\Delta_g(h, \lambda, \phi) = g(h, \lambda, \phi) - \gamma(h - \zeta_g, \phi) \quad \text{Ec. 1.6}$$

La altura h es asumida sobre o fuera de la superficie terrestre, es decir $h \geq h_t$, por ello la anomalía de gravedad es una función en el espacio fuera de las masas. De esta forma la gravedad observada en la superficie terrestre puede ser utilizada sin la necesidad de calcular una prolongación descendente ni una reducción (Barthelmes, 2009).

La anomalía de gravedad reducida por topografía, explicada por Barthelmes (2009), es la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad del elipsoide de referencia y que al mismo tiempo no contiene el efecto de las masas sobre el geoid. Utilizando un modelo digital del terreno de la tierra, y una hipótesis de distribución de densidades, el potencial V_t puede ser calculado aproximadamente (Barthelmes, 2009). De esta forma, la anomalía de gravedad reducida por topografía es:

$$\Delta_{g_{tr}}(h, \lambda, \phi) = |\nabla[W(h, \lambda, \phi) - V_t(h, \lambda, \phi)]| - |\nabla U(h - \zeta_g, \phi)| \quad \text{Ec. 1.7}$$

Donde W es el potencial real en un punto dado (h, λ, ϕ) , V_t es el potencial de gravedad de la topografía en el mismo punto, y U es la gravedad del potencial de referencia a la misma longitud y latitud pero a la altura $h - \zeta_g$ (véase Barthelmes (2009) para una revisión).

1.3.2.2. TENSOR DE GRADIENTE GRAVIMÉTRICO (TGG)

El tensor de Marussi (M) está compuesto por cinco elementos independientes y es obtenido como la segunda derivada de l potencial a nómal (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006; Rummel *et al.*, 2011):

$$TGG = M = \nabla^2 T \quad \text{Ec. 1.8}$$

$$M = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 T}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 T}{\partial x \partial z} \\ \frac{\partial^2 T}{\partial y \partial x} & \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} & \frac{\partial^2 T}{\partial y \partial z} \\ \frac{\partial^2 T}{\partial z \partial x} & \frac{\partial^2 T}{\partial z \partial y} & \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \end{bmatrix} \quad \text{Ec. 1.9}$$

En un sistema de coordenadas esférico, las componentes del tensor de Marussi $\underline{M} = (M_{ij})$ están dadas por Tscherning (1976) y pueden ser resueltas numéricamente utilizando cualquiera de los tres métodos que se mencionarán en la Sección 1.3.3.1 (véase Grombein *et al.*, 2010, 2013)

$$M_{11} = \frac{1}{r^2} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial \varphi^2} + r \frac{\partial T}{\partial r} \right) \quad \text{Ec. 1.10}$$

$$M_{12} = \frac{1}{r^2 \cos \varphi} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial \varphi \partial \lambda} + \tan \varphi \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right) = M_{21} \quad \text{Ec. 1.11}$$

$$M_{13} = \frac{1}{r} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial \varphi \partial r} - \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial \varphi} \right) = M_{31} \quad \text{Ec. 1.12}$$

$$M_{22} = \frac{1}{r^2 \cos^2 \varphi} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial \lambda^2} + r \cos^2 \varphi \frac{\partial T}{\partial r} - \cos \varphi \sin \varphi \frac{\partial T}{\partial \varphi} \right) \quad \text{Ec. 1.13}$$

$$M_{23} = \frac{1}{r \cos \varphi} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r \partial \lambda} - \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial \lambda} \right) = M_{32} \quad \text{Ec. 1.14}$$

$$M_{33} = \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} \quad \text{Ec. 1.15}$$

En donde $T[r, \varphi, \lambda]$ es el potencial anómalo, r la distancia radial, y φ, λ la latitud y longitud respectivamente.

1.3.2.3. PRINCIPALES DIFERENCIAS ENTRE G_a Y T_{zz}

Si bien el tensor de Marussi y la anomalía de gravedad reflejan variaciones de densidad de la corteza, ellos delinear características subsuperficiales bien distintas (Braitenberg *et al.*, 2011a; Alvarez *et al.*, 2012). Para determinar cuál de ellos describe mejor una masa anómala, se generó un prisma esférico (Fig. 1.9) (Anderson, 1976; Heck y Seitz, 2007; Wild-Pfeifer, 2008) y se mapeó el gradiente vertical de la gravedad (T_{zz}) y la anomalía de gravedad (Fig. 1.10). Las dimensiones del prisma son de $1^\circ \times 1^\circ$ y 1.000 m de altura, y su densidad de $\rho=2,67 \text{ g/cm}^3$. El prisma está centrado en un cuadro de $2^\circ \times 2^\circ$ y 0 m de altura con una densidad de $\rho=1,027 \text{ g/cm}^3$. La altura de cálculo es de 7.000 m y está hecho en coordenadas esféricas.

Como se puede observar en la figura 1.10 (izq.) el T_{zz} está centrado en la masa y presenta una señal positiva sobre el cuerpo, y una pequeña franja de amplitud negativa a lo largo de los bordes. La anomalía de gravedad (Fig. 1.10, de r.) también se encuentra centrada sobre la masa, pero presenta un patrón más amplio y no muestra el rango de valores negativos sobre los bordes del cuerpo, tal como lo expuesto por Braitenberg *et al.* (2011a). Esto demuestra que el T_{zz} de limita de una manera más adecuada la posición de la masa anómala.

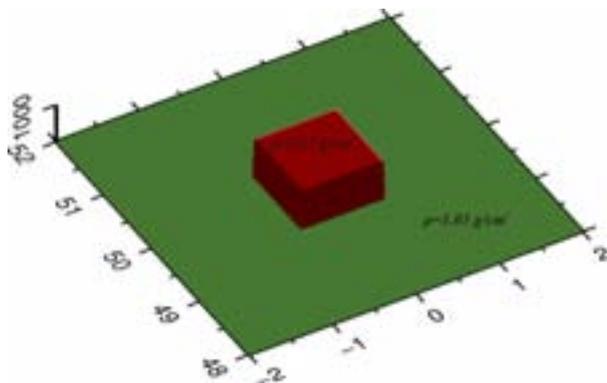


Figura 1.9: Modelo sintético de $1^\circ \times 1^\circ \times 1 \text{ km}$ con una densidad de que presenta un contraste de densidad de 1.64 g/cm^3 con el material circundante.

Cuando ambas cantidades son calculadas para las masas terrestres, se resaltan características geológicas equivalentes en forma diferente y complementaria (Braitenberg *et al.*, 2011a; Alvarez *et al.*, 2012). El T_{zz} resalta las heterogeneidades de masa cuando el contraste de densidad es elevado, especialmente en corteza superior, sin

embargo, la anomalía es más eficaz cuando el contraste de densidad es relativamente bajo y las estructuras geológicas resaltadas son profundas; en este caso el T_{zz} pierde resolución (Alvarez *et al.*, 2012).

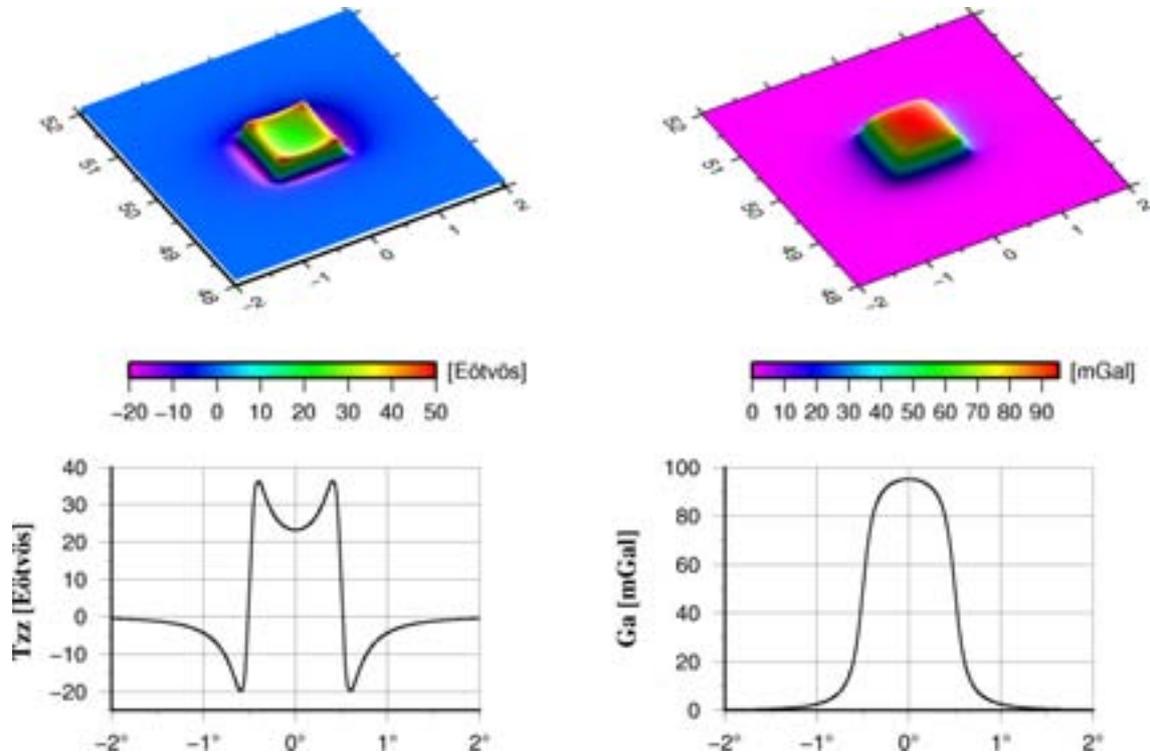


Figura 1. 10: Comparación entre el gradiente vertical de gravedad (T_{zz} , I_z q.) y la anomalía gravimétrica (G_a , der.) generados utilizando un modelo sintético de $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ km (Fig. 1.9). El T_{zz} resalta mejor la localización de los bordes y vértices del cuerpo. La G_a presenta un patrón más suavizado, tal como se puede observar en los perfiles.

1.3.2.4. MODELO SINTÉTICO DE DOS CUERPOS

En esta sección presentamos un modelo sintético de dos cuerpos con un contraste de densidad de $0,32 \text{ g/cm}^3$. Este modelo sintético, simula una situación particular en la cual se pone en contraste dos estructuras con diferentes litologías y un contraste de densidad asociado.

El cuerpo de menor densidad ($2,35 \text{ g/cm}^3$) se encuentra ubicado entre 0° y -1° de longitud y entre 49° y 51° de latitud, con una profundidad de -4.500 m y 500 m de altura (prisma verde en la Fig. 1.11). El cuerpo de mayor densidad ($2,67 \text{ g/cm}^3$) se encuentra

ubicado entre 0° y 1° de longitud y entre 49° y 51° de latitud, con una profundidad de -5.000m y 3.000m de altura (prisma marrón en la Fig. 1.11). Para este modelo sintético se calculo el efecto topográfico directo que genera sobre el Tzz y sobre la Ga (Fig. 1.12), aproximándolo por medio de prismas esféricos (Uieda *et al.*, 2010).

Como podemos apreciar en la Figura 1.12, el gradiente vertical de la gravedad nuevamente permite establecer de manera directa la zona de contacto. La anomalía, si bien presenta un cambio importante de magnitud presenta una transición continua lo que no nos permite inferir la correcta ubicación del contacto.

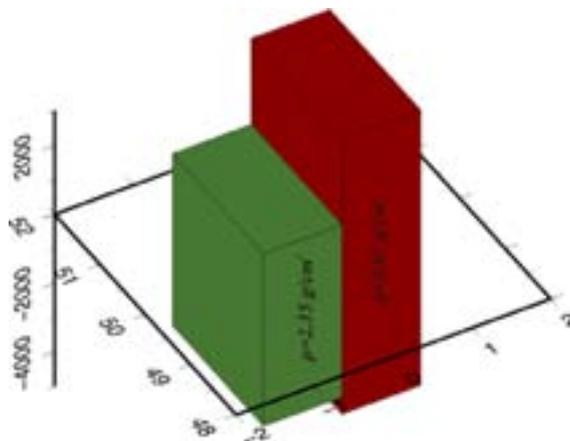


Figura 1.11. Modelo sintético de dos cuerpos. El cuerpo de menor densidad (prisma verde) se encuentra ubicado entre 0° y -1° de longitud y entre 49° y 51° de latitud, con una profundidad de -4.500m y 500m de altura. El cuerpo de mayor densidad (prisma marrón) se encuentra ubicado entre 0° y 1° de longitud y entre 49° y 51° de latitud, con una profundidad de -5.000m y 3.000m de altura. El contraste de densidad es de $0,32\text{ g/cm}^3$.

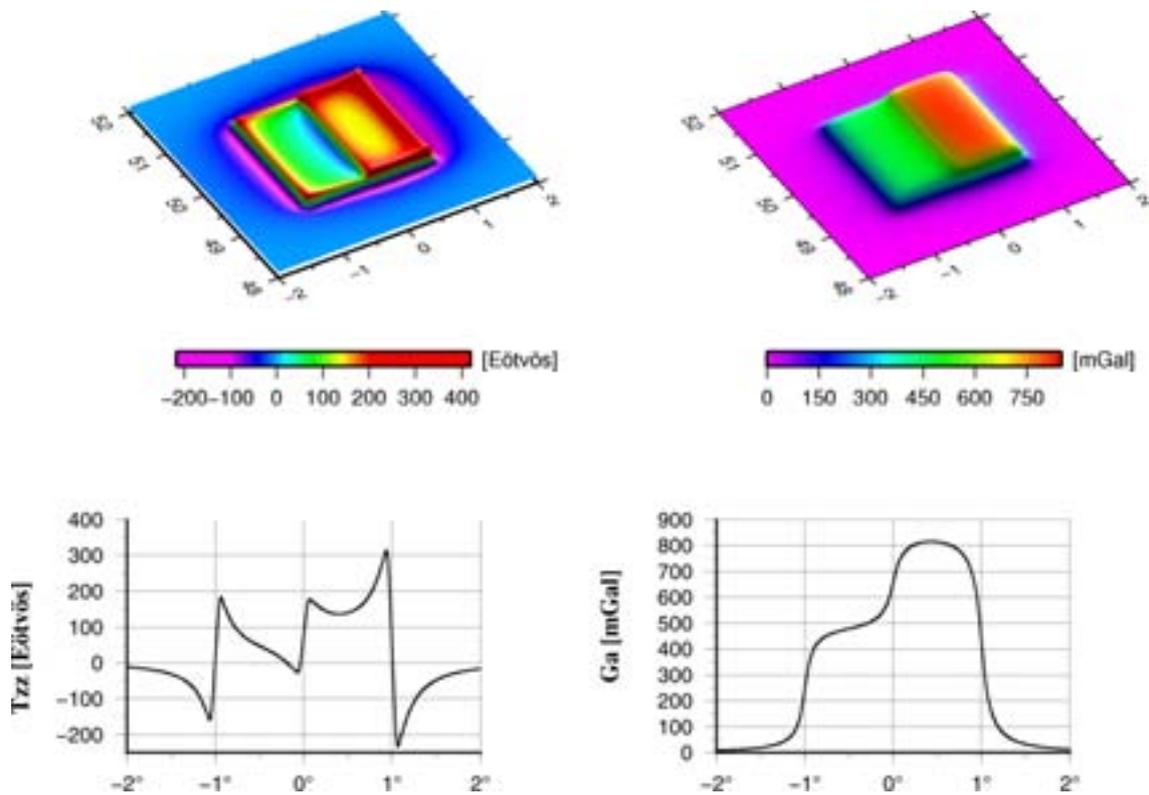


Figura 1.12. Gradiente vertical de la gravedad (T_{zz} , I_{zq}) y anomalía de gravedad (G_a , $Der.$) generados utilizando por el modelo sintético de dos cuerpos (Fig. 1.11). El T_{zz} resalta mejor la localización de la zona de contacto entre ambos cuerpos mientras que la G_a presenta una pendiente mas suavizada.

1.3.3. CALCULO DEL EFECTO TOPOGRAFICO

Para las determinaciones del geoid, el efecto topográfico debe ser eliminado de los observables del satélite, y de esta forma poder establecer al geoid como una superficie de referencia (Forsberg y Tscherning, 1997). Con los nuevos modelos satelitales se pueden realizar modelados litosféricos a escala regional, para ello, es necesaria la reducción de la masa topográfica, ya que la señal gravimétrica generada por la topografía enmascara la señal litosférica. El efecto generado por las masas topográficas sobre el campo de gravedad y sus derivadas puede ser calculado de acuerdo a la ley de la gravitación universal de Newton.

Para el cálculo del efecto topográfico, es necesario conocer la topografía alrededor de cada punto de cálculo. Para esto, las masas topográficas son subdivididas en cuerpos

elementales, para los cuales existe una solución cerrada de las integrales de masa (Torge, 2001). Ha sido demostrado por Molodensky (1945), que la superficie física de la tierra puede ser determinada solamente a partir de mediciones geodésicas sin tener en cuenta una hipótesis pre determinada de la distribución de densidades dentro de la misma. Sin embargo, se debe asumir una densidad media para calcular la contribución topográfica. Los prismas esféricos de densidad constante (e. j. tesoroides) son especialmente apropiados ya que son fáciles de obtener por medio de simples transformaciones a partir de modelos de elevación digital del terreno (DEM). Para ello, el efecto de cada componente de masa puede ser calculado por separado, y luego todos los efectos individuales pueden ser sumados para calcular el efecto topográfico total (Heck y Seitz, 2007).

En el presente trabajo se presenta un programa que implementa la metodología más moderna utilizada para la corrección del efecto topográfico de los modelos satelitales. El método presentado utiliza prismas esféricos en un sistema de coordenadas esféricas, permitiendo de esta forma tener en cuenta la curvatura terrestre. Al utilizar una solución esférica se elimina el error inducido por aplicar una solución plana, haciendo que la aproximación sea más exacta; volviendo al método muy útil especialmente para cálculos a escala regional (Uieda *et al.*, 2010). Esto permite aprovechar al máximo la potencialidad de la cobertura regional de los nuevos datos satelitales (Bouman *et al.*, 2013).

1.3.3.1. GRADIENTES DE GRAVEDAD PARA LOS TESEROIDES

Un teseroide (Fig. 1.13) es un cuerpo elemental limitado por líneas de grilla geográficas en una superficie de referencia elipsoidal (o esférica) y superficies de altura elipsoidal (o esférica) constante (Anderson, 1976; Heck y Seitz, 2007). Las superficies limitantes de un teseroide (Fig. 1.13) consisten de un par de superficies de altura elipsoidal constante ($h_1 = \text{cte.}$, $h_2 = \text{cte.}$), un par de planos meridionales ($\lambda_1 = \text{cte.}$, $\lambda_2 = \text{cte.}$), y de un par de conos circulares coaxiales ($\varphi_1 = \text{cte.}$, $\varphi_2 = \text{cte.}$). En la mayoría de los casos, una aproximación esférica del teseroide elipsoidal entrega buenos resultados (Novák y Grafarend, 2005; Heck y Seitz, 2007). Despreciando la elipticidad de la superficie de referencia, el par de superficies de altura elipsoidal constante (h_1 , h_2) consiste de esferas

concéntricas con radio $r_1 = R + h_1$ y $r_2 = R + h_2$ en donde R es el radio de la esfera equivalente.

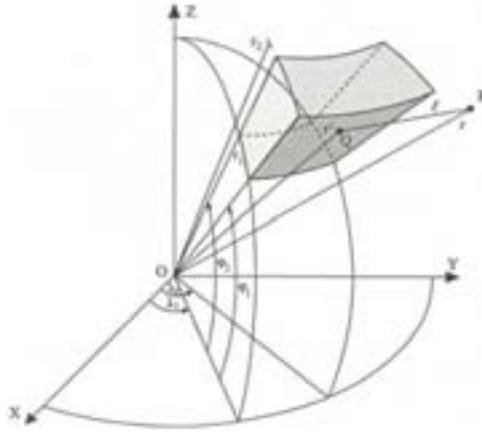


Figura 1.13: Geometría del Teseroide (prisma esférico) en un sistema de coordenadas global (Kuhn, 2000).

El potencial de las masas puede ser descrito por la integral de Newton en coordenadas esféricas (Heiskanen y Moritz, 1967; Blakely, 1995):

$$V_{(P)} = G \iiint_{\Omega} \frac{\rho}{l} d\Omega \quad \text{Ec. 1.16}$$

$$l = \sqrt{r^2 + \xi^2 - 2r\xi \cos \psi} \quad \text{Ec. 1.17}$$

$$\cos \psi = \sin \varphi \sin \varphi' + \cos \varphi \cos \varphi' \cos(\lambda - \lambda') \quad \text{Ec. 1.18}$$

En donde (r, φ, λ) son las coordenadas esféricas del punto de cálculo P , $(\xi, \varphi', \lambda')$ son las coordenadas esféricas del punto de integración Q de la variable relacionada a un sistema de referencia terrestre, l es la distancia Euclídea entre dos puntos, y ψ es el ángulo entre la posición de los vectores P y Q . La constante de gravitación universal es $G = 6.673 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg s}^2$ (Wild-Pfeifer, 2008), ρ es la densidad de masa local, y $d\Omega = \xi^2 d\xi d\sigma$ es el elemento de volumen. Para discretizar las masas topográficas, se debe realizar la segmentación en elementos de volumen Ω_i en donde la densidad ρ_i se asume como constante. Entonces, el potencial de un teseroide es:

$$V(P) = G \sum_i \rho_i \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{r_1}^{r_2} \frac{d\Omega}{l} \quad \text{Ec. 1.19}$$

Esta integral triple del potencial gravitacional y sus primeras y segundas derivadas no tiene soluciones analíticas. Para resolver esta integral triple, se deben aplicar métodos numéricos utilizando uno de los tres métodos siguientes (Asgharzadeh *et al.*, 2007; Wild-Pfeifer, 2008; Grombein *et al.*, 2010):

- 1°) Una expansión del núcleo de la integral en series de Taylor.
- 2°) El método de la cuadratura de Gauss-Legendre (GLQ) en 3D.
- 3°) Dividiendo la integral en una integral unidimensional sobre el parámetro radial ξ , para la cual existe una solución analítica, y una integral esférica 2D, la cual es resuelta aplicando el método GLQ.

El software *Tesseroids* (Uieda *et al.*, 2010) realiza el cálculo directo de los componentes del tensor de gradiente gravimétrico por medio del método GLQ. El elemento geométrico usado en el proceso de modelado es un prisma esférico o tesoide (Anderson, 1976; Heck y Seitz, 2007; Wild-Pfeiffer, 2008) y sirve para el cálculo del efecto directo utilizando modelos geométricos basados en ellos. Este nuevo software es de especial interés para el estudio de grandes áreas, en donde la aproximación de tierra plana puede tener sus limitaciones. En este caso, por el contrario, el modelado puede ser realizado con prismas esféricos para tener en cuenta la curvatura terrestre (Uieda *et al.*, 2010) tal como se expuso anteriormente.

1.3.3.2. IMPLEMENTACIÓN COMPUTACIONAL

El programa realizado durante el desarrollo de esta tesis “*DEM2tess*” permite convertir un modelo de elevación digital del terreno expresado en un sistema de coordenadas geodésico (λ_1, φ_1, h) en un conjunto de tesooides (elementos de masa) de densidad constante que son expresados en un sistema de coordenadas geocéntrico. Este programa (*DEM2tess*) fue desarrollado en el lenguaje de programación C++. El archivo de entrada es un modelo de elevación topográfico (DEM), que debe estar en un formato organizado en columnas de longitud, latitud y cota, separados por espacio. El archivo de salida, tiene un formato adecuado para utilizar el programa *Tesseroids* (Uieda *et al.*, 2010), al cual lo modificamos (*Tesseroids-V2*) para poder calcular el potencial anómalo y el

TGG generado por la topografía, ya que la versión original sólo permitía trabajar con modelos geométricos o sintéticos definidos a priori por el usuario. El programa original (*Tesseroids*) calcula las componentes del tensor de gradiente gravimétrico con órdenes n , m , φ , y p_r de la adstratura de Gauss-Legendre (GLQ), inicializadas a priori por el usuario. La modificación del programa consiste en la variación del orden del GLQ en función de la distancia entre el tesoide y el punto de cálculo para optimizar la velocidad de procesamiento, y las adecuaciones pertinentes a la entrada del DEM.

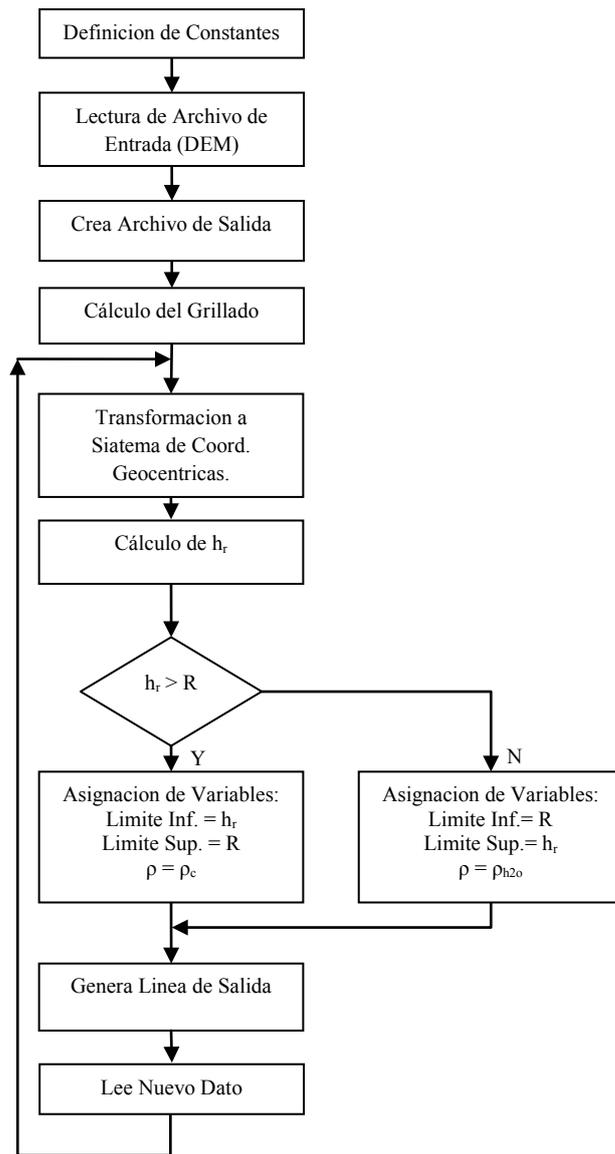


Figura 1.14: Diagrama de flujo del software DEM2tess.

El programa comienza leyendo el archivo de entrada y calculando el espaciado de la grilla en longitud y latitud:

$$\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1 \quad \text{Ec. 1.20}$$

$$\Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1 \quad \text{Ec. 1.21}$$

Luego, se realiza la transformación de un sistema de coordenadas geográfico a un sistema de coordenadas geocéntrico de acuerdo a la siguiente ecuación (Torge, 2001):

$$\bar{\varphi}_i = \tan^{-1} \left[\left(\frac{b}{a} \right)^2 \tan \varphi_i \right] \quad \text{Ec. 1.22}$$

En donde φ_1 y φ_2 se convierten a $\bar{\varphi}_1$ y $\bar{\varphi}_2$ respectivamente, por medio de la ecuación 1.22, $a = 6378137 \text{ m}$ es el radio ecuatorial terrestre, y $b = 6356752,3141 \text{ m}$ es el radio del semieje menor terrestre, y H_R es obtenido como:

$$h_R = R + h \quad \text{Ec. 1.23}$$

En donde: h es la altura elipsoidal o altura con respecto al nivel medio del mar (cota) para cada punto y $R = 6371000 \text{ m}$ es el radio medio terrestre.

Si h_R es mayor que R , el punto actual es mayor en cota que el nivel del mar y corresponde a la topografía, por lo la densidad del teseroide correspondiente es considerada como la densidad media de la corteza $\rho_c = 2670 \text{ kg/m}^3$. El límite superior de la altura elipsoidal del teseroide es $h_s = h_R$, y el límite inferior es $h_i = R$. Caso contrario, si h_r es menor que R , la densidad del teseroide es igual a la densidad oceánica media $\rho_o = 1030 \text{ kg/m}^3$. El límite superior de la altura elipsoidal del teseroide es $h_s = R$, y el límite inferior es $h_i = h_r$. De esta forma, el tamaño y densidad es obtenido para cada teseroide. Se genera una nueva línea de salida $(\lambda_1, \lambda_2, \varphi_1, \varphi_2, h_s, h_i, \rho)$. De esta forma, la grilla topográfica completa es transformada en un conjunto de teseroides de densidad constante (Fig. 1.14).

1.4. CÁLCULO Y RESULTADOS

1.4.1. CÁLCULO DE LOS TGG PARA UNA TOPOGRAFÍA SINTÉTICA CONVERTIDA A TESEROIDES

Se generó una topografía sintética de $10^\circ \times 10^\circ$ con un prisma central de altura constante y $1'$ de espaciado de grilla. Las dimensiones del prisma son de $1^\circ \times 1^\circ$ con 1 km de altura centrado en la latitud de 50° N y longitud 0° (Fig. 1.15).

Esta topografía sintética fue transformada en un conjunto de tesseroides utilizando el programa *DEM2tess*. La salida de este programa fue utilizada como datos de entrada para el programa *Tesseroids-V2*, utilizando $n_\lambda=m_\phi=p_r=8$ para el cálculo en condiciones de normales. Sin embargo, cuando el punto de cálculo se encuentra distante del punto de integración el programa utiliza $m_\lambda=m_\phi=p_r=2$ para optimizar de esta manera el tiempo de proceso.

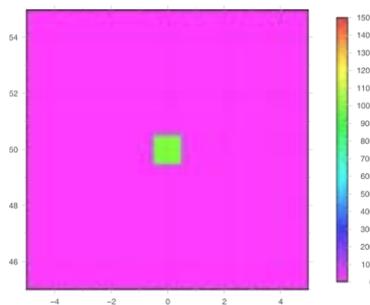


Figura 1.15: Prisma de $1^\circ \times 1^\circ$ con 1 km de altura centrado en la latitud de 50° N y longitud 0 , que simula una topografía sintética.

Los componentes del TGG son mostrados en la figura 1.16. Se utilizó una altura de 250 km para el punto de cálculo Q para determinar el efecto a la altura de la órbita del satélite GOCE.

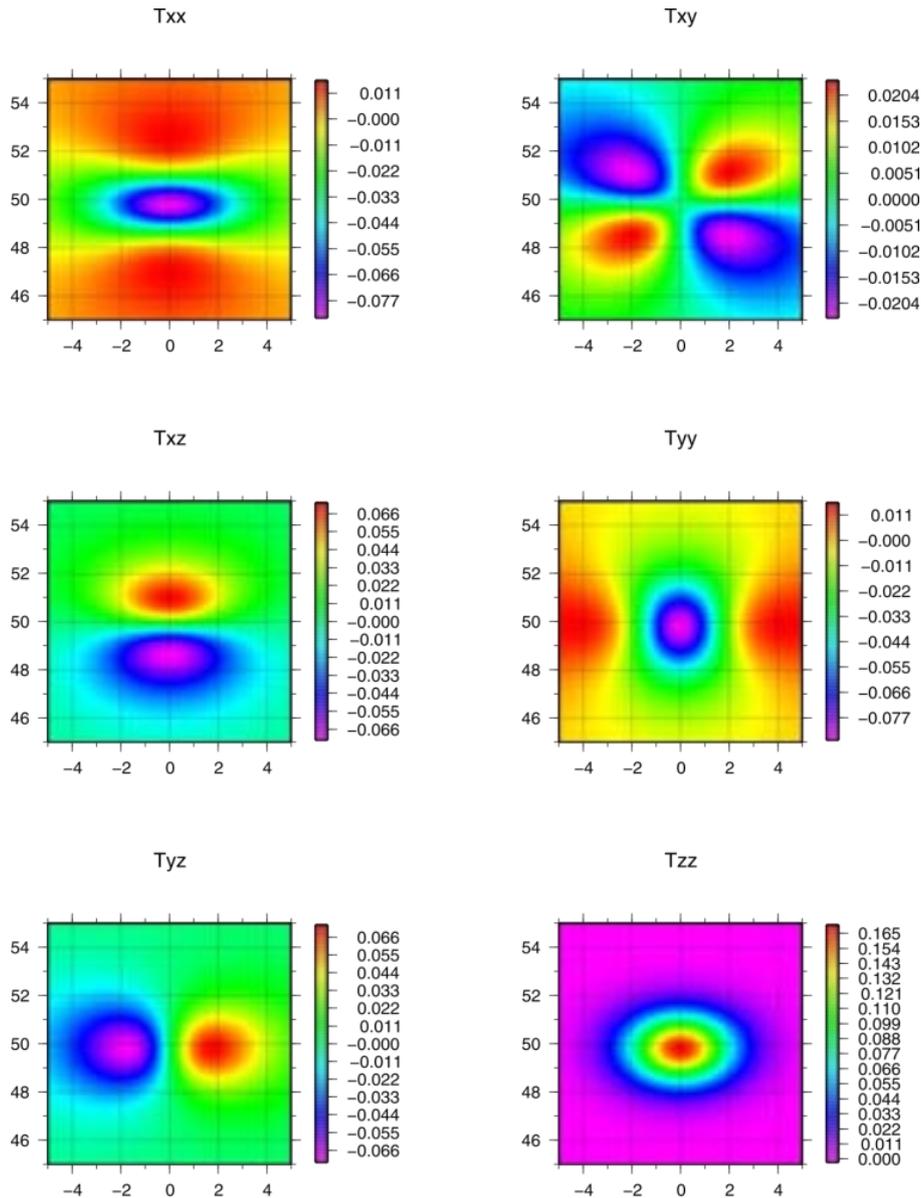


Figura 1.16. TGG generado utilizando una topografía sintética de $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ km, $n_\lambda = m_\phi = p_r = 8$, y una altura de cálculo de 250 km; calculado con el programa Tesseroids-V2 luego de transformar la topografía sintética en tesseroides con el programa DEM2tess, el cual utiliza prismas esféricos para el cálculo. La escala está en Eötvös.

1.4.2. CALCULO DEL TGG PARA UN TESEROIDE

Para evaluar los resultados y el tiempo de proceso, se generó un teseroide de $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ km de altura centrado a 50° N y 0° para que tuviera las mismas características que el prisma topográfico. Este teseroide único, se dividió en otros más pequeños utilizando el

programa *divmod* (el cual permite dividir cada teseroide de un modelo sintético en otros de menores dimensiones, Uieda *et al.*, 2010) para obtener mayor precisión en los cálculos. Con el conjunto de teseroides obtenidos se calculó el TGG (Fig. 1.17) utilizando el programa original de *Tesseroids* (Uieda *et al.*, 2010), con los valores $n_\lambda = m_\phi = p_r = 8$.

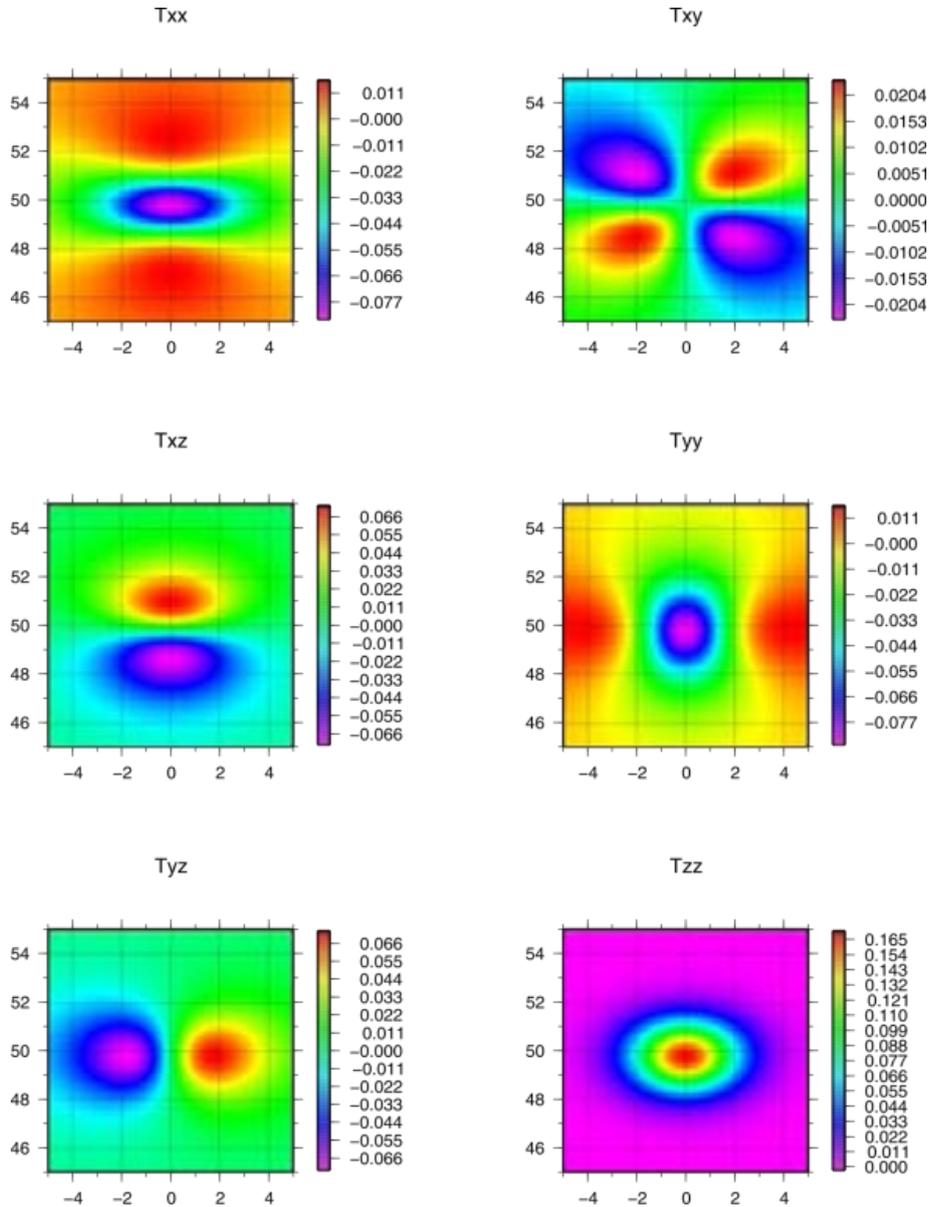


Figura 1.17. TGG generado utilizando un teseroide de $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ km, $n_\lambda = m_\phi = p_r = 8$, y una altura de cálculo de 250 km; calculado con el programa *Tesseroids* (Uieda *et al.*, 2010), el cual utiliza prismas esféricos para el cálculo. La escala está en Eötvös

1.4.3. CALCULO DEL TGG PARA UNA TOPOGRAFÍA SINTÉTICA CON PRISMAS RECTANGULARES

Por otro lado, utilizando el prisma topográfico que simula una topografía sintética, se calculó el efecto sobre el TGG pero con el programa *TC* (Forsberg, 1984) que realiza el cálculo por medio de prismas rectangulares (Nagy, 1966; Nagy *et al.*, 2000) en lugar de prismas esféricos. Los parámetros estadísticos para la diferencia en ambas componentes del Tzz son: *diferencia máxima* = 0.0161 Eötvös, *diferencia promedio* = 0.00172 Eötvös, *desviación estándar* = 0.00327 Eötvös.

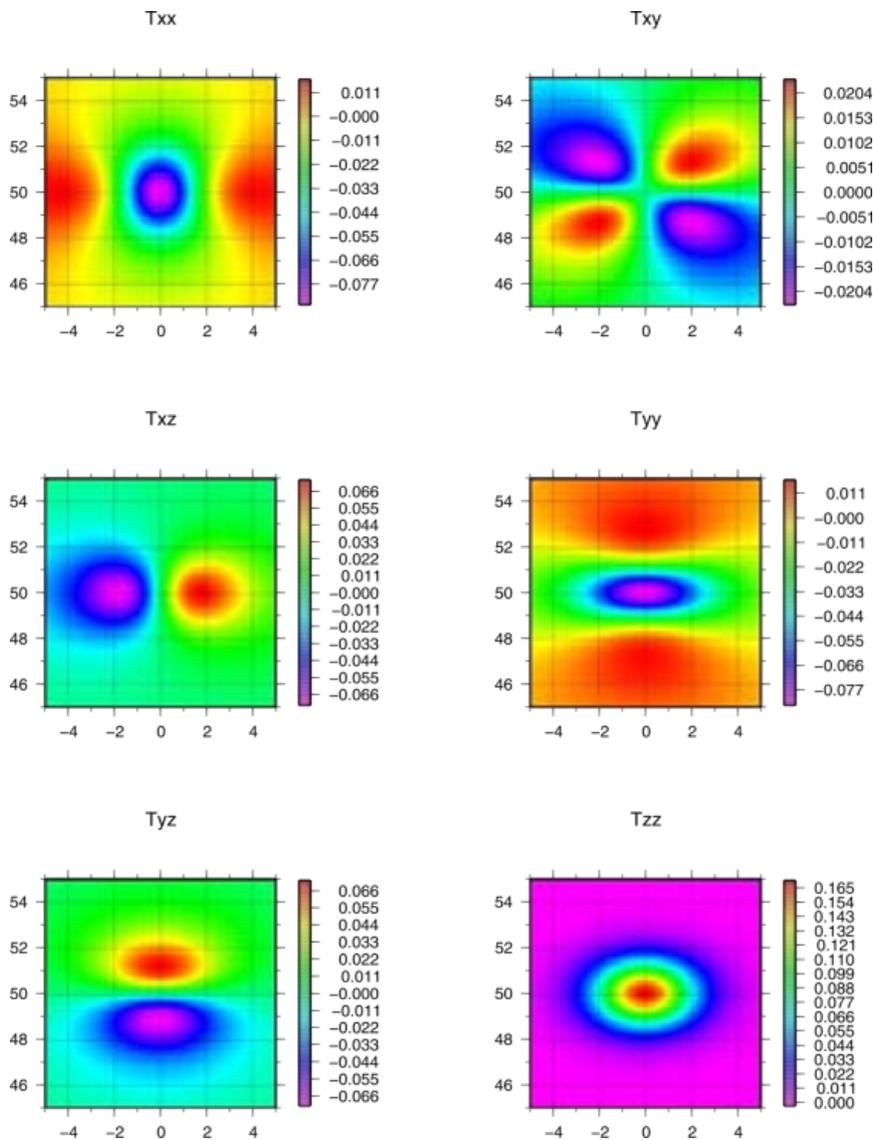


Figura 1.18. TGG generado utilizando una topografía sintética de $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ km y una altura de cálculo de 250 km; calculado con el programa *TC* (Forsberg, 1984), el cual utiliza prismas rectangulares para el cálculo. La escala está en Eötvös

El TGG obtenido se presenta en la figura 1.18. La componente X del programa *Tesseroids* se ubica en la dirección N-S, mientras que la componente Y en la dirección W-E. Por el contrario, la componente X del programa *TC* se ubica en dirección W-E, mientras que la componente Y está en dirección N-S. Es por ello, que el T_{xx} calculado con *Tesseroids* corresponde al T_{yy} calculado con el programa *TC*, y así sucesivamente para todas sus componentes. Teniendo en cuenta la consideración anterior y comparando los resultados se puede observar una gran consistencia entre los tres programas.

El programa *Tesseroids-V2* realizó el cálculo de las diferentes componentes del TGG para el prisma topográfico en un promedio de 4 minutos y 32 segundos, mientras que el programa *Tesseroids* original completó el mismo cálculo en un promedio de 4 horas y 13 minutos (Fig.1.19). Esta optimización es crítica para el paso siguiente que es el cálculo con una topografía real.

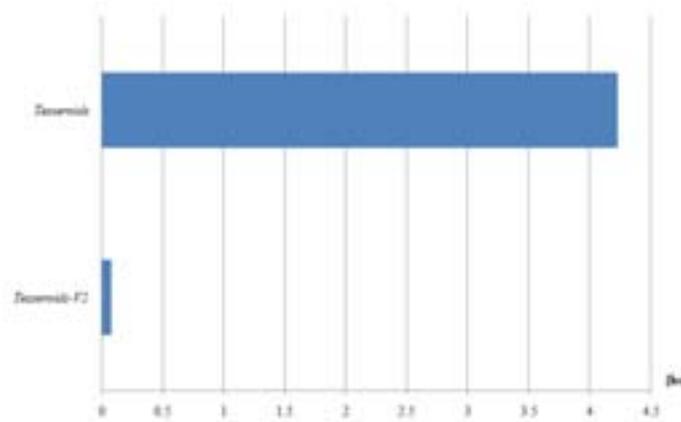


Figura 1.19: Comparación del tiempo de cálculo [hs] entre el software original (Uieda et al., 2010) y el software modificado (*Tesseroids-V2*) que permite el uso de modelos de elevación digital del terreno como archivo de entrada.

1.4.4. CALCULO SOBRE LAS MASAS TOPOGRAFICAS (7000 m)

El mismo cálculo fue realizado a menores alturas (Fig. 1.20) con el fin de analizar la diferencia entre ambos métodos con mayor detalle. Se eligió la altura de cálculo de 7.000 m ya que es la altura que se utilizara para el cálculo del efecto topográfico en la

región de estudio (sobre las masas topográficas). Los parámetros estadísticos para la diferencia entre ambas T_{zz} son: *diferencia máxima* = 24.633 Eötvös, *diferencia promedio* = 0.003495 Eötvös, *desviación estándar* = 0.9096 Eötvös. La diferencia entre cada componente correspondiente del TGG obtenido por medio de ambos métodos es mostrado en la figura 1.21 y 1.22.

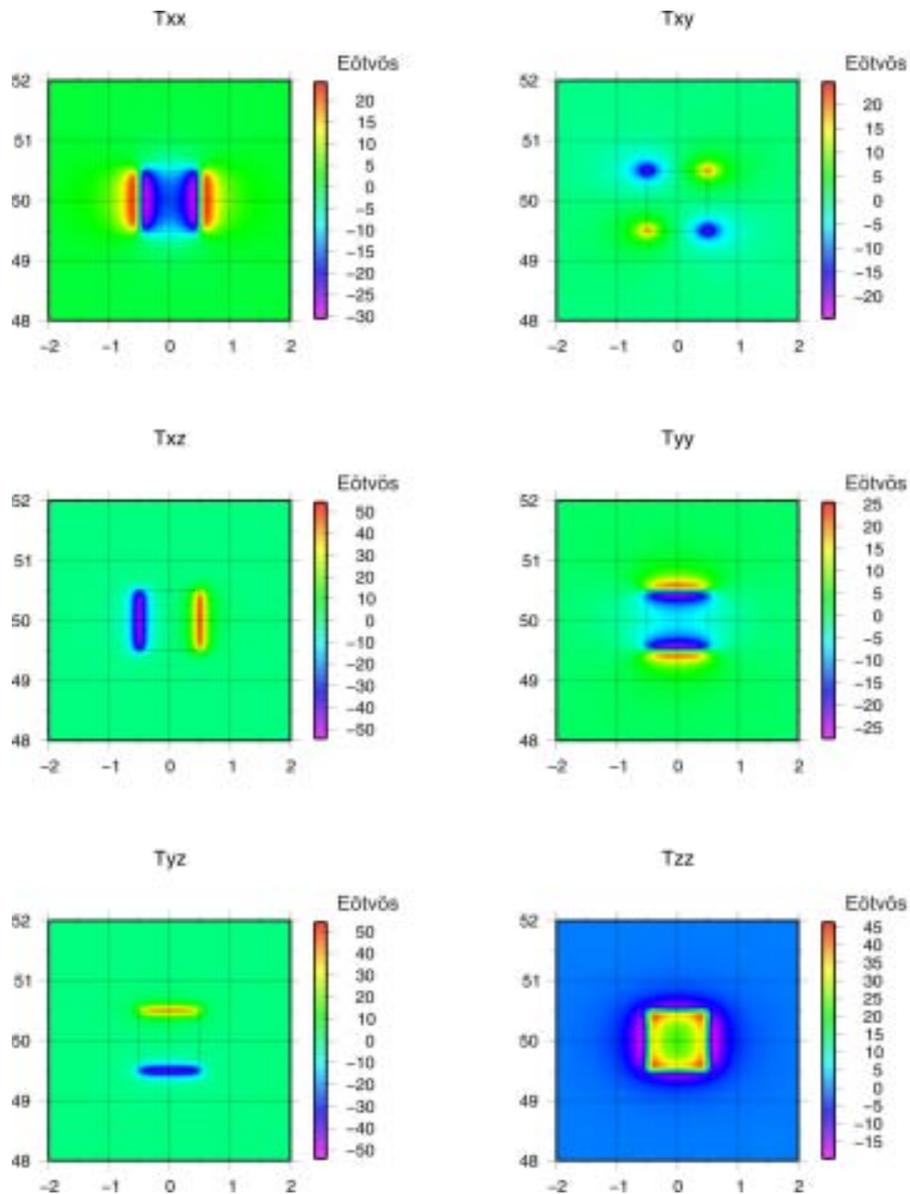


Figura 1.20: TGG generado utilizando un prisma topográfico de $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ km, a una altura de cálculo de 7000 m, calculado con el software Tesseroids (Uieda et al., 2010).

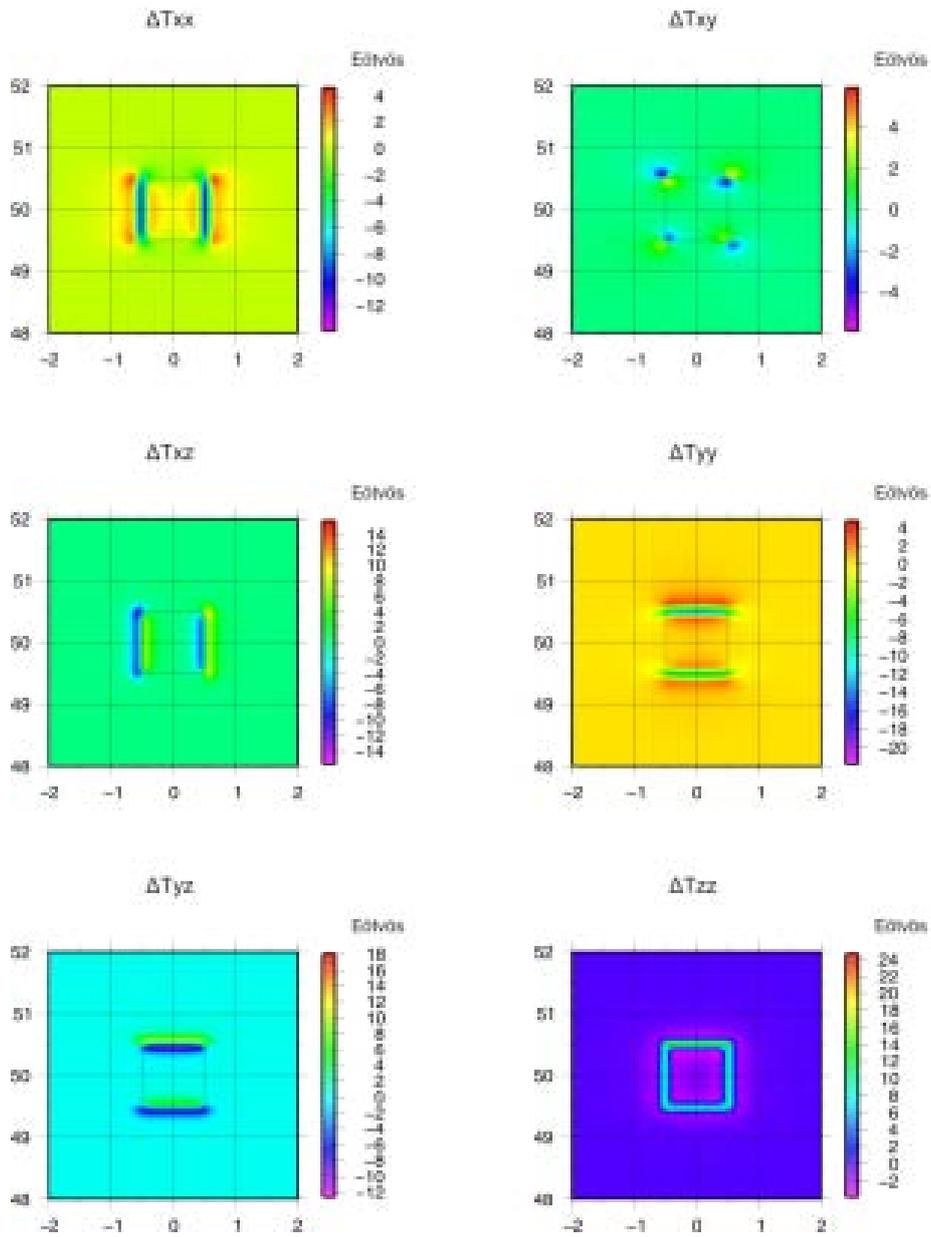


Figura 1.21: Diferencia entre cada componente de l TGG obtenido por m edio de l cálculo con el método de prismas rectangulares (Forsberg, 1984) menos el componente correspondiente obtenido por m edio de l método de prismas esféricos (Uieda et al., 2010).

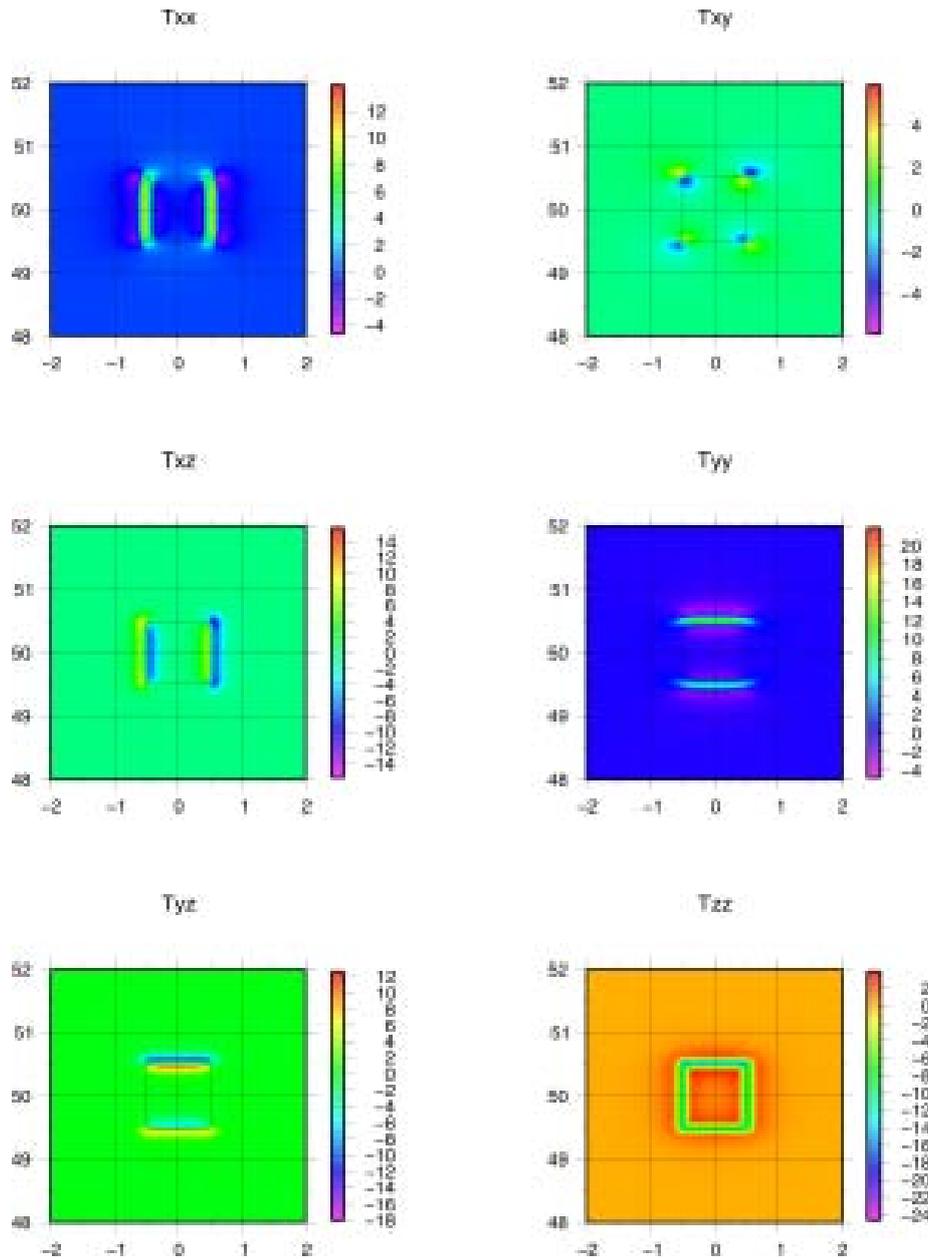


Figura 1.22: *Diferencia entre cada componente de la TGG obtenido por medio del cálculo con el método de prismas esféricos (Uieda et al., 2010) menos el componente correspondiente obtenido por medio del método de prismas rectangulares (Forsberg, 1984). La escala está en Eötvös*

Particularmente, para el T_{zz} se puede apreciar como el cálculo por medio de prismas rectangulares magnifica el efecto sobre los bordes y esquinas, presentando un efecto menor dentro del cuerpo (Fig. 1.23, Izq. Inf.). El cálculo con tesseroides, por el contrario, presenta un efecto mayor en el centro, diferencia que se hace mayor hacia los bordes internos del cuerpo (Fig. 1.23, Der. Inf.). El cálculo con tesseroides presenta un efecto

máximo mayor que el cálculo con prismas rectangulares. Fuera del cuerpo, el efecto calculado con prismas esféricos es menos negativo que el cálculo con prismas rectangulares. A partir de la comparación entre ambas técnicas concluimos que existe una leve mejora en la resolución para los cálculos por medio de tesoroides, es decir, el cálculo con prismas rectangulares magnifica de manera inapropiada el efecto sobre los bordes y esquinas).

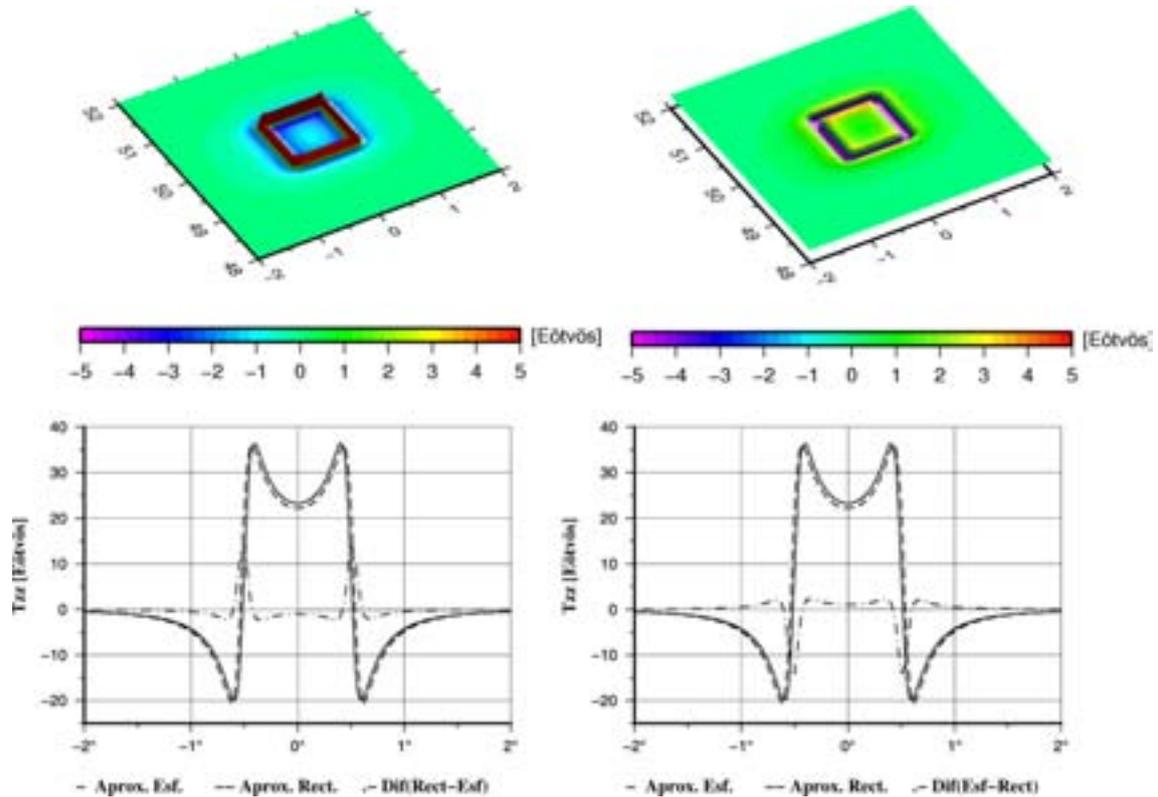


Figura 1.23 : Comparación entre el cálculo del T_{zz} con prismas rectangulares y con prismas esféricos para el modelo sintético de la Figura 1.9. Izq: Diferencia entre el T_{zz} obtenido utilizando una aproximación rectangular del modelo sintético menos el T_{zz} obtenido utilizando una aproximación esférica del modelo sintético. Der: Diferencia entre el T_{zz} con aproximación esférica menos aproximación rectangular.

1.4.5. CALCULO DEL TGG PARA UN DEM

La región entre las latitudes 26° S y 34° S y longitud 74° W y 64° W (Fig. 1.24) fue seleccionada para el cálculo del efecto topográfico sobre las componentes del TGG a la

altura a la cual orbita el satélite GOCE. El modelo digital del terreno utilizado fue el modelo de relieve global ETOPO1 que incluye batimetría (Amante y Eakins, 2008).

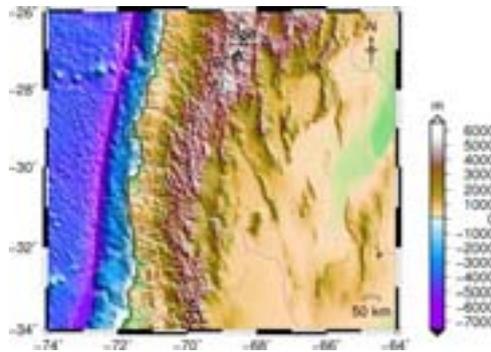


Figura 1.24: Modelo de elevación digital utilizado para el cálculo de efecto topográfico sobre las componentes del tensor de gradiente gravimétrico.

El modelo fue transformado en un conjunto de tesseroides utilizando el programa *DEM2tess*. Luego, las componentes del TGG fueron calculadas utilizando el programa *Tesseroids-V2* usando órdenes variables para el GLQ y 250 km para la altura de cálculo. Las componentes del TGG obtenidas para el DEM se muestran en la figura 1.25.

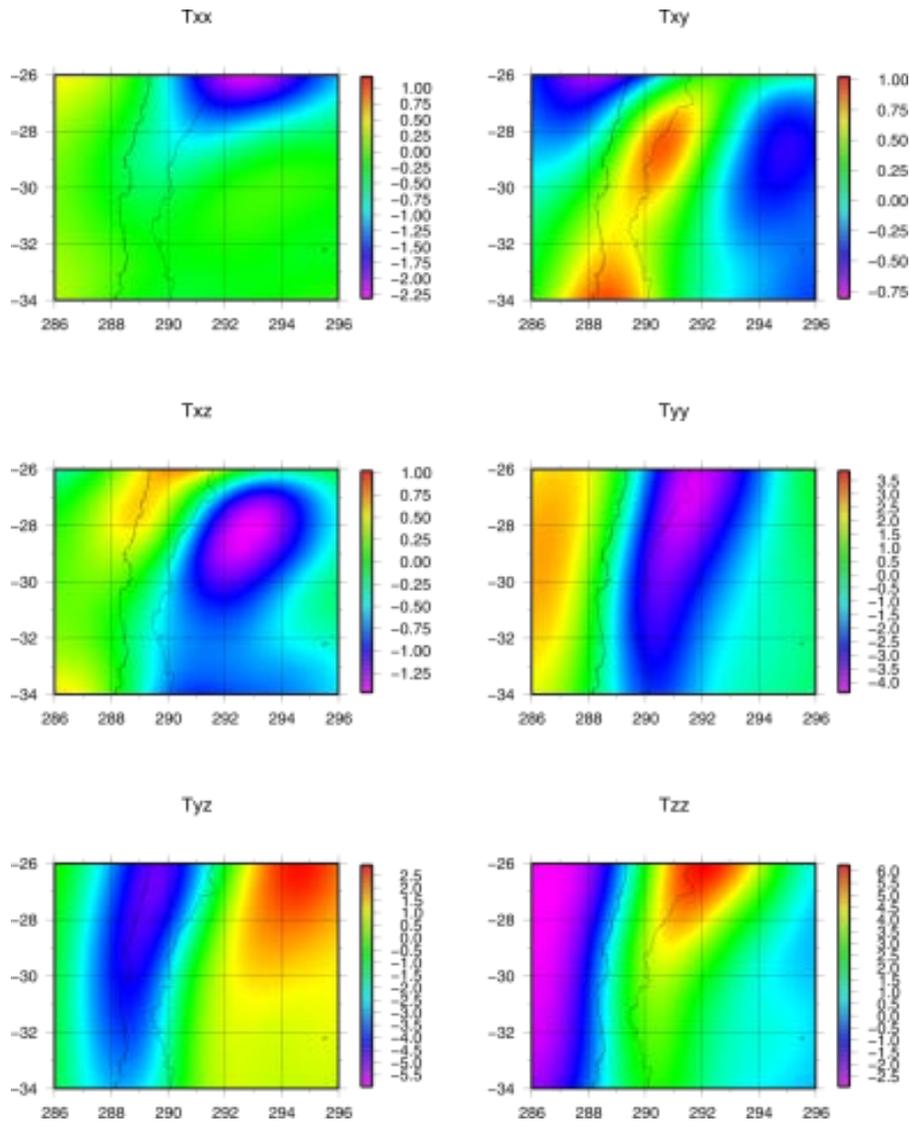


Figura 1.25: TGG para el DEM, calculado con el programa Tesseroids-V2 luego de convertir la topo-batimetría en tesseroides con el software DEM2tess. La escala está en Eötvös.

Para verificar los resultados se utilizó el programa Terrain Correction (TC, Forsberg, 1984) para calcular el TGG utilizando prismas rectangulares (Nagy, 1966; Nagy, 2000). Las componentes del TGG se muestran en la figura 1.26. Los parámetros estadísticos para la diferencia entre ambos Tzz son: *diferencia máxima* = -1.50765 Eötvös, *diferencia promedio* = -0.2870 Eötvös, *desviación estándar* = 0.4547 Eötvös.

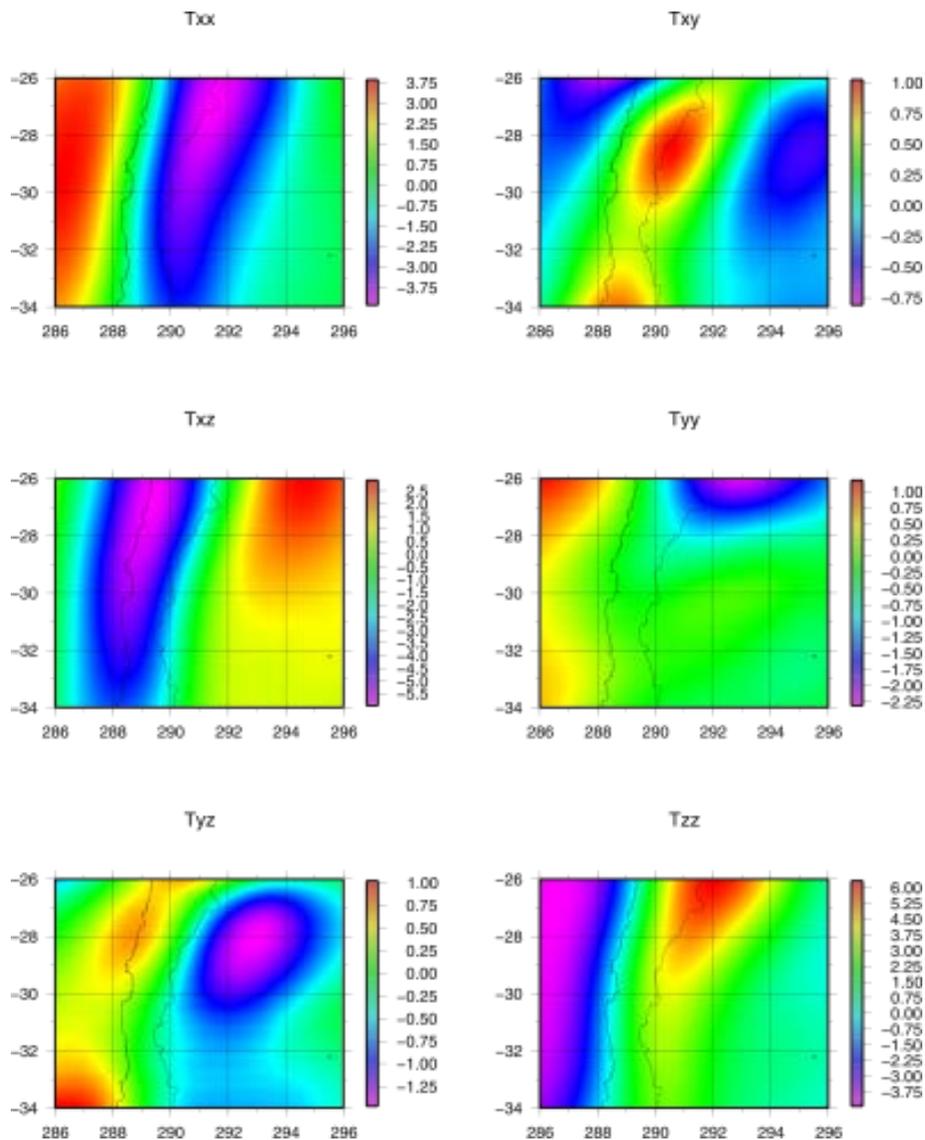


Figura 1.2 6: TGG c calculado con el software Terrain Correction (TC) que utiliza prismas rectangulares y una grilla gruesa y una fina para el cálculo (Forsberg, 1984).

1.5. CORRECCION APLICADA A LOS DATOS SATELITALES

Para el cálculo de la corrección del efecto topográfico (*ET*) seleccionamos una región ubicada entre Sierras Pampeanas y Precordillera, comprendida las latitudes 28°S y 32°S y longitudes 70°W y 66°W (Fig. 1.27). Esta región, es ideal para probar la metodología presentada debido a que en la misma se producen diferencias de densidades significativas producto del contacto entre distintos Terrenos, dando lugar a suturas y lineamientos tectónicos a escala regional.

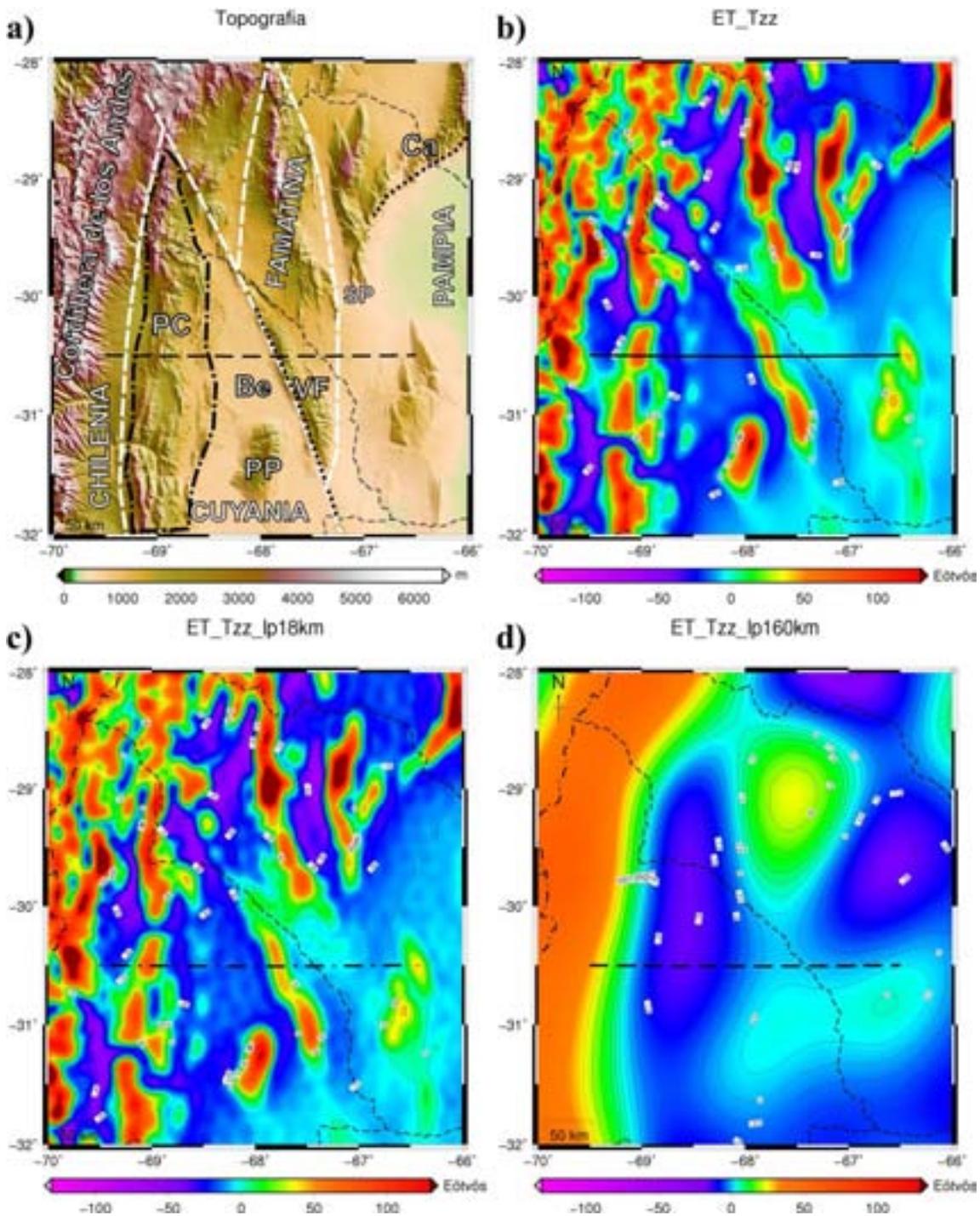


FIGURA 1.27: *a) Topografía de la región bajo estudio indicando las principales estructuras y Terrenos (línea blanca de trazo). PC: Precordillera (línea negra de punto y trazo), PP: Sierra de Pie de Palo, VF: Sierra de Valle Fértil y lineamiento Valle Fértil-Desaguadero (línea negra de puntos), SP: Sierras Pampeanas, Be: Cuenca del Bermejo, Ca: Lineamiento de Catamarca (línea de puntos negra). b) Efecto topográfico directo calculado a partir del DEM utilizando prismas esféricos (Uieda et al., 2010; Alvarez et al., 2013). c) Efecto topográfico filtrado a 18k m. d) Efecto topográfico*

filtrado a 160km. Se indica en cada una de las Figuras la localización de los perfiles que se muestran en la Figura 1.28.

El DEM utilizado para el cálculo del ET fue el modelo de relieve global ETOPO1 (Amante y Eakins, 2008). El mismo, fue aproximado por medio de un conjunto de tesseroides (programa *DEM2tess*) con una densidad estándar de $2,67g/cm^3$. Luego se calculó el efecto topográfico sobre el T_{zz} en un sistema de coordenadas esféricas para tener en cuenta la curvatura terrestre (Uieda *et al.*, 2010) a una altura de cálculo de 7.000m.

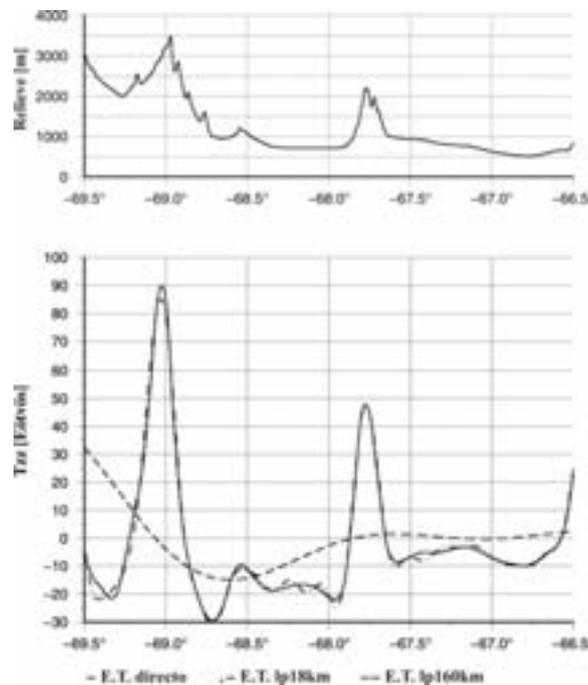


FIGURA 1.28: *Sup:* Perfil a lo largo de la sección de estudio en aproximadamente $30.5^{\circ}S$. *Inf:* Relación entre el efecto topográfico (ET) calculado y el ET filtrado a 18km y a 160km respectivamente. El ET filtrado a 18km es para corregir los datos del modelo EGM08 y el ET filtrado a 160km es para corregir los datos del modelo GOCE, de ahí su característica suavizada o de larga longitud de onda.

La corrección del ET alcanza unas decenas de Eötvös para el T_{zz} . (Fig. 1.27a), es mayor sobre las máximas elevaciones topográficas (ej. Cordillera de los Andes) y menor sobre las de presiones topográficas (ej. Cuencas). Para poder comparar este efecto con los datos de gradiente obtenidos a partir del modelo global de gravedad es necesario realizar un filtrado a longitudes de onda comparables. En la Figura 1.27c se presenta el

ET-Tzz filtrado a fin de restarlo al modelo EGM08 y en la Figura 1.27d se presenta el ET-Tzz filtrado a fin de restarlo al modelo GOCE.

En el perfil presentado en la Figura 1.28 se puede observar la relación entre la topografía, el efecto topográfico calculado y el efecto topográfico filtrado a 18km y a 160km. Entre el efecto topográfico y el efecto topográfico filtrado a 18km no se observan grandes diferencias, pero el efecto topográfico filtrado a 180km se encuentra grandemente suavizado. Esta diferencia está relacionada con el grado del desarrollo en armónicos esféricos entre ambos modelos. Es notoria la diferencia entre la señal de alta frecuencia del efecto topográfico para corregir el modelo EGM08, y la característica suavizada o de larga longitud de onda del efecto topográfico para corregir el modelo GOCE.

1.5.1. DETECCIÓN DE CONTRASTES DE DENSIDAD

A partir de ambos modelos calculamos el Tzz con el fin de delinear las diferentes estructuras geológicas relacionadas con contrastes de densidad, como ser zonas de suturas y lineamientos tectónicos. Para el cálculo del Tzz se utilizaron los diferentes modelos de rivados de los datos de la misión GOCE (Paillet et al., 2011; *GO_CONS_GCF_2_TIM_R1/2/3/4*) en un sistema de coordenadas geocéntricas y una altura de cálculo de 7.000m para asegurarse que todos los valores estén sobre las masas topográficas.

Los valores fueron calculados con un grillado espacial de 0.05° , y con el máximo grado del desarrollo en armónicos esféricos para cada modelo (N=210 para TIM_R1, y N=250 para TIM_R3/4/5). En la Figura 1.29 se puede observar la evolución de los diferentes modelos GOCE (ver ficha técnica *GO_CONS_GCF_2_TIM_R4* de Paillet et al., 2011 en: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>). Como se puede observar, es notoria la mejora en la resolución de los modelos a medida que se integran mayor cantidad de mediciones. En las isocurvas o contornos se puede observar claramente como se resuelven de una mejor manera las distintas anomalías relacionadas a las distintas estructuras geológicas a medida que se utiliza un modelo más nuevo. Luego, removimos

el *ET* utilizando el efecto filtrado a 160km (Fig. 1.27d) para eliminar la correlación con la topografía (Fig. 1.30).

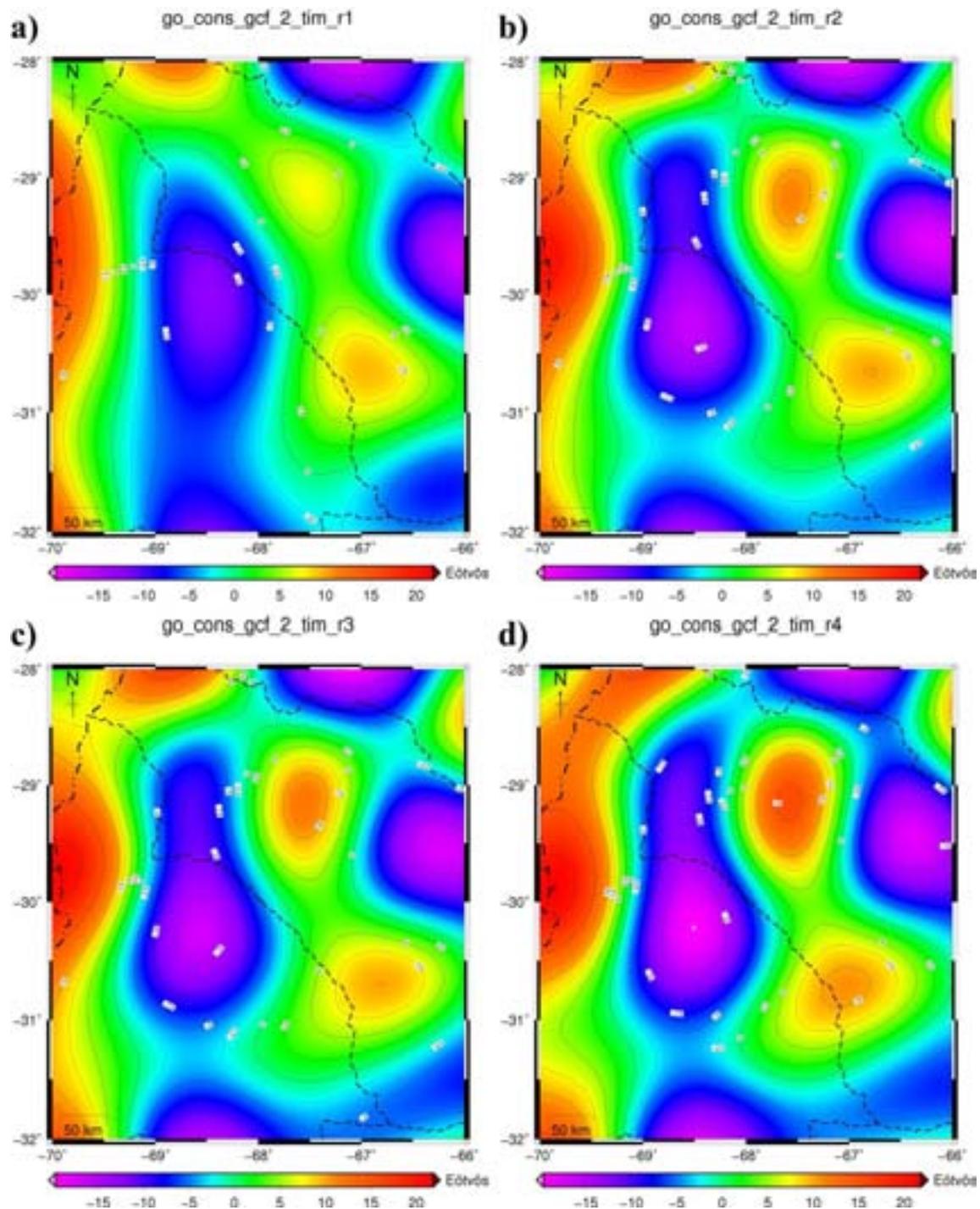


FIGURA 1.29: Evolución de los diferentes modelos derivados a partir de la misión del satélite *G OCE* para la resolución *Time Wise Mode 1* (Pail et al., 2011). **a)** *go_cons_gcf_2_tim_r1* **b)** *go_cons_gcf_2_tim_r2* **c)** *go_cons_gcf_2_tim_r3* **d)** *go_cons_gcf_2_tim_r4*.

Finalmente, calculamos el T_{zz} a partir de los datos de l modelo EGM08 (Pail et al., 2008), el cual es presentado en la Figura 1.31a. A su vez, se restó el ET filtrado a 19km obteniendo de esta manera el T_{zz} corregido por efecto topográfico para el modelo EGM08 (Fig. 1.31b).

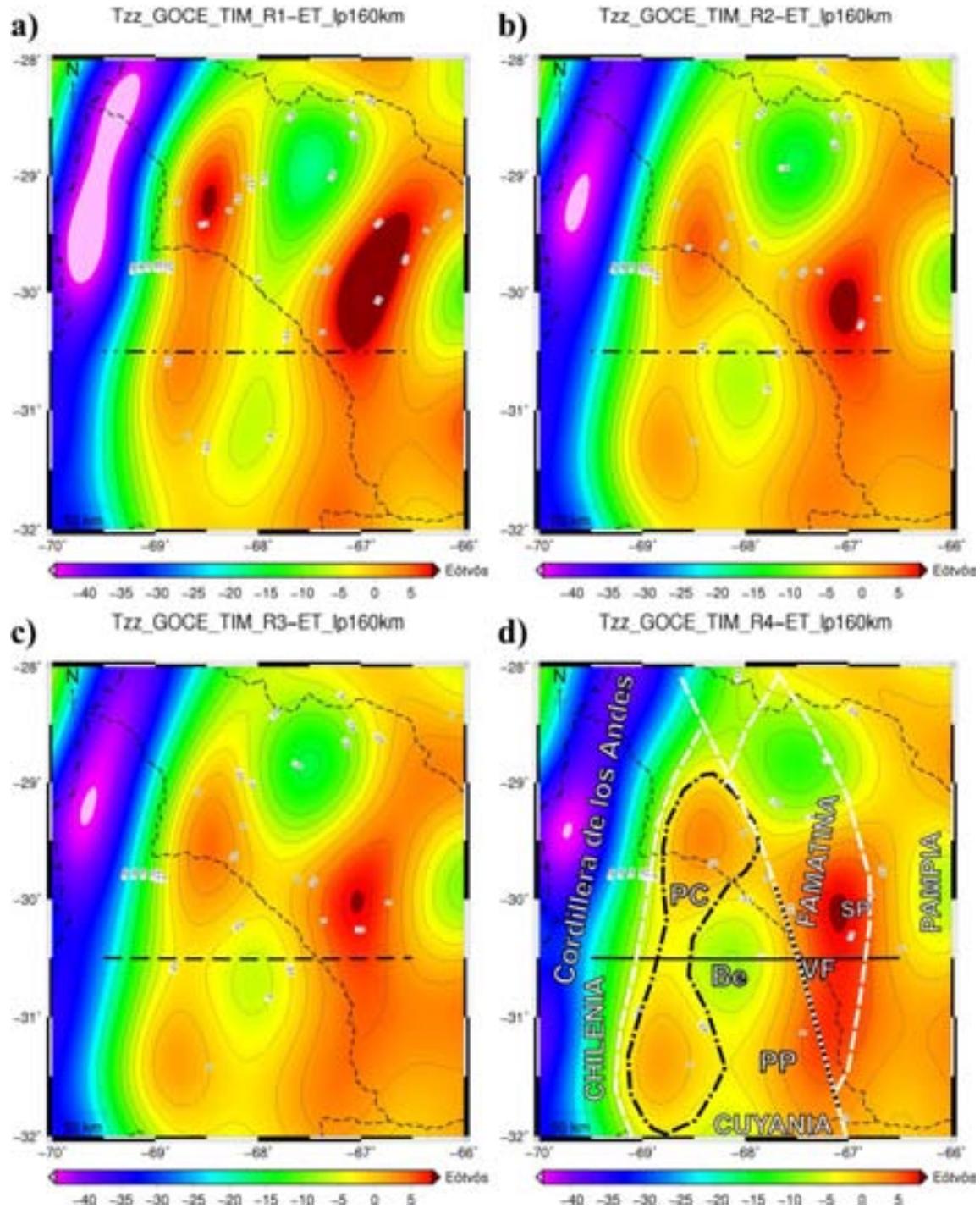


FIGURA 1.30: Gradiente vertical de la gravedad corregido por efecto topográfico para los diferentes modelos derivados a partir de la misión del satélite GOCE (Pail et

al., 2011) . a) go_cons_gcf_2_tim_r1 b) go_cons_gcf_2_tim_r2 c) go_cons_gcf_2_tim_r3 d) go_cons_gcf_2_tim_r4. Sobre este último se han de lineado las principales estructuras. Se puede notar el efecto gravimétrico positivo de la Precordillera (PC) de nro de la respuesta negativa de la raíz Andina (hacia la izquierda) y de la Sierra de Valle Fértil (VF) dentro del arco magmático Famatiniano. También se pudo de lineal la cuenca del Bermejo (Be). El lineamiento de Valle Fértil Desaguadero se puede inferir por el alto contraste entre los máximos y mínimos de la señal del gradiente (VF, línea negra de puntos). En la región inferior el efecto de la Sierra de Pie de Palo (PP) se mezcla con el de la Sierra de Valle Fértil (VF), debido al carácter de larga longitud de onda del modelo. Se indica en cada una de las Figuras la localización de los perfiles que se muestran en la Figura 1.32.

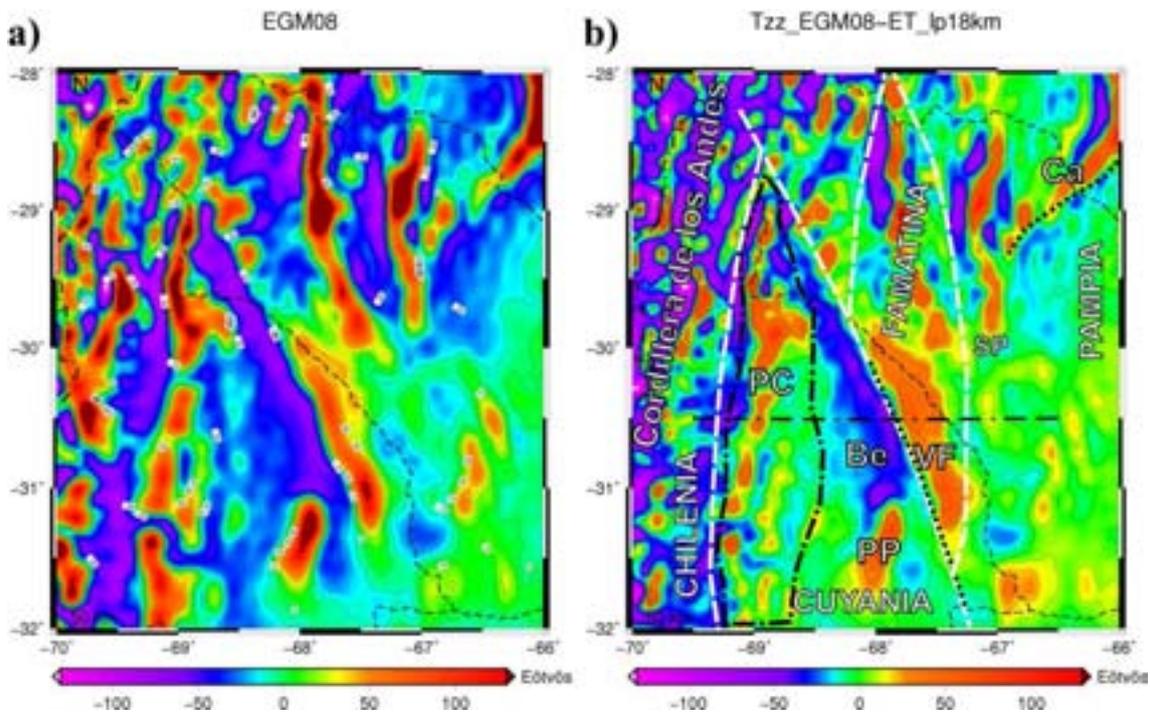


FIGURA 1.31: a) Gradiente vertical de la gravedad para el modelo EGM08 (Pavlis et al., 2008). b) Gradiente vertical de la gravedad para el modelo EGM08 corregido por efecto topográfico. Se puede observar una gran correlación entre los altos valores de gradiente y las principales sierras como ser la Precordillera (PC), Sierra de Pie de Palo (PP), Sierra de Valle Fértil (VF) y Sierras Pampeanas (SP). La Cuenca del Bermejo (Be) está bien delimitada por un mínimo de la señal del Tzz. El lineamiento de Valle Fértil-Desaguadero (VF, línea negra de puntos) y el de Catamarca (Ca, línea de

puntos negra) pueden ser delineados. Se indica la localización del perfil que se muestra en la Figura 1.32.

Se trazaron perfiles a lo largo de los cuatro Tzz derivados de GOCE corregidos por ET y a lo largo de 1 Tzz derivado de EGM08 también corregido ET (Fig. 1.31). Los resultados confirman de forma grafica la diferencia en la resolución de los modelos. El perfil muestra como el modelo TIM_R4 presenta una mejora en la resolución. Esto, se hace más notorio en la región de la Precordillera, en donde la amplitud de la señal es menor que la de Sierras Pampeanas, y a su vez presenta un patrón más estrecho que los modelos anteriores de GOCE.

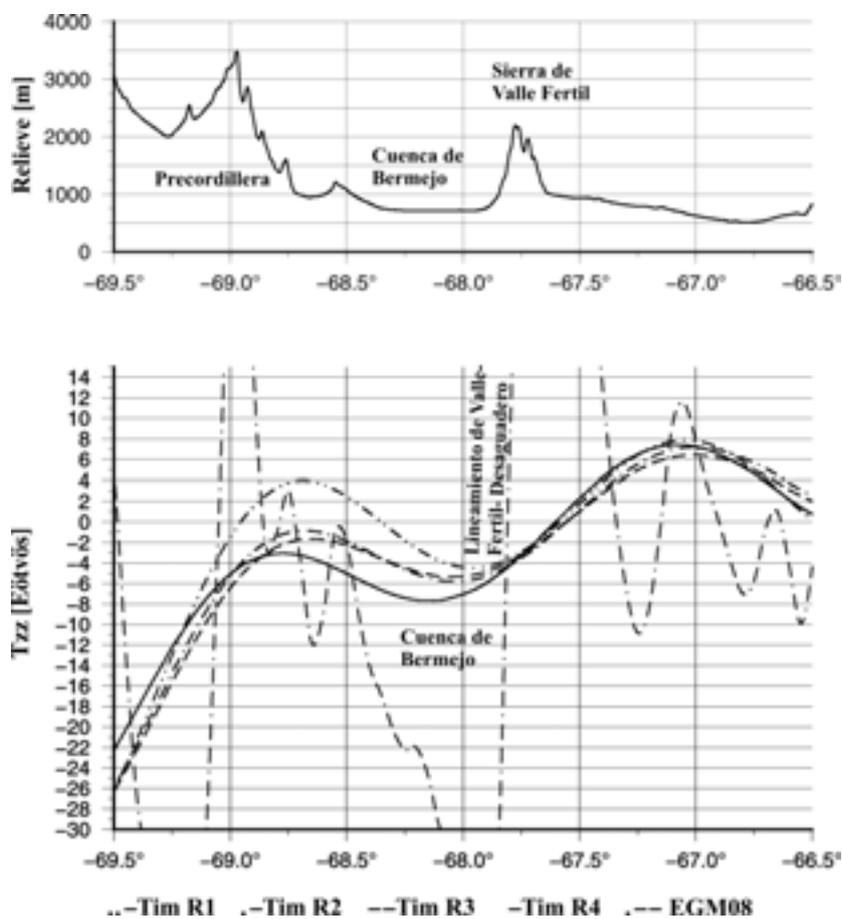


FIGURA 1.32: Perfiles a lo largo de los Tzz corregidos por ET para los modelos: GOCE (Fig. 1.30) y EGM08 (Fig. 1.31). Se resalta el carácter de alta frecuencia de esta última señal mientras que para GOCE se puede observar un comportamiento más suavizado o de larga longitud de onda. El modelo TIM_R4 presenta una mejor resolución que los modelos anteriores (R1, R2 y R3) y define de una manera más aproximada la localización de las estructuras.

1.5.2. INTERPRETACIÓN

Comparamos los resultados obtenidos con un mapa geológico esquemático de la región del “flat slab” Pampeano, el cual incluye las principales características geológicas a escala regional. A continuación realizamos una breve interpretación de los principales lineamientos, intrusiones y cuencas de antepaís presentes en la región, a partir del Tzz corregido por ETO obtenido con GOCE (Fig. 1.30d) y con EGM08 (Fig. 1.31b). En capítulos posteriores se hará un análisis más detallado de las anomalías y su relación con la historia geológica correspondiente.

La parte central de ambos mapas está dominada por un fuerte contraste de valores mínimos y máximos del Tzz. Esta gran variabilidad de la señal del Tzz resalta el área de contacto entre los Terrenos de Cuyania y Pampeana, y está asociada con el mega lineamiento de Valle Fértil-Desaguadero (Giménez *et al.*, 2000; Introcaso *et al.*, 2004). Hacia el este del mismo se encuentra la cuenca de Bermejo, la cual presenta valores de gradiente entre -10 y de menos de -30 Eötvös para el modelo EGM08 y varía entre -5 y -8 Eötvös para GOCE.

El alto contraste de densidad hacia el este de la cuenca del Bermejo se debe a las rocas plutónicas de edad Ordovícicas que componen la Sierra de Valle Fértil. Las mismas forman parte del arco Famatiniano dentro de Sierras Pampeanas y presentan una señal de más de +40 Eötvös para EGM08 y de más de +10 Eötvös para GOCE.

Hacia el sur de esta cuenca se puede observar un máximo en la señal del Tzz de EGM08 de más de +40 Eötvös y representa una exposición del basamento cristalino de edad Meso Proterozoica denominada Sierra de Pie de Palo. En la señal del Tzz de GOCE, que presenta un carácter de mayor longitud de onda, esta sierra se presenta como un alto gradiente en continuación con la Sierra de Valle Fértil.

La Precordillera se encuentra localizada hacia el oeste de la cuenca de Bermejo y forma parte del Terreno Cuyania. La misma está compuesta principalmente por rocas sedimentarias del Cámbrico Ordovícico y del Ordovícico Devónico, y exhibe valores de más de +40 Eötvös para EGM08. En la señal de GOCE se encuentra más atenuada debido a la menor resolución de este modelo pero aun se puede distinguir respecto del efecto negativo que produce la raíz de Cordillera de los Andes hacia el oeste. El límite

oeste de la Precordillera está marcado por una anomalía semi-arqueada en la dirección N-S con valores negativos del T_{zz} de menos de -40 Eötvös para EGM08 y menos de -25 Eötvös para GOCE. Esta anomalía estaría vinculada al límite entre los Terrenos de Cuyania y Chilenia.

1.6. CONCLUSIONES

En el marco del auge de las nuevas misiones de gravedad satelitales con múltiples aplicaciones en diversas disciplinas tales como oceanografía, geodesia física, geodinámica y geofísica, se presenta un método moderno para la corrección topográfica de los datos satelitales. Se presenta un programa que permite transformar un DEM en prismas esféricos (teseroides) para calcular el efecto que generan las masas topográficas en el campo de gradiente gravitatorio. El programa *Tesseroids-V2* mejora la velocidad de proceso notablemente. El cálculo con prismas esféricos es una aproximación más exacta que el cálculo utilizando prismas rectangulares (Heck y Seitz, 2007; Wild-Pfeifer, 2008; Grombein *et al.*, 2010, 2013; Bouman *et al.*, 2013) y reduce el error del efecto estimado. En suma, el programa *DEM2tess*, que es utilizado en conjunto con el programa *Tesseroids-V2*, es una nueva herramienta para el cálculo del efecto topográfico en coordenadas esféricas, el cual es luego sustraído de los datos de gravedad satelital. Este programa es de alta utilidad para estudios corticales y litosféricos, especialmente a escala regional ya que los gradientes del campo de gravedad resaltan importantes características geológicas tales como depósitos volcánicos, suturas entre terrenos y lineamientos tectónicos (Braitenberg *et al.*, 2011a; Alvarez *et al.*, 2012).

El gradiente vertical de la gravedad permite delinear estructuras geológicas relacionadas a variaciones de densidad con alta resolución. El gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía, obtenido a partir del modelo EGM08 y de los datos del satélite GOCE, nos permitió delinear heterogeneidades de masa localizadas en corteza superior en la región del “flat slab” Pampeano. Se infirió la localización de grandes estructuras como la Cordillera de los Andes y Sierras Pampeanas, y más particularmente, la Precordillera, la Sierra de Piedepalo y la Sierra de Valle Fértil. Se resaltó el alto contraste de densidad entre esta última sierra y la cuenca del Bermejo, lineamiento conocido como Valle Fértil-Desaguadero que marca el límite entre los terrenos de

Cuyania y Pampia. Los límites entre los diferentes Terrenos y la definición de las anomalías a partir de los datos del satélite GOCE se encuentran grandemente suavizados debido a la menor resolución espacial de los datos. Sin embargo, se pudo notar una progresiva mejora en la resolución a medida que se utilizan modelos más nuevos, que integran mayor cantidad de datos. Por otra parte, el modelo EGM08 nos permite definir de una mejor manera las diferentes estructuras, sin embargo su utilización debe estar restringida a aquellas zonas en que se conozca la calidad de los datos terrestres que integran a dicho modelo.



CAPITULO 2: COMPARACION CON DATOS TERRESTRES

2.1. CONTRASTE CON DOS SECCIONES BIEN CONOCIDAS

2.1.1. INTRODUCCION

A modo de introducción a la parte aplicada de esta tesis se compararon dos secciones bien conocidas sobre la región Andina de anomalías de Bouguer, obtenidas por medio de mediciones onshore y offshore, con la anomalía de Bouguer obtenida a partir de los datos del satélite GOCE (Barthelmes, 2009; ICGEM-Calculation Service; Pail *et al.*, 2011). Se utilizó el máximo grado y orden del modelo GOCE (N=250) lo que da una resolución espacial de 160 km. La primera sección gravimétrica, publicada por Martínez y Giménez (2005), describe un perfil gravimétrico y altimétrico que se extiende sobre una distancia de más de 800 km a los 29°18' S.

2.1.2. GEOLOGIA RELACIONADA AL PERFIL A LOS 29°S

El basamento de las Sierras Pampeanas comprende dos cinturones magmáticos con afinidad de arco (Fig. 2.1.1). El cinturón oriental comprende un cinturón magmático y metamórfico de edad Proterozoica – Cámbrico temprano limitado por rocas ofiolíticas conocidas como el orógeno Pampeano (Kraemer *et al.*, 1995; Rapela *et al.*, 1998). Su cinturón occidental comprende un conjunto magmático y metamórfico de edad Ordovícica conocido como el orógeno Famatiniano. Hacia el Oeste, la Precordillera es un sistema vergente hacia el este con secuencias imbricadas del Proterozoico tardío a Triásicas, cuyas condiciones basales han sido interpretadas como derivadas de Laurentia (Cuyania) y acretadas contra el margen de Gondwana en tiempos del Ordovícico tardío (Ramos, 2004). Al oeste de Cuyania, el terrane de Chilenia es separado por un cinturón ofiolítico de edad Ordovícico tardío (Ramos *et al.*, 1984).

La característica más sobresaliente de la llanura Cuyacoparanense es el desarrollo extensivo de una amplia transgresión marina del Mioceno medio derivada del océano Atlántico en el este (13 a 15 Ma), que cubrió prácticamente toda la llanura (Ramos,

1999). El basamento del Río de la Plata aflora desde el sur de Uruguay hasta el centro-este de Argentina (Fig. 2.1.1). Las rocas más antiguas han sido datadas entre los 2.200 y los 1.700 Ma, indicando que constituyeron un bloque diferente a Pampia.

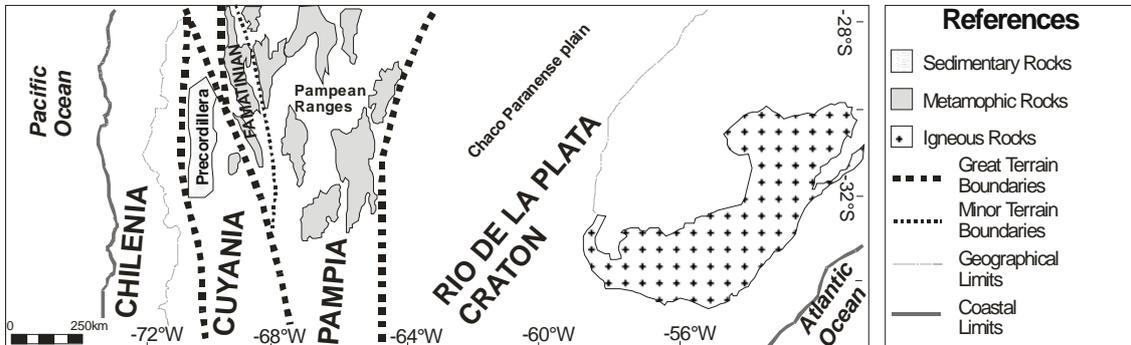


Figura 2.1.1: Principales características geológicas del área.

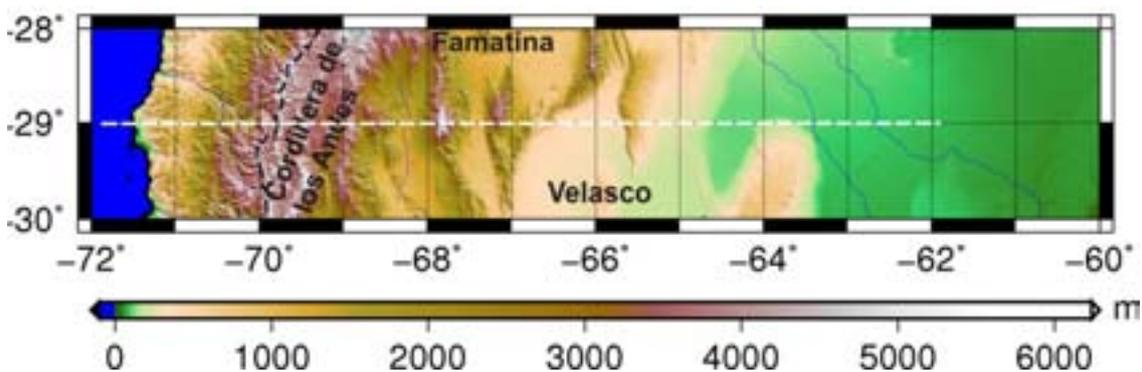


Figura 2.1.2: Topografía de la región del perfil a los 29° S. La línea de trazo blanco muestra el perfil gravimétrico y altimétrico publicado por Martínez y Giménez (2005).

2.1.3. PERFIL A 29° S

Utilizando métodos de inversión gravimétrica se obtuvo un modelo cortical el cual concuerda con las principales estructuras geológicas a escala regional (Fig. 2.1.3). Este modelo ajusta con un mecanismo de colisión dominante que afectó los bloques más antiguos. Este es un modelo cortical simple de dos capas y que incluye variaciones laterales de densidad.

Teniendo en cuenta el sistema de subducción horizontal de la placa de Nazca, se pudieron detectar los sistemas de Chilenia, Cuyania, Famatina, Pampia y el Cratón del

Río de la Plata. La señal gravimétrica indica la zona de sutura entre el sistema de sierras de Famatina y la Precordillera, como así también la zona de cizalla entre Famatina y la sierra de Velasco.

El espesor cortical máximo determinado bajo la Cordillera de los Andes a esta latitud es de 69 km mientras que bajo el sistema de Famatina y las Sierras de Velasco los valores obtenidos son de 56 km y 46.5 km respectivamente.

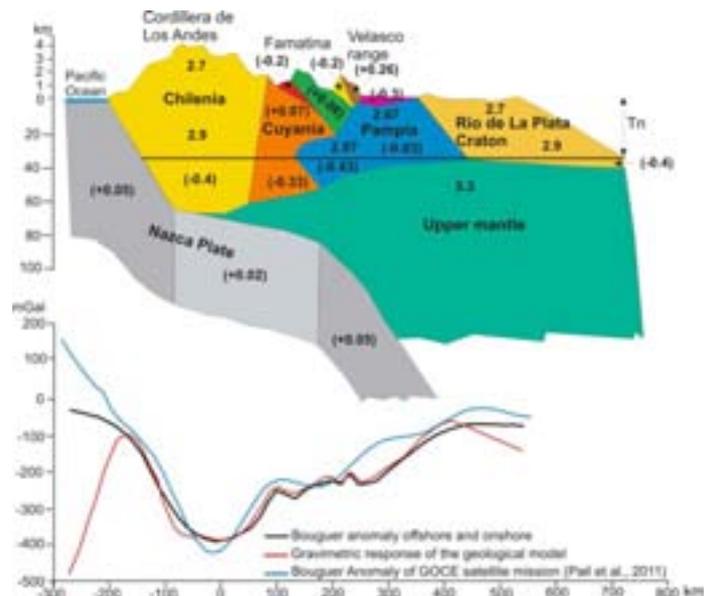


Figura 2.1.3: Modelo cortical con variaciones laterales de densidad (Martínez y Giménez, 2005). *Arriba:* modelo de corteza de dos capas que representa la colisión entre los siguientes terrenos: Chilenia, Cuyania, Sistema Famatina, Pampa y Cratón del Río de la Plata. Los números sin paréntesis representan las densidades consideradas para cada terrano, y los números entre paréntesis son las densidades diferenciales utilizadas en el cálculo gravimétrico; ambos están expresados en g/cm^3 .

2.1.4. PERFIL A LOS 39° S

El segundo perfil, a los 39° S, fue publicado por Folguera *et al.* (2007) en base a datos de gravedad y magnéticos. El retroarco oriental de los Andes sur entre los 38° y 40° S está formado por un ridge elongado en una orientación NNO no asociado con láminas de corrimiento apiladas (Fig. 2.1.4). Por el contrario, durante los últimos 4-3 Ma este ridge fue afectado por deformación extensional, el evantamiento regional con el

plegamiento asociado en una escala muy amplia. El análisis de funciones del receptor muestran que la divisoria de aguas y un retroarco adyacente yacen sobre una corteza atenuada. El espesor normal de la corteza a estas latitudes es de aproximadamente 42 km, mientras que en esta parte del retroarco el espesor es menor a los 32 km. Las causas para tal atenuación han sido asociadas a un empujamiento moderado de la placa de Nazca subducida bajo la placa Sudamericana, el cual es sugerido por un desplazamiento y estrechamiento del arco hacia el oeste durante los últimos 5 Ma.

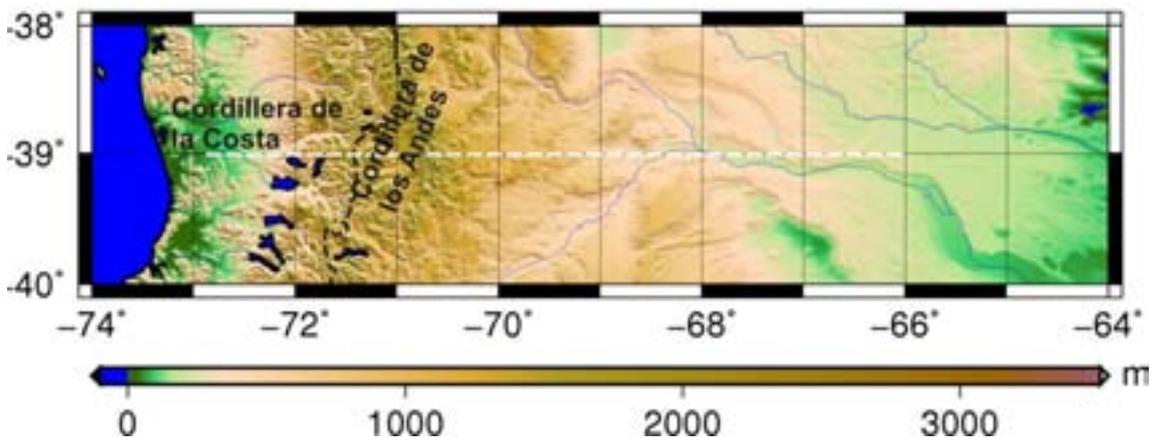


Figura 2.1.4: Topografía del área del perfil a los 39° S obtenido por Folguera et al. (2007) en base a datos de gravedad y magnéticos.

Estudios gravimétricos muestran que la placa superior no reacciona de manera homogénea al empujamiento de la placa, sin embargo, antiguas suturas y discontinuidades litosféricas, profundamente enterradas bajo secuencias Mesozoicas a Cenozoicas en el retroarco, fueron reactivadas localmente. Estos procesos resultaron en una anomalía litosférica que se correlaciona en la superficie con el área de dominio Plioceno a Cuaternario, extensión generalizada y tres canales radiales.

Las diferencias entre el perfil y los datos de origen satelital alrededor de los 72° S se deben a la inhomogeneidad y esparcimiento de los datos terrestres en la costa chilena.

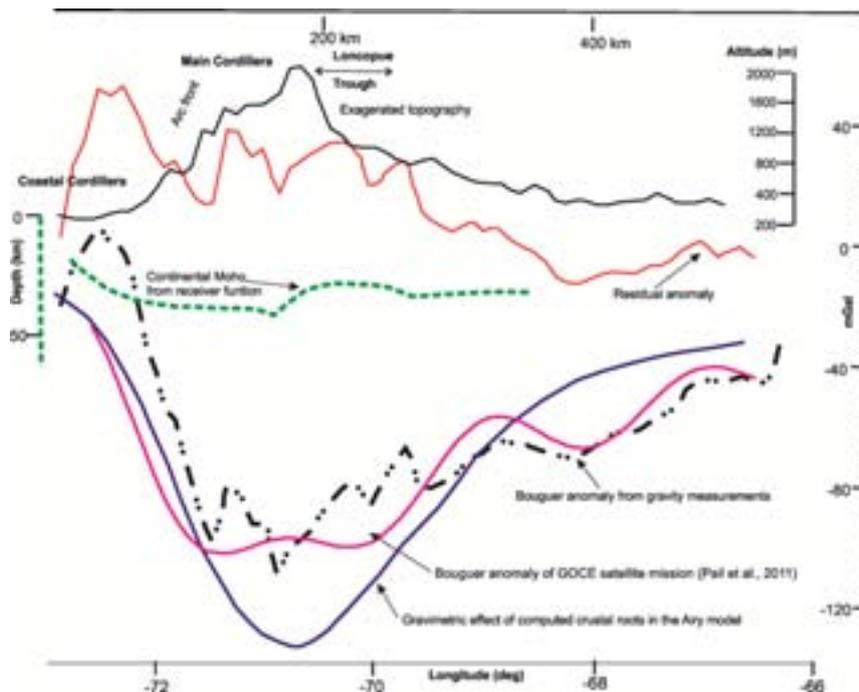


Figura 2.1.5: Anomalía de Bouguer basada en datos terrestres, en datos del satélite GOCE y en la gravedad predicha por medio de un modelo isostático de Airy (Folguera et al., 2007). La anomalía residual es obtenida luego de quitar el efecto regional de la anomalía de Bouguer a partir de datos terrestres. El efecto regional es obtenido por medio de una prolongación ascendente a 40 km. Se puede observar una buena correspondencia entre la anomalía de Bouguer obtenida por medio de las mediciones terrestres con la obtenida con GOCE, especialmente a largas longitudes de onda.

2.1.5. CONCLUSIONES

Por comparación de la anomalía de Bouguer obtenida a partir de los modelos basados en datos terrestres con aquella obtenida por medio de los datos del satélite GOCE (Pail et al., 2011), observamos que las largas longitudes de onda de la señal gravimétrica están en buena concordancia. En la sección norte, observamos cambios positivos en la anomalía en los contactos entre los terrenos de Chilena–Cuyania y Pampia–Cratón del Río de la Plata. La respuesta gravimétrica negativa de la raíz Andina también es observada. En la sección sur, la región cortical a tenuada es de lineada claramente, mostrando una buena correspondencia entre ambas anomalías.

2.2. DELIMITACION DE CUENCAS

2.2.1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este capítulo se circunscribe a los primeros kilómetros de corteza, donde se emplazan las estructuras geológicas de interés para éste trabajo, se descontaron a la anomalía de Bouguer (Fig. 2.2.6) las largas longitudes de ondas mediante prolongación ascendente, obteniéndose una carta de anomalía residual de Bouguer (Fig. 2.2.7). Sobre esta carta de anomalía residual de Bouguer se interpretaron las principales cuencas sedimentarias y estructuras orogénicas de Argentina, se prestó un especial interés en la interpretación de la región de la Mesopotamia.

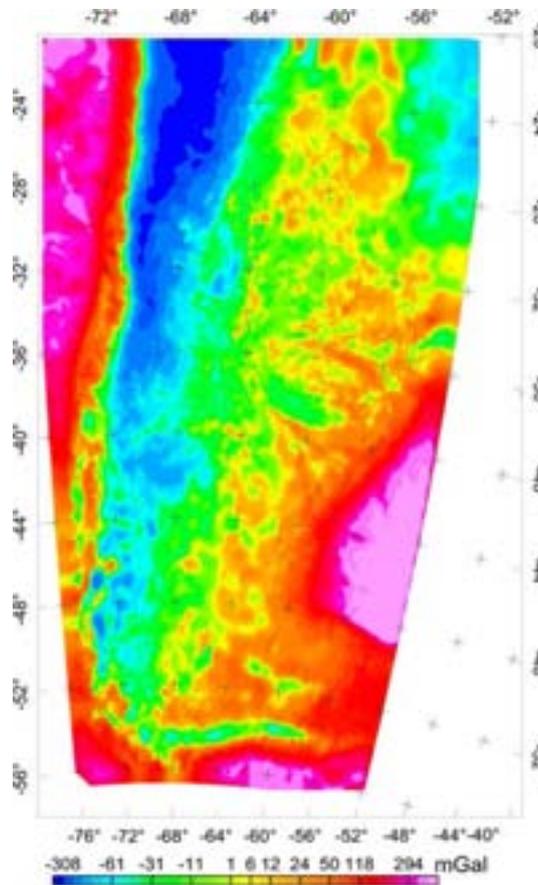


Figura 2.2.6: Carta de anomalía de Bouguer (EGM08), corregida por efecto topográfico.

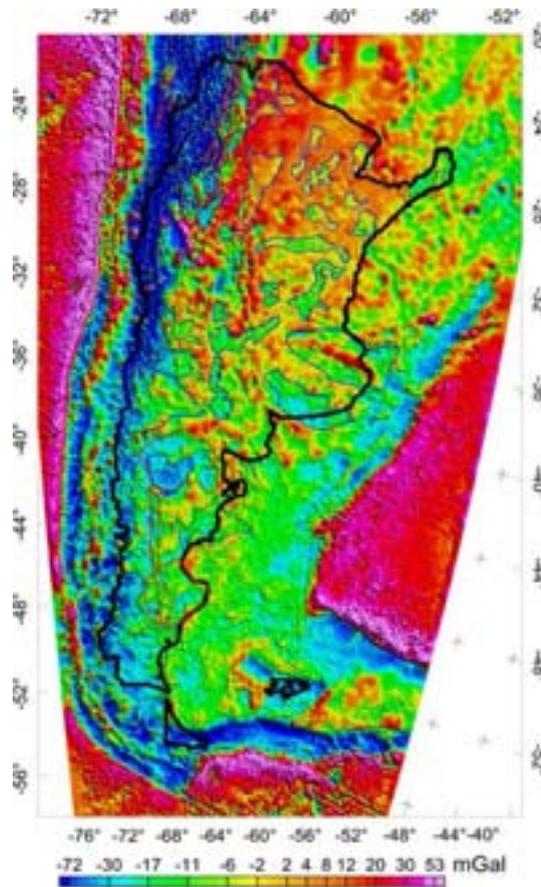


Figura 2.2.7: Anomalia residual de Bouguer obtenida luego de quitar el efecto regional de la carta de anomalía de Bouguer (EGM08) corregida por el efecto topográfico (Fig. 2.2.6). El efecto regional se obtiene por medio de una prolongación ascendente a 40km. En la figura 2.2.9 se indican las cuencas delineadas en color azul.

2.2.2. ANOMALÍA RESIDUAL ISOSTÁTICA DESCOMPENSADA

Con el propósito de corroborar la interpretación anteriormente realizada (Fig. 2.2.7), se calculó la anomalía residual isostática descompensada (Cordell *et al.*, 1991). Para ello, primero se generó un mapa de anomalías isostáticas, removiendo de la anomalía de Bouguer la gravedad resultante de la raíz compensadora, sumiendo la hipótesis isostática de Airy-Heiskanen, utilizando el modelo de elevación digital del terreno (Shuttle Radar Topography Mission de Farr *et al.*, 2007) y considerando densidades típicas: densidad de corteza superior $\rho_{cs} = 2.67 \text{ g/cm}^3$, densidad de corteza

inferior $\rho_{ci} = 2.9 \text{ g/cm}^3$, densidad de manto superior $\rho_{ms} = 3.3 \text{ g/cm}^3$, densidad de agua de mar $\rho_a = 1.03 \text{ g/cm}^3$, y el espesor normal de corteza $T_n = 35 \text{ km}$.

Las anomalías gravimétricas obtenidas de estructuras geológicas ubicadas en corteza superior están contaminadas por fuentes más profundas. Las correcciones isostáticas se pueden utilizar para remover, en parte, el efecto de las raíces corticales producidas por los altos y bajos topográficos, pero no resuelven el problema cuando las raíces corticales derivan de regiones con alta densidad cortical con o sin expresión topográfica. La corrección por descompensación (Cordell *et al.*, 1991) es un intento para remediar esto.

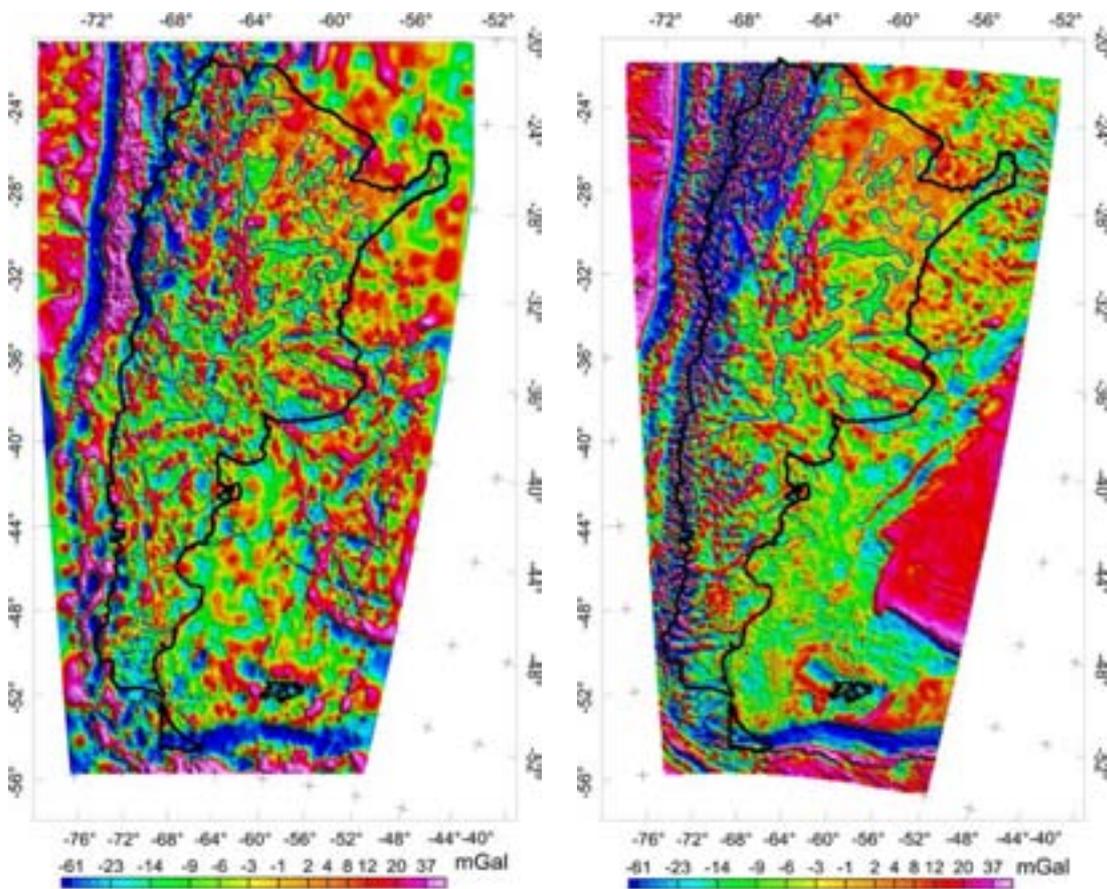


Figura 2.2.8: Anomalía residual isostática descompensada. Izquierda: a partir de datos terrestres y Derecha: a partir del modelo EGM08. En la figura 2.2.9 se indican las cuencas delineadas en color azul.

La corrección por descompensación se calcula desde una prolongación ascendente de la anomalía isostática ($UP_{40KM}[AI]$), teniendo presente que las anomalías contenidas en el campo prolongado a cierta altura (en éste caso a 40 km de altitud) deben tener origen en

corteza inferior y manto superior. Esta anomalía regional es substraída de la anomalía isostática (AI) para producir la anomalía isostática de descompensación (DA). Este procedimiento se realizó con datos de anomalías de Bouguer terrestres y con datos de anomalía de Bouguer del modelo EGM2008.

$$DA = AI - UP_{40km} [AI] \quad \text{Ec. 2.1}$$

En la figura 2.2.8, se pueden observar las cartas de anomalías isostáticas descompensadas, sobre las cuales también se identificaron las principales cuencas y estructuras orogénicas. Para una mejor visualización, se presenta en la figura 2.2.9, las estructuras geológicas interpretadas.

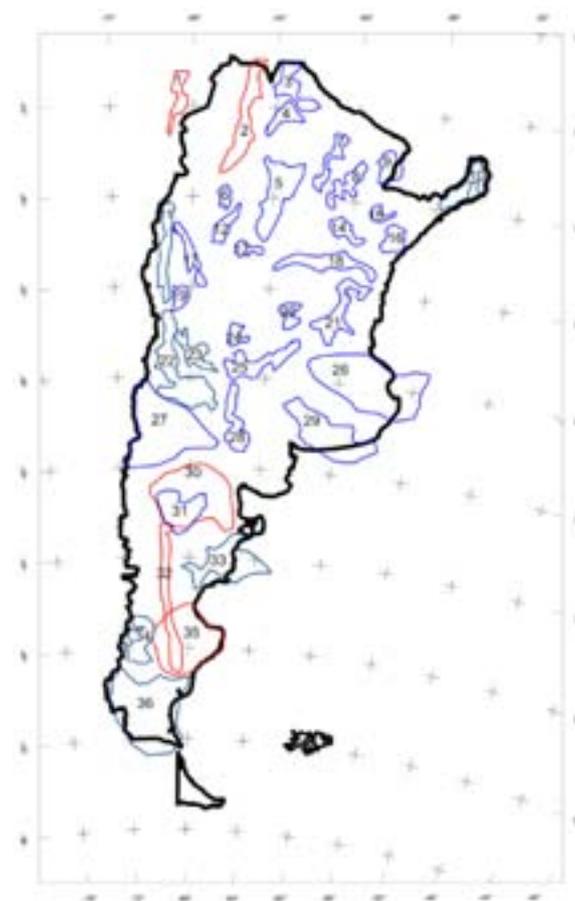


Figura 2.2.9: Interpretación de las principales cuencas y estructuras geológicas de Argentina que tienen expresión gravimétrica. 1: Arco de Arequipa, 2: Arco de la Puna, 3: Tres Cruces, 4: Sey, 5: Tucumán-Las salinas, 6: Pipanaco, 7: Chacoparanaense, 8: Chacoparanaense, 9: Chacoparanaense, 10: Cuenca de Misiones, 11: Iglesia-Calingasta-Uspallata, 12: Valle de La Rioja, 13: Salinas Grandes, 14:

Chacoparanaense, 15: Chacoparanaense, 16; Chacoparanaense, 17: Bermejo, 18: Chacoparanaense, 19: Jocolí, 20: Gral Levalle, 21: Chacoparanaense, 22 y 23: Cuyo, 24: Mercedes, 25: Laboulaye, 26: Salado, 27: Neuquina, 28: Macachín, 29: Claromecó, 30: Macizo de Somuncurá, 31: Cañadón Asfalto, 32: Arco Volcánico Patagónico, 33: Colorado, 34 y 35: Austral.

2.2.3. CONCLUSIONES

Se presenta la potencialidad de una nueva herramienta para determinar cuencas sedimentarias, con amplia cobertura, aceptable precisión y a un bajo costo. Estas herramientas, son los resultados de la información que brindan las misiones satelitales de GRACE y GOCE, que adecuadamente tratada y corregida, permite observar e interpretar grandes estructuras geológicas y lineamientos en la superficie terrestre. Por supuesto que aún no cuentan con la suficiente precisión, siendo necesario en trabajos de detalle o de estudio de cortas longitudes de onda, utilizar las técnicas tradicionales de mediciones terrestres y/o aéreas.

En el presente trabajo, el análisis de la información del modelo global EGM08, corregido por el efecto topográfico, permitió obtener una carta de anomalía de Bouguer, la que fue filtrada para obtener la residual de Bouguer y sobre ésta identificar las principales cuencas sedimentarias de Argentina. A modo de comparación de técnicas, se evaluó la anomalía isostática descompensada con datos gravimétricos terrestres y con los provenientes del modelo EGM08, obteniéndose resultados consistentes en todas las diferentes técnicas.

De esta manera se presenta una interesante herramienta, que correctamente utilizada, permite obtener buenos resultados en el análisis de cuencas geológicas de mediana a larga longitud de onda, y es de esperar que a corto plazo mejore sustantivamente su resolución.

CAPITULO 3: APLICACIONES TECTONICAS

3.1. DELIMITACION DE TERRANES

3.1. 1. INTRODUCCION

Los Andes están contruidos a partir de un complejo conjunto de bloques litosféricos que se han amalgamado desde la formación del supercontinente Rodinia, hace aproximadamente 5 Ma. (Ramos, 2009). Algunas piezas se unieron como consecuencia de importantes colisiones que produjeron y exhumaron cinturones metamórficos y el cabalgamiento de largas fajas de litósfera oceánica. Otros cinturones están asociados con el cierre de pequeñas cuencas de retroarco o con la colisión de distintos tipos de terranes de corteza oceánica. El registro de estos amalgamamientos es altamente variable en la calidad de bido a los procesos orogénicos posteriores que afectaron, primeramente el borde oeste de Gondwana, y luego la placa Sud-Americana a partir de la apertura del Océano Atlántico (Somoza y Zaffarana, 2008). Los Andes, y los procesos de subducción asociados, son producto del desplazamiento hacia el oeste de la placa Sud-Americana desde la fragmentación del Pangea. Estos procesos alteraron y obscurecieron la geometría del basamento, desplazando anisotropías previas, desarrollando cuencas de antepaís, y enterraron el basamento bajo gruesas columnas de material volcánico de arco y retro-arco (Tunik *et al.*, 2010).

En particular, la zona del flat slab Pampeano se desarrolló entre los 27° S y los 33° S, exhibe un intrincado collage de bloques de corteza que se amalgamaron durante las etapas de deformación Pampeana (Brasiliano), Famatiniana y San Rafaelina (Alleghinian-like), proceso que está lejos de ser completamente comprendido (ver Ramos (2009) y referencias). Su tiempo y en particular su patrón son intensamente discutidos de bido al fenómeno de formación de cuencas que ha de finido escasos afloramientos de basamento. A pesar de este registro incompleto, estos amalgamamientos han definido importantes heterogeneidades composicionales y por lo tanto de densidad. Este capítulo se enfoca en la determinación de las heterogeneidades de masa que están relacionadas a discontinuidades del patrón de amalgamamiento de terrenos que componen el basamento en la región del flat-slab Pampeano.

3.1.2. MARCO GEOLOGICO

El área de estudio comprende la zona de subducción plana Pampeana (ángulo de inclinación de $\sim 5^\circ$), desarrollada en los últimos 17 Ma, entre dos segmentos de subducción normal (ángulo de inclinación de $\sim 30^\circ$) (Fig. 3.1.1) (Jordan *et al.*, 1983a; Ramos *et al.*, 2002).

Este segmento está asociado con vastas regiones elevadas por sobre los 4.000 m, y una anchura zonal de formacional que se extiende más allá de 700 km hacia el este de la trinchera. Múltiples autores (Allmendinger *et al.*, 1997; Kay *et al.*, 1999; Gutscher *et al.*, 2000; Kay y Mpodozis, 2002; Ramos *et al.*, 2002) han vinculado la expansión hacia el este y consiguiente extinción del arco volcánico Mioceno a Cuaternario y la migración contemporánea del esfuerzo compresivo hacia el antepaís con el achatamiento gradual de la placa subducida.

El basamento de las Sierras Pampeanas comprende dos cinturones magmáticos con afinidad de arco. El cinturón este comprende un cinturón magmático y metamórfico de edad Proterozoico tardío – Cámbrico temprano limitado por rocas ofiolíticas conocido como orógeno Pampeano, y es considerado como el resultado del amalgamamiento final con el Cratón del Río de la Plata (Kraemer *et al.*, 1995; Rapela *et al.*, 1998). El cinturón oeste comprende una serie metamórfica y magmática de edad Ordovícica conocida como la orogenia Famatiniana. Este orógeno y las rocas de arco relacionadas han sido explicadas como el resultado del amalgamamiento final al bloque exótico Cuyania derivado de Laurentia y la colisión con el bloque parautoctono Antofalla (ver Ramos (2009) para una revisión).

El sistema Famatiniano es un conjunto de bloques de basamento localizado al oeste de las Sierras Pampeanas Occidentales (Fig. 3.1.1). Estos sistemas comparten un origen común asociado con los procesos de subducción plana que ocurrieron en el área, siendo diferenciados por su cobertura Paleozoica y grado metamórfico (González Bonorino, 1950). Hacia el oeste, la Precordillera es un sistema con vergencia este con secuencias imbricadas de edad Proterozoico tardío a Triásico, cuyos términos basales han sido interpretados como derivados de Laurentia (Cuyania; Fig. 3.1.1) y acretados contra el margen de Gondwana en tiempos del Ordovícico tardío (ver Ramos (2004) para una revisión). Esta deformación ocurrió en los últimos 10 Ma, sincrónicamente con el

levantamiento compresivo de las sierras Pampeanas hacia el este (Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos *et al.*, 2002).

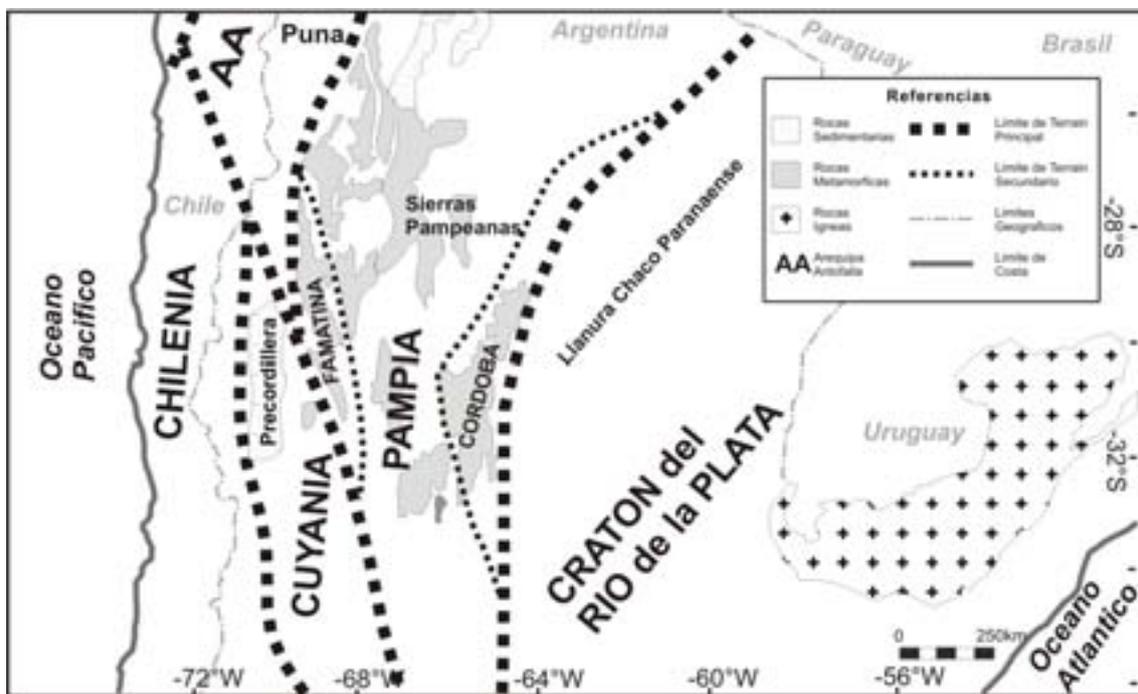


Figura 3.1.1: Límites entre terranes y principales provincias geológicas del área de estudio (Ramos *et al.*, 2009).

Datos geofísicos (Introcaso *et al.*, 2004; Snyder *et al.*, 1990; Zapata, 1998; Gilbert *et al.*, 2006) muestran a un límite agudo entre dos cortezas adyacentes contrastantes, las de los terranes Pampia y Cuyania. Estudios aeromagnéticos recientes (Chernicoff *et al.*, 2009) han inferido un cinturón máfico y ultramáfico interpretado como una secuencia ofiolítica organizada por su sutura correspondiente. Este límite coincide localmente con exposiciones de basamento de alto a medio grado metamórfico desarrollados en estrecha asociación con la orogenia Famatiniana de edad Ordovícica temprana a media (Coira *et al.*, 1982; Rapela *et al.*, 1998; Rapela *et al.*, 2001; Otamendi *et al.*, 2008; Otamendi *et al.*, 2009; Chernicoff *et al.*, 2010). Rocas de la corteza inferior son expuestas a lo largo de esta discontinuidad de primer orden, la cual es interpretada como la sutura entre los terranes de Pampia y Cuyania a estas latitudes (Ramos, 2004; Ramos *et al.*, 2010). Esta discontinuidad conocida como el lineamiento Valle-Fértil y su continuación con el lineamiento Desaguadero está dispuesta en una orientación NNW a lo largo de 700 km. Giménez *et al.* (2000) interpretaron zonas de materiales enterrados

de alta densidad a partir de datos gravimétricos terrestres, a lo largo de este lineamiento de Valle Fértil.

Al oeste de Cuyania, el terrane Chilenia está separado por un cinturón ofiolítico de edad Ordovícica tardía (Ramos *et al.*, 1984). Su historia aun permanece algo oculta, si bien edades de U-Pb y edades modelo Nd apuntan a este basamento como de origen Lauréntico. La falta de datos paleomagnéticos impide de terminar su evolución cinemática. Sin embargo se considera que ha estado separada del continente Gondwana al cual se acretó eventualmente hace $\sim 420-390$ Ma. Su basamento está expuesto principalmente en la Cordillera Frontal, la cual está formada por una serie de bloques de basamento Neo-proterozoicos a Paleozoicos, que permanecen al oeste de Precordillera y constituyen la elevación más alta de la faja plegada y corrida a estas latitudes. Hacia el oeste una cuenca Mesozoica es incorporada a los Andes Principales por contracción, caracterizada por un estilo deformacional mezclado, que varía desde mecanismos de piel fina a piel gruesa (Ramos *et al.*, 2002).

La llanura Chacoparanense se desarrolla sobre la región del Río de la Plata que limita al oeste con las Sierras Pampeanas levantadas en los últimos 10 Ma y despegada de las discontinuidades Proterozoicas a Triásicas que afectaron al basamento Pampeano (González Bonorino, 1950; Caminos, 1979; Casquet *et al.*, 2008; Ramos *et al.*, 2010; Allmendinger *et al.*, 1983; Jordan *et al.*, 1983a; Jordan *et al.*, 1983b). La llanura Chacoparanaense fue caracterizada por Groeber (1938) como un vasto llano desarrollado entre las sierras Sub-Andinas y sierras Pampeanas hacia el oeste y el Río Paraná hacia el este. Su característica más sobresaliente es el desarrollo extensivo de una amplia transgresión marina de edad Miocena media derivada del océano atlántico en el este (13 a 15 Ma), que cubrió el llano prácticamente por completo (Ramos, 1999). A pesar de que sus depósitos no afloran, ellos han sido en su mayoría detectados por medio de pozos prácticamente en toda su extensión (Groeber, 1929; Windhausen, 1931; Rapela *et al.*, 2007; Rapela *et al.*, 2011).

Los afloramientos de basamento del Río de la Plata se extienden desde el sur de Uruguay hasta el centro-este de Argentina con una superficie de aproximadamente 20.000 km^2 . El cratón del Río de la Plata está cubierto por una espesa capa de sedimentos jóvenes, a partir de los cuales su extensión real es solamente inferida de manera indirecta (Rapela *et al.*, 2011). Las rocas más antiguas han sido datadas entre

2.200 y 1.700 Ma de edad, indicando que ellas constituyen un bloque diferenciado de Pampia. Los cinturones metamórficos y magmáticos localizados hacia el este, indican que ellos ya habían estado unidos a los bloques Africano-Gondwanico en el Proterozoico tardío. El límite entre Pampia y el cratón del Río de la Plata no está expuesto (Ramos *et al.*, 2010). Sin embargo, una fuerte anomalía gravimétrica identificada en la parte central de las Sierras de Córdoba por Miranda y Introcaso (1996) indica una discontinuidad cortical de primer orden la cual ha sido relacionada a su colisión en tiempos Neoproterozoicos (Ramos, 1988; Escayola *et al.*, 2007). La discontinuidad en el margen este de las Sierras de Córdoba ha sido correlacionado con un lineamiento de escala continental, el lineamiento Transbrasiliano, el cual es una estructura a escala continental (López de Luchi *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2007; Favetto *et al.*, 2008; Ramos *et al.*, 2010).

3.1.3. COMPARACION ENTRE LOS MODELOS GOCE Y EGM08

El modelo preliminar derivado a partir de los datos de la misión GOCE se encuentra ahora disponible, pero con una resolución espacial menor ($N=250$, Pail *et al.*, 2011) que los modelos globales como EGM08 que integran datos terrestres con los datos satelitales (Pavlis *et al.*, 2008). Sin embargo, es útil examinar la calidad de los datos terrestres que integran el modelo EGM08 por medio de un análisis comparativo con el modelo gravitacional de datos puramente satelitales como es GOCE (Pail *et al.*, 2011), tal como se expuso en el capítulo anterior. Por medio de la comparación de la anomalía de gravedad (Fig. 3.1.2a) derivada del modelo EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008) y la anomalía derivada del satélite GOCE (Pail *et al.*, 2011) (Fig. 3.1.2b), ambas calculadas hasta $N=250$, se puede mostrar que los campos concuerdan solo de manera parcial, y las diferencias son pequeñas. El valor absoluto del campo de la diferencia (EGM08-GOCE) es mostrado en la figura 3.1.3.

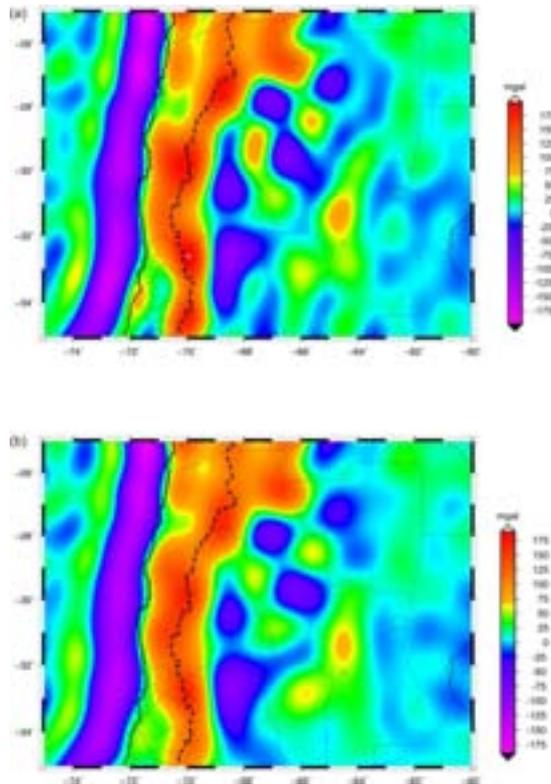


Figura 3.1.2: Control de calidad del modelo de gravedad EGM08, el cual combina datos terrestres y satelitales, con el modelo de gravedad derivado solo de datos satelitales GOCE. Máximo grado y orden $N=250$. **a)** Anomalia de gravedad obtenida con EGM08. **b)** Anomalia de gravedad obtenida con GOCE. Límites nacionales: línea discontinua; límites de provincia: línea negra fina; borde de costa: líneas negras.

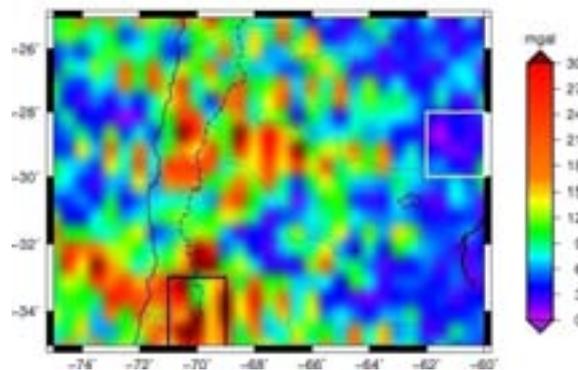


Figura 3.1.3: Diferencia absoluta entre ambos campos. El cuadro negro muestra el área con datos erróneos (sobre los Andes). El cuadro blanco muestra el área con buenos datos (sobre la llanura). Las diferencias entre ambos campos se deben a errores en los datos terrestres o la falta de datos en el modelo EGM08.

Los parámetros estadísticos para la diferencia entre ambos campos es: *diferencia promedio* = 0.077 mGal, *desviación estándar* = 12.34 mGal, *valor máximo de la diferencia* = 62.021 mGal. Luego se compara una región de alta calidad con una de baja calidad en términos del histograma del residual. El cuadrado negro en la figura 3.1.3 marca un área de 2° x 2° con calidad degradada; el cual es comparado con un cuadro de igual tamaño pero con relativa alta calidad (blanco).

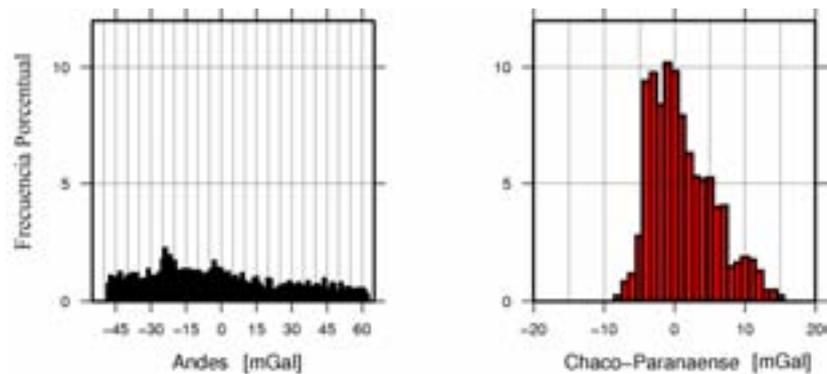


Figura 3.1.4: Histogramas de la anomalía residual entre EGM08 y G OCE (has tado y orden $N=250$). Izquierda: cuadro negro en la figura 3.1.3. Derecha: cuadro blanco en la figura 3.1.3.

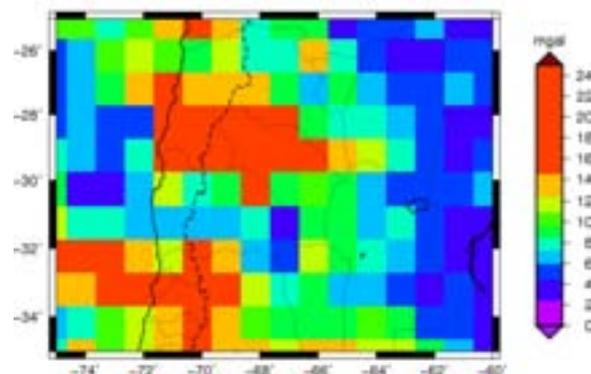


Figura 3.1.5: Valor cuadrático medio del residual de la gravedad en cuadros de 1° x 1°.

Los histogramas de los residuales (Fig. 3.1.4) muestran los mayores valores para el cuadrado negro (sobre la región Andina). La desviación cuadrática media (RMS) fue calculada a partir de la media en ventanas móviles de 1° x 1° como una medida estadística de la calidad del modelo EGM08. El resultado es mostrado en la figura 3.1.5. El valor más frecuente de la desviación rms es de 6 mal (Fig. 3.1.6). Las aéreas en

donde los datos terrestres presentan problemas reflejan valores altamente incrementados (de hasta 23 mal).

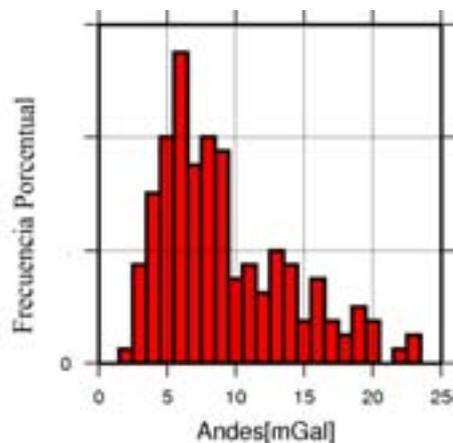


Figura 3.1.6: *Histograma de las desviaciones rms en cuadros 1° x 1°.*

Las diferencias se deben a la escasez de datos terrestres en grandes regiones, especialmente en aquellas de difícil acceso, y debido a un sistema de alturas utilizado en las diferentes campañas terrestres que no fue unificado. La exactitud de las observaciones de gravedad terrestres y sus derivados dependen de las mediciones de altura, en donde aparecen grandes inconsistencias cuando se consideran áreas grandes (Reguzzoni y Sampietro, 2010). Esto resalta la utilidad de los datos derivados de satélite en áreas montañosas de difícil acceso, como es la zona oeste de la región de estudio. Además los campos de gravedad global son útiles para unir los datos terrestres mediante el control de las largas longitudes de onda. Sin embargo, las longitudes de onda más cortas son aun definidas de mejor manera por los datos terrestres.

3.1.4. CALCULO DE LA CORRECCION TOPOGRAFICA

El efecto topográfico es sustraído de los campos de gravedad para eliminar la correlación con la topografía (véase Cap. 1.3.3). El modelo de elevación digital (DEM) expresado en un sistema de coordenadas geodésicas (λ, φ, h) es convertido en un conjunto de tesseroides (elementos de masa) de densidad constante, los cuales son expresados en un sistema de coordenadas geocéntrico para realizar el cálculo. El cálculo del efecto topográfico para la anomalía de gravedad y para el gradiente vertical de la

gravedad (Fig. 3.1.7) es realizado utilizando el software *Tesseroids-V2* (Uieda *et al.*, 2010) a una altura de cálculo de 7.000 m, en una grilla regular con un tamaño de grilla de 0.05° . La región entre las latitudes 25° S y 35° S las longitudes entre 75° W y 60° W fue seleccionada para el cálculo. El DEM utilizado es ETOPO1 (Amante y Eakins, 2008), un modelo del relieve de la superficie terrestre de espaciado de grilla de 1 minuto de arco que integra topografía terrestre y batimetría oceánica. Se utilizó una densidad estándar de $2,67\text{g/cm}^3$ para las masas sobre el nivel del mar, y una densidad de 1.03g/cm^3 para los océanos.

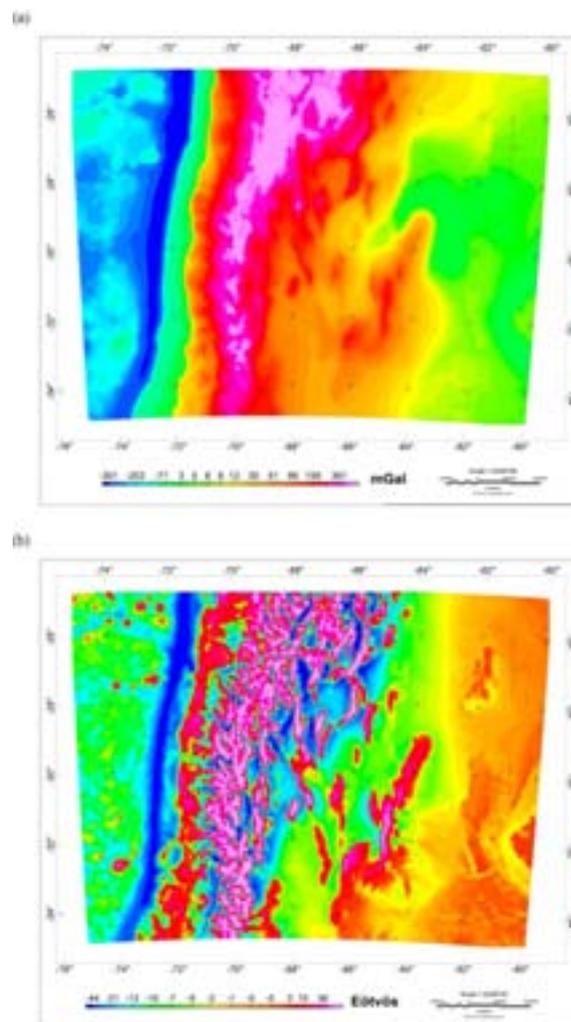


Figura 3.1.7: Corrección topográfica obtenida a partir de un DEM (ETOPO1). **a)** Corrección topográfica para la anomalía de gravedad. **b)** Corrección topográfica para el T_{zz} .

La corrección alcanza hasta decenas de Eötvös para el gradiente vertical y hasta algunos cientos de mGal para la gravedad. La corrección es mayor sobre las mayores

elevaciones topográficas (ej. la Puna y la Cordillera de los Andes) y sobre las menores depresiones topográficas como en la trinchera Chilena.

3.1.5. LAS CANTIDADES DERIVADAS DE LA GRAVEDAD Y SU RELACION CON LA GEOLOGIA

Utilizando el modelo global EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008), se calculó el gradiente vertical de la gravedad y la anomalía de gravedad para la región sur de los Andes Centrales (Janak y Sprlak, 2006) en una grilla regular con un tamaño 0.05° , con un máximo grado y orden de 2159 de la expansión armónica. La altura de cálculo es de 7.000 m para asegurar que todos los valores estén sobre la topografía y está realizada en un sistema de coordenadas esféricas. Todos los cálculos están realizados con respecto al sistema WGS84. Se utilizó una densidad estándar de 2.67 g/cm^3 para la corteza continental y una densidad de 1.03 g/cm^3 para el agua del océano. La anomalía de gravedad corregida por topografía es mostrada en la figura 3.1.8 y el gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía es mostrado en la figura 3.1.9. La comparación del campo de la gravedad y del gradiente vertical revela una óptima correlación en la localización de las anomalías, resolviendo la misma en una manera más exacta el Tzz.

Los resultados obtenidos fueron comparados con un mapa geológico esquemático de la región del sur de los Andes Centrales, el cual incluye las principales características geológicas a escala regional, las cuales están presumiblemente acompañadas por variaciones de la densidad cortical. Los principales lineamientos, intrusiones, y cuencas de antepaís, han sido interpretadas, correspondiendo la mayoría de ellas a las Sierras Pampeanas las cuales están localizadas en la faja central del mapa.

El área de contacto entre los terranos de Cuyania y Pampeana, asociado con el megalineamiento de Valle Fértil-Desaguadero (Giménez *et al.*, 2000; Introcaso *et al.*, 2004), es detectado en la señal de la Ga (Fig. 3.1.8) y también es revelado en el gradiente gravimétrico debido a un cambio abrupto de negativo a positivo (Fig. 3.1.9). Hacia el oeste de la parte central de esta área de contacto, se delinea la cuenca de Bermejo, la cual presenta valores de gradiente entre -13 y -45 Eötvös y hasta -300 mGal para la gravedad. Al sur de esta cuenca, se localiza la sierra de Piedepalo, una

exposición del basamento cristalino Mesoproterozoico, el cual es identificado por su alta señal gravimétrica alcanzando los +190 mGal, y +72 Eötvös para Tzz. Hacia el este de la cuenca de Bermejo, se encuentran las rocas plutónicas Ordovícicas de las Sierras de Valle Fértil, y están limitadas a +160mGal para la Ga y supera los +52 Eötvös para el Tzz. Estas elevaciones forman parte del arco Famatiniano dentro de las Sierras Pampeanas. Los valores positivos relativos se deben a la tendencia regional negativa provocada por la raíz Andina. El Tzz muestra una señal positiva que fluctúa a negativo debido a las cuencas intermontanas.

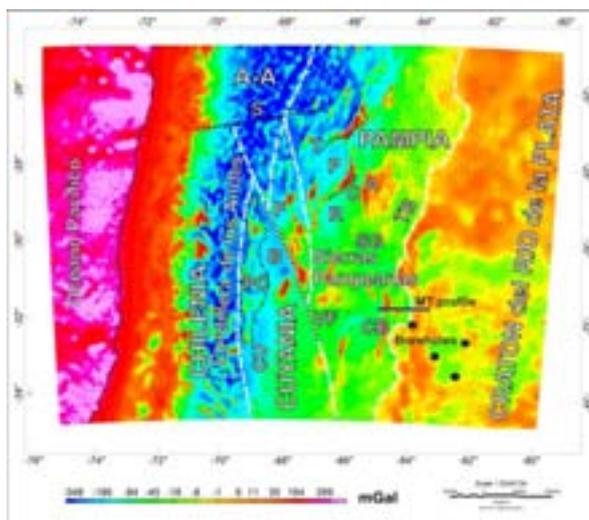


Figura 3.1.8: Mapa de la anomalía de gravedad corregida por topografía para el modelo EGM08 hasta grado y orden $N=2159$. Lineamientos: C-Catamarca, S-Salado, T-Tucuman, TB-Transbrasiliano, VF-Valle Fértil Desaguadero. Terranes: AA-Arequipa Antofalla, F -Famatina, P C-Precordillera. Cuencas: B-Bermejo, C U-Cuyana, P -Pipanaco, R-Valle de la Rioja, SG-Salinas Grandes. Sierras menores: A-Ancasti, CB-Cordoba. También se indica el perfil de MT de Faveto et al. (2008), y en círculo sólido los datos de pozo (borehole) de Rapela et al. (2007). Límites entre terrenos: línea de trazo; Grandes lineamientos: línea de puntos; Precordillera: punto y trazo; trinchera Chilena: línea continua.

Dentro de la parte oeste del terreno Cuyania (Fig. 3.1.8), se puede ver claramente la respuesta gravimétrica positiva de la Precordillera dentro de la gran influencia negativa que provoca la raíz Andina. Las rocas sedimentarias de edad Ordovícico-Devónica y Cámbrico-Ordovícica que forman la Precordillera presentan valores de Ga entre -90 y -4 mGal, y +60 Eötvos para el Tzz. El límite oeste de la Precordillera está marcado por una

anomalía elongada semi-arqueada en dirección N-S, la cual es presentada como un mínimo para ambos, gravedad (alcanzando -391 mGal) y para el gradiente (hasta -97 Eötvös). Esta anomalía marca el límite entre los terrenos Cuyania y Chilenia. La cuenca Cuyana se localiza al sur de la Precordillera.

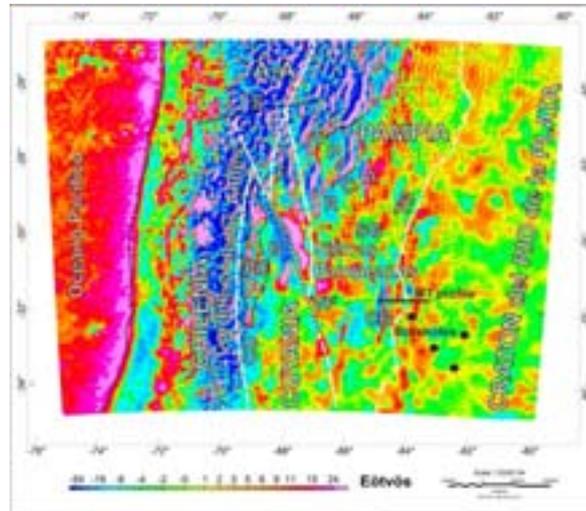


Figura 3.1.9: Mapa de la gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía para el modelo EGM08, hasta grado y orden 2159. Lineamientos: C-Catamarca, S-Salado, T-Tucumán, TB-Transbrasiliano, VF-Valle Fértil Desaguadero. Terranes: AA-Arequipa Antofalla, F-Famatina, PC-Precordillera. Cuencas: B-Bermejo, CU-Cuyana, P-Pipanaco, R-Valle de la Rioja, SG-Salinas Grandes. Sierras menores: A-Ancasti, CB-Cordoba. Límites entre terrains: línea de trazo; Grandes Lineamientos: línea punteada; Precordillera: punto y trazo; trinchera Chilena: línea continua. Límite del cratón del Rio de la Plata: línea de trazo y doble punto. Para más referencias véase la figura 3.1.8.

Dentro de Pampia, cuencas de antepaís como la de Pipanaco (Davila *et al.*, 2012), Valle de la Rioja (Giménez *et al.*, 2009b), y Salinas Grandes presentan valores de gradiente bajos entre -30 y +6 Eötvös para el Tzz y están limitados a -170 mGal para la gravedad. Sierras Pampeanas como Chepes, Velasco, Ambato y Capillitas, compuestas por rocas plutónicas Ordovícicas presentan una señal gravimétrica y de gradiente notorias. Ancasti está compuesta por rocas meta-sedimentarias de medio a alto grado de edad Neoproterozoico-Cámbrico presenta un patrón más extenso.

En el margen este de las Sierras Pampeanas, el contacto entre el terreno Pampa y el cratón del Río de La Plata, el lineamiento Tranbrasiliano (López de Luchi *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2007; Favetto *et al.*, 2008; Ramos *et al.*, 2010), puede ser claramente observado en la anomalía gravimétrica (Fig. 3.1.8), expresado por un cambio abrupto de la señal gravimétrica que se vuelve más positivo hacia el este. Esta interpretación es consistente con otros estudios realizados por Booker *et al.* (2004) y Favetto *et al.* (2008) basados en datos geológicos de pozo y en un perfil magnetotelúrico, y Rapela *et al.* (2007; 2011) y Oyhantçabal *et al.* (2011), basados en datos litoestratigráficos, geocronológicos e isotópicos. Estos estudios indican que el cratón del Río de la Plata presenta un contacto abrupto con las Sierras Pampeanas (Booker *et al.* 2004; Rapela *et al.* 2007).

3.1.5.1. COMPARACION CON EL TZZ CON GOCE

En la sección 3.1.3 se realizó una comparación entre el modelo EGM08 y los datos del satélite GOCE. El análisis estadístico muestra que el modelo EGM08 tiene mayor diferencia con GOCE sobre los Andes. Debido a esto, y para comparar el desempeño entre ambos modelos de otra forma, se realizó el cálculo de la anomalía gravimétrica (Fig. 3.1.10a) y el gradiente vertical (Fig. 3.1.10b) ambos corregidos por topografía con el modelo GOCE hasta grado y orden $N=250$ (lo máximo disponible para el modelo GOCE en la actualidad). La resolución de las estructuras geológicas es de $\lambda_{\min} \approx 2\pi R/N_{\max} \approx 160$ km, en consecuencia solo se espera que se puedan detectar unas pocas estructuras sobre la región. Para la comparación se seleccionó el gradiente vertical de la gravedad ya que refleja las estructuras geológicas con mayor detalle que la anomalía de gravedad.

El gradiente vertical obtenido con GOCE (Fig. 3.1.10b) muestra las principales estructuras geológicas mostradas en la Fig. 3.1.9, a pesar de resolución espacial de los datos actuales de GOCE. Los límites entre los diferentes terrenos y las anomalías se encuentran suavizados debido a la menor resolución espacial de los datos. Las estructuras menores no son detectables, como en el caso de las Sierras de Córdoba, cuyo efecto se solapa con el límite este del cratón. Hacia el oeste de la Precordillera y al norte de los 28° S el gran efecto de la raíz Andina hace difícil detectar las estructuras a estas

longitudes de onda. Este es el caso del límite norte de la cuenca de Pipanaco y el lineamiento de Tucumán.

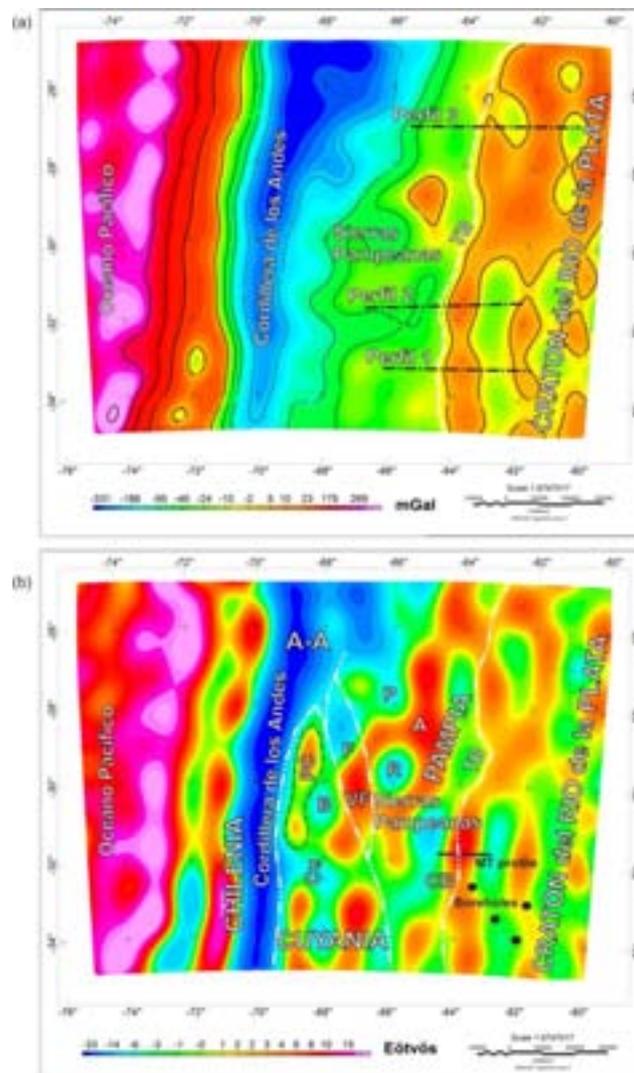


Figura 3.1.10: a) Mapa de la anomalía de la gravedad corregida por topografía para el modelo GOCE hasta grado/orden 250. Los perfiles mostrados en la figura 3.1.11 son mostrados con líneas de punto y trazo; Límite del Cratón: línea de trazo; trinchera chilena: línea continua. b) Mapa de la T_{zz} corregida por topografía para el modelo GOCE hasta grado y orden 250. Límite del cratón del Río de la Plata: línea de trazo y doble punto.

3.1.5.2. PERFILES A LO LARGO DEL LÍMITE ENTRE PAMPIA Y EL CRATÓN DEL RIO DE LA PLATA

A pesar de que el Tzz resalta las heterogeneidades de masa de la corteza superior, el límite entre Pampia y el cratón del Río de la Plata es detectado de una manera más eficiente con la anomalía de gravedad. Esto es debido a que el contraste de densidad entre ambos terrenos es leve y debido a la baja resolución espacial actual de los datos del satélite GOCE. Las edades de las rocas que conforman el cratón del Río de la Plata van desde los 2,0 a los 2,3 Ga (Dalla Salda *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2007), con densidades promedio de $2,83 \text{ g/cm}^3$. El orógeno Pampeano está compuesto de dos dominios litológicos (Lira *et al.*, 1997; Sims *et al.*, 1997): un arco magmático calcálico Cámbrico hacia el este, formado por rocas granodioríticas y monzogranitos, y por un prisma acretado hacia el oeste, formado por rocas metamórficas de medio a alto grado que alojan granitoides tipo S. Ambos dominios se desarrollaron en un substrato cratónico, que en conjunto adquieren densidades similares a aquellas del cratón del Río de la Plata. Posteriormente, la región estuvo sujeta a significantes eventos extensionales, que tuvieron lugar entre los períodos Carbonífero y Cretácico (Aceñolaza y Toselli, 1988; Dalla Salda *et al.*, 1992; Rapela *et al.*, 1992), seguidos por el ciclo tectónico compresivo Andino, que condujo a la fracturación en bloques. Finalmente, una cubierta sedimentaria de aproximadamente 4 km de espesor fue depositada sobre esta zona de contacto entre ambos terrains (Russo *et al.*, 1979). De esta forma, el efecto de los sedimentos empeoraría la detección del área de contacto entre ambos terrains, que a su vez presenta un débil contraste de densidad.

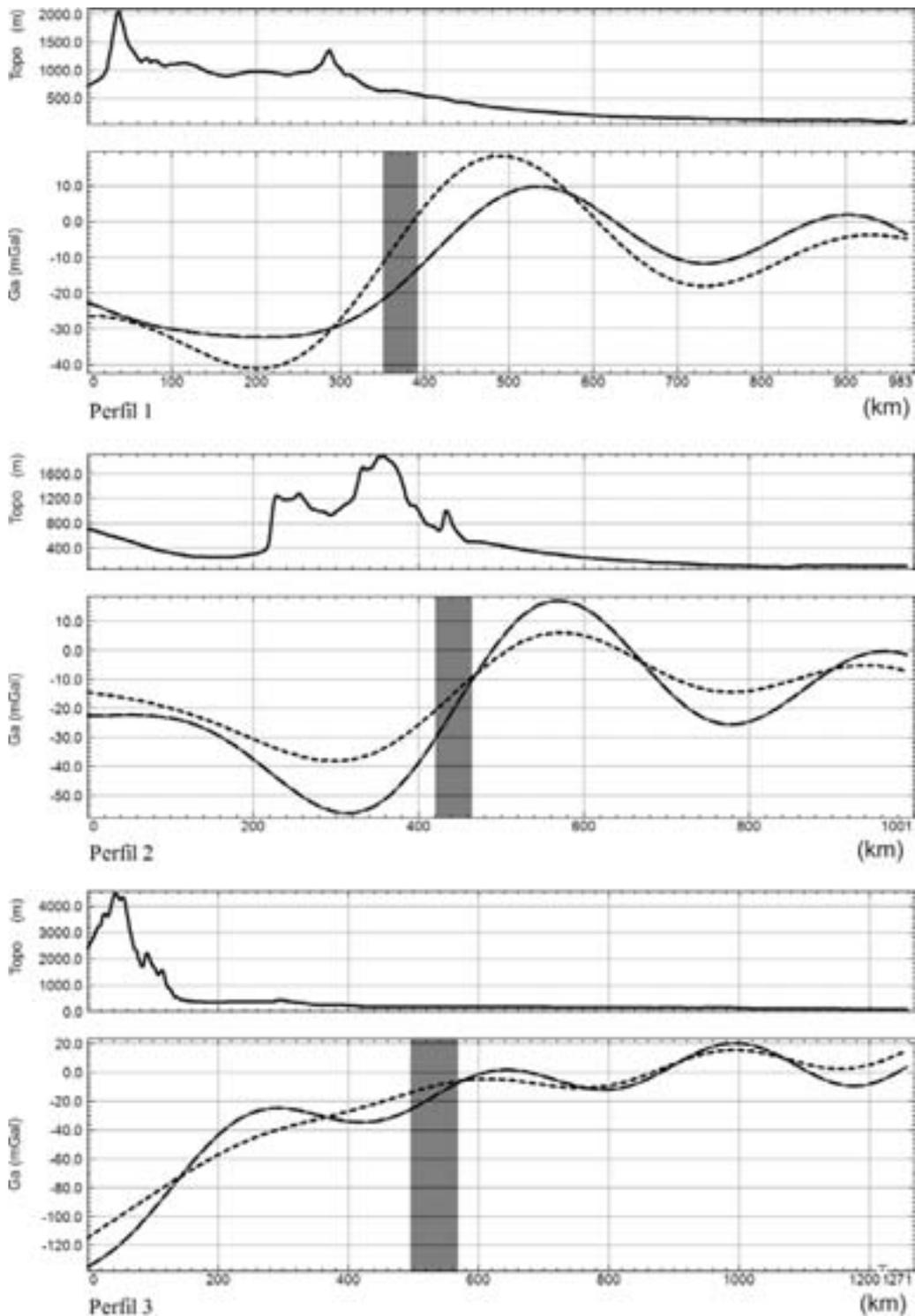


Figura 3.1.11: Perfiles comparando la anomalía de gravedad corregida por topografía, obtenidas con EGM08 y GOCE hasta $N=250$, sobre el contacto entre el cratón del Rio de la Plata cratón y Pampia. La zona sombreada en gris muestra el área de contacto. Topografía: línea continua; Ga -EGM08: línea de trazo; Ga -GOCE: línea de punto y trazo.

Considerando lo expuesto, se compararon la anomalía de gravedad y la topografía a lo largo del límite entre los terranos de Pampia y del cratón del Río de la Plata (Fig. 3.1.11). Los perfiles (para la localización de los perfiles ver la Fig. 3.1.10a) se trazaron sobre la anomalía de gravedad corregida por topografía obtenida con el modelo EGM08 y con GOCE, hasta grado/orden $N=250$. Los perfiles muestran un leve desplazamiento entre ambas anomalías. En el perfil 2, la inflexión de la señal de G que revela el lineamiento, coincide con una expresión significativa de la topografía. La amplitud de la señal en este perfil es de -15 mGal para EGM08, y -19 mGal para GOCE. En el Perfil 1 y 3, en los cuales no existe una expresión topográfica importante, la inflexión de la señal G también revela el límite. En el perfil 1, la amplitud de la señal para EGM08 es de -14 mGal, y -18 mGal para GOCE; mientras que en el Perfil 3, la amplitud de la señal para GOCE es de -17 mGal. En este perfil la señal de EGM08 se ve suavizada en los primeros 400 km. En este caso la inflexión de la señal EGM08 no es apreciable, haciendo difícil detectar el límite.

3.1.6. CONCLUSIONES

El nuevo modelo de gravedad global EGM08, el cual está basado en datos satelitales y terrestres, presenta una resolución espacial y precisión sin precedentes. Los datos preliminares de GOCE con una resolución espacial menos detallada, permiten validar los datos terrestres que entran al modelo de gravedad global. El análisis estadístico realizado en la región de estudio muestra que el modelo EGM08 presenta una concordancia apropiada con los datos obtenidos del satélite GOCE sobre el llano, y una pobre correlación sobre la Cordillera de los Andes. En función de ello, se realizó el cálculo con ambos EGM08 y GOCE, optimizando de esta forma los mejores aspectos de cada uno: la mayor resolución de EGM08 pero con menor calidad sobre los Andes, y la calidad uniforme de los datos GOCE con una resolución espacial más reducida. Fueron calculados el potencial anómalo y consecuentemente los derivados del campo de gravedad. La gravedad y el gradiente de la gravedad resaltan características geológicas equivalentes de forma diferente y complementaria, demostrando la utilidad de ambas técnicas. TZZ es apropiado para detectar heterogeneidades de masa localizadas en la corteza superior; es topógráficamente lineal áreas tales como zonas de contacto entre terrenos, en donde las rocas de alta y baja densidad son enfrentadas. Sin embargo,

cuando el contraste de densidad es relativamente bajo y las estructuras geológicas son profundas, Tzz pierde resolución. En este caso, la anomalía de la gravedad muestra una mejor respuesta, como es el caso del límite entre el Orogeno Pampeano y el cratón del Río de la Plata.

De esta forma queda demostrado que es posible detectar límites geológicos relacionados a diferencias de densidad en una escala regional. Se resalta el potencial de la gravimetría satelital con corrección topográfica como una nueva herramienta para lograr la interpretación tectónica de media a larga longitud de onda en una determinada región de estudio. En función de los mapas de anomalía y gradiente vertical se han interpretado las estructuras geológicas asociadas y la delimitación de terrenos como Chilena, Cuyana, Pampia, y el límite este del cratón del Río de la Plata. Este es un límite importante que aún no había sido claramente mostrado por la gravimetría. Este límite también se puede observar en el mapa del gradiente vertical de la gravedad obtenido con GOCE, presentando una señal más grande que la obtenida con el modelo EGM08 desarrollado hasta el mismo grado y orden que GOCE.

3.2. REGION NORTE DE LA ZONA DE SUBDUCCION PLANA PAMPEANA

3.2.1. INTRODUCCION

Los Andes son el sistema orogénico activo más grande desarrollado por la subducción de una serie de placas oceánicas bajo el margen continental. Este cinturón montañoso continuo y complejo es la expresión de una serie de procesos asociados a la subducción de la placa oceánica y el acortamiento asociado, el aplastamiento y el empinamiento del ángulo de subducción, cambio de las propiedades mecánicas relacionadas al volcanismo/calentamiento, fenómenos de delaminación, fuerzas climáticas, colisión de características oceánicas, geometría de la placa, e tc. (James y Sacks, 1999; Ramos, 2009; Martinod *et al.*, 2010; entre otros). Estos procesos muestran un registro intrincado de acreciones y colisiones que son específicos de diferentes secciones (Kay y Coira, 2009; entre otros). La segmentación de los procesos magmáticos y sedimentarios a lo largo del margen a través del tiempo han determinado las características de los mayores sistemas morfoestructurales observados en los Andes actuales (Fig. 3.2.1) (Ramos, 2009).

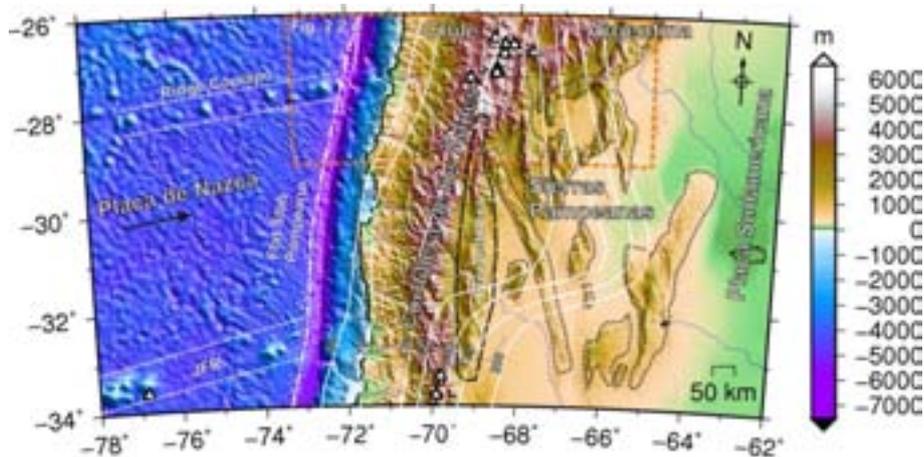


Figura 3.2.1. Modelo de elevación digital de la región Sur de los Andes Centrales con contornos superpuestos de las isoprofundidades (línea sólida blanca) de la placa subducida de Nazca describiendo la zona de subducción plana Pampeana de Cahill y Isacks (1992). Este modelo proponía que el límite sur presentaría un cambio abrupto en la inclinación de la placa subducida

mientras que al norte el cambio sería más suave. La Precordillera es demarcada por una línea de trazo negro y las Sierras Pampeanas por una línea negra de punto y trazo. Ambos sistemas montañosos han sido relacionados con el desarrollo de la placa plana en los últimos 17 Ma. Los triángulos indican la posición actual del arco volcánico activo (Siebert y Simkin, 2002). El ridge de Juan Fernández y el de Copiapó están indicados (línea blanca punteada) colisionando contra la trinchera Chilena en los límites sur y norte del flat slab respectivamente. La trinchera es demarcada por una línea blanca de trazo y doble punto.

En términos de los procesos de deformación y magmáticos, la distribución de las zonas de subducción plana a lo largo de los Andes es de un interés especial (James y Sacks, 1999; Kay y Coira, 2009; Ramos y Folguera, 2009; Folguera y Ramos, 2011). La subducción plana ocurre aproximadamente en un 10% de los márgenes convergentes en la actualidad (Gutscher *et al.*, 2000). Su magnitud es sorprendentemente variable a lo largo del mundo, siendo las más importantes en los Andes, en términos de distribución espacial y efectos deformacionales. Para los casos de Perú (3° S a 15° S) y Chile Central (Zona de subducción plana Pampeana; 27° S a 33° S), las placas planas correspondientes pueden ser seguidas bajo el continente a 700 km de la trinchera (Sacks, 1983; McGeary *et al.*, 1985).

Barazangi y Isacks (1976, 1979) relacionaron dos de los cuatro segmentos que carecen de magmatismo de arco activo, a lo largo de los Andes, a dos configuraciones de placa horizontal basados en localización de epicentros sísmicos. Su desarrollo ha sido relacionado a varios factores como ser la colisión de ridges sísmicos con mayor flotabilidad (Gutscher *et al.*, 2000; Ramos *et al.*, 2002) y más recientemente a la velocidad de retroceso de la trinchera combinada con una litosfera profunda en la placa superior (Manea *et al.*, 2012). De todos modos, la subducción de plateaus oceánicos, montañas submarinas, ridges sísmicos son considerados los principales factores asociados con el desarrollo de estos segmentos de placa plana (Cloos, 1992; Scholtz y Small, 1997; Yañez *et al.*, 2001; Yañez y Cembrano, 2004). Gutscher *et al.* (2000) relaciona la flotabilidad anómala de la corteza oceánica con la subducción plana. En particular, estos autores enfatizan que los segmentos de placa plana bajo Sudamérica

pueden ser explicados por la subducción de ridges con mayor flotabilidad (Sacks, 1983; Henderson *et al.*, 1984; Pilger, 1984; Martinod *et al.*, 2010).

Ha sido considerado que la subducción plana a lo largo de los Andes Centrales Sur tiene una gran influencia en el desarrollo de las montañas (Ramos *et al.*, 2002; Kay y Coira, 2009). Estos procesos también producen sismicidad importante a lo largo de la interfaz de subducción y en las estructuras intracorticales y modifica el patrón de actividad magmática en el arco volcánico (Nur y Ben-Avraham, 1981; McGeary, 1985; Tatcher, 1989). Durante su desarrollo la producción del arco se expande bajo el área del antepaís cambiando la estructura tectónica y produciendo consecuentemente transiciones frágil-dúctil superficiales (James y Sacks, 1999; Ramos y Folguera, 2009).

En particular, en la zona de subducción plana Pampeana, presente desde aproximadamente $\sim 17^\circ$ S ha sido relacionada con la exhumación de la región del antepaís por medio de la actividad de megafallas profundas que condujeron al levantamiento de las regiones de Precordillera y Sierras Pampeanas (Fig. 3.2.1) (Ramos *et al.*, 2002). Pardo *et al.* (2002) determinó la forma de la placa de Nazca subducida basado en epicentros localizados con precisión a partir de eventos locales y telesísmicos y concluyó que entre las latitudes $26-33^\circ$ S la placa se horizontaliza a profundidades intermedias. Ello se relaciona con el aplastamiento a la subducción de litosfera con mayor flotabilidad, pero solamente asociada a la subducción del ridge Juan Fernandez Ridge. Luego la placa subducida desciende con un ángulo inicial de 30° a partir de la trinchera hasta una profundidad de aproximadamente 100-120 km, y luego se horizontaliza bajo la litosfera cabalgante por varios cientos de kilómetros en la región de la Precordillera y Sierras Pampeanas, previo a hundirse en la astenósfera del manto superior de la zona del antepaís. La cuña astenosférica es repelida aproximadamente 600 km fuera de la trinchera (Booker *et al.*, 2004; Martinod *et al.*, 2010).

La zona de subducción plana Pampeana ha sido correlacionada con la colisión del ridge Juan Fernandez (Ramos *et al.*, 2002). Esta característica interacciona con la parte sur de la zona de subducción plana Pampeana a los 33° S tal como es evidenciado por la fuerte curvatura de los contornos de las isoprofundidades de la placa subducida y por el truncamiento del arco volcánico activo hacia el norte (Fig. 3.2.1). Más localmente, la localización de los epicentros indica que la porción más superficial de la placa plana

está asociada con la localización inferida del subducido ridge Juan Fernandez a 31° S y que la placa se profundiza al norte y al sur de esta región (Anderson *et al.*, 2007). Por lo tanto, la estructura gruesa interpretada de la zona de Wadati-Benioff de Cahill y Isacks (1992) es más compleja y muestra una gran relación con la subducción del ridge Juan Fernández.

La subducción del ridge Juan Fernández en la zona de la placa plana Pampeana ha sido relacionada superficialmente con una variedad de procesos tales como un intervalo en arco entre los 28° S y los 32° S (Fig. 3.2.1), a una región de antepaís quebrada, y la expansión hacia el este del volcanismo del Neógeno al Plioceno (Stauder, 1973; Barazangi y Isacks, 1976, 1979; Pilger, 1981; Jordan *et al.*, 1983a, 1983b; Smalley y Isacks, 1987; Kay *et al.*, 1988, 1991; Allmendinger *et al.*, 1990; Cahill y Isacks, 1992; Kay y Abbruzzi, 1996; Ramos *et al.*, 1991, 2002; Yañez *et al.*, 2001).

Su posible geometría de subducción, inferida de las trayectorias de los puntos calientes conservados en el Pacífico oeste, ha explicado satisfactoriamente que la parte norte de la placa plana podría estar asociada con la parte subducida de la cadena volcánica (Yañez *et al.*, 2001; Kay y Coira, 2009). Los “constraints” derivados de las reconstrucciones oceánicas indican que la colisión del ridge Juan Fernández con la trinchera Chilena se propagó desde el norte hacia el sur desde aproximadamente ~ 18 a ~ 11 Ma (Yañez *et al.*, 2001). Estos autores indican que el ridge se ha movido progresivamente hacia el sur hasta el punto actual de colisión localizado aproximadamente a los 32 - 33° S.

Sin embargo, esta parte norte también coincide con la colisión de otro ridge asísmico, el ridge Copiapó (Fig. 3.2.1). En este capítulo se explora la relación potencial entre esta colisión al norte y la definición del intervalo del arco y cambios en la geometría del frente de arco por medio de datos gravimétricos y sísmicos, encontrando paralelismos con el caso sur, el ridge de Juan Fernández (Fig. 3.2.1). Basados en un arreglo sísmico limitado, Cahill y Isacks (1992) sugirieron que la transición de un ángulo de subducción de 30° bajo Bolivia y norte de Argentina a una placa prácticamente horizontal en la región entre los 28° S y 32° S es gradual. En contraste, el contorno de 160 km de isoprofundidades determinado por Araujo y Suarez (1994), entre 27.5° S y 28.5° S, sugiere una flexión más aguda a lo largo de esta transición que la obtenida por Cahill y Isacks (1992).

3.2.2. GEOMETRIA DE LA ZONA DE SUBDUCCION PLANA PAMPEANA Y ESTRUCTURA ANDINA RELACIONADA (26-28°S)

Trabajos previos trazan la terminación norte del de la placa plana Pampeana a lo largo de las latitudes 27-28° S, como una característica suave en la placa profunda, a partir de aproximadamente plana en el sur a “normal” en el norte ($\sim 30^\circ$) (Jordan *et al.*, 1983a; Bevis y Isacks, 1984; Smalley y Isacks, 1987; Cahill y Isacks, 1992; Araujo y Suarez, 1994; Pardo *et al.*, 2002). A fin de mejorar estas geometrías de la placa de Nazca subducida en la zona de subducción plana Pampeana (Fig. 3.2.1), y particularmente en la parte norte donde se subduce el ridge Copiapo ($\sim 27.5^\circ$ S), se utilizó el catálogo de mecanismos focales determinados por el catálogo Harvard Centroid Moment Tensor (Harvard CMT, *Global CMT Project*, 2006). El método del Tensor Momento Sísmico - Centroide (CMT) invierte dos partes del sismograma, 1) ondas de cuerpo de largo período y 2) ondas subsuperficiales de muy largo período (Stein y Wysession, 2003). Por lo tanto, las soluciones CMT usan formas de onda completas, resultando en el centroide, o localización promedio, en espacio y tiempo, de la energía sísmica liberada. De esta forma, el dato de profundidad puede ser considerado como confiable. Adicionalmente, se utilizó el catálogo EHB (EHB-Catalog, 2009; Engdahl *et al.*, 1998), para una localización más confiable de los sismos en la región de estudio. Se proyectaron los epicentros dentro de una ventana de latitud de 27.5° S, utilizando las localizaciones CMT y el catálogo EHB.

El perfil a 27.5° S con 1° de ancho (Fig. 3.2.2) muestra que la placa se subduce de manera subhorizontal los primeros 200 km, y luego penetra en la astenósfera con un ángulo de aproximadamente 20° . En una vista en planta, el contorno de las profundidades de 160 km muestra claramente la geometría de la placa plana con una forma más simétrica que las propuestas previas como la de Cahill y Isacks (1992), (Fig. 3.2.3). El cambio abrupto de inclinación de la placa se encuentra en la línea de colisión del ridge Copiapó (Fig. 3.2.3).

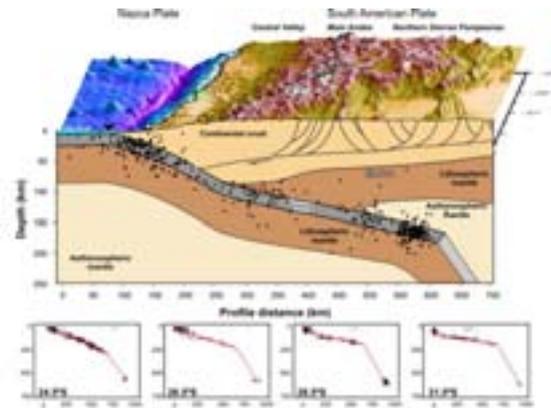


Figura 3.2.2: DEM con sección litosférica transversal a los 27.5° S (azimuth 92.5° ; ancho ± 50 km; profundidad 0-650 km). La zona de Wadati-Benioff es determinada por medio de la sismicidad, mientras que la estructura de la corteza superior está basada en Salft y et al. (2005). Los epicentros de los sismos están indicados con círculos (EHB Catalog) (sismos de corteza superior en blanco y sismos de la placa de Nazca subducida en negro). El límite Corteza-Manto (Moho) está determinado a partir de la anomalía de Bouguer aplicando cálculos gravimétricos inversos utilizando el software Lithoflex (www.lithoflex.org, Brautenberg et al. (2007), Wienecke et al. (2007)). Los centros individuales en el frente de arco activo están indicados por triángulos blancos (de Siebert y Simkin, 2002), la trinchera Chilena está indicada por un triángulo invertido negro y la línea de costa por un triángulo invertido blanco. Para la localización del perfil véase la figura 3.2.4.

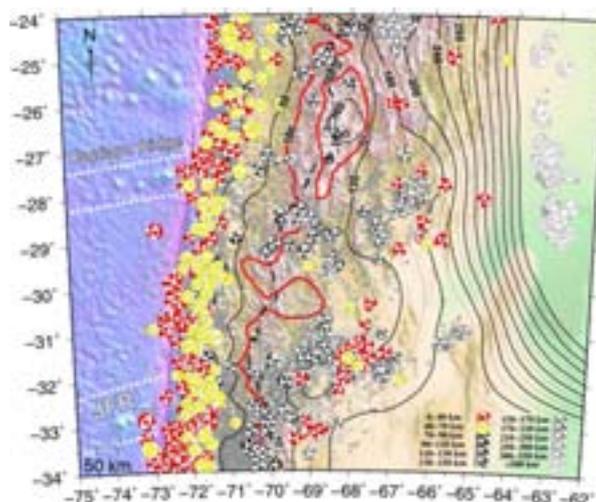


Figura 3.2.3: Contornos de iso-profundidades y mecanismos focales asociados con la sismicidad de la placa subducida de Nazca en la zona de flat-slab Pampeano. El

contorno de iso-profundidad de 160 km (línea negra gruesa) de línea claramente la región del flat-slab Pampeano. Los pequeños círculos blancos muestran la sismicidad (EHB Catalog). Los mecanismos focales son de catálogo CMT.

La estructura Andina en la zona del flat slab Pampeano está representada por una serie de sistemas montañosos que comenzando por el oeste son (Fig. 3.2.4): los Andes principales, cuyo frente de formacional está representado por la Cordillera Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas. Los Andes principales se proyectan al norte de la zona de subducción plana Pampeana hacia la región de la Puna; esta región es parte del amplio Altiplano que se desarrolla en la parte interior del norte de Argentina/Chile, Bolivia y sur de la faja plegada y corrida de Perú (Fig. 3.2.4). Los Andes principales son producidos por mecanismos que incluyen la inversión de los despegues extensionales del Triásico tardío y desprendimientos subordinados de la sección Mesozoica. El resultado es un abanico complejo de estructuras invertidas con vergencia predominante hacia el este que exhuma una serie de bloques de basamento en su frente de deformación, que representa la cordillera Frontal (Ramos *et al.*, 1996). La edad de esas imbricaciones ha sido determinada como Mioceno temprano a tardío basado en estratos sinorogénicos asociados a este frente de formacional (Jordan *et al.*, 1986). El levantamiento de la cordillera Frontal y el resto del relieve expuesto hacia el este ha sido relacionado con el comienzo de la subducción plana Pampeana entre los 27-33° S (Ramos *et al.*, 2002). La Precordillera es un sistema imbricado que reactiva los despegues y desprendimientos del Triásico tardío en las series del Paleozoico temprano, y que junto con las Sierras Pampeanas hacia el este, han sido incorporadas en la cuña orogénica en los últimos 10 Ma. (Ramos *et al.*, 2002). La última corresponde a un clásico antepaís roto en donde las rocas altamente metamorfizadas del Paleozoico temprano son elevadas en una forma tipo Laramide.

En la actualidad, estas estructuras coexisten con un régimen de convergencia oblicua entre la placa subducida de Nazca y la placa Sud-Americana (Fig. 3.2.2) (~ 77° N respecto de la tendencia de la trinchera) (DeMets *et al.*, 1990, 1994; Angermann *et al.*, 1999; Kendrick *et al.*, 2003; Ranero *et al.*, 2006; Völker *et al.*, 2006; Vigny *et al.*, 2009). Esto ha conducido a que numerosos autores propongan que a estas latitudes los procesos de partición del esfuerzo, favorecidos por el alto acoplamiento, produjeron el aplastamiento de la placa (Pinet y Cobbold, 1992; Pubellier y Cobbold, 1996; Chemed

et al., 2000; Gutscher, 2000). En particular, Gutscher *et al.* (2000) mostró que la subducción plana aumenta el acoplamiento interplaca, sugiriendo que podría aumentar la partición por esfuerzo en una posición lejos de la trinchera hacia el interior de la región del retroarco.

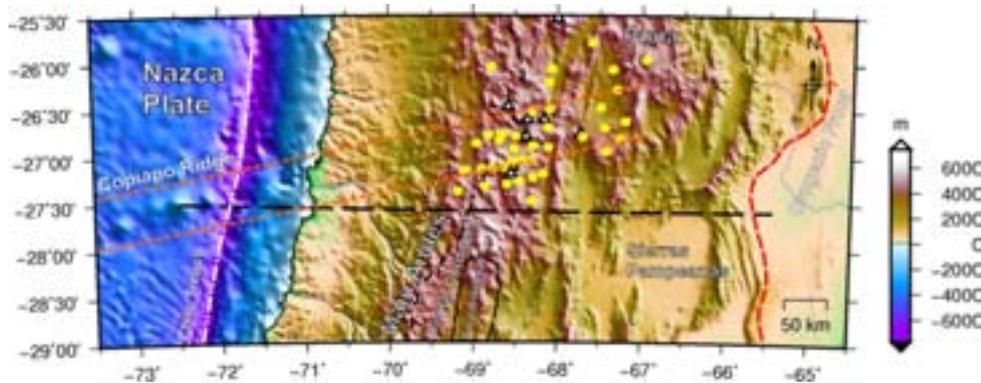


Figura 3.2.4: Modelo de elevación digital DEM en la sección norte de la zona del flat-slab Pampeano (ver Fig. 3.2.1 para localización). Los triángulos blancos muestran el arco volcánico activo. Las líneas negras de trazo indican el frente orogénico. Los círculos amarillos delimitan la cadena volcánica de Ojos del Salado-Buenaventura que va desde la zona del arco hasta el retroarco (Seggiaro *et al.* 1997; Kay *et al.*, 2008). Es notoria la coincidencia entre la extrapolación del ridge de Copiapo Ridge dentro de la placa Sudamericana y el lineamiento volcánico Ojos del Salado-Buenaventura. La línea negra de trazo indica el perfil de la figura 3.2.2.

A partir de la interpretación de los Andes sur como una clásica faja plegada y corrida, diferentes autores han propuesto la existencia de lineamientos regionales pre-Andinos, opuestos al margen continental, que constituyeron un control para las de formaciones más jóvenes tales como rampas corticales laterales, particionando la deformación impuesta por la convergencia oblicua (Seegerstrom y Turner, 1972; Salfity, 1985; Baldi y Vaca, 1985; Bassi, 1988; Urreiztieta, 1996; Urreiztieta *et al.*, 1996, Aubry *et al.*, 1996; Rossello *et al.*, 1996). Como un ejemplo, en los Andes norte, los datos GPS sugieren desplazamientos en el orden de 1-2 cm/a hacia el NNE a lo largo de una megaestructura asociada con los terranes oceánicos desplazados amalgamados desde tiempos Cretácicos (Gutscher *et al.*, 2000). En Ecuador, este desplazamiento dextral ocurre a 300-400 km de la trinchera, y parece ser causado por un acoplamiento aumentado sobre el

segmento de subducción plana de Carnegie (Gutscher *et al.*, 1999b). Comúnmente en los Andes sur, estos lineamientos tienen direcciones oblicuas a la tendencia principal NNE Andina y cruzan la divisoria de aguas a través de las dos vertientes de los Andes como ser los lineamientos de El Toro-Olacapato, Catamarca (Baldis *et al.*, 1976) y Tucumán (Mon, 1976). A pesar de su importante magnitud, sus mecanismos aun no han sido claramente entendidos. Sin embargo, ellos han sido relacionados con caminos usuales de volcanismo de arco y retroarco, produciendo largas lineaciones de erupciones de retroarco en tiempos del Mioceno al Cuaternario (Kay *et al.*, 2008; Kay y Coira, 2009).

En particular, el lineamiento Ojos del Salado-Buenaventura (Zentilli, 1974) con tendencia ENE, está localizado después del complejo volcánico del mismo nombre (Fig. 3.2.4) y se extiende a $\sim 27^\circ$ S (Gerth, 1955; Carter, 1974). Este lineamiento con aproximadamente 250 km a partir del Valle Central Chileno hasta la ladera este de los Andes es una importante discontinuidad morfológica transversal a través de la cadena (Bonatti *et al.*, 1977). Esta produce una fuerte inflexión en la zona divisoria de aguas Andina de N en la región sur a ENE en el norte impuesta por grandes complejos de domos y estratovolcanes alineados que forman parte del frente del arco a estas latitudes (Fig. 3.2.4) (Kay *et al.*, 2008). Está compuesta por los mayores centros volcánicos en el área de transición entre la Cordillera Principal y la región de la Puna como ser el Ojos del Salado de edad Cuaternaria, el edificio volcánico más alto del mundo, Tres Cruces, Incahuasi y la cadena volcánica de San Buena Ventura (Mpodosis y Kay, 1992). Estos centros están afectados y controlados por estructuras normales y laterales derechas con extensión regional identificadas en el campo y definiendo un lineamiento estructural general con orientación ENE (Seggiaro *et al.*, 1997; Baldwin y Marrett, 2004; Kay *et al.*, 2008). Por otro lado, la distribución de la sismicidad (Fig. 3.2.3) muestra un “gap” distintivo a profundidades superficiales e intermedias en la región de los $27^\circ - 28^\circ$ S, inmediatamente al norte del lineamiento (Bonatti *et al.*, 1977).

3.2.3. JUSTIFICACION DEL MODELO A UTILIZAR

Este capítulo se centra en la evaluación de la relación entre la subducción de un ridge asísmico y los posibles efectos deformacionales en la placa cabalgante y un lineamiento volcánico. Esto requiere un conjunto de datos gravimétricos con cobertura regional sin dejar de lado los datos de alta frecuencia. La inhabilidad para resolver las estructuras de alta frecuencia necesitadas para este trabajo si utilizamos los datos de GOCE nos conduce a utilizar el modelo EGM08, teniendo en cuenta su mayor resolución espacial. Como expusimos con anterioridad, este modelo es una solución combinada, compuesta de una base de datos de anomalía de gravedad con cobertura global y resolución de 5'x 5', y soluciones derivadas del satélite GRACE, que toman la ventaja del modelado para ambos tipos de datos terrestres y marinos. En un trabajo reciente Pavlis *et al.* (2012) expuso que sobre las áreas en donde solo hay disponibles datos de gravedad de baja resolución, su contenido espectral fue suplementado con información gravitacional implicada en la topografía. Grados de sde 720 a 2160 son suplementados con la información gravitacional obtenida de l conjunto global de anomalías de gravedad implicadas RTM (es decir las altas frecuencias del modelo EGM08 son calculadas a partir de la topografía), ver Pavlis *et al.* (2012) para una discusión detallada. En nuestra región de estudio, la fuente de datos utilizada es la anomalía de 5'x 5' de NGA-LSC (National Geospatial-Intelligence Agency - Least-Squares Collocation) y a algunas regiones son rellenas con datos privados. La disponibilidad de datos de la base de datos de 5'x 5' muestra una cierta cantidad de datos en nuestra región de estudio (Pavlis *et al.*, 2008).

3.2.4. RESULTADOS

A fin de comparar los campos de gravedad y de gradiente con ciertas características geológicas, se calculó (Janak y Sprlak, 2006) el gradiente vertical de la gravedad y la anomalía de gravedad en la región sur de los Andes Centrales. Para el cálculo se utilizó el modelo global EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008) en un sistema de coordenadas geocéntricas a la altura de cálculo de 7.000 m para asegurar que todos los valores estén sobre la topografía. Los valores fueron calculados en una grilla regular de 0.05° , con un grado y orden máximo de la expansión armónica igual a 2159. Luego el mismo

cálculos se realizó hasta $N = 720$ para evitar la correlación con la topografía, especialmente en aquellas áreas en donde la base de datos del modelo EGM08 pueda presentar huecos, estos resultados son presentados al fin de esta sección.

El efecto topográfico fue removido de los campos para eliminar la correlación con la topografía. Los elementos de masa topográficos obtenidos de un modelo de relieve global, el cual incluye la batimetría oceánica (ETOPO1, Amante y Eakins 2008), son aproximados con prismas esféricos (Anderson, 1976; Heck y Seitz, 2007; Wild-Pfeiffer, 2008; Grombein *et al.*, 2010) de densidad constante en un sistema de coordenadas esféricas para tener en cuenta la curvatura terrestre (Uieda *et al.*, 2010). Se utilizó una densidad estándar de $2,67 \text{ g/cm}^3$ para la corteza continental y una densidad de $1,03 \text{ g/cm}^3$ para los océanos. Todos los cálculos se realizaron con respecto al sistema WGS84. La corrección topográfica alcanza a unas decenas de Eötvös para el gradiente vertical y unos cientos de mGal para la gravedad. La corrección se vuelve mayor sobre las máximas elevaciones (ej. La Puna y los Andes principales) y depresiones topográficas (ej. trinchera Chilena).

La anomalía de gravedad (Fig. 3.2.5) y el gradiente vertical de la gravedad (Fig. 3.2.6) fueron mapeados y luego comparados con las principales estructuras geológicas conocidas en la región sur de los Andes Centrales en una dimensión regional. A partir de una comparación directa usando ambos campos, se puede ver que las anomalías coinciden con las principales características geológicas, pero el gradiente vertical de la gravedad resalta más detalles correspondientes a las cortas longitudes de onda.

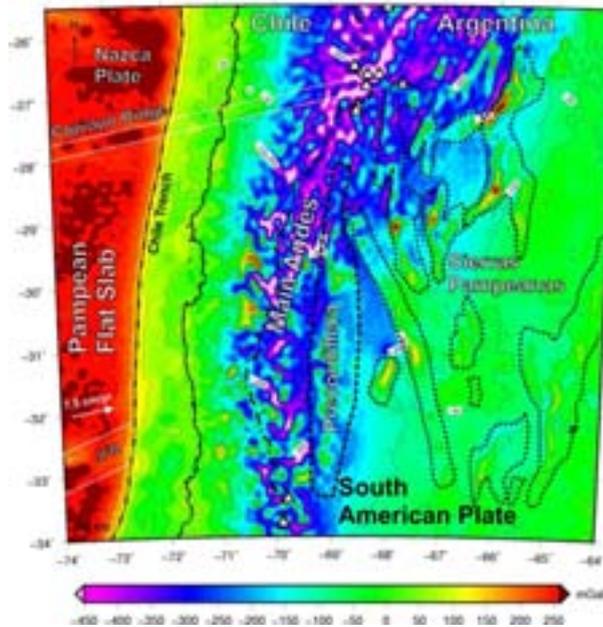


Figura 3.2.5: Mapa de la anomalía de gravedad corregida por topografía en la zona del flat-slab Pampeano (EGM08). El punto en que se insertan el ridge de Copiapó y el de Juan Fernández coinciden con el cese de la actividad volcánica de arco. La línea de costa es dibujada como línea negra, el límite entre Chile/Argentina es indicado en línea negra de punto y trazo. La Precordillera (línea de trazo negro) y las Sierras Pampeanas (líneas de punto negro) están marcadas como referencia.

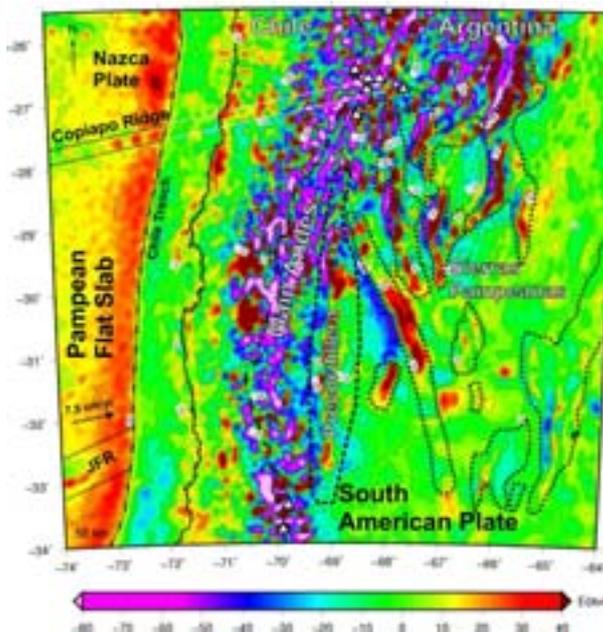


Figura 3.2.6: Gradiente vertical de la gravedad, corregido por topografía. Ver figura 3.2.5 para referencias.

Por ejemplo, las rocas sedimentarias Paleozoicas que están expuestas en la Precordillera pueden ser claramente identificadas ya que presentan una señal gravimétrica notoria (de hasta +93 mGal) dentro de la gran influencia negativa de la raíz Andina. El Tzz muestra esta característica más claramente, presentando una fuerte señal de gradiente. Hacia el este de la Precordillera, el basamento cristalino Mesoproterozoico expuesto en las Sierras Pampeanas occidentales, muestra una respuesta gravimétrica que alcanza los +190 mGal y los +75 Eötvös para el Tzz. Hacia el norte, las rocas plutónicas del Paleozoico temprano de las Sierras Pampeanas orientales alcanzan hasta +280 mGal y 86 Eötvös. Las rocas metasedimentarias de media a alta grado, de edad Neoproterozoicas-Cambricas, expuestas en las Sierras Pampeanas Orientales presentan anomalías de gravedad que varían entre 60 y 80 mGal, y hasta 20 Eötvös para el Tzz. Las cuencas de antepaís presentan sistemáticamente niveles bajos de gradiente entre -50 y +6 Eötvös para el Tzz y están limitadas a -220 mGal para las anomalías de gravedad. Adicionalmente, hacia el oeste de la trinchera, la zona del “outer rise” producida por la flexión de la placa de Nazca en subducción, está marcada por una anomalía de gravedad de aproximadamente +230 mGal, y por una señal de Tzz positiva superior a +23 Eötvös (Fig. 3.2.5). En particular, el ridge de Copiapó y el de Juan Fernández están marcados por una señal bien definida de Tzz mayor a +30 Eötvös y por una anomalía de gravedad mayor a +250 mGal. Hacia el sur del ridge de Juan Fernández, el canal de subducción está marcado por una anomalía negativa de Tzz, la cual es el resultado de los sedimentos de menor densidad que rellenan la trinchera y luego han sido subducidos.

De interés particular, entre los 26.5° S y los 27.5° S, es un notorio cambio en la dirección del patrón NNE general exhibido por las anomalías de gravedad y Tzz correspondientes a la estructura Andina (Fig. 3.2.7), la cual está sistemáticamente deflectada en una orientación ENE. Este cambio coincide con la extrapolación del ridge Copiapó dentro de la placa Sudamericana.

Esta deflexión es también observada por medio de la fábrica del terreno o grano (Pike *et al.*, 1989). Este mide la propiedad de un punto de un modelo digital del terreno (DEM) o cualquier otro campo (en este caso es aplicado al Tzz) y es una expresión de la tendencia a formar crestas lineales, por ej. la magnitud y orientación en el espacio de los valles y crestas (Guth, 1999). Para cuantificar la fábrica, el análisis extrae los autovalores y autovectores (S) a partir de una matriz de orientaciones (3 x 3) de la suma

de los productos cruzados de los cosenos direccionales de las perpendiculares a la superficie en cada punto de campo a estudiar (DEM, Tzz, et c.) (Guth, 1999). La orientación dominante es representada por el vector V1 el cual, junto con el vector V2 forman el plano principal de la fábrica, mientras que V3 es normal a este plano. Los autovalores S1, S2 y S3 expresan sus valores normalizados. La relación expresada por el $\ln(S2/S3)$ mide la fábrica o grano, las orientaciones de S2 y S3 definen el grano dominante de la topografía, y la relación S2 a S3 determina la magnitud del grano. Guth (1999) explicó que el análisis de los autovectores extrae de manera fiable la fábrica del terreno, en ambos magnitud y orientación. El método de autovalores fue discutido por Woodcock (1977) para la representación del tamaño de las fábricas en geología estructural, paleomagnetismo, sedimentología y glaciología. Este método es utilizado para cuantificar la técnica de Chapman's (1952) en el software Microdem (Guth, 1995, 2007).

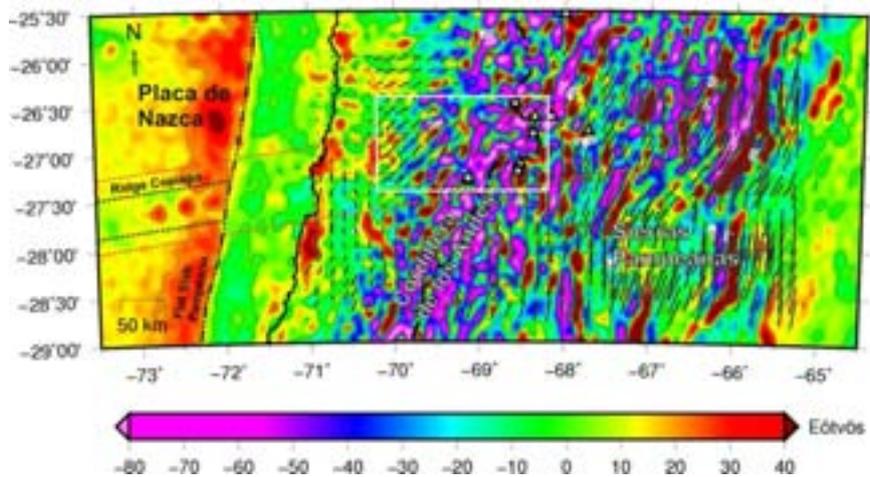


Figura 3.2.7: Magnitud y orientación de la fábrica del gradiente vertical de la gravedad, superimpuesto al campo del gradiente vertical de la gravedad en la zona norte del flat-slab Pampeano. Notar la fuerte deflexión que es observada en la zona de extrapolación del ridge Copiapó dentro de la placa Sudamericana.

Se utilizó este software para extraer la fábrica del gradiente vertical de la gravedad (Fig. 3.2.7) con el fin de reconocer el patrón estructural en la zona de la subducción del ridge Copiapó (e.g. Raghavan *et al.*, 1993; Koike *et al.*, 1998). En un trabajo reciente, Beiki y Pedersen (2010) utilizaron el análisis de autovectores del tensor gradiente de gravedad para localizar cuerpos geológicos. Luego, se obtuvo un histograma circular (diagrama de rosa) para la fábrica del gradiente vertical de la gravedad para todo el área, y otra

para la región específica (rectángulo blanco en la Fig. 3.2.7) en donde es observada la deflexión causada por el ridge Copiapó (Fig. 3.2.8). A partir de los diagramas de rosa podemos observar claramente la deflexión de la fábrica a lo largo de esta faja.

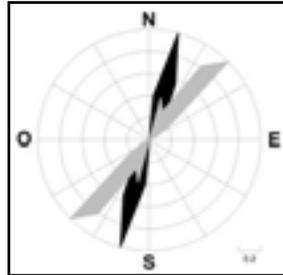


Figura 3.2.8: Diagrama de rosa de las orientaciones del gradiente vertical del campo de gravedad, para todo el área (negro) y para el sector en donde la deflexión que se infiere es causada por el ridge Copiapó es observada (gris) (rectángulo blanco en la Fig. 3.2.7). Notar el cambio en la dirección en esta área con respecto a la tendencia general.

La comparación entre las anomalías obtenidas con EGM08 hasta 2159 (Fig. 3.2.9a, b) y 720 (Fig. 3.2.9 c, d) presenta el mismo patrón de rotación y truncamiento de las estructuras Andina en la región de estudio. El análisis de autovectores no exhibe diferencias significativas para los datos hasta $N=720$, en los cuales el error inducido por los datos terrestres al modelo no es significativo. De esta forma la deflexión no solo es expresada superficialmente como lo indican las anomalías de alta frecuencia ($N=2159$) sino también es detectada en las intermedia a bajas frecuencias ($N=720$).

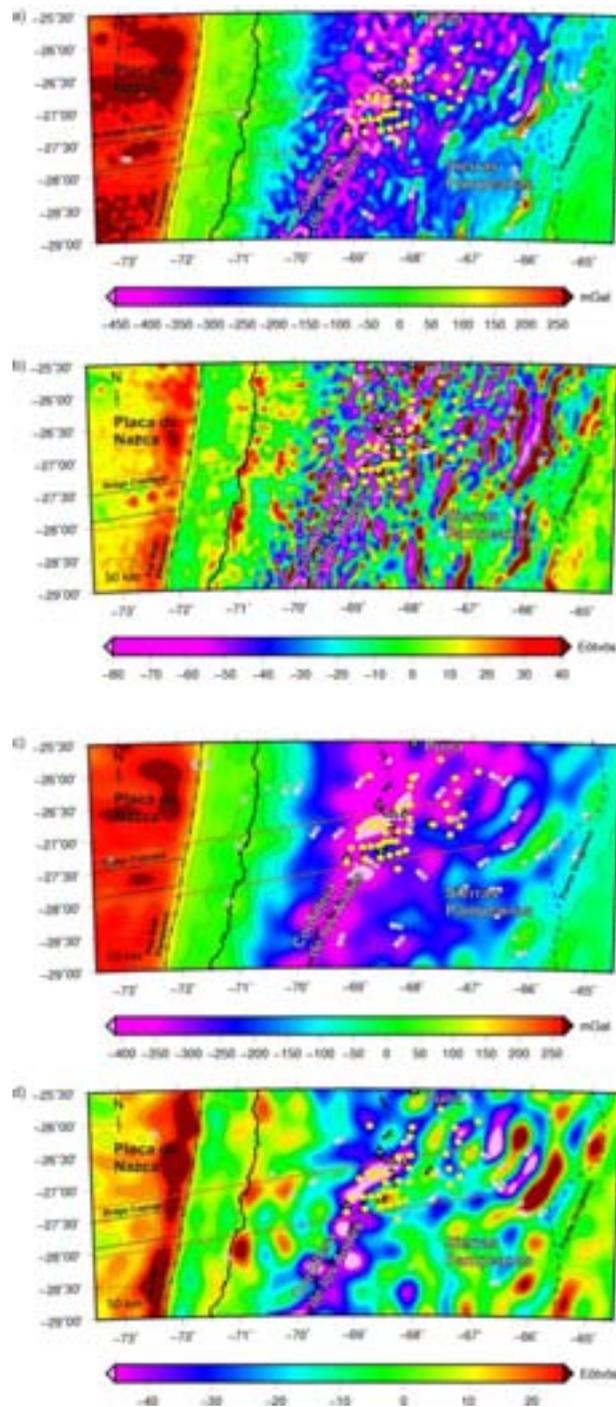


Figura 3.2.9: Relación entre la faja extrapolada del ridge Copi y la placa Sudamericana, anomalías deflectadas/truncadas, y volcanismo en la cadena volcánica Ojos del Salado-Buenaventura **a)** Anomalía de gravedad hasta $N=2159$. **b)** Gradiente vertical de la gravedad hasta $N=2159$. **c)** Anomalía de gravedad hasta $N=720$. **d)** Gradiente vertical de la gravedad hasta $N=720$. Los triángulos blancos indican los volcanes del frente de arco activo y los círculos amarillos son los centros volcánicos del arco al retroarco del lineamiento volcánico Ojos del Salado-Buenaventura.

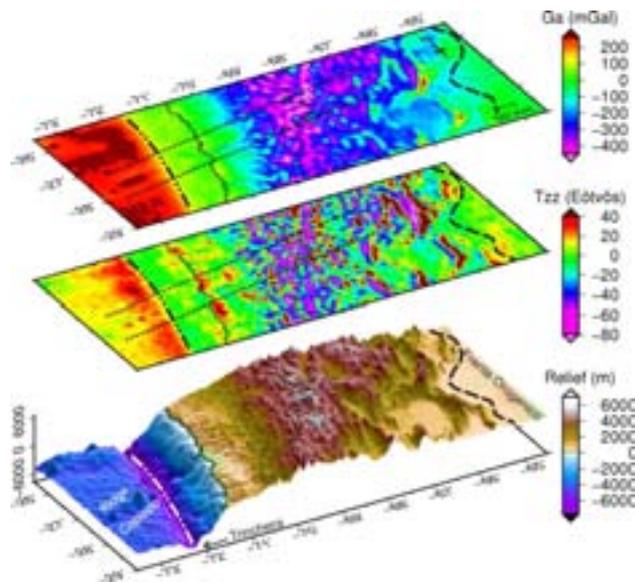


Figura 3.2.10: Relación entre la anomalía de gravedad (*arriba*), T_{zz} (*medio*) y topografía (*abajo*). Nota la relación entre el ridge Copiapó colisionando contra el margen y el cambio en la tendencia y truncamiento de las anomalías observadas en las señales de gravedad (G_a) y gradiente (T_{zz}).

3.2.5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las zonas de subducción a lo largo del mundo pueden ser separadas en dos grupos basadas en su tamaño, en pequeñas y grandes, las últimas estando localizadas a lo largo del margen de subducción Sudamericano (Gutscher *et al.*, 2000). En particular las zonas de subducción Peruana y Pampeana que bordean el plateau del Altiplano-Puna son las más importantes, no sólo en términos de tamaño sino también en términos de la deformación asociada. La zona de subducción plana de Perú ha sido relacionada con la colisión de dos ridges asísmicos (Gutscher 1999a; Rousse *et al.*, 2003; Rosenbaum *et al.*, 2005), uno de los cuales podría haber sido completamente subducido bajo la placa Sudamericana. De esta forma, este escenario explica satisfactoriamente el tamaño anómalo de la zona de flat-slab. De manera contrastante la otra zona de subducción anómala, la Pampeana, ha sido asignada a la colisión de un solo ridge asísmico. En este caso la extensión de la zona de placa plana ha sido explicada por una geometría quebrada del ridge subducido (Yañez *et al.*, 2001). A partir del análisis realizado se propone que el desarrollo importante de la zona de placa plana Pampeana se debe a

razones similares a las de la placa peruana, y por lo tanto que las configuraciones de grandes flat slabs pueden ser el producto de dos colisiones de ridges simultáneas.

Las zonas de subducción plana causan anomalías en el plano de Benioff, y estas anomalías son reflejadas en discontinuidades en el patrón de la sismicidad, deformación en la placa cabalgante y volcanismo. La cadena volcánica de Ojos del Salado-Buenaventura presenta una anomalía en el patrón del volcanismo de arco y retroarco en el extremo norte de la zona de subducción plana Pampeana (Fig. 3.2.9). Estos centros están controlados por estructuras regionales orientada ENE con componentes de deformación profunda y cizalla. Por otra parte, su desarrollo coincide con una fuerte deflexión de la fábrica de la deformación Andina de terminada a partir del análisis gravimétrico que podría estar vinculada a la colisión del ridge asimétrico Copiapó a aproximadamente 27.5° S (Fig. 3.2.9). El ridge Copiapó presenta un azimuth prácticamente igual al vector de convergencia de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana (78.1° azimuth NE en el área de estudio, Kendrick *et al.*, 2003) (Fig. 3.2.10). Esto implica que el punto de inserción del ridge Copiapó colisionando bajo la trinchera no se desplazaría hacia el sur como es el caso del ridge Juan Fernández (Yáñez *et al.*, 2001), esto basándonos en un análisis puramente geométrico (Japas *et al.*, 2002a, b; Japas y Re, 2005). La impresión deformacional sobre la placa cabalgante podría haber afectado una zona más discreta produciendo una tendencia ENE tal como la observada en las anomalías deflectadas. Esto explica porque la rotación de las anomalías está tan localizada a lo largo de una franja discreta y porque la fábrica Andina de rivada los procesos de subducción plana en la región aparece inalterada al norte y sur del lineamiento (Figs. 3.2.7, 3.2.9 y 3.2.10).

La geometría mejorada de la zona de Benioff de la zona de subducción plana Pampeana mostrada en la figura 3.2.3 representa una geometría más simétrica en comparación a propuestas previas. La terminación al norte y al sur son más abruptas y coincidentes con los sitios de inserción de los ridges de Copiapó y Juan Fernández respectivamente. En particular, la huella del ridge de Copiapó bajo la placa Sudamericana puede ser inferida basado en este análisis gravimétrico y explica el patrón de deformación reciente que está afectando la estructura de la región de la Puna y Sierras Pampeanas y está controlando el desarrollo anómalo de la cadena volcánica de Ojos del Salado-Buenaventura.

3.3 ESTUDIO DE LA MORFOLOGÍA DE LA PLACA DE NAZCA Y SUS IMPLICANCIAS SOBRE EL MARGEN ANDINO

3.3.1. INTRODUCCIÓN

El margen continental occidental de América del Sur, en su segmento central a sur, se caracteriza por la subducción oblicua de la placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana. La placa cabalgante continental está siendo levantada dando origen a la elevación de la cordillera de los Andes mientras que el borde oriental de la placa oceánica empuja hacia el este y se hunde bajo la placa continental (Fig. 3.3.1). La interfaz entre las placas está marcada por la trinchera Peruano-Chilena, una característica tectónica principal localizada a aproximadamente 150 km de la costa de Perú y Chile, de aproximadamente 5.900 km de largo y ancho medio de 64 km. La trinchera profundiza desde los 4.100 m al sur de Chile (44° S) hasta los 6.400 m a la altura del centro de Chile, y profundiza a más de 8.200 m del norte de Chile (Lindquist *et al.*, 2004; Völker *et al.*, 2006).

La trinchera Peruano-Chilena está afectada por la subducción de varios altos batimétricos transportados por la placa de Nazca (Fig. 3.3.1). Los más sobresalientes que marcan una importante segmentación de la trinchera son: al norte, a aproximadamente 15° S, el ridge Nazca (NR), en su parte central (33° S) el ridge de Juan Fernández (*JFR*) una cadena producida por un hot-spot, y hacia el sur la dorsal Chilena, un centro de esparcimiento activo que se está subduciendo a los 45° S (Völker *et al.*, 2006).

La edad de la placa oceánica aumenta hacia el norte a lo largo de la trinchera (Fig. 3.3.2) desde 0 Ma el punto triple (46.5° S, Tassara *et al.*, 2006), 10 Ma a 44° S, 20 Ma a 41° S, 33 Ma a 35° S alcanzando un máximo de ~48 Ma a los 20° S (Müller *et al.*, 1997). Los saltos en la edad a lo largo de la placa de Nazca están asociados con las zonas de fractura reconocibles como pronunciados bajos batimétricos con un azimuth general de ~70° (Tassara *et al.*, 2006).

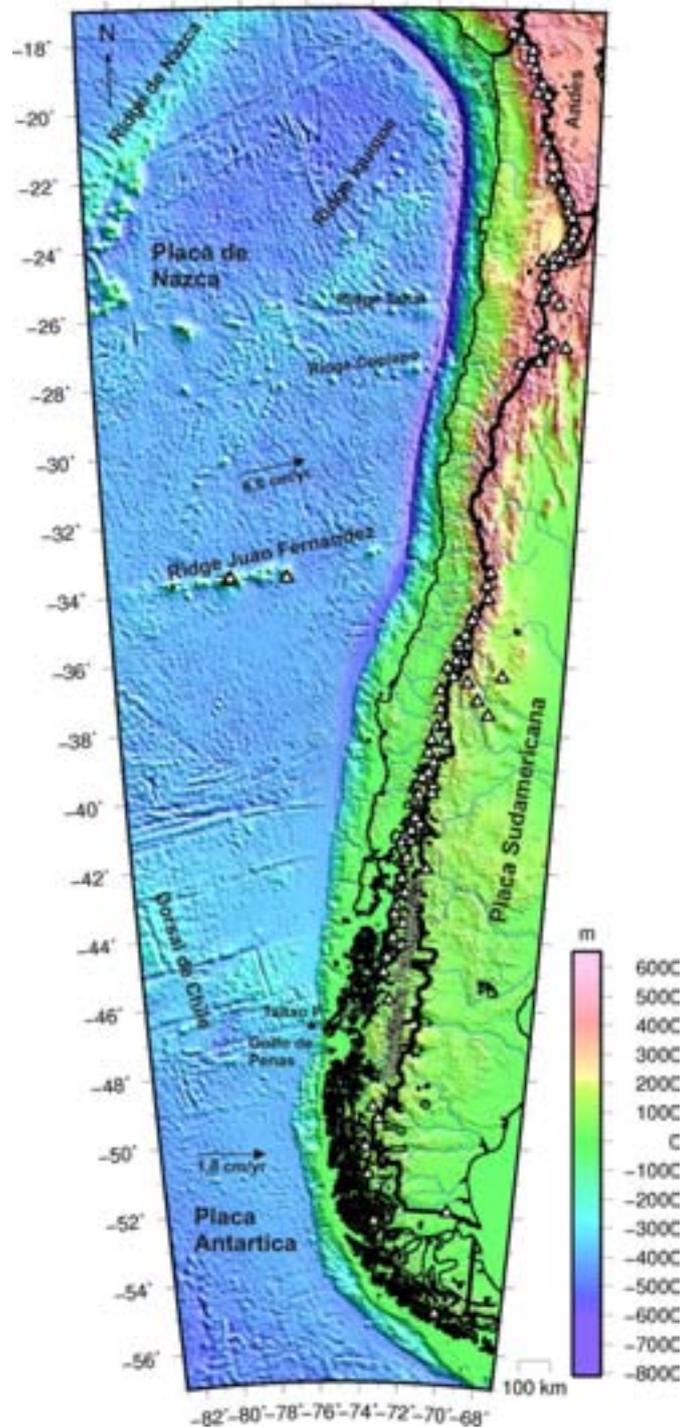


Figura 3.3.2: Morfología de la placa de Nazca de lineando las principales características topográficas (Amante y Eakins, 2009). Tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana es de approx. 6.8 cm/yr con un ángulo de convergencia $78^\circ N$ (Völker et al., 2006; Vigny et al., 2009). La placa Antartica se mueve a approx. 6.8 cm/yr y entre ~ 46 con un ángulo de $53^\circ S$ que es casi perpendicular a la trinchera (DeMets et al., 1990).

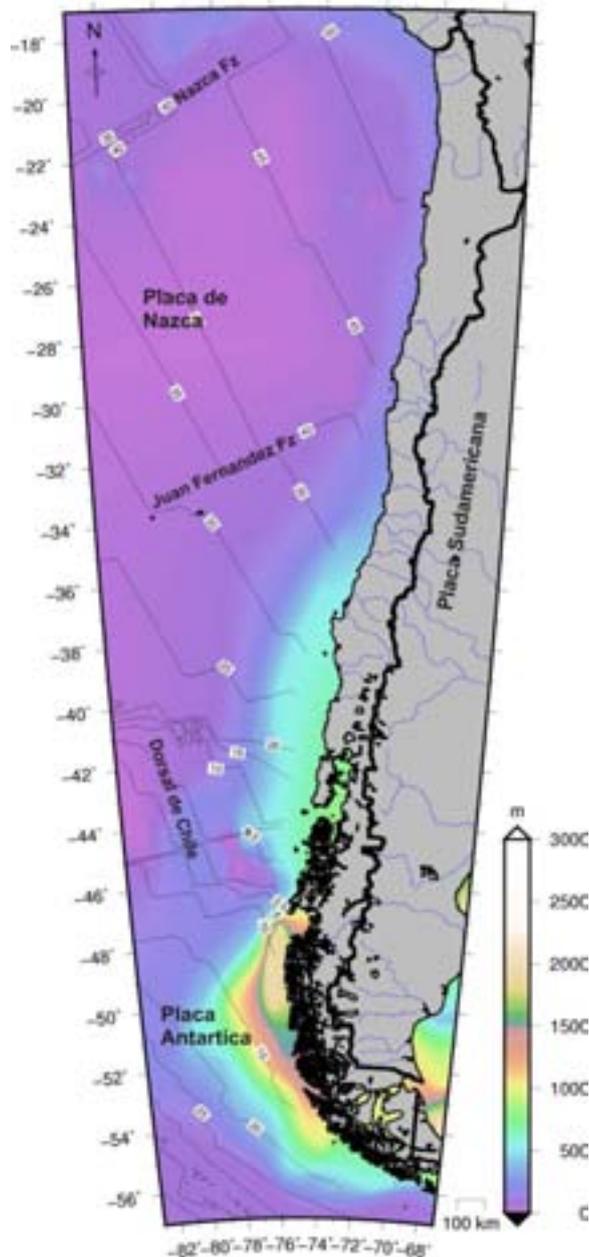


Figura 3 .3.2: *Distribución d el espesor de l os s edimentos s obre l a pl aca oc eánica (Divins, 2003) superpuestos con las curvas de edad de la placa oceánica (Müller et al., 2008).*

El al to r elieve d e l a l itosfera o ceánica s egmentada i nfluencia l a d istribución d e l os sedimentos a lo largo de la trinchera (Ranero *et al.*, 2006). El transporte de sedimentos hacia el norte es bloqueado por el *JFR* el cual forma un a lto topográfico dentro de la trinchera y separa dos dominios sedimentarios bien diferenciados. Hacia el sur del *JFR* hasta la unión triple de Chile está parcial o completamente rellena con sedimentos con aproximadamente 2.0 a 2.5 k m principalmente de sedimentos turbidíticos, creando de

esta forma una topografía plana en el fondo marino (Völker *et al.*, 2006). Hacia el norte del *JFR*, la trinchera forma una estrecha depresión con paredes empinadas, alcanzando una profundidad de desde 6.100 m a más de 7.000 m y conteniendo poca cantidad de sedimentos (Schweller *et al.*, 1981; von Huene *et al.*, 1997; Flueh *et al.*, 1998; Laursen *et al.*, 2002) a una situación de completamente vacía de sedimentos en región más al norte del área de estudio (Fig. 3.3.2).

La cantidad de relleno sedimentario y sus propiedades físicas, ha sido relacionada entre otros factores, como uno de los parámetros que controla el acoplamiento en la zona de interfaz entre placas. En consecuencia, afectando el balance de esfuerzos en la litosfera de la placa superior y la interfaz entre las placas de Nazca y Sudamérica (Oncken *et al.*, 2006). Hassani *et al.* (1997) y Sobolev *et al.* (2006) sugieren que el retroceso de la losa está fuertemente influenciado por el esfuerzo de fricción de la interfaz de la placa, afectando de esta manera el estado de estrés y régimen cinemático de la placa superior. Oncken *et al.* (2006) explicó que una menor cantidad de sedimento efectivamente aumenta el estrés friccional del límite de placa a través del tiempo y resulta en un acoplamiento incrementado y aceleración del acortamiento en la placa superior. Lamb y Davis (2003) sugirieron que la alta elevación de los Andes centrales está siendo soportada por un alto grado de acoplamiento entre placas y un aumento en el esfuerzo de cizalla resultado de la ausencia de aporte de sedimentos a la trinchera. La diferencia entre el volumen estructural de los Andes Centrales cuando es comparado con la Cordillera Patagónica ha sido atribuido al relleno sedimentario de la trinchera el cual lubrica la fricción en el canal de subducción reduciendo el acoplamiento entre la placa superior y la losa subducida (Ramos y Ghiglione, 2008).

Las variaciones del relleno sedimentario de la trinchera en los márgenes convergentes y las variaciones consiguientes en el coeficiente de fricción o lubricación de la interfaz de placa también ha sido asociado con la acreción y con la erosión tectónica del antearco (von Huene y Scholl, 1991; Adam y Reuther, 2000; Vietor y Echtler 2006, Völker *et al.*, 2006). Se ha tenido en cuenta un límite de aproximadamente 1 Km como límite sobre el cual puede ocurrir el desarrollo de una cuña de acreción y debajo del cual ocurre erosión de la envolvente continental (Lallemand *et al.*, 1994; Oncken *et al.*, 2006; Lamb y Davies, 2003). Algo de erosión tectónica puede ocurrir en los segmentos de acreción tectónica en donde la capa de sedimentos no es lo suficientemente gruesa como para

suavizar los altos oceánicos (Clift y Vannucchi, 2004). Ranero *et al.* (2006) explicó que en Chile central y sur se han desarrollado prismas de acreción de aproximadamente 50–60 km de ancho, pero que pueden ser rápidamente removidos por los altos batimétricos de la placa oceánica.

Este capítulo tiene como objetivo caracterizar las asperezas de la placa de Nazca y su influencia sobre la distribución de los sedimentos sobre la trinchera y consecuentemente sobre la zona sísmogénica. Para lograr este objetivo realizamos el cálculo de la anomalía de la gravedad y el gradiente vertical, ambos corregidos por el efecto topográfico.

3.3.2. MARCO GEO-TECTÓNICO

La placa de Nazca presenta variaciones en su relieve como montes submarinos, ridges asísmicos, cadenas volcánicas y plateaus oceánicos (Fig. 3.3.1). La morfología de la corteza oceánica ígnea, hacia el lado marino respecto del eje de la trinchera, está bien mapeado por medio de la batimetría (Ranero *et al.*, 2006), el espesor de sedimentos pelágicos de la placa de Nazca está estimado entre los 30 y los 150 m (Kudrass *et al.*, 1998). Los altos oceánicos son enterrados progresivamente por los sedimentos de la trinchera a medida que ingresan a la zona de subducción y forman colinas aisladas dentro de la trinchera (Völker *et al.*, 2006).

El relleno sedimentario de la trinchera proviene desde los Andes y su antearco oeste (Völker *et al.*, 2006), en donde la variación latitudinal de la topografía, erodabilidad de la roca, y su relación a las condiciones climáticas (precipitación) y consiguiente erosión, afecta el volumen de suministro de la trinchera de manera significativa, marcando una gran variabilidad (Ranero *et al.*, 2006). El enfriamiento global durante el Eoceno ha sido asociado a la aridez de la costa y falta de sedimentos en la trinchera (Zachos *et al.*, 2001). En la región norte del área de estudio, los vientos húmedos que se originan en la región Amazónica son bloqueados por los Andes Centrales. Esto, unido a los efectos de circulación oceánica y astenosférica, conduce a pronunciados contrastes entre los sectores húmedos a lo largo de los flancos este del orógeno y las condiciones áridas

extremas (precipitación < 5 cm/yr) dentro del plateau del Altiplano-Puna y en el norte de Chile y Perú (Lamb y Davies, 2003; Alonso *et al.*, 2006).

Por el contrario, en los Andes Patagónicos, el lado oeste del orógeno exhibe altas tasas de lluvia al sur de Chile (200 - 800 cm/año) (New *et al.*, 1999; 2002; Völker *et al.*, 2006), glaciaciones y altas tasas de corrientes de flujo, contrasta drásticamente con el clima árido hacia el este (WMO, 1975; Lenters y Cook, 1997). Estos vientos húmedos dominantes del sudoeste producen una cortina de lluvia que erosiona la Cordillera Patagónica aumentando el abastecimiento de sedimentos a la trinchera (Ramos y Ghiglione, 2008).

Estas diferencias crean fuertes efectos erosionales y transporte de sedimentos en ambas regiones (ej: Bangs y Cande, 1997; Haselton *et al.*, 2002; Hartley, 2003; Stern y Blisniuk, 2003; Blisniuk *et al.*, 2005; Alonso *et al.*, 2006). La denudación de la placa superior relacionada a las condiciones climáticas controla la cantidad de sedimentos suministrados a la trinchera y consecuentemente el espesor de sedimentos (Vielor y Echtler, 2006).

El transporte general de los sedimentos dentro de la trinchera es realizado por las corrientes de turbidez en una dirección sur a norte, para las cuales el canal axial podría ser un camino principal (Völker *et al.*, 2006). Este puede ser trazado por más de 1.000 km, integrando fuentes laterales de sedimentos, ej. los sistemas de cañones, a lo largo de la base del margen Andino (Thornburg y Kulm, 1987; Thornburg *et al.*, 1990; Laursen y Normark, 2002; Heberer *et al.*, 2011). Algunas cuencas pueden capturar el transporte no canalizado que sigue la pendiente (Völker *et al.*, 2006).

3.3.2.1. MARGEN NORTE DE CHILE

El margen norte de Chile exhibe un retroarco costero muy escarpado (Tassara *et al.*, 2006), que ha sido caracterizado principalmente como un margen erosivo (von Huene y Scholl, 1991; Laursen *et al.*, 2002; Adam y Reuther, 2000; Völker *et al.*, 2006) con una trinchera que está prácticamente vacía de sedimentos con isópacas entre 0 y 500 m (Lamb y Davies, 2003; Oncken *et al.*, 2006). Los procesos de erosión por subducción en esta región de los Andes están relacionados a la escabrosidad morfológica de la placa

oceánica y a la ausencia de sedimentos en la trinchera, estando está última altamente relacionada con las condiciones climáticas. Esto es puesto en evidencia por las jóvenes características tectónicas del ante-arco y de la envolvente continental (von Huene y Ranero, 2001; Kukowski y Onken, 2006). Al norte de los $\sim 28^\circ$ el margen está caracterizado por la tectónica continental a lo largo de una trinchera vacía de sedimentos (Ranero *et al.*, 2006). No existe un sistema de drenaje para las húmedas regiones al este de Sudamérica hasta la costa Pacífica ya que los Andes forman un tipo de barrera infranqueable. Solo unos pocos ríos atraviesan el área no permitiendo escorrentías hacia el Pacífico a estas latitudes (Lamb y Davies, 2003). Además el ridge de JFR bloquea el transporte de sedimentos a lo largo del eje de la trinchera desde el sur (Yañez *et al.*, 2001), y no permite que las turbiditas que se producen en más altas latitudes alcancen la región.

3.3.2.2 MARGEN CENTRAL A SUR DE CHILE

El margen central de Chile está marcado por la subducción del ridge de JFR, una cadena de punto caliente formada por el volcanismo intraplaca ~ 900 km al oeste de la trinchera, que colisionó primero con el margen de Chile en el norte ($\sim 20^\circ$) hace aproximadamente 22 Ma, y que luego se ha movido progresivamente hacia el sur hasta el punto de colisión actual localizado a aproximadamente a los $32-33^\circ$ S (Yañez *et al.*, 2001). La tectónica del margen es afectada por la colisión del ridge de JFR de dos formas principales. En primer lugar, el ridge produce erosión, deformación extensiva (von Huene *et al.*, 1997) y el levantamiento local en donde colisiona con el continente afectando la envolvente continental completamente (Ranero *et al.*, 2006). En segundo lugar, el ridge restringe el transporte de sedimentos a lo largo del eje de la trinchera separando una trinchera altamente sedimentada hacia el sur, que se extiende casi hasta la unión triple, de una trinchera al norte de los 32.5° S que está vacía de sedimentos o contiene menos de 1 km de espesor de turbiditas confinadas a una estrecha zona axial (Schweller *et al.*, 1981; Bangs y Cande, 1997). La distribución de los sedimentos hacia el sur de los 33° S se extiende desde los 2,2 km hasta los 3,5 km de espesor; el volumen de sedimentos aumenta hacia el sur a medida que la trinchera se ensancha desde 25 km a los 33° S hasta 80 km a los 41° S (Völker *et al.*, 2006).

Dentro de la trinchera un canal axial que se extiende hacia el norte de los 42° S por más de 1.000 km que termina en el ridge de *JFR*, canaliza una fracción de las corrientes de turbidez (Völker *et al.*, 2006). A altas latitudes la cantidad de sedimentos suministrados a la trinchera es tan relacionados a la denudación glacial de los Andes Patagónicos durante los períodos glaciales-interglaciales (Ranero *et al.*, 2006; Ramos y Ghiglione, 2008; entre otros).

3.3.2.3 REGION SUR DEL PUNTO TRIPLE

En la región más al sur del área de estudio la litosfera oceánica subduciente presenta una característica prominente, la dorsal de Chile. Esta es un centro activo de esparcimiento de placas que marca el límite entre la placa de Nazca hacia el norte y la placa Antártica hacia el sur. Este centro activo tiene una tendencia aproximada NO y se aproxima a la trinchera a un ángulo bajo; su eje colisiona con el continente a aproximadamente los ~46° S a la altura de la península de Taitao. Esta amplia cresta topográfica de litosfera oceánica joven se extiende hacia el norte hasta aproximadamente los 40° S, en donde el sistema de zonas de fractura de Valdivia desplaza el centro activo unos 500 km hacia el oeste (Ranero *et al.*, 2006). La dorsal Chilena colisionó primero con el continente al sur de los 48° S, en Tierra del Fuego, hace aproximadamente ~14 Ma y la unión triple se ha estado moviendo hacia el norte desde entonces (Cande y Leslie, 1986, Ranero *et al.*, 2006).

Hacia el norte y hacia el sur del punto de colisión de la dorsal la sedimentación de turbiditas es desviada siguiendo los gradientes topográficos. Bados y Babin (2000) encontraron que existe una pronunciada diferencia en la estructura del margen hacia el norte y sur de la unión triple.

Hacia el sur de la unión triple la placa Antártica converge con la placa continental a aproximadamente 18 cm/año, en esta región, la trinchera está colmada con aproximadamente ~2.5 km de turbiditas (Ranero *et al.*, 2006). En la región más austral entre los 51° S y los 53° S el sistema de fallas de cizalla Magallanes se extiende a través de la plataforma hacia el mar. Polonia *et al.* (2001) expuso que la tectónica del margen

puede estar influenciada por deslizamientos a lo largo de esas fallas (Ranero *et al.*, 2006).

Hacia el sur de Tierra del Fuego se localiza la zona de fractura de Shackleton, un ridge oceánico transversal formado por levantamiento relacionado a compresión a lo largo de la zona de fractura desde hace aproximadamente 8 Ma., tal como lo expuso Livermore (2004) basado en datos geofísicos y geoquímicos.

3.3.3. JUSTIFICACION DEL MODELO A UTILIZAR

Para estimar un amplio conjunto de anomalías de gravedad de aire libre Pavlis *et al.* (2008) utilizó datos altimétricos satelitales, a lo largo del modelo de Topografía Dinámica Oceánica estimado. Ya que la grilla que conforma el modelo, se basa en datos altimétricos para las áreas oceánicas (Sandwell y Smith, 1997), las cuales tienen una mayor resolución de 2' x 2', el modelo EGM08 presenta mejor resolución que en tierra. El análisis estadístico (APENDICE 3.3) muestra que sobre el océano las diferencias no son tan grandes demostrando la confiabilidad del modelo EGM08 sobre esas áreas.

Este capítulo se centra en la relación entre las características de los altos de la placa oceánica relacionadas a variaciones de densidad y la distribución de los sedimentos en la trinchera. Esto requiere de un conjunto de datos con cobertura regional más los datos de alta frecuencia. El modelo EGM08 cumple ambos requerimientos sobre el océano pero presenta mayores diferencias sobre los Andes. En esta zona, GOCE mantiene mejores datos aunque con menor resolución espacial.

Se calcularon los funcionales del geopotencial en términos de los coeficientes del modelo en armónicos esféricos hasta grado y orden $N=2159$ para EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008) y hasta grado y orden $N=250$ para GOCE (Pail *et al.*, 2011), en una grilla regular de 0.05° de tamaño de grilla. A partir del modelo de gravedad global se obtuvo el potencial observado y restando del campo potencial del elipsoide de referencia se obtuvo el potencial anómalo (Janak y Sprlak, 2006).

El potencial generado por la topografía fue calculado a partir del modelo de elevación digital (ETOPO1, Amante y Eakins, 2008), utilizando el software *Tesserooids-V2* (Uieda *et al.*, 2010), la altura de cálculo es de 7.000 m para asegurar que todos los valores están

sobre la topografía. La corrección alcanza hasta decenas de Eötvös para el gradiente vertical y unos cientos de mGal para la gravedad. Es mayor sobre las mayores elevaciones topográficas y sobre las menores depresiones como en la trinchera chilena.

3.3.4. RESULTADOS

En esta sección se realizó un análisis general de los resultados obtenidos y en la próxima se hizo una discusión más detallada y la comparación con trabajos previos. La anomalía de gravedad corregida por topografía obtenida con el modelo EGM08 es mapeada en la figura 3.3.3 y el gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía es mostrado en la figura 3.3.4. La comparación de ambos campos revela una óptima correlación en la localización de las anomalías, resolviendo el Tzz en forma más detallada.

La anomalía gravimétrica refleja las inhomogeneidades de masa de las placas oceánicas de Nazca y Antártica, siendo notorio el recorrido del ridge de Nazca, el de Juan Fernández Ridge (*JFR*), y de la dorsal oceánica de Chile expresados por valores de gravedad menores que la placa circundante (Fig. 3.3.3). Mar adentro de la trinchera, el “bulge” o abultamiento flexural de la placa de Nazca está marcado por una anomalía positiva de más de +280 mGal hacia el norte, de aproximadamente +250 mGal en la región central, disminuyendo hacia el sur hasta la dorsal de Chile. En la región más austral la anomalía de gravedad aumenta en la dirección suroeste a medida que la edad de la litosfera oceánica aumenta (Fig. 3.3.2). Esta relación entre edades de la corteza oceánica y gravedad (Müller *et al.*, 2008), también observada en las cercanías del Codo de Arica, al norte de la región de estudio, fue reportada previamente por Wienecke (2006) quien encontró una clara relación entre altas edades corticales y anomalías de Bouguer positivas mar adentro. Sin embargo, esta tendencia está superpuesta por las anomalías causadas por los altos y bajos topográficos de la corteza oceánica, que son causados por diferentes fuentes (Götze *et al.*, 2003) tal como lo explicado por Wienecke (2006).

El gradiente vertical de la gravedad (Fig. 3.3.4) presenta una anomalía máxima positiva, mayor a +20 Eötvös en la región norte, en el ante-bulge, el cual disminuye hacia el sur

del ridge de Juan Fernández. A estas latitudes, hacia la línea de costa, la trinchera chilena está marcada por una anomalía negativa de T_{zz} de menos de -10 Eötvös resultado de los sedimentos de baja densidad que ocupan la trinchera y luego ocupan el canal de subducción. El efecto gravimétrico de la Cordillera de los Andes disminuye en la dirección sur reflejando la menor elevación de Cordillera y consecuente reducción del espesor cortical como lo explico Hackney *et al.* (2006) basado en datos de gravedad.

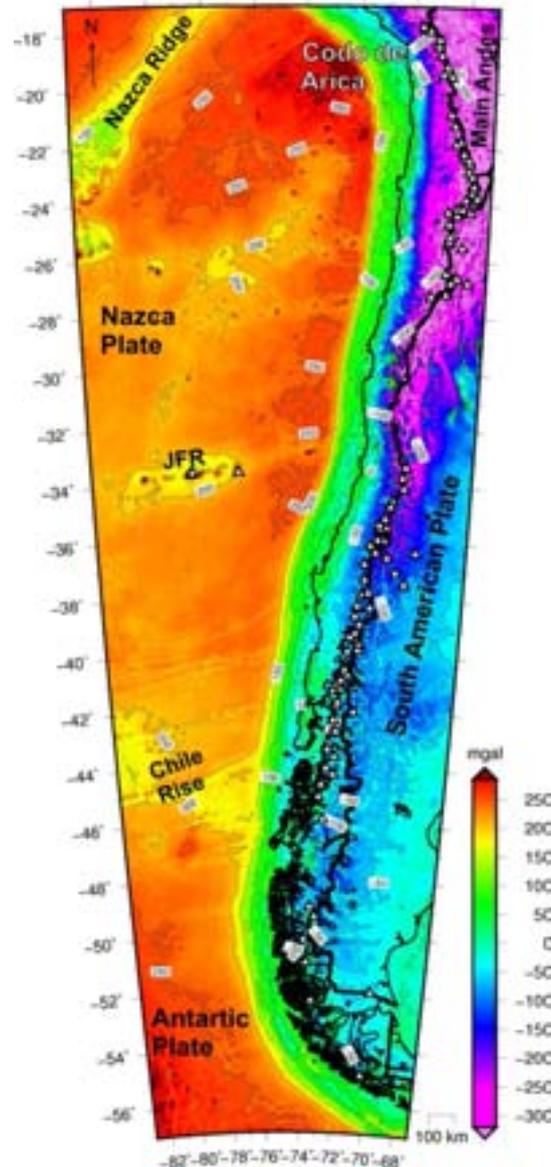


Figura 3.3.3: Mapa de la anomalía de gravedad corregida por topografía para el modelo EGM08 hasta grado y orden $N=2159$. Las características más prominentes de la corteza oceánica como el ridge de Nazca, el de Juan Fernández y la dorsal de Chile son delineadas, y están expresadas por valores de gravedad bajos. Notar la relación entre

los máximos de las anomalías de gravedad mar adentro y la edad de la placa oceánica (Fig. 3.3.2). En el área continental la anomalía de gravedad refleja el decrecimiento hacia el sur de los Andes (Fig. 3.3.1) y el adelgazamiento de la raíz correspondiente. Línea costera: línea negra delgada. Límites Nacionales: línea negra gruesa.

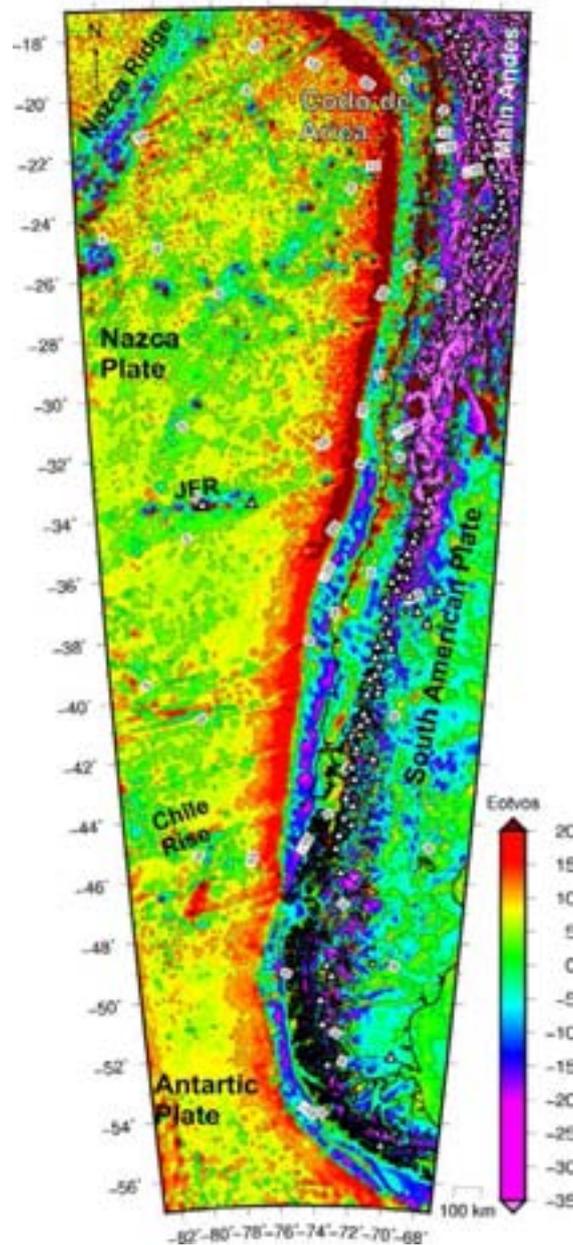


Figura 3.3.4: Mapa de la gravedad corregida por topografía para el modelo EGM08 hasta grado y orden 2159. Las principales características de la placa oceánica son de lineadas, siendo notorios los bajos valores de la gravedad paralelos a la trinchera hacia el sur del ridge Juan Fernández Ridge. Línea costera: Línea negra fina. Límites Nacionales: Línea negra gruesa.

3.3.4.1 DERIVADOS DE LA GRAVEDAD CON GOCE

La anomalía de gravedad corregida por topografía y el gradiente vertical calculados con el modelo GOCE hasta grado/orden $N=250$ es presentado en la (Fig. 3.3.5) y en la (Fig. 3.3.6) respectivamente. La resolución de las estructuras geológicas es menor que la esperada para el modelo EGM08, y es de aproximadamente $\lambda_{\min} \approx 2\pi R/N_{\max} \approx 160$ km. La anomalía de gravedad exhibe el mismo patrón que el obtenido con EGM08, pero las anomalías son suavizadas debido a la menor resolución espacial de los datos. Los ridges de Nazca, Iquique, y Juan Fernández y la dorsal de Chile también pueden ser detectadas sobre la litosfera oceánica. El bulge flexural cuya magnitud disminuye en la dirección sur, y la anomalía máxima (más de 300 mGal) en el Codo de Arica y en la región más sur-oeste, coincide con la interpretación previa. La respuesta negativa de la raíz Andina también es demarcada.

El gradiente vertical de la gravedad obtenido con GOCE (Fig. 3.3.6) también delinea los ridges de Nazca, Iquique, y Juan Fernández. El efecto del flexural bulge disminuye hacia el sur tal como se expresó con anterioridad y las anomalías hacia el este de la trinchera presentan un patrón de distribución similar. Ellas son más positivas al norte de *JFR*, y presentan los mismos segmentos a 38° S, a 54° S, y entre 46° S y 48° S en donde la dorsal de Chile colisiona con la losa continental.

3.3.4.2 PERFILES A LO LARGO DEL LIMITE ENTRE PLACAS

Se trazaron cuatro perfiles sobre la anomalía corregida por topografía obtenida con EGM08 y con GOCE (para localización de los perfiles ver Fig. 3.3.5).

El primer perfil se trazó sobre la zona norte con una dirección aproximada O-E. En este perfil 1 (Fig. 3.3.7a), el “bulge” flexural de la litosfera oceánica, la cual no presenta una expresión topográfica significativa, es revelado por un máximo en la señal de GA con aproximadamente +300 mGal. El ridge de Nazca exhibe un efecto gravimétrico menor que la placa circundante, expresado en ambas señales. La trinchera es detectada como una inflexión en la señal de GA con aproximadamente +200 mGal. En el continente, las montañas de los Andes son expresadas por una respuesta gravimétrica negativa relacionada con la gran raíz Andina. El perfil 2 (Fig. 3.3.7b) trazado al norte del *JFR*

presenta un patrón similar, y también exhibe una buena correspondencia entre ambas señales. La característica más sobresaliente en los perfiles 3 y 4 es la menor elevación de la cadena Andina con la correspondiente menor respuesta gravimétrica de la raíz Andina. En estos perfiles no existe una expresión topográfica significativa de la trinchera la cual es tárrrellena de sedimentos. A pesar de ello la trinchera también es detectada como una inflexión en la señal de GA.

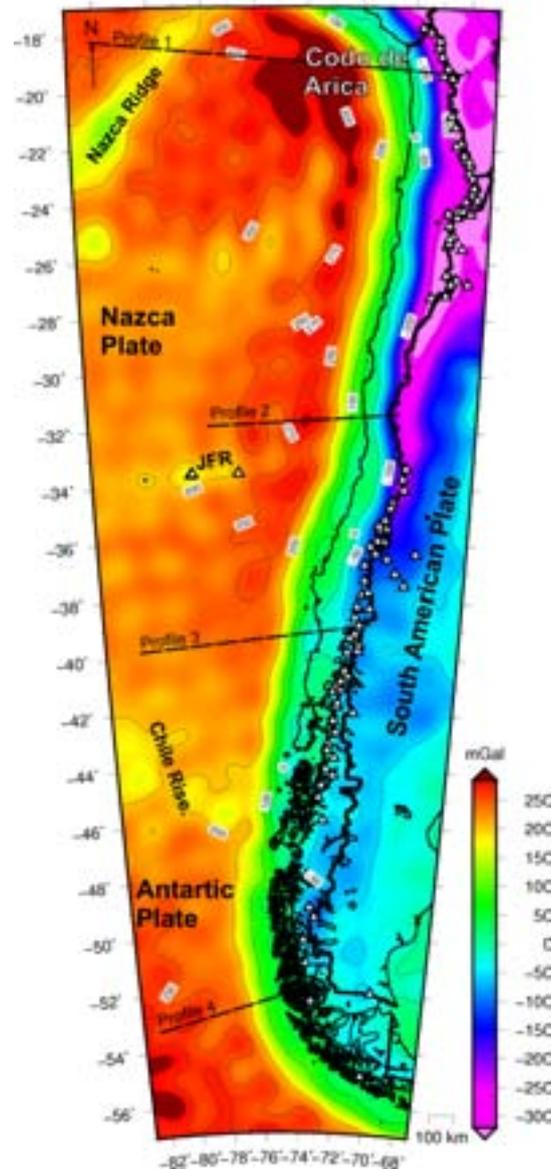


Figura 3.3.5: Mapa de la anomalía de gravedad corregida por topografía para el modelo G OCE a un grado/orden 250. Límite de costa: Línea negra fina. Límites Nacionales: línea negra gruesa. La línea de trazo indica los distintos perfiles a distintas latitudes.

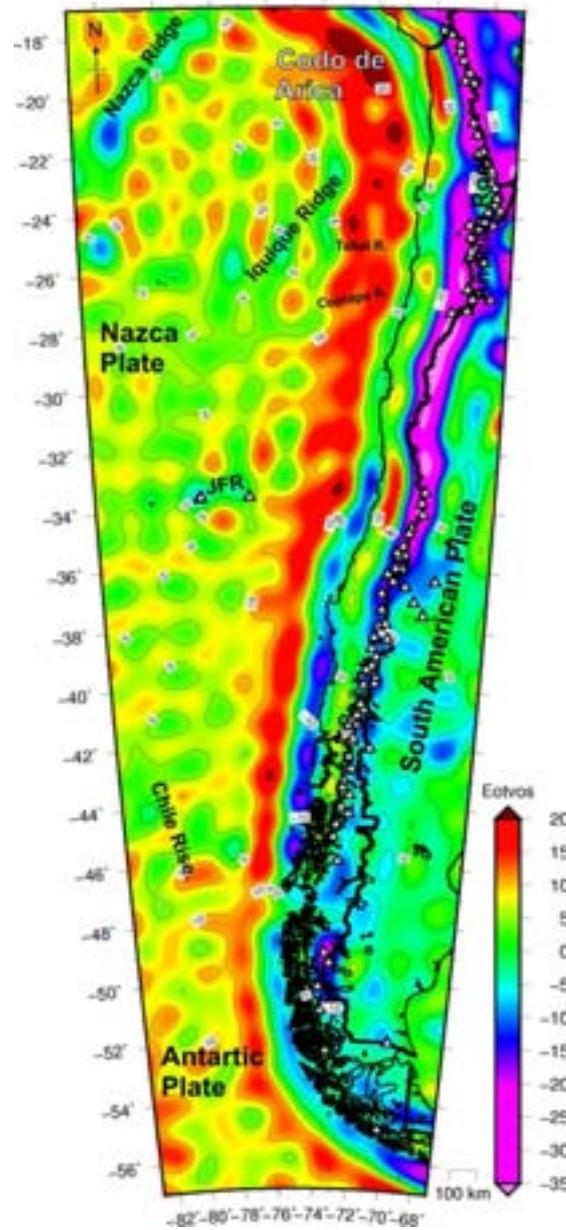


Figura 3.3.6: Gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía para el modelo GOCE hasta grado/orden 250.

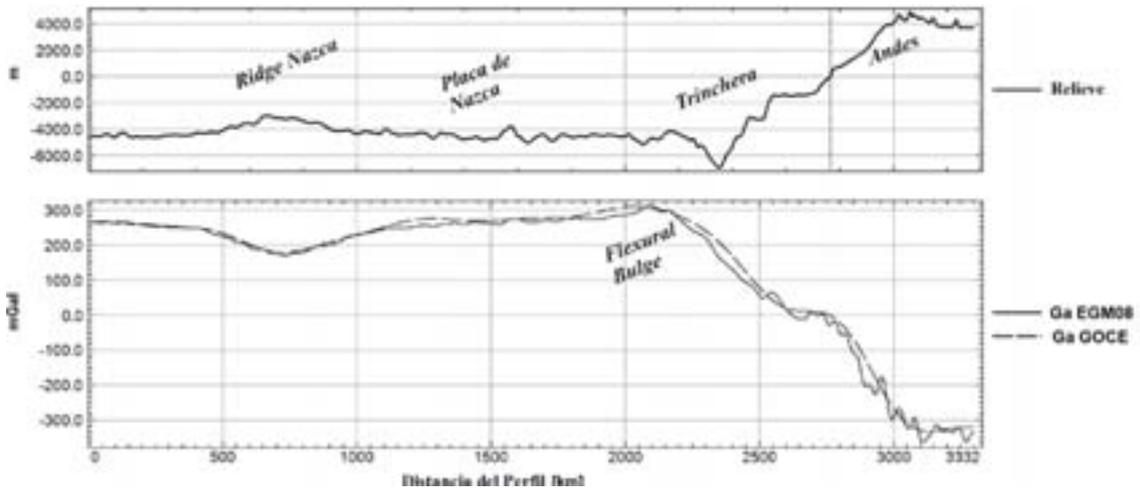


Figura 3.3.7a: Perfil zona norte.

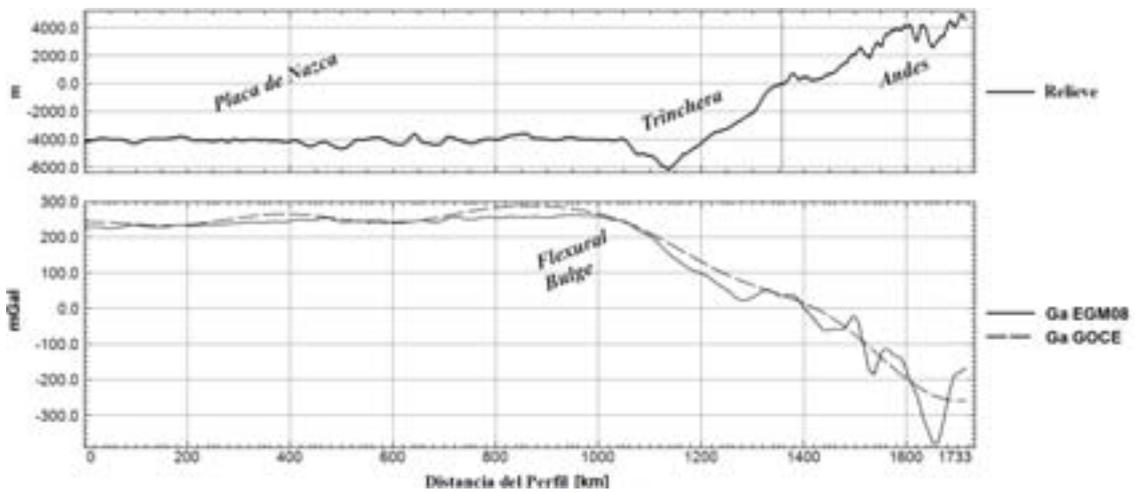


Figura 3.3.7b: Perfil zona central.

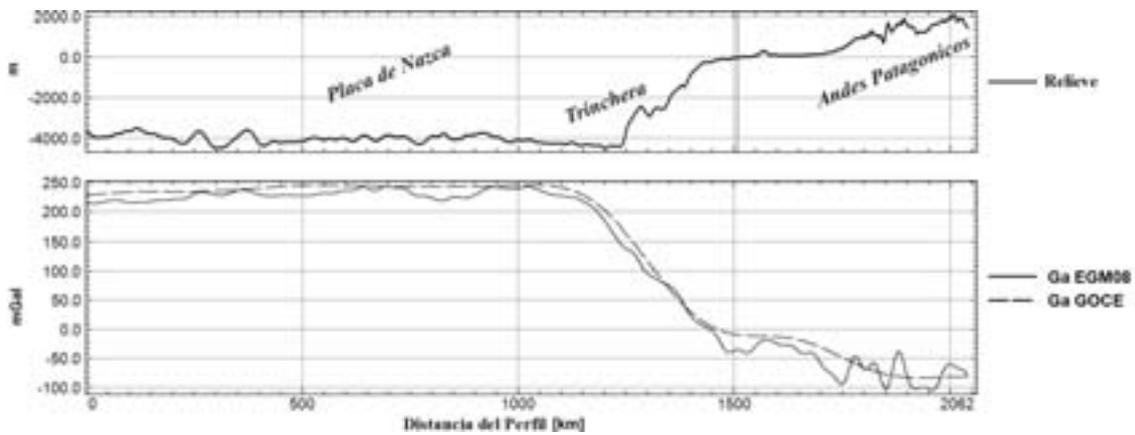


Figura 3.3.7c: Perfil zona centro-sur.

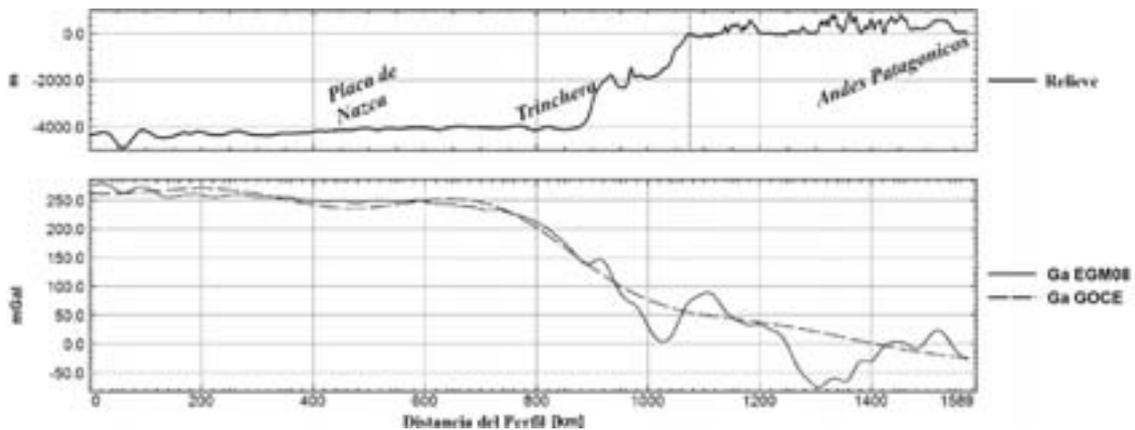


Figura 3.3.7d: Perfil zona sur.

La respuesta gravimétrica de ambos modelos muestra una buena correspondencia, especialmente en las altas longitudes de onda y sobre el océano. Esto concuerda con el análisis estadístico realizado anteriormente en el cual ambos modelos fueron comparados hasta el mismo grado y orden del desarrollo en armónicos esféricos. Los resultados obtenidos con el modelo EGM08 para la región Andina están fuertemente influenciados por la ausencia de una base de datos homogénea de anomalías gravimétricas en el modelo EGM08, tal como se explicó anteriormente.

3.3.5. ANÁLISIS DE TALLADO Y COMPARACION CON TRABAJOS PREVIOS

Para llevar a cabo la interpretación y correlación con la morfología de la placa oceánica se eligió el modelo EGM08 ya que presenta la mayor resolución espacial disponible hasta el momento y está bien correlacionada con el modelo satelital puro de GOCE sobre la región oceánica. Esto permite determinar la morfología de las estructuras en una forma más óptima tal como hizo Braitenberg *et al* (2011) y Alvarez *et al.* (2012). El estudio de las estructuras Andinas se realizó solo en la región sur de los 36° S, en donde el modelo EGM08 presenta una mejor correspondencia con el modelo satelital puro de GOCE, y una mejor resolución espacial que este último.

El margen continental es dividido en cuatro secciones a fin de obtener un análisis más detallado. Las primeras tres secciones corresponden a la placa de Nazca. La región norte está comprendida entre el ridge de Nazca y el de Copiapó, y presenta una trinchera

prácticamente vacía de sedimentos. La zona central entre el ridge de Copiapó y el de *JFR* presenta una cantidad de sedimentos baja a intermedia. La tercera región es tá caracterizada por una trinchera completa de sedimentos y corresponde a la sección entre el ridge *JFR* y la dorsal de Chile. La última sección está localizada al sur de la dorsal de Chile y corresponde al contacto entre la placa Antártica con la placa sudamericana.

3.3.5.1. REGION DEL NORTE DE CHILE: 16° - 30° S

El efecto gravimétrico de la litosfera oceánica aumenta en dirección noreste a medida que la edad de la placa aumenta, y alcanza un máximo en la región del Codo de Arica. La localización del ridge de Nazca está definida por una señal gravimétrica baja respecto de la placa circundante, la señal varía entre aproximadamente -20 a +200 mGal. Los valores de T_{zz} varían entre -10 a +0 Eötvös y se vuelven más positivos lejos del ridge. La zona de fractura de Nazca es definida mejor por el T_{zz} , ya que presenta una señal lineal de gradiente que se extiende oblicuamente en la dirección N-E por más de 800 km, desde el ridge de Nazca hasta la trinchera.

El ridge de Iquique también es detectado por la señal gravimétrica, presentando una señal gravimétrica más positiva que el ridge de Nazca, no siendo tan pronunciada su diferenciación con la placa oceánica circundante como en el caso anterior. Los montes submarinos sobre este ridge presentan más de +270 mGal, y más de +25 Eötvös. Los ridges de Taltal y Copiapó son detectados en la GA y en el T_{zz} ; las cadenas de montes submarinos sobre estos ridges presentan más de +250 mGal y +25 Eötvös.

Al norte del ridge de Copiapó hasta los 20° S no hay anomalías negativas significativas en el T_{zz} que indiquen materiales de baja densidad entre la trinchera y la línea de costa. Por el contrario, hay varias anomalías positivas de más de +20 Eötvös la mayoría de las cuales se extienden bajo el margen continental. Trabajos previos muestran que entre los 21° y los 24° S la trinchera está vacía de sedimentos, como las imágenes sísmicas presentadas por Sick *et al.* (2006). Previamente von Huene *et al.* (1999) reportó erosión debida al proceso de subducción y Bangs y Cande (1997) explicaron que el relieve del basamento no está completamente cubierto con sedimentos en esta área.

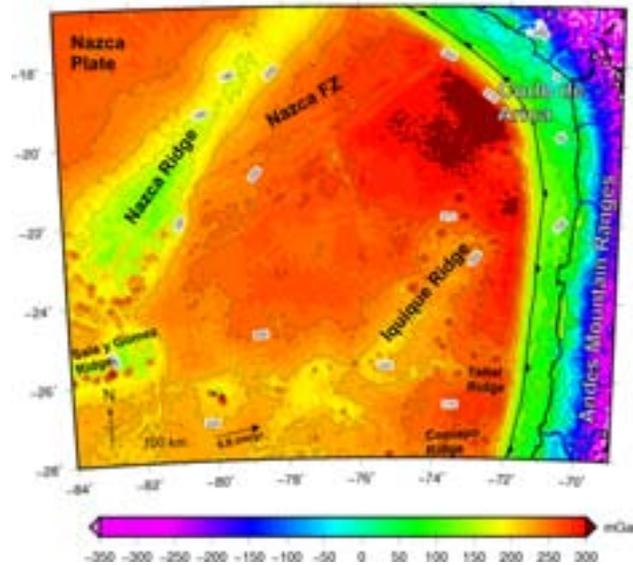


Figura 3.3.8: Mapa de anomalía de gravedad para la trinchera chilena.

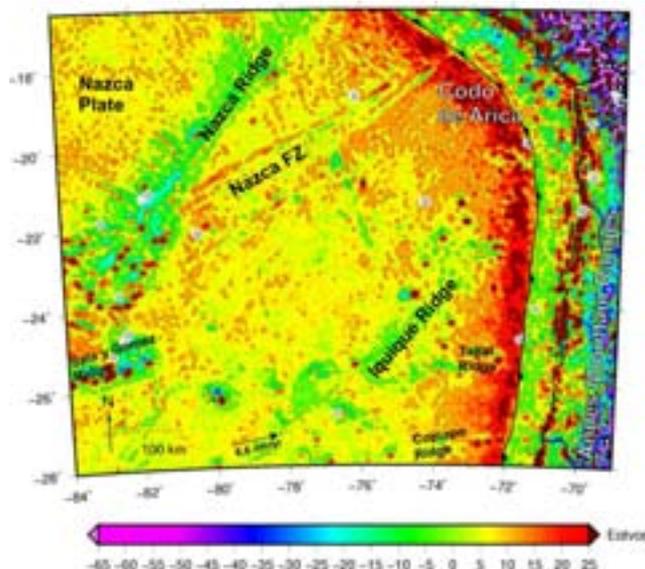


Figura 3.3.9: Gradiente vertical de la gravedad para la región norte.

Al norte de aproximadamente los 20° S hasta el ridge de Nazca, en la región del Codo de Arica, se delinean algunas anomalías negativas en la señal de GA y en el Tzz indicando la probable existencia de materiales de baja densidad. Estas cuencas de antearco confinan la pequeña cantidad de erosión provocada por las escasas precipitaciones durante los últimos 20 Ma (Scholl *et al.*, 1970; Hartley y Jolley, 1995) y durante los últimos 10 Ma el aporte ha sido mínimo debido a las áridas condiciones tal como lo explicó Ranero *et al.* (2006).

Los datos presentados en las figuras 3.3.8 y 3.3.9 son consistentes con estudios previos (ej. Bangs y Cande, 1997) quienes proponían aproximadamente 0.5 Km de relleno en la trinchera al norte de los 21° S y menos de 0.1 Km al sur hasta aproximadamente los 27° S, en donde colisiona el ridge de Copiapó.

3.3.5.2 CHILE CENTRAL: 26° - 34°

El sector de Chile central va desde el ridge de Copiapó hasta el de Juan Fernández y está localizado sobre la región de placa plana. El *JFR* es delimitado por una señal gravimétrica bien definida menor que la placa circundante. Esto es un indicativo de una corteza oceánica en grosada bajo el *JFR*, tal como reportó von Huene *et al.* (1997) basado en datos sísmicos de angulo-amplio. Al este del hot-spot actual y al oeste de la isla Alexander Selkirk Island se encontraron valores menores de GA y negativos de Tzz. Sandwell y Smith (1997) relacionaron estas anomalías negativas obtenidas de gravedad satelital a raíces corticales indicativas de la flexión cortical debida a la carga topográfica asociada a los montes submarinos. La GA alcanza su máxima expresión sobre la cadena de montes submarinos e islas, con más de +250 mGal. La señal de Tzz también exhibe diferentes anomalías positivas de más de +25 E ötvös, expresión de los numerosos edificios volcánicos y montes submarinos asociados al ridge de *JFR*.

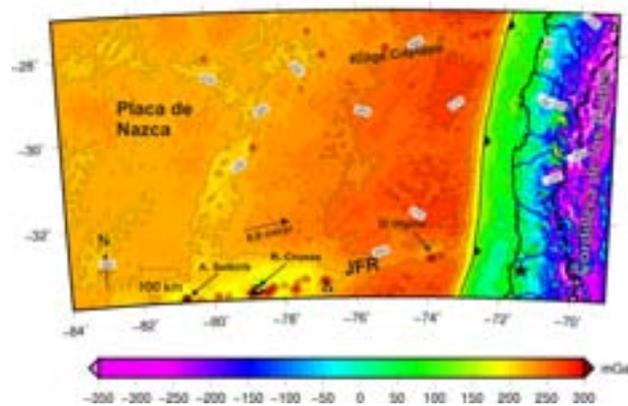


Figura 3.3.10: Mapa de anomalía de gravedad para Chile central.

Perfiles sísmicos (von Huene *et al.*, 1997) indican una corteza oceánica 1.5-2 km más gruesa hacia el norte que hacia el sur del eje del ridge, y más superficial cerca a la trinchera que en ningún otro lugar en la extensión del mismo (Sandwell y Smith, 1997),

en coincidencia con lo mostrado por los mapas de GA y Tzz. Cerca de la trinchera, sobre la placa oceánica, se encuentra localizado el monte submarino O`Higgins el cual presenta una señal de más de +270 mGal y más de +20 Eötvös. Al sur del mismo está la fractura O`Higgins delineada en la GA por un estrechamiento del contorno de +250 mGal. El ridge O`Higgins está localizado al norte de los montes submarinos y expresado por valores negativos de Tzz (menores a -10 Eötvös). Hay una significativa anomalía de Tzz al este de la trinchera, de aproximadamente +20 Eötvös, presentada como una continuación de esta cadena de montes submarinos.

Entre el eje de la trinchera y la envolvente continental, la señal del gradiente exhibe un contorno bien definido de +0 Eötvös, con valores menores dentro, indicando la disminución abrupta de relleno sedimentario en la trinchera. Los valores menores de la anomalía de Tzz están localizados hacia el oeste hacia la trinchera, excepto en las cercanías del JFR en donde los contornos son desplazados hacia el este. Diferentes autores (Bangs y Cande, 1997; Von Huene *et al.*, 1997; Ranero *et al.*, 2006; Lohrmann *et al.*, 2006; entre otros) coinciden en que esta área el espesor del relleno sedimentario es < 1 km, y está confinado a una zona estrecha en el eje de la trinchera. Ranero *et al.* (2006) reportó que la envolvente continental está formada por un prisma sedimentario de 5 a 10 km de ancho.

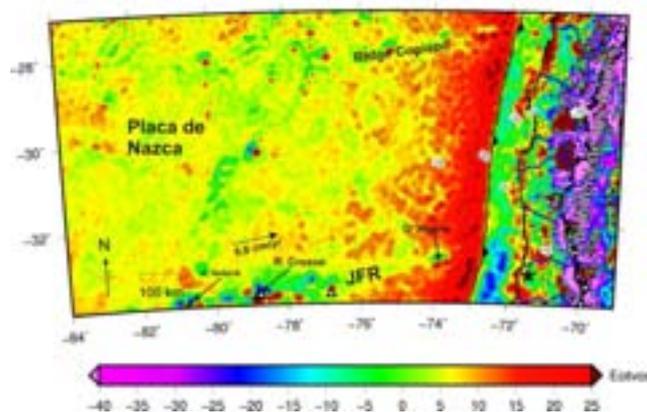


Figura 3.3.11: Mapa del gradiente vertical de la gravedad para Chile central.

Hacia el sur de la prolongación del JFR, y hacia el este de la trinchera, se encuentra la cuenca de Valparaíso. El ridge de Punta Salinas flanquea esta cuenca de retroarco submarina hacia el norte, y el montículo Topocalma, un alto de basamento cubierto por

una de ligada a capa de sedimentos, marca su límite hacia el sur (Laursen y Normark, 2002). La cuenca es delineada en los mapas de GA y en el de Tzz (Figs. 3.3.11, 3.3.12), la anomalía de Tzz disminuye hacia el continente. Esto es consistente con lo expuesto por Ranero *et al.*, (2006) quien explicó que el relleno de la cuenca se hace menor hacia el océano, indicando un levantamiento progresivo en ese área.

3.3.5.3. REGION CENTRO-SUR DE CHILE: 32° - 46°

Esta región, que va desde el ridge *JFR* hasta la dorsal de Chile, está caracterizada por el cambio abrupto a valores negativos en la señal del Tzz (menores a -10 Eötvös) entre la línea de costa y el eje de la trinchera. La respuesta gravimétrica presenta un comportamiento análogo, al sur de *JFR* se vuelve más negativa con valores menores a +50 mGal, indicando la existencia de materiales de baja densidad. En esta zona, el eje de la trinchera se ensancha hasta los ~ 40 km, contiene un grueso relleno de turbiditas (hasta 2.5 km de espesor), y se han desarrollado amplios prismas de acreción de más de 50-60 km de ancho (Ranero *et al.*, 2006; Bangs y Cande, 1997). Al sur de la cuenca de Valparaíso algunas cuencas someras de antearco (~ 1 Km de espesor (von Huene *et al.*, 1997) basado en registros sísmicos) se extienden hacia el sur sobre la losa (Gonzalez, 1989; Bangs y Cande, 1997). Al sur de la zona en donde colisiona el ridge de *JFR* domina la acreción frontal de sedimentos y se extiende hacia el sur hasta la región en que se subduce la dorsal de Chile (Bangs y Cande 1997), inferido de datos de batimetría (Sandwell y Smith, 1997) y datos sísmicos de alta resolución (Laursen *et al.*, 2002). El margen muestra un avance superior sin modificar y un prisma de acreción resultado de una placa oceánica normal hundiéndose en una trinchera colmada de espesos sedimentos (Ranero *et al.*, 2006).

La respuesta del bulge flexural de la placa de Nazca disminuye a valores menores de Tzz al sur del *JFR*. Este efecto es más notorio en la señal de GA la cual decrece continuamente hasta un mínimo en la cercanía de la dorsal de Chile. Esta última está marcada por un contorno de +180 mGal, y +4 Eötvös para Tzz. Diferentes zonas de fractura sobre la placa de Nazca que ingresan en forma oblicua a la trinchera están bien definidas por ambos GA y Tzz. Estas fallas transformantes fueron de scriptas como corteza altamente serpentizada por Contreras-Reyes (2008). La zona de fractura de

Valdivia separa cortezas oceánicas de diferentes edades y espesores (Tebbens y Cande, 1997) producidas en la dorsal de Chile al sur, la cual exhibe valores de GA menores que la corteza oceánica del rise Pacífico al norte de esta zona de fractura.

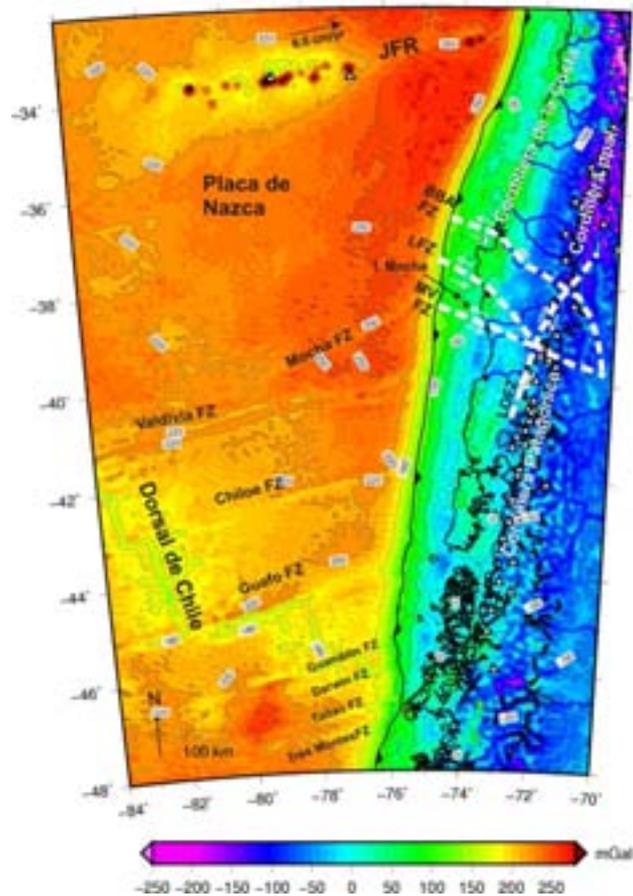


Figura 3.3.12: Mapa de la anomalía de gravedad para la región centro-sur de Chile.

El ingreso de las diferentes zonas de fractura afecta la distribución de sedimentos; esta segmentación es detectada por la señal de Tzz. La anomalía positiva en la GA y en el Tzz que es paralela a la línea de costa al norte de los 39° S es típica de la mayoría de los márgenes convergentes tal como lo reportó Hackney *et al.* (2006). Al sur de la isla de Mocha, la tendencia de la anomalía negativa de Tzz es desplazada hacia la plataforma dando lugar a dos anomalías positivas de más de +10 Eötvös. Aquí es evidenciada la zona de falla de Mocha-Villarica (Melnick *et al.*, 2003). En la placa continental, entre los 38° S y los 40° S, la región está marcada por el límite sur de la Cordillera Principal y el desarrollo de la Cordillera Patagónica hacia el sur.

Esta interrupción coincide con el lineamiento de Bio-Bio Alumine (Garcia Morabito *et al.*, 2003; Ros enau *et al.*, 2006). En esta región la placa superior es segmentada por grandes zonas de falla con orientación NO-SE como la de Bio Bio, Lanalhue, Gastre y la antes mencionada Mocha-Villarica, e videnciada por datos geológicos y geofísicos (Sick *et al.*, 2006; Hackney *et al.*, 2006; Krawczyk *et al.*, 2006; Ramos *et al.*, 2011; entre otros). A la proximante 38° S se puede observar un desplazamiento de aproximadamente 100 Km entre el arco magmático de la Cordillera de la Costa y el batolito Patagónico de edad Paleozoica hacia el sur expresado por altos valores positivos de Tzz. En esta zona la zona de falla de Mocha-Villarica separa las exposiciones del arco magmático hacia el sur de la cubierta de rocas volcánico-sedimentarias de edad (ver Hackney *et al.*, 2006).

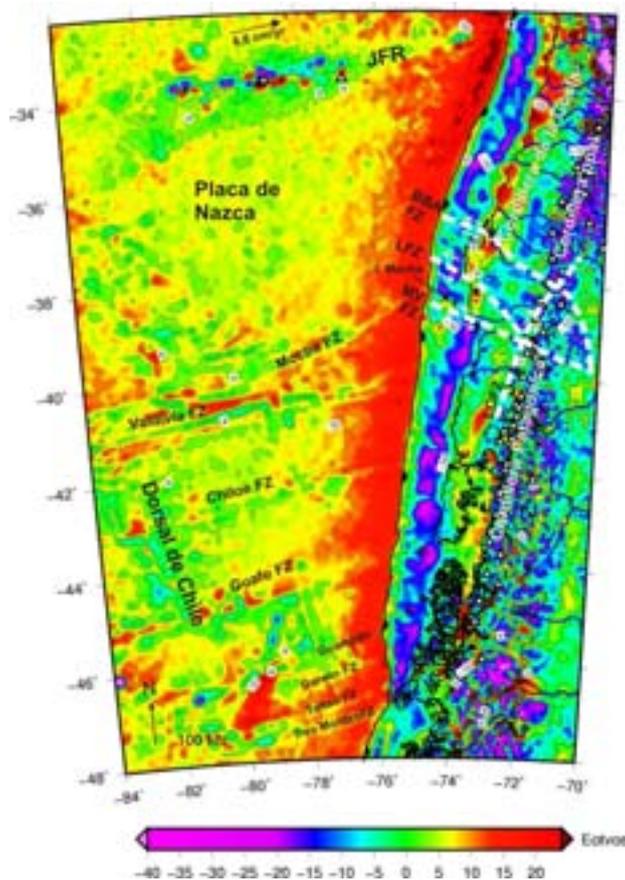


Figura 3.3.13: Gradiente vertical de la gravedad para la región centro-sur de Chile. Los lineamientos son de: Krawczyk *et al.*, 2006 y de Hackney *et al.*, 2006.

Los desplazamientos de las estructuras son notorios en la señal de Tzz (Fig. 3.3.10) las secuencias sedimentarias marinas de edad Jurásica (bajos valores de Tzz) son

desplazados hacia el este sobre el continente. Los bajos valores de Tzz hacia el norte se deben a la raíz Andina de la Cordillera Principal constituida principalmente por depósitos marinos de edad Jurásica y Cretácica. Los altos valores de Tzz intercalados en el flanco oeste de la Cordillera Principal están asociados al volcanismo de arco de edad Cuaternaria. Las imágenes sísmicas entre los 36° y los 40° S presentadas por Sick *et al.* (2006) muestran que la trinchera presenta un relleno sedimentario substancial; ellos confirmaron la existencia de una cuña de acreción de edad Permo-Triásica bajo la envolvente continental en esta región. Hacia el sur de los ~ 39°S hasta aproximadamente los 52° S, hacia el este de la línea de costa, los altos valores de la señal del gradiente están asociados a las rocas graníticas del batolito Patagónico.

Hacia el norte de la península de Taitao un pequeño prisma sedimentario de aproximadamente 5 km de ancho ha sido reportado por Ranero *et al.* (2006). Aproximadamente 47° S la subducción del centro activo promovió el estrechamiento de la región del antearco y la somerización de la trinchera con la subsiguiente disminución abrupta del espesor de sedimentos tal como fue reportado por diversos estudios (e.j. Bangs y Cande, 1997; Cande *et al.*, 1987). En la cercanía de la unión triple, la señal de Tzz muestra un estrechamiento del valor negativo alcanzando +0 Eötvös la zona de colisión del punto triple.

Hacia el sur-este de la península de Taitao, el Golfo de Penas exhibe bajos valores de GA (< 0 mGal) y menos de -10 Eötvös indicando un cuerpo de baja densidad en esa área. Hacia el sur de este bajo, el Tzz muestra un canal de subducción truncado como consecuencia de la colisión de la dorsal de Chile contra el margen hace aproximadamente 3 - 6 Ma. Ranero *et al.* (2006) señaló que en esta región un prisma de acreción se ensancha abruptamente hacia el sur a medida que el frente de deformación migra hacia el mar y una zona más amplia de turbiditas de la trinchera es envuelta en la deformación (Cande y Leslie 1986; Bourgois *et al.* 2000). Luego de que el centro de esparcimiento se subduce, el borde del margen continental subside unos 4 -5 km de profundidad y una cuña de acreción, de hasta 8 km de espesor y cerca de 60 km de ancho, se desarrolló contra el margen truncado (Ranero *et al.*, 2006).

3.3.5.4. REGION MAS AUSTRAL DE CHILE: 46° - 57°

Hacia el sur de la dorsal de Chile, la anomalía de gravedad aumenta sus valores en la dirección SO alcanzando más de +300 mGal en donde la placa es más vieja. Al sur del punto triple entre los 47° S y los 49° S, mar adentro, la señal de Tzz alterna entre valores positivos y negativos, variando desde menos de -20 Eötvös a más de +10 Eötvös, indicando la existencia de un cuerpo más denso. Estas anomalías reflejan la existencia de la reconstrucción del prisma de acreción luego de la subducción de la dorsal de Chile. Entre los 49° S y los 50° S, se pueden observar dos cuerpos orientados en la dirección EO excediendo más de 15 Eötvös. Aquí el prisma sedimentario está confinado a una zona estrecha hacia el este. Al sur de esto hasta los 53° S aproximadamente, el prisma se ensancha hasta aproximadamente los 50 km, excepto a los 51° S en donde se estrecha hacia la costa. Los altos valores de Tzz bajo el archipiélago Chileno al sur de los 48° S revelan el "backstop" continental formado por intrusiones del batolito Patagónico y por un complejo de subducción Paleozoico-Mesozoico (ver Polonia *et al.*, 2001 para más detalle).

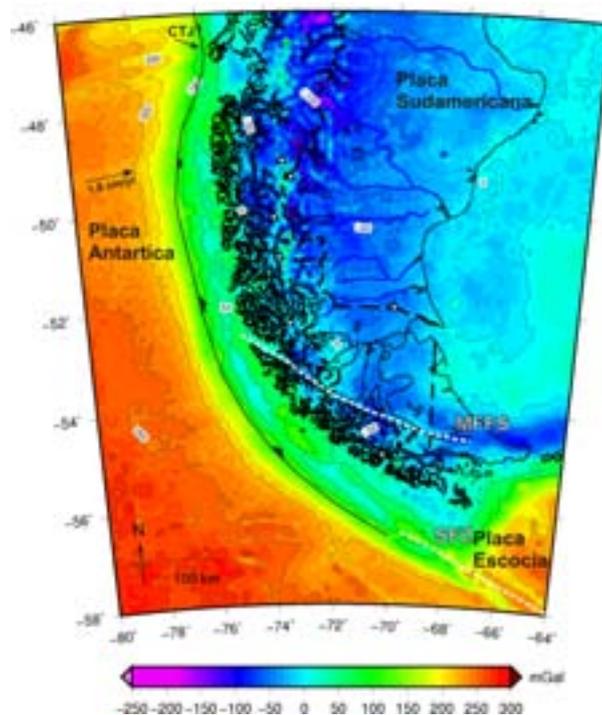


Figura 3.3.14: Mapa de anomalía de gravedad para la región más austral. Referencias: CT J: Unión triple Chilena, MF FS: Zona de fallas de Magellanes-Fagnano, SFZ: Zona de fractura de Escocia.

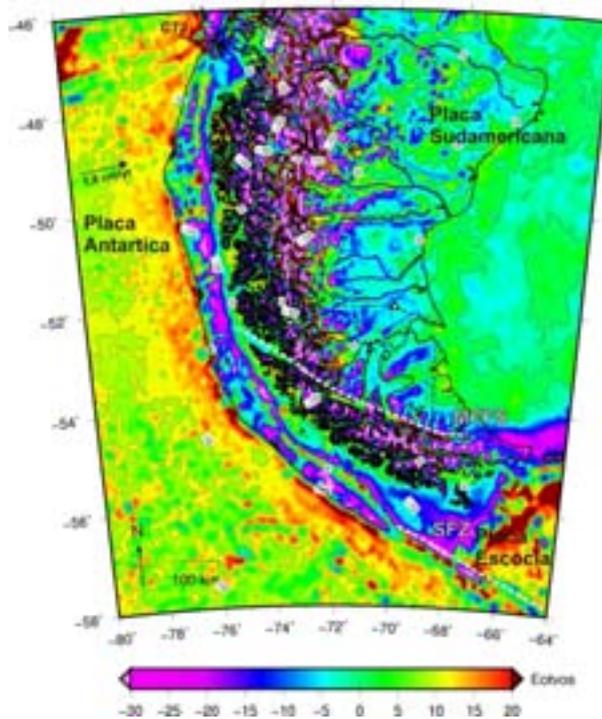


Figura 3.3.15: Gradiente vertical de la gravedad para la región más austral.

Hacia el sur de los 53° S el Tzz alterna entre valores positivos y negativos revelando un cuerpo elongado en la dirección NO-SE, alineado con el margen continental. Al sur de los 55° S el cuerpo cambia su orientación en la dirección S-SE. Este cuerpo más denso, compartimenta la trinchera, separando dos anomalías negativas de Tzz. Ranero *et al.*, (2006) resalto un cambio abrupto de gradiente en la anomalía de gravedad de positivo a negativo en este área, y lo interpreto como un lineamiento orientado aproximadamente en la dirección NO-SE que marcaría el quiebre de la losa. Mar adentro del eje de la trinchera el Tzz cae a menos de -10 Eötvös y la anomalía de gravedad delinea un cuerpo elongado con valores negativos menores a -50 mGal. Hacia el este del cuerpo denso, se puede observar una anomalía negativa con valores de Tzz menores a -10 Eötvös, indicando bajas densidades en la zona. Polonia *et al.*, (2001) delinea una gruesa sección sedimentaria en la zona de subducción, una estrecha y deformada cuña de acreción contra el backstop, y una cuenca de antearco. La última está localizada entre el backstop y el complejo acrecionario y entrapa los sedimentos derivados del continente. Más tarde Ra nero *et al.* (2006) identificó esta anomalía como un prima de acreción, de aproximadamente 50 km de ancho y una cuenca submarina de antearco basándose en perfiles sísmicos (Polonia *et al.*, 1999; Polonia *et al.*, 2001) y en gravimetría (Rubio *et al.*, 2000).

La zona de fractura de Shakleton la cual marca el límite entre la placa Antártica y la de Escocia también es delineada en la figura 3.3.12, y exhibe un buen alineamiento con la anomalía positiva descrita anteriormente. El sistema de fallas de Magellanes-Fagnano (MFFS) que marca el límite entre las placas de Sudamérica y Escocia es delimitado en la figura 3.3.12.

3.3.6. CONCLUSIONES

Utilizando el nuevo modelo global EGM08, cuya calidad es aceptable sobre el océano en donde los datos satelitales altimétricos integran la expansión armónica, se delinearon diferentes anomalías sobre la placa de Nazca y sobre el margen Chileno en función de las anomalías de gravedad y del gradiente vertical. La utilización de este modelo, el de mayor resolución espacial hasta el momento, permite de linear con gran detalle la distribución de los altos en la placa oceánica y la distribución de las anomalías de densidad paralelas a la trinchera relacionadas con el relleno sedimentario.

La señal del Tzz es una herramienta óptima para delinear áreas con contrastes significativos de densidad sobre el margen. Esta técnica es complementada con la anomalía de gravedad. Los resultados muestran que la segmentación de las anomalías paralelas a la trinchera está fuertemente relacionada con la distribución de sedimentos y su relación con las características de la placa oceánica entrante. Esto es consistente con trabajos previos basados en batimetría, sismología y datos de gravedad locales. La delimitación de diferentes anomalías tales como montes submarinos es de un interés especial ya que ellos han sido relacionados con la generación de sismos y también como barreras a la propagación de la energía sísmica de otros eventos (Contreras-Reyes y Carrizo, 2010). La identificación de áreas de menor densidad sobre el margen, como el espesor de sedimentos o cuencas submarinas, generalmente de limitadas por la continuación de las cadenas de volcanes y montes submarinos, zonas de fractura es crítica para estudios relacionados a las zonas de ruptura de grandes sismos.

Los mapas del Tzz son sumamente útiles para delinear grandes lineamientos como en el caso del de Bio Bio-Alumine que marca el límite sur de la Cordillera Principal y el comienzo de la Cordillera Patagónica hacia el sur. La zona de fractura de Mocha-

Valdivia la cual desplaza las estructuras sobre la trinchera también es evidenciada. En zona más austral, el sistema de fallas de Magallanes Fagnano, que marca el límite entre la placa Sudamericana y la de Escocia, es demarcado con claridad. Hacia el sur-oeste de Tierra del Fuego, en donde es localizado el límite entre la placa Antártica y la de Escocia se encontró un cuerpo denso paralelo al margen continental. Este levantamiento podría ser causado por movimientos de cizalla en la región debido a la zona de fractura de Shackleton.

La relación entre los altos valores de anomalía y gradiente en el bulge flexural al norte del ridge de Juan Fernández, la ausencia de sedimentos de la trinchera a estas latitudes y las mayores elevaciones de la Cordillera de los Andes en la región, es de especial interés. Lo contrario ocurre al sur de los 32° S en donde el efecto de la out er ri se disminuye en la dirección sur y los valores del Tzz reflejan los materiales de menor densidad que rellenan la trinchera y el canal de subducción. El efecto de la raíz Andina disminuye hacia el sur a medida que la cadena de los Andes pierde altura y volumen.

3.3.7. APENDICE I: COMPARACION ENTRE MODELOS

Por comparación de la anomalía de gravedad derivada del satélite GOCE (Pail *et al.*, 2011) con la obtenida del modelo EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008), se puede mostrar que los campos están solo en concordancia parcial (Fig. 3.3.16). Los parámetros estadísticos de la diferencia entre ambos campos son mostrados en la Tabla 3.3.1. El valor absoluto de la diferencia (EGM08-GOCE) es mostrado en la figura 3.3.17a.

<i>Diferencia promedio</i>	0.0187 mGal
<i>Desviacion estandar</i>	10.875 mGal
<i>Valor máximo de la diferencia</i>	67.515 mGal

Tabla 3.3.1. *Parámetros estadísticos de la diferencia.*

Se comparó una región de alta calidad con una de baja calidad en términos de histograma del residual. Un área con calidad degradada, de 2° x 2° (cuadrado negro en la Fig. 3.3.17a; es comparado con un cuadro de igual tamaño (blanco) de relativamente

alta calidad. Los histogramas de los residuales (Fig. 3.3.18) muestran los valores más altos para el cuadro negro (sobre la región de la Puna).

Como una medida estadística de la calidad de EGM08, se calculó la desviación cuadrática media (rms) de la diferencia, en ventanas móviles de $1^\circ \times 1^\circ$. El resultado es mostrado en la Fig. 3.3.17b. El valor más frecuente de la desviación rms es 5 mGal (Fig. 3.3.19). Las ubicaciones en donde los datos que no provienen de satélites tienen problemas reflejan valores altamente incrementados (de hasta 31 mGal).

Los resultados de este análisis estadístico muestran que los campos solo presentan concordancia parcial, y que las diferencias son pequeñas.

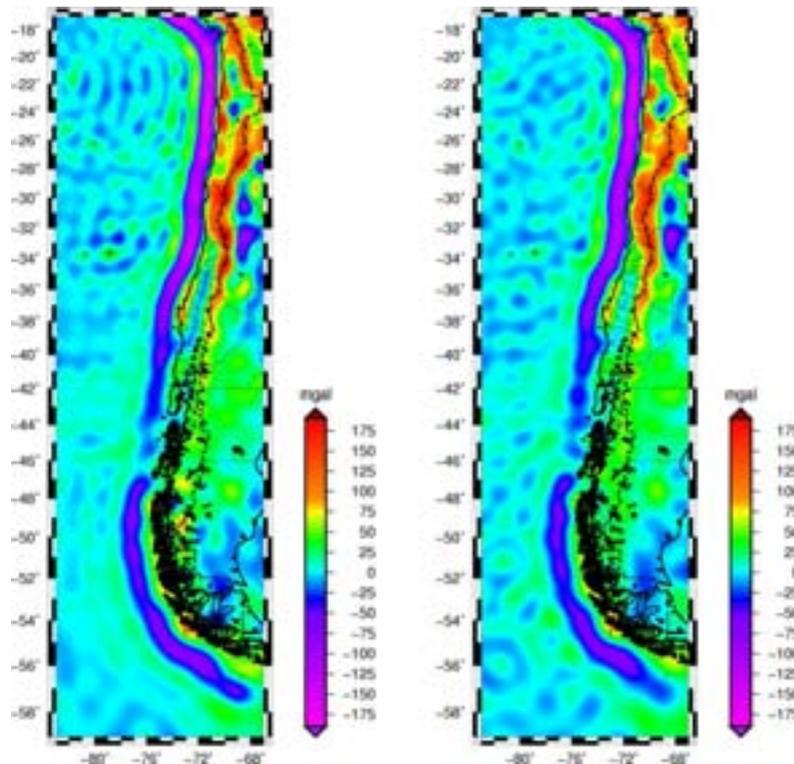


Figura 3.3.16: Control de calidad de l modelo de gravedad EGM08 (Pavlis et al., 2008), e l cual combina datos terrestres y satelitales (GRACE), con el modelo de gravedad derivado solo de datos satelitales GOCE (Pail et al., 2011). Máximo grado y orden $N=250$. **izq)** Anomalía de gravedad obtenida con EGM08. **der)** Anomalía de gravedad obtenida con GOCE. Bordes nacionales: línea de trazo; límites de provincia: línea negra delgada; línea de costa: línea negra.

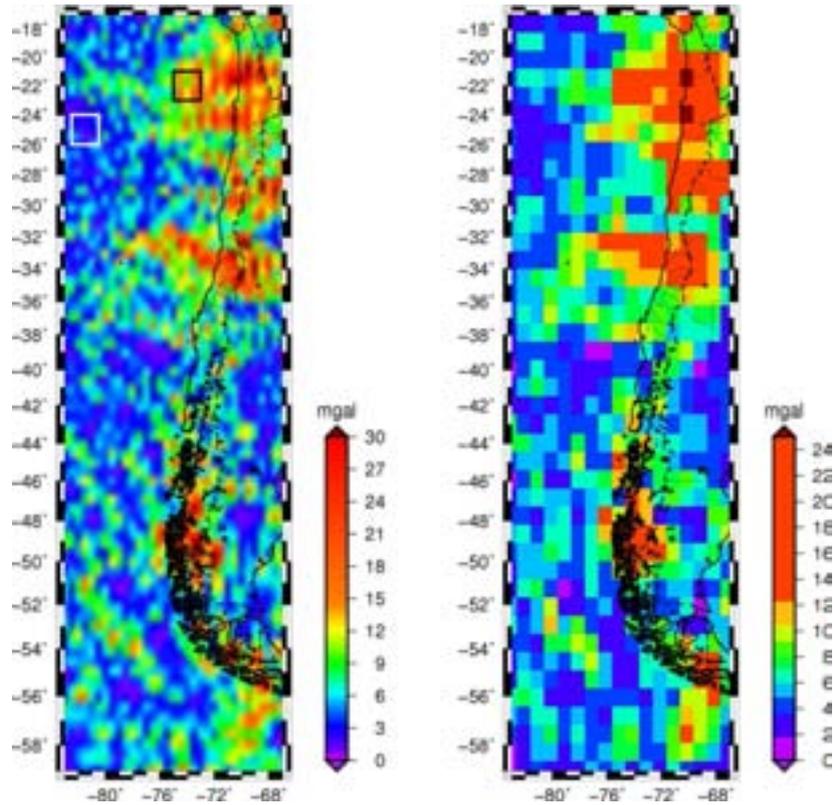


Figura 3.3.17: Izq.: Valor absoluto de la diferencia entre ambos campos. El cuadrado negro muestra el área con datos erróneos. El cuadrado blanco muestra el área con datos buenos. Der.: Raíz cuadrática media del residual de la gravedad en cuadros de $1^\circ \times 1^\circ$. Límites nacionales: línea de trazo; límites provinciales: línea negra de ligada; líneas de costa: línea negra. Las diferencias entre los dos campos se deben a datos erróneos de origen terrestre o la ausencia de ellos en el modelo EGM08.

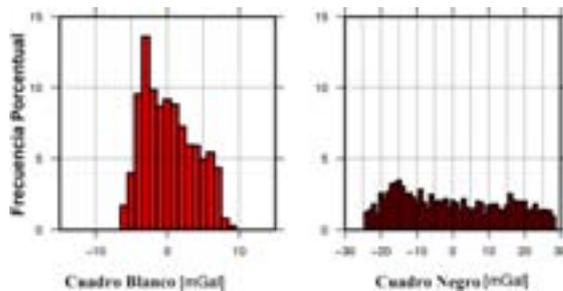


Figura 3.3.18: Histograma de la anomalía de gravedad residual entre EGM08 y GOCE (hasta grado y orden $N=250$). Izquierda (buen cuadro): cuadrado blanco de la figura 3.3.14. Derecha (mal cuadro): cuadrado negro de la figura 3.3.14.

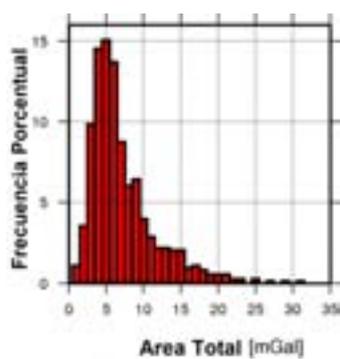


Figura 3.3.19: *Histograma de las desviaciones rms en cuadros de 1° x 1°.*

3.4. RELACION ENTRE LAS ZONAS DE RUPTURA DE LOS GRANDES SISMOS EN EL MARGEN ACTIVO Y EL TZZ.

3.4.1. INTRODUCCION

Algunas zonas de subducción son afectadas por la ocurrencia de grandes terremotos (magnitud momento $M_w \geq 8.0$) generalmente relacionados a fallas en los límites de placas localizadas entre la litósfera oceánica en subducción y la placa cabalgante. La zona de subducción Chilena es afectada frecuentemente por grandes terremotos con dimensiones de área de falla alcanzando los cientos de kilómetros, extensa y fuerte sacudida, y tsunamis destructivos (Ruff, 1989), como por ejemplo los sismos de 1960 y 2010. Varios autores relacionaron la edad de litósfera oceánica y la tasa de convergencia con el acoplamiento sísmico y la consecuente variación del máximo tamaño del sismo (Kanamori, 1971; Uyeda y Kanamori, 1979; Ruff y Kanamori, 1980). Más tarde, Ruff (1989) propuso que el exceso de sedimentos en la trinchera estaba asociado con la subducción de una capa sedimentaria coherente, la cual a elevada presión y temperatura, forma una zona de contacto entre ambas placas fuerte y homogénea. Esta interfaz homogénea mejora el acoplamiento sísmico favoreciendo la propagación de la ruptura paralelamente a la trinchera y grandes magnitudes de sismos. Más recientemente, Lamb y Davis (2003) propusieron que también puede modificar la transmisión del esfuerzo tectónico a través de la interfaz de placa.

Por otra parte, el tamaño y la frecuencia de los grandes sismos parece estar fuertemente influenciada por la subducción de los altos topográficos de la placa oceánica (High oceanic features, *Hof's*) como ser: montes submarinos, zonas de fractura y ridges (Kelleher y McCann, 1976; Cloos, 1992; Cloos y Shreve, 1996; Scholz y Small, 1997; Bilek 2007; Das y Watts (2009); Watts 2010; entre otros). La subducción de los "*Hof's*" puede disparar sismos actuando como asperezas sísmicas (Kanamori 1994, Ruff 1996, Bilek *et al.*, 2003) o pueden controlar la liberación del momento sísmico y área de ruptura actuando como barreras a la propagación del evento sísmico (Das y Aiki 1977, Kodaira, 2000; Wang y Bilek, 2011). Esto depende del grado de acoplamiento sísmico entre la placa cabalgante y la subducida en cada región (Bilek 2007).

Una trinchera con un grueso espesor de sedimentos suaviza el relleno de los *Hof's* y del suelo submarino que se subduce. Luego, después de la subducción, el conal de subducción es relleno por una capa homogénea de material fuertemente acoplado el cual permite a la ruptura operar estas barreras (*Hof's*) y propagarse lateralmente (Contreras-Reyes *et al.* 2010, Contreras-Reyes y Carrizo, 2011; Heuret *et al.*, 2012, entre otros). Trabajos recientes (Scholl *et al.*, 2011; Heuret *et al.*, 2012) relacionaron empíricamente el estrés tectónico y las irregularidades geométricas a lo largo de la interfaz de subducción con la ocurrencia de grandes sismos.

Resumiendo, la relación entre los sedimentos subducidos y el relieve de la placa en subducción controla el espaciamiento y la naturaleza de las irregularidades geométricas a lo largo del contacto interplaca, regulando la segmentación sísmica, tal como lo propuso Ruff (1989). Las grandes zonas de subducción como la de Chile se extienden hasta cientos de kilómetros a lo largo del sistema del arco, así la parte sísmicamente activa de un límite de placa puede ser vista como una franja larga y estrecha la cual está compuesta de segmentos sísmicos (Lay *et al.*, 1982; Ruff, 1989; Bilek, 2007). Contreras Reyes y Carrizo, (2011) estudiaron la relación espacial entre los grandes sismos de subducción ($M_w \geq 7.5$) y las heterogeneidades batimétricas a lo largo de la zona de subducción de Chile-Perú y encontraron una fuerte relación entre la subducción de los *Hof's* y los segmentos de ruptura de los grandes sismos.

Trabajos previos (Song y Simons, 2003) correlacionaron las anomalías de gravedad negativas paralelas a la trinchera con la distribución del deslizamiento en los grandes sismos. Ellos relacionaron las variaciones negativas de la gravedad a tracción de alta cizalladura en el empuje interplacas, probablemente debido al aumento del coeficiente efectivo de fricción. No obstante, el gradiente vertical de la gravedad delinea una masa anómala con mayor resolución que la anomalía de gravedad, especialmente cuando el contraste de densidad es alto (Braitenberg *et al.*, 2011; Alvarez *et al.*, 2012). En este capítulo, se utiliza el gradiente vertical de la gravedad para delinear las heterogeneidades de masa a lo largo de la zona de subducción de Chile con el objetivo de encontrar una relación con la segmentación sísmica, utilizando los nuevos datos del satélite GOCE (Floberghagen *et al.*, 2011; Pail *et al.*, 2011).

3.4.2. MARCO GEO-TECTONICO Y SEGMENTACION SÍSMICA

El margen continental oeste de Sudamérica, en su región centro-sur, está caracterizada por la subducción oblicua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Fig. 3.4.1). La trinchera Peruano-Chilena, localizada a aproximadamente 160 km mar adentro de la costa de Perú y Chile, marca la interfaz entre placas con aproximadamente 5.900 km de largo y un ancho medio de 64 km (Lindquist *et al.*, 2004; Völker *et al.*, 2006).

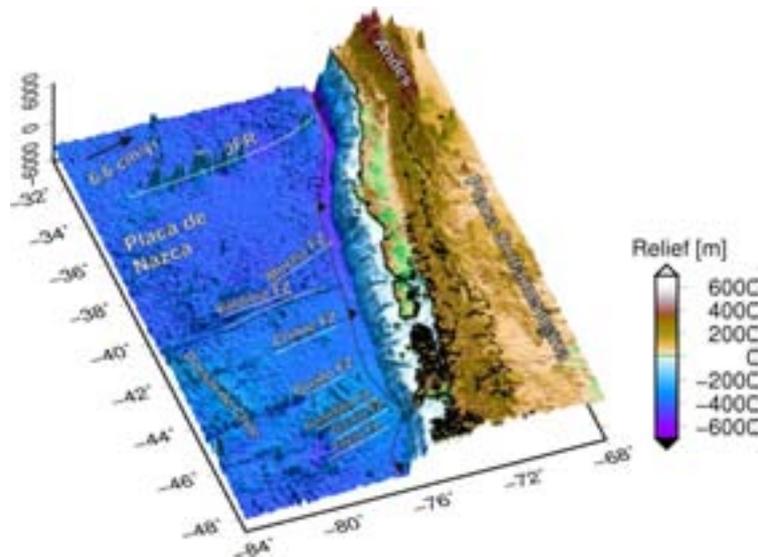


Figura 3.4.1: Morfología de la placa oceánica de Nazca remarcando las principales características topográficas (A mante y Eakins, 2009). No tar las diferencias entre el espesor de sedimentos al norte y al sur de la zona de fractura de Mocha, y al norte y sur de l ridge de Juan F ernández. La tasa de convergencia entre las placas Nazca/Sudamericana es de approx. 6.6 cm/yr con un ángulo de convergencia de 78°N (Völker *et al.*, 2006; Vigny *et al.*, 2009). Límites nacionales: línea de punto y trazo; limite de costa: línea negra; línea de puntos: trinchera Chilena.

En Chile central, los altaos batimétricos más prominentes a carreados por la placa de Nazca que marcan una importante segmentación de la trinchera son: (a 33° S) el ridge de Juan Fernández (*JFR*), una cadena de hot-spot formada por el volcanismo intraplaca ~900 km al oeste de la trinchera (Yáñez *et al.*, 2001), y hacia el sur la dorsal de Chile, un centro activo de esparcimiento el cual se está subduciendo a 45° S (Völker *et al.*, 2006). Entre el *JFR* y la dorsal de Chile se pueden observar numerosos montes submarinos y zonas de fractura como ser Mocha, Valdivia y Guafo entre otras (Fig. 3.4.1). Estos altos oceánicos son enterrados progresivamente por los sedimentos de la

trinchera a medida que entran en la zona de subducción y forman colinas aisladas dentro de la trinchera (Völker *et al.*, 2006).

El relleno sedimentario de la trinchera es originado en los Andes y su antearco oeste (Lamb y Davis, 2003; Völker *et al.*, 2006), e n donde la variación latitudinal de la topografía, los sistemas de drenaje de los ríos, la erodabilidad de la roca, y su relación con las condiciones climáticas (precipitación) y consiguiente erosión, afectan significativamente el volumen de relleno suministrado a la trinchera, marcando una gran variabilidad (Ranero *et al.*, 2006). En las latitudes más australes la cantidad de sedimento suministrado a la trinchera está relacionado a la denudación glacial de los Andes Patagónicos durante los períodos glaciales e interglaciares (Ranero *et al.*, 2006; Ramos y Ghiglione, 2008; entre otros).

Los altos gradientes de relieve de la litósfera oceánica segmentada influyen en la distribución de sedimentos a lo largo de la trinchera (Ranero *et al.*, 2006). Dentro de la trinchera un canal axial que se extiende hacia el norte de los 42° S por más de 1000 km terminando en el ridge de *JFR* canaliza las corrientes de turbiditas (Völker *et al.*, 2006). El ridge de *JFR* forma un alto topográfico dentro de la trinchera y restringe el transporte de los sedimentos hacia el norte (Yañez *et al.*, 2001; entre otros). Hacia el norte de los 32.5° S la trinchera está vacía de sedimentos o contiene menos de 1 km de espesor de turbiditas confinadas a una estrecha zona axial (Schweller *et al.*, 1981; Bangs y Cande, 1997; entre otros). Hacia el sur del ridge de *JFR* hasta la unión triple de Chile la trinchera está parcial o completamente rellena, principalmente con sedimentos turbidíticos creando de esta forma una topografía de fondo lisa (Lamb y Davis, 2003; Völker *et al.*, 2006; Ranero *et al.*, 2006). La distribución de los sedimentos al sur de los 33° S varía entre los 2.2 km hasta los 3.5 km de espesor (Fig. 3.4.1), e l volumen de sedimentos aumenta hacia el sur a medida que el ancho de la trinchera se ensancha de 25 km a los 33° S a 80 km a los 41° S (Völker *et al.*, 2006). Esta diferencia en el volumen de los sedimentos en la trinchera, y su relación con la subducción de los *Hof's*, afecta fuertemente el canal de subducción y promueve la segmentación sísmica (Contreras-Reyes y Carrizo, 2011).

Como un ejemplo, el sismo del Maule 2010 rompió bilateralmente con dos grandes parches de deslizamiento (Delouis *et al.*, 2010; Lay *et al.*, 2010; Lorigo *et al.*, 2011; Pollitz *et al.*, 2011; Tong *et al.*, 2010). El parche norte coincide aproximadamente con la

zona de ruptura más probable del sismo de 1928, y colinda hacia el norte con el área del evento de 1985 (Lange *et al.*, 2012). La terminación hacia el norte de la ruptura para este último evento es localizada cerca del subducido ridge Juan Fernández Ridge (~32.5° S). La sismicidad de las réplicas del evento de Maule 2010 y las distribuciones del deslizamiento cosísmico terminan hacia el sur en el área de colisión de la zona de fractura de Mocha, en donde ocurrió la mayor aspereza de la secuencia del sismo del 1960 (Lorito *et al.*, 2011; Lange *et al.*, 2012). La zona de ruptura del sismo del 1960 va desde la zona de fractura de Mocha hasta la dorsal de Chile, pero la distribución de deslizamiento también aparece segmentada por los *Hof's* entrantes (Moreno *et al.*, 2009; Melnick *et al.*, 2009; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011).

3.4.3. METODOLOGIA

Para delinear la distribución espacial de las anomalías relacionadas con variaciones de densidad en la zona de la trinchera chilena se calculó el gradiente vertical de la gravedad (Janak and Sprlak, 2006). Para el cálculo se usó el modelo global de GOCE GO_CONS_GCF_2_TIM_R4; Pail *et al.*, 2011) en un sistema de coordenadas esféricas geocéntrico a la altura de cálculo de 7.000 m para asegurarse que todos los puntos estén sobre la topografía. Los valores fueron calculados en una grilla regular de 0.05° de tamaño de grilla, con el máximo grado y orden de la expansión armónica (N=250) para este modelo. El efecto topográfico fue eliminado de los campos para eliminar la correlación con la topografía. Los elementos de masa obtenidos a partir de un modelo de relieve global, el cual incluye la batimetría oceánica (ETOPO1, Amante y Eakins, 2008), son aproximados con prismas esféricos (Grombein *et al.*, 2010; entre otros) de densidad constante en un sistema de coordenadas esféricas para tener en cuenta la curvatura terrestre (Uieda *et al.*, 2010). Se utilizó una densidad estándar de 2,67 g/cm³ para las masas sobre el nivel del mar y una densidad de 1,03 g/cm³ para la región oceánica. La corrección topográfica alcanza hasta unas decenas de Eötvös para el gradiente vertical y de unos pocos cientos de mGal para la gravedad. En las próximas secciones analizaremos la relación entre la distribución del deslizamiento para diferentes sismos de gran magnitud a lo largo del margen Chileno y el gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía.

3.4.4. RESULTADOS

El gradiente vertical de la gravedad resalta las inhomogeneidades de masa de la placa oceánica de Nazca, siendo notorio en recorrido del ridge Juan Fernández (*JFR*), y el dorsal de Chile, ambos expresados por valores de gradiente menores que la placa circundante (Fig. 3.4.2). Mar adentro de la trinchera, el “bulge” flexural de la placa de Nazca es marcado por un alto valor positivo de T_{zz} el cual es segmentado por las diferentes características de la placa oceánica (*Hof's*).

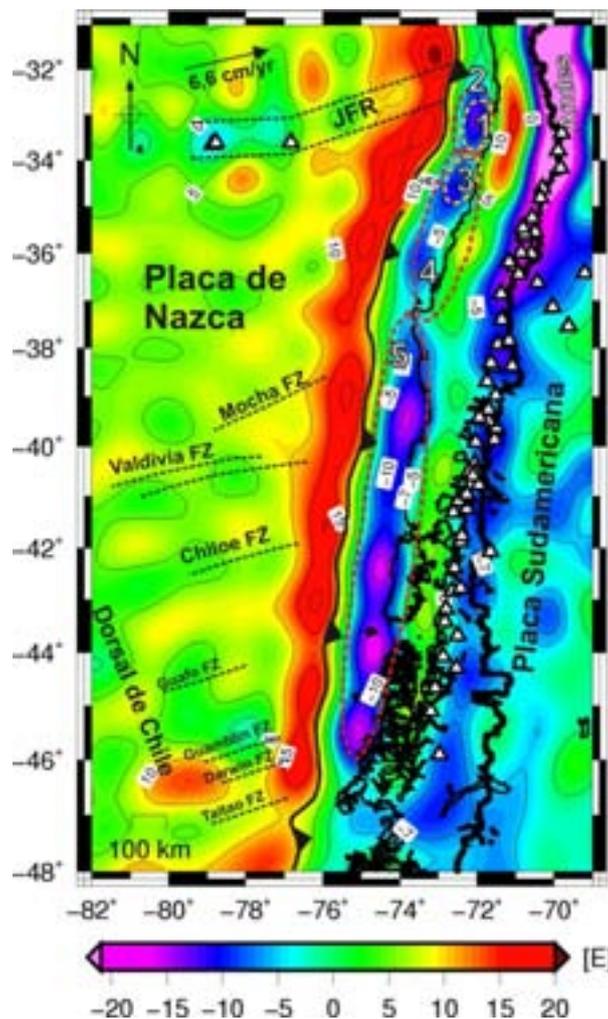


Figura 3.4.2: Gradiente vertical de la gravedad (T_{zz}) corregido por topografía obtenido con el modelo GOCE (Pail et al., 2011) y delineación de los *Hof's* de la placa de Nazca (de la Fig. 2.4.1). Superimpuestos, localización de las áreas de ruptura aproximadas de los grandes sismos en el margen chileno: (1) 1985, $M_w=8.0$: Barrientos (1988); Mendoza et al. (1994); Barrientos (1995). (2) 1906, $M_s=8.4$: Beck et al. (1998); Ruegg et al. (2009). (3) 1928, $M_s=8.0$: Beck et al. (1998); Campos et al.

(2002). (4) 2010, $M_w=8.8$: Lay *et al.* (2010); Lorito *et al.* (2011); Vigny *et al.* (2011). (5) 1960, $M_w=9.5$: Plafker and Savage (1970); Ruegg *et al.* (2009); Moreno *et al.* (2009).

Entre la trinchera y la línea de costa se localiza una anomalía elongada de T_{zz} paralela a la trinchera de menos de -10 Eötvös. Este bajo en la señal del gradiente es dominado por el efecto de los rellenos sedimentario de baja densidad de la trinchera que luego es subducido y forma parte del canal de subducción. El *JFR* y la dorsal de Chile marcan la terminación norte y sur de este bajo en la señal del gradiente. Los valores positivos de T_{zz} al norte de la *JFR* representan la disminución en el relleno sedimentario de la trinchera a menores latitudes ($\approx 32^\circ$ S); aquí Bangs y Cande (1997, entre otros) reportaron poco (< 1.0 km) o ningún relleno de sedimentos en la trinchera. En la dorsal de Chile (47° S), la subducción del centro activo promovió el estrechamiento de la región de antearco y la somerización de la trinchera (Fig. 3.4.1) con la subsecuente disminución abrupta del espesor de sedimentos, tal como lo reportaron varios estudios (ej. Bangs y Cande, 1997; Cande *et al.*, 1987). Estos hechos son revelados por una señal mayor de T_{zz} a estas latitudes (47° S). El valor de T_{zz} positivo que corre paralelo a la línea de costa a lo largo del antearco es la expresión de materiales de alta densidad, relacionados probablemente a prismas de acreción Permo-Triásicos, y es típico de la mayoría de los márgenes convergentes (Hackney *et al.*, 2006).

La señal de gradiente negativa paralela a la trinchera es tádividida en diferentes segmentos que tienen una buena correspondencia con la colisión de los diferentes *Hof's*, esta segmentación también se extiende bajo la región del antearco. Esta variación, espacial de la señal de T_{zz} (relacionada a variaciones de densidad) indica la heterogeneidad de la interfaz interplaca, la cual a su vez es tárelacionada al acoplamiento cinemático variable entre las placas (Chlieh *et al.*, 2008) y consecuentemente a la distribución espacialmente variable del desplazamiento cosísmico (Konca *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2009). Al sur de la zona de fractura de Mocha los valores segmentados de T_{zz} son menores que hacia el norte alcanzando hasta -25 Eötvös. Contreras-Reyes y Carrizo (2010) reportaron un canal de subducción más grueso entre la zona de fractura de Mocha y la unión triple de Chile (> 1.5 km) que entre *JFR* y Mocha (≤ 1.0 Km). Ellos explicaron que esta diferencia tiene una fuerte influencia en la propagación de la ruptura: al norte de la zona de fractura de Mocha los

Hof's principalmente controlan el tamaño del sismo, mientras que hacia el sur el canal de subducción más grueso tiene una influencia mayor en la propagación de la ruptura.

Con el fin de encontrar una relación espacial entre las anomalías de T_{zz} y las zonas de ruptura de los grandes sismos, se superpusieron las elipses que aproximan las áreas de los mayores sismos a lo largo del margen Chileno (Fig. 3.4.2). Las áreas de ruptura que corresponden a los sismos de 1985, 1906 y 1928 coinciden aproximadamente con el contorno de -10 Eötvös. La anomalía positiva de más de $+10$ Eötvös observada en la región del antearco, actúa como una barrera sísmica y marca el fin hacia el este de la propagación de las rupturas.

La elipse que marca la principal zona de ruptura para el sismo del Maule 2010 contiene dos anomalías negativas de T_{zz} , y está limitada hacia el sur por el ingreso de la zona de fractura de Mocha FZ. La anomalía norte es mayor (más negativa) que la del sur, y coincide con la zona de ruptura del sismo de 1928, y también con el parche norte donde se produjo el mayor desplazamiento en el sismo de 2010. El límite norte de las zonas de ruptura principales de los sismos de Maule 2010 y 1928 coinciden con el límite sur de las rupturas de los sismos de 1985 y 1906. A estas latitudes (34° S) el contorno de -10 Eötvös se estrecha hasta cortarse, indicando una discontinuidad en la señal de T_{zz} , probablemente indicando la existencia de una barrera.

La zona de ruptura del gran sismo de 1960 termina hacia el norte, en la culminación sur de la ruptura del sismo de 2010 y se desarrolla hacia el sur hasta la dorsal de Chile (47° S), cubriendo diferentes segmentos a lo largo de la trinchera. Trabajos previos como el de Contreras-Reyes y Carrizo (2010) observaron que la zona de ruptura de Mocha es una importante característica controlando el tamaño de los sismos de 1960 y 2010. Los límites norte y sur para esta gran zona de ruptura también coinciden con un notorio estrechamiento de los contornos del T_{zz} . En la figura 3.4.2, se puede observar que no solo la región interplaca parece estar segmentada por esta zona de fractura sino también el bulge flexural, tal como se explicó con anterioridad. El mismo patrón es observado en la colisión de la dorsal de Chile. Contreras-Reyes y Carrizo (2010) explicaron que aunque los límites de varios sismos no se correlacionan perfectamente con la subducción de un *Hof*, esto puede ser explicado por regiones localmente anómalas de gruesos canales de subducción que podrían tender a homogeneizar la interfaz de subducción facilitando la propagación de la ruptura.

3.4.5 DISCUSION

La distribución del deslizamiento puede ser obtenida por una inversión conjunta de diferentes tipos de datos, ej. telesísmicos (ondas P, SH y Rayleigh), geodésicos (GPS estático y continuo, Interferometría) y datos de Tsunami. La determinación de la distribución del deslizamiento es influenciada por el método de inversión (Beresnev, 2003) y por el constreñimiento obtenido al utilizar diferentes fuentes de datos (Delouis *et al.*, 2010). Lee *et al.* (2006), examinó el efecto de la geometría de la falla y la correspondiente distribución del deslizamiento para distintos modelos de fallas, y concluyó que para obtener resultados confiables es necesario un modelo adecuado. Particularmente, las inversiones de ensayo (Shao *et al.*, 2010; Lay *et al.*, 2010) obtenidas para el sismo de Maule 2010 indican que las inversiones sísmicas son sensibles al tipo de datos de onda utilizados y la banda de frecuencia (Pollitz *et al.*, 2011). Además, en las regiones pobremente resueltas (sin suficiente constreñimiento de los datos), el modelo puede evidenciar algunos artefactos que pueden parecer similares a asperezas sísmicas (Page *et al.*, 2009).

Para un análisis de tallado, se superimpuso la distribución del deslizamiento para los grandes sismos a lo largo del margen Chileno (Maule 2010 $M_w=8.8$, Fig. 3.4.3 y Valdivia 1960 $M_w=9.5$; Fig. 3.4.4). El sismo de empuje y profundidad somera de Maule 2010 inició a aproximadamente 36.5° S, y rompió la interfaz de placas bilateralmente con dos parches de deslizamiento principales localizados entre aproximadamente los 34° S y los 38° S (Delouis *et al.*, 2010; Lay *et al.*, 2010; Tong *et al.*, 2010; Lorito *et al.*, 2011; Pollitz *et al.*, 2011; Vigny *et al.*, 2011; entre otros). Distintos trabajos (Tabla 3.4.1) muestran un patrón espacial similar para la ruptura del sismo del Maule 2010. Los autores coinciden aproximadamente en la localización del parche norte localizado aproximadamente entre los 34° S y los 36.5° S, el cual concentró la mayor cantidad de desplazamiento (15 m a 20 m) entre los $\sim 34.5^\circ$ S y los 35.5° S. La mayoría de los autores, localizan el otro parche al sur del epicentro, centrado a aproximadamente 37° S, con un desplazamiento global menor (menos de ~ 10 m).

En el mapa de T_{zz} encontramos dos lóbulos (-7 Eötvös) el primero localizado entre los 34° S y los 35.2° S y el otro entre los 35.5° S y los 36.5° S. Estos valores negativos de T_{zz} muestran una fuerte correlación con el parche principal del deslizamiento (el norte), del sismo de Maule 2010. El lóbulo norte muestra valores de T_{zz} menores en

coincidencia con la concentración de l mayor d esplazamiento mostrado por l os diferentes modelos. Como un ejemplo la figura 3.4.3 muestra l os resultados de T_{zz} obtenido con GOCE solapados con l os modelos de distribución de l deslizamiento obtenidos por (a) Tong *et al.* (2010) y (b) Vigny *et al.* (2011). Vigny *et al.* (2011) utilizó una densa red de datos GPS cercanos constreñidos por cambio de nivel de tierra (Farías *et al.*, 2010) y datos INSAR (Tong *et al.*, 2010). Ellos utilizaron los datos INSAR solamente en el caso de pobre cobertura de datos GPS, representando solo el 7% del conjunto total de estos datos. Por ello, solo en unas pocas regiones estos dos modelos incluyen los mismos datos para la inversión, esto explica las diferencias entre los resultados obtenidos por ambos modelos (ver Figs. 3.4.3a y 3.4.3b).

Modelo de distribución	
Datos utilizados en modelo de inversión conjunta	Referencia
Telesísmico (P, SH), INSAR, cGPS/hrGPS cercano y lejano	Delouis <i>et al.</i> , 2010
Telesísmico P, SH y Rayleigh	Lay <i>et al.</i> , 2010
Tsunami y datos geodésicos (cGPS, INSAR y variaciones de nivel de tierra de Farías <i>et al.</i> (2010))	Lorito <i>et al.</i> , 2010
INSAR, cGPS cercano y lejano	Tong <i>et al.</i> , 2010
INSAR, cGPS cercano y lejano y datos de campañas de GPS	Pollitz <i>et al.</i> , 2011
GPS, cGPS cercano y lejano, variaciones de nivel de tierra de Farías <i>et al.</i> (2010) y datos INSAR de Tong <i>et al.</i> 2010.	Vigny <i>et al.</i> , 2011

Tabla 3.4.1. *Diferentes tipos de datos utilizados por los modelos de distribución del deslizamiento para el sismo del Maule 2010.*

El parche sur, delineado por los distintos modelos de deslizamiento, no puede ser resuelto con los datos de GOCE ya que el tamaño del mismo está en el orden de la resolución espacial del modelo. Cuando el mismo cálculo es realizado con el modelo EGM08, se puede observar una anomalía de bajo T_{zz} (ver Fig. 3.4.10, Apéndice 3.4.2) en coincidencia con el área de máximo deslizamiento del parche inferior. En el apéndice 3.4.1 se muestra un análisis estadístico entre ambos modelos y define las áreas en las que podemos confiar en el modelo EGM08, El rms residual de la anomalía de gravedad (Fig. 3.4.8) muestra una buena concordancia entre ambos modelos justo sobre el área de la península de Arauco, en donde se localiza el máximo pico del parche sur. Esta

anomalía de alta frecuencia es pasada por alto por la característica de larga longitud de onda de la señal GOCE.

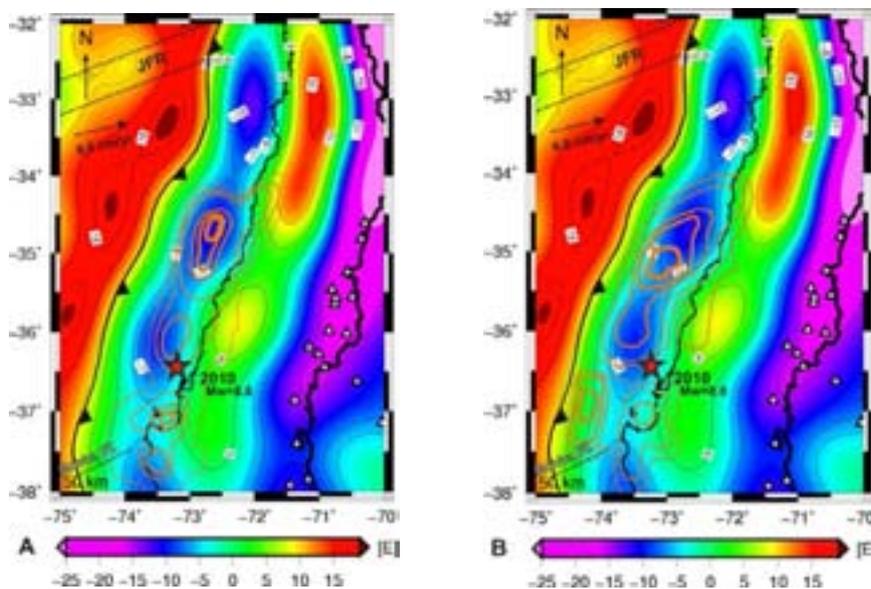


Figura 3.4.3: Gradiente vertical de la gravedad GOCE en la zona del sismo del Maule 2010, superimpuesto con los contornos de distribución de deslizamiento de la falla obtenidos de la inversión conjunta de datos: **a)** INSAR, cGPS cercano y lejano (Tong et al., 2010). **b)** GPS, cGPS cercano y lejano, variaciones de nivel de tierra y datos INSAR (Vigny et al., 2011). Notar la coincidencia del parche norte para ambos modelos de deslizamiento y la concordancia entre los máximos de desplazamientos obtenidos y el lóbulo superior de la señal T_{zz} , el cual presenta valores menores.

La comparación entre el T_{zz} GOCE y la distribución del deslizamiento (Moreno et al. 2009) para el sismo de Valdivia 1960 $M_w=9.5$ es presentado en la figura 3.4.4. Para obtener la distribución variable del deslizamiento para este sismo, Moreno et al. (2009) invirtió los mismos datos geodésicos (desplazamiento vertical, diferencias de elevación en tierra y deformación de cizalla superficial compilados por Plafker and Savage, 1970) que Ba rrientos y W ard (1990), pero u tilizando un modelo de elementos f initos 3D preciso (FEM) de rivado de datos geofísicos e n l ugar de un modelo de dislocación elástica con una geometría de falla plana. Este modelo (3D FEM) evita la ocurrencia de algunos artefactos que pueden ser interpretados como asperezas que aparecen cuando se utiliza la simplificación de una geometría de falla plana. Moreno et al. (2009) reportó que la región mejor constreñida del modelo es la región al norte de la Isla de Chiloé, en donde fueron adquiridos la mayor parte de los datos geodésicos. Al sur de la isla de

Chiloe los datos utilizados para la inversión no son tan confiables como en la zona norte.

En el mapa de T_{zz} (Fig. 3.4.4) encontramos cuatro lóbulos con valores de gradiente muy bajos (menores que -15 Eötvös). El contorno de -10 Eötvös localizado entre los 38.5° S y los 41.2° S coincide con el parche superior de la distribución del deslizamiento. El lóbulo norte (-15 Eötvös) localizado dentro de este contorno coincide con el pico máximo de deslizamiento en esta región. Al sur de la zona de fractura de Chiloé (42° S) hasta los 46° S los lóbulos muestran un desplazamiento con respecto a los picos para la distribución del deslizamiento de Moreno et al. (2009). En esta zona el modelo de deslizamiento no es tan exacto, tal como se explicó anteriormente.

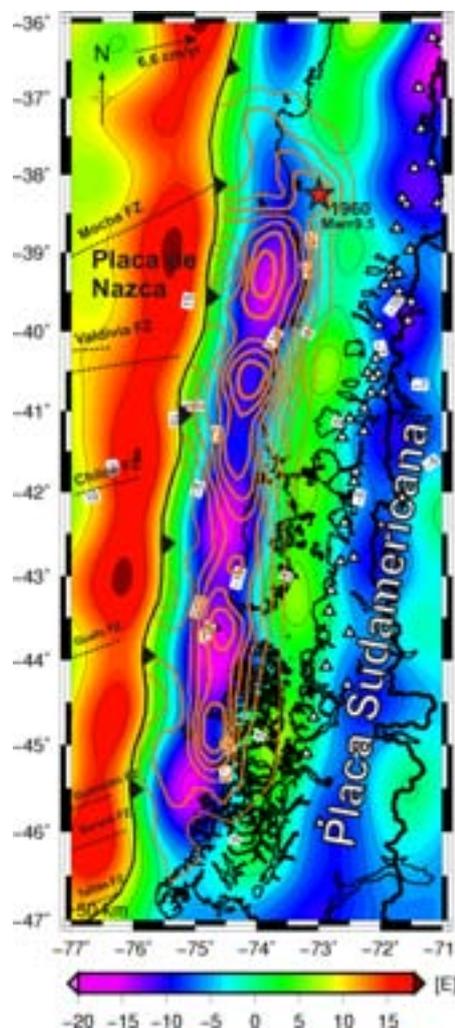


Figura 3.4.4: Gradiente vertical de la gravedad GOCE en la zona del sismo de Valdivia 1960, superpuesto con los contornos de distribución del deslizamiento de la falla predichos por el modelo preciso 3D FEM de Moreno et al. (2009). El contorno

norte de -10 Eötvös coincide con el patrón de distribución del deslizamiento. Al sur de los $42^\circ S$ la correspondencia no es tan buena, apareciendo un desplazamiento entre los bajos de T_{zz} y el modelo de distribución. Moreno et al. (2009) reportó que al sur de Chiloe ($42^\circ S$) los datos utilizados para la inversión no son tan confiables como en la zona norte donde nuestro modelo directo coincide con la distribución de T_{zz} .

3.4.6. CONCLUSIONES

Resumiendo, se definió una relación espacial entre la subducción de los *Hof's* de la litosfera oceánica correspondiente a la placa de Nazca y la segmentación de la señal del gradiente vertical de la gravedad en la zona de interplaca al sur de los Andes Centrales. Particularmente se mostró como los diferentes *Hof's* (*JFR*, Mocha FZ, Dorsal de Chile y otros altos asociados con las diferentes zonas de fractura) compartimentan la señal del T_{zz} en segmentos bien definidos. También se encontró una relación entre los bajos oceánicos intercalados, los cuales son llenados por los sedimentos de la trinchera previo a la subducción, con los valores mínimos del T_{zz} a lo largo de la zona de interplaca. La distribución heterogénea de diferentes tipos de materiales (con diferentes propiedades físicas y mecánicas) a lo largo de la interfaz de subducción fue explicada por varios autores con anterioridad. Ahora es posible, de linear esto en función de las diferentes densidades expresadas por el gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía.

Trabajos previos (Contreras Reyes y Carrizo, 2011), encontraron una gran relación entre la subducción de los *Hof's* y los segmentos de ruptura sísmica a lo largo de este margen. Ellos mostraron como estas características oceánicas generan regiones anómalas acopladas sísmicamente que actúan como barreras o as perezas principalmente en función de su relación con el espesor del canal de subducción y el de sedimentos. A partir de un modelado directo de la señal gravimétrica, de medias a altas longitudes de onda, se identificaron las principales asperezas (bajos T_{zz}) y barreras (altos T_{zz}), y se compararon con las principales características de la distribución del deslizamiento para distintos sismos de gran magnitud. La distribución de los bajos de T_{zz} está bien relacionada con la segmentación sísmica, es decir, la localización de las zonas de

ruptura a lo largo del margen de Chile, en la región en que la trinchera se encuentra completa de sedimentos.

En un análisis más detallado, se encontró una buena correlación entre la distribución del deslizamiento para los diferentes modelos, con los contornos del T_{zz} , especialmente a altas longitudes de onda. Los distintos modelos de deslizamiento analizados exhiben algunas diferencias en función del tipo de dato y modelo que se utilizó para la inversión. El T_{zz} presenta una mejor correlación con el modelo de Tong et al. (2010) el cual está basado en datos INSAR y en datos cGPS cercanos y lejanos. Esto es una consecuencia directa de la característica de baja frecuencia de la señal de GOCE. Cuando los modelos de deslizamiento son comparados con el T_{zz} obtenido a partir del modelo EGM08, se obtiene una buena correspondencia, especialmente en aquellas regiones en que ambos modelos GOCE y EGM08 concuerdan entre sí. En este caso el modelo EGM08 resuelve las altas frecuencias de la señal del gradiente gravimétrico y describe algunas anomalías que no pudieron ser resueltas por GOCE. Este es el caso del parche sur para el evento de Maule 2010.

Por consiguiente, se delineó la segmentación del margen (Fig. 3.4.5) y se definieron tres tipos de barreras en función de los contornos de T_{zz} y su relación con los grandes sismos de “megathrust” en el área de estudio. Hay dos segmentos principales, el primero entre JFR y Mocha, y el otro entre Mocha y la CTJ. Se definieron a estos *Hof's* como barreras de primer orden, ya que coinciden con esta segmentación principal de la señal T_{zz} (corta el contorno de -5 Eötvös) y también segmentan los dos mayores sismos ocurridos en esta zona (Maule 2010 $M_w=8.8$ y Valdivia 1960 $M_w=9.5$). Estas barreras de segundo orden (corta el contorno de -10 Eötvös) son delineados en la terminación norte del sismo de Maule 2010 (-34° S) y al fin del lóbulo norte del sismo de Valdivia 2010 (41.8° S). Las barreras de tercer orden son aquellas que estrangulan la señal de T_{zz} generando los diferentes lóbulos secundarios (Fig. 3.4.5).

Cuando ocurre un gran sismo de “megathrust”, la ruptura se propaga a lo largo de la interfaz de placas siguiendo la distribución de las asperezas. En función de su magnitud, cortará a través de estas barreras en orden decreciente (primero a través de las de primer orden, luego las de segundo orden) hasta que la liberación de energía sísmica es disipada por algunas de las barreras de menor orden, es decir, la principal zona de

ruptura e estará restringida en función de la relación entre la magnitud del sismo y el orden de las barreras.

Concluyendo, se puede establecer una relación estrecha entre los *Hof's* y la segmentación sísmica, tal como lo expuesto Contrera Reyes y Carrizo (2011), por medio del gradiente vertical de la gravedad obtenido a partir de los datos satelitales.

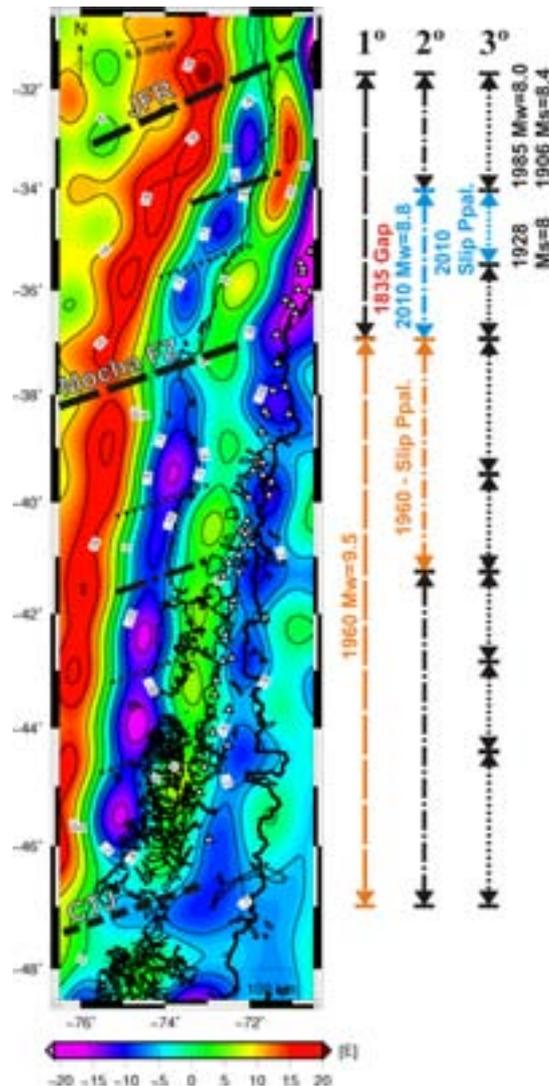


Figura 3.4.5: Barreras de diferentes órdenes propuestas que segmentan la zona sísmogénica en diferentes asperezas, basados en el Tzz del satélite GOCE constreñidos por las zonas de ruptura disponibles para los grandes sismos de megathrust ($M_w \geq 8.0$) en el margen Chileno al sur de los 32° S. 1835 $M_w=8.5$ (Darwin 1840, 1876 y Fitz Roy, 1839) gap sísmico (Campos et al., 2002; Comte et al., 1986; McCann et al., 1979).

3.4.6.1 APENDICE I: COMPARACION DE DATOS GOCE VS EGM08

El modelo gravitacional GOCE, de datos satelitales puros, (Pail *et al.* 2011) es útil para examinar la calidad de los datos terrestres que integran los modelos que integran datos terrestres como el modelo EGM08 (Pavlis *et al.* 2008, 2012) por medio de un análisis comparativo. Para grados mayores a N=120, EGM08 depende grandemente de los datos terrestres. Una manera simple de evaluar la calidad de la contribución al modelo de los datos terrestres es realizar un análisis comparativo hasta grado N=250 con el modelo derivado del satélite GOCE. Las desviaciones estándar entre GOCE y EGM08 de esta forma representa la calidad variable de los datos originales terrestres, ya que la calidad de los datos GOCE es localmente homogénea. En donde las desviaciones estándar son pequeñas, los datos originales deben haber sido exactos o de otra forma los mismos valores reducidos y la pequeña desviación estándar podría haber sido solo obtenida por casualidad (Braitenberg *et al.* (2011); Alvarez *et al.* (2012)). Por lo tanto GOCE es una extraordinariamente importante herramienta independiente de evaluación de la calidad del modelo EGM08.

<i>Diferencia promedio</i>	0.147 mGal
<i>Desviación estándar</i>	12.45 mGal
<i>Valor máximo de la diferencia</i>	52.52 mGal

Tabla 3.4.2. *Parámetros estadísticos para la diferencia*

Se calculó la anomalía de gravedad derivada del modelo EGM08 (Pavlis *et al.* 2008) y del satélite GOCE (Pail *et al.* 2011) hasta grado y orden N=250. El valor absoluto del campo de la diferencia (EGM08-GOCE) es mostrado en la figura 3.4.6. Los parámetros estadísticos para la diferencia entre ambos campos son mostrado en la Tabla 3.4.2. Se compara una región de alta calidad con una de baja calidad en términos del histograma del residual. El cuadro blanco en la figura 2.4.7 marca un área de 2° x 2° con relativamente alta calidad; la cual es comparada con un área de igual tamaño de calidad degradada (negro). Los histogramas de los residuales (Fig. 3.4.8) ilustran un error limitado (+/- 5 mGal) para el cuadro blanco y más de un 25% de coincidencia entre ambos modelos (80% entre +/- 2 mGal). Por el contrario, el cuadro negro, presenta un error mayor (+/- 30 mGal) con una distribución más uniforme.

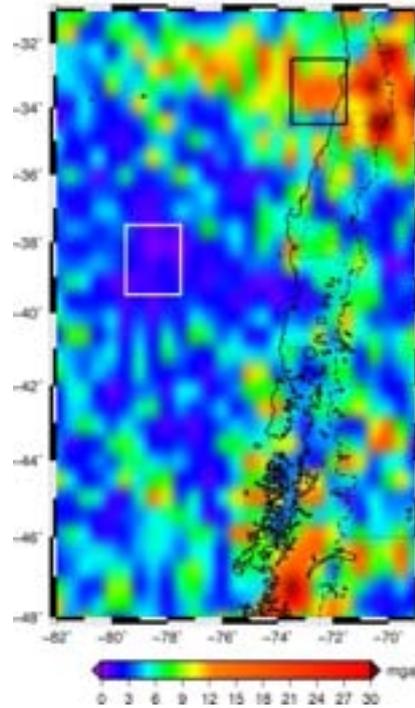


Figura 3.4.6: Diferencia absoluta entre la anomalía de gravedad de EGM08 y GOCE. El cuadro negro en la cercanía de JFR muestra un área con datos erróneos. El cuadro blanco muestra un área sobre la placa de Nazca (cerca de la zona de fractura de Mocha) con mejores datos. Limite Nacional: línea de punto y trazo; limite de costa: línea negra.

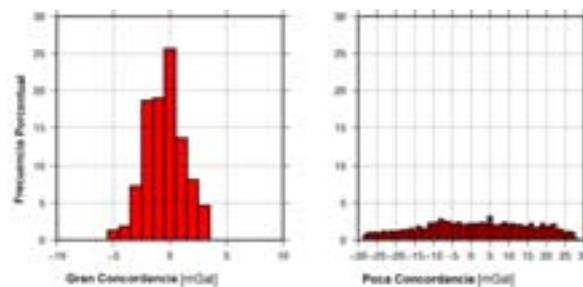


Figura 3.4.7: Histograma de la residual de la anomalía de gravedad entre EGM08 y GOCE (hasta grado y orden $N = 250$). Izquierda (buen cuadro): cuadro blanco de la figura 3.4.2. Derecha (mal cuadro): cuadro negro de la figura 3.4.2.

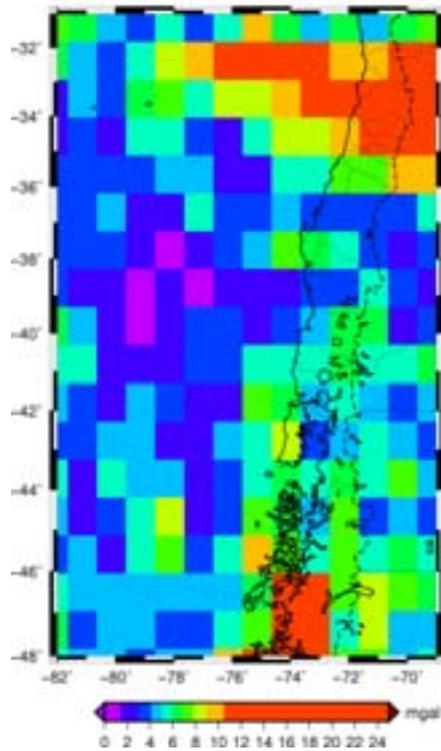


Figura 3.4.8: Valor cuadrático medio del residual de la anomalía de gravedad en ventanas de $1^\circ \times 1^\circ$.

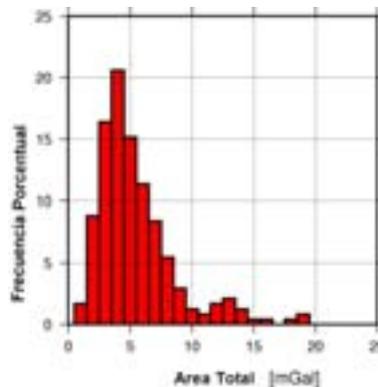


Figura 3.4.9: Histograma de las desviaciones del rms en ventanas de $1^\circ \times 1^\circ$.

El valor cuadrático medio (*rms*) del residual fue calculado en ventanas móviles de $1^\circ \times 1^\circ$ como una medida estadística de la calidad del modelo EGM08. El resultado es mostrado en la figura 3.4.8. El valor más frecuente del valor cuadrático medio de la desviación es 4 mGal tal como se muestra en la figura 3.4.9. Las localizaciones en donde los datos terrestres tienen problemas reflejan valores altos. El 75% de la desviación *rms* está bajo los 6 mGal .

3.4.6.2. APENDICE II: GRADIENTE VERTICAL DE LA GRAVEDAD PARA EL MODELO EGM08.

El análisis realizado en la sección 3.4.5, muestra una buena correspondencia entre el T_{zz} obtenido con GOCE y el parche norte de la distribución del deslizamiento para el sismo del Maule 2010. Sin embargo, el parche sur no puede ser detectado como consecuencia de la característica de alta longitud de onda de la señal GOCE. En esta sección se presenta el gradiente vertical corregido por topografía obtenido a partir del modelo EGM08 superimpuesto con los mismos modelos de deslizamiento de la figura 3.4.3.

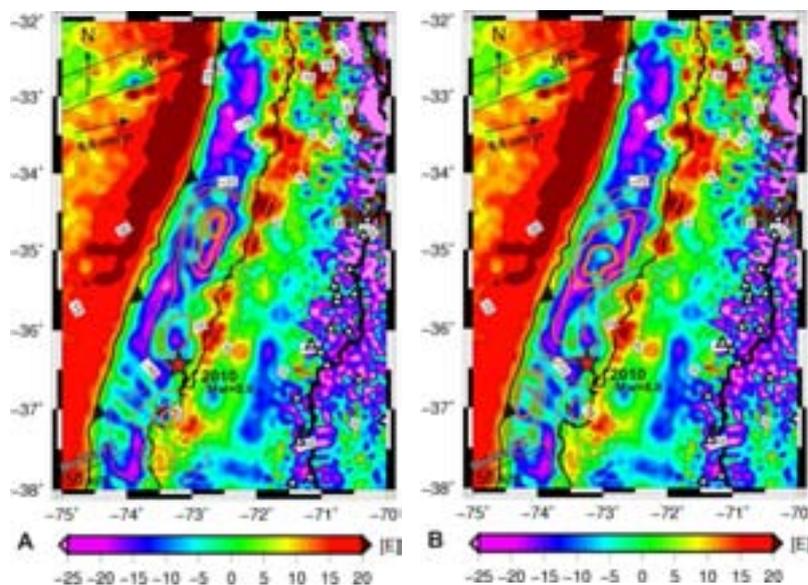


Figura 3.4.10: Gradiente vertical de la gravedad para el modelo EGM08 en la zona del sismo de Maule 2010, superpuesta la inversión conjunta de **a)** INSAR, cGPS cercano y lejano (Tong et al. 2010). **b)** GPS, cGPS cercano y lejano y datos INSAR de (Vigny et al., 2011). Notar la concordancia entre los máximos de desplazamientos y los valores mínimos de T_{zz} . El máximo de desplazamiento para el parche sur (en la península de Arauco) coincide con un valor mínimo de T_{zz} .

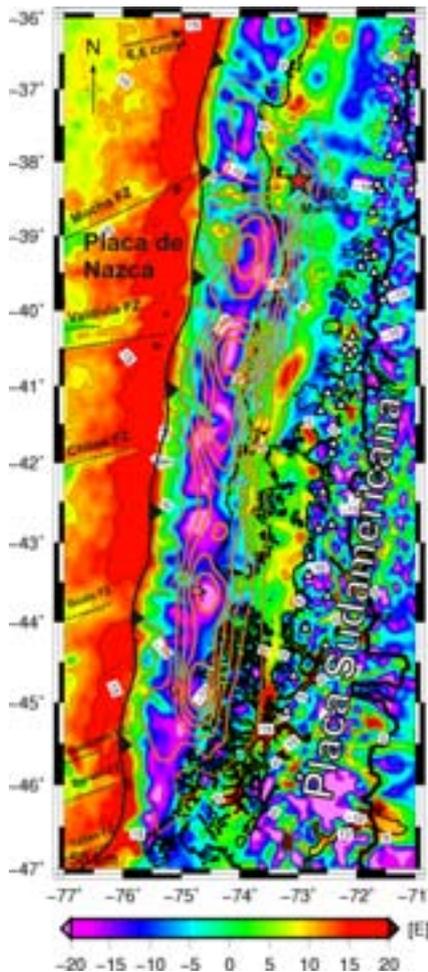


Figura 3.4.11: Gradiente vertical de la gravedad para el modelo EGM08 en la zona del sismo de Valdivia 1960, superimpuesto con los contornos de distribución de deslizamiento de la falla predichos por el modelo preciso 3D FEM de Moreno et al. (2009).

De acuerdo al análisis estadístico anterior, podemos estar seguros de la utilización del modelo EGM08 solo en algunas aéreas sobre el margen. Entre los 35° S y los 37° S el modelo EGM08 concuerda de manera aceptable con el modelo GOCE, especialmente en la península de Arauco. Aquí la señal de T_{zz} muestra un valor bajo en coincidencia con el pico del deslizamiento para el parche sur mostrado por los distintos modelos. Los máximos de deslizamientos de 1 modelo de Tong et al. (2010) muestran una gran correspondencia con los bajos valores de T_{zz} . El parche norte del modelo de Vigny et al. (2011), muestra una orientación N-NO la cual coincide con la señal de T_{zz} en una forma más regional.

El análisis estadístico (Apéndice 3.4.6.1) muestra en general una mejor correspondencia entre ambos modelos al sur de los 36° S. En la figura 3.4.11, se superimpuso el modelo de deslizamiento de Moreno et al. (2009) con el T_{zz} obtenido con EGM08. En este caso se puede observar una buena correspondencia, tal como con el modelo GOCE, pero con mayor resolución de las asperezas. De una comparación directa con la figura 3.4.4, se puede dilucidar como la señal GOCE “promedia” las diferentes anomalías, una consecuencia evidente resultado de la mayor resolución espacial del modelo.

3.4.6.3. APENDICE III: RELACION ENTRE LOS HOF'S Y LA SEGMENTACION DE LA SEÑAL DEL TZZ, PERFILES NNO-SSE

Con el fin de representar de una manera más detallada la relación entre el relieve oceánico y la segmentación de la señal del T_{zz} se realizaron diferentes perfiles a lo largo de la región. Esta fue dividida en dos subregiones separadas por la zona de la fractura de Mocha. Se trazaron cinco perfiles diferentes sobre la placa oceánica en cada subregión en una dirección N-NO perpendicular a la dirección de convergencia relativa entre las placas de Nazca y Sudamericana (para la localización de los perfiles ver la Fig. 3.4.12). También se trazo un perfil siguiendo la señal del T_{zz} para cada subregión.

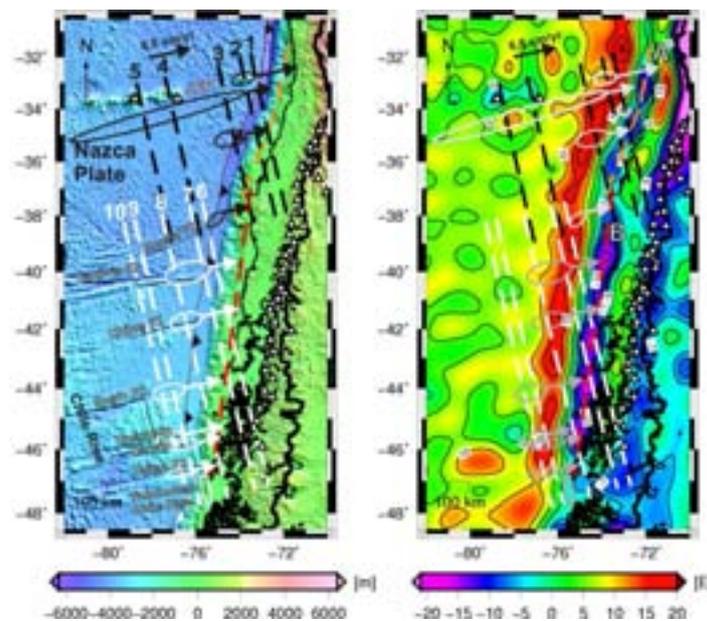


Figura 3.4.12: Localización de los perfiles comparando la batimetría (1 a 10) de la placa oceánica de Nazca (izquierda) y a lo largo de los valores mínimos del T_{zz} (A y B)

a lo largo de la zona de interplaca (derecha). Las elipses resaltan los diferentes altos/bajos batimétricos (izquierda) que luego son proyectados en el mapa del T_{zz} (derecha) siguiendo la dirección de convergencia relativa entre ambas placas. La línea de trazo negro son los perfiles (1 a 5) a lo largo de la placa oceánica y la línea de trazo naranja es el perfil a lo largo del T_{zz} para la subregión norte. La línea de trazo blanca son los perfiles (6 a 10) a lo largo de la placa oceánica y la línea de trazo roja es el perfil a lo largo del T_{zz} para la subregión sur.

En la figura 3.4.12 se resaltaron con elipses los distintos *Hof's* y también algunos bajos batimétricos y se desplazaron sus tracks hacia el este siguiendo la dirección de convergencia (Fig. 3.4.12 izq.). Luego, se superpusieron estas elipses sobre el mapa del T_{zz} (Fig. 3.4.12 de r.) y se encontró una gran correlación entre los altos/bajos batimétricos y los altos/bajos correspondientes del T_{zz} . Estas relaciones se pueden observar más claramente a lo largo de los distintos perfiles (Fig. 3.4.13 y 3.4.14).

El Perfil 1 (Fig. 3.4.13) muestra como *Hof's* como por ejemplo *JFR* y Mocha FZ ejercen un control primario en la segmentación del T_{zz} para la subregión norte. Los valores máximos del T_{zz} a ambos extremos de este perfil están relacionados a estos altos oceánicos. Los bajos batimétricos como aquellos localizados alrededor de los 33° S (P1), 35.5° S (P3) y 37° S (P4 y P5) parecen estar relacionados a los mínimos valores encontrados de T_{zz} . Hacia el sur del *JFR* se observa una fractura a lo largo de la litosfera oceánica (Fig. 3.4.12 y 3.4.13), la cual está relacionada al bajo batimétrico detectado en el perfil alrededor de los 33° S (P1, P3 y P4). Lo contrario ocurre con los bajos batimétricos localizados alrededor de los 35.5° S (P3), los cuales aparecen como una característica más local.

El Perfil 2 (Fig. 3.4.14) muestra un patrón similar para la subregión sur. Aquí, los altos batimétricos relacionados a las diferentes zonas de fractura también parecen estar relacionados a los altos valores del T_{zz} . Siendo los más importantes que segmentan el T_{zz} en esta subregión la zona de fractura de Mocha hacia el norte y la Dorsal de Chile hacia el sur (Figs. 3.4.12 y 3.4.14). Los bajos batimétricos relacionados a la fractura de Valdivia (hacia el norte de la misma) están relacionados con el valor mínimo de T_{zz} encontrado en el norte de esta subregión. Hacia el sur los altos asociados a esta FS. marcan la terminación de este mínimo en T_{zz} . Los otros valores mínimos de T_{zz} , están comprendidos entre diferentes FZ's (Figs. 3.4.12 y 3.4.14)). El hecho de que el perfil de

T_{zz} sigue sus mínimos valores y que el perfil a lo largo de la placa oceánica sea perpendicular a la convergencia hace difícil la correspondencia exacta entre los valores máximos y mínimos correspondientes entre ambas señales. Otro factor a tener en cuenta es que las anomalías más pequeñas se encuentran en el límite de la resolución espacial del modelo GOCE, lo cual hace aun más difícil la correlación entre ambas cantidades.

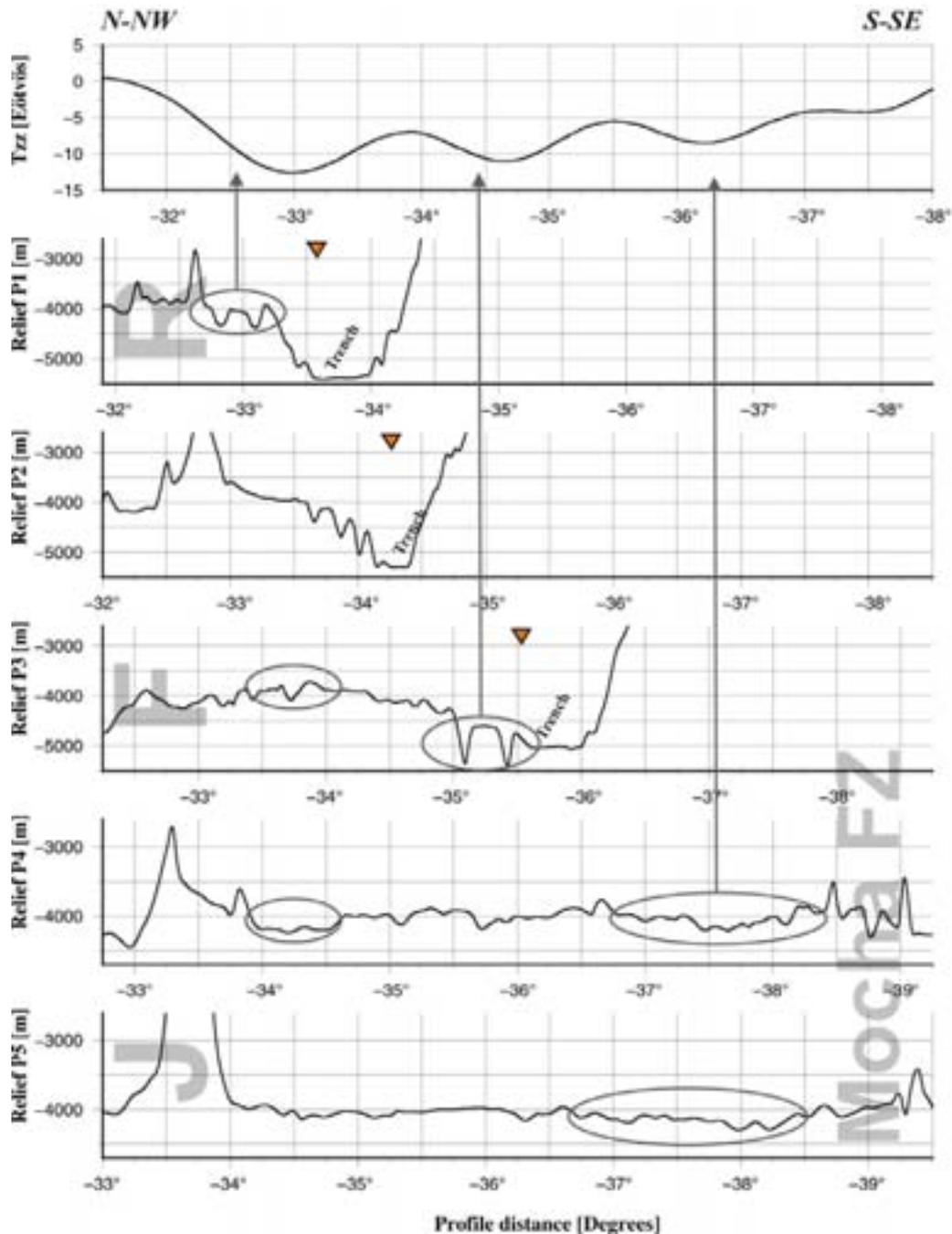


Figura 3.4.13: Perfiles par a la subregión norte. El pequeño de splazamiento en la relación entre ambas señales es una consecuencia de la oblicuidad en la traza de los perfiles (ver Fig. 3.4.12).

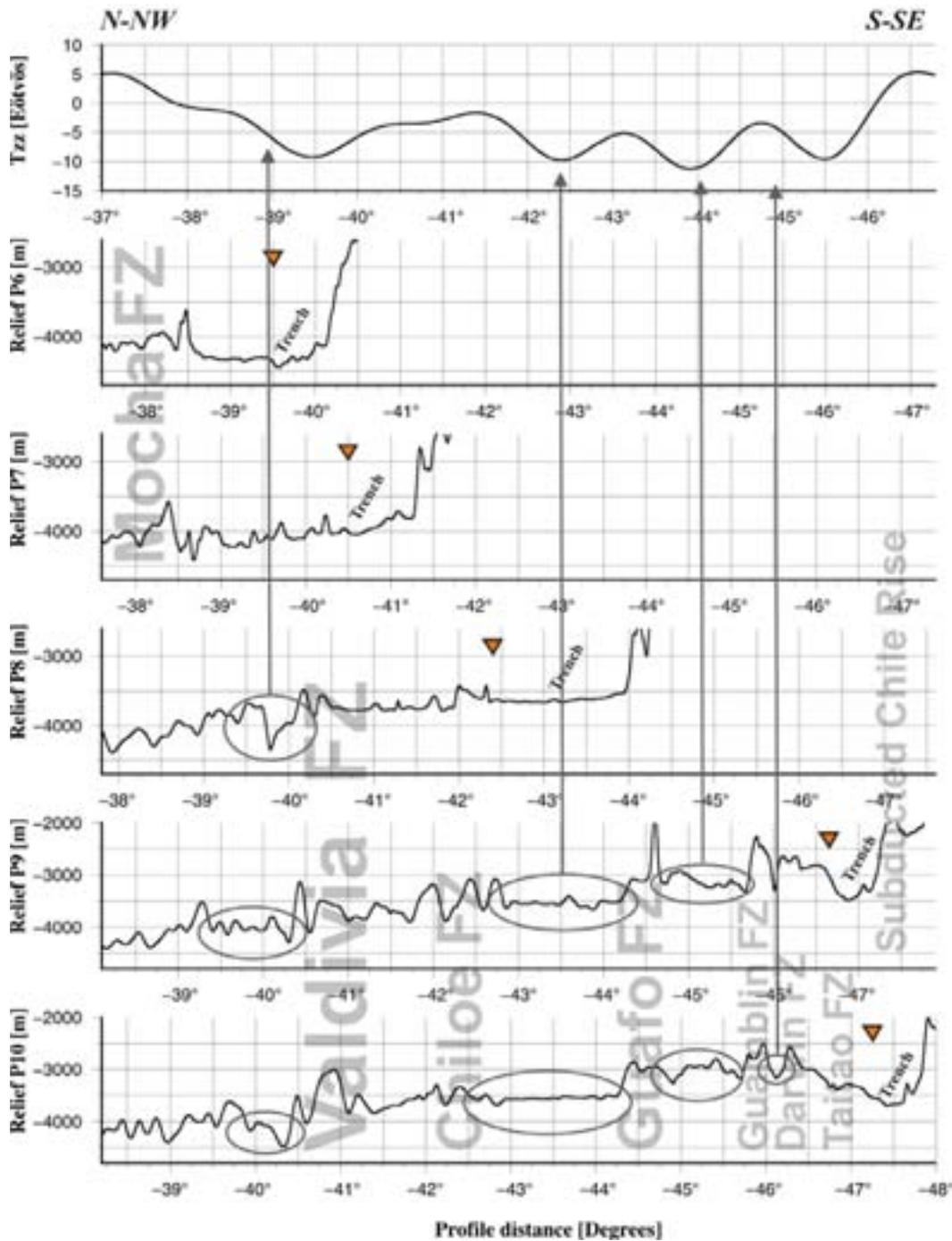


Figura 3.4.14: Perfiles *p* para la subregión sur. El pequeño desplazamiento en la relación entre ambas señales es una consecuencia de la oblicuidad en la traza de los perfiles (ver Fig. 3.4.12). El mínimo en el *Tzz* más al sur se encuentra en el orden de la resolución espacial del modelo, lo cual empeora el efecto del desplazamiento para lograr una correcta correlación entre ambas cantidades.

CAPITULO 4: FLEXION ELASTICA

4.1. INTRODUCCION

La región centro-sur de los Andes está caracterizada por la subducción oblicua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Los procesos asociados a la subducción de la losa oceánica bajo la placa continental tales como acortamiento, horizontalización de la placa subducida, volcanismo, calentamiento, entre otros, dieron lugar al levantamiento Andino. La somerización de la placa de Nazca en parte sur de la zona de subducción plana Pampeana ha sido relacionada con la colisión del ridge de Juan Fernández (CFR.) y está basado en su potencial geometría subducida inferida de las trayectorias de hot spots conservados en el Pacífico oeste (Yañez *et al.*, 2001; Kay y Coira, 2009). La deformación en el margen de la placa cabalgante bajo la región de placa plana ha sido asociada con la subducción de esta elevada característica oceánica (Yañez *et al.*, 2001; Yañez y Cembrano, 2004; entre otros). La placa plana se puede seguir bajo el continente a 500 km de la trinchera (Sacks, 1983; McGearry *et al.*, 1985). Este segmento es asociado con las vastas regiones continentales elevadas por sobre los 4.000 m, y por una amplia zona deformacional que se extiende más de 700 km al este de la trinchera.

La rigidez flexural de la corteza es una medida de la resistencia litosférica (espesor y viscosidad), la cual a su vez depende fuertemente de su estado termal y composición, es decir sus propiedades reológicas (Lowry *et al.*, 2000). La rigidez flexural puede ser interpretada en términos del espesor elástico (Te) haciendo algunos supuestos sobre la relación de Poisson y el módulo de Young. La distribución espacial del espesor elástico es útil para entender los procesos relacionados al estado isostático y deformación de la corteza superior, su variación puede ser explicada por la distribución de la temperatura y cambios en el módulo de Young. El valor de Te es equivalente al espesor de una losa correspondiente con un módulo de Young constante (Wienecke, 2006). La base de la litosfera mecánica para las aéreas oceánicas es marcada por la profundidad aproximada de la isoterma de 600° C y presenta una buena correspondencia con los valores de Te estimados. Para la litosfera continental, por el contrario, la relación entre los límites geológicos y físicos y los resultados de Te no son tan evidentes (Watts, 2001;

Wienecke, 2006). Diferentes autores (ej. Goetze y Evans, 1979; Lyon-Caen y Molnar, 1983; Burov y Diament, 1995; Hackney *et al.*, 2006) definieron una dependencia entre T_e y la composición y geometría de la placa, fuerzas externas y la estructura termal.

En este capítulo, se examina la relación entre la subducción del *JFR*, la placa de Nazca y la deformación en la placa cabalgante en base al modelado directo de la gravedad. Para mejorar el conocimiento tectónico del área bajo estudio, el objetivo es analizar la estructura geológica de la corteza por medio de los datos de gravedad satelitales. Para lograr este objetivo se implementaron los nuevos datos de l modelo GOCE (Floberghagen *et al.*, 2011; Pail *et al.*, 2011) para calcular el gradiente vertical de la gravedad para la región de estudio. EL mismo cálculo fue realizado pero utilizando el modelo de gravedad global EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008, 2012), el de mayor resolución espacial. Ambos fueron corregidos por el efecto topográfico, en una aproximación esférica, utilizando un modelo global de la superficie terrestre de un minuto de arco que integra la topografía terrestre y la batimetría oceánica (Amante y Eakins, 2009). Por medio del cálculo inverso de la anomalía de Bouguer a partir de los datos del satélite GOCE (<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>) se obtuvo la discontinuidad corteza-manto. Luego se calculó el T_e por medio del modelado flexural. Los resultados fueron mapeados y comparados con un mapa geológico esquemático de la región sur de los Andes centrales, la cual incluye las principales características geológicas en dimensiones regionales, posiblemente asociadas a variaciones corticales de densidad.

4.2. MARCO GEO-TECTONICO

El margen central de Chile está marcado por la subducción del ridge de Juan Fernández (*JFR*) (Fig. 4.1), una cadena de hot spot formada por volcanismo interplaca ~900 km al oeste de la trinchera, el cual colisionó con el margen Chileno en el norte (~20°) hace aproximadamente 22 Ma, y luego se movió progresivamente hacia el sur hasta el punto actual de colisión localizado a aproximadamente 32-33° S (Yañez *et al.*, 2001). Los montes submarinos están alineados en una cadena con una orientación de ~85° E, pero que cambia su orientación en una dirección NE cuando se aproxima a la trinchera (Yañez *et al.*, 2001). La colisión de l ridge de *JFR* afecta el margen tectónico produciendo erosión, de formación extensiva (von Huene *et al.*, 1997) y levantamiento

local en donde colisiona con el continente afectando completamente la envolvente continental (Ranero *et al.*, 2006). La placa en su subducción desciende con un ángulo máximo de 30° desde la trinchera hasta una profundidad de aproximadamente 100-120 km, y luego se hace más horizontal bajo la litosfera de la placa cabalgante por varios cientos de kilómetros (approx. 300 km, Cahill y Isacks, 1992; Gutscher *et al.*, 2000; Anderson *et al.*, 2007) antes de hundirse en la astenósfera del manto superior. La cuña astenosférica es repelida hasta unos 600 km al este de la trinchera (Booker *et al.*, 2004; Martinod *et al.*, 2010).

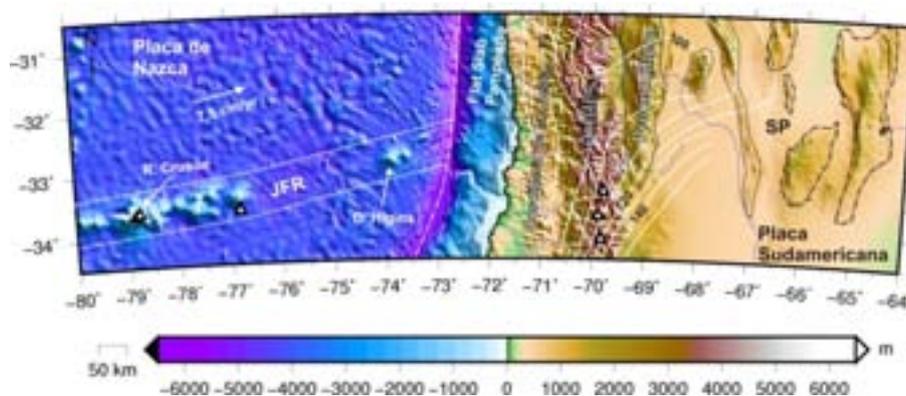


Figura 4.1: Modelo de elevación digital del terreno para la región sur de los Andes centrales. El ridge de Juan Fernández es indicado (línea de trazo blanca) colisionando contra la trinchera Chilena. La isla Robinson Crusoe y el monte submarino O'Higgins son indicados en la figura. Trinchera: línea de punto y trazo blanco. Precordillera: línea de trazo negro. Sierras Pampeanas Occidentales: línea de punto negro, Sierras Pampeanas Orientales: línea de punto y trazo negro. Estos sistemas montañosos están relacionados al desarrollo de la subducción plana en los últimos 17 Ma. El gap del arco volcánico está asociado con la horizontalización de la placa subducida de Nazca hacia el norte de los $\sim 33^\circ$ S. SP: Sierras Pampeanas. Los triángulos indican la posición actual del arco volcánico activo (Siebert y Simkin, 2002). Línea sólida blanca: Contornos de la placa subducida en la zona de placa plana Pampeana (Anderson *et al.*, 2007). La tasa de convergencia y azimuth entre las placas Nazca-Sudamericana son de DeMets *et al.*, (2010).

El límite sur del segmento de placa plana Pampeana ha sido analizado extensivamente (Jordan *et al.*, 1983 a, b; Jordan y Allmendinger, 1986; Cahill y Isacks, 1992; Anderson

et al., 2007; entre otros). Distintos estudios basados en conjuntos de datos de epicentros sísmicos indican que la porción más somera de la placa plana está asociada con la localización inferida del ridge de *JFR* a los 31° S y que la losa profundiza hacia el norte y sur de esta región. En rasgos generales, la estructura de la zona de Wadati-Benioff de Cahill y Isacks (1992) sugiere que la porción más somera de la losa está correlacionada espacialmente con el *JFR*. Anderson *et al.*, (2007) ha propuesto que la geometría de la losa en subducción es consistente con una hipótesis de un ridge con alta flotabilidad que favorece la horizontalización de la placa.

El segmento de placa plana Chileno está expresado superficialmente por un gap volcánico entre los 28° S y los 32° S, una zona de antepaís de formada y fallada (Fig. 4.1), y por un volcanismo de arco extenso de edad Neógeno a Cuaternaria que alcanzó las Sierras Pampeanas (Stauder, 1973; Barazangui y Isacks, 1976, 1979; Pilger, 1981; Jordan *et al.*, 1983 *a, b*; Smalley y Isacks, 1987; Kay *et al.*, 1988, 1991; Allmendinger *et al.*, 1990; Cahill y Isacks, 1992; Kay y Abbruzzi, 1996; Ramos *et al.*, 1991, 2002; Yañez *et al.*, 2001). Múltiples autores (Allmendinger *et al.*, 1997; Kay *et al.*, 1999; Gutscher, 2000; Kay y Mporozis, 2002; Ramos *et al.*, 2002) han relacionado la expansión hacia el este y subsiguiente extinción del arco volcánico Mioceno a Cuaternario y la migración contemporánea del esfuerzo compresivo hacia el antepaís con la horizontalización gradual de la losa subducida producida desde hace ~15 Ma. El cambio asociado en la estructura térmica y las consiguientes transiciones fragil-ductil (James y Sacks, 1999; Ramos y Folguera, 2009) condujeron al levantamiento de la Precordillera expresado por una faja plegada y corrida de pizocinas, y las Sierras Pampeanas de pizocinas gruesas, un conjunto de bloques de basamento cristalino, de tipo Laramide, levantados durante la horizontalización de la placa a partir del Mioceno tardío (Fig. 4.1) (Ramos *et al.*, 2002; Kay y Coira, 2009).

4.3. MODELO DE GRAVEDAD GLOBAL SELECCIONADO

Para calcular la rigidez flexural se utilizó el método de la aproximación por convolución (Braitenberg *et al.*, 2002). Este método requiere que los datos del campo de gravedad estén en una escala mucho menor (en el orden de los 100 km de longitud) que cuando se utilizan métodos espectrales (Wienecke, 2006). Solamente la topografía de base

conocida en una escala más extensiva, que depende del espesor elástico (T_e) y por lo tanto el radio de convolución tal como lo explicó Wienecke (2006). El análisis estadístico presentado (APENDICE 4.1.1) mostró que el modelo EGM08 presenta diferencias con modelo de datos satelitales puros de GOCE, especialmente en la región Andina. Basado en lo expuesto, utilicé el modelo de GOCE para el cálculo de las diferentes cantidades de rivadas de la campo de gravedad (e.j. Moho, T_e , Bouguer, gradiente vertical de la gravedad (T_{zz})) y a que este presenta una mayor precisión. A pesar de esto, la mayor resolución espacial del modelo EGM08 fue explotada para encontrar las principales características tectónicas en el mapa de T_{zz} el cual fue luego comparado con el mapa obtenido por medio de GOCE.

4.4. RIGIDEZ FLEXURAL

Cuando se calcula la rigidez flexural de la litosfera utilizando métodos espectrales (coherencia y admitancia, Pérez-Gussinyé *et al.*, 2004) se requiere una gran ventana espacial sobre el área de estudio, y el método se vuelve inestable si la topografía de entrada es suave. Ambos métodos requieren de un proceso de promediación; por ello la variación de la rigidez puede ser recuperada solo en una extensión limitada (Wienecke, 2006). Por esta razón, estas técnicas han sido cuestionadas cuando son aplicadas a la litosfera continental. La aproximación por convolución (Braitenberg *et al.*, 2002) y el uso de una nueva solución analítica derivada para la ecuación diferencial de 4^{to} orden que describe la flexión de una placa delgada, concepto introducido por Vening-Meinesz en 1939, permite superar estos problemas (e.j., calcular analíticamente la deflexión de una placa plana para cualquier forma irregular de la topografía, ver Wienecke (2006) y referencias para una discusión más detallada). Este método calcula los parámetros de flexión por el mejor ajuste de la interfaz corteza-manto observada (e.j. Moho de inversión gravimétrica) y una interfaz de corteza-manto calculada debido a un modelo de flexión. El método de inversión gravimétrica y el método de la convolución ha sido testeado extensivamente en modelos sintéticos y en diferentes aéreas geográficas (Braitenberg *et al.*, 1997; Braitenberg y Dorigo, 1997; Zadro y Braitenberg, 1997; Braitenberg y Zadro, 1999; Ebbing *et al.*, 2001; Braitenberg *et al.*, 2002; Wienecke 2002, 2006; Bratfisch *et al.*, 2010; Steffen *et al.*, 2011; Ferraccioli *et al.*, 2011).

4.5 METODOLOGIA

Para ejecutar el modelado inverso de la rigidez flexural se utilizó el paquete de software Lithoflex (www.lithoflex.org) (Braitenberg *et al.*, 2007, Wienecke *et al.*, 2007). Esta herramienta ejecuta una serie de funciones que están relacionadas con el estudio del campo de la gravedad así como el estado isostático, y combina el cálculo directo e indirecto para la gravedad y para la rigidez flexural. El método de evaluación utilizado en estos cálculos permite una resolución espacial relativamente alta, superior a la obtenida con métodos espectrales (ver Braitenberg *et al.*, (2007) para más detalle). El modelado isostático adopta el modelo isostático de flexión de placa delgada (ej. Watts, 2001). Para realizar los cálculos isostáticos, por ej. estimar las propiedades elásticas de una placa para una carga conocida, se necesitan la carga cortical y la interfaz corteza-manto para ser utilizadas como superficie de referencia (Wienecke, 2006). La carga actuando en la corteza está constituida por la combinación de la topografía suprayacente con un modelo de densidad (Braitenberg *et al.*, 2007). Una variación de densidad dentro de la corteza representa una variación en la carga, y debe ser reflejada en la respuesta isostática (Ebbing *et al.*, 2007). La carga topográfica fue calculada utilizando los datos de topografía/batimetría de ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009), las densidades utilizadas para el cálculo fueron de 1.03 g/cm^3 para el agua y de 2.8 g/cm^3 para la corteza.

El límite ondulante o discontinuidad que corresponde al Moho fue calculado a partir de la gravedad observada por medio de inversión. La anomalía de Bouguer utilizada para los cálculos de inversión fue obtenida del Servicio de Cálculo del Centro Internacional para Modelos Globales de Gravedad (ICGEM, <http://icgem.gfz-potsdam.de>). La anomalía de Bouguer fue calculada utilizando los datos del satélite GOCE (Pail *et al.*, 2011) hasta grado/orden $N=250$. La información de larga longitud de onda del campo de gravedad corresponde principalmente al contraste de densidad entre corteza-manto, pero las cuencas sedimentarias también producen una señal de larga longitud de onda influenciando por ello la estimación correcta de la interfaz mencionada por medio del proceso de inversión (Wienecke, 2006). Por consiguiente, el efecto gravimétrico de los sedimentos fue calculado para reducir los datos gravimétricos.

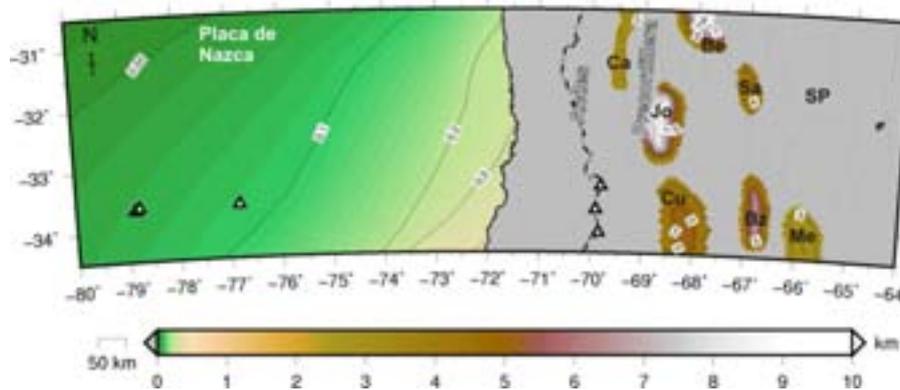


Figura 4.2: *Espesor de sedimentos utilizado para reducir los datos gravimétricos. Espesor de sedimentos mar adentro de Divins (2003). Las cuencas sobre la placa Sudamericana fueron aproximadas utilizando bases de datos gravimétricos y profundidades al basamento de líneas sísmicas.*

El cálculo de efecto gravimétrico para el paquete sedimentario (Fig. 4.2) fue calculado teniendo en cuenta una variación lineal de la densidad en función de la profundidad. Para realizar este cálculo definimos un modelo de referencia de la corteza continental de dos capas con las siguientes densidades: densidad de la corteza superior: 2.7 g/cm^3 ; densidad de la corteza inferior: 2.9 g/cm^3 . La relación densidad/profundidad fue definida utilizando una variación lineal (ver Braitenberg *et al.*, 2007). Para realizar esta operación utilizamos la batimetría de E TOPO1 (A mante y E akins, 2009) y el espesor de los sedimentos marinos de Divins (2003). Las cuencas continentales fueron modeladas utilizando las profundidades al techo del basamento a partir de los estudios gravimétricos y líneas sísmicas de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), Texaco, Repsol YPF, YPF S.A. and OIL MyS, y de Kokogian *et al.*, (1993); Milana y Alcober (1994); Fernández Seveso y Tankard (1995); Miranda y Robles (2002), Rosello *et al.*, (2005) y de Barredo *et al.*, (2008). La corrección alcanza hasta unos -40 mGal para las principales cuencas on-shore y de unos pocos mGal para los sedimentos oceánicos alcanzando su valor máximo sobre la trinchera Chilena.

A partir de esta anomalía de Bouguer reducida (Fig. 4.3) estimamos la discontinuidad entre manto y corteza (Fig. 4.4) por medio de inversión gravimétrica. Este método utiliza un algoritmo iterativo que a través de la proyección descendente con modelado directo (Braitenberg *et al.*, 1999) y es de alguna forma análogo a la aproximación por inversión del algoritmo de Oldenburg-Parker (Oldenburg, 1974; ver Braitenberg *et al.*,

(2007), para una discusión más detallada). Este método requiere de dos parámetros de entrada: contraste de densidad y profundidad de referencia. El contraste de densidad entre la corteza y manto es conocido y tiene que ser asumido como un valor constante. Se utilizaron parámetros estándar con espesor normal de corteza $T_n = 35 \text{ km}$, y contraste de densidad corteza/manto de -0.4 g/cm^3 .

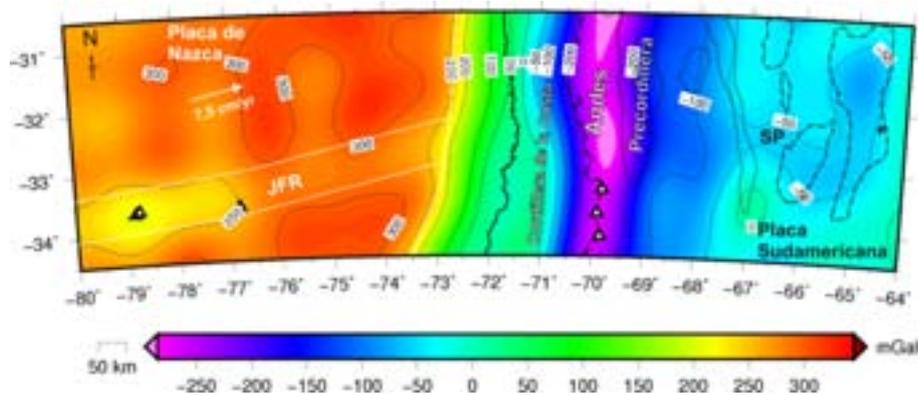


Figura 4.3: Anomalía de Bouguer corregida por sedimentos utilizada para la inversión de la interfaz corteza/manto. La anomalía de Bouguer fue obtenida a partir del modelo GOCE hasta grado y orden 250 (Pail et al., 2011). El ridge de Juan Fernández puede ser seguido por una señal gravimétrica bien definida. Los Andes presentan una baja señal gravimétrica representativa de la gran raíz Andina.

Para el cálculo de la flexión por inversión se utilizaron: la carga cortical (obtenida a partir de los datos de topografía/batimetría y del modelo de densidad) y las ondulaciones de Moho (obtenidas por inversión de la anomalía de Bouguer reducida). La rigidez flexural es invertida para hacer coincidir las cargas topográficas conocidas con el modelo de espesor cortical conocido (es decir, modelar el Moho gravimétrico en términos de un modelo isostático). Se permitió variar el espesor elástico en el rango de $1 < T_e < 50 \text{ km}$ y fue estimado en forma iterativa en ventanas móviles de $80 \text{ km} \times 80 \text{ km}$. La Tabla 4.1 muestra los parámetros utilizados en el modelo, en donde los valores adoptados de densidad son valores estándar ya utilizados por diversos autores como Ser Introcaso et al., (2000); Giménez et al., (2000); Miranda y Robles (2002); Giménez et al., (2009a).

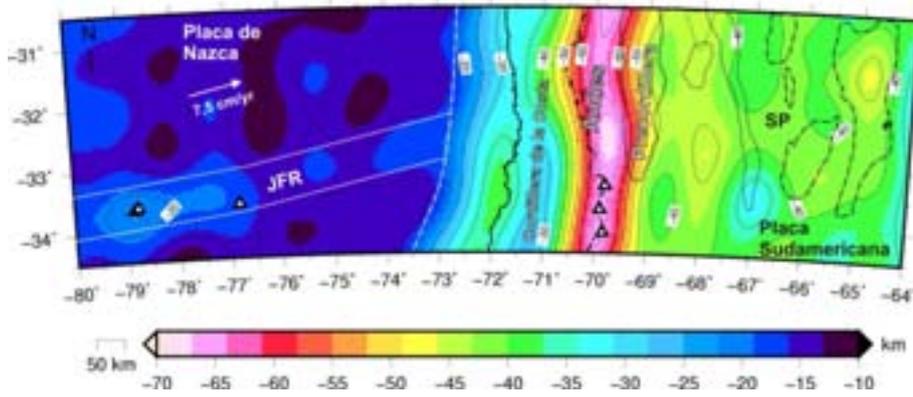


Figura 4.4: Ondulaciones de Moho obtenidas por medio de la inversión de la anomalía de Bouguer corregida por los sedimentos. Las profundidades de l Moho indican l existencia de una corteza oceánica sobre-engrosada en el camino del ridge de Juan Fernández. Al este de la trinchera los contornos exhiben un comportamiento diferente hacia el norte y hacia el sur del ridge mencionado. La raíz Andina presenta profundidades de menos de -60 km.

Masas sobre el nivel del mar	ρ_s	2.67 g/cm ³
Densidad de la corteza superior	ρ_{uc}	2.7 g/cm ³
Densidad de la corteza inferior	ρ_{lc}	2.9 g/cm ³
Densidad del manto superior	ρ_m	3.3 g/cm ³
Modulo de Young	E	10 ¹¹ N/m ²
Relacion de Poisson	Σ	0.25

Tabla 4.1. Parámetros utilizados en el modelado flexural.

La diferencia entre el Moho de inversión gravimétrica y el Moho de flexión es el Moho residual (Fig. 4.5). Las ondulaciones de Moho obtenidas por medio de la inversión gravimétrica concuerdan con las ondulaciones de la interfaz corteza-manto esperadas para el modelo flexural, alrededor del 90% dentro de los 3 km de diferencia (Fig. 4.6). Los valores positivos del Moho residual indican que el Moho gravimétrico es más superficial que el Moho por flexión, este es el caso en el que rocas de alta densidad están presentes en la corteza, como ser en la Cordillera de la Costa (Fig. 4.7 y 4.8). La corrección de la gravedad y el efecto de carga de los sedimentos en las cuencas sedimentarias, permite que el Moho gravimétrico concuerde con los cambios de la carga: una vez que es removido el efecto negativo de los sedimentos de la anomalía de

Bouguer, e l M oho de i nversión gra vimétrica s erá más s omero y s eguirá de mejor manera al Moho de flexión. Cuando hay valores positivos del Moho residual sobre una cuenca sedimentaria, esto es un indicativo de altas densidades corticales bajo la cuenca.

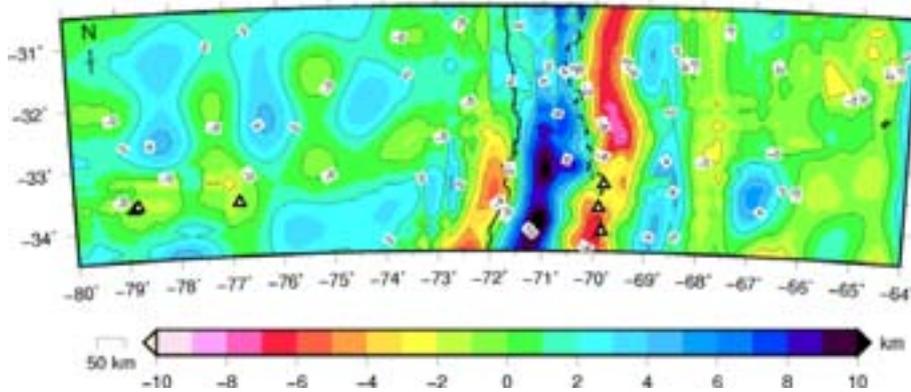


Figura 4.5: Residual entre la interfaz corteza-manto obtenida por medio de la inversión de la anomalía de Bouguer reducida y la interfaz corteza-manto obtenida por medio del modelado flexural.

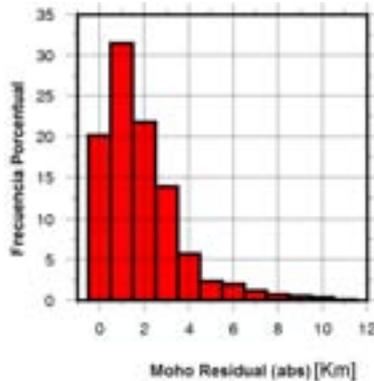


Figura 4.6: Histograma del Moho residual entre la interfaz corteza-manto obtenida por medio de la inversión de la anomalía de Bouguer reducida y la interfaz corteza-manto obtenida por medio del modelado flexural. Mas del 90% del error es menor a 4 km.

Los valores negativos del Moho residual en los Andes principales indican que el Moho gravimétrico es más profundo que el moho por flexión, ya que la anomalía de Bouguer esta fuertemente influenciada por e l efecto negativo de la raíz Andina. El modelo de flexión utilizado en este capítulo es una simplificación y podría estar influenciado por el esfuerzo de la placa en subduccion. Por ello, las soluciones de T_e a lo largo del margen de subducción activo podrían estar posiblemente distorsionadas (tal como lo expuesto por Braitenberg *et al.*, 2006). Giménez *et al.*, (2000) encontró que el efecto de la placa

de Nazca horizontalizada tiene un efecto gravimétrico positivo máximo de aproximadamente: 100 mGal en la región de la placa plana a altas longitudes de onda. Este efecto sobre la anomalía de Bouguer produciría luego un aumento en la profundidad del Moho de aproximadamente 7 a 10 km máximo, nuevamente a muy largas longitudes de onda. No tener en cuenta este efecto en nuestros cálculos no cambia substancialmente las conclusiones finales.

4.5.1 GRADIENTE VERTICAL DE LA GRAVEDAD

Tal como se explicó previamente, la litosfera se deforma en respuesta a las cargas internas y externas. Para delinear las estructuras geológicas relacionadas a variaciones de densidad en una escala regional, se calculó el gradiente vertical de la gravedad (T_{zz}) en términos de los coeficientes en armónicos esféricos hasta grado/orden $N=250$ para el modelo GOCE (Pail *et al.*, 2011) y hasta grado/orden $N=2159$ para el modelo EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008) en una grilla regular de 0.05° . La necesidad de mayor resolución para realizar esta tarea justifica el cálculo con el modelo EGM08, mientras consideremos que en algunas áreas exhibe ciertas diferencias con respecto al modelo GOCE. El efecto topográfico es eliminado del T_{zz} para eliminar la correlación con la topografía. La altura de cálculo es de 7.000 m para asegurar que todos los valores están sobre la topografía, y los elementos de masa topográficas son aproximados con prismas esféricos para contemplar la curvatura terrestre (Uieda *et al.*, 2010).

4.6. RESULTADOS

Para realizar la interpretación y su relación con las principales unidades geológicas en una escala regional, se compararon el gradiente vertical de la gravedad (T_{zz}) y la anomalías de Bouguer. La comparación entre ambos campos revela que la localización de las anomalías están bien correlacionadas, pero el T_{zz} resalta con mayor detalle que la gravedad. Primero se analizó el T_{zz} obtenido con el modelo EGM08 ya que presenta la mayor resolución espacial disponible a la fecha, teniendo en cuenta que existen ciertas diferencias con los datos del satélite GOCE (ver APENDICE 4.1). Luego, el T_{zz} obtenido con GOCE fue analizado y contrastado con los resultados obtenidos con el

modelo EGM08. Esto permite de terminar la localización y morfología a aproximada de las estructuras geológicas relacionadas con variaciones de densidad con un modelo con mayor resolución (EGM08) y luego los resultados son trasladados al otro modelo con menor resolución espacial (GOCE) tal como se hizo en Braitenberg *et al.*, (2011 *a*) and Alvarez *et al.*, (2012).

La trayectoria de la ridge de Juan Fernández (*JFR*) es delimitada por una señal gravimétrica bien definida, menor que la de la placa circundante, alcanzando su menor expresión sobre la cadena de montes submarinos e islas con menos de +250 mGal (Fig. 4.3). El T_{zz} obtenido con GOCE (Fig. 4.8) presenta valores menores que -5 Eötvös en la cercanía de la isla de Robinson Crusoe, y aumenta sus valores a medida que se aproxima a la trinchera. El T_{zz} obtenido con EGM08 (Fig. 4.7) exhibe diferentes anomalías positivas de más de +25 Eötvös, expresión de los numerosos pequeños edificios volcánicos y montes submarinos derivados de hot-spot sobre el *JFR* (ej. El monte submarino O'Higgins es expresado por un alto valor de T_{zz}). Estas anomalías positivas no son detectables en el mapa de GOCE (Fig. 4.8) como consecuencia de la menor resolución espacial del modelo, es decir: el carácter de larga longitud de onda de la señal GOCE no permite resolver las anomalías de altas frecuencias.

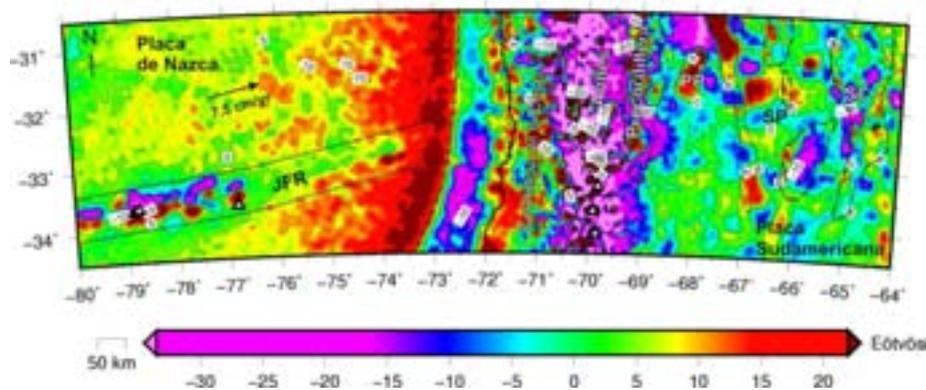


Figura 4.7: Mapa del gradiente vertical de la gravedad (EGM08 hasta grado y orden 2159) corregido por topografía. Los montes submarinos del ridge de Juan Fernández (línea de trazo blanco) pueden ser identificados por una alta señal de l gradiente. El bulge flexural exhibe una alta señal de gradiente que corre paralelo a la trinchera Chilena (línea de punto y trazo blanca). Los Andes principales presentan una baja señal de gradiente representativa de la raíz Andina. La Precordillera (línea de trazo negro) exhibe altos valores de

gradiente, las Sierras Pampeanas Occidentales son delineadas por una línea punteada negra, Las Sierras Pampeanas Orientales por una línea de punto y trazo negro. Los triángulos blancos indican la posición actual de la actividad volcánica activa (Siebert y Simkin, 2002).

Mar adentro de la trinchera, el bulge flexural de la placa de Nazca es marcado por una anomalía positiva en la señal de T_{zz} mayor a +20 Eötvös (Fig. 4.7). Esto no es tan evidente en el T_{zz} obtenido con GOCE, aunque también es detectado (Fig. 4.8) por el contorno de +15 Eötvös el cual es segmentado por el paso del ridge. Al este de la trinchera, hacia la línea de costa, los valores de la anomalía de T_{zz} indica las diferencias en el relleno sedimentario de la trinchera y sus efectos en el canal de subducción, hacia el norte y hacia el sur del punto de colisión del ridge de JFR. Hacia el sur los valores de T_{zz} son menores a -10 Eötvös, y hacia el norte la señal T_{zz} aumenta indicando la disminución abrupta del relleno sedimentario de la trinchera en esta región (Figs. 4.7 y 4.8).

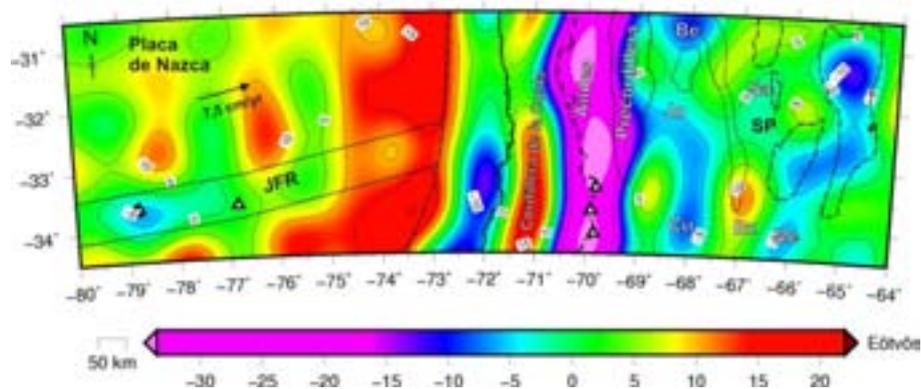


Figura 4.8: Mapa del gradiente vertical de la gravedad (GOCE hasta grado y orden 250) corregido por topografía. La trayectoria del ridge de Juan Fernández puede ser identificado por una baja señal de gradiente relativa a la placa circundante. El efecto de la raíz Andina sobre la señal del gradiente es notorio. Se localiza una alta señal de gradiente en la Precordillera y en las Sierras Pampeanas Orientales. Cuevas sedimentarias: Bermejo (Be), Jocoli (Jo), Salinas (Sa), Cuyana (Cu), Beazley (Be) y Mercedes (Me).

Tierra adentro, el efecto gravimétrico negativo de la Cordillera Andina presenta una menor amplitud en la dirección sur, reflejando la disminución en la elevación de los Andes y la reducción de la raíz. Esto puede ser observado en la anomalía de Bouguer la

cual presenta valores menores hacia el norte (< -300 mGal) que hacia el sur (Fig. 4.3), la señal de T_{zz} presenta valores de menos de -30 Eötvös (Fig. 4.8). El T_{zz} obtenido con el modelo EGM08 exhibe algunas anomalías positivas mayores a $+25$ Eötvös dentro de esta respuesta negativa (Fig. 4.7). Hacia el oeste de los Andes principales hasta la línea de costa, la Cordillera de la Costa presenta una respuesta gravimétrica positiva y altos valores de T_{zz} .

La respuesta gravimétrica positiva de la Precordillera dentro de la tendencia negativa general marcada por la raíz Andina es demarcada claramente en ambos mapas de T_{zz} , con mayor resolución en el mapa de EGM08 (Fig. 4.7), y marcada por el contorno de 0 Eötvös en el mapa de GOCE (Fig. 4.8). El mapa de anomalía de gravedad presentado en capítulos anteriores también exhibe una respuesta diferente de la Precordillera con respecto a los Andes principales, presentando valores más altos. Otros autores (Introcaso *et al.*, 1992; Giménez *et al.*, 2000; entre otros) también reportaron una respuesta gravimétrica alta para la Precordillera basándose en datos de gravedad terrestre. Estos altos gravimétricos localizados principalmente al norte de la Precordillera podrían estar relacionados a: cuerpos densos generados por la fusión de la litosfera a través de la introducción de magmas astenosféricos (Astini *et al.*, 2009; Dalquist *et al.* 2010) o con una corteza inferior de alta densidad (eclogitizada) según lo expuesto por Corona (2004) y por Alvarado *et al.* (2009) basados en datos de gravedad y sísmológicos sobre una sección centrada.

Cuencas sedimentarias como la de Jocoli, Cuyana, Mercedes, Bermejo y Beazley, exhiben bajos valores de T_{zz} mientras que la de Salinas presenta valores más intermedios (Fig. 4.8). Al norte de la cuenca de Beazley podemos observar un alto valor de T_{zz} mayor a $+10$ Eötvös (Fig. 4.7 y 4.8). Esta anomalía también es detectada en la anomalía de Bouguer (más de $+50$ mGal) obtenida con GOCE y corresponde a la sierra de la Quijadas, la expresión más austral de las Sierras Pampeanas Occidentales (SP).

La sierra de Pie de Palo (PP), una exposición de basamento cristalino Mesoproterozoico a estas latitudes, la expresión más occidental de las Sierras Pampeanas Occidentales es identificada en el mapa de EGM08 (Fig. 4.7) por una alta señal de gradiente de más de $+70$ Eötvös. Esto es difícil de detectar con GOCE porque la señal topográfica está en el orden de la resolución espacial del modelo derivado de GOCE. Al este de la PP, se encuentran las SP orientales, compuestas principalmente por rocas plutónicas de edad

Ordovícica. Estas montañas forman parte del arco Famatiniano (Fig. 4.10b) dentro de las SP, exhiben altos valores de gradiente mayores a +20 Eötvös (Fig. 4.7). La región más oriental de las SP esta caracterizada por las Sierras de Córdoba (SC), núcleos de basamento e levados que presentan bajos valores de gradiente representativos de la densidad de las rocas graníticas que los componen menor a 2.67g/cm^3 .

Una vez que fue determinada la localización espacial de las principales anomalías relacionadas a variaciones de densidad, se procedió a analizar su relación con las variaciones del esfuerzo de la placa. La figura 4.12 muestra la relación entre: el espesor elástico (T_e) (Fig. 4.9), la discontinuidad entre corteza y manto (Fig 4.4) obtenida por medio de la inversión de la anomalía de Bouguer corregida por sedimentos (Fig. 4.3) y el gradiente vertical (Fig. 4.8).

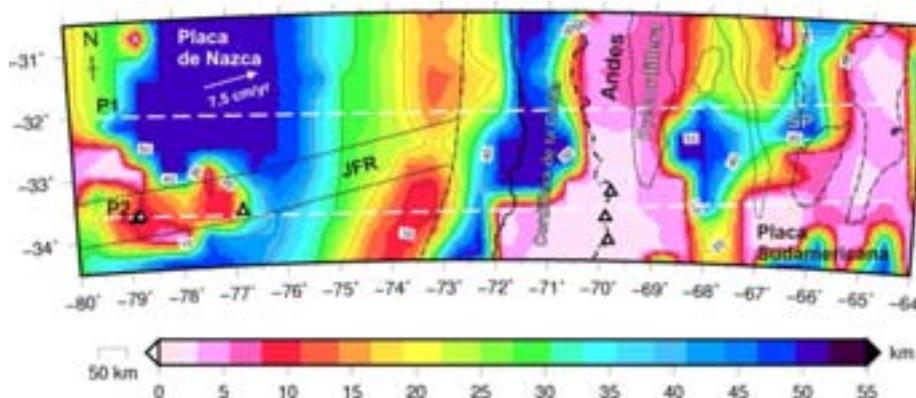


Figura 4.9: Espesor elástico obtenido para la región. Nota el debilitamiento de la litosfera oceánica a lo largo del ridge y sobre el bulge flexural. En la región de la antearco, sobre la región de placa plana, se encontró una gran rigidez. La compensación tipo Airy (local) de la carga topográfica de los Andes es expresada por bajos valores de T_e . Hacia el oeste del arco volcánico activo los bajos valores de espesor elástico son la expresión de una corteza debilitada debido al calentamiento de la cuña astenosférica. Se localiza una placa más rígida hacia el este de los Andes principales hasta la localización de las Sierras Pampeanas orientales.

Sobre la placa oceánica de Nazca, las ondulaciones del Moho delinean la trayectoria del ridge de JFR el cual alcanza una profundidad máxima ($\sim -30\text{ km}$) bajo la isla de Robinson Crusoe (Fig. 4.4). El T_e sobre la cadena de montes submarinos presenta bajos valores (Figs. 4.9, 4.10a) lo cual indica la flexión de la placa oceánica en esta región

(esto es consecuencia de la carga topográfica y una joven, y cálida litosfera oceánica). Esto es consistente con la anomalía de Bouguer (Fig. 4.3) la cual presenta menores valores sobre el ridge que sobre la placa circundante. Trabajos previos (Wienecke, 2006) también han mostrado una buena correlación entre valores bajos de T_e y la ocurrencia de montes submarinos, especialmente en el área de los ridges de Sala y Gomez Ridge, Nazca Ridge y Juan Fernández. Otro trabajo reportó una corteza oceánica sobre-engrosada bajo JFR basado en datos sísmicos de ángulo amplio (Von Huene *et al.*, 1997), y también relacionó las anomalías negativas de rivadas de datos satelitales a una raíz cortical indicativa de la flexión cortical a partir de la carga asociada con los montes submarinos (Sandwell y Smith, 1997).

Hacia la trinchera las ondulaciones del Moho, expresión del camino del ridge, son más superficiales y el T_e disminuye ($a \sim 30$ km). Una inflexión en la señal de T_e ocurre en donde la trayectoria del ridge intersecta la flexión de la placa oceánica previo a la subducción (Figs. 4.9, 4.10a). Se obtuvieron valores elevados de T_e sobre la trayectoria del ridge y valores menores al sur y norte del mismo sobre el bulge flexural (menos de $+15$ km), en donde la astenósfera es más superficial. Estos valores mínimos de T_e en el bulge flexural son coincidentes con altas curvaturas de la placa, a lto momento de flexión, fracturación y fallamiento del basamento oceánico, y una reducción en las velocidades sísmicas de la corteza y manto en esta región, tal como lo mencionado por Contreras-Reyes y Osses (2010). Estos autores también reportaron una reducción en la rigidez flexural hacia la trinchera y lo relacionaron a un debilitamiento de la litosfera oceánica.

Otro factor a tener en cuenta es la edad de la placa que se subduce. El enfriamiento conductivo ejerce un control primario en la resistencia de litosfera oceánica (Watts, 2001), de esta forma la resistencia es mayor donde la placa es más fría y vieja. Una litosfera fría subducida puede reducir el calentamiento de la base de la placa superior (Tassara, 2005; Yañez y Cembrano, 2004). Previo a la subducción, la edad de la placa de Nazca varía entre los 38 a los 42 Ma al norte del JFR , mientras que hacia el sur es más menor a los 38 Ma (Fig. 4.10a). Estas pequeñas diferencias en edad pueden contribuir también a la mayor resistencia estimada para el bulge flexural al norte del ridge JFR . Notar que el bulge flexural presenta menores valores de T_e hacia el sur de JFR en donde la placa es más joven. Sin embargo, esto no es concluyente, ya que se

deben tener en cuenta otros factores como la historia de la carga de la placa previo a la subducción (Contreras-Reyes y Oses, 2010). El JFR es una importante barrera que restringe el transporte de los sedimentos a lo largo del eje de la trinchera separando una trinchera pesadamente sedimentada hacia el sur de una trinchera al norte de los 32.5° S que se encuentra vacía de sedimentos o contiene menos de 1 km de espesor de turbiditas y está confinado a una estrecha zona axial (Bangs y Cande, 1997; entre otros). Teniendo en cuenta lo mencionado, los menores valores de T_e sobre el bulge flexural al sur de JFR cuando son comparados hacia el norte, podrían ser la consecuencia del efecto combinado de una litosfera joven y cálida sumado al efecto de la carga de los sedimentos.

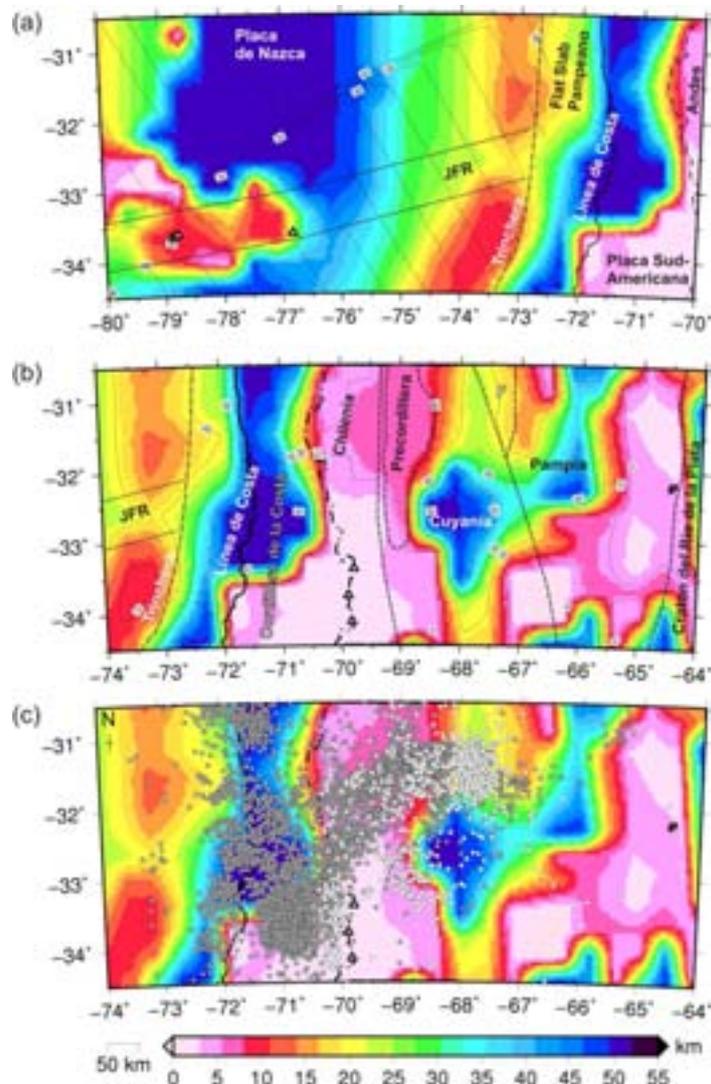


Figura 4.10: (a) Valores de T_e y espesor elástico obtenidos para la placa de Nazca. Superimpuesto edad de la placa oceánica (Müller et al., 2008). (b) Valores de espesor

elástico obtenidos para la placa Sudamericana. Superpuesto Terranes de Ramos (2009) y de Ramos et al. (2010). F: Famatina. (c) Sismicidad para (EHB Catalog) sismos de corteza (círculos blancos) y placa de Nazca subducida (círculos grises).

Hacia el este de la trinchera, el T_e exhibe un comportamiento distinto hacia el norte y hacia el sur del ridge de JFR. Hacia el norte, en la región de placa plana, el Moho oceánico profundiza más gradualmente que hacia el sur. En la región del antearco, la placa en subducción revierte su curvatura flexural para horizontalizarse y viajar de manera subhorizontal (ver perfiles de Anderson et al., (2007), Fig. 4.11). La horizontalización de la placa repele la cuña a stenoférica tierra adentro por varios cientos de Km hacia el este generando un enfriamiento conductivo del continente el cual es reflejado por su mayor resistencia. En esta área los valores de T_e aumentan hacia la línea de costa, indicando una rigidez aumentada hacia el este (Figs. 4.9, 4.10b). Trabajos previos también encontraron altos valores de T_e sobre las regiones de placa plana (Tassara 2005; Stewart y Watts 1997). La sismicidad interplaca (Engdahl et al., 1998; EHB, 2009) está bien correlacionada con altos valores de T_e en la región del antearco (Fig. 4.10c).

En un trabajo previo, Perez-Gussinye (2008) propuso que los segmentos de placa plana están caracterizados por altos valores de T_e , alta velocidad de onda de corte, una litosfera termal gruesa y bajo flujo de calor indicando que la litosfera continental es más gruesa y fría. El T_e estimado en esta área, en donde la placa superior y la losa subducida están en contacto, se puede esperar que tenga contribución de ambas placas (ver Perez-Gussinye et al., 2008); los valores de T_e sin tener en cuenta otros constreñimientos no puede distinguir si la alta rigidez flexural también está reflejando una litosfera continental más gruesa y fuerte previo a la subducción.

Hacia el sur de la colisión del ridge de JFR la placa oceánica presenta un ángulo de subducción “ normal” de aproximadamente 30° , y el arco volcánico activo está localizado aproximadamente sobre el contorno de la isoterma de 110 km de la placa subducida (Fig. 4.1). Aquí el Moho oceánico se profundiza más rápidamente que en la zona norte y exhibe una profundidad de más de 40 km en las cercanías de la línea de costa. Anderson et al. (2007) obtuvo aproximadamente 50 km de profundidad de Moho a partir de datos sísmicos. Los valores más altos de T_e (40 km) al este de la trinchera pueden ser interpretados como enfriamiento de la placa superior debido a la placa

subyacente la cual desplaza la estructura térmica hacia abajo. Lo contrario ocurre en la región del ante arco en donde la placa superior y la losa subducida se desacoplan, en donde los fundidos ascienden en el arco volcánico y el calentamiento basal debido al flujo de la cuña astenosférica produce calentamiento advectivo de la placa superior. En consecuencia, los bajos valores de T_e estimados en esta región reflejan una placa superior debilitada en el ante arco al sur del punto de colisión del ridge (Figs. 4.9, 4.10b).

Las profundidades de Moho obtenidas para los Andes alcanzan más de 66 km sobre el eje Andino y valores de T_e menores a 5 km (Figs. 4.9, 4.10b). Las profundidades del Moho son consistentes con las obtenidas por Gans *et al.* (2011) (70 km) para la Cordillera Principal, basado en Funciones del Receptor. En el retroarco, las anomalías negativas de gravedad y los valores bajos de T_e afectan la raíz flexural de los Andes principales. Este valor bajo de T_e corresponde a un modelo flexural en donde la placa no tiene resistencia, el clásico modelo de compensación local de Airy. Otros autores obtuvieron resultados similares previamente ej. Introcaso *et al.* (1990), qui explicó que los Andes podrían estar muy cerca del balance isostático. Los resultados obtenidos son consistentes con trabajos previos sobre la región Andina (Stewart y Watts, 1997; Tassara y Yañez, 2003; Pérez-Gussinyé, 2008; Tassara *et al.*, 2007; Sacek y Ussami, 2009).

La Precordillera exhibe un comportamiento distinto del de los Andes principales, la interfaz corteza-manto es más superficial y se detectaron valores de T_e más elevados en esta región. Las SP occidentales están caracterizadas por profundidades de Moho intermedias (entre 40 y 50 km) y a su vez por valores de T_e intermedios (20 km) relacionados con su composición (Figs. 4.9, 4.10b). Las profundidades de Moho son consistentes con las obtenidas por Gans *et al.*, (2011). En esta área el mapa de T_{zz} indica la presencia de cuerpos de alta densidad (Fig. 4.7). Weidmann *et al.*, (en prensa) también encontró áreas de gran densidad con alta rigidez flexural en las SP occidentales, basada en datos de gravedad terrestre. Esto es consistente con la evolución tectónica de estas montañas las cuales fueron elevadas por fallas listricas. Completamente diferente ocurre en el límite sur de las SP occidentales. En esta región se detectó un bajo valor de T_e (Figs. 4.9, 4.10b) el cual coincide bien con una somerización del Moho (Figs. 4.4 y 4.12). En esta región no hay una expresión topográfica significativa pero se obtuvo un

alto valor de T_{zz} (Figs. 4.7 y 4.8) y de anomalía de Bouguer (Fig. 4.3), y se relacionó con la terminación de la Sierra de la Quijadas como se expuso anteriormente. Este bajo en la rigidez de la placa está bien correlacionado con la ausencia de actividad sísmica intraplaca en la región (Fig. 4.10c).

Las Sierras de Córdoba son la expresión más oriental de las SP y forman el borde este con el Cratón del Río de la Plata (Fig. 4.10b). Estas sierras están caracterizadas por profundidades más superficiales de Moho (a alrededor de 40 km), consistente con trabajos previos (Gans *et al.*, 2011). Los valores de T_e indican baja rigidez bajo estas sierras y valores incrementados hacia el este en donde se encuentra localizado el Cratón del Río de la Plata (Fig. 4.10b). La Sierra de San Luis, la expresión más suroccidental de las SP orientales presenta valores de T_e que varían entre los 5 km a los 30 km, aumentando en la dirección noroeste. Cuencas sedimentarias como Cocol y Mercedes exhiben altos valores de rigidez, mientras que Bermejo, Cuyana y Salinas reflejan valores más intermedios.

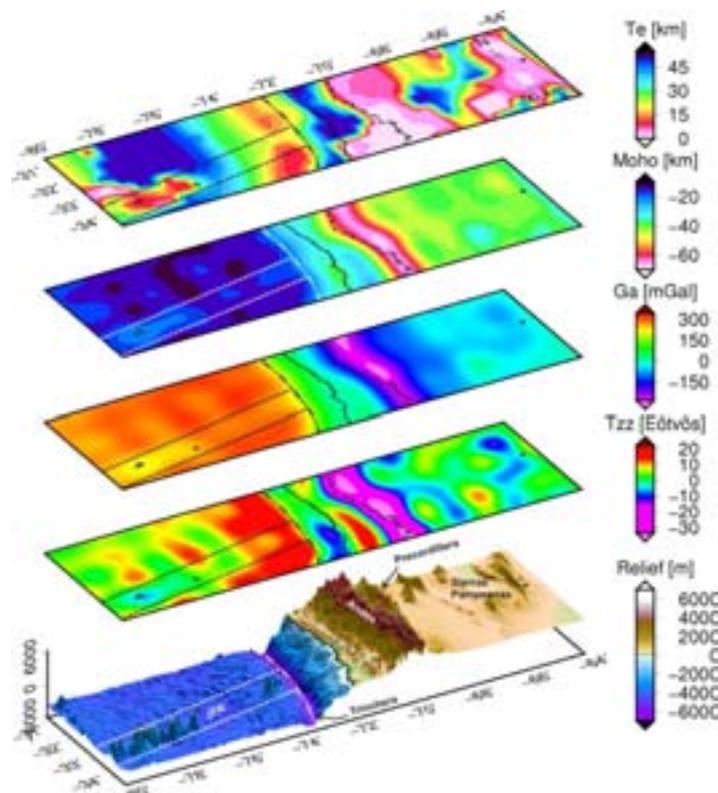


Figura 4.12: Relación entre el espesor elástico (superior), y (en orden descendente) Moho, Bouguer, T_{zz} y relieve. Notar la relación entre la trayectoria del ridge, el cual puede ser delineado en todas las señales, y las diferencias al norte y sur del mismo en

la región comprendida al este de la trinchera hasta el arco volcánico activo. El efecto de la raíz Andina también está bien correlacionado en todas las cantidades.

Se encontró una correlación aproximada entre los diferentes Terranes y la rigidez flexural (Fig. 4.10b). El Terrane Precordillera exhibe un valor de T_e bastante homogéneo de aproximadamente 7 km. Cuyania presenta una alta rigidez la cual se ve disminuida hacia el sur posiblemente asociado al efecto de la cuña astenosférica en la región límite sur de la placa plana. Famatina (F) profiere valores intermedios de T_e . Se observa una inflexión en el T_e en el borde entre el Terrane Pampia y el Cratón del Río de la Plata Cratón en donde los valores aumentan indicando una mayor rigidez flexural.

4.6.1 PERFILES A LO LARGO DE LA REGION

Se trazaron dos perfiles diferentes sobre la región de estudio en la dirección W-E (para localización de los perfiles ver la Fig. 4.9). El perfil 1 (Fig. 4.11, izquierda) fue trazado en la región norte a los 32° S en donde ocurre la horizontalización de la placa. El perfil 2 (Fig. 4.11, derecha) fue trazado a los 33.5° S y corta longitudinalmente el ridge de Juan Fernández (*JFR*) hacia el arco volcánico activo.

Al norte de *JFR* los valores de espesor elástico (T_e) (Fig. 4.11a) son superiores a +50 km indicando una parte más rígida en esta área. Tebbens y Cande (1997) propusieron que estas partes rígidas de la placa rodeadas de valores de T_e menores, tal como entre el ridge de Nazca y el de *JFR* (ver Fig. 4.9), podrían indicar la existencia de microplacas. Hacia la trinchera la rigidez de la placa disminuye alcanzando hasta +15 km en el bulge flexural, el cual es bien definido por un alto en la señal de gradiente vertical de la gravedad (T_{zz}) (Fig. 4.11a). Los valores de T_e sobre el *JFR* (Fig. 4.11b) son menores que al norte (menos de +20 km) indicativo de una corteza oceánica debilitada sobre el ridge (Fig. 4.9). Los valores mínimos de T_e en esta área están bien correlacionados con la localización de volcanes activos sobre la placa de Nazca. Hacia el este, en donde el ridge no presenta una señal topográfica apreciable, la placa se vuelve más rígida y luego se vuelve a debilitar en la cercanía al bulge flexural, en donde alcanza un valor constante de aproximadamente 10 km (Fig. 4.11b).

Hacia el este de la trinchera, los valores de T_e aumentan hasta alcanzar aproximadamente +50 km. La velocidad de crecimiento para esta región, es mayor en el perfil 2 que en el perfil 1, pero una vez que alcanza su máximo decae abruptamente en el perfil 2. Lo contrario ocurre en el norte (Perfil 1) en donde la transición es más suave, alcanzando en máximo valor de T_e bajo la línea de costa. Este valor es mantenido unos pocos km al este (Fig. 4.11a) y es característico de los segmentos de losa plana, tal como se expuso anteriormente (Fig. 4.9). Luego, la rigidez decae continuamente hasta 0 km bajo los Andes principales a lo largo de ambos perfiles.

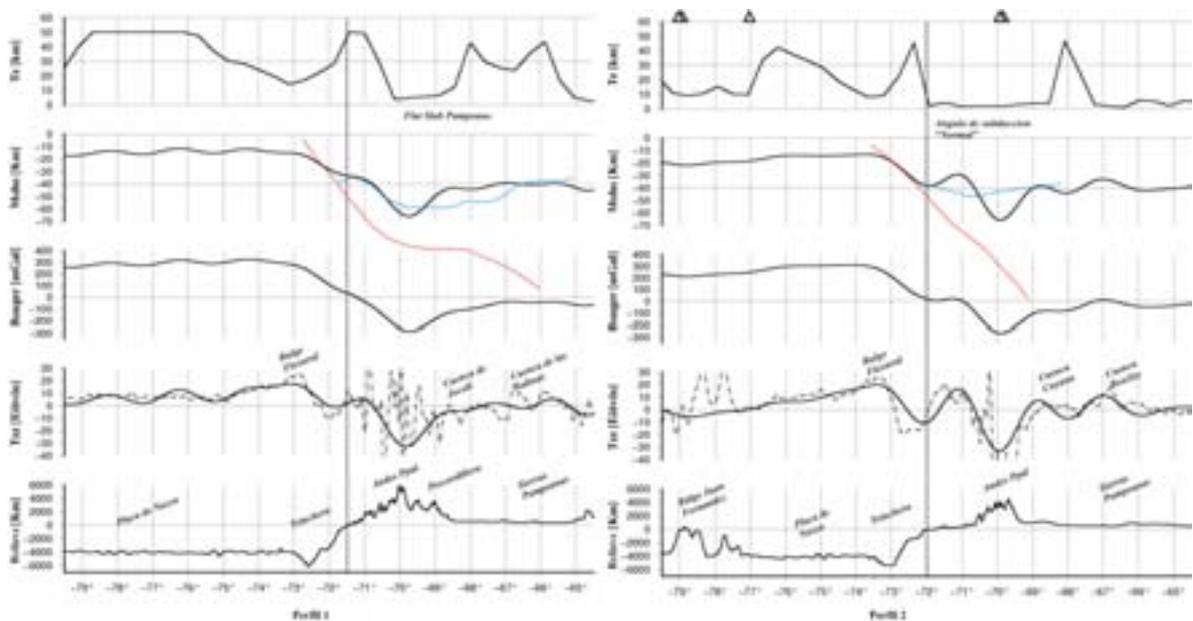


Figura 4.11: Perfiles comparando el gradiente vertical de la gravedad corregido por topografía, la anomalía de Bouguer, profundidades de Moho y espesor elástico obtenidos a partir del modelo GOCE hasta $N = 250$, sobre la región norte. Perfil 1 (izquierda): el área sombreada gris muestra la trinchera y los Andes principales. Perfil 2 (derecha): el área sombreada gris muestra la trinchera y los Andes principales y el ridge de Juan Fernández. Línea de puntos y trazos: T_{zz} -EGM08 corregido por topografía; la línea de trazo indica la línea de costa. Línea de trazo roja: perfiles de la zona de Wadati-Benioff y profundidades de Moho y línea de trazo azul obtenidas de Anderson et al., (2007).

La alta carga topográfica de los Andes principales es expresada por un mínimo en la anomalía de Bouguer, un mínimo en el T_{zz} y por un mínimo en las profundidades del Moho (Fig. 4.11). Basado en lo expuesto podemos decir que los bajos valores de T_e es

esta sección están relacionados al valor negativo máximo que presenta la anomalía de Bouguer relacionado con la raíz Andina (Fig. 4.11). En el perfil 1, los valores de T_e aumentan hacia el este de la Precordillera, mientras que en el perfil 2 los bajos valores de T_e son mantenidos hacia el este debido a la presencia de la cuña astenosférica.

Las Sierras Pampeanas exhiben un comportamiento bien diferente al norte y al sur. Las SP Occidentales presentan valores de T_e intermedios (más de 30 km) los cuales luego decaen hacia el este al aproximarse a las SP Orientales (Perfil 1). El comportamiento hacia el sur es bien distinto (Perfil 2). Una vez que los valores de T_e alcanzan sus valores mínimos, son mantenidos excepto en la cuenca Cuyana en donde se vuelve más rígido. Los valores bajos de T_e son mantenidos en límite sur de las SP. Profundidades de Moho más someras y menores valores de T_e en región austral de las SP indica una corteza continental más debilitada en esta región con respecto al norte (Fig. 4.12). Esta región exhibe una baja actividad sísmica (Fig. 4.10c). Lo contrario ocurre en la región norte, en donde la sismicidad (Fig. 4.10c) muestra mayor actividad relacionada a la colisión del rigde de *JFR* (Anderson *et al.*, 2007, entre otros).

4.7 CONCLUSIONES

Deformación en la placa cabalgante, volcanismo y discontinuidades en el patrón de la sismicidad refleja anomalías a través de la zona de Benioff las cuales son causadas por la subducción plana. Trabajos previos (ej. Perez-Gusineye, 2008) han mostrado que los procesos relacionados a la subducción, tales como variaciones en el ángulo de subducción, están vinculados a variaciones en la estructura composicional y térmica de la litosfera continental modificando su resistencia a la flexión. Los nuevos modelos globales de gravedad ofrecen una herramienta para estudios a escala regional, permitiendo de terminar las conexiones entre corteza oceánica engrosada de manera anómala y los efectos deformacionales asociados en la placa cabalgante.

Se realizó el cálculo del T_{zz} con ambos modelos el EGM08 y GOCE, optimizando los dos aspectos: el de mayor resolución (EGM08) pero menor calidad sobre los Andes, y la mayor precisión y calidad uniforme de los datos GOCE con una resolución espacial más reducida. A partir de esto delineamos las principales características tectónicas, tales

como cuerpos densos intruidos en la región comprendida entre los 31° S y los 34° S y entre los 66° a los 80° W. Luego, utilizando la anomalía de Bouguer obtenida a partir de los datos del modelo GOCE, calculamos la discontinuidad manto corteza y el T_e utilizando el método de la aproximación por convolución.

Los resultados obtenidos muestran un debilitamiento de la placa oceánica sobre el ridge de *JFR*, y sobre el bulge flexural. Obtuvimos variaciones substanciales en la estructura cortical de la litósfera continental cuando se compara la zona norte con la sur. Hacia el norte, en donde se desarrolla la subducción plana, la rigidez flexural es mayor que en la zona sur en donde la placa oceánica subduce con un ángulo aproximadamente normal. En esta zona la rigidez de la placa parece ser equivalente a cero, reflejando una litósfera continental debilitada debido a la ascensión de magmas desde la astenósfera. Se obtuvo una fuerte correlación entre los valores estimados de T_e y algunos terranos como ser Precordillera, Cuyania, Famatina y el Craton del Río de la Plata. Chileña parece estar fuertemente afectado por las diferencias en los ángulos de subducción. Sierras Pampeanas también presentan un comportamiento distinto presentando más rigidez en la región norte, y una corteza debilitada hacia el sur y hacia el este. Los resultados de T_e obtenidos indican que la estructura cortical en la región bajo estudio está lejos de ser homogénea, mostrando diferencias contrastantes en las propiedades de resistencia.

APENDICE 4.1: ANALISIS ESTADISTICO.

Se calculó la anomalía de gravedad derivada del modelo EGM08 (Pavlis *et al.*, 2008) y a partir de GOCE (Pail *et al.*, 2011) hasta $N=250$. El valor absoluto de la diferencia (EGM08-GOCE) es mostrado en la figura 4.13. Los parámetros estadísticos de la diferencia entre ambos campos es mostrada en la Tabla 4.2. Se compara una región de alta calidad con una de baja calidad en términos de histograma residual. El cuadro blanco en la figura 13 marca un área de $1^\circ \times 1^\circ$ con relativa alta calidad; el cual es comparado con un cuadro de igual tamaño (negro) de calidad de gradada. Los histogramas de los residuales (Fig. 4.14) ilustran los valores más altos para el cuadro negro.

La raíz cuadrática media (rms) fue calculada a partir de la media en ventanas móviles de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ como una medida estadística de la calidad de EGM08. El resultado es mostrado en la figura 3.15. El valor más frecuente de la desviación rms es de 3 mGal como es mostrado en la figura 4.16. Las localizaciones en donde los datos terrestres tienen problemas reflejan valores altos (hasta to -48 mGal).

<i>Diferencia Promedio</i>	0.173 mGal
<i>Desviacion Estandard</i>	15.208 mGal
<i>Valor maximo de la diferencia</i>	-48.109 mGal

Tabla 4. *Parámetros estadísticos para la diferencia.*

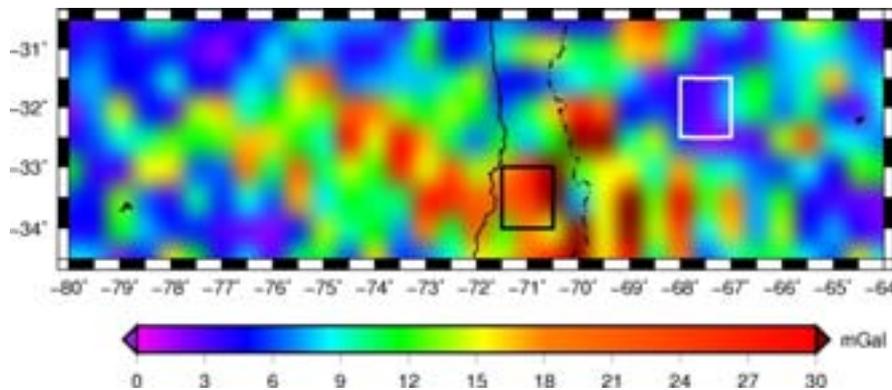


Figura 4.13: *Diferencia absoluta entre la anomalía de gravedad de EGM08 y GOCE. El cuadro negro sobre los Andes muestra un área con datos erróneos. El cuadro blanco muestra un área sobre las Sierras Pampeanas con mejores datos. Datos terrestres erróneos o la ausencia de ellos en el modelo EGM08 genera estas diferencias entre ambos campos.*

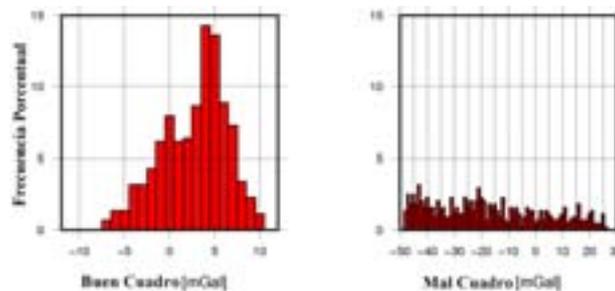


Figura 4.14: *Histograma de la anomalía residual de gravedad entre EGM08 y GOCE (hasta grado y orden $N = 250$). Izquierda (buen cuadro): el cuadro blanco de la figura 4.13. Derecha (cuadro malo): cuadro negro de la figura 4.13.*

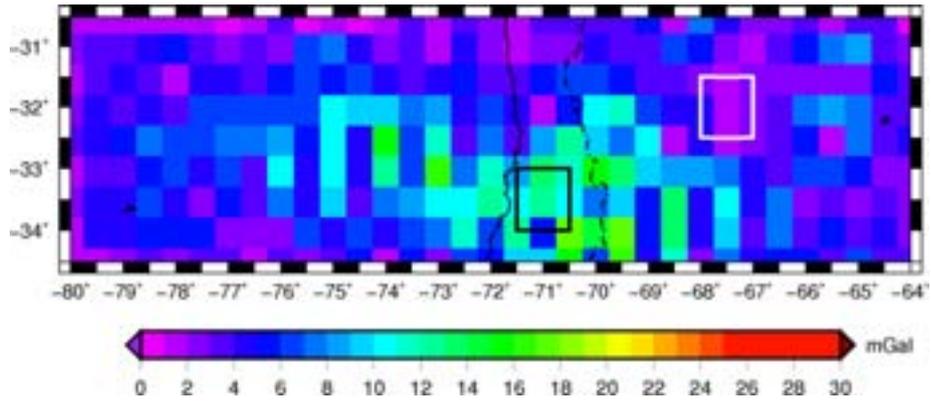


Figura 4.15: Raíz cuadrática media del residual de la anomalía de la gravedad en $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

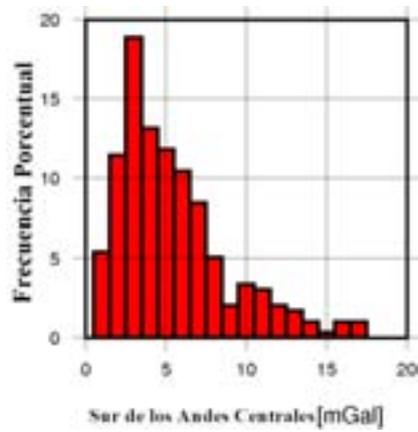


Figura 4.16: Histograma de las desviaciones rms en $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

CAPITULO 5: CONCLUSIONES GENERALES

En el marco de la gravimetría satelital, se aplicó una moderna metodología, que permitió el cálculo directo de anomalías de gravedad y gradientes de la gravedad a partir de los modelos de campo de gravedad terrestre expresados en series de coeficientes en armónicos esféricos. La metodología aplicada incluye la corrección del efecto topográfico para ambos campos derivados de la gravedad. Para el cálculo de dicha corrección se aplicaron prismas esféricos de densidad constante, en lugar de utilizar prismas rectangulares como lo hacían programas anteriores. Esto permite tener en cuenta la curvatura terrestre, fundamental para disminuir el error en la aproximación, especialmente en aplicaciones regionales cuando se utilizan grandes ventanas de cálculo.

Se compararon los resultados en dos secciones bien conocidas sobre la región Andina y se encontró que a largas longitudes de onda, la señal del satélite GOCE esta en buena concordancia con los datos terrestres. Por el contrario, la señal del modelo EGM08 se comporta de una mejor manera sobre la llanura en donde las variaciones de la topografía no son significativas y en donde dicho modelo cuenta con mayor cantidad de datos terrestres. El modelo EGM08 presenta una mejor resolución espacial resolviendo de una mejor manera las altas frecuencias de la señal gravimétrica, sin embargo su utilización debe restringirse a las zonas en donde el error entre dicho modelo y GOCE es pequeño. Esto es debido a que el modelo GOCE es un modelo satelital puro y presenta una calidad de datos homogénea. A su vez, se obtuvo un mapa de cuencas geológicas para toda Argentina de media a larga longitud de onda. Los contornos de las mismas fueron comparados con los mapas existentes y se obtuvo una buena correlación, llegando a identificar nuevas cuencas en regiones poco exploradas debido a la dificultad que presenta el terreno.

Se aplicó la metodología en la región sur de los Andes Centrales, lográndose identificar importantes lineamientos geológicos a escala regional relacionados a importantes diferencias de densidad. Muchos de estos lineamientos han sido previamente identificados por medio de la geología de campo y la gravimetría terrestre y fueron asociados a la delimitación de terrenos, como por ejemplo el lineamiento de Valle Fértil-Desaguadero asociado al límite entre Cuyania y Pampea. Sin embargo otros de ellos no habían sido identificados en toda su extensión y su mapeo era solo inferido de

manera indirecta. El más representativo es el límite entre Pampia y el Cratón del Río de la Plata el cual ha sido previamente asociado al lineamiento Transbrasiliano. A partir de la comparación de los resultados se encontró que la gravedad y el gradiente de la gravedad resaltan características geológicas equivalentes de forma diferente y complementaria, demostrando la utilidad de ambas técnicas. El Tzz es más apropiado para detectar heterogeneidades de masa localizadas en la corteza superior en donde las rocas de alta y baja densidad se enfrentan. Sin embargo, cuando el contraste de densidad es relativamente bajo y las estructuras geológicas son profundas pierde resolución. En este caso, la anomalía de la gravedad muestra una mejor respuesta, como es el caso del límite entre el Orogeno Pampeano y el Cratón del Río de la Plata.

Se logró identificar una importante relación entre la subducción de un ridge asísmico, el ridge Copiapo, perteneciente a la placa de Nazca y la deformación en la placa cabalgante. Los mapas de anomalía y gradiente vertical permitieron definir un importante lineamiento en esta región el cual estaría asociado a la Cadena volcánica ojos del Salado-Buenaventura. Este lineamiento se encuentra localizado en el límite norte de la región de placa plana Pampeana, y marca el comienzo de la interrupción del arco volcánico activo hacia el sur, hasta el ridge de Juan Fernández. Otros autores encontraron una fuerte correlación entre la subducción de las anomalías topográficas como los ridges asísmicos y la flotabilidad de la placa oceánica. En función de los resultados encontrados, se propone que el ridge Copiapo es el causante de que la zona de subducción plana se extienda tan al norte, y no sea solo causada por el ridge de Juan Fernández, tal como se interpreta la bibliografía en la actualidad. Esta hipótesis estaría reforzada por el hecho de que el lineamiento asociado a la colisión del ridge que se observa en la placa sudamericana marca la terminación del arco volcánico activo en la región. Algo de similares características ocurre en la zona de subducción Peruana, la cual fue asociada a la subducción del ridge de Nazca y estudios recientes proponen que la zona norte estaría asociada a la subducción de otro ridge.

Luego, se realizó el mapeo de los derivados de la gravedad antes mencionados para la placa oceánica de Nazca, con el fin de establecer una relación entre las anomalías batimétricas y la deformación asociada sobre la placa Sudamericana en la región Andina. Se pudieron delinear las diferentes zonas de fractura y ridges que afectan a la corteza oceánica, como así también se pudo encontrar una importante variación

latitudinal de densidad en la zona del antearco. Esta variación, no toriamente representada por el T_{zz} , es tá r relacionada a las diferencias en la distribución de los sedimentos a lo largo de la trinchera. Muchos autores concuerdan en que esta variación en la sedimentación y el efecto que produce en la zona de interplaca estaría fuertemente vinculada a las diferencias en la elevación y volumen de la cadena Andina. Estas relaciones pudieron ser identificadas claramente en los mapas de anomalías y gradiente, lográndose un detallado mapeo de las anomalías a lo largo de la zona paralela a la trinchera. Posteriormente se logró correlacionar la segmentación del gradiente vertical de la gravedad en la zona de interplaca con los altos y bajos de la corteza oceánica. Esta segmentación de T_{zz} se comparó con las zonas de ruptura y distribución de deslizamiento para los grandes sismos en la zona de interplaca, lográndose una gran correlación. En función de ello se delinea la segmentación del margen y se definieron tres tipos de barreras a la propagación de los eventos sísmicos en función de los contornos de T_{zz} y su relación con los grandes planos de deslizamientos sísmicos (sismos de megathrust) en el área de estudio.

Para finalizar, se compararon las anomalías en contradas a partir de los mapas de T_{zz} con el espesor elástico obtenido aplicando el moderno método de la aproximación por atenuación. Esto permitió encontrar importantes variaciones en la estructura cortical de la litosfera continental cuando se comparó con la zona de subducción plana Pampeana con la zona de subducción normal hacia el sur. Se obtuvo una cierta correlación entre los valores estimados de T_e y algunos terrenos como ser P recordillera, Cuyania, Famatina y el Cratón del Río de la Plata; mientras que Chilenia parece estar fuertemente afectado por las diferencias en los ángulos de subducción. Las Sierras Pampeanas también presentan un comportamiento distinto presentando más rigidez cortical en la región norte, y una corteza debilitada hacia el sur y hacia el este. Los resultados de T_e obtenidos indican que la estructura cortical en la región bajo estudio está lejos de ser homogénea, mostrando diferencias contrastantes en las propiedades de la resistencia.



BIBLIOGRAFIA

Aceñolaza, F. G., y A. Toselli, 1988. El Sistema del Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo, *5º Congreso Geológico Chileno*, **1**, 55-67.

Adam, J., y C.D. Reuther, 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. A application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics*, **321**, 297–325.

Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. y B.L. Isacks, 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina, *Tectonics*, **2**, 1-16.

Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y B.L. Isacks, 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S latitude. *Tectonics*, **9**, 789-809.

Allmendinger, R.W., Isacks, B.L., Jordan, T.E., y S.M. Kay, 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of the Earth and Planetary Science*, **25**, 139-174.

Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Haschke, M., Hilley, G., Schoenbohm, L., Sobel, E., Strecker, M., Trauth, M. y A. Villanueva, 2006. Tectonics, Climate, and Landscape Evolution of the Southern Central Andes: the Argentine Puna Plateau and Adjacent Regions between 22 and 30°S. *En: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds) The Andes – Active Subduction Orography*. Frontiers in Earth Science Series. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 265-284.

Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M. y S. Beck, 2009. Flatslab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina. Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. : Memoir, 204. Geological Society of America, pp. 261–278.

Alvarez, O., Giménez, M.E., Brautenberg, C. y A. Folguera, 2012. GOCE satellite derived gravity and gravity gradient corrected for topographic effect in the South Central Andes region. *Geophysical Journal International*, **190**(2), 941–959, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05556.x

Amante, C. y B.W. Eakins, 2009. *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*. NOAA Technical Memorandum **NESDIS NGDC-24**, 19, National Geophysical Data Center, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO, March 2009.

Anderson, E.G., 1976. The effect of topography on solutions of Stokes' problem. Unisurv S-14, Rep, School of Surveying, University of New South Wales, Kensington.

Anderson, M.L., Alvarado, P., Beck, S. y G. Zandt, 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca plate, central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, **171**(1), 419–434, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03483.x.

Angermann, D., J. Klotz, y C. Reigber, 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler Vector. *Earth Planetary Science Letters*, **171**, 329–334.

Araujo, M., y G. Suarez, 1994. Geometry and state of stress of the subducted Nazca plate beneath central Chile and Argentina: evidence from teleseismic data. *Geophysics Journal International*, **116**, 283-303.

Asgharzadeh, M.F., Von Frese, R.R.B., Kim, H.R., Leftwich, T.E., y J.W. Kim, 2007. Spherical prism gravity effects by Gauss-Legendre quadrature integration. *Geophysical Journal International* **169**: 1-11.

Astini, R.A., Martina, F., Ezpeleta, M., Dávila, F.M. y P. A. Cawood, 2009. Chronology from rifting to foreland basin in the Paganzo Basin (Argentina), and a reappraisal on the “Eo- and Neohercynian” tectonics along Western Gondwana. *En: X II Congreso Geológico Chileno, Santiago*, 22-26 Noviembre, 2009.

Aubry, L., P. Roch, M. Urruztieta, E. Rosello, y A. Chauvin, 1996, A paleomagnetic study along the south-eastern edge of the Altiplano-Puna: Neogene tectonic rotations, *Journal of Geophysical Research*, **101** (B8), 17883-17899.

Baldis, B.A., Gorroño, A., Plozkiewcs, J., y R. Sarudiansky, 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes, *paper presented at 6th Congreso Geológico Argentino*, Actas I, 3-22, Buenos Aires, Argentina.

Baldis, B.A. y A. Vaca, 1985. Megafracturas relacionadas con el sistema cordillerano. *Paper presented at 1th Jornadas sobre Geología de la Precordillera*, Actas I: 204-208, San Juan, Argentina.

Baldwin, A., y R. Marret, 2004. Evidence for a releasing bend at the southern margin of the Puna plateau, Argentine Andes. *Geological Society of America*, **36**(5), 50.

Bangs N.L., Cande S.C., Lewis S.D. y J.J. Miller, 1992. Structural framework of the Chile margin at the Chile Ridge collision zone. *Proc Ocean Drill Prog Initial Rep* **141**:11-21

Bangs, N.L. y S.C. Cande, 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics*, **16**(3), 489-505.

Barazangui, M. y B. Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South American. *Geology*, **4**, 686-692.

Barazangui, M. y B. Isacks, 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **57**, 537-555.

Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G. y R. García, 2008. *In: VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Noviembre 2008*. Actas, pp. 443-446. ISBN 978-987-9139-51-6.

Barrientos, S.E. 1988. Slip distribution of the 1985 Central Chile earthquake. *Tectonophysics*, **145** (3-4), 225-241. doi:10.1016/0040-1951(88)90197-7.

Barrientos, S.E. 1995. Dual seismogenic behaviour: The 1985 central Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, **22**, 3541-3544, doi:10.1029/95GL03316.

Barthelmes, F. 2009. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Scientific Technical Report STR09/02, GFZ German Research Centre for Geosciences, Postdam, Germany, March 2009, <http://icgem.gfz-postdam.de>

Bassi, H. L. 1988. Hypothesis concerning a remagnetic network controlling megatogenic and other geologic events in the South American Austral Cone, *Geologisches Rundschau*, **77**(2), 491-511, Stuttgart.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., y M. Reyes, 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(2), 115–129. doi:10.1016/S0895-9811(98)00005-4

Beiki, M., y L. B. Pedersen, 2010, Eigenvector analysis of gravity gradient tensor to locate geologic bodies. *Geophysics*, **75**(5), I37–I49. 10.1190/1.3484098.

Benedek, J. y G. Papp, 2006. Geophysical Investigation of On Board Satellite Gradiometer Data: A Feasibility Study in the ALPACA Region, Central Europe. In A. Klu y R. Forsberg (eds.): Gravity Field of the Earth, Proceedings of the 1st International Symposium of the International Gravity Field Service (IGFS), 28 August – 1 September, 2006.

Beresnev, I. A. 2003. Uncertainties in finite-fault slip inversions: To what extent to believe? (A critical review). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**, 2445-2458.

Beutler, G. 2004. Methods of Celestial Mechanics, Volume II: Application to Planetary System, Geodynamics and Satellite Geodesy. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004.

Bevis, M., y B.L. Isacks, 1984. Hypocentral trends surface analysis: probing the geometry of the Benioff zone. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6153-6170.

Bilek, S.L., Schwartz, S.Y. y H.R. DeShon, 2003. Control of seafloor roughness on earthquake rupture behaviour. *Geology*, **31**(5), 455–458.

Bilek, S.L. 2007. Influence of subducting topography on earthquake rupture, in *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*, ed. T. Dixon and C. Moore, Columbia University Press, pg. 123-146,

Blakely, R.J. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. *Cambridge University Press*, 441 p., New York.

Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idelman, B., y P.K. Zeitler, 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, **230**:125–142

Bonatti, E., Harrison, C.G.A., Fisher, D.E., Honnorez, J., Schilling, J.G., Stipp, J.J. y M. Zentilli, 1977. Easter volcanic chain (southeast Pacific): a mantle hot line. *Journal of Geophys. Research*, **82**(17), 2457-2478.

Booker, J.R., Favetto, A. y M.C. Pomposiello, 2004. Low electrical resistivity associated with plunging of the Nazca flat slab beneath Argentina, *Nature*, **429**, 399–403.

Bouman, J., Rispen, S. y T. Guber, 2009 Reprocessing of gravity gradients at the GOCE high-level processing facility. *Journal of Geodesy*, **83**(7) 659-678.

Bouman, J., Ebbing, J., Fuchs, M., 2013. Reference frame transformation of satellite gravity gradients and topographic mass reduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**(2), 759-774. DOI: 10.1029/2012JB009747

Bourgeois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., y J. F rutos J ara, 1996. Subduction-erosion related t o s preading-ridge s ubduction: T aita o P eninsula (Chile margin triple junction area). *Geology*, **24**, 723–726.

Bourgeois, J., Guivel, C., Lagabrielle, Y., Calmus, T., Boulegue, J., y V. Daux, 2000. Glacial-interglacial trench supply variation, spreading ridge subduction, and feedback controls on the Andean margin development at the Chile triple junction area (45–48° S). *Journal of Geophysical Research*, **105**:8355–8386

Braitenberg, C. y R. Drigo, 1997. A crustal model from gravity inversion in Karakorum. *In: International Symposium on current crustal movement and hazard reduction in East Asia and South-East Asia, Wuhan, November 4-7*. Symposium Procedures, pp. 325-341.

Braitenberg, C. y M. Zadro, 1999. Iterative 3D gravity inversion with integration of seismology data. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. In: Proceedings of the 2° Joint Meeting IAG, Trieste, Volume 40(2)*.

Braitenberg, C., Pettenati, F. y M. Zadro, 1997. Spectral and classical methods in the evaluation of Moho undulations from gravity data: the NE Italian Alps and its tectonics. *Journal of Geodynamics*, **23**, 5-22.

Braitenberg, C., Ebbing, J. y H.J. Götze, 2002. Inverse modelling of elastic thickness by convolution method-the Eastern Alps as a case example. *Earth Planetary Science Letters*, **202**, 387-404.

Braitenberg, C., Wienecke, S., y Y. Wang, 2006. Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B05407, doi:10.1029/2005JB003938

Braitenberg, C., Wienecke, S., Ebbing, J., Bom, W. y T. Redfield, 2007. Joint gravity and isostatic analysis for basement studies—a novel tool. *In: EGM 2007 International Workshop, Innovation on In-EM, Grav and Mag Methods: a new perspective for exploration, Villa Orlandi Capri, Italy*. Extended Abstracts.

Braitenberg, C., Mariani, P., Ebbing, J., y M. Sprlak, 2011a. The enigmatic Chad lineament revisited with global gravity and gravity-gradient fields. *In: Van Hinsbergen, D.J.J., Buitter, S.J.H., Torsvik, T.H., Gaina, C. y Webb, S.J. (eds.) The Formation and Evolution of Africa: A Synopsis of 3.8 Ga of Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, **357**, 329–341, doi:10.1144/SP357.18.

Braitenberg, C., Mariani, P. y T. Pivetta, 2011b. GOCE observations in exploration geophysics. *In: Proceedings of '4th International GOCE User Workshop', Munich, Germany, 31 March - 1 April 2011*. ESA SP-696.

Bratfisch, R., Jentzsch, G. y H. Steffen, 2010. A 3D Moho depth model for the Tien Shan from EGM2008 gravity data. In: *7 th EGU General Assembly, Vienna, 05 February 2010*.

Bruinsma, S.L., Marty, J.C., Balmino, G., Biancale, R., Foerste C., Arikosov, O. y H. Neumayer, 2010. GOCE Gravity Field Recovery by Means of the Direct Numerical Method; presented at the ESA Living Planet Symposium 2010, Bergen, June 27 – July 2, Bergen, Norway, 2010.

Burov E.B. y M. Diament 1995. The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B3), 3905-3927.

Cahill, T., y B. Isacks, 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B12), 17503 -17529.

Camino, R.L. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan, In: Turner, J.C.M. (Ed.), 2° Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias Córdoba, *Anales*, **1**, 225–291.

Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannacone, G., Fromm, R., Barrientos, S. y H. Lyon-Caen, 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Phys. Earth and Planetary Interiors*, **132**, 177–195.

Cande, S.C. y R.B. Leslie, 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, **91**:471–496.

Cande, S.C., Leslie, R.B., Parra, J.C. y M. Hobart, 1987. Interaction between the Chile ridge and the Chile trench: geophysical and geothermal evidence. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 495–520.

Carter, W.D. 1974. Evaluation of ERTS-1 data: Applications to geologic mapping of S. America, with emphasis on the Andes mountain region, open file report, U.S. Geol. Surv., Reston, Va.

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M., Chiaradia, M., Baldo, E., González-Casado, J.M. y J.A. Dahlquist, 2008. The Mesoproterozoic Maz terrane in the Western Sierras Pampeanas, Argentina, equivalent to the Arequipa–Antofalla block of southern Peru? Implications for West Gondwana margin evolution, *Gondwana Res.*, **13**, 163–175.

Chakravarthi, V., Raghuram, H.M. y S.B. Singh, 2002. 3-D forward gravity modelling of basement interfaces above which the density contrast varies continuously with depth. *Computers & Geosciences*, **28**, 53-57.

Chapman, C. A. 1952. A new quantitative method of topographic analysis. *American Journal of Science*, **250**, 428-452.

Chemeda, A., Lameland, S. y A. Bokun, 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by physical modeling. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 5567-5582.

Chernicoff, C.J., Vujovich, G.I. y C.R. van Staal, 2009. Geophysical evidence for an extensive Pie de Palo Complex mafic–ultramafic belt, San Juan, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, **28**, 325–332.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santosh, J.O.S., Allchurch, S. y N.J. McNaughton, 2010. The southern segment of the Famatinian magmatic arc, La Pampa Province, Argentina. *Gondwana Research*, in press, doi:10.1016/j.gr.2009.10.008.

Chlieh, M., Aouac, J.P., Sieh, K., Natawidjaja, D.H., y J. Galetzka, 2008. Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. *Journal of Geophysical Research*, **113** (B05305). doi:10.1029/2007JB004981.

Clift, P.D. y P. Vannucchi, 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **42**, doi 10.1029/2003RG000127

Cloos, M. 1992. Thrust-type subduction zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture. *Geology*, **20**(7), 601-604.

Cloos, M., and R.L. Shreve, 1996. Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean- and Marianas-type subduction zones. *Geology*, **24**(2), 107 – 110.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y V.A. Ramos, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes Northern Argentina and Chile, *Earth Science Reviews*, **18**, 303–332.

Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S. y G. Suarez, 1986. The 1985 Central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, **233**(4762), 449–453.

Contreras-Reyes, E. 2008, Evolution of the seismic structure of the incoming/subducting oceanic Nazca plate off south-central Chile [Ph.D. thesis]: Kiel, Germany, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 143 p.

Contreras-Reyes, E., y A. Osses, 2010. Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region. *Geophysical Journal International*, **182**, 97-112.

Contreras-Reyes, E.R., Flueth, E. y I. Grevemeyer, 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south-central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, **29**, T C6018, doi:10.1029/2010TC002734.

Contrera-Reyes, E. y D. Carrizo, 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile-Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **186**, 49-58

Cordell, L., Zorin Y.A. y G.R. Keller, 1991. The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 6557–6568.

Corona, G. 2006, Estructura Litosférica del Sistema Andes-Sierras Pampeanas en la banda 30°-31°S a partir de datos de gravedad y sísmicos, Trabajo Final de Licenciatura, FCEFNU-UNSJ, 2006.

Dahlquist, J., Alasino, P.H., Eby, N.E., Galindo, C., y C. Casquet, 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the pre-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. *Lithosphere*, **115**, 65-81.

Dalla Salda, L., Cingolani, C. y R. Varela, 1992. El Orógeno colisional Paleozoico en Argentina, *Serie de Correlación Geológica*, **9**, 165-178.

Dalla Salda, L., De Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y R.R. Fernandez, 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. *En: R.E. de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé and E. Llambías (Editors)*, Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, **Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino**: 31-50. La Plata.

Darwin, C. 1840. On the connection of certain volcanic phenomena in South America; and on the formation of mountain chains and volcanoes, as the effect of the same power by which continents are elevated. *Transactions of the Geological Society of London*, **Series 2**, 5, pp. 601–631. doi:10.1144/transglb.5.3.601.

Darwin, C. 1879. Journal of Researches into the Natural History and Geology of the Countries Visited During the Voyage of the H.M.S. *Beagle Round the World* (John Murray, London, 1876).

Das, S. y K. Aki, 1977. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 5658-5670.

Das, S. y A.B. Watts, 2009. Effect of subducting seafloor topography on the rupture characteristics of great subduction zone earthquakes. *En: Subduction Zone Geodynamics*, Lallemand y F. Funiceillo (eds), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg pp. 103–118.

Dávila, F., Giménez, M.E., Nóbile, J. y M.P. Martínez, 2012. The evolution of the high-elevated depocenters of the northern Sierras Pampeanas (ca. 28° SL), Argentine broken foreland, South-Central Andes: the Pípanaco Basin. *Basin Research*, **24**, 1–22, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00539.

Delouis, B., Nocquet, J. y M. Vallée, 2010. Slip distribution of the February 27, 2010 $M_w=8.8$ Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, **37**.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**,425–478

DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, y S. Stein, 1994. Effect of the recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, **21**, 2191-2194.

DeMets, C., Gordon, R.G., y D.F. Argus, 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, **181**, 1-80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.

Divins, D.L. 2003. *Total Sediment Thickness of the World's Oceans y Marginal Seas*. NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO,.

Drinkwater, M.R., Flobenghagen, R., Haagmans, R., Muzi, D. y A. Popescu, 2003. GOCE: ESA's first Earth Explorer Core mission. In: Beutler, G.B., M.R. Drinkwater, R., Rummel, and R. von Steiger (Eds.), *Earth Gravity Field from Space – from Sensors to Earth Sciences*. In the Space Sciences Series of ISSI, Vol. 18, 419 -432, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, ISBN: 1-4020-1408-2

Ebbing, J., Braitenberg, C. y H.J. Götze, 2001. Forward and inverse modeling of gravity revealing insights into crustal structures of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, **337**, 191-208.

Ebbing, J., Braitenberg, C. y S. Wienecke, 2007. Insights into the lithospheric structure and tectonic setting of the Balearic Sea region from isostatic considerations. *Geophysical Journal International*, **171**, 1390-1403.

EHB-Catalog 2009. International Seismological Centre. EHB Bulletin. International Seismological Center, Thatcher, United Kingdom. World Wide Web Address: <http://www.isc.ac.uk>

Engdahl, E. R., van der Hilst, R. y R. Buland, 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**, 722–743.

Escayola, M.P., Pimentel, M.M. y R. Armstrong, 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina, *Geology*, **35**, 495–498.27

Farr T. G., Rosen P. A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D. y D. Alsdorf, 2007. “The Shuttle Radar Topography Mission”. *Reviews of geophysics*, **45**, 33 pp. doi:10.1029/2005RG000183.

Favetto, A., Pomposiello, C., López de Luchi, M. G. y J. Booker, 2008. 2D Magnetotelluric interpretation of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane–Río de la Plata suture, in central Argentina. *Tectonophysics*, **459**, 54–65.

Fernandez Sveso, F. y A. Tankard, 1995. Tectonics and stratigraphy of the late Paleozoic Paganzo Basin of western Argentina and its regional implications. In: Tankard, A. J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H. J. (eds) *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. Memoria, 285-301. Tulsa.

Ferraccioli, F., Finn, C.A., Jordan, T.A., Bell, R.E., Anderson, L.M. y D. Damaske, 2011. East Antarctic rifting triggers uplift of the Gamburtsev Mountains, *Nature*, **479**, 388-392, doi:10.1038/nature10566.

Fitz Roy, R. 1839. Narrative of the Surveying Voyages of His Majesty's Ships Adventure and Beagle Between the years 1826 and 1836, Describing Their Examination of the Southern Shores of South America, and the Beagle's Circumnavigation of the Globe (Henry Colburn, London, 1839).

Floberghagen, R., Drinkwater, M., Haagmans, R., y M. Kern, 2008. ESA bulletin 133

Floberghagen, R., Fehringer, M., Lamarre, D., Muzi, D., Frommknecht, B., Steiger, C., Piñeiro, J. y da Costa, A. 2011. Mission de sign, operation and exploitation of the

gravity field and steady-state ocean circulation explorer mission. *Journal of Geodesy*, **85**, 749-758.

Flueh, E.R., Vidal, N., Ranero, C.R., H o jka, A ., von Huene, R., Bi alas, J., H inz, K ., Cordoba, D ., Danobeita, J.J., y C. Zelt, 1998. S eismic investigation of t he continental margin off- and onshore Valparaiso, Chile. *Tectonophysics*, **288**, 251-263.

Flury, J. y R. Rummel, R. 2005. F uture satellite gravimetry for geodesy. *Earth, Moon, and Planets*, **94**(1-2), 13-29. DOI: 10.1007/s11038-005-3756-7.

Folguera, A. y V.A Ramos, 2009. Col lision of t he Mocha fracture zone and a < 4 Ma old wave of orogenic uplift in the Andes (36° - 38°S). *Lithosphere*, **6**(1), 364-369. doi: 10.1130/L66.1

Folguera, A. y V.A. Ramos, 2011. Re peated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long term pattern of A ndean uplift and magmatism, *Journal of South American Earth Sciences*, **32**, 531- 546.

Folguera, A., Introcaso, A., Giménez, M.E., Ruiz, F., Martínez, P., Tunstall, C., García Morabito, E . y V .A. Ra mos, 2007. Crustal A ttenuation In T he S outhern Andean Retroarc D etermined F rom G ravimetric S tudies (38° -39°30'S): The L onco-Luán Asthenospheric Anomaly. *Tectonophysics*, **439**, Issue 1-4, 129-149. ISSN 0040-1951.

Forsberg, R. 1984. A s tudy of t errain re ductions, de nsity a nomalies a nd ge ophysical inversion methods in gravity field modeling. Ohio State University, Columbus. Dept. of Geodetic Science and Surveying, Scientific Report N. 5, Report Number AFGL-TR-84-0174, pp 133.

Forsberg, R. y C.C. Tscherning, 1997. Topographic e ffects i n gra vity modeling for BVP. In: Sansò, F., Rummel, R., (e ds): Geodetic boundary value problems in view of the one c entimeter geoid, *Lecture Notes in Earth Sc iences*, **65**, 241 –272, S pringer-Verlag, Berlin.

Gans, C., Be ck, S., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M. y L. Linkimer, 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western

Argentina, using receiver function analysis: new high-resolution results. *Geophysical Journal International*, **186**, 45-58.

García Morabito, E., Folguera, A., Melnick, D. y V.A. Ramos, 2003. Variabilidad en la actividad del retroarco andino entre 37 y 39°. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas electrónicas, 11 p. Concepción.

Gerth, H. 1955. Der geologische Bau der sudamerikanischen Kordillere, Borntraeger, Berlin.

Gilbert, H., Beck, S. y G. Zandt, 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina, *Geophysical Journal International*, **165**, 383–398, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02867

Giménez, M., Martínez, M.P. y A. Introcaso, 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**(3), 275-286.

Giménez, M.E., Braitenberg, C., Martinez, M.P., y A. Introcaso, 2009a. A Comparative Analysis of Seismological and Gravimetric Crustal Thicknesses below the Andean Region with Flat Subduction of the Nazca Plate. Hindawi Publishing Corporation International, *Journal of Geophysics*, Article ID 607458, 8 p. doi:10.1155/2009/607458

Giménez, M., Martinez, P., Jordan, T., Ruiz, F., y F. Lince Klinger, 2009 b. Gravity characterization of the Larioja Valley Basin, Argentina, *Geophysics*, **74** (3), 83 -94, ISSN-00168033.

Global CMT Project, 2006, Global CMT Web Page, in University, L.-D.E.O.o.C., Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University: Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, v. 2008, no. March 11.

Goetze, C. y B. Evans, 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **59**, 463-478.

González Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **5**(3), 81-110.

Gonzalez, E. 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile, in *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Earth Sci. Ser. Vol 11, edited by G.E. Ericksen, M.T. Cañas Pinochet, and J.A. Reinemund, pp 383-404 Circum-Pac. Council For Energy and Miner. Resour., Houston, Tex, 1989.

Götze, H.J., Schmidt S., Wienecke S., Braatenberg C. y B. Schreckenberger, 2003. Regional gravity offshore Chile - new insight into crustal structures. Poster presentation SFB 267 Workshop, Pucón, Chile, October 2003

Groeber, P. 1929. Lineas fundamentales de la geología del Neuquen, sur de Mendoza y regiones adyacentes, Dirección Nacional de Geología y Minería. *Publicacion*, **58**, pp 1-110.

Groeber, P. 1938. Mineralogía y Geología, *Espasa-Calpe Argentina*, 1-492, Buenos Aires.

Grombein, T., Heck, B. y K. Seitz, 2010. *Untersuchungen zur effizienten Berechnung topographischer Effekte auf den Gradiententensor am Fallbeispiel der Satellitengradiometrie mission GOCE*, Karlsruhe Institute of Technology, KIT Scientific Reports 7547, ISBN 978-3-86644-510-9, pp. 1-94.

Grombein, T., Heck, B., Seitz, K., 2013. Optimized formulas for the gravitational field of a tesseroid. *Journal of Geodesy*, **87**, 645-600.

Gruber, T., 2008. The GOCE gravity field space mission as an important step for the exploration of our planet; Proceedings of INCOSE2008 – Systems Engineering for the Planet, International Council of System Engineering (INCOSE), 14 pages.

Gruber, T., Visser, P.N.A.M., Ackermann, C. y M. Hosse, 2011. Validation of GOCE gravity field models by means of orbit residuals and geoid comparisons. *Journal of Geodesy*, **85**(11), 845-860.

Guth, P.L. 1995. Slope and aspect calculations on gridded digital elevation models: Examples from a geomorphometric toolbox for personal computers: *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband 101*, pp.31-52

Guth, P.L. 1999. Quantifying and visualizing terrain fabric from digital elevation models, in Diaz, J., Tynes, R., Caldwell, D., and Ehlen, J., eds., International Conference on GeoComputation, 4th, Fredericksburg VA, Mary Washington College, 25-28 July, GeoComputation 99: CD-ROM ISBN 0-9533477-1-0; http://www.geovista.psu.edu/geocomp/geocomp99/Gc99/096/gc_096.htm. [DEM-based classific. on elev., 'ruggedness', y topo fabric (fr. eigen-analysis)]

Guth, P.L. 2007. <http://www.usna.edu/Users/oceano/pguth/website/microdem.htm>, MICRODEM home page.

Gutscher, M.A. 2000. An Andean model of interplate coupling and strain partitioning applied to the flat subduction of SW Japan (Nankai Trough). *Tectonophysics*, **333**, 95-109.

Gutscher, M.A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Maury, R. y J.P. Eissen, 1999a The 'lost Inca Plateau': Cause of flat subduction beneath Peru?, *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 335-341.

Gutscher, M., J.M. Malavielle, S.E. Lallemand, y J.Y. Collet, 1999b. Tectonic segmentation of the north Andean Margin: Impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, **168**, 255-270.

Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., y E.R. Engdahl, 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, **19**(5), 814-833.

Hackney, R.I., Echter, H., Franz, G., Götze, H.J., Lucassen, F., Marchenko, D., Melnick, D., Meyer, U., Schmidt, S., Tazárová, Z., Tassara, A. y S. Wienecke, 2006. The segmented overriding plate and coupling at the south-central Chile margin (36-42°S). In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R. y Wigger, P. (eds) *The Andes: active subduction orogen. Frontiers in Earth Sciences*, **1**, Springer Verlag, pp. 355-374.

Hartley, A.J. 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society of London*, **160**, 7-10.

Hartley, A.J., y E.J. Jolley, 1995. Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22–24°S). *Journal of the Geological Society of London*, **152**, 51-63.

Haselton, K., Hilley, G., y M.R. Strecker, 2002. Average Pleistocene climatic patterns in the southern Central Andes: controls on mountain glaciations and paleoclimate implications. *Journal of Geology*, **110**, 211–226

Hassani, R., Jongmans, D., y J. Chéry, 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 17951-17965.

Heberer, B., Behrmann, J. y M. Rahnz, 2011. Source-to-sink relationships along the South-Central Chilean margin: evidence from detrital apatite fission-track analysis. *Basin Research*, **23**, 551–570, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00504.x

Heck, B. y K. Seitz, 2007. A comparison of the tesseroid, prism and point mass approaches for mass reductions in gravity field modeling. *Journal of Geodesy*, **81**(2), 121-136. doi:10.1007/s00190-006-0094-0.

Heiskanen, W. y H. Moritz, 1967. “*Physical Geodesy*”. W. Freeman and Company. 364 p.

Henderson, L.J., Gordon, R.G. y D.C. Engebretson, 1984. Mesozoic aseismic ridges on the Farallon Plate and southward migration of shallow subduction during the Laramide orogeny, *Tectonics*, **3**, 121–132.

Heuret, A., Conrad, C. P., Funiciello, F., Allemand, S. y L. Sandri, 2012. Relation between subduction megathrust earthquakes, trench sediment thickness and upper plate strain. *Geophysical Research Letters*, **39**, L05304,

Hirt, C., Gruber, T. y W.E. Featherstone, 2011. Evaluation of the first GOCE static gravity field models using terrestrial gravity, vertical deflections and EGM2008 quasigeoid heights. *Journal of Geodesy*, **85**(10), 723-740.

Hirt, C., Kuhn, M., Featherstone, W.E. y F. Göttl, 2012. Topographic/isostatic evaluation of new-457 generation GOCE gravity field models. *Journal of Geophysical Research*, **117**, B05407, 458. doi:10.1029/2011JB008878

Hofmann-Wellenhof, B. y H. Moritz, 2006. *Physical Geodesy*, 2nd edn., Springer, Wien New York, 286pp.

Ihde, J., Wilmes H., Müller J., Denker H., Voigt C. y M. Hosse, 2010. Validation of Satellite Gravity Field Models by Regional Terrestrial Data sets. In: System Earth via Geodetic-Geophysical Space Techniques Advanced Technologies in Earth Sciences, Part 3, pp 277-296

Introcaso, A., Pacino, M.C. y H. Fraga, 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30°S and 35°S. *Tectonophysics*, **205**, 31-48.

Introcaso, A., Pacino, M.C. y F. Guspi, 2000. The Andes of Argentina and Chile: Crustal configuration, Isostasy, Shortening and Tectonic features from Gravity Data. *Temas de Geociencia*, **5**, pp 31.

Introcaso, A., Martínez, M.P., Giménez, M.E. y F. Ruiz, 2004. Gravi-magnetometric study of the Desaguadero Bermejo lineament separating Cuyania and Pampia terrains between 28° 45' and 31° 30' South latitude. Special Issue: Cuyania, an exotic block to Gondwana, *Gondwana Research*, **7**(4), 117-1132.

James, D. E. y S. Sacks, 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In: Skinner, B. et al. (eds) *Geology and Mineral Deposits of Central Andes*. Society of Economic Geology, London, *Special Publication*, **7**, 1-25.

Janak, J. y M. Splak, 2006. New Software for Gravity Field Modelling Using Spherical Harmonic, *Geodetic and Cartographic Horizon*, **52**, 1-8 (in Slovak).

Japas, M.S., Ré, G. y S. Barredo, 2002a. Lineamientos andinos oblicuos (entre 22°S y 33°S) de finidos a partir de fallas tectónicas, I. Fallas de deformacional y de sismicidad. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino 1*, 326-331. Santa Cruz.

Japas, M.S., Ré, G.H. y S. Barredo, 2002b. Lineamientos andinos oblicuos definidos a partir de fabricas tectonicas (segmento 22°S y 33°S) III. Modelo cinematico. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino 1*, 340-343. Santa Cruz.

Japas, M.S. y G.H. Re, 2005. Geodynamic impact of a r rival and subduction of obl ique aseismic r idges. *6° Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona)*, Extended Abstracts, 408-410.

Jordan, T.E. y R. Allmendinger, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, **286**, 737-764.

Jordan, T.E., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A. y C.J. Ando, 1983a. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*, **94**(3), 341-361.

Jordan, T.E., Isacks, B., Ramos, V.A., y R. Allmendinger, 1983b. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, **3**, 20-26.

Kanamori, H. . 1971. Great earthquakes and the lithosphere, *Tectonophysics*, **12**, 187-198.

Kanamori, H. 1994. Mechanics of earthquakes. *Annual Review of Earth Planetary Science*, **22**, 207-237.

Kay, S. M. y C. Mpodozis, 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Science*, **15**, 39-57.

Kay, S. M., y J.M. Abbruzzi, 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat-slab” between 30° S and 32° S. *Tectonophysics*, **259**, 15-28.

Kay, S.M., y C. Mpodozis, 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**, 39-57.

Kay, S. M. y B. Coira, 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau, *In: Kay, S., Ramos, V. y Dickinson, W. (eds) Backbone of the Americas: Shallow subduction plateau uplift and ridge and terrane collision*. Geological Society of America, Memoir, **204**, 229-259.

Kay, S.M., MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. y C.E. Gordillo, 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28 and 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Science*, **1**, 21-38.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. y F. Munizaga, 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in the Central Andes (28-33°S). *In: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds) Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, Special Paper **26**, 113-137.

Kay, S.M., Mpodozis, C. y B. Coira, 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S Latitude). *In: Skinner, B. et. al., (eds) Geology and ore deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geology, London, Special Publication, **7**, 27-59.

Kay, S., Coira, B. y C. Mpodozis, 2008. Field trip guide: Neogene evolution of the Central Andean Puna plateau and southern Central Volcanic Zone. *In Kay, S. and Ramos, V. A. (Eds.): Field trip guides to the Backbone of the Americas: Shallow subduction plateau uplift and ridge and terrane collision*, Geological Society of America, Field Trip Guide 13, 117-181.

Kelleher, J. y W. McCann, 1976. Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction. *Journal of Geophysical Research*, **81**, 4885- 4896.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr., R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauria, E. y L.P. Souto Fortes, 2003. The Nazca – South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Science*, **16**, 125-131. doi:10.1016/S0895-9811(03)00028-2.

Kodaira, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S. y Y. Kaneda, 2000. Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake. *Science*, **289**, 104–106.

Koike, K., Nagano, S. y K. Kawaba, 1998. Construction and analysis of interpreted fracture planes through combination of satellite-image derived lineaments and digital terrain elevation data. *Computing and Geosciences*, **24**(6), 573-584.

Kokogian, D. A., Seseo, F. F. y A. Mosquera, 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. In: Ramos V. A. (eds) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geología Argentina y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio I (7): 65-78 p, Mendoza.

Konca, A. O., Auvouac, J. -P., Saden, A., Meltzner, A. J., Sieh, K., Fang, P., Li, Z., Galetzka, J., Genrich, J., Chlieh, M., Natawidjaja, D.H., Bock, Y., Fielding, E.J., Ji, C. y D.V. Helmberger, 2008. Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence. *Nature*, **456**, 631–635.

Köther N., H. J. Götze, B.D. Gützknecht, T. Jähr, G. Jentsch, O. H. Lücke, R. Mahatsente, R. Sharm, y S. Zeumann, 2012. The seismically active Andean and Central American margins: Can satellite gravity map lithospheric structures? *Journal of Geodynamics*, **59-60**, 207-218, DOI:10.1016/j.jog.2011.11.004.

Kraemer, P. E., Escayola, M. P. y R.D. Martino, 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32°40'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **50**, 47-59.

Krawczyk, C.M., Mechie, J., Lüth, S., Tašárová, Z., Wigger, P., Stiller, M., Brasse, H., Echtler, H. P., Manuel Arana, M. y K. Bataille, 2006. Geophysical Signatures and Active Tectonics at the South-Central Chilean Margin. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds). *The Andes – Active Subduction Orogeny*. Frontiers in Earth Science Series. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 171-192

Kudrass, H.R., von Rad, U., Seyfried, H., Andruleit, H., Hinz, K. y C. Reichert, 1998. Age and facies of sediments of the northern Chilean continental slope-evidence for intense vertical movements. 03G0104A, BGR Hannover.

Kuhn, M. 2000. Geoidbestimmung unter Verwendung verschiedener Dichtehypothesen, Reihe C, Heft Nr. 520, Deutsche Geodatische Kommission, Munchen.

Kukowski, N. y O. Oncken, 2006. Subduction erosion – the “normal” mode of fore-arc material transfer along the Chilean margin? In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos V A, Strecker MR, Wigger P (eds). *The Andes – active subduction orogeny*. Frontiers in Earth Science Series, Vol 1. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 217–236.

LaFehr, T.R. 1991. Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, **56**(8), 1170-1178.

Lallemand, S.E., Schnuerle, P. y J. Malavieille, 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research*, **99**(6).12033–12055.

Lamb, S. y P. Davis, 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, **425**, 792-797. doi:10.1038/nature02049

Laursen, J., y W.R. Normark, 2002. LateQuaternary evolution of the San Antonio submarine canyon in the Central Chile forearc (similar to 331S). *Marine Geology*, **188**, 365-390.

Laursen, J., Scholl, D. y R. von Huene, 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: deepwater fore arc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, **21**, doi 10.1029/2001TC901023

Lay, T., Kanamori, H. y L. Ruff, 1982. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes. *Journal of Earthquake Prediction Research*, **1**, 3 – 71.

Lay, T., Ammon, C.J., Kanamori, H., Koper, K.D., Sufri, O. y A.R. Hutko, 2010. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (M_w 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, **37**, L 1330 1, doi :10.1029/2010GL043379.

Lee, S. H., Ma, K.F. y H.W. Chen, 2006. Effects of fault geometry and slip style on near-fault static displacements caused by the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Earth Planetary Science Letters*, **241**(1-2), 336–350.

Lenters, J.D. y K.H. Cook, 1997. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. *Journal of Atmospheric Science*, **54**, 656–677

Li, X., 2001. Vertical resolution: gravity versus vertical gravity gradient, *The Leading Edge*, **20**(8), 901-904.

Li, X. y M. Chouteau, 1998. Three-dimensional gravity modelling in all space. *Surveys in Geophysics*, **19**, 339-368.

Li, Y., Braitenberg, C. y Y. Yang, 2013. Interpretation of gravity data by the continuous wavelet transform: The case of the Chad Lineament (North-Central Africa). *Journal of Applied Geophysics*, **90**, 62 – 70.

Lira, R., Millone, H.A., Kirschbaum, A.M., & Moreno, R.S., 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte Ambargasta ranges, Central Argentina, *Journal of South American Earth Science*, **10**, 157-177.

Lindquist, K., Engle, K., Stahlke, D. y E. Price, 2004. Global topography and bathymetry grid improves research efforts. *EOS*, **85**(19): doi 10.1029/2004EO190003

Livermore, R., Eagles, G., Morris, P. y A. Maldonado, 2004. Shackleton Fracture Zone: No barrier to early circumpolar ocean circulation. *Geology*, **32**(9), 797 –800. doi : 10.1130/G20537.1

Lohrmann, J., Kukowski, N., Krawczyk, C.M., Oncken, O., Sick, C., Sobiesiak, M. y A. Rietbrock, 2006. Subduction Channel Evolution in Brittle Fore-Arc Wedges - a Combined Study with Scaled Sandbox Experiments, Seismological and Reflection Seismic Data and Geological Field Evidence. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds). *The Andes – Active Subduction Orogeny*. Frontiers in Earth Science Series. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 237-262.

López de Luchi, M.G., Favetto, A., Pomposiello, C. y J. Booker, 2005. Magnetotelluric evidence for the suture between the Río de la Plata and Pampean cratons at 31°40'S, Córdoba province, Argentina, In: *6th Intern. Symposium of Andean Geodynamics*.

Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E. y A. Piatanesi, 2011. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nature Geoscience*, **4**(3), 173–177. doi:10.1038/ngeo1073.

Lowry, A.R., Ribe, N.M. y R.B. Smith, 2000. Dynamic elevation of the Cordillera, western United States. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B10), 23-371.

Lyon-Caen H. y P. Molnar, 1983. Constraints on the structure of the Himalayan from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 8171-8191.

Manea, V., Pérez-Gussinyé, M. y M. Manea, 2012. Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback. *Geology*, **40**, 35-38.

Mariani P., Braitenberg C. y N. Ussami, 2013. Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**, 209-223, DOI: 10.1016/j.jsames.2013.03.008.

Martinez, M. P. y M. E. Giménez, 2005. A Preliminary Crustal Geophysical model at 29°18' South latitude based on the observed Bouguer anomaly. *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, Universitat de Barcelona, 12-14 Sept., 2005), Barcelona. España. Extended Abstracts: 485-489.

Martinod, J., Husson, L., Rocher, P., Guillaume, B. y N. Espurt, 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, **299**(3-4), 299-309.

McCann, W.R., Nishenko, S.P., Sykes, L.R. y J. Krause, 1979. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries. *Pure Applied Geophysics*, **117**(6), 1082–1147. doi:10.1007/BF00876211.

- McGeary, S., Nur, A. y Z. Ben-Avraham, 1985. Spatial gaps in arc volcanism: The effect of collision or subduction of oceanic plateaus. *Tectonophysics*, **119**, 195-221.
- Melnick, D. y H. Echter, 2006. Inversion of fore arc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology*, **34**(9), pp. 709-712.
- Mendoza, C., Hartzell, S. y T. Monfret, 1994. Wide-band analysis of the 3 March 1985 central Chile earthquake: Overall source process and rupture history. *Bulletin of Seismological Society of America*, **84**, 269–283.
- Migliaccio, F., Reguzzoni, M., Sanso, F., Tscherning, C. C. y M. Veicherts, 2010. GOCE data analysis: the space-wise approach and the first space-wise gravity field model; presented at the ESA Living Planet Symposium 2010, Bergen, June 27 – July 2, Bergen, Norway, 2010
- Milana, J.P. y O. Alcober, 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **49**, 217-235.
- Miranda, S. y J.A. Robles, 2002. Posibilidades de la tenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **57**(3), 271-279. ISSN 0004-4822.
- Miranda, S. y A. Introcaso, 1996. Cartas gravimétricas y comportamiento isostático areal de la Sierra de Córdoba, República Argentina, *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas, **2**, 405-417.
- Molodensky, M.S. 1945. Main Problem of geodetic gravimetry. *Trans Centr Res Inst G*, A y C 42. Geodezizdat, Moscow.
- Molodensky, M.S., Eremeev, V.F. y M.I. Yurkina, 1962. Methods for study of the external gravity field and figure of the earth, Israel Program of Scientific Translations, Jerusalem (Russian original 1960).
- Mon, R. 1976. La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **31**(1), 65-72.

Moreno, M.S., Bolte, J., Klotz, J. y D. Melnick, 2009. Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: a pplication to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, L16310 (36). doi:10.1029/2009GL039276.

Mpodozis, C. y S.M. Kay, 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran Batholiths (28°-31°S). *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 999–1014.

Mulet, S., Rio, M.H. y S. Bruinsma, 2012. Accuracy of the Preliminary GOCE Geoid Models from an Oceanographic Perspective, *Marine Geodesy*, **35**(1), 314-336.

Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J., Gahagan, L.M. y J.G. Slater, 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 3211 – 3214.

Müller, R.D., Sdrolias, M. Gaina, C. y W.R. Roest, 2008. Ages, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **9**, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

Nagy, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, **31**(2), 362-371.

Nagy, D., Papp, G. y J. Benedek, 2000. The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy*, **74**(7-8), 552-560, doi:10.1007/s001900000116.

New, M.G., Hulme, M. y P.D. Jones, 1999. Representing 20th century space-time climate variability. I: Development of a 1961–1990 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*, **12**, 829–856

New, M.G., Lister, D., Hulme, M. y I. Makin, 2002. A high-resolution dataset of surface climate over global land areas. *Climate Research*, **21**, 1-25.

Novák, P. 2007. Gravity reduction using a general method of Helmert's condensation. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, **42**, 83-105.

Novák, P. y E.W. Grafarend, 2005. Ellipsoidal representation of the topographical potential and its vertical gradient. *Journal of Geodesy*, **78**(11-12), 691 -706, doi:10.1007/s00190-005-0435-4.

Novell, D.A.G. 1999. Gravity terrain corrections – an overview. *Journal of Applied Geophysics*, **42**, 117-134.

Nur, A. y Z. Ben-Avraham, 1981. Volcanic gaps and the consumption of a seismic ridges in South America, in Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence, *Memories of the Geological Society of America*, **154**, 729-740.

Oldenburg, D. 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, **39**, 526- 536.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P. y K. Schemmann, 2006. Deformation of the Central Andean Upper Plate System – Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos V A, Strecker MR, Wigger P (eds). *The Andes – Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Science Series*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 3-28

Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Vujovich, G.I. y G.A. Viñao, 2008. Metamorphic evolution of migmatites from the deep Famatinian arc crust exposed in Sierras Valle Fértil- La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, **25**, 313-335.

Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y L.P. Pinotti, 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras Valle Fértil-La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, **27**, 258-279.

Oyhantcabal, P., Siegesmund, S. y K. Wemmer, 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, **100**, 201-220, DOI 10.1007/s00531-010-0580-8.31

Page M.T., Custódio S., Archuleta R.J., Carlson J. M. 2009. Constraining earthquake source inversions with GPS data: 1. Resolution-based removal of artifacts. *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01314. doi:10.1029/2007JB005449.

Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W.D., Höck, E., Reguzzoni, M., Brockmann, J.M., Abrikosov, O., Veicherts, M., Fecher, T., Mayrhofer, R., Krasbutter, I., Sansò, F. y C.C. Tscherning, 2011. First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *Journal of Geodesy*, **85**, 819–843.

Pardo, M., D. Comte, y T. Monfret, 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal South American Earth Sciences*, **15**, 11-22.

Parker, R.L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **31**, 447- 455.

Parker, R.L. 1995. Improved Fourier terrain correction, Part I. *Geophysics*, **60**(4), 1007-1017.

Parker, R.L. 1996. Improved Fourier terrain correction, Part II. *Geophysics*, **61**(2), 365-372.

Pavlis, N.K., S.A. Holmes, S.C. Kenyon, y J.K. Factor, 2008. An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008, *paper presented at: the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union*, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.

Pavlis, N.K., S.A. Holmes, S.C. Kenyon, y J.K. Factor, 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research*, **117**, B04406, doi:10.1029/2011JB008916.

Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A.R., Watts, A.B. y I. Velicogna, 2004. On the recovery of the effective elastic thickness using spectral methods: examples from synthetic data and the Fennoscandian shield. *Journal of Geophysical Research*, **109**(B1), 409.

Perez-Gussinye, M., Lowry, A.R., Phipps Morgan, J. y A. Tassara, 2008. Effective elastic thickness variations along the Andean margin and their relationship to subduction geometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **9**(2), doi:10.1029/2007GC001786.

Pike, R.J., W. Acevedo, y D.H. Card, 1989. Topographic grain automated from digital elevation models: *Proceedings 9th International Symposium on Computer Assisted Cartography*, Baltimore, April 2-7, 1989, ASPRS/ACSM, p.128-137.

Pilger, R.H. 1981. Plate reconstructions, a seismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **92**, 448-456.

Pilger, R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of Geological Society of London*, **141**, 793-802.

Pinet, N. y P. R. Cobbold, 1992. Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, **206**, 371-388.

Plafker, G. y J.C. Savage, 1970. Mechanism of the Chilean earthquake of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 1001-1030.

Pollitz, F.F., Brooks, B., Tong, X., Bevis, M.G., Foster, J.H., Bürgmann, R., Samalley, R.J., Vigny, C., Socquet, A., Ruegg, J.C., Campos, J., Barrientos, S., Parra, H., Baez Soto, J.C., Cimbaro, S. y M. Blanco, 2011. Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 M_w 8.8 Maule, Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, **38** (L09309). doi:10.1029/2011GL047065.

Polonia, A., Brancolini, G., Torelli, L. y E. Vera, 1999. Structural variability at the active continental margin off southernmost Chile. *Journal of Geodynamics*, **27**. 289-307.

Polonia, A., Brancolini, G., Loreto, M.F. y L. Torelli, 2001. The accretionary complex of southernmost Chile from the analysis of multichannel seismic data. *Terra Antartica* **8**, 87-98.

Pubellier, M. y P.R. Cobbold, 1996. Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the western Pacific. *Tectonophysics*, **253**, 33-52.

Raghavan, V., K. Wadatsumi, y S. Masumoto, 1993. Automatic extraction of lineament information of satellite images using digital elevation data. *Nonrenewable Research*, **2**(2), 148-155.

- Ramos, V.A., 1988. Tectonics of the late Proterozoic- Early Paleozoic: a collisional history of the Southern South America, *Episodes*, **11**(3), 168-174.
- Ramos, V.A., 1999. Las Provincias Geologicas del Territorio Argentino, en Instituto de Geologia y Recursos Minerales, Geologia Argentina, *Anales*, **29**(3), 41-96.
- Ramos, V.A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems, *Gondwana Research*, **7**, 1009-1026.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, In Kay, S., Ramos, V., Dickinson, W., Eds. Backbone of the Americas: Shallow subduction, Plateau uplift, and ridge and terrane collision, *Geological Society of America Memoirs*, **204**, 31-65.
- Ramos, V.A. y M. Ghiglione, 2008. Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. *Developments in Quaternary Sciences*, **11**, 57-71. Elsevier, ISSN 1571-0866.
- Ramos, V.A. y A. Folguera, 2009. Andean flat subduction through time, "Ancient orogens and modern analogues", *Special Publication of the Geological Society of London*, **327**, pp 31 -54, Murphy, B., J. Kippie, and A. Hynes (Eds.), Geological Society, London.
- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J. y M. Palma, 1984. Chilenia un terrano alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *9º Congreso Geológico Argentino*, San Carlos de Bariloche, Actas, **2**, 84-106.
- Ramos, V.A., Munizaga, F. y S.M. Kay, 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: Geocronología y relaciones tectónicas. *Paper presented at 6º Congreso Geológico Chileno*. Actas, **1**, 892-896, Viña del Mar, Chile.
- Ramos, V.A., Ceccarini, M. y E.O. Cristallini, 1996. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics*, **259**, 185-200.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y D. Perez, 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Science*, **15**, 59-78.

Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R. y J. Otamendi, 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, **50**, 243–255.

Ramos, V.A., Folguera, A., Garcia Morabito, E., 2011. Las provincias geológicas del Neuquen. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquen, 2011.

Ranero, C., von Huene, R., Weinrebe, W. y C. Reichert, 2006. Tectonic Processes along the Chile Convergent Margin. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R. y Wigger, P. (eds) *The Andes, Active Subduction Orogeny*. Frontiers in Earth Science Series. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 91-121

Rapela, C., Coira, B., Toselli, A., y J. Saavedra, 1992. The Lower Paleozoic Magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene, *International Geolical Review*, **34**(11), 1081-1142.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y C.M. Fanning, 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Cordoba, In: *Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), The proto-Andean Margin of Gondwana*, vol. **142**, pp. 181-217, Geological Society of London Special Publication.

Rapela, C.W., Pankhurst, R., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C. y J. Saavedra, 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. In: *3° South American Symposium on Isotope Geology*, pp. 616-619.

Rapela, C. W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y J. Dahlquist, 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Review*, **83**, 49-82.

Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D. y E.G. Baldo, 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, **20**, 673 - 673, doi:10.1016/j.gr.2011.05.001

Reguzzoni, M. y D. Sampietro, 2010. An Inverse Gravimetric Problem with GOCE Data, *International Association of Geodesy Symposia*, "Gravity, Geoid and Earth Observation", **135**(5), 451-456, Springer-Verlag, DOI: 10.1007/978-3-642-10634-7_60

Reguzzoni, M. y D. Sampietro, 2012. Moho Estimation Using GOCE Data: A Numerical Simulation, In: Proceed. Geodesy for Planet Earth, *IAG Symposia Series* 136(2), 205-214, DOI: 10.1007/978-3-642-20338-1_25

Reguzzoni, M., Sampietro, D. y F. Sansò, 2013. Global Moho from the combination of the CRU ST2.0 model and GOCE data. *Geophysical Journal International*, doi: 10.1093/gji/ggt247.

Rosenau, M., Melnick, D. y H. Echtler, 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* **25**, TC4013, doi:10.1029/2005TC001943.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P., Weinberg, R. y C. Duboz, 2003. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth Planetary Science Letters*, **239**, 18-32.

Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M. y D. Gapais, 1996. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los Lineamientos de Tucumán y Valle Fertil, paper presented at: *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 2, 187-194, Buenos Aires, Argentina.

Rossello, E.A., Limarino, C.O., Ortiz, A. y N. Hernández, 2005. Cuencas de los Bolsones de San Juan y La Rioja. In: Chebili, G., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L y Vallejo, E.L. (eds) *Simposio Frontera Exploratoria de la Argentina*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 147-173 p.

Rousse, S., S. Gilder, D. Farber, B. McNulty, P. Patriat, V. Torres, y T. Sempere, 2003. Paleomagnetic tracking of mountain building in the Peruvian Andes since 10 Ma. *Tectonics*, **22**(5), 1048, doi:10.1029/2003TC001508.

Rubio, E., Torné, M., Vera, E. y A. Diaz, 2000. Crustal structure of the southernmost Chilean margin from seismic and gravity data. *Tectonophysics*, **323**, 39-60

Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chabalier, J.B., Campos, J., Kausel, E., Barrantes, S. y Dimitrov, 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics and Earth Planetary Interiors*, **175** (1–2), 78–85.

Ruff, L. y Kanamori, 1980. Seismicity and the subduction process, *Physics and Earth Planetary Interiors*, **23**, 240-252.

Ruff, L. 1989. Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones? *Pure Applied Geophysics*, **129**, 263 – 282.

Ruff, L. 1996. Sea mounts make earthquakes. *Nature*, **381**, 371 -372. Doi:10.1038/381371a0

Rummel, R., Mueller, J., Oberndorfer, H. y Sneeuw, 2000. Satellite Gravity Gradiometry with GOCE. In: Towards an Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS), R. Rummel, H. Drewes, W. Bosch, H. Hornik (eds.), IAG Symposium 120, pp. 66-72

Rummel, R., Yi, W. y C. Stummer, 2011. GOCE gravitational gradiometry. *Journal of Geodesy*, **85**(11),777-790, Springer, ISSN 0949-7714, DOI: 10.1007/s00190-011-0500-0, 2011.33

Russo, A., Ferello, R., y G. Chebli, 1979. Llanura Chaco Pampeana, *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, vol. I, 139-183. Córdoba. Argentina.

Sacek, V. y N. Ussami, 2009. Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-d finite element flexural modelling, gravity and geological constraints. *Geophysical Journal International*, **179**(2), 778-786.

Sacks, I.S. 1983. The subduction of young lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **88**(B4), 3355–3366.

Salfity, J.A. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el Noroeste Argentino, paper presented at: *4th Congreso Geológico Chileno*, **Actas 2**, 119-137.

Salfity, J. A., C. R. Monaldi, R. Marquillas, y L. Alvarez, 2005. Región de la Puna, *VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, **Capítulo 2**, Libro Fronteras Exploratorias de la Argentina, pp 77-96.

Sampietro, D. 2011. GOCE exploitation for Moho modeling and applications, Presented at *Sci_Net2011 workshop*, October, 20 –21, 2011 Frascati.

Sandwell, D.T. y W. H. F. Smith, 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 10039-10050

Scholl, D. W., Christensen, M. N., von Huene, R. y M. S. Marlow, 1970. Peru-Chile trench sediments and sea-floor spreading. *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 1339-1360.

Scholl, D. W., Huene, R., and Kirby S., 2010. The Aleutian Alaska Subduction Zone Is Prone to Rupture in Great and Giant Megathrust Earthquakes-How Scientific Information Can Mitigate Consequences. Newsletter of the Alaska Geological Society, BP Energy Center.

Scholtz, C.H. y C. Small, 1997. The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, **25**(6), 487-490.

Schweller, W.J., Kulm, L.D. y R.A. Prince, 1981. Tectonics structure, and sedimentary framework of the Perú-Chile Trench. In: Kulm L.D, et al. (eds) Nazca Plate: Crustal formation and Andean convergence. *Memories of the Geological Society of America*, **154**, 323–349.

Segerstrom, K., y J.C.M. Turner, 1972. A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of northwestern Argentina, U.S. Geological Survey, Washington, Research, Professional Paper, 800-B: B205-B209.

Seggiaro, R., F. Hongn, A. Folguera, y J. Clavero, 1997. Hoja Geológica Paso de San Francisco, Provincia de Catamarca 276 9-II, 1: 250.000, Mapa sin informe, Servicio Nacional de Geología y Minería Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Shao, G., Li, X., Liu, Q., Zhao, X., Yano, T. y C. Ji, 2010. Preliminary slip model of the Feb 27, 2010 $M_w=8.9$ Maule, Chile Earthquake. www.geol.uvsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2010/02/27/chile_2_27.html.

Sick, C., Yoon, M.K., Rauch, K., Buske, S., Lüth, S., Araneda, M., Bataille, K., Chong, G., Giese, P., Krawczyk, C., Mechie, J., Meyer, H., Oncken, O., Reichert, C., Schmitz, M., Shapiro, S., Stiller, M. y P. Wigger, 2006. Seismic Images of Accretive and Erosive Subduction Zones from the Chilean Margin. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds). *The Andes – Active Subduction Orogeny*. Frontiers in Earth Science Series. Springer- Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 147-169.

Siebert, L. y T. Simkin, 2002. *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions*. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, **GVP-3**. World Wide Web Address: <http://www.volcano.si.edu/world/>

Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y R. Skirrow, 1997. Informe Geológico y Metalogenético de las Sierras de San Luis y Comechingones, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales **28**, p 148, Buenos Aires.

Smalley, R. y B. Isacks 1987. A high resolution local network study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under Western Argentina. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 13903-13912.

Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y., Koulakov, I., Oncken, O., Vietor, T., 2006. Mechanism of the Andean orogeny: insight from the numerical modeling. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds). *The Andes – Active Subduction Orogeny*. Frontiers in Earth Science Series. Springer- Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 513–536

Somoza, R. y C. Zaffarana, 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hot spots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, **271**, 267–277.

Song, T. R. y M. Simons, 2003. Large trench-parallel gravity variations predict seismic behavior in subduction zones. *Science*, **301**, 630 – 633.

Šprlák, M., Gerlach, C. y B. Pettersen, B. 2012. Validation of GOCE global gravity field models using terrestrial gravity data in Norway. *Journal of Geodetic Science*, **2**(2), 134–143, DOI: 10.2478/v10156-011-0030-y.

Stauder, W. 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 5033-5061.

Steffen, R., Steffen, H., y G. Jentzsch, 2011. A three-dimensional Moho depth model for the Tien Shan from EGM2008 gravity data. *Tectonics*, **30**, T C5019, doi:10.1029/2011TC002886

Stein, S. y M. Wysession, 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, 1st edn, Blackwell Publishing, Malden, MA.

Stern, L.A. y P.M. Blisniuk, 2002. Stable isotope composition of precipitation across the Southern Patagonian Andes. *Journal of Geophysical Research*, **107**(D23): doi 1029/2002jd002509

Stewart, J. y A. B. Watts, 1997. Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, **102**(B3), 5327-5352.

Swift, S. y Carr, M. 1974. The segmented nature of the Chilean seismic zone. *Physics Earth and Planetary Interiors*, **9**, 183-191.

Szucs, E. 2012. Validation of GOCE time-wise gravity field models using GPS-leveling, gravity, vertical deflections and gravity gradient measurements. *Hungary, Periodica Polytechnica: Civil Engineering* **56** (1),3-11.

Takin, M. y Talwani, M. 1966. Rapid computation of the gravitation attraction of topography on a spherical Earth. *Geophysical Prospecting*, **16**, 119-141.

Tapley, B.D., Bettadpur, S., Watkins, M. y C. Reigber, 2004. The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, **31**.

Tassara, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S). *Tectonophysics*, **399**, 39–57.

Tassara, A. y G. Yañez, 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–478S). *Revista Geológica de Chile*, **30(2)**, 159–186.

Tassara, A., Götze, H., Schmidt, S. Y R. Hackney, 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B09404, doi:10.1029/2005JB003976.

Tassara, A., Swain, C., Hackney, R. y J. Kirby, 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, **253**, 17–36,

Tatcher, W. 1989. Earthquake recurrence and risk assessment in circum-Pacific seismic gaps, *Nature*, 341, 432-434.

Tebbens, S.F. y S.C. Cande, 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to present. *Journal of Geophysical Research*, **102(B6)**, 12061-12084.

Tedla, G.E., M. van der Meijde, y A. Nyblade, 2010. Crustal modeling in Africa; towards high resolution models using GOCE satellite gravity data, *AGU Fall Meeting 2010*, abstract #T31C-2188.

Tenzer, R., Vaníček, P. y P. Novák, 2003. Far-zone contributions to topographical effects in the Stokes-Helmert method of the geoid determination. *Studia Geophysica et Geodaetica*, **47** (3), 467- 480.

Thornburg, T.M. y L.D. Kulm, 1987. Sedimentation in the Chile Trench; petrofacies and provenance. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 55-74.

Thornburg, T.M., Kulm, L.D. y D.M. Hussong, 1990. Submarine- fan development in the Southern Chile Trench; a dynamic interplay of tectonics and sedimentation. *Geological of Society American Bulletin*, **102**, 1658-1680.

Tong, X., Sandwell, D., Luttrell, K., Brooks, B., Bevis, M., Shimada, M., Foster, J., Smalley Jr., R., Parra, H., Soto, J.C.B., Blanco, M., Kendrick, E., Genrich, J. y D.J. Caccamise, 2010. The 2010 Maule, Chile earthquake: down-dip rupture limit revealed by space geodesy. *Geophysical Research Letters*, **37**. doi:10.1029/2010GL045805.

Torge, W. 2001. Geodesy, 3rd ed. W. de Gruyter, Berlin - New York, 95 pp, 260 pp. ISBN 3-11-017072-8.

Tscherning, C.C. 1976. Computation of the second-order derivatives of the normal potential based on the representation by a Legendre series, *Manuscripta Geodaetica*, **1**(1), 71-92.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y V.A. Ramos, 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén basin: constraints on the Andean uplift from U/Pb and Hf analyses of detrital zircons. *Tectonophysics*, **489**, 258-273.

Uieda, L., Ussami, N. y C.F. Braitenberg, 2010. Computation of the gravity gradient tensor due to topographic masses using tesseroids. American Geophysical Union, The Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu Brazil. Geodesy Advances in Medium Wavelength and Satellite Gravity for the South American Plate: Plate Geodynamics II. *Eos Transactions AGU*, **91**(26), Meet. Am. Suppl., Abstract G22A-04. <http://code.google.com/p/tesseroids/>

Urreiztieta, M. de, 1996. Tectonique neogène et bassins tanspressifs en bordure meridionale de l' Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. Memoires, *Geosciences Rennes*, pp 311, Rennes.

Urreiztieta, M. de, Gapais, D., Le Corre, C., Cobbold, P.R. y E.A. Rosello, 1996. Cenozoic extral tansspresion and basin development at the southern edge of the Altiplano-Puna, northwestern Argentina. *Tectonophysics*, **254**, 17-39.

Uyeda, S. y H. Kanamory, 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 1049-1061

Vietor, T. y H. Echtler, 2006. Episodic Neogene southward growth of the Andean subduction orogen between 30° S and 40° S – plate motions, mantle flow, climate, and upper-plate structure. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds). *The Andes – Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Science Series*, Vol 1. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 375–400.

Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J.C., Madariaga, R., Campos, J. y M. Alvarez, 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **175**, 86–95.

Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aarhaug, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J.P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S. y E. Kendrick, 2011. The 2010 *M*_w 8.8 Maule megathrust earthquake of Central Chile, monitored by GPS. *Science*, **332** (6036), 1417–1421. doi:10.1126/science.1204132.

Völker, D., Wiedicke, M., Ladage, S., Gaedicke, C., Reichert, C., Rauch, K., Kramer, W. y C. Heubeck, 2006. Latitudinal Variation in Sedimentary Processes in the Peru-Chile Trench off Central Chile. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds). *The Andes-Active Subduction Orogeny. Frontiers in Earth Science Series, Part II*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 193-216. doi: 10.1007/978-3-540-48684-8_9

von Huene, R. y D.W. Scholl, 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Review of Geophysics*, **29**, 279-316

von Huene, R., y R. Ranero, 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved continental margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research*, **108**. doi 10.29/2001JB0001569

von Huene, R., Co rralán, J ., F lueh, E. R., H inz, K ., K orstgard, J ., Ra nero, C.R., Weinrebe, W. y CONDOR scientists, 1997. Tectonic control of t he subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics* **16**(3), 474–488.

von Huene, R., W einrebe, W. y F. Heeren, 1999. Subduction erosion a long t he north Chile margin. *Journal of Geodynamics*, **27**, 345–358.

Wang, K . y S. Bi lek, 20110 Do s ubducting s eamounts ge nerate or s top large earthquakes? *Geology*, **39**, 819–822, doi:10.1130/G31856.1.

Wahr, J., Molenaar, M. y and F. Bryan, 1998. T ime variability of t he Earth's gravity field: H ydrological and oc eanic effects a nd t heir pos sible detection us ing G RACE. *Journal of Geophysical Research*, **103**(B12), 30205-30229.

Watts, A. 2001. Is ostasy and flexure of t he Lithosphere. *Cambridge University Press*, **458**.

Watts, A .B., K oppers, A .A.P. y D.P., Robinson, 2010. S eamount s ubduction and earthquakes. *Oceanography*, **23**(1): 166-173.

Wessel, F . y W. Smith, 1998. New, i mproved ve rsion of G eneric M apping Tools released, *Eos Trans. AGU*, **79**(47), 579.34

Wienecke, S. 2002. *Homogenisierung und Interpretation des Schwerefeldes entlang der SALTTraversézzwischen 36°-42°S*. Unpublished D iploma Thesis, F reieUniversität, Berlin, Germany.

Wienecke, S. 2006. *A new analytical s olution for t he calculation of flexural r iidity: significance and applications*. PhD Thesis, Free University Berlin, Berlin, 126 p. World Wide Web Address: <http://www.diss.fuberlin.de/>

Wienecke, S., Braitenberg, C. y H.J. Göetze, 2007. A new analytical solution estimating t he flexural rigidity in t he Central Andes. *Geophysics Journal International*, **169**, 789-794.

- Wild-Pfeiffer, F. 2008. A comparison of different mass element for use in gravity gradiometry. *Journal of Geodesy*, **82**, 637-653, doi 10.1007/s00190-008-0219-8.
- Windhausen, A. 1931. Geología Argentina, Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino, *J. Peuser*, II: pp. 1-645, Buenos Aires. Zapata, T.R., 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30° S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, **11**, 131-151.
- WMO, 1975. Climatic atlas of South America. World Meteorological Organization, Geneva
- Woodcock, N. H. 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method: *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 1231-1236.
- Yañez, G. y J. Cembrano, 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi 10.1029/2003JB002494
- Yañez, G. A., Ránero, C. R., von Huene, R. y J. Díaz, 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°–34° S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, Solid Earth, **106**(B4), 6325–6345.
- Zachos, J., Pagani, N., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. Trends, rhythms, and aberrations in the global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686–693 (2001).
- Zadro, M. y C. Braitenberg, 1997. Spectral Methods in gravity inversion: the geopotential field and its derivatives. *Annali di geofisica XL*, **5**, 1433-1443.
- Zentilli, M. 1974. Geological evolution and metallogenic relationships in the Andes of northern Chile between 26° and 29° south, Ph.D. thesis, 446 pp. Queen's University, Kingston, Ont.
- Zhou, X., Zhong, B. y X. Li, 1990. Gravimetric terrain corrections by triangular - element method. *Geophysics*, **55**(2), 232-238.

