

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELADO 2D DE LA GEOMETRÍA DE SUBDUCCIÓN
NAZCA-SURAMÉRICA AL OESTE DE PERÚ MEDIANTE LA
INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS**

**Trabajo especial de grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por Willianny C. Castellanos V.
Para optar al título de
Ingeniero Geofísico**

Caracas, noviembre 2019.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELADO 2D DE LA GEOMETRÍA DE SUBDUCCIÓN
NAZCA-SURAMÉRICA AL OESTE DE PERÚ MEDIANTE LA
INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Janckarlos Reyes

**Trabajo especial de grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por Willianny C. Castellanos V.
Para optar al título de
Ingeniero Geofísico**

Caracas, noviembre 2019.

Caracas, 11 de noviembre de 2019

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Br. **Willianny Carolina Castellanos Veracierta**, titulado:

**MODELADO 2D DE LA GEOMETRÍA DE SUBDUCCIÓN
NAZCA-SURAMÉRICA AL OESTE DE PERÚ MEDIANTE
LA INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas del autor, lo declaran **APROBADO**.


Profa. Inirida Rodríguez
Jurado


Prof. Michael Schmitz
Jurado


Prof. Janckarlos Reyes
(Tutor académico)

DEDICATORIA

A mi Dios,

A mis padres, hermanos y sobrinas

A mi novio.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por darme la oportunidad de estudiar en la ilustre Universidad Central de Venezuela, por ser mi guía y por bendecirme cada día. A mis padres, Milagros y Flauver por creer en mí, por apoyarme en todo momento por todos sus sacrificios. En especial a mi madre por darme los mejores consejos, todo esto sin ti, no se hubiese hecho realidad. A mis hermanos por siempre estar pendiente de mí y por sus consejos.

Gracias a mi novio Wilker Blanco por ser mi apoyo en este hermoso camino, porque siempre estuviste allí compartiendo los momentos buenos y no tan buenos. Por alegrarte por mis triunfos, por darme ánimo y por toda tu paciencia, gracias. Llenaste este camino de muchas sonrisas y recuerdos bonitos, te quiero muchísimo. Gracias a tu familia por apoyarme y hacerme sentir parte de su familia.

A mis amigos: Geilin Alejandra quien estuvo allí desde el inicio de mi carrera, gracias a ti y a tu familia por abrirme las puertas de su hogar y brindarme su apoyo, gracias por preocuparte, por escucharme y aconsejarme; tu amistad es muy valiosa para mí. A Nicole Oliveira, gracias por todos tus consejos, por tu amistad, eres una persona brillante y me alegra mucho haber compartido este camino contigo. A mis amigos del Bunker, por todos esos momentos de risas que ayudaron a hacer este camino más bonito, gracias Roddys Gil por tu amistad, por tus ocurrencias y por esos ratos en los que me dabas ánimos los momentos difíciles.

Gracias a la ilustre Universidad Central de Venezuela, por ser mi segunda casa, por permitirme estudiar en sus aulas brindándome la mejor educación. Gracias mi Tutor Académico el Profesor Janckarlos Reyes por darme la oportunidad de crecer profesionalmente, por sus orientaciones y observaciones a lo largo del trabajo que contribuyeron con la investigación y a la profesora Inírida Rodríguez quien también me brindó su apoyo durante mi trabajo y por darme herramientas que me ayudaron a crecer profesionalmente.

Castellanos V., Willianny C

MODELADO 2D DE LA GEOMETRÍA DE SUBDUCCIÓN NAZCA-SURAMÉRICA AL OESTE DE PERÚ MEDIANTE LA INTEGRACIÓN DE DATOS GEOFÍSICOS

Tutor Académico: Prof. Janckarlos Reyes.

Trabajo Especial de Grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2019

Palabras Claves: Subducción, Nazca, Suramérica, Gravimetría, Sismicidad, Perú, Tectónica.

RESUMEN.

Se realizó un estudio de la geometría de subducción Nazca-Sudamérica al oeste de Perú mediante la integración de datos gravímetros satelitales con datos de sismicidad, con el objetivo de generar modelos del subsuelo que se ajusten a las condiciones geológicas y estructurales presentes en el área. Para ello se describieron las características y tendencias de las anomalías gravimétricas mediante el análisis estadístico, el reconocimiento de los rasgos tectónicos y estructurales a partir de mapas de anomalías gravimétricas, la determinación de las variaciones del ángulo de subducción mediante el estudio de la distribución de focos sísmicos y la estimación de profundidades de la corteza, mediante el análisis espectral y la deconvolución de Euler de las anomalías de Bouguer. Finalmente, se elaboraron los modelos gravimétricos sobre los perfiles distribuidos de forma perpendicular y paralelos a la línea de fosa en los mapas de anomalías de Bouguer.

Los modelos geométricos muestran una densidad de la placa de Nazca de 2.9 g/cm^3 espesor promedio de 8 km la cual subduce con un ángulo de 30°E . En la región norte y centro de Perú, a partir de los 100 km de profundidad, la placa se desplaza de forma casi horizontal con un ángulo de 10° aproximadamente. Muestra una geometría plana

en la región de la litosfera oceánica y en la subducción se dobla en la región sur con un ángulo de 20° alcanzando 140 km de profundidad. Se demostró la fragmentación de la placa de Nazca en dos partes, dividida por la Dorsal de Nazca: subducción plana al norte y subducción subhorizontal al sur de la dorsal.

Al estudiar las anomalías gravimétricas por separado, de acuerdo al análisis de conglomerados de k-medias, se pudo tener un mejor control de las profundidades de los cuerpos presentes en el área de estudio evitando la influencia de las fuentes pertenecientes a las diferentes poblaciones identificadas en el análisis estadístico. Adicionalmente, la integración de los datos de anomalías de Bouguer y la distribución espacial de los eventos sísmicos ayudo a disminuir la incertidumbre al momento de ajustar los cuerpos presentes al área de estudio permitiendo tener un mejor control al modelar la geometría de placa oceánica en la zona de subducción.

ÍNDICE GENERAL

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Objetivo general.....	2
1.3. Objetivos específicos.	2
1.4. Justificación	2
1.5. Localización del área de estudio	3
1.6. Antecedentes.....	4
CAPÍTULO 2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO	10
2.1. Contexto geodinámico de Perú	10
2.1.1. Placa de Nazca	10
2.1.1.1. Fosa del Perú.....	11
2.1.1.2. Dorsales oceánicas	12
2.1.1.4. Zonas de fracturas	12
2.1.2. Placa continental Sudamericana.....	14
2.1.2.1. Cordillera de la Costa.....	15
2.1.2.2. Zona costera	16
2.1.2.3. Cordillera Occidental	16
2.1.2.4. Cordillera Oriental	17
2.1.2.5. Zona subandina	17
2.1.2.6. Llanura Amazónica.....	17
2.1.2.7. Altiplano	18
2.1.2.8. Sistemas de fallas.....	18
2.2. Evaluación geodinámica de Perú.....	21
CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO	25

3.1. Métodos gravimétricos.....	25
3.1.1. Ley de Gravitación Universal.....	25
3.1.2. Campo gravitacional terrestre.....	25
3.1.3. Geoide y Elipsoide	26
3.1.4. Modelo geopotencial EIGEN-6C4	26
3.1.5. Reducciones de gravedad	27
• Corrección por latitud	27
• Corrección por mareas	28
• Corrección por deriva	28
• Corrección por altitud o corrección de aire libre	29
• Corrección de Bouguer	29
• Corrección topográfica	30
3.1.6. Anomalías gravimétricas	30
3.2. Análisis espectral.....	31
3.3. Separación regional y residual.....	32
3.4. Continuación analítica hacia arriba.	33
3.5. Filtro Gaussiano	34
3.6. Derivadas direccionales	34
3.7. Deconvolución de Euler	35
3.8. Anomalías gravimétricas en zonas de subducción.	36
3.9. Sismicidad.....	38
CAPÍTULO 4. PROCESAMIENTO DE DATOS.....	43
4.1. Recopilación de información bibliográfica y datos satelitales.....	44
4.1.1. Datos gravimétricos.....	44
4.1.2. Focos sísmicos.....	44
4.2. Correcciones de las anomalías.	45
4.3. Análisis estadístico de los datos de anomalías de Bouguer.	46

4.4.	Generación de Mapas de Anomalías	51
4.5.	Análisis espectral.....	51
4.6.	Realce de las anomalías	52
4.7.	Deconvolución de Euler	53
4.8.	Modelo integrado de la geometría de subducción	54
CAPÍTULO 5. ANÁLISIS Y RESULTADOS.....		56
5.1.	Mapa batimétrico y topográfico.....	56
5.2.	Anomalías de Aire libre.....	57
5.3.	Anomalías de Bouguer Total.....	58
5.4.	Espectros de potencias de las anomalías de Bouguer	60
5.4.1.	Deconvolución de Euler para las anomalías de Bouguer.....	64
5.4.2.	Separación regional residual del mapa de las anomalías de Bouguer.....	69
6.2.	Distribución espacial de los focos sísmicos.....	69
5.6.	Interpretación integrada de los modelos geométricos.....	71
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....		77
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS		80
Apéndice a. Análisis espectral de las ventanas pertenecientes al conjunto de datos de anomalías de Bouguer.....		90
Apéndice b. Continuación analítica hacia arriba de los valores de anomalías de Bouguer.....		116

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio.....	3
Figura 2. Modelo de subducción de la placa de Nazca en Perú (Barazangui e Isacks, 1979).	4
Figura 3. Modelo esquemático de la Placa de Nazca propuesto por Hasegawa e Isacks (1981).	5
Figura 4. Mapa de curvas de isopropundidad de la placa de Nazca al sur de Perú (Grange, 1981).	5
Figura 5. Modelo de subducción para el sur de Perú propuesto por Schneider y Sacks (1987).	6
Figura 6. Geometría del proceso de subducción propuesto por Rodríguez y Tavera (1991).	6
Figura 7. Vista tridimensional de la zona sur del Perú y parte del norte de Chile entre los 12°S y 20°S.	7
Figura 8. Esquema sismo tectónico para la geometría de la subducción en Perú deducido a partir de la distribución de la sismicidad en profundidad. Las flechas indican la orientación de los ejes de tensión, propuesto por Tavera y Buform (1998)..	8
Figura 9. Sección transversal que muestra la extensión lateral y descendiente de la placa de Nazca (Tassara, 2006).	9
Figura 10. Losa de subducción de Nazca (Tassara, 2006).	9
Figura 11. Mapa estructural del área de estudio con las estructuras presentes en la placa Nazca. Las flechas indican la dirección de convergencia de las placas.	11
Figura 12. Esquema de las principales estructuras de la Placa de Nazca (Churchill, 2009).	13
Figura 13. Principales Unidades Geomorfológicas de Perú (Dalmaynac et al, 1980; Tavera y Buform 1998).	15
Figura 14. Mapa estructural del Perú mostrando las principales fallas de Perú. Tomado del mapa estructural del Perú a escala 1:1.000.000 de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET.	20

Figura 15. Continuación hacia arriba. (Tomado y modificado de Geosoft, 2007).	34
Figura 16. Filtro Gaussiano (modificado de Geosoft 2007).	34
Figura 17 Anomalía de aire libre calculada a través de una zona de subducción. (a): curva de anomalía de aire libre, (b): topografía del perfil que atraviesa Chile la trinchera y cordillera de los Andes en 23°S, (c): geometría del modelo basado en la sísmica.....	37
Figura 18. Distribución de los terremotos superficiales, intermedios y de foco profundo. (Tarbuck y Lutgens, 2005).	39
Figura 19. Sección transversal a través de una subducción (Lowrie, 2007).	39
Figura 20. Esquema de distribución de sismos en un sección vertical de una zona de subducción (Lowrie, 2007).	40
Figura 21. Tipos de límites de subducción (modificado de Uyeda y Kanamori, 1979).	41
Figura 22. Efectos de los estilos de subducción andina en la estructura térmica (Gütscher et al., 2000).	42
Figura 23. Flujo de trabajo de la investigación	43
Figura 24. Corrección topográfica del área de estudio.	46
Figura 25. Histograma de frecuencia para el análisis de estadísticos de los valores de anomalías de Bouguer.	47
Figura 26. Ubicación geográfica de los datos de anomalías de Bouguer correspondiente al análisis de conglomerados de K-medias.	48
Figura 27. Histograma de frecuencias de la anomalía de Bouguer para los grupos obtenidos en el análisis de conglomerados de K-medias	49
Figura 28. Diagramas de caja de la anomalía de Bouguer para los grupos obtenidos por el análisis de conglomerados de K-medias.	49
Figura 29. División de las ventanas de estudios para el análisis espectral de anomalías gravimétricas.....	52
Figura 30. Perfiles trazados sobre el mapa de anomalías de Bouguer.	55
Figura 31. Anomalía de aire libre	58
Figura 32. Mapa de anomalías de Bouguer completa.	59

Figura 33. Espectro de Potencias para la ventana A1 pertenecientes al grupo 2 del análisis de conglomerados de K-medias.	61
Figura 34. Espectro de Potencias para la ventana E6 pertenecientes al grupo 2 del análisis de conglomerados de K-medias.	62
Figura 35. Espectro de Potencias para la ventana A4 pertenecientes al grupo 3 del análisis de conglomerados de K-medias.	63
Figura 36. Variación de la profundidad de la base de la corteza oceánica y continental en el área de estudio.	64
Figura 37. Mapa de Deconvolución de Euler de los datos de anomalía de Bouguer obtenido para el grupo 1.	65
Figura 38. Mapa de Deconvolución de Euler aplicado al grupo 2 del análisis de conglomerados.	67
Figura 39. Mapa de Deconvolución de Euler aplicado al grupo 3 del análisis de conglomerados.	68
Figura 40. Mapa de distribución de los focos sísmicos. Focos sísmicos a profundidad superficial ($60 < h$), focos sísmicos a profundidad intermedia ($60 < h < 300$), focos sísmicos profundos ($300 < h$).	70
Figura 41. Modelo geológico del perfil A-A'. Los puntos azules indican la ubicación de los focos sísmicos.	73
Figura 42. Modelo geológico del perfil B-B'. Los puntos azules indican la ubicación de los focos sísmicos.	74
Figura 43. Modelo geológico del perfil C-C'. Los puntos azules indican la ubicación de los focos sísmicos.	75
Figura 44. Modelo geológico del perfil D-D'.	76
Figura 45. Modelo geológico del perfil D-D'. Los puntos azules indican la ubicación de los focos sísmicos.	76
Figura 46. Análisis espectral de la ventana A1 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	90
Figura 47. Análisis espectral de la ventana B1 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados	91

Figura 48. Análisis espectral de la ventana C1 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	91
Figura 49. Análisis espectral de la ventana D1 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados	92
Figura 50. Análisis espectral de la ventana E1 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados	93
Figura 51. Análisis espectral de la ventana F1 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados	93
Figura 52. Análisis espectral de la ventana G1 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	94
Figura 53. Análisis espectral de la ventana B2 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	95
Figura 54. Análisis espectral de la ventana C2 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	95
Figura 55. Análisis espectral de la ventana D2 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	96
Figura 56. Análisis espectral de la ventana E2 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	97
Figura 57. Análisis espectral de la ventana F2 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	97
Figura 58. Análisis espectral de la ventana G2 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	98
Figura 59. Análisis espectral de la ventana D3 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	99
Figura 60. Análisis espectral de la ventana E3 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	99
Figura 61. Análisis espectral de la ventana F3 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	100
Figura 62. Análisis espectral de la ventana G3 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	101

Figura 63. Análisis espectral de la ventana E4 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	101
Figura 64. Análisis espectral de la ventana F4 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	102
Figura 65. Análisis espectral de la ventana G4 perteneciente al conjunto de datos del grupo 1 del análisis de conglomerados.	103
Figura 66. Análisis espectral de la ventana B3 perteneciente al conjunto de datos del grupo 2 del análisis de conglomerados	104
Figura 67. Análisis espectral de la ventana D5 perteneciente al conjunto de datos del grupo 2 del análisis de conglomerados	105
Figura 68. Análisis espectral de la ventana E6 perteneciente al conjunto de datos del grupo 2 del análisis de conglomerados	105
Figura 69. Análisis espectral de la ventana F6 perteneciente al conjunto de datos del grupo 2 del análisis de conglomerados	106
Figura 70. Análisis espectral de la ventana G6 perteneciente al conjunto de datos del grupo 2 del análisis de conglomerados	107
Figura 71. Análisis espectral de la ventana A4 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	108
Figura 72. Análisis espectral de la ventana A5 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	109
Figura 73. Análisis espectral de la ventana A6 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	109
Figura 74. Análisis espectral de la ventana B5 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	110
Figura 75. Análisis espectral de la ventana B6 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	111
Figura 76. Análisis espectral de la ventana C5 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	111
Figura 77. Análisis espectral de la ventana C6 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	112

Figura 78. Análisis espectral de la ventana A7 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	113
Figura 79. Análisis espectral de la ventana C7 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	113
Figura 80. Análisis espectral de la ventana B7 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	114
Figura 81. Análisis espectral de la ventana D7 perteneciente al conjunto de datos del grupo 3 del análisis de conglomerados	115
Figura 82. Mapa de las anomalías de Bouguer obtenido por continuación analítica del campo hacia arriba a 4 km.	116
Figura 83. Mapa de las anomalías de Bouguer obtenido por continuación analítica del campo hacia arriba a 8 km.	117
Figura 84. Mapa de las anomalías de Bouguer obtenido por continuación analítica del campo hacia arriba a 40 km.	118
Figura 85. Mapa de las anomalías de Bouguer obtenido por continuación analítica del campo hacia arriba a 80 km.	119
Figura 86 Mapa de las anomalías de Bouguer obtenido por continuación analítica del campo hacia arriba a 120 km.	120
Figura 87. Mapa de las anomalías de Bouguer obtenido por continuación analítica del campo hacia arriba a 200 km	121

ÍNDICE DE TABLA

Tabla 1. Índices estructurales en función del campo gravimétrico y cuerpos geológicos (Geosft Inc, 2005).....	36
Tabla 2. Parámetros estadísticos de cada uno de los grupos obtenidos del análisis de conglomerados K-medias a los datos de anomalías de Bouguer expresados en unidades de mGal.....	49
Tabla 3. Parámetros utilizados la Deconvolución de Euler mediante el software Oasis Montaj v6.4.2	53
Tabla 4. Leyenda de las estructuras y densidades de los cuerpos presentes en los perfiles trazados en el mapa de anomalías de Bouguer.....	54
Tabla 5. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E6 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados	61
Tabla 6. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E6 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados	62
Tabla 7. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E3 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados	63
Tabla 8. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana A1 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados.....	90
Tabla 9. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana B1 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados.....	91
Tabla 10. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana C1 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados.....	92

Tabla 11. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana D1 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados.	92
Tabla 12. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E1 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados.	93
Tabla 13. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana F1 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	94
Tabla 14. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana G1 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	94
Tabla 15. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana B2 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	95
Tabla 16. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana C2 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	96
Tabla 17. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana D2 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	96
Tabla 18. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E2 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	97
Tabla 19. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana F2 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	98
Tabla 20. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana G2 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	98

Tabla 21. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana D3 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	99
Tabla 22. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E3 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	100
Tabla 23. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana F3 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	100
Tabla 24. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana G3 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	101
Tabla 25. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E4 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	102
Tabla 26. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana F4 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	102
Tabla 27. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana G4 perteneciente al grupo 1 del análisis de conglomerados	103
Tabla 28. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana B3 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados	104
Tabla 29. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana D5 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados	105
Tabla 30. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E6 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados	106

Tabla 31. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana G6 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados	106
Tabla 32. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana G6 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados	107
Tabla 33. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana A4 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados	108
Tabla 34. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana A5 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados	109
Tabla 35. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana A6 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados	110
Tabla 36. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana B5 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados	110
Tabla 37. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana B6 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados	111
Tabla 38. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana C5 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerado.....	112
Tabla 39. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana C6 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados	112
Tabla 40. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana A7 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados	113

Tabla 41. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana C7 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados 114

Tabla 42. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana B7 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados 114

Tabla 43. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana D7 perteneciente al grupo 3 del análisis de conglomerados 115

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema.

El borde occidental de Sudamérica se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas del mundo. Esta actividad sísmica debe su origen al proceso de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana, generando la actual topografía que se caracteriza por la formación de la cordillera Andina (Dewey y Bird, 1970; Dickinson, 1971; Audebaud, 1973). Debido a las estructuras geológicas definidas en esta área y por su potencial sísmico, este proceso, asociado a ambientes tectónicos convergentes, ha sido objeto de numerosos estudios que buscan reflejar, mediante modelos, la geometría de subducción de la placa oceánica (Berazangi e Isacks, 1976).

En general, los autores sugieren que la placa de Nazca posee una geometría muy heterogénea, caracterizada principalmente por presentar diferentes tipos de subducción según el ángulo de buzamiento de la placa debajo del continente, siendo el margen occidental de Perú un ejemplo de la variación del ángulo de subducción que presenta la placa. Sin embargo, existen pocos estudios realizados en la zona basados en el análisis de datos gravimétricos, de los cuales se puede obtener información valiosa que sirva para sustentar los modelos preexistentes que explican este proceso, así como también, comprender las estructuras y eventos tectónicos que causaron la formación de la topografía actual en borde occidental de Sudamérica, como es el caso del trabajo realizado por Araque (2018), quien propuso un modelo de subducción de la placa de Nazca al oeste de Ecuador.

Siguiendo esta línea, se plantea realizar una investigación basada en la integración de datos gravimétricos y eventos sísmicos, con el fin de generar modelos del subsuelo que permitan obtener una mejor comprensión tectónica de la geometría de subducción entre las placas Nazca y Sudamérica al oeste de Perú. Adicionalmente, los resultados

obtenidos en este estudio, permitirán aportar a la comunidad científica información de interés que servirá para complementar la escasa información que se tiene acerca de la integración regional de datos de sismicidad con datos gravimétricos.

1.2. Objetivo general

- ♣ Generar modelos de la geometría de subducción del margen convergente Nazca-Suramérica en el oeste de Perú a partir de la integración de datos gravimétricos satelitales con datos de sismicidad.

1.3. Objetivos específicos.

- ♣ Describir las características y tendencias de las anomalías gravimétricas mediante análisis estadístico.
- ♣ Reconocer los principales rasgos tectónicos y estructurales en el área de estudio a partir del análisis de mapas de anomalías gravimétricas.
- ♣ Determinar variaciones del ángulo de subducción mediante el estudio de la distribución de focos sísmicos en el área.
- ♣ Estimar profundidades del límite entre la corteza y el manto a partir del análisis de espectros radiales de potencia y deconvolución de Euler de datos gravimétricos.

1.4. Justificación

Una de las características geodinámicas más resaltantes que presenta el borde oeste de Perú es la geometría de subducción de la placa de Nazca, la cual presenta variaciones en su ángulo de subducción. Es por ello, que mediante el presente Trabajo Especial de Grado se busca generar modelos perpendiculares y paralelos a la dirección de la subducción, que describan la geometría de la misma en diferentes zonas, por medio de la integración de datos gravimétricos y focos sísmicos. Esto representa un aporte general a la comunidad científica ya que permite comprender el

proceso geodinámico involucrado en la interacción de las placas de Nazca y Sudamérica en el borde oeste de Perú. Además, la interpretación obtenida del análisis de los datos gravimétricos, complementa la información que se tiene acerca de la sismicidad de la zona, disminuyendo así la incertidumbre que existe en los modelos preexistentes. Adicionalmente, podría generar la apertura de nuevas investigaciones que busquen definir la subducción en otras zonas de la Cordillera Andina o de otras zonas de subducción con características similares.

1.5. Localización del área de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada en la región oeste de Perú, enmarcada entre las latitudes 5°S y 25°S y las longitudes 65°W y 80°W (figura 1).

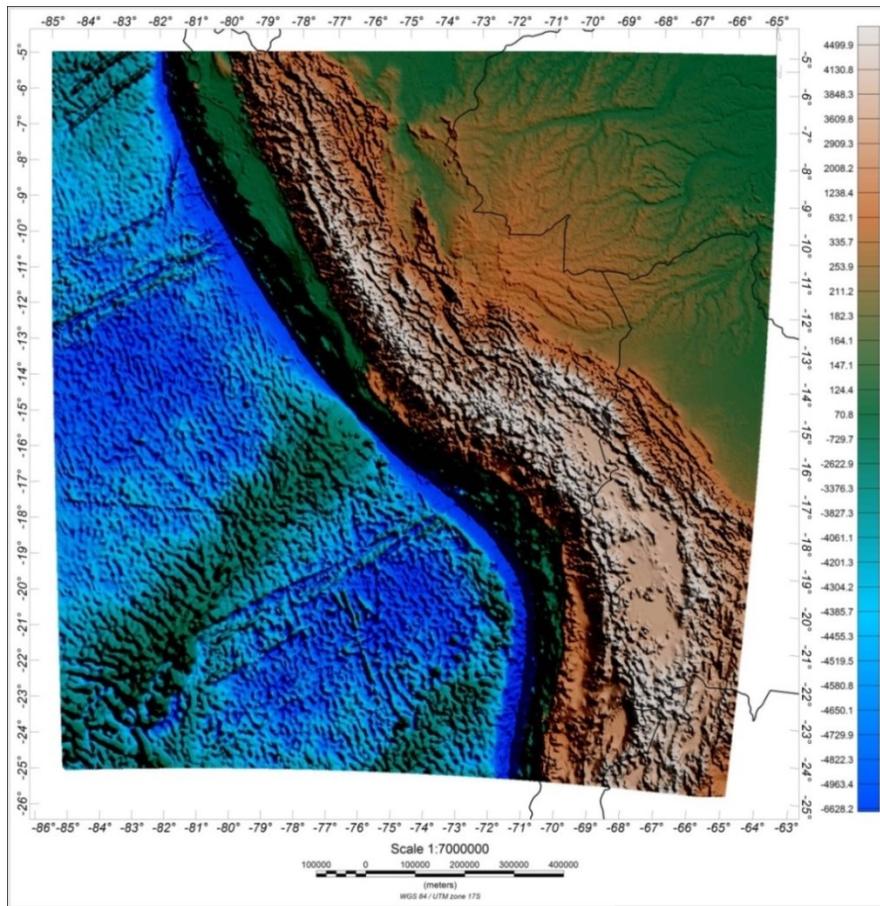


Figura 1. Localización del área de estudio

1.6. Antecedentes.

Barazangui e Isacks (1976-1979) realizaron un estudio detallado de la distribución espacial de terremotos localizados entre 0° y 45°S . Proponen que en la región norte y centro de Perú (entre de 2°S a 15°S), y centro de Chile (entre de 27°S y 33°S), la litosfera oceánica inicia la subducción con un ángulo de buzamiento de 10°E hasta una profundidad de 100 km aproximadamente, mientras que en la región sur de Ecuador (alrededor de 0° a 2°S), en el sur de Perú y al norte de Chile (Entre 15°S y 27°S) el ángulo de subducción es de 30°E continuos hasta alcanzar una profundidad de 300 km. Estos autores postulan la existencia de un desgarre en la litosfera que subduce generando la separación entre el segmento de subducción horizontal y el segmento de subducción normal (figura 2).



Figura 2. Modelo de subducción de la placa de Nazca en Perú (Barazangui e Isacks, 1979).

- Hasegawa y Sacks (1981) utilizaron datos registrados por una red sísmica local instalada en la región Sur de Perú. Según los resultados, debajo de la región sur de Perú hasta el norte de Chile, la placa de Nazca desciende con un ángulo casi constante de 30° . Hacia la región Central, sugieren que durante los primeros 100 km de descenso, la litosfera oceánica ingresa con un ángulo de inclinación cerca de 30° y posteriormente se dobla con un ángulo casi horizontal. Esta losa horizontal se extiende hacia el este durante unos 300 km y luego se sumerge abruptamente en la litosfera continental. Estos autores concluyen que la forma de la placa es continua y que el cambio en el modo de subducción se produce con una contorsión de la placa mostrando que el ancho de la contorsión es de 80 km aproximadamente (figura 3).

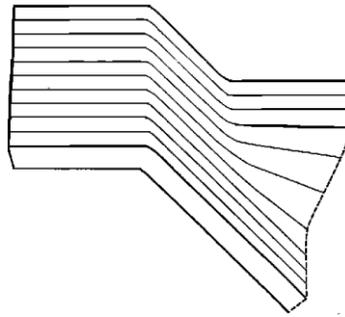


Figura 3. Modelo esquemático de la Placa de Nazca propuesto por Hasegawa e Isacks (1981).

Grange (1984) identifica la existencia de importantes fuentes sismogénicas netamente superficiales, usando datos de una red sísmica local instalada en la región Sur de Perú, así como la forma del proceso de subducción en esta región. El autor postula que el ángulo de subducción es de 30° constante hasta una profundidad de 400 km, el mismo que disminuye hacia la región Central hasta alcanzar profundidades del orden de 100 km. Además, propone que entre ambos modos de subducción la placa cambia de forma por contorsión (figura 4).

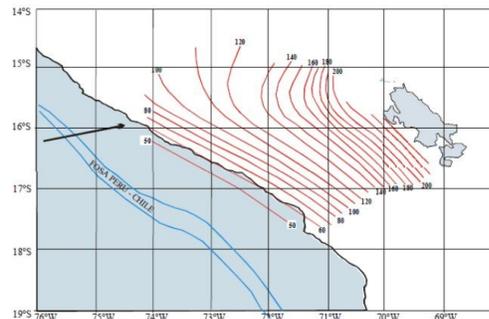


Figura 4. Mapa de curvas de isoprofundidad de la placa de Nazca al sur de Perú (Grange, 1981).

- Schneider y Sacks (1987) examinan el modo de la subducción de la placa de Nazca en la región Sur de Perú a partir de sismos registrados por una red local instalada en esta región. Los autores proponen que la subducción de la litosfera oceánica inicia con un ángulo promedio de 25° . Más allá de 300 km de la zanja, en la región centro sur de Perú, la losa es casi horizontal a 110 km de profundidad. En la parte sur de Perú la losa mantiene un perfil normal, con aumento del buzamiento a unos 40° entre las profundidades de 100 km a 200 km. Agrega, que hacia el noroeste y sureste la litosfera oceánica sufre contorsión de 100 km de ancho aproximadamente a 110 km y 220 km de profundidad con buzamientos de aproximadamente 45° (figura 5).

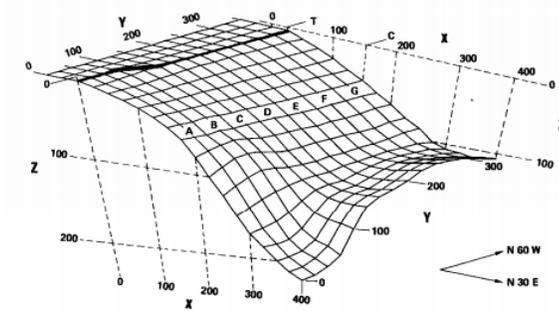


Figura 5. Modelo de subducción para el sur de Perú propuesto por Schneider y Sacks (1987).

- Rodríguez y Tavera (1991) determinaron la geometría de la subducción para la región central de Perú utilizando datos obtenidos de cuatro redes sísmicas locales que funcionaron en diversos periodos de tiempo. A partir de sus resultados, los autores postularon que en la región central, la placa de Nazca subduce con un ángulo promedio de 30° hasta una profundidad que varía entre 100 km y 115 km para luego desplazarse con un ángulo de aproximadamente 17° hasta 650 km de distancia desde la línea de fosa. Hacia la región Sur existe un cambio de tendencia de la superficie, el ángulo se mantiene en 30° hasta una profundidad de 160 km, además indican que la placa de Nazca presenta una flexión continua, en lugar de desgarro, al pasar de un modo de subducción subhorizontal a uno normal (figura 6).

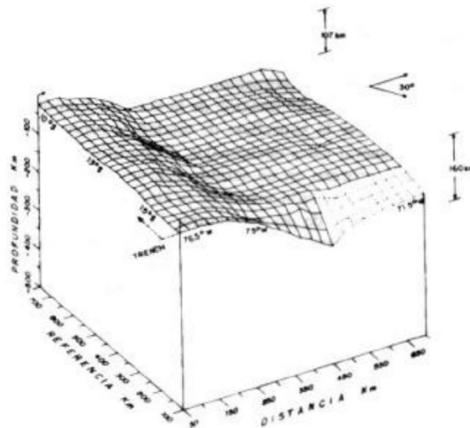


Figura 6. Geometría del proceso de subducción propuesto por Rodríguez y Tavera (1991).

- Cahill e Isacks (1992) lograron obtener un mapa 3D de la geometría de la zona de Wadati- Benioff entre las latitudes de 7°S a 40°S . En este modelo la placa de Nazca se muestra continua por debajo del continente con un ángulo de subducción, desde la

fosa, de 27° a 30° con transiciones hacia el sur de geometrías de subducción plana a geometrías de subducción normal con ángulos de 30° bajo el sur de Perú (cerca de 15°S) y el centro de Chile (cerca de 33°S) las cuales se realizan de manera gradual (figura 7).

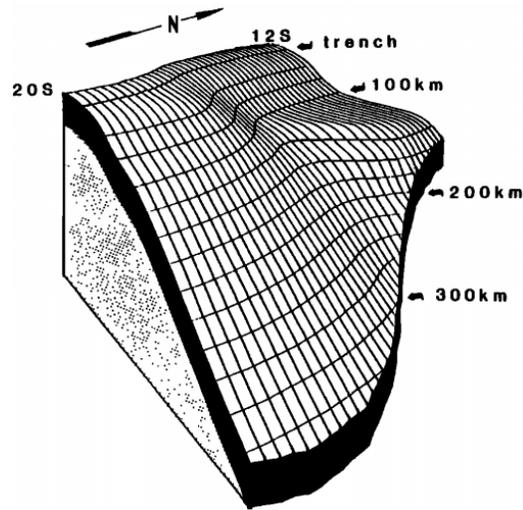


Figura 7. Vista tridimensional de la zona sur del Perú y parte del norte de Chile entre los 12°S y 20°S. Tavera y Bufo (1998) analizaron la geometría de la placa de Nazca utilizando datos del catálogo Nacional Earthquake Information Center (NEIC) entre los años de 1960-1995. En el modelo se observan los dos modos de subducción en Perú: una subducción casi horizontal en las regiones Norte y Centro con profundidades del orden de 100-150km y una subducción con un buzamiento de unos 30° constante hasta profundidades de 300 km en la región Sur. También se han representado los ejes de tensión con el mismo buzamiento que la placa que subduce, lo que permite observar la presencia de un proceso extensivo en dirección E-W asociado al movimiento relativo de las placas. En la zona Sur de la región central de Perú, la orientación del eje de tensión sufre un giro en dirección N-S, coherente con el estado de los esfuerzos que daría lugar a la contorsión de la placa al pasar de una subducción de tipo horizontal (región norte centro) a una con ángulo de inclinación de 30° constante hasta una profundidad del orden de 300 km (figura 8)

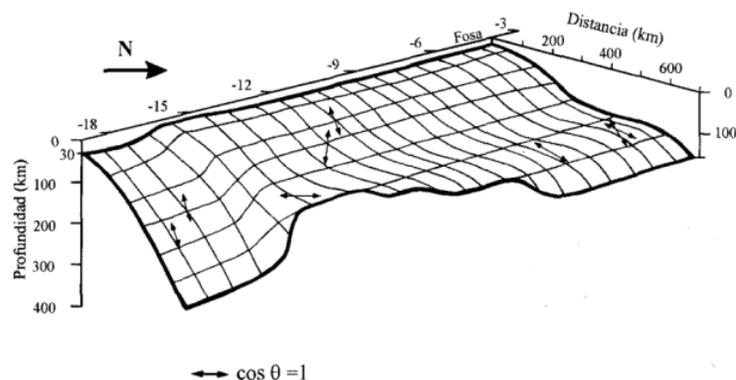


Figura 8. Esquema sismo tectónico para la geometría de la subducción en Perú deducido a partir de la distribución de la sismicidad en profundidad. Las flechas indican la orientación de los ejes de tensión, propuesto por Tavera y Buforn (1998).

Tassara (2006) modeló la anomalía de Bouguer en una región que abarca el Océano Pacífico (85°W) y el margen andino (60°W) entre el norte del Perú (5°S) y la Patagonia (45°S). Presentaron un modelo de densidad que incorpora una representación simplificada de la estructura a 410 km de profundidad. Proponen una placa oceánica con variaciones en su espesor entre 6 y 8 km que ha sido modificada por la interacción con puntos calientes con variación de la densidad en la zona de subducción producto de las reacciones metamórficas y presiones durante el proceso hacia el manto (figura 9). Proponen segmentos de losa plana al sur de Perú y Argentina asociado a la prolongación de las crestas de Nazca y Juan Fernández; sin embargo, indican que la dorsal de Iqueque, que tiene dimensiones similares a la cordillera de Juan Fernández, no genera una losa plana por debajo del altiplano por lo que concluyen que la subducción de las crestas oceánicas es una condición necesaria pero insuficiente para el aplanamiento de la losa (figura 10).

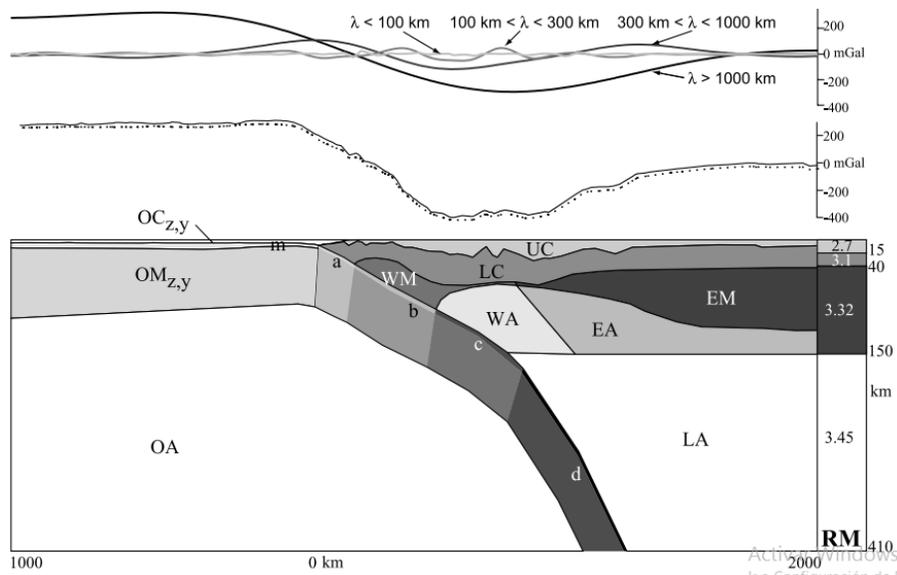


Figura 9. Sección trasversal que muestra la extensión lateral y descendiente de la placa de Nazca (Tassara, 2006).

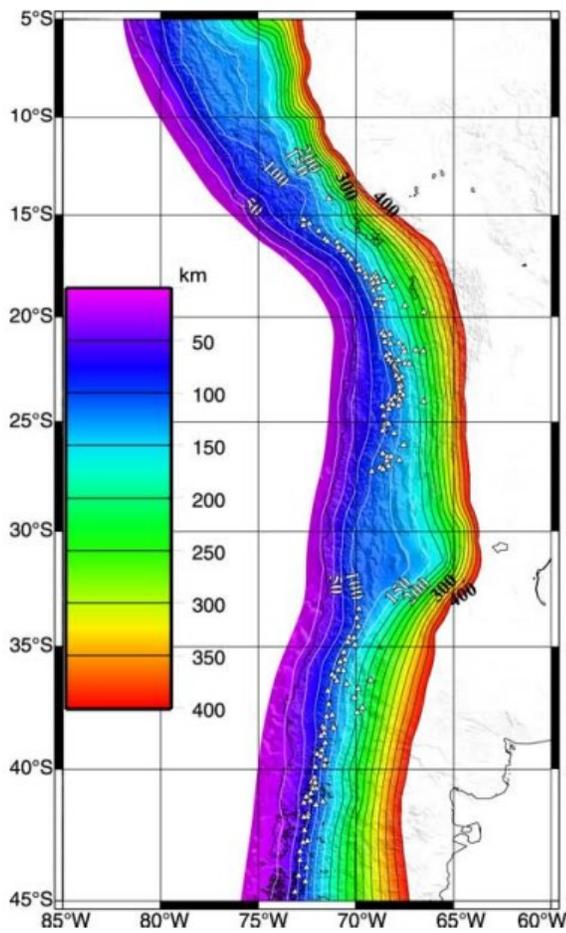


Figura 10. Losa de subducción de Nazca (Tassara, 2006).

CAPÍTULO 2. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2.1. Contexto geodinámico de Perú

La geodinámica del borde occidental de Sudamérica está relacionada principalmente con el proceso de subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa continental Sudamericana creando un margen segmentado por una serie de unidades morfológicas emplazadas de forma paralela a la línea de costa. A continuación se describirán las características de la placa oceánica y la placa continental así como su evolución geológica en el margen occidental de Perú.

2.1.1. Placa de Nazca

La placa de Nazca es una placa tectónica oceánica ubicada hacia el sureste del océano Pacífico y es la responsable de la acreción de la orogenia Andina. Presenta un movimiento en dirección N78°E y una tasa de convergencia variable a lo largo del margen sudamericano. En el borde occidental de Perú, a 12°S, la tasa de convergencia es de aproximadamente 61 mm/año, con subducción oblicua al doblarse en dirección sureste de bajo de la placa de América de Sur (Norabuena et al., 1999).

Es una placa relativamente joven, formada a partir de la ruptura de la placa Farallón durante el Oligoceno (Atwater, 1989). Sus movimientos incluyen convergencia hacia el este con la placa de América del Sur y divergencia con las placas de la Antártida, el Pacífico y Cocos (Norabuena et al., 1999). Sus espesores van de 4 km a 8 km y su composición litológica viene representada por basaltos y gabros, una fina capa sedimentaria que va de 200 m a 2 km de espesor (Tassara, 2006; Krabbenhöft 2004).

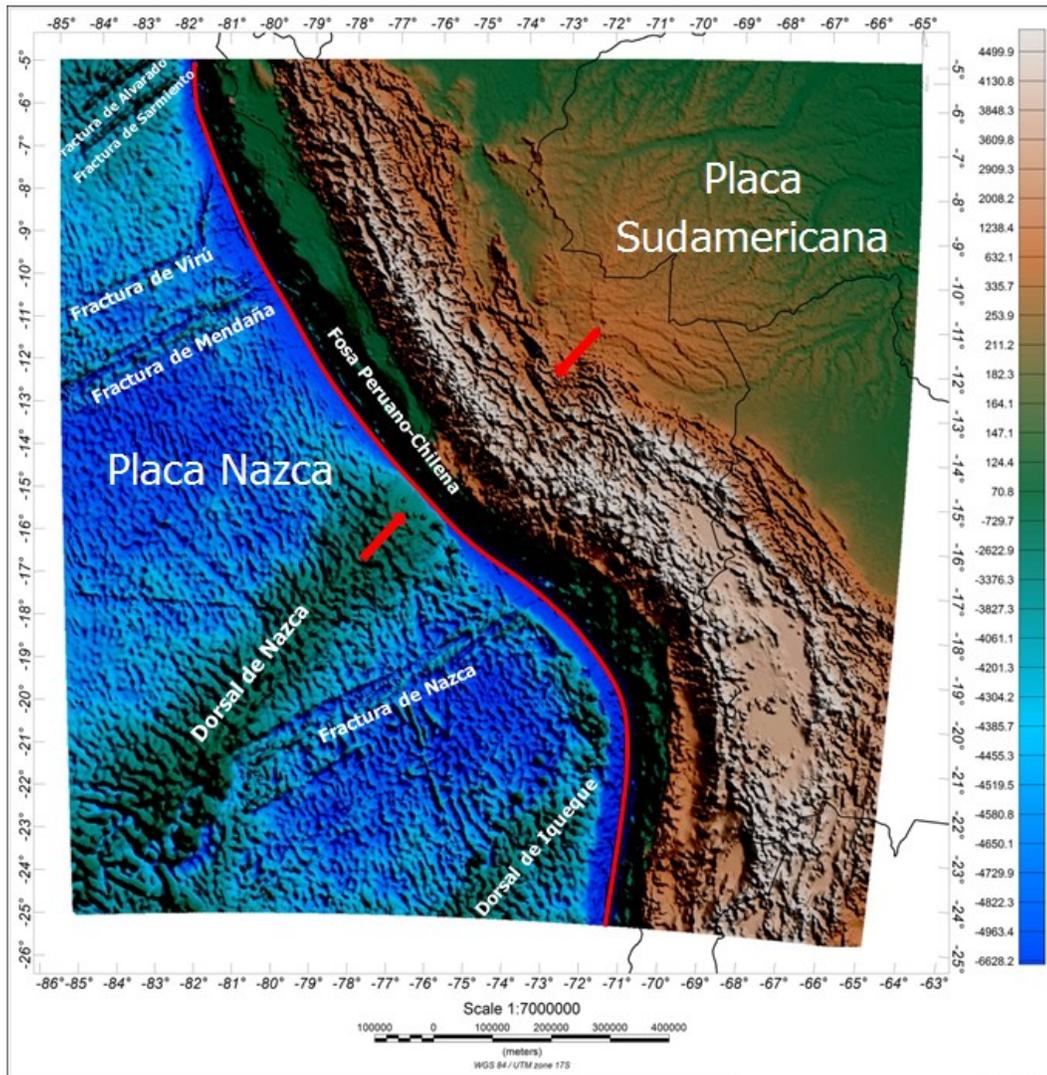


Figura 11. Mapa estructural del área de estudio con las estructuras presentes en la placa Nazca. Las flechas indican la dirección de convergencia de las placas.

2.1.1.1. Fosa del Perú

Representa el inicio de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa sudamericana (figura 11). Posee una pendiente de 20° en el lado oceánico y aproximadamente 50° en el lado continental. Su profundidad varía de un punto a otro debido a su relleno sedimentario irregular, alcanza una profundidad máxima de 6.5 km al frente de Perú, mientras que en el área de la Dorsal de Nazca posee menos de 5 km de profundidad (Hampel, 2002). Hacia los 80°S la fosa tiene una sección

transversal en forma de “v”, lo que explica en parte el pequeño espesor sedimentario que en la mayoría de los casos es inferior a 500 m (Krabbenhöft *et al.*, 2004).

2.1.1.2. Dorsales oceánicas

La placa de Nazca muestra montañas submarinas formadas por el surgimiento de las plumas del manto. La dorsal de Nazca debe su origen a una antigua zona de acreción de la corteza que cesó su actividad hace uno 5 a 10 millones de años aproximadamente durante el Cenozoico temprano (Sébrier *et al.*, 1988; Hampel, 2002), su formación comenzó a lo largo del centro de expansión Pacífico-Farallón/Nazca. Está ubicada en el extremo noroeste de la región sur de Perú, entre las latitudes 14°S y 16°S, con una orientación noreste, longitud de 1100 km y ancho de 200 km que disminuye progresivamente en dirección noreste. Muestra una raíz de litosfera de 35 km haciéndose más delgada en dirección de la cresta hasta alcanzar un grosor de 20 km en la línea de subducción. Litológicamente está compuesta de rocas volcánicas y cubierta por capas sedimentarias, de 300 a 400 m de espesor que disminuye en la zona donde subduce debajo del continente (Hampel *et al.*, 2004) (figura 11).

2.1.1.3. Depresión de Trujillo

Es una estructura tipo graben con un ancho de 5 km, posee una extensión de aproximadamente 270 km de longitud y dirección N30°E (Huchon y Bourgois, 1990). Subduce debajo de la placa continental a 7.5°S y se extiende en profundidad hasta la corteza ígnea de la litosfera oceánica (Heinbockel, 2003).

2.1.1.4. Zonas de fracturas

En el extremo noroeste de la región central de Perú se localiza la zona de fractura de Mendaña con una orientación N65°E, longitud media de aproximadamente 1100 km y un ancho de 150 km (Kulm y Sheidegger, 1983; Hussong *et al.*, 1985). La fractura de Mendaña se considera una grieta de propagación hacia el oeste, formada por la reacción a las tensiones que presenta la placa de Nazca relacionadas con el proceso de

subducción (Warsi *et. al.*, 1983). La misma se amplía hacia la zona de subducción y divide a la litosfera oceánica en diferentes edades, al norte de esta zona de fractura, la placa de Nazca presenta 28 Ma de antigüedad y al sur la litosfera oceánica posee 38 Ma de antigüedad (Yamano y Uyeda, 1990) (figura 12).

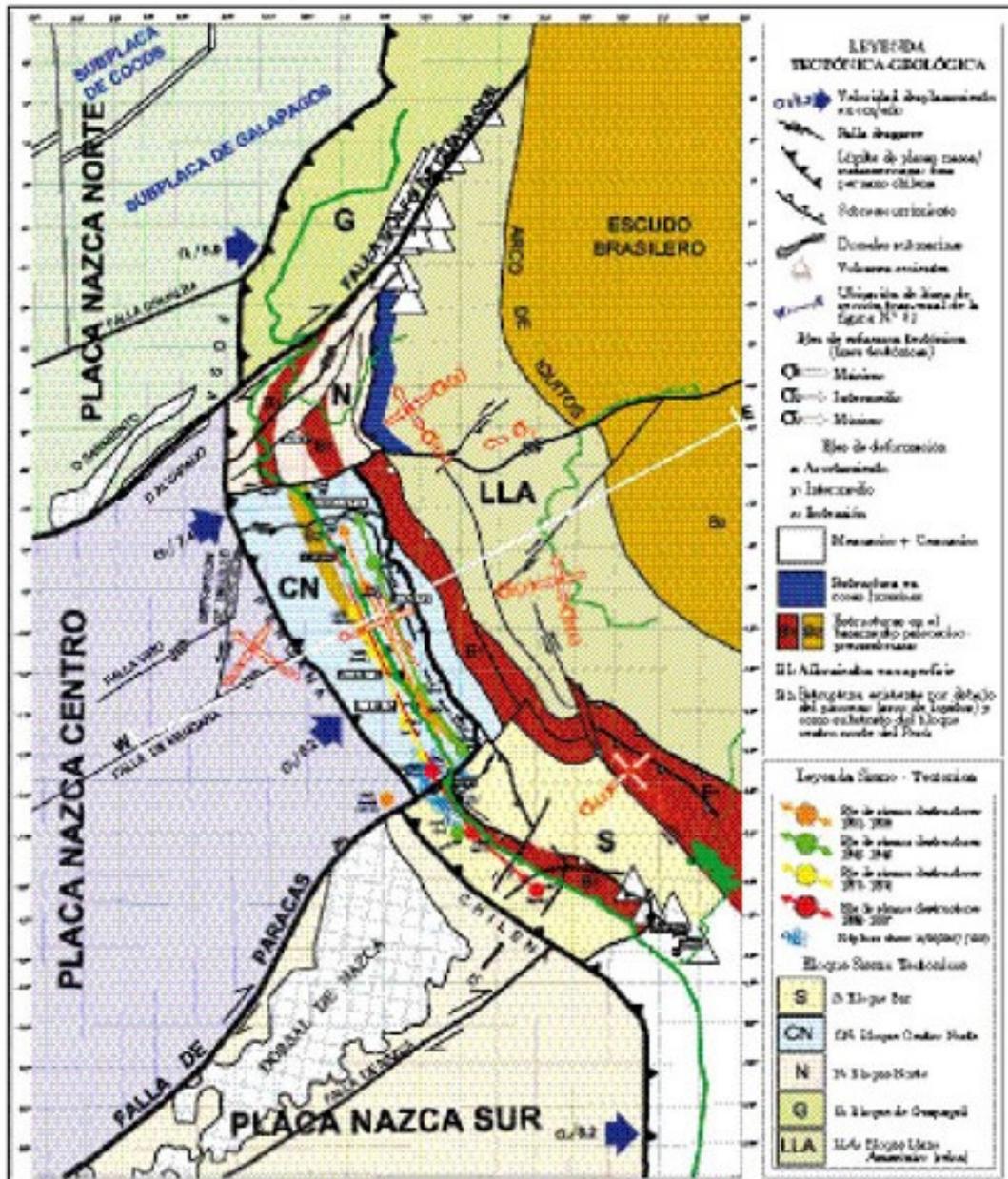


Figura 12. Esquema de las principales estructuras de la Placa de Nazca (Churchill, 2009).

La Zona de fractura de Virú es paralela a la fractura de Mendaña, a 110 km más al norte y se une al canal de Trujillo por medio de una falla inversa con dirección N15°E que conecta a la zona de fractura de Virú con la trinchera Perú-Chile (Huchon y Bourgois, 1990). La zona de fractura de Nazca está ubicada al sur de la cresta de Nazca, al igual que la fractura de Mendaña, esta estructura separa las partes de la Placa de Nazca que poseen diferentes edades. Al sur de esta zona de fractura la corteza oceánica es aproximadamente 6 Ma más vieja (Rosa y Molnar, 1988).

La falla del Golfo de Guayaquil es una falla de desgarre dextral que se ubica en el límite de la placa centro y la subplaca de Galápagos. La falla de Paracas, limita con las placas de Nazca Sur y Nazca Centro, en el continente se presenta con un rumbo noreste y buzamiento del plano de falla de N76°W, continua por debajo de la corteza oceánica siguiendo el frente norte de la dorsal de Nazca y se une con una falla transformante que corta a la dorsal Mesopacífica (Churchill, 2009).

2.1.2. Placa continental Sudamericana.

Por estar localizado en el margen occidental del continente sudamericano, Perú no escapa de la intensa actividad sísmica y tectónica a la cual está sometido todo el margen occidental de Sudamérica. La cordillera andina en la región de Perú presenta una orientación noroeste y posee 250 km de ancho en la región norte y centro de Perú, alcanzando 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Bernard *et. al.*, 1988). Según James (1971) y Ocola (1971), en el sur de Perú, la litosfera continental está constituida por tres capas, una capa superior formada por rocas sedimentarias y volcánicas de aproximadamente 5 km de espesor; una capa media compuesta por rocas graníticas y la capa inferior compuesta de gabros. Los Andes Centrales están divididos por varias provincias morfoestructurales: Cordillera de la Costa, Zona Costera, Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental y Zona Subandina (figura 13)

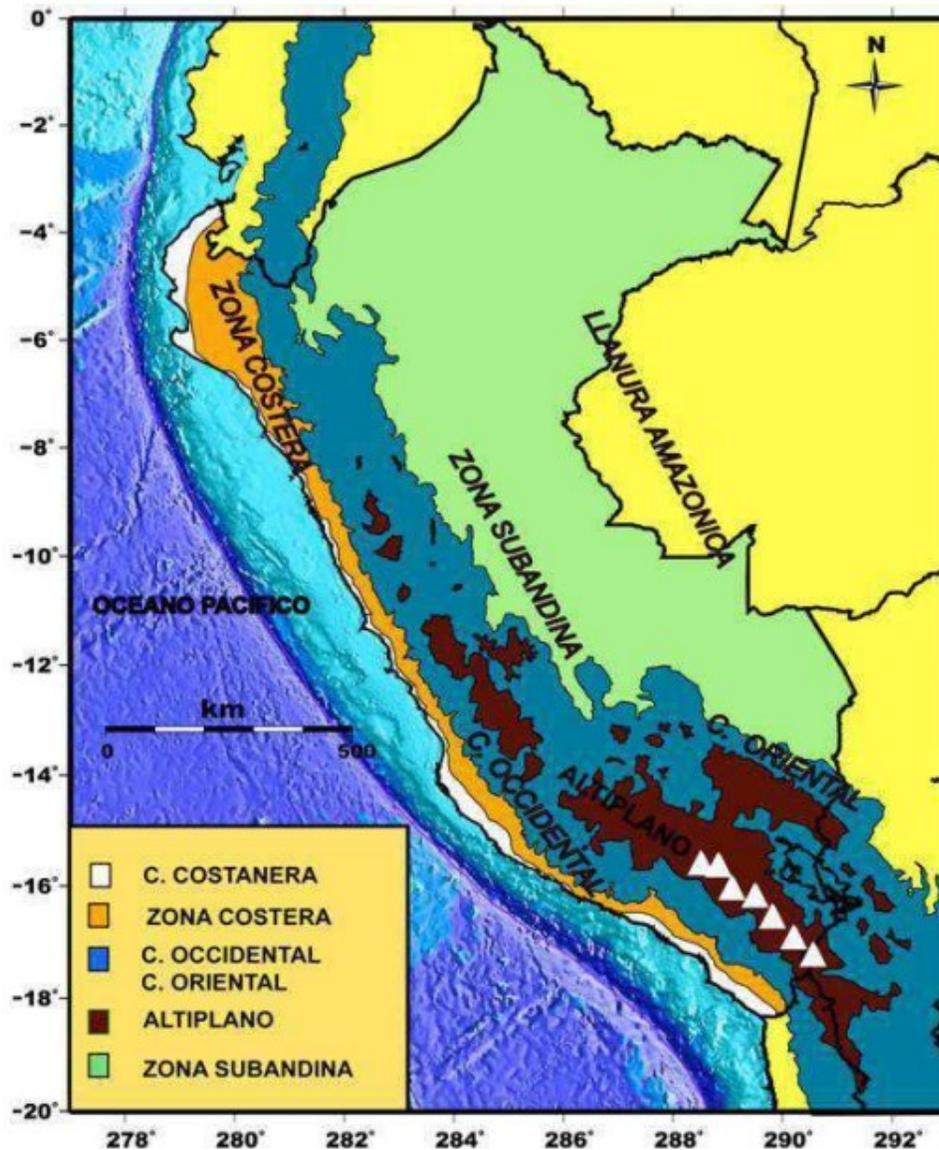


Figura 13. Principales Unidades Geomorfológicas de Perú (Dalmaynac et al, 1980; Tavera y Buforn 1998).

2.1.2.1. Cordillera de la Costa.

Tiene su origen durante las facies tectónicas del precámbrico, se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral, en sentido noroeste, con elevaciones comprendidas entre 900 y 1200 m sobre el nivel del mar. El segmento sur de esta cordillera está formado por el macizo de Arequipa ubicado entre los 14°S y 18°S. En el segmento norte, entre 2°S y 7°S forma parte de la deflexión del noroeste peruano que se

proyecta al territorio ecuatoriano. Entre las latitudes de 6°S a 14°S, esta unidad desaparece debido posiblemente a la subsidencia de una parte del margen continental por efectos tectónicos (Tavera, 2016).

2.1.2.2. Zona costera

La Zona Costanera se encuentra ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental. Desde el punto de vista morfológico, esta unidad es una estrecha franja de terreno que se extiende de Norte a Sur con elevaciones entre 50 y 1500 metros sobre el nivel del mar. En la región Norte y Centro, la unidad tiene anchos que varían entre 16 a 100 km y en la región Sur entre 40 a 50 km aproximadamente. La Zona Costera está constituida por materiales volcánicos y rocas sedimentarias con la presencia de plegamientos suaves en la región Norte (Ingemmet, 1995; Tavera *et. al.*, 2016).

2.1.2.3. Cordillera Occidental

Está formada por secuencias sedimentarias y volcánicas del Mesozoico y el Terciario (Cobbing, 1985). Se destaca por constituir una cadena montañosa de dirección noroeste con rumbos regionales que cambian hacia el oeste en la región de Perú, alcanzando una longitud de 300 km, con anchos que varían entre 90 a 100 km, presenta espesores máximos de corteza de 60 a 74 km.

Se caracteriza por constituir el batolito plutónico andino de mayor volumen representado por extensos cinturones lineales paralelos al margen continental de Sudamérica. El más grande es el batolito costero del Perú, que posee 60 km de ancho, más de 1600 km de largo y se encuentran a una distancia de entre 3 y 4 m de la superficie. Están compuestos principalmente de tonalita y granodiorita ligadas a diques basálticos andesíticos. (Wilson, 1989; Cobbing y Pitcher, 1983). Presenta estratos cretácicos altamente deformados perforados ocasionalmente por pequeños plutones cenozoicos.

2.1.2.4. Cordillera Oriental

Presenta anchos que varían entre los 70 km y 100 km aproximadamente y está constituida litológicamente por rocas metamórficas paleozoicas y precámbricas, cubiertas por sedimentos cretácicos y cenozoicos. A lo largo de la Cordillera Oriental, la corteza tiene un grosor de 55-60 km, a los 20°S presenta un grosor de 70-74 km y en la corteza de la zona subandina tiene espesores intermedios de 43 a 47 km (Cobbing y Pitcher, 1972; Beck, 1996). Está limitada hacia el oeste por la falla Ticalacayan y al este por la fallas San Vicente-Oxapampa-Pozuzo y la falla Tingo María ambas con buzamiento hacia el oeste (Rodríguez, 2010).

2.1.2.5. Zona subandina

La región subandina, ubicada entre la Cordillera Oriental y la Llanura Amazónica presenta zonas montañosas que destacan pero son de menor elevación y presentan rocas de edad paleozoica en el núcleo de sus pliegues. La unidad se caracteriza por la presencia de numerosas fallas inversas, sobrecorrimientos y plegamientos de estratos. La traza de las fallas y los ejes de los pliegues sigue la dirección andina, presentando mayor fallamiento en el frente andino oriental. La corteza de la zona subandina tiene espesores intermedios de 43 a 47 km (Ingemmet, 1995; Tavera, 2016; Beck, 1996).

2.1.2.6. Llanura Amazónica

La Llanura Amazónica se extiende a lo largo de toda la selva peruana, desde Bolivia a Colombia, desde la Región Subandina hasta el Escudo Brasileño. El subsuelo de la Llanura Amazónica está formado por una potente secuencia de sedimentos que descansan sobre rocas mesozoicas. Las estructuras que caracterizan las rocas mesozoicas en la Llanura Amazónica comprenden pliegues abiertos de rumbo andino, con planos axiales verticales a ligeramente inclinados hacia el Oeste, acompañados de fallas de alto ángulo (Ingemmet, 1995).

2.1.2.7. Altiplano

Es una ancha cuenca intermontaña, con un relleno sedimentario mesozoico-cenozoico que alcanza espesores de 10 km. Se encuentra sobre un segmento de la placa de Nazca que posee una inclinación de 30°E. Tiene una extensión de aproximadamente 50.000 km² entre los 21°S y 24°S. Esta unidad se extiende desde la latitud de 9°S con una orientación noroeste formada por un par de depresiones y elevaciones que se prolongan hacia el altiplano Boliviano.

Posee un ancho de 400 km a 18.5°S. Sin embargo, al norte y al sur del Altiplano, las cordilleras se estrechan a menos de 200 km de ancho relacionado con una disminución del acortamiento de la corteza neogénica (Isacks, 1988; Kley, 1999). El altiplano central tiene espesores de la corteza que van de 59 a 64 km el cual disminuye hacia el sur hasta alcanzar un grosor de 50 km en las cercanías de Uyuni, Bolivia a los 20.5 ° de latitud sur (Beck, 1996)

En esta cuenca se ha identificado una capa de muy baja velocidad a una profundidad de 19 km correspondiente a un cuerpo de magma regional asociado a un complejo volcánico. Esta zona volcánica se extiende desde el sur de Perú hasta el norte de Chile, Bolivia y Argentina y la lava perteneciente a estos volcanes es de composición intermedia a ácida (Wilson, 1989).

2.1.2.8. Sistemas de fallas

El origen de los sistemas de fallas presentes en Perú está asociado principalmente a la constante deformación presente en la corteza continental producida por el proceso de subducción (figura 14). Estas fallas se presentan a lo largo de la zona subandina, en el flanco este de la cordillera de Los Andes. En general, su origen se debe a la presencia de fuerzas compresionales, afectando principalmente plegamientos del escudo brasilero. En la región sur de Perú, el sistema de fallas se encuentra, en menor medida, sobre la alta cordillera y en el altiplano. Su origen se debe a procesos extensivos y compresivos. En general el mayor número de fallas son de tipo inverso y evidencian el acortamiento de la corteza.

El sistema de falla regional Satipo-Pangoa-Shora es una falla de tipo inversa, ubicada en la zona subandina de la región de central de Perú. Posee una longitud de aproximadamente 110 km con dirección noreste paralela a la cordillera Andina. Su buzamiento es hacia el suroeste con un alto ángulo de inclinación (Tavera y Bernal, 2008). El sistema de falla Cerro de Pasco-Ayacucho es una falla de tipo inversa con dirección noroeste y controla el flanco oeste de la Cordillera Oriental de Perú central.

El sistema de falla Huancavelica-La Oroya posee una orientación noroeste, limita la zona de la altiplanicie con la Cordillera Oriental y su actividad ha ocasionado plegamientos de las rocas mesozoicas y cenozoicas. Hacia el oeste de este sistema de falla se encuentra el Sistema San Vicente-Oxapampa, el cual corresponde a un sistema de fallas mayor denominado San Vicente-Oxapampa-Pozuzo. Tiene dirección norte-sur, cambiando en la parte norte hacia el noroeste. En general, presenta un buzamiento al oeste y forma el borde este de la Cordillera Oriental. Por lo general, hace cabalgar unidades triásico-jurásico inferior sobre unidades del Jurásico medio. Este sistema de fallas presenta ramificaciones que cambian de dirección este-oeste.

En la región de Lima se encuentra el sistema de fallas Conchao-Cocachacra, el cual controla regionalmente el flanco oeste de la Cordillera Occidental y posee una dirección noreste (Romero, 2008). El sistema de fallas Ica- Islay-llo es de tipo normal, presenta una dirección noroeste y controla la zona costera del sur de Perú (Acosta, 2008; Acosta, 2012).

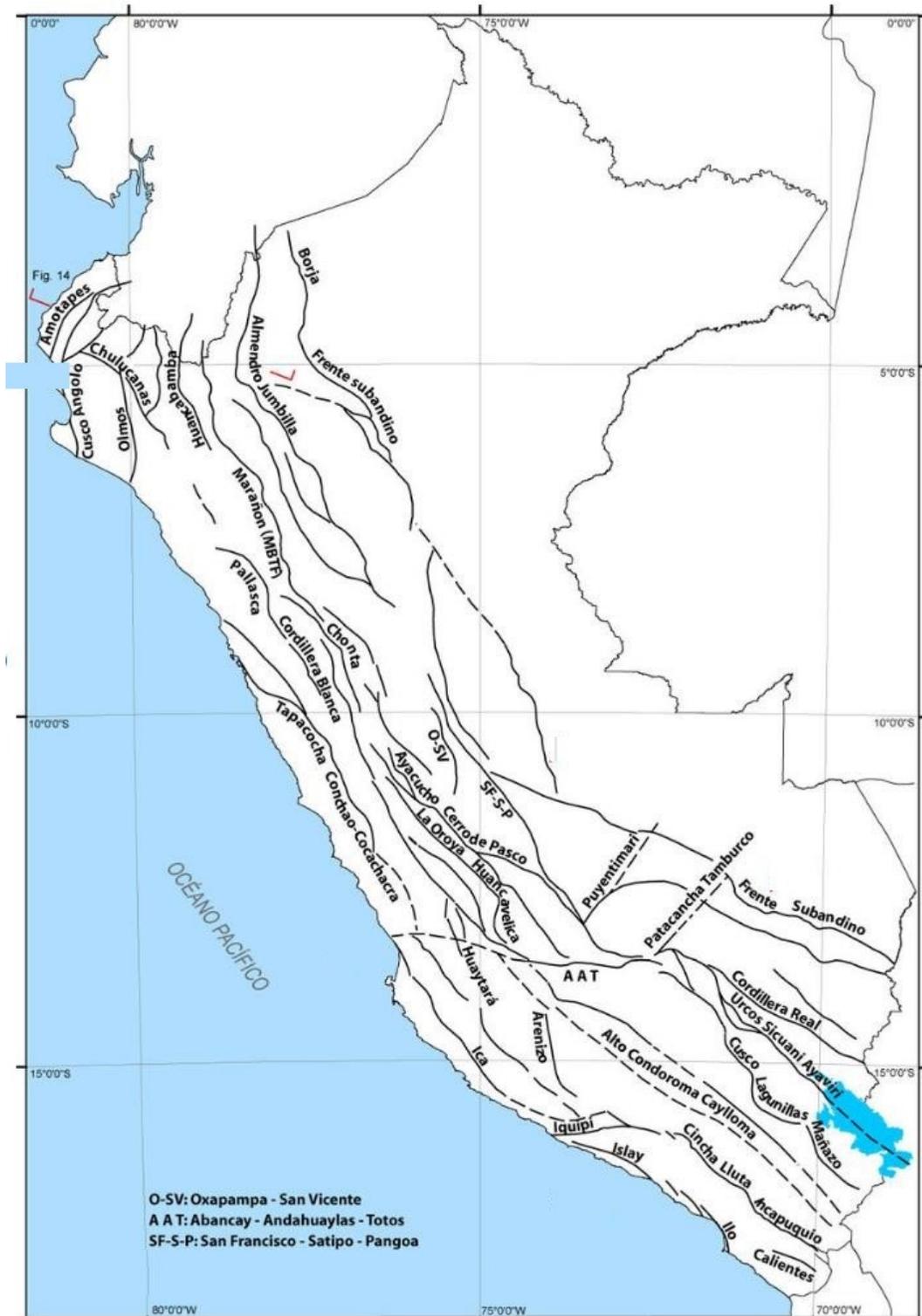


Figura 14. Mapa estructural del Perú mostrando las principales fallas de Perú. Tomado del mapa estructural del Perú a escala 1:1.000.000 de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET.

2.2. Evaluación geodinámica de Perú.

La evolución tectónica de los Andes centrales se caracteriza por una compleja historia de acumulación, orogénesis y extensión del territorio (Ramos, 1999). La acumulación de diferentes bloques precámbricos durante la formación mesoproterozoica tardía de Rodinia generó un basamento andino y proporcionó anisotropías que posteriormente controlan la mayoría de las cuencas fanerozoicas de los Andes centrales (Tankard, 1995; Jaillard, 2000; Chew, 2007; Ramos et. al., 1999; Mišković, 2009). El margen protoandino era un margen continental activo el cual sufrió varios eventos de extensión durante el Paleozoico temprano (500 a 340 Ma) y eventos alternos de compresión y distensión durante el Carbonífero incluyendo el Triásico inferior (340-225 Ma) (Chew, 2007).

En el Triásico medio hasta el Cretácico superior se produce la depresión geosinclinal cerca del margen occidental del continente sudamericano sobre un basamento de rocas pre-mesozoicas. En este periodo se produjo esencialmente el hundimiento, interrumpido solo ocasionalmente por levantamiento y deformación compresiva. Se produjo una sedimentación marina, continental o volcano-sedimentaria de aproximadamente 7000 m de espesor durante esta fase geosinclinal. En el sureste de Perú (altiplano) quedaba levantado durante el Triásico-Jurásico y solo a partir del Cretácico inferior recibe una sedimentación epicontinental.

En el Jurásico inferior comienza la subducción por debajo del margen occidental de América del sur. En este momento y hasta el Cretácico inferior, la subducción era sobre un continente fijo dominado por un régimen extensivo y simultáneamente ocurría actividad en un arco volcánico a lo largo del margen peruano (Atherton, Warden y Sanderson, 1985). Estos eventos provocaron la sedimentación en algunas áreas del centro y sur que se encontraban sumergidas, además del levantamiento y surgimiento de grandes áreas del sur de Perú (Vicente, 1981; Batty y Jaillard, 1989). En este periodo el margen peruano sufrió una serie de transgresiones que dieron lugar a depósitos fluvio-deltaicos en la frontera de la Cordillera Oriental de la cuenca

andina (Kummel, 1948; Benavides, 1956; Megard, 1978). En la parte más occidental del margen se registró una intensa actividad volcánica de un arco magmático que cesó en el Albiano, ya que la parte occidental del margen fue deformada por un primer gran evento contraccional (Megard, 1984)

A finales del Mesozoico, alrededor de los 80 ma, comienza la deformación andina y el levantamiento precoz de la cuenca peruana como consecuencia de la compresión relacionada con la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa sudamericana junto con la apertura del Atlántico sur a nivel de las placas de América y África y el movimiento hacia el oeste de la placa sudamericana. Esto produjo un cambio en el ángulo de subducción de tipo mariana a chilena e impuso una fuerte compresión en el margen andino ocasionando una serie de pliegues distribuidos en la región costera y parte de la cordillera occidental del norte de Perú.

En el Cretácico terminal, en el margen peruano, los mares se mantuvieron con trasgresiones y regresiones marinas en la región septentrional y central del país y se registraron fases tectónicas compresivas interpretadas como fases peruanas que afectaron principalmente la costa, Cordillera occidental y el Altiplano. A lo largo de todo el margen central del norte de Perú, los primeros tiempos coniaciense estuvieron marcados por el inicio de la sedimentación detrítica de granos finos probablemente relacionada con la erosión de zonas costeras tectonizadas localmente (Tschopp, 1953; Benavides, 1956; Pardo y Zúñiga, 1976; Vicente, 1981; Jaillard, 1994; Sempéré, 1994). Después de una trasgresión marina, se generó una fase compresiva en el suroeste de Perú durante el Coniaciano Superior - Santoniano Inferior que produjeron deformaciones locales (Gayet, Marshall y Sempéré, 1991; Jaillard et. al., 1993). Esto generó el levantamiento de la zona costera y áreas de debilidad por fracturas a nivel de frente andino, lo que facilitó el subsecuente emplazamiento de batolitos de la costa cortando series plegadas mesozoicas.

La importante transgresión marina durante el Santoniano Inferior es seguida en el Santoniano Superior - Campaniano Inferior por una amplia regresión sin

deformaciones compresivas significativa. La fase compresiva mayor, del Campaniano Superior, provocó levantamientos de la parte oeste de la margen, permitiendo la creación de cuencas subsidentes de tipo antepaís “*pullapart*” en su parte central y el depósito ampliamente difundido de areniscas en la Cuenca Oriental. El Maestrichtiano fue un periodo de calma tectónica expresado por transgresiones marinas breves las cuales cubrieron la Cuenca Oriental (Gayet, 1991; Jaillard et al., 1993). El margen entre el Maestrichtiano y el Paleoceno, grandes volúmenes de rocas volcánicas y plutónicas fueron emplazadas a lo largo del margen peruano (Laughlin, Damon y Watson, 1968; Beckinsale et. al., 1985; Clark et. al., 1990).

El Paleoceno superior está marcado, a nivel del Pacífico sur, por una modificación de la dirección de convergencia. Esta modificación constituye el primer evento del periodo de reorganización de la geometría de las placas a la escala del planeta que caracteriza el Eoceno. Este proceso afectó principalmente a los segmentos norte y central del Perú y se caracteriza por el intenso plegamiento, fajas de orientación noroeste y fallamiento (rumbo noreste), todo ello como respuesta del aumento de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Durante el Eoceno tardío ocurrió una fase de acortamiento que causó un extenso plegamiento y fallas inversas en el canal occidental, y la formación de un cinturón de empuje plegado a lo largo todo el límite axial del canal occidental (Dalmayrac, Laubacher y Marroco, 1980; Megard, 1984; Mourier, 1988). La principal fase de acortamiento del Eoceno tardío está marcada por un importante desplazamiento hacia el este del frente magmático y por el dramático ensanchamiento del arco magmático que alcanzó el borde occidental de la cuenca oriental (actual Cordillera Oriental). El Oligoceno se caracterizó con la disminución de la tasa de convergencia, dando como resultado la disminución del vulcanismo, la dirección de convergencia ha rotado en sentido horario hasta E – W, producto de la ruptura de la placa Farallón. La última Fase Incaica (Fase Inca IV, 23 – 22 Ma) corresponde al reinicio de la alta convergencia de placas. Se produce el magmatismo que se asocia al primer evento de

emplazamiento de sistemas porfiríticos en Cajamarca (Camus, 2007), que se hospedan en rocas mesozoicas deformadas.

El Mioceno temprano corresponde a una aceleración de la convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (8 cm/ año - 11 cm/ año) en dirección casi perpendicular a la fosa Perú-Chile (fase Quechua). Este proceso generó eventos compresivos que afectaron a la Cordillera Oriental, el Altiplano y la Cordillera Occidental, reactivó estructuras de la faja plegada y corrida de Marañón (McKee y Noble 1983; Megard, 1984; Sébrier et al., 1988). Durante el Mioceno medio el pulso es principalmente dextral que generó muchos conjuntos de fallas de orientación NE-SW (Megard et. al., 1984). La edad de este pulso compresivo se encuentra entre los 9.5 y 8.5 Ma. Por último la fase Quechua 3 (Soulas, 1977) se caracteriza por un acortamiento en dirección E-W y está datada hace cerca de 6 Ma en la zona de Ayacucho pero se considera de edad pliocena en la zona subandina donde se desarrolla la Faja Plegada y Corrida Subandina.

Desde los tiempos del Plioceno, Los Andes se levantaron por lo menos 3000 metros. La faja plegada sobrecorrida de la zona subandina continúa su propagación al antepaís. Sin embargo, el alto andino y las tierras bajas del Pacífico experimentaron fallas de rumbo e inversión de fallas (Sébrier y Soler, 1991). El último evento de la Tectónica Quechua (Quechua IV) conocida por algunos autores como Fase Tectónica Pliocena, es la responsable de la totalidad del levantamiento de Los Andes, el mayor levantamiento se ha producido en el Plio-Cuaternario; según Dalmayrac, Laubacher y Marocco (1988), dicho levantamiento es del orden de 200 m., el cual es evidenciado por el encajonamiento profundo de los valles andinos.

CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO

3.1. Métodos gravimétricos.

El método gravimétrico se encarga de medir las variaciones del campo gravitacional terrestre que resultan de la distribución y de los cambios en la densidad de las rocas presentes en el subsuelo. Estas variaciones de gravedad son utilizadas en geofísica para interpretar el comportamiento de las estructuras que conforman el subsuelo y el contraste de densidades de los cuerpos (Dobrin, 1980).

3.1.1. Ley de Gravitación Universal

La Ley de Gravitación Universal describe la interacción gravitatoria entre distintos cuerpos. Supone que la fuerza entre dos partículas de masas m_1 y m_2 es directamente proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre los centros de masas:

$$F = G^* \frac{m_1 * m_2}{r^2} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Donde $G=6.673 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$, representa la constante de gravitación universal y r es la distancia entre dos masas.

3.1.2. Campo gravitacional terrestre

Si se considera, por una parte, un cuerpo pequeño de masa m_1 de radio despreciable, atraído por un cuerpo de masa grande $m_2=M$, y radio R . Por otra parte, se considera la misma masa m_1 sometida a una fuerza de atracción gravitatoria, dada por la Segunda Ley de Newton, la cual establece que la fuerza de atracción F es igual al producto de la masa por la m_1 por la aceleración g , entonces, a partir de la ecuación 3.1. se tiene que la aceleración de la gravedad g medida sobre la superficie terrestre vendrá dada por la ecuación 2 (Kearey, 2002).

$$g = G^* \frac{M}{R^2} \quad (\text{Ecuación 2})$$

La aceleración de gravedad varía aproximadamente de 978 Gal en el ecuador a 983 Gal en los polos. La atracción gravitatoria no es constante en toda la superficie terrestre debido a que la Tierra no es perfectamente homogénea ni esférica. Por lo que los valores de gravedad observados dependen de la latitud, altura, topografía, efectos de mareas y la distribución de masas en el subsuelo. (Milson, 2003; Telford, 1990).

3.1.3. Geoide y Elipsoide

Por definición el geoide es la superficie física equipotencial del campo de gravedad terrestre que se aproxima a la superficie del mar en equilibrio estático el cual se le asigna una continuación ficticia por debajo de los continentes. En esta superficie, la densidad de la Tierra tiene un efecto sobre el geoide, provocando que ésta se eleve en las regiones más densas y disminuya en las regiones menos densas.

El elipsoide representa un modelo matemático general a través del cual se puede calcular la gravedad teórica de la Tierra, tomando en cuenta que ésta no es perfectamente esférica. Esta superficie se origina al hacer rotar una elipse sobre su eje menor. Esta elipse de revolución aproxima la forma terrestre, haciendo coincidir el eje de rotación con el eje menor del elipsoide. La diferencia que existe entre el elipsoide y la topografía es definida como altura elipsoidal (Lowrie, 2007).

3.1.4. Modelo geopotencial EIGEN-6C4

El modelo EIGEN-6C4 (*European Improved Gravity model of the Earth by New techniques*) es un modelo combinado gravitacional global, el cual permite calcular los valores de las ondulaciones del geoide. Es un modelo combinado que incluye datos satelitales, terrestres y aerotransportados construido a partir de armónicos esféricos hasta el orden y grado 2190 (correspondiente a aproximadamente 9 km de resolución espacial en superficie) por el trabajo conjunto del GFZ (Centro de Investigación Geográfica, GFZ por sus siglas en alemán de *GeoForschungszentrum*) Postdam y el GRGS/CNES Toulouse (Förste, 2014).

La solución del EIGEN-6C4 se obtuvo a partir de una combinación de datos gravimétricos satelitales de la misión GOCE (*Gravity Field and Ocean Circulation Explorer*), datos de alcance laser satelital de la misión LAGEOS (*Laser Geodynamics Satellite*) y datos de banda K entre el año 2003 y 2012 de misiones GRACE (*Gravity Field and Ocean Circulation Explorer*), incrementada con los datos de gravedad en superficie DTU10, los cuales se completan hasta el grado y el orden 1440, junto con la combinación de levantamientos terrestres y marinos de altimetría sobre los océanos a partir del modelo EGM2008 (Earth Gravimetric Model 2008).

3.1.5. Reducciones de gravedad

Las lecturas de gravedad observada se ven afectadas por diferentes factores que generalmente interfieren en las variaciones de gravedad, relacionadas con la geología de la zona de estudio. Por lo que para el procesamiento de datos gravimétricos es importante disminuir estos efectos, los cuales pueden ser filtrados mediante la aplicación de diversas correcciones (Jacoby y Smilde, 2009).

- **Corrección por latitud**

La rotación de la Tierra y su forma producen un cambio en la gravedad con la latitud. La aceleración centrífuga de un punto en la superficie es máxima en el ecuador y nula en los polos. Aunado a esto, la verdadera forma corresponde a un esferoide, cuya diferencia en el radio ecuatorial y polar es de 21 km aproximadamente. En consecuencia, los puntos cerca del ecuador están más lejos del centro de la masa que los que están en el polo causando una variación de gravedad que aumenta desde el ecuador hacia los polos (Hinze, 2005).

Para corregir este efecto se calcula el valor de gravedad en el nivel del mar, en cualquier punto de la superficie de la Tierra y se resta de la gravedad observada para corregir la variación por latitud mediante la fórmula Somigliana (1930).

$$G_t = \frac{g_e(1+k\text{seno}^2\varphi)}{\sqrt{1-e^2\text{seno}^2\varphi}} \quad mGal \quad (\text{Ecuación 3})$$

Para el elipsoide GRS80, las constantes tienen los siguientes valores:

- $g_e=978932.67715$
- $k=0.001931851353$
- $e^2=0.0066943800229$
- $\varphi=$ Latitud en grados

- **Corrección por mareas**

El valor normal de la intensidad de la gravedad en cualquier punto varía durante el día por efecto de las mareas solares y lunares, ya que la posición de la Luna y el Sol varían a lo largo del día (Dobrin, 1980). Esto produce efecto en los océanos, la atmósfera y el cuerpo sólido del planeta, generando pequeñas deformaciones en la superficie de la Tierra y el ascenso o descenso del nivel del mar (mareas), lo que origina cambios medibles de gravedad con variaciones que pueden llegar a tener una amplitud de hasta 0.3 miligales, por lo que en estudios de precisión es necesario que este efecto sea corregido (Telford, 2004).

- **Corrección por deriva**

La deriva es la variación que presentan las lecturas en una misma estación con respecto al tiempo, producto de la fatiga de los resortes del instrumento o por cambios de presión y temperatura (Lowrie, 2007). En consecuencia, es necesario calcular el valor de la deriva instrumental para cada estación y compensar la variación de las lecturas de gravedad. Este efecto puede corregirse calculando la diferencia entre las lecturas de inicio y cierre efectuado en la estación base del circuito (Ecuación 4).

$$Deriva = \frac{T_{min}(L_{final}-L_{inicial})}{T_{total}} \quad (\text{Ecuación 4})$$

Donde:

- Deriva=Deriva instrumental del gravímetro
- T_{min} = Tiempo de la medición en minutos

- L_{final} =Lectura final del gravímetro.
- $L_{inicial}$ =Lectura inicial del gravímetro.
- T_{total} =Tiempo total de todas las mediciones en minutos

Una vez calculada la deriva instrumental, se reparte el error proporcionalmente en el tiempo, obteniendo las lecturas corregidas mediante la Ecuación 5. Este efecto se corrige con el fin de determinar el valor que mejor se aproxime a aquel que se hubiera obtenido si las medidas se fueran realizadas simultáneamente con el mismo instrumento.

$$Lectura_{corregida} = Lectura * Deriva * t \quad \text{(Ecuación 5)}$$

Donde t es el tiempo transcurrido entre la lectura inicial y la lectura tomada de cada una de las estaciones.

- **Corrección por altitud o corrección de aire libre**

El gradiente y los valores de gravedad disminuyen con la altura en la medida de que el punto de medición se aleje del centro de la Tierra (Dobrin, 1980), lo que indica que si la estación y la base no están en el mismo nivel, entonces existirá una diferencia de gravedades entre las dos. El signo de esta corrección es positivo, cuando la estación está dada por encima del datum y negativo en caso contrario. Convencionalmente, se utiliza la ecuación de aproximación de primer orden (ecuación 6).

$$C_{al} = 0.3086.h \quad mGal \quad \text{(Ecuación 6)}$$

- **Corrección de Bouguer**

La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción del material rocoso que se encuentra entre el nivel de referencia y la estación. Esta corrección en mGal, se calcula considerando el material del terreno como una losa de gran extensión lateral y de espesor h igual a la diferencia de cotas, la atracción sobre la estación se calcula mediante la ecuación 7. La corrección es negativa si la estación se encuentra por

encima del nivel de referencia, eliminando la atracción del material sobre la estación. En caso contrario se suma, contrarrestando el déficit del material en la estación y disminuyendo así el efecto atractivo.

$$C_{Bouguer} = \pm 0.04191 \rho h \text{ mGal} \quad (\text{Ecuación 7})$$

- **Corrección topográfica**

La corrección topográfica existe como una forma de eliminar el efecto de depresiones y elevaciones en el terreno que no son tomados en cuenta por la corrección de Bouguer (Dobrin, 1980). Esta corrección será positiva si existen montañas que se encuentren por encima de la estación, ya que éstas ejercen una atracción que se opone a la gravedad traduciéndose en un efecto negativo, el cual se compensará con una corrección positiva. Asimismo, si en lugar de una montaña existe un valle, éste ocupará una región asumida por la corrección de Bouguer, ejerciendo una atracción gravitatoria hacia abajo por lo que la corrección del terreno debe compensar de manera positiva este exceso de masa (Milson, 2003).

3.1.6. Anomalías gravimétricas

Es la diferencia entre el valor de gravedad corregido y el valor teórico de la gravedad en el esferoide, para la latitud y longitud de la estación conocida. Este resultado representa el contraste de densidades de las rocas que existen debajo del plano de referencia (Dobrin 1980). Si solo se ha aplicado la corrección de aire libre a los valores de gravedad, se obtendrá la anomalía de aire libre, dada por la siguiente ecuación:

$$A_{Al} = G_{obs} + C_{Al} - G_{teo} \quad (\text{Ecuación 8})$$

Donde:

- A_{Al} = Anomalía de aire libre.
- G_{obs} = Gravedad observada.
- G_{teo} = Gravedad teórica.

- C_{Al} =Corrección de aire libre.

En el caso en que además de la corrección de aire libre también se apliquen la corrección topográfica y la corrección de Bouguer, se obtendrá la anomalía de Bouguer completa, la cual viene dada por la ecuación 9. Las variaciones de las anomalías de Bouguer sobre una región reflejarán los cambios de densidad que existen por debajo del nivel de referencia.

$$A_B = G_{obs} + (C_{Al} - C_B + C_T) - G_{teo} \quad (\text{Ecuación 9})$$

Donde:

- A_B =Anomalía de Bouguer.
- C_B =Corrección de Bouguer.
- C_T =Corrección topográfica.

3.2. Análisis espectral

El análisis espectral es una herramienta que permite separar la contribución de las distintas fuentes anómalas en función del número de onda radial de la señal completa (Spector & Grant, 1970). Permite verificar la distribución de la energía de la fuente en función de la frecuencia, para que por medio de las relaciones entre la amplitud y la fase se pueda apreciar la profundidad de tal fuente (Bhattacharyya y Lei- Kuang, 1975).

El logaritmo del espectro de potencia de una distribución irregular de masas a profundidad constante genera una gráfica aproximadamente lineal, donde se muestra en el eje horizontal el número de onda (K) y en el eje vertical el logaritmo neperiano de la potencia (Ln (P)). Al ajustar la curva mediante una recta de máximo ajuste, se puede lograr la estimación de la profundidad de la fuente a través de la división de la pendiente del logaritmo del espectro, para cada posible fuente, entre 4π (ecuación 12).

$$h = \frac{m}{4\pi} \quad (\text{Ecuación 12})$$

Donde

- h= profundidad del tope del cuerpo geológico
- m= la pendiente de la curva.

Un típico espectro de energía puede estar compuesto hasta por cuatro componentes (fuente profunda, intermedia, somera y ruido), donde cada línea de ajuste define intervalos de frecuencias en el espectro, producidas por una fuente que genera anomalías, de manera tal, que la pendiente de la recta está directamente relacionada con el tope o límites de las estructuras que conforman dicha fuente. Cuanto mayor sea la pendiente de la recta, más profunda se encuentran las masas que generan anomalías (Spector & Grant, 1970).

3.3. Separación regional y residual

Los resultados producto del cálculo de las anomalías gravimétricas generan una respuesta total del contenido de frecuencias de la región estudiada. Es por ello que en todo estudio gravimétrico es necesario realizar la separación regional y residual al mapa de anomalías de Bouguer, para visualizar de manera independiente los efectos producidos tanto por fuentes regionales como superficiales.

La extensión horizontal de una anomalía frecuentemente es llamada longitud de onda aparente y corresponde a la medida de su profundidad de la masa anómala. Una anomalía regional está representada por ondas largas generadas por la configuración estructural de la corteza terrestre, permitiendo su estudio estructural a gran escala debajo de los mayores rasgos geográficos, cordilleras montañosas, crestas oceánicas y zonas de subducción. Por otro lado, las anomalías residuales presentan longitudes de menor extensión asociadas a estructuras del subsuelo cercanos a la superficie, su interpretación requiere tener un conocimiento de la geología de la zona (Rodríguez, 1974; Lowrie, 2007).

La separación de las anomalías se expresa matemáticamente como la suma de la componente anómala regional y la residual (ecuación 13)

$$A_B = AB_{regional} + AB_{residual} \quad (\text{Ecuación 13})$$

Donde

- A_B =Valor de anomalía de Bouguer total
- $AB_{regional}$ = Valor de la componente regional
- $AB_{residual}$ = Valor de la componente residual

3.4. Continuación analítica hacia arriba.

Consiste en el hecho de que a mayor altura de la fuente, las anomalías disminuyen de distinta manera, según la profundidad y dimensiones de la fuente origen. Las anomalías de los cuerpos pequeños y que yacen a poca profundidad, decrecen con mayor rapidez que las anomalías de objetos más grandes y de mayor profundidad. Es utilizado en la práctica de la interpretación generalmente para remover los efectos de fuentes someras y ruidos en los mallados (Mironov, 1977; Geosoft, 2007). A partir de la ecuación 14 se aplica la continuación analítica hacia arriba.

$$L(r) = e^{-hr} \quad (\text{Ecuación 14})$$

Donde

- h = Distancia en unidad de tierra, relativo al plano de observación.
- r = Número de onda (figura 15)

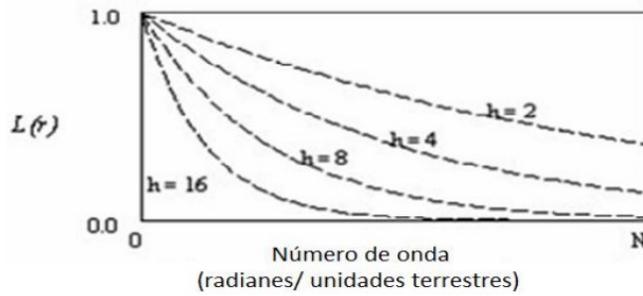


Figura 15. Continuación hacia arriba. (Tomado y modificado de Geosoft, 2007).

3.5. Filtro Gaussiano

Es un filtro de suavizado que es muy usado para aplicaciones paso bajo y paso alto expresándose mediante la siguiente ecuación:

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_o^2}} \quad (\text{Ecuación 15})$$

Donde

- k_o = Desviación estándar de la función de Gauss (Figura 16)

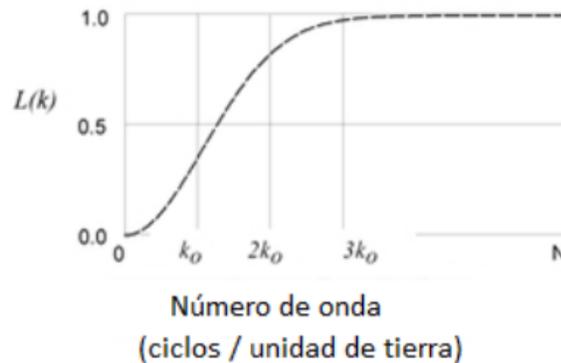


Figura 16. Filtro Gaussiano (modificado de Geosoft 2007).

3.6. Derivadas direccionales

En ocasiones ciertas anomalías superficiales y limitadas en profundidad y extensión lateral pueden estar opacadas por la presencia de fuertes efectos asociados a eventos

profundos y de mayores dimensiones (Gupta y Ramani, 1982). Las derivadas direccionales proporcionan una importante técnica para el realce de las anomalías provocadas por estructuras más pequeñas y superficiales simplificando el problema de determinación de los parámetros del cuerpo.

La separación consiste en aumentar la dimensión del cuerpo perturbador y al aumentar el grado de las derivadas, la atracción del cuerpo es n veces mayor que la de la primera derivada. De esta manera mientras mayor sea el orden de la derivada, con mayor intensidad ésta reflejará la influencia de las masas no muy grandes minimizando la influencia de los grandes cuerpos (Mironov, 1977).

3.7. Deconvolución de Euler

El método estándar de Euler está basado en la ecuación de homogeneidad de Euler la cual relaciona el potencial gravimétrico y los gradientes de las componentes con la localización de las fuentes y el grado de homogeneidad N el cual puede ser interpretado como un índice estructural (Thompson, 1982). Es usada para delimitar contactos y estimar profundidades del techo de las estructuras de una forma rápida. La calidad de la estimación de la profundidad depende en gran parte de la elección adecuada de los parámetros y de un apropiado muestreo de los datos (Keating, 1998). Es expresado como:

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = -N(f - B) \quad (\text{Ecuación 15})$$

Donde

- x, y, z = ubicación de la medición
- x_0, y_0, z_0 = Ubicación de la fuente anómala
- f = Campo potencial
- B = Nivel base de referencia del campo observado
- N = Índice estructural.

El valor del índice estructural N (tabla 1) corresponde a una medida de proporción de cambio con la distancia de un campo potencial y , por ende, es una función de la geometría asociada a un cuerpo (Reid, 1990).

Tabla 1. Índices estructurales en función del campo gravimétrico y cuerpos geológicos (Geosft Inc, 2005).

SI	Campo Gravimétrico
0.0	Sill/Diques/Saltos
0.5	Laminaciones mineralizadas
1.0	Cilindros
2.0	Esferas

3.8. Anomalías gravimétricas en zonas de subducción.

Las zonas de subducción se encuentran principalmente en los márgenes convergentes y arcos de islas. Por lo general las anomalías en estas zonas poseen una configuración alargada, estrecha e intensa, esta relación se ilustra en la figura 17 en donde se observa la relación de la anomalía de aire libre con la estructura de una zona de subducción de la zanja de Chile a 23°S. Los datos de refracción definen el espesor de la corteza oceánica y la corteza continental, la integración de los datos térmicos y petrológicos definen en el modelo la densidad de la estructura del manto y de la litosfera que subduce (figura 17.c) (Lowrie, 2007).

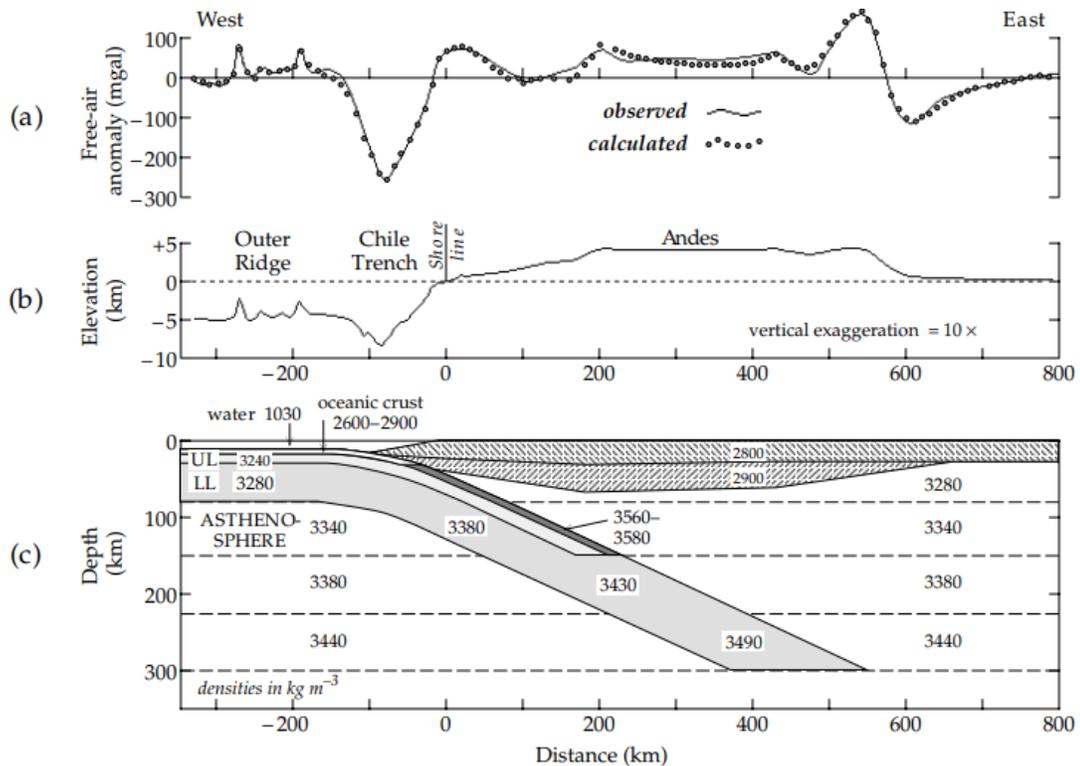


Figura 17 Anomalia de aire libre calculada a través de una zona de subducción. (a): curva de anomalía de aire libre, (b): topografía del perfil que atraviesa Chile la trinchera y cordillera de los Andes en 23°S, (c): geometría del modelo basado en la sísmica.

La cordillera de Los Andes produce grandes anomalías de Bouguer negativas producto del incremento del espesor de la corteza continental. Entre los Andes y la línea costera de Océano Pacífico se encuentra una fuerte línea positiva asociada a la subducción de la placa de Nazca bajo América del Sur. La subducción expone temperaturas y presiones más altas, pero debido a que la losa desciende más rápido de lo que se puede calentar, el aumento de densidad que acompaña a una mayor profundidad y presión supera la disminución de la densidad debida a altas temperaturas.

Cuando la corteza oceánica subduce a profundidades de 30-80 km, el basalto cambia a fase eclogita, que tienen una densidad más alta (3560-3580 kg/m^3) que las rocas del manto superior; estos efectos se combinan para producir la anomalía positiva de aire libre (Lowrie, 2007).

3.9. Sismicidad.

Un sismo es la vibración de la Tierra producida por una rápida liberación de energía de rocas que se fragmentan debido a que han sido sometidas a esfuerzos que superan sus límites elásticos. Por lo general, los movimientos producidos por los sismos se desarrollan a lo largo de fallas que suelen estar asociados a límites entre placas. La energía liberada irradia en forma de ondas en todas las direcciones desde el origen del sismo, denominado foco o hipocentro, y su proyección en superficie es conocida como epicentro.

De una manera algo arbitraria, los focos sísmicos se han clasificado por su profundidad de aparición. Los que se originan dentro de los primeros 70 kilómetros se denominan superficiales, mientras que los generados entre 70 kilómetros y 300 kilómetros de profundidad se consideran intermedios y aquellos cuyo foco se encuentra a más de 300 kilómetros se califican de profundos (Tarbuck y Lutgens, 2005). Los epicentros de los sismos no están distribuidos uniformemente sobre la superficie de la Tierra, sino que ocurren predominantemente a lo largo de zonas bastante estrechas de actividad sísmicas entre placas (figura 18). En la zona del Pacífico se libera entre el 75% y el 80% de la energía sísmica, forma un cinturón que abarca las cadenas montañosas de la costa oeste de las Américas y los arcos insulares de la costa este de Asia y Australasia (Lowrie, 2007)

La distribución de las localizaciones epicentrales y las profundidades focales de los terremotos intermedios y profundos son una prueba importante de los procesos de subducción en una zona de subducción, por lo que si se proyectan los focos sísmicos en una sección transversal normal al borde de la placa se observa que se define una zona de sismicidad que se hunde con una inclinación de 30-60° por debajo de la placa superior (figura 19). Estas zonas de sismicidad inclinada son conocidas como Zonas de Wadati-Benioff (Lowrie, 2007).

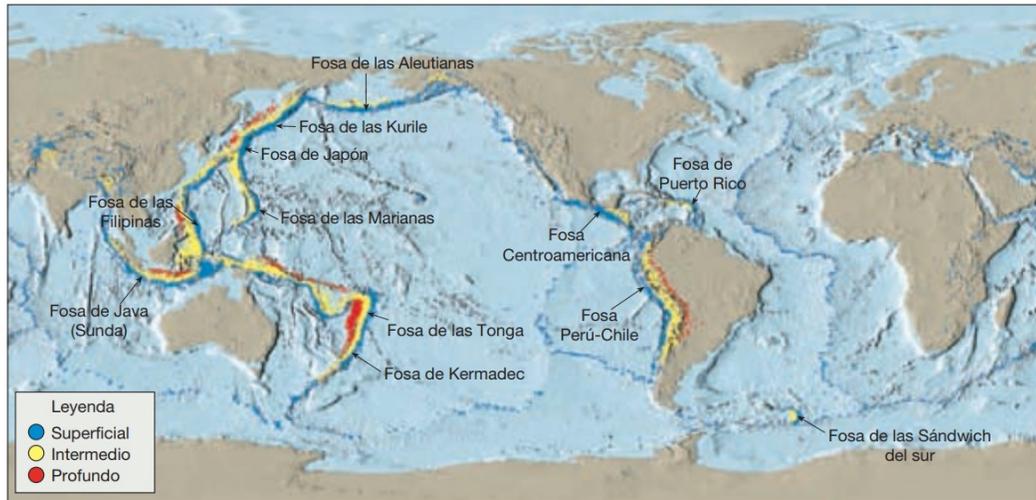


Figura 18. Distribución de los terremotos superficiales, intermedios y de foco profundo. (Tarbuck y Lutgens, 2005).

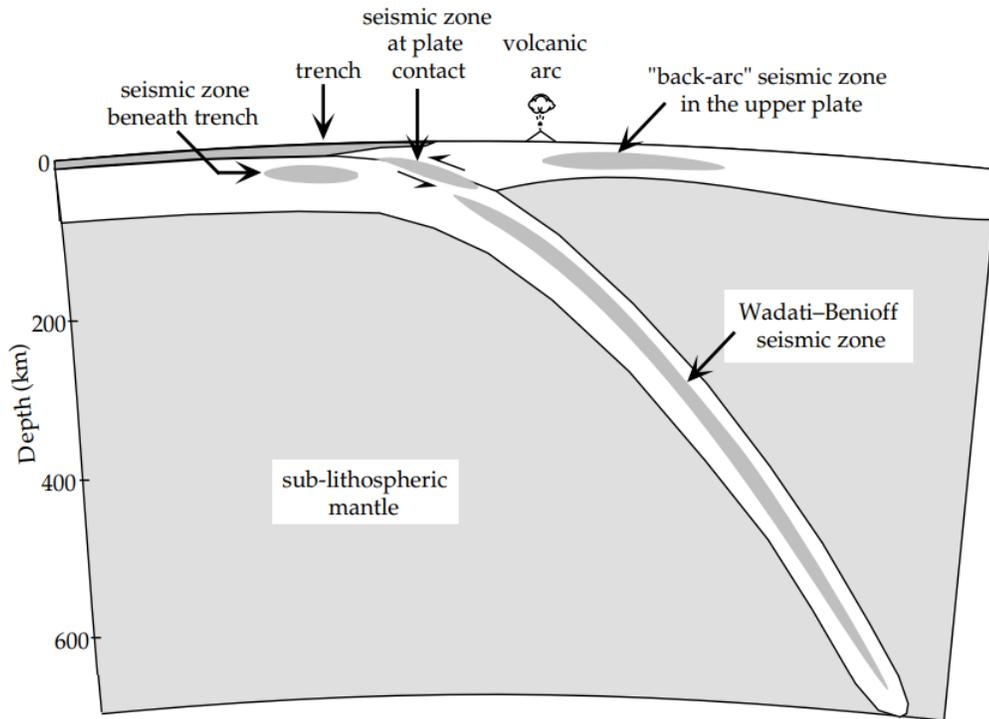


Figura 19. Sección transversal a través de una subducción (Lowrie, 2007).

En tres dimensiones, la zona de Wadati-Benioff define la ubicación y orientación de la superficie de la placa que subduce (figura 20). El ángulo de inclinación varía entre unos 30° y 60° , se va haciendo más pronunciado a medida que aumenta la profundidad, pudiendo extenderse hasta profundidades de varios cientos de kilómetros dentro de la Tierra (Lowrie, 2007).

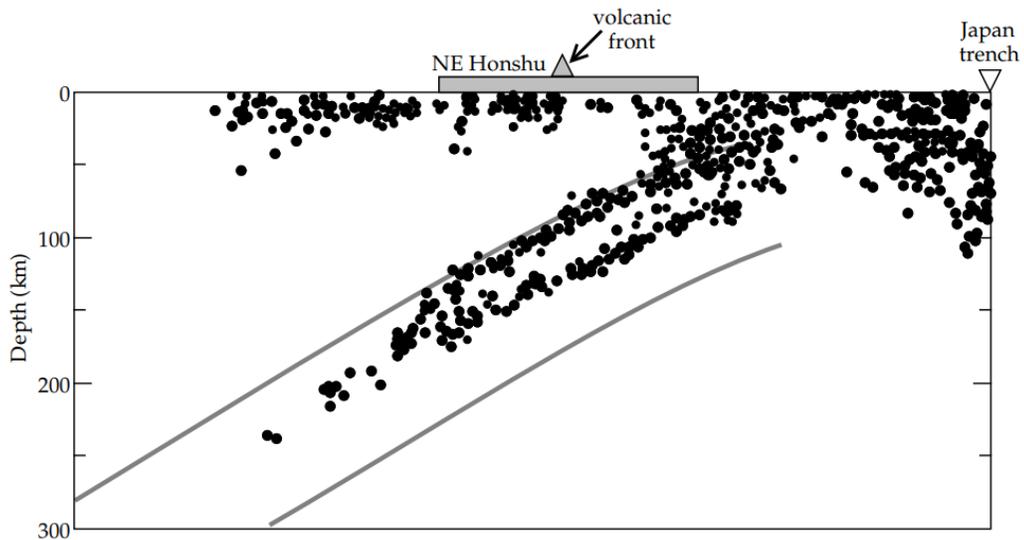


Figura 20. Esquema de distribución de sismos en un sección vertical de una zona de subducción (Lowrie, 2007).

Zonas de subducción

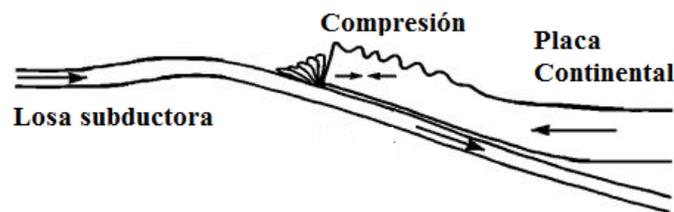
Las zonas de subducción a lo largo de los bordes convergentes son los puntos de destrucción de las placas, lugares donde las capas de litosfera oceánica se doblan y se sumergen de nuevo en el manto. Las zonas de subducción pueden dividirse aproximadamente en cuatro regiones. Una fosa oceánica profunda que se forma donde la placa litosférica oceánica en subducción se dobla y desciende hacia la astenósfera, un arco volcánico, que se forma sobre la placa suprayacente, una región situada entre la fosa y el arco volcánico denominada región de antearco, y una región situada en el lado del arco volcánico opuesto a la fosa denominada región de transarco (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Tipos de subducción

Uyeda y Kanamori (1979) sugieren que las zonas de subducción varían de manera significativa de acuerdo al movimiento de la placa en los límites convergentes. Indican que existen dos modos de subducción, uno representado por el arco Chileno, y otro representado por el arco Marianas. En el primero, subducción tipo Chilena, el movimiento de la placa produce actividad sísmica debido al alto acoplamiento

mecánico entre la placa continental y la oceánica, el ángulo es de aproximadamente 30° , se instala un arco magmático, en donde alternan etapas distensivas con actividad magmática y otras compresivas que producen sismicidad y estructuras tectónicas del tipo pliegues y fallas. En cuanto a la subducción tipo Marianas el movimiento de la placa no presenta actividad sísmica debido al desacoplamiento que presenta la placa, el ángulo es alto (45° o más), el arco y retroarco estarán bajo extensión, con importante actividad magmática (figura 21).

Tipo Chilena



Tipo Marianas

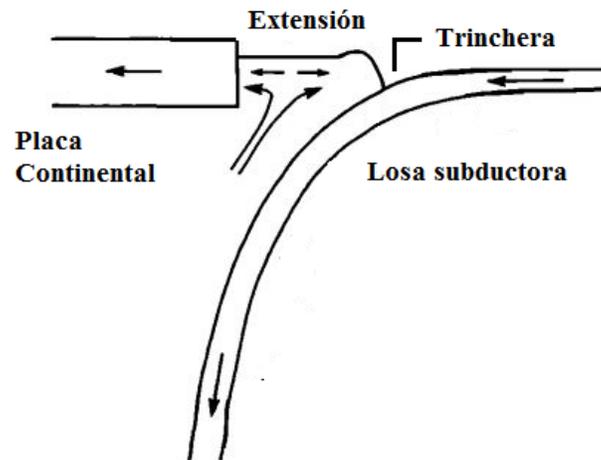


Figura 21. Tipos de límites de subducción (modificado de Uyeda y Kanamori, 1979).

En Los Andes, existe una variación en el ángulo de subducción (figura 22), alternándose entre segmentos con ángulos de subducción normal (aproximadamente 30°) con otros de bajo ángulo (aproximadamente 10°), conocidos como segmentos de

subducción plana (*flat slab*) y subducción horizontal (*steep slab*) (Gütscher et al., 2000; Gütscher, 2002).

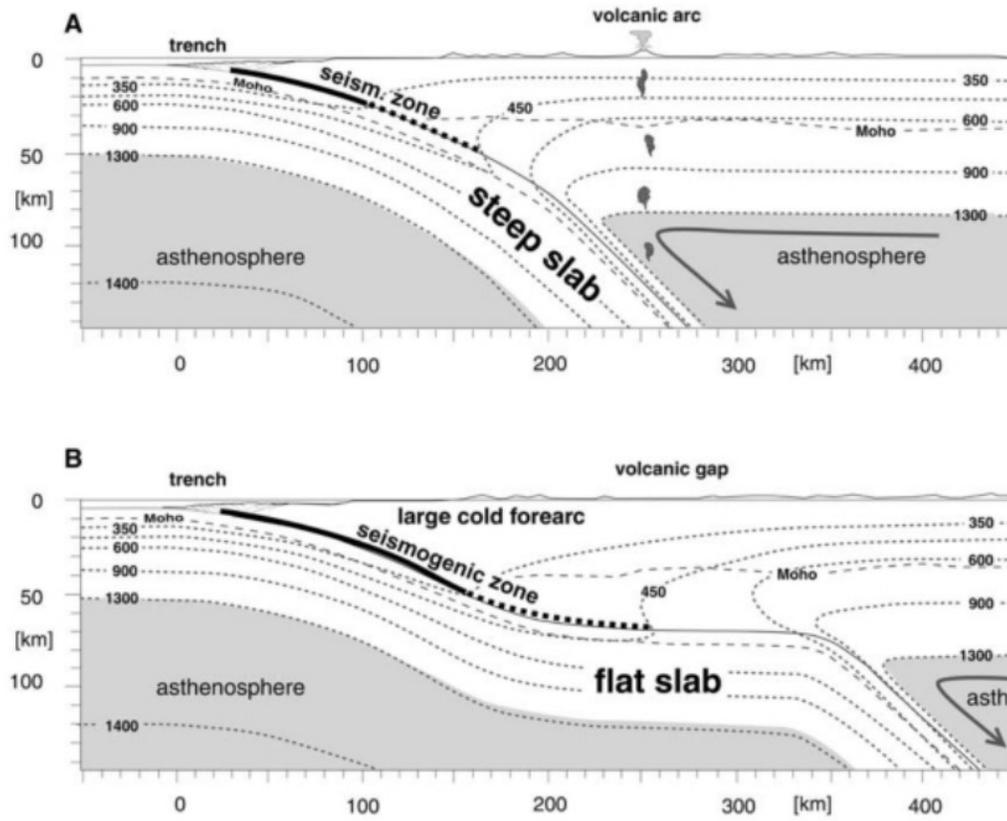


Figura 22. Efectos de los estilos de subducción andina en la estructura térmica (Gütscher et al., 2000).

CAPÍTULO 4. PROCESAMIENTO DE DATOS

Para alcanzar los objetivos de estudio la presente investigación se llevó a cabo en tres etapas principales. La primera de ellas consistió en recopilación de la información bibliográfica y de los datos geológicos, geofísicos y de sismicidad disponibles de la zona de estudio. La segunda consistió en el procesamiento de los datos, mientras que la etapa final consistió en la integración de los datos para el desarrollo del modelo final. En la figura 23 se muestra un diagrama de las tareas realizadas durante el desarrollo de la investigación, hasta la obtención de los resultados y modelos finales.

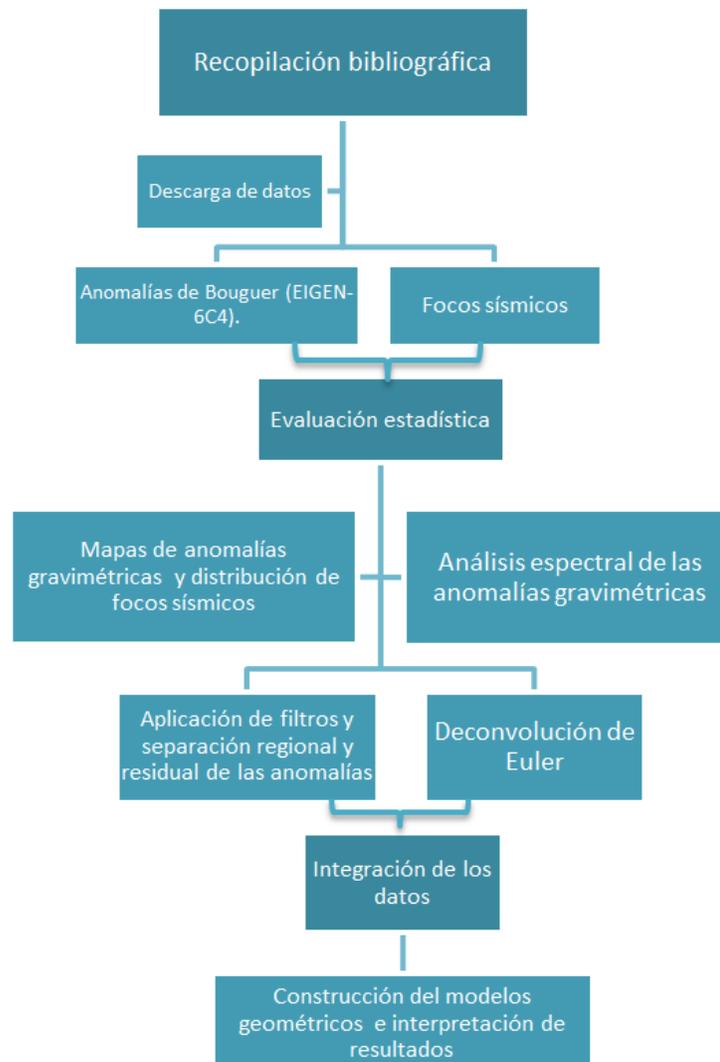


Figura 23. Flujo de trabajo de la investigación

4.1. Recopilación de información bibliográfica y datos satelitales.

En esta primera etapa, se recopiló el material bibliográfico proveniente de diferentes trabajos de investigación relacionados al área de estudio, para obtener una mejor comprensión acerca de los procesos geológicos y aspectos estructurales que caracterizan la región. Posteriormente, se obtuvo la base de datos satelitales gravimétricos y eventos sísmicos ocurridos durante los últimos años, cada uno de los cuales fueron descargados desde diferentes sitios de internet cuyas fuentes se describen a continuación:

4.1.1. Datos gravimétricos

Los datos gravimétricos que se utilizaron en el presente trabajo, se obtuvieron de la base de datos del Centro Internacional de Modelos Globales de la Tierra (ICGEM del inglés International Centre for Global EarthModels), disponibles en la página web: <http://icgem.gfz-potsdam.de/calc>. Mediante esta página, se descargaron los datos de anomalías de Bouguer simple, con una resolución de 0.005° (equivalente a 5.55 km). Los valores se encuentran georeferenciados al Sistema Geodésico Mundial 1984 (WGS84) a una altura de cero metros sobre el nivel del mar y calculados a partir del modelo EIGEN-6C4, el cual emplea un valor de densidad de Bouguer de $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$.

La anomalía de aire libre también se obtuvo a partir de datos satelitales del Centro Internacional de Modelos Globales de la Tierra, Disponible en su página web. En la misma, se seleccionó la ventana de interés, descargando la información en un archivo en formato ASCII que contiene la longitud, latitud y anomalía de aire libre.

4.1.2. Focos sísmicos

Los datos de sismicidad fueron obtenidos del catálogo de Instituciones de investigación incorporadas para sismología (IRIS del inglés *Incorporated Research Institutions for Seismology*) disponible en la página web: www.ds.iris.edu. Proporciona información acerca de terremotos desde 1970 hasta el presente y solo se

requiere proporcionar valores de latitud, longitud mínima y máxima para extraer el conjunto de datos requeridos. Estas selecciones también se pueden ver como tablas que se pueden ordenar y exportar a una hoja de cálculo como Microsoft Excel.

4.2. Correcciones de las anomalías.

Para este trabajo de investigación se realizó únicamente la corrección topográfica de los valores de anomalías de Bouguer ya que los datos descargados de la página del Centro Internacional de Modelos Globales de la Tierra pertenecen a los valores de anomalías de Bouguer simple.

Para realizar esta corrección se descargaron dos archivos topográficos del modelo ETOPO1 en la página del Centro Internacional de Modelos Globales (ICGEM, 2016); el primero con dimensiones iguales al área de estudio y resolución de 0.05°, denominado Topografía Local; el segundo archivo topográfico de mayor extensión (extendido medio grado más a cada lado para evitar los errores por efectos de borde) y resolución de 0.1°, denominado Topografía Regional. El cálculo de la corrección topográfica se realizó mediante el empleo del software de procesamiento Oasis Montaj v.6.4.2 de la empresa Geosoft, en el cual se exportaron los archivos de topografía y se generaron los mallados correspondientes.

Seguidamente, en el programa Oasis Montaj v.6.4.2 se generó un mallado de corrección topográfica regional a partir del archivo de topografía regional y un mallado de distancia a partir del archivo de topografía local, mediante la opción *Gravity→TerrainCorrection→TerrainCorrectiongrid*. Posteriormente, se obtuvo la corrección topográfica total a partir de la opción *Gravity→TerrainCorrection→TerrainCorrection grid*.

Con la finalidad de llevar un control de calidad de estos datos se realizó un mapa con el valor del factor de la corrección topográfica. En la figura 24 se observa que el mapa tiene una tendencia similar al mapa topográfico. Adicionalmente, se puede apreciar que los valores de correcciones topográficas máximas se concentran en las

zonas donde la topografía presenta mayor variación, como es el caso de la cordillera Andina y la fosa peruano-chilena. Esto es de esperarse, ya la corrección busca compensar de manera positiva el exceso y déficit de masa que presenta el área de estudio.

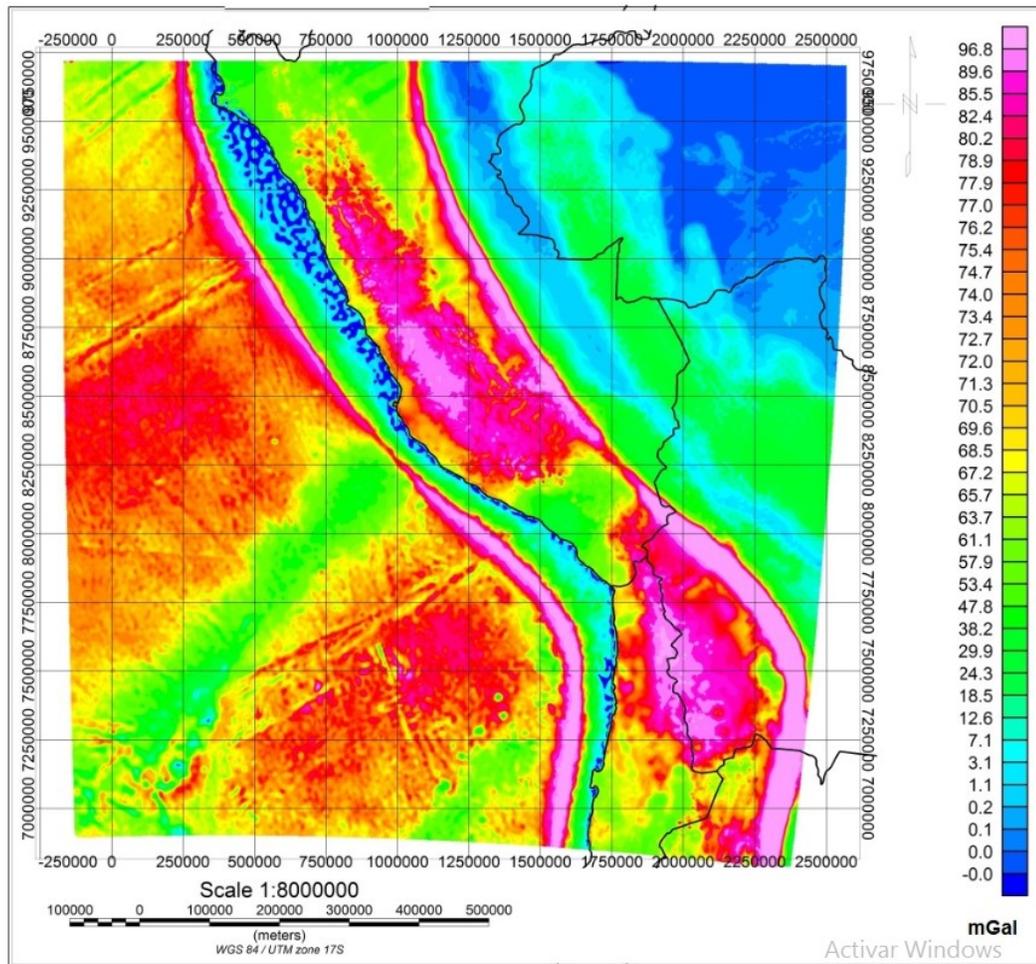


Figura 24. Corrección topográfica del área de estudio.

4.3. Análisis estadístico de los datos de anomalías de Bouguer.

Antes de llevar a cabo el procesamiento e interpretación de los datos, se realizó un análisis estadístico mediante el empleo del Minitab Statistical Software 17, con el fin de validar la calidad, distribución, dispersión y demás características generales de los datos de anomalías gravimétricas. Luego de obtener los valores de anomalías de Bouguer, se procedió a generar el histograma de frecuencias correspondiente, el cual

se muestra en la figura 25. Se puede observar que la distribución de los datos no muestra un comportamiento característico de una distribución normal, sino que por el contrario, corresponde a una distribución multimodal, donde los datos se distribuyen y agrupan en tres grupos o poblaciones principales, dentro de las cuales los mismos presentan características estadísticas muy similares, pero diferentes al resto de las poblaciones.

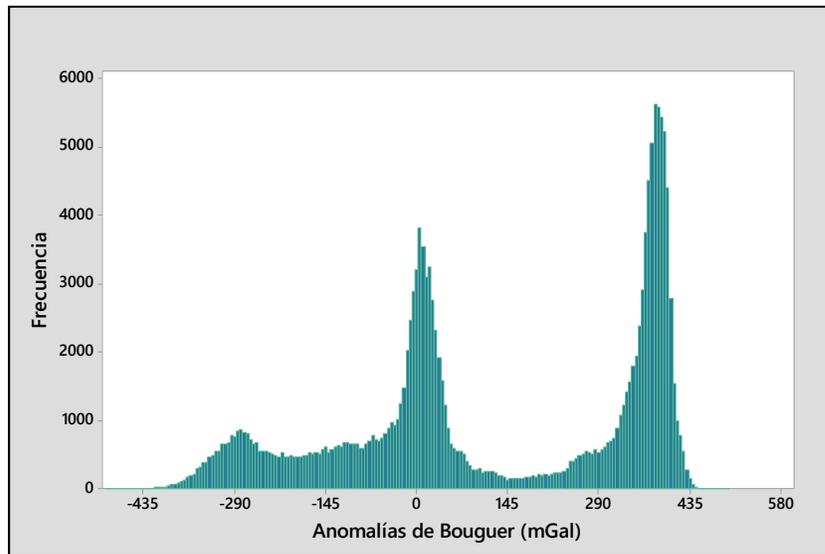


Figura 25. Histograma de frecuencia para el análisis de estadísticos de los valores de anomalías de Bouguer.

En consecuencia, debido a la complejidad de los datos, y a la necesidad de poder caracterizar analíticamente la naturaleza de las respuestas gravimétricas, atendiendo a un criterio geotectónico, se realizó la separación de las poblaciones mediante un estudio de análisis de conglomerados de K-medias. Esto se realizó con la finalidad de identificar las zonas ocupadas por cada población identificada en el histograma de frecuencias mostrado en la figura 25

Para realizar este análisis, se cargaron los datos de anomalías de Bouguer en la hoja de trabajo del programa estadístico IBM SPSS Statistics versión 23 y mediante la herramienta de Análisis de Conglomerados de K-medias, se generó la clasificación de los datos en tres conglomerados, conforme al número de poblaciones identificadas en el histograma de frecuencias (figura 25).

En los mapas mostrados en la figura 26, se observa la distribución geográfica de los datos de anomalías de Bouguer correspondiente a cada conglomerado. Se puede observar que los valores pertenecientes al primer conglomerado se encuentran concentrados en la litosfera oceánica, los del segundo conglomerado se encuentran localizados en la región que conforma la Cordillera de Los Andes, mientras que el tercer conglomerado corresponde a la placa continental sudamericana.

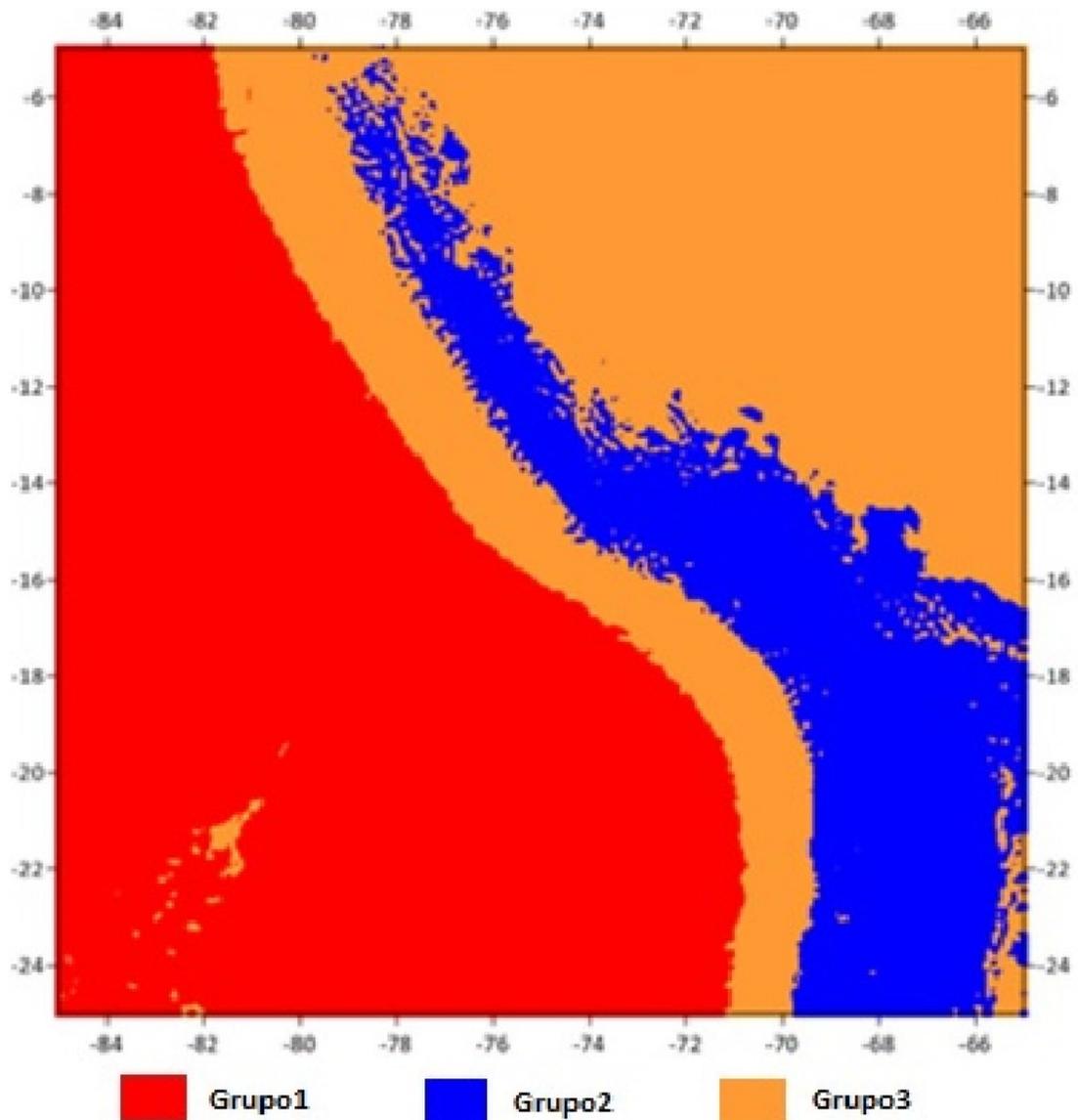


Figura 26. Ubicación geográfica de los datos de anomalías de Bouguer correspondiente al análisis de conglomerados de K-medias.

Posteriormente, se realizó un estudio estadístico individual a cada grupo o conglomerado. Los parámetros estadísticos, histograma de frecuencias y diagrama de caja y bigotes correspondiente a cada conglomerado, se muestran en la tabla 2 y figuras 27 y 28, respectivamente

Tabla 2. Parámetros estadísticos de cada uno de los grupos obtenidos del análisis de conglomerados K-medias a los datos de anomalías de Bouguer expresados en unidades de mGal

Grupo	Nº de datos	Mínimo	Máximo	Media	Mediana	Desviación Estándar
1	73362	181.95	493.02	360.41	374.61	47.45
2	27880	-623.23	-120.35	-244.15	-251.99	70.55
3	59184	-120.35	181.878	2.435	5.497	54.344
Total	160801	-623.23	493.02	123.38	57.98	239.62

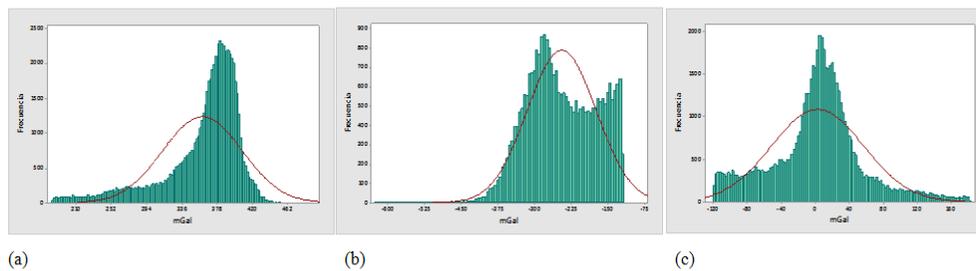


Figura 27. Histograma de frecuencias de la anomalía de Bouguer para los grupos obtenidos en el análisis de conglomerados de K-medias

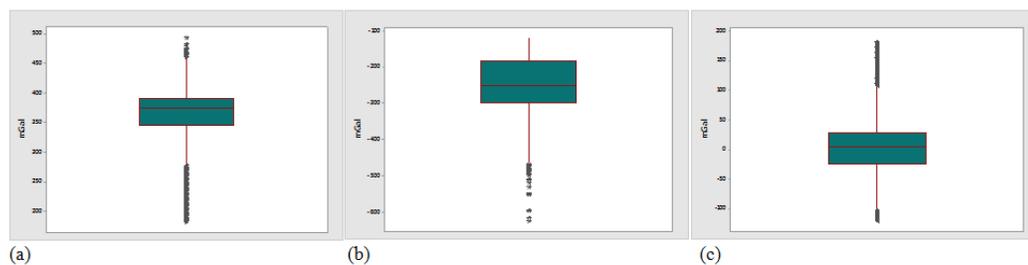


Figura 28. Diagramas de caja de la anomalía de Bouguer para los grupos obtenidos por el análisis de conglomerados de K-medias.

En el histograma de frecuencias del conglomerado 1 (figura 27.a) se observa una distribución normal sesgada hacia la izquierda. Sus valores están comprendidos entre un mínimo de 181.95 mGal y un máximo de 493.02 mGal (tabla 4.2) con la mayoría de la frecuencia de los datos ubicados entre -3.75 mGal y 6.25 mGal. Es notable, que

en el conglomerado 1 se agrupan la mayor cantidad de valores de anomalías de Bouguer, representando aproximadamente el 45 % del total de datos, siendo todas estas anomalías positivas.

Por otra parte, el conglomerado 2 (figura 27.b) está conformado tanto por valores positivos y negativos que representan aproximadamente el 17 % del total de los datos, con características notablemente diferentes con respecto al conglomerado 1. El histograma de frecuencias muestra un comportamiento de distribución bimodal sesgada hacia la derecha. Presenta valores de media de media de -244,15 mGal, mediana -251,99 mGal además de un mínimo de -623,23 mGal y un máximo de -244 mGal y una desviación estándar bastante alta; esto se atribuye a que posiblemente este grupo represente la zona de transición entre la litosfera oceánica y la litosfera continental.

El histograma de frecuencias del conglomerado 3 (figura 27.c) representa 36% del total de los datos, abarcando solo anomalías negativas. Su rango se encuentra enmarcado entre (120.350 mGal y 181 mGal y presenta una distribución normal ligeramente sesgada hacia la izquierda. Los valores de media y mediana corresponden a los valores de 2.435 mGal y 5.49 mGal respectivamente.

A partir del diagrama de caja y bigotes también se puede definir la forma de dispersión y la simetría de los datos. En la figura 28.a se observa que la mediana se encuentra bastante próxima al centro de la caja indicando que los datos comprendidos entre la mediana y los cuartiles se encuentran concentrados y distribuidos de forma simétrica. La longitud del bigote inferior es mayor que la del bigote superior por lo que el 25% de este grupo de anomalías presentan dispersión.

En el diagrama de caja y bigotes del segundo grupo muestra mayor concentración en los datos ubicados en el primer cuartil y segundo cuartil (figura 28.b). El tercer grupo muestra que la distribución de los datos entre el primer y tercer cuartil respecto a su mediana es similar, sin embargo, existe dispersión de entre el tercer cuartil y el valor

máximo ya que el diagrama de caja muestra que la longitud del bigote superior es mayor (figura 28.c).

4.4. Generación de Mapas de Anomalías

Una vez concluido el análisis estadístico de los datos, se generaron los mapas de anomalías utilizando el software *Oasis Montaj Versión 6.4.2* mediante la opción *Grid* → *Gridding* → *Minimum Curvature* → *Dialog Control*. Para la construcción de estos mapas se utilizó el método de interpolación de mínima curvatura, debido a que la superficie de mínima curvatura es la más lisa y la que mejor se ajusta a los valores de datos. Se realiza por medio de un sistema aleatorio basado en el promedio de la distancia inversa de los datos reales dentro de un radio de búsqueda específico.

4.5. Análisis espectral.

Para definir la profundidad y contribución de las fuentes geológicas que generaron las respuestas observadas en el mapa de anomalías de Bouguer, se realizó el análisis espectral mediante el módulo de Oasis Montaj denominado MAGMAP. Luego de construir el gráfico de espectro de potencia e identificar las pendientes en el gráfico, se estimaron las profundidades de los topes de las fuentes expresadas en el análisis espectral a partir de la división de cada pendiente por el cociente 4π (Spector and Grant, 1970).

Con el fin de tener un mejor control de las profundidades de las fuentes de anomalías de Bouguer el análisis espectral se realizó por conglomerados para evitar tener influencia de las respuestas anómalas de las diferentes poblaciones identificadas en el análisis estadístico. La dimensión de cada ventana es de 3° por lado, las mismas poseen un desplazamiento horizontal y vertical de 3° grados (figura 29). Luego de subdividir la ventana se calculó el espectro de potencia obteniendo los valores de profundidad de los cuerpos pertenecientes a cada ventana (apéndice a).

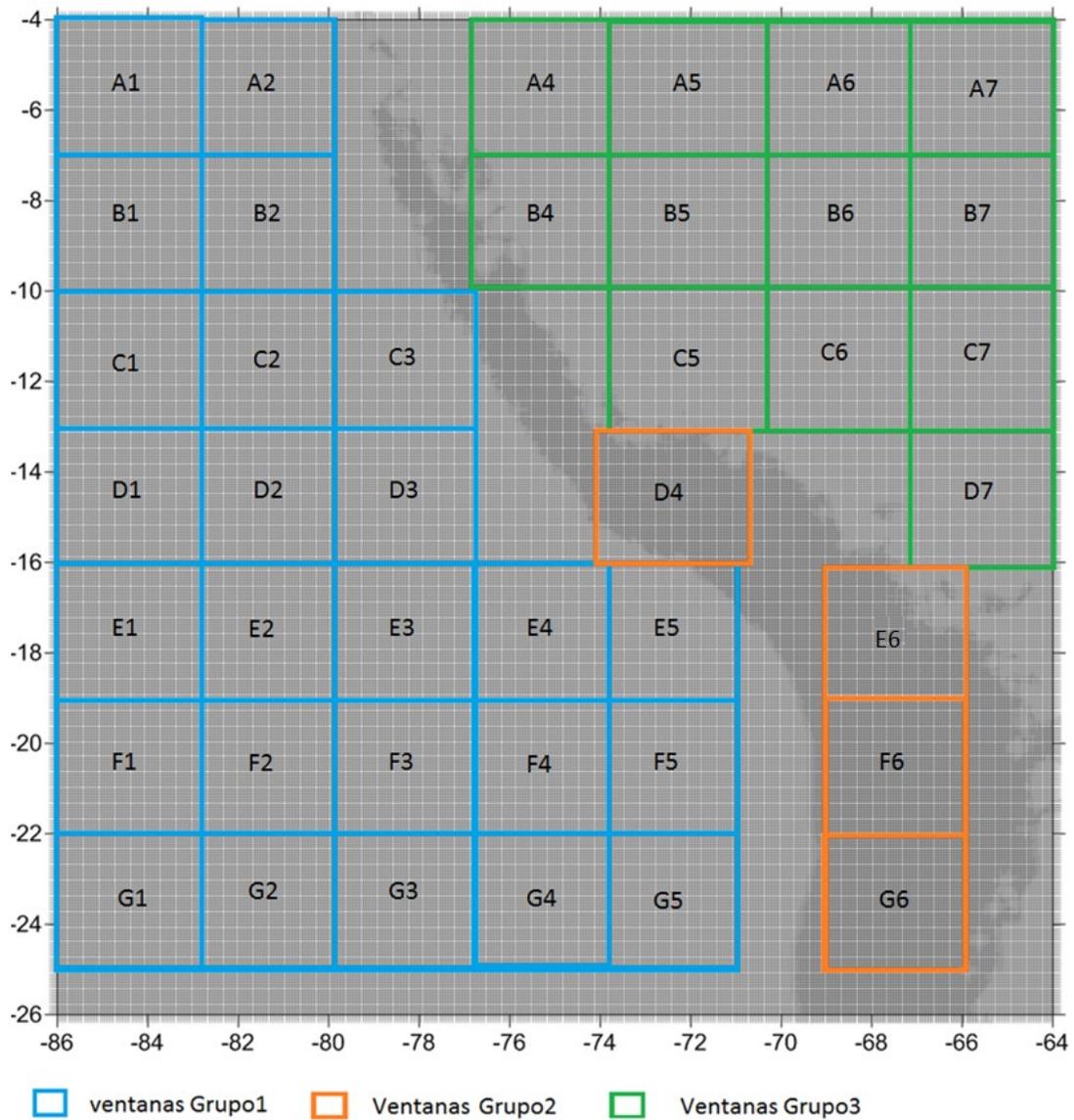


Figura 29. División de las ventanas de estudios para el análisis espectral de anomalías gravimétricas

4.6. Realce de las anomalías

Las anomalías contienen componentes regionales y residuales, es por esto que se busca resaltar los rasgos para lograr una mejor visualización y facilitar la interpretación de los datos. En esta investigación se ha utilizado el método de continuación analítica hacia arriba mediante la extensión MAGMAP del software *Oasis Montaj v.6.4.2* para resaltar los rasgos regionales de la zona en estudio. Al aplicar este filtro se realizaron pruebas variando el campo hacia arriba (ver apéndice

4) con el fin de observar las contribuciones de las fuentes a distintas alturas. Como resultado final se escogió aquel mapa que mejor acentuara los efectos regionales, siendo el correspondiente a la continuación del campo de 8 km ya que a estas alturas se disminuyen los efectos causados por las altas frecuencias y se obtienen solamente las contribuciones más regionales.

4.7. Deconvolución de Euler

Para estimar la profundidad de los contactos de los cuerpos geológicos se realizó el cálculo de la Deconvolución de Euler mediante la extensión de Euler 3D del software *Oasis Montaj* en la opción *Standard Euler Deconvolution*. Para aplicar este algoritmo se genera el grid de anomalías filtradas gravimétricas y el grid de sus derivadas en dirección X, Y y Z, este último mediante la extensión *Interactive Spectrum Filters* del mismo software. Posteriormente, mediante la opción *Euler 3D → Standard Euler Deconvolution* se carga el grid de anomalías y el grid de las derivadas direccionales, adicionalmente se especifica el índice estructural de acuerdo a la fuente que se desea buscar, el máximo porcentaje de tolerancia y el tamaño de la ventana.

En esta fase del procesamiento se realizaron pruebas variando los distintos parámetros (tabla 3), como es el caso del índice estructural, la tolerancia y el tamaño de la ventana, esto con la finalidad de encontrar la respuesta que mejor se ajustara a las fuentes geológicas del área de estudio. Para las anomalías de Bouguer, la Deconvolución de Euler se aplicó de forma separada, de acuerdo a las características de las poblaciones que presentan la base de datos de estas anomalías, con el fin de ajustar los parámetros lo mejor posible a las características estructurales de cada población.

Tabla 3. Parámetros utilizados la Deconvolución de Euler mediante el software Oasis Montaj v6.4.2

Grupo	Índice estructural	Tolerancia	Tamaño de ventana
1	0	3	20
2	1	3	15
3	0	3	15

4.8. Modelo integrado de la geometría de subducción

La construcción del modelo geométrico comprende la aplicación del modelado directo sobre perfiles gravimétricos a partir del estudio espectral, utilizando como restricción la información geológica y geofísica existente en el área de estudio. Esto se realizó utilizando el programa *GM-SYS* (Northwest Geophysical Associates, Inc., 2004), el cual se encuentra en la interfaz de *Oasis Montaj v.6.4.2* (Geosoft Inc, 2007). Mediante este programa se trazaron perfiles perpendiculares y paralelos a la línea de fosa (figura 30).

La razón por la se ubicaron los perfiles en esta zona es para observar la variación del ángulo de inmersión de la placa de Nazca en el modelo geométrico. Su construcción se basó en los diferentes trabajos previos de geología y geofísica realizados en la zona en estudio, además del comportamiento de los focos sísmicos en profundidad y las respuestas gravimétricas observadas. En este sentido las densidades se establecieron en función de los trabajos previos de Araque (2018) y Tassara (2006) (tabla4).

Adicionalmente se adjuntaron a los perfiles las profundidades de los eventos sísmicos que se encontraban justo por donde se extiende el perfil, con el fin de observar la tendencia de la placa de Nazca en la zona de subducción, y se adjuntaron las soluciones de Euler para tener información de control al momento de modelar. Esto se realizó mediante el módulo *Pdeph* de *Oasis montaj V6.4.2*.

Tabla 4. Leyenda de las estructuras y densidades de los cuerpos presentes en los perfiles trazados en el mapa de anomalías de Bouguer.

Leyenda	Estructura tectónica	Densidad (g/cm ³)
	Placa Nazca	2,9
	Placa continental superior	2,63
	Placa continental inferior	2,87
	Manto litosférico	3,33
	Manto astenosférico	3,33

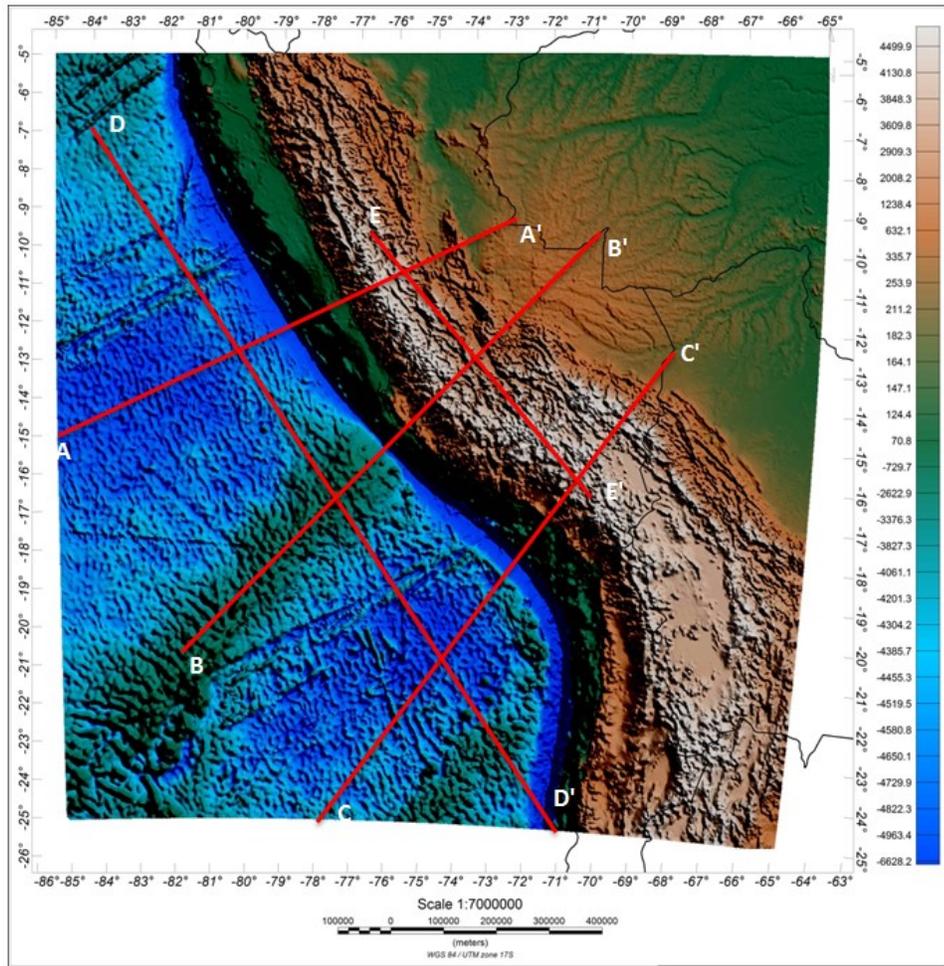


Figura 30. Perfiles trazados sobre el mapa de anomalías de Bouguer.

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS Y RESULTADOS.

5.1. Mapa batimétrico y topográfico.

En el mapa de la figura 1.1 se evidencian algunos rasgos batimétricos y topográficos que caracterizan las placas de Nazca y Sudamérica. En la región oeste, la batimetría sobre la placa Nazca presenta una forma irregular, en donde los valores promedios de profundidad del lecho marino alcanzan 4500 m aproximadamente. De forma paralela a la configuración estructural de la Cordillera Andina, se observa la tendencia de mínimos batimétricos asociados a la fosa peruano-chilena, la cual muestra profundidades de aproximadamente 6600 m. Adicionalmente, se observa el sistema de fallas de la placa y las dorsales oceánicas como es el caso de la dorsal de Nazca, ubicada a los 16°S de la fosa del Perú con profundidades, respecto al nivel del mar, de 2600 m.

En la región central se observan los altos topográficos de la Cordillera de los Andes, los cuales se extienden desde el noroeste hasta el sureste del mapa y alcanzan 4500 m de altura respecto al nivel del mar. En el flanco oeste de la Cordillera, correspondiente a la zona costera, los valores de topografía disminuyen a 200 m, mientras que en el flanco este, el relieve de la zona subandina, correspondiente a la Llanura Amazónica, presenta valores de aproximadamente 1200 m, los cuales disminuyen hacia el noreste a valores intermedios (70 m a 120 m).

La geodinámica sobre la cual se encuentra el área de estudio es la causante de la respuesta que se genera en los modelos topográficos y batimétricos ya que la interacción de las placas y sus movimientos generan gran variación en cuanto su relieve. Por lo que se puede decir que el mapa topográfico concuerda con las diferentes características tectónicas en la zona de estudio.

5.2. Anomalías de Aire libre.

El mapa de anomalías de aire libre (figura 31) muestra gran similitud con las estructuras morfológicas que caracterizan el área de estudio, con valores de anomalías que varían desde -200 mGal a 300 mGal. Destacan los valores máximos por encima de los 120 mGal en la región central del mapa asociado a la Cordillera Andina, siendo ésta la zona con mayores elevaciones topográficas en el área en estudio. Otra región en donde se observan anomalías elevadas es hacia el noreste del mapa, con valores de anomalías que van desde 10 mGal hasta 40 mGal cuya respuesta está asociada a la Llanura Amazónica.

En la parte central del mapa, se observa una franja con fuertes anomalías negativas, inferiores a -100 mGal, correspondiente a la fosa oceánica que separa la placa continental de la placa de Nazca en subducción. También se observan respuestas negativas en el flanco este de la cordillera de Los Andes, en donde se alinean en la misma dirección de la cordillera, una serie de mínimos asociado a la respuesta de las cuencas que conforman el área subandina.

En el caso de la placa de Nazca, se observa que los valores de anomalías de aire libre están en un rango de -1.7 mGal a 7 mGal. Adicionalmente, se observan respuestas positivas en el extremo sureste del mapa, producto de la variación topográfica que presenta la placa por la formación de la dorsal de Nazca. De forma similar se observan valores positivos, de aproximadamente 16 mGal, hacia el sur de la placa, generadas por la variación topográfica que existe en el borde de la fosa de Chile.

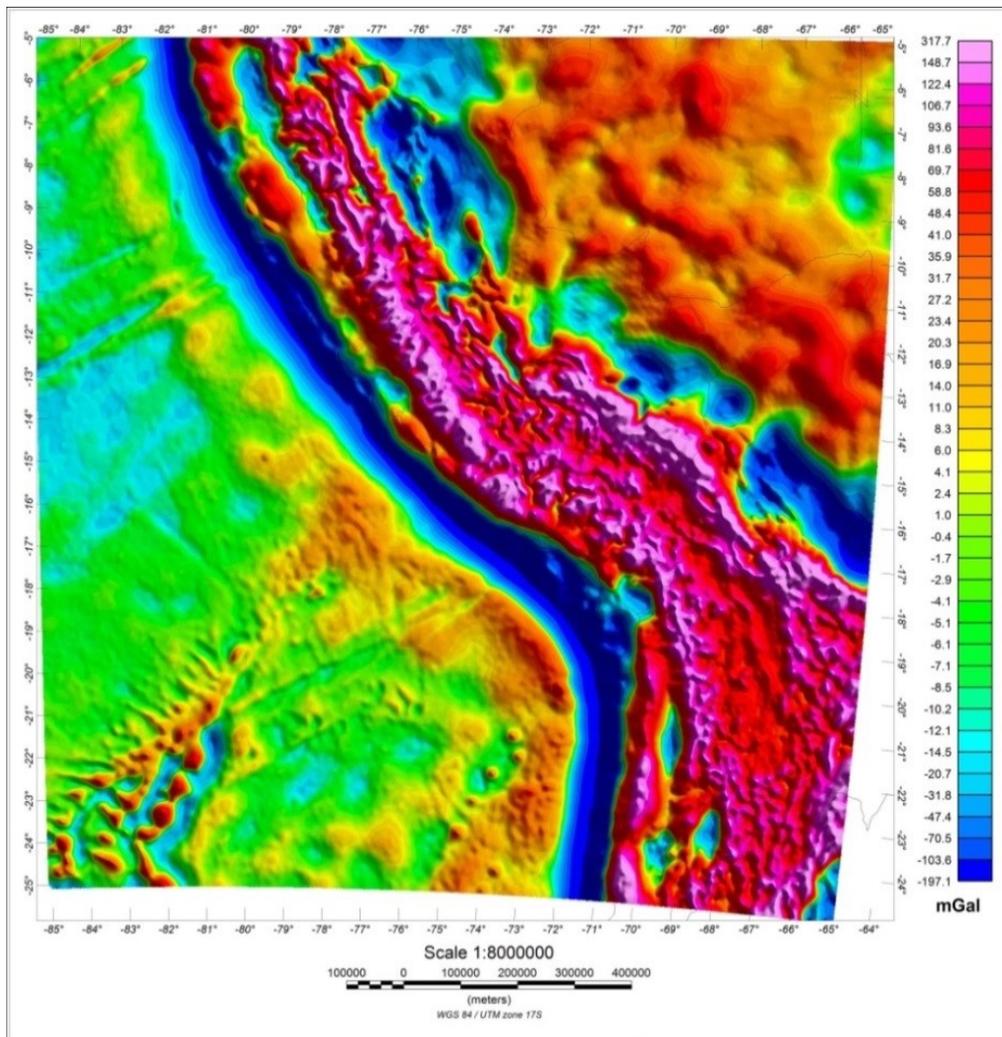


Figura 31. Anomalía de aire libre

5.3. Anomalías de Bouguer Total.

El mapa de anomalías de Bouguer (figura 32) muestra las repuestas gravimétricas de las diferentes estructuras presentes en el área de estudio, con un amplio espectro de valores que van desde -288 mGal a 400 mGal. Se pueden observar, en primera instancia tres dominios, los cuales muestran una buena correlación espacial con los grupos determinados mediante el análisis de conglomerados de K-medias, descrito en el capítulo 4. El primer dominio muestra magnitudes altas, abarca la región oeste y suroeste del mapa asociado a la presencia de la placa Nazca; otro de magnitudes intermedias asociado a la respuesta de la placa continental sudamericana y un tercer

dominio enmarcado en la región central, que bordea a la línea de costa y concentra magnitudes negativas asociado a la Cordillera Andina.

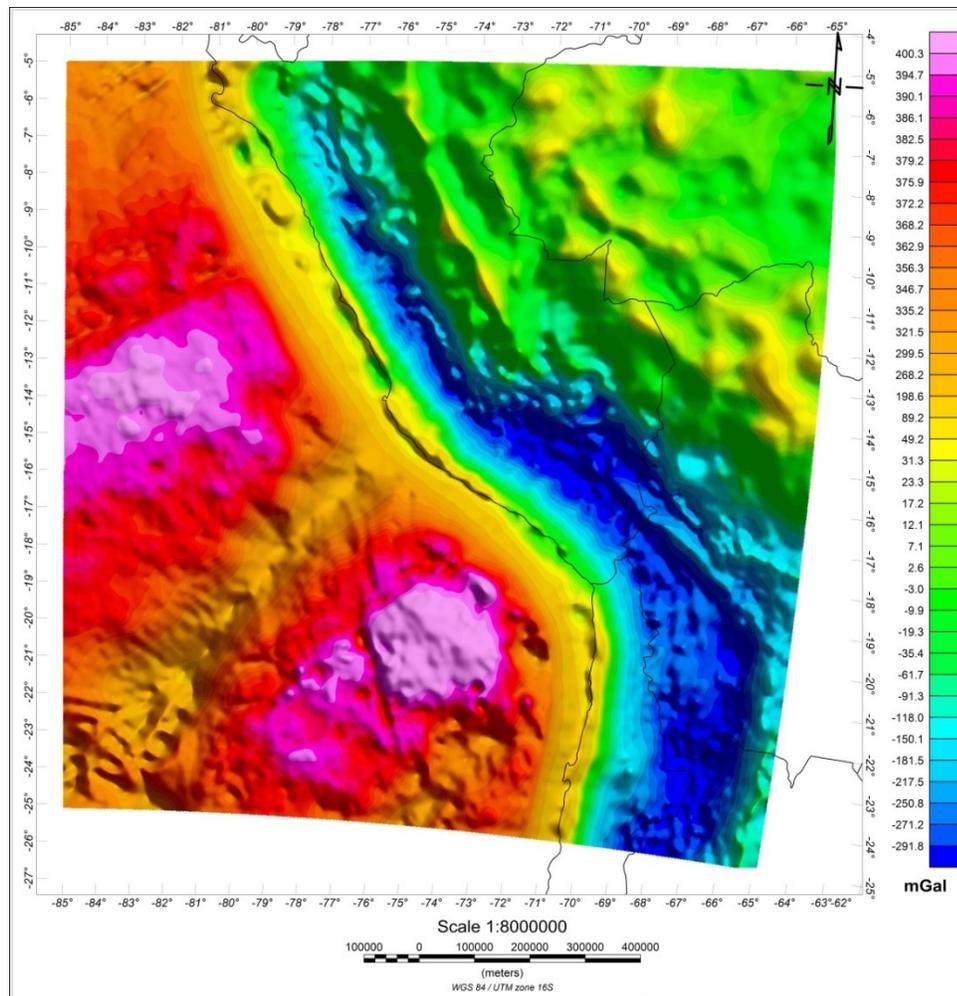


Figura 32. Mapa de anomalías de Bouguer completa.

Hacia el oeste del mapa, en la zona correspondiente a la placa Nazca, la tendencia de las anomalías de Bouguer presentan una orientación preferencial noreste. En esta área se pueden observar dos máximos, con dirección aproximada N45°E y valores de anomalías de 400 mGal, cuya respuesta puede estar asociada al pequeño espesor cortical que presenta la placa en esta zona. Se observa que estas respuestas están divididas por una estructura alargada con dirección N45°E, asociada a la respuesta de la Dorsal de Nazca, sus valores representan un mínimo de acuerdo al espectro de amplitudes de anomalía que presenta la placa de Nazca asociado al aumento del

grosor de la corteza en esta zona. Adicionalmente, se observan las respuestas de los sistemas de fallas, como es el caso de la fractura de Mendaña y la fractura de Virú, ubicadas hacia el noroeste del mapa con una orientación preferencial de N50°E, también se observa el sistema de fractura de Nazca ubicada al sur de la Dorsal de Nazca, con una orientación N40°E.

En el límite de las placas de Nazca y Sudamérica los valores de anomalías están entre 2 mGal y 100 mGal y se muestran separadas con un gradiente de anomalías de 0.45 mGal/km. En esta región, las anomalías cambian de acuerdo a sus magnitudes, pasando de valores superiores a 300 mGal a valores inferiores de 20 mGal, asociados a las diferencias que presentan las placas en cuanto a su densidad.

En el área continental del mapa, se observa una franja anómala que se extiende en la región central del mapa con tendencia aproximada de N30°W en el área de Perú. Este cuerpo, el cual coincide con la ubicación en superficie de la cadena Andina, concentra la mayor parte de las anomalías negativas, alcanzando mínimos de -268 mGal. Hacia el noreste, las magnitudes de las anomalías son intermedias, se observan máximos locales en la región noreste del mapa, los cuales se asocian a la topografía irregular del basamento de la Llanura Amazónica.

5.4. Espectros de potencias de las anomalías de Bouguer

Se calcularon los espectros de potencia radial para cada una de ventanas de muestreo distribuidas en la zona de estudio a partir de los datos de anomalías de Bouguer, dando como resultado diversas profundidades según la recta de máximo ajuste que se obtiene mediante el empleo del método de Spector y Grant (1970).

En el grupo de anomalías que se asocia a la placa oceánica se identificaron tres niveles de profundidad bien establecidos en cada uno de los análisis espectrales de esta población. Estos resultados podrían estar asociados al límite entre la capa de agua y la corteza oceánica (nivel más somero), a la base de la corteza oceánica (nivel intermedio) y una tercera capa profunda. Cabe resaltar que el nivel de sedimentos que

posee la corteza oceánica es bastante delgado, en consecuencia, al realizar el análisis espectral este espesor no se identifica por su pequeño grosor (inferior a 1 km) en comparación a la capa superior (capa de agua con aproximadamente 4.5 km de espesor) y la capa inferior (corteza oceánica con aproximadamente 10 km). Un ejemplo de estos espectros de potencia se observa en la figura 33 y los valores de profundidad de las fuentes anómalas para la correspondiente ventana se observan en la tabla 5

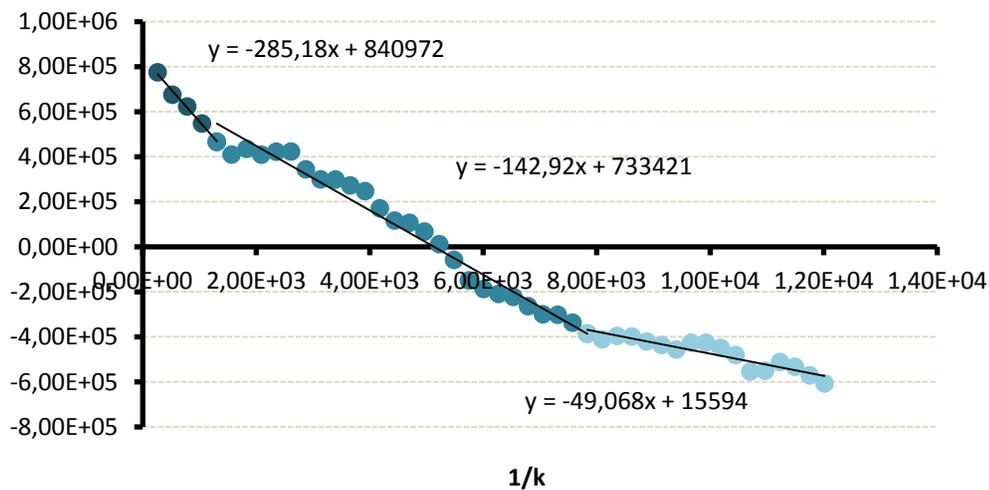


Figura 33. Espectro de Potencias para la ventana A1 pertenecientes al grupo 2 del análisis de conglomerados de K-medias.

Tabla 5. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E6 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados

fuente		
Profunda (km)	Intermedia (km)	Somera (km)
22,6939033	11,3732122	3,90470737

En el grupo 2, asociado a la Cordillera de los Andes, se realizaron pocos espectros de potencias debido a la configuración de la ventana; los resultados obtenidos fueron tres profundidades, una fuente somera, asociada posiblemente a cuerpos someros que conforman la base de la cordillera, una fuente intermedia que podría estar asociada al límite entre la placa continental superior e inferior y una fuente profunda asociada a la discontinuidad corteza manto, un ejemplo de estos espectros de potencia se observa

en la figura 34 y los valores de profundidad de las fuentes anómalas para la correspondiente ventana se observan en la tabla 6.

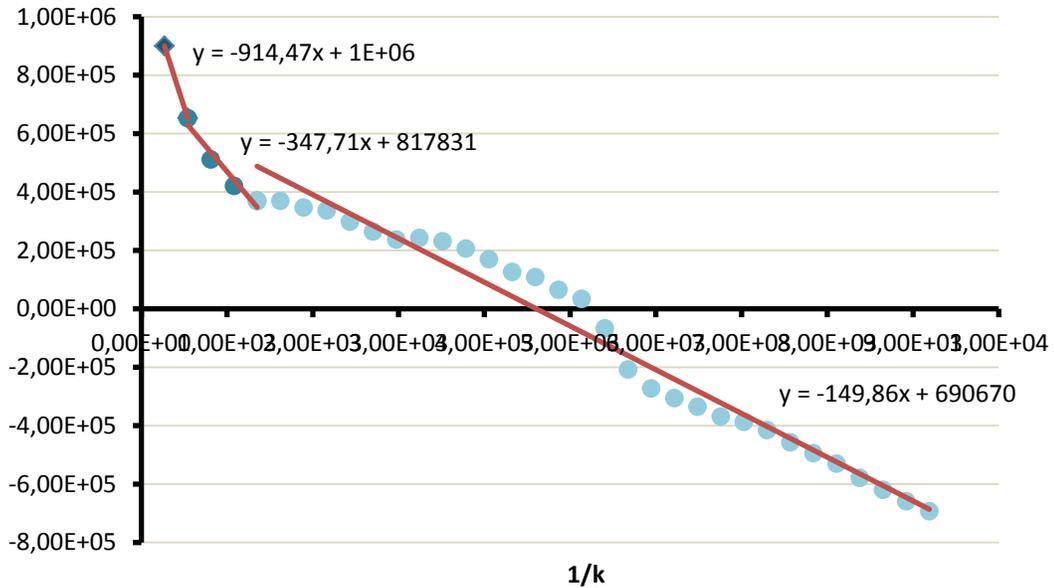


Figura 34. Espectro de Potencias para la ventana E6 pertenecientes al grupo 2 del análisis de conglomerados de K-medias.

Tabla 6. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E6 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados

Fuente		
Profunda (km)	Intermedia (km)	Somera (km)
68,023597	25,8823545	4,5681354

El tercer grupo, también muestra tres niveles de profundidades en el análisis espectral, asociado a una capa de cuerpos sedimentarios, el límite entre la corteza superior e inferior y a la discontinuidad corteza manto. Un ejemplo de estos espectros de potencias se observa en la figura 35 y los respectivos valores de profundidad de las fuentes se observan en la tabla 7.

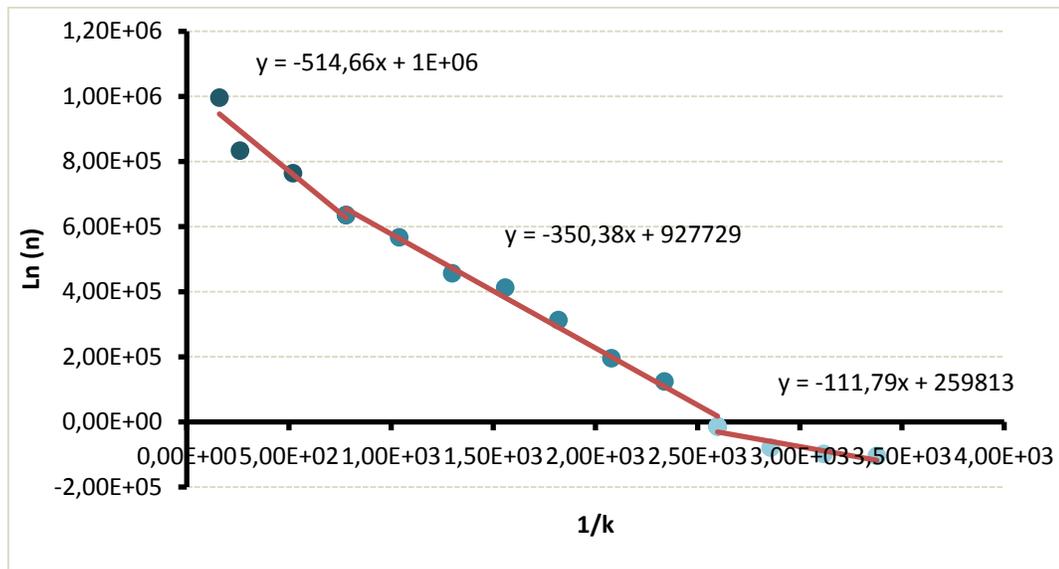


Figura 35. Espectro de Potencias para la ventana A4 pertenecientes al grupo 3 del análisis de conglomerados de K-medias.

Tabla 7. Valores de profundidades de las fuentes anómalas obtenidas a partir de análisis espectral de la ventana E3 perteneciente al grupo 2 del análisis de conglomerados

Fuente		
Profunda (km)	Intermedia (km)	Somera (km)
40,9553415	27,8823545	8,89596554

A partir de los valores obtenidos en el análisis espectral referente a la discontinuidad entre la corteza y el manto se construyó un mapa con el fin de verificar su variación en toda el área de estudio (figura 36). En dicho mapa se observa que la base de la corteza oceánica se encuentra a profundidades promedio de 8 km, aumentando en dirección noreste hasta alcanzar valores de 40 km de profundidad aproximadamente. Adicionalmente, se observa que este valor cambia de forma drástica en la región de la cordillera Andina, donde la corteza continental alcanza profundidades que superan los 70 km en la región sureste del mapa.

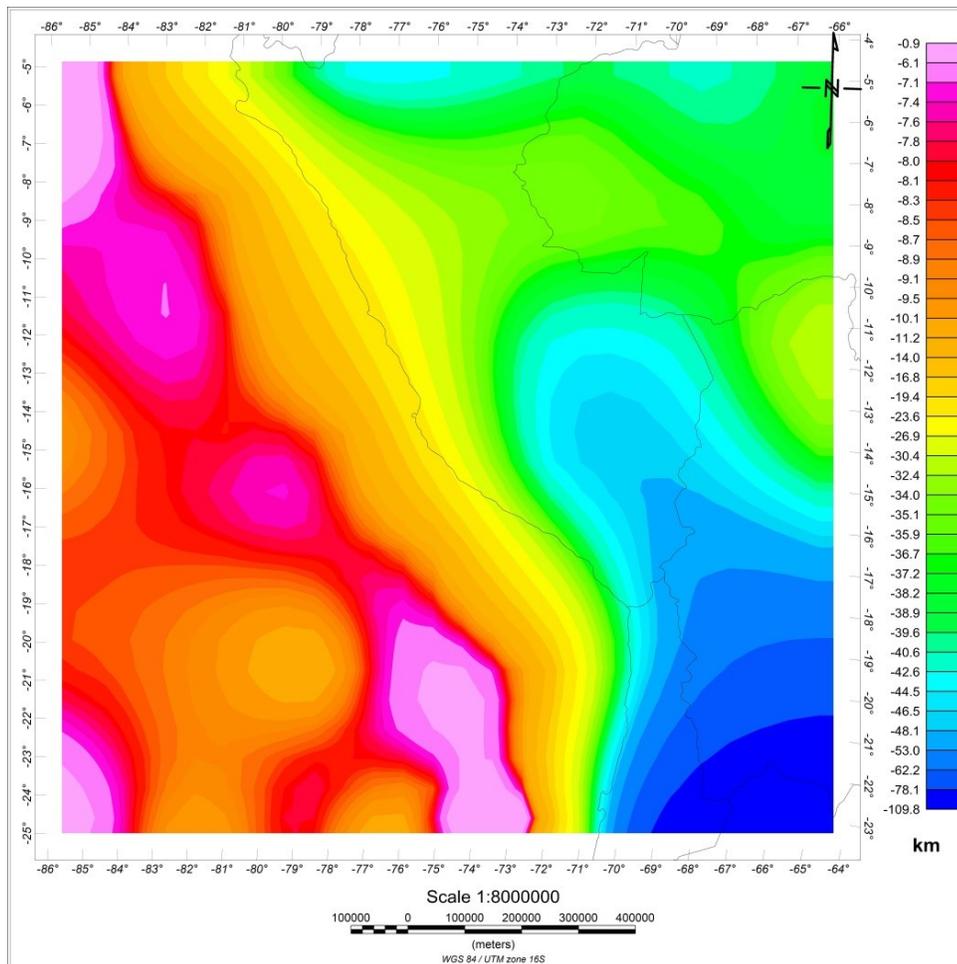


Figura 36. Variación de la profundidad de la base de la corteza oceánica y continental en el área de estudio.

5.4.1. Deconvolución de Euler para las anomalías de Bouguer.

En la figura 37 se muestra el mapa con las profundidades estimadas mediante la deconvolución de Euler de los datos de anomalías de Bouguer correspondientes al grupo 1 (obtenido del análisis de conglomerados). Para este grupo se utilizó un índice estructural 0, el cual busca modelar los diferentes contactos geológicos que podrían existir en esta región de estudio con un error de 3% y una ventana de Euler correspondiente a 15 puntos.

Los resultados muestran una alineación de las respuestas en los sistemas de fallas como es el caso de la falla de Mendaña donde la tendencia preferencial de las respuestas es en dirección N65°E, mostrando profundidades menores a 9 km. De

forma similar, en el sistema de fallas de Nazca, los puntos se alinean en la misma dirección y alcanzan profundidades alrededor de 9 km.

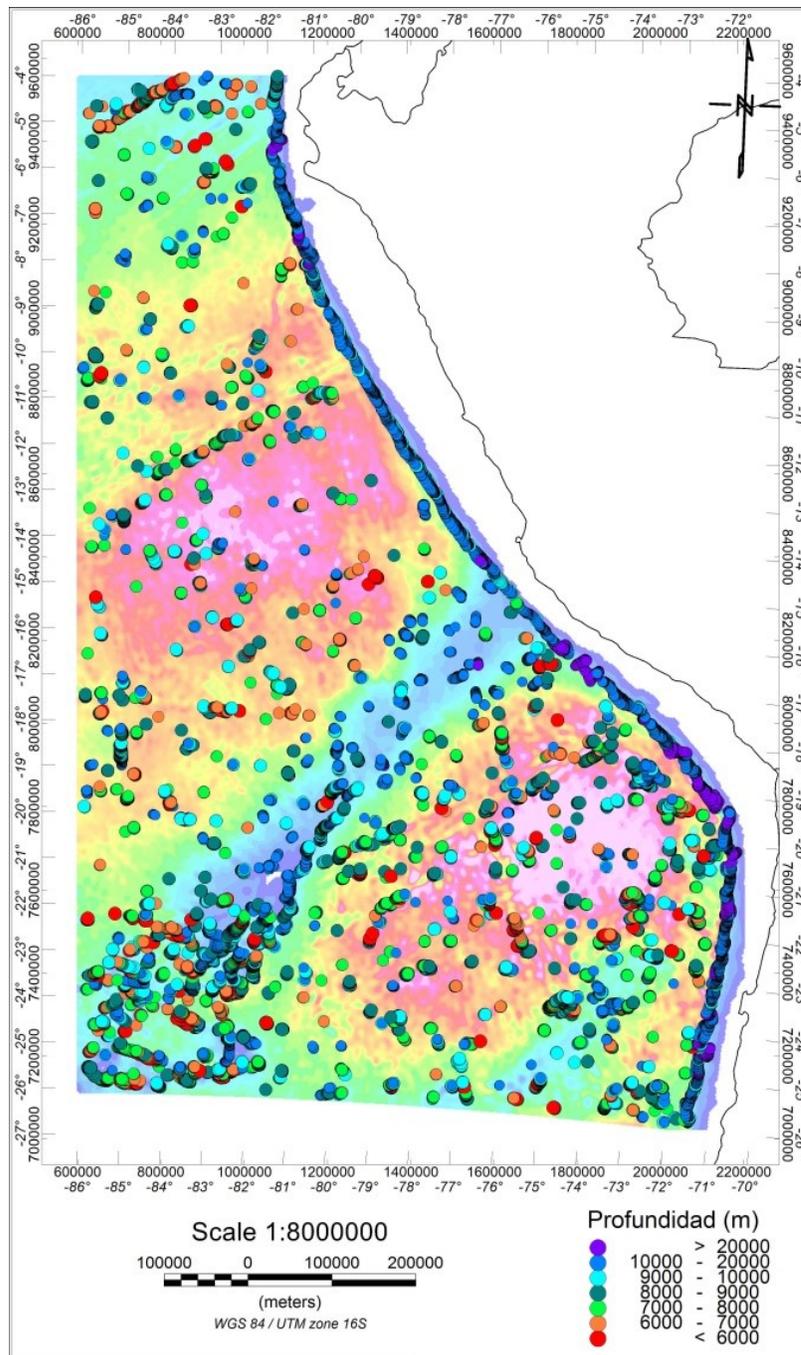


Figura 37. Mapa de Deconvolución de Euler de los datos de anomalía de Bouguer obtenido para el grupo 1.

Adicionalmente, se observa que los resultados muestran una alineación de las respuestas en el área de la Dorsal de Nazca y la Dorsal de Iquique con profundidades menores a 9 km y 6 km alrededor de la cresta y mayores a 15 km y 9 km respectivamente, en el eje central de las dorsales. Esta respuesta obtenida mediante la Deconvolución de Euler se puede correlacionar con las anomalías observadas en el mapa de anomalías de Bouguer ya que ambos resultados revelan las mismas tendencias estructurales, por lo que posiblemente existe una estructura que presenta un mayor grosor de la corteza en comparación al resto de la placa correspondiente a la Dorsal de Nazca y la Dorsal de Iquique, tal como se mencionó en el análisis del mapa de anomalías de Bouguer.

Para la deconvolución de Euler del grupo 2 (figura 38), correspondiente a la respuesta causada por la Cordillera Andina, se utilizó un índice estructural 1, asumiendo que la respuesta gravimétrica de la cordillera es generada por objetos en forma de cilindro horizontal. Puede observarse que, debido al gran sistema de fallas presentes en la Cordillera Andina, ésta posee una gran densidad de soluciones, además, muestra que la mayoría de las líneas de tendencias poseen el mismo rumbo de la cordillera Andina.

La ubicación de las profundidades de las fuentes gravimétricas basadas en la deconvolución de Euler para el grupo 3 calculada para un índice estructural 0, se puede observar en la figura 39. En el mapa se aprecia que las respuestas de la deconvolución de Euler se orientan con dirección similar a las posibles variaciones que presenta el basamento en el área de la Llanura Amazónica. Las fuentes más profundas alcanzan los 40 km y se encuentran próximas a la Cordillera de Los Andes y en la región noreste del mapa las fuentes registradas alcanzan profundidades de 30 km.

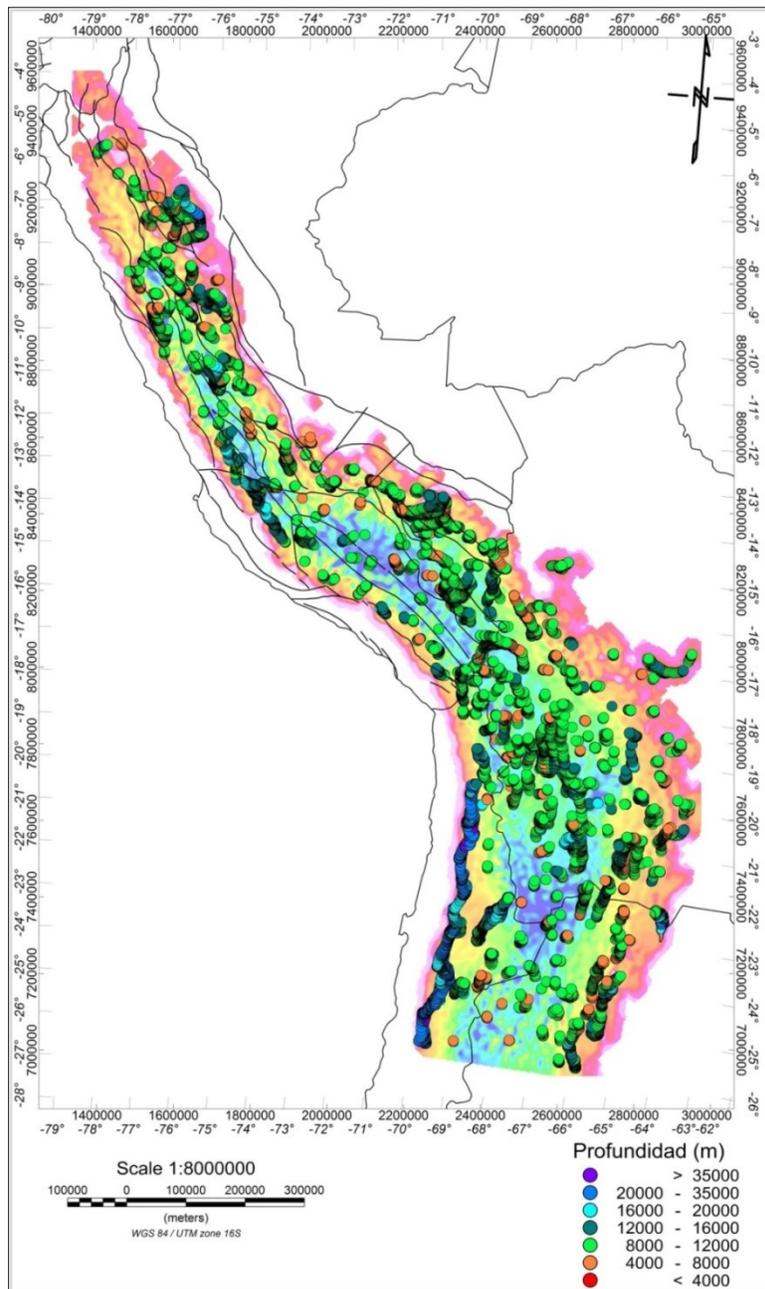


Figura 38. Mapa de Deconvolución de Euler aplicado al grupo 2 del análisis de conglomerados.

La ubicación de las profundidades de las fuentes gravimétricas basadas en la deconvolución de Euler para el grupo 3 se puede observar en la figura 5.9. En el mapa se aprecia que las respuestas de la deconvolución de Euler se orientan con dirección similar a las posibles variaciones que presenta el basamento en el área de la Llanura Amazónica. Las fuentes más profundas alcanzan los 40 km y se encuentran

próximas a la Cordillera de Los Andes y en la región noreste del mapa las fuentes registradas alcanzan profundidades de 30 km.

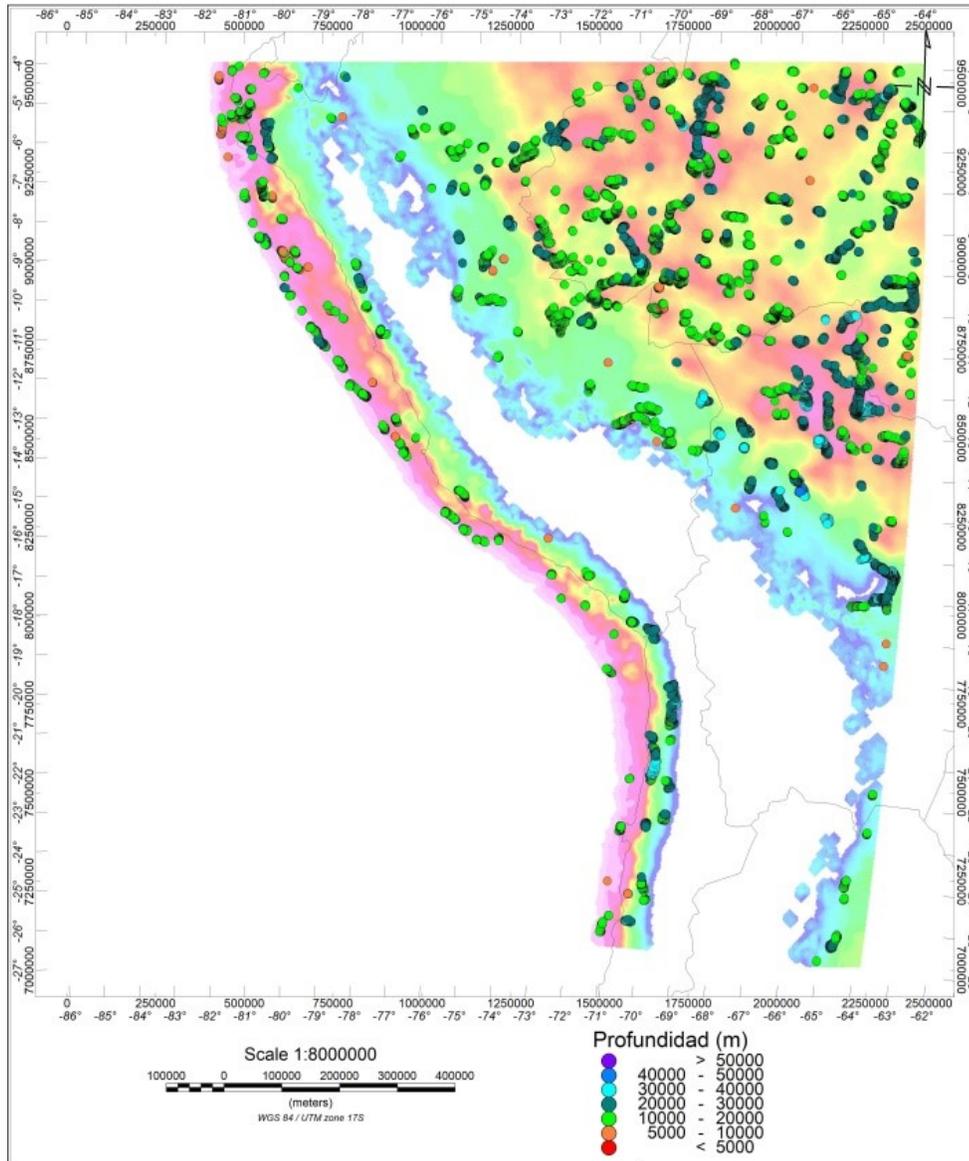


Figura 39. Mapa de Deconvolución de Euler aplicado al grupo 3 del análisis de conglomerados.

Cabe destacar que las respuestas obtenidas en los mapas de Deconvolución de Euler para las anomalías de Bouguer son resultados de la realización de varias pruebas donde se manipularon los diferentes criterios permitiendo producir un conjunto de datos que se ajustan de la mejor forma a la ubicación de las diferentes estructuras que

conforman las diferentes poblaciones de anomalías de Bouguer presentes en el área en estudio.

5.4.2. Separación regional residual del mapa de las anomalías de Bouguer.

En los mapas de continuación analítica del campo hacia arriba se observa que las respuestas residuales desaparecen con la fuente en 8 km. Posterior a esto, para los mapas con la fuente en 40 km se observa que la respuesta de las estructuras regionales se suaviza por completo y los máximos observados en la placa de Nazca comienzan a desaparecer. Seguidamente la respuesta de la cordillera andina se reduce en el área norte de Perú y su respuesta en la región sureste se extiende en dirección noreste. Hacia el lado oeste la respuesta de la placa de Nazca comienza a ser más homogénea disminuyendo la respuesta que genera la dorsal de Nazca (ver apéndice b).

Para una altura de 200 km, se observa que las respuestas presentes en el mapa poseen una dirección preferencial noroeste. La placa de Nazca muestra valores entre 225 mGal y 350 mGal, con un máximo que se extiende en el extremo oeste y parece unirse con el máximo ubicado en la región sur. El límite de la placa posee una orientación N35°E con valores de 60 mGal aproximadamente. En el área de la placa continental sudamericana se observa que en la raíz de Los Andes se concentra los valores negativos de las anomalías de Bouguer con una dirección noreste y parece extenderse en hacia el sureste.

6.2. Distribución espacial de los focos sísmicos.

En la figura 40 se puede apreciar la distribución de los focos sísmicos, en general, se observa que la mayoría de los focos se distribuyen de forma paralela a la línea de costa. De acuerdo a su clasificación en profundidad, se observa que la mayoría de los focos sísmicos superficiales se distribuyen entre la fosa y la línea de costa, siendo esta zona donde se producen los sismos de mayor magnitud (zona sismogénica del

contacto de placas de Nazca y Sudamérica). También se observa un grupo de sismos superficiales localizados en el área de transición entre la Cordillera Oriental y la Zona subandina producidos por la subsidencia del escudo brasilero bajo la Cordillera Andina (Tavera y Buforn, 1998). Asimismo, se observa una zona con baja sismicidad entre la línea de costa y la Cordillera Occidental (5°S-13°S) y en la región Sur de Perú (13°S-16°S), mostrando que en estas zonas el régimen de deformación cortical probablemente es menor o que existen períodos mayores de recurrencia para terremotos de magnitud elevada.

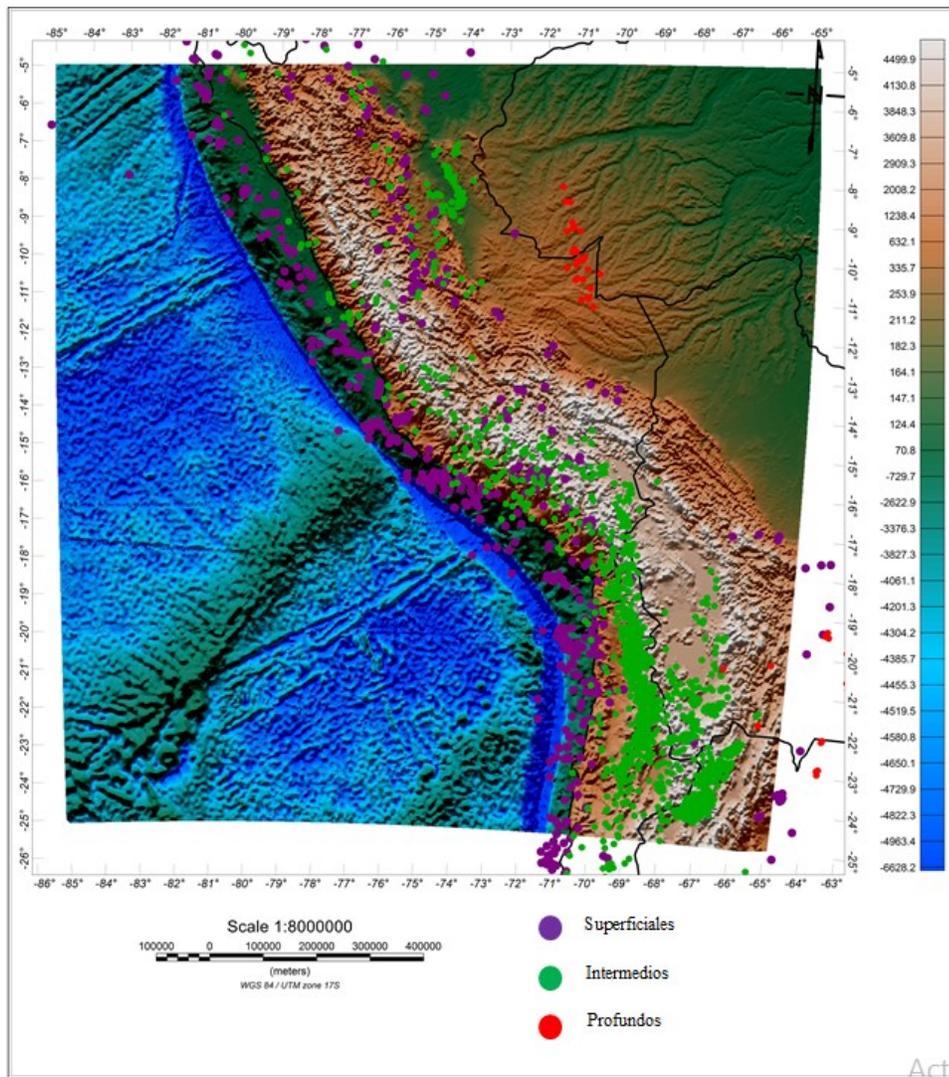


Figura 40. Mapa de distribución de los focos sísmicos. Focos sísmicos a profundidad superficial ($60 < h$), focos sísmicos a profundidad intermedia ($60 < h < 300$), focos sísmicos profundos ($300 < h$).

En cuanto a los focos sísmicos a profundidad intermedia, se observa que la mayor cantidad de focos se distribuyen paralelo a la línea de costa a partir de los 10°S. Un grupo menor de sismos a profundidad intermedia, se observa en la región Norte-Centro con una orientación norte-sur distribuidos a lo largo de la Cordillera Oriental y la Zona subandina. En cuanto a los sismos profundos, pertenecientes al área peruana, se observa que la mayoría de los sismos se encuentran distribuidos en la región sur y unos pocos, se distribuyen de forma dispersa en la región centro-norte de Perú.

Con el fin de observar la geometría de la placa de Nazca se realizaron varios modelos perpendiculares a la línea de fosa contemplando la variación del ángulo de subducción de la placa de oceánica. Adicionalmente, se realizaron modelos paralelos a la línea de fosa con el fin de correlacionarlos con los perfiles perpendiculares. Para la construcción de los modelos se incorporó la información obtenida a partir de los datos gravimétricos y focos sísmicos, además de tener en cuenta la información geológica, geofísica y geodinámica del área de estudio, lo que proporcionó una idea de la geometría de las estructuras presentes en el subsuelo.

5.6. Interpretación integrada de los modelos geométricos

Para la construcción de los modelos perpendiculares a la línea de fosa se añadió la topografía del área para facilitar la ubicación de las estructuras presentes en superficie. Cabe destacar que el modelado de los perfiles se realizó a partir del mapa anomalías de Bouguer obtenido con continuación analítica del campo hacia arriba a 8 km, debido a que se considera que las estructuras residuales no son de interés para el objetivo de la investigación y que una altura mayor para la continuación analítica no representa un cambio sustancial en las tendencias regionales. Respecto a la zona continental, correspondiente a los Andes Peruanos, se consideraron los rasgos y estructuras más relevantes que reflejaran solamente las anomalías regionales. Adicionalmente, en cuanto a la profundidad de los cuerpos de agua y relieve del fondo marino, éstas fueron controladas por información batimétrica proveniente del mapa previamente elaborado (Figura 1).

En los perfiles A, B y C de los datos gravimétricos modelados (figura 41, figura 42 y figura 43), se observan dos zonas con diferentes configuraciones geométricas. La curva del perfil de anomalía gravimétricas muestra una respuesta constante hacia el oeste del perfil asociado a la respuesta de la placa de Nazca y la litosfera oceánica, posteriormente en la región central del perfil se observa que la respuesta cambia a valores negativos de anomalías para luego mostrar un crecimiento de la curva en el extremo Este con valores intermedios. Esta variación está asociada al cambio de respuesta oceánica a continental, evidenciando que hacia el área oeste las estructuras poseen una mayor densidad que las estructuras ubicadas hacia el Este del perfil.

En la figura 41 la placa de Nazca posee una geometría homogénea en la región oeste y una profundidad de 8 km, lo que coincide con lo expuesto por Tassara (2006). En la región central del modelo se observa que la placa oceánica inicia la subducción debajo de la placa sudamericana con un ángulo de 30° , alcanzando una profundidad de 100 km aproximadamente, posteriormente la subducción de la placa se realiza de forma casi horizontal con un ángulo de 15° . A partir de este punto, la placa de Nazca subduce de manera casi horizontal hasta una distancia de 500 km aproximadamente desde la fosa. Según Rodríguez y Tavera (1991), la geometría de subducción en la región central de Perú es menos clara debido a la falta de información. Sin embargo, de acuerdo a James y Snoke (1990) la placa desciende de forma casi horizontal por varios cientos de kilómetros para luego subducir con un ángulo de 70° .

Al inicio de la subducción, la placa se mantiene adosada a la placa continental sudamericana hasta los 40 km de profundidad, a partir de este punto la placa subduce de manera independiente profundizándose en el manto litosférico. En la placa continental sudamericana, se observa un aumento de la profundidad del límite corteza-manto de oeste a este, teniéndose que en la zona de la placa de Sudamericana la profundidad máxima es de 62 km correspondiente a la raíz de la Cordillera Andina, seguidamente, en la Zona Subandina, el espesor de la placa comienza a disminuir hasta alcanzar los 40 km aproximadamente; lo que concuerda con los trabajos previos tales como Fokao, 1989; Couch, 1981 y Tassara, 2006.

Se observa que la placa continental está conformada por una corteza superior de aproximadamente 20 km de espesor la cual aumenta en la región de Los Andes hasta 25 km. Esta estructura se encuentra segmentada por las fracturas y aflora en la región andina producto de su levantamiento. Seguidamente, en el flanco este de la Cordillera Oriental se tiene el conjunto de cuencas subandinas. Parte de su litología está representada por una serie sedimentaria que comprende rocas que van desde el Pre-Cámbrico hasta el Cuaternario y su espesor es de aproximadamente 5 km.

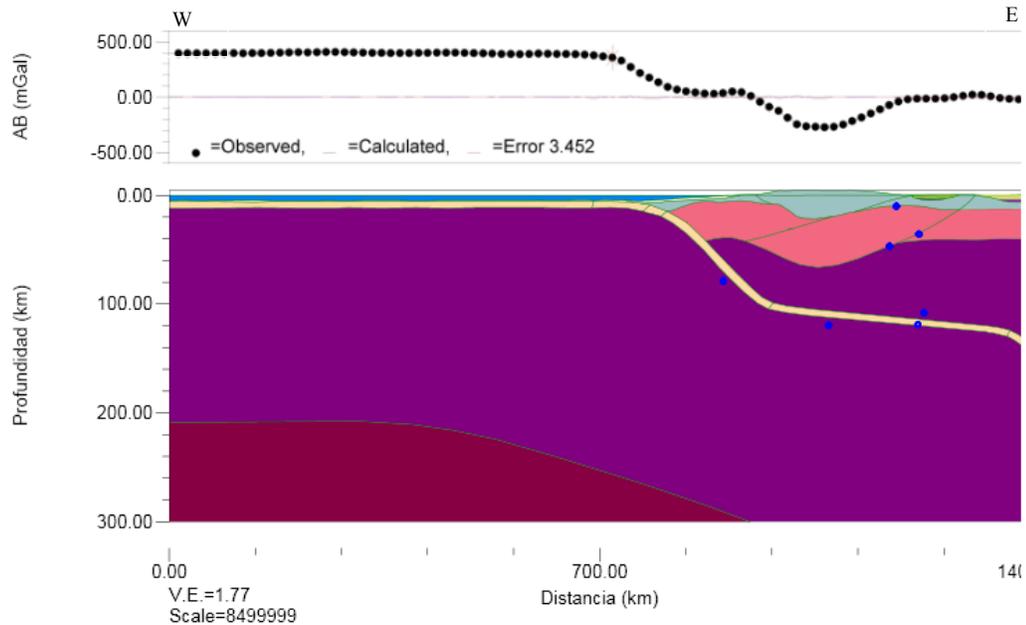


Figura 41. Modelo geológico del perfil A-A'. Los puntos azules indican la ubicación de los focos sísmicos.

En el perfil B (figura 42) se observa que el grosor de la corteza oceánica es de 27 km aproximadamente y subduce con un ángulo de 30° hasta 100 km de profundidad, a partir del cual se desplaza con un ángulo de 10° aproximadamente. La corteza continental muestra un espesor en la región central de aproximadamente 40 km. Luego su grosor aumenta drásticamente hasta alcanzar una profundidad máxima de 65 km asociada a la raíz de la cordillera andina. Posteriormente, su espesor disminuye a 40 km en la región este del perfil correspondiente a la región subandina de la Llanura Amazónica.

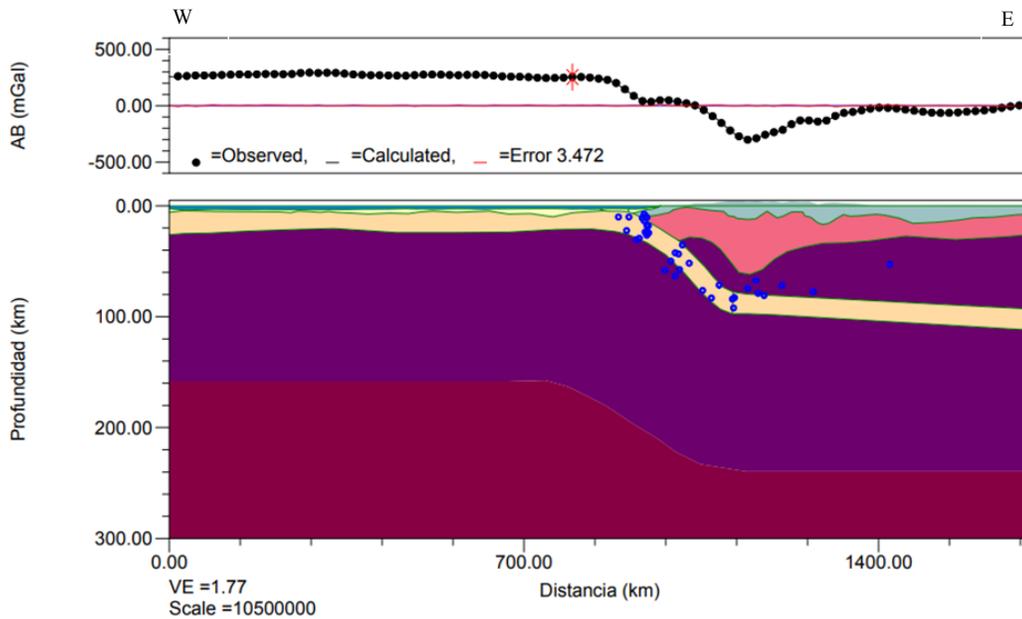


Figura 42. Modelo geológico del perfil B-B'. Los puntos azules indican la ubicación de los focos sísmicos.

En el perfil C (figura 43) el grosor de la corteza oceánica es de 10 km aproximadamente con una configuración suave, para luego doblarse con un ángulo de 30° , el cual se mantiene en toda la subducción de la placa. En el lado este del modelo se tiene la geometría de la placa continental mostrándose dividida por una placa superior y una inferior. La placa superior muestra ondulaciones en la base de la cordillera Occidental y Oriental para luego comportarse de forma homogénea a partir de la zona subandina.

Hacia el este el tope de la corteza superior se encuentra a 5 km de profundidad y sobre ella descansan los sedimentos que constituyen a la cuenca Madre de Dios perteneciente a la zona subandina, la cual está constituida básicamente por sedimentos del Terciario al Cretácico. El límite corteza-manto se encuentra aproximadamente a 40 km en la región central del perfil. Este valor aumenta a profundidades de 72 km aproximadamente asociado a la raíz de la cordillera andina y a que sus dimensiones en superficie son mayores en comparación a la configuración de Los Andes hacia el norte del área de estudio. En la región este, el comportamiento de la placa continental es similar a los perfiles anteriores, ya que su espesor disminuye a 42 km a partir de la región subandina.

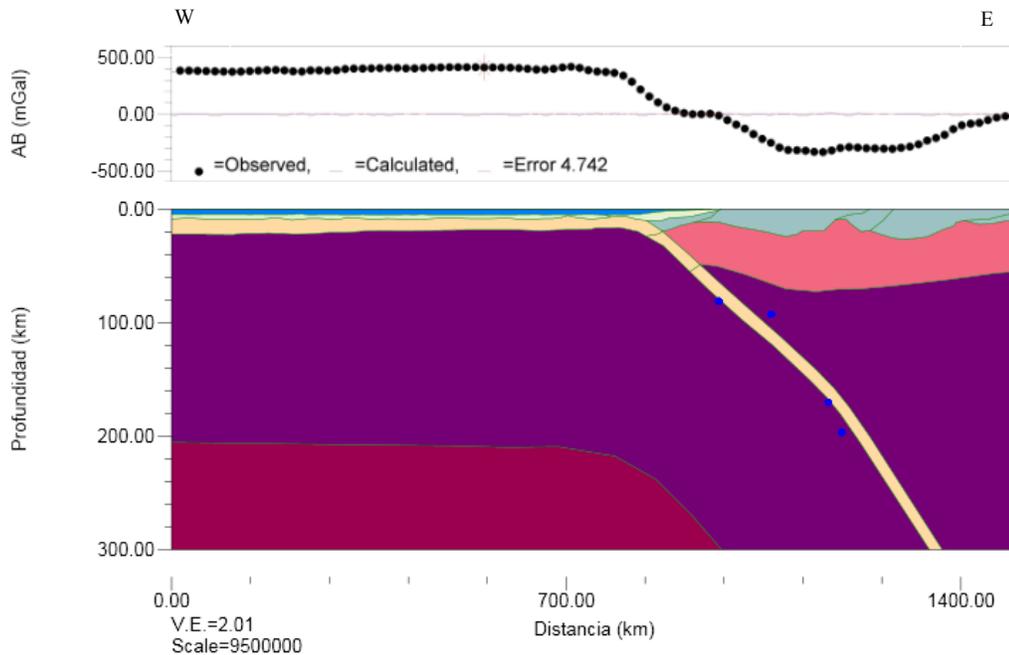


Figura 43. Modelo geológico del perfil C-C'. Los puntos azules indican la ubicación de los focos sísmicos.

Al observar el perfil D (figura 44) se observa que la placa de Nazca muestra un grosor de aproximadamente 8 km. A una longitud de 1300 km se puede observar la configuración transversal de la Dorsal de Nazca, en donde se aprecia que en esta área la placa presenta un grosor de 25 km. A partir de este modelo se observa que los valores de anomalías disminuyen en la región de la Dorsal de Nazca y aumenta en los lados de la misma debido a que en esta zona la corteza oceánica es más delgada coincidiendo con lo observado en el mapa de anomalías de Bouguer.

Al observar la vista transversal de la placa de Nazca en el área de Los Andes, correspondiente al perfil E (figura 45), se puede observar que la placa muestra un grosor similar al observado en el perfil D. Sin embargo, a partir de los 600 km del perfil, la placa se dobla lateralmente con un ángulo de 20° . Esto indica que la placa de Nazca se encuentra a una profundidad de 100 km hacia el norte de Los Andes, aproximadamente y hacia el sur de Perú, ésta se profundiza hasta alcanzar 140 km de profundidad. Adicionalmente, se observa que la raíz de Los Andes muestra una profundidad de aproximadamente 65 km en la región norte y se profundiza hacia el sur de Perú hasta alcanzar una profundidad superior a los 70 km.

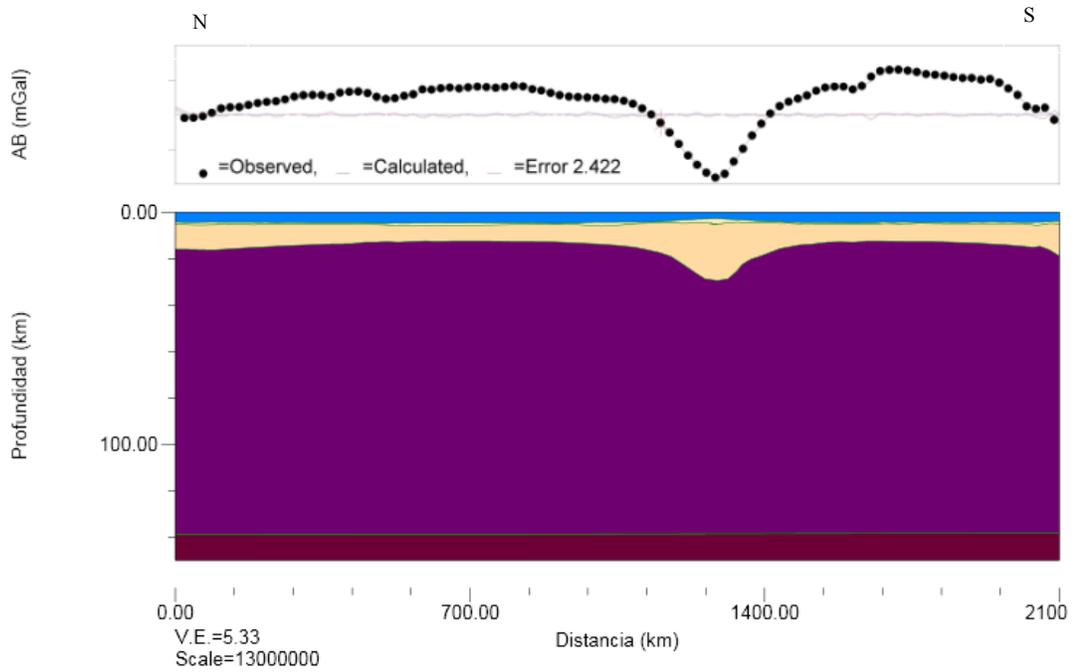


Figura 44. Modelo geológico del perfil D-D'.

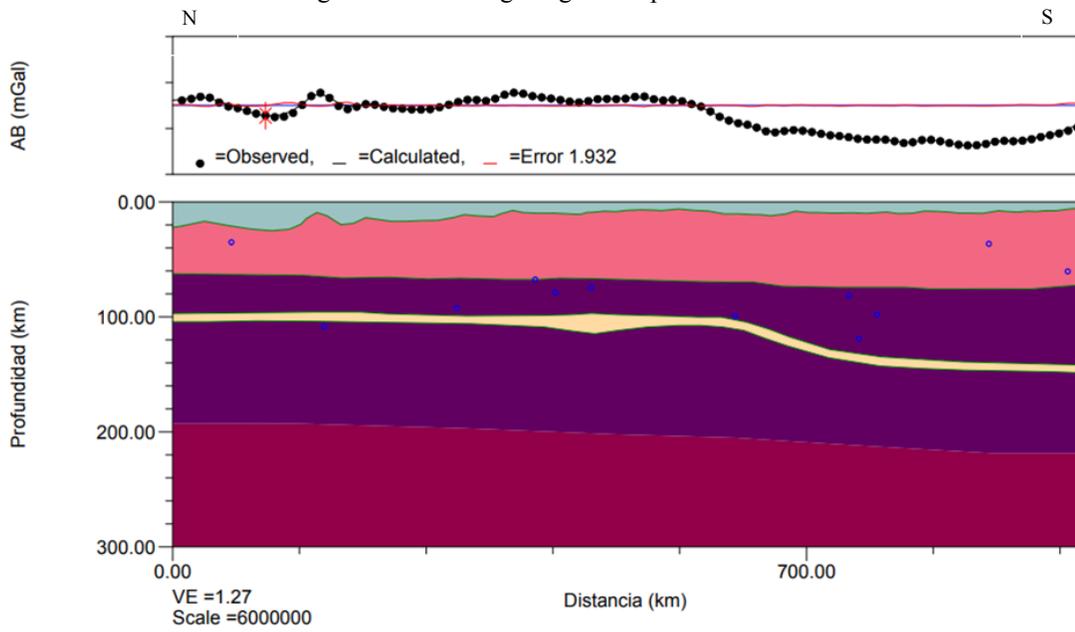


Figura 45. Modelo geológico del perfil D-D'. Los puntos azules indican la ubicación de los focos sísmicos.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Con este trabajo se buscó generar modelos que representaran la geometría de subducción de la placa de Nazca por medio de la integración de datos gravimétricos satelitales y el análisis espacial de los focos sísmicos. De acuerdo a los resultados obtenidos y a las interpretaciones geológicas y estructurales realizadas a los mismos, se pudo concluir lo siguiente:

- De acuerdo al análisis estadístico, los valores de anomalías de Bouguer se agrupan en tres poblaciones las cuales presentan características estadísticas diferentes, particularmente se observa que la distribución geográfica muestra correlación espacial con la ubicación de la placa de Nazca, la placa continental y la Cordillera de Los Andes.
- Las anomalías de aire libre de la zona se ubican en un rango de -190 mGal a 300 mGal. Los valores de anomalías de aire libre responden principalmente al comportamiento que presenta el relieve topográfico en la zona, identificando que los mayores valores de anomalías corresponden a la cordillera de Los Andes y los valores mínimos a la fosa peruano-chilena lo que se relaciona directamente a lo observado en el mapa topográfico.
- La corteza oceánica está representada por los valores de anomalías de Bouguer más elevados en comparación a las respuestas asociadas a la placa continental sudamericana. Esto se debe a la diferencia en densidad de los cuerpos que componen estas estructuras tectónicas.
- La placa de Nazca presenta máximos gravimétricos locales causado por el delgado grosor cortical que posee la placa en estas zonas, también presenta mínimos gravimétricos locales producto de la respuesta de la Dorsal de Nazca cuya estructura presenta un mayor grosor de corteza.
- De acuerdo al análisis espectral el límite entre la corteza oceánica y el manto se encuentra a 8 km de profundidad aproximadamente mostrando diferencias en el área de la dorsal de Nazca donde el límite de corteza alcanza valores de

profundidad de 20km. Respecto a la placa continental el límite corteza-manto se encuentra a 40 km de profundidad en la región subandina y supera los 60 km de profundidad en el área de la cordillera de Los Andes.

- Los resultados de deconvolución de Euler muestran una relación directa con las respuestas observadas en el mapa de anomalías de Bouguer revelando las mismas tendencias estructurales; sus respuestas muestran correlación con las profundidades estimadas en los análisis espectrales, lo que permitió tener un mayor control al momento de construir los modelos geométricos de subducción.
- La continuación analítica hacia arriba a diferentes alturas permitió identificar las estructuras de carácter regional presentes en el área de estudio las cuales están relacionadas a la placa de Nazca, la placa continental y la cordillera de Los Andes mostrando el importante control que éstas estructuras poseen en las respuestas de las anomalías de Bouguer a escala regional.
- En la región norte de Perú la placa de Nazca subduce con un ángulo de 30° hasta 100 km de profundidad a partir del cual, la losa se desplaza con un ángulo de 10° lo que indica la presencia de subducción de bajo ángulo en esta zona. En la región sur el ángulo de incidencia es de aproximadamente 30° sin mostrar variaciones durante el proceso de subducción de la placa lo que indica subducción de tipo normal en esta área.
- La discontinuidad corteza-manto se mantiene relativamente constante en la región este de los perfiles (entre 8 km, en los perfiles AA' y CC' y 20 km en el perfil CC') y aumenta en sentido Este alcanzando profundidades entre 60 km y 70 km correspondiente a la raíz de la Cordillera Andina para luego disminuir a 40 km aproximadamente en la región subandina.
- Respecto a los perfiles paralelos a la fosa se verificó el espesor que posee la placa de Nazca (8 km aproximadamente). Adicionalmente, se pudo comprobar que la placa presenta una variación en su geometría luego que subduce, identificando que posiblemente presenta una contorsión hacia el sur de la Dorsal de Nazca.
- Al estudiar las anomalías gravimétricas por separado, de acuerdo al análisis de conglomerados de k-medias, se pudo tener un mejor control de las profundidades

de los cuerpos presentes en el área de estudio evitando la influencia de las fuentes pertenecientes a las diferentes poblaciones identificadas en el análisis estadístico

- La integración de los datos de anomalías de Bouguer y la distribución espacial de los eventos sísmicos ayudo a disminuir la incertidumbre al momento de ajustar los cuerpos presentes en el área de estudio permitiendo tener un mejor control al modelar la geometría de placa oceánica en la zona de subducción.

Recomendaciones

Ampliar el trabajo en el borde occidental de Sudamérica realizando una mayor cantidad de perfiles perpendiculares a la línea de fosa con el fin tener un conocimiento más detallado de la variación del ángulo de subducción de la placa de Nazca.

Considerando la topografía que caracteriza la zona se recomienda realizar un estudio de anomalías magnéticas, de manera que se pueda caracterizar la tendencia de los cuerpos magnéticos presentes en la zona de subducción.

Complementar los modelos geométricos integrando información de datos de sísmica de gran ángulo con el objetivo de respaldar la geometría de subducción propuesta.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Acosta, J., J. Quispe, A. Santiesteban y H. Acosta. (2008). Épocas metalogenéticas y tipos de yacimientos metálicos en la margen occidental del Sur del Perú: latitudes 14°s - 18°s. Resúmenes extendidos XIV Congreso Peruano de Geología.
- Acosta, H., J. Rodriguez, W. Ccallo y M. Cutipa. (2012). Actividad Tectónica del Sistema de Fallas Cincha-Lluta-Incapuquio durante el Cretácico y Paleógeno en el Sur del Perú. En Congreso Peruano de Geología, No. 16, Sociedad Geológica del Perú, Resúmenes extendidos: 5 p. Lima, Perú.
- Araque C., 2018. Modelo geofísico integrado de la geometría de subducción de las placas de Nazca y Suramérica entre los paralelos 0° y 4°S. Tesis de Pregrado. Universidad Central de Vennezuela, Caracas, Vennezuela.
- Audebaud, E., Capoevila, R., Dalmayrac. B., Laljnaucher, O., Marú' o, R., Maiiauer, M., MF.Card, Fi y Pareotis, 1. (1973). Les traits geologiques essentials des Andes Centrales (Perou-Bolivie). Rev Geogr Phys. Geol. Dyn., 15 (1-2): 73-114
- Atherton, M.P., V. Warden y L. M. Sanderson. (1985). The Mesozoic marginal basin of Central Peru: A geochemical study of within-plate-edge volcanism. En M.P. Pitcher, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale (Eds.), Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes (47-58). London: Blackie Halsted Press.
- Atwater, T. (1989). Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, Geological Society of America Bulletin. 81: 3513-3536
- Bhattacharyya, B. K. y L. Ley-Kuang. (1975). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures, geophysics, 40 (6): 993-1013.

- Barazangi, M. y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquake subduction of the Nazca plate beneath América. *Geology*, Volumen 4, 686-692p
- Barthelmes, F. y W. Köhler. (2016) International Centre for Global Earth Models (ICGEM). En: Drewes, H., Kuglitsch, F., Adám, J. et al., *The Geodesists Handbook 2016*, *Jour. Geod.* (2016), 90 (10): 907-1205, doi: 10.1007 / s00190-016-0948-z.
- Batty, M. y E. Jaillard. (1989). La sedimentación neocomiana (Jurásico terminal-Aptiano) en el Sur del Perú. En: L.A. Spalletti (Ed.), *Contrib. Simp. sobre el Cretácico de América latina*, Buenos Aires, A75-A88.
- Beck, S. L., G. Zandt, S.C. Myers, T. C. Wallace, P. G. Silver y L. Drake. (1996). Crustal-thickness variations in the Central Andes, *Geology*, 24 (5): 407-410.
- Beckinsale, R.D., A. W. Sánchez-Fernandez, M. Brook, E.J. Cobbing, W. P. Taylor y N.D. Moore. (1985). Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. En: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing and R.D. Beckinsale (Eds.), *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*, 177-202. London: Blackie Halsted Press.
- Benavides, V. (1956). Cretaceous system in Northern Peru *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 108: 352-494.
- Bernard D., G. Laubacher y R. Marocco (1988). Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes peruanos, INGEMMET – ORSTOM, Boletín N° 12, serie D, Estudios especiales.
- Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Jour Geoph. Res.* 97, 17503-17529p.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Miškovic, A., 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of

the Gondwanan margin of the North-Central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 697–711. <https://doi.org/10.1130/B26080.1>

Clark, A.H., E. Farrar, D. J. Kontak, R. J. Langridge, M. J. Arenas, L. J. France, S. L. McBride, P. L. Woodman, H. A. Wasteneys, H. A. Sandeman y D. A. Douglas. (1990). Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85: 1520-1583.

Cobbing, E. J. y W.S. Pitcher. (1983). Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge, *Geol. Soc. Am. Mem.* 159: 277-291.

Cobbing, E. J. (1985). The tectonic setting of the Peruvian Andes. En Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., Beckinsale, R. D. (Eds.): *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*, Glasgow, Blackie and Son, 3-18.

Cobbing, E. J., Pitcher, W. S.; 1972: The coastal batholith of central Peru, *Geol. Soc. 191 London Journal* 128, pp. 421-460

Dalmayrac, B., G. Laubacher y R. Marocco (1980). *Géologie des Andes péruviennes*. Trav. Doc. ORSTOM, 122, 501.

Dalmayrac, B., G. Laubacher y R. Marocco. (1988). Caracteres generales de la evolución geológica de los andes peruanos, INGEMMET – ORSTOM, Boletín N° 12, serie D, Estudios especiales.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Aarhus y S. Stein. (1990). Current plate motions. *Geophys.J. Int.* 101: 425-478.

Dewey J. & BirdJ. (1970). Mountain belts and the new Global Tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 75: 2625-2647.

Dickinson W (1971). Plate tectonics models geosynclines. *Earth Planet Sci. Letters*, 10:165-174p.

- Dobrin M. (1980). *Introducción a la Prospección Geofísica*. Barcelona, España: Ediciones Omega.
- Förste, C., S. Bruinsma, O. Abrikosov, J. M. Lemoine, T. Schaller, H.-J. Götze, J. Ebbing, J. C. Marty, F. Flechtner, G. Balmino y R. Biancale. (2014) EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse.
- Gayet, M., L. G. Marshall y T. Sempéré. (1991). The Mesozoic and Paleocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. En R. Suárez (Ed.), *Fósiles y Facies de Bolivia*. Rev. Téc. YPFB, 12(3-4): 393-433.
- Geosoft. (2007). *Manual de ayuda del programa Oasis Montaj 6.4.2*.
- Grange, F. (1984). *Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou*. These Docteur 3er cycle, univ. Scientifique et Médicale de Grenoble
- Gupta, V. K y N. Ramani. (1982). Optimum second vertical derivatives in geologic mapping and mineral exploration. *Geophysics*, 47 (12): 1706-1715.
- Gütscher, M.-A. (2002). Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 3-10. doi:10.1016/S0895-9811(02)00002-0.
- Gütscher, M.-A., W. Spakman, H. Bijwaard y E. R. Engdahl. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(05): 814-833.
- Hager, B. H. y R. J. O'Connell. (1978). *Subduction zone dip angles and flow driven by plate motion*. Elsevier scientific publishing company, Amsterdam.
- Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(2): 665-679.

- Hampel, A., N. Kukowski, J. Bialas, C. Huebscher y R. Heinbockel (2004). Ridge subduction at an erosive margin: The collision zone of the Nazca Ridge in southern Peru, *Jour. Geophys. Res.*, 109, B02101, doi: 10.1029/2003JB002593.
- Hasegawa, A. y Isacks, S. (1981). Subduction of Nazca plate beneath Perú as determined by seismic observations, *J. Geophys. Res.* 86, 4971-4980p.
- Heinbockel, R., Dehghani, G.A. y Ch. Huebscher (2003). Gravity and magnetic investigations along the Peruvian continental margin, *Geophysical Research Abstracts*, 5-05857.
- Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, R., Kellogg, J., Kucks, R., Li, X., Mainville, A., Morin, R., Pilkington, M. Plouff, D., Ravat, D., Roman, D., Urrutia-Fucugauchi, J., Veronneau, M., Webring, M. y Winester, D. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70(4): J25-J32. doi:10.1190/1.1988183.
- Huchon, P. y J. Bourgois. (1990). Fragmentation of the Nazca plate: Mendaña fracture zone and Trujillo trough revisited. *Jour. Geophys. Res.*, 95(B6): 8419-8436.
- Hussong, D. M., S. P., Dang, L. D. Kulm, R.W. Couch y T. W. C. Hilde (Eds.). (1985). *Atlas of the Ocean Margin Program, Peru Continental Margin, Region VI*: Woods Hole, Marine Science International.
- INGEMET (1995). *Geología del Perú. Sector Energía y Minas. Boletín N°55*, 161p
- Ince, E. S., F. Barthelmes, S. Reißland, K. Elger, C. Förste, F. Flechtner y H. Schuh. (2019). ICGEM - 15 años de exitosa recolección y distribución de modelos gravitacionales globales , servicios asociados y planes futuros. - *Earth Science Science Data*, 11: 647-674, doi: <http://doi.org/10.5194/essd-11-647-2019>.

- Isacks, B. (1988). Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Jour. Geophys. Res.*, 93: 3211-3231.
- Jacoby, W. y P. L. Smilde. (2009). Gravity interpretation. Verlag Berlin Heidelberg, Germany: Springer.
- James, D. (1971). Andean crustal and upper mantle structure, *Jour. Geophys. Res.* 76: 3246-3271.
- Jaillard, E., H. Cappetta, P. Ellenberger, M. Feist, N. Grambast-Fessard, J. P. Lefranc y B. Sigé. (1993). The Late Cretaceous Vilquechico Group of southern Peru. *Sedimentology*.
- Jaillard, E. (1994). Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. En: J.A. Salfity (Ed.), *Cretaceous Tectonics in the Andes. (Earth Evol. Sci.)* Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, 101-167.
- Jaillard, E., G. Hérail, T. Monfret, E. Díaz-Martínez, P. Baby, A. Lavenue y J. F. Dumont. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. *Tectonic Evolution of South America*, 31: 481-559.
- Kearey, P., M. Brooks y I. Hill. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd, 125-154.
- Kley, J., C. Monaldi y J. Salfity. (1999). Along strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301: 75 – 94.
- Krabbenhöft, A., J. Bialas, H. Kopp, N. Kukowsky y C. Hübscher. (2004). Crustal structure of the Peruvian continental margin from wide-angle seismic studies, *Geophys. Jour. Int.*, 159: 749 – 764.
- Kulm, D. y K. Sheidegger (1983). Nazca plate and andean convergence studies. *Tectonophysics*, 83-93.

- Kummel, B., (1948). Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. Geological Society of America Bulletin., 59: 1217-1266.
- Laughlin, A.W., Damon, P.E. y Watson, B.N. (1968). Potassium-argon dates from Toquepala and Michiquillay, Peru. Econ. Geol., 63: 166-168.
- Lowrie, W. (2007). Gravity the figure of the Earth and geodynamics (2da ed., pp. 43-99) Fundamentals of Geophysics. New York: Cambridge University Press.
- Lowrie, W. (2007a). Fundamentals of geophysics (Vol. 978-0-521-85902-8). Swiss Federal University (ETH), Zürich: Cambridge University Press.
- McKee, E. y D. Noble. (1983). Miocene volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru. Geological Society of America Bulletin, 93: 657-62.
- Mégard, F. (1978). Étude géologique des Andes du Pérou central. Mem. Orstom, 86: 310.
- Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. Jour. Geol. Soc. London, 141: 893-900.
- Milson, J. (2003). Field geophysics. The geological field guide series. John Wiley & Sons Ltd.
- Mironov, V. S. (1977). Curso de prospección gravimétrica. 1-524, Barcelona: Reserté.
- Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., Schaltegger, U., 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. Geol. Soc. Am. Bull. 121, 1298–1324.
- Mourier, T. (1988). La transition entre Andes marginales et Andes cordilléranes à ophiolites: évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de

- Huancabamba (3°-8°S, Nord Pérou-Sud Équateur). Tesis Doctoral no publicada. Université de Paris-Sud Paris XI, 275.
- Norabuena, E.O., T.H. Dixon, S. Stein y C. G. A.Harrison. (1999). Desaceleración de los movimientos de la placa Nazca-sudamericana y Nazca-pacífica. *Cartas de investigación geofísica*, 26 (22): 3405-3408.
- Ocola, L. C., R. P. Meyer y L. T. Aldrich. (1971). Gross crustal structure under the Perú-Bolivia altiplano: *Earthquake Notes*, 42: 38-48.
- Pardo, A. y F. Zúñiga. (1976). Estratigrafía y evolución tectónica de la región de la Selva del Perú. 2do Congreso Latinoamericano de Geología., Caracas, 1973, 2: 569-608.
- Pardo-Casas, F. y P. Molnar. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times. *Tectonics*, 6: 233-248.
- Pilger Jr., R. H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism. *Jour. Geol. Soc.*, 141: 793-802.
- Ramos, V. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22: 183-190.
- Rodríguez, I. (1974). Investigación Gravimétrica en la Región Noroccidental de Venezuela. Trabajo {Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela.
- Rodríguez, L. y Tavera, J. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol 9 (2).141-159p.
- Rosa, J. W. C. y P. Molnar. (1988): Uncertainties in reconstructions of the Pacific, Farallon, Vancouver, and Kula plates and constraints on the rigidity of the Pacific and Farallon (and Vancouver) plates between 72 and 35 Ma, *Jour. Geophys. Res.*, 93: 2997-3008.

- Sébrier, M., A. Lavenu, M. Fornari y J. Soulas. (1988). Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, Paris, 3: 85-106.
- Sébrier, M. y Soler, P. (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. En R.S. Harmon & C.W. Rapela (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 265: 259-278.
- Sempéré, T. (1994). Kimmeridgian (?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. En J.A. Salfity (Ed.), *Cretaceous Tectonics in the Andes*. (Earth Evolution Sciences) Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, 168-212.
- Schneider, J. y Isacks, B. (1987). Stress in the contorted Nazca beneath Southern Perú from local earthquake, *Jour. Geophys. Res.*, 92, 13887-13902p
- Soulas, J. y P. Paris. (1977). Les phases tectoniques Andines du Tertiaire Supérieur, résultats d'une transversale Pisco-Ayacucho, Pérou central, *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'académie des sciences, Série D, No. spécial*, 284.
- Spector, A. y F. Grant. (1970). Statistical models for interpreting aero-magnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- Tarbuck, E. J., y Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra, una introducción a la geología física*. Madrid: Pearson Prentice Hall.
- Tassara, A., H.-J. Gotze, S. Schmidt y R. Hackney. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Jour. Geophys. Res.*, 111: 1-26. doi:10.1029/2005JB003976.
- Tavera, H. y Buforn, E. (1998). Sismicidad sismotectónica de Perú en: A. Udías y E. Buforn (ed). *Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica*. Física de la Tierra, UCM. N°10,187-219p.

- Telford, W. y L. Geldart. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Telford, W., L. Geldart y R. Sheriff. (2004). *Gravity Methods Applied Geophysics* (2da ed.). New York, USA: Cambridge University Press.
- Thompson, D. T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 31-37. doi:10.1190/1.1441278
- Tschopp, H.J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *Bulletin of the American Association of the Petroleum* 37: 2303-2347.
- Uyeda, S. y H. Kanamori. (1979). Back-Arc Opening and the Mode of Subductions. *Jour. Geophys. Res.*, 84(B3): 1049-1061.
- Vicente, J. C. (1981). Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-peruana. En W. Volkheimer and E. Musacchio (Eds.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Buenos Aires, 1: 319-351.
- Warsi, W. E. K., T. W. C. Hilde y R. C. Searle. (1983). Convergence structures of the Perú Trench between 10°S and 14°S, en Hilde, T. W. C., Uyeda, S. (Eds.), *Convergence and Subduction, Tectonophysics*, 99: 313-329.
- Werner, S. (1953). Interpretation of magnetic anomalies of sheet-like bodies. *Sveriges Geologiska Undersökning*, 43(6).
- Wilson, M. (1989): *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Unwin Hyman.
- Yamano, M. y S. Uyeda. (1990): Heat-Flow Studies in the Peru Trench Subduction Zone, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112: 653-66.