

ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**Evaluación Geofísica de la Zona Alrededor de la Isla
Greenwich en la Antártida.**

Previo la obtención del Título de:

Ingeniero en Geología

Presentado por:

Jorge Andrés Espinoza Celi

GUAYAQUIL - ECUADOR

Año: 2020

DEDICATORIA

A mi familia por el ejemplo, apoyo incondicional, paciencia y enseñanzas que me han brindado. He podido cumplir esta meta gracias a ustedes, quienes han forjado en mí valores profundos de templanza, responsabilidad y honor, lo que me ha ayudado a lo largo de mis estudios a entender que solo la perseverancia sería el camino para alcanzar el éxito.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres y hermana, por su amor incondicional y ejemplo, a la Espol por los conocimientos y valores aprendidos que me han permitido formarme como un profesional, al Ing. Néstor Cahuana, quien con generosidad, paciencia y amistad se constituyó en un apoyo importante en el desarrollo de mi proyecto de graduación, al Ph.D. Carlos Martillo, por permitirme tener la oportunidad de viajar e investigar en ese mundo blanco maravilloso de la Antártida, todos son recuerdos memorables que me servirán en mi desempeño profesional. Al M.Sc. David Altamirano por su consejo y apoyo durante la realización de este proyecto. Al Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada (INOCAR) por su aporte logístico en la investigación del continente Antártico y facilitar el software requerido.

DECLARACIÓN EXPRESA

“Los derechos de titularidad y explotación, me(nos) corresponde conforme al reglamento de propiedad intelectual de la institución; *Jorge Andrés Espinoza Celi* doy mi consentimiento para que la ESPOL realice la comunicación pública de la obra por cualquier medio con el fin de promover la consulta, difusión y uso público de la producción intelectual”

Jorge Andrés Espinoza Celi

EVALUADORES

M.Sc. David Altamirano
PROFESOR DE LA MATERIA

M.Sc. David Altamirano
PROFESOR TUTOR

Ph. D. Carlos Martillo
PROFESOR COTUTOR

RESUMEN

El continente Antártico es una región poco comprendida que se encuentra envuelta en un contexto investigativo definido por el Tratado Antártico. De esta forma, es importante que se mantenga un flujo constante de aportes de las ramas de las geociencias. Este proyecto tiene como objetivo elaborar un mapa de basamento gravimétrico de la zona circundante de la Isla Greenwich e Islas Shetland del Sur por medio del análisis espectral de anomalía generada a partir de datos de gravedad del modelo geopotencial combinado EIGEN 6C-4. Los datos se procesaron por medio del software Oasis Montaj para la obtención de anomalía, filtrado y espectro radial de potencia en el centroide de ventanas solapadas y distribuidas según la técnica de (Nwanko et al., 2008) para determinar la profundidad del basamento gravimétrico referido al nivel medio del mar. Se analizó la respuesta característica de gravimetría de los contextos morfoestructurales del área de estudio con las curvas del espectro gravimétrico, y se generó un mapa de basamento gravimétrico. El análisis de los espectros radiales de potencia permite identificar una respuesta gravimétrica característica de los contextos demostrando una correlación y el mapa de basamento gravimétrico interpretado presenta una profundidad máxima de 6350 metros en el margen de subducción y una profundidad mínima de 100 metros en la zona del archipiélago Shetland del Sur.

Palabras Clave: Geofísica, Islas Shetland del Sur, Análisis espectral, Gravimetría.

ABSTRACT

The Antarctic continent is a poorly understood region involved in an research context defined by the Antarctic Treaty. Therefore, it is important to maintain a constant flow of contributions from all geoscience branches. This project aims to develop a gravimetric basement depth map of the surrounding area of Greenwich Island and South Shetland Islands with the spectral analysis of anomalies generated from gravity data obtained from the combined geopotential model EIGEN 6C-4. The data were processed using Oasis Montaj software to obtain an anomaly, filter the anomaly and calculate the radial power spectrum in the centroid of overlapping and distributed windows according to the technique of (Nwankwo et al., 2008), to determine the depth of the gravimetric basement referred to mean sea level. The characteristic gravimetric response of the morpho structural contexts of the study area was analyzed with the curves of the gravimetric spectrum, and a gravimetric basement map was generated. The analysis of the radial power spectra allows to identify a gravimetric response characteristic of such contexts, demonstrating a correlation and the interpreted gravimetric basement map presents a maximum depth of 6350 meters in the subduction margin and a minimum depth of 100 meters in the area of the South Shetland archipelago.

Keywords: Geophysics, South Shetland Islands, Spectral Analysis, Gravimetry.

INDICE GENERAL

EVALUADORES	5
RESUMEN.....	I
<i>ABSTRACT</i>	II
CAPÍTULO 1.....	1
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Descripción del Problema.....	2
1.2 Justificación del Problema	2
1.3 Objetivos	3
1.3.1 Objetivo General.....	3
1.3.2 Objetivos Específicos.....	3
CAPÍTULO 2.....	4
2 Marco Geológico.....	4
2.1.1 Evolución Geológica de la Antártida	4
2.1.2 Islas Sheltand del Sur	7
2.1.3 Contexto Geológico Actual.....	10

CAPÍTULO 3.....	14
3 Marco Teórico	14
3.1.1 Zona de estudio	14
3.1.2 Geofísica: Modelos geopotenciales gravitatorios	15
3.1.3 Modelo EIGEN 6C-4	16
3.1.4 Anomalía Gravimétrica	18
3.1.5 Análisis espectral para estimación de profundidades.....	18
CAPÍTULO 4.....	21
4 Metodología	21
4.1 Esquema de Metodología General	21
4.2 Recopilación de Datos.....	22
4.2.1 Datos de Gravimetría.....	22
4.2.2 Datos de Topografía y Batimetría	22
4.2.3 Datos de Espesor de Hielo	23
4.3 Fase II: Procesamiento de Datos.....	23
4.3.1 Elaboración de Anomalía de Bouguer.....	23

4.3.2	Filtrado de Anomalía.....	24
4.3.3	Mallado del Área de estudio.....	26
4.4	Análisis Espectral	27
5	Resultados y Discusión.....	29
5.1	Mapa de anomalía de Bouguer.....	29
5.2	Análisis espectral.....	30
5.2.1	Subzona Placa Phoenix.....	31
5.2.2	Subzona Margen de Subducción Shetland	32
5.2.3	Subzonas: Microplaca Shetland, Estrecho de Bransfield	32
5.3	Mapa de Basamento Gravimétrico.....	34
5.4	Análisis de los Resultados.....	36
CAPÍTULO 6.....		42
6	Conclusiones y recomendaciones.....	42
6.1.1	Conclusiones	42
6.1.2	Recomendaciones	43
BIBLIOGRAFÍA.....		44

APÉNDICES48

ABREVIATURAS

E	Este
ID	Isla Deception
IG	Isla Greenwich
IKG	Isla King George
IL	Isla Livingston
IS	Isla Smith
N	Norte
NE	Noreste
O	Oeste
PA	Península Antártica
S	Sur
SE	Sureste
SO	Suroeste

SIMBOLOGÍA

° Grados

km Kilómetros

mGal Miligale

m Metros

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1: Esquema general del continente antártico junto a sus estructuras principales ..5	5
Figura 2.2: Ubicación relativa de los continentes posterior a la separación de Gondwana. .7	7
Figura 2.3: Evolución tectónica del sur del Pacífico.....9	9
Figura 2.4: Contexto tectónico del norte de la península antártica..... 10	10
Figura 2.5: Mapa morfosedimentario de la cuenca central de Bransfield..... 12	12
Figura 2.6: Geología estructural simplificada dentro de la cuenca central de Bransfield ... 13	13
Figura 3.1: Área de estudio. 14	14
Figura 3.2.: Diferencia de altura de geoide entre modelo EIGEN-6C4 y modelo EGM2008. 17	17
Figura 3.3.: Representación logarítmica de espectro de poder para información gravimétrica 20	20
Figura 4.1: Esquema general de la metodología. 21	21
Figura 4.2: Mapa de anomalía de bouguer filtrada para profundidad de basamento 26	26
Figura 4.3: Esquema de ventanas solapadas para análisis espectral..... 27	27
Figura 4.4: Ejemplo de espectro radial de potencia en ventana 83 28	28
Figura 5.1: Mapa de anomalía de Bouguer con densidad reducida de 2.67 gr/cm ³ 29	29

Figura 5.2: Mapa general de subzonas y ubicación de centroides en el área de estudio...	30
Figura 5.3: Comparación de espectros radiales de potencia en la subzona de la placa Phoenix.....	31
Figura 5.4: Comparación de espectros radiales de potencia en la subzona del margen de subducción Shetland.....	32
Figura 5.5: Comparación de espectros radiales de potencia en las subzonas de la placa Shetland y el estrecho de Bransfield.....	33
Figura 5.6: Comparación de espectros radiales de potencia con curva anormal en las subzonas de la placa Shetland y estrecho de Bransfield.....	33
Figura 5.7: Mapa de basamento gravimétrico (profundidades referidas al nivel del mar). .	35
Figura 5.8: Acercamiento a la subzona del estrecho de Bransfield.....	36
Figura 5.9: Segundo acercamiento a la subzona del estrecho de Bransfield.....	37
Figura 5.10: Acercamiento a las subzonas de la placa Shetland, margen de subducción y placa Phoenix.....	39

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1: Densidades de reducción utilizadas para la corrección de Bouguer24

Tabla 4.2: Valores de número de onda obtenidos para el proceso de filtrado25

ÍNDICE DE ECUACIONES

Ec 3.1: Potencial terrestre en un punto causado por una distribución de masa.....	15
Ec 3.2: Ecuación de Poisson.....	15
Ec 3.3: Anomalía de Bouguer básica	18
Ec 3.4: Espectro radial de potencia en coordenadas polares	19
Ec 4.1: Anomalía de Bouguer simplificada con anomalía de aire libre.....	23
Ec 4.2: Corrección de Bouguer	24
Ec 4.3: Relación profundidad y longitud de onda de un modelo simple de esfera	25
Ec 4.4: Relación profundidad de fuente y pendiente de curva espectral.....	28

CAPÍTULO 1

1 INTRODUCCIÓN

La Antártida es uno de los continentes menos comprendidos en el planeta. Su ubicación y climas extremos dificultan su estudio debido a que se encuentra cubierto en un 98% de una capa de hielo con un espesor promedio de 2000 m (St.John, 1986). En particular, con respecto a la investigación geológica, la Antártida tiene una relevancia especial debido a su ubicación durante la evolución y posterior separación de Gondwana, la cual hace que comparta remanentes de algunas de las masas continentales hoy conocidas como: Australia, India, África, Sudamérica. (Harley et al., 2013).

Con el fin de reducir esta brecha de conocimiento, las técnicas geofísicas son muy útiles. Los métodos gravimétricos, magnéticos y sísmicos, han permitido revelar la configuración geológica y a su vez realizar reconstrucciones de la evolución geodinámica del continente. En estos estudios se ha hecho un particular enfoque en las regiones donde se encuentran los límites tectónicos de este continente, los cuales en su mayoría se encuentran inactivos.

La región de la Península Antártica resalta en el aspecto evolutivo geológico. Al ser la zona más reciente en la evolución del continente, aún presenta actividad tectónica, con la microplaca Shetland que alberga las islas Shetland del Sur, desplazadas hacia el noroeste durante los últimos 4 Ma resultando en la apertura del estrecho de Bransfield donde hoy en día aún existe un proceso de divergencia, y el remanente de la placa Phoenix (Kraus, 2016).

Por otro lado, actualmente el Ecuador forma parte del Tratado Antártico, con categoría de miembro consultivo. Este tratado reconoce los intereses de los países en el continente de carácter pacífico y hace hincapié en la cooperación internacional para la investigación científica. De esta forma, el país mantiene el interés en mantener su presencia Geopolítica y Oceanopolítica en el continente, por medio del desarrollo de programas de carácter técnico y científico.

1.1 Descripción del Problema

La región entre el margen continental antártico y océano Pacífico, posee una compleja y reciente configuración geoestructural la cual aún presenta actividad tectónica al ser una zona joven en la historia evolutiva del continente. Se han realizado un conjunto importante de estudios geofísicos en esta compleja región, principalmente en la zona de la placa Scotia por medio de análisis de datos de gravimetría, magnetometría y líneas sísmicas. Estos trabajos se han centrado en el objetivo de investigar las relaciones tectónicas y estructurales para reconstruir la historia geológica posterior a la separación de Gondwana, la apertura del paso Drake, así como también para conocer los efectos a menor escala de estos cambios en la evolución de la corteza y cuencas sedimentarias adyacentes. Con el desarrollo de nuevos modelos de los campos físicos de la tierra, se presenta la oportunidad y necesidad de realizar mejores interpretaciones de las distintas estructuras presentes en la zona para continuar y actualizar el conocimiento científico geológico de la región.

1.2 Justificación del Problema

Debido a la continua investigación de la geología del margen del Pacífico de la península Antártica, como un modo de revelar las relaciones entre los distintos agentes geológicos para interpretar la evolución de la zona, es importante que se mantenga el estudio científico de todas las ramas de las geociencias. En este caso, el proyecto tiene como fin elaborar un mapa del basamento gravimétrico de la zona circundante de la Isla Greenwich e Islas Shetland del Sur, el cual puede servir como referencia para futuras investigaciones que complementen el estudio de campo potencial gravimétrico con otras técnicas de estudio que desarrollen el entendimiento geodinámico de esta zona.

Finalmente, el desarrollo de este proyecto tiene relevancia dentro de la investigación realizada entre la ESPO y el Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada (INOCAR) evidenciando el cumplimiento de cooperación científica del Ecuador dentro del tratado Antártico.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Realizar un modelamiento mediante análisis de datos de gravedad de modelos combinados para la elaboración de un mapa de profundidad basamento gravimétrico que comprenda la zona circundante a la Isla Greenwich e Islas Shetland del Sur.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Utilizar software de modelamiento geofísico para procesamiento de datos de gravimetría con modelos matemáticos para generar representaciones de anomalías.
- Elaborar un mapa de anomalía de Bouguer por medio de datos gravimétricos satelitales para determinación de profundidades por análisis espectral.
- Realizar una estimación de las profundidades del basamento gravimétrico en la zona de la cuenca de Bransfield, margen de subducción Shetland y placa Phoenix para la elaboración de un mapa de basamento gravimétrico.

CAPÍTULO 2

2 Marco Geológico

2.1.1 Evolución Geológica de la Antártida

La Antártida se puede dividir en dos regiones principales: La Antártida oriental y la Antártida occidental (Figura 2.1). La región de la Antártica oriental yace del lado del océano de la India. Se caracteriza por tener la cubierta de hielo principal del continente y se encuentra limitada por una costa semicircular (Adie, 1962). Ambas regiones se separan por las montañas Transantárticas, una orogenia de aproximadamente 3000 km de longitud y 4500 m de altura ubicada en el límite del cratón oriental, se desarrolló durante el Cámbrico-Ordovícico en un margen convergente activo (Harley et al., 2013). La Antártica Occidental se ubica del lado del océano Pacífico con terrenos del Paleozoico-Mesozoico, se limita al oeste por las Montañas Transantárticas (Adie, 1962).

Estas regiones también corresponden a dos cuerpos cratónicos principales datados del Mezoproterozoico. El cratón Grunehogna o Maudheim representa la Antártida occidental. Posee sedimentos subhorizontales con poca deformación con un basamento cristalino más antiguo. Tiene un amplio historial de subducción, acreción y magmatismo desarrollado principalmente durante el Paleozoico y Mesozoico. El cratón oriental el cual es más antiguo, no ha sufrido muchos cambios durante los últimos 500 Ma, posee rocas ígneas y metamórficas del Arqueano/Cambriano (Harley et al., 2013; Kraus, 2016).

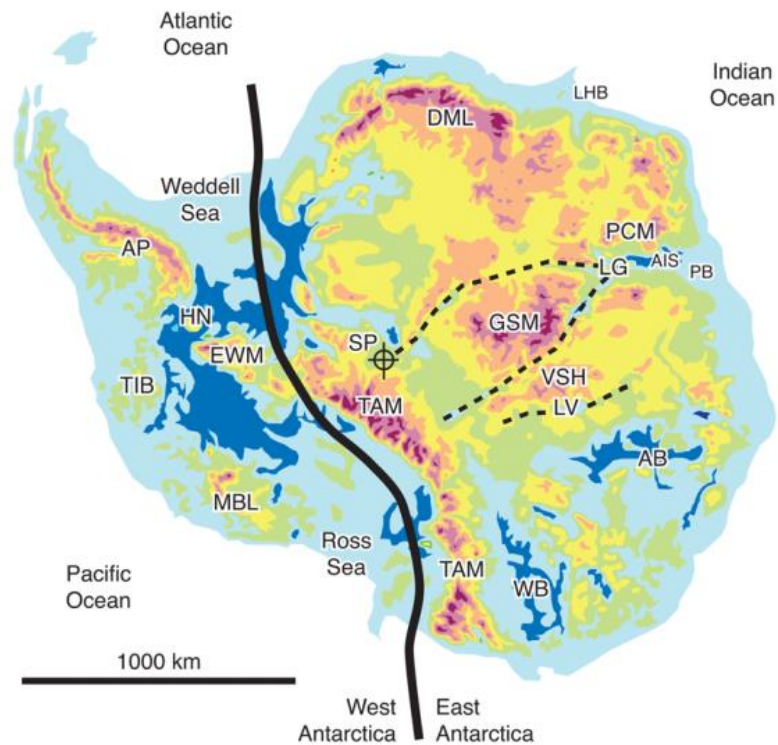


Figura 2.1: Esquema general del continente antártico junto a sus estructuras principales (Harley et al., 2013).

Durante el Paleozoico, estas dos regiones de la Antártida formaban parte del supercontinente Gondwana, el cual hasta ese entonces albergaba las regiones continentales de América del Sur, África, Madagascar, Arabia, India, las islas Seychelles, Australia y Papua-Nueva Guinea (Figura 2.2) (St.John, 1986). La Antártica se encontraba dividida por el ecuador. Parte de la región Occidental del continente se ubicaba en el hemisferio Norte mientras que la región oriental se encontraba en la zona ecuatorial (Kraus, 2016).

No fue sino hasta el Jurásico que el supercontinente Gondwana comenzó a separarse. Inicialmente América del Sur-África-Madagascar comenzaron a separarse de Antártica-Australia-India desarrollando corteza oceánica. En este tiempo existían tres placas menores y cuatro placas mayores: La placa Gondwana, placa Sudamericana-Africana, placa Pacífico y la placa Asiática Sureste. A su vez, en el Océano Pacífico se llegó a formar un punto triple

por los rifts migrantes en dirección continental. Estos centros de divergencia están asociados a tres arcos de islas que forman la Península Antártica, los cuales se interpretan por medio de zonas de subducción desplazados hacia el territorio continental Antártico (St.John, 1986).

Durante el cretácico, el continente Gondwana se disgregó completamente. India comenzó a desplazarse hacia el norte. Las islas Sheyelles se aislaron en el océano Índico y Sudamérica se desplazó hacia el Norte. A finales del Cretácico, solamente Australia se mantenía adyacente a la Antártica. Luego, durante el Paleoceno, un centro de divergencia entre Antártica y Australia representó la separación final del continente ancestral Gondwana. Puntos triples en el sureste del Pacífico formaron la placa Phoenix, mientras que la región Este de la placa Pacífico se convirtió en la placa Farallón por un centro de divergencia (St.John, 1986).

Finalmente a finales del Oligoceno e inicios del Mioceno comenzó la apertura del paso Drake entre la Antártica y el continente Sudamericano (Kraus, 2016). Actualmente, el continente Antártico se encuentra rodeado de márgenes continentales, en su mayoría inactivos, remanentes de la separación de Gondwana. Únicamente los márgenes ubicados en Ellsworth Land y la Península Antártica se mantienen activos (Maldonado et al., 1994).

La región más reciente de la Antártida se ubica en la zona de la península Antártida, incluye las Islas Shetland del Sur, las cuales eran parte de la península hace 4 Ma. Esta última, posteriormente por un proceso de divergencia, separó una porción de esta placa, resultando en la apertura del estrecho de Bransfield y, en consecuencia, ubicó este archipiélago en su posición actual. (Kraus, 2016).

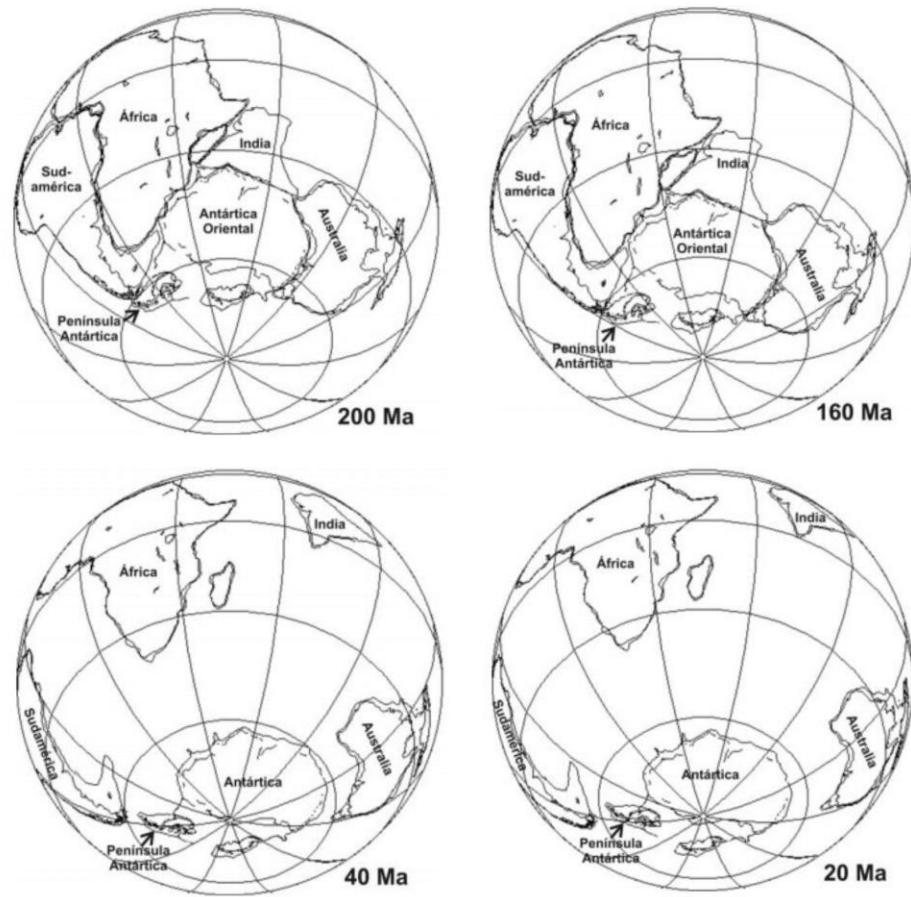


Figura 2.2: Ubicación relativa de los continentes posterior a la separación de Gondwana. (Kraus, 2016)

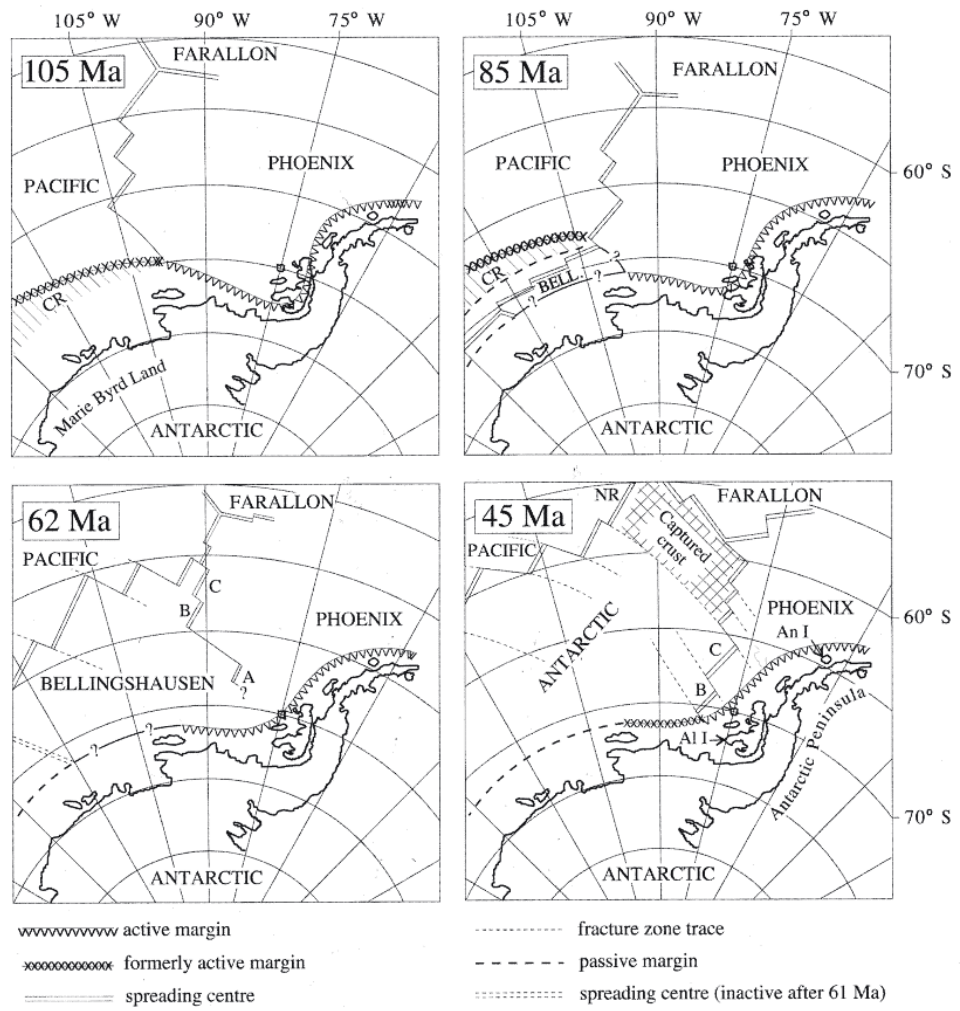
2.1.2 Islas Sheltand del Sur

La separación de la península Antártica junto con la apertura del paso Drake comenzó durante la separación del supercontinente Gondwana durante el Jurásico. En este tiempo la placa Pacífico, Farallón y Phoenix formaban un punto triple, del cual la dorsal Pacífico-Phoenix colisionó progresivamente con el margen Antártico provocando un reemplazo de los segmentos de dorsal Pacífico-Phoenix por la dorsal Pacífico-Antártica y Pacífico-Phoenix (Figura 2.3) (Kraus, 2005).

Antes de 4 Ma, mientras esa colisión se llevaba a cabo, la zona de fractura Shackleton representaba un límite de entre la placa Phoenix y la placa Scotia. Finalmente, después del cese de la colisión de dorsal, el remanente de la placa Phoenix, ubicado al Oeste de la zona de fractura Shackleton, se amalgamó con la placa Antártica, desarrollando a partir de ese punto un movimiento en conjunto con la placa Antártica (Klepeis & Lawver, 1996).

Posterior al cese de la subducción de la placa Phoenix, probablemente la placa Phoenix sufrió un efecto de *slab-rollback*. Inmediatamente después se desarrolló un efecto de divergencia, desprendiendo una porción de la Península Antártica a finales del Oligoceno, desplazándola en dirección Noroeste y abriendo de esta manera, el estrecho de Bransfield (Kraus, 2005).

Esta porción corresponde a la microplaca Shetland. Actualmente esta zona de subducción remanente es la única parte en el continente Antártico donde la subducción probablemente se lleve a cabo, aunque a una velocidad baja. En base al desplazamiento de las islas Shetland del Sur hacia el NO, en conjunto con la apertura y formación de nueva corteza oceánica en el estrecho de Bransfield, se estima una convergencia de 2.5 a 7 mm/a durante los últimos 2 Ma (Kraus, 2005).



**Figura 2.3: Evolución tectónica del sur del Pacífico.
(Kraus, 2005)**

2.1.3 Contexto Geológico Actual

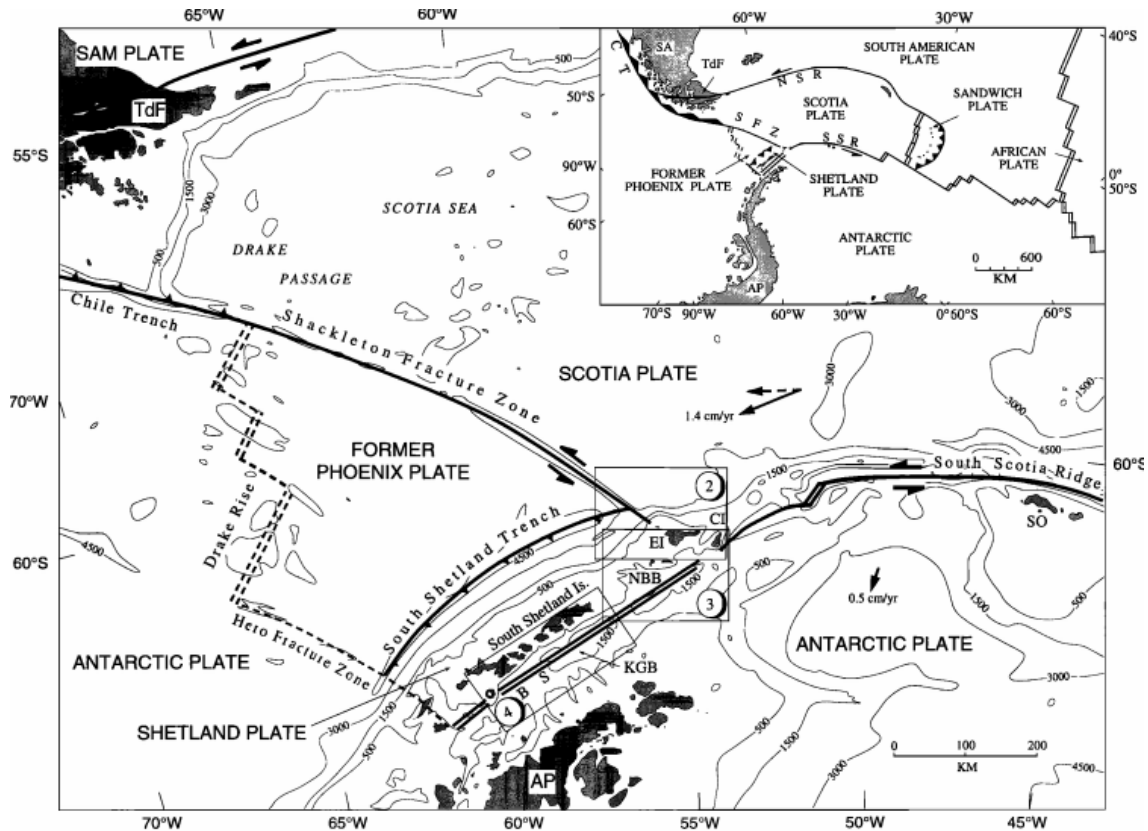


Figura 2.4: Contexto tectónico del Norte de la Península Antártica (Kepleis & Lawver, 1996).

Al NO de la península Antártica existe una compleja configuración tectónica que define un conjunto de placa en la región del mar de Scotia y paso Drake (Figura 2.4). Se pueden distinguir dos sistemas principales de límites transcurrentes los cuales limitan la placa Scotia con la placa Antártica. El sistema sinistral transpresional Scotia del Sur y el sistema transpresional de la fractura Shackleton. El sistema transpresional Scotia del Sur incluye un conjunto de dorsales y fragmentos de corteza que se extiende aproximadamente 1500 km entre la isla Clarence y la placa Sandwich. La fractura Shackleton corresponde a un margen entre las placas Antártica y Scotia, se extiende desde el límite sur del continente sudamericano hasta el Norte de la península Antártica (Klepeis & Lawver, 1996).

Morfológicamente, la placa Phoenix se caracteriza por tener un fondo marino irregular por la presencia de bloques fallados cubiertos por una capa sedimentaria de un espesor de aproximadamente 300 m. La trinchera del margen de subducción tiene un piso plano, con 17.2 km de ancho en su zona central, 10 km en el extremo Suroeste y 7.5 km en el extremo Noreste. Entre la trinchera y la plataforma de las islas Shetland del Sur se encuentra un margen continental irregular seccionado por un sistema no-meándrico de cañones submarinos perpendiculares al margen. La superficie de la plataforma exterior es planar. Finalmente, al suroeste se encuentre el estrecho de Boyd con un profundidad máxima de 750 m (Maldonado et al., 1994).

La cuenca de Bransfield, de edad Terciaria, se localiza al noroeste de la península Antártica y la separa de las islas Shetland del Sur. Es una cuenca de extensión con actividad volcánica y tectónica ubicada en un rift activo. Existe discrepancia con respecto a la clasificación de esta cuenca, debido a la ausencia de evidencia geológica, algunos autores la consideran como una cuenca de tras arco, y otros como una cuenca marginal (Canals et al., 1992). La placa Shetland, es una microplaca reciente de algunos millones de años. Se limita por la proyección de la fractura Shackleton, la trinchera Shetland del Sur, la fractura Hero y el eje de divergencia debajo del estrecho de Bransfield (Klepeis & Lawver, 1996).

Estrecho de Bransfield:

El estrecho de Bransfield corresponde a un conjunto de cuencas ubicadas en un contexto de tras-arco con dirección NE-SW localizado entre las islas Shetland del Sur y la Península Antártica (Christeson et al., 2003). La cuenca central de Bransfield se separa de la cuenca Este y Oeste por dos altos formados entre las islas Decepción y Bridgeman respectivamente (Figura 2.5), se caracteriza por presentar una morfología asimétrica con un margen más escarpado de lado de las islas Shetland del Sur con pocas fallas normales espaciadas, con respecto al margen del lado de la Península Antártica el cual se presenta con pendiente suave y sinuosa con una extensión más amplia y con dos plataformas o terrazas otorgándole una morfología escalonada (Prieto et al., 1999).

Tanto los márgenes de la Península Antártica e islas Shetland del sur, se encuentran seccionado por un conjunto de pasos de origen glaciar con dirección NO-SE. En el margen de la península Antártica se puede encontrar el paso Orleans al SO, el paso Antarctic Sound al NE y dos pasos sin nombre entre los dos mencionados (García et al., 2011). El piso de la cuenca es plano, perturbado por un lineamiento volcánico discontinuo a lo largo del eje de la cuenca denotando la dorsal de apertura incipiente (Christeson et al., 2003; Prieto et al., 1999). También es relativamente angosto y presenta cuatro niveles batimétricos que aumentan la profundidad del suelo marino de suroeste a noreste, con profundidades que varía desde los 1000 a 1950 m siendo el nivel más profundo el correspondiente a la cuenca King George (Prieto et al., 1999).

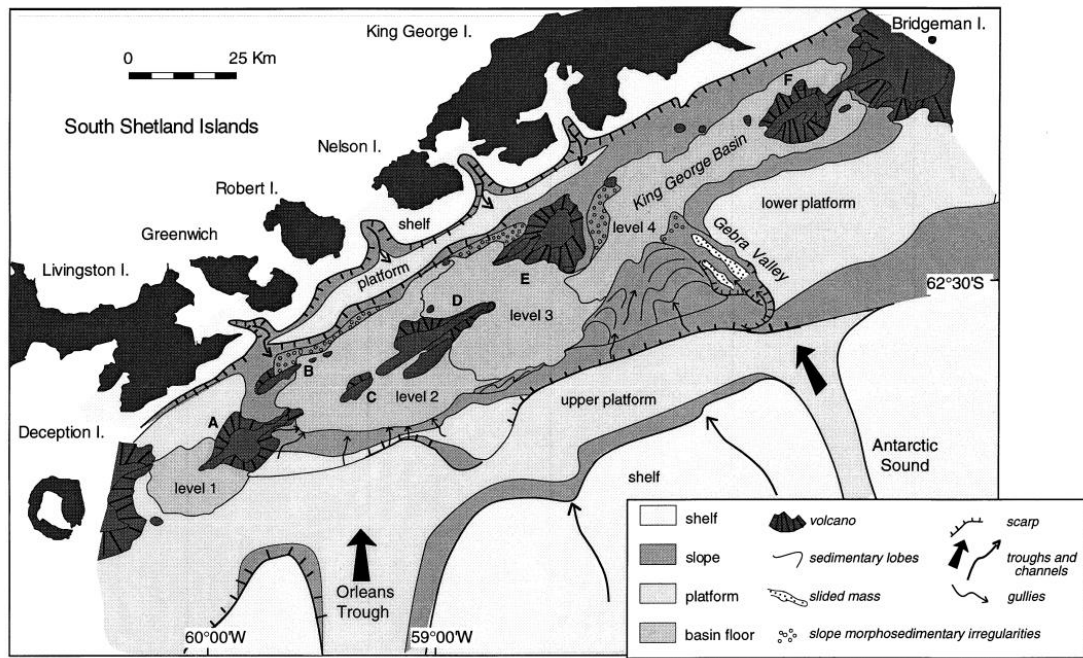


Figura 2.5: Mapa morfosedimentario de la cuenca central de Bransfield (Prieto et al., 1999).

Estudios de sísmica indican que el margen de extensión activo no ha evolucionado a una etapa de formación normal de corteza oceánica, también se identifica una zona neovolcánica que se extiende aproximadamente 20 a 25 km en el eje central de la cuenca

de Bransfield próximo al margen de las islas Shetland del Sur (Figura 2.6). También, se extiende una zona de depocentros controlados por fallas desde el extremo SE de la zona neovolcánica hasta el extremo del basamento no fallado. De esta manera, del centro al SW se identifican porciones de depocentros sobreyaciendo la zona neovolcánica. La disrupción más importante se encuentra al SE con un horst de basamento de la Península Antártica levantado (Christeson et al., 2003).

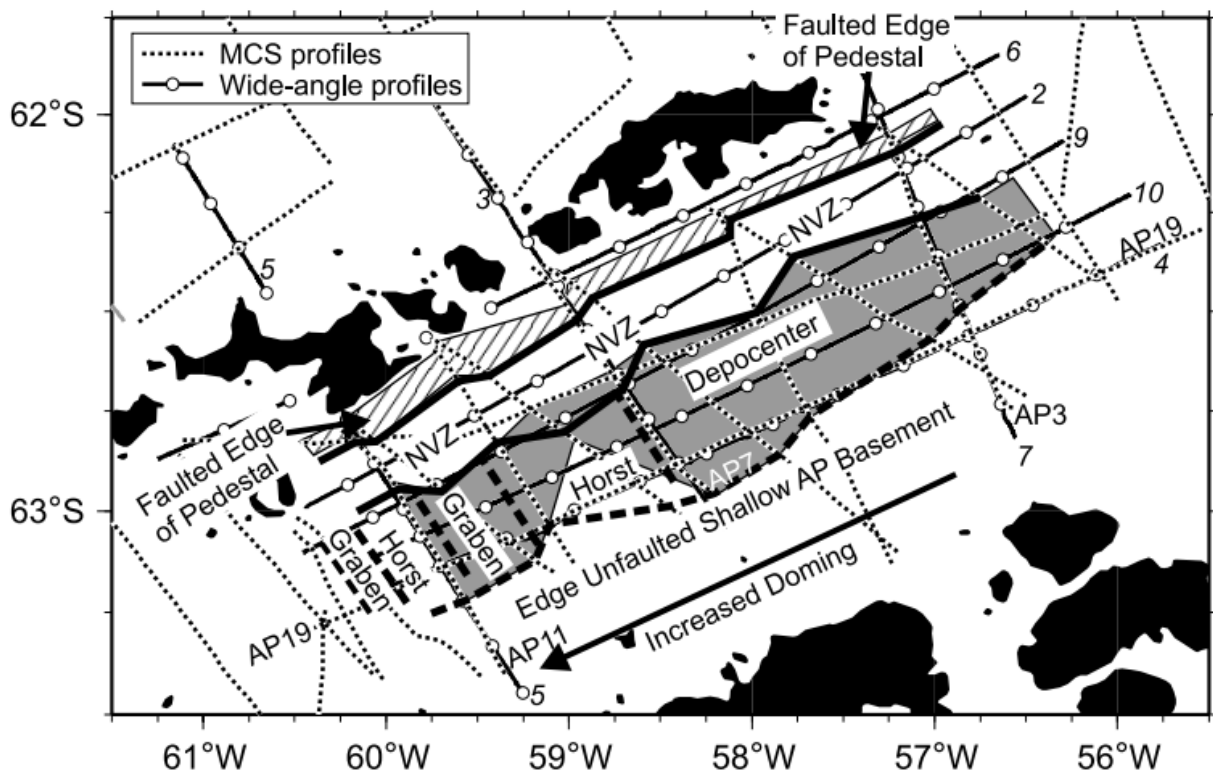


Figura 2.6: Geología estructural simplificada dentro de la cuenca central de Bransfield (Christeson et al., 2003).

CAPÍTULO 3

3 Marco Teórico

3.1.1 Zona de estudio

La zona de estudio se extiende entre los -58.7° - 64.0° de Latitud y -64.9° - 55.6° de Longitud. Comprende el contexto tectónico inmediato a las islas Shetland del Sur. Extendiéndose hacia el sureste ocupando el estrecho de Bransfield, cubriendo aproximadamente 410 km del margen de subducción Shetland y hacia el noroeste del margen de subducción, prolongándose sobre el área de la placa Phoenix.

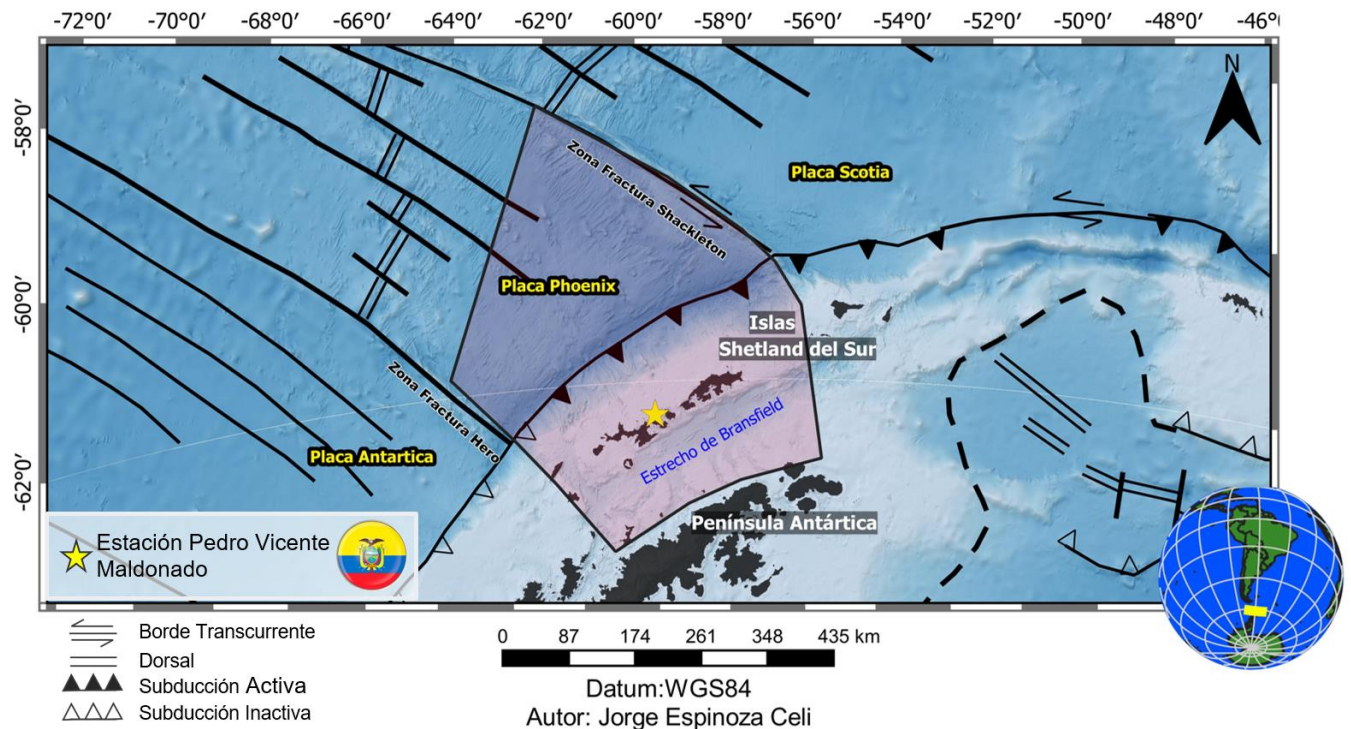


Figura 3.1: Área de estudio.
(Espinoza, 2020)

3.1.2 Geofísica: Modelos geopotenciales gravitatorios

La geofísica es una herramienta interdisciplinaria que aplica las técnicas y principios físicos en conjunto con las observaciones y leyes de la geología con el fin de comprender la naturaleza y estructura de la Tierra (Hinze et al., 2010). De esta herramienta, el estudio gravimétrico consiste en la investigación de la geología del subsuelo en base a las variaciones que se presentan en el campo gravitacional con origen en las variaciones de densidad presentes en las rocas en el subsuelo (Kearey et al., 2002). Por ende, la prospección gravimétrica nace a partir del estudio del campo gravitatorio de la Tierra.

Este campo no es homogéneo, sino que varía dependiendo de cinco factores principales: Latitud, Elevación, Topografía, Mareas terrestres y densidades de los cuerpos en el subsuelo. Siendo esta última, el objetivo principal del estudio de gravimetría (Telford et al., 1990). En geodesia, se definen los modelos geopotenciales globales. Estos modelos se basan en funciones matemáticas, que se encargan de aproximar el potencial gravitacional real del planeta en tres dimensiones. Matemáticamente, Barthelmes (2013) define el potencial terrestre $V(P)$ en un punto P causado por la distribución de masa el cual se puede describir con la siguiente integral:

$$V(P) = G \int_v \frac{\rho(q)}{l(P,q)} dv(q) \quad \text{Ec 3.1}$$

En donde: $\rho(q)$ es la densidad en función de un punto q , $l(P, q)$ es la distancia de un punto P a un diferencial de volumen dv a un punto q y G es la constante gravitacional universal. Esta integral satisface la ecuación de Poisson, la cual posteriormente considerando una densidad cero en un punto fuera de las masas, se convierte en la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 V(P) = 0 \quad \text{Ec 3.2}$$

El conjunto de soluciones de la ecuación corresponde a armónicos, los cuales, se plantean utilizando coordenadas esféricas. A su vez, el potencial armónico que satisface la ecuación de Laplace puede expandirse a armónicos esféricos sólidos, por lo que el potencial de la Tierra en cualquier punto en la superficie o encima de esta se expresa por medio de la sumatoria de armónicos con grados y orden crecientes en un proceso de expansión armónica esférica. También, los coeficientes de cada armónico esférico describen la estructura e irregularidad del campo geopotencial (Barthelmes, 2013).

De esta manera se puede generar un modelo de potencial gravitatorio terrestre en donde la precisión depende de cuan adecuados son los coeficientes armónicos y la resolución depende del máximo grado de expansión armónico. En la práctica, los armónicos se determinan a partir de algunos tipos de observaciones. Los armónicos menores se pueden determinar a partir del seguimiento satelital desde tierra y los armónicos mayores a partir de mediciones de gravedad en superficie, seguimiento satélite-satélite y altimetría (Udías & Mezcua, 1997).

3.1.3 Modelo EIGEN 6C-4

Constantemente existe un progreso con respecto a los modelos gravitacionales de la Tierra. Gracias a los avances en tecnología, es posible realizar mediciones satelitales precisas por lo que es posible desarrollar modelos con mejores resoluciones espaciales y temporales. Las misiones satelitales dedicadas que más han contribuido al modelado de campos geopotenciales globales son: CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*), GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*), las misiones de laser por satélite LAGEOS 1 y LAGEOS 2 y la flota de satélites de altimetría Topex/Poseidon, Jason 1 y 2. (Ince et al., 2019).

Se seleccionó el modelo EIGEN 6C-4 (*European Improved Gravity model of the Earth by New techniques*) (Figura 3.2), al ser uno de los últimos modelos combinados desarrollado en conjunto por el Centro Alemán de Investigación para las Geociencias en Postdam (GFZ

Postdam) y el Grupo de Investigación de Geodesia Espacial en Toulouse, Francia (GRGS Toulouse) en el 2014. Se basa en una combinación de información satelital y de superficie por medio de ecuaciones normales de hasta un orden y grado máximo de 370 la cual fue expandida hasta un grado y orden de 2190, utilizando la red de anomalía gravitatoria global DTU10 (Shako et al., 2014).

El modelo se compone de los siguientes conjuntos de datos satelitales y de suelo:

- (1985-2010) LAGEOS 1,2: Mediciones Láser por Satélite. Desarrolla armónicos esféricos desde grado 2 a grado 30.
- (2003-2012) GRACE: GNSS-SST e información K-band procesado acorde a RL03 GRGS. Desarrolla armónicos esféricos desde grado 2 hasta grado 130.
- GOCE: Información de gradiometría satelital (SGG) derivada de la misión nominal (2009-2012) y fase de baja órbita (2012-2013)
- Datos terrestres: Datos de geoide oceánico DTU12 y geoide continental EGM20098. Desarrolla armónicos esféricos hasta un grado máximo de 370.

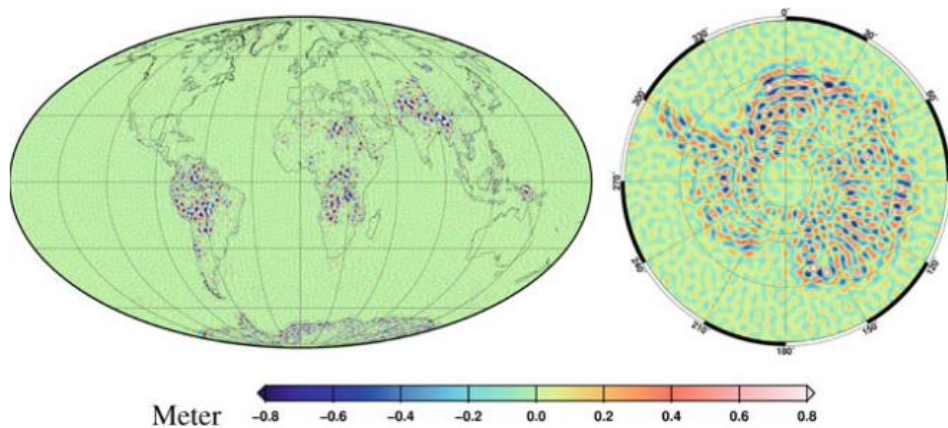


Figura 3.2.: Diferencia de altura de Geoide entre modelo EIGEN-6C4 y modelo EGM2008. (Shako et al., 2014)

3.1.4 Anomalía Gravimétrica

El objetivo final de la prospección gravimétrica es el determinar las estructuras subterráneas en base a la perturbación que estas provocan en el campo gravitatorio terrestre (Griffiths, 1984). Esta perturbación con respecto al campo gravitacional corresponde a una anomalía. De forma general, la anomalía gravimetría surge de la operación de sustraer la gravedad teórica de la gravedad observada. La Anomalía de Aire Libre y Anomalía de Bouguer corresponden al grupo de anomalías de gravedad planetarias al basarse en determinaciones analíticas de modelos de gravedad a nivel planetario. (Hinze et al., 2010)

La anomalía de aire libre toma en cuenta el cambio de gravedad con respecto a la latitud en el elipsoide, así como también el cambio vertical entre el datum de referencia y la altitud de observación. Sin embargo, no toma en cuenta la distribución de masa dentro de la Tierra (Hinze et al., 2010). En cambio, la Anomalía de Bouguer si toma en cuenta los cambios laterales de densidad en el subsuelo. En su forma básica se define por la siguiente ecuación:

$$BA = g_{obs} - g_{\phi} + FAC \pm BC + TC \quad \text{Ec 3.3}$$

En donde: BA es la anomalía de Bouguer, g_{obs} es la gravedad observada, g_{ϕ} es la corrección de latitud, FAC es la corrección de aire libre, BC es la corrección de Bouguer y TC es la corrección topográfica (Kearey et al., 2002).

3.1.5 Análisis espectral para estimación de profundidades

En Geofísica existen algunas técnicas para la interpretación de la información geopotencial, una de estas corresponde al análisis de Fourier. El espectro de potencia es el cuadrado de Fourier para la amplitud del espectro aplicado para el total de la intensidad de

una anomalía gravimétrica. El espectro de potencia en coordenadas polares de número de onda, se puede expresar de la siguiente manera:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2 M^2 R_G^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-\pi}) \rangle \langle S^2(r, \theta) \rangle \langle R_p^2(\theta) \rangle \quad \text{Ec 3.4}$$

En donde: E : Energía del espectro de potencia. M : Momento magnético por unidad de longitud. R_G : Factor de la dirección del campo magnético. h : Profundidad del tope del prisma. r : Magnitud del vector de frecuencia. θ : Dirección del vector frecuencia. t : Espesor del prisma. S : Factor del tamaño horizontal del prisma. R_p : Factor de la dirección de magnetización de prisma.

El estudio del espectro de potencia es un método matemático basado en el análisis de Fourier para la interpretación de mapas obtenidos a partir de información magnética aérea. Desarrollado por Spector & Grant (1970), Este modelo de análisis se utiliza popularmente como una forma de estimar la profundidad de cuerpos magnéticos individuales, considerando que sus anomalías pueden diferenciarse de la influencia de cuerpos adyacentes.

Esta función se la puede analizar en un perfil logarítmico Potencia vs Número de onda (Figura 3.3). En esta representación el factor profundidad es el dominante en el espectro de potencia de tal manera que: $\langle E(r) \rangle = \langle e^{-2hr} \rangle$ y el logaritmo de este factor se aproxima a una línea recta cuya pendiente es $-2h$. De esta forma se puede atribuir la pendiente del logaritmo del espectro de potencia a las interfaces de cuerpos que se encuentran en el subsuelo.

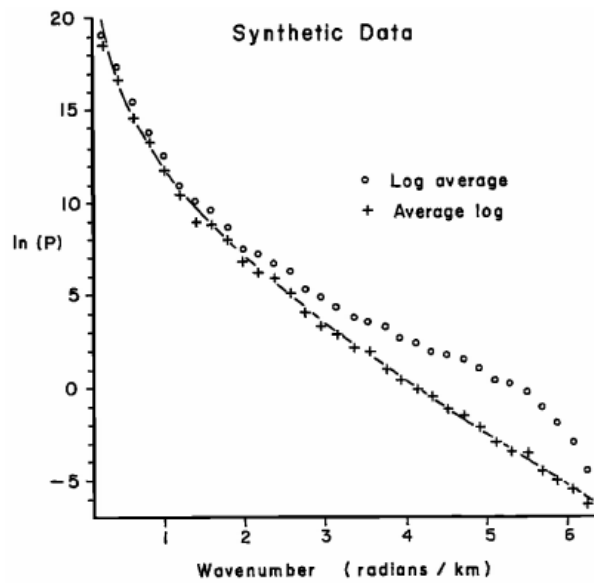


Figura 3.3.: Representación logarítmica de espectro de poder para información gravimétrica (Maus & Dimri, 1995).

CAPÍTULO 4

4 Metodología

La metodología de este proyecto comprende tres fases (Figura 4.1), tomando en cuenta: a) Etapa de recopilación de información y datos, b) procesamiento y generación de productos y, c) una etapa de análisis y discusión de los resultados.

4.1 Esquema de Metodología General

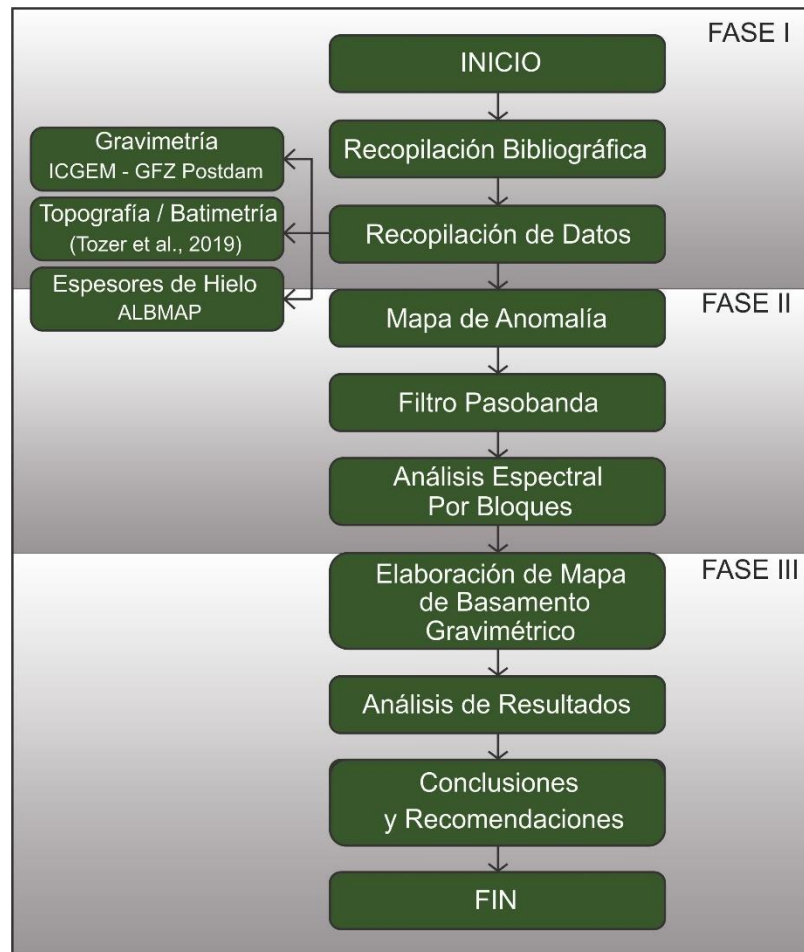


Figura 4.1: Esquema general de la metodología. (Espinoza, 2020)

4.2 Recopilación de Datos

Se obtuvieron los datos necesarios para el cálculo de las correcciones correspondientes para la elaboración del mapa de Anomalía de Bouguer. Esto se realizó considerando las condiciones geológicas y ambientales presentes en el área de estudio. De esta forma, se recopilaron datos de gravimetría, topografía/ batimetría y de espesores de hielo. En los siguientes párrafos se detallan las fuentes de los datos.

4.2.1 Datos de Gravimetría

El servicio web del Centro Internacional de Modelos Globales de la Tierra (ICGEM – GFZ Postdam) permite el acceso y cálculo de las funcionales de modelos de campo gravitatorios globales. Para este proyecto se calculó la funcional de anomalía de aire libre utilizando el modelo gravitatorio combinado EIGEN 6C4 (European Improved Gravity Model of the Earth by New Techniques, versión 6C4), la anomalía de aire libre incluye la corrección de latitud y la corrección de aire libre, por lo que se simplifica el cálculo de la anomalía de Bouguer restando solamente el cálculo de la corrección topográfica y la corrección de Bouguer. La ventana de cálculo de la funcional se definió entre los -64° y -57° de latitud; y entre los -67° y -54° de longitud abarcando el área de estudio. El servicio también permite especificar la resolución espacial de los datos a calcular. Para el desarrollo del proyecto se eligió una resolución de 0.005° .

4.2.2 Datos de Topografía y Batimetría

Para la elaboración de la corrección topográfica, se descargó un archivo de datos X, Y, Z del portal web del Instituto de Oceanografía de la Universidad de California. Se utilizó el modelo digital de terreno global SRTM15+ el cual es una malla de elevación compuesto actualizado a partir del modelo SRTM30_PLUS y SRTM15_PLUS, incluyendo datos de batimetría, sondeo de embarcaciones y mediciones satelitales, resultando en una resolución espacial de 15 arcosegundos. Considerando que la corrección topográfica reduce la

influencia del relieve topográfico en la vecindad de cada punto de medición, se requiere una ventana de datos local que comprenda el área de estudio, y una ventana que abarque la misma área, pero de mayor tamaño. Por lo cual se obtuvo una malla de datos enmarcados en una ventana con 1° más de latitud y longitud en cada uno de sus lados para que la corrección topográfica pueda efectuarse en la periferia del área de estudio.

4.2.3 Datos de Espesor de Hielo

Debido a la presencia de una capa de hielo en la zona de estudio se obtuvo datos de espesores del modelo ALBMAP, elaborado por (Le Brocq et al., 2010). Contiene el espesor de hielo y topografía de base con respecto al modelo BEDMAP.

4.3 Fase II: Procesamiento de Datos

Una vez recopilados la información necesaria, se realiza el procesamiento. Para esto se utilizó el software geofísico Oasis Montaj de Geosoft, haciendo uso de la licencia facilitada por el Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada (INOCAR). El software permite realizar procesamiento de bases de datos, mallados, cálculos de espectros radiales de potencias e interpolaciones.

4.3.1 Elaboración de Anomalía de Bouguer

Para la elaboración de la representación de anomalía de Bouguer (Figura 5.1), se consideró que se obtuvieron datos correspondientes a la anomalía de aire libre. No fue necesario realizar las correcciones de latitud, ni la de aire libre. De esta manera, la expresión para la anomalía de Bouguer se simplifica a la siguiente fórmula:

$$BA = AAL \pm BC + TC \quad \text{Ec 4.1}$$

En donde: BA es la anomalía de Bouguer, BC es la corrección de Bouguer y TC es la corrección topográfica. Además, considerando que la zona de estudio se caracteriza por la

presencia de grandes masas de hielo, se utilizó la siguiente expresión para la corrección de Bouguer, la cual toma en cuenta este factor.

$$BC = 0.04191[(\rho_T h) - (\rho_w h_w) - (\rho_i - \rho_w)h_i] \quad \text{Ec 4.2}$$

En donde: BC es la corrección de Bouguer, ρ_T es la densidad de Bouguer utilizada para las rocas, ρ_w es la densidad de Bouguer para la masa de agua de los océanos, ρ_i es la densidad de Bouguer utilizada para el hielo, h es la altura de la estación respecto al elipsoide, h_w es la batimetría con respecto a la estación y h_i corresponde al espesor del hielo. Las densidades utilizadas para la elaboración de la corrección de Bouguer son las siguientes.

Tabla 4.1: Densidades de reducción utilizadas para la corrección de Bouguer (Hinze et al., 2010).

Material	Densidad
Océano	1.07 gr/cm ³
Hielo	0.9 gr/cm ³
Rocas	2.67 gr/cm ³

Posterior al cálculo de la corrección de Bouguer, se utilizó la ecuación para elaborar el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 5.1) considerando que la corrección topográfica es siempre positiva y la corrección de Bouguer es positiva por encima del nivel del mar y negativa por debajo de este.

4.3.2 Filtrado de Anomalía

En el mapa gravimétrico, la información representa el conjunto de todas las fuentes en el subsuelo detectadas por el instrumento. Sin embargo, cada fuente puede generar anomalías con una longitud de onda diferente siendo las fuentes de anomalía someras las que tienen mayor energía atenuándose más que las fuentes de mayor profundidad las

cuales tienen menor energía (LaFehr & Nabighian, 2012). Además, las anomalías de longitud de onda de cuerpos profundos pueden obscurecer anomalías más someras.

Considerando lo mencionado, es necesario procesar el mapa de anomalía para restringir la respuesta gravimétrica a la de los cuerpos de interés. Para esto, se aplicó un filtro para aislar la anomalía correspondiente al basamento. El procesamiento se efectuó por medio del módulo MAGMAP de Oasis Montaj el cual permite obtener el espectro radial de potencia del mapa de Anomalía de Bouguer.

De esta forma se obtuvo una representación de anomalía de Bouguer filtrada (Figura 4.2). Se elaboraron dos filtrados considerando los parámetros máximos y mínimos de la longitud de onda que tendría el cuerpo geológico a la profundidad designada. Para obtener estos valores para la señal gravimétrica se determinó la máxima y mínima profundidad de los sedimentos por medio de revisión bibliográfica, luego se utilizó la relación entre la profundidad y longitud de onda para un modelo simple de esfera (Dobrin ,1968).

$$Z = 0.65W_{1/2} \quad \text{Ec 4.3}$$

En donde: Z es la profundidad estimada del cuerpo en el subsuelo, $W_{1/2}$ es el ancho de la anomalía en la mitad de la amplitud de esta.

Tabla 4.2: Valores de número de onda obtenidos para el proceso de filtrado (Espinoza, 2020).

Filtro 1		Número de Onda
Profundidad Mínima	1 km	1.53
Profundidad Máxima	6 km	9.23
Filtro 2		Número de Onda
Profundidad Mínima	0.3 km	0.48

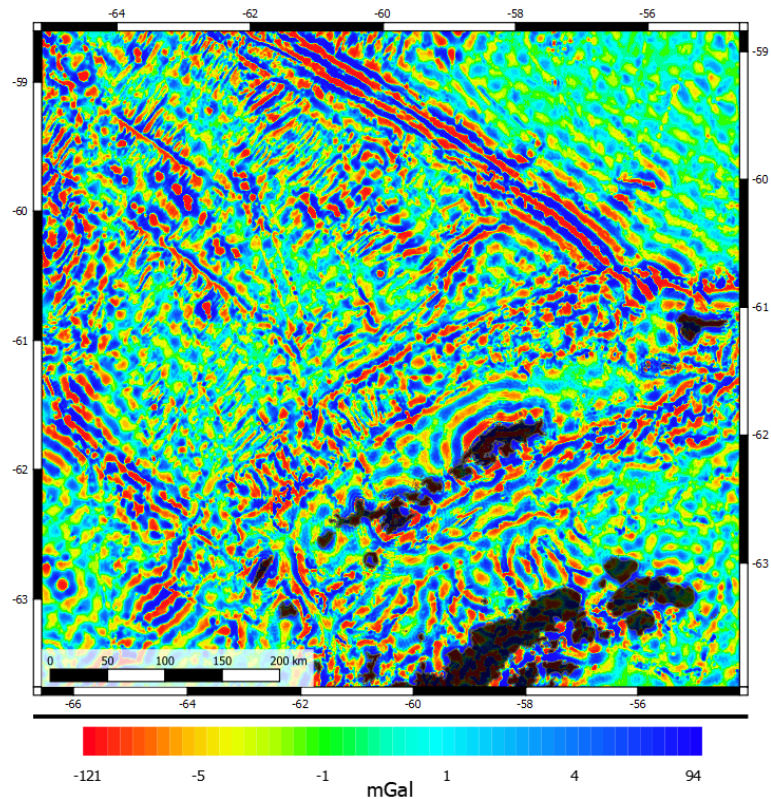


Figura 4.2: Mapa de Anomalía de Bouguer filtrada para profundidad de basamento (Espinoza, 2020).

4.3.3 Mallado del Área de estudio

Una vez aislada la señal gravimétrica correspondiente al basamento, se utilizó la técnica de (Nwankwo et al., 2008) en la cual se divide el área de estudio en un conjunto de ventanas solapadas a los cuales se les efectúa un análisis espectral con el fin de determinar la profundidad de la fuente (Figura 4.3). En este caso, se utilizaron ventanas menores de 49 km de lado y ventanas mayores de 100 km de lado con un solapamiento vertical y horizontal del 25%, de esta manera, obteniendo 239 ventanas de 49 km de lado y 81 ventanas de 100 km de lado.

Por medio de la revisión de la batimetría y morfología de la zona de estudio, se resolvió utilizar 65 ventanas menores y 24 mayores en la región del margen de subducción Shetland,

zona de antearco, islas Shetland del Sur y estrecho de Bransfield considerando un terreno de menor profundidad y mayor complejidad estructural. Para la zona de la placa Phoenix se utilizaron 20 ventanas mayores. También con el fin de mejorar el resultado en la zona de la placa Phoenix, margen de subducción y estrecho de Bransfield se utilizaron 11 ventanas extras: 3 en el estrecho de Bransfield, 6 en el margen de subducción, zona de antearco y 2 en la placa Phoenix. La ubicación de las ventanas de estudio se encuentra en los apéndices A, B, C.

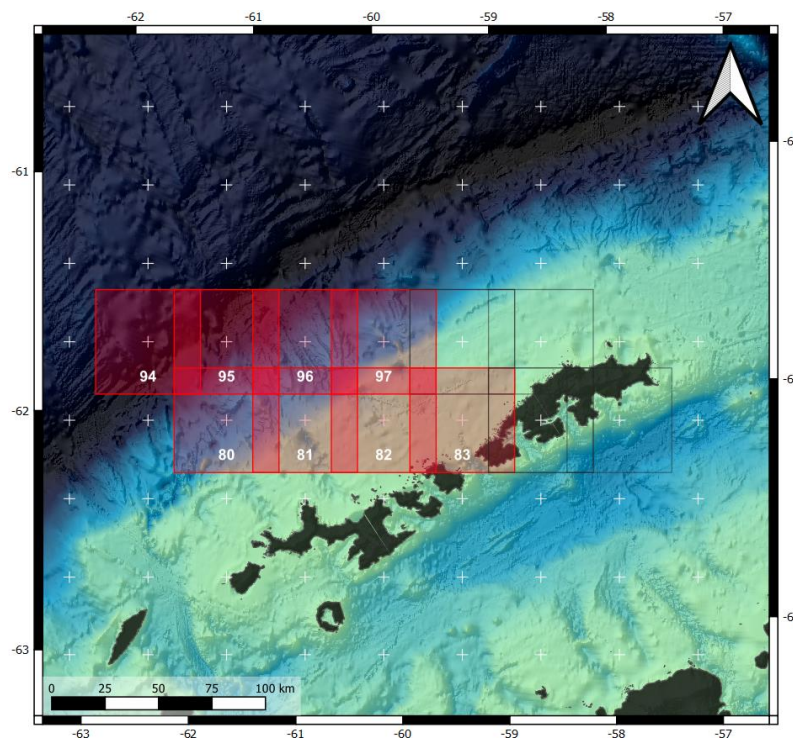


Figura 4.3: Esquema de ventanas solapadas para análisis espectral (Espinoza, 2020).

4.4 Análisis Espectral

Posterior al proceso de mallado se procedió a calcular el Espectro Radial de Potencia por medio del módulo MagMap de Oasis Montaj. Este es un archivo de tipo texto que contiene el logaritmo natural de potencia y el número de onda. Se realizó un ploteo en un gráfico X

vs Y de estos datos y se efectuó el proceso manual de seleccionar segmentos de la curva que tengan tendencia lineal. Posteriormente a la selección de estos segmentos, se calcula la pendiente de la tendencia y se determina la profundidad de la fuente por medio de la siguiente relación en dónde m corresponde a la pendiente del segmento de la curva y Z a la profundidad.

$$Z = m/4\pi \quad \text{Ec 4.4}$$

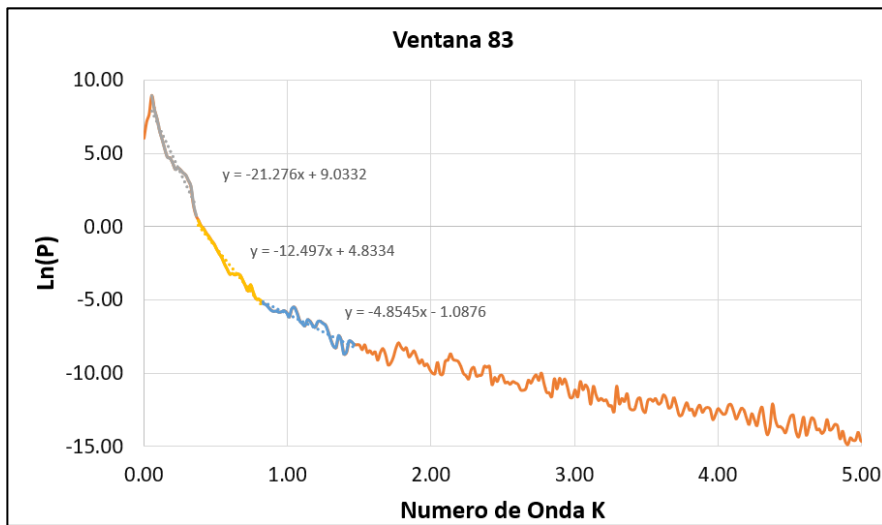


Figura 4.4: Ejemplo de espectro radial de potencia en Ventana 83 (Espinoza, 2020).

CAPÍTULO 5

5 Resultados y Discusión

5.1 Mapa de anomalía de Bouguer

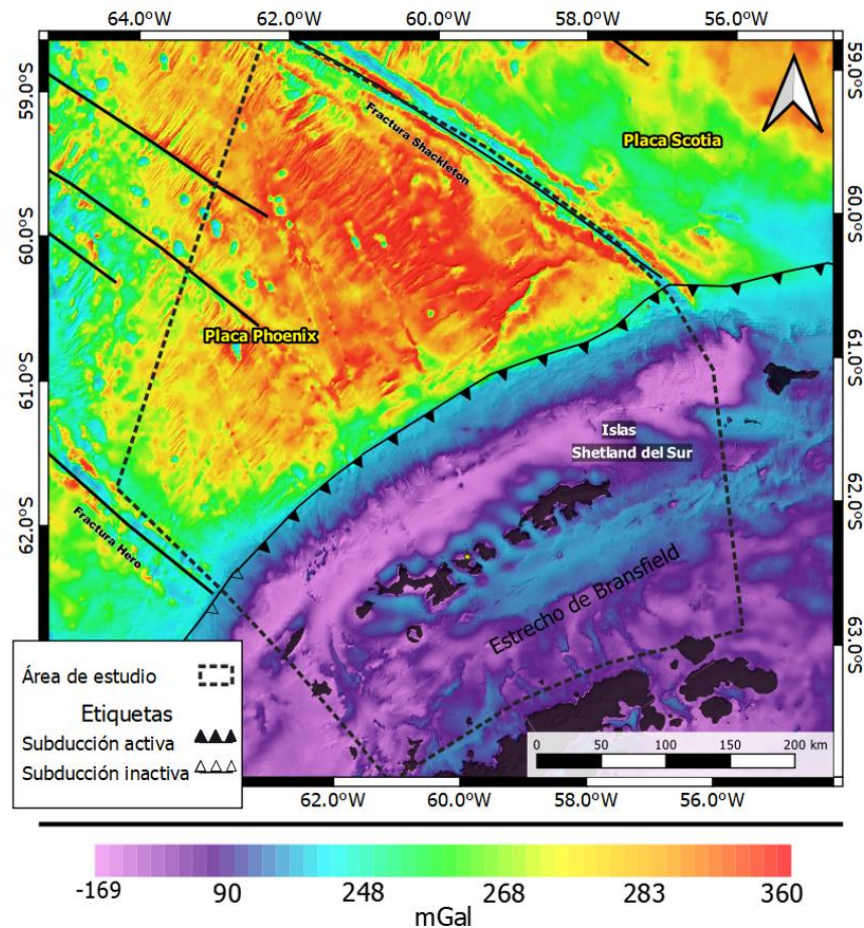


Figura 5.1: Mapa de anomalía de Bouguer con densidad reducida de 2.67 gr/cm^3 (Espinoza, 2020).

Se elaboró el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 5.1) con las densidades de reducción de la (Tabla 4.1). Este mapa de anomalía gravimétrica permite discernir dos zonas. Una al NO del margen de subducción Shetland con valores de anomalía medios a altos ($>252 \text{ mGal}$) y una al SE del margen de subducción con valores de anomalía medios a bajos ($<252 \text{ mGal}$). En la placa oceánica Phoenix la anomalía aumenta en dirección NE con un máximo

de 360 mGal al NE de la placa en donde se presentan los mayores valores de anomalía. Al SE del margen de subducción se presentan valores menores con mínimo de -169 mGal en la zona de la plataforma de las islas Shetland del Sur. En la zona del estrecho de Bransfield, se observa una anomalía alargada al NE de la cuenca central de Bransfield paralelamente a la dirección de las islas Shetland del Sur con valores intermedios de anomalía (150 mGal).

5.2 Análisis espectral

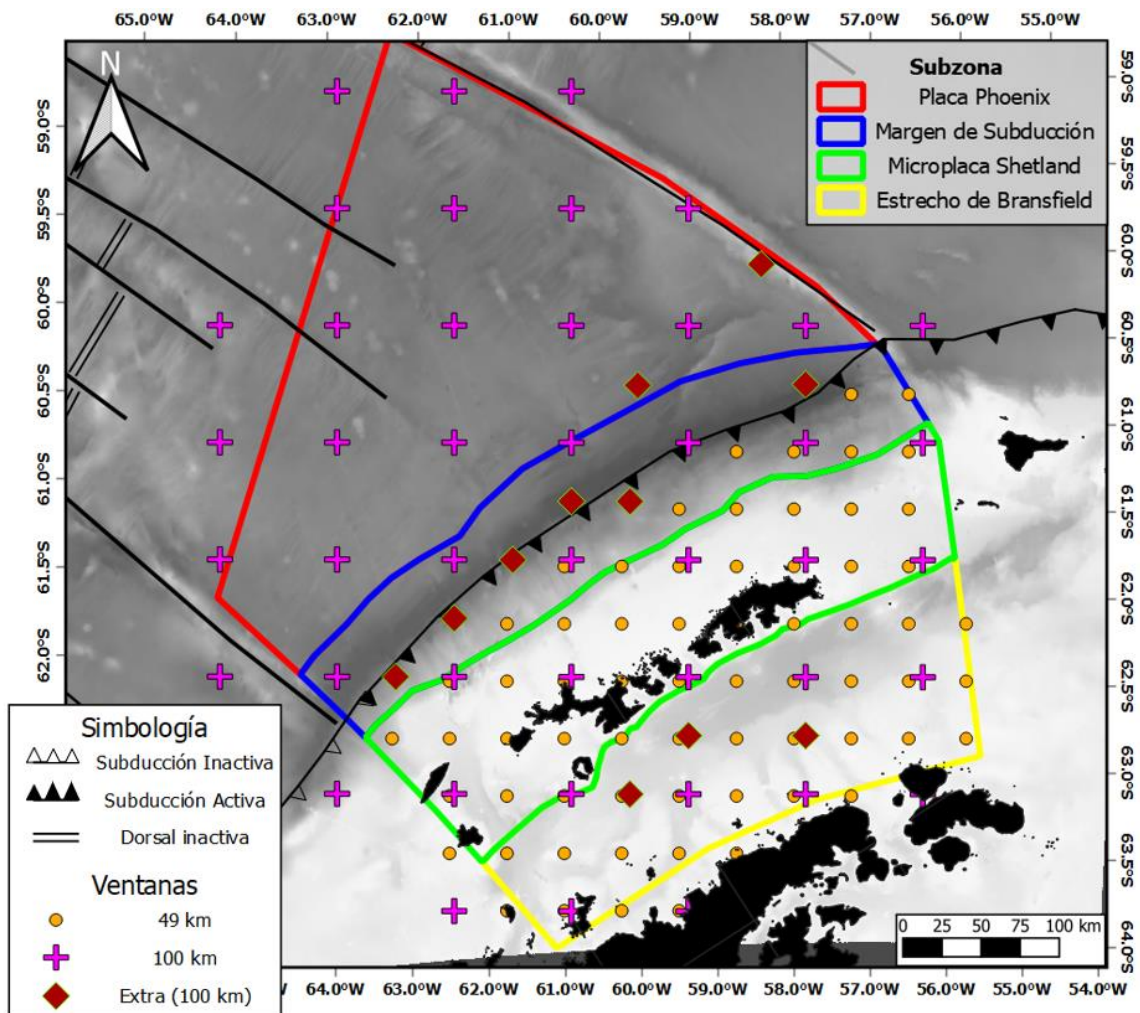


Figura 5.2: Mapa general de subzonas y ubicación de centroides en el área de estudio. (Espinoza, 2020).

Para analizar los resultados espectrales, la zona de estudio se separó en 4 regiones morfoestructurales (Figura 5.2) i.e.: a) La placa oceánica Phoenix, b) el margen de subducción Shetland y la zona de antearco, c) las Islas Shetland del Sur que comprenden la Microplaca Sheltand y d) la región del estrecho de Bransfield.

5.2.1 Subzona Placa Phoenix

Los espectros radiales de potencia de las ventanas ubicados en la zona de la placa Phoenix (Figura 5.3) permitieron obtener una profundidad máxima de 4.82 km y una profundidad mínima de 2.69 km. Los espectros presentan un comportamiento similar, en el intervalo de longitudes de onda menores se presenta un salto en la curva.

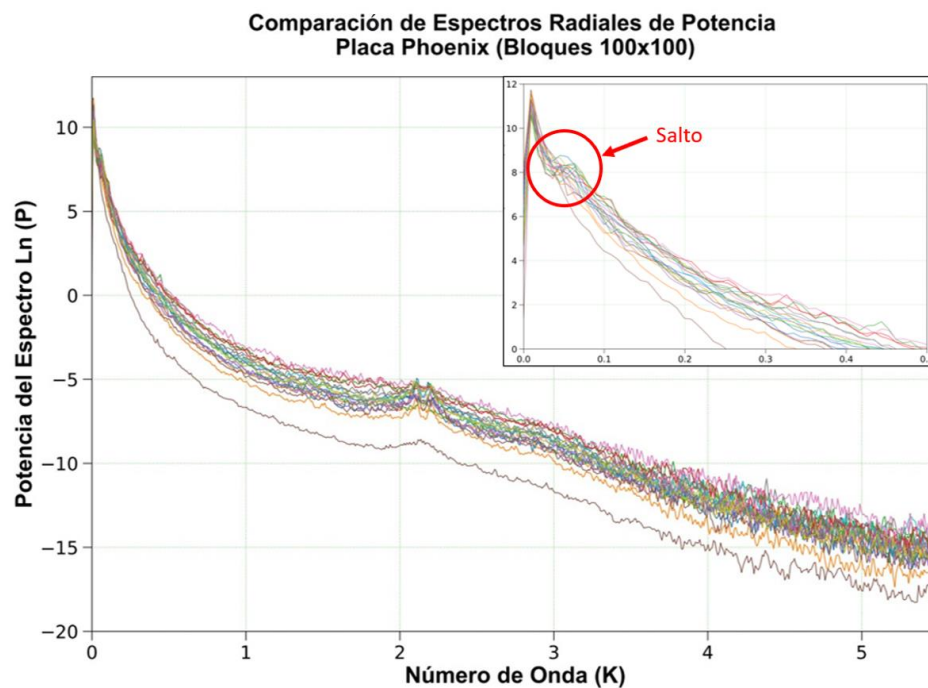


Figura 5.3: Comparación de espectros radiales de potencia en la subzona de la Placa Phoenix. (Espinoza, 2020).

5.2.2 Subzona Margen de Subducción Shetland

Los espectros radiales de potencia en el margen de Subducción Shetland (Figura 5.4) permitieron obtener una profundidad máxima de 6.68 km y una profundidad mínima de 1.73 km. Las curvas presentan más similitud con respecto a las de la zona de la placa Phoenix. Además, en la región de las ondas de menor longitud de onda la similitud es aún mayor y se desarrolla una fluctuación leve en las curvas a partir de un punto de inflexión en común.

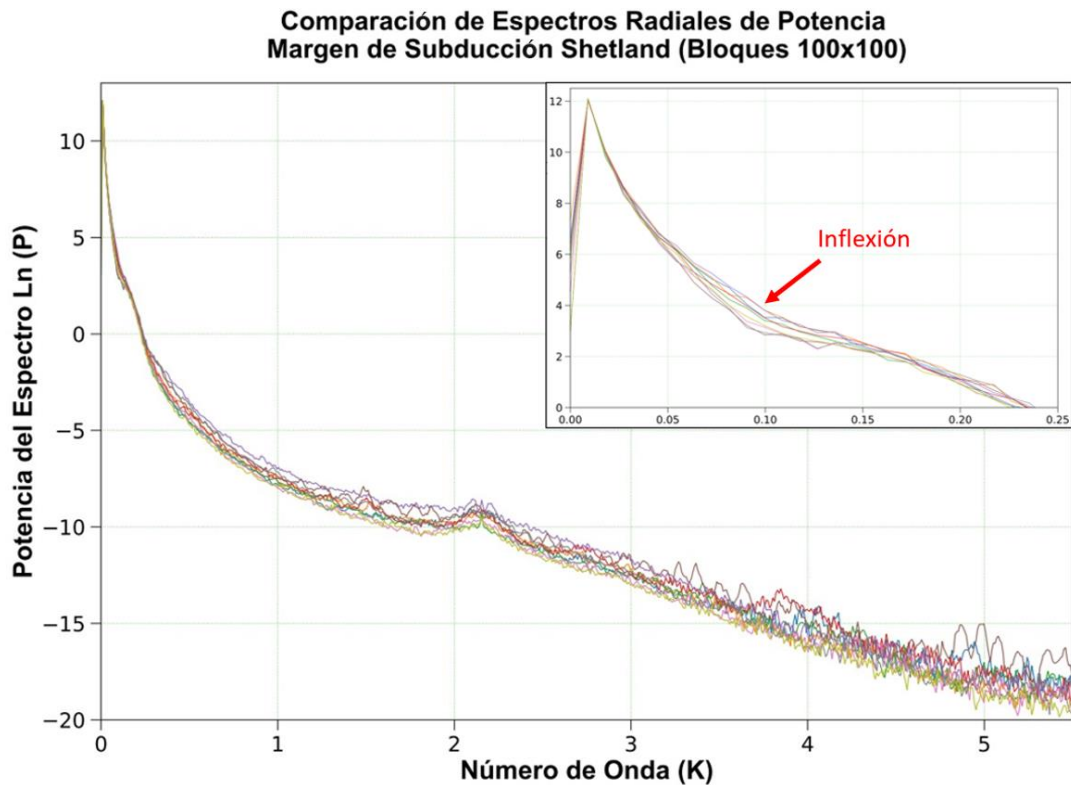


Figura 5.4: Comparación de espectros radiales de potencia en la subzona del margen de subducción Shetland. (Espinoza, 2020)

5.2.3 Subzonas: Microplaca Shetland, Estrecho de Bransfield

En las zonas de Antearco, Islas Shetland del Sur y Estrecho de Bransfield se obtuvo una profundidad mínima de 0.1 km y una profundidad máxima de 2.63 km. Los espectros

radiales de potencia presentan una tendencia similar, sin embargo, difieren entre si más drásticamente en comparación con el resto de las zonas (Figura 5.5). En las ventanas mayores 12, 13, 14, 22, 23, (Apéndice A) y las ventanas extra I, J (Apéndice C) no presentan una curva lineal. Esta tiene una serie de picos en las longitudes de onda corta (Figura 5.6).

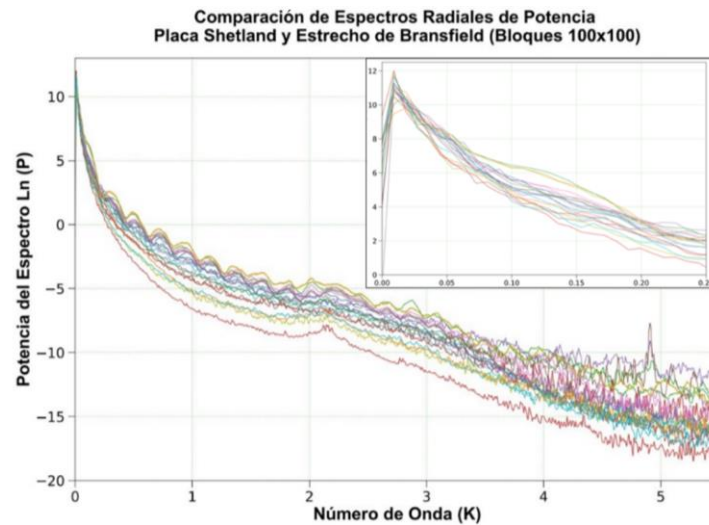


Figura 5.5: Comparación de espectros radiales de Potencia en las subzonas de la placa Shetland y el estrecho de Bransfield. (Espinoza, 2020).

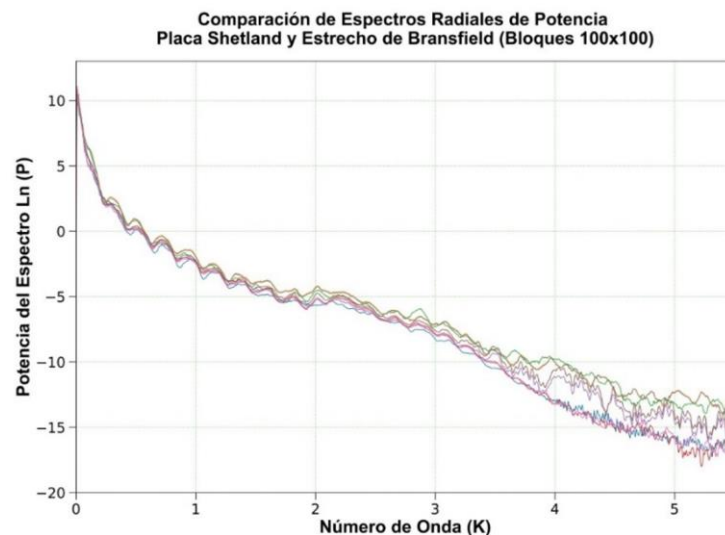


Figura 5.6: Comparación de Espectros Radiales de potencia con curva anormal en las subzonas de la placa Shetland y Estrecho de Bransfield.

La pendiente utilizada para la obtención de la profundidad del basamento gravimétrico fue elegida en congruencia con la información de relieve presente en la región de estudio considerando la batimetría en el punto de la posición del centroide de cada ventana en el área de estudio. Los apéndices: D, E, F y G muestran las profundidades obtenidas para las distintas subzonas de estudio. El contraste de densidad más profundo fue el de la ventana mayor 41 con 6.68 km en la zona del margen de subducción Shetland, y el contraste menor fue el de la ventana menor 25 con una profundidad de 0.1 km adyacente a las Islas Shetland del Sur.

5.3 Mapa de Basamento Gravimétrico

Se realizó un proceso de interpolación por el método de mínima curvatura en el software Oasis Montaj. El mapa de basamento gravimétrico del área de estudio se presenta en la (Figura 5.7). La profundidad máxima del basamento (referida al nivel del mar) obtenida por el método de análisis espectral es de 6.68 km en la fosa del margen de subducción Shetland, la profundidad mínima es de 0.1 km en la región de las Islas Shetland del Sur. El área de estudio se analizará por medio de las cuatro regiones mencionadas anteriormente.

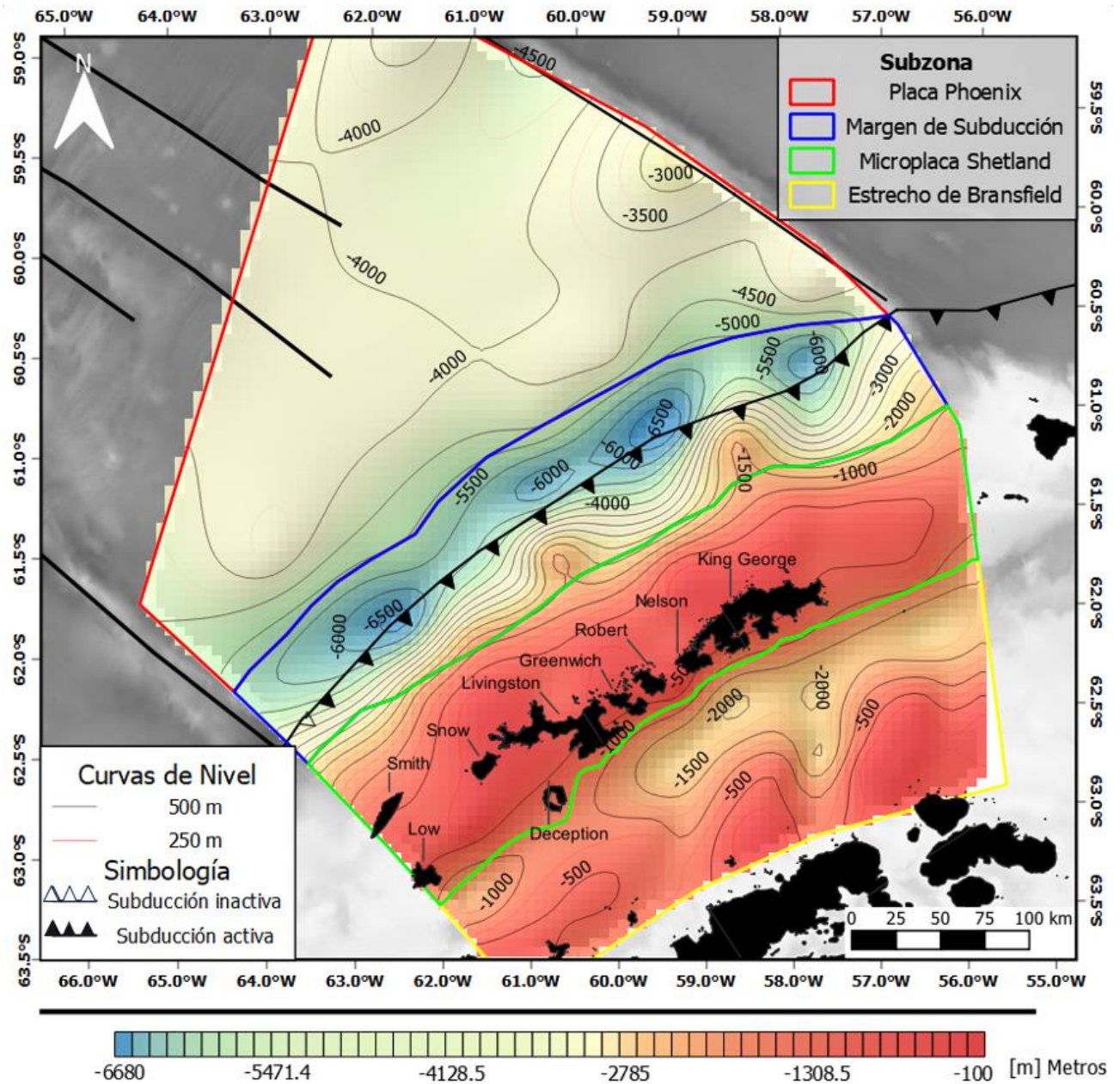


Figura 5.7: Mapa de Basamento gravimétrico (profundidades referidas al nivel del mar). (Espinoza, 2020).

5.4 Análisis de los Resultados

Considerando el espaciamiento de los centroides para análisis espectral de las ventanas, es posible interpretar estructuras geológicas a grandes rasgos que dominan la configuración morfológica de la zona de estudio. Se pudo identificar y diferenciar las principales características estructurales y fisiográficas que controlan los distintos sistemas sedimentarios teniendo en cuenta que se utilizaron ventanas, i.e. de 49 Km para la subzona de la placa Shetland y estrecho de Bransfield, y de 100 km en el caso de la placa Phoenix. La diferenciación de cambios en la profundidad del basamento está restringida por esta separación dentro de cada subzona, lo cual permite contrastar el resultado obtenido con la bibliografía geológica de esta región.

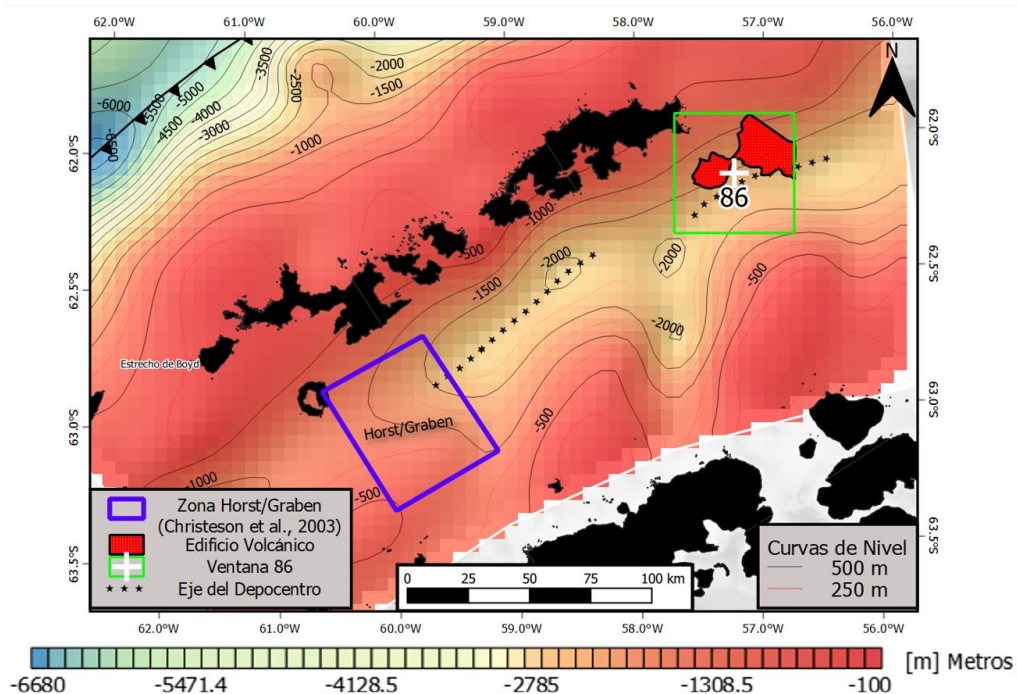


Figura 5.8: Acercamiento a la Subzona del Estrecho de Bransfield. (Espinoza, 2020).

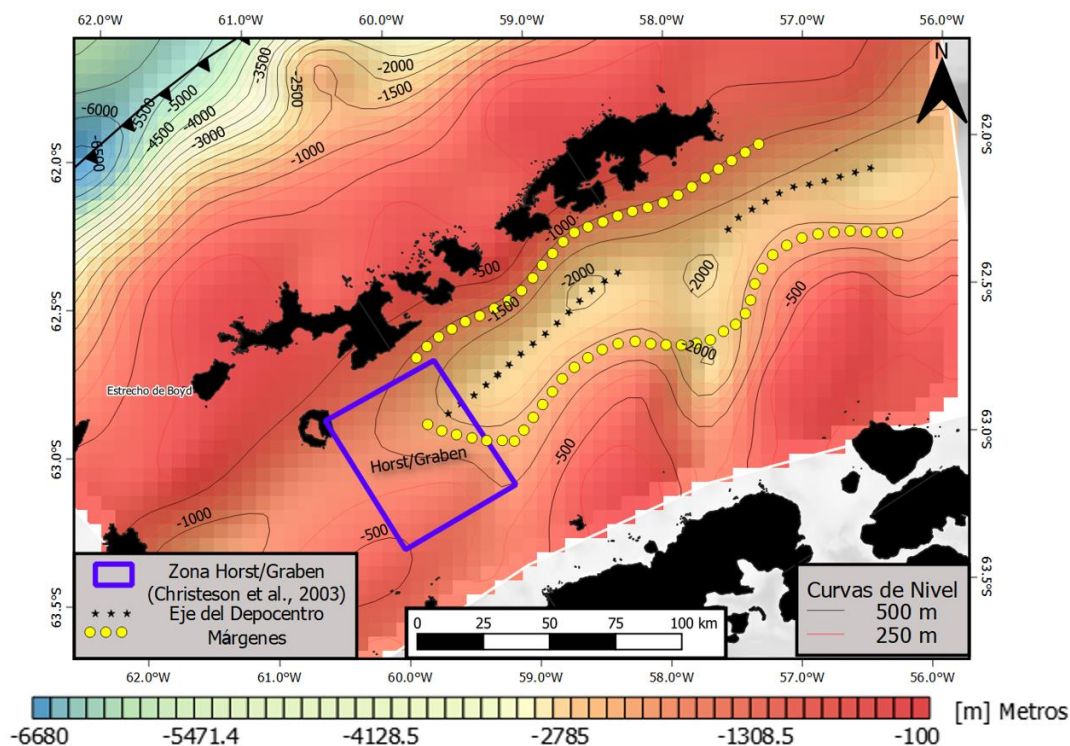


Figura 5.9: Segundo acercamiento a la subzona del estrecho de Bransfield. (Espinoza, 2020)

Estrecho de Bransfield:

La región del estrecho de Bransfield es la más compleja desde el punto de vista estructural y morfológico. El mapa muestra de SO a NE, una variación considerable en la profundidad del basamento gravimétrico de esta subzona. En el extremo SO, el basamento presenta una zona con profundidades de entre 800 y 400 m que se extiende a través de una zona elevada desde la isla Deception hasta el margen de la Península Antártica, esta elevación tiene concordancia con la presencia del sistema horst y graben, siendo esta área levantada, el segmento de horst de la península antártica acorde a (Christeson et al., 2003), lo cual resulta en contrastes de densidad menos profundos (Figura 5.9).

Continuando en dirección NE, se observa un depocentro alargado. Esta se extiende desde la isla Deception, paralelamente a la dirección de las Islas Shetland del Sur, luego al sureste de la isla King George, el eje de este lineamiento se ve desplazado levemente en dirección sur. Este depocentro coincide con el eje de la cuenca central y el centro de extensión de Bransfield, el cual está marcado por la presencia de una sucesión de edificios volcánicos (García et al., 2011)

La profundidad interpolada del basamento muestra un aumento progresivo en dirección NE, se encuentran dos máximos en profundidad de basamento gravimétrico de esta zona. 2.08 km al sureste de la isla Nelson e isla King George respectivamente. Luego la profundidad del basamento se reduce hasta alcanzar 1.61 km en el extremo de la isla King George, esta variación podría deberse a un centroide del mallado (Ventana 86) (Figura 5.8) el cual se ubica por encima de un edificio volcánico antes de la Isla Bridgeman resultando en un contraste de densidad más somero lo que podría denotar este desplazamiento en el eje de este depocentro una vez realizada la interpolación.

Al NO y NE de dicho depocentro, se discierne un margen considerablemente más angosto y escarpado del lado de las Islas Shetland del Sur con respecto al margen de la Península Antártica el cual se presenta más extenso, evidenciando la asimetría de la cuenca marginal de Bransfield con su eje ubicado inmediatamente al sur de las Islas Shetland del Sur. Al SE de la Península Antártica se observa también que el margen se encuentra seccionado por dos corredores con dirección norte a sur que aumentan en profundidad desde la península Antártica hasta conectarse con el depocentro principal de la cuenca de Bransfield. Estas dos depresiones en el basamento pueden estar controladas estructuralmente.

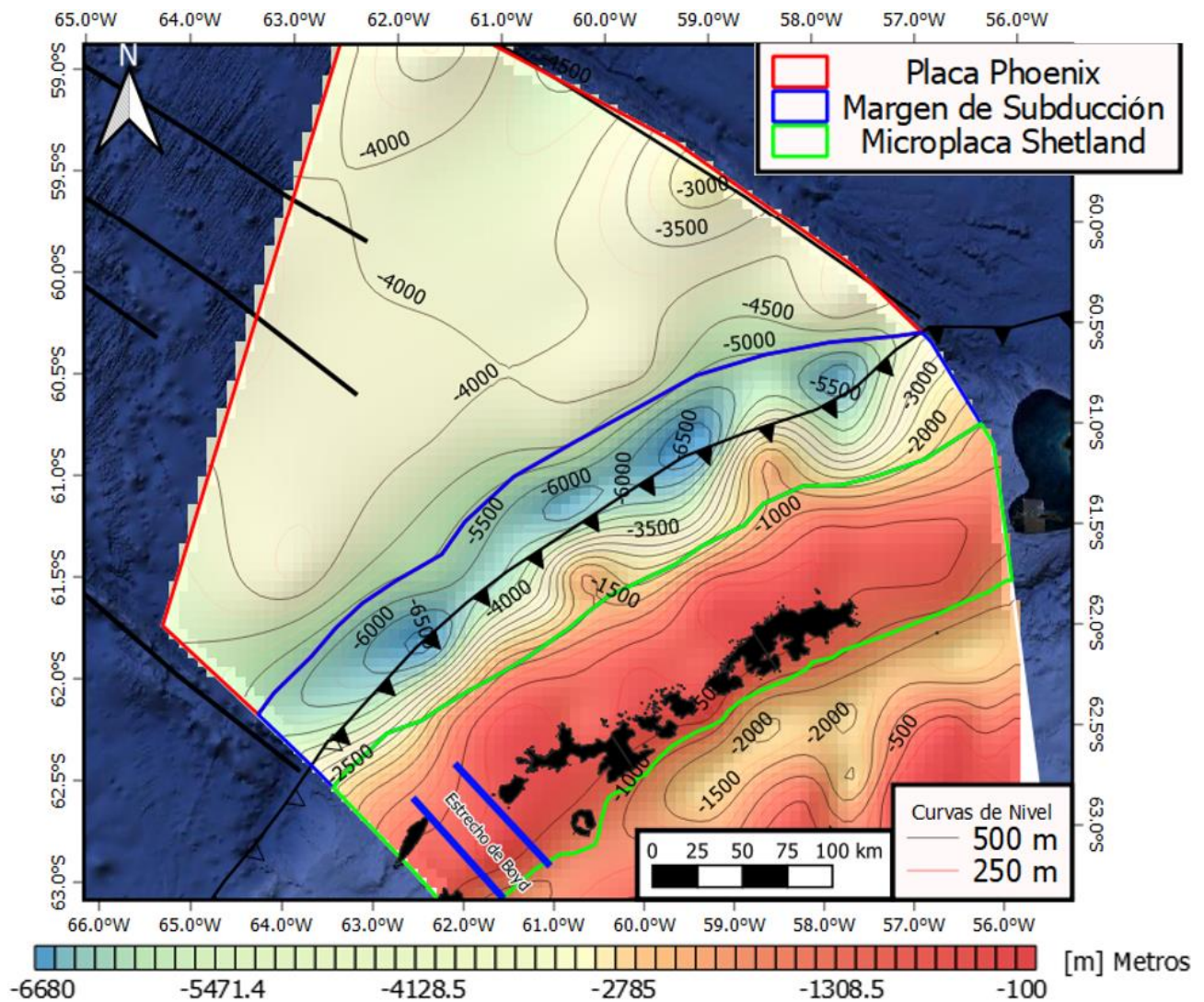


Figura 5.10: Acercamiento a las Subzonas de la Placa Shetland, Margen de Subducción y Placa Phoenix. (Espinoza, 2020)

Placa Shetland:

En esta región es importante recalcar que debido a la predominancia de una profundidad reducida (<0.3 km) la detección de contrastes de densidad por medio de análisis espectral utilizando un método geopotencial global dificulta la diferenciación en profundidades someras por lo que la discrepancia entre basamento gravimétrico y real

aumenta en donde la batimetría es menos profunda, sobretodo al noroeste de las Islas Shetland del Sur, donde esta no supera los 100 m.

El basamento gravimétrico en esta subzona es relativamente regular sin variaciones considerables, exhibiendo el comportamiento de la plataforma de las Islas Shetland del Sur. La profundidad mínima en esta área es de 0.1 km adyacente a las Islas Shetland del Sur y máxima de 0.43 km en los extremos suroeste y noreste donde termina el archipiélago. Al SE de la subzona entre las islas Low, Smith y la isla Snow existe un canal batimétrico de aproximadamente 18 km de ancho, el estrecho de Boyd (Figura 5.10). A pesar de que el mapa de basamento gravimétrico muestra un aumento de profundidad en esta zona, el espaciado entre los centroides interpoló en esta región una profundidad menor a la batimetría con una diferencia de 600 m.

Margen de Subducción Shetland:

Esta subárea presenta la zona de talud continental y trinchera. La zona de antearco es regular de SO a NE, el límite superior siguiendo el contorno de la plataforma casi planar de las Islas Shetland del Sur. La zona de antearco denota una disminución de su profundidad de 0.37 km en su punto más somero a 6.68 km en su punto más profundo, estudios de líneas sísmicas realizadas por (Maldonado et al., 1994; Okoń et al., 2016) denotan una morfología variable desde el límite de la plataforma hasta el fondo de la trinchera, sin embargo, considerando que, desde la trinchera hasta la plataforma varía de 33 a 54 km, estas particularidades no se hacen evidentes con el modelado realizado. Los espesores de sedimentos en esta área varían de 2.2 km cerca de la intersección del margen con la zona de fractura Shackleton y 3.8 km frente a la isla King George, estos valores guardan concordancia con estudios de líneas sísmicas realizados por (Okoń et al., 2016) los cuales indican en esta área una espesa capa de deposiciones glacio-marinas y sedimentos marinos.

También, en la zona de antearco, en dirección NO de las islas King George y Greenwich se denotan dos altos en la zona de talud de 1.43 y 1.40 km de profundidad. Se debe tener en cuenta que, en este caso, por medio de la interpolación se pueden generar cuerpos de una mayor magnitud que el real considerando el espaciamiento de los centroides. Por lo que es posible que la elevación este focalizada únicamente en el punto del centroide y no represente una estructura a gran escala como se muestra en el mapa.

En el mapa, la trinchera se presenta con una tendencia lineal de SO a NE, luego frente al alto obtenido frente a la isla King George esta tendencia muestra un cambio en dirección SE. En esta área se obtuvo un valor máximo de profundidad de 6.68 km frente a la Isla King George, y mínima de 5.21 km en la intersección de la trinchera con la zona de fractura Hero. El mayor espesor de sedimento en esta área es de 5.2 km en el máximo frente a la Isla King George.

Placa Phoenix.

Al ser una zona relativamente planar, no se espera encontrar variaciones focalizadas en el nivel del basamento. Al NO de la trinchera existe un ascenso gradual del nivel del basamento hasta los puntos de mallado de 100 km (Figura 5.10). Esta variación no representaría un cambio real en el nivel del basamento debido a la separación de los centroides de las ventanas a diferencia del resto de la extensión de la placa Phoenix al NO donde los contrastes de densidad muestran una superficie más regular. Los valores de profundidad en esta zona muestran una predominancia de 4 km de profundidad y aumentan cerca de la zona de fractura Shackleton hasta llegar a los 2.68 km, esto genera una zona elevada en esta área, sin embargo, se debe tener en cuenta que, en este punto, un centroide del mallado de 100 km se sitúa en la zona de fractura Shackleton lo cual genera un valor de contraste de densidad más somero.

CAPÍTULO 6

6 Conclusiones y recomendaciones

6.1.1 Conclusiones

El modelo geopotencial combinado EIGEN 6C-4 demostró ser una excelente herramienta para el desarrollo de un análisis espectral, el cual permitió realizar una interpretación del basamento gravimétrico, modelándolo con una profundidad máxima de 6680 m en la zona del margen de subducción Shetland y una profundidad mínima de 100 m en la región del archipiélago Shetland del Sur.

El análisis de los espectros radiales de potencia permitió identificar una respuesta gravimétrica característica de cada uno de los contextos geológicos seleccionados de esta manera, demostrando que existe una correlación con las distintas configuraciones estructurales presentes en el área de estudio. La identificación de la fuente de dichas particularidades debe ser investigada posteriormente.

Por medio del mapa de basamento gravimétrico fue posible identificar las principales características fisiográficas de los sistemas sedimentarios que se presentaron en la placa Phoenix, Margen de subducción Shetland, Placa Phoenix y Estrecho de Bransfield. Sin embargo, el espaciado del mallado de las ventanas utilizados restringió esta identificación a estructuras de gran escala cuyas dimensiones sobrepasaron este espaciamiento.

La identificación de contrastes de densidad someros por medio de análisis espectral se dificultó en profundidades menores, en este trabajo las profundidades del basamento en la subzona de la placa Shetland se vieron marcadas por contrastes que fueron identificados por encima del nivel de batimetría.

6.1.2 Recomendaciones

Tomando en cuenta que el área de estudio puede comprender distintas zonas con espesores sedimentarios y una morfología de basamento irregular. Se recomienda que se realice una separación inicial de dicha área por subregiones que se caractericen por no tener variaciones considerables de morfología. De esta manera, posteriormente a la elaboración del mapa de anomalía, se puede aplicar un filtrado por cada una de estas áreas, de tal manera que sus parámetros se ajusten mejor a la configuración estructural presente en cada región.

Es posible mejorar la resolución del mapa de basamento gravimétrico, utilizando ventanas de menor tamaño lo cual permitiría identificar características fisiográficas más localizadas, sin embargo, esto aumenta el número de centroides que se deben revisar por medio de análisis espectral, por lo que se debe considerar el factor del tiempo disponible para la obtención de los resultados.

También se recomienda que se tome en consideración la tendencia de la morfología al momento de definir el mallado de ventanas. Organizar la distribución de los centroides de cada ventana de tal manera que se adapte a la morfología constituiría en una ventaja cuando se realice la interpolación de las profundidades de contrastes identificadas.

Considerando que el resultado modela el basamento sedimentario utilizando únicamente datos de gravimetría, se recomienda complementar este tipo de estudio con otras técnicas geofísicas como, por ejemplo: Estudios de magnetometría y sísmica, que permitan contrastar y realizar una estimación del basamento que sea más realista.

BIBLIOGRAFÍA

- Adie, R. J. (1962). The Geology of Antarctica. In *Antarctica Research: The Matthew Fontaine Maury memorial symposium: Vol. IV* (pp. 26–39).
- Barthelmes, F. (2013). Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. In *Helmholtz-Zentrum Postdam, Deutsches GeoForschungsZentrum* (Issue 1). <https://doi.org/10.2312/GFZ.b103-0902-26>
- Canals, M., Acosta, J., Gràcia, E., Escartín, J., & O.R.C.A., G. (1992). Caracterización de la región de enlace entre la cuenca de Bransfield y la Dorsal Sur de Scotia (Antártida). *Acta Geològica Hispànica*, 27(3–4), 89–110. <file://localhost/Users/jescartin/WORK/Referencias/pdfs/Canals1992.pdf>
- Christeson, G. L., Barker, D. H. N., Austin, J. A., & Dalziel, I. W. D. (2003). Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B10), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2003jb002468>
- García, M., Ercilla, G., Alonso, B., Casas, D., & Dowdeswell, J. A. (2011). Sediment lithofacies, processes and sedimentary models in the Central Bransfield Basin, Antarctic Peninsula, since the Last Glacial Maximum. *Marine Geology*, 290(1–4), 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.006>
- Griffiths, D. H. (1984). Applied Geophysics for Geologists and Engineers. In *Pergamon Press*. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-022067-3.50001-6>
- Harley, S. L., Fitzsimons, I. C. W., & Zhao, Y. (2013). Antarctica and supercontinent evolution: Historical perspectives, recent advances and unresolved issues. *Geological Society Special Publication*, 383(1), 1–34. <https://doi.org/10.1144/SP383.9>

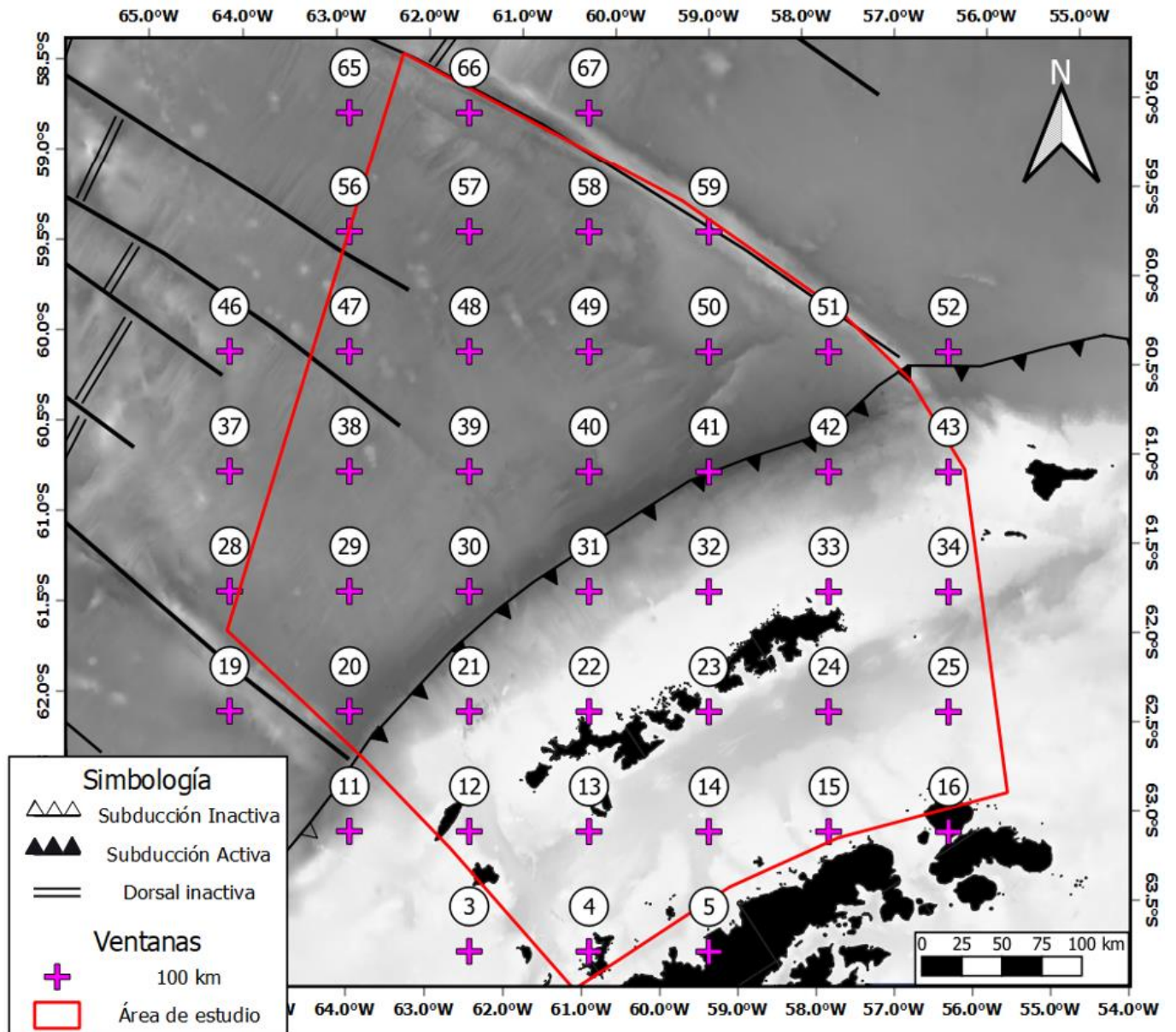
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B., & Saad, A. H. (2010). Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. In *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511843129>
- Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F., & Schuh, H. (2019). ICGEM - 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services, and future plans. *Earth System Science Data Discussions*, 1–61. <https://doi.org/10.5194/essd-2019-17>
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. In *Journal of African Earth Sciences* (Vol. 133). <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.04.031>
- Klepeis, K. A., & Lawver, L. A. (1996). Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B9), 20211–20231. <https://doi.org/10.1029/96jb01510>
- Kraus, S. (2005). *Magmatic dyke systems of the South Shetland Islands volcanic arc (West Antarctica): reflections of the geodynamic history*. 160.
- Kraus, S. (2016). La arquitectura e historia geológica del continente Antártico. *Nuestra Antártica*, 1st Editio(December), 1–10. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4991.0888>
- LaFehr, T. R., & Nabighian, M. N. (2012). Fundamentals of Gravity Exploration. In *Fundamentals of Gravity Exploration*. <https://doi.org/10.1190/1.9781560803058>
- Le Brocq, A. M., Payne, A. J., & Vieli, A. (2010). *Antarctic dataset in NetCDF format*. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.734145>
- Maldonado, A., Larter, R. D., & Aldaya, F. (1994). Forearc tectonic evolution of the South

- Shetland Margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13(6), 1345–1370.
<https://doi.org/10.1029/94TC01352>
- Maus, S., & Dimri, V. (1995). Potential field power spectrum inversion for scaling geology. *Journal of Geophysical Research*, 100.
- Nwankwo, L. I., Olasehinde, P. I., & Akoshile, C. O. (2008). *Spectral Analysis of Aeromagnetic Anomalies of The Northern Nupe Basin, West Central Nigeria*.
- Okoń, J., Gizejewski, J., & Janik, T. (2016). New geological interpretation of multi-channel seismic profiles from the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 37(2), 243–268. <https://doi.org/10.1515/popore-2016-0014>
- Prieto, M. J., Ercilla, G., Canals, M., & De Batist, M. (1999). Seismic stratigraphy of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula): Interpretation of deposits and sedimentary processes in a glacio-marine environment. *Marine Geology*, 157(1–2), 47–68. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00149-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00149-2)
- Shako, R., Forste, C., Abrikosov, O., Bruinsma, S., Marty, J.-C., Lemoine, J.-M., Flechtner, F., Neumayer, H., & Dahle, C. (2014). EIGEN-6C: A High-Resolution Global Gravity Combination Model Including GOCE Data. In *Observation of the System Earth from Space - CHAMP, GRACE, GOCE and Future Missions, Advanced Technologies in Earth Sciences* (Issue October 2015, pp. 155–161). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-32135-1>
- St. John, B. (1986). Antarctica - Geology and Hydrocarbon Potential. *Future Petroleum Provinces of the World: Proceedings of the Wallace E. Pratt Memorial Conference, Phoenix, December 1984*, 55–100.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics Second Edition*.

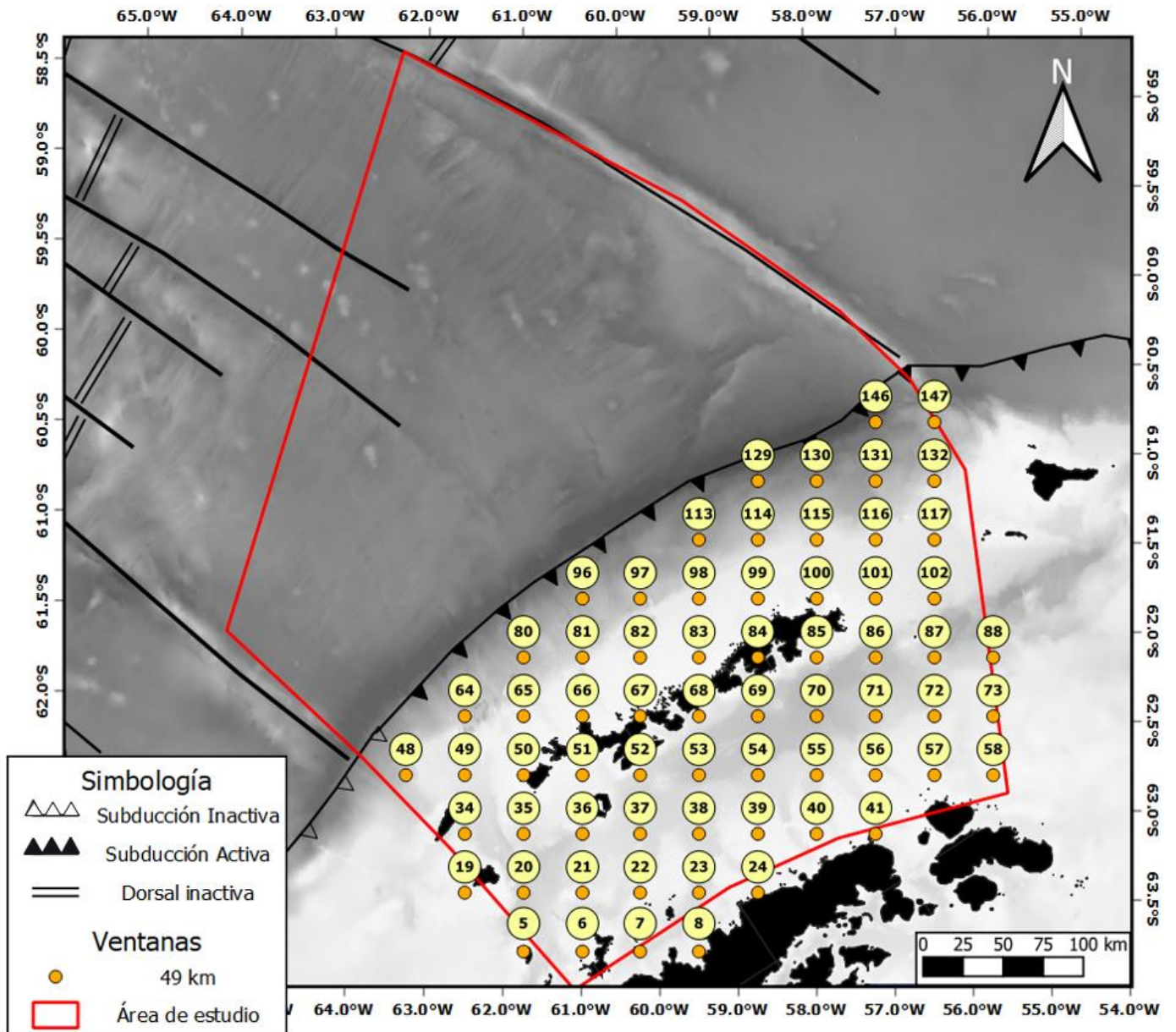
Udías, A., & Mezcua, J. (1997). *Fundamentos De Geofísica*. Alianza Universidad Textos.

APÉNDICES

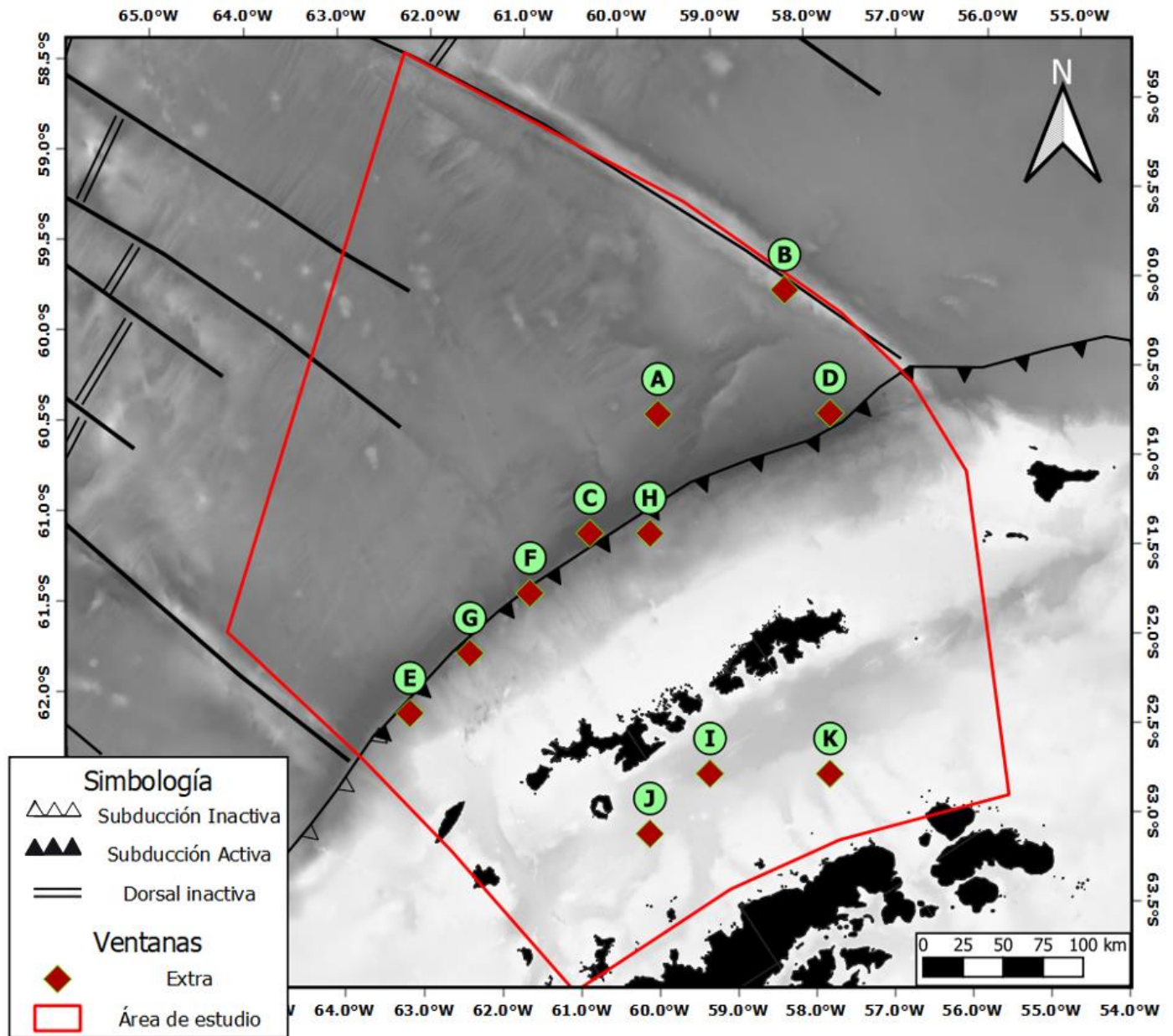
Apéndice A: Mapa de ubicación de Ventanas utilizadas con mallado de 100 km



Apéndice B: Mapa de ubicación de Ventanas utilizadas con mallado de 49 km



Apéndice C: Mapa de ubicación de ventanas extra de 100 km



Apéndice D: Profundidades obtenidas dentro de la subzona del estrecho de Bransfield.

Estrecho de Bransfield			
Ventana	Profundidad [km]	Datum: WGS84-21S	
		x	Y
Ventanas de 100 km			
3	0.38	233903	2922597
4	0.38	308904	2922509
5	0.52	383904	2922421
14	1.09	383904	2997421
15	0.75	458904	2997421
16	0.66	533904	2997333
24	2.08	458904	3072421
25	0.76	533904	3072333
Ventanas de 49 km			
5	0.27	267653	2922773
6	0.29	304403	2922773
7	0.88	341153	2922773
8	0.29	377903	2922773
20	1.48	267653	2959523
21	0.72	304403	2959523
22	0.41	341153	2959523
23	0.78	377903	2959523
25	0.10	451403	2959523
36	0.90	304403	2996273
37	1.02	341153	2996273
38	0.92	377903	2996273
39	0.32	414653	2996273
40	0.45	451403	2996273
41	0.22	488153	2996273
53	1.95	377903	3033023
54	1.16	414653	3033023
55	1.17	451403	3033023
56	0.28	488153	3033023
57	0.24	524903	3033023
58	0.23	561653	3033023
69	2.02	414653	3069773
70	1.91	451403	3069773

71	1.08	488153	3069773
72	0.39	524903	3069773
73	0.33	561653	3069773
86	1.53	488153	3106523
87	1.99	524903	3106523
88	1.50	561653	3106523
Ventanas Extra			
I	2.00	383904	3034921
J	2.63	346404	2997465
K	1.85	458904	3034921

Apéndice E: Profundidades obtenidas dentro de la subzona de la microplaca
Shetland.

Microplaca Shetland			
Ventana	Profundidad [km]	Datum: WGS84-21S	
		x	y
Ventanas de 100 km			
11	2.26	158903	2997686
12	0.39	233904	2997598
13	0.45	308904	2997510
21	1.84	233904	3072598
22	0.45	308904	3072510
23	0.41	383904	3072421
32	0.49	383904	3147421
33	0.41	458904	3147421
34	0.95	533904	3147333
43	1.33	533904	3222333
Ventanas de 49 Km			
19	0.39	230903	2959524
34	0.36	230903	2996274
35	0.24	267653	2996274
48	1.74	194153	3033024
49	0.82	230903	3033024
50	0.22	267653	3033024
51	0.29	304403	3033024
52	0.89	341153	3033024
64	1.95	230903	3069774
65	0.22	267653	3069774

66	0.35	304403	3069774
67	0.21	341153	3069774
68	0.46	377903	3069774
81	0.83	304403	3106524
82	0.35	341153	3106524
83	0.38	377903	3106524
84	0.36	414653	3106524
85	0.85	451403	3106524
97	1.90	341153	3143274
98	0.53	377903	3143274
99	0.19	414653	3143274
100	0.32	451403	3143274
101	0.52	488153	3143274
102	0.74	524903	3143274
114	1.44	414653	3180024
115	0.55	451403	3180024
116	0.48	488153	3180024
117	0.47	524903	3180024
132	1.49	524903	3216774

Apéndice F: Profundidades obtenidas dentro de la subzona del margen de subducción.

Margen de Subducción			
Ventana	Profundidad [km]	WGS84-21S	
		x	y
Ventanas de 100 Km			
20	5.36	158903	3072686
30	5.29	233904	3147598
31	1.9	308904	3147510
40	4.55	308904	3222510
41	6.68	383904	3222421
42	4.42	458904	3222421
Ventanas de 49 Km			
80	1.94	267653	3106524
96	2.64	304403	3143274
113	4.011	377903	3180024
129	1.73	414653	3216774
130	3.533	451403	3216774

146	4.14	488153	3253524
147	2.312	524903	3253524
Ventanas Extra			
C	6.15	308904	3185010
D	6.31	458904	3259921
E	4.85	196403	3072642
F	5.41	271404	3147554
G	6.35	233904	3110098
H	5.07	346404	3184965

Apéndice G: Profundidades obtenidas dentro de la subzona de la Placa Phoenix

Placa Phoenix			
Ventana	Profundidad [km]	Datum: WGS84-21S	
		x	y
Ventanas de 100 Km			
19	4.62	83903	3072774
28	4.36	83903	3147774
29	3.79	158903	3147686
37	4.04	83903	3222774
38	3.81	158903	3222686
39	4.04	233904	3222598
46	2.94	83903	3297774
47	3.86	158903	3297686
48	4.01	233904	3297598
49	4.06	308904	3297510
50	4.31	383904	3297421
51	3.80	458904	3297421
52	3.78	533904	3297333
56	4.00	158903	3372686
57	4.16	233904	3372598
58	4.07	308904	3372510
59	2.69	383904	3372421
65	4.69	158903	3447686
66	3.20	233904	3447598
67	4.82	308904	3447510
Ventanas Extra			
A	4.10	351426	3259313
B	3.92	430470	3336837