

Determinación de la geometría del basamento de la Cuenca del Golfo San Jorge mediante datos gravimétricos

Marcos Emanuel Bahía

Universidad Nacional del Sur



13 de agosto de 2020

Determinación de la geometría del basamento de la
Cuenca del Golfo San Jorge mediante datos
gravimétricos

Trabajo final de carrera presentado para optar por el grado de
Licenciado en Geofísica

Marcos Emanuel Bahía

Directora: Dra. Laura Mariana Longo,
YPF S.A., Gerencia de Geofísica.

Co-directora: Dra. Claudia Ravazzoli,
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de
La Plata, Argentina. - CONICET

Universidad Nacional del Sur

Bahía Blanca

Agradecimientos

A mi familia, por brindarme su apoyo incondicional, ayudarme a superar los obstáculos y acompañarme, tanto desde el punto de vista universitario como personal.

A Flor, por ser mi gran compañera, escucharme y guiarme siempre hacia el mejor camino.

A la Dra. Mariana Longo, quien admiro profundamente, por estar siempre que la necesité, ayudarme a crecer profesionalmente y depositar su confianza en mí desde el primer momento en que decidí comenzar esta etapa bajo su dirección.

A la Dra. Claudia Ravazzoli, por abrirme las puertas y la posibilidad de realizar este trabajo, por su gran predisposición para afrontar esta co-dirección, su sinceridad y calidez.

A YPF S.A. por ceder los datos para el desarrollo del trabajo y especialmente al sector de Geofísica que me brindó siempre, con muy buena predisposición, las herramientas, el espacio y el tiempo necesario para que este trabajo sea posible.

A la empresa Geosoft, y en especial a la Sra. Andrea Pinheiro, por haberme facilitado la utilización gratuita de una Licencia Educativa del Software Oasis montaj, versión 9.5.1, haciendo posible el desarrollo del trabajo.

A la Universidad Nacional del Sur, que no solo me formó como profesional sino que también me inculcó los valores que pregonaba. En especial, al Departamento de Física, que me brindó su total apoyo y me guió a lo largo

de mi carrera.

A la Facultad de Ciencias Atrónomicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata, por aceptarme y hacerme sentir cómodo durante el cursado de las materias optativas, las cuales me permitieron expandir mis conocimientos y mejorar mis aptitudes técnicas en cuanto a la geofísica. En particular, a la Cátedra de Métodos Potenciales que forjó la base de conocimientos para el desarrollo de este trabajo.

A mis compañeros de la carrera, quienes se convirtieron en mis amigos, por caminar conmigo este camino.

Al Dr. Sebastián Otranto y al Dr. Elbio Palma, quienes fueron grandes influyentes en mi toma de decisiones y marcaron un punto de inflexión potenciando mi carrera universitaria.

Al grupo de profesores del Departamento de Física y del Departamento de Geología, cuyas enseñanzas y consejos moldearon mi desarrollo como alumno y futuro profesional.

A todos los que formaron parte en esta etapa de mi vida tan importante.

Resumen

En este trabajo de Tesis se utilizó un conjunto de datos gravimétricos terrestres de carácter regional en la zona de la Cuenca del Golfo San Jorge, abarcando todos los flancos de la cuenca e incluyendo la faja corrida y plegada de San Bernardo.

La producción acumulada de hidrocarburos ha convertido a la Cuenca del Golfo San Jorge en la más prolífica de Argentina, ocupando el segundo lugar, luego de la Cuenca Neuquina, en términos de reservas de hidrocarburos. Es por ello que ha recibido la atención de numerosos trabajos y, en consecuencia, existe abundante información disponible tanto geológica como geofísica. En este estudio no solo se utilizaron dichos antecedentes sino que también se contó con información proveniente de datos de pozos y de sísmica, lo que permitió reducir la ambigüedad del método gravimétrico. Se llevó a cabo el correspondiente procesamiento de los datos, en lo que respecta a reducciones, obtención de anomalías de Aire Libre y Bouguer Completa y separación de las componentes regional y residual. Posteriormente, se ajustaron varios modelos directos 2D sobre perfiles estratégicamente trazados sobre el mapa de la componente residual y, además, se realizó un modelo inverso 3D. Se definieron un total de seis bajos y seis altos gravimétricos. Los bajos se asociaron a aumentos en la profundidad del basamento, generando grandes depocentros en la cuenca, con importante cantidad de depósitos sedimentarios que podrían revestir cierto interés exploratorio. Con respecto a los altos gravimétricos, fueron interpretados como producto de una disminución en la profundidad del basamento y en el espesor de las capas sedimentarias. Así, se obtuvieron imágenes 2D y 3D de la profundidad y la geometría del basamento de la cuenca.

Índice General

Resumen	I
Índice de figuras	IV
Índice de tablas	VIII
1. Introducción	1
2. Marco geológico	4
2.1. Marco geológico y estructura	4
2.2. Estratigrafía y Megasecuencias	8
2.2.1. Basamento	9
2.2.1.1. Basamento pre-Cretácico	10
2.2.1.2. Complejo Volcánico Sedimentario	10
2.2.2. Ciclo Neocomiano	11
2.2.3. Ciclo Chubutiano	12
2.2.4. Cenozoico	13
2.2.4.1. Cuaternario	13
3. Obtención y procesamiento de los datos gravimétricos	15
3.1. Marco teórico	15
3.1.1. El método gravimétrico	17
3.2. Obtención del dato gravimétrico - Base de datos	19
3.3. Procesamiento del dato gravimétrico	20
3.3.1. Elevación del terreno y gravedad observada	21
3.3.2. Reducciones gravimétricas	23
3.3.2.1. Corrección por latitud	24
3.3.2.2. Corrección por altitud	25

3.3.2.3.	Corrección de Bouguer	26
3.3.2.4.	Corrección topográfica	28
3.3.3.	Obtención de anomalías	29
3.4.	Separación de componentes regional - residual	34
3.4.1.	Ajuste polinomial	37
3.4.2.	Continuación analítica ascendente	39
3.4.3.	Filtrado por número de onda	42
4.	Interpretación y modelos gravimétricos	47
4.1.	Interpretación cualitativa de la componente residual de la ABC	49
4.2.	Modelos gravimétricos 2D	52
4.2.1.	Sección 1	55
4.2.2.	Perfil A	58
4.2.3.	Perfil B	60
4.2.4.	Perfil C	61
4.3.	Modelado e inversión gravimétrica 3D	63
4.3.1.	Resolución del problema directo	66
4.3.2.	Resolución del problema inverso	68
4.3.3.	Comparación entre el modelo 2D del Perfil C y el modelo 3D	72
4.3.4.	Prueba sin corrección por DC-Shift	75
5.	Discusión y conclusiones	77
5.1.	Discusión sobre los resultados obtenidos	77
5.2.	Conclusiones generales	81
Anexos		83
A.	Métodos para el cálculo de la corrección topográfica	84
A.1.	Atracción gravitatoria de un prisma rectangular recto. Nagy, 1966.	84
A.2.	Método propuesto por Kane (1962).	87
B.	Algoritmo de Talwani, Worzel y Landisman (1959) para modelado gravimétrico 2D	89
Bibliografía		93

Índice de figuras

2.1.	Localización de la zona de estudio. Arriba: imagen satelital de la Cuenca del Golfo San Jorge. Abajo: sectores y flancos de la cuenca. Adaptado de Figari et al. (2002).	5
2.2.	Marco geotectónico de la Cuenca del Golfo San Jorge. AFR: placa Africana, ANT: placa Antártica, NAZ: placa de Nazca, SAM: placa Sudamericana. Modificado de Fitzgerald et al. (1990).	6
2.3.	Esquema estructural de la Cuenca del Golfo San Jorge. Los trazos marrones representan el límite entre el Sector Oeste (V), la Faja Plegada (IV) y el Sector Este. De la misma manera, los trazos celestes representan el límite entre el Flanco Norte (I), el Centro de Cuenca (II) y el Flanco Sur (III). Extraído de Figari et al. (2002).	8
2.4.	En verde, la ubicación de los principales yacimientos presentes en la Cuenca del Golfo San Jorge. Modificado de Sylwan et al. (2011).	12
2.5.	Columna estratigráfica modificada propuesta por Sylwan et al. (2011) para todos los sectores de la Cuenca del Golfo San Jorge, con las megasecuencias de acuerdo a Figari et al. (1999).	14
3.1.	Descripción de los elementos geodésicos utilizados en gravimetría. Extraído de Hinze et al. (2013).	17
3.2.	Datos gravimétricos regionales adquiridos por YPF S.A.	20
3.3.	Elevación del terreno obtenido a partir de las mediciones en superficie en cada estación.	22
3.4.	Gravedad observada en la zona de estudio.	23

3.5. Consideraciones topográficas de la corrección de Bouguer, donde P es el punto de observación y el nivel del mar es la superficie de referencia. Adaptado de Blakely (1996).	27
3.6. Ilustración esquemática que muestra el efecto gravitacional de los cambios positivos y negativos en la topografía cercana a una estación, como resultado de considerar la placa infinita horizontal, asumida en la corrección de Bouguer. Modificada de Hinze et al. (2013)	28
3.7. Mapa de distribución en planta de la anomalía de Aire Libre, evaluada con un valor de densidad de 2.67 g/cm^3	30
3.8. Mapa de distribución en planta de la Anomalía de Bouguer simple, evaluada con un valor de densidad de 2.55 g/cm^3	31
3.9. Mapa de distribución en planta de la Anomalía de Bouguer simple, evaluada con un valor de densidad de 2.67 g/cm^3	32
3.10. Mapa de distribución en planta de las correcciones topográficas evaluadas para la zona de estudio, con un valor de densidad de reducción de 2.67 g/cm^3	33
3.11. Mapa de distribución en planta de la Anomalía de Bouguer Completa, evaluada con un valor de densidad de 2.67 g/cm^3	34
3.12. Separación de las componentes regional y residual de la Anomalía de Bouguer Completa. Modificado de Kearey et al. (2002).	35
3.13. Componente regional obtenida mediante ajuste polinomial de primer orden.	38
3.14. Componente residual obtenida mediante ajuste polinomial de primer orden.	39
3.15. Componente regional obtenida mediante continuación analítica ascendente, con una altura de continuación de 30000 m.	41
3.16. Componente residual obtenida mediante continuación analítica ascendente, con altura de continuación de 30000 m.	42
3.17. Diagrama que muestra la forma del filtro para distintos valores de n . Modificado de Geosoft (2013).	44
3.18. Componente regional obtenida mediante la utilización de un filtro Butterworth, con una longitud de onda de corte de 30000 m.	45
3.19. Componente residual obtenida mediante la utilización de un filtro Butterworth, con una longitud de onda de corte de 30000 m.	46

4.1. Esquema del problema directo.	48
4.2. Esquema del problema inverso.	48
4.3. Ubicación de los perfiles realizados sobre el mapa de la componente residual de la ABC. AG: alto gravimétrico; BG: bajo gravimétrico; AGm: alto gravimétrico menor; BGm: bajo gravimétrico menor; A1 y A2: picos anómalos positivos.	49
4.4. Perfiles realizados sobre el mapa de la componente residual.	51
4.5. Sección 1 y perfiles A, B y C realizados sobre el mapa de la componente residual de la ABC y utilizados para la confección de los modelos. En blanco, los pozos proporcionados por YPF S.A.	53
4.6. Referencias para los modelos 2D del subsuelo.	55
4.7. Línea sísmica compuesta (unión de dos o más líneas) interpretada por la Lic. Juliana Marino, YPF S.A., sobre la Sección 1 representada en la Figura 4.5. Escala vertical en tiempo de viaje de ida y vuelta (o TWT - Two Way Traveltime).	56
4.8. Modelo 2D realizado sobre la Sección 1 representada en la Figura 4.5. Arriba: Anomalía observada (línea negra gruesa), calculada (línea gris fina) y curva de error (línea roja); abajo: modelo propuesto.	58
4.9. Modelo 2D realizado sobre el perfil A representado en la Figura 4.5. Arriba: Anomalía observada (línea negra de puntos), calculada (línea gris continua) y curva de error (línea roja continua); abajo: modelo propuesto.	59
4.10. Modelo 2D realizado sobre el perfil B representado en la Figura 4.5. Arriba: Anomalía observada (línea negra de puntos), calculada (línea gris continua) y curva de error (línea roja continua); abajo: modelo propuesto.	60
4.11. Modelo 2D realizado sobre el perfil C representado en la Figura 4.5. Arriba: Anomalía observada (línea negra de puntos), calculada (línea gris continua) y curva de error (línea roja continua); abajo: modelo propuesto.	62
4.12. Región considerada para el modelo 3D (rectángulo negro) sobre la componente residual de la ABC. Se indica el BGm1 y la A1.	65

4.13. Componente residual de la anomalía de Bouguer generada en el área de estudio. Los valores de anomalías se encuentran entre -7.3 y 6.8 mGal. Los círculos blancos representan los pozos que alcanzan el tope del basamento. sA1 y sBGm1 son los sectores correspondientes a la A1 y al BGm1, respectivamente, en la Figura 4.12.	66
4.14. Grillas involucradas en el proceso del cálculo del modelo directo.	67
4.15. Grillas involucradas en el cálculo del modelo inverso.	70
4.16. Vista en planta de la profundidad del basamento, resultado de la inversión gravimétrica 3D.	70
4.17. Vista 3D del modelo realizado. Las flechas señalan la zona que corresponde a la A1 y al BGm1.	72
4.18. Sector de coincidencia entre el polígono considerado en el modelo 3D y el perfil C.	73
4.19. Arriba: resultado obtenido mediante el modelo 2D del perfil C (Subsección 4.2.4), en la zona del polígono del modelo de inversión 3D. Abajo: resultado obtenido mediante la inversión gravimétrica 3D.	74
A.1. Prisma rectangular recto con el elemento de volumen y su relación con el sistema de coordenadas cartesiano. Extraído de Nagy (1966).	85
A.2. Relación del cuadrado con el segmento del anillo, ambos tienen un igual área. Extraído de Kane (1962).	88
B.1. Polígono cerrado. Extraído de Talwani et al. (1959).	90
B.2. Representación esquemática del lado Γ_i . Extraído de Ravazzoli (2019).	90

Índice de tablas

3.1. Valores numéricos para los parámetros de la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1980, según la norma más recientemente aceptada.	25
4.1. Características de los perfiles realizados de la componente residual sobre la ABC: longitud y dirección del perfil, máximo, mínimo y promedio del valor de anomalía residual en el perfil.	50
4.2. Características de los pozos proporcionados por YPF S.A. y utilizados para la realización de los modelos 2D.	54
4.3. Parámetros del problema directo.	67
4.4. Resultado obtenido del modelado directo 3D.	67
4.5. Valores del DC-shift.	68
4.6. Parámetros del problema inverso.	69
4.7. Valores del problema inverso.	69
4.8. Comparación de los resultados obtenidos del proceso de inversión 3D en la posición de los pozos (Prof. modelo) y las profundidades en el pozo (Prof. Basamento); diferencias absolutas y error relativo.	71
4.9. Valores de los problemas directo e inverso.	75
4.10. Comparación de los resultados obtenidos del proceso de inversión 3D en la posición de los pozos (Prof. modelo) y las profundidades en el pozo (Prof. Bas.); diferencias absolutas y error relativo.	76

Capítulo 1

Introducción

La Cuenca del Golfo San Jorge se encuentra ubicada en la porción central de la Patagonia, entre los 45° y 47° de latitud Sur y entre los 66° y 71° de longitud Oeste. Es una cuenca elongada en dirección Este - Oeste que abarca las porciones Sur de la provincia de Chubut y Norte de la provincia de Santa Cruz, y continúa al Este en la plataforma continental, cubriendo una superficie de aproximadamente 180.000 km^2 , de los cuales una tercera parte corresponde al sector de costa afuera. Debido a su producción acumulada, la Cuenca del Golfo San Jorge es la más prolífica de la Argentina, ocupando el segundo lugar, luego de la Cuenca Neuquina, en términos de reservas de hidrocarburos.

Para el estudio de esta cuenca, es de gran importancia la aplicación de distintos métodos geofísicos, ya que permiten inferir la distribución de las propiedades físicas de la misma y comprender su estructura interna y geometría. Uno de los métodos geofísicos más utilizados es el método gravimétrico de exploración, que se basa en la medición de variaciones muy pequeñas en el campo gravitatorio terrestre causadas por heterogeneidades laterales de densidad dentro del subsuelo. En este trabajo, se presenta la aplicación de este método sobre un conjunto de datos gravimétricos terrestres en la zona de la Cuenca del Golfo San Jorge.

Debido a la no unicidad de los campos potenciales, no existe un único modelo que ajuste los datos observados, con lo cual es fundamental el conocimiento de la geología y otras fuentes de información para disminuir la incertidumbre. En tal sentido, se hará uso de información de pozo y modelos estructurales para acotar las soluciones.

El objetivo principal del presente trabajo consiste en determinar la geo-

metría del basamento de la Cuenca del Golfo San Jorge mediante la utilización de metodologías geofísicas en aquellos sectores donde existen datos gravimétricos disponibles en la base de datos de YPF S.A. Se propone, además, evaluar los principales depocentros mediante la elaboración de diversos perfiles y modelos gravimétricos 2D y 3D.

El objetivo general se cumplió a partir del desarrollo de los objetivos específicos que incluyen:

- Recopilación y control de calidad de los datos gravimétricos disponibles.
- Técnicas de reducción de datos gravimétricos.
- Grillado y confección de mapas de iso-anómalas.
- Estudio del efecto topográfico.
- Uso de distintas técnicas de filtrado de las anomalías de Bouguer para separar el efecto gravimétrico del paquete sedimentario y así obtener una imagen preliminar de la geometría de la cuenca.
- Realización de diversos perfiles sobre el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.
- Revisión y análisis tanto de los datos de pozos existentes como de línea sísmica proporcionada por YPF S.A., que se utilizaron para restringir los modelos 2D.
- Realización de los modelos 2D y 3D del subsuelo de la cuenca.

Cabe destacar que la metodología general se llevó a cabo por medio del análisis de la información, tanto en el dominio del espacio como en el dominio del número de onda.

Este trabajo se ha estructurado en cinco capítulos como se especifica a continuación, donde el primero es la presente introducción.

En el segundo capítulo se detalla la ubicación geográfica y el marco geológico y tectónico de la Cuenca del Golfo San Jorge. A su vez, se describen las características estructurales y estratigráficas de la cuenca, necesarias para obtener una adecuada interpretación de los datos.

En el tercer capítulo se realiza el procesamiento de los datos, es decir, se aplican las correcciones necesarias a los mismos y se obtienen las anomalías gravimétricas. Previamente, se explican brevemente las bases y fundamentos de los métodos potenciales, especialmente el gravimétrico, y se presenta un

breve resumen explicativo de las principales reducciones gravimétricas llevadas a cabo en este trabajo.

En este capítulo se incluye la separación de las componentes regional y residual de la Anomalía de Bouguer Completa como parte del procesamiento de los datos. Sin embargo, algunos autores atribuyen esta separación como parte de la interpretación, debido a que cuando se desarrollan los distintos métodos para su separación queda a cargo del intérprete elegir determinados parámetros que serán fundamentales en la obtención de los resultados.

El cuarto capítulo corresponde a la interpretación de los datos y modelos gravimétricos. En la primera sección se confeccionan tres perfiles sobre el mapa de la componente residual de la Anomalía de Bouguer Completa, con el fin de evaluar cualitativamente algunas zonas con valores anómalos relevantes. Dichos perfiles atraviesan distintas zonas de la Cuenca del Golfo San Jorge y presentan diferentes direcciones y longitudes. En ellos se realiza una interpretación cualitativa y un análisis de los distintos comportamientos gravimétricos.

En una segunda etapa de este capítulo, se elaboran los modelos gravimétricos. En este sentido, se realizan cuatro modelos 2D del subsuelo en los distintos flancos de la cuenca, y un modelo 3D de la profundidad del basamento en el Flanco Sur. La elección de los modelos 2D se efectuó teniendo en cuenta no solo la disponibilidad de pozos en los perfiles realizados en el capítulo anterior, sino también una línea sísmica interpretada por la Lic. Juliana Marino, geóloga de YPF S.A. Con respecto al modelo 3D, se optó por ese sector dado que se contó con un conjunto de 18 pozos con información de la profundidad del basamento.

Por último, en el quinto capítulo se exponen las conclusiones, de acuerdo a los objetivos generales y particulares propuestos. Además, se realiza una discusión general de los resultados presentados a lo largo del trabajo y de las ventajas y limitaciones encontradas en la implementación de las técnicas de interpretación utilizadas.

Capítulo 2

Marco geológico

Para lograr un buen análisis de los datos geofísicos y elegir de manera óptima los métodos para su estudio es de vital importancia comprender previamente el marco geológico de una determinada zona de trabajo. En el presente caso de estudio, la producción acumulada de hidrocarburos ha convertido a la Cuenca del Golfo San Jorge en la más prolífica de Argentina (Figari et al., 2002; Sylwan et al., 2011). Es por ello que ha recibido la atención de numerosos trabajos, entre los que se destacan Clavijo (1986), Figari et al. (1999), Fitzgerald et al. (1990), Hechem (1991), Paredes et al. (2003), Ramos (2015), Sciutto (1981), Sylwan (2001), entre otros.

En este capítulo se comienza describiendo el marco geológico regional y el contexto geotectónico del área de estudio. Posteriormente, se detallan las principales características estructurales y estratigráficas de la cuenca, estudiadas en trabajos geofísicos y geológicos previos, cuyos resultados aportan a la interpretación de los modelos gravimétricos propuestos.

2.1. Marco geológico y estructura

La Cuenca del Golfo San Jorge, ubicada en la porción central de la Patagonia, es una cuenca elongada en dirección Este - Oeste que abarca las porciones Sur de la provincia de Chubut y Norte de la provincia de Santa Cruz, y continúa al Este en la plataforma continental, cubriendo una superficie de aproximadamente 180.000 km² (Figari et al., 2002). Está limitada en el Sur por el Macizo del Deseado, en el Norte por el Macizo Norpatagónico, en el Oeste por la Cordillera de los Andes y en el Este por el margen continental

2.1. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURA

del Océano Atlántico, como se ilustra en la Figura 2.1.

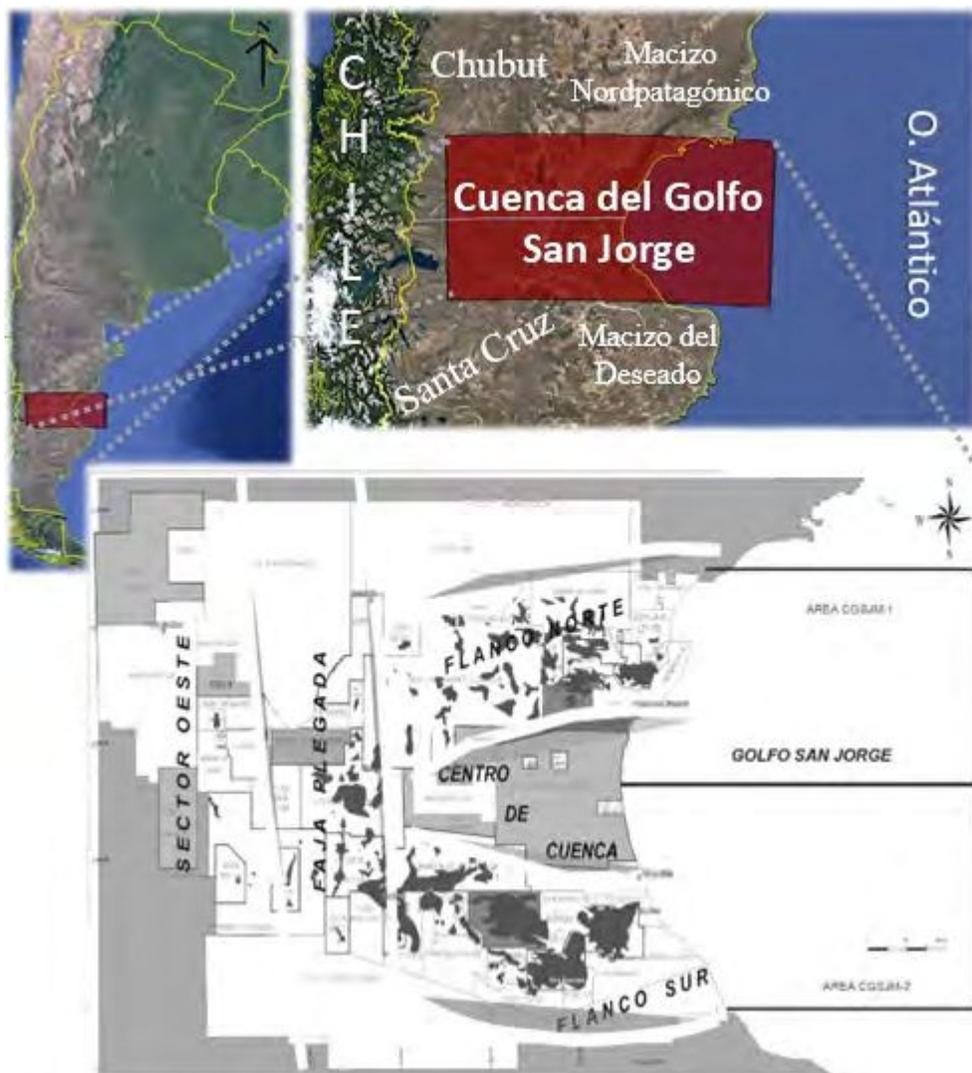


Figura 2.1: Localización de la zona de estudio. Arriba: imagen satelital de la Cuenca del Golfo San Jorge. Abajo: sectores y flancos de la cuenca. Adaptado de Figari et al. (2002).

Si bien muestra rasgos estructurales principales en sentido E-O, la faja plegada, que recibe el nombre de San Bernardo, se extiende en sentido N-S, dividiéndola en dos sectores: Este y Oeste (denominados también Sector

2.1. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURA

Oriental y Flanco Occidental -u Oeste-, respectivamente). A su vez, el Sector Este se divide en Flanco Norte, Flanco Sur y Centro de Cuenca (Figura 2.1). La porción costa afuera se considera una prolongación del Sector Oriental (Sylwan, 2001).

Desde el punto de vista geotectónico, la cuenca se encuentra ubicada en la porción Sur de la placa Sudamericana, al Este de la unión triple de la misma con las placas de Nazca y Antártica (Figura 2.2).

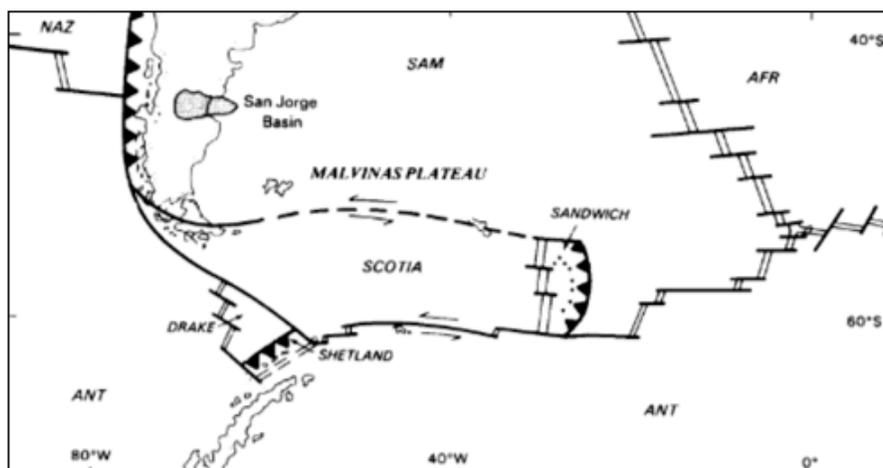


Figura 2.2: Marco geotectónico de la Cuenca del Golfo San Jorge. AFR: placa Africana, ANT: placa Antártica, NAZ: placa de Nazca, SAM: placa Sudamericana. Modificado de Fitzgerald et al. (1990).

Con respecto a su origen y evolución tectónica, se desarrolló como una cuenca intracratónica de características esencialmente extensivas sobre una corteza continental de edad eopaleozoica (Figari et al., 2002). Durante el Liásico se desarrolló una cuenca marina de orientación NNO-SSE, con depósitos continentales equivalentes en zonas marginales. A partir del Jurásico medio tuvo lugar un proceso extensional generalizado en toda la Patagonia con depocentros, generalmente hemigrábenes de orientación predominantemente NO-SE, rellenos con material volcánico y sedimentos lacustres y marinos. Estos hemigrábenes representan el marco depositacional típico de los sedimentos neocomianos. En la Sierra de San Bernardo se reconoció una zona de fallamiento extensional de dirección N-S desarrollada en ese período. Estas fallas fueron afectadas por la tectónica compresiva andina durante el Cenozoico, observándose una clara inversión tectónica, que erigió la actual faja

2.1. MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURA

plegada (Homovc et al., 1995). Asimismo, en el Sector Oriental de la cuenca se desarrollaron fallas extensionales de sentido preponderante E-O. Este fallamiento culminó entre los 120 y 130 Ma, cuando la corteza oceánica comenzó a formar el Océano Atlántico (Fitzgerald et al., 1990). Posteriormente, la fase Patagónica inicial, coincidente con la aceleración en la subducción de la placa de Nazca (Chelotti, 1997), es interpretada como la responsable del evento erosivo que afectó a la totalidad de la cuenca. Este evento creó el espacio de acomodación y el volumen de material sedimentario disponible para dar comienzo a un nuevo ciclo, el ciclo Chubutiano. Este ciclo sedimentario se depositó en discordancia angular y con su depocentro desplazado hacia el Este con respecto a los principales depocentros del ciclo anterior (Sylwan, 2001). En resumen, en la Cuenca del Golfo San Jorge coexisten espacialmente al menos dos tipos de cuencas evolutivamente diferenciables (conocidas como Neocomiana y Chubutiana en sentido amplio, aunque sus rangos temporales son aún inciertos), que poseen un control tectónico, geometría y registro sedimentario particular.

Desde el punto de vista estructural, pueden diferenciarse tres sectores en base a su estilo tectónico. El Sector Este, donde se encuentran los principales y más antiguos yacimientos explotados, está dominado por estructuras asociadas a extensión, relacionada con fallas normales conjugadas de rumbo ONO-ESE (Figura 2.3), inclinaciones entre 60° y 65° y sincrónicas con la depositación Chubutiana (Sylwan, 2001). Foix et al. (2012) desarrollaron un análisis de paleo-esfuerzos de las fallas normales en el Flanco Norte de la cuenca, demostrando una dirección de extensión NE-SO (49°) durante el Paleoceno Temprano. Las principales estructuras extensivas propias del Sector Oriental se caracterizan por ser lítricas en profundidad, afectando hasta el basamento. Hacia el occidente, en la parte media de la cuenca, la faja plegada, de rumbo NNO-SSE y de 600 km de longitud y alrededor de 100 km de ancho (Sylwan, 2001), interrumpe abruptamente el estilo extensional. Allí la compresión cenozoica ha modificado el estilo original produciendo la inversión tectónica de antiguos depocentros. Las principales fallas son inversas y de orientación NO y NE, de alto ángulo en superficie pero haciéndose lítricas en profundidad. Finalmente, el Flanco Occidental de la cuenca presenta nuevamente un arreglo extensional con fallas de orientación ONO-ESE que, a pesar de tener una posición más cercana con respecto a la cadena andina, fueron poco afectadas por la compresión cenozoica.

Cada uno de los contextos tectónicos mencionados presenta una diversidad de entrampamientos que pueden almacenar hidrocarburos. Por otro

2.2. ESTRATIGRAFÍA Y MEGASECUENCIAS

lado, así como en el Sector Oriental se encuentran los principales y más antiguos yacimientos explotados, en el Sector Occidental, si bien es el ámbito de las cuencas Neocomianas, donde existen abundantes manifestaciones de hidrocarburos, los yacimientos son de envergadura menor (Sylwan, 2001).

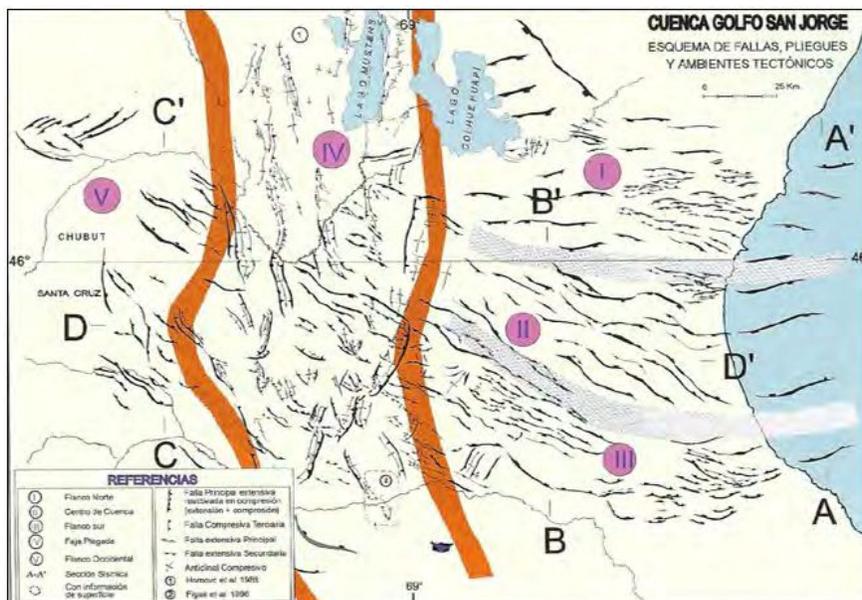


Figura 2.3: Esquema estructural de la Cuenca del Golfo San Jorge. Los trazos marrones representan el límite entre el Sector Oeste (V), la Faja Plegada (IV) y el Sector Este. De la misma manera, los trazos celestes representan el límite entre el Flanco Norte (I), el Centro de Cuenca (II) y el Flanco Sur (III). Extraído de Figari et al. (2002).

2.2. Estratigrafía y Megasecuencias

Como consecuencia del descubrimiento de petróleo en el Flanco Norte en 1907, los estudios geológicos de la cuenca y las descripciones y correlaciones de las unidades estratigráficas comenzaron a realizarse tanto a nivel de afloramiento como de pozo. Posteriormente, la exploración en otros sectores de la cuenca dio como resultado descripciones de “nuevas” unidades litoestratigráficas que luego, muchas de ellas, fueron correlacionadas con las anteriores. Este proceso produjo una nomenclatura estratigráfica que no es homogénea para toda la cuenca (Figura 2.5).

2.2. ESTRATIGRAFÍA Y MEGASECUENCIAS

En este trabajo se abordará la subdivisión estratigráfica utilizada por Figari et al. (1999) y Sylwan (2001), quienes se basan en el concepto de megasecuencias, es decir, unidades mayores cuyos depósitos responden a fases evolutivas de la cuenca delimitadas entre sí por discordancias regionales. Las megasecuencias son de utilidad, además, porque pueden ser divididas en unidades menores, secuencias y sistemas depositacionales que coinciden parcialmente con las formaciones descritas en otros trabajos y por otros autores.

De esta forma, se utilizará la siguiente nomenclatura:

- Basamento pre-Cretácico (incluido rocas del Liásico).
- Basamento técnico (Megasecuencia 0), representado por los depósitos del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) pertenecientes al Jurásico Superior.
- Ciclo Neocomiano (Megasecuencia I).
- Ciclo Chubutiano (Megasecuencia II).
- Cenozoico (Megasecuencia III).
- Cuaternario (Megasecuencia IV).

A continuación se detallan las características más importantes de la subdivisión estratigráfica propuesta y considerada para el desarrollo de los modelos de este trabajo. Luego se presenta a modo de síntesis una columna estratigráfica propuesta por Sylwan et al. (2011) para todos los sectores de la Cuenca del Golfo San Jorge (Figura 2.5), con las megasecuencias de acuerdo a Figari et al. (1999).

2.2.1. Basamento

El basamento de la Cuenca del Golfo San Jorge puede ser descrito de diferentes maneras, ya que involucra un conjunto de distintas unidades para las diferentes posiciones de la cuenca. En este sentido, se utiliza en gran parte la división propuesta por Sylwan (2001), quién describe un “*basamento Pre-Cretácico*”, compuesto por diversas litologías y edades, y señala la importancia de analizar con mayor detalle un complejo más somero, denominado Complejo Volcánico Sedimentario, y al que él hace referencia como “*basamento técnico*”.

2.2.1.1. Basamento pre-Cretácico

El basamento pre-Cretácico de la Cuenca del Golfo San Jorge incluye el núcleo antiguo de la Patagonia y está constituido por los dos altos estructurales que la rodean: el Macizo Nordpatagónico, al Norte, y el Macizo del Deseado, al Sur (Figura 2.1).

Litológicamente, está compuesto por un grupo heterogéneo de rocas de diversos orígenes y edades. En resumen, de manera cronológica algunos altos relativos están constituidos por: metamorfitas e intrusivos del Precámbrico - Paleozoico Inferior (y Paleozoico Superior, Figari et al. (1999)); gneises y migmatitas paleozoicas (Giampaoli, 2015); granitoides silúricos-devónicos; rocas metamórficas devónicas de bajo grado, como granitos y esquistos; unidades sedimentarias del Carbonífero-Pérmico, a las que Cardinali et al. (2001), en su trabajo en el Flanco Occidental, las describe como lutitas carbonosas gris oscuras y areniscas grises; rocas ígneas pertenecientes al Pérmico y Triásico; pelitas, psamitas y piroclastitas del Triásico; sedimentitas y rocas volcánicas, marinas y sus equivalentes continentales, así como tobas y calizas en el Jurásico Inferior (Lías).

2.2.1.2. Complejo Volcánico Sedimentario

La Megasecuencia 0, como se mencionó anteriormente, está representada por los depósitos del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) pertenecientes al Jurásico Superior. Esta unidad, propuesta por Clavijo (1986), consiste principalmente en vulcanitas, volcánoclastitas y, en menor medida, sedimentitas del Jurásico Medio a Superior. A su vez, presenta distintas características litológicas según su posición e incluye diferentes unidades litoestratigráficas que han sido estudiadas en diversos sectores de la cuenca, y es por ello que ha sido homologada con la Fm. Lago La Plata en el Flanco Oeste (Ramos, 1976), el Gr. Lonco Trapial en el Flanco Norte (Lesta y Ferello, 1972) y el Gr. Bahía Laura en el Flanco Sur (Feruglio, 1949), grupo que a su vez fue dividido por Stipanovic (1957) en las Formaciones Chon Aike y La Matilde.

Litológicamente, la Fm. Chon Aike y sus unidades equivalentes en el Flanco Norte están compuestas principalmente por tobas, riolitas, ignimbritas y aglomerados porfíricos, todos ellos derivados de magmas ácidos. Por otro lado, la Fm. La Matilde se compone de estratos de conglomerados, tobas y areniscas, con abundante contenido fósil, grada lateralmente y también sobreyace a la Fm. Chon Aike. El Gr. Lonco Trapial, hacia el Norte, presen-

ta frecuentemente basaltos o litologías de composición mesosilícica a básica. Clavijo (1986) reconoce un cambio composicional en las rocas volcánicas y volcanoclásticas de esta unidad, la que es aparentemente más ácida y explosiva hacia el Sur y hacia el Este (piroclástica), y predominantemente volcánica hacia el Norte y Oeste.

2.2.2. Ciclo Neocomiano

Se le asigna el nombre informal “*Neocomiano*” (Megasecuencia I) a aquellos depósitos de sedimentos que rellenan grábenes y hemigrábenes que comenzaron su desarrollo durante un episodio de extensión de la cuenca y en forma sintectónica con la megasecuencia anterior. Estos depósitos han sido divididos históricamente en dos secuencias, las que se corresponden parcialmente con las formaciones Pozo Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal, o equivalentes, y conforman el Gr. Las Heras. Según Figari et al. (2002), la secuencia principalmente pelítica de Aguada Bandera constituye el relleno en un estadio de una cuenca hambrienta (la tasa de subsidencia supera a la de sedimentación), mientras que la secuencia esencialmente arenosa de Cerro Guadal corresponde a un estadio de máxima inundación con influencia marina Pacífica. Estas unidades litoestratigráficas se definieron en el subsuelo de la Cuenca del Golfo San Jorge y carecen de exposiciones en la cuenca (Paredes, 2009).

El Neocomiano se encuentra también representado en otros sectores de la cuenca con distintas nomenclaturas formacionales. Aunque su descripción detallada escapa a los objetivos del presente trabajo, se puede mencionar a Ploszkiewicz y Ramos (1977), que en su estudio en la Sierra Payaniyeu las denominan formaciones Tres Lagunas (utilizada también por Hechem et al. (1993)), y Apeleg en cercanías del Lago Fontana, en la Subcuenca de Paso Río Mayo (Figura 2.4) y Sector Oeste. Asimismo, Ramos (1976), en su análisis de la estratigrafía del Lago La Plata y Fontana, las denomina Katterfield, y Clavijo (1986) les asigna el nombre de Fm. Pozo Paso Río Mayo.

En cuanto a su distribución geográfica, según Figari et al. (1999) los depósitos neocomianos se concentran hacia el Sector Occidental, donde presentan un máximo espesor, mientras que aumenta su dispersión y disminuyen bruscamente su espesor hacia el este, más allá de la faja plegada de San Bernardo. Sin embargo, resulta difícil hacer referencia a variaciones regionales de espesor dado que la principal característica de estos depósitos, debido a que son secuencias de sinrift, es su fuerte y brusco cambio de espesor local en cada

2.2. ESTRATIGRAFÍA Y MEGASECUENCIAS

uno de los hemigrábenes que rellenan. Es por ello que existen pocos pozos que penetren estos depósitos y la mayoría de la información proviene de interpretaciones sísmicas, como por ejemplo, las realizadas por Paredes et al. (2018) en el Flanco Sur, Paredes et al. (2013) en el Flanco Norte y Navarrete et al. (2015) en el Flanco Occidental.

2.2.3. Ciclo Chubutiano

En discordancia angular con el ciclo anterior, se depositan los niveles del Grupo Chubut que han sido incluidos dentro de la Megasecuencia II y están representados por las formaciones Pozo D-129, Mina del Carmen, Comodoro Rivadavia-Cañadón Seco y Yacimiento El Trébol-Meseta Espinosa; con sus respectivos equivalentes en el Sector Oeste, las formaciones Matasiete, Castillo, Bajo Barreal (Mb. Inferior) y Bajo Barreal (Mb. Superior). Durante la depositación de este ciclo se desarrolla una columna estratigráfica enteramente continental de varios miles de metros de espesor (Figari et al., 1999).



Figura 2.4: En verde, la ubicación de los principales yacimientos presentes en la Cuenca del Golfo San Jorge. Modificado de Sylwan et al. (2011).

Cabe destacar que los reservorios de este ciclo albergan casi la totalidad de los hidrocarburos descubiertos en la cuenca hasta el presente (Sylwan et al., 2011). En este sentido, la Formación Pozo D-129, la unidad más antigua de este ciclo, está compuesta por pelitas (principalmente lutitas y fangolitas negras) con una importante contribución de componentes piroclásticos y es-

casos carbonatos, los cuales se presentan principalmente en forma de oolitas. En efecto, estas litologías tienen un alto contenido orgánico, conformando la roca madre más importante para la generación de hidrocarburos en la cuenca. En la Figura 2.4 se puede observar que los principales yacimientos presentes en la Cuenca del Golfo San Jorge se encuentran en los flancos Norte y Sur.

2.2.4. Cenozoico

Mediando suave discordancia angular, se incluyen dentro de la Megasecuencia III los depósitos del Cenozoico constituidos por una columna estratigráfica que oscila entre 500 y 1300 m. de espesor, y están representados por las formaciones Salamanca, Río Chico, Sarmiento, Patagonia, Santa Cruz y sus equivalentes laterales. Durante la depositación de estas unidades han existido diversos episodios extensivos (Navarrete et al., 2015) que, combinados a oscilaciones eustáticas, determinaron una historia de transgresiones y regresiones con vergencia atlántica. Es por ello que se componen, en líneas generales, de arcillas y tobas, con ocasionales intercalaciones de areniscas continentales, alternando con lenguas de depósitos marinos someros de transgresiones atlánticas episódicas.

La Fm. Salamanca representa la primera ingesión marina desde el Océano Atlántico coincidente con un incremento en la velocidad de subsidencia en la cuenca y consiste litológicamente de pelitas, areniscas y conglomerados. En su base presenta bancos de areniscas glauconíticas de gran extensión regional que revisten cierta importancia económica ya que son productores de hidrocarburos en el Flanco Norte y son, además, un potencial yacimiento de potasio con importancia por su utilización como fertilizante (Castro et al., 2010).

2.2.4.1. Cuaternario

Dentro del Cenozoico se incluyen los depósitos del Cuaternario (Megasecuencia IV), pertenecientes a un período post-tectónico de la Cuenca del Golfo San Jorge y que están constituidos por los sedimentos continentales y marinos del Pleistoceno-Holoceno pobremente representados en la cuenca y los niveles fluviales y glacio-fluviales de los denominados “rodados patagónicos” (Figari et al., 1999). Éstos constituyen un depósito desarrollado en toda la extensión de la Patagonia y están compuestos de rodados que muestran superficies pulidas, lo que indica un transporte de largas distancias. Composi-

2.2. ESTRATIGRAFÍA Y MEGASECUENCIAS

cionalmente, en su mayor parte son vulcanitas y pórfiros de variados colores, provenientes de la Cordillera de los Andes. En general, presentan una matriz arenosa y cemento calcáreo. Con respecto al espesor, suele variar entre 2 y 20 m, aunque en algunos lugares puede alcanzar potencias de 150 m (Sylwan et al., 2011).

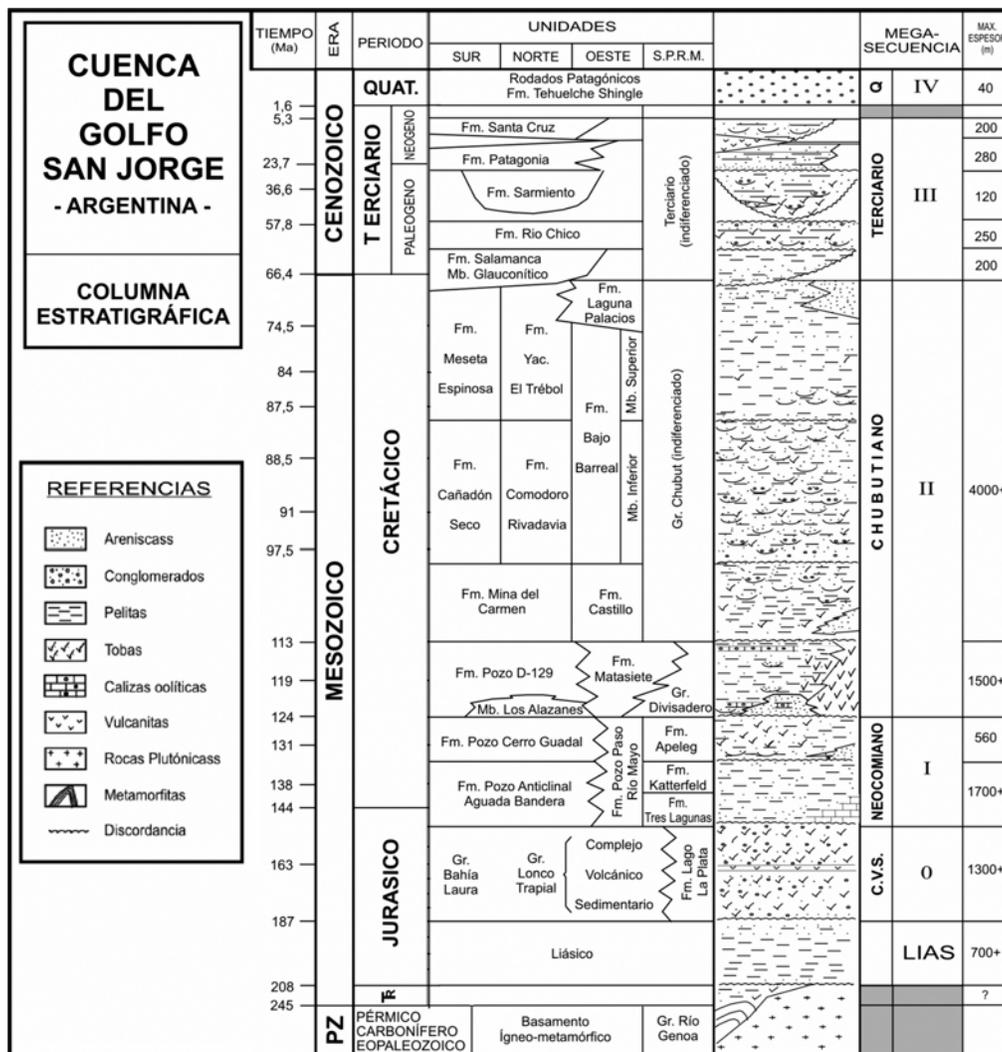


Figura 2.5: Columna estratigráfica modificada propuesta por Sylwan et al. (2011) para todos los sectores de la Cuenca del Golfo San Jorge, con las megasecuencias de acuerdo a Figari et al. (1999).

Capítulo 3

Obtención y procesamiento de los datos gravimétricos

Previo al procesamiento de los datos es fundamental tener presente las leyes que gobiernan el método gravimétrico. En consecuencia, en este capítulo se comienza describiendo el marco teórico y, posteriormente, se detallan cada uno de los pasos en la obtención y el procesamiento de los datos.

3.1. Marco teórico

A partir de las leyes del movimiento planetario alrededor del Sol elaboradas por Johannes Kepler, Sir Isaac Newton en el siglo XVII derivó y demostró la Ley de Gravitación Universal, dando paso al inicio del estudio del campo gravitatorio terrestre (Telford et al., 1990). Dicha ley postula que la fuerza de atracción entre dos masas puntuales, m_1 y m_2 , es directamente proporcional al producto de las mismas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (r) entre sus centros de masas:

$$\vec{F} = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \vec{r}_1 \quad (3.1)$$

donde \vec{F} es la fuerza, r es la distancia entre las masas, \vec{r}_1 es un vector unitario dirigido desde m_2 hacia m_1 y G es la constante de gravitación universal cuyo valor es $6.674 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}\cdot\text{s}^2$ en las unidades del CGS o $6.674 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}\cdot\text{s}^2$ en las del SI (Hinze et al., 2013).

La aceleración de la masa m_2 debida a la presencia de m_1 puede ser

3.1. MARCO TEÓRICO

encontrada dividiendo a \vec{F} en la Ecuación 3.1 por m_2 , esto es:

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \vec{r}_1 \quad (3.2)$$

donde la aceleración \vec{g} es igual a la fuerza gravitatoria por unidad de masa debido a m_1 . Si se reemplaza a m_1 por la masa de la Tierra (M_e) en la Ecuación 3.2, \vec{g} se convierte en la aceleración gravitacional, cantidad analizada en la exploración geofísica, y está dada por:

$$\vec{g} = G \frac{M_e}{R_e^2} \vec{r}_1 \quad (3.3)$$

siendo R_e el radio de la Tierra y \vec{r}_1 el vector unitario que apunta hacia el centro de la misma. Debido a la rotación terrestre, a la Ecuación 3.3 se le debe adicionar la aceleración centrífuga, cuyo potencial está dado por (Blakely, 1996):

$$U_r = \frac{1}{2} \omega^2 R_e^2 \cos^2(\phi) \quad (3.4)$$

donde ω es la velocidad angular de la Tierra y ϕ la latitud.

En honor a Galileo Galilei, pionero en la investigación de la naturaleza de la gravitación, la unidad asignada para la aceleración gravitacional es el Gal, equivalente a 0.01 m/s^2 en el SI o 1 cm/s^2 en el CGS. Debido a que el Gal resulta una unidad demasiado grande en comparación con los cambios en la aceleración de la gravedad causados por las variaciones en las masas del subsuelo de la Tierra, se ha adaptado el uso del miligal, donde $1 \text{ mGal} = 0.001 \text{ Gal}$.

Un factor clave a tener en cuenta en las mediciones gravimétricas es la geometría de la Tierra. En tal sentido, es preciso definir un datum, es decir, una superficie hipotética a partir de la cual se miden las alturas topográficas y las profundidades oceánicas. Si dichas alturas son ortométricas, obtenidas por ejemplo mediante nivelación (Carrión, 2013), el datum es el *geoide* (Figura 3.1). Sin embargo, cabe aclarar que para el caso de cotas GPS el datum es el elipsoide WGS84 (World Geodetic System 1984).

La aceleración gravitacional normal de la Tierra g_n , entonces, se modela en términos de un *elipsoide de revolución*, que es una aproximación matemática que mejor se adapta al geoide. Aún así, en algunas regiones suelen existir las llamadas *ondulaciones del geoide*, que hacen referencia a ciertas discrepancias

3.1. MARCO TEÓRICO

entre ambos modelos. Estas desviaciones son pequeñas en comparación al radio de la Tierra (Li y Götze, 2001).

En la sección de reducciones gravimétricas se detallan algunos elementos geodésicos que aparecen en la Figura 3.1.

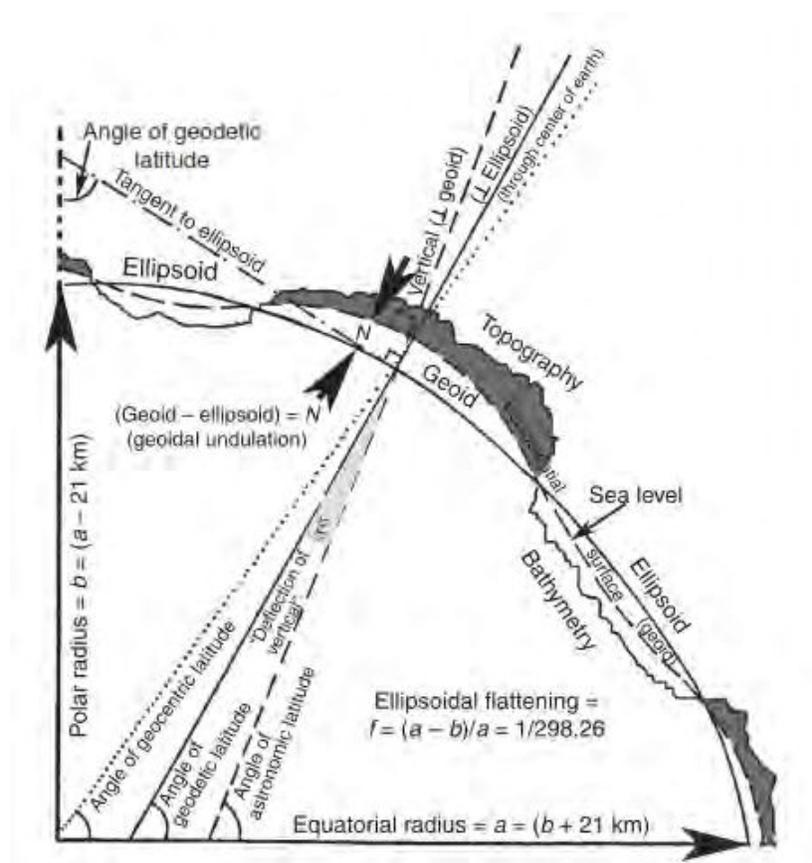


Figura 3.1: Descripción de los elementos geodésicos utilizados en gravimetría. Extraído de Hinze et al. (2013).

3.1.1. El método gravimétrico

El método gravimétrico de exploración se basa en la medición de variaciones muy pequeñas en el campo gravitatorio terrestre causadas por heterogeneidades laterales de densidad dentro del subsuelo (Hinze et al., 2013). Este método se conoce como método potencial debido a que las mediciones pueden expresarse en función de una función potencial escalar.

3.1. MARCO TEÓRICO

Tradicionalmente, se ha utilizado principalmente en la caracterización regional de la Tierra para determinar la estructura de la corteza, identificar regiones potencialmente favorables para la exploración de recursos y desarrollar modelos conceptuales de exploración.

Los métodos potenciales son remotos o indirectos, es decir, se colecta la información sin estar en contacto con la unidad o estructura geológica del subsuelo. A su vez son pasivos, ya que se basan en un campo natural y siempre presente y, por lo tanto, no requieren una fuente de energía activa, a diferencia de, por ejemplo, los métodos de exploración sísmica y la mayoría de los métodos eléctricos. Esto es una ventaja obvia, pero también una desventaja dado que el campo no puede modificarse para adaptarse a la aplicación particular. Además, producto de la pasividad, son no contaminantes, no destructivos y económicos.

El campo gravitatorio terrestre, pese a estar siempre presente, incluye dos tipos principales de variaciones: las espaciales, debido al tamaño, la forma y la rotación de la Tierra; y las temporales, relacionadas con los efectos diferenciales de la gravedad de la Luna y el Sol en la Tierra. Hinze (2013) describe a las variaciones espaciales en la gravedad sobre la superficie de la Tierra como aquellas variaciones causadas por heterogeneidades de masa dentro de la Tierra y por efectos latitudinales relacionados con el cambio en el radio de la Tierra y la fuerza centrífuga de la rotación de la misma desde el ecuador hasta los polos. Dentro de este grupo deben considerarse particularmente aquellas heterogeneidades laterales en la densidad de las masas terrestres y variaciones producto de la diferencia de altura entre las estaciones gravimétricas. Por su parte, las variaciones temporales son aquellas que surgen de los efectos de las mareas debido a los cuerpos extraterrestres del sistema solar, así como de las fluctuaciones en el contenido de fluidos y gases de la Tierra.

Cada observación de la gravedad en o cerca de la superficie de la Tierra incluye estos efectos normales de la gravedad, que en el caso de las variaciones espaciales y algunas variaciones temporales son grandes en comparación con muchos efectos de la gravedad geológica. Es por ello que, para aislar los efectos de gravedad de los objetivos del subsuelo para su análisis, estas variaciones deben eliminarse de las mediciones de gravedad. En este capítulo se abordan las correcciones más importantes y aquellas que se tuvieron en cuenta en el presente trabajo.

3.2. Obtención del dato gravimétrico - Base de datos

Los campos potenciales son funciones continuas de las coordenadas espaciales, las que son muestreadas en las etapas de adquisición y procesamiento de los datos. Este hecho hace que tanto el espaciamiento de los datos como la extensión geográfica del relevamiento impongan ciertas limitaciones que hacen imposible obtener el espectro completo de longitudes de onda en el análisis. De este modo existe una longitud de onda mínima (longitud de onda de Nyquist) definida por el intervalo de muestreo, y una longitud de onda máxima que está condicionada por las dimensiones del área de trabajo (expresiones 3.5 y 3.6). Conociendo estas restricciones, se debe tener en cuenta cuales son las longitudes de onda asociadas a las fuentes que podemos detectar (Longo, 2017).

Entonces, para el caso bidimensional podemos escribir:

$$2\Delta x \leq \lambda^x \leq X \quad (3.5)$$

$$2\Delta y \leq \lambda^y \leq Y \quad (3.6)$$

donde Δx y Δy representan los intervalos de muestreo y X e Y son las dimensiones del relevamiento en las direcciones de x e y , respectivamente (Ravazzoli, 2019).

Los datos gravimétricos utilizados en este trabajo corresponden a la base histórica de YPF S.A., los cuales fueron reprocesados por la empresa GE-TECH en el año 2010. La Cuenca del Golfo San Jorge consta de 7435 mediciones de gravedad. La distribución espacial de estas estaciones es heterogénea, con mayor cobertura (es decir, con menor espaciamiento entre estaciones) en el Sector Oeste de la cuenca, donde la separación entre estaciones es de 1 a 2 km, lo que implica, según las ecuaciones 3.5 y 3.6, una resolución espacial (longitud de onda mínima) de 2 a 4 km.

La baja densidad de muestreo tanto en la faja corrida y plegada de San Bernardo como en el Sector Oriental de la cuenca se puede observar en la Figura 3.2. En este sentido, un requisito que resulta indispensable en la confección de mapas es la interpolación de la información recogida en cada una de las estaciones gravimétricas. Dicha interpolación se obtuvo haciendo uso del programa Oasis montaj 9.5.1 (Geosoft, 2019), que dispone de diferentes

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

metodologías de grillado y entre ellas se seleccionó el método de grillado de mínima curvatura, el cual fija una superficie de mínima curvatura a los puntos con datos reales. La superficie de mínima curvatura es la superficie más suave posible que se ajusta a los valores de los datos medidos (Geosoft, 2014).



Figura 3.2: Datos gravimétricos regionales adquiridos por YPF S.A.

3.3. Procesamiento del dato gravimétrico

La primera etapa del procesamiento de los datos consistió en elaborar los mapas de elevación del terreno y de gravedad observada en cada estación. Posteriormente, se calcularon la corrección topográfica, la corrección de latitud y la corrección de Aire Libre, la cual se aplica a mediciones gravimétricas realizadas por encima del nivel del mar y tiene en cuenta la diferencia

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

de atracción gravitatoria debida a la altura, pero no la existencia de las masas. En la siguiente etapa se realizó la corrección de Bouguer, en la que se aproximó la masa por encima del nivel del mar a una capa homogénea infinita de espesor igual a la altitud del punto de observación desde el nivel del mar. Por último, se hallaron las anomalías de Aire Libre (AAL), de Bouguer (AB) y de Bouguer Completa (ABC), es decir, con la corrección topográfica incluida.

3.3.1. Elevación del terreno y gravedad observada

A partir de las elevaciones del terreno medidas en superficie en cada estación y referidas al nivel medio del mar, se elaboró un mapa de elevación para la zona de estudio, requerido para el cálculo de la corrección topográfica (Figura 3.3). Se puede observar mayor altura topográfica en el Sector Occidental de la cuenca, en cercanías a la cordillera andina, mientras que disminuye gradualmente hacia el Este a medida que nos acercamos a la plataforma continental. Además, se destaca una región de alto topográfico en el Flanco Norte.

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO



Figura 3.3: Elevación del terreno obtenido a partir de las mediciones en superficie en cada estación.

En la Figura 3.4 se puede ver la distribución 2D de los valores de gravedad observados en cada estación. Esta distribución muestra los bajos gravimétricos concentrados hacia el Flanco Occidental que, de acuerdo con el mapa de elevación del terreno (Figura 3.3), corresponden a las regiones de mayor altitud. Asimismo, se puede observar en el Flanco Norte el bajo gravimétrico, coincidente con el alto topográfico mencionado anteriormente. Es decir, el mapa de elevación del terreno y el mapa de gravedad observada exhiben una correlación inversa, lo que está en concordancia con la teoría, puesto que a mayor distancia del centro de la Tierra, menor es la atracción de la gravedad y, hasta aquí, no se han realizado a los datos las correcciones de Aire Libre, topográfica y de Bouguer.

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

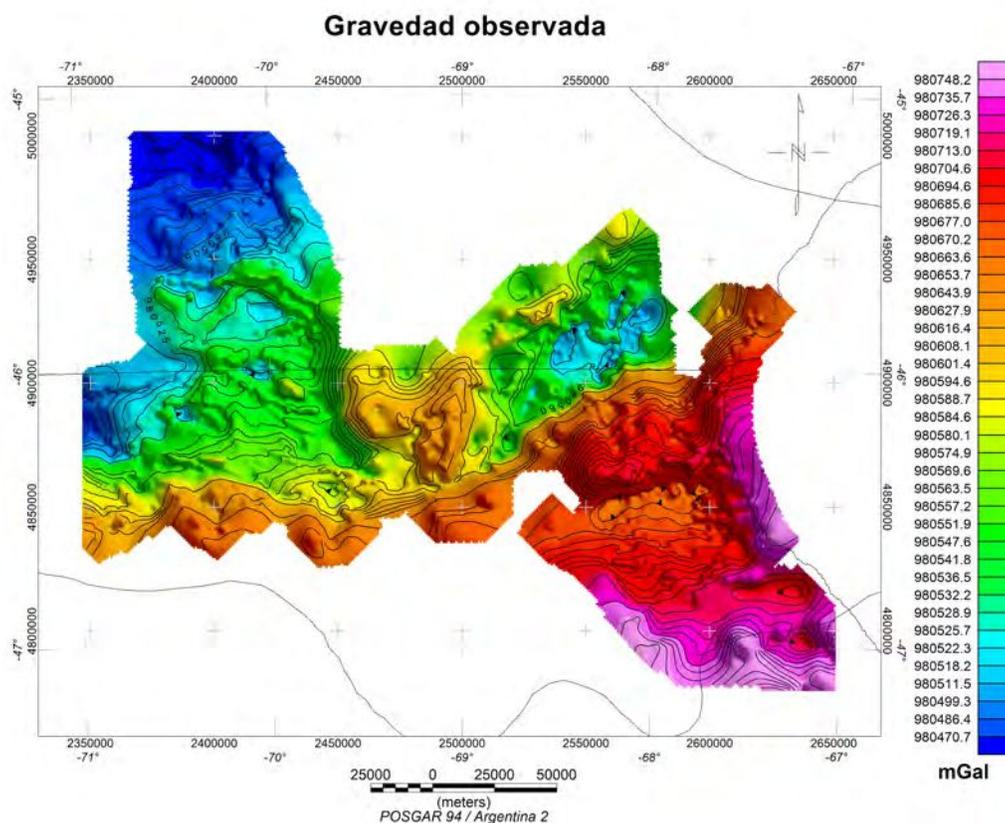


Figura 3.4: Gravedad observada en la zona de estudio.

3.3.2. Reducciones gravimétricas

Desde un punto de vista práctico y como primer aproximación, puede considerarse que nuestro planeta es una esfera aplanada que gira alrededor de su eje de revolución y que, además, presenta una superficie topográfica irregular. Tales circunstancias hacen que los valores de gravedad medidos sobre ella no puedan ser directamente comparados entre sí, dada la desigual influencia en la rotación, altitud y masa topográfica. Por tal motivo, los valores deben ser corregidos, mediante reducciones adecuadas, a una misma superficie de referencia en donde pueden ser comparados con valores teóricos calculados para cada estación (Hinze et al., 2013).

Como se mencionó en la sección anterior, la superficie de referencia que se suele considerar es el geoide. Para fines prospectivos resulta útil y cómo-

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

do tomar como primera -aunque grosera- aproximación, geoide y elipsoide coincidentes, dado que los errores introducidos por esta hipótesis carecen en general de importancia. No obstante, esta simplificación puede generar imprecisiones no despreciables en trabajos geodésicos, por lo que no deben ser adoptadas (Introcaso, 2006).

El propósito de la reducción de los datos obtenidos es, entonces, remover los efectos gravimétricos cuyas fuentes de origen no sean el objetivo de análisis. La anomalía resultante es posteriormente interpretada en términos de variación de densidad de las rocas en profundidad. Las correcciones que pueden aplicarse son diversas, dependiendo de la precisión requerida de los resultados y del tipo de estudio en cuestión. En esta sección se describen aquellas concernientes a este trabajo.

3.3.2.1. Corrección por latitud

La atracción gravitatoria de la Tierra varía desde el ecuador hasta los polos como resultado de la disminución en el radio, en aproximadamente 21 km, y un cambio en la aceleración centrífuga debido a la diferencia en el radio de giro, siendo máximo en el ecuador y cero en los polos. Esta diferencia total, de aproximadamente 5000 mGal, se denomina corrección de latitud y está representada por la Fórmula Internacional de Gravedad, derivada de diferentes modelos de la Tierra, de entre los cuales el más aceptado y conocido es el elipsoide de revolución (Hinze et al., 2013).

Para mejores resultados (Hinze et al., 2005), en este trabajo se utilizó el modelo del elipsoide WGS84, representado por la Fórmula Internacional de la Gravedad (o IGF-International Formula of Gravity) de 1980, dada por la siguiente ecuación:

$$\gamma(\phi) = g_e[1 + A \sin^2(\phi) + B \sin^2(2\phi)] \quad (3.7)$$

donde, g_e es el valor de la gravedad estadísticamente determinado en el ecuador en el elipsoide, ϕ es la latitud a la cual fue realizada la medición, A es el achatamiento gravitacional dado por la diferencia entre la gravedad en el elipsoide en el ecuador y los polos divididos por la gravedad ecuatorial, y B es una función del achatamiento (f) de la Tierra dada por la diferencia entre los semiejes mayor (a) y menor (b) del elipsoide dividido por el semieje mayor, y la relación entre la fuerza centrífuga ecuatorial y la gravedad ecuatorial (Figura 3.1). Los valores numéricos para estos componentes se muestran en

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

la Tabla 3.1, según la norma internacional más reciente aceptada, GRS80 (Moritz, 1980). Con esta acción, entonces, se eliminaron los efectos que tiene la rotación de la Tierra y el fenómeno de achatamiento terrestre sobre las mediciones de gravedad.

Tabla 3.1: Valores numéricos para los parámetros de la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1980, según la norma más recientemente aceptada.

Componente	Valor	Unidad
g_e	978032.7	mGal
A	0.0053024	-
B	0.0000058	-
f	1/298.257	-

Con esto, se puede dar una primera definición de anomalía gravimétrica como la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica para el punto de observación, es decir:

$$A_{gravimétrica} = g_{observado} - \gamma \quad (3.8)$$

3.3.2.2. Corrección por altitud

La corrección por altitud, también denominada corrección de Aire Libre (C_{AL}) o de Fayé, es una compensación al efecto gravimétrico inducido por la diferencia de altura entre la estación de medición y el nivel del mar (geoide), suponiendo que no existen masas interpuestas entre estos dos niveles. En otras palabras, debido a que la gravedad varía inversamente con el cuadrado de la distancia, es necesario corregir la IGF debido a los cambios en elevación, dado que la observación no se encuentra en el elipsoide de la Tierra, y sin tener en cuenta la masa de material entre ambos niveles, lo que explica el origen del término “corrección de aire libre” (Hinze et al., 2013).

La Ecuación 3.2, correspondiente a un modelo de esfera no rotante, se puede escribir como:

$$g(r) = -G \frac{M_e}{r^2} \quad (3.9)$$

donde M_e es la masa de la Tierra modelada como una esfera, igual a 5.973328×10^{24} kg. El efecto de la gravedad (g_0) a una pequeña distancia

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

h (cota de la estación) desde r se puede estimar, entonces, a partir de una expansión en series de Taylor de la Ecuación 3.9:

$$g_0(r + h) = g_0(r) + h \left(\frac{\partial g_0(r)}{\partial r} \right) + \dots, \quad (3.10)$$

para que la diferencia de primer orden sea:

$$g_0(r + h) - g_0(r) \approx h \left(\frac{2g_0(r)}{r} \right) = \alpha h \quad (3.11)$$

De la Ecuación 3.11 se obtiene que la variación de g_0 con la altura h es positiva para $h > 0$ y negativa para $h < 0$. Por lo tanto, se aplica la corrección de Aire Libre con signo opuesto, es decir, positiva para $h < 0$ y negativa para $h > 0$. Evaluando la Ecuación 3.11 en la superficie esférica de la Tierra, con un radio de 6378137 m y una gravedad teórica media de 978032.67715 mGal (Hinze et al., 2013), se obtiene la corrección por altitud o de Aire Libre, en mGal:

$$C_{AL} = \alpha h \quad (3.12)$$

donde en este caso $\alpha = 0.3086$ mGal/m. La Ecuación 3.12 representa el cambio en la gravedad normal en la estación con la diferencia de altura h en metros, con respecto a la altura de referencia y sin tener en cuenta las masas interpuestas, como ya se mencionó.

De este modo, la anomalía de Aire Libre queda definida como:

$$A_{aire\ libre} = A_{gravimétrica} + C_{AL} \quad (3.13)$$

$$A_{aire\ libre} = g_{observado} - \gamma + \alpha h \quad (3.14)$$

siendo h la elevación del punto de observación.

3.3.2.3. Corrección de Bouguer

La corrección de Aire Libre y la gravedad teórica, analizadas previamente, ignoran la masa que puede existir entre el nivel de observación y el nivel del mar. La corrección de Bouguer considera esta masa adicional y compensa el efecto que la masa de roca, situada entre ambos niveles, tiene sobre los datos de gravedad observados.

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

Debido a que las masas existentes se encuentran distribuidas irregularmente, para calcular sus efectos se trabaja bajo la hipótesis de que dicho efecto es análogo al de una placa horizontal de extensión lateral infinita, de espesor h y densidad σ constante (Figura 3.5).

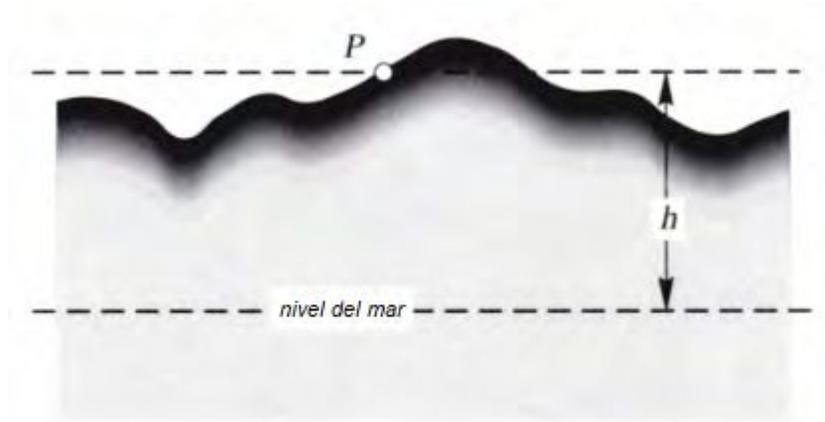


Figura 3.5: Consideraciones topográficas de la corrección de Bouguer, donde P es el punto de observación y el nivel del mar es la superficie de referencia. Adaptado de Blakely (1996).

La expresión matemática para esta corrección es:

$$C_{Bouguer} = 2\pi G\sigma h \quad (3.15)$$

Por lo que la anomalía de Bouguer queda expresada de la siguiente manera:

$$A_{Bouguer} = g_{observado} - \gamma + \alpha h - 0,04192\sigma h \quad (3.16)$$

Como se puede observar, en la Ecuación 3.16 la corrección resulta en mGal si la densidad se especifica en $\frac{g}{cm^3}$ y la altura en m .

Para que la corrección sea efectiva y precisa, la decisión del valor de densidad topográfica (o de Bouguer) a utilizar es de vital importancia. En la siguiente sección se comenta sobre la elección de la densidad de Bouguer utilizada, de modo tal que el cálculo resulte lo más preciso posible.

3.3.2.4. Corrección topográfica

Las correcciones topográficas, o de terreno, se aplican a las observaciones de la gravedad para ajustar los efectos de las variaciones en el espesor de la placa horizontal infinita utilizada en la corrección de Bouguer para calcular el efecto de la masa en una estación. El efecto de la gravedad de esta corrección refleja la desviación de la superficie de la Tierra con respecto a la placa de Bouguer, de ahí el término corrección topográfica o de terreno.

En la Figura 3.6 se observa que tanto los cambios positivos como los negativos causan una disminución en el efecto gravitatorio de la placa supuesta en la corrección de Bouguer. Por lo tanto, esta corrección es siempre positiva, pues en los valles la corrección de Bouguer ha restado un efecto no existente, y en zonas montañosas no se ha tenido en cuenta el efecto de las masas que existen por encima del nivel de la estación.

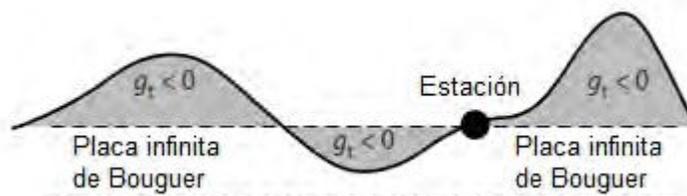


Figura 3.6: Ilustración esquemática que muestra el efecto gravitacional de los cambios positivos y negativos en la topografía cercana a una estación, como resultado de considerar la placa infinita horizontal, asumida en la corrección de Bouguer. Modificada de Hinze et al. (2013)

Si bien el resultado está sujeto al volumen de la desviación de la topografía con respecto a la placa de Bouguer utilizada, también dependerá de la topografía cercana, ya que su influencia se atenúa con la distancia debido a la ley de la gravedad del cuadrado inverso. Es por ello que en trabajos regionales donde la separación de las estaciones es del orden de kilómetros, el aporte de la topografía suele ser despreciable. Sin embargo, la importancia del efecto del terreno depende en gran medida de la topografía local, es decir, variaciones o contrastes sustanciales presentes en el área de estudio, y es por ello que se la tuvo en cuenta en este trabajo.

Forsberg (1985), basándose en Sideris (1985), obtuvo la expresión para el valor de la corrección topográfica en un punto del terreno mediante un método

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

que implica el computo de integrales numéricas e involucra la Transformada Rápida de Fourier (o FFT - Fast Fourier Transform). Sin embargo, existen numerosos métodos para evaluar la influencia del terreno en las observaciones gravimétricas. Los más utilizados son los expuestos por Arroyo (2006).

En este trabajo, las correcciones topográficas se calculan mediante el software Oasis montaj 9.5.1 (Geosoft, 2019), que utiliza una combinación del método descrito por Nagy (1966) y Kane (1962). El algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares inclinadas, que describen una superficie entre la estación de gravedad y la elevación en cada esquina diagonal. En la zona intermedia, el efecto de la topografía se calcula para cada punto utilizando un enfoque de prisma cuadrado de Nagy, de superficie plana (Anexo A; Sección A.1). En la zona lejana, la atracción de un prisma se aproxima por la de un anillo anular con la misma altura (diferencia en la atracción de dos cilindros verticales con la misma altura pero radios diferentes), como lo describe Kane (Anexo A; Sección A.2).

3.3.3. Obtención de anomalías

Para el cálculo de las anomalías se realizó el análisis de cada uno de los términos de la Ecuación 3.16 por separado.

En primer lugar se calculó la anomalía de Aire Libre utilizando la Ecuación 3.14, considerando la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1980 (Ecuación 3.7) y una constante de corrección de Aire Libre (α) de 0.308596 mGal/m. El mapa de AAL obtenido (Figura 3.7) presenta variaciones entre aproximadamente -14 mGal y 36 mGal, con un rango de variación de alrededor de 50 mGal. Asimismo, revela valores negativos en el Centro de Cuenca, mientras que los mayores valores de anomalías positivas en el Flanco Oeste y Flanco Norte coinciden con los altos topográficos, lo que pone de manifiesto la conocida correlación directa entre la AAL y las elevaciones (Torgue, 1989).

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

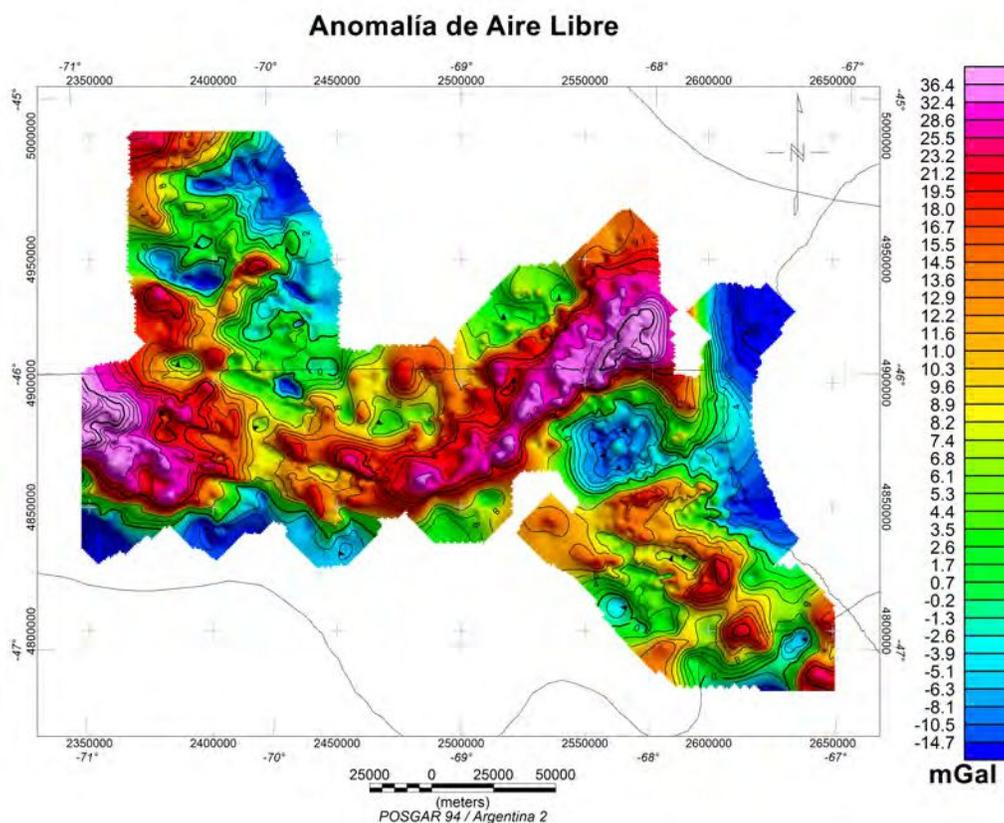


Figura 3.7: Mapa de distribución en planta de la anomalía de Aire Libre, evaluada con un valor de densidad de 2.67 g/cm^3 .

Luego se obtuvo la anomalía de Bouguer simple, es decir, sin considerar la corrección topográfica (CT), utilizando la Ecuación 3.16. De acuerdo con la información de estudios previos en la zona y pozos provistos por YPF S.A. para la realización del trabajo de tesis, se eligieron dos valores representativos de densidad para la corrección de Bouguer, 2.55 g/cm^3 y 2.67 g/cm^3 .

La anomalía de Bouguer calculada con una densidad de 2.55 g/cm^3 (Figura 3.8) presenta valores negativos en toda la zona de trabajo, y éstos varían de -8.5 mGal , en el Centro de Cuenca y Flanco Sur, a -61.8 mGal en el Flanco Oeste de la misma. Se resalta además la presencia de grandes valores anómalos en el Flanco Norte, alrededor de -49 mGal , mientras que en la faja corrida y plegada de San Bernardo la anomalía se encuentra entre -24 mGal y -32 mGal , aproximadamente.

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

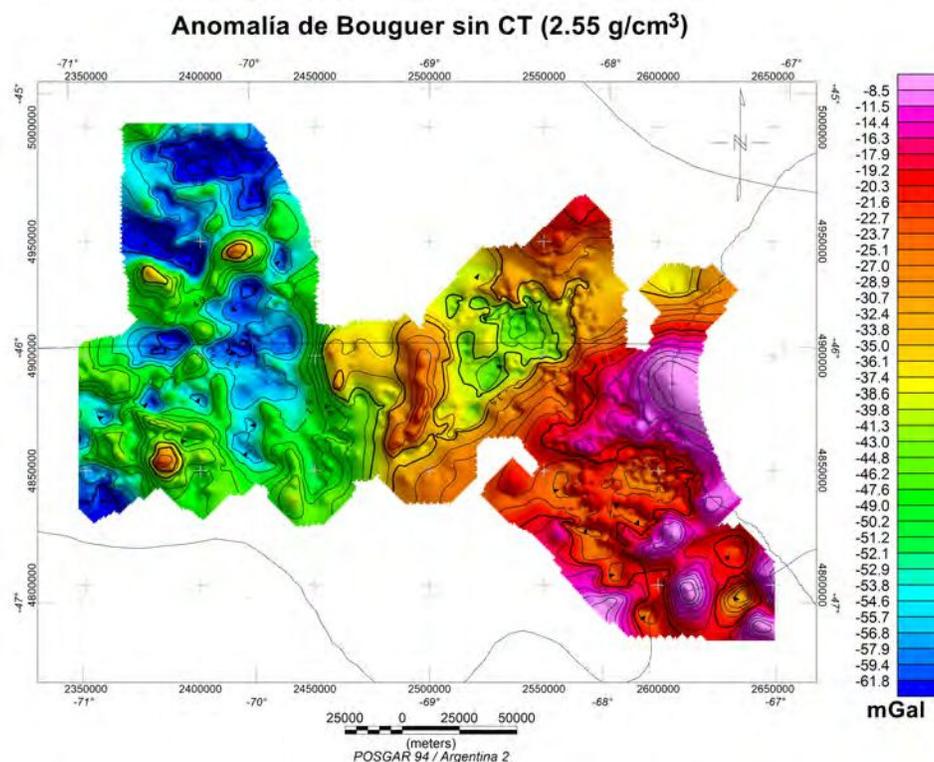


Figura 3.8: Mapa de distribución en planta de la Anomalía de Bouguer simple, evaluada con un valor de densidad de 2.55 g/cm^3 .

Por su parte, la anomalía de Bouguer obtenida con una densidad de 2.67 g/cm^3 (Figura 3.9) presenta las mismas características que la calculada anteriormente, con valores negativos en toda la zona de trabajo, y con los mismos máximos y mínimos gravimétricos. Sin embargo, los valores varían respecto de la anterior, con un rango que oscila entre -9.3 mGal en el Centro de Cuenca y Flanco Sur a -64.5 mGal en el Flanco Oeste de la misma, y con valores de alrededor de -51 mGal en el Flanco Norte, y entre -25 mGal y -33 mGal , aproximadamente, en la faja corrida y plegada de San Bernardo.

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

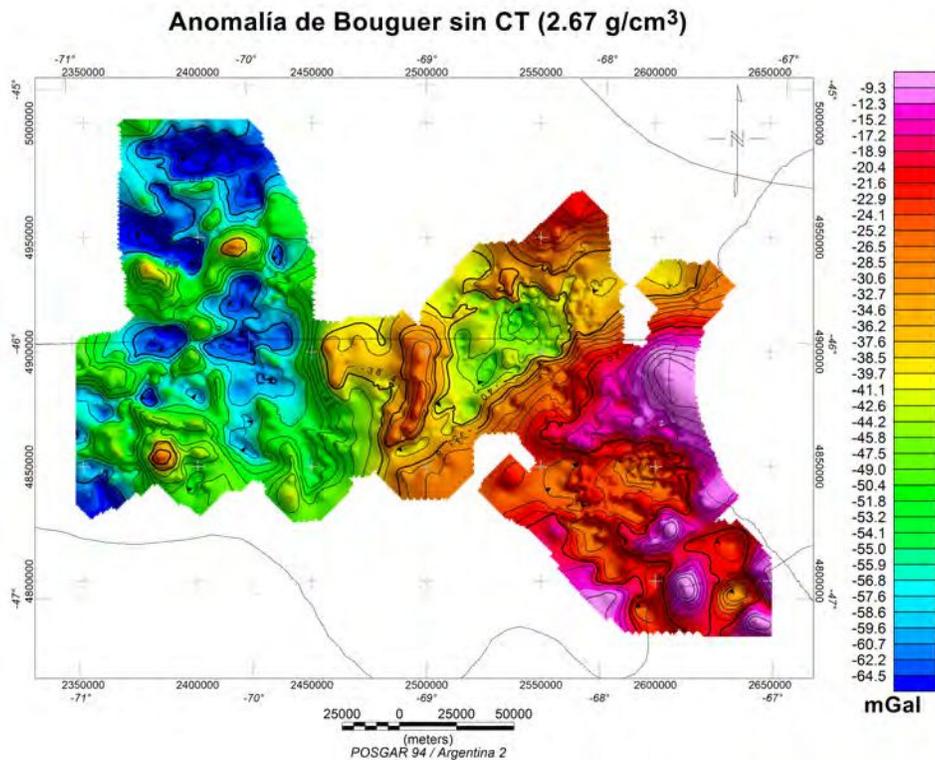


Figura 3.9: Mapa de distribución en planta de la Anomalía de Bouguer simple, evaluada con un valor de densidad de 2.67 g/cm^3 .

Dado que con ambas densidades los resultados son similares se optó por utilizar para el procesamiento y la interpretación de los datos el valor clásico para la densidad topográfica, es decir, 2.67 g/cm^3 .

Posteriormente se calculó el mapa para la corrección topográfica. Se realizaron diversas pruebas variando la distancia de corrección, desde 5000 m hasta 50000 m y se observó que, dada la naturaleza de los datos, el valor de la CT no varía significativamente con la distancia utilizada. Finalmente, se eligió y se mapeó la CT con una distancia de corrección de 30000 m (Figura 3.10). En general, se observan valores pequeños (entre 0.008 y 0.05 mGal), destacándose aquellos que pertenecen a la región mencionada del Flanco Norte, alcanzando los 0.45 mGal, correspondiente a los mayores contrastes topográficos.

3.3. PROCESAMIENTO DEL DATO GRAVIMÉTRICO

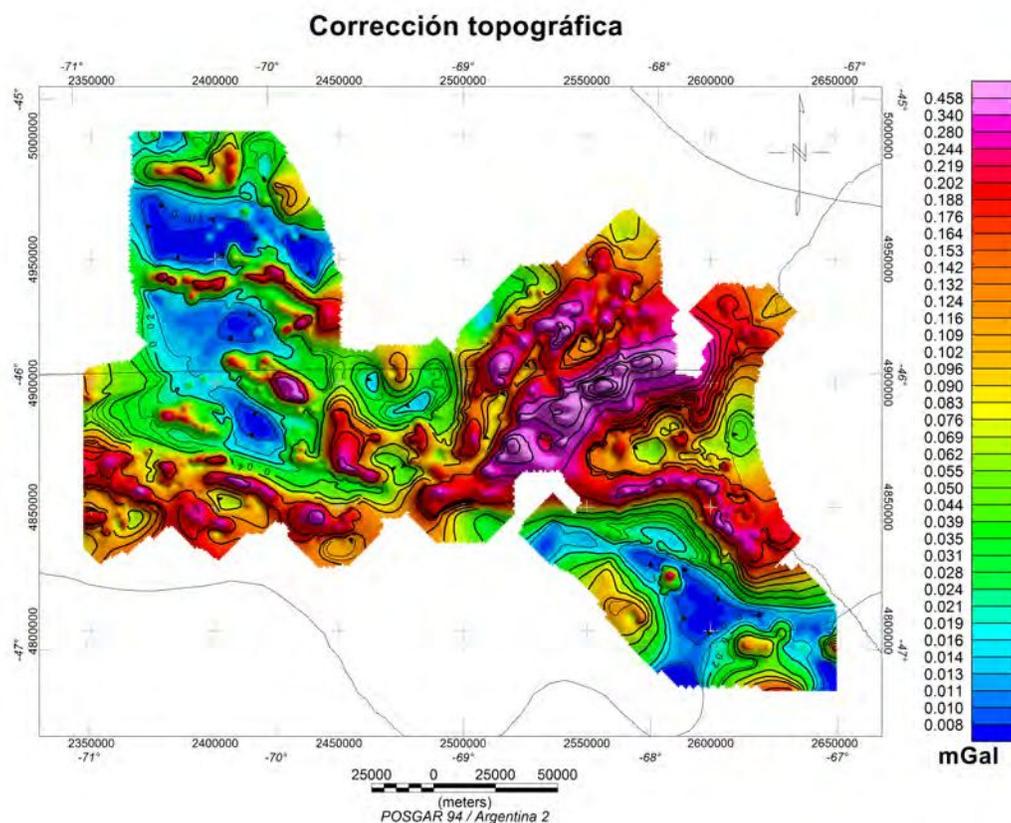


Figura 3.10: Mapa de distribución en planta de las correcciones topográficas evaluadas para la zona de estudio, con un valor de densidad de reducción de 2.67 g/cm^3 .

Por último, se realizó el cálculo de la Anomalía de Bouguer Completa (ABC), es decir, incluyendo la CT, para el caso de una densidad cortical de reducción de 2.67 g/cm^3 . En este caso, la anomalía es similar a la obtenida sin tener en cuenta la CT (Figura 3.9). Esto se debe a que, en este caso, la CT tiene valores pequeños y no influye de manera significativa en los cálculos de la anomalía de Bouguer.

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

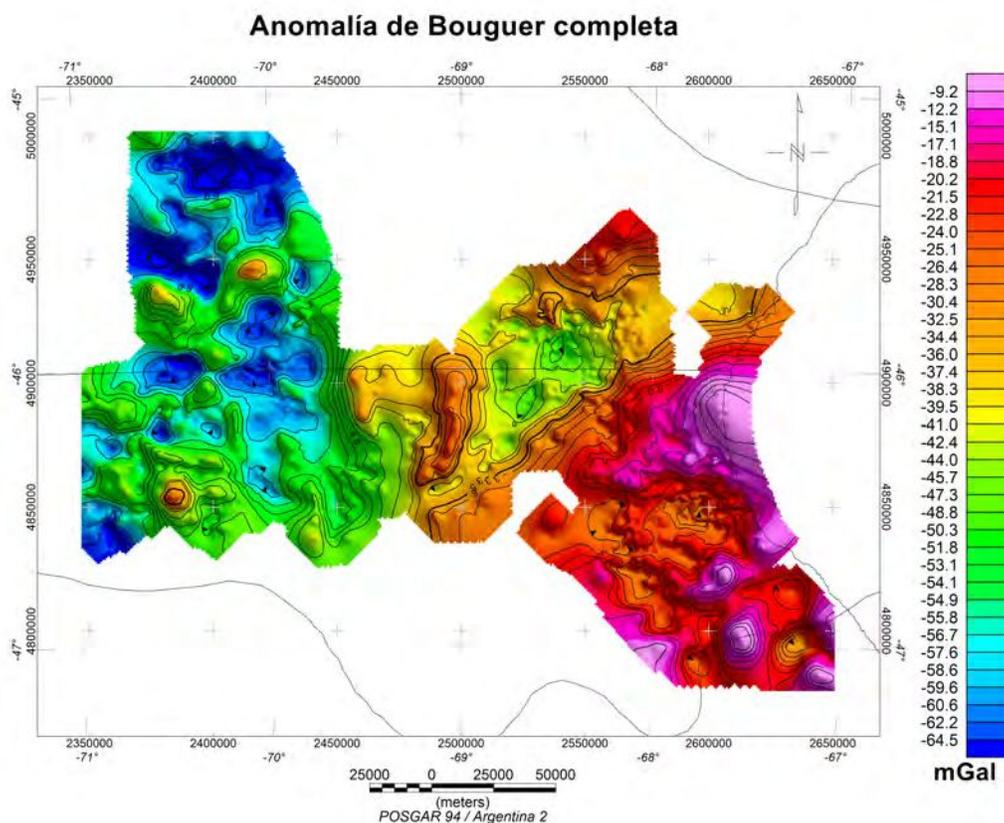


Figura 3.11: Mapa de distribución en planta de la Anomalía de Bouguer Completa, evaluada con un valor de densidad de 2.67 g/cm^3 .

Este mapa de anomalías de Bouguer con la corrección topográfica incluida (Figura 3.11) será el utilizado de aquí en adelante para el procesamiento y posterior modelado regional de la cuenca.

3.4. Separación de componentes regional - residual

La forma de una anomalía gravimétrica depende del contraste de densidad, y de las dimensiones y profundidad del cuerpo anómalo. La extensión horizontal de una anomalía se conoce como longitud de onda aparente y brinda una indicación de la profundidad del cuerpo que genera la anomalía. Los

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

rasgos estructurales profundos generan variaciones en el campo observado en superficie de gran longitud de onda, de carácter regional, con gradientes horizontales suaves y graduales, mientras que las estructuras más pequeñas y superficiales dan lugar a anomalías de reducida extensión superficial, de carácter local o residual y gradientes horizontales más abruptos (Sánchez, 2003).

Es por esto que los campos de anomalías de Bouguer a menudo se caracterizan por una anomalía regional amplia, ligeramente variable, sobre la cual se pueden superponer anomalías locales de longitud de onda más corta (Figura 3.12).

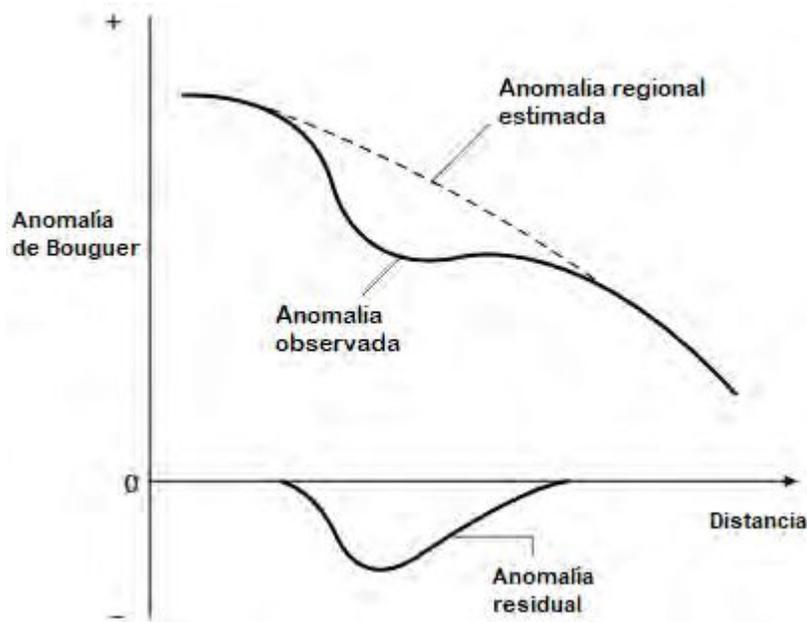


Figura 3.12: Separación de las componentes regional y residual de la Anomalia de Bouguer Completa. Modificado de Kearey et al. (2002).

Podemos así considerar las anomalías observadas (Δg) como la suma de las anomalías producidas por las distintas fuentes regionales (Δg_R) y residuales (Δg_r), situadas a diferentes profundidades, más un ruido N contenido en la información:

$$\Delta g = \Delta g_R + \Delta g_r + N \quad (3.17)$$

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

La separación de componentes del campo anómalo es un proceso de filtrado en el cual se debe eliminar, o por lo menos atenuar, aquella porción de la señal que no resulte de interés. En este trabajo, se desprecia el ruido debido a errores observacionales e introducidos por las correcciones. Por lo tanto, se atribuye el ruido N a la presencia de estructuras geológicas muy someras de menor tamaño que aquellas que resultan de interés. Estas anomalías de mayor interés, por lo general, suelen ser las residuales, por lo que el primer paso en la interpretación es la eliminación del campo regional para aislar las anomalías residuales (Kearey et al., 2002). Entonces, la Ecuación 3.17 queda:

$$\Delta g_r = \Delta g - \Delta g_R \quad (3.18)$$

Existen diversos métodos y algoritmos que se han empleado tradicionalmente en la separación de anomalías regionales y residuales y que pueden aplicarse tanto a perfiles realizados sobre la estructura de interés como a mapas de distribución de anomalías en dos dimensiones. En esta etapa y una vez confeccionado el mapa de la ABC, se trabajó con la remoción de tendencia o ajuste polinomial, la continuación analítica ascendente y un filtro Butterworth que actúa como pasa bajos, los tres con base en mapas 2D de la distribución de la Anomalía de Bouguer Completa y haciendo uso de la transformada de Fourier. Este tratamiento de filtros 2D aplicados a los datos gravimétricos se llevó a cabo utilizando el módulo MAGMAP del software Oasis montaj 9.5.1 (Geosoft, 2019).

En el dominio espectral, al llevar una curva de anomalía al dominio de Fourier, las señales registradas se ven descompuestas según la energía contenida en cada número de onda. Sin embargo, los rangos donde se encuentra la mayor parte de la energía de cada componente anómala, no son mutuamente excluyentes; dando lugar a superposiciones entre los mismos (Gómez, 2017). En otras palabras, a pesar de que la componente regional tenga alta amplitud en números de ondas bajos, parte de su energía está contenida en los números de onda altos. Y vale lo opuesto para la componente residual.

Este solapamiento entre los espectros de ambas componentes hace que el proceso de filtrado pierda efectividad. Aún más, los umbrales aplicados en los operadores de filtrado deben ser transiciones suaves, lo que lleva a posibles distorsiones en las amplitudes y fases de la señal filtrada. Es por ello que estos procedimientos deben usarse cuidadosamente, ya que a veces pueden surgir anomalías residuales ficticias cuando el campo regional se resta de los datos observados debido a los procedimientos matemáticos empleados. Puede

decirse, entonces, que la separación de campos anómalos es un proceso semi-subjetivo, que se encuentra condicionado por la experiencia y el criterio del procesador o intérprete, y admite múltiple soluciones.

3.4.1. Ajuste polinomial

La primer técnica que se llevó a cabo fue la de ajuste polinomial, la cual, sobre la base de que la respuesta de cuerpos profundos es suave, supone que la componente regional puede ser aproximada por medio de una superficie de tendencia o función polinomial de bajo grado, de comportamiento suave (Abdelrahman et al., 1985). Es decir, este método consiste en ajustar una superficie matemática que se aproxima a la componente regional de los datos de gravedad, de la forma:

$$\Delta g_R(x, y) = \sum_{n=0}^p \sum_{s=0}^n a_{n-s,s} x^{n-s} y^s \quad (3.19)$$

donde los $a_{n-s,s}$ son los coeficientes del polinomio 2D, p es el orden y x e y son las coordenadas.

Los coeficientes de la función polinomial son obtenidos a partir del ajuste de los datos de anomalía observados, lo cual puede realizarse con cualquier algoritmo de regresión, como por ejemplo el de mínimos cuadrado. Agocs (1951) analiza otros tipos de técnicas, tales como la media aritmética, el suavizado de contornos, la sumatoria circular, entre otros.

Pese a que muchos autores, entre ellos Agocs (1951) y Abdelrahman et al. (1985), utilizaron polinomios de grado bajo, existen antecedentes de grados más altos (por ejemplo, entre siete y trece). Si bien se supone que la componente regional del campo anómalo de Bouguer será mejor representada por un polinomio de bajo grado (Abdelrahman et al., 1985), es evidente que el grado del polinomio a utilizar queda a criterio de la persona que lleve a cabo la operación.

A partir de un polinomio de primer orden, se calculó por mínimos cuadrados la superficie de tendencia y se removió del mapa de la ABC la tendencia regional producida por fuentes profundas, obteniéndose de este modo la componente residual. Posteriormente, haciendo la diferencia entre la ABC y la componente residual, se obtuvo la componente regional.

En la Figura 3.13 se muestra la componente regional obtenida por el polinomio de primer orden. Se puede observar la similitud en el rango de

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

los valores con respecto a la ABC (Figura 3.11), consecuencia de que la mayor parte del valor total de la anomalía resulta de las fuentes de mayor extensión y profundidad. No obstante, el rango de la componente regional es más acotado, con un máximo de -59.0 mGal, en el Flanco Occidental, y disminuyendo progresivamente hacia el Sector Oriental, donde alcanza un valor de -13.2 mGal.

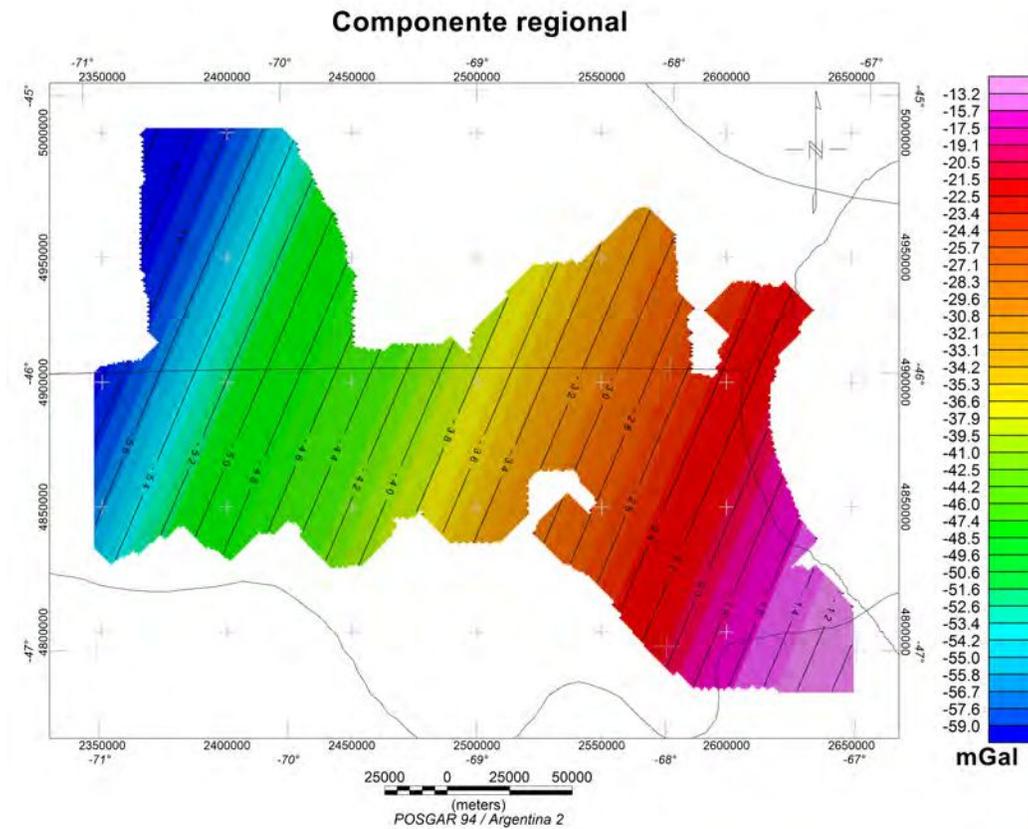


Figura 3.13: Componente regional obtenida mediante ajuste polinomial de primer orden.

Por su parte, la componente residual o local (Figura 3.14) presenta tanto valores anómalos negativos como positivos, y varía en un rango mucho menor al anterior, entre -13.3 mGal y 12.5 mGal aproximadamente. Al compararlo con la ABC, si bien mantiene los altos y bajos gravimétricos de ésta, se puede observar que el rango es completamente distinto ya que se removió la

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

tendencia que producen las fuentes profundas, que en este caso es un plano. Además, al remover la tendencia regional se hacen evidentes los mínimos en el Sector Oriental que en el mapa de la ABC (Figura 3.11) no se aprecian. Se destacan grandes zonas de bajos gravimétricos en el Flanco Occidental y Norte, y altos gravimétricos en el Centro de Cuenca, en la faja corrida y plegada de San Bernardo y en algunos sectores puntuales del Flanco Occidental y Sur.

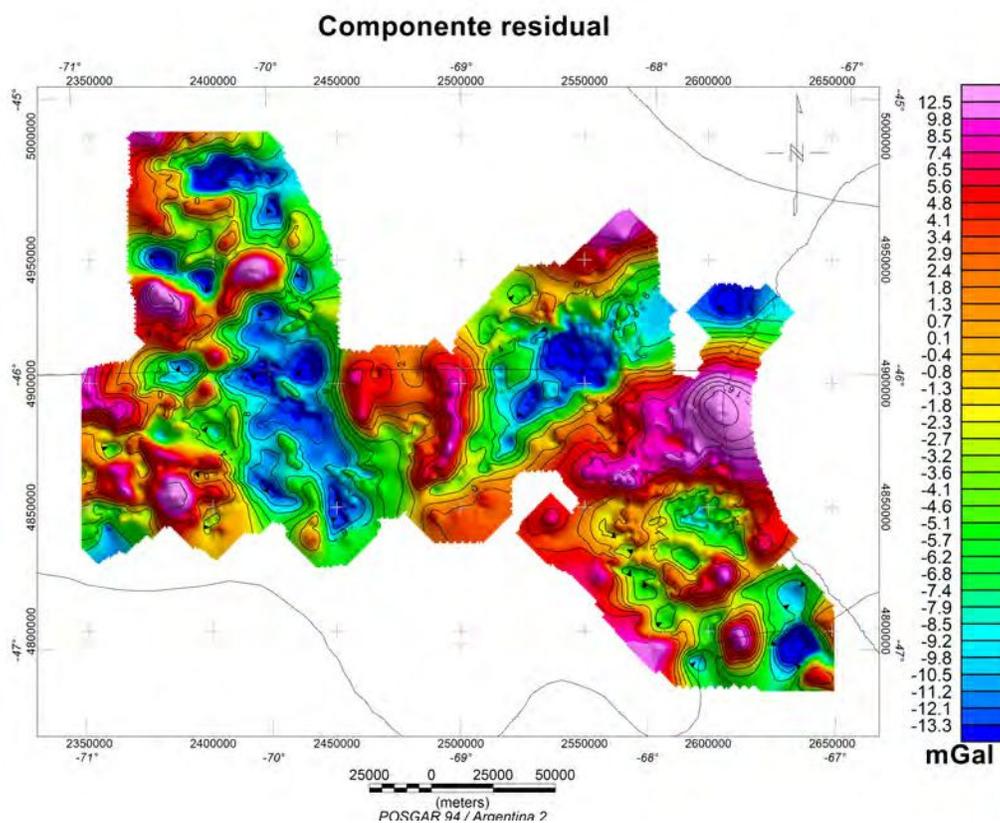


Figura 3.14: Componente residual obtenida mediante ajuste polinomial de primer orden.

3.4.2. Continuación analítica ascendente

El campo gravimétrico, por ser un campo potencial, tiene la propiedad de ser continuo, lo que permite inferir su comportamiento a niveles superiores

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

o inferiores del datum de referencia (Ortega, 2014). Es decir, el hecho de que el potencial gravitatorio satisface las ecuaciones de Laplace y Poisson nos permite determinar el potencial y el campo sobre un nivel arbitrario a partir del campo conocido sobre otro nivel, cuando no hay masas entre los dos niveles. A este proceso se lo denomina *continuación o prolongación* analítica.

La esencia de la separación de anomalías mediante su continuación analítica consiste en que con el aumento de la distancia a las fuentes de anomalías, éstas disminuyen de distinta manera según su profundidad y dimensiones: las anomalías producidas por cuerpos pequeños y que yacen a poca profundidad decrecen con mayor rapidez que las anomalías causadas por masas más grandes y a mayor profundidad (Grant y West, 1965).

El procedimiento se puede interpretar como una técnica de “enfoque”. Al incrementar la distancia entre el observador y el objeto causante de anomalía (continuación ascendente), se pierden detalles del campo, conservándose los rasgos más generales. Inversamente, al acercarse el observador al objeto (continuación descendente) se resaltan los detalles que a grandes distancias resultan imperceptibles.

En este caso se utilizó la continuación analítica *ascendente*, cuya metodología consiste en simular que el punto de observación se eleva una determinada altura, de este modo se pierde resolución de las fuentes superficiales y se resaltan las masas regionales, más grandes y profundas.

Desde un punto de vista espectral, puede entenderse como un filtro pasa bajos muy suave, que resalta los efectos de cuerpos extensos y profundos, a expensas de las anomalías de cuerpos pequeños y someros. Es decir, al proyectar hacia arriba la ABC, realza las longitudes de ondas largas y atenúa las cortas, resaltando aún más las características de la anomalía regional.

La importancia del método reside en que no es necesario tener información sobre las masas, su tamaño o profundidad ni su densidad (Grant y West, 1965).

Por su parte, la altura de continuación ascendente apropiada dependerá de la naturaleza de las anomalías observadas y de las características del relevamiento. Si bien su elección es arbitraria, una manera de encontrar la más conveniente es comparando los resultados obtenidos a partir de una serie de alturas diferentes.

Es por ello que se realizaron varias pruebas, variando las alturas de continuación desde 5000 m a 40000 m. En la figura 3.15 se presenta la componente regional luego de aplicarle un filtro de continuación analítica hacia arriba al mapa de ABC, a una altura de 30000 m. Se puede observar cierta similitud

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

con la componente regional obtenida mediante el filtro polinómico de primer orden (Figura 3.13), donde los máximos valores negativos de la anomalía se encuentran en el Flanco Occidental y disminuyen hacia el Sector Oriental. Sin embargo, en este caso se advierte una ligera curvatura de las isolíneas y un rango de valores levemente mayor, variando de -59.7 mGal, en el Flanco Occidental, a -14.4 mGal, en el Sector Oriental.

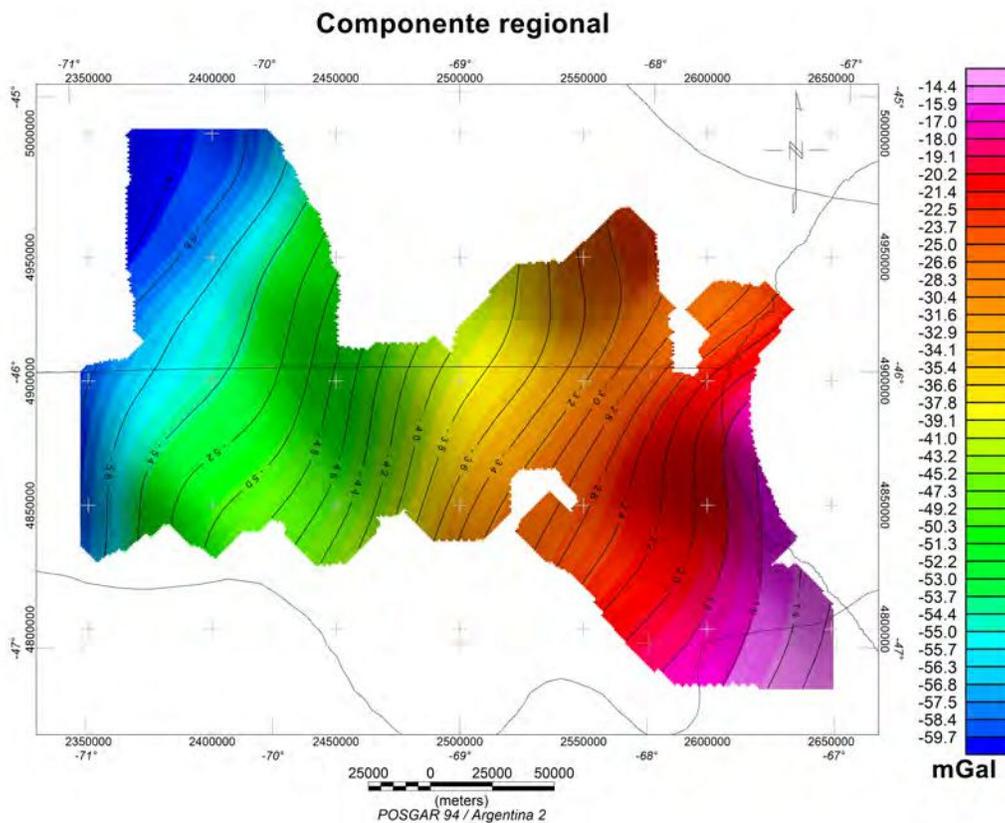


Figura 3.15: Componente regional obtenida mediante continuación analítica ascendente, con una altura de continuación de 30000 m.

Posteriormente, se obtuvo el efecto residual sustrayendo de la ACB la componente regional (Figura 3.16). En este caso se puede notar la semejanza en los patrones de altos y bajos gravimétricos con la obtenida mediante el método anterior (Figura 3.14), aunque el rango de valores es levemente menor, variando de -11.1 mGal a 11.5 mGal.

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

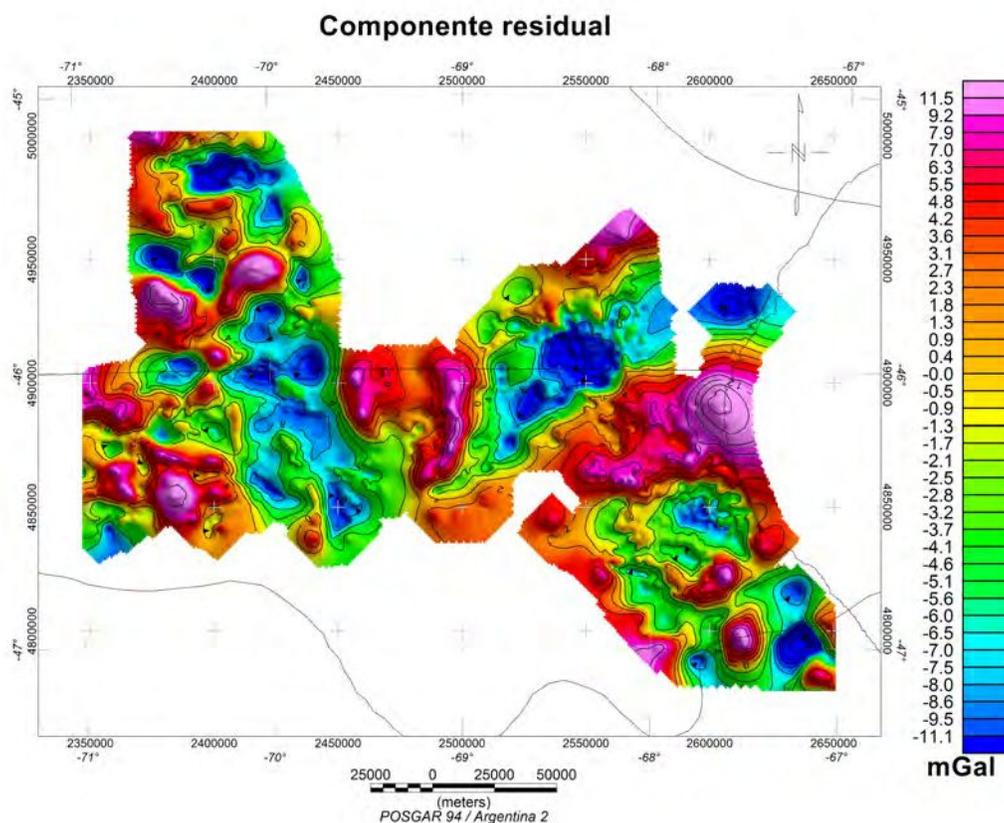


Figura 3.16: Componente residual obtenida mediante continuación analítica ascendente, con altura de continuación de 30000 m.

3.4.3. Filtrado por número de onda

El filtrado por número de onda, o longitud de onda, permite rechazar porciones no deseadas de la señal en base a sus propiedades espectrales. Este tipo de técnicas, en líneas generales, han reemplazado a las operaciones en el dominio espacial, debido a que son más fáciles de implementar, presentan una mayor versatilidad y son más eficientes al momento de trabajar con grandes volúmenes de datos (Hinze et al., 2013). Además, el teorema de Parseval garantiza que la información contenida en el dominio espacial y en el dominio de la frecuencia son iguales, por lo que se conserva la energía de la señal al cambiar de dominio (Blakely, 1996).

Los filtros pasa bajos son utilizados para remover los efectos no deseados

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

de altos números de onda, normalmente relacionados a fuentes someras y pequeñas, realzando las señales provenientes de cuerpos extensos y profundos. De manera contraria, los filtros pasa altos tienen como función preservar las perturbaciones asociadas a contrastes de densidades superficiales y localizados (componente residual). Adicionalmente, los filtros pasa banda/rechaza banda resaltan o atenúan ciertos rangos específicos del espectro de amplitudes de los datos. El diseño y construcción de estos operadores puede hacerse a partir de la combinación de distintos filtros pasa bajos.

En este sentido, el filtro Butterworth es excelente para la aplicación directa de filtros paso alto y paso bajo, en particular porque permite controlar la nitidez del filtro alrededor de la longitud de onda de corte. Muchos otros filtros dan como resultado una ondulación o *ripple* (fenómeno de Gibbs) en la salida, porque tienen un salto pronunciado a cada lado de la longitud de onda de corte (Karl, 1989).

Teniendo en cuenta esto, se realizó un filtrado espectral aplicando un filtro Butterworth que actúa como pasa bajos (Geosoft, 2013), cuya espectro de potencia $L(k)$ tiene la forma:

$$L(k) = \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n} \quad (3.20)$$

donde k_c es el número de onda de corte y n el orden o grado del filtro (Geosoft, 2013).

En el diagrama de la Figura 3.17 se muestra la forma del filtro para distintos valores de n . Como se puede observar, el orden n controla la pendiente de la banda de transición del filtro. Se comprobó que, en este caso, el comportamiento del filtro no variaba significativamente para distintos valores de n , y se eligió $n = 8$.

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

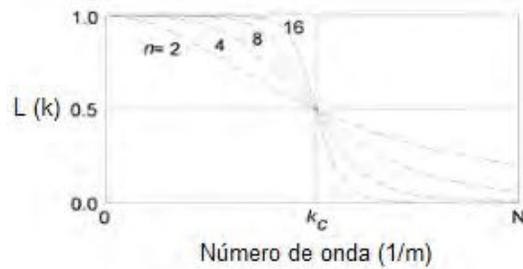


Figura 3.17: Diagrama que muestra la forma del filtro para distintos valores de n . Modificado de Geosoft (2013).

Luego de realizar distintas pruebas variando la longitud de onda de corte, se eligió una de 30000 m, igual a la altura de continuación ascendente, con el fin de atenuar la energía contenida en los altos números de onda, comunmente vinculada a cuerpos someros de pequeña escala, y estimar así la componente regional. De esta manera se obtuvo la componente regional de la Anomalía de Bouguer Completa (Figura 3.18).

Como ya se mencionó, debido a que tanto los mapas de la componente regional como los de la residual son calculados a partir de una anomalía total que los vincula, y dado que el método de separación no es completamente determinante, el mapa de anomalía regional contendrá una porción de anomalía residual y viceversa (Gómez, 2017). Es por ello que en el mapa de la componente regional se manifiestan aquellos rasgos de máximos y mínimos observados en los mapas de la componente residual (Figuras 3.14 y 3.16), observándose una clara diferencia con respecto a los mapas de componente regional obtenidos por los métodos anteriores (Figuras 3.13 y 3.15). A su vez, en este caso el rango de valores es mayor que en los dos anteriores, siendo de -64.1 a -10.7 mGal.

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

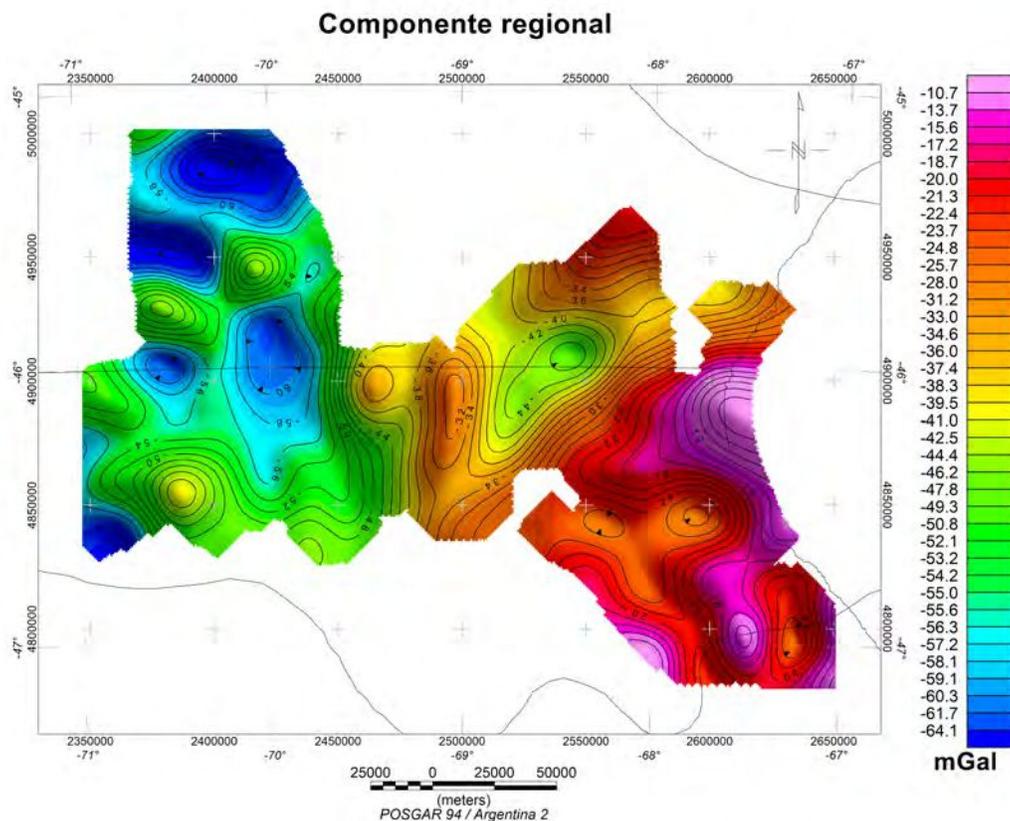


Figura 3.18: Componente regional obtenida mediante la utilización de un filtro Butterworth, con una longitud de onda de corte de 30000 m.

Al igual que en el caso de la continuación ascendente, una vez obtenida la componente regional, por diferencia entre ésta y la ABC se obtuvo la componente residual (Figura 3.19). Se puede observar el ruido contenido en esta componente y el pequeño rango de valores, que varía de -4.2 mGal a 4.7 mGal. Esto demuestra la necesidad de aplicar más de una técnica al momento de realizar el proceso de separación de las componentes del campo anómalo.

3.4. SEPARACIÓN DE COMPONENTES REGIONAL - RESIDUAL

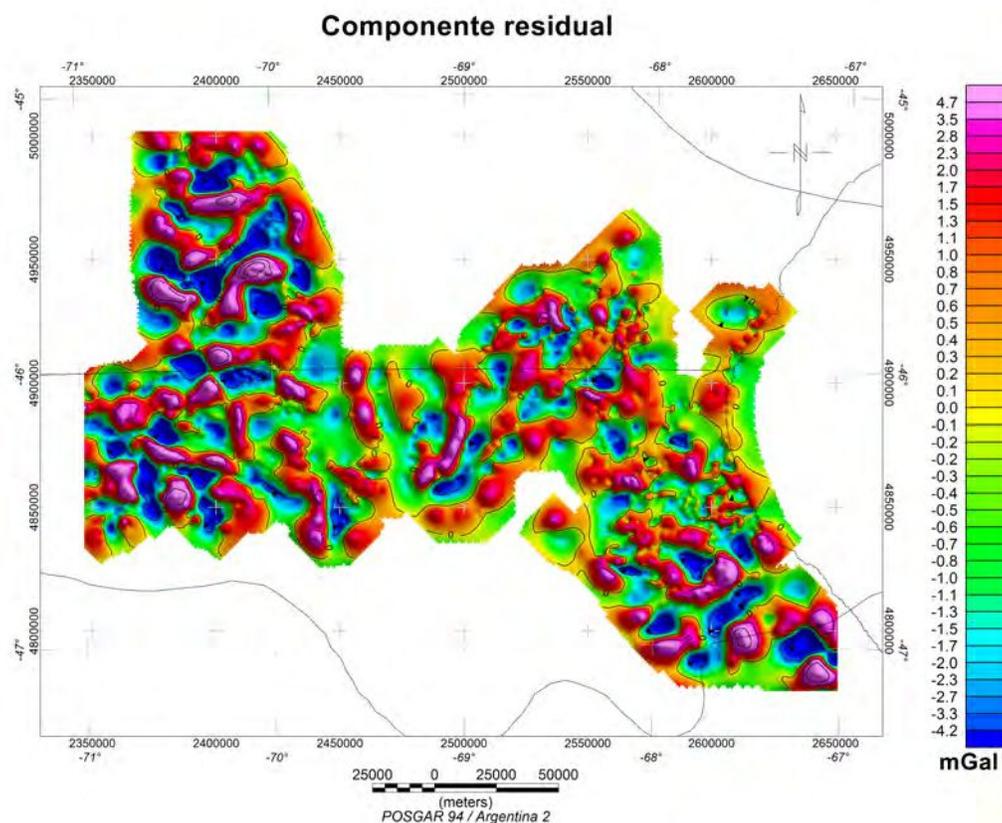


Figura 3.19: Componente residual obtenida mediante la utilización de un filtro Butterworth, con una longitud de onda de corte de 30000 m.

De los tres mapas de la componente residual (Figuras 3.14, 3.16 y 3.19), los dos primeros presentan componentes con rangos anómalos y comportamientos similares. Sin embargo, la componente regional extraída mediante la continuación analítica ascendente (Figura 3.15) presenta igualmente una leve curvatura de las isólinas, pudiéndose deber a ciertas longitudes de onda del efecto residual. Por otro lado, el tercer mapa de la componente regional (Figura 3.18), como ya se mencionó, presenta rasgos de longitud de onda corta, por lo que no logró una eficiente separación de las componentes. Es por ello que se eligió continuar el trabajo con la componente residual obtenida mediante el ajuste polinómico (Figuras 3.14).

Capítulo 4

Interpretación y modelos gravimétricos

La interpretación de posibles anomalías de campo gravitatorio es inherentemente ambigua. La ambigüedad, o principio de no unicidad, surge debido a que cualquier anomalía dada puede ser causada por un número infinito de posibles fuentes. Por ejemplo, esferas concéntricas de masa constante pero diferente densidad y radio producirían la misma anomalía, ya que su masa actúa como si estuviera ubicada en el centro de la esfera (Kearey et al., 2002).

De manera conceptual, modelar una anomalía significa proponer cuerpos con cierta geometría, volumen, profundidad y contraste de densidad cuya respuesta gravimétrica se aproxime a dicha anomalía dentro de cierta tolerancia. Es decir, el proceso de modelado tiene como objetivo calcular el efecto gravitatorio de cuerpos que describan satisfactoriamente la geología del área de estudio y cuya respuesta se ajuste a los valores observados, lo cual implica un procedimiento del tipo prueba y error. Por lo tanto, es una relación matemática que vincula las anomalías con los parámetros físicos y geométricos de las fuentes causantes de dicha anomalía e implica, entonces, calcular los efectos de un modelo matemático simplificado de las supuestas condiciones del subsuelo con un recálculo iterativo de los efectos basados en alteraciones de los parámetros del modelo directo hasta que se logra una correlación “aceptable” con la anomalía residual (Hinze et al., 2013). Es necesario que el modelo sea razonable para el contexto geológico y con otra información geofísica para reducir el problema de la no unicidad (Ravazzoli, 2019).

El proceso de modelado implica tres pasos: proponer parámetros, evaluar la respuesta, es decir, calcular el dato sintético (dato obtenido a partir del

modelo) y comparar estos datos con los observados (Figura 4.1). Al calcular el dato sintético se dice que se está resolviendo el problema directo. Entonces, dicho problema es aquel que permite calcular los datos sintéticos cuando se definen o se dan por conocidos los parámetros físicos y geológicos.

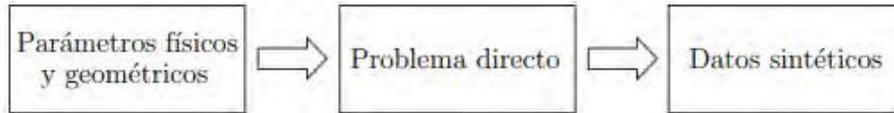


Figura 4.1: Esquema del problema directo.

Por su parte, el método de inversión es la técnica mediante la cual a partir de los datos se obtienen los parámetros físicos y/o geométricos de los cuerpos causantes de anomalía. La idea del problema inverso es, entonces, la contraposición del problema directo: dado un conjunto de datos experimentales o de campo, el problema inverso consiste en determinar parámetros del modelo que expliquen las observaciones (Figura 4.2). Por lo tanto, es un conjunto de técnicas matemáticas, numéricas y estadísticas utilizadas para obtener información útil de un sistema físico a partir de observaciones y mediciones tomadas sobre tal sistema. Cabe señalar que la inversión es un tipo de estimación estadística, por lo que sufre de incertidumbre (Ravazzoli, 2019).

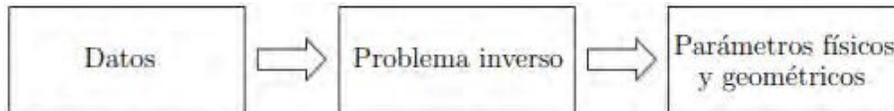


Figura 4.2: Esquema del problema inverso.

En este capítulo, en una primera instancia se realizan una serie de perfiles con la finalidad de evaluar cualitativamente aquellas zonas con comportamientos anómalos distintivos. Posteriormente, se resuelve el problema directo y se generan modelos gravimétricos en 2D con el fin de obtener una imagen de la geometría y la distribución de las densidades del subsuelo. Finalmente, se realiza un modelo 3D local, resolviendo el problema inverso, para la zona del Flanco Sur. Para reducir el problema de la no unicidad, se cuenta no solo con información de la geología del área en cuestión sino también con la imagen de una línea sísmica interpretada en la zona NO de la cuenca y 26 pozos distribuidos entre el Flanco Occidental y el Flanco Sur que aportan valores de densidades y profundidades de las capas propuestas.

4.1. INTERPRETACIÓN CUALITATIVA DE LA COMPONENTE RESIDUAL DE LA ABC

4.1. Interpretación cualitativa de la componente residual de la ABC

La configuración y carácter de las anomalías son indicadores importantes y poderosos de cómo se distribuyen las rocas y las formaciones geológicas en el subsuelo de la zona estudiada. Su reconocimiento permite, en principio, una interpretación cualitativa de los datos y aportan a la comprensión de la geometría del basamento.

Tomando como referencia el mapa de la Figura 3.14, correspondiente a la componente residual de la ABC obtenida mediante el método de ajuste polinómico, se realizaron tres perfiles con el fin de definir, describir y evaluar cualitativamente algunas zonas con valores o comportamientos anómalos relevantes (Figura 4.3).

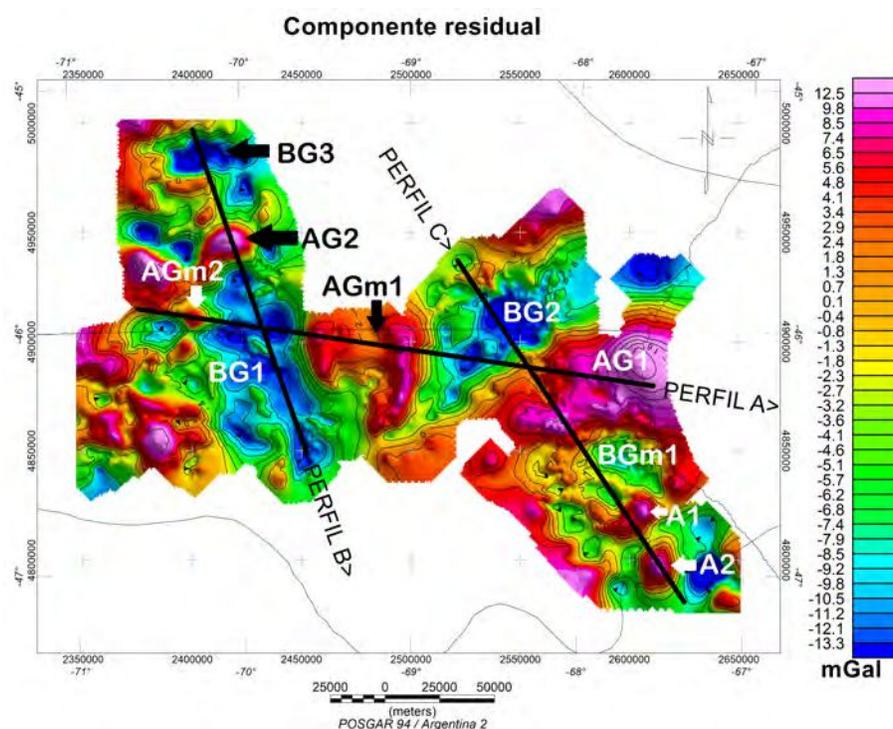


Figura 4.3: Ubicación de los perfiles realizados sobre el mapa de la componente residual de la ABC. AG: alto gravimétrico; BG: bajo gravimétrico; AGm: alto gravimétrico menor; BGm: bajo gravimétrico menor; A1 y A2: picos anómalos positivos.

4.1. INTERPRETACIÓN CUALITATIVA DE LA COMPONENTE RESIDUAL DE LA ABC

Se puede observar que se definieron altos y bajos gravimétricos menores, haciendo referencia a sectores con valores anómalos inferiores en relación a los altos y bajos principales y de mayor embergadura.

Cada perfil posee un intervalo de muestreo de 100 m entre puntos y para cada uno se graficó la componente residual de la ABC. Algunas características principales de estos perfiles se compilaron en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Principales características de los perfiles realizados sobre la componente residual.

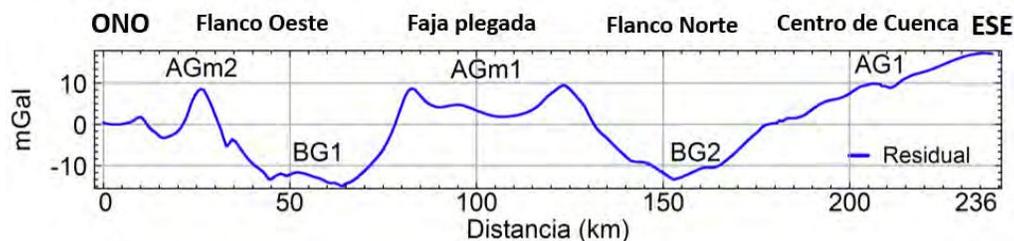
Perfiles	Longitud (km)	Dirección	Máximo (mGal)	Mínimo (mGal)	Promedio (mGal)
Perfil A	236.1	N82°O	17.2	-14.9	0.0
Perfil B	158.7	N19°O	17.7	-16.9	-7.7
Perfil C	188.1	N34°O	12.1	-16.1	-1.1

El perfil A, con una longitud de 236.3 km y dirección ONO-ESE, cruza el Flanco Occidental, la faja corrida y plegada de San Bernardo, el Flanco Norte y el Centro de Cuenca (Figura 4.4a). Atraviesa dos bajos gravimétricos correspondientes al Flanco Occidental (BG1) y Norte (BG2), separados por un alto gravimétrico menor en la zona de la faja corrida y plegada de San Bernardo (AGm1). A su vez, en el Centro de Cuenca pasa por un alto gravimétrico (AG1) y, en términos de valor absoluto, un pico de valor anómalo positivo (AGm2) que interrumpe el BG1.

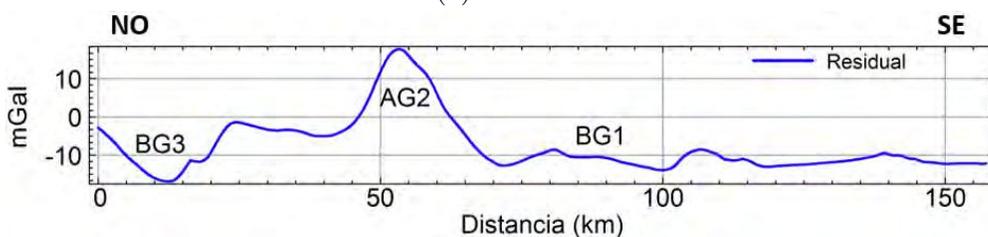
En cambio, el perfil B cruza en dirección NO-SE el Flanco Occidental de la cuenca, con una longitud de 168.2 km (Figura 4.4b). Desde el punto de vista gravimétrico, el perfil atraviesa un bajo (BG3) en el Norte del Flanco Occidental, seguido de un pico de valor anómalo positivo (AG2) y, finalmente, continúa con una zona extensa de valor anómalo negativo (BG1) de alrededor de -10 mGal, cuya tendencia abarca más de la mitad del perfil.

Finalmente, se realizó el perfil C de sentido NO-SE que se extiende desde el Flanco Norte al Flanco Sur (Figura 4.4c). Se puede observar el bajo gravimétrico del Flanco Norte (BG2), el alto AG1 en el Centro de Cuenca, ambos analizados en el perfil A, un bajo gravimétrico menor (BGm1) y dos picos anómalos positivos en el Flanco Sur, que los denominaremos anomalías A1 y A2.

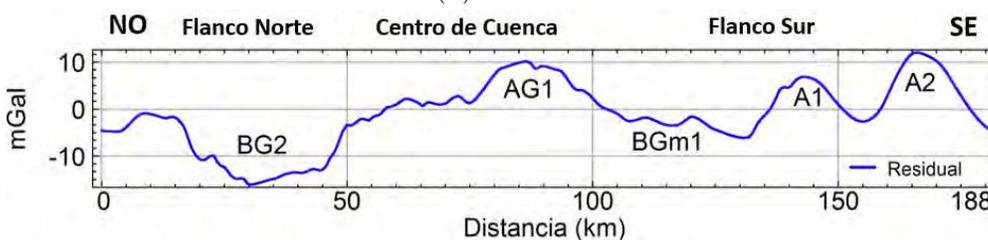
4.1. INTERPRETACIÓN CUALITATIVA DE LA COMPONENTE RESIDUAL DE LA ABC



(a) Perfil A.



(b) Perfil B.



(c) Perfil C.

Figura 4.4: Perfiles realizados sobre el mapa de la componente residual.

Como se mencionó en el capítulo anterior, el método gravimétrico se basa en la medición de variaciones muy pequeñas en el campo gravitatorio terrestre causadas por heterogeneidades laterales de densidad dentro del subuelo (Hinze et al., 2013). De no existir tal contraste de densidad el método no sería aplicable. Teniendo esto en cuenta, se puede realizar una primera interpretación cualitativa desde el punto de vista gravimétrico en aquellas zonas relevantes atravesadas por estos perfiles. Por un lado, los bajos (BG1, BG2, BG3 y BGm1) responden a una baja densidad del material que se encuentra por debajo de la superficie, por lo que podrían estar asociados a aumentos en la profundidad de las rocas del basamento y grandes espesores de relleno sedimentario, principalmente correspondientes a las unidades Neocomianas y Chubutianas. Por otro lado, los altos (AG1, AG2, AGm1, AGm2, A1 y A2) se

deben a un aumento en la densidad de las rocas, respondiendo posiblemente a una disminución en la profundidad del basamento y en el espesor de las capas sedimentarias que se encuentran por encima del mismo.

Estos perfiles realizados sobre la componente residual y descriptos e interpretados en términos de altos y bajos gravimétricos, son de vital importancia para discriminar y elegir los parámetros adecuados a la hora de modelar las capas sedimentarias en profundidad y la geometría del basamento.

4.2. Modelos gravimétricos 2D

El objetivo de elaborar un modelo gravimétrico es obtener una imagen de la geometría y la distribución de las densidades del subsuelo, donde la respuesta gravimétrica se ajuste a las anomalías observadas (Longo, 2017), es decir, donde la diferencia entre la anomalía calculada y la observada se haga mínima. Por su parte, el detalle del modelo dependerá de la distribución espacial de los datos medidos y de la escala de trabajo. Cuando el corte geológico se extiende sin variación en la dirección perpendicular, el proceso se describe como modelado bidimensional (2D).

El modelado bidimensional normalmente se realiza sobre perfiles que atraviesan lóbulos positivos y negativos de la anomalía, trazados en dirección perpendicular a los contornos de la misma (es decir en direcciones en las cuales el gradiente de la anomalía es significativo). En base a esto, en este trabajo se realizaron modelos del subsuelo sobre los tres perfiles analizados a partir de la componente residual en la sección anterior. Además, se añadió un modelo 2D sobre la posición de la Sección 1 de la Figura 4.5, que cuenta con una imagen de una sección sísmica interpretada en YPF S.A.

Los modelos 2D se elaboraron con el programa GM-SYS del software Oasis montaj 9.5.1 (Geosoft, 2019). Los cálculos están basados en las expresiones obtenidas por Talwani et al. (1959) y el algoritmo propuesto por Won y Bevis (1987). Talwani et al. (1959) presentaron un método para calcular la atracción gravitacional debido a un polígono de N lados. Su algoritmo se ha utilizado ampliamente en programas computacionales para el modelado de gravedad bidimensional, porque cualquier cuerpo bidimensional de forma arbitraria puede ser modelado como un conjunto de polígonos de densidad constante yuxtapuestos (ver Anexo B). Posteriormente, Won y Bevis (1987) presentaron un algoritmo modificado para calcular dicha aceleración gravitacional debida a un polígono. Dichos autores, reformularon las expresiones

4.2. MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D

presentadas por Talwani et al. (1959), de una manera sugerida por Grant y West (1965) para reducir el cálculo de funciones trigonométricas, obteniendo así un aumento sustancial en la eficiencia computacional.

Como se mencionó anteriormente, debido a que no existe un modelo único, su validez estará soportada por la correlación con la información geológica disponible y por la utilización de diferentes pozos proporcionados por YPF S.A. (Figura 4.5), cuyas características se detallan en la Tabla 4.2.

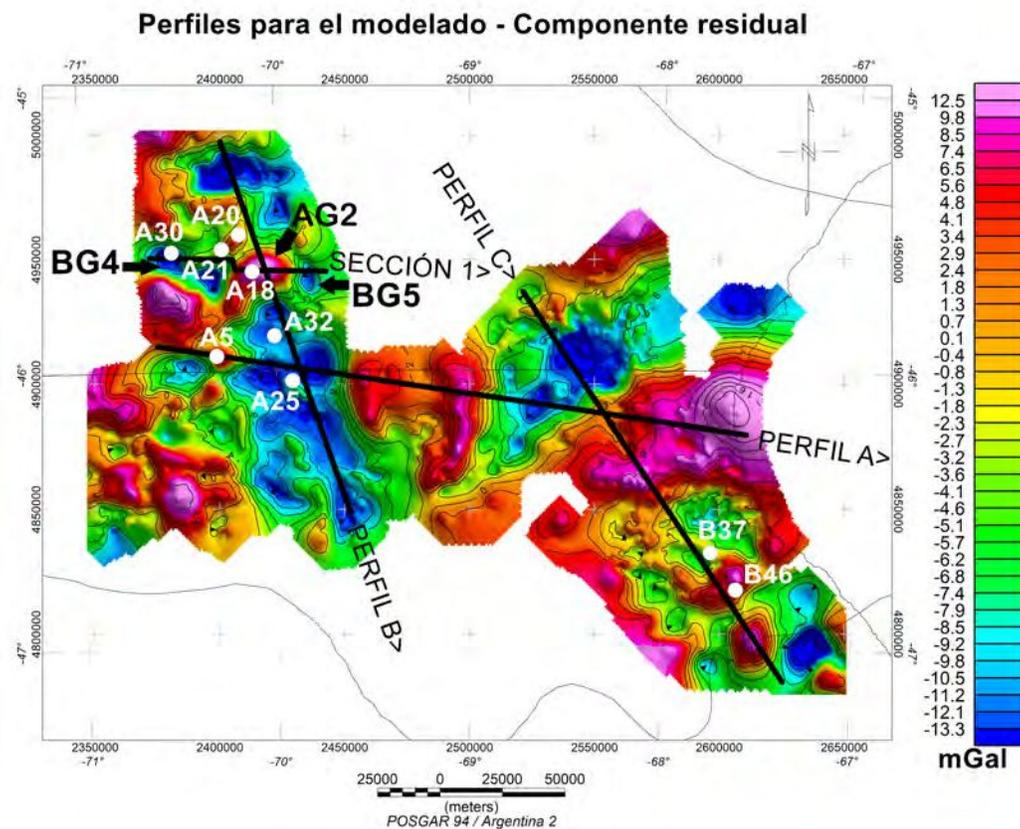


Figura 4.5: Sección 1 y perfiles A, B y C realizados sobre el mapa de la componente residual de la ABC y utilizados para la confección de los modelos. En blanco, los pozos proporcionados por YPF S.A.

Es importante aclarar que en el eje de profundidad de los modelos se toman valores topográficos negativos para aquellos que están por encima del nivel medio del mar, y valores de profundidad positivos para aquellos que se

4.2. MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D

encuentran por debajo de dicho nivel. Por su parte, en la información proveniente de los pozos se presentan tanto las cotas como las profundidades que están sobre el nivel del mar como positivas, mientras que las profundidades que están por debajo de dicho nivel aparecen como negativas. Además, las profundidades arrojadas por los pozos están referenciadas a la boca del pozo (mbbp, metros bajo boca de pozo). Por ende, en la Tabla 4.2, para una mejor visualización y comparación entre ésta y los modelos, se presenta la cota con signo negativo en msnmm (metros sobre el nivel medio del mar) y las profundidades con signo positivo (dado que todas se encuentran por debajo del nivel del mar) y referenciadas tanto en mbbp como en mbnmm (metros bajo nivel medio del mar).

Tabla 4.2: Características de los pozos proporcionados por YPF S.A. y utilizados para la realización de los modelos 2D.

Pozos	Cota (msnmm)	Prof. (mbbp)			Prof. (mbnmm)			Densidades (g/cm ³)		
		CVS	Lías	Bas.	CVS	Lías	Bas.	Topog.	CVS	Lías
A5	-610	640	-	-	30	-	-	2.30	2.50	-
A18	-490	1398	-	-	908	-	-	2.30	2.60	-
A20	-530	1772	2056	-	1242	1526	-	2.30	2.50	2.60
A21	-550	1742	-	-	1192	-	-	2.30	2.50	-
A25	-520	2858	-	-	2338	-	-	2.30	2.50	-
A30	-600	2817	3309	-	2217	2709	-	2.30	2.50	2.60
A32	-540	2838	3557	-	2297	3017	-	2.20	2.50	2.60
B37	-310	-	-	2407	-	-	2097	-	-	-
B46	-270	-	-	1527	-	-	1257	-	-	-

En cada uno de los casos, se modeló una capa para el Cenozoico (o Megasecuencia III), una capa de sedimentos correspondientes al ciclo Chubutiano y al ciclo Neocomiano (Megasecuencias II y I, respectivamente), una capa que representa al CVS, otra correspondiente al Lías y, por último, una que hace referencia al basamento pre-Jurásico, que por simplicidad en lo que sigue lo llamaremos basamento (estas últimas tres capas conforman la Megasecuencia 0). La elección de dicho modelo de capas se debió en gran parte a la información proveniente de los pozos disponibles presentes en el área de estudio.

Cabe destacar que se representa a los ciclos Neocomianos y Chubutianos mediante una única capa, haciendo referencia indistintamente a un estadio de relleno y depositación de sedimentos de la cuenca. Por otro lado, es necesario

4.2. MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D

señalar que no se hace referencia a los depósitos pertenecientes al cuaternario debido a que se encuentran pobremente representados en la cuenca y, por lo tanto, con espesores mínimos de apenas algunas decenas de metros.

Por último, la asignación de las densidades para las distintas capas de cada modelo se realizó en base al promedio de las medidas en pozos cercanos. Así, de manera general para todos los modelos se adoptó la convención de colores y las densidades presentadas en la Figura 4.6. A su vez, cabe aclarar que las fallas representadas en los modelos son esquemáticas, basadas en la bibliografía pertinente.

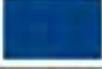
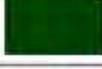
Capas	Colores	Densidades (g/cm ³)
Cenozoico		2.30
Neocomiano – Chubutiano		2.40
CVS		2.50
Lías		2.60
Basamento	XXXXXX XXXXXX	2.76

Figura 4.6: Referencias para los modelos 2D del subsuelo.

4.2.1. Sección 1

En la Figura 4.8 se observa un modelo 2D del subsuelo. Dicho modelo fue elaborado sobre la Sección 1, en base a una línea sísmica compuesta que cruza 4 pozos (Figura 4.7). Esto permitió obtener un mayor control y acotar las posibles soluciones.

La Sección 1, realizada sobre la información proveniente de la componente residual, es de carácter local y atraviesa en sentido O-E el Sector Norte del Flanco Occidental, con una longitud de aproximadamente 73 km (Figura 4.5). Asimismo, se cuenta con la presencia de 3 pozos que contienen información de la profundidad al CVS y al Lías.

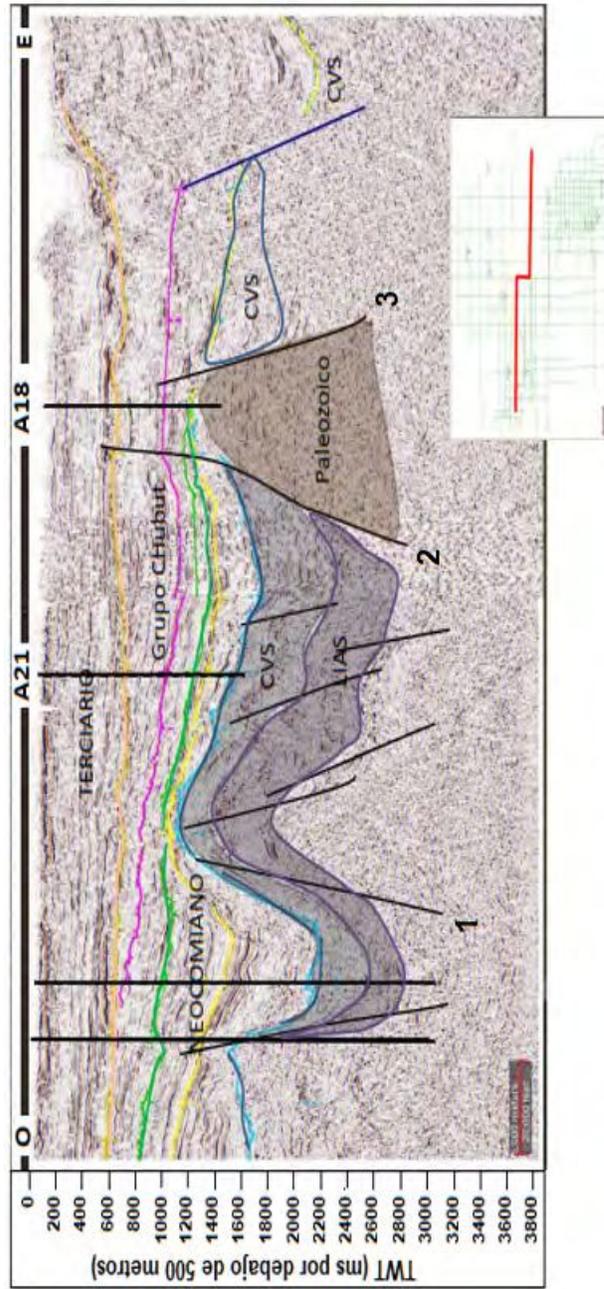


Figura 4.7: Línea sísmica compuesta (unión de dos o más líneas) interpretada por la Lic. Juliana Marino, YPF S.A., sobre la Sección 1 representada en la Figura 4.5. Escala vertical en tiempo de viaje de ida y vuelta (o TWT - Two Way Time).

4.2. *MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D*

La sección cruza al Oeste un bajo gravimétrico (BG4, Figura 4.5) interpretado por un aumento en la profundidad del basamento, superando los 3200 mbnmm. Esta interpretación se ve sustentada en la información del pozo A30 con respecto a las profundidades al tope del CVS y del Lías. Se puede observar el gran espesor de los sedimentos Neocomianos-Chubutianos asociado a este depocentro. Luego, el valor anómalo negativo disminuye y esto se interpreta como una disminución en la profundidad del basamento, alcanzando los 2000 m. Por otro lado, el techo del CVS en el pozo A21 se encuentra a 1200 m aproximadamente, por lo que para ajustar la curva de anomalía es necesario un aumento en la profundidad del basamento y en el espesor del Lías y del CVS en ese sector. En la zona del pozo A18, la sección atraviesa un alto gravimétrico, AG2, que se interpreta en la sección sísmica de la Figura 4.7, como un ascenso del basamento que da origen a fallas a ambos lados (fallas 2 y 3). Como consecuencia de este ascenso, el CVS presentaría un bajo espesor y el liásico podría estar ausente en esa zona. No existe información en los perfiles del pozo a mayor profundidad del CVS.

En el extremo Este de la sección, el valor anómalo disminuye y cambia de signo conformando el BG5 (Figura 4.5). Este valor anómalo negativo se interpreta como un depocentro con gran cantidad de depósitos Neocomianos - Chubutianos cuya potencia alcanza los 2000 metros.

Los bajos gravimétricos BG4 y BG5 podrían estar asociados con depocentros sedimentarios que, por sus características, gran espesor de sedimentos y geometría, revisten gran interés exploratorio.

4.2. MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D

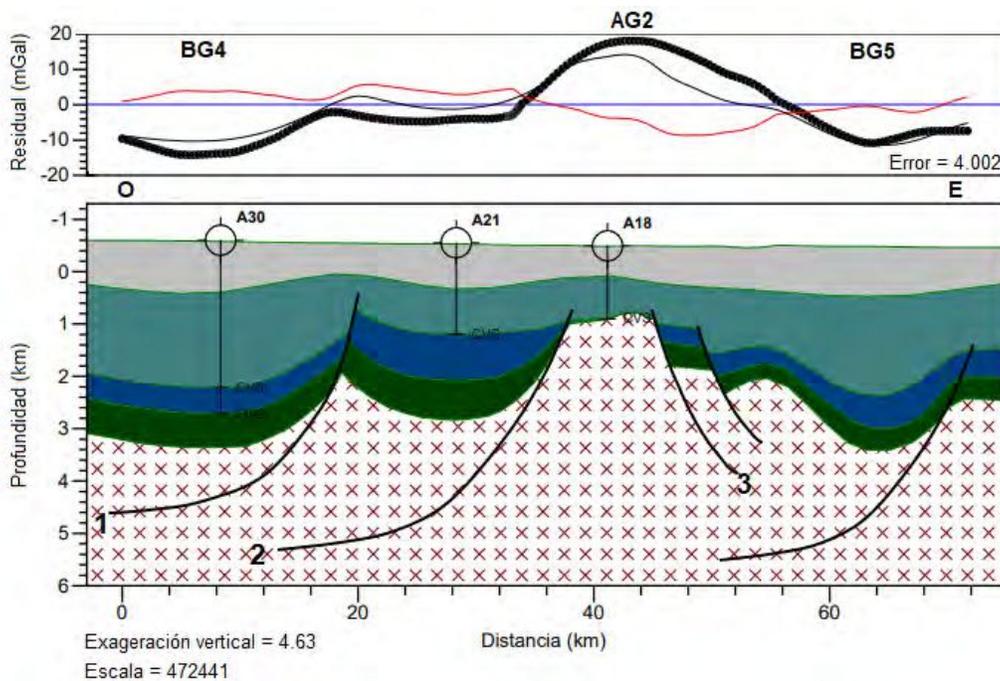


Figura 4.8: Modelo 2D realizado sobre la Sección 1 representada en la Figura 4.5. Arriba: Anomalía observada (línea negra gruesa), calculada (línea gris fina) y curva de error (línea roja); abajo: modelo propuesto.

4.2.2. Perfil A

El modelo 2D del subsuelo (Figura 4.9), llevado a cabo a partir del perfil A realizado sobre la componente residual (Figura 4.5), se extiende en sentido ONO-ESE con una longitud de aproximadamente 238 km, atravesando el Flanco Occidental, la faja corrida y plegada de San Bernardo y el Sector Oriental, específicamente el Flanco Norte y el Centro de Cuenca, permitiendo examinar longitudinalmente a la Cuenca del Golfo San Jorge.

En el Flanco Oeste en la zona del pozo A5, se encuentra el alto gravimétrico AGm2. Este alto gravimétrico se ve representado en el subsuelo por una disminución tanto del espesor sedimentario como de la profundidad del CVS (a juzgar por la información proveniente del pozo) y del basamento.

En el sector del pozo A25, se puede observar el bajo gravimétrico que se extiende hasta la zona de la faja plegada, correspondiente al BG1. Éste se interpreta mediante un bajo de basamento (hemigraben) que supera los

4.2. MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D

3200 m de profundidad. Asimismo, se modela un aumento de espesor en las secuencias de sinrift (Lias y CVS) en este sector y un máximo espesor de los depósitos Neocomianos-Chubutianos, que alcanzan los 1600 m, aproximadamente.

En la zona de la faja plegada de San Bernardo, existe un alto relativo (BGm1) modelado por una disminución de la profundidad del basamento, dando como resultado un bloque relativamente alto, limitado a ambos lados por fallas normales conjugadas (Horst), resultado posiblemente de la tectónica extensional.

En el Sector Oriental se puede observar el aspecto de una cuenca sedimentaria típica, con un aumento en el espesor de los sedimentos en el Flanco Norte y Centro de Cuenca (y gran profundidad del basamento) que generan el BG2 (Figura 4.3) y posteriormente la disminución de los mismos. De acuerdo con la geología de la zona, en particular los depósitos de mayor embergadura en este sector serían los continentales, correspondientes al ciclo Chubutiano.

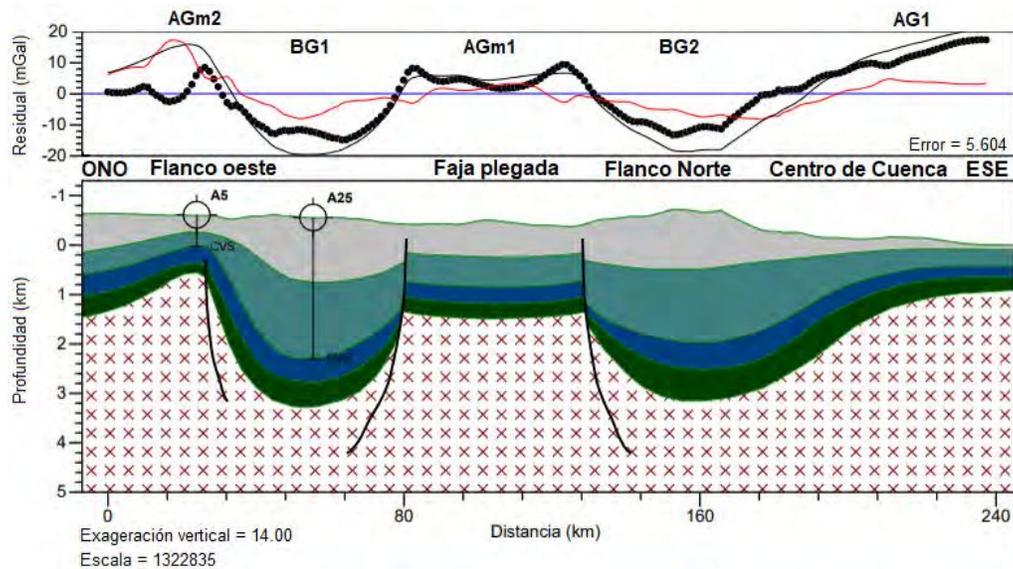


Figura 4.9: Modelo 2D realizado sobre el perfil A representado en la Figura 4.5. Arriba: Anomalia observada (línea negra de puntos), calculada (línea gris continua) y curva de error (línea roja continua); abajo: modelo propuesto.

Como se puede observar y como se mencionó en la sección anterior, tanto BG1 como BG2 son modelados e interpretados como grandes depocentros

4.2. MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D

sedimentarios que podrían revestir interés exploratorio, al igual que los depocentros asociados al BG4 y BG5 analizados para la Sección 1.

4.2.3. Perfil B

El modelo 2D de la Figura 4.10 fue realizado en el Flanco Occidental sobre la componente residual de Bouguer (Figura 4.3) en la posición del perfil B de dirección NO-SE y longitud aproximada de 158 km. En esta zona se cuenta con información de la profundidad del techo del CVS y Liásico en cuatro pozos.

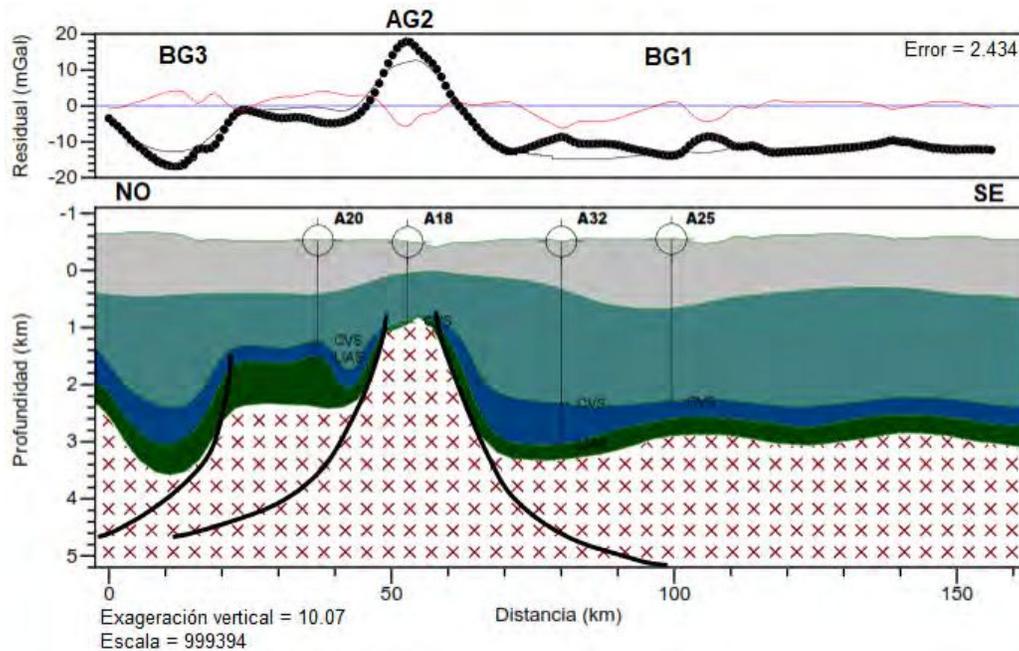


Figura 4.10: Modelo 2D realizado sobre el perfil B representado en la Figura 4.5. Arriba: Anomalía observada (línea negra de puntos), calculada (línea gris continua) y curva de error (línea roja continua); abajo: modelo propuesto.

Como se mencionó en la sección anterior, este perfil atraviesa al NO un bajo gravimétrico (BG3) interpretado por un aumento en la profundidad del basamento, superando los 3500 m. Se puede observar el gran espesor de los sedimentos Neocomianos-Chubutianos asociado a este depocentro, manteniendo un aspecto similar a los cuatro bajos anteriormente mencionados.

4.2. MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D

Luego, el valor anómalo se hace aproximadamente 0 y eso se interpreta como una disminución en la profundidad del basamento. Se puede observar en la Figura 4.5 que el pozo A20 se encuentra sobre una pequeña zona de aumento del valor anómalo. Para ajustar el modelo en la posición de este pozo, se tomaron las profundidades interpretadas en los registros del pozo provistas por YPF S.A. Éstas son, 1242 m para el CVS y 1526 m para el Liásico (Tabla 4.2). Dado que en este pozo no hay control del techo del basamento (o base del Liásico) hay dos posibles soluciones al ajuste: por un lado el basamento podría aumentar levemente su profundidad, manteniéndose constante el espesor del paquete Liásico o, por otro lado, el paquete Liásico podría aumentar su espesor, manteniéndose constante la profundidad del basamento. Se probaron ambas soluciones y el mejor ajuste provino de la segunda propuesta, es decir, se interpreta en este sector una profundidad del basamento constante y un aumento del espesor del paquete Liásico.

El pozo A18 se ubica también sobre un valor positivo de anomalía residual al Sur del pozo A20. La profundidad interpretada en los registros del pozo para el CVS es de 908 m, por lo que disminuye levemente la profundidad de las capas. Se puede observar que el pozo A18 también se encuentra en el análisis de la Sección 1. Por lo tanto, para este perfil también se utilizó la interpretación realizada en la Figura 4.7. Así, nuevamente se interpreta la desaparición de las capas correspondiente al Lías y al CVS, junto con la presencia de dos fallas aledañas al pozo A18, con la salvedad de que, si bien ambas capas desaparecen, el pozo contiene información de la profundidad del CVS, por lo que esta capa aparece con un mínimo espesor en ese sector. Luego, el valor anómalo disminuye notablemente (BG1) por lo que aumenta el espesor del CVS y la profundidad del basamento, hasta alcanzar aproximadamente los 3200 m. Esta interpretación se ve sustentada en la información del pozo A32, en la que se interpreta una profundidad del CVS de 2297 mbnmm y del Lías de 3017 mbnmm. Finalmente, el valor anómalo del bajo gravimétrico permanece prácticamente constante por lo que el modelo mantiene una profundidad del basamento uniforme, de aproximadamente 3100 m, acorde con las profundidades del CVS obtenidas de la interpretación de los pozos A32 y A25, de 2297 mbnmm y 2338 mbnmm, respectivamente.

4.2.4. Perfil C

Este modelo 2D del subsuelo (Figura 4.11) se realizó sobre la componente residual de la ABC en la posición del perfil C (Figura 4.3) de sentido NO-

4.2. MODELOS GRAVIMÉTRICOS 2D

SE y 188 km de longitud, comenzando en el Flanco Norte y finalizando en el Flanco Sur. En este caso, se eligió el Perfil C ya que cruza dos pozos en el Flanco Sur que contienen información de la profundidad del basamento, el B37 y el B46. En forma general, desde el punto de vista gravimétrico, atraviesa un bajo en el Flanco Norte, un alto en el Centro de Cuenca y un bajo menor y dos altos en el Flanco Sur, denominados, de acuerdo con la Figura 4.3, BG2, AG1, BGm1, A1 y A2, respectivamente.

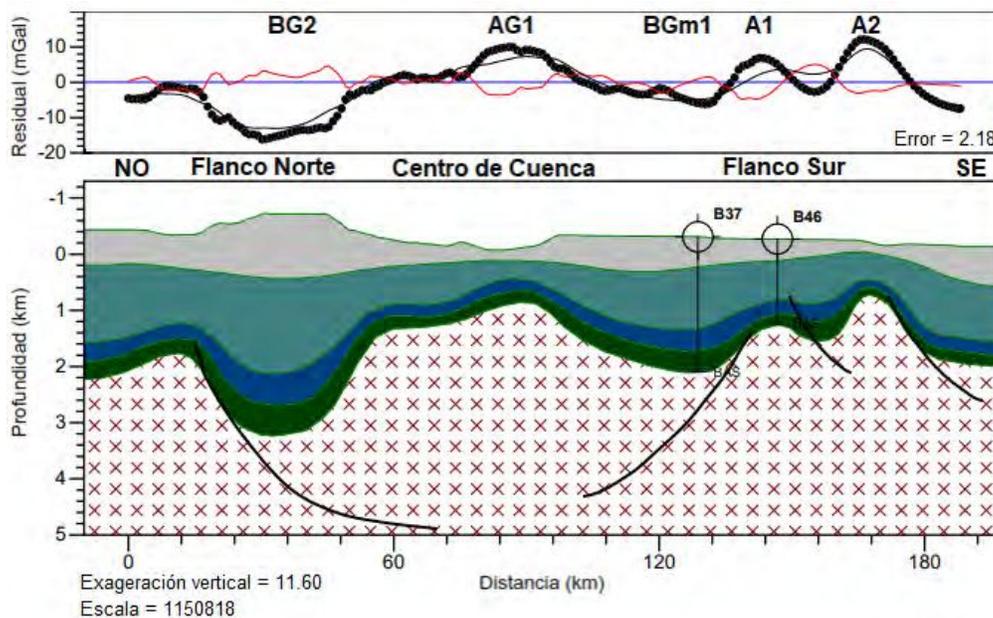


Figura 4.11: Modelo 2D realizado sobre el perfil C representado en la Figura 4.5. Arriba: Anomalía observada (línea negra de puntos), calculada (línea gris continua) y curva de error (línea roja continua); abajo: modelo propuesto.

En lo que respecta al bajo gravimétrico correspondiente al Flanco Norte, también evaluado en el modelo del Perfil A al Este de la faja plegada, se representa con una profundidad de basamento que alcanza los 3200 mbnmm y con gran espesor de los depósitos neocomianos-chubutianos.

Luego, el perfil atraviesa un sector en el Centro de Cuenca con alto valor gravimétrico, que se interpreta como una disminución tanto en la profundidad del basamento, como de las rocas del CVS y del Lías. Como consecuencia, disminuye el espesor de los depósitos Neocomianos y Chubutianos.

Continuando hacia el Sur, el perfil cruza un bajo gravimétrico menor

(BGm1) donde aumenta la profundidad del basamento y el espesor de relleno sedimentario. Tal es así que, la profundidad del basamento en el pozo B37, supera los 2000 msnm, correspondiéndose con los valores gravimétricos.

En el Flanco Sur se observan dos sectores con valores anómalos positivos (denominados anteriormente como A1 y A2 (Figura 4.3). La anomalía A1 se corresponde con un ascenso del basamento desde los 2097 mbnmm en el pozo B37 hasta alcanzar la profundidad de 1257 mbnmm.

En el extremo SE del perfil, el valor gravimétrico disminuye, modelándose como un aumento progresivo en la profundidad del basamento. Se puede observar cierta disminución de los ciclos Neocomiano-Chubutiano en el Flanco Sur. Esto puede deberse a que las unidades, principalmente neocomianas, presentan su máximo espesor en el Flanco Occidental mientras que aumentan su dispersión y disminuyen bruscamente su espesor hacia el Este, más allá de la faja plegada, presentando en el Sector Oriental una gran dispersión, con rellenos de pocos cientos de metros y edades inciertas que marcan la marginalidad de toda esta área para la generación de espacio durante el proceso de rifting inicial (Figari et al., 1999). A su vez, el extremo SE del perfil se encuentra en la parte proximal de la cuenca, donde el espesor sedimentario disminuye.

4.3. Modelado e inversión gravimétrica 3D

El modelado 3D se realizó con una sola capa de sedimentos para estimar la profundidad y geometría del basamento pre-Jurásico (inversión estructural), asumiendo una densidad del mismo de 2.76 g/cm^3 .

Este método consiste en la modificación de la elevación de la capa seleccionada para minimizar el desajuste por gravedad. La inversión actualiza la respuesta calculada y el error para reflejar cambios estructurales.

Para resolver el problema directo y realizar la inversión estructural se utilizó el programa GM-SYS3D del software Oasis montaj 9.5.1 (Geosoft, 2019). Los cálculos para el modelado directo se basan en las técnicas en el dominio de la frecuencia publicadas por Parker (1972) y Blakely (1996). La forma convencional en las cuales los campos son encontrados de manera teórica es dividiendo el modelo en un conjunto de objetos más simples (por ejemplo prismas o bloques rectangulares) cuyas contribuciones se calculan por separado y luego se suman (Grant y West, 1965). Cuando el modelo es complicado y hay una gran cantidad de datos observados disponibles, este

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

proceso puede requerir mucho tiempo desde el punto de vista computacional, ya que el número de operaciones aumenta aproximadamente con el producto del número de puntos de salida y el número de puntos que definen el modelo. Sin embargo, los métodos basados en la Transformada de Fourier son particularmente rápidos, ya que el tiempo de cálculo es proporcional a $N \ln N$, donde N es el número de entradas y el número de puntos de salida. Entonces, el algoritmo de Parker (1972) calcula la anomalía gravitacional causada por una capa de material no uniforme mediante el uso de la Transformada de Fourier y haciendo uso además de la expansión en series de Taylor. El hecho de que los métodos modernos para encontrar la Transformada de Fourier numéricamente sean muy rápidos, hace que este enfoque resulte conveniente en situaciones donde hay gran cantidad de datos observados. Por su parte, la inversión estructural se basa en algoritmos estadísticos de Pearson.

La entrada al modelo es la superficie topográfica, que en este caso corresponde a las elevaciones del terreno obtenidas en cada estación de medición (Figura 3.3), cuya densidad es de 2.3 g/cm^3 y la componente residual de la ABC, obtenida mediante el método de ajuste polinómico.

Para realizar una inversión de datos, es necesario primero resolver el problema directo. De esta forma se obtiene un modelo geológico inicial cuya respuesta geofísica se compara con los datos observados. Luego se resuelve el problema inverso iterando hasta lograr un buen ajuste entre los datos observados y la respuesta del modelo inicial. Es por ello que esta sección incluye en una primera etapa la resolución del problema directo y, posteriormente, la resolución del problema inverso. Esta última etapa puede hacerse con o sin restricciones de datos complementarios, como marcadores de pozos, secciones sísmicas, etc. En este caso se realizó una inversión 3D *sin restricciones*.

El modelado 3D se realizó en el Flanco Sur (Figura 4.12) y, desde el punto de vista gravimétrico, incluye el BGm1 y la A1, ambas definidas en la Figura 4.3. La elección de estos rasgos gravimétricos a invertir se debe a la existencia de una gran cantidad de pozos con información de la profundidad del basamento, lo que permite verificar la eficacia de la inversión.

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

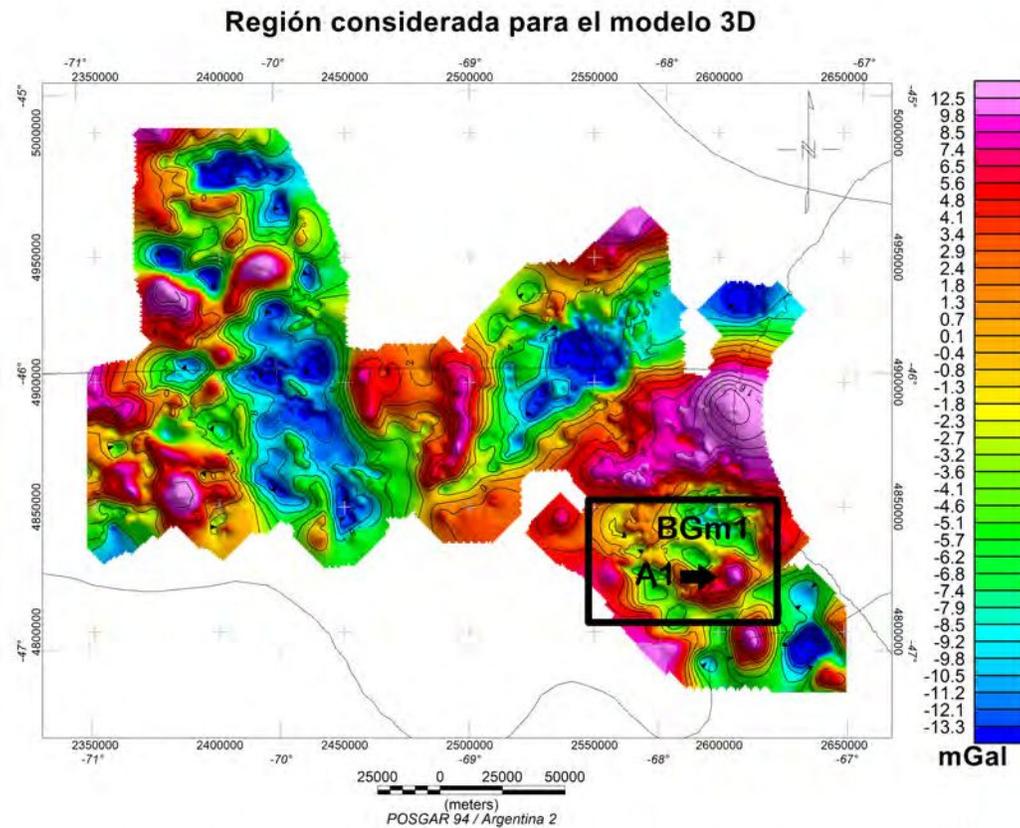


Figura 4.12: Región considerada para el modelo 3D (rectángulo negro) sobre la componente residual de la ABC. Se indica el BGm1 y la A1.

Una condición que impone el software para la realización del modelado es que las grillas de entrada no deben contener blancos. Por este motivo, dado que en la parte inferior izquierda del polígono hay ausencia de datos (Figura 4.12), mediante interpolación se generó y se grilló la anomalía residual completando ese sector (Figura 4.13).

Debido a que el polígono es bastante más pequeño que el área total del mapa, el rango de valores anómalos es más acotado, variando de -7.3 mGal a 6.8 mGal, aproximadamente. Esto resulta en un contraste en la escala de colores entre el BGm1 y la A1, haciendo más visible la diferencia entre ambos.

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

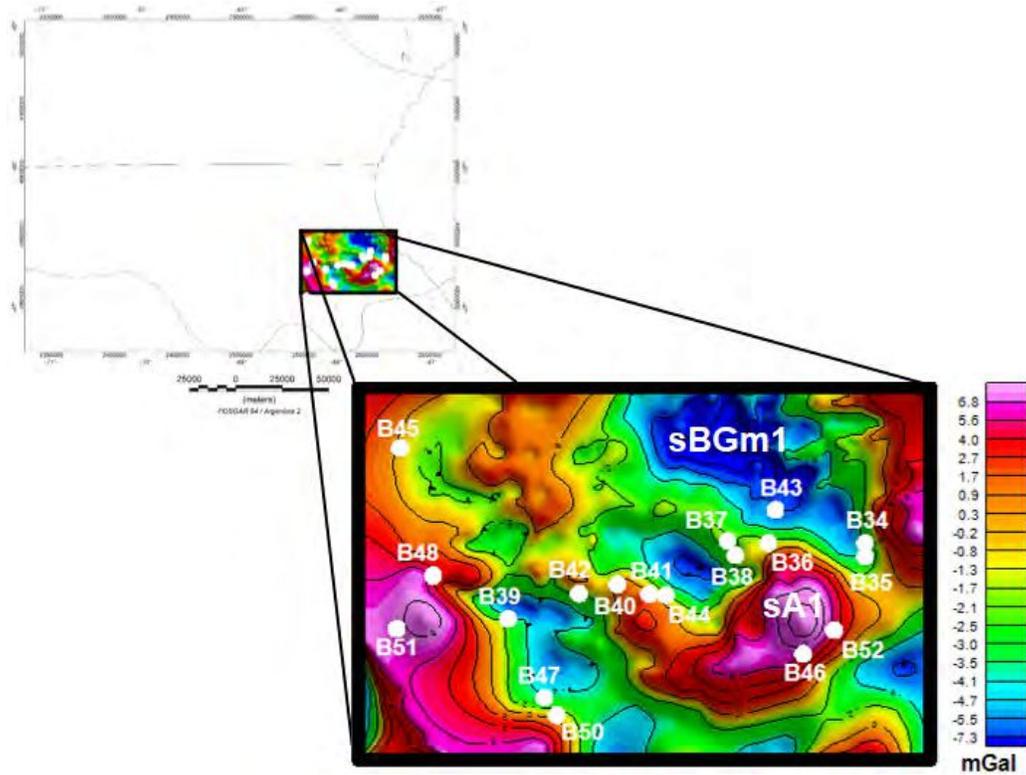


Figura 4.13: Componente residual de la anomalía de Bouguer generada en el área de estudio. Los valores de anomalías se encuentran entre -7.3 y 6.8 mGal. Los círculos blancos representan los pozos que alcanzan el tope del basamento. sA1 y sBGm1 son los sectores correspondientes a la A1 y al BGm1, respectivamente, en la Figura 4.12.

4.3.1. Resolución del problema directo

Los parámetros del problema directo se muestran en la Tabla 4.3. El primer y segundo parámetro corresponden al número de términos de series de Taylor computados cuando se calcula la respuesta de gravedad mediante el método Parker (1972), el porcentaje de expansión FFT es el porcentaje en el que se expandirá la grilla de su tamaño original para la preparación de la FFT y el último parámetro hace referencia a la forma que tomará la grilla en la expansión.

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

Tabla 4.3: Parámetros del problema directo.

Número de términos de series de Taylor	5
Porcentaje de expansión FFT	50
Forma de expansión	Rectangular

En la Tabla 4.4 se detallan los valores de anomalía mínimos, máximos, medios y desviación estándar obtenidos del modelado directo 3D. Se puede observar en color la gran desviación estándar obtenida una vez resuelto el problema directo.

Tabla 4.4: Resultado obtenido del modelado directo 3D.

Anomalías	Mínimo	Máximo	Media	Desviación estándar
Observada	-10.168	11.683	-0.540	3.916
Calculada	-35.745	10.626	-12.448	11.611
Misfit	-16.108	40.237	11.939	11.723

Por último, las grillas involucradas en el cálculo del modelo directo se muestran en la Figura 4.14. De izquierda a derecha: anomalía observada, anomalía calculada con los datos de entrada del basamento y grilla de error. Se puede observar visualmente la gran diferencia entre la anomalías observada y calculada, causante del gran error resultante.

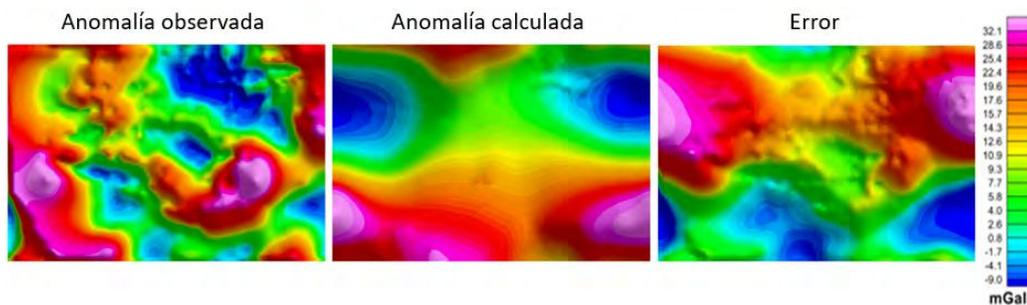


Figura 4.14: Grillas involucradas en el proceso del cálculo del modelo directo.

4.3.2. Resolución del problema inverso

Por lo general, se debe aplicar un cambio constante, más comunmente denominado por el software como *DC-Shift*, a la gravedad calculada (o a los datos magnéticos) para que coincidan con los datos observados. Para el caso gravimétrico, esto es necesario debido a que el valor calculado es un cálculo de gravedad absoluta para el modelo que se extiende varios kilómetros en las direcciones $+x$ y $+y$, y a una profundidad arbitraria (en este caso de 8 km).

El DC-Shift se utiliza para normalizar una respuesta del modelo que tenga en cuenta las diferencias entre el valor medio observado y el valor medio calculado de la respuesta del modelo. Así, el DC-Shift se resta de la gravedad calculada para que coincida con el valor medio de los datos observados.

Entonces, en primer lugar se aplicó un DC-Shift. En este sentido, el software ajusta con el mejor DC-Shift posible, en este caso, 11.939 mGal. Los valores obtenidos con el DC-Shift se muestran en la Tabla 4.5. Se puede observar que al corregir con el DC-Shift, los valores medios calculados y observados prácticamente coinciden, y la media del ajuste es cero. Además, se puede apreciar que esta corrección no afecta al valor de la desviación estándar del ajuste (celda a color), siendo éste el mismo del ajuste realizado previamente por el modelo directo (Tabla 4.4).

Tabla 4.5: Valores del DC-shift.

Anomalías	Mínimo	Máximo	Media	Desviación estándar
Observada	-10.168	11.683	-0.540	3.916
Calculada	-23.806	22.565	-0.509	11.611
Misfit	-28.048	28.298	0.000	11.723

Una vez realizada esta corrección, se procedió a resolver el problema inverso. Los parámetros de entrada del modelo estructural inverso se muestran en la Tabla 4.6. Se debe seleccionar la capa a invertir y el máximo número de iteraciones, en el cual el proceso se detendrá aún si no ha alcanzado la convergencia. El límite de convergencia hace referencia al valor límite en el cual el proceso de inversión se detendrá, cuando el error medio o desviación estándar del error es menor que ese límite. Por último, debe especificarse las longitudes de onda de corte de los filtros pasa bajos y pasa altos que se aplican a la anomalía calculada antes de la inversión.

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

Tabla 4.6: Parámetros del problema inverso.

Capa a invertir	Basamento
Máximo número de iteraciones	5
Límite de convergencia (mGal)	0.1
Filtro pasa bajo (m)	3025
Filtro pasa alto (m)	2161

El programa arroja un mensaje luego de la convergencia del modelo. Si el modelo no convergiera al cabo del máximo número de iteraciones también brindará un mensaje. La Tabla 4.7 contiene información de los valores del resultado del proceso de inversión. Por un lado, se observa que los valores de la media son los mismos que los calculados mediante la corrección del DC-Shift. Asimismo, se aprecia que se mejoró ampliamente el ajuste con respecto a los obtenidos anteriormente (celda coloreada).

Tabla 4.7: Valores del problema inverso.

Anomalías	Mínimo	Máximo	Media	Desviación estándar
Observada	-10.168	11.683	-0.540	3.916
Calculada	-8.941	11.397	-0.509	3.809
Misfit	-2.378	3.446	0.000	0.403

Por último, las grillas involucradas en el cálculo del modelo inverso se muestran en la Figura 4.15. De izquierda a derecha: anomalía observada, anomalía calculada con los datos de entrada del basamento y grilla de error. Se puede observar desde la barra de colores que la grilla de error tiene valores muy pequeños cercanos al cero.

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

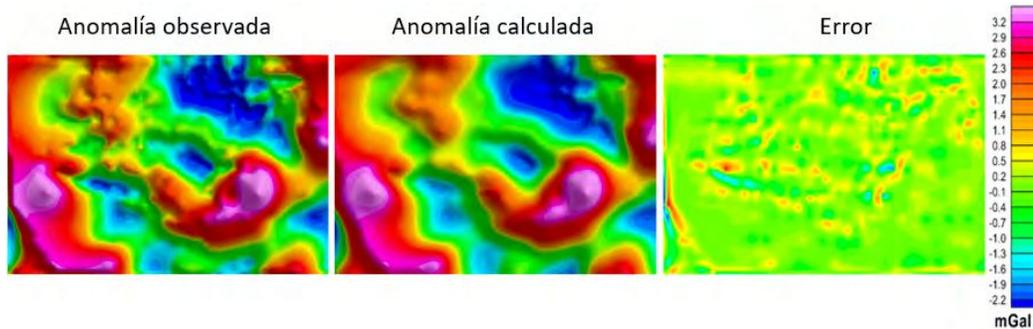


Figura 4.15: Grillas involucradas en el cálculo del modelo inverso.

En la Figura 4.16 se muestra una vista en planta de la profundidad del basamento pre-Jurásico, resultado de la inversión gravimétrica 3D. Los valores de profundidad varían desde alrededor de 1440 mbnmm, en la posición de la anomalía A1 de la Figura 4.12 (P1), hasta los 2550 mbnmm aproximadamente, en la posición del BGm1 de la Figura 4.12 (P2). Una característica que se destaca son las orientaciones de los altos y bajos de basamento: los bajos azules claramente se disponen NO-SE, separados por altos de baja magnitud de igual orientación (líneas blancas), mientras que el alto P1 más significativo tiene una tendencia NE-SO (línea negra).

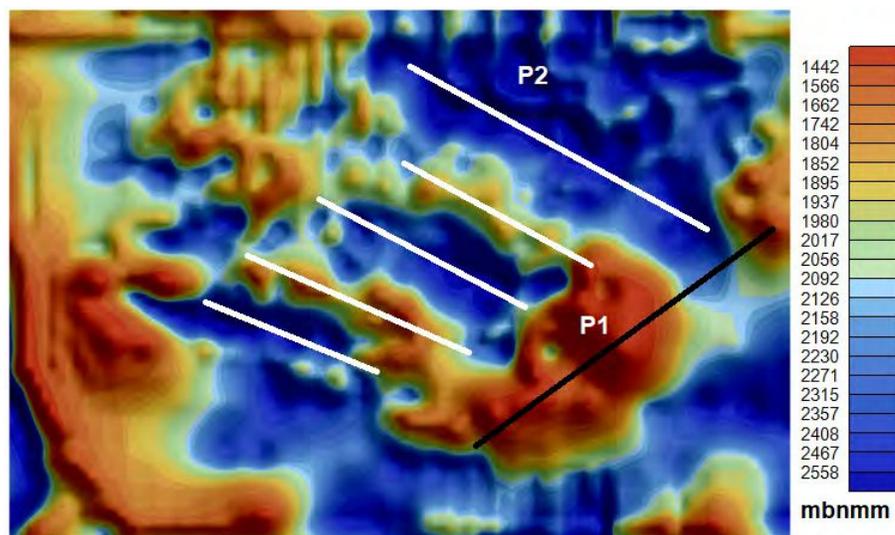


Figura 4.16: Vista en planta de la profundidad del basamento, resultado de la inversión gravimétrica 3D.

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

Posteriormente, para comprobar que efectivamente el ajuste fue bueno, se compararon los resultados de profundidad obtenidos del proceso de inversión 3D en la posición de los pozos (grilla de la Figura 4.16) con los datos de profundidades de cada uno de los pozos.

En este sentido, la Tabla 4.8 contiene los valores del tope del basamento en los 18 pozos dado en mbnmm, la profundidad de la grilla del basamento producto de la inversión gravimétrica 3D, la diferencia absoluta entre ambas en la posición del pozo y el error relativo porcentual. Los mayores errores se presentan en los pozos marcados en color celeste.

Tabla 4.8: Comparación de los resultados obtenidos del proceso de inversión 3D en la posición de los pozos (Prof. modelo) y las profundidades en el pozo (Prof. Basamento); diferencias absolutas y error relativo.

Pozo	Prof. Bas. (mbnmm)	Prof. modelo (mbnmm)	Diferencia absoluta (m)	Error relativo (%)
B34	3160.00	2399.93	760.07	24.05
B35	2487.00	2345.97	141.03	5.67
B36	2135.44	2095.64	39.80	1.86
B37	2098.00	1966.84	131.16	6.25
B38	2048.30	2024.83	23.47	1.15
B39	1658.00	2229.01	571.01	34.44
B40	2074.00	1848.94	225.06	10.85
B41	1577.00	1614.16	37.16	2.36
B42	1767.60	2072.77	305.17	17.26
B43	2912.00	2455.38	456.62	15.68
B44	2029.00	2107.90	78.90	3.89
B45	3153.00	1999.78	1153.22	36.58
B46	1247.00	1444.19	197.19	15.81
B47	1244.00	2361.55	1117.55	89.83
B48	3169.00	1619.14	1549.86	48.91
B50	1241.00	2054.96	813.96	65.59
B51	1395.00	1554.50	159.50	11.43
B52	1370.00	1661.22	291.22	21.26

Cabe aclarar que el pozo B49 se encuentra en el Flanco Sur y contiene información del tope del basamento, pero no está situado dentro del polígono

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

considerado para el modelo 3D y, por lo tanto, no se lo tuvo en cuenta.

Finalmente, se obtuvo una vista 3D de la profundidad del basamento producto de la inversión gravimétrica 3D (Figura 4.17). Las flechas señalan las zonas correspondientes a las anomalías A1 (P1) y BGm1 (P2). Se destacan dos casos: por un lado la disminución de la profundidad del basamento en el sector de la A1 (P1). Este comportamiento es consistente con la profundidad de los pozos cercanos a la A1, por ejemplo los pozos B46 y B52 (Figura 4.13), que muestran valores de profundidad de 1247 mbnmm y 1370 mbnmm, respectivamente (Tabla 4.8). Por otro lado, se observa el aumento de dicha profundidad en el depocentro asociado al BGm1 (P2). Este aumento, al igual que el comportamiento anterior, es consistente con la profundidad de los pozos cercanos al BGm1, como es el caso del pozo B43 (Figura 4.13), que muestra un valor de profundidad al basamento de 2912 mbnmm (Tabla 4.8).

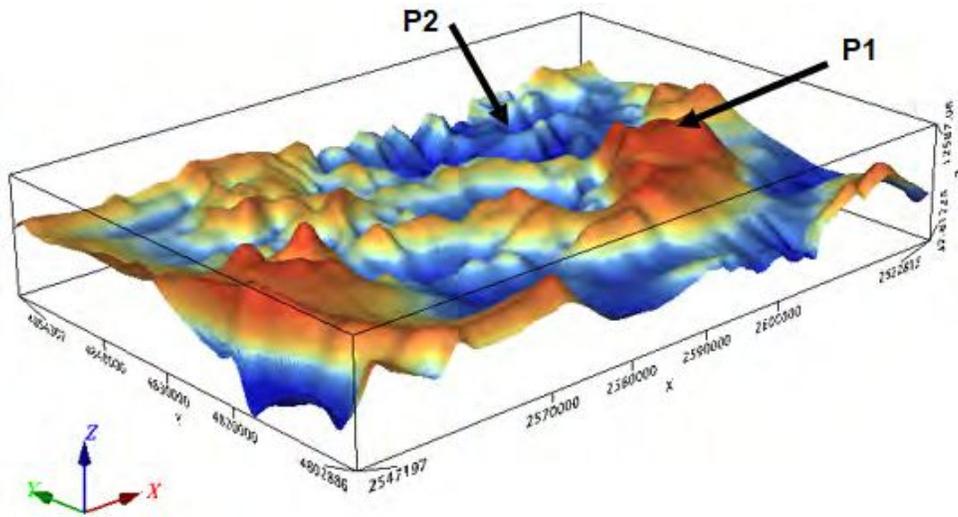


Figura 4.17: Vista 3D del modelo realizado. Las flechas señalan la zona que corresponde a la A1 y al BGm1.

4.3.3. Comparación entre el modelo 2D del Perfil C y el modelo 3D

Debido a que el polígono considerado para el modelo 3D es atravesado por el perfil C (Figura 4.18) analizado en la Sección 4.2, se compararon los resultados del modelo 2D sobre el perfil y del modelo inverso 3D para el

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

basamento.

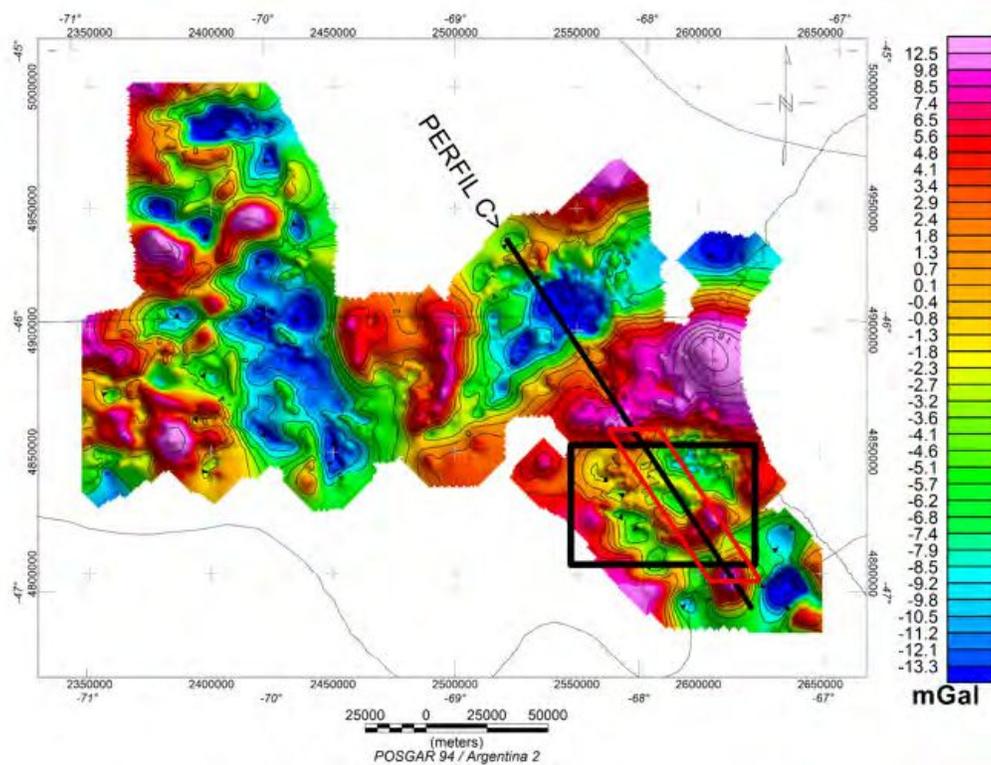


Figura 4.18: Sector de coincidencia entre el polígono considerado en el modelo 3D y el perfil C.

En el modelo 2D de la Figura 4.19 se observa un aumento en la profundidad del basamento desde el NO del Flanco Sur (detró del polígono) hasta alcanzar un máximo de profundidad en la zona del pozo B37, donde se interpretó, en base a la información de dicho pozo, que la disminución del valor anómalo responde a un aumento en la profundidad del basamento, alcanzando los 2500 mbbp. Esta interpretación del aumento de la profundidad del basamento coincide con el resultado obtenido mediante la inversión gravimétrica (1 en la parte inferior de la Figura 4.19), llegando en este caso a un valor aproximado de 2900 mbbp. Luego la profundidad del basamento disminuye hasta alcanzar un mínimo de profundidad de 1500 mbbp en la zona del pozo B46, correspondiente a la A1. Esta disminución se observa también en la inversión gravimétrica (2 en la parte inferior de la Figura 4.19), alcanzando

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

una profundidad de 1700 mbbp. Finalmente, en ambos modelos se observa la posterior disminución del valor anómalo y el aumento de la profundidad del basamento (3 en la parte inferior de la Figura 4.19), alcanzando para el caso del modelo 2D los 2200 mbbp y para el modelo 3D los 2400 mbbp.

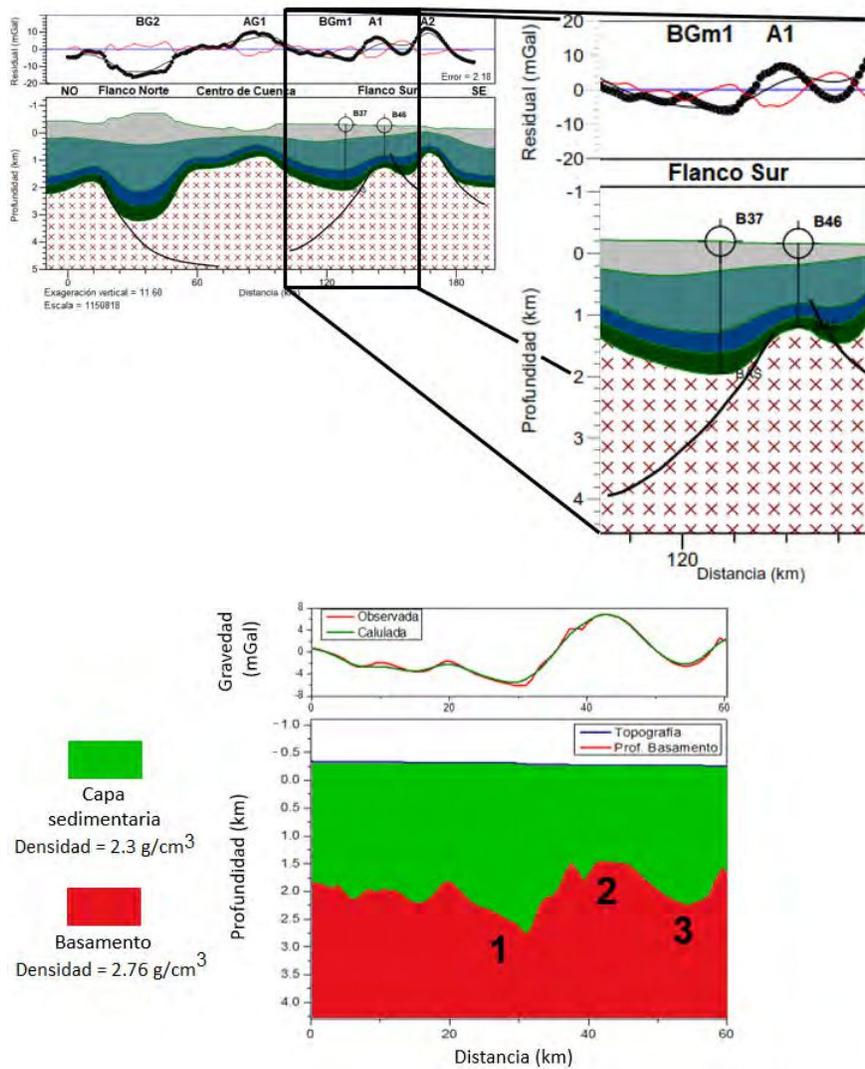


Figura 4.19: Arriba: resultado obtenido mediante el modelo 2D del perfil C (Subsección 4.2.4), en la zona del polígono del modelo de inversión 3D. Abajo: resultado obtenido mediante la inversión gravimétrica 3D.

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

Por lo tanto, comparando ambos modelos se puede observar cierta similitud en la geometría del basamento, respetándose en ambos casos las disminuciones y los aumentos en la profundidad del mismo, y con errores máximos que oscilan entre 300 y 400 metros, aproximadamente.

4.3.4. Prueba sin corrección por DC-Shift

Posteriormente se realizó el mismo procedimiento descrito anteriormente, pero sin la utilización de la corrección por DC-Shift. Los parámetros fueron los mismos que en el caso anterior. Los valores del problema directo e inverso se muestran en la Tabla 4.9.

Tabla 4.9: Valores de los problemas directo e inverso.

Valores del problema directo				
Anomalías	Mínimo	Máximo	Media	Desviación estándar
Observada	-10.168	11.683	-0.540	3.916
Calculada	-34.931	10.589	-12.080	11.363
Misfit	-16.071	49.600	11.571	11.440
Valores del problema inverso				
Anomalías	Mínimo	Máximo	Media	Desviación estándar
Observada	-10.168	11.683	-0.540	3.916
Calculada	-34.931	10.589	-12.080	11.363
Misfit	-1.7098	1.1736	0.005	0.252

Nuevamente se evaluaron los valores del tope del basamento en los 19 pozos dado en metros bajo el nivel medio del mar, la profundidad de la grilla del basamento producto de la inversión gravimétrica 3D y la diferencia entre ambas en la posición del pozo. Los mayores errores se presentan en los pozos marcados en color (Tabla 4.10).

4.3. MODELADO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D

Tabla 4.10: Comparación de los resultados obtenidos del proceso de inversión 3D en la posición de los pozos (Prof. modelo) y las profundidades en el pozo (Prof. Bas.); diferencias absolutas y error relativo.

Pozo	Prof. Bas. (mbnmm)	Prof. modelo (mbnmm)	Diferencia absoluta (m)	Error relativo (%)
B34	3160.00	1717.59	1442.41	45.65
B35	2487.00	1675.67	811.33	32.62
B36	2135.44	1484.04	651.40	30.50
B37	2098.00	1383.11	714.89	34.07
B38	2048.30	1419.40	628.90	30.70
B39	1658.00	1577.66	80.34	4.85
B40	2074.00	1259.79	814.21	39.26
B41	1577.00	1081.38	495.62	31.43
B42	1767.60	1466.52	301.08	17.03
B43	2912.00	1785.01	1126.99	38.70
B44	2029.00	1479.42	549.58	27.09
B45	3153.00	1378.58	1774.42	56.28
B46	1247.00	895.24	351.76	28.21
B47	1244.00	1695.32	451.32	36.28
B48	3169.00	1028.32	2140.68	67.55
B50	1241.00	1436.94	195.94	15.79
B51	1395.00	975.43	419.57	30.08
B52	1370.00	1080.84	289.16	21.11

Se puede observar que en este caso el ajuste numérico fue levemente mejor que en el caso que se utilizó la corrección por DC-Shift. Sin embargo, el error relativo correspondiente a cada pozo fue mayor. Es decir, la no aplicación de la corrección por DC-Shift logró un mejor ajuste numérico pero no se obtuvieron buenos resultados a la hora de comparar la profundidad interpretada en los registros de pozos con la obtenida mediante la inversión gravimétrica 3D.

Capítulo 5

Discusión y conclusiones

En el presente capítulo se discuten las distintas técnicas aplicadas en el análisis de los datos pertenecientes al área de estudio, que constituyen los pilares para el logro de los objetivos propuestos en este trabajo. Esta discusión incluye una síntesis de los resultados obtenidos y una interpretación, desde el punto de vista geofísico y geológico, del origen de las anomalías gravimétricas observadas.

Por último, se exponen las conclusiones generales a partir de los resultados obtenidos en este trabajo.

5.1. Discusión sobre los resultados obtenidos

La estratigrafía de la zona de estudio se puede subdividir en cinco principales periodos temporales: el basamento pre-Jurásico, el Liásico (o Jurásico temprano, más comunmente denominado Lías), el Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) perteneciente al Jurásico Superior, el Neocomiano-Chubutiano y el Terciario. Teniendo esto en cuenta, se pudo recopilar información de la profundidad del tope de las capas pertenecientes a estos ciclos en 26 pozos, disponibles en la base de datos de YPF S.A., y una línea sísmica compuesta interpretada, utilizadas para la realización de los modelos gravimétricos 2D y 3D. En este sentido, trabajar en un área en la que se cuenta con información del subsuelo condiciona y restringe los datos geofísicos y facilita su interpretación.

Una vez grilladas las elevaciones del terreno y los valores de gravedad, obtenidos de un conjunto de datos gravimétricos terrestres disponibles en

5.1. DISCUSIÓN SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

la base de datos de YPF S.A., se realizaron las reducciones gravimétricas y se generaron los mapas de isoanómalas de Aire Libre y de Bouguer. Si bien la zona no presenta grandes contrastes topográficos, se realizó la reducción topográfica y se obtuvo un mapa de Anomalía de Bouguer Completa (ABC) para una densidad de 2.67 g/cm^3 . El mapa de ABC presentó valores anómalos negativos para toda la cuenca. Esto está en concordancia con la teoría, ya que se trata de un ambiente de cuenca sedimentaria y, por lo general, las Anomalías de Bouguer son negativas. En particular, se pudieron observar grandes zonas de mínimos en el Flanco Occidental, un mínimo relativo en el Flanco Norte, un máximo relativo en la faja corrida y plegada de San Bernardo, y máximos valores de anomalía en el Centro de Cuenca y Flanco Sur. En este último flanco se destacan dos zonas localizadas de máximo valor anómalo (Figura 3.11).

Posteriormente, se realizó la separación de las componentes regional y residual de la ABC. Los métodos utilizados para este procedimiento fueron: el ajuste polinómico, la continuación analítica ascendente y el filtrado por número de onda. Las dos primeras técnicas presentaron componentes con rangos anómalos y comportamientos similares. Sin embargo, la componente regional extraída mediante la continuación analítica ascendente presentó una leve curvatura de las isolíneas, pudiéndose deber a ciertas longitudes de onda del efecto residual, por lo que se eligió continuar el trabajo con la componente residual obtenida mediante el ajuste polinómico. Cabe aclarar que, dada la similitud en las componentes residuales obtenidas mediante ambas técnicas, la elección de acuerdo a estas dos metodologías utilizadas no altera los posteriores resultados. Con respecto al filtrado por número de onda, no logró una eficiente separación de las componentes, dado que el mapa de la componente regional parece tener cierta contribución del campo residual y, a su vez, en el mapa de la componente residual se observa gran cantidad de ruido y valores muy pequeños en comparación con los otros dos métodos.

Una vez removida del mapa de ABC la tendencia que producen las fuentes profundas, el mapa de la componente residual permitió observar que, si bien mantiene los altos y bajos gravimétricos de la ABC, los rangos de valores son completamente distintos y son tanto negativos como positivos. Del mapa de la componente residual se pudieron observar dos grandes extensiones areales de bajos gravimétricos en el Flanco Occidental y Norte, dos altos gravimétricos en el Centro de Cuenca y en la zona de la faja plegada y algunos altos localizados en el Flanco Oeste y Sur (Figura 3.14).

Con el fin de realizar una primera interpretación de los valores anóma-

5.1. DISCUSIÓN SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

los relevantes en la cuenca se efectuaron tres perfiles sobre el mapa de la componente residual (perfiles A, B y C).

El perfil A atravesó la cuenca en dirección aproximadamente O-E y permitió examinar en detalle los grandes bajos gravimétricos del Flanco Occidental y del Flanco Norte, denominados BG1 y BG2, respectivamente. Asimismo, se pudo observar un alto gravimétrico menor localizado en el Flanco Occidental (AGm2) y los altos en la zona de la faja plegada (AGm1) y en el Centro de Cuenca (AG1).

Por su parte, el perfil B de dirección NO-SE en el Flanco Occidental, permitió reconocer dos grandes bajos gravimétricos, como lo son el BG3 y el ya nombrado BG1. A su vez, permitió evaluar el alto gravimétrico en el Norte del flanco, denominado AG2.

Por último, el perfil C recorrió en sentido NO-SE el Sector Oriental de la cuenca, desde el Flanco Norte hasta el Flanco Sur, cruzando por el Centro de Cuenca. Si bien atraviesa el BG2 y el AG1 ya analizados en el perfil 1, con este corte se logró tener una primera visión de los dos altos gravimétricos positivos que se encuentran en el Flanco Sur (A1 y A2).

Posteriormente, se construyeron cuatro modelos gravimétricos 2D, tres sobre los perfiles mencionados anteriormente y otro, denominado Sección S1, que atravesó el Sector Norte del Flanco Occidental en sentido O-E, sobre la línea sísmica interpretada de la Figura 4.7.

Con respecto al modelo correspondiente a la Sección 1 (Figura 4.8), se pudo comparar con la sísmica las fallas más importantes, que son las que tienen mayor rechazo y limitan los bordes de los hembigrábenes, logrando un buen ajuste gravimétrico y una buena correlación entre la sísmica y el modelo propuesto.

En el modelo del perfil A (Figura 4.9), en la zona de la faja plegada de San Bernardo, de acuerdo con la bibliografía existe una inversión tectónica positiva, es decir, fallas normales que se reactivan como inversas. Esta característica no se ve reflejada en el modelo, sino que lo que se observa es un bloque relativamente alto limitado a ambos lados por fallas normales conjugadas, pudiendo resultar de la tectónica extensional. Por otro lado, un razonamiento teórico conceptual del mecanismo de inversión tectónica se podría aplicar por encima del BG2 en el Flanco Norte, donde la topografía es muy elevada y, si se invirtiera dicho bajo, se lograría un relieve positivo en superficie.

Por su parte, mediante el modelo correspondiente al perfil B (Figura 4.10) se logró representar al BG3, al BG1 y al AG2. Un aspecto a tener en cuenta

5.1. DISCUSIÓN SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

en la zona del pozo A20, es que el modelo propuesto es el que mejor ajusta la respuesta gravimétrica, que se corresponde a un aumento del paquete Liásico y una profundidad del basamento constante. Sin embargo, geológicamente se podría inferir que el proceso que generó la disminución de la profundidad del Liás también provoque un alto relativo de basamento.

Por último, se modeló el perfil C (Figura 4.11). En este caso, se debe tener en cuenta que los pozos disponibles para este modelo contienen información de profundidad solo del basamento, por lo que las capas por encima de él fueron modeladas teniendo en cuenta la respuesta gravimétrica y la geología de la zona. El BG2, de acuerdo al perfil A presenta una falla buzante hacia el E, por lo que se propone para este modelo, aunque no se vea una simetría tan clara, una falla buzante hacia el SE en ese sector.

Posteriormente se elaboró un modelo gravimétrico 3D, para lo cual se aplicó el método de inversión, resolviendo el problema directo e inverso en una región ubicada en el Flanco Sur. La elección de este sector se debió a la presencia de una gran cantidad de pozos con información de profundidad del basamento. Se resolvió el problema directo y se grilló la anomalía observada, la calculada y el error. Luego se realizó el mismo procedimiento pero esta vez calculando el problema inverso. Una opción es realizar esta etapa con restricciones, es decir, ingresar al modelo los datos de profundidad de pozos y que luego el software modele y ajuste el resto. Sin embargo, debido a que la inversión estructural realizada de esta manera ancla el valor en el lugar del pozo y por fuera no lo suaviza, generando soluciones forzadas y sin proporcionar soluciones geológicas adecuadas, se optó por realizar la inversión estructural sin restricciones. Posteriormente, se comparó la profundidad del basamento obtenida como resultado de la inversión con la profundidad de cada uno de los pozos utilizados para evaluar el comportamiento de la inversión. De la comparación (Tabla 4.8) surge que 12 de las 18 profundidades se obtuvieron con un error relativo despreciable, mientras que en 6 pozos el error es considerable.

Se realizó una grilla de la vista en planta de la profundidad del basamento. Una característica que se puede destacar de esta vista en planta (Figura 4.16) son las orientaciones de los altos y bajos de basamento: los bajos azules claramente se disponen NO-SE, separados por altos de baja magnitud de igual orientación, mientras que el alto P1 más significativo tiene una tendencia NE-SO. Estos alineamientos podrían ser coherentes con las estructuras reconocidas en el Flanco Sur de la cuenca, como por ejemplo, las dos orientaciones mencionadas por Paredes et al. (2018).

5.2. CONCLUSIONES GENERALES

Por último, se comparó el resultado obtenido por el método de inversión con el modelo 2D del perfil C coincidente en ese sector. Se logró una buena correlación de la geometría y la profundidad del basamento (Figura 4.19), con diferencias que oscilan entre los 200 y los 400 metros. Además, se realizó una prueba sin la corrección por DC-Shift. Se obtuvo un mejor ajuste numérico pero no se logró un buen resultado al comparar la profundidad interpretada en los registros de pozos con la obtenida mediante la inversión gravimétrica (Tabla 4.10).

La metodología hasta aquí expuesta permite formular las conclusiones que se exponen a continuación.

5.2. Conclusiones generales

- Se logró realizar de manera satisfactoria, para los objetivos de este trabajo, la separación de componentes regional y residual de la Anomalía de Bouguer Completa. Con ello, se obtuvo una primera imagen de la geometría de la cuenca y se observaron sus patrones anómalos más característicos. Por un lado, los principales bajos gravimétricos se localizan en amplias zonas del Flanco Occidental y Norte, mientras que los altos gravimétricos más destacados se encuentran en la faja corrida y plegada de San Bernardo, en el Centro de Cuenca y, aquellos más localizados, en el Flanco Occidental y Sur.
- Se efectuaron varios cortes regionales a lo largo de los distintos flancos de la cuenca que permitieron hacer un primer análisis del comportamiento de los valores gravimétricos. Así, se identificaron, definieron y caracterizaron con mayor detalle los principales bajos y altos gravimétricos relevantes de la cuenca. Mediante estos perfiles se determinaron cuatro bajos y seis altos gravimétricos.
- Se realizaron cuatro modelos gravimétricos directos bidimensionales (tres regionales y uno local) y un modelo tridimensional local en la zona del Flanco Sur. Con respecto al modelo 2D local, se realizó sobre una sección sísmica en el Norte del Flanco Occidental que permitió definir dos bajos gravimétricos, en adición a los atravesados por el resto de los perfiles mencionados anteriormente. En conjunto, los modelos realizados permitieron determinar y modelar la geometría y profundidad del basamento de la Cuenca del Golfo San Jorge.

5.2. CONCLUSIONES GENERALES

- Se reconocieron en total seis bajos gravimétricos de gran importancia. Para éstos, se modeló e interpretó un aumento en la profundidad del basamento produciendo una gran cantidad de depocentros en la cuenca. Estos depocentros generaron el espacio suficiente para la acumulación de grandes espesores de depósitos sedimentarios pertenecientes principalmente a los ciclos Neocomiano y Chubutiano, posiblemente revistiendo gran interés exploratorio.
- Se distinguieron seis altos gravimétricos asociados con una disminución en la profundidad del basamento y la consecuente reducción del paquete sedimentario.

Por todo lo expuesto se puede afirmar que el análisis e integración de los datos y de los resultados permitieron el entendimiento de la geometría, no solo del basamento, sino también de los estratos sedimentarios de la Cuenca del Golfo San Jorge, lo que es relevante desde el punto de vista geológico, geofísico y exploratorio.

Anexos

Anexo A

Métodos para el cálculo de la corrección topográfica

A.1. Atracción gravitatoria de un prisma rectangular recto. Nagy, 1966.

Nagy (1966) propuso una expresión cerrada para la atracción gravitacional de un prisma que es válido para cualquier punto fuera o dentro del límite del prisma. Es posible describir cualquier configuración arbitraria en términos de bloques de construcción compuestos por prismas de varias dimensiones y densidades y, por lo tanto, calcular la componente vertical de la atracción gravitacional de cualquier distribución de masa dada en puntos seleccionados arbitrariamente.

La magnitud de la atracción de una masa elemental en una masa unitaria a la distancia r está dada por:

$$\Delta F = G\sigma \frac{\Delta v}{r^2} \quad (\text{A.1})$$

donde G es la constante gravitacional, σ es la densidad y Δv es el elemento de volumen.

Si el ángulo encerrado por r y el eje vertical se denota por γ , entonces la componente vertical de la atracción de un cuerpo puede obtenerse integrando $\Delta F \cos \gamma$ sobre el volumen, es decir:

A.1. ATRACCIÓN GRAVITATORIA DE UN PRISMA RECTANGULAR RECTO. NAGY, 1966.

$$F_z = G\sigma \int_V \frac{dv}{r^2} \cos \gamma = G\sigma \int_V \frac{zdz}{r^3} \cos \gamma \quad (\text{A.2})$$

El problema es simplemente llevar a cabo esta integración para un prisma. Usando el sistema de coordenadas cartesiano que se muestra en la Figura A.1, A.2 se convierte en:

$$F_z = G\sigma \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{zdz}{\sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)^3}} \quad (\text{A.3})$$

Al realizar la integración con respecto a z y sin sustituir los límites, se encuentra:

$$I_1 = \int \frac{zdz}{\sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)^3}} = -\frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad (\text{A.4})$$

Integrando A.4 con respecto a y se obtiene:

$$I_2 = \int I_1 dy = \int \frac{dy}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} = \ln \left(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \right) \quad (\text{A.5})$$

La integración de A.5 con respecto a x es un poco más complicada. Se puede proceder de la siguiente manera:

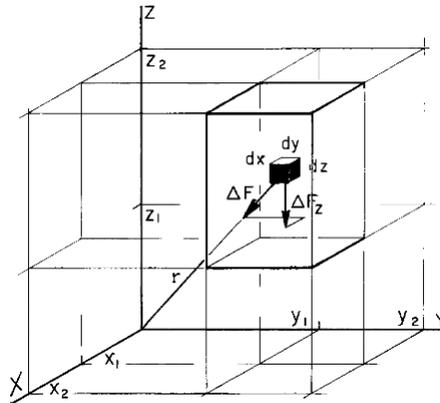


Figura A.1: Prisma rectangular recto con el elemento de volumen y su relación con el sistema de coordenadas cartesiano. Extraído de Nagy (1966).

A.1. ATRACCIÓN GRAVITATORIA DE UN PRISMA RECTANGULAR RECTO. NAGY, 1966.

$$I_3 = \int I_2 dx = \int \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) dx$$

$$= x \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) - \int \frac{x^2 dx}{(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2})\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad (\text{A.6})$$

Dejando $u = y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, entonces $x^2 = (u - y)^2 - y^2 - z^2$ y $dx = \frac{(u-y)du}{\sqrt{(u-y)^2 - y^2 - z^2}}$. Luego, la Ecuación A.6 se convierte en:

$$I = \int \frac{x^2 dx}{(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2})\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} = \int \frac{u^2 - 2uy - z^2}{u} du \quad (\text{A.7})$$

$$I = u^2 - 2uy - z^2 - y \ln(u - y + \sqrt{u^2 - 2uy - z^2}) - \arcsin \frac{-uy - z^2}{u\sqrt{z^2 + y^2}} \quad (\text{A.8})$$

Transformando de nuevo a la variable original y observando que:

$$u^2 - 2uy - z^2 = \sqrt{y^2 + x^2 + z^2 + 2y\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} - 2y^2 - 2y\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} - z^2}$$

$$u^2 - 2uy - z^2 = x$$

entonces

$$I = x - y \ln(x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) - z \arcsin \frac{z^2 + y^2 + y\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}{(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2})\sqrt{y^2 + z^2}}$$

Cuando se sustituyen los límites de integración, el primer término en I desaparece y se obtiene la siguiente expresión general para calcular la componente vertical de la atracción de un prisma:

$$F_z = G\sigma \left\| \left\| \left\| x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \arcsin \frac{z^2 + y^2 + yr}{(y+r)\sqrt{y^2 + z^2}} \right\| \right\|_{z_1, y_1, x_1}^{z_2, y_2, x_2} \quad (\text{A.9})$$

Donde la Ecuación A.9 es válida solo cuando se sustituyen los límites z_1 , z_2 ; y_1 , y_2 ; y x_1 , x_2 . Algunas de las soluciones a esta integral es presentada por Nagy (1966).

A.2. Método propuesto por Kane (1962).

Debido a que la fórmula para la atracción gravitatoria de un prisma contiene veinticuatro términos, se puede aproximar la atracción de un prisma por la de un anillo anular con la misma altura (diferencia en la atracción de dos cilindros verticales con la misma altura pero radios diferentes) multiplicado por la relación del área de una sección horizontal del prisma con respecto a la sección horizontal del anillo (Figura A.2). Esta fórmula es:

$$g = 2GDA^2 \frac{\left(R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + H^2} \right) - \sqrt{R_2^2 + H^2}}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (\text{A.10})$$

Donde:

- g = atracción gravitatoria,
- G = constante gravitatoria,
- D = densidad,
- A = longitud del lado horizontal del prisma,
- R_1 = radio del círculo interno del anillo anular,
- R_2 = radio del círculo externo del anillo anular,
- H = altura del anillo anular o prisma.

De la Ecuación A.10, R_1 y R_2 pueden ser reemplazados por $(R - C)$ y $(R + C)$, donde R es la distancia desde la estación de gravedad hasta el centro del cuadrado y C es una constante que puede determinarse comparando los resultados de la fórmula anterior con los calculados por la fórmula rigurosa. C se determinó como $0,63A$. Por lo tanto, $R_1 = R - 0,63A$, y $R_2 = R + 0,63A$. Entonces:

A.2. MÉTODO PROPUESTO POR KANE (1962).

$$g = \frac{GDA \left(1,26A + \sqrt{(R - 0,63A)^2 + H^2} - \sqrt{(R + 0,63A)^2 + H^2} \right)}{1,26R} \quad (\text{A.11})$$

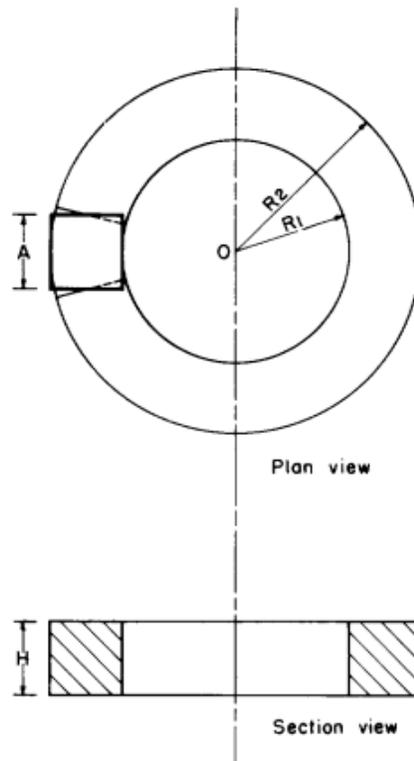


Figura A.2: Relación del cuadrado con el segmento del anillo, ambos tienen un igual área. Extraído de Kane (1962).

El efecto geométrico de la constante se puede ver en la Figura A.2. Un cuadrado se superpone en el anillo donde la diferencia entre R_2 y R_1 es igual a un lado del cuadrado (o donde la constante sería $0,5A$). Una mayor proporción del cuadrado está más cerca del origen que el sector arqueado del anillo. Un ligero alargamiento del anillo en la dirección radial mientras se mantienen iguales las áreas del cuadrado tiende a compensar esta condición.

Anexo B

Algoritmo de Talwani, Worzel y Landisman (1959) para modelado gravimétrico 2D

Hubbert (1948) encontró que el efecto gravimétrico de una estructura 2D puede calcularse mediante la integral curvilínea sobre su contorno $\partial\Gamma$ en sentido horario:

$$g_z(0) = 2K\sigma_v \oint_{\Gamma(\text{hor.})} z d\theta \quad (\text{B.1})$$

Del mismo modo puede probarse que:

$$g_x(0) = 2K\sigma_v \oint_{\Gamma(\text{hor.})} x d\theta \quad (\text{B.2})$$

Luego Talwani, Worzel y Landisman (1959) propusieron la idea de polygonalizar dicho contorno con N lados rectos Γ_i en la forma:

$$g_z(0) \simeq 2K\sigma_v \sum_{i=1}^N \oint_{\Gamma_i(\text{hor.})} z d\theta = \sum_{i=1}^N g_z^i(0) \quad (\text{B.3})$$

$$g_x(0) \simeq 2K\sigma_v \sum_{i=1}^N \oint_{\Gamma_i(\text{hor.})} x d\theta = \sum_{i=1}^N g_x^i(0) \quad (\text{B.4})$$

ALGORITMO DE TALWANI, WORZEL Y LANDISMAN (1959) PARA
 MODELADO GRAVIMÉTRICO 2D

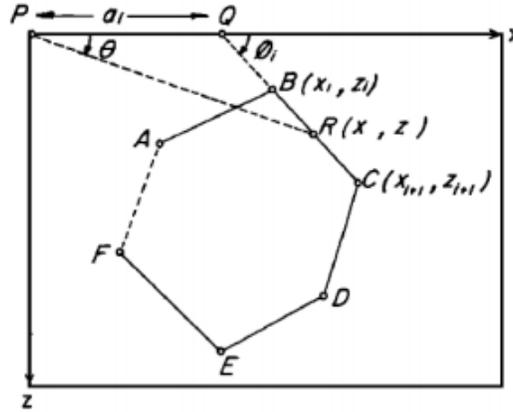


Figura B.1: Polígono cerrado. Extraído de Talwani et al. (1959).

De acuerdo con la Figura B.1, cada lado del polígono Γ_i será descrito con los siguientes parámetros geométricos:

$$\{x_i, x_{i+1}, a_i, \phi_i, \theta_i, \theta_{i+1}\} \quad (\text{B.5})$$

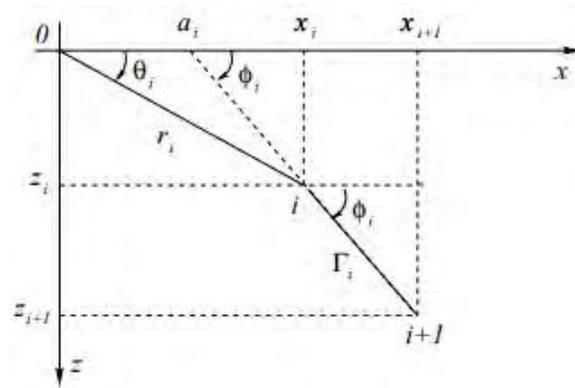


Figura B.2: Representación esquemática del lado Γ_i . Extraído de Ravazzoli (2019).

Analicemos la contribución del lado Γ_i (Figura B.2). Se busca expresar z en función de θ . Notar que $tg(\theta) = \frac{z}{x}$, por lo cual:

$$z = x tg(\theta) \quad (\text{B.6})$$

Además $tg(\phi_i) = \frac{z}{x-a_i}$

$$z = (x - a_i) tg(\phi_i) \quad (B.7)$$

Luego, de las Ecuaciones B.6 y B.7:

$$\begin{aligned} z &= (x - a_i) tg(\phi_i) = \frac{z}{tg(\theta)} tg(\phi_i) - a_i tg(\phi_i) \implies \\ z \left(1 - \frac{tg(\phi_i)}{tg(\theta)} \right) &= -a_i tg(\phi_i) = \frac{z(tg(\theta) - tg(\phi_i))}{tg(\theta)} \implies \\ z &= a_i \frac{tg(\theta) tg(\phi_i)}{(tg(\phi_i) - tg(\theta))} = z(\theta) \end{aligned} \quad (B.8)$$

Luego:

$$g_z^i(0) = 2K\sigma_v \oint_{\Gamma_i(hor.)} a_i \frac{tg(\theta) tg(\phi_i)}{(tg(\phi_i) - tg(\theta))} d\theta \quad (B.9)$$

Calculemos ahora del mismo modo la componente x de la atracción g_x^i :

$$\begin{aligned} x &= \frac{z}{tg(\theta)} = (x - a_i) \frac{tg(\phi_i)}{tg(\theta)} \implies \\ x \left(1 - \frac{tg(\phi_i)}{tg(\theta)} \right) &= -a_i \frac{tg(\phi_i)}{tg(\theta)} \implies \\ x &= \frac{a_i tg(\phi_i)}{(tg(\phi_i) - tg(\theta))} = x(\theta) \end{aligned} \quad (B.10)$$

Luego:

$$g_x^i(0) = 2K\sigma_v \oint_{\Gamma_i(hor.)} \frac{a_i tg(\phi_i)}{(tg(\phi_i) - tg(\theta))} d\theta \quad (B.11)$$

El efecto total del polígono será la suma sobre las contribuciones de los N lados del polígono. Resta evaluar las integrales de las Ecuaciones B.9 y B.11. Trabajemos primero con B.9. Dado que a_i y $tg(\phi_i)$ son constantes sobre el lado Γ_i :

$$g_z^i(0) = 2K\sigma_v a_i tg(\phi_i) \int_{\theta_i}^{\theta_{i+1}} \frac{tg(\theta)}{(tg(\phi_i) - tg(\theta))} d\theta =$$

ALGORITMO DE TALWANI, WORZEL Y LANDISMAN (1959) PARA
 MODELADO GRAVIMÉTRICO 2D

$$= 2K\sigma_v a_i \operatorname{tg}(\phi_i) \int_{\theta_i}^{\theta_{i+1}} \frac{\sin(\theta)}{(\operatorname{tg}(\phi_i)\cos(\theta) - \sin(\theta))} d\theta$$

Una primitiva del integrando anterior es:

$$\int \frac{\sin(\theta)}{(\operatorname{tg}(\phi_i)\cos(\theta) - \sin(\theta))} d\theta = \cos^2(\phi_i) \{ -\theta - \operatorname{tg}(\phi_i) \ln [\operatorname{tg}(\phi_i)\cos(\theta) - \operatorname{sen}(\theta)] \}$$

(B.12)

Luego, para $g_z^i(0)$ resulta:

$$g_z^i(0) = 2K\sigma_v a_i \sin(\phi_i) \cos(\phi_i) \left\{ \theta_i - \theta_{i+1} + \operatorname{tg}(\phi_i) \ln \left[\frac{\cos(\theta_i)(\operatorname{tg}(\theta_i) - \operatorname{tg}(\phi_i))}{\cos(\theta_{i+1})(\operatorname{tg}(\theta_{i+1}) - \operatorname{tg}(\phi_i))} \right] \right\} \Bigg|_{\theta_i}^{\theta_{i+1}}$$

(B.13)

Evaluando en los límites de integración y sumando para los N lados:

$$g_z(0) = 2K\sigma_v \sum_{i=1}^N a_i \sin(\phi_i) \cos(\phi_i) \left\{ \theta_i - \theta_{i+1} + \operatorname{tg}(\phi_i) \ln \left[\frac{\cos(\theta_i)(\operatorname{tg}(\theta_i) - \operatorname{tg}(\phi_i))}{\cos(\theta_{i+1})(\operatorname{tg}(\theta_{i+1}) - \operatorname{tg}(\phi_i))} \right] \right\}$$

(B.14)

Análogamente se obtiene la expresión para el cálculo de $g_x(0)$.

Bibliografía

- Abdelrahman, E. M., Riad, S., Refai, E., y Amin, Y. (1985). On the least-squares residual anomaly determination. *Geophysics*, vol. 50, No. 3 (March 1985); P. 473-480.
- Agocs, W. (1951). Least squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 16(4), 686-696.
- Arroyo, M. P. (2006). Estudio de los métodos de cálculo de la corrección topográfica aplicada al cálculo de geoides locales precisos. *Universidad Politécnica de Madrid. ETSI Topografía, Geodesia y Cartografía*.
- Blakely, R. J. (1996). Potential theory in gravity and magnetic applications. *Cambridge University Press*.
- Cardinali, G., Borderas, M., Lucero, M., y Figari, E. (2001). A New Exploration Play in the southwestern Region of the Golfo San Jorge Basin. *SPE Latin American and Caribbean Petroleum. Engineering Conference held in Buenos Aires, Argentina, 25-28 March 2001*.
- Carrión, J. L. (2013). Generación de una malla de ondulaciones geoidales por el Métdo GPS/Nivelación y redes neuronales artificiales a partir de datos dispersos. *Tesis de Maestría presentada ante la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata para optar al Grado Académico de Magíster en Geomática*.
- Castro, L., Scasso, R., Branzini, A., Zubillaga, M., Fazio, A., Tourn, S., y Zubillaga, M. (2010). Los niveles glauconíticos de la Formación Salamanca, Chubut: su efectividad agronómica como fuente alternativa de fertilizante potásico. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 66:391-398.

BIBLIOGRAFÍA

- Chelotti, L. A. (1997). Evolución tectónica de la Cuenca del Golfo San Jorge en el Cretácico y Terciario; algunas observaciones desde la interpretación sísmica. *Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires*, 49: 62-82.
- Clavijo, R. (1986). Estratigrafía del Cretácico Inferior, en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires*, 9: 15-32.
- Feruglio, E. (1949). Descripción Geológica de la Patagonia. *Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Editorial Coni*, 334 pp., Buenos Aires.
- Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., y Villar, H. (1999). Los Sistemas Petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis Estructural, Estratigrafía y Geoquímica. *Actas IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata*, I: 197237.
- Figari, E. G., Strelkov, E., Cid de la Paz, M. S., Celaya, J., Laffitte, G., y Villar, H. (2002). Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. *Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate*, III:571-601.
- Fitzgerald, M. G., Mitchum, R. M., Uliana, M. A., y Biddle, K. T. (1990). Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 74: 879-920.
- Foix, N., Paredes, J. M., y Giacosa, R. E. (2012). Upper Cretaceous-Paleocene extensional phase in the Golfo San Jorge basin(Argentina): Growth-fault model, paleoseismicity and paleostress analysis. *Journal of South American Earth Sciences* 33, 110-118.
- Forsberg, R. (1985). Gravity field terrain effect computations by FFT. *Bull. Geod.* 59 (1985) pp. 342-360.
- Geosoft (2013). Oasis montaj How-To Guide. *Applying Filters with montaj Geophysics*.
- Geosoft (2014). Oasis montaj How-To Guide. *Complete Workflow for Oasis montaj*.

BIBLIOGRAFÍA

- Geosoft (2019). Geosoft Company. *www.geosoft.com*.
- Giampaoli, P. (2015). Caracterización de sistemas de fallas extensionales utilizando perfiles y mapas de desplazamiento: ejemplos del Cretácico de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (1): 107 - 119 (2015).
- Gómez, J. I. (2017). Estudio Geológico-Geofísico del depocentro Antrichipay, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. *Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 2017*.
- Grant, F. S. y West, G. F. (1965). Interpretation Theory in Applied Geophysics. *New York: McGraw-Hill*.
- Hechem, J. J. (1991). Estratigrafía del neocomiano en la zona del Lago Fonatana. *Dpto. Geológico Comodoro Rivadavia*.
- Hechem, J. J., Figari, E. G., y Homovc, J. F. (1993). Secuencias deposicionales en el Neocomiano del Lago Fontana, Chubut, Argentina. *Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 2: 119-123*.
- Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, G. R., Kellogg, J., Kucks, R., Li, X., Mainville, A., Morin, R., Pikington, M., Plouff, D., Ravat, D., Roman, D., Urrutia-Fucugauchi, J., Véronneau, M., Webring, M., y Winester, D. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *GEOPHYSICS, VOL. 70, NO. 4; P. J25-J32, 1TABLE. 10.1190/1.1988183*.
- Hinze, W. J., B. von Frese, R. R., y Saad, A. H. (2013). Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. *Cambridge University Press*.
- Homovc, J. F., Conforto, G. A., Lafourcade, P., y Chelotti, L. A. (1995). Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. *En Basin Inversion, J. G. Buchanan y P. G. Buchanan (eds.), Geological Society Special Publication 88: 235-248*.
- Introcaso, A. (2006). GEODESIA FÍSICA. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología, Rosario (2006), volumen especial número 1*.

BIBLIOGRAFÍA

- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, vol. XXXVII, no.4 (August, 1962), PP. 455-462.
- Karl, J. H. (1989). An introduction to Digital Signal Processing. *Academic Press*.
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. *Third Edition*.
- Lesta, P. J. y Ferello, R. (1972). Región Extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. *En: Leanza, A.F. (ed.) I Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina: 601-653*.
- Li, X. y Götze, H.-J. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66(6), 1660-1668.
- Longo, L. M. (2017). Caracterización de la estructura del Complejo Volcánico Auca Mahuida mediante datos aeromagnéticos y gravimétricos. *Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata. Junio 2017*.
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. *Bull. Geod.*, 54, 395-405.
- Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, vol. XXXI, no.2 (April, 1966), PP. 362-371.
- Navarrete, C., Gianni, G. M., y Folguera, A. (2015). Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. *Journal of South American Earth Sciences* 64, 486-497.
- Ortega, A. M. (2014). Modelo de fuentes de anomalías gravimétricas regional y locales del volcán Galeras, asociadas a su estado de actividad entre junio 2008 – abril de 2009. *Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias. Bogotá, Colombia. 2014*.
- Paredes, J. M. (2009). Sedimentary evolution of the Golfo San Jorge basin, Central Patagonia, Argentina. *En: Ibañez, L.M., Moyano, M.S., Aceñolaza, G.F. (Eds.), Argentinean Fluvial Basins: Ancient and Present Day Examples. Excursion Guide Book, 9th International Conference on Fluvial Sedimentology, Basin Analysis Series, I: 187-275. San Miguel de Tucumán*.

BIBLIOGRAFÍA

- Paredes, J. M., Aguiar, M., Ansa, A., Giordano, S., Ledesma, M., y Tejada, S. (2018). Inherited discontinuities and fault kinematics of a multiphase, noncolinear extensional setting: Subsurface observations from the South-Flank of the Golfo San Jorge basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 81, 87-107.
- Paredes, J. M., Hudecek, R., Foix, N., Rodriguez, J. F., y Nillini, A. (2003). Análisis paleoambiental de la Formación Matasiete (Aptiano) en su área tipo, noroeste de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *AAS Revista*, vol. 10 n^o 2: 81- 101. *Asociación Argentina de Sedimentología*.
- Paredes, J. M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, S., Cayo, E., y Schiuma, A. (2013). Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continentalsuccessions of the Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 46, 63-79.
- Parker, R. L. (1972). The Rapid Calculation of Potential Anomalies. *Journal of the Royal Astronomical Society* 31, 447-455.
- Ploszkiewicz, J. V. y Ramos, V. A. (1977). Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Provincia de Chubut). *Asociación Geológica Argentina, Revista, Buenos Aires*, 32: 209-226.
- Ramos, V. A. (1976). Estratigrafía de los Lagos La Plata y Fontana, Provincia del Chubut. Rep. Argentina. *Actas I Congreso Geológico Chileno, Santiago, IA: 43-64*.
- Ramos, V. A. (2015). Evolución de la Cuenca del Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (1): 12 - 20.
- Ravazzoli, C. (2019). Métodos Potenciales de Prospección. *Apuntes de cátedra, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP*.
- Sciutto, J. C. (1981). Geología del Codo del Rio Senguerr, Chubut, Argentina. *Séptimo Congreso Geológico Argentino, Actas 3:203-219. Buenos Aires*.
- Sideris, M. G. (1985). A Fast Fourier Transform method for computing terrain corrections. *Manuscripta geodaetica* 10. pp 66-73. 1985.

BIBLIOGRAFÍA

- Sánchez, N. (2003). Estructura gravimétrica y magnética de la corteza del suroeste peninsular (Zona Surportuguesa y Zona de Ossa-Morena). *Universidad Complutense de Madrid. Facultad de C. C. Geológicas. Departamento de Geodinámica.*
- Stipanivic, P. N. (1957). El Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina y su fauna de anuros. *Acta Geologica Lilloana, Tucuman, 1: 185-297.*
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F., y Padva, D. (2011). Cuenca del Golfo San Jorge. *8º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Cuencas Argentinas: visión actual, Actas electrónicas, 46 p., Buenos Aires.*
- Sylwan, C. A. (2001). Geology of the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology, 27:123-157.*
- Talwani, M., Worzel, J. I., y Lindesman, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysics Research, vol. 64, No. 1 (January 1959); P. 49-59.*
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheri, R. E. (1990). Applied geophysics. *Cambridge university press.*
- Torgue, W. (1989). Gravimetry. *Walter de Gruyter.*
- Won, I. J. y Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics, vol. 52, No. 2 (February 1987); P. 232-238.*