



ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

“MODELO CORTICAL Y ESTIMACIÓN DE FLUJO DE CALOR PARA LA IDENTIFICACIÓN DE ZONAS DE MADUREZ EN LA CUENCA DE ANTEARCO GOLFO DE GUAYAQUIL - TUMBES”

PROYECTO DE GRADO

Previo a la obtención del Título de:

INGENIERA EN GEOLOGÍA

Presentado por:

ANDREA VALERIA LUCAS NICOLA

MARÍA ELISA MUÑOZ MUÑOZ

GUAYAQUIL – ECUADOR
2017

DEDICATORIA

A mis padres, sé que han hecho muchos sacrificios para darme lo mejor. Los amo y espero jamás defraudarlos. A mi familia, todos han formado parte de este logro de una u otra manera.

A Marlon, porque jamás dejaste de creer en mí.

A mis amigos, hicieron mis días en la universidad más felices. A mi Tatita, siempre se preocupó por darme de comer y verme llegar salva a casa.

Andrea Valeria Lucas Nicola

DEDICATORIA

A mi madre, este logro es más suyo que mío.

A la familia Muñoz. Esto es una prueba de que todos podemos lograrlo.

A la familia Fuentes Decker, quienes me dejaron ser parte de ellos.

María Elisa Muñoz Muñoz

AGRADECIMIENTO

Al M. Sc. Carlos Aizprúa, quien encontró el tiempo y la vocación para sacar adelante este proyecto.

Al Ing. Galo Montenegro, por su colaboración y preocupación. Y su continua disposición a ayudar, tanto en el ámbito académico como personal.

A Marlon e Ing. Federico Torres, quienes de alguna forma nos apoyaron en el desarrollo del proyecto.

Andrea Valeria Lucas Nicola

María Elisa Muñoz Muñoz

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN

M. Sc. Jorge Coronel
DIRECTOR DE MATERIA INTEGRADORA

Ing. Galo Montenegro Santos
TUTOR DEL PROYECTO

M. Sc. Glenda Loayza Toro
MIEMBRO EVALUADOR

Ph.D. Eddy Sanclemente Ordoñez
MIEMBRO EVALUADOR

DECLARACIÓN EXPRESA

“La responsabilidad del contenido de esta Tesis de Grado, nos corresponde exclusivamente; y el patrimonio intelectual de la misma, a la Escuela Superior Politécnica del Litoral”

(Reglamento de Exámenes y Títulos Profesionales de la
ESPOL)

Andrea Valeria Lucas Nicola

María Elisa Muñoz Muñoz

RESUMEN

Los actuales modelos de madurez en la cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes (CGGT) no consideran la disposición del basamento de la cuenca, lo que incrementaría la incertidumbre acerca de los factores que podrían influir en el flujo de calor. El presente estudio se enfoca en la caracterización y configuración del sustrato para generar un modelo cortical limitado a partir de datos geofísicos, donde se delimita la sutura que separa al basamento oceánico Cretácico del continental Paleozoico. Posteriormente, este modelo es calibrado con temperaturas de fondo de pozo, calculadas mediante una simulación unidimensional de transferencia de calor en régimen transitorio, con la finalidad de estimar el flujo de calor y determinar las zonas de mayor madurez térmica potenciales para la generación de hidrocarburos en la CGGT. En el modelo cortical propuesto, el basamento oceánico obduce al continental con un ángulo de aproximadamente 60° y la ubicación de la sutura es similar a la que propone (Bourgeois, 2013). Esta sutura marca el límite norte de la zona con el valor de flujo de calor más alto, aproximadamente 44 mW/m^2 , el cual disminuye hacia el norte confirmado que la CGGT es una cuenca fría. Sin embargo, esto no explicaría por qué los valores de reflectancia de la vitrinita aumentan hacia el norte y por qué

existen campos productores en dicha zona. Por lo tanto, deben existir aportes laterales de calor, no considerados en un modelo unidimensional, que afectarían directamente a los parámetros físicos de los sedimentos y con ello al flujo de calor.

Palabras Claves: Modelo cortical, Modelamiento gravimétrico, Sutura, Flujo de calor, Madurez, Golfo de Guayaquil.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	I
AGRADECIMIENTO	III
TRIBUNAL DE GRADUACIÓN	IV
DECLARACIÓN EXPRESA	V
RESUMEN	VI
ÍNDICE GENERAL.....	VIII
ABREVIATURAS	XIII
SIMBOLOGÍA	XV
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XVI
ÍNDICE DE TABLAS	XXI
CAPÍTULO 1.....	23
INTRODUCCIÓN	23
1.1. Preámbulo	24
1.2. Planteamiento del Problema.....	25

1.3. Justificación	27
1.4. Hipótesis.....	28
1.5. Objetivos.....	28
1.5.1. Objetivo General	28
1.5.2. Objetivos Específicos	29
1.6. Metodología	30
1.7. Ubicación del Área de Estudio.....	34
CAPÍTULO 2.....	35
MARCO GEOLÓGICO	35
2.1. Geología Regional	36
2.2. Bloque Norandino (BNA)	38
2.3. Bloque Amotape-Tahuín (BAT).....	42
2.4. Cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes (CGGT)	44
2.4.1. Estructuras Principales.....	44
2.4.2. Modelos propuestos para la sutura	52
2.5. Análisis de Flujo de Calor	57
2.5.1. Elaboración de un modelo de corteza	61
2.5.2. Cálculo de la temperatura en modelos unidimensionales	62
CAPÍTULO 3.....	68

DATOS Y METODOLOGÍA.....	68
3.1. Datos para el Modelo Gravimétrico	69
3.1.1. Gravimetría	69
3.1.2. Batimetría.....	71
3.1.3. Sismos	72
3.1.4. Perfiles Sísmicos.....	72
3.1.5. Densidades	74
3.2. Datos para el cálculo de temperaturas	78
3.2.1. Pozos	78
3.2.2. Parámetros Térmicos.....	81
3.3. Metodología para la elaboración del Modelo Gravimétrico	85
3.3.1. Procesamiento de Datos Gravimétricos	85
3.3.2. Elaboración de Perfiles de Sismos.....	85
3.3.3. Construcción de un modelo forward.....	86
3.3.4. Generación de mapas.....	93
3.4. Metodología para el Cálculo de Temperatura.....	94
3.4.1. Construcción del algoritmo para 1D	96
3.4.2. Calibración con pozos	99
3.4.3. Estimación de Flujo de Calor (q)	100
3.4.4. Identificación de zonas de madurez.....	101
CAPÍTULO 4.....	102

RESULTADOS	102
4.1. Resultados del Modelado Gravimétrico	103
4.1.1. Lineamientos a partir de la derivada inclinada “TDR”	103
4.1.2. Modelos Forward 2D	105
4.2. Resultados de la simulación para el cálculo de temperaturas	129
4.2.1. Curvas de temperatura vs profundidad	129
4.2.2. Mapas	143
4.2.3. Modelo Cortical	160
4.2.4. Definición de la Sutura	162
4.2.5. Gradiente Geotérmico (∇T) y Flujo Térmico (q)	166
4.2.6. Identificación de zonas de madurez	168
CAPÍTULO 5.....	173
DISCUSIÓN	173
5.1. Exactitud y limitaciones del modelo cortical	174
5.1.1 Modelado gravimétrico	174
5.1.2 Hipocentros, velocidad y densidad.....	174
5.2. Relación entre los lineamientos observados mediante procesamiento gravimétrico, estructuras cartografiadas y la morfología de los mapas generados.....	177
5.3. Sutura	183
5.3.1. Ubicación de la Sutura	183

5.3.2. Morfología de la Sutura	186
5.4. Madurez.....	189
CAPÍTULO 6.....	198
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	198
6.1 Conclusiones	199
6.2 Recomendaciones	201

BIBLIOGRAFÍA

ABREVIATURAS

BAT	Bloque Amotape – Tahuín
BBO	Billones de barriles de petróleo
BCFG	Billones de pies cúbicos de gas
BHT	Temperatura de fondo de pozo
BNA	Bloque Norandino
BP	Banco Perú
CCPP	Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná
CGGT	Cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes
DCN	Dorsal Cocos - Nazca
DJ	Detachment Jambelí
DP	Detachment Posorja
DPHI	Porosidad-Densidad
EDP	Ecuaciones diferenciales en derivadas parciales
EV	Exageración vertical
FEM	Método de Elementos Finitos
FJ	Falla Jubones
FT	Falla Tenguel
GE	Graben Esperanza
GFZ	Zona de fractura de Grijalva
GG	Golfo de Guayaquil
GR	Gamma Ray
ID	Depresión interandina
LSE	Levantamiento Santa Elena

Ma	Millones de años
NPHI	Porosidad Neutrón
OS	Sutura ofiolítica
PC	Placa cabalgante
PCG	Punto caliente de Galápagos
PF	Placa Farallón
Rx	Roca
SDT	Sistema detachment Tumbes
SFD	Sistema de fallas Domito
SFPSC	Sistema de fallas Puná - Santa Clara
TDR	Derivada inclinada

SIMBOLOGÍA

C_p	Capacidad calorífica
λ	Conductividad térmica
ρ	Densidad
k	Difusividad térmica
q	Flujo de calor
q_b	Flujo de calor basal
∇T	Gradiente térmico
A	Producción de calor
Z	Profundidad
R_o	Reflectancia de la vitrinita
T	Temperatura
T_b	Temperatura basal
T_{sa}	Temperatura interfase agua-sedimentos
T_{mc}	Temperatura manto-corteza
t	Tiempo

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1 Diagrama de flujo de la metodología seguida durante la investigación.	33
Figura 1. 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio.	34
Figura 2. 1 Contexto geodinámico del Ecuador. Abreviaturas: GFZ, Zona de Fractura de Grijalva; GGTB, Cuenca Golfo de Guayaquil Tumbes; NAB, Bloque Norandino; PCT, Fosa de Perú – Chile.....	37
Figura 2. 2 Cinco regiones morfotectónicas la planicie o Costa, la Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Oriental y la Cuenca Oriente.....	38
Figura 2. 3 Ubicación del Bloque Norandino (BNA).	42
Figura 2. 4 Ubicación del Bloque Amotape-Tahuín.....	44
Figura 2. 5 Mapa de las estructuras principales de la CGGT.....	52
Figura 2. 6 Modelo estructural de la cuenca GGT según Benítez, 1995.....	54
Figura 2. 7 Mapa de ubicación de la sutura (OS) y perfil del modelo según Bourgois, 2013.....	56
Figura 2. 8 Modelos de disposición del basamento de la CGGT según Bourgois, 2013.....	57
Figura 2. 9 Tipos de condiciones de frontera.	59

Figura 2. 10	Esquema del problema para un análisis de flujo de calor representando a) el modelo de corteza y b) el cálculo de la temperatura Ts.	61
Figura 2. 11	Representación de la discretización en Elementos Finitos.	67
Figura 3. 1	Mapa de anomalías Gravimétricas de la zona de estudio.	70
Figura 3. 2	Mapa de Batimetría modificado a partir de (Becker et al., 2009).	71
Figura 3. 3	Mapa de ubicación de los perfiles sísmicos interpretados y de los modelos propuestos usados en el modelado forward.	73
Figura 3. 4	Mapa de ubicación de Pozos.	78
Figura 3. 5	Mapa de Ubicación de las secciones del modelo.	88
Figura 3. 6.	Esquema resumido del funcionamiento del FEM.	95
Figura 3. 7.	Representación gráfica del proceso de discretización correspondiente al Paso 1.	97
Figura 4. 1	Grilla TDR de anomalías gravimétricas, los valores oscilan entre -90° y 90°.	104
Figura 4. 2	Sección A.	107
Figura 4. 3	Sección B.	108
Figura 4. 4	Sección C.	110
Figura 4. 5	Sección D.	111
Figura 4. 6	Sección E.	114

Figura 4. 7 Sección F.	115
Figura 4. 8 Sección G.	117
Figura 4. 9 Sección H.....	119
Figura 4. 10 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Tiburón-1.	132
Figura 4. 11 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Domito-1.	133
Figura 4. 12 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Tenguel-1.	136
Figura 4. 13 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Esperanza-1.	137
Figura 4. 14 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Amistad Sur- 1.....	139
Figura 4. 15 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Golfo de Guayaquil-1.....	140
Figura 4. 16 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo CX-11-21XD.	141
Figura 4. 17 Mapa de profundidad (m) de la base de la placa de Farallón.	144
Figura 4. 18 Mapa de profundidad (m) del tope de la placa de Farallón. ...	145
Figura 4. 19 Mapa de pendientes (°) de la placa de Farallón.....	146
Figura 4. 20 Mapa de profundidad (m) de la base del basamento oceánico.	148
Figura 4. 21 Mapa de profundidad (m) del tope del basamento oceánico.	149

Figura 4. 22 Mapa de espesor (m) del basamento oceánico.	150
Figura 4. 23 Mapa de profundidad (m) de la base del basamento continental.	152
Figura 4. 24 Mapa de profundidad (m) del tope del basamento continental.	153
Figura 4. 25 Mapa de espesor (m) del basamento continental.	154
Figura 4. 26 Mapa de profundidad (m) de la base de los sedimentos.....	156
Figura 4. 27 Mapa de profundidad (m) de la base de los sedimentos con lineamientos.....	157
Figura 4. 28 Mapa de profundidad (m) del tope de los sedimentos.	158
Figura 4. 29 Mapa de espesor (m) de los sedimentos.	159
Figura 4. 30 Mapa de ubicación del modelo cortical.	160
Figura 4. 31 Modelo cortical realizado a partir de los perfiles P1-P1' y P2-P2'.	161
Figura 4. 32 Mapa de Extensión de Basamentos.....	162
Figura 4. 33 En el perfil P1-P1': Sutura.....	164
Figura 4. 34 Ubicación de la sutura con respecto al mapa de basamento oceánico.	165
Figura 4. 35 Mapa de flujo de calor.....	167
Figura 4. 36 Mapa de relación entre flujo de calor y zonas de madurez en la CGGT.	172

Figura 5. 1 Mapa de TDR con el Tope de la Placa de Farallón.....	179
Figura 5. 2 Mapa del Tope de Farallón con lineamientos.	180
Figura 5. 3 Mapa de Base de Sedimentos con estructuras observadas. ...	182
Figura 5. 4 Mapa de anomalías gravimétricas de tipo free air con la ubicación de la sutura.	184
Figura 5. 5 Mapa Geológico con la ubicación de la Sutura.	185
Figura 5. 6 Modelos de Reconstrucción tectónica de la CGGT.....	188
Figura 5. 7 Perfil P1-P1' del modelo cortical.	188
Figura 5. 8 Esquema de relación entre conductividad, el gradiente y flujo de calor sin considerar aportes externos.	190
Figura 5. 9 Mapa de ubicación de la Zona de Fractura de Grijalva y las edades de la placa en subducción.....	195
Figura 5. 10 Zona sometida a intensa deformación en el Paleoceno superior, Eoceno inferior y Eoceno superior.	197

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Total de sismos recopilados en la zona de estudio desde el año 1952 hasta el 2017.	72
Tabla II. Perfiles sísmicos y modelos propuestos usados en el modelado forward con su respectivo autor de la interpretación y fuente.	74
Tabla III. Cálculo de densidad a partir de las velocidades de Onda P propuestas por Calahorrano B. et al. (2008) para la línea sísmica SIS-18. ...	76
Tabla IV. Cálculo de densidad a partir de las velocidades de Onda P propuestas por Calahorrano B. et al. (2008) para la línea sísmica SIS-72. ...	76
Tabla V. Densidades de capas litosféricas.	77
Tabla VI. Datos disponibles por pozo	79
Tabla VII. Valores o rango de valores usados para cada pozo según los registros eléctricos y reportes geoquímicos.	80
Tabla VIII. Valores de BHT para cada pozo según reportes	81
Tabla IX. Conductividades térmicas	81
Tabla X. Recopilación de conductividades de algunas rocas sedimentarias de grano fino.	82
Tabla XI. Recopilación de valores de calor específico propuestos por varios autores.	82

Tabla XII. Producción de calor radiogénico para rocas ígneas y metamórficas.	83
Tabla XIII. Producción de calor radiogénico calculado para la capa de sedimentos de varios pozos de la CGGT.	84
Tabla XIV. Denominación de las secciones del modelo.	86
Tabla XV. Densidades usadas en el modelado, resaltadas de color amarillo, correspondientes al Basamento Oceánico y Canal de Subducción.	90
Tabla XVI. Densidades usadas en el modelado, resaltadas de color amarillo, correspondientes al Agua, Sedimentos de la PC, Basamento Continental, Manto Litosférico de la PC y PF y Placa de Farallón.	90
Tabla XVII. Litología de las capas usadas en el modelo.	95
Tabla XVIII. Parámetros físicos.	98
Tabla XIX. Errores calculados de cada sección del modelo.	121
Tabla XX. Modelos realizados con base a la información propuesta por varios autores.	122
Tabla XXI. Comparación de las temperaturas calculadas con la BHT medida en cada pozo.	129
Tabla XXII. Gradiente termal y flujo de calor calculados.	166
Tabla XXIII. Conductividades definidas para cada pozo.	167

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Preámbulo

La zona de estudio se ubica al suroeste y noroeste de Ecuador y Perú respectivamente, y comprende la denominada cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes (CGGT), la cual se encuentra ubicada en el límite fronterizo entre ambos países (Figura 1. 2). La cuenca Golfo de Guayaquil-Tumbes limita al norte con el Levantamiento Santa Elena y hacia el sur con la cuenca de Talara, las cuales están separadas por el pilar de Zorritos. Las dos cuencas limítrofes son zonas con un estado de exploración y explotación de hidrocarburos madura que data desde inicios del siglo XX. Sin embargo, la CGGT poco éxito ha tenido en cuanto a exploración de hidrocarburos especialmente en la zona ubicada en la parte ecuatoriana.

Las cuencas de antearco comúnmente consideradas como “cuencas frías” (Allen & Allen, 2005), dada la edad joven del basamento, generalmente tiene un bajo interés comercial dado su alto riesgo exploratorio y volúmenes poco comerciales de hidrocarburos. A pesar de esto, la cuenca Talara, limítrofe a la zona de estudio, tiene una producción acumulada de aproximadamente 1.68 billones de barriles de petróleo (BBO) y 340 billones de pies cúbicos de gas (BCFG) (Higley, 2004), siendo así una de las cuencas más prolíferas, junto a las cuencas del antearco del oeste de Estados Unidos (por ejemplo

San Joaquín), en un sistema de antearco. Esto lleva a pensar que existen ciertas condiciones en el substrato que favorece las condiciones de generación de hidrocarburos en zonas de antearco, las cuales deben ser estudiadas en mayor detalle.

Dado el interés económico del Ecuador en diversificar su matriz energética, la exploración de gas natural en el golfo de Guayaquil es de suma importancia, lo cual requiere un estudio geológico interdisciplinario con el objetivo de reducir tanto la incertidumbre como el riesgo de la zona. El presente estudio se enfoca en el estudio del substrato, su caracterización y configuración con el fin de determinar la influencia que este podría tener en la generación de flujo de calor y subsecuentemente en la generación de hidrocarburos.

1.2. Planteamiento del Problema

El descubrimiento de campos de gas y petróleo dentro de la cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes confirma la existencia de un sistema petrolero activo, sin embargo hasta ahora los niveles candidatos a ser roca madre muestran valores bajos de reflectancia de vitrinita ($R_o < 0.5$). Se considera así puesto que ninguno de los pozos presentes en la cuenca, por lo menos en la parte Ecuatoriana, ha

confirmado con certeza el nivel estratigráfico generador de hidrocarburos (Montenegro & Benitez, 1991).

Los modelos de madurez en la CGGT (Montenegro & Benitez, 1991) se han elaborado a partir de datos de gradientes geotérmicos actuales y de madurez térmica determinada por análisis de reflectancia de vitrinita de muestras de pozos como medio de calibración, pero sin considerar la disposición del basamento de la cuenca, lo que podría llevar a la obtención de un modelo no adecuado que conlleve a la generación de errores en la estimación del flujo de calor.

Estructuralmente el Golfo de Guayaquil está caracterizado por la presencia de una gran zona de cizalla que posiblemente separaría la corteza oceánica Cretácica, perteneciente al Bloque Norandino, del basamento continental Paleozoico del Bloque Amotape - Tahuín (J. Case, Duran, López, & Moore, 1971; Dumont et al., 2005; Shepherd & Moberly, 1981). Un estudio reciente sugiere que el límite del Bloque Norandino es una estructura diferente a la sutura que separa los terrenos oceánicos del basamento continental (Alvarado et al., 2016). Algunos autores (Benitez, 1995; Bourgois, 2013) proponen el límite de esta sutura, sin embargo, no llegan a un acuerdo sobre su ubicación en la zona del Golfo de Guayaquil - Tumbes.

Este trabajo comprende el estudio de los efectos que tendría la disposición de ambas cortezas, oceánica y continental, en el flujo de calor dentro de la CGGT.

Por tanto, se busca responder lo siguiente: ¿Dónde se ubica el límite entre las cortezas mencionadas, y qué relación tiene con el flujo de calor y las zonas de madurez dentro de la cuenca Golfo de Guayaquil - Tumbes?

1.3. Justificación

El presente estudio plantea un modelo tipo forward, a partir de restricciones geométricas definidas por sísmica convencional de poca profundidad, sísmica de alta profundidad y disposición de hipocentros. A partir de esto se define la ubicación del límite entre la corteza oceánica y el basamento continental, y los espesores de las cortezas, los cuales a su vez se ajustan con el fin de obtener la menor diferencia posible entre la respuesta teórica y registrada de potencial. Finalmente, este modelo será la base para el posterior cálculo de flujo de calor y determinación de zonas de madurez en la CGGT, estudio que hasta la actualidad no ha sido llevado a cabo.

De esta manera se puede determinar si existe un flujo de calor diferenciado dentro de la cuenca y si este y/o la subsidencia son los parámetros que controlan la maduración de roca madre.

Conocer el flujo de calor dentro de la cuenca considerando las condiciones mencionadas contribuirá a un mejor entendimiento de los parámetros causantes de la maduración de roca madre lo que a su vez favorecerá a la identificación de las zonas de mayor madurez y podría ser usado en esfuerzos futuros de exploración hidrocarburífera en la CGGT.

1.4. Hipótesis

El modelo teórico de flujo de calor basado en el modelo forward del subsuelo propuesto, considerando la ubicación del límite entre la corteza oceánica y el basamento continental, explica los datos térmicos medidos en perforaciones en la cuenca Golfo de Guayaquil - Tumbes.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo General

Elaborar un modelo cortical limitado por datos geofísicos para la estimación de flujo de calor e identificación de potenciales zonas de madurez en la cuenca Golfo de Guayaquil –Tumbes.

1.5.2. Objetivos Específicos

- Construir un modelo tipo forward a partir de datos de gravimetría, sísmica y sismicidad para la determinación de los distintos tipos de corteza y la estimación de sus respectivos espesores.
- Generar un modelo 1D de transferencia de calor mediante una simulación en régimen transitorio para el cálculo de temperaturas.
- Comparar los datos de temperatura de fondo de pozo calculadas en el modelo 1D con las medidas en perforaciones petroleras para la calibración del modelo propuesto.
- Estimar el flujo de calor a partir del modelo calibrado y las temperaturas calculadas en el modelo 1D para la identificación de zonas de madurez dentro de la cuenca del Golfo de Guayaquil - Tumbes.

1.6. Metodología

La metodología de trabajo seguida para el desarrollo de la investigación comprende cuatro fases (Figura 1. 1).

Fase 1: Modelado Gravimétrico

Para la elaboración del Modelo Gravimétrico: *a)* Se identificaron lineamientos principales en una grilla de datos de Anomalías de Gravimétricas satelitales usando el módulo MAGMAP del software Oasis montaj Versión 8.1 (Geosoft, 2015); *b)* se seleccionó, a partir de una revisión bibliográfica, líneas sísmicas y perfiles interpretados en la cuenca GGT (Bourgeois, 2013; Alcinoe; Calahorrano B., Sallarès, Collot, Sage, & Ranero, 2008; Witt & Bourgeois, 2010; Witt et al., 2006); *c)* se interpretaron líneas sísmicas pertenecientes a Petroamazonas EP. Con estos datos, además de una grilla de Anomalías Magnética, Batimetría y Valores de Densidades se construyó un Modelo Forward usando el módulo GM-SYS de Oasis montaj donde se generaron perfiles en 2D de la disposición de las capas del subsuelo y se elaboraron Mapas de Contorno y Espesores dichas capas.

Fase 2: Cálculo de temperaturas, Calibración con Pozos y Estimación de Flujo de Calor

Se construyó un algoritmo en el software MATLAB, basado en la ecuación de difusión de calor en régimen transitorio en una dimensión, para la simulación de temperaturas del modelo cortical generado en la Fase 1. La simulación incluyó parámetros de capacidad calorífica, conductividad térmica, producción de calor radiogénico, densidad y condiciones de frontera (temperaturas en las interfases manto-corteza y agua-sedimentos). Posteriormente se compararon las temperaturas de fondo medidas en siete pozos perforados (Tiburón-1, Domito-1, Esperanza-1, Tenguel-1, Amistad Sur-1, Golfo de Guayaquil-1, CX-11-21-XD) en la CGGT con las temperaturas calculadas en dicha simulación matemática. De esta forma se ajustó el modelo de corteza preliminar realizado en la primera fase y se generó un modelo de corteza final.

Usando los espesores de las capas propuestos en el modelo de corteza final y las temperaturas simuladas, se calculó el gradiente geotérmico, a partir del cual se procedió a la estimación de flujo de calor en el área de la cuenca comprendida por los siete pozos mencionados anteriormente.

Fase 3: Identificación de zonas de madurez

Se relacionó la configuración del modelo cortical con los datos de reflectancia de vitrinita, gradiente geotérmico y flujo de calor para la identificación de zonas de madurez en la CGGT.

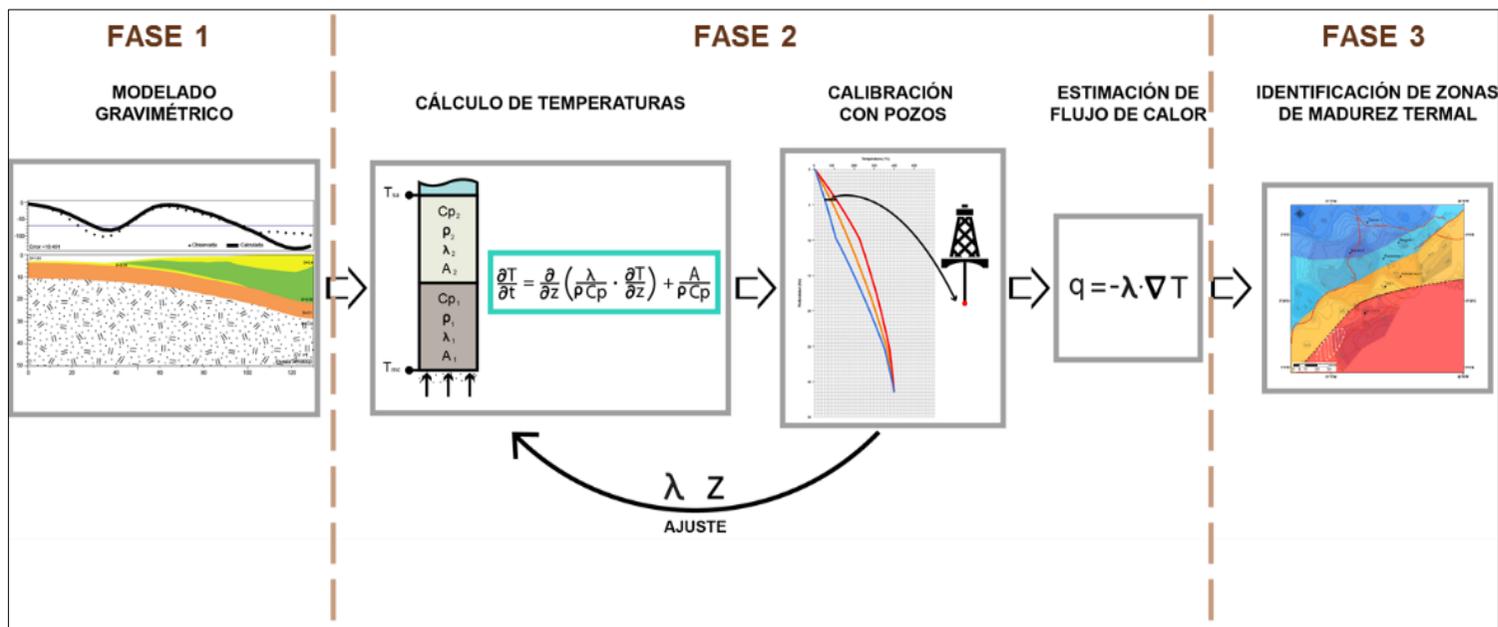


Figura 1. 1 Diagrama de flujo de la metodología seguida durante la investigación.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

1.7. Ubicación del Área de Estudio

La Cuenca del Golfo de Guayaquil – Tumbes (CGGT) está situada en el margen occidental sudamericano, en el margen continental del sur del Ecuador y norte de Perú aproximadamente entre las latitudes -2°55' y -4°00' (Figura 1. 2).

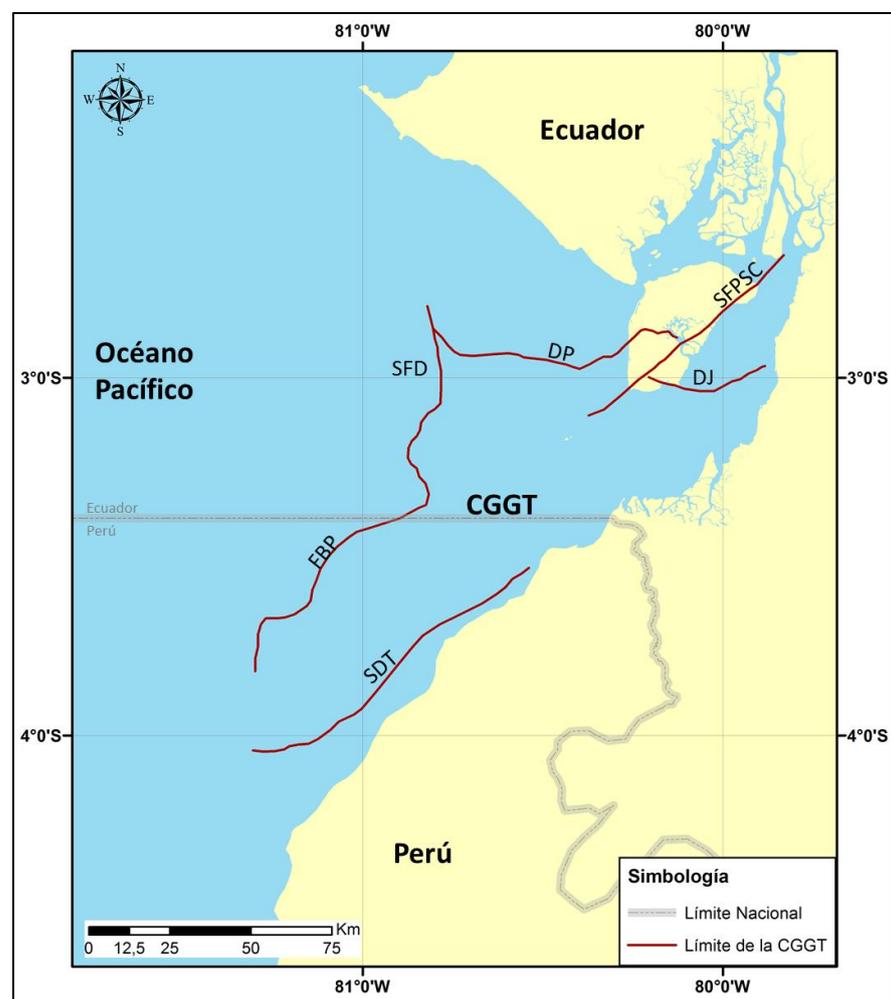


Figura 1. 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio. En rojo se encuentran delineadas las estructuras principales que limitan la cuenca. Estructuras tomadas de Witt & Bourgois (2010), descritas en el apartado 2.4.1.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1. Geología Regional

Ecuador se encuentra ubicado en la costa noroeste de América del Sur. Limita al norte con Colombia, al este y sur con Perú, y al oeste con el Océano Pacífico. Geológicamente, se encuentra condicionado por un mecanismo de subducción entre la placa oceánica de Nazca y la placa Sudamericana.

Este mecanismo de subducción, con pendiente hacia el este, ha tenido lugar desde hace aproximadamente 65 Ma con la antigua placa Farallón (Vallejo et al., 2009), que luego de su ruptura hace 25 Ma dio paso a una importante reorganización de placas en la región (Hey, 1977). La ruptura inició más tarde, hace 23 Ma, la apertura de la Dorsal de Cocos-Nazca (DCN) cerca del punto caliente de Galápagos (PCG), originando las placas de Cocos y Nazca (Lonsdale, 2005), así como las cordilleras volcánicas submarinas de Carnegie y Cocos y la Provincia Volcánica de Galápagos (Sallarès & Charvis, 2003).

Lo que queda de la zona de fractura original de la placa de Farallón es el denominado escarpe Grijalva de dirección N60°E que se subduce cerca de la latitud 3°S y separa la corteza más joven (<25 Ma) de la placa de Nazca al norte, de la más antigua (>31 Ma) al sur que correspondería al último fragmento de la placa Farallón (Figura 2. 1) (Hey, 1977; Lonsdale, 2005).

Debido a la subducción oblicua, en donde la placa de Nazca se desplaza en dirección N80°E a una velocidad de 6-7 cm/año aproximadamente (Kellogg & Vega, 1995; Nocquet et al., 2014; Trenkamp, Kellogg, Freymueller, & Mora, 2002), se produce una segmentación O-E que divide a Ecuador en cinco regiones morfotectónicas (Figura 2. 2) según la dirección N30°: la planicie o Costa, la Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Oriental y la Cuenca Oriente (Vallejo et al., 2009).

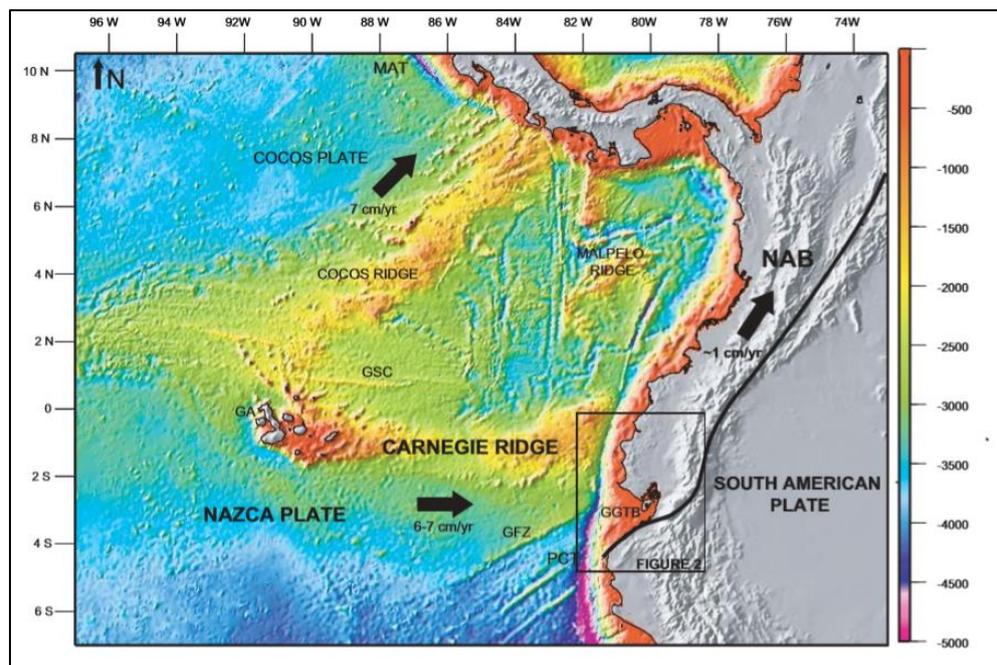


Figura 2. 1 Contexto geodinámico del Ecuador. Abreviaturas: GFZ, Zona de Fractura de Grijalva; GGTB, Cuenca Golfo de Guayaquil Tumbes; NAB, Bloque Norandino; PCT, Fosa de Perú – Chile.

Fuente: Witt, C., Bourgois, J., 2010.

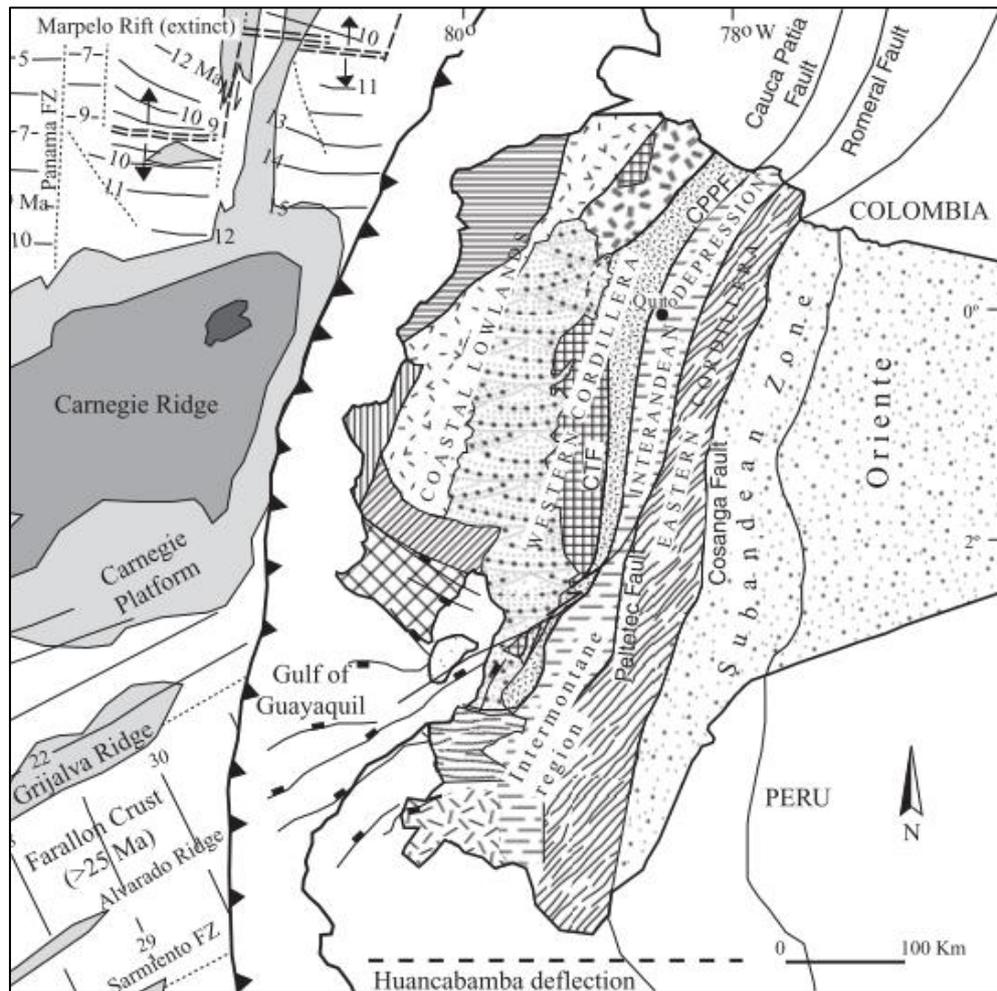


Figura 2. 2 Cinco regiones morfotectónicas la planicie o Costa, la Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Oriental y la Cuenca Oriente.

Fuente: Vallejo et al., 2009.

2.2. Bloque Norandino (BNA)

En la región costera se destaca el desarrollo de las cuencas de ante-arco Borbón al norte, Manabí en la zona central, y Progreso y Golfo de Guayaquil - Tumbes al sur, donde esta última se extiende hasta el

norte de Perú (Figura 2. 3). Esta zona de ante-arco está conformada por terrenos alóctonos de naturaleza oceánica acrecionados al margen continental entre el Cretácico Tardío – Eoceno Tardío (Hughes & Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 1995; Kerr, Aspden, Tarney, & Pilatasig, 2002; Reynaud, Jaillard, Lapierre, Mamberti, & Mascle, 1999), recibiendo el nombre de Bloque Norandino.

Estudios sobre la naturaleza y acreción de los terrenos principalmente de los dos que se extienden desde de la Costa hasta la Cordillera Occidental, Piñon y Pallatanga, han demostrado que fueron parte de la Gran Provincia Ígnea Caribeña, sobre el cual se desarrollaron arcos de isla intraoceánicos, que se fragmentó durante la colisión con la Placa Sudamericana durante el Campaniano Tardío dando forma a los distintos bloques estructurales que se encuentran actualmente al oeste de Ecuador, Colombia y Venezuela (Luzieux, Heller, Spikings, Vallejo, & Winkler, 2006; Vallejo et al., 2006). Basándose en el concepto de plateau oceánico Vallejo et al. (2009) propone un modelo de evolución geodinámica considerando una subducción con pendiente hacia el oeste hasta el Campaniano Tardío donde ocurre el único evento acrecionario. Es a partir del Maastrichtiano Tardío que se inicia la subducción actual y la subsecuente actividad de arco volcánico.

El Boque Norandino migra hacia el noreste debido a la convergencia oblicua de la Cordillera de Carnegie con la fosa a lo largo del segmento Ecuador – Colombia (Gutscher, Malavieille, Lallemand, & Collot, 1999; Pennington, 1981). Esta deriva ocurre a lo largo de un sistema de falla dextral, que constituiría el límite oriental del BNA, a una velocidad de 8-10 mm/año (Figura 2. 1)(Alvarado et al., 2016; Nocquet et al., 2014).

El límite oriental del BNA ha sido discutido por varios autores sin llegar a un acuerdo de su ubicación, debido en parte a la confusión que existe por considerar la sutura, entre los terrenos oceánicos acrecionados y la Placa Sudamericana, como dicho límite.

Recientemente, el estudio de Alvarado et al. (2016) muestra que la sutura no corresponde al actual límite del BNA puesto que las suturas no siempre se reactivan durante la reciente deformación del sistema. Es decir, la sutura no actúa como la falla dextral principal por donde ocurre el movimiento del BNA. Esto si se denomina BNA a al conjunto de terrenos que migran hacia el noroeste, indistintamente de la naturaleza de las rocas que lo constituyen. Alvarado et al. (2016) propone como falla principal al Sistema de Fallas dextral Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) (Figura 2. 3).

Con respecto a la sutura, aunque la Zona de Cizalla Guayaquil-Dolores ha sido ampliamente aceptada como el límite que separa los terrenos oceánicos del basamento Continental Sudamericano, y por ende el límite del BNA, (Bird, 2003; J. Case et al., 1971), otros estudios detallados ubican la sutura al lado este de la Cordillera Occidental (Kerr et al., 2002; Lebras, Megard, Dupuy, & Dostal, 1987). Según el estudio de Hughes & Pilatasig (2002) la sutura, en el área centro-norte del Ecuador, se encuentra en una zona de melange tectónico denominado Pujilí, que está marcada por la Falla del mismo nombre. Mientras que al sur continuaría a través de la Falla Peltetec como reporta Aspden & Litherland (1992) y la Falla Jubones, donde se observa otro contacto entre los dominios oceánico y continental (Alvarado et al., 2016). Al suroeste, en la zona del Golfo de Guayaquil, las rocas oceánicas limitan con el Bloque Amotape-Tahuín, sin embargo la estructura principal que separa estos dos bloques no ha sido delimitada a detalle.

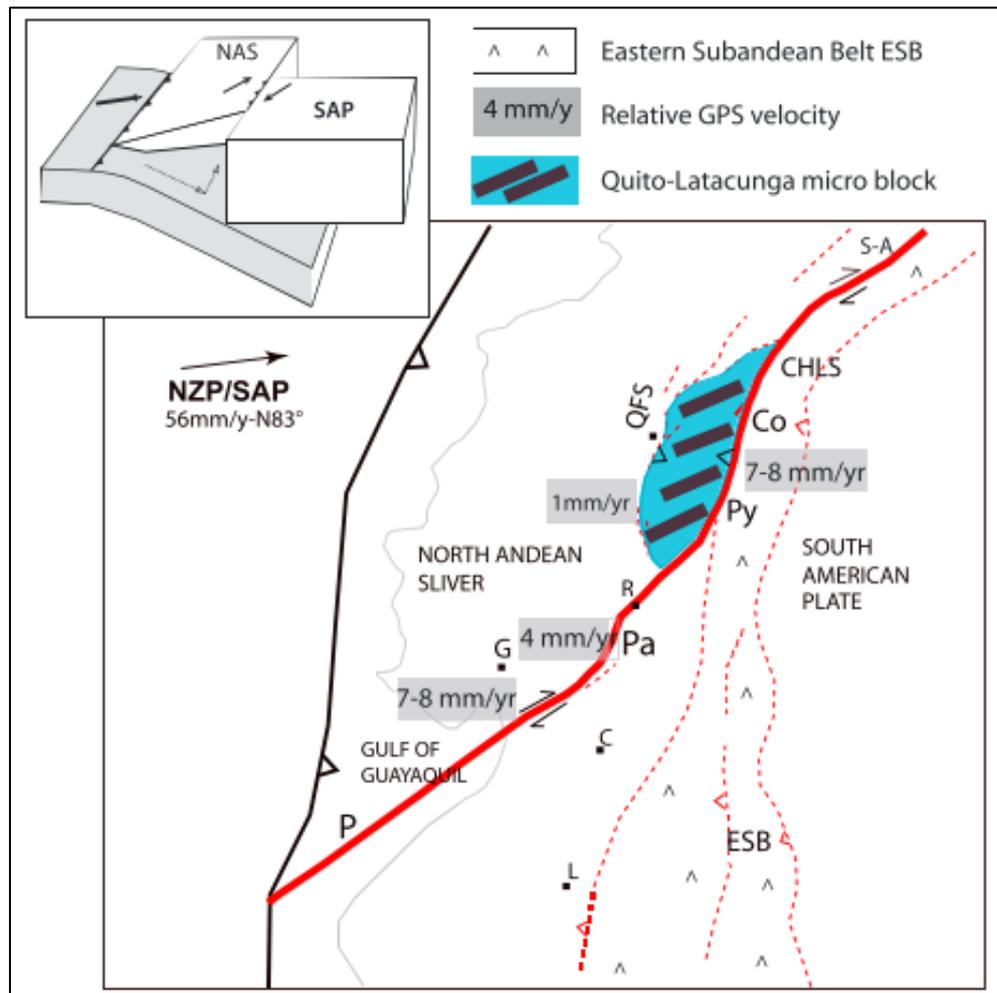


Figura 2. 3 Ubicación del Bloque Norandino (BNA). La línea roja representa el contacto entre el mismo y el basamento Paleozoico.

Fuente: Alvarado et al., 2016

2.3. Bloque Amotape-Tahuín (BAT)

Los Andes de Huancabamba, entre 3°S y 8°S desde el sur de Ecuador al norte de Perú, tienen una dirección que cambia de N20° en el norte a N140° en el sur (Mitouard, Kissel, & Laj, 1990).

El basamento pre-Mesozoico Amotape-Tahuín, ubicado en el área costera de los Andes de Huancabamba (Figura 2. 4), consiste en rocas metamórficas polifásicas del Precámbrico y Paleoceno Inferior. Según resultados paleomagnéticos el BAT es un terreno continental alóctono acrecionado al margen activo peruano durante el Cretácico Temprano (Neocomiano), seguido de una rotación in-situ post-acreción durante el Cretácico. La rotación total, a favor de las manecillas del reloj es de $\sim 90^\circ$ desde el Aptiano y $\sim 65^\circ$ desde el Senoniano (Mitouard et al., 1990; Mourier, Laj, Mégard, & Medrano, 1988).

A lo largo del margen oeste de la cordillera Oriental, un sistema mayor de falla Peltetec-Portovelo marca la sutura del terreno Amotape-Chauca y se extiende al norte hacia Colombia (Arculus, Lapierre, & Jaillard, 1999).

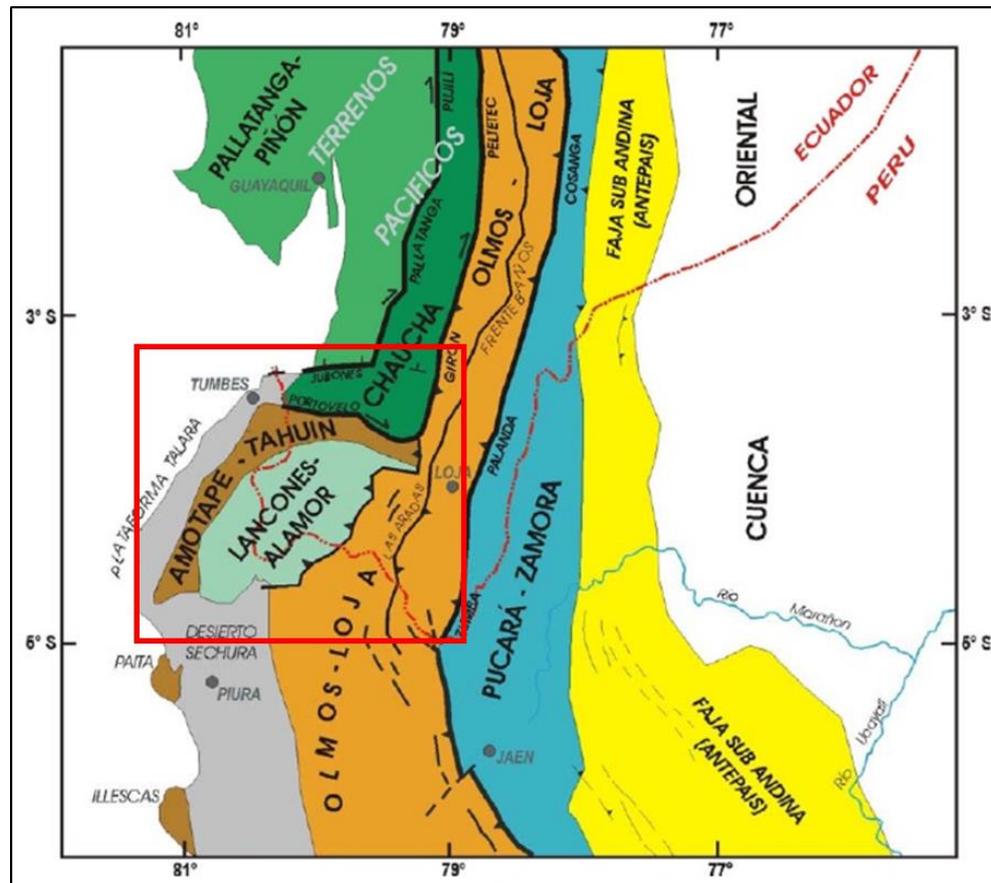


Figura 2. 4 Ubicación del Bloque Amotape-Tahuín. Dentro del recuadro rojo se encuentra el Bloque Amotape Tahuín, limitado al norte por el BNA y al este por la cuenca Lancones-Alamor.

Fuente: Palacios, O., Pilatasig, L., Sánchez, J., Gordon, D., 2005.

2.4. Cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes (CGGT)

2.4.1. Estructuras Principales

La cuenca está formada por estructuras de carácter extensivo, de cizalla y diapíricas (Deniaud, Baby, Basile, Ordóñez, et al., 1999; Witt & Bourgois, 2010) (Figura 2. 5).

Levantamiento Santa Elena (LSE)

Alto estructural comprendido entre la falla La Cruz y la Falla Posorja, ambas de dirección NO-SE. Según estudios gravimétricos, está constituido por un basamento máfico y ultramáfico (Feininger, T., and Seguin, 1983), cubierto por series del Paleoceno al Eoceno (Witt & Bourgois, 2010). Separa la cuenca Progreso de edad Mioceno de las subcuencas del Golfo de Guayaquil del Pleistoceno.

Detachment Posorja (DP)

Zona de fallas normales de bajo ángulo (20°) que afectan al basamento con rumbo $N120^\circ$ y buzamiento al SO. Representa, junto con el Detachment Jambelí y el Sistema de Falla Puná - Santa Clara el límite norte de la cuenca del Golfo de Guayaquil (Bourgois, 2013; Cobos & Montenegro, 2010; Deniaud, 1998; Witt et al., 2006). Marca el límite entre el levantamiento Santa Elena y la cuenca Esperanza que separa el basamento acústico Paleoceno-Mioceno temprano al norte del relleno Plioceno-Cuaternario al sur. La sedimentación ocurrió durante la deformación tectónica a lo largo del Detachment (Witt et al., 2006).

Es posible que el Detachment ya hubiese existido durante el Paleoceno-Eoceno (Deniaud, 1998). Su periodo de actividad principal se dio durante el Pleistoceno inferior, en el Presente se encuentra inactivo. Controla la subsidencia de la subcuenca Esperanza. Su superficie de deslizamiento se encuentra en el límite entre el basamento acústico y el relleno sedimentario (Witt & Bourgois, 2009).

Detachment Jambelí (DJ) y Subcuenca Jambelí

Arreglo de estructuras pre-Cuaternarias y recientes. Falla normal de bajo ángulo (20° - 30°) que controla la subsidencia de la cuenca Jambelí. Su superficie de deslizamiento se encuentra en el límite entre el basamento acústico y el relleno sedimentario. El periodo de actividad principal del Detachment se dio durante Pleistoceno inferior. Incluye dos fallas principales, una normal al sur y una de bajo ángulo al norte (Puerto Balao), ambas con buzamiento hacia el norte (Witt & Bourgois, 2009; Witt et al., 2006).

La cuenca Jambelí es probablemente de edad Paleoceno-Mioceno temprano, presenta sedimentos de entre 1 y 3 km de espesor cuya acumulación es controlada por la falla Puerto Balao (Witt et al., 2006).

Sistema de Fallas Puná - Santa Clara (SFPSC)

Constituido por tres segmentos principales: el segmento Puná, el Santa Clara, que se encuentra activo y la estructura Amistad, de NE a SO (Witt et al., 2006). El sistema actúa como una falla de transferencia desde el Pleistoceno inferior y acomoda el movimiento entre los Detachment Posorja y Jambelí (Witt & Bourgois, 2009). Según Deniaud (2000) esta falla constituye el límite sureste del BNA.

Estructura Amistad

Compuesta por un pliegue en encheleon con orientación N-S, cerrado hacia el norte y abierto hacia el sur, que llega hasta el basamento y forma una flor positiva. La potencia de los depósitos hasta el tope del Mioceno es mayor del lado este de la estructura; mientras que al oeste es mayor desde el Plioceno hasta el Presente. A partir Plioceno la estructura presenta un levantamiento continuo (Deniaud, 1998; Witt & Bourgois, 2009).

Graben Esperanza (GE)

Perpendicular al SFPSC y al SFD se encuentra en la parte central del área del GG, las fallas que limitan el graben presentan las estructuras de mayor buzamiento de la cuenca. Los depósitos cuaternarios superan los 3000 m de espesor

(Witt et al., 2006). Entre los límites del graben se desarrolla un anticlinal de tipo Roll-Over que pertenece al sistema extensivo del DP. Afecta al basamento y buza hacia el sur, su cobertura sedimentaria presenta fallas normales sintéticas y antitéticas. Su eje E-O divide la parte de la cuenca del GGTB ubicada en el Ecuador en dos subcuencas (Deniaud, 1998).

Diapiros de Arcilla

Diapiros de arcilla ubicados a lo largo de la pendiente continental superior. Estos diapiros están asociados a fallas inversas que balancean la extensión de fallas normales del norte (lítricas) con dirección N-S. Probablemente el diapirismo en la zona permanece inactivo desde el Pleistoceno tardío (Witt et al., 2006).

Por otra parte, (Deniaud, Baby, Basile, Ordoñez, et al., 1999) señala que los diapiros se encuentran asociados a los sedimentos cuaternarios relacionados a altas tasas de sedimentación.

Falla Tenguel (FT)

Es una falla normal con rumbo N-S al norte que luego cambia a E-O al sur. Es antitética de segundo orden y está asociada al SFD (Witt et al., 2006).

Sistema de Fallas Domito (SFD)

Sistema de fallas normales que se extiende hasta la pendiente inferior, cuya actividad empezó en el Mioceno y se mantiene hasta el Presente con una disminución en su magnitud desde el Cuaternario. Marca el límite oeste de la cuenca Esperanza (Witt & Bourgois, 2009; Witt et al., 2006).

Sistema de Falla Domito Interno (SFDI): Corresponde a un sistema de fallas de transferencia de movimiento que está formado por Sistema de Fallas Domito y a la falla Banco Perú (Witt & Bourgois, 2009).

Sistema de Falla Domito Externo (SFDE): Es el sistema exterior de orientación N-S, se extiende hasta el Sur y se conecta con el borde externo del Banco Perú (Witt & Bourgois, 2009).

Banco Perú (BP)

Alto batimétrico “flat topped” localizado entre 30-50 km hacia el mar de la costa de Perú, su formación se encuentra directamente asociada a la apertura de la CGGT y se interpreta como una zona desprendida de basamento ofiolítico (Witt & Bourgois, 2010). Presenta características tectónicas como estructuras en flor que registran tanto esfuerzos transtensionales como transpresionales (Bourgois, 2013).

Falla Banco Perú Interno (FBP): Falla normal buzando hacia el continente limita el flanco interno del Banco Perú al este y contribuye a la extensión de la Cuenca Tumbes al oeste. Forma escarpes de entre 50-150 m y se encuentra activo en la actualidad (Witt & Bourgois, 2010).

Sistema de Falla Banco Perú Externo (SFBPE): Fallas normales buzando hacia el noroeste, paralelas al eje de la trinchera que limitan el Banco Perú hacia el oeste y controlan la subsidencia del margen continental (Witt & Bourgois, 2010).

Sistema de Detachment Tumbes (SDT)

El detachment Tumbes-Zorritos con tendencia noreste, paralelo a la costa noroeste de Perú controló la evolución del sur de la CGGT entre los 1.8 y 1.6 Ma (Bourgois, 2013).

Constituye fallas normales de bajo ángulo, su buzamiento varía entre 10° y 20° y a profundidad se aplanan a décollements subhorizontales, se desarrollan como fallas de crecimiento asociadas a anticlinales de tipo roll-over (Witt & Bourgois, 2010).

El sistema controla la subsidencia de la cuenca Tumbes y corresponde a la falla principal del sistema CGGT. Bourgois (2013) y Witt & Bourgois (2009, 2010) sugieren que este

Detachment está conectado con la prolongación sur de la zona de cizalla Guayaquil- Dolores y constituye el límite sur del BNA. Su actividad inició durante el Plioceno-Pleistoceno temprano y se mantiene hasta el Presente.

Falla Jubones (FJ)

Nombrada así debido a que sigue el Río Jubones que nace de los Andes cerca de Machala y fluye hacia el oeste en un valle “recto” (Feininger, 1986). Presenta una dirección E-O y constituye la extensión hacia el suroeste de la zona de sutura Peltetec, que marca el límite entre los dominios continental y oceánico (Alvarado et al., 2016).

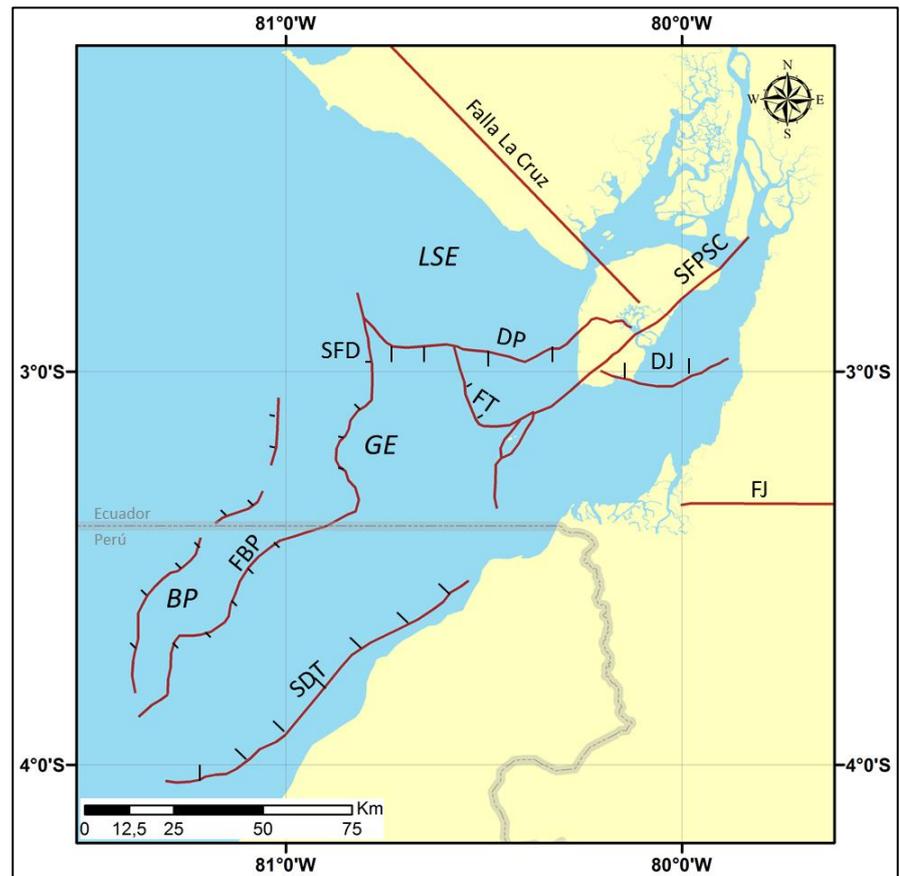


Figura 2. 5 Mapa de las estructuras principales de la CGGT. Estructuras tomadas de Alvarado et al., 2016; Witt & Bourgois, 2010

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

2.4.2. Modelos propuestos para la sutura

Existen varias propuestas acerca de la sutura en la zona del Golfo de Guayaquil. Estas son tratadas en los trabajos de Benitez (1995), y Witt et al. (2006), Witt & Bourgois (2010) y Bourgois (2013) y se resumen a continuación:

Modelo de Benitez (1995)

La región de ante-arco se divide en dos zonas, Norte y Sur, separadas por la Falla Colonche. El área de estudio está dentro de la Zona Sur, comprendida entre la Falla Colonche y el Bloque Amotape Tahuín, y se caracteriza por ser un área inestable con altas tasas de subsidencia especialmente durante el Paleoceno Superior, Luteciano y Mioceno Inferior. Y, aunque el basamento no aflora, éste parece ser de origen oceánico como la Zona Norte, pero se encuentra más fragmentado.

El origen de la estructuración de las cuencas de ante-arco y partición de la deformación se asocia al cambio de la dirección de convergencia de la Placa de Nazca a principios de Mioceno. Esta deformación se desarrolla por el juego de cizalla de las fallas del sistema Guayaquil que dividen el ante-arco en varias cuencas pequeñas: Jambelí, Progreso, Manabí y Borbón.

Aquí la cuenca Jambelí es considerada como cuenca independiente entre la Falla Posorja y la falla Jubones, límite entre el basamento oceánico y Bloque Amotape Tahuín, esta falla se conecta al norte con la Falla Cauca (Figura 2. 6).

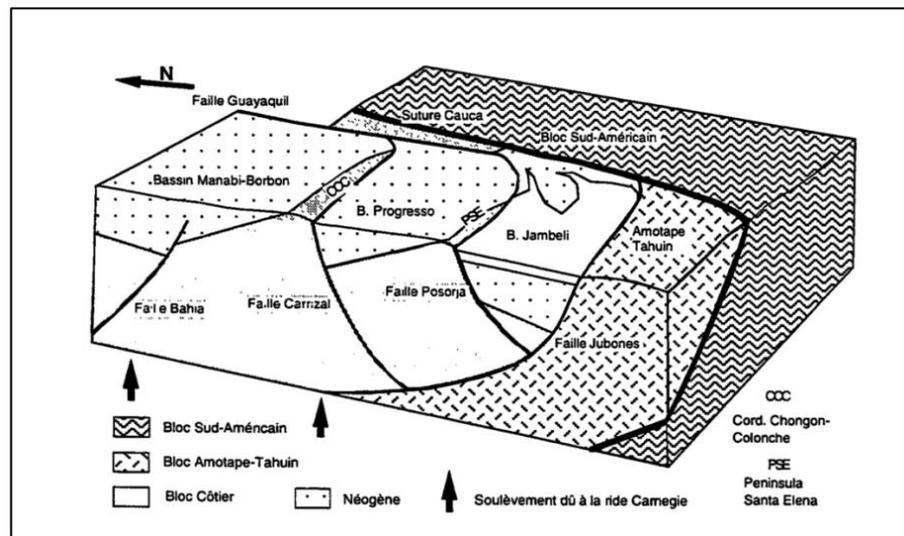


Figura 2. 6 Modelo estructural de la cuenca GGT según Benítez, 1995

Donde el contacto entre el basamento oceánico y el BAT corresponde a la falla Jubones.

Fuente: Benitez, S.,1995.

Modelo de Witt et al. (2006), Witt & Bourgois (2010) y Bourgois (2013)

La Cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes está dominada por la extensión resultante del escape tectónico del Bloque Norandino Witt et al. (2006), cuyo límite correspondería también a la sutura que separa el basamento oceánico Cretácico del basamento continental Paleozoico.

Según Witt & Bourgois (2010) no existe evidencia de que el SFPSC se extienda hacia el continente o la fosa, y no definen los límites del BNA.

Bourgois (2013) con base a un análisis simple de anomalías gravimétricas free air propone que la sutura (OS) se encuentra entre el Banco Perú y la línea de costa del norte de Perú y parte de la Provincia de El Oro Figura 2. 7. Este límite estaría asociado a un bajo gravimétrico característico de la depresión interandina Cauca (ID), la cual se extendería hacia la CGGT. El bajo gravimétrico en la CGGT se conectaría en continente con el bajo gravimétrico producto de la Falla del Río Jubones, que a su vez constituiría un segmento del sistema mayor dextral Dolores-Guayaquil.

Para la disposición de los basamentos en la zona de contacto se considera dos escenarios Figura 2. 8 donde: A) La depresión interandina limita las ofiolitas del basamento continental y ajustaría el escape del BNA hacia el norte controlando la subsidencia de la CGGT a través de un mecanismo de cizalla puro. B) El sistema de detachment Tumbes se extendería en profundidad a lo largo de un detachment mayor que seguiría el plano de cabalgamiento

producto de la obducción. Este detachment ajustaría el movimiento del BNA hacia el norte y controlaría la subsidencia de la CGGT mediante un mecanismo de cizalla simple.

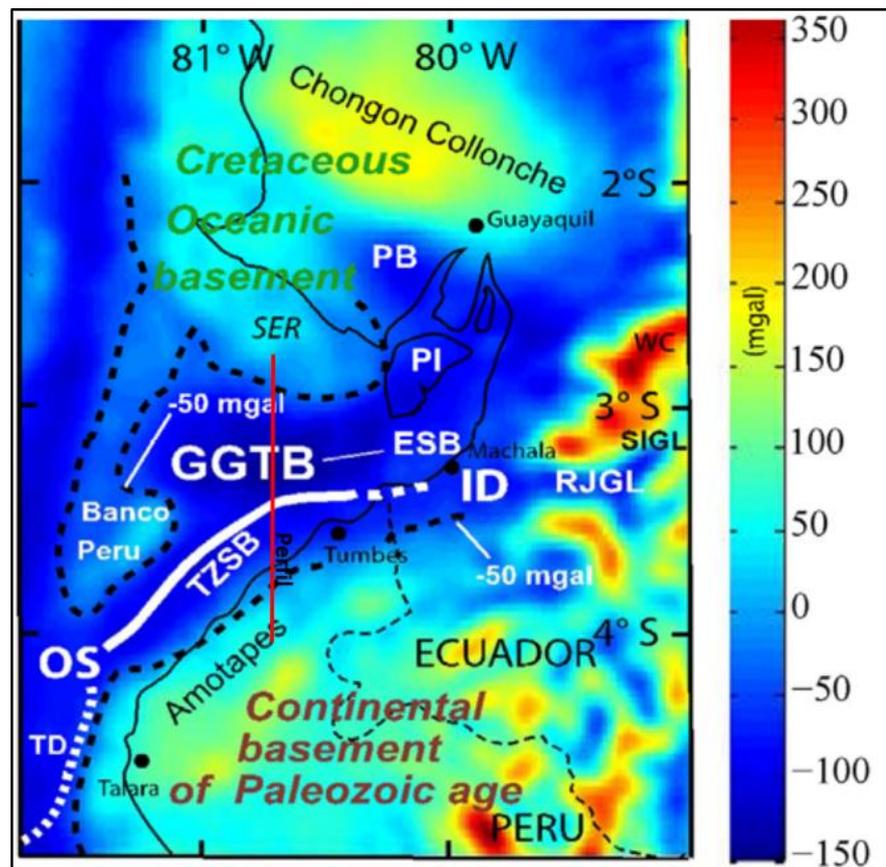


Figura 2. 7 Mapa de ubicación de la sutura (OS) y perfil del modelo según Bourgois, 2013.

Fuente: Bourgois, 2013

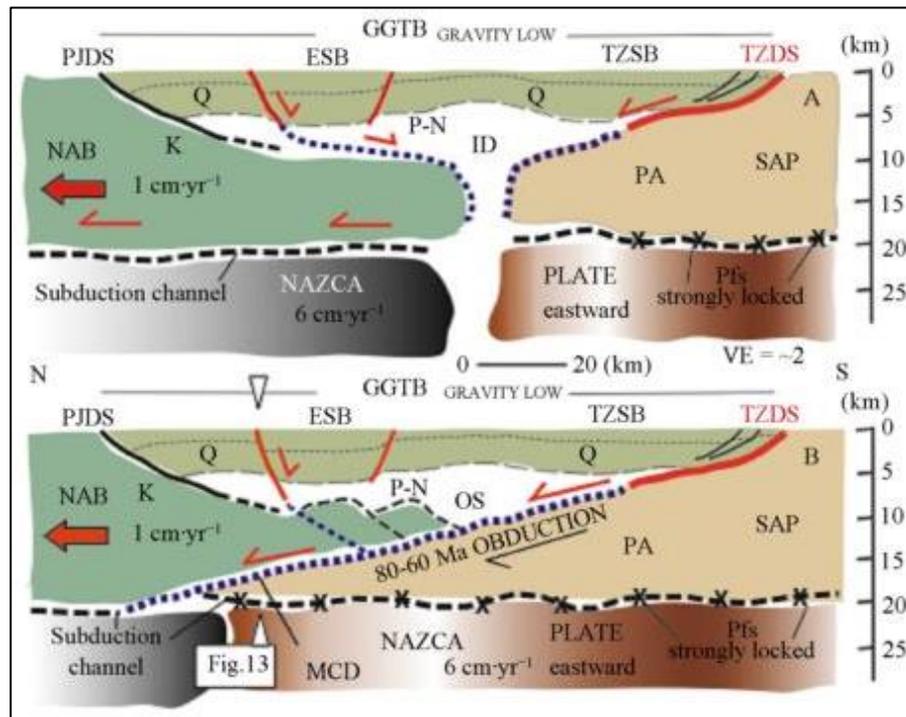


Figura 2. 8 Modelos de disposición del basamento de la CGGT según Bourgois, 2013.

Fuente: Bourgois, 2013

2.5. Análisis de Flujo de Calor

El calor puede ser transferido por tres procesos, conducción, convección y radiación. La conducción y radiación son los procesos dominantes en la litósfera mientras que la convección es el principal mecanismo en el manto, se requiere velocidades de flujo muy altas para ser significativo en la litósfera, por ejemplo en zonas de alta actividad geotermal. El calor por convección y aportes como intrusiones magmáticas, domos salinos, entre otros, son considerados

en la formulación general de problemas de dos y tres dimensiones (Hantschel & Kauerauf, 2009).

El flujo de calor q es provocado por una diferencia de temperatura entre dos posiciones y su sentido es contrario al gradiente de temperatura en esa dirección, a esto se denomina ley de conductividad térmica o Ley de Fourier (Pasquale, Verdoya, & Chiozzi, 2014):

$$q = -\lambda \nabla T \quad (\text{Ec. 1})$$

Donde λ es la conductividad térmica y ∇T el gradiente de temperatura.

En la litósfera, este flujo de calor es principalmente causado por la diferencia entre las temperaturas del tope y la base de la misma. Es decir, de manera general, en un conjunto de capas el flujo de calor ocurre debido a la diferencia de temperaturas producida por las condiciones termales de frontera. Estas condiciones pueden ser de varios tipos.

Comúnmente las condiciones termales de frontera son la temperatura de la superficie o temperatura de la interfase agua – sedimentos (T_{sa}) en el tope de sedimentos, un flujo de calor basal (q_b) y un flujo de calor cero a lados (Figura 2. 9a). La condición de frontera basal también puede ser definida parcial o completamente con temperaturas basales fijas (T_b) (Figura 2. 9b, c). También se puede definir un límite

termal inferior (T_{iso}) a partir de un mapa de isotermas a profundidad. Entonces el modelo se subdivide en dos dominios y cada uno es resuelto por separado (Figura 2. 9d) (Hantschel & Kauerauf, 2009).

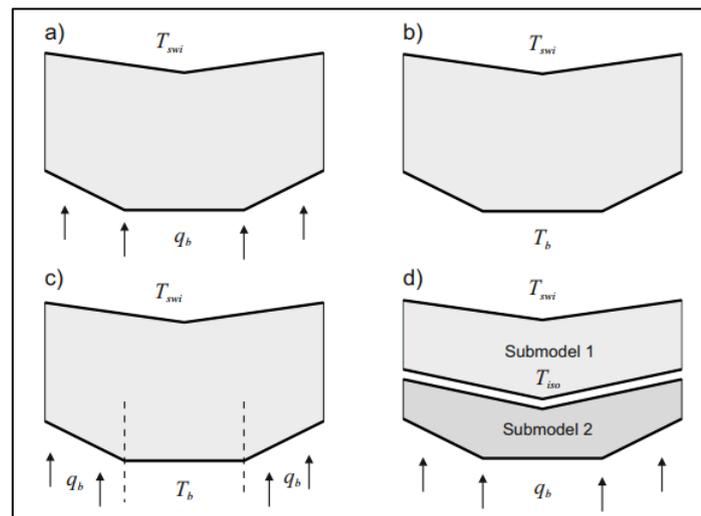


Figura 2. 9 Tipos de condiciones de frontera.
Fuente: (Hantschel & Kauerauf, 2009)

Por lo tanto, el flujo de calor resultante se dirige principalmente de manera vertical cuando las dos superficies límite son casi esféricas y cuando las variaciones laterales de temperatura son despreciables. La conductividad térmica promedio y el espesor del manto y la corteza controlan principalmente el flujo de calor entrante en los sedimentos (Hantschel & Kauerauf, 2009). Este flujo de calor en la base de la capa sedimentos define la condición límite inferior para el análisis en dicha capa.

En la práctica, el análisis de flujo de calor comúnmente se subdivide en dos problemas (Hantschel & Kauerauf, 2009):

1. La consideración de un modelo de corteza para calcular el flujo de calor basal que afecta a los sedimentos.
2. El cálculo de temperatura en los sedimentos.

Estos dos pasos mencionados, son aplicables cuando únicamente se toma en consideración la capa sedimentaria para el cálculo de temperaturas. En el presente estudio el modelo de corteza es incluido dentro del análisis. Siendo así, no es necesario el cálculo del flujo de calor en la base de los sedimentos, ya que esta no sería una frontera y por lo tanto no está condicionada.

De manera que el problema consiste en dos partes:

1. La elaboración de un modelo de corteza, incluyendo la capa sedimentaria, para así obtener los espesores de cada capa (Figura 2. 10a).
2. El cálculo de la temperatura T_s en cualquier punto en la capa sedimentaria, para determinar el flujo de calor en dicha capa con la (Ec. 1) (Figura 2. 10b).

Donde las condiciones de frontera aplicadas son del tipo b (Figura 2. 9b), ya que la temperatura basal T_b , en este caso, corresponde a la

temperatura en la Discontinuidad de Mohorovicic, cuyo valor ya ha sido estimado en trabajos previos.

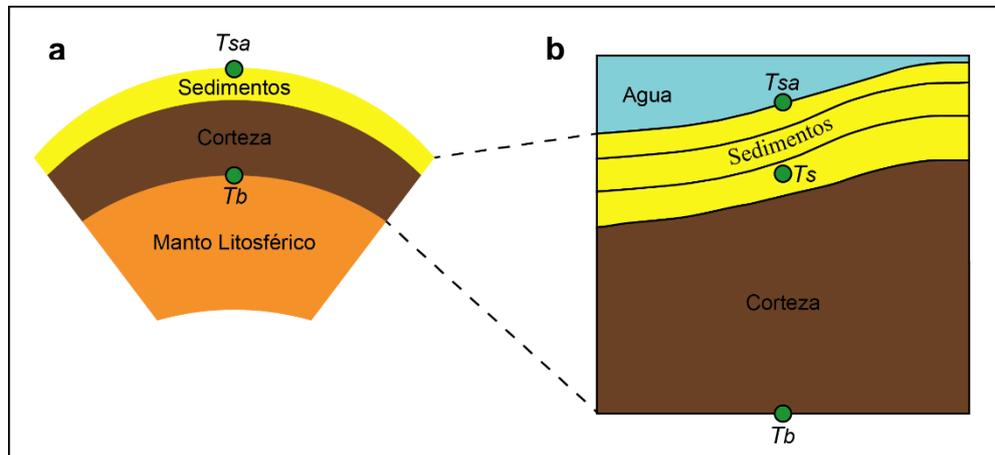


Figura 2. 10 Esquema del problema para un análisis de flujo de calor representando a) el modelo de corteza y b) el cálculo de la temperatura T_s .

Modificado a partir de Hantschel & Kauerauf, 2009.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

2.5.1. Elaboración de un modelo de corteza

El objetivo de la elaboración de un modelo de corteza es determinar los espesores de las capas que van a ser incluidas dentro del análisis, puesto que la conductividad térmica y el espesor de la corteza son las variables principales que controlan el flujo de calor.

El modelo de corteza fue construido principalmente a partir de datos de gravimetría, líneas sísmicas interpretadas e

información de trabajos anteriores donde se proponen profundidades para las distintas capas como se detalla en la Sección 3.3.3.

2.5.2. Cálculo de la temperatura en modelos unidimensionales

En una aproximación 1D, se asume que todos los vectores de flujo de calor están dirigidos verticalmente. La solución 1D generalmente provee una buena estimación de las temperaturas que varían radialmente desde el núcleo hasta la superficie, entre los valores de frontera definidos. Estas soluciones son complementadas especialmente con calibraciones basadas en información de pozos.

En los modelos 1D pueden obtenerse dos tipos de soluciones (Hantschel & Kauerauf, 2009):

- a) Soluciones en régimen estacionario: Donde todas las variables dependientes del tiempo como efectos transitorios o de convección son omitidos, de manera que el flujo de calor se mantiene constante en cualquier punto.
- b) Soluciones en régimen transitorio: Donde cualquier cambio en las condiciones termales de frontera, geometría, propiedades o temperaturas producen un

estado no estacionario o transitorio. Aquí el sistema regresa gradualmente a un nuevo equilibrio, cuando las nuevas condiciones no cambien.

El flujo de calor en la litosfera no es constante, desde la formación de la misma esta ha venido perdiendo calor. Entonces el factor tiempo, que permite definir los períodos en donde las condiciones no cambian, es fundamental en el cálculo del flujo de calor junto con las condiciones que rigen durante ese período. Por lo tanto, en el problema del presente estudio, una solución en régimen transitorio daría una mejor aproximación de las temperaturas actuales.

Régimen Transitorio

La distribución de temperatura en un modelo transitorio 1D a lo largo del eje z dirigido hacia abajo es la solución de la siguiente ecuación diferencial:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) = A \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde c_p , ρ y λ corresponden a las propiedades físicas propias de cada material, capacidad calorífica, densidad y conductividad térmica, respectivamente. Estos valores deben ser promedios que consideren tanto el fluido en los poros como

el valor de la roca en sí. Y A es la producción de calor por radiación.

Nótese que la (Ec. 2) no incluye un término que represente la transferencia de calor por convección, puesto que se asume que no existe transferencia de masa. En otras palabras, el tiempo de transición depende generalmente de la cantidad de calor transferido por conducción y la energía termal interna que corresponde al calor que emite el material por radiación, ambas controladas por el tamaño del sistema, cantidad de capacidad calorífica y conductividad termal:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\lambda}{\rho c_p} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{A}{\rho c_p} \quad (\text{Ec. 3})$$


Tiempo de transición Conducción Radiación

Reescribiendo la ecuación:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa \frac{\partial T}{\partial z} \right) + s \quad (\text{Ec. 4})$$

Donde κ es la difusividad termal ($\lambda/\rho c_p$) en m^2/s , que representa la capacidad que tiene un material determinado para disipar la temperatura en su interior. Y S en K/s es la tasa de calor

transferido por radiación que depende de la naturaleza del material ($A/\rho c_p$). Como κ y S dependen del tipo de material, mientras este no cambie permanecerán constantes.

La capacidad calorífica c en $J/(Kg K)$, densidad ρ en Kg/m^3 , conductividad térmica λ en $W/(m K)$ y producción de calor por radiación A en W/m^3 son valores propios de cada material y varían dependiendo de las condiciones en las que se encuentren o se midan. Sin embargo, existen tablas generales para cada uno de estos parámetros derivados de ensayos a rocas de distintos lugares y condiciones, que permiten estimar un valor promedio para cada tipo de roca como se muestra en las tablas de la Sección 3.2.2.

La solución de la (Ec. 4) puede obtenerse a través de una aproximación aplicando métodos numéricos. En este caso como se trata de una ecuación en derivadas parciales los métodos más comunes son: diferencias finitas, elementos finitos, volumen finito y espectral. Sin embargo el método de Elementos Finitos es el que se usa ampliamente por su potencia y el rango de problemas que es capaz de resolver especialmente problemas mecánicos y con dominios que son geoméricamente complejos (May & Frehner, 2016).

Método de Elementos Finitos (FEM)

El método de los elementos finitos (FEM, por sus siglas en inglés) es uno de los procesos más utilizados para obtener aproximaciones de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales (EDP). Desarrollado en la década de 1950 como herramienta para el análisis de estructuras en la industria aeronáutica (Jagota, Sethi, & Kumar, 2013), su uso se fue extendiendo hacia prácticamente todas las ramas de la ciencia, incluidas las ciencias de la tierra, destacándose uso en mecánica de rocas en la década de 1960 (Blake, 1966) y transferencia de calor en el interior de la Tierra en 1980 (Lee et al., n.d.).

Su funcionamiento consiste en la discretización arbitraria del problema, es decir dividir el dominio en partes y aproximar las EDP en dichas partes mediante ecuaciones numéricas (Figura 2. 11), y luego obtener el valor de dichas aproximaciones para calcular un valor cercano a la realidad. La principal ventaja de este método, es que ofrece una gran libertad para la selección del proceso de discretización, tanto en la división del dominio, como en el uso de las funciones utilizadas para la aproximación.

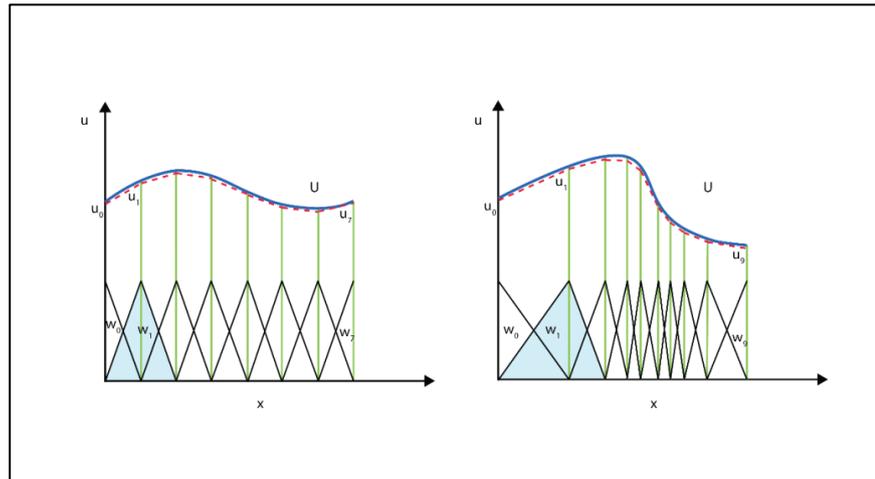


Figura 2. 11 Representación de la discretización en Elementos Finitos.

Fuente: COMSOL Inc., n.d.

CAPÍTULO 3

DATOS Y METODOLOGÍA

3.1. Datos para el Modelo Gravimétrico

3.1.1. Gravimetría

Grilla de Anomalías Gravimétricas de la zona de estudio (Figura 3. 1) obtenidas del *Modelo de Gravedad Marina Global* Versión 23 con una exactitud de ~2 mGal (D. T. Sandwell, Muller, Smith, Garcia, & Francis, 2014; D. Sandwell et al., 2013).

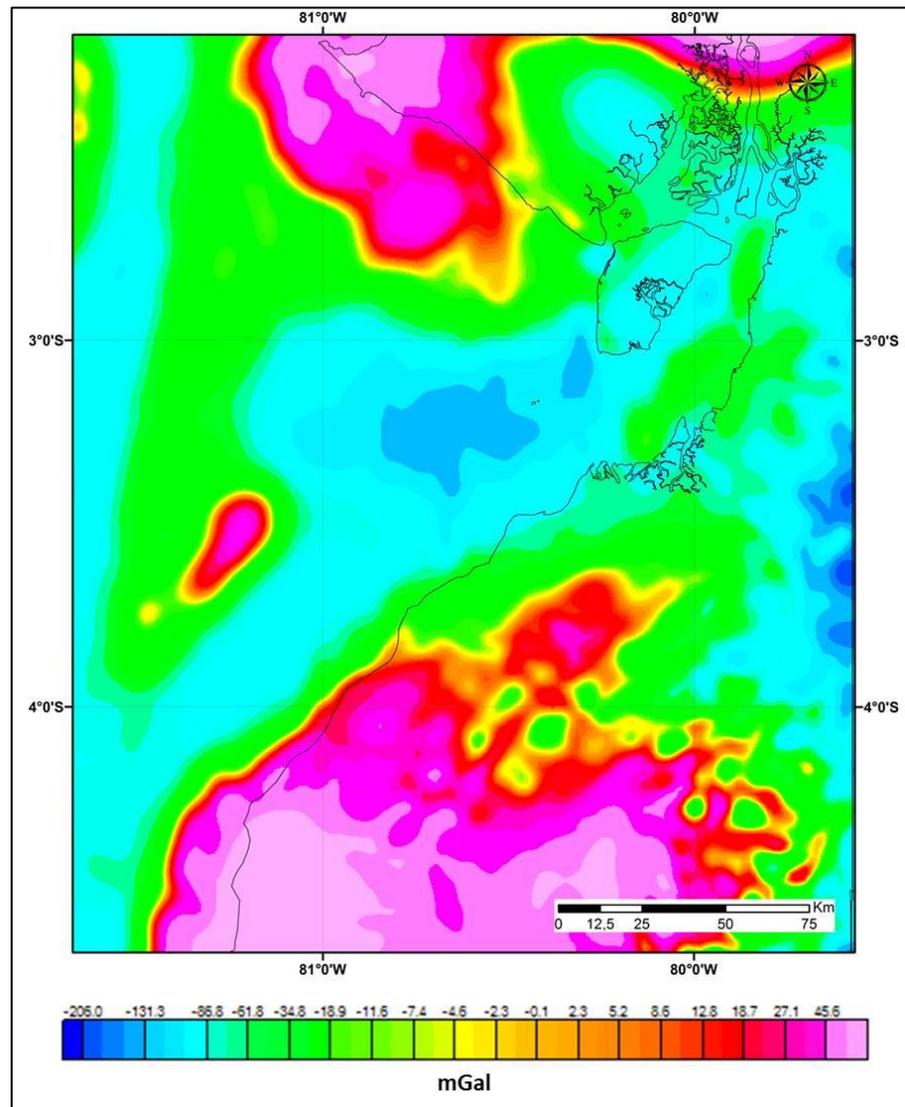


Figura 3. 1 Mapa de anomalías Gravimétricas de la zona de estudio.

Las anomalías se encuentran en un rango aproximado de -130 y 50 mGal.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

3.1.2. Batimetría

Versión 7 de la Grilla Batimétrica Global (SRTM30_PLUS)
(Figura 3. 2) con una resolución de 30'' (Becker et al., 2009).

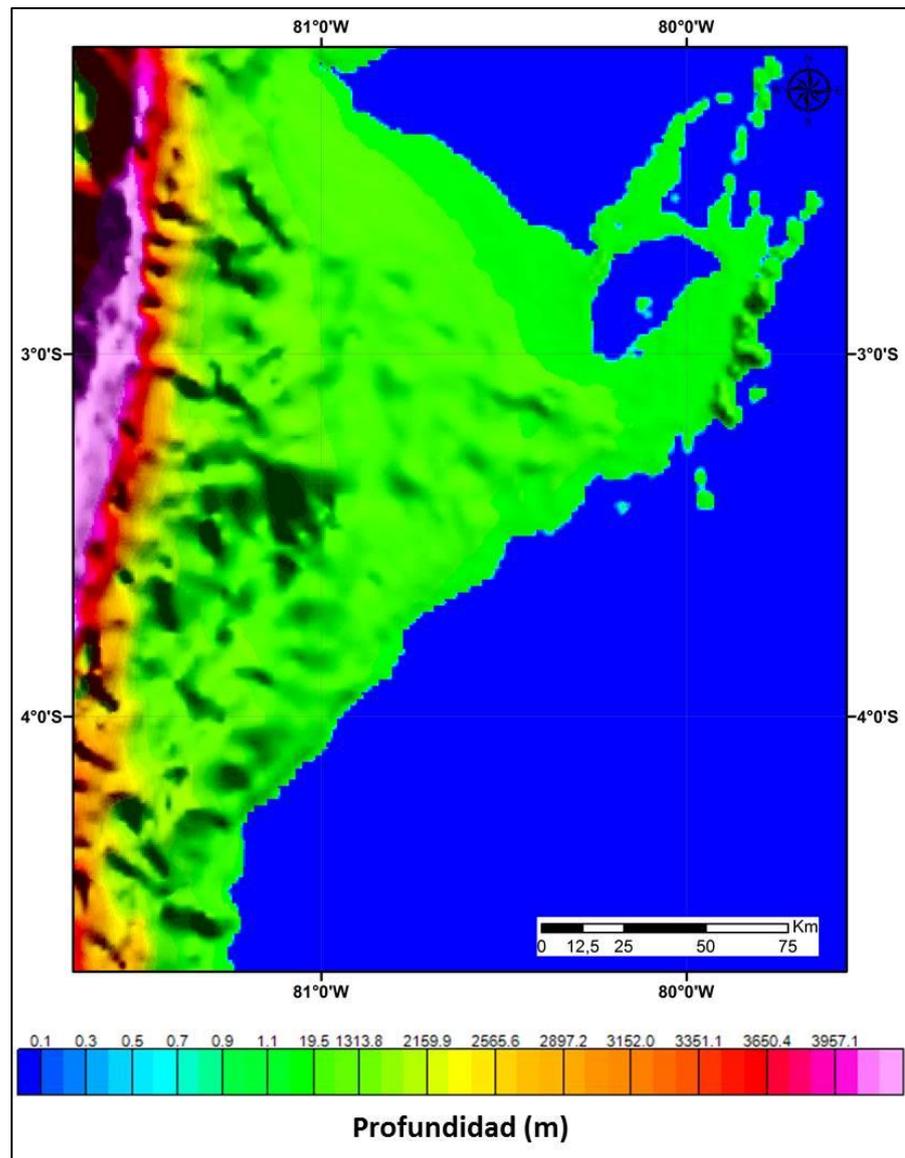


Figura 3. 2 Mapa de Batimetría modificado a partir de Becker et al., 2009.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

3.1.3. Sismos

Un total de 1401 sismos de los catálogos del Instituto Geofísico (IG) de la Escuela Politécnica Nacional (EPN) y del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (Tabla I).

Tabla I. Total de sismos recopilados en la zona de estudio desde el año 1952 hasta el 2017.

Fuente	Detalle
IG - EPN	1164 sismos ocurridos entre enero de 2010 y agosto de 2016.
USGS	237 sismos de magnitud (Mw, Mb, MI, Mwc, Mwb, Mwr) mayor a 2.5 ocurridos entre enero de 1952 y 8 mayo de 2017.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

3.1.4. Perfiles Sísmicos

Seis perfiles sísmicos interpretados y dos modelos (Figura 3. 3) propuestos por varios autores (Tabla II).

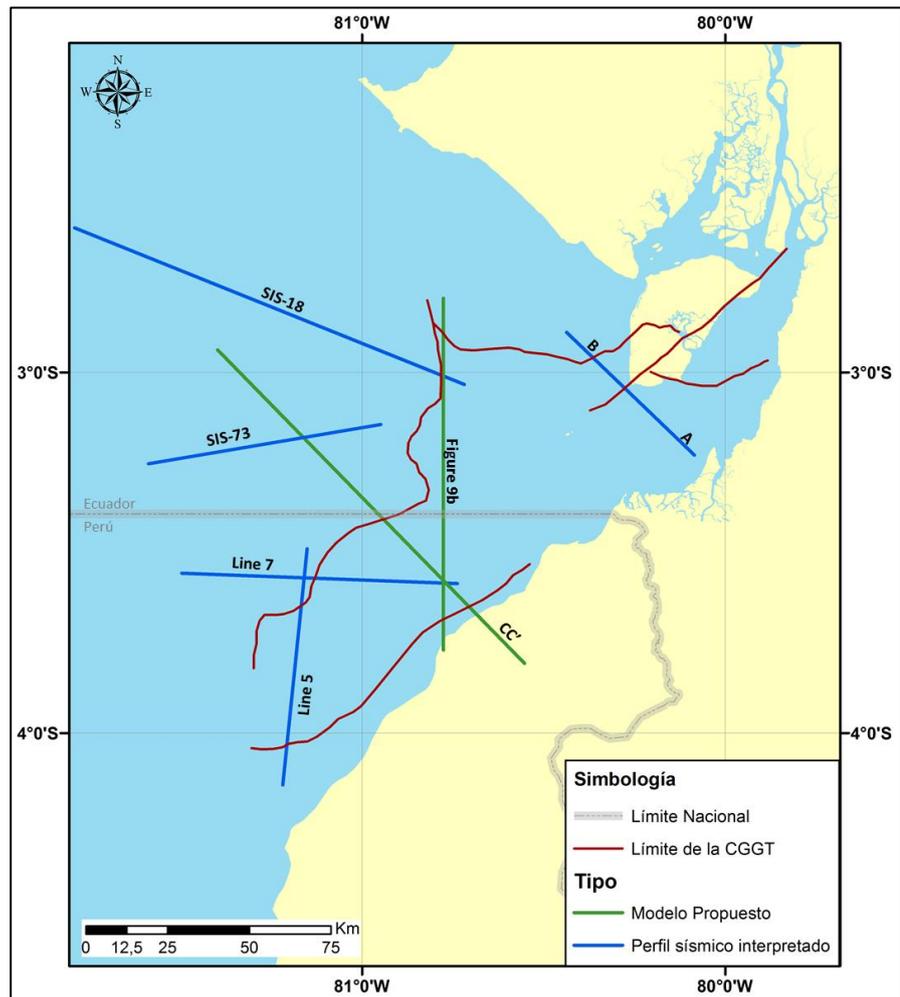


Figura 3. 3 Mapa de ubicación de los perfiles sísmicos interpretados y de los modelos propuestos usados en el modelado forward.

Ver en **Tabla II** los autores de la interpretación.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Tabla II. Perfiles sísmicos y modelos propuestos usados en el modelado forward con su respectivo autor de la interpretación y fuente.

Perfiles y Modelos	Autor de la Interpretación	Fuente
SIS-18	Calahorrano, 2005	Collot et al., 2000
SIS-73	Calahorrano, 2005	Collot et al., 2000
CC'	Witt, 2007	Witt, 2007
Figure 9b.	Bourgois, 2013	Bourgois, 2013
Line 5	Witt & Bourgois, 2010	Petroperú S.A.
Line 7	Witt & Bourgois, 2010	Petroperú S.A.
A	Lucas, A., Muñoz, M., 2017	Petroamazonas EP
B	Lucas, A., Muñoz, M., 2017	Petroamazonas EP

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

3.1.5. Densidades

La procedencia de las densidades de la columna de agua y siete capas litosféricas empleadas en el modelado gravimétrico (Sedimentos de la Placa Cabalgante, Basamento Continental, Basamento Oceánico, Canal de Subducción, Placa de Farallón

(PF), Manto Litosférico de la Placa Cabalgante (PC) y de la Placa en Subducción), se describen a continuación.

Se obtuvieron densidades de los Sedimentos y Basamento Oceánico a partir de las relaciones Densidad – Velocidad de (Ludwing, Nafe, & Drake, 1970) y Godfrey et al. (1997) respectivamente, usando las velocidades de Onda P propuestas por David Graindorge, Calahorrano B., Charvis, Collot, & Nicole, (2004); adicionalmente se contó con velocidades propuestas por Calahorrano B. et al. (2008) para las líneas SIS-18 (Tabla III) y SIS-72 (Tabla IV), próxima al perfil SIS-73. Para el basamento continental se consideró la densidad de 2.77 g/cc obtenida a partir de la velocidad propuesta por Shepherd & Moberly (1981). Finalmente para los sedimentos, manto litosférico de la PC y la PF, y Placa de Farallón también se consideraron los rangos de densidades propuestos en Sanchez-Rojas & Palma (2014) (Tabla V).

Tabla III. Cálculo de densidad a partir de las velocidades de Onda P propuestas por Calahorrano B. et al. (2008) para la línea sísmica SIS-18.

Capas Litosféricas	Calahorrano			Ludwing et al. (1970)			Godfrey (1997)		
	V min	V prom	V máx	ρ min	ρ prom	ρ máx	ρ min	ρ prom	ρ máx
Sedimentos Placa cabalgante	1.50	1.75	2.00	1.64	1.78	1.91	---	---	---
Basamento Oceánico	3.10	3.55	4.00	---	---	---	2.67	2.71	2.74
Canal de Subducción	2.50	3.45	4.40	2.09	2.31	2.45	---	---	---
Placa de Farallón	4.20	4.50	4.80	---	---	---	2.76	2.78	2.80

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Tabla IV. Cálculo de densidad a partir de las velocidades de Onda P propuestas por Calahorrano B. et al. (2008) para la línea sísmica SIS-72.

Capas Litosféricas	Calahorrano			Ludwing et al. (1970)			Godfrey (1997)		
	V min	V prom	V máx	ρ min	ρ prom	ρ máx	ρ min	ρ prom	ρ máx
Sedimentos Placa cabalgante	1.50	2.05	2.60	1.64	1.93	2.12	---	---	---
Basamento Oceánico	3.50	3.65	3.80	---	---	---	2.70	2.71	2.73
Canal de Subducción	2.70	2.75	2.80	2.15	2.16	2.18	---	---	---
Placa de Farallón	3.90	4.30	4.70	---	---	---	2.73	2.76	2.79

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Tabla V. Densidades de capas litosféricas.
Las unidades de velocidad están en Km/s y las de densidad en g/cc.

Capas Litosféricas	Graindorge et al. (2004)			Ludwing et al. (1970)			Godfrey (1997)			Sheperd (1981)	Sanchez-Rojas & Palma (2014)		
	V min	V prom	V máx	ρ min	ρ prom	ρ máx	ρ min	ρ prom	ρ máx	ρ prom	ρ min	ρ prom	ρ máx
Agua	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	1.03	---
Sedimentos Placa cabalgante	1.90	2.05	2.20	1.86	1.93	1.99	---	---	---	---	2.20	2.30	2.40
Basamento Continental	---	---	---	---	---	---	---	---	---	2.80	---	---	---
Basamento Oceánico	6.10	6.25	6.40	---	---	---	2.90	2.91	2.92	---	---	---	---
Canal de Subducción	---	5.10	---	---	2.55	---	---	---	---	---	---	---	---
Manto Litosférico de la Placa Cabalgante	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	3.17	3.21	3.25
Placa de Farallón	6.40	6.85	7.30	---	---	---	2.92	2.96	2.99	---	2.85	2.98	3.10
Manto Litosférico de Farallón	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	3.25	3.33	3.40

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

3.2. Datos para el cálculo de temperaturas

3.2.1. Pozos

Se emplearon datos de 7 pozos, 6 de Ecuador y 1 de Perú (Figura 3. 4). Estos consisten en información de registros eléctricos y reportes geoquímicos de Petroamazonas. Los datos disponibles para cada pozo se resumen en la Tabla VI.

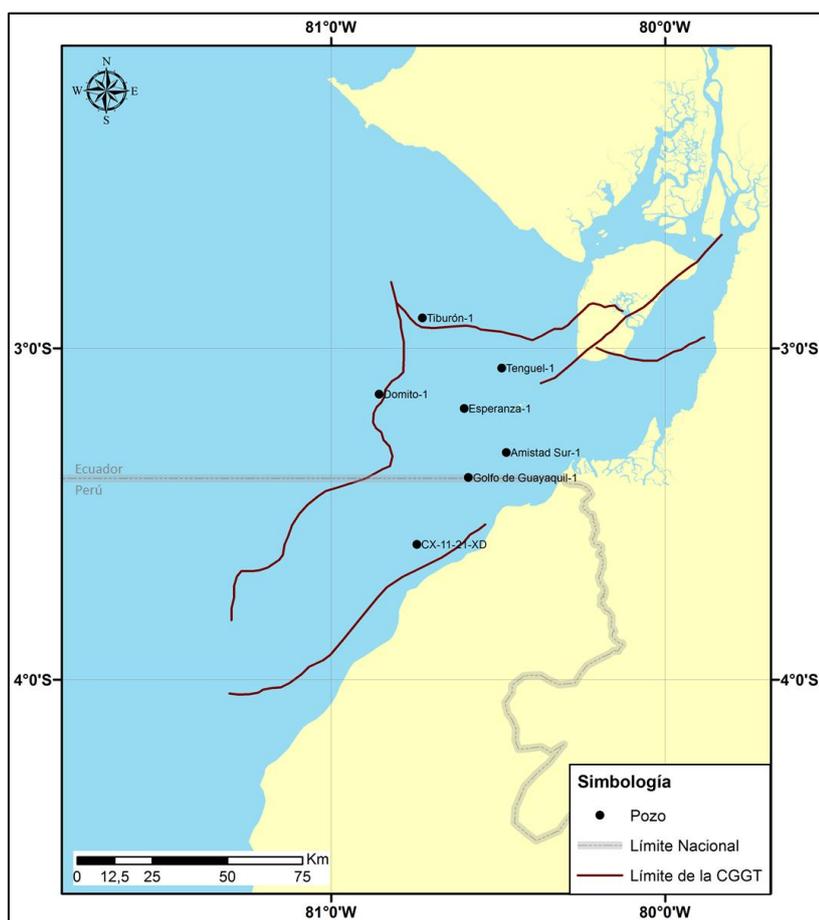


Figura 3. 4 Mapa de ubicación de Pozos.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Tabla VI. Datos disponibles por pozo

Pozo	País	Registros			Reportes		
		GR (gAPI)	NPHI (v/v)	DPHI (%)	Rx	%Ro	BHT (°C)
Amistad Sur-1	Ecuador	x	x		x	x	x
Domito-1	Ecuador	x		x	x	x	x
Esperanza-1	Ecuador	x	x	x	x	x	x
Golfo de Guayaquil-1	Ecuador	x	x		x	x	x
Tenguel-1	Ecuador	x	x				x
Tiburón-1	Ecuador	x		x	x	x	x
CX-11-21XD	Perú						x

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

De los tres registros eléctricos utilizados, Gamma Ray (GR), Porosidad Neutrón (NPHI) y Porosidad-Densidad (DPHI), se obtuvo un valor promedio para cada pozo. Así mismo del reporte geoquímico de LITTON-Core Laboratories Inc. (1986) se adquirió los datos de tipo de roca (Rx) y reflectancia de la vitrinita (%Ro) de cada pozo. Estos datos fueron usados para la determinación de los parámetros físicos de la capa sedimentaria en cada pozo en la simulación para el cálculo de temperaturas, a excepción de los datos de reflectancia de la vitrinita que sirvieron para relacionar dichos valores con las temperaturas obtenidas en la simulación.

Los valores promedios de cada registro, litología predominante y rango de valores de reflectancia de la vitrinita por pozo se muestran en la Tabla VII.

Tabla VII. Valores o rango de valores usados para cada pozo según los registros eléctricos y reportes geoquímicos.

Pozo	GR (gAPI)	NPHI (v/v)	DPHI (v/v)	Rx	%Ro
Amistad Sur-1	37.23	0.34	-	Arcillolita	0.36-0.42
Domito-1	46.42	-	0.3	Limolita/ Arcillolita	0.32-0.43
Esperanza-1	36.1	0.42	0.28	Lutita/ Arcillolita	0.32-0.47
Golfo de Guayaquil-1	49.04	0.39	-	Arcillolita	0.39-0.43
Tenguel-1	31.8	0.28	-	-	-
Tiburón-1	38.88	-	0.18	Lutita/Arenisca	0.51-0.55

Fuente: LITTON-Core Laboratories Inc., 1986

Las temperaturas de fondo de pozo (BHT), para realizar la comparación con las temperaturas calculadas en la simulación, también fueron obtenidos del reporte de LITTON-Core Laboratories Inc. (1986). Cabe mencionar que las temperaturas usadas para la comparación corresponden a las BHT corregidas, a excepción del pozo CX-11-21XD ya que no se disponía de dicho valor.

En la Tabla VIII se muestra las profundidades y valores de BHT para los siete pozos, en verde se muestra los valores usados para la comparación.

Tabla VIII. Valores de BHT para cada pozo según reportes

Pozo	Profundidad (m)	BHT (°C)	BHT Corregida (°C)
Amistad Sur-1	4904.23	85.56	85.56
Domito-1	3688.38	83.33	96.11
Esperanza-1	4218.74	78.89	83.33
Golfo de Guayaquil-1	4023.66	76.67	83.33
Tenguel-1	4702.45	91.11	91.11
Tiburón-1	3688.38	80.56	93.33
CX-11-21XD	3214.73	71.11	-

Fuente: LITTON-Core Laboratories Inc., 1986

3.2.2. Parámetros Térmicos

Conductividad Térmica (λ)

Recopilación de conductividades térmicas de rocas ígneas, metamórficas (Tabla IX) y sedimentarias (Tabla X).

Tabla IX. Conductividades térmicas

Roca	Conductividad [W/(m K)]	
	Varios Autores	Sharma (2002)
Argilita, esquistos arcillosos	1.67	2.09
Granito	2.68	3.07
Granodiorita	2.79	2.63
Porfirita	1.74	–
Diorita	2.10	2.50
Andesita, Andesita Basáltica	1.87	2.26
Basalto	2.11	1.69

Diabasa	2.50	2.20
Gabro	2.47	2.57
Esquisto	2.55	–
Gneis	2.41	2.70–3.10
Anfibolita	2.39	3.33
Gneis-Granito	2.04	–
Cuarcita	5.00	5.03
Anhidrita	–	5.43
Harzburgita	2.69	–
Dunita	2.77	–
Gabro de Olivino	2.65	–
Gabro-Norita	2.22	–

Fuente: Eppelbaum, Kutasov, & Pilchin, 2014

Tabla X. Recopilación de conductividades de algunas rocas sedimentarias de grano fino.

Roca	λ [W/m K]	Fuente
Arcillolita	1.70 - 3.40	(Čermák & Rybach, 1982)
Lutita	1.00 – 3.00	(Beardsmore & Cull, 2001)
Limolita	0.72 - 1.54	(Barry-Macaulay, Bouazza, Singh, Wang, & Ranjith, 2013)

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Calor Específico (Cp)

Recopilación de valores de calor específico de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (Tabla XI).

Tabla XI. Recopilación de valores de calor específico propuestos por varios autores.

Roca	Calor Específico [KJ/(kg K)]	
	Varios Autores	ETB (2011)
Arenisca	–	0.92
Dolomita	–	0.92
Arena	0.96	0.80

Limolita	0.87	–
Argilita, esquisto arcilloso	0.86	–
Arcilla	1.1	–
Marga	1.55	–
Caliza	0.89	0.84
Granito	0.95	0.79
Granodiorita	1.02	–
Diorita	1.00	–
Basalto	1.23	0.84
Diabasa	0.87	–
Gabro	0.98	–
Esquisto	1.10	–
Gneis	1.02	–
Anfibolita	1.13	–
Gneis-Granito	1.11	–

Fuente: Eppelbaum et al., 2014

Producción de Calor Radiogénico (A)

Tabla XII. Producción de calor radiogénico para rocas ígneas y metamórficas.

Composición	A [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]	Fuente
Peridotitas depletadas	0.002	(Vilà, Fernández, & Jiménez-Munt, 2010)
Peridotitas enriquecidas	0.030	(Vilà et al., 2010)
Corteza Oceánica Promedio	0.50	(Allen & Allen, 2005)
Intrusivas básicas	0.70	(Wollenberg & Smith, 1987)

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Los valores de A para rocas sedimentarias (Tabla XIII) fueron calculados empleando la ecuación $A = 0.0158(GR - 0.8)$ propuesta por Bucker & Rybach (1996) para rocas porosas, que involucra los valores de gamma ray. Debido a que los fluidos presentes en los poros no son radiogénicos, este valor es subestimado, por lo tanto se debe dividir A para la fracción sólida de la roca o matriz $(1 - \phi)$ (Waples, 2002).

Tabla XIII. Producción de calor radiogénico calculado para la capa de sedimentos de varios pozos de la CGGT.

Sedimentos	A [$\mu\text{W}/\text{m}^3$]
Tiburón-1	0.74
Domito-1	1.03
Tenguel-1	0.68
Esperanza-1	0.78
Amistad Sur-1	0.88
Golfo de Guayaquil-1	1.26
CX-11-21-XD	1.26

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Condiciones de frontera (T_{mc} y T_{sa})

T_{mc} : La temperatura en la interfase mato-corteza o discontinuidad de Mohorovicic, varía de acuerdo a la profundidad en la que se encuentre, se estima que debajo de corteza continental es de 500° - 600°C y de corteza oceánica es de 150° - 200°C (Chaklader, 1965).

T_{sa} : La temperatura promedio en la interfase sedimentos-agua es de 4°C (Hantschel & Kauerauf, 2009).

3.3. Metodología para la elaboración del Modelo Gravimétrico

3.3.1. Procesamiento de Datos Gravimétricos

Para la definición de los lineamientos y estructuras geológicas predominantes de la cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes se procesó la grilla de anomalías gravimétricas de Bouguer. En Oasis montaj se aplicó el filtro de la derivada inclinada (TDR), del módulo MAGMAP, que calcula ángulos comprendidos entre -90° y 90° desde la horizontal, donde el ángulo 0° corresponde a los límites de las fuentes de las anomalías, asumiendo que las fuentes son contactos verticales en el subsuelo (Geosoft, 2015).

3.3.2. Elaboración de Perfiles de Sismos

Se ingresó el catálogo de sismos al software ArcGis donde fueron ploteados y luego graficados en 8 perfiles, distancia (Km) vs profundidad (Km), cuya ubicación coincide con las secciones de los modelos 2D del subsuelo (Tabla XIV).

3.3.3. Construcción de un modelo forward

Se realizó el modelado estático (Karner, Studinger, & Bell, 2005) en 2D de 8 secciones a partir de una grilla de anomalías gravimétricas (Figura 3. 5). Dichas secciones coinciden con la ubicación de líneas sísmicas o interpretaciones descritas en el Apartado 3.1.4, a excepción de la sección G, y se los denominó de la siguiente manera (Tabla XIV):

Tabla XIV. Denominación de las secciones del modelo.

Interpretación	Nombre de la sección del modelo
SIS – 18	A
SIS – 73	B
Línea 7	C
Línea 5	D
CC'	E
Figura 9b	F
Autoras	G
A	H
B	

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

La sección G es una interpretación propuesta por Lucas, A., Muñoz, M., 2017 y fue modelada con base a las secciones más

cercanas, E, F y H. Se realizó debido a que no se contaba con información en la zona lo que mostraba una falsa interpretación en los mapas generados posteriormente.

Todo el procesamiento fue realizado en el módulo GM-SYS, teniendo en cuenta limitaciones del programa y condiciones de la zona de estudio para la construcción de cada sección del modelo forward de la CGGT, como se describe en la siguiente sección, Consideraciones Iniciales.

Se utilizaron las grillas de batimetría, magnetometría y gravimetría como datos de entrada para la generación de las 8 secciones del modelo. Se recalca que el modelado fue realizado sólo a partir de la grilla de anomalías gravimétricas, si bien se empleó la magnetometría como dato de entrada, porque así lo requiere el software, no se la consideró en el modelado debido a su baja resolución.

Cada sección, consiste en el perfil gravimétrico y el panel del modelado. En el panel del modelado, el primer bloque corresponde a la batimetría, que se genera por default, y los siguientes bloques corresponden a los ingresados según la disposición que existe en la CGGT con base a las consideraciones mencionadas a continuación.

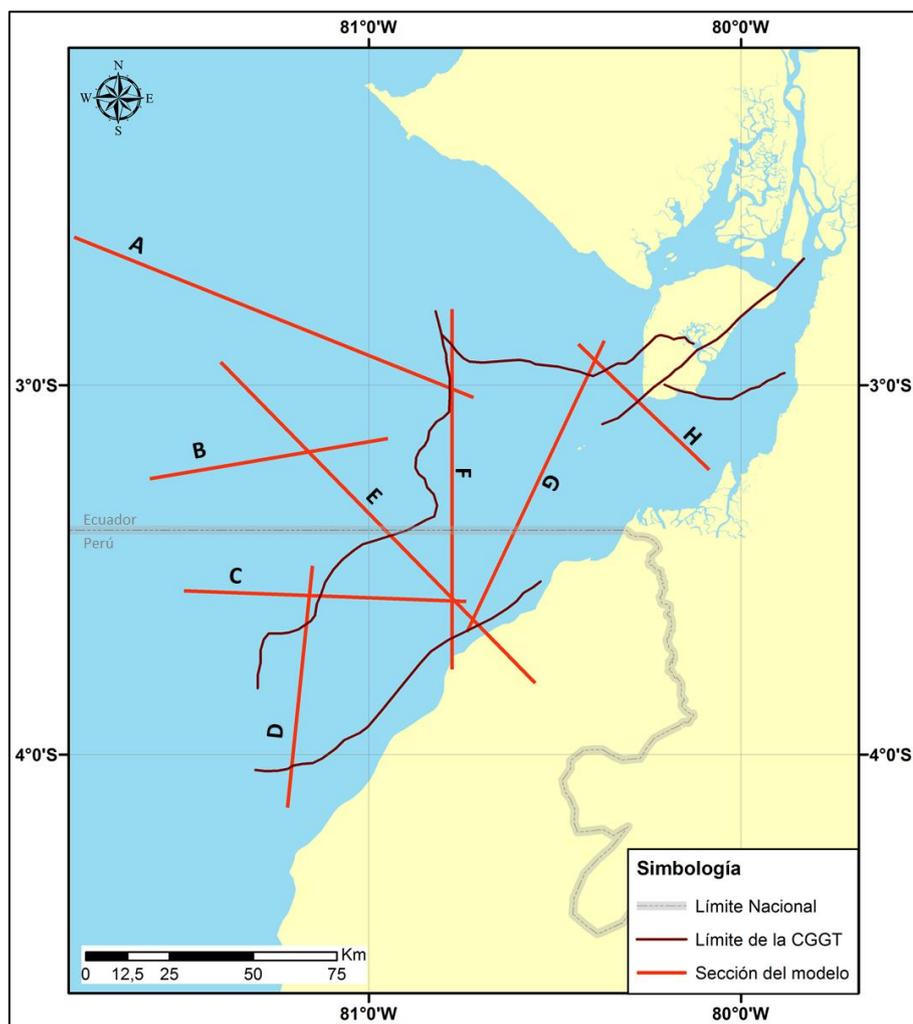


Figura 3. 5 Mapa de Ubicación de las secciones del modelo.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Consideraciones iniciales:

Los parámetros, estimaciones y limitaciones fundamentales que fueron considerados para el modelamiento se describen a continuación:

- a) El número máximo de bloques que puede ser utilizado en una sección del modelo es siete debido al tipo de licencia utilizada; por tal razón, se hizo la distinción de grandes bloques en las ocho secciones, donde no todos los bloques se encontraban en uno o más perfiles de manera que nunca se excedía los siete bloques permitidos en cada perfil. En total se diferenciaron ocho grandes bloques que son: Agua, Sedimentos, Basamento Oceánico, Basamento Continental, Canal de Subducción, Manto Litosférico de la Corteza Cabalgante, Placa de Farallón y Manto Litosférico de la Placa de Farallón.
- b) Los rangos y promedios de densidad de roca mostrados en las Tabla XV y Tabla XVI fueron usados como guía para la estimación de esta propiedad física en cada bloque. Sin embargo, para algunas secciones se consideraron datos específicos de densidades reportados para estructuras como el Banco Perú (2.86 g/cc) y Basamento Continental (2.8 g/cc) que es ligeramente mayor a la calculada a partir de la velocidad propuesta por Shepherd & Moberly (1981).

Tabla XV. Densidades usadas en el modelado, resaltadas de color amarillo, correspondientes al Basamento Oceánico y Canal de Subducción.

Capas Litosféricas	Graindorge et al. (2004)			Ludwing et al. (1970)			Godfrey (1997)		
	V min	V prom	V máx	ρ min	ρ prom	ρ máx	ρ min	ρ prom	ρ máx
Agua	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Sedimentos Placa cabalgante	1.90	2.05	2.20	1.86	1.93	1.99	---	---	---
Basamento Continental	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Basamento Oceánico	6.10	6.25	6.40	---	---	---	2.90	2.91	2.92
Canal de Subducción	---	5.10	---	---	2.55	---	---	---	---
Manto Litosférico de la Placa Cabalgante	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Placa de Farallón	6.40	6.85	7.30	---	---	---	2.92	2.96	2.99

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Tabla XVI. Densidades usadas en el modelado, resaltadas de color amarillo, correspondientes al Agua, Sedimentos de la PC, Basamento Continental, Manto Litosférico de la PC y PF y Placa de Farallón.

Capas Litosféricas	Sanchez-Rojas & Palma (2014)		
	ρ min	ρ prom	ρ máx
Agua	---	1.03	---
Sedimentos Placa cabalgante	2.20	2.30	2.40
Manto Litosférico de la Placa Cabalgante	3.17	3.21	3.25
Placa de Farallón	2.85	2.98	3.10
Manto Litosférico de Farallón	3.25	3.33	3.40

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

c) Las profundidades de las distintas capas se asignaron con base en estudios realizados en la zona. Sin embargo la mayoría de estudios que comprenden el área de la CGGT y que proponen profundidades para las capas más profundas del subsuelo, como el tope de la Placa de Farallón (Gutscher et al., 1999; Nocquet et al., 2014) y el Manto Litosférico de la Placa Cabalgante (Font, Segovia, Vaca, & Theunissen, 2013), son de carácter regional por lo que la información expuesta en estos trabajos no representa debidamente las características particulares a la que está condicionada la cuenca, de modo que estas profundidades son discutibles en la zona de la CGGT.

Entre los estudios que tratan la zona con mayor detalle se destacan aquellos que basándose en interpretación de líneas sísmicas o perfiles con localización de sismos proponen topos de la Placa de Farallón, Basamento Oceánico y Continental (Barros, 2016; Alcinoe Calahorrano B., 2005; Witt, 2007), Canal de Subducción (Alcinoe Calahorrano B., 2005); o base de los Sedimentos (Barros, 2016; Witt & Bourgois, 2010; Witt, 2007). También se usaron datos de los pozos, Tiburón-1 y Golfo de Guayaquil - 1 (Montenegro & Benitez, 1991)

como referencia para la profundidad base de sedimentos en los alrededores.

- d) Los espesores de las capas de sedimentos, basamento oceánico y continental (en el borde de la CGGT), y canal de subducción fueron estimados con base en datos de líneas sísmicas e interpretaciones (Bourgois, 2013). Mientras que el espesor de la placa de Farallón se definió en 7km con base al estudio de White, Mckenzie, & Nions (1992) donde se propone un valor de 6.87 ± 0.29 Km para el espesor de la corteza oceánica en el Pacífico de edad mayor a 30Ma y un valor de 7.08 ± 0.78 Km en promedio para el Pacífico y Atlántico. El estudio realizado por Barros (2016) también presenta un espesor de 7 km, que está dentro del rango mencionado. Para el espesor del manto litosférico de la placa cabalgante se consideró los perfiles propuestos por Font et al. (2013).
- e) Teniendo en cuenta la resolución de la grilla gravimétrica se considera un error de cerca de 10mGal como aceptable.

- f) La escala de trabajo comprende una profundidad máxima de interpretación de hasta 50 Km.

- g) Los perfiles de ubicación de sismos constituyen información adicional para la delimitación de estructuras.

3.3.4. Generación de mapas

Se elaboraron ocho mapas de contornos: tope y base de Sedimentos, tope y base de basamento oceánico, tope y base de basamento continental, y tope y base de la placa de Farallón; Y cuatro de espesores: sedimentos, basamento oceánico y continental, y placa de Farallón, a partir de las capas litosféricas interpretadas en el modelamiento cuyos puntos fueron exportados del módulo GM-SYS. Adicionalmente se generó un mapa de pendientes para la placa de Farallón.

Para la generación de las superficies se utilizó el método de interpolación IDW con polinomio de exponente 3.

3.4. Metodología para el Cálculo de Temperatura

El cálculo de temperaturas se realizó mediante una simulación usando los espesores de las capas propuestas en el modelo cortical, obtenido a través del modelado gravimétrico, y en las coordenadas (x,y) en donde se contaba con información de pozos.

Se empleó un lenguaje computacional para resolver la ecuación de difusión de calor, aplicada en un régimen transitorio, que gobierna la variación de la temperatura en función del espacio y y del tiempo t , dentro de un cuerpo conductor en una dimensión, como se menciona en el apartado 2.5.2.

Para este propósito se utilizó el método de Elementos Finitos (FEM), para la discretización de las derivadas de carácter espacial; este se realizó de forma localizada sobre regiones lineales pequeñas definidas por nodos arbitrarios. Las derivadas con respecto al tiempo fueron tratadas mediante el método de diferencias finitas. Se obtuvo una matriz de ecuaciones para los nodos y éstas fueron sumadas en su totalidad para obtener una matriz de ecuaciones global. Finalmente, este sistema de ecuaciones fue resuelto utilizando métodos estándar de álgebra lineal (May & Frehner, 2016) (Figura 3. 6).

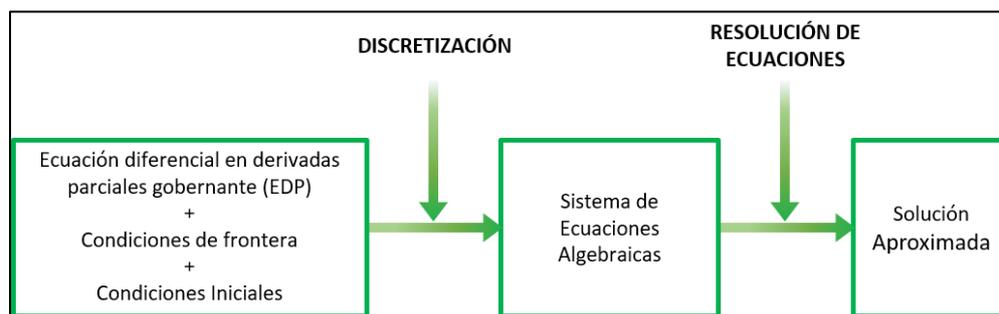


Figura 3. 6. Esquema resumido del funcionamiento del FEM.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

Antes de realizar el algoritmo se definió la litología correspondiente a las capas del modelo que fueron usadas (Tabla XVII). La placa de Farallón fue dividida en tres capas según el modelo de Brown & Mussett (1993). Para el manto litosférico, basamento oceánico y basamento continental se utilizó información de varios autores y para los sedimentos se hizo uso de la información correspondiente a cada pozo, a excepción del CX-11-21-XD al que se le asignó la litología del pozo más cercano.

Tabla XVII. Litología de las capas usadas en el modelo.

Capa	Litología	Fuente
Farallón Inferior	Gabro	(Brown & Mussett, 1993)
Farallón Media	Anfibolita	(Tassara, Götze, Schmidt, & Hackney, 2006)
Farallón Superior	Basalto	(Brown & Mussett, 1993)
Manto Litosférico	Peridotita	(Brown & Mussett, 1993)
Basamento Continental	Rocas metamórficas	(Feininger, 1986)
Basamento Oceánico	Basalto	(Reynaud et al., 1999)

Sedimentos	Tiburón-1	Lutita	Petroamazonas
	Domito-1	Limolita	Petroamazonas
	Esperanza-1	Lutita	Petroamazonas
	Amistad Sur-1	Arcillolita	Petroamazonas
	Golfo de Guayaquil-1	Arcillolita	Petroamazonas

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

3.4.1. Construcción del algoritmo para 1D

Para la construcción del algoritmo se siguió la metodología propuesta por (May & Frehner, 2016). A continuación, se presenta un breve resumen de los pasos seguidos durante su elaboración.

Paso 1. A cada capa del modelo se le asignó propiedades físicas (C_p, ρ, λ, A) acorde a su litología, a excepción de los pozos Tenguel-1 y CX-11-21XD que por falta de información se les asignó la litología del pozo más cercano (Tabla XVIII). Se representaron las capas como barras localizadas en los puntos donde se contaba con información de pozos; además, se discretizó cada capa mediante el uso de 20 nodos, siendo la sumatoria de los nodos de todas ellas el número total de nodos empleados en el FEM (Figura 3. 7).

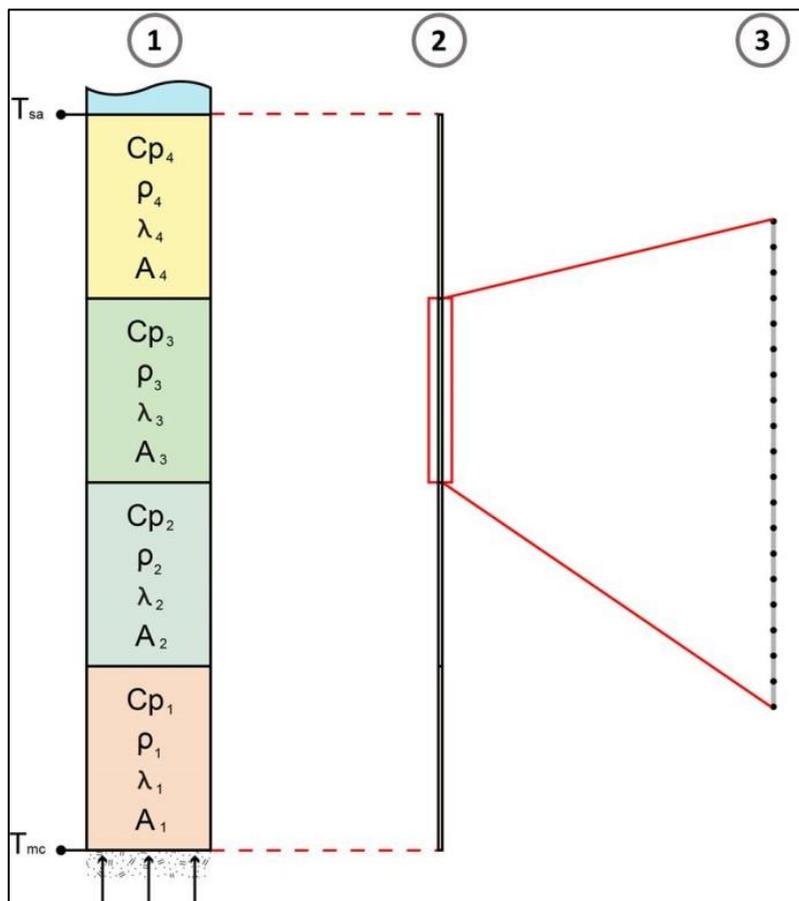


Figura 3. 7. Representación gráfica del proceso de discretización correspondiente al Paso 1.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

Tabla XVIII. Parámetros físicos.

Los valores de ρ corresponden a los usados durante el modelado gravimétrico.

Capa	Cp [KJ/(kg K)]	ρ [Kg/m ³]	A [μ W/m ³]	λ [W/m K]	
Farallón Inferior	0.98	3100	0.5	2.57	
Farallón Media	1.13	3100	1.7	3.33	
Farallón Superior	1.23	3100	0.5	2.11	
Manto Litosférico	1.2	3170	0.03	3.3	
Basamento Continental	1.13	2800	1.13	3.33	
Basamento Oceánico	1.23	2920	0.7	2.11	
Sedimentos	Tiburón-1	1.1	2400	0.74	1.00 - 3.00
	Domito-1	1.1	2400	1.03	0.72 - 1.54
	Tenguel-1	1.1	2400	0.68	1.00 - 3.00
	Esperanza-1	1.1	2400	0.78	1.00 - 3.00
	Amistad Sur-1	1.1	2400	0.88	1.70 - 3.40
	Golfo de Guayaquil-1	1.1	2400	1.26	1.70 - 3.40
	CX-11-21-XD	1.1	2400	1.26	1.70 - 3.40

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

Paso 2. Se definieron las coordenadas espaciales z_i de los nodos y se especificó el dominio de tiempo, 66 Ma dado que es la edad más antigua de los sedimentos presentes en la cuenca (Reynaud et al., 1999)

Paso 3. Se desarrollaron ecuaciones para cada elemento de la malla del FEM y se generó una matriz de ecuaciones globales que modeló las propiedades del sistema.

Paso 4. Se fijaron las condiciones de frontera T_{mc} y T_{sa} . Las temperaturas en la interfase manto-corteza presentaban valores

de 400°C y 375°C a aproximadamente 31 Km y 27 Km de profundidad respectivamente.

Paso 5. Finalmente se computó la solución aproximada de temperaturas en los puntos determinados, las mismas que posteriormente fueron utilizadas en la calibración del modelo cortical.

3.4.2. Calibración con pozos

Una vez realizada la simulación, se compararon las temperaturas de fondo de pozo y calculada. Se aceptó un error de $\pm 5^{\circ}\text{C}$. Cuando la diferencia entre las BHT medidas y calculadas excedía el error máximo permisible se reajustaban los parámetros físicos y geométricos de las capas.

- a) El parámetro físico que provocó mayor incertidumbre fue el de conductividad. Esto se debe a que se trata de un valor netamente teórico, pues no ha sido medido en las rocas de la CGGT. Dado que esta puede cambiar por factores externos como presión y temperatura (Eppelbaum et al., 2014); e internos como composición, porosidad (Eppelbaum et al., 2014), el grado de alteración (Mielke, Prieto, Bignall, & Sass, 2015) y la

saturación de fluidos (Robertson, 1988; Woodside & Messmer, 1961) se calcularon las temperaturas para valores altos, medios y bajos de conductividad, acordes a la litología de las capas del pozo.

- b) Se modificó la geometría de las capas propuestas en el modelo realizado a partir de la gravimetría; ya sea aumentando o disminuyendo los espesores de las mismas y en consecuencia sus buzamientos (ej.: Basamento Continental).

Una vez que el valor de la temperatura calculada se encontraba dentro del rango permitido en cada pozo, se fijó la nueva geometría de las capas para generar un modelo de corteza final.

3.4.3. Estimación de Flujo de Calor (q)

La estimación de flujo de calor se realizó a partir del procedimiento propuesto por Beardsmore & Cull (2001) y aplicado por Cardoso & Hamza (2014). Donde primero se calculó el gradiente geotérmico usando la ecuación

$$\nabla T = (BHT_c - T_{sa})/d, \quad (\text{Ec. 5})$$

donde BHT_c es la temperatura de fondo de pozo calculada, T_{sa} es la temperatura en la interfase sedimentos-agua y d es la distancia entre BHT_c y T_{sa} .

Y posteriormente se usó la ecuación (Ec. 1) derivada de la ley de Fourier (Hantschel & Kauerauf, 2009) para calcular el flujo de calor, donde λ es la conductividad usada en la calibración del modelo cortical.

3.4.4. Identificación de zonas de madurez

Para la identificación de zonas de madurez se empleó como mapa base el de flujo de calor. Sin embargo, el mapa obtenido abarca un área pequeña debido a la cantidad de datos de pozos del cual se disponía. Por esto se hizo una extrapolación de este mapa considerando también los parámetros determinados a partir de los resultados anteriores para realizar una diferenciación de zonas y posteriormente determinar cuáles son las áreas que presentan mayor posibilidad de madurez. Los parámetros considerados, adicional a los de flujo de calor, fueron: extensión del basamento continental y oceánico, espesor de sedimentos y datos de reflectancia de la vitrinita en cada pozo.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1. Resultados del Modelado Gravimétrico

4.1.1. Lineamientos a partir de la derivada inclinada “TDR”

Una vez aplicado el filtro TDR, detallado dentro de la metodología, se procedió al respectivo análisis e interpretación de las distintas anomalías dentro de un marco estructural.

Se identificaron nueve lineamientos principales L1, L2, L3, L4, L5, L6, L7, L8 y L9 (Figura 4. 1) a partir de la TDR de la grilla de anomalías gravimétricas. L1 tiene una dirección preferencial NO-SE; la orientación de L2 cambia de NO-SE al oeste a NE-SO al este; y L3, L4, L5, L6, L7, L8 y L9 presentan una tendencia NE-SO.

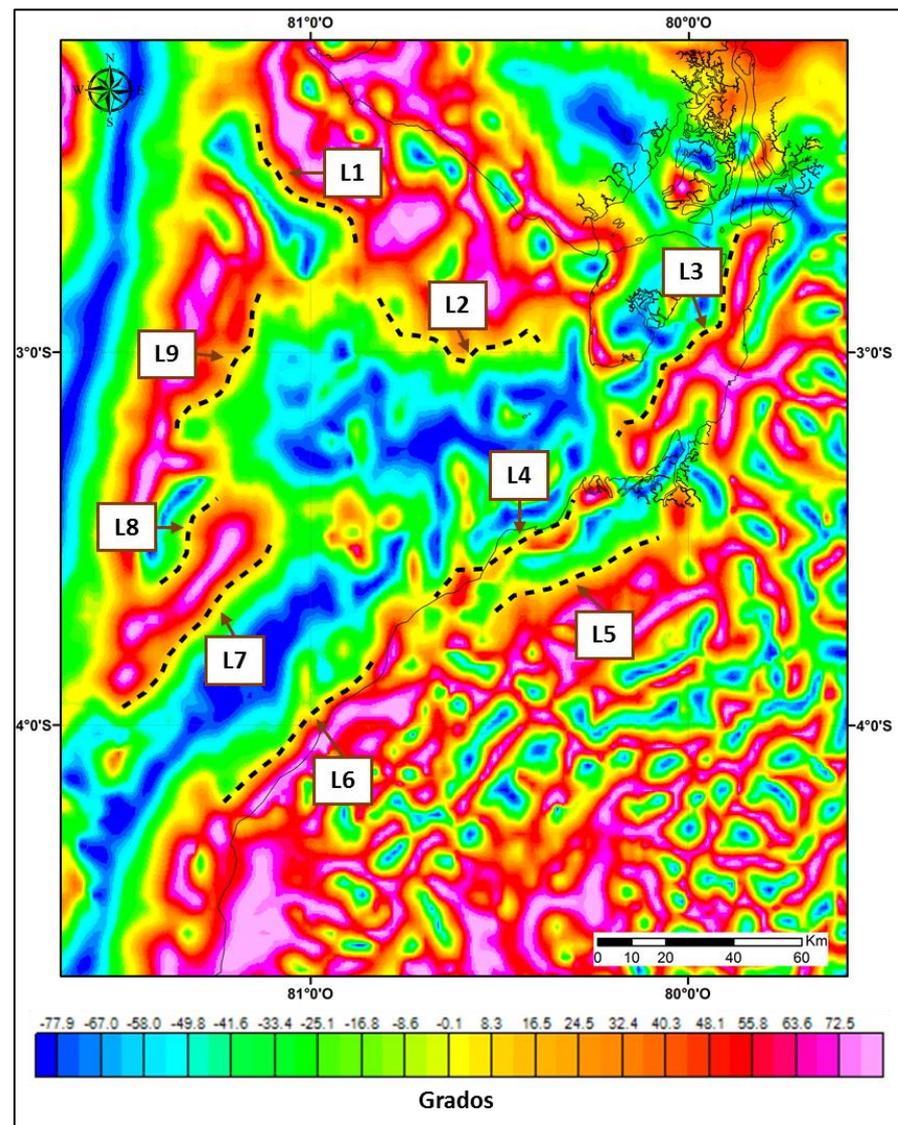


Figura 4. 1 Grilla TDR de anomalías gravimétricas, los valores oscilan entre -90° y 90° . Se observan 9 lineamientos principales situados donde el ángulo de la TDR es 0° .

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

4.1.2. Modelos Forward 2D

A partir de perfiles sísmicos existentes se generó 8 secciones (Tabla XIV) dispuestas en varias direcciones (ver detalles en apartado 3.3.3) dentro de la CGGT (Figura 3. 4). En cada sección generada se verifica si la respuesta gravimétrica teórica coincide con la observada, y a partir de las diferencias existentes se procedió a corregir las profundidades o ángulo de buzamientos de las distintas capas, hasta encontrar el mejor ajuste posible. En ciertas secciones donde no se consiguió este ajuste, la diferencia se atribuye a cuerpos superficiales no considerados dentro del modelo dada la limitación de la licencia de Oasis montaj en cuanto al número de bloques.

A continuación, se muestran cada una de las secciones con las características particulares de las mismas, así como un análisis de errores obtenidos en las versiones previas que se realizaron para las distintas secciones a partir de las profundidades y/o densidades propuestas por los diferentes autores mencionados en el apartado 3.3.3.

En la sección A y B localizadas en el borde NO de la CGGT (Figura 4. 2 y Figura 4. 3), se diferencian dos anomalías principales: la placa de Farallón (-1 mGal) (Figura 4. 2) y el “Alto

externo” que incrementa hacia el sur pasando de -13 mGal a -41 mGal (Figura 4. 2 y Figura 4. 3) sugiriendo un mayor acoplamiento hacia el sur. Ambas anomalías están asociadas al proceso de subducción donde la ubicación de la fosa (-100 mGal) es fácilmente reconocible entre estas anomalías. Hacia el E se observa una profundización de la anomalía, lo que correspondería al inicio de la CGGT. En los modelos propuestos se diferenciaron seis bloques. Los dos bloques principales, sedimentos y basamento oceánico muestran espesores de hasta 9 y 15.7 Km respectivamente en la parte más profunda, al E. El espesor de 7Km de la placa de Farallón se mantuvo constante en todas las secciones.

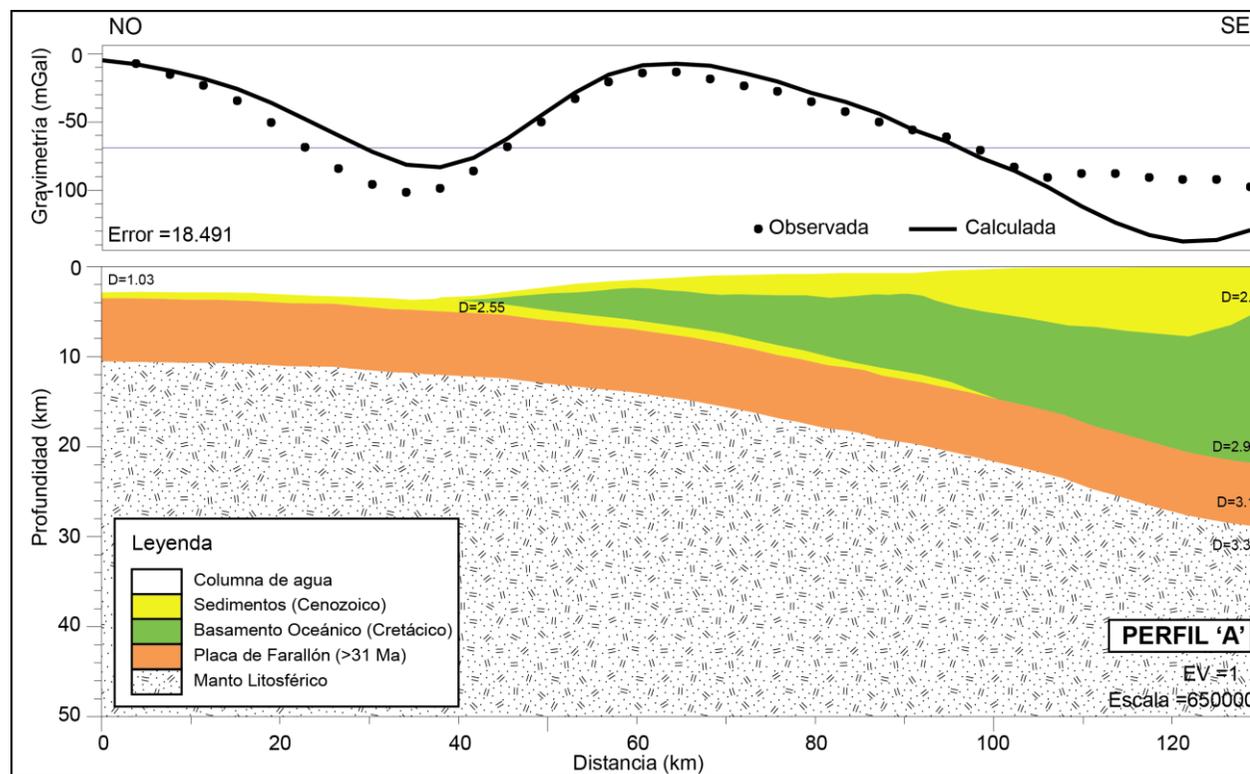


Figura 4. 2 Sección A.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

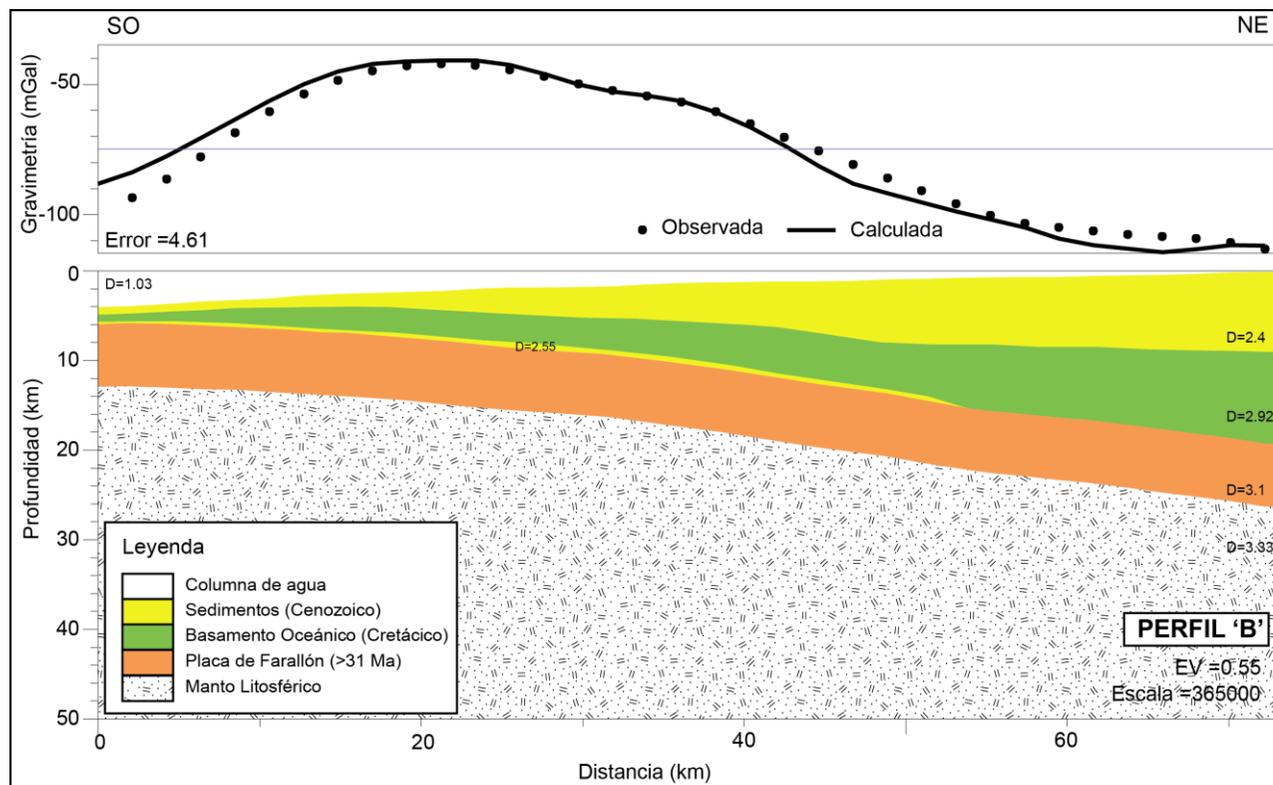


Figura 4. 3 Sección B.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Al suroeste de la CGGT se consideraron dos secciones, C y D, con interpretaciones de las líneas 7 y 5 de Witt et al. (2006). En estas se observa claramente la anomalía producida por el Banco Perú, de un máximo de 40 mGal, al norte de la sección D y al oeste de la C (Figura 4. 4 y Figura 4. 5). Para esta estructura se consideró la densidad propuesta por Shepherd & Moberly (1981) entre 2.7 y 3 g/cc.

La zona de menor anomalía, -95 mGal, correspondería a la subcuenca Tumbes. El espesor para el Basamento Oceánico en el centro de la subcuenca es de aproximadamente 10 Km y para el Basamento Continental, al sur, de 13 Km. La sutura entre los Basamentos Oceánico y Continental se observa más al sur que en las secciones E y F.

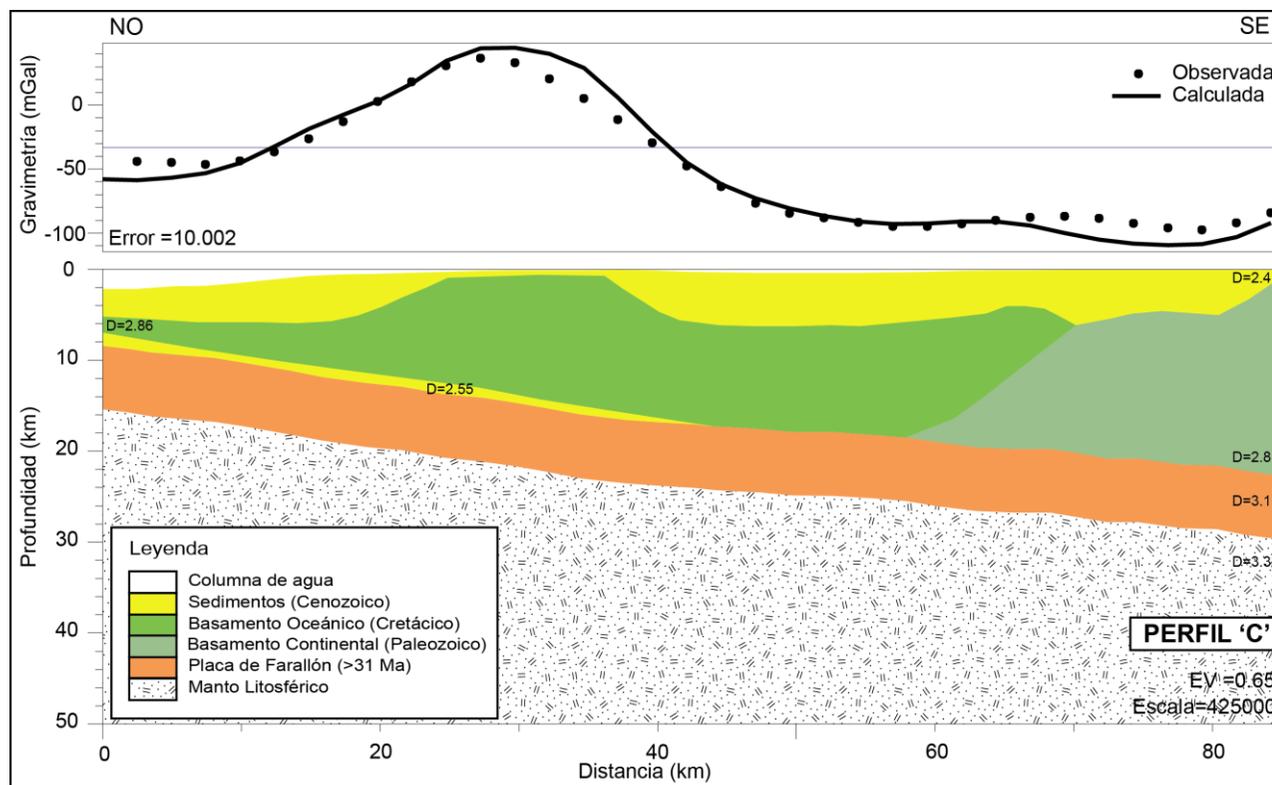


Figura 4. 4 Sección C.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

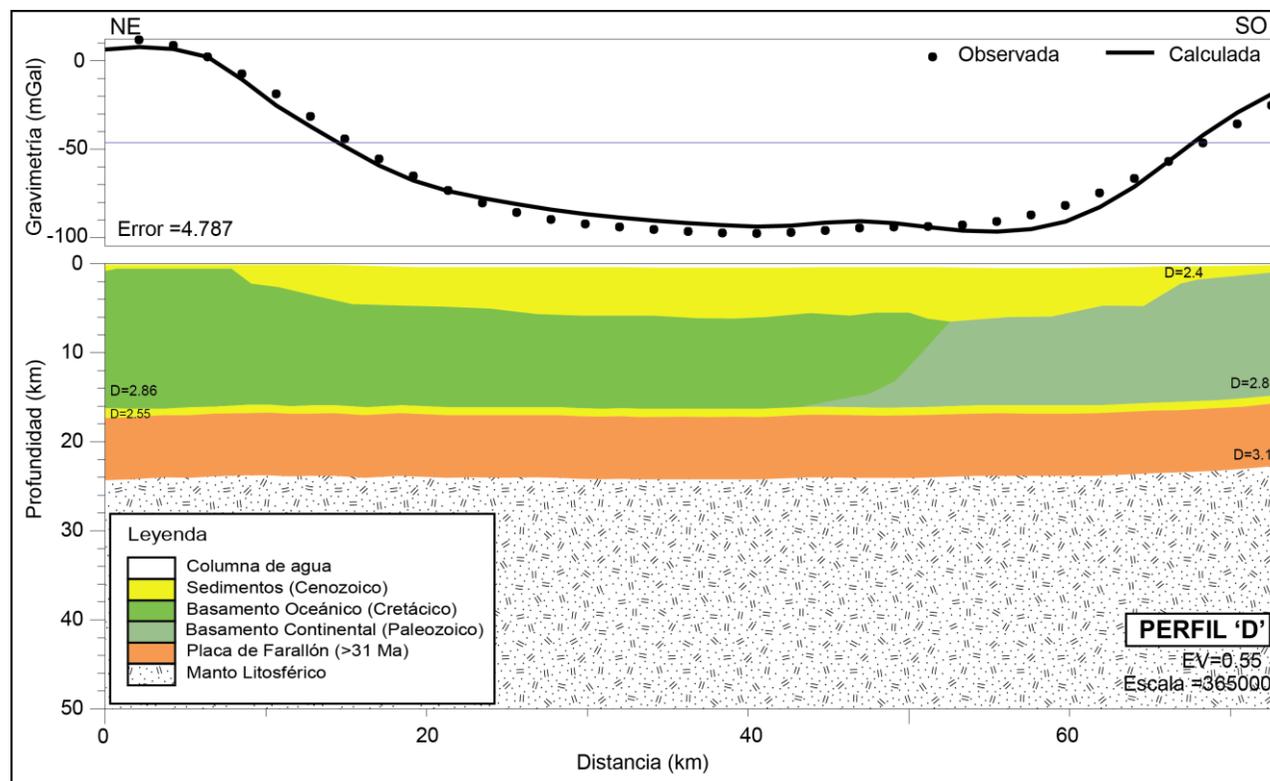


Figura 4. 5 Sección D.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

En el centro de la cuenca se realizaron tres secciones: E, F y G. Las dos primeras cuentan con una interpretación propuesta por Witt (2007) y Bourgois (2013) respectivamente, donde infieren el contacto entre el basamento oceánico Cretácico y el basamento continental Paleozoico. La sección G fue modelada con base a las secciones más cercanas, E, F y H, además de una referencia para la base de sedimentos obtenida del pozo Golfo de Guayaquil - 1 donde su profundidad total es de 4.22 Km (Montenegro & Benitez, 1991) sin llegar a perforar el basamento.

En la sección E las tres anomalías principales corresponden, de norte a sur, al "Alto externo" (-27 mGal), un levantamiento del Basamento Oceánico (-86 mGal) que coincide con la zona de contacto y el Boque Amotape (0.5 mGal) que se encontraría al sur del propuesto (Figura 4. 6). Algo similar sucede con la sección F, a excepción de que al norte la anomalía de hasta 7 mGal se debe al Alto Santa Elena (Figura 4. 7), para esta zona se usó como referencia para la base de los sedimentos la profundidad total del pozo Tiburón - 1 que es 3.69 Km (Montenegro & Benitez, 1991). La CGGT está mejor representada en estas secciones donde el espesor de sedimentos alcanza unos 13.2 Km, mientras que el basamento

oceánico presenta cerca de 18 Km al norte y el basamento continental 22 Km al sur.

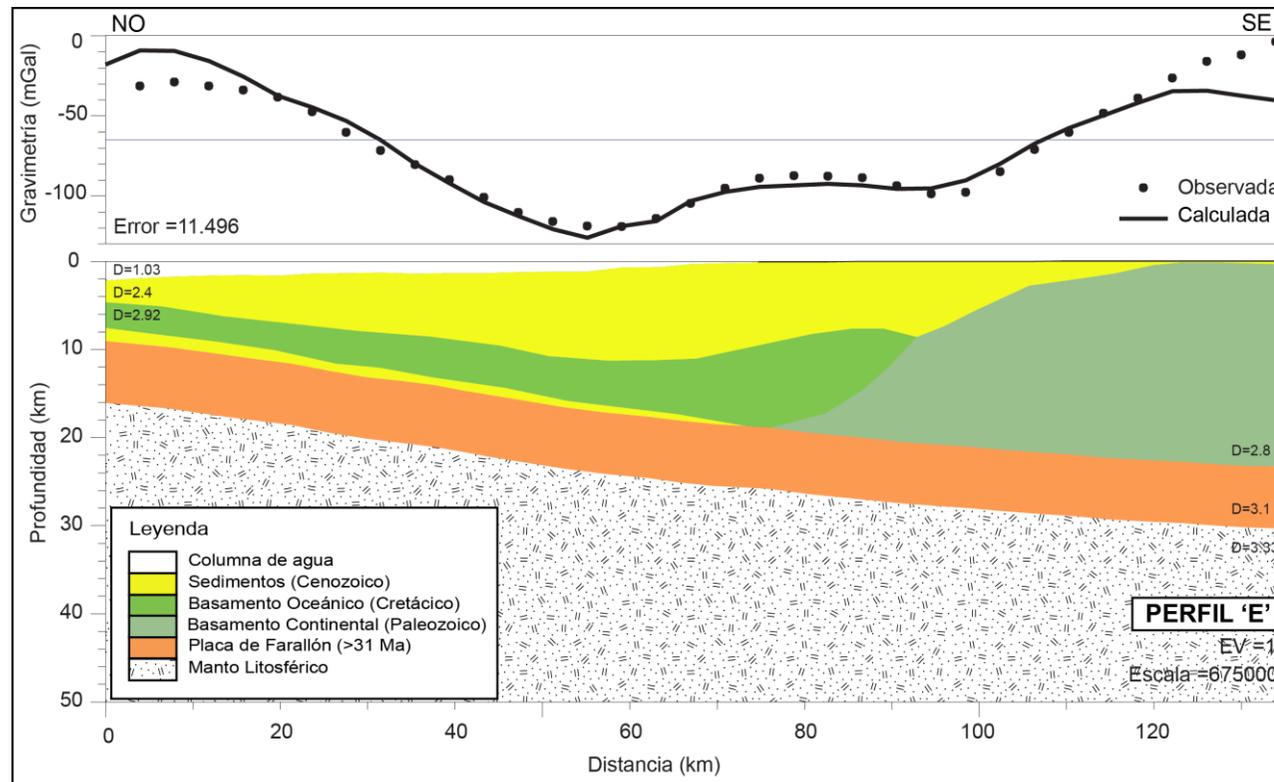


Figura 4. 6 Sección E.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

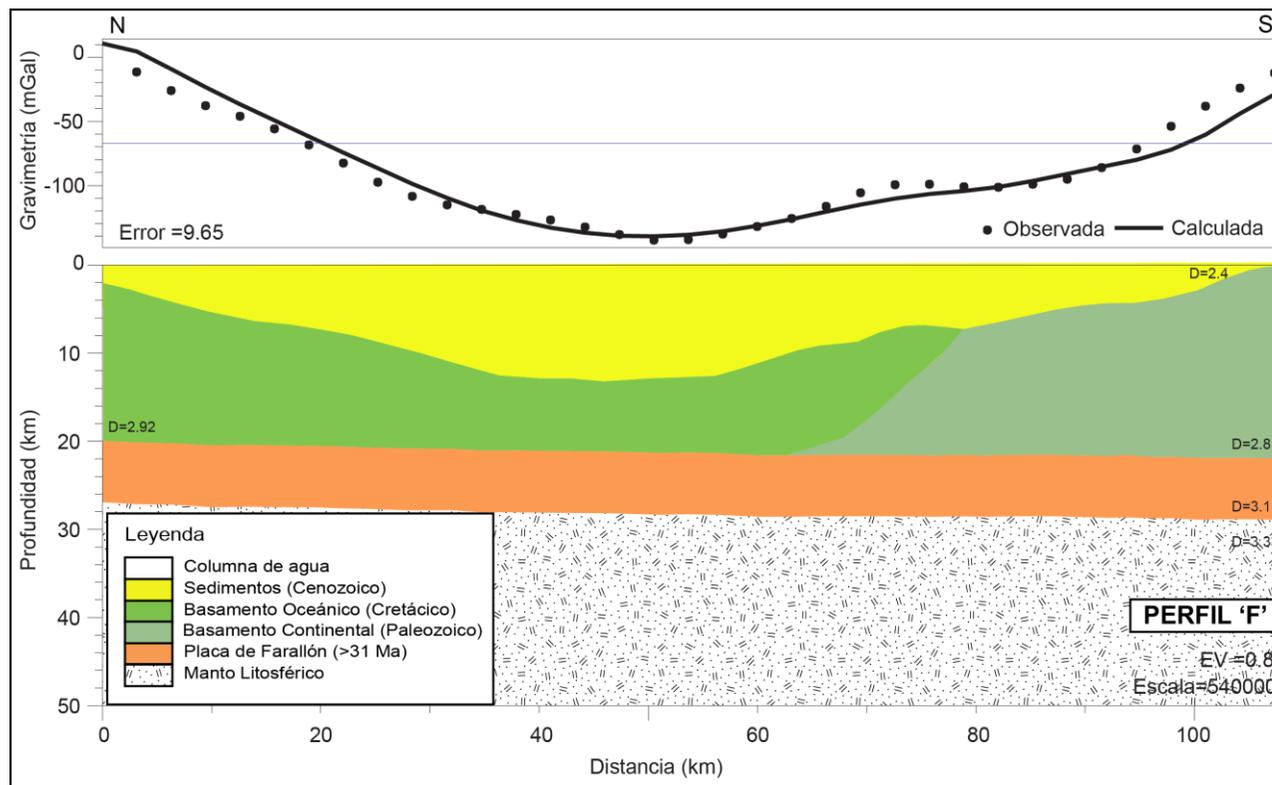


Figura 4. 7 Sección F.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

La sección G (Figura 4. 8) muestra cuatro anomalías, al norte el Alto Santa Elena (-40 mGal), al sur el basamento Paleozoico (-55 mGal) y en el centro dos anomalías debidas posiblemente a levantamientos de basamento oceánico que no sobrepasan los -119 mGal. En los extremos de esta sección, el basamento oceánico presenta un espesor de 15 Km en el Alto Santa Elena y cerca de 20 Km para el basamento continental. Mientras que la profundidad de sedimentos llega hasta 10 Km aproximadamente.

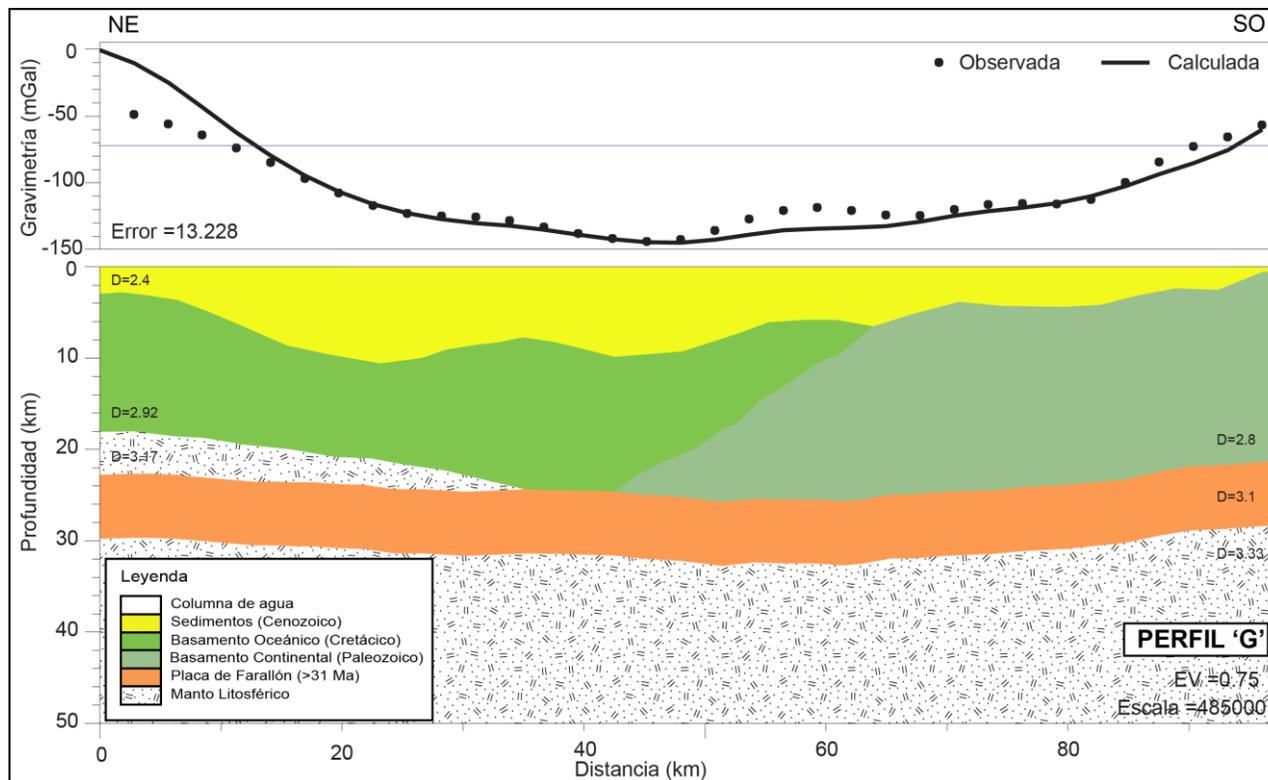


Figura 4. 8 Sección G.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Para la sección localizada cerca de Jambelí, H (Figura 4. 9), se identificaron tres anomalías: la primera al norte de -25 mGal corresponde al inicio del Alto Santa Elena, la segunda presenta un bajo de -140 mGal asociada a una extensión al noreste de la CGGT y la tercera de -40 mGal definida como el levantamiento producido por el mecanismo de obducción sobre el basamento continental Paleozoico. El basamento oceánico presenta 16Km de espesor al noroeste y este disminuye hasta 10 Km al sureste de la sección. Mientras que el basamento continental 7Km. El espesor de sedimentos llega a 10Km en esta parte de la cuenca.

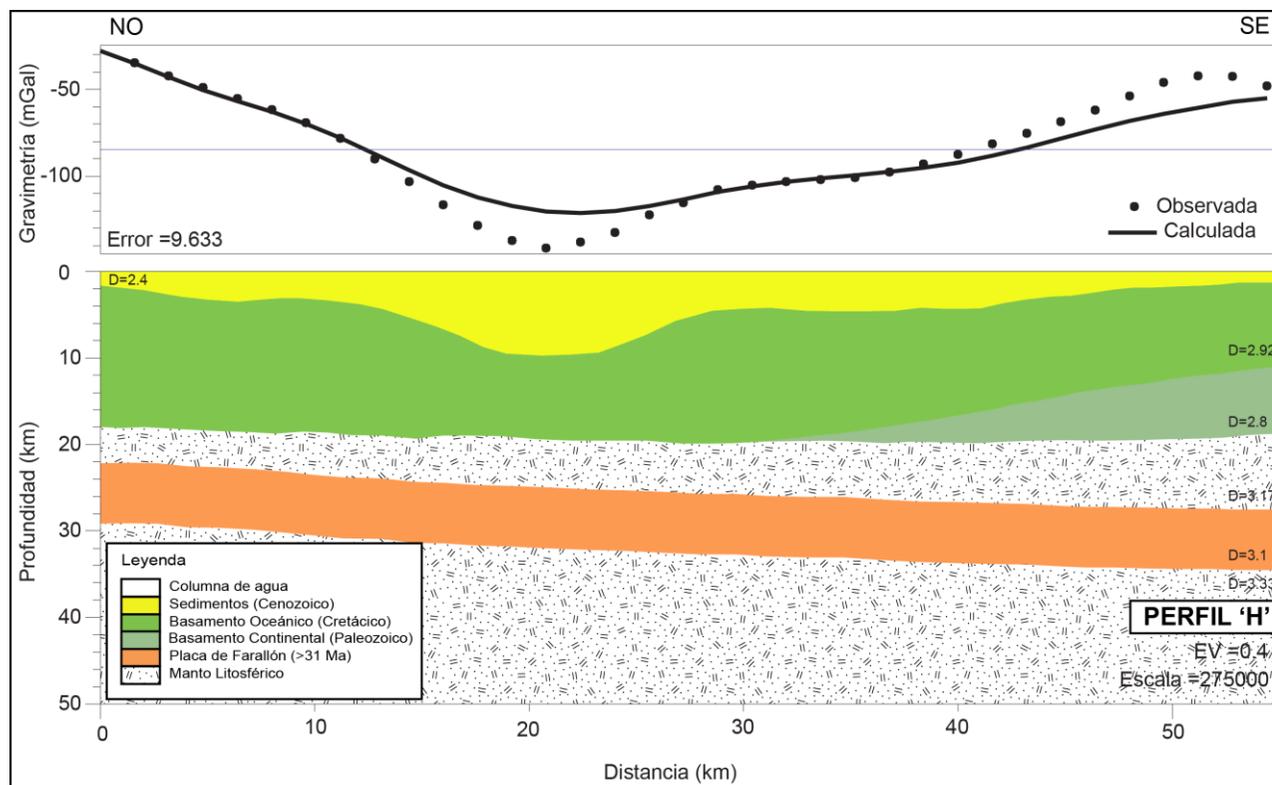


Figura 4. 9 Sección H.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Versiones de prueba

Los modelos presentados anteriormente son aquellos escogidos a partir de una serie de modelos previos realizados en el intento de conseguir un conjunto de secciones que muestren coherencia entre sí, que se ajusten según las respuestas gravimétricas observadas y a las características a las que está condicionada la zona de la CGGT.

Todas las versiones para un mismo perfil fueron con base a uno o varios autores que proponen modelos de velocidades, mapas de profundidad para ciertas capas litosféricas y rangos de densidad para determinadas estructuras o zonas en el margen ecuatoriano. Así también se empleó datos de densidades de trabajos realizados en márgenes similares. Esto permitió realizar una comparación de errores (Tabla XIX) entre las versiones de un mismo perfil lo que permitió decidir mejor los parámetros a utilizar en los modelos finales.

En la Tabla XX se enumeran las versiones con base a los autores que sirvieron de referencia para el modelado, aquí se menciona también las observaciones más importantes con respecto a la influencia de los parámetros empleados en los modelos.

Tabla XIX. Errores calculados de cada sección del modelo. En rojo valores mayores a 40 mGal, en naranja los valores comprendidos entre 40 y 20 mGal, en amarillo los de rango entre 20 y 12 mGal y en verde los valores menores a 12 mGal.

Versión	ERROR (mGal)							
	A-A'	B-B'	C-C'	D-D'	E-E'	F-F'	G-G'	H-H'
1	60.022	63.676	---	---	---	---	---	---
2	12.2	80.669	---	---	---	---	---	---
3	21.105	8.638	---	---	21.353	---	---	---
4	---	5.7	---	---	20.292	---	---	---
5	81.962	23.497	---	---	---	---	---	---
6	---	36.74	---	---	---	---	---	---
7	---	---	---	---	---	10.324	---	---
8	---	---	---	---	---	28.512	---	---
9	18.491	4.61	---	---	11.496	9.65	13.228	9.633
10	---	---	10.002	4.787	---	---	---	---

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Tabla XX. Modelos realizados con base a la información propuesta por varios autores.

Versión	Referencia	Observación
1	Interpretaciones de la línea SIS – 18 y SIS – 73, y el modelo de velocidades propuesto por Calahorrano B. et al. (2008).	Las velocidades resultan muy bajas, tanto de los sedimentos, el basamento oceánico y la placa de Farallón, y la anomalía calculada no coincide con la anomalía observada. La disposición de las capas parece ser la adecuada ya que ambas curvas, calculada y observada, presentan la misma tendencia, pero existe un desfase, esto se evidencia mejor al este de los perfiles donde se estima que las capas podrían estar a mayor profundidad ya que no sólo con la variación de densidades se logra el

		ajuste con la anomalía.
2	Interpretación de Calahorrano B. et al. (2008) de la línea SIS- 18 y SIS-73, y modelo de velocidades propuesto por Graindorge et al. (2004) para todas las capas excepto el manto litosférico de la placa de Farallón que se tomó de (Sanchez-Rojas & Palma, 2014).	En este caso se cambiaron las densidades a valores más altos, con esto se pudo comprobar que el problema no sólo era por esta propiedad sino también de las profundidades puesto que el error se mantenía alto.
3	A partir de la interpretación de Calahorrano B. et al. (2008), y modificando las profundidades según Barros (2016). Con el modelo de velocidades de Graindorge et al. (2004)	En el modelo A las densidades y profundidades resultan ser adecuadas sin embargo al sureste del perfil existe una anomalía que no permite el ajuste completo de la curva. Esto no sucede con la sección B donde la curva calculada coincide con la

	<p>para todas las capas excepto el manto litosférico de la placa de Farallón que se tomó de Sanchez-Rojas & Palma (2014).</p>	<p>observada. Esto indica que las densidades empleadas son las que mejor explican las anomalías gravimétricas, lo mismo se puede decir de las profundidades.</p>
4	<p>A partir de la interpretación de Calahorrano B. et al. (2008), y modificando las profundidades según Barros (2016) para las capas litosféricas excepto el tope de la placa de Farallón donde se usó los modelos propuestos por Gutscher et al. (1999). Con el modelo de velocidades de Graindorge et al. (2004) para todas las</p>	<p>Para el modelo B, los parámetros utilizados explican mucho mejor la respuesta gravimétrica, sin embargo para el modelo E-E' que cruza la cuenca las capas deberían estar a menor profundidad.</p>

	capas excepto el manto litosférico de la placa de Farallón que se tomó de Sanchez-Rojas & Palma (2014).	
5	A partir de la interpretación de Calahorrano B. et al. (2008), y modificando las profundidades según Barros (2016). Con el modelo de velocidades de Calahorrano B. et al. (2008)	En el modelo A nuevamente las velocidades resultan ser muy bajas a pesar de que se modificaron las profundidades. Mientras que el modelo B-B' se ajusta mejor pero no tan bien como en versiones anteriores.
6	A partir de la interpretación de Calahorrano B. et al. (2008), y modificando las profundidades según Barros (2016) excepto de la placa de	Mismos parámetros que la versión anterior donde se intentó variar la profundidad de la placa de Farallón. Sin embargo, el error resulta alto produciéndose una rotación notable de la curva

	Farallón, donde se usó Gutscher et al. (1999). Con el modelo de velocidades de Calahorrano B. et al. (2008).	calculada con respecto a la observada. A partir de esta versión se abandona el modelo de Calahorrano B. et al. (2008) para las densidades de las secciones A y B.
7	Interpretación propuesta por Bourgois (2013) con el modelo de velocidades de Graindorge et al. (2004) para todas las capas excepto el manto litosférico de la placa de Farallón que se tomó de Sanchez-Rojas & Palma (2014).	Esta versión es una prueba para determinar si las velocidades de Graindorge et al. (2004) son aplicables también para los perfiles del este. El error obtenido es aceptable.
8	Interpretación propuesta por Bourgois (2013) donde se usó a Gutscher et al. (1999) para la profundidad de la placa	Sólo varía la profundidad de la placa de Farallón. El error obtenido es considerado alto. Teniendo en cuenta las otras secciones donde se usó como

	de Farallón. Con el modelo de velocidades de Graindorge et al. (2004) para todas las capas excepto el manto litosférico de la placa de Farallón que se tomó de Sanchez-Rojas & Palma (2014).	referencia las profundidades propuestas por (Gutscher et al., 1999), se abandona dichos modelos.
9	Profundidades de Barros (2016), modificadas según la gravimetría. Con el modelo de velocidades de Graindorge et al. (2004) para todas las capas excepto el manto litosférico de la placa de Farallón que se tomó de Sanchez-	Estas versiones corresponden a las 8 secciones presentadas en el Apartado 4.1.2 con los parámetros que se consideran adecuados luego de las pruebas anteriores, obteniéndose errores aceptables excepto en la sección A donde surge el mismo problema que en la versión 3, en el que existe una anomalía al este que no logra ajustarse.
10	Rojas & Palma (2014).	

		La diferencia entre las versiones 9 y 10 es que para las secciones C y D se empleó un promedio de densidades entre Graindorge et al, (2004) y Shepherd & Moberly (1981) para el basamento oceánico debido a la presencia del Banco Perú.
--	--	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

4.2. Resultados de la simulación para el cálculo de temperaturas

4.2.1. Curvas de temperatura vs profundidad

Se elaboraron 7 gráficos de temperatura con respecto a la profundidad correspondiente a los 7 pozos analizados, donde se muestran las tres curvas calculadas para cada pozo, temperatura máxima, temperatura media y temperatura mínima. La curva temperatura media es la que mejor ajuste presenta con respecto a la BHT según la conductividad empleada.

En la Tabla XXI se resumen los resultados obtenidos en cada pozo para las tres curvas calculadas.

Tabla XXI. Comparación de las temperaturas calculadas con la BHT medida en cada pozo.

Pozo	Profundidad (Km)	T medida (°C)	T Máx (°C)	K (W/(m K))	T Med (°C)	K (W/(m K))	T Min (°C)	K (W/(m K))
Amistad Sur-1	4.904	85.56	100	1.7	86	2	57	3.4
Domito-1	3.688	96.11	119	0.72	95	1.15	50	1.54
Esperanza-1	4.218	83.33	110	1	84	1.6	51	3
Golfo de Guayaquil-1	4.023	83.33	91	1.7	84	1.9	52	3.4
Tenguel-1	4.702	91.11	120	1	91	1.6	58	3
Tiburón-1	3.688	93.33	102	1	94	1.15	46	3
CX-11-21XD	3.214	71.11	85	1.7	78	1.9	50	3.4

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

Así mismo, en las gráficas, se muestra los valores de reflectancia de la vitrinita y su relación con la temperatura donde, de manera general, se observa que no sobrepasan el 1%Ro asociada a temperaturas menores a 118°C (Clendening, McCown, & Reed, 1999).

Además, cada gráfica cuenta con una columna al lado derecho donde se representa las capas analizadas en cada pozo según el modelo de corteza propuesto y cómo estas están relacionadas con el cambio de pendiente en cada curva.

Los resultados pueden ser agrupados en tres zonas, norte, centro y sur.

- Norte: Tiburón-1 y Domito-1
- Centro: Tenguel-1 y Esperanza-1
- Sur: Amistad Sur-1, Golfo de Guayaquil-1 y CX-11-21XD

Al norte, en los pozos Tiburón-1 y Domito-1, se observan las temperaturas más altas 94°C y 95 °C respectivamente (Figura 4. 10 y Figura 4. 11). Esto indica que la zona presenta las conductividades más bajas con respecto a la zona centro y sur, 1.15 W/(m K).

En el Tiburón-1 la temperatura media es cercana a la temperatura máxima sugiriendo que el parámetro de conductividad es el que mayor influye puesto que en el sitio el Basamento Oceánico presenta mayor espesor y se encuentra más somero (6 km) disminuyendo el aporte de calor. Mientras que la temperatura del Domito-1 está no sólo relacionada con la baja conductividad sino también con el espesor de los sedimentos, cerca de 10 Km.

Los datos de reflectancia de la vitrinita registrados en ambos pozos se encuentran en el rango de 0.32 a 0.55, que resultan bajos y según la escala de Clendening et al. (1999) están asociados a temperaturas menores a 60°C. Esto corrobora que las temperaturas, a 3.6 Km de profundidad, no superan los 100°C.

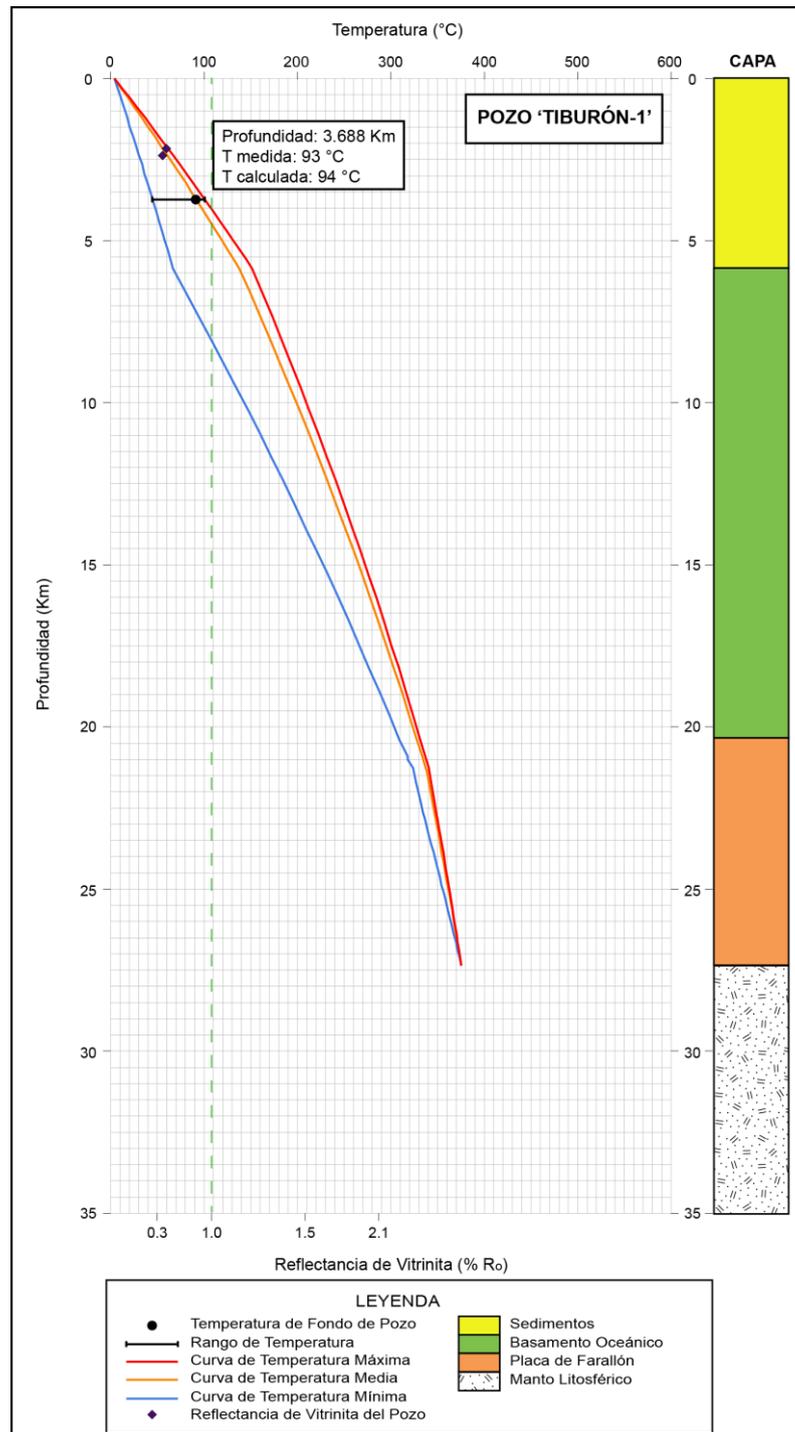


Figura 4. 10 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Tiburón-1.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

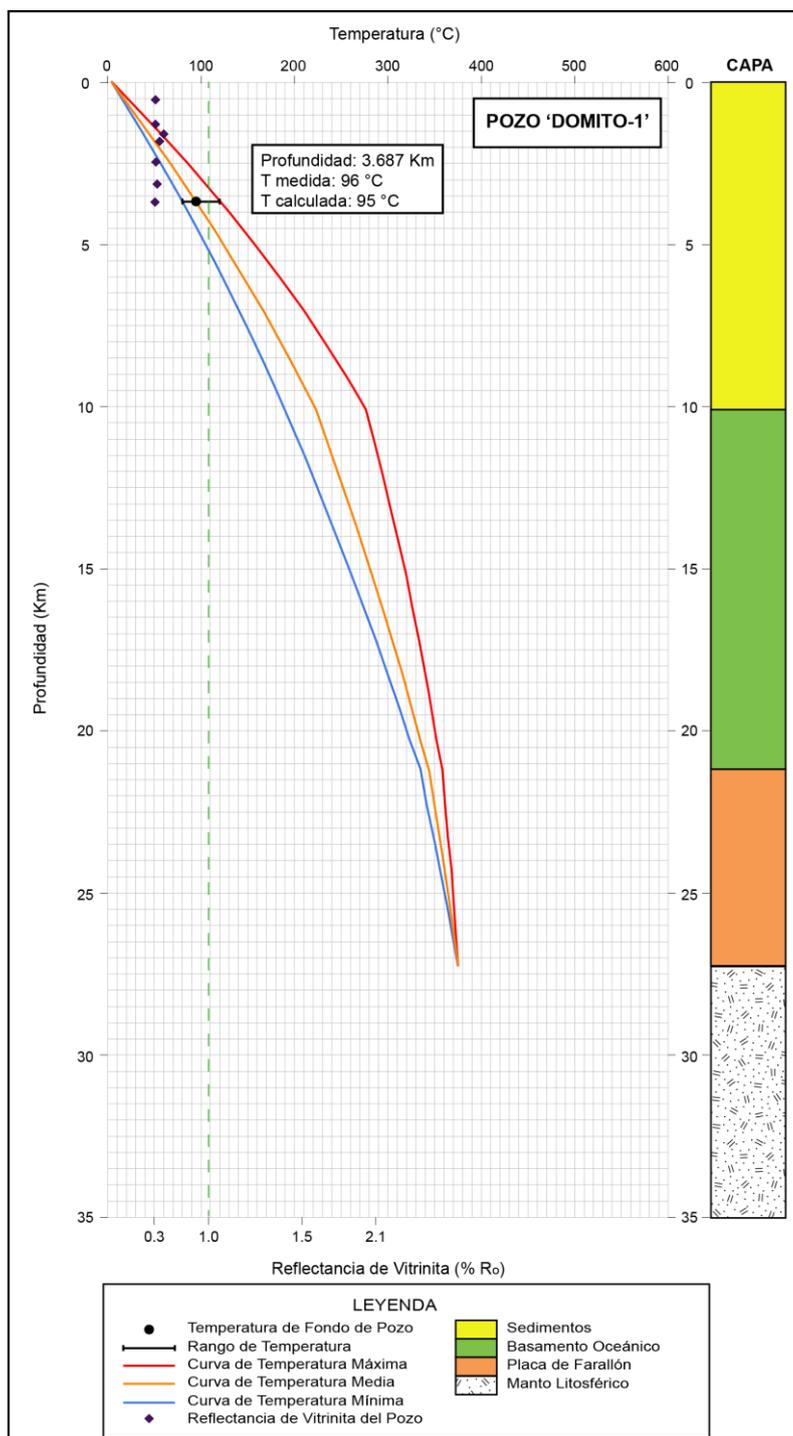


Figura 4. 11 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Domito-1.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

En el centro, en los pozos Tenguel-1 y Esperanza-1, se observan temperaturas de 91°C y 84 °C respectivamente, con valores de conductividad cercanos al promedio, 1.6 W/(m K), que corresponde al tipo de roca (Figura 4. 12 y Figura 4. 13). Este valor de conductividad es alto con respecto al norte y baja con respecto al sur, sin embargo, mucho más cercana a esta última. Indicando que un factor particular afecta a la zona norte. Considerando también que las temperaturas calculadas para estos pozos se encuentran 900m más profundas, aproximadamente, de manera que en teoría los pozos de la zona norte deberían tener temperaturas más bajas.

Tanto el pozo Tenguel-1 como Esperanza-1, debido a su cercanía, presentan propiedades físicas similares, incluso el espesor de los sedimentos (cerca de 10Km). Siendo así, el espesor de los sedimentos compensa el aumento de la conductividad, con respecto al norte, y permite que las temperaturas no disminuyan tanto.

Los datos de reflectancia de la vitrinita registrados en el pozo Esperanza-1 se encuentran en el rango de 0.32 a 0.47, lo cual también indica que las temperaturas, cualquiera que fuesen los

valores de los parámetros físicos, siguen siendo menores a 100°C (Clendening et al., 1999).

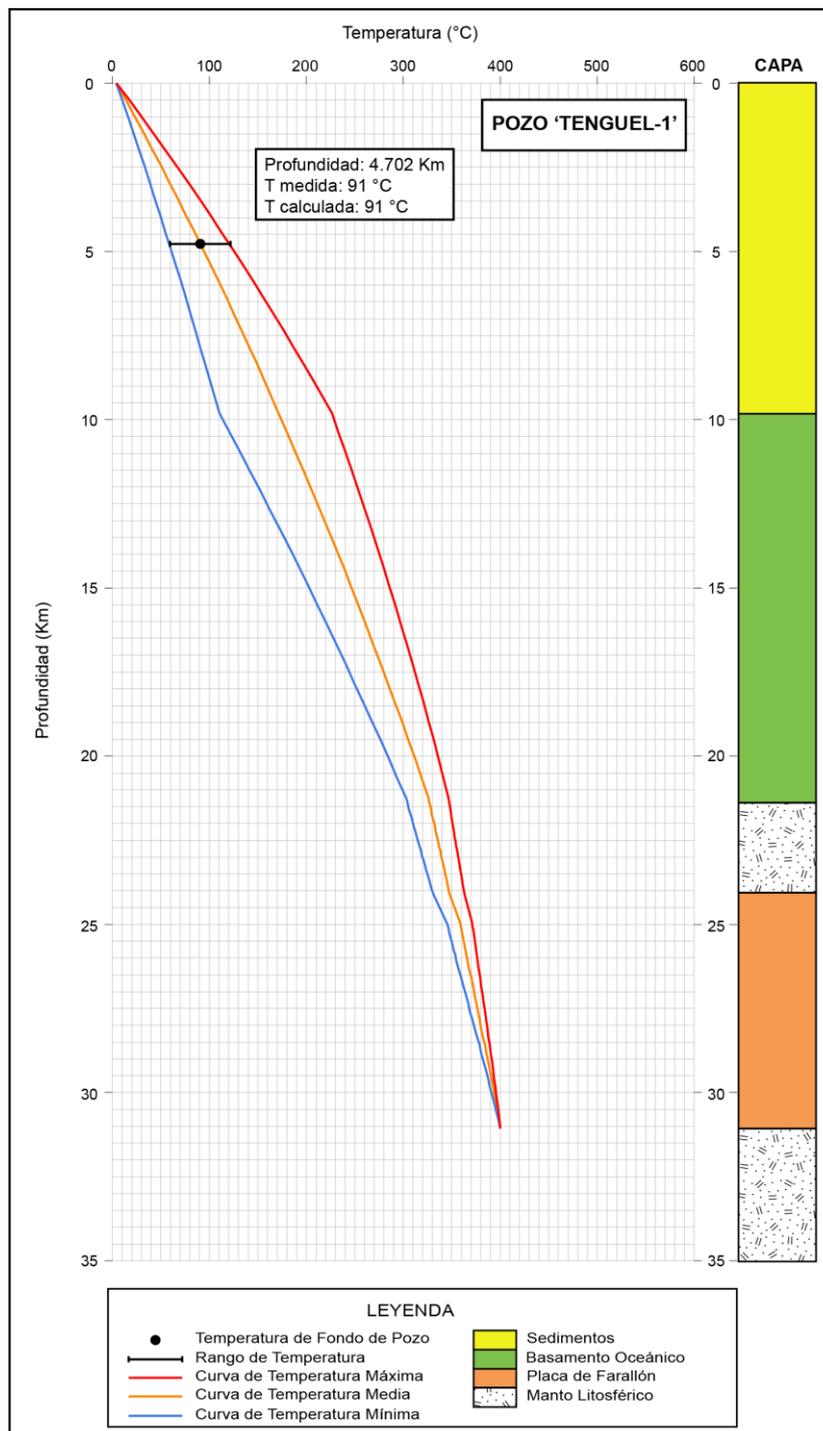


Figura 4. 12 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Tenguel-1.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

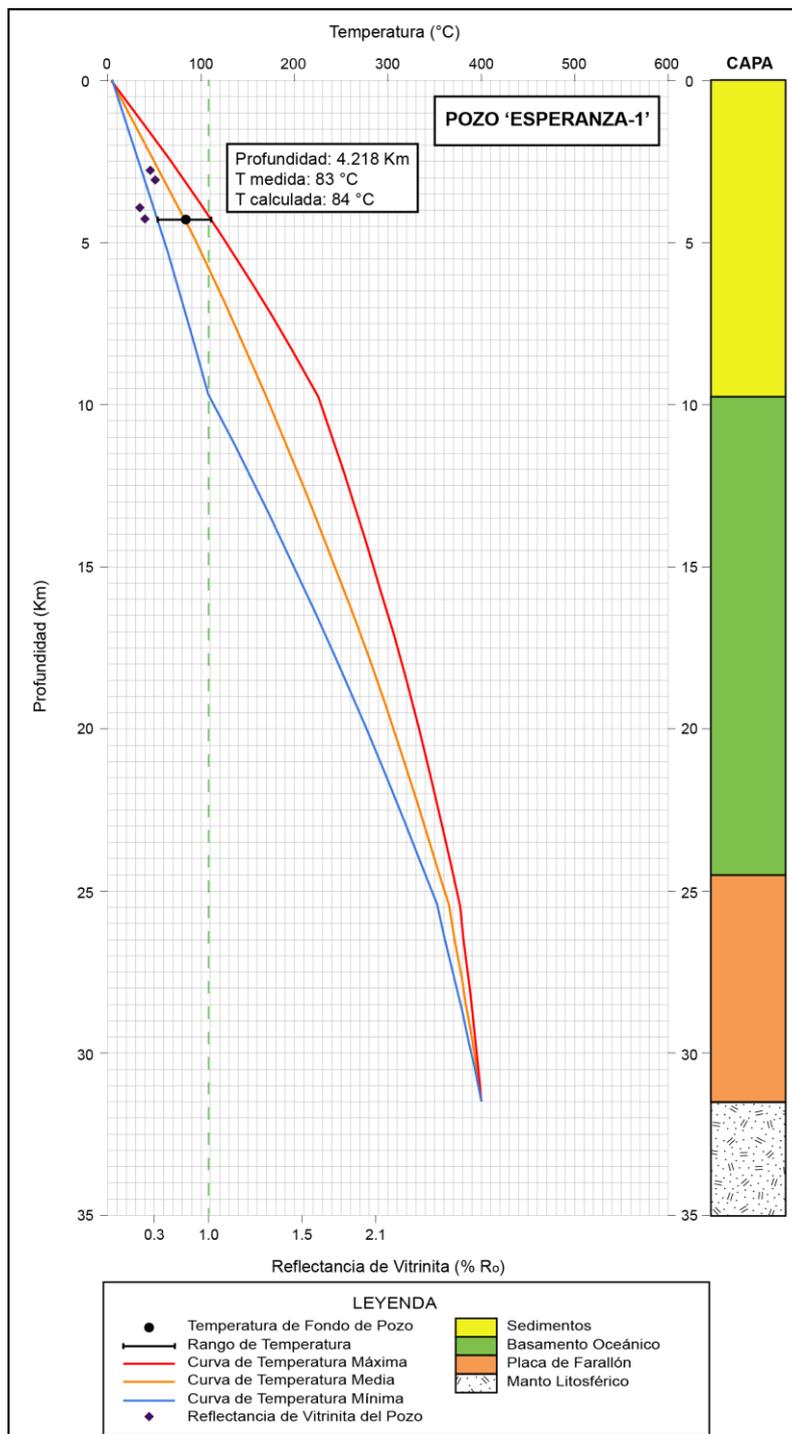


Figura 4. 13 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Esperanza-1.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

Al sur, los pozos Amistad Sur-1, Golfo de Guayaquil-1 y CX-11-21XD presentan temperaturas de 86°C a 4.9 Km, 84 °C a 4 Km y 78°C a 3.2 Km respectivamente con valores de conductividad de 1.9 y 2 W/(m K), mayores a los del centro y norte (Figura 4. 14 y Figura 4. 15)

Los pozos Amistad Sur-1 y Golfo de Guayaquil-1 tienen la particularidad de localizarse en la zona de transición entre el basamento oceánico del norte y basamento continental del sur, de manera que el aporte de calor está influenciado por el basamento continental, considerando también que los sedimentos presentan poco espesor (cerca de 5 Km).

Mientras que el pozo CX-11-21XD (Figura 4. 16) al presentar únicamente basamento continental, presenta una mayor temperatura, cerca de 10°C mayor, con respecto a los otros dos pozos si se la mide a la misma profundidad.

Los datos de reflectancia de la vitrinita registrados en los pozos Amistad Sur-1 y Golfo de Guayaquil-1 se encuentran en el rango de 0.36 a 0.43, lo cual también indica que las temperaturas no superan los 100°C (Clendening et al., 1999).

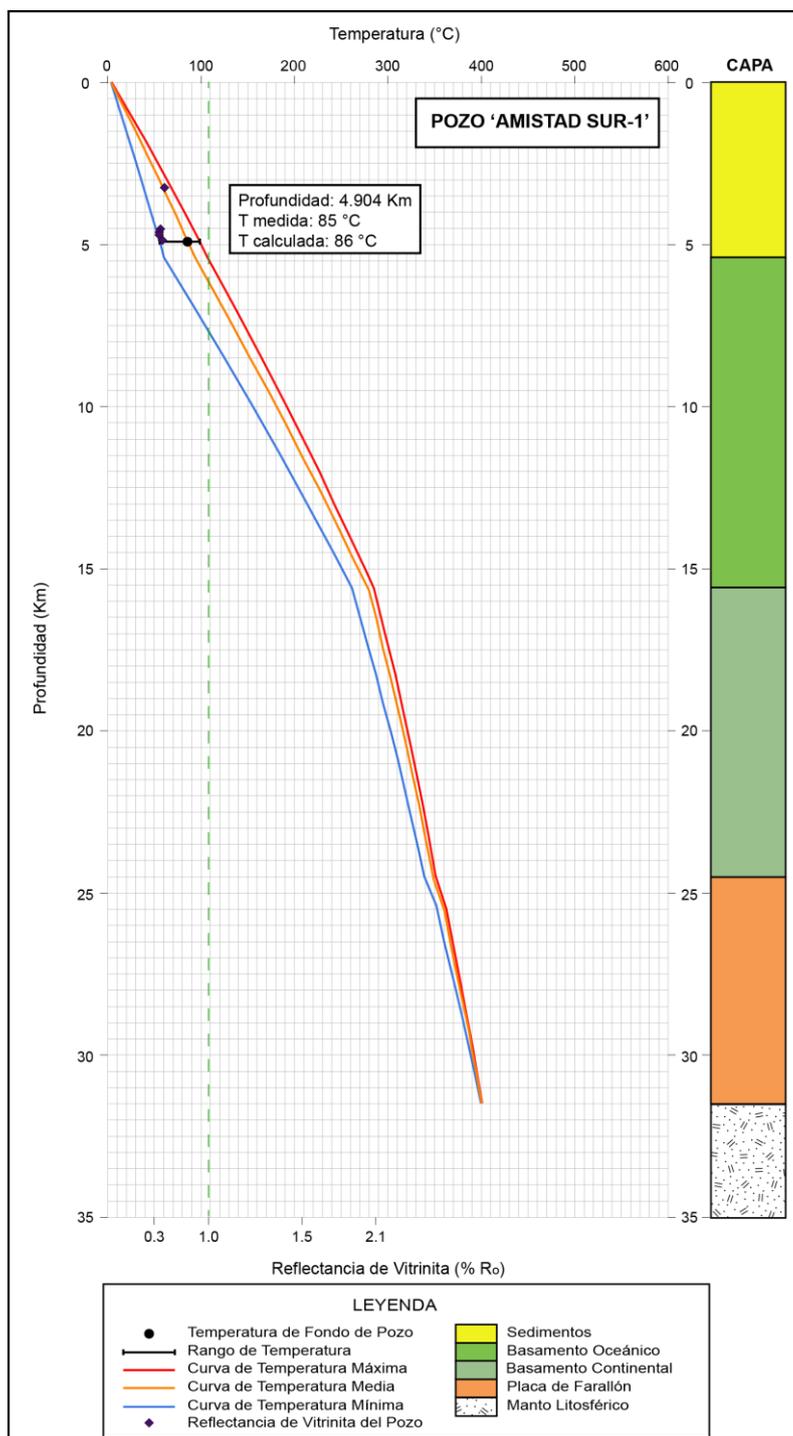


Figura 4. 14 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Amistad Sur-1.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

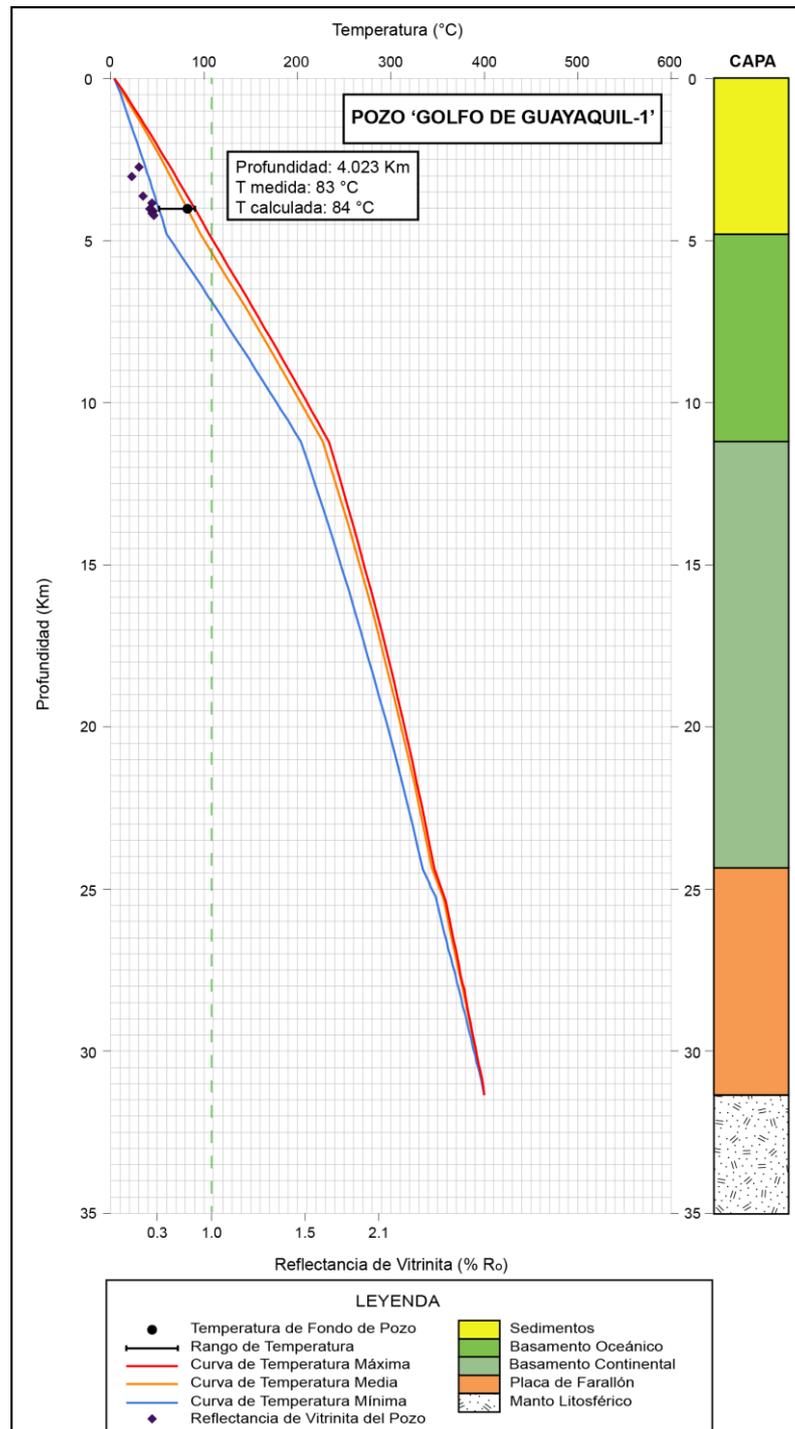


Figura 4. 15 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo Golfo de Guayaquil-1.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

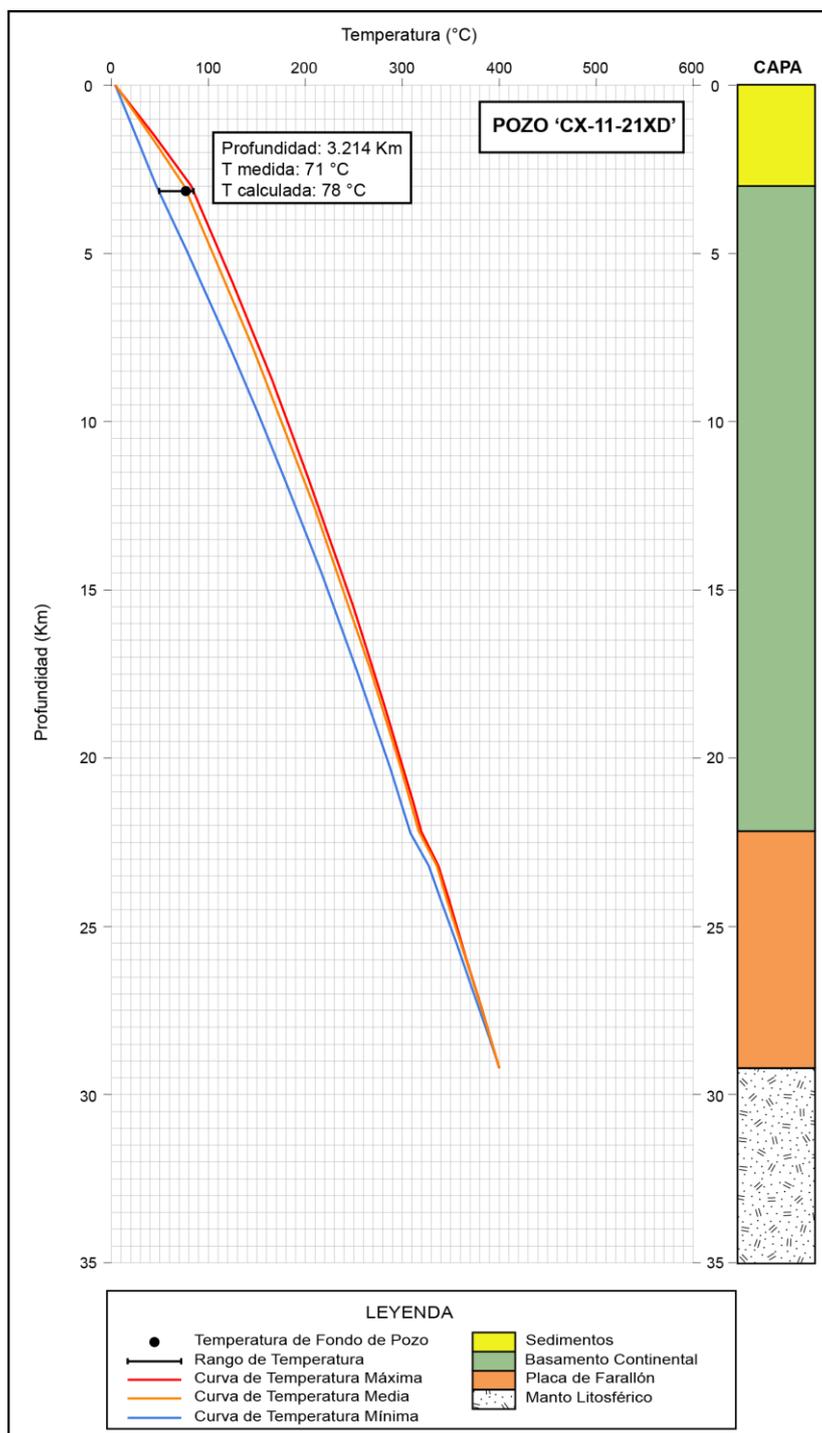


Figura 4. 16 Curva de temperatura vs profundidad para el pozo CX-11-21XD.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017

De manera general, se observa que las conductividades son el principal parámetro que controla las variaciones de temperatura de un lugar a otro. Sin embargo, así se emplee las conductividades más bajas, que proporcionarían las temperaturas más altas, éstas no superan los 120°C en el área de estudio.

Incluso, a pesar de que también existe la posibilidad de que las temperaturas medidas en los pozos no sean exactamente las temperaturas reales de formación y que estas sean mayores a las registradas, se puede afirmar que las temperaturas calculadas para estas conductividades más bajas no son las correctas, puesto que, según los valores de reflectancia de la vitrinita éstas no sobrepasan los 100°C a las profundidades en las que han sido medidas. Contrariamente, las temperaturas mínimas calculadas con las conductividades más altas no justificarían las temperaturas registradas en los pozos.

4.2.2. Mapas

Placa de Farallón

En los mapas de profundidad de base (Figura 4. 17) y tope (Figura 4. 18) de la placa de Farallón se observa que esta tiene una morfología irregular. Presenta varios lineamientos predominantes (F1, F2 y F3) hacia el este con tendencia NO-SE; al norte y al centro se encuentran lineamientos con dirección preferencial NNO-SSE (F5) y N-S (F6). Y al sur y oeste se hallan lineamientos (F4, F6, F7, F8, F9 y F10) que debido a la falta de datos para la interpolación no son coherentes en los mapas. Las pendientes en la placa varían entre 0° y 64° (Figura 4. 19).

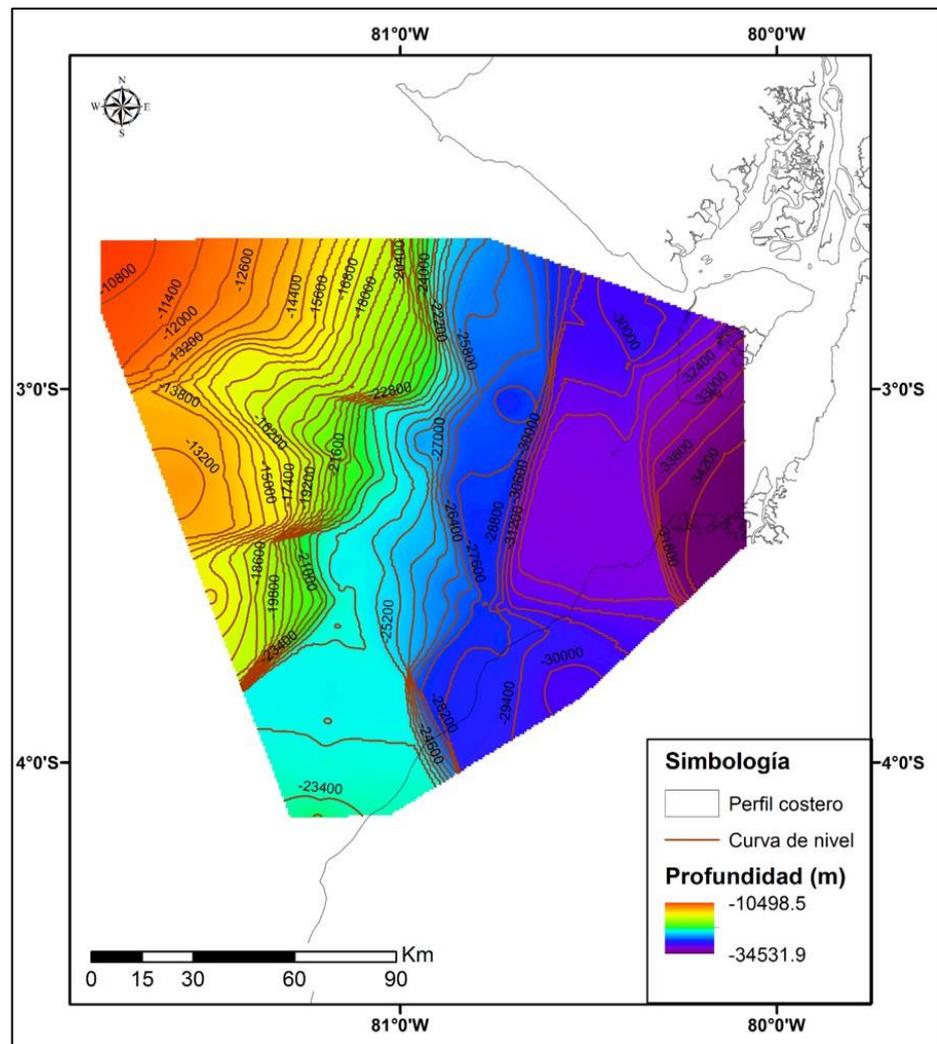


Figura 4. 17 Mapa de profundidad (m) de la base de la placa de Farallón.

Las curvas de nivel están separadas cada 600 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

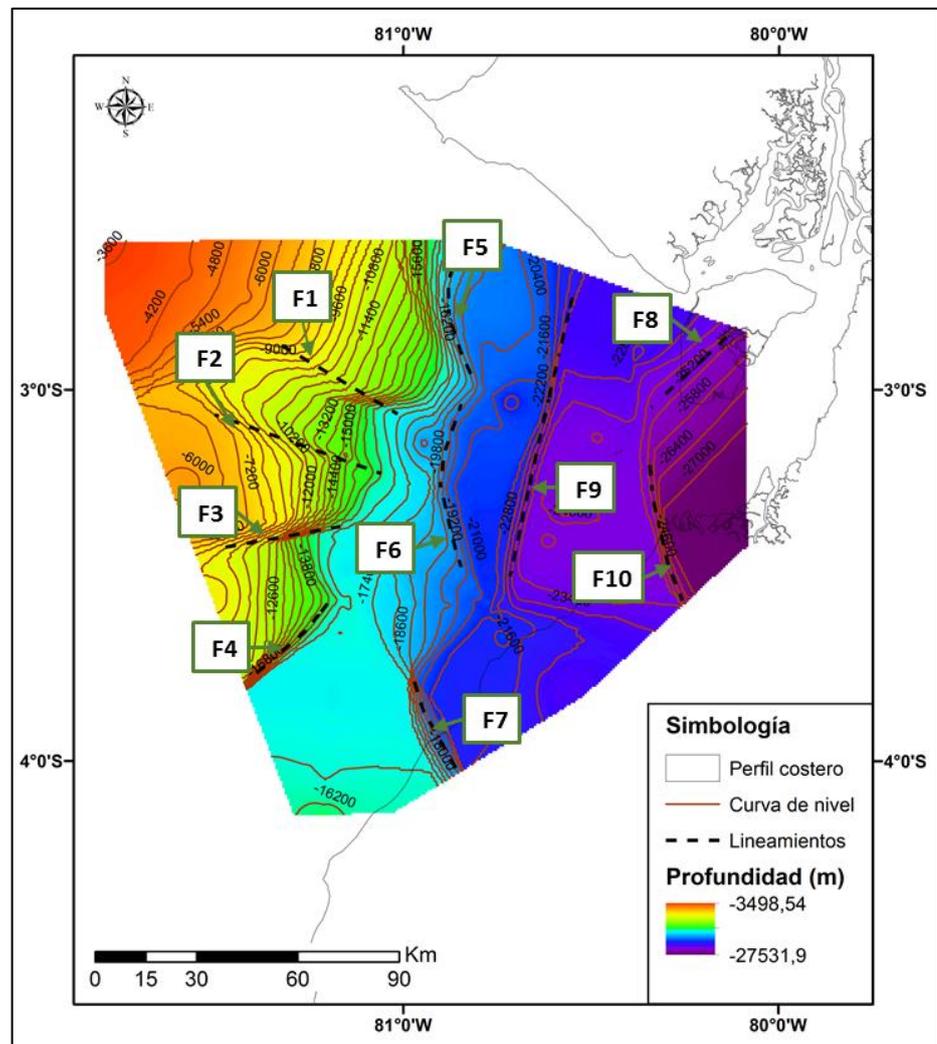


Figura 4. 18 Mapa de profundidad (m) del tope de la placa de Farallón.

Las curvas de nivel están separadas cada 600 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

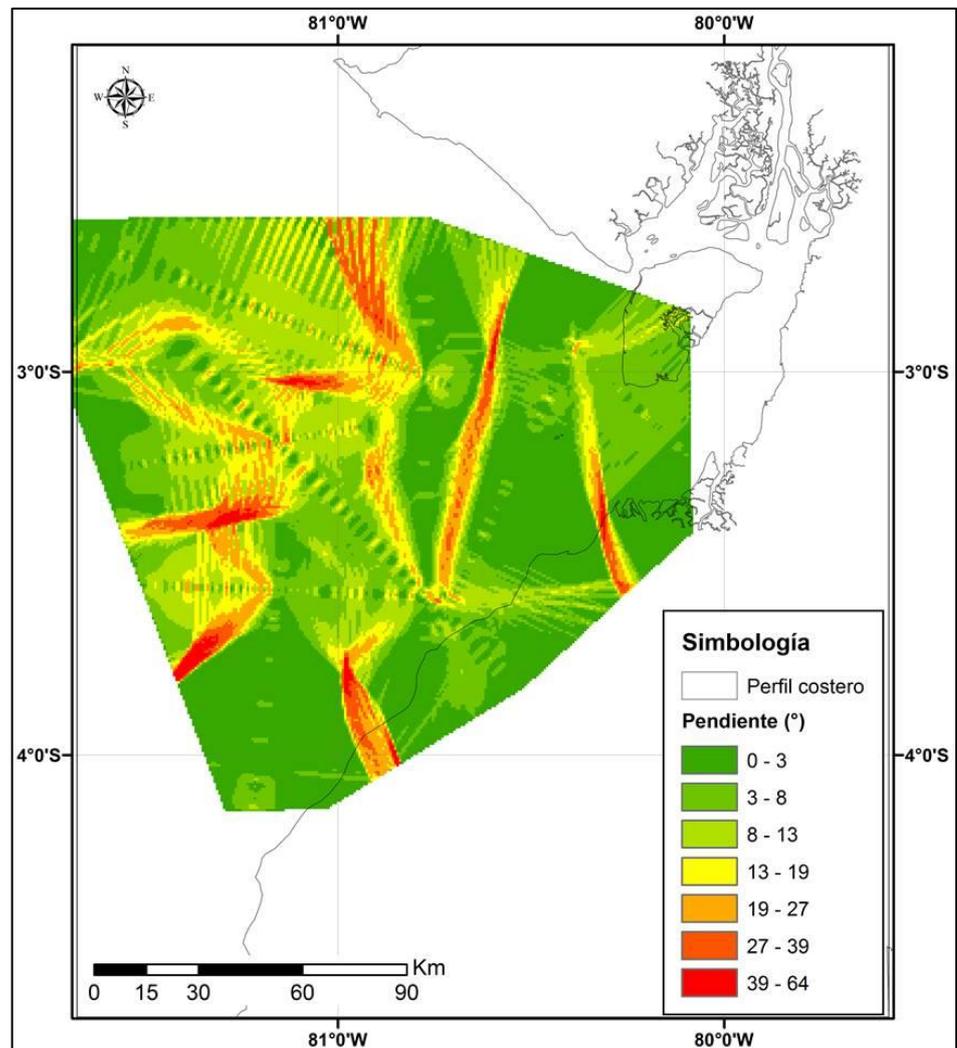


Figura 4. 19 Mapa de pendientes (°) de la placa de Farallón.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Basamento oceánico

Al oeste la base del basamento oceánico (Figura 4. 20) sigue la morfología de la Placa de Farallón, ésta tiende a profundizarse hacia el este y alcanza aproximadamente -25 Km.

La zona de mayor profundidad se encuentra en la parte central y tiene aproximadamente -13 Km (Figura 4. 21). En general, en las zonas donde se encuentran los depocentros el basamento oceánico tiene menor espesor en contraste a los altos estructurales, relacionados a zonas donde éste es mayor (Figura 4. 22).

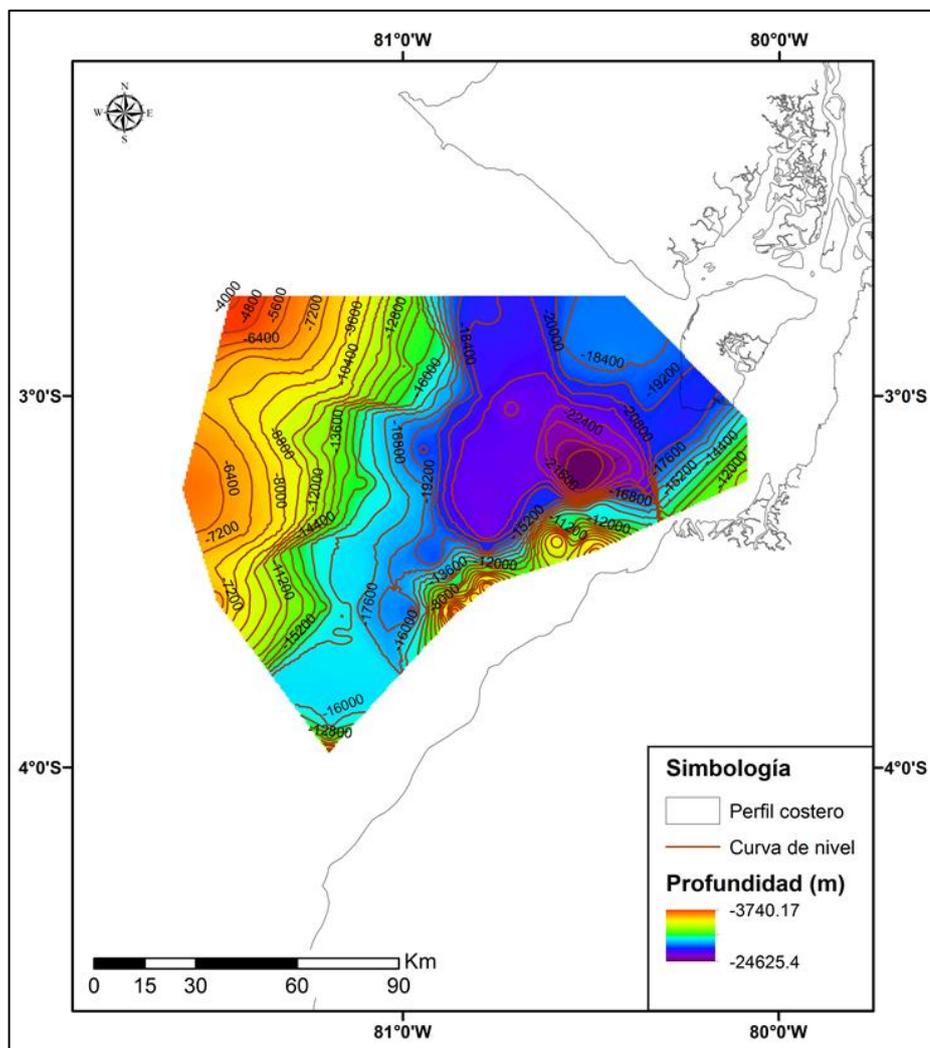


Figura 4. 20 Mapa de profundidad (m) de la base del basamento oceánico.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

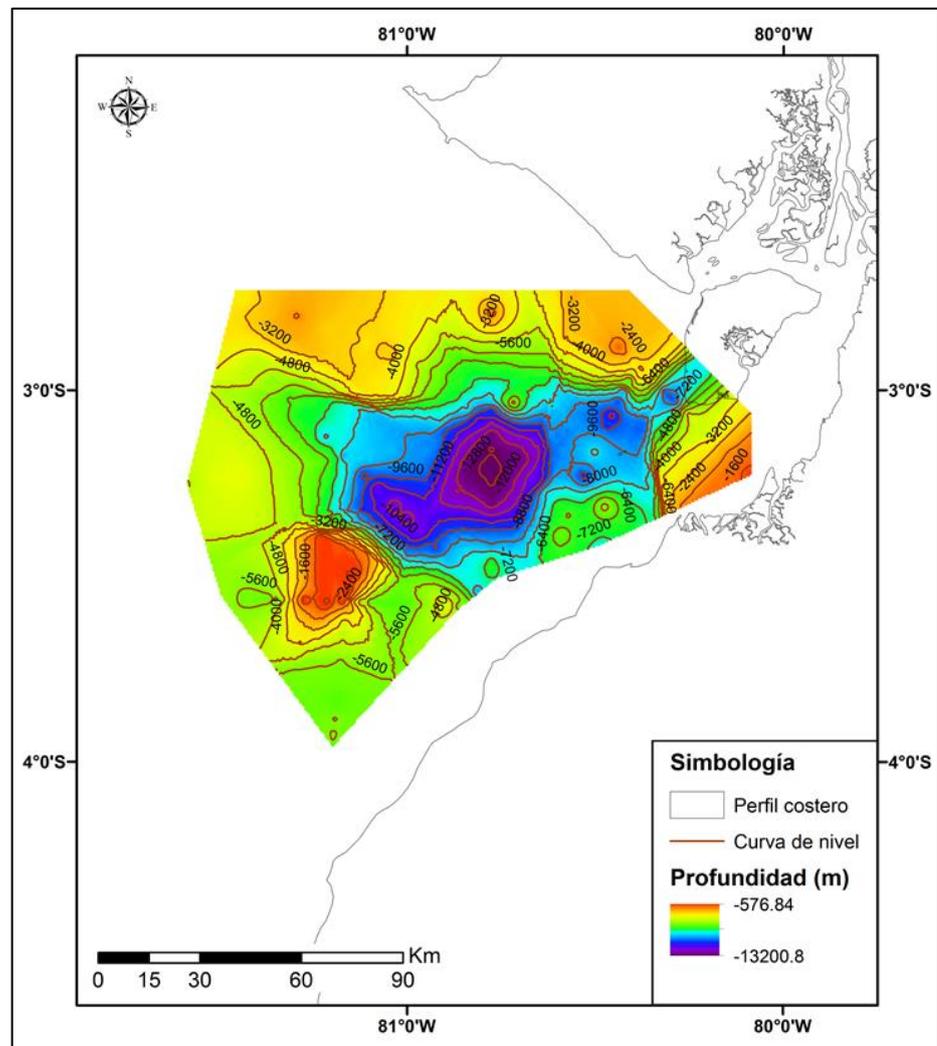


Figura 4. 21 Mapa de profundidad (m) del tope del basamento oceánico.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

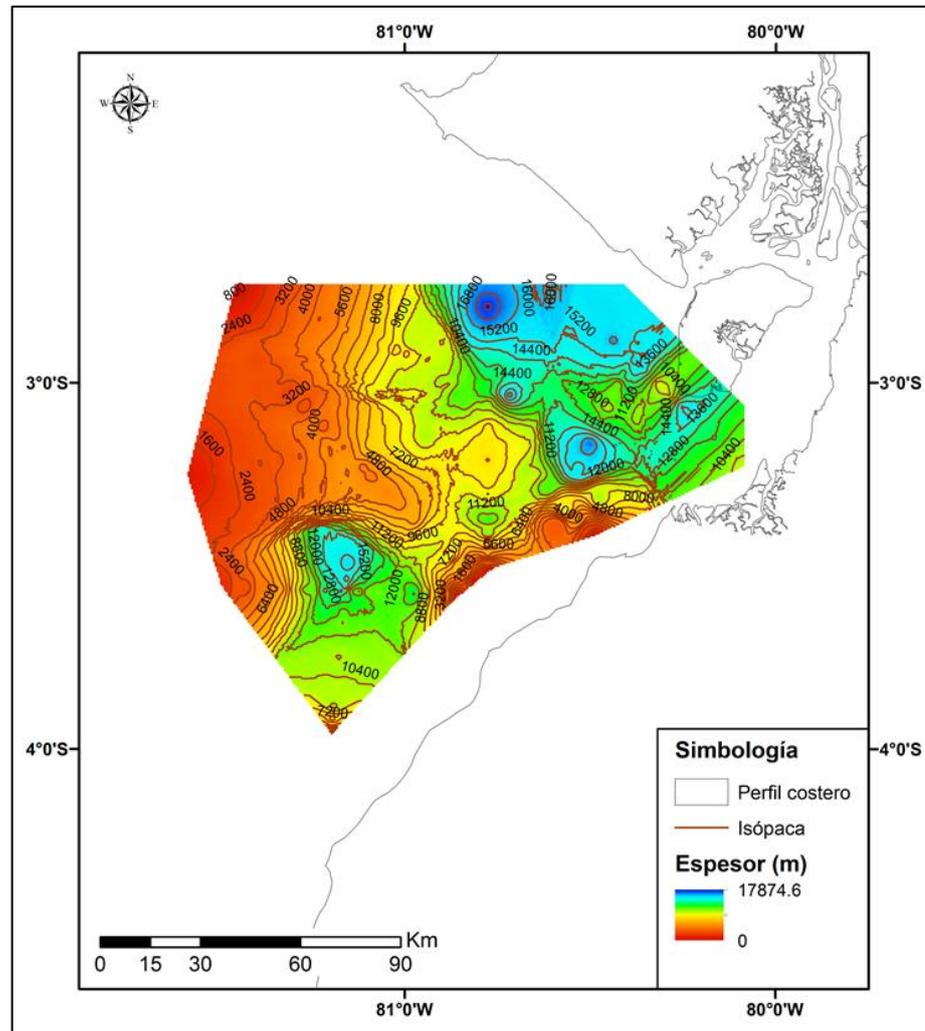


Figura 4. 22 Mapa de espesor (m) del basamento oceánico.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Basamento Continental

La base del basamento continental (Figura 4. 23) tiene una profundidad máxima aproximada de 25 Km. Se observa que la parte más alta, C1, del basamento (Figura 4. 24) se encuentra cerca del margen continental de Perú y tiene alrededor de 23 Km de espesor (Figura 4. 25). Ésta capa empieza a aparecer cerca del centro de la cuenca y se extiende hacia el SE.

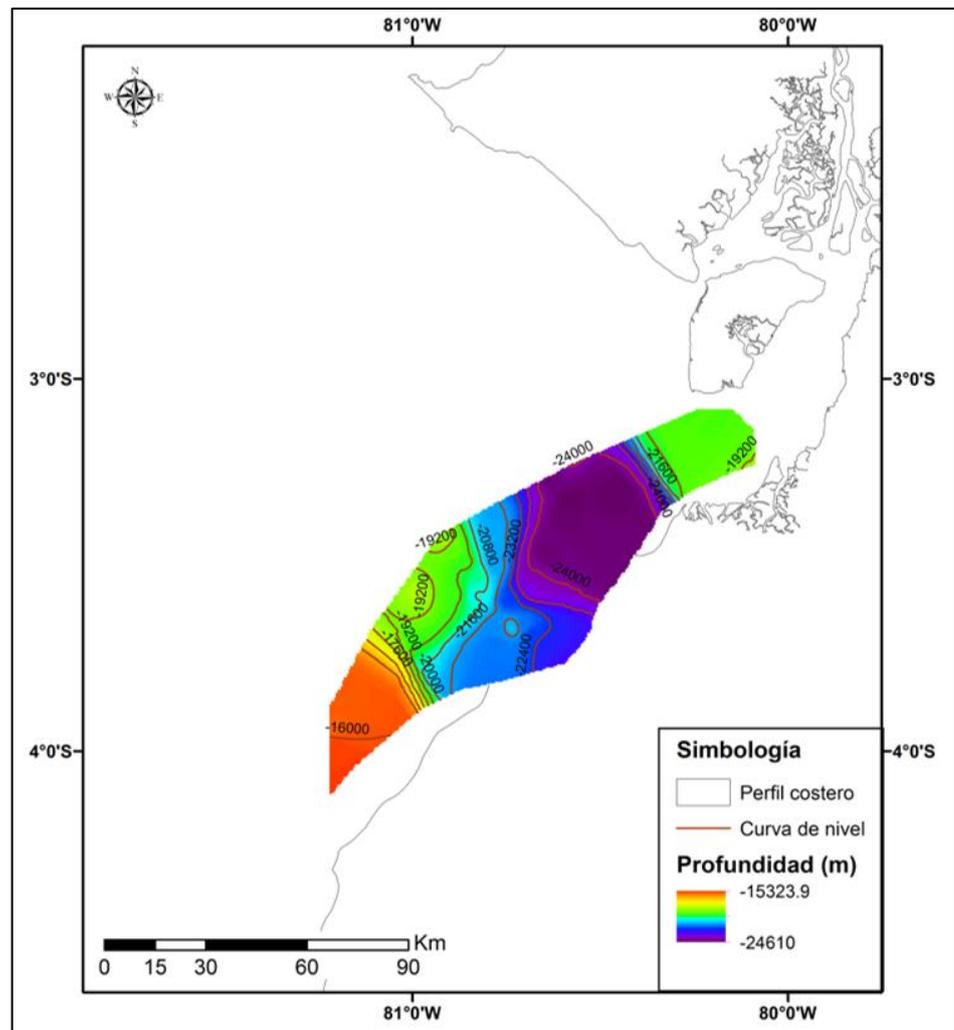


Figura 4. 23 Mapa de profundidad (m) de la base del basamento continental.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

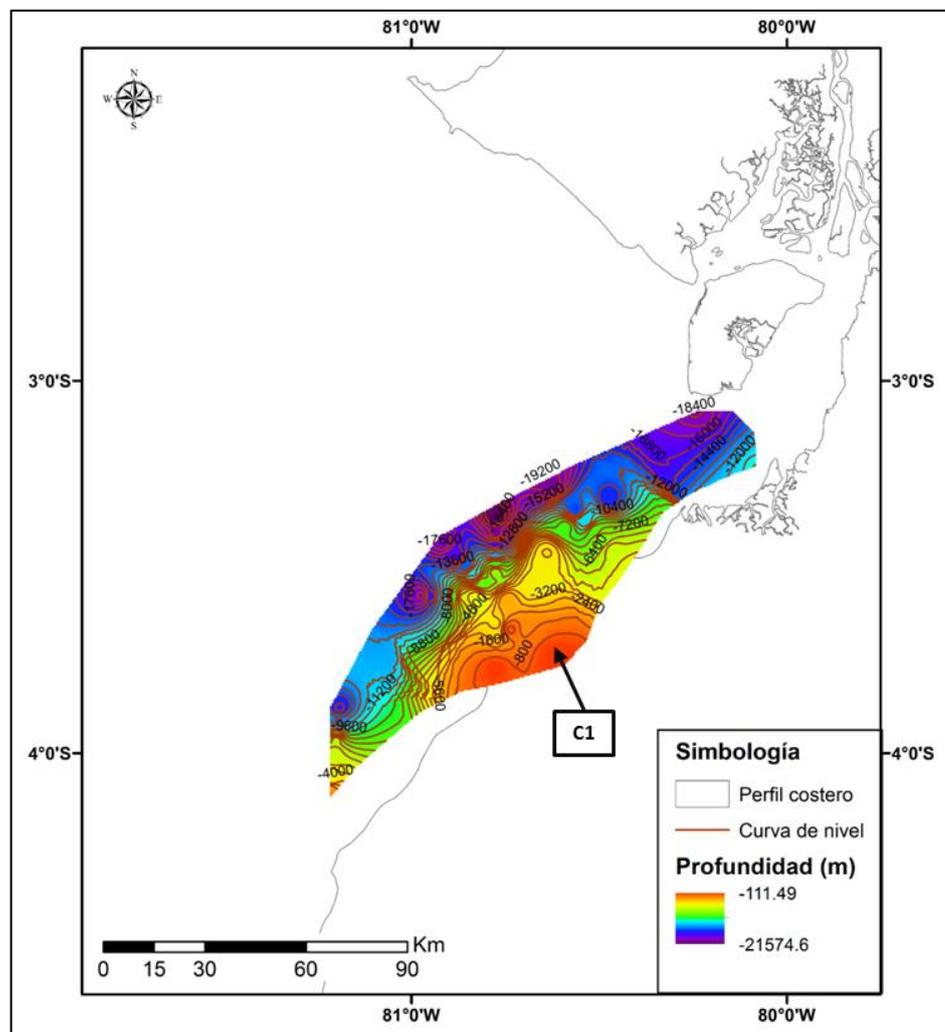


Figura 4. 24 Mapa de profundidad (m) del tope del basamento continental.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

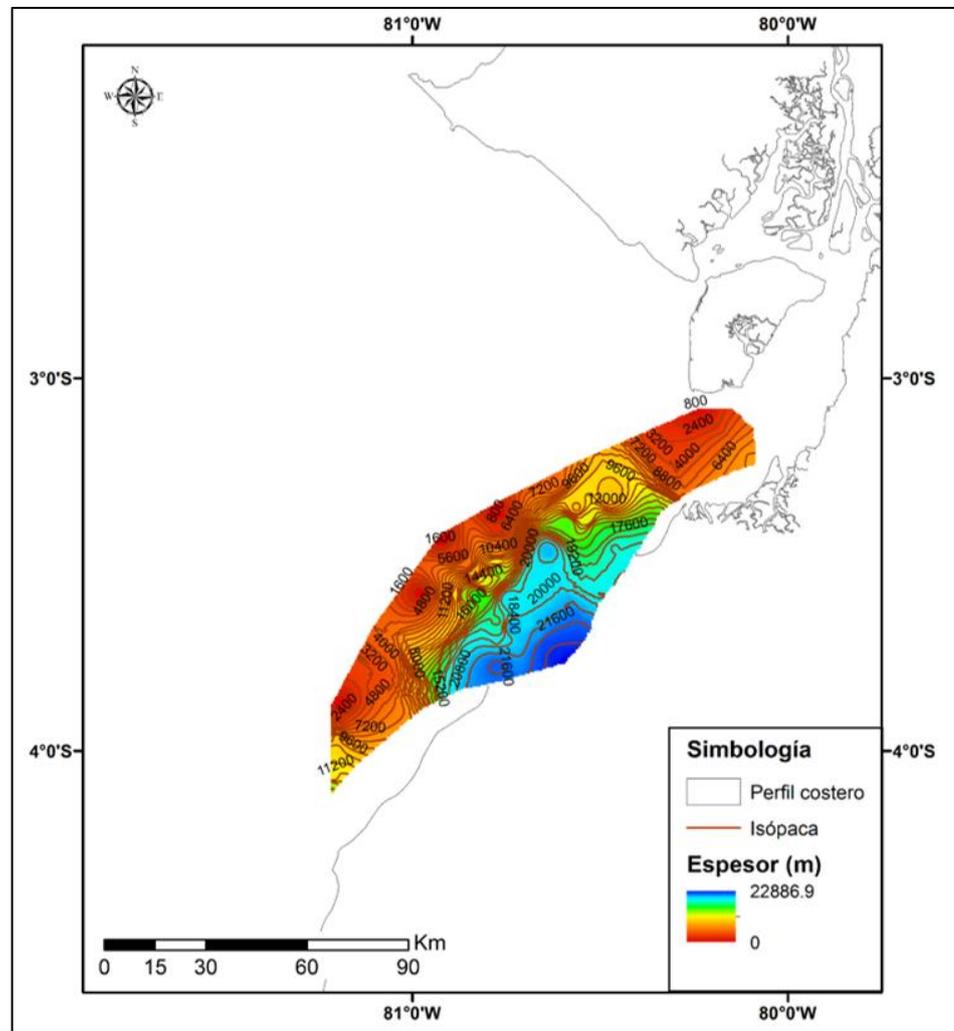


Figura 4. 25 Mapa de espesor (m) del basamento continental.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Sedimentos

Los sedimentos tienen un espesor máximo de ~13 Km (Figura 4. 29) en el centro de la cuenca. Los depocentros, en la base de los sedimentos (Figura 4. 26) están bordeados por altos estructurales (Figura 4. 21 y Figura 4. 24), identificados en los mapas de basamentos oceánico y continental. Sobre éstos se deposita una capa de sedimentos, fina en comparación al centro de la cuenca, que no sobrepasa los 7 Km. El tope de los sedimentos (Figura 4. 28) sigue la batimetría de Becker et al. (2009).

Se observan varios lineamientos, principalmente al noroeste de la cuenca unos con tendencia aproximadamente W-E (S1, S11, S12), en el centro de la cuenca Golfo de Guayaquil lineamientos que limitan los depocentros (S2, S3, S8, S9). Al norte de la subcuenca Tumbes se observan cuatro lineamientos distintivos, el S4 y S5, que bordean una zona levantada y los lineamientos S6 y S7 que parecen limitar la zona de mayor subsidencia (Figura 4. 27).

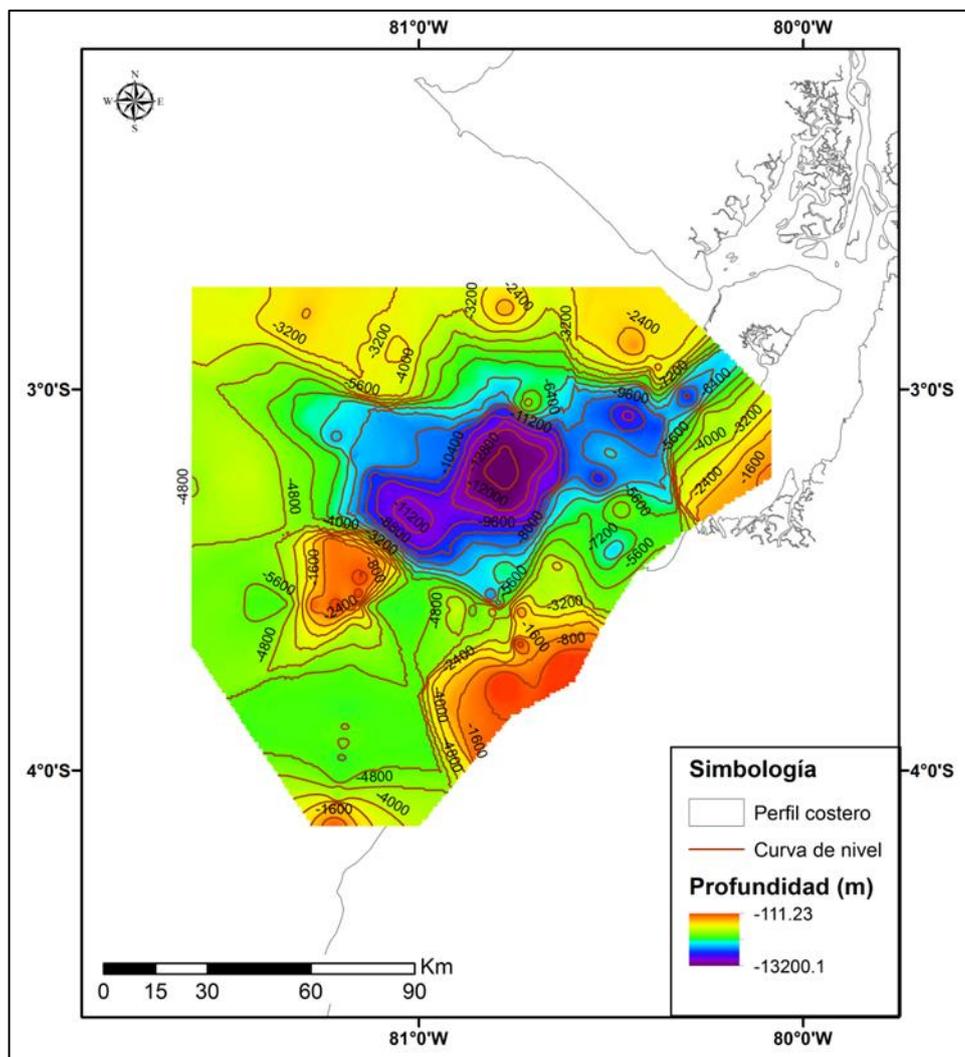


Figura 4. 26 Mapa de profundidad (m) de la base de los sedimentos.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

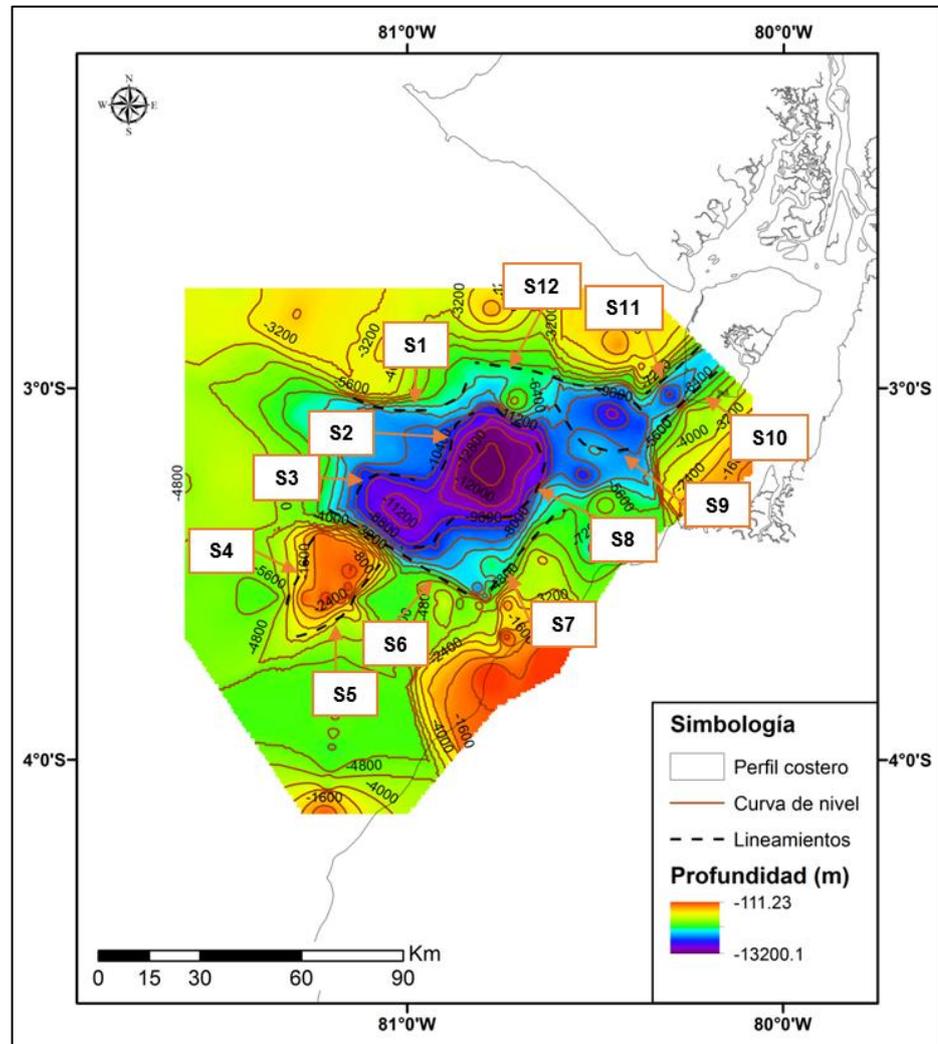


Figura 4. 27 Mapa de profundidad (m) de la base de los sedimentos con lineamientos.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

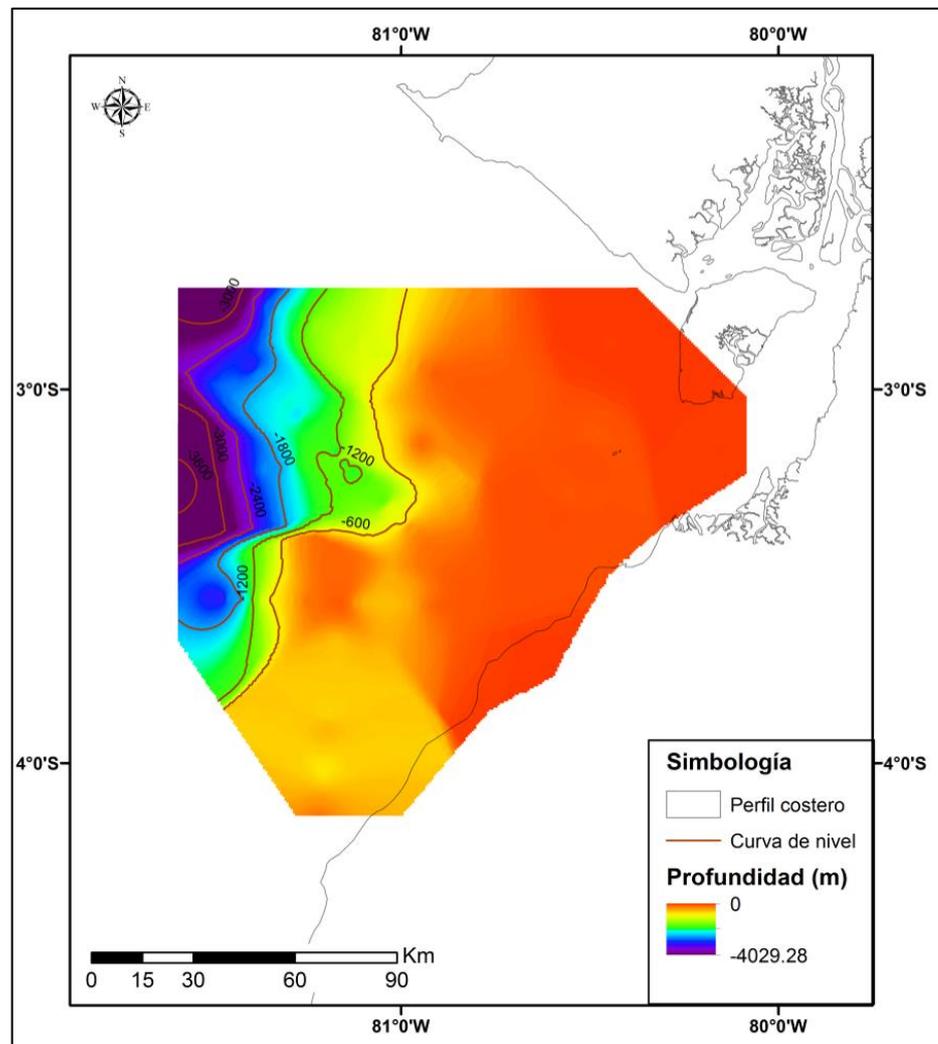


Figura 4. 28 Mapa de profundidad (m) del tope de los sedimentos.

Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

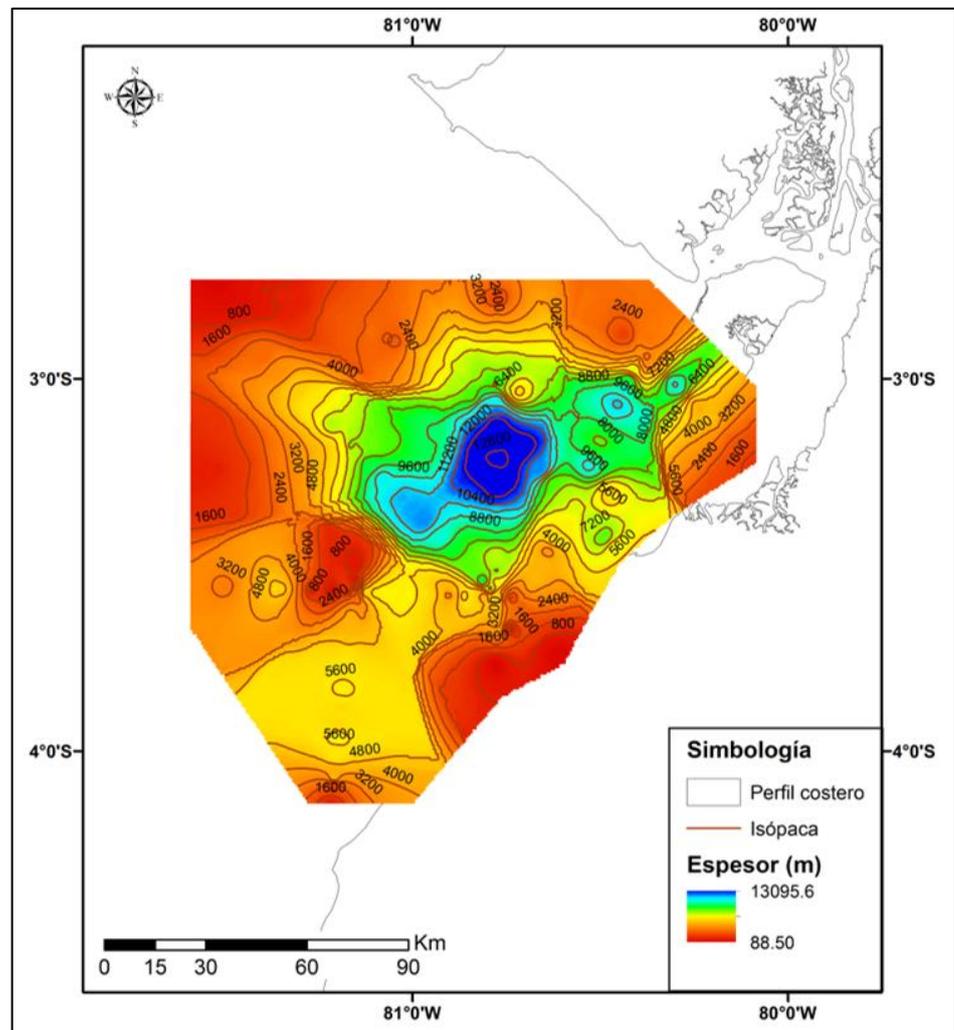


Figura 4. 29 Mapa de espesor (m) de los sedimentos.
Las curvas de nivel están separadas cada 800 m.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

4.2.3. Modelo Cortical

Se generó un modelo cortical final con la nueva geometría de las capas, resultante del modelado gravimétrico y la simulación de temperaturas (Figura 4. 30 y Figura 4. 31). Con el cual se pudo definir también la extensión de los basamentos Continental y Oceánico (Figura 4. 32)

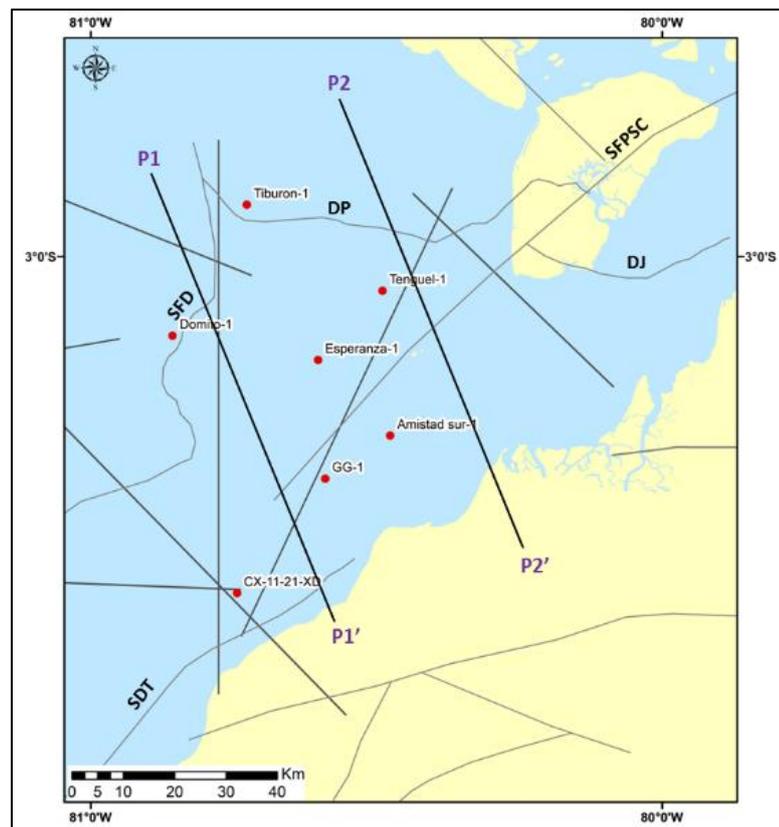


Figura 4. 30 Mapa de ubicación del modelo cortical.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

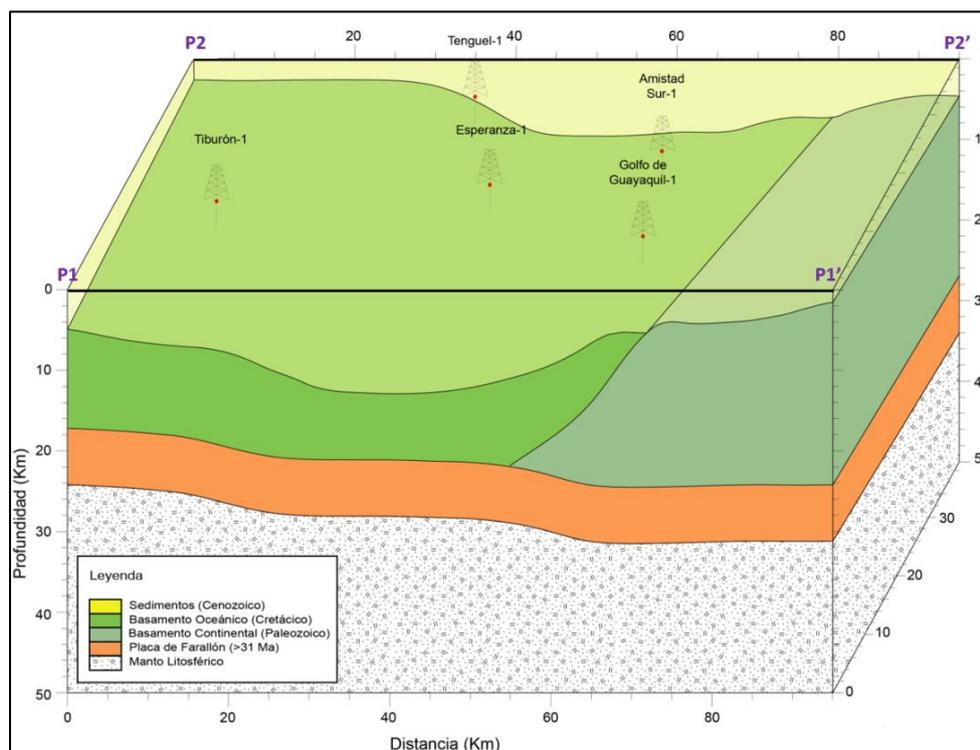


Figura 4. 31 Modelo cortical realizado a partir de los perfiles P1-P1' y P2-P2'.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

La extensión del basamento oceánico y continental se la marcó en base al mapa de tope de basamento oceánico y continental respectivamente. Modificando la extensión del basamento continental en los extremos (E y O) de acuerdo a las estructuras mayores identificadas en la TDR al oeste (lineamiento L7) (Figura 4. 1) y al este por la Falla Puná-Santa Clara (SFPSC) que posiblemente esté relacionada a este límite (Figura 4. 32).

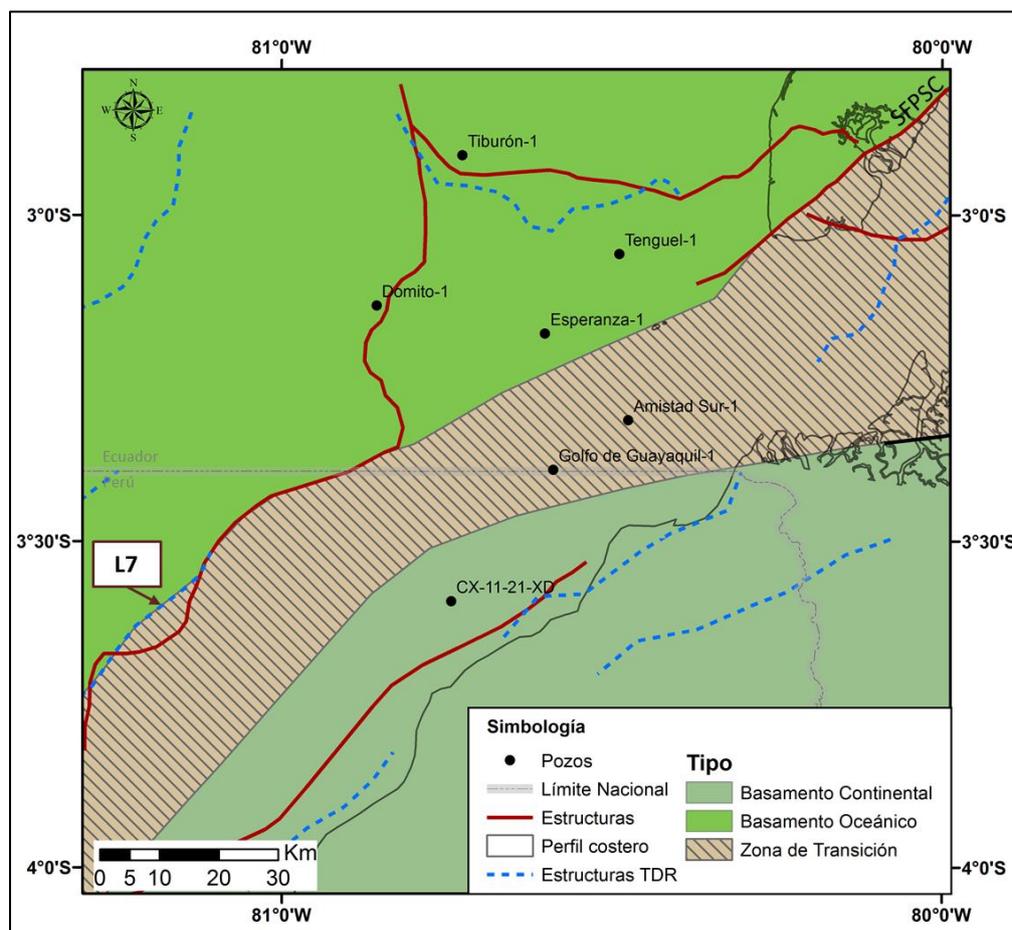


Figura 4. 32 Mapa de Extensión de Basamentos. Estructuras tomadas de Witt & Bourgois (2010)

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

4.2.4. Definición de la Sutura

A partir del mapa de tope de basamento oceánico, reajustado usando la simulación de temperaturas, se propuso la extensión de la sutura (Figura 4. 33) entre el basamento oceánico Cretácico y el basamento continental Paleozoico.

La sutura está dividida en tres secciones, dos inferidas y una definida (Figura 4. 34). Los tramos oeste, con dirección NE-SO; y este, con tendencia ENE-OSO, no están bien definidos debido a que no se contaba con la cantidad suficiente de perfiles interpretados e información de temperaturas para realizar el modelo gravimétrico y su posterior calibración. El tramo central, sí pudo ser definido ya que se encuentra en el sector donde se concentran los valores de temperatura de fondo de pozos medidos, usados en el ajuste del modelo cortical.

La característica principal de la sutura es que la placa oceánica se encuentra por encima de la placa continental, éste fenómeno se conoce como obducción, ya que ocurre una subducción continental y los sedimentos de la corteza oceánica sobreyacen a los de la corteza continental (ofiolitas) (Dewey, 1976; Edwards, Schellart, & Duarte, 2015).

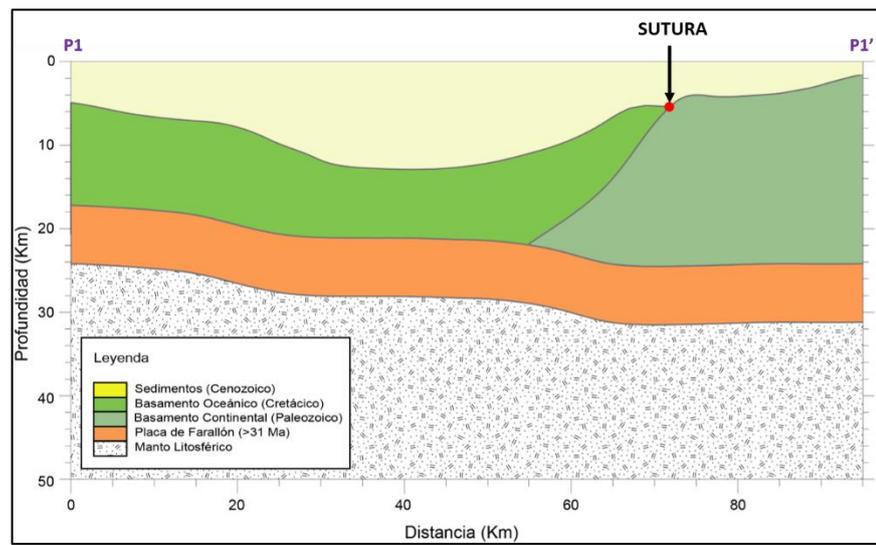


Figura 4. 33 En el perfil P1-P1': Sutura
Se muestra con un punto de color rojo el contacto entre el basamento oceánico y el continental que fue definido como la sutura entre ambos.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

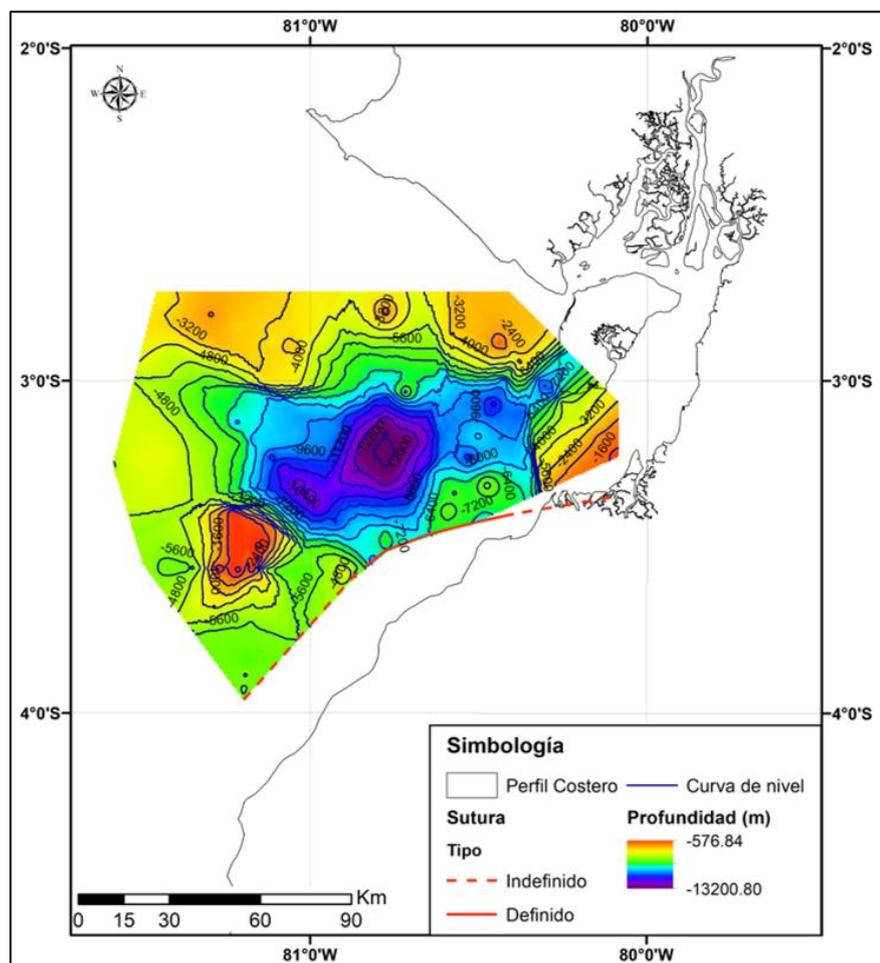


Figura 4. 34 Ubicación de la sutura con respecto al mapa de basamento oceánico.

En rojo se encuentra la ubicación propuesta de la sutura. Ésta se encuentra en el límite SE del mapa del tope del basamento oceánico.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

4.2.5. Gradiente Geotérmico (∇T) y Flujo Térmico (q)

El gradiente geotérmico del área determinada varía entre aproximadamente 16.7 °C/Km y 24.8 °C/Km. Es mayor en el NO, donde se encuentran los pozos Tiburón-1 y Domito-1. En el S y E el gradiente disminuye, encontrándose su menor valor en el pozo Amistad Sur-1 (Tabla XXII)

Tabla XXII. Gradiente termal y flujo de calor calculados.

Pozo	∇T (°C/Km)	q (mW/m ²)
Tiburón-1	24.4009248	28.0610635
Domito-1	24.813593	28.5356319
Tenguel-1	18.5009769	29.601563
Esperanza-1	18.9630223	30.3408357
Amistad Sur-1	16.720253	33.4405061
Golfo de Guayaquil-1	19.8823719	37.7765066
CX-11-21XD	23.019072	43.7362368

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

El flujo de calor es mayor en el sur, llegando a casi 44 mW/m² (Figura 4. 35), dado que los sedimentos presentes en esta zona poseen menor conductividad que los sedimentos que se encuentran en el norte del área (Tabla XXIII). En el norte el flujo de calor llega a aproximadamente 28 mW/m² y coincide con la zona donde se presenta el mayor gradiente geotérmico Tabla XXII.

Tabla XXIII. Conductividades definidas para cada pozo.

Con estas conductividades se consiguió el ajuste de las temperaturas de pozo calculadas con las medidas.

Capa		k [W/m K]
Sedimentos	Tiburón-1	1.15
	Domito-1	1.15
	Tenguel-1	1.6
	Esperanza-1	1.6
	Amistad Sur-1	2
	Golfo de Guayaquil-1	1.9
	CX-11-21-XD	1.9

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

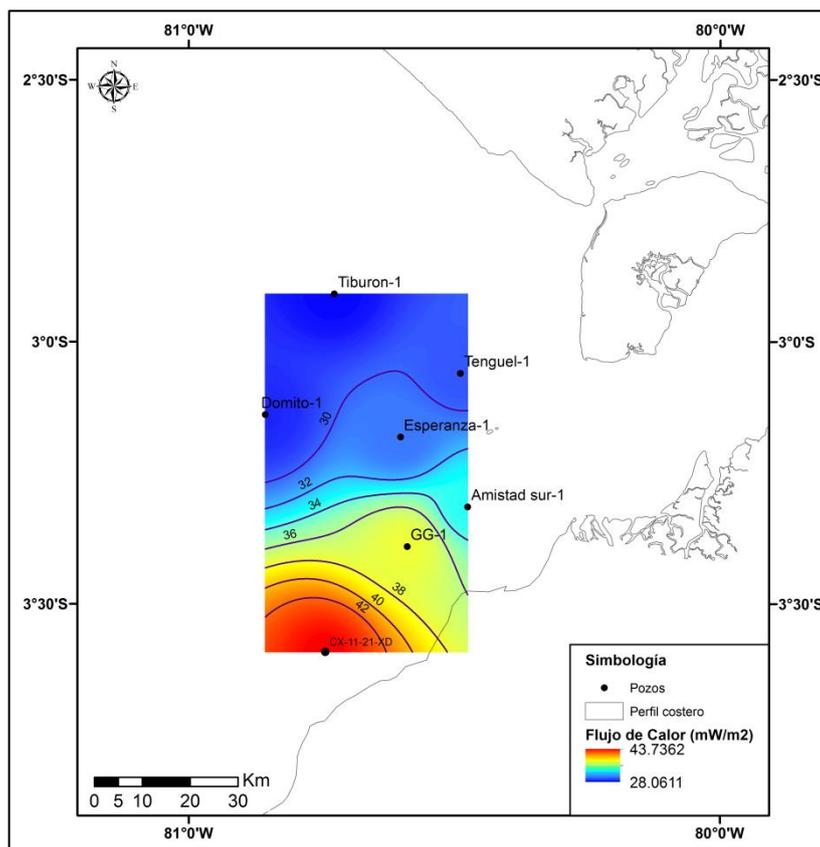


Figura 4. 35 Mapa de flujo de calor Generado a partir del gradiente geotérmico y de las conductividades usadas durante la simulación matemática.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

4.2.6. Identificación de zonas de madurez

El mapa de la Figura 4. 36 representa una extrapolación del mapa de flujo de calor (Figura 4. 35), donde se pudo diferenciar cuatro zonas en las que este parámetro aumenta gradualmente hacia el sur. En el caso del gradiente, esta tendencia es observada en todas las zonas excepto en la zona 1 debido en parte a que las conductividades son más bajas en el norte y aumentan hacia el sur.

Se observa que los límites de cada zona coinciden con los límites y zona de transición de ambos basamentos, excepto el límite entre la zona 1 y 2 cuya diferenciación se hizo debido al cambio de conductividad y gradiente térmico entre los pozos de la zona 2, Esperanza-1 y Tenguel-1, y los de la zona 1, Domito-1 y Tiburón-1. La zona 1 y 2 se encuentran sobre basamento oceánico, la 3 en la zona de transición entre ambos basamentos y la 4 en basamento continental.

Al norte, que corresponde a la zona 1 en azul, se presenta el valor más bajo de flujo de calor (28.5mW/m^2), lo que está asociado a una conductividad baja y por lo tanto a un gradiente alto (24.8°C/Km). Aquí los valores de reflectancia de la vitrinita

alcanzan el 0.55% a 2154m en el pozo Tiburón-1 y a 3675 m el pozo Domito -1 registra 0.32%Ro y la diferencia entre las dos es el espesor de sedimentos, donde el Domito -1 presenta cerca de 10Km y el Tiburón-1, 6 Km.

En la zona centro-norte, que corresponde a la zona 2 en celeste, el flujo de calor es ligeramente mayor (30.3mW/m^2), puesto que la zona presenta rocas de conductividades más altas (1.6 W/m K) que la zona 1. En el pozo Esperanza-1 se observa que el mayor valor de %Ro es 0.37 a una profundidad de 4263 m y que el espesor es similar al del Domito-1.

El área centro-sur, zona 3 en naranja, corresponde a la zona de transición entre basamento oceánico y continental. El gradiente calculado en esta zona es de aproximadamente 19.9°C/Km , este valor es afectado por la conductividad de las rocas, que son mayores (1.9 W/m K) porque se encuentran en una zona menos alterada que la zona 1 y 2, considerando también el aporte de calor radiogénico del basamento continental, esto conduce a un flujo de calor mayor (37.8mW/m^2). Los valores de reflectancia también son ligeramente mayores En el Golfo de Guayaquil-1 el %Ro es de 0.43 a 4217 m, mientras que en el Amistad Sur-1 es 0.4%Ro a una profundidad de 4868 m. Es

posible que el aporte del basamento continental compense el espesor de sedimentos (5 Km aproximadamente) y aumento de conductividad.

La zona sur, zona 4 en rojo, corresponde a la zona limitada al norte por la sutura donde sólo existe basamento continental. Aquí se observa un gradiente mayor ($23^{\circ}\text{C}/\text{Km}$) a la zona 3 a pesar de que presenten la misma conductividad. Esto provoca que el flujo de calor sea el mayor de todos ($43.7\text{mW}/\text{m}^2$).

En general, en Ecuador, los valores del flujo de calor no sobrepasan los $37.8\text{ mW}/\text{m}^2$, lo que coloca a la cuenca Golfo de Guayaquil dentro de las denominadas cuencas frías con flujos de calor menores a $42\text{ mW}/\text{m}^2$ (Allen & Allen, 2005). Mientras que, para el pozo de Perú, en la cuenca Tumbes, se calculó un flujo de calor de $43.7\text{ mW}/\text{m}^2$, que si bien sobrepasa el rango de cuencas frías no llega a ser considerada como una cuenca térmicamente normal, en el punto donde se encuentra localizado el pozo CX-11-21XD, puesto que para ser considerada como tal el gradiente debe superar los 25°C .

Siendo así, en la actualidad, la cuenca Golfo de Guayaquil-Tumbes, en la zona ecuatoriana, no presenta la madurez necesaria para generar hidrocarburos o se encuentra en una

etapa temprana de madurez si se toma en cuenta que los valores de reflectancia llegan hasta $0.55\%R_o$. Estos valores bajos de flujo de calor pueden deberse principalmente a la naturaleza del basamento y condiciones de la capa sedimentaria en la que se encuentran localizados los pozos.

El aporte extra de calor por el basamento continental y con ello la obtención de valores más altos de flujo de calor, en la zona 4, es el que hace que esta zona presente la mayor probabilidad de contar con rocas que hayan alcanzado la madurez necesaria para la generación. Pero esta probabilidad aumenta hacia el suroeste donde la cuenca Tumbes se hace más profunda, puesto que al aumentar el espesor de la capa sedimentaria aumenta la presión y temperatura de las capas inferiores.

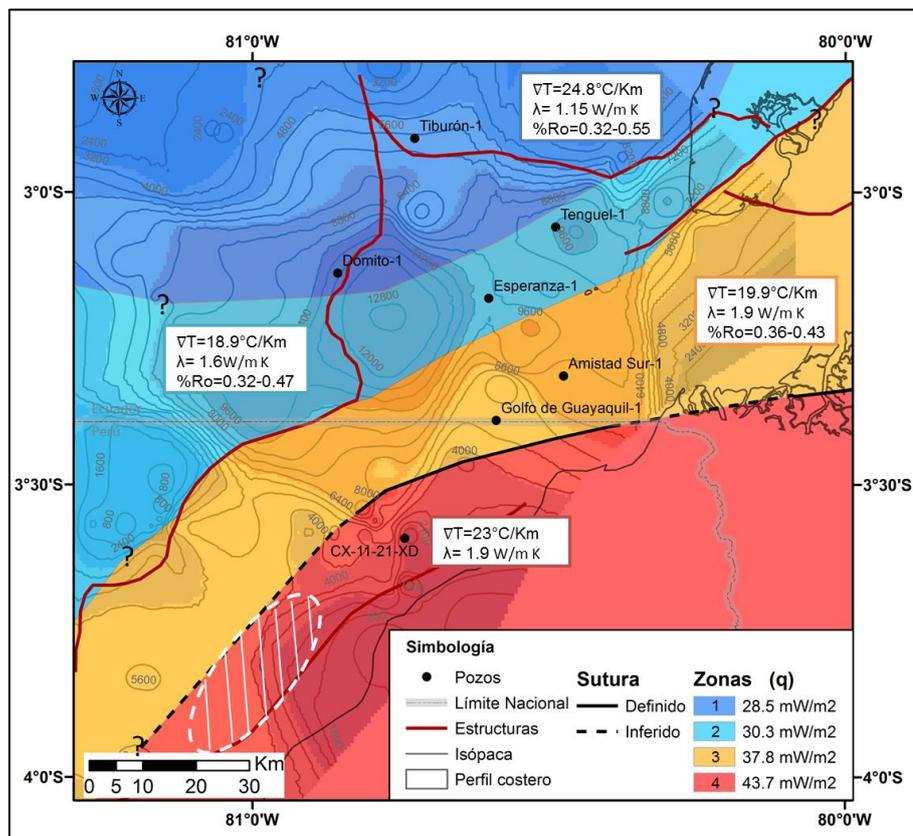


Figura 4. 36 Mapa de relación entre flujo de calor y zonas de madurez en la CGGT.

El óvalo blanco indica la zona que presenta mayor probabilidad de maduración de la roca madre.

Estructuras tomadas de Witt & Bourgois (2010)

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN

5.1. Exactitud y limitaciones del modelo cortical

5.1.1 Modelado gravimétrico

Antes de proceder a discutir los principales rasgos geológicos definidos a partir del presente estudio, es importante mencionar las limitaciones en cuanto a la herramienta usada en el modelado. Al tratarse de una licencia comercial del software Geosoft (Oasis Montaj), existía un número limitado de bloques posibles de usar, por tanto, las secciones modeladas carecen de detalles, pero conservan las estructuras corticales principales las cuales eran objeto de estudio. Como se mencionó en el apartado 3.3.3, esto redujo la exactitud del modelo ya que, al tener una limitación de máximo 7 bloques, se asumió que las capas del subsuelo empleadas en las secciones eran homogéneas, es decir, no presentaban cambios laterales ni verticales de velocidad y densidad, lo cual como es sabido, no ocurre en la naturaleza.

5.1.2 Hipocentros, velocidad y densidad

El ángulo de subducción no pudo ser definido a partir de la ubicación de los hipocentros de los sismos dado que éstos ocurrían a profundidades mayores a 40 Km (manto litosférico) o

no se alineaban en alguna dirección específica, por lo que se tuvo que partir de los ángulos de subducción propuestos por Gutscher et al. (1999) y Nocquet et al. (2014), los mismos que al ser regionales, sólo daban un indicio de cuál podría ser la dirección de la subducción mas no su profundidad.

Además de lo mencionado, no se contaba con valores de densidad de las rocas de la CGGT, por lo que se tuvo que hacer uso de relaciones de velocidad de ondas P - densidad para calcular las densidades aproximadas de las capas.

Utilizando los modelos de velocidades de (Alcinoe; Calahorrano B. et al., 2008), próximos a la zona de estudio, se obtuvieron valores bajos de densidad que generaron grandes errores en el modelado gravimétrico (Tabla XIX). Esto pudo deberse a múltiples razones, entre ellas que los modelos de velocidades propuestos estaban enfocados principalmente en la zona de la trinchera y en el canal de subducción; mientras aumentaba la distancia desde el eje de la trinchera hacia el este, en dirección al continente, el error de las velocidades se incrementaba; adicionalmente se encontraban restringidos a una profundidad ~15 Km. El área del modelado gravimétrico se encuentra a 13 Km de la trinchera y tiene una profundidad máxima de 50 Km, lo

que no coincide con los modelos de (Alcinoe; Calahorrano B. et al., 2008).

Una vez descartados los modelos de velocidades de (Alcinoe; Calahorrano B. et al., 2008) se realizó el modelado gravimétrico considerando las velocidades de Basamento Oceánico y Canal de Subducción propuestas por (Graindorge et al., 2004) para Ecuador central, a pesar de que éstas podrían diferir de los valores reales presentes en la CGGT. Para el Basamento Continental se usó una densidad 2.8 g/cc, sin embargo, la densidad calculada, a partir de la velocidad propuesta por (Shepherd & Moberly, 1981) fue de 2.78 g/cc; la misma que puede variar, ya que el valor corresponde a la zona de Talara y no a la del GGT. Finalmente se usaron los valores de densidad estándar para el Manto Litosférico, Sedimentos y Agua y se usó la densidad del plateau caribeño de Sanchez-Rojas & Palma, 2014 para la Placa de Farallón.

5.2. Relación entre los lineamientos observados mediante procesamiento gravimétrico, estructuras cartografiadas y la morfología de los mapas generados

Mediante el uso de filtros de frecuencia se procedió a tratar los datos gravimétricos con el fin de resaltar las principales estructuras geológicas tanto someras como profundas. Una vez definido todo posible lineamiento geológico se pasó a corroborar dichas estructuras con aquellas definidas previamente por estudios del subsuelo o por su continuación con lineamientos observables en superficie.

Mediante el filtro de derivada inclinada (TDR) se pudo identificar aquellos lineamientos más notables que corresponden a estructuras en el basamento, de manera que estas estructuras pueden afectar tanto a la placa en subducción como a la placa superior.

En el tope de la placa de Farallón se observa que los lineamientos L1 y L2 presentan cierta relación con la morfología de la placa (Figura 5. 1). Estas estructuras corresponderían al límite Sur del LSE, por lo que esta zona levantada se vería afectada desde esta profundidad, incluso la base de la placa evidencia este levantamiento. Es posible que debido a la cantidad de datos no pueda delimitarse con mayor detalle, principalmente al norte donde se encuentra el L1.

Los lineamientos L7, L8 y L9 limitarían una zona ligeramente levantada observada en la gravimetría al oeste de la CGGT, que conecta el Alto Santa Elena con el Banco Perú, este último está limitado por L7 y L8. De manera que estos altos están directamente relacionados a la morfología de Farallón.

Los otros lineamientos observados, L3, L4, L5 y L6, no se verían influenciados por la placa en subducción por lo tanto su presencia se evidenciaría a profundidades más someras, posiblemente en el tope del Basamento Oceánico o Continental, es decir la base de sedimentos. Esto ocurre con los lineamientos L4 y L6 que estarían relacionados al Detachment Tumbes, por lo tanto esta estructura llegaría hasta la parte más somera del basamento.

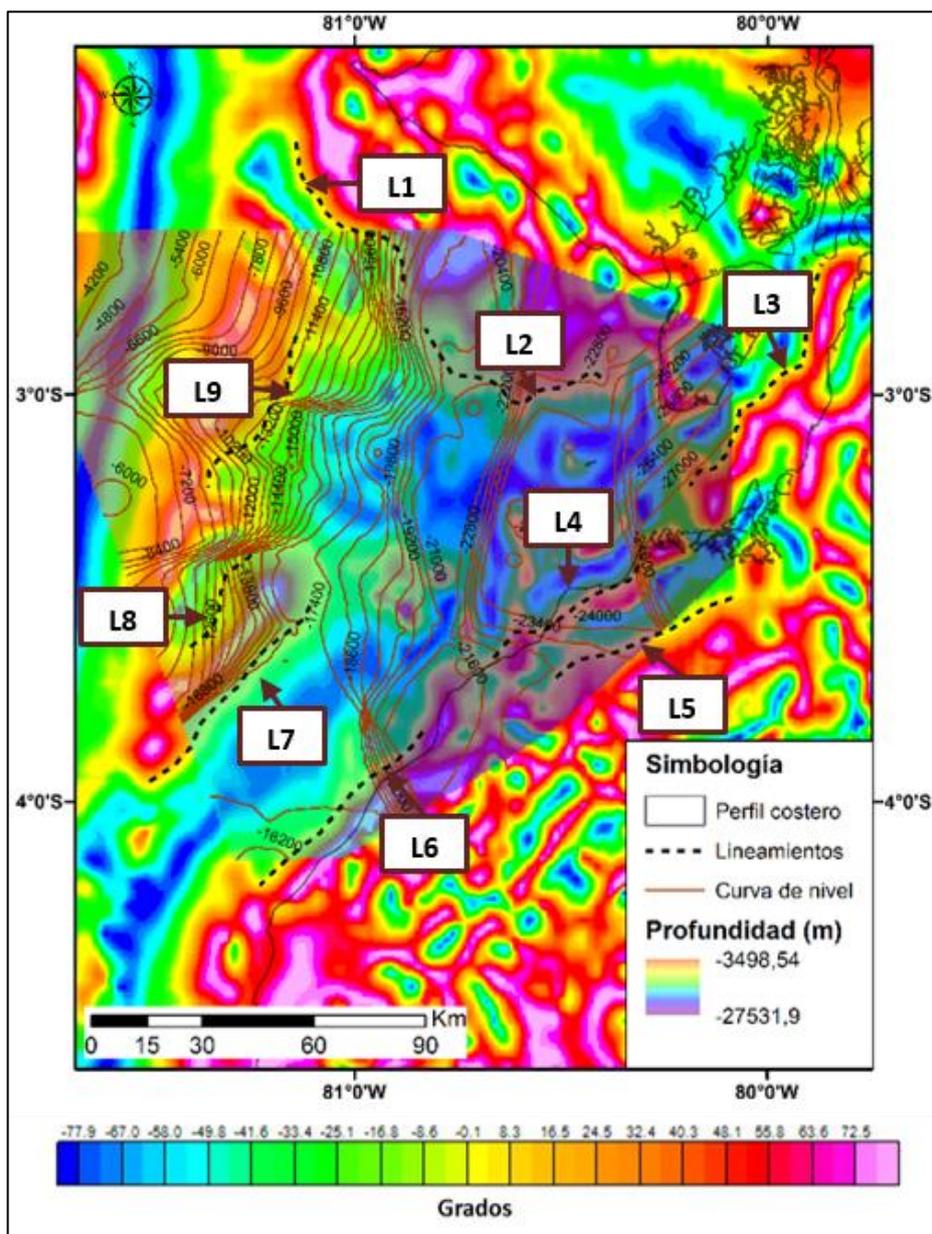


Figura 5. 1 Mapa de TDR con el Tope de la Placa de Farallón.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Los lineamientos presentes en la placa de Farallón son evidencia de que la subducción no se da de manera uniforme, sino que se encuentra de forma escalonada y además podría presentar

asperidades o lineamientos/fallas E-O, como se observa en la Figura 5. 2, que incrementarían la actividad sísmica e influirían en la configuración actual de la CGGT.

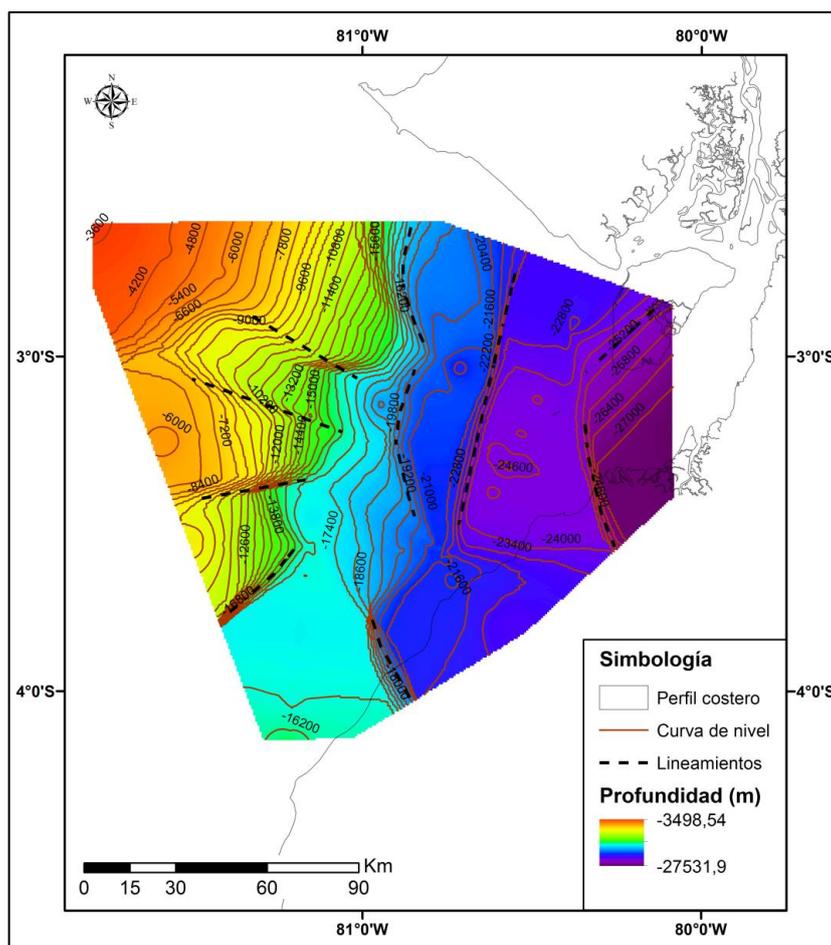


Figura 5. 2 Mapa del Tope de Farallón con lineamientos.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Como la TDR sólo define límites de anomalías presentes en el Basamento, la comparación de las estructuras presentes en los sedimentos fue relacionada con el mapa de la Base de Sedimentos se

puede identificar mejor las estructuras, especialmente las fallas principales que limitan la cuenca GGT (Figura 5. 3).

El lineamiento S2 que limita el lado oeste del Graben Esperanza es similar al F6 observado en el tope de Farallón, de manera que correspondería a un segmento del Sistema de Fallas Domito. Lo mismo ocurre con el lineamiento S5 que delimita mucho mejor al sureste el Banco Perú que el F4 y sigue el sentido de la Falla Banco Perú. El S4 en cambio sigue un sentido diferente a la falla propuesta por (Witt & Bourgois, 2010) posiblemente debido a la falta de información en esa zona.

Los lineamientos al norte de la cuenca se asemejan considerablemente a las propuestas por (Witt & Bourgois, 2010), donde el S9 correspondería a la Falla Tenguel que separa en dos a la subcuenca Esperanza, S10 a un segmento del Sistema de Fallas Puná Santa Clara, y S11 y S12 al Detachment Posorja.

Cabe mencionar que la Falla Puná Santa Clara también está relacionada con el límite norte de la extensión del Basamento Continental (Figura 4. 32), por lo que este límite podría constituir un factor que controle la localización de la deformación por donde ocurre el movimiento del BNA.

También existe un lineamiento muy marcado al norte del Banco Perú, el S6 que no aparece en el modelo de Witt & Bourgois (2010) sin embargo es representado en los mapas estructurales de reportes técnicos peruanos (Fernández et al., 2005; Taylor & Zúñiga, 2014) donde dicha estructura divide los campos Corvina y Delfín y se extiende hacia el sur donde se conecta con otra falla de sentido paralelo al perfil costero, posiblemente el lineamiento S7.

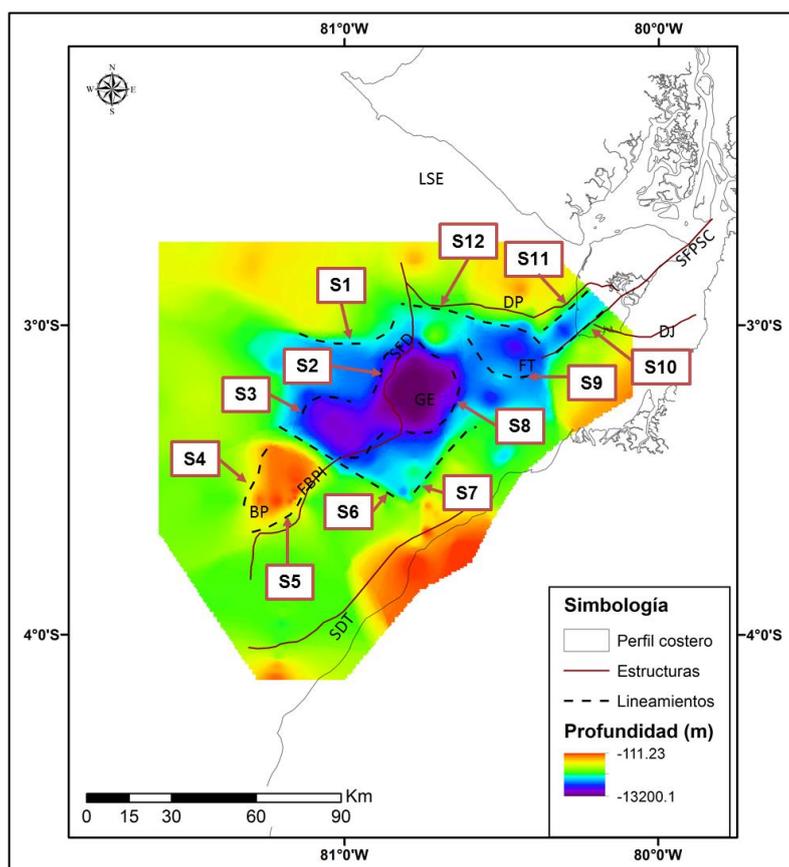


Figura 5. 3 Mapa de Base de Sedimentos con estructuras observadas. Estructuras tomadas de Witt & Bourgois (2010)
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

5.3. Sutura

5.3.1. Ubicación de la Sutura

Varios autores proponen que la sutura es el límite del Bloque Norandino, generalmente este límite corresponde a la Zona de Megacizalla Guayaquil-Dolores (J. Case et al., 1971; J. E. Case, Durán, López, & Moore, 1968). Sin embargo, otros autores (Alvarado et al., 2016; Arculus et al., 1999) sugieren que la sutura se encuentra más al este, concordante con el sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (Alvarado et al., 2016).

En la zona del Golfo de Guayaquil-Tumbes la ubicación del contacto entre los basamentos oceánico y continental no ha sido definida hasta la actualidad. Bourgois (2013) es hasta ahora el único estudio que propone la ubicación de una sutura a lo largo de la CGGT caracterizada por una gran anomalía gravimétrica de tipo free-air negativa. Este bajo gravimétrico muestra un cambio de dirección de N-S a E-O en el área donde se conecta la cuenca Santa Isabel con la falla Jubones y tiene una tendencia paralela al masivo Amotapes (Figura 5. 4).

En el modelo propuesto en este trabajo, la sutura se encuentra al sur de la establecida por Bourgois (2013) (Figura 5. 5), lo que

podría deberse a que no sólo se tomaron en cuenta las anomalías gravimétricas, sino que se utilizó el cálculo de temperaturas para definir con mayor precisión su ubicación; y se conectaría al este con la falla Jubones, formando parte de la sutura Peltetec (Alvarado et al., 2016) (Figura 5. 5).

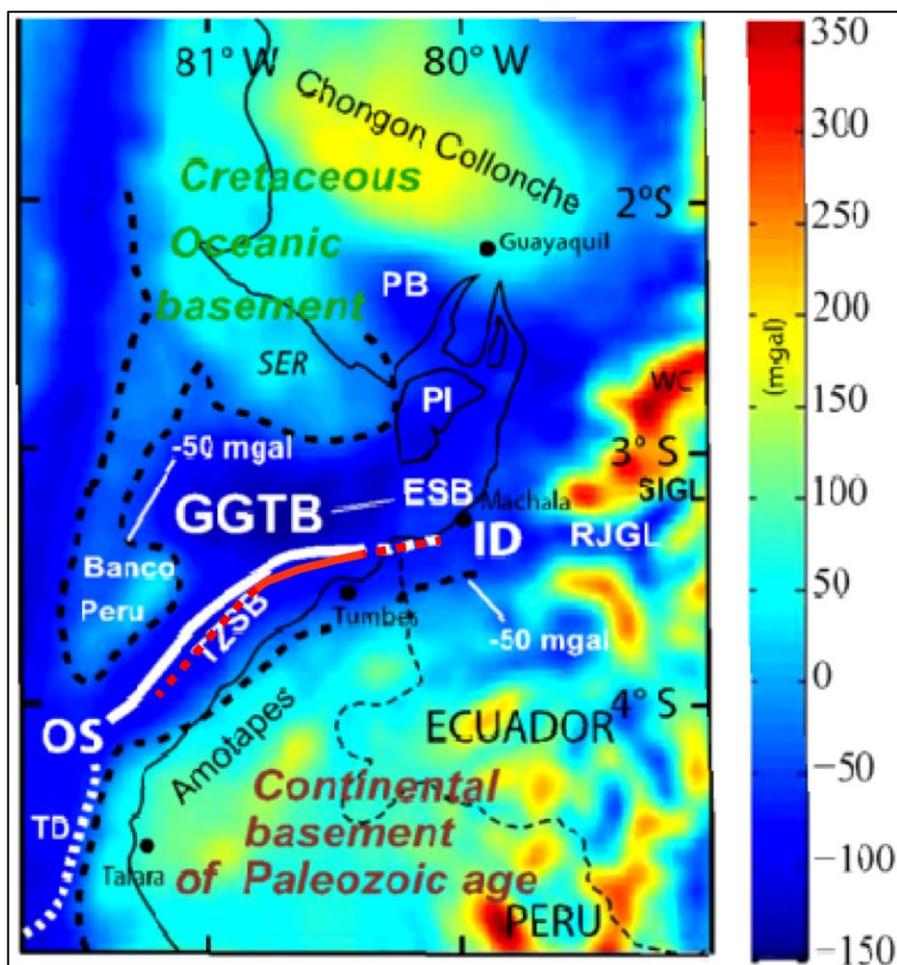


Figura 5. 4 Mapa de anomalías gravimétricas de tipo free air con la ubicación de la sutura.

En línea blanca se muestra la sutura definida por Bourgois, 2013 y en rojo la definida en este trabajo, mediante el modelado gravimétrico y el cálculo de temperaturas.

Modificado a partir de Bourgois, 2013.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

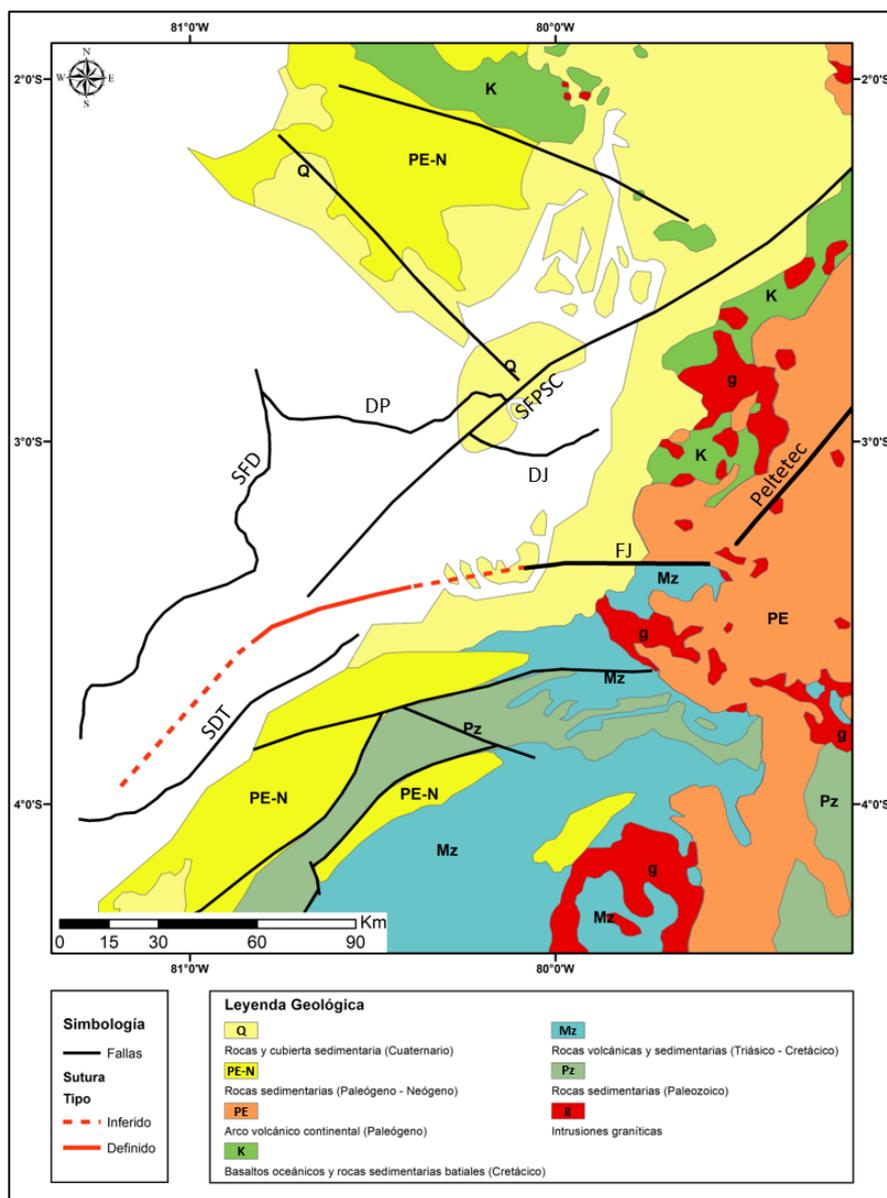


Figura 5. 5 Mapa Geológico con la ubicación de la Sutura. Modificado a partir de Mapa Nacional Geológico de la República del Ecuador, IGS & DGGM, 1982; Instituto de Geología y Minera, Perú (1975) INGEMMET (2000); (Aspden & Litherland, 1992); (Cediel & Shaw, 2003); (Drobe, Lindsay, Stein, & Gabites, 2013); (Alvarado et al., 2016; Witt & Bourgois, 2010)

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

5.3.2. Morfología de la Sutura

Existen incertidumbres acerca de la extensión y buzamiento de la sutura dado que los datos no permitían llegar a tal detalle en la definición de la misma.

Bourgois (2013) propone dos modelos de sutura realizados a partir del análisis de anomalías gravimétricas y sismicidad del área. En el primero (Figura 5. 6 arriba) se asume que la parte más profunda de la cuenca limita a las ofiolitas del basamento continental y esta depresión ajustaría el escape del BNA mediante un mecanismo de cizalla puro. El segundo (Figura 5. 6 abajo) propone que el SDT se extiende en profundidad y limita ambas cortezas, siguiendo la ruta de la obducción Cretácica, reactivada por una inversión tectónica Pleistocena. En este caso el detachment ajustaría la migración del BNA hacia el NE.

Según el análisis realizado mediante el modelado gravimétrico, si se realiza un perfil en la misma ubicación del modelo de Bourgois (2013) para fines de comparación Figura 2. 8, el basamento oceánico debería sobreyacer al basamento continental, formando una obducción, para generar anomalías de hasta aproximadamente -100 mGal y que concuerden con las interpretaciones sísmicas propuestas por Witt et al. (2006) y

Witt & Bourgois (2010) en la zona donde se encuentran ambos basamentos, lo que no podría darse si se tuviese únicamente basamento continental.

Esta obducción también estaría justificada por el espesor (> 15 Km) de basamento oceánico determinado en el modelado gravimétrico, el cual estaría relacionado a un plateau oceánico como sugiere Luzieux et al. (2006) y concordaría con el modelo de obducción propuesto por Vallejo et al. (2009).

Durante la simulación de temperaturas se notó que al norte del pozo Amistad Sur-1 no hay un aporte de calor radiogénico proveniente del basamento continental porque las temperaturas calculadas excederían las registradas en los pozos. Por lo tanto, este basamento se extendería hasta la zona comprendida entre los pozos Esperanza-1 y Amistad Sur-1, teniendo así un ángulo aproximado de 60° , el cual no concordaría con el segundo modelo de Bourgois, 2013 (Figura 5. 7) que se caracteriza por un ángulo suave de obducción, típico del estilo "Tethyan" (Wakabayakashi & Dilek, 2003).

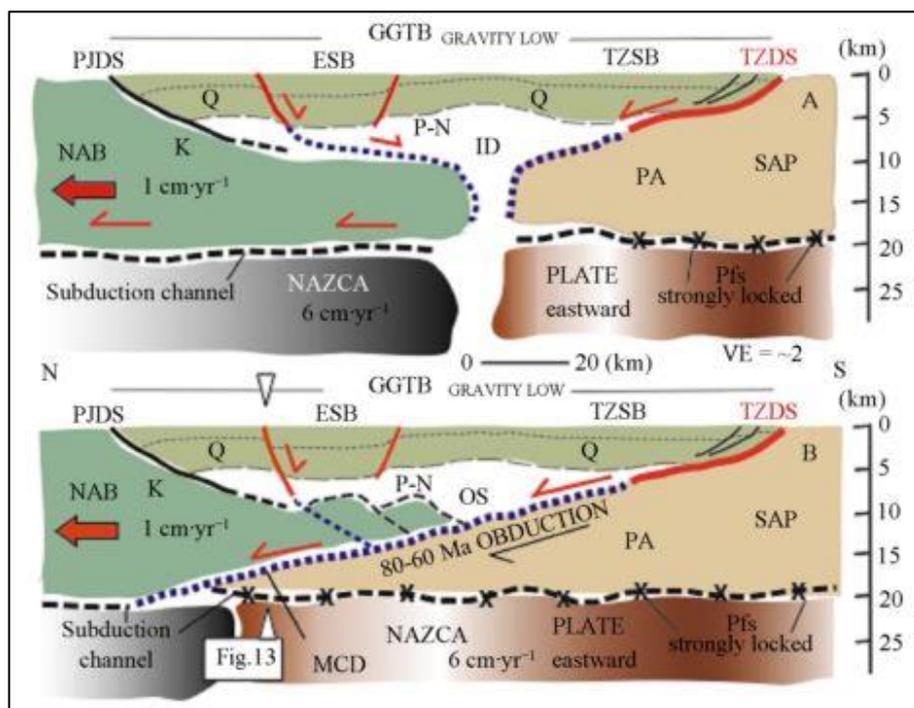


Figura 5. 6 Modelos de Reconstrucción tectónica de la CGGT
Fuente: Bourgeois, 2013

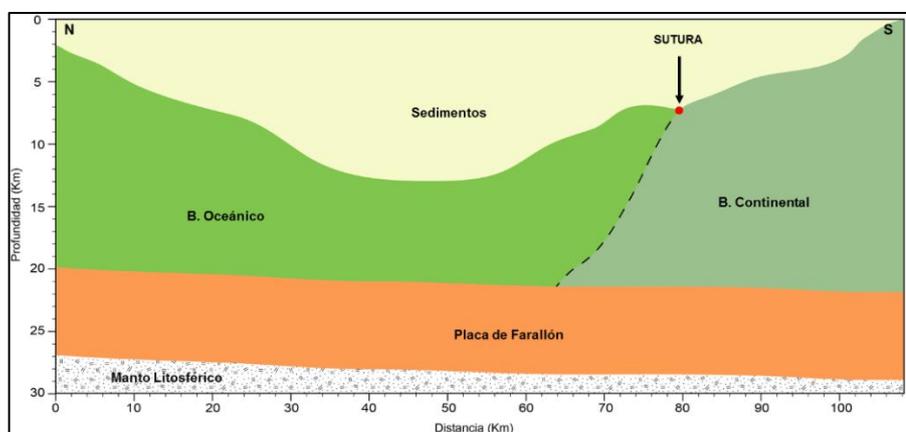


Figura 5. 7 Perfil P1-P1' del modelo cortical.
 En líneas punteadas se marca la extensión en profundidad de la sutura. El basamento oceánico se sobreyace al basamento continental, el contacto entre ambos tiene un ángulo de $\sim 60^\circ$.
Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

5.4. Madurez

En la Figura 4. 36 se determinó que la cuenca Golfo de Guayaquil-Tumbes es una cuenca fría con base a los 7 pozos analizados, principalmente en la zona de Ecuador. Incluso en zonas con espesor de sedimentos considerable, por ejemplo en sitios cerca de Domito-1 y Esperanza-1 donde se registran potencias de 10Km aproximadamente, el flujo de calor no supera los 25 mW/m². Sin embargo, es probable que los valores de flujo de calor aumenten hacia el suroeste, en Perú, donde sólo existe basamento continental y la cuenca se hace más profunda, puesto que esta es la diferencia principal, y la que mayor efecto tiene en el flujo de calor. La naturaleza del Basamento Continental aportaría considerablemente con calor radiogénico al gradiente térmico y flujo de calor en los sedimentos.

De manera que en primera instancia también se esperarían gradientes bajos al norte que aumenten gradualmente hacia el sur como ocurre en cuencas de ante-arco con corteza oceánica y continental (ej. Cuenca San Joaquín, California) (Alpert & Lampe, 2016). Sin embargo, esta tendencia es observada en todas las zonas excepto en la zona 1, debido a que las condiciones en las que se encuentran los materiales en dicha zona difieren notablemente del resto.

Es decir, el factor conductividad térmica, que es el que engloba las propiedades del material, también juega un papel importante en la diferencia de temperaturas registradas entre una zona y otra. Ya que si la conductividad es baja quiere decir que el material actúa como una resistencia, reteniendo el calor (manteniendo un ∇T alto) y haciendo que el material tarde más en llegar al equilibrio térmico, resultando en un flujo de calor bajo. Al final el gradiente observado también depende, en parte, del material en el que se lo ha medido, dejando al parámetro conductividad como el factor principal que controla la transferencia de calor (Figura 5. 8).

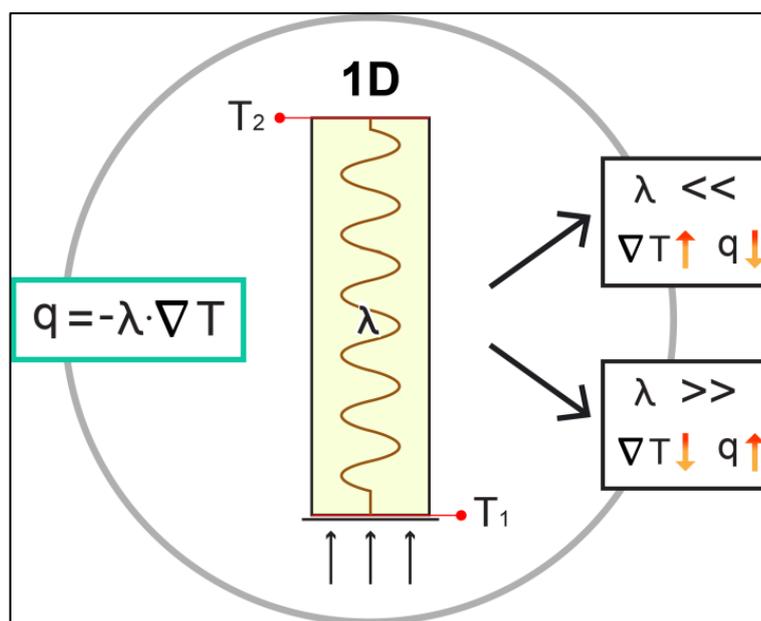


Figura 5. 8 Esquema de relación entre conductividad, el gradiente y flujo de calor sin considerar aportes externos.

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Esto ocurre si no se considera otros aportes de calor al sistema que también afectarían al gradiente de temperatura, incrementándolo. El flujo de calor basal (considerado con la condición de frontera de temperatura en la Discontinuidad de Mohorovicic) y producción de calor radiogénico proveniente de un basamento Continental se encuentran dentro de estos aportes extras.

Si no se considera un aporte de calor adicional, entonces las conductividades bajas propuestas para la zona 1 explicarían las temperaturas altas registradas en los pozos Tiburón-1 y Domito-1.

Siendo así, la zona norte debería presentar valores mucho mayores a $0.5\%R_o$ puesto que se cuenta con temperaturas más altas cerca de 95°C (Allen & Allen, 2005), lo cual no ocurre puesto que el valor más alto es de $0.55\%R_o$ a 2154 m en el pozo Tiburón-1 y a una profundidad de 3675 m el pozo Domito -1 registra $0.32\%R_o$. De manera que, así la zona presente el ∇T más alto no es lo suficiente para que las rocas a esas profundidades alcancen la madurez necesaria, el flujo de calor debería ser significativo también. Lo mismo ocurre con las otras zonas donde se disponía de valores de reflectancia de la vitrinita, estos no sobrepasan el $0.47\%R_o$.

Como se mencionó anteriormente, el flujo de calor basal también afecta al flujo de calor dentro de la corteza, puesto que constituye el valor de frontera desde donde ocurre la transferencia de calor.

Los pozos de la zona 1, presentan una condición de frontera diferente a la de los demás pozos. El límite entre el Manto Litosférico y la Corteza está a menor profundidad en la zona 1 que en las demás zonas, puesto que allí se encuentra el Levantamiento Santa Elena. Por lo tanto, si se encuentra a menor profundidad (4Km más somero) la temperatura debe ser menor, es por esto que hay una diferencia de 25°C entre la zona 1 y las otras considerando también la distancia entre los datos. Pero puede darse el caso de que las temperaturas, precisamente por la distancia que separa a un pozo de otro, no presenten una diferencia de esta magnitud.

Si se considera esta situación, en la simulación de temperaturas, el gradiente aumentaría por lo tanto la conductividad debería ser mayor para compensar este aumento de temperatura y disminuirla de tal forma que concuerde con los valores medidos en los pozos. Sin embargo, esta conductividad no puede aumentar tanto, no más alta que las del sur, puesto que para compensar la disminución de temperaturas por este factor y mantener las temperaturas medidas en

el fondo de pozo, la temperatura basal tendría que ser al menos 100°C mayor que en el sur según la simulación.

Lo cual no tiene justificación a menos que exista otro aporte de calor que no se esté considerando dentro de la simulación. De ser el caso, si la conductividad en realidad es mayor y se mantienen los gradientes medidos en los pozos, entonces el flujo de calor aumentaría en esta zona constituyendo un caso anómalo.

Welte & Yalçin (1988) señala que flujos de calor altos pueden darse debido a eventos que están relacionados a alguna fuente magmática. Como el caso de la Zona de Fractura de Ecuador en la placa de Nazca, donde esta abertura permitiría no sólo el transporte de calor por conducción sino también por convección, es decir advección, a partir del calor proveniente del Manto Litosférico (Kolandaivelu et al., 2017).

Gutscher et al. (1999) propone un modelo de segmentación del margen ecuatoriano en el que ubica dos “tear litosféricos” que limitan la zona de colisión de la Cordillera de Carnegie donde la Fractura de Grijalva constituiría uno de ellos. Esta gran zona de fractura que se extiende a través de la corteza oceánica podría ser un conducto que permite un aporte directo de calor desde el Manto Litosférico, además de posibles procesos relacionados al transporte de aguas por

convección, influyendo en el flujo de calor de las capas más someras. Sin embargo, la zona de fractura de Grijalva se encuentra fuera de la zona de la Cuenca Golfo de Guayaquil-Tumbes por lo que constituiría un aporte de calor lateral para esta, situación que no se considera en los modelos en 1D pues se asume que el calor sólo fluye en dirección vertical (Figura 5. 9).

Este aporte sería significativo al norte de la CGGT y sería, en parte, responsable de la maduración en dicha zona, donde los valores de reflectancia son mayores en comparación con los encontrados en la CGGT.

Adicionalmente, un estudio realizado en la zona de subducción Franciscana en California demuestra que la edad de la placa en subducción y la velocidad de subducción son factores más importantes en el gradiente de temperatura en cuencas de ante-arco incluso que la conductividad, el calor radiogénico y el ángulo de subducción (Dumitru, 1991). De manera que la edad de la placa de Nazca, aproximadamente 10 Ma menor que la Farallón cerca de la Fractura de Grijalva que separa estas dos cortezas (Lonsdale, 2005), sería un factor que también haría que incremente el gradiente al norte (Figura 5. 9).

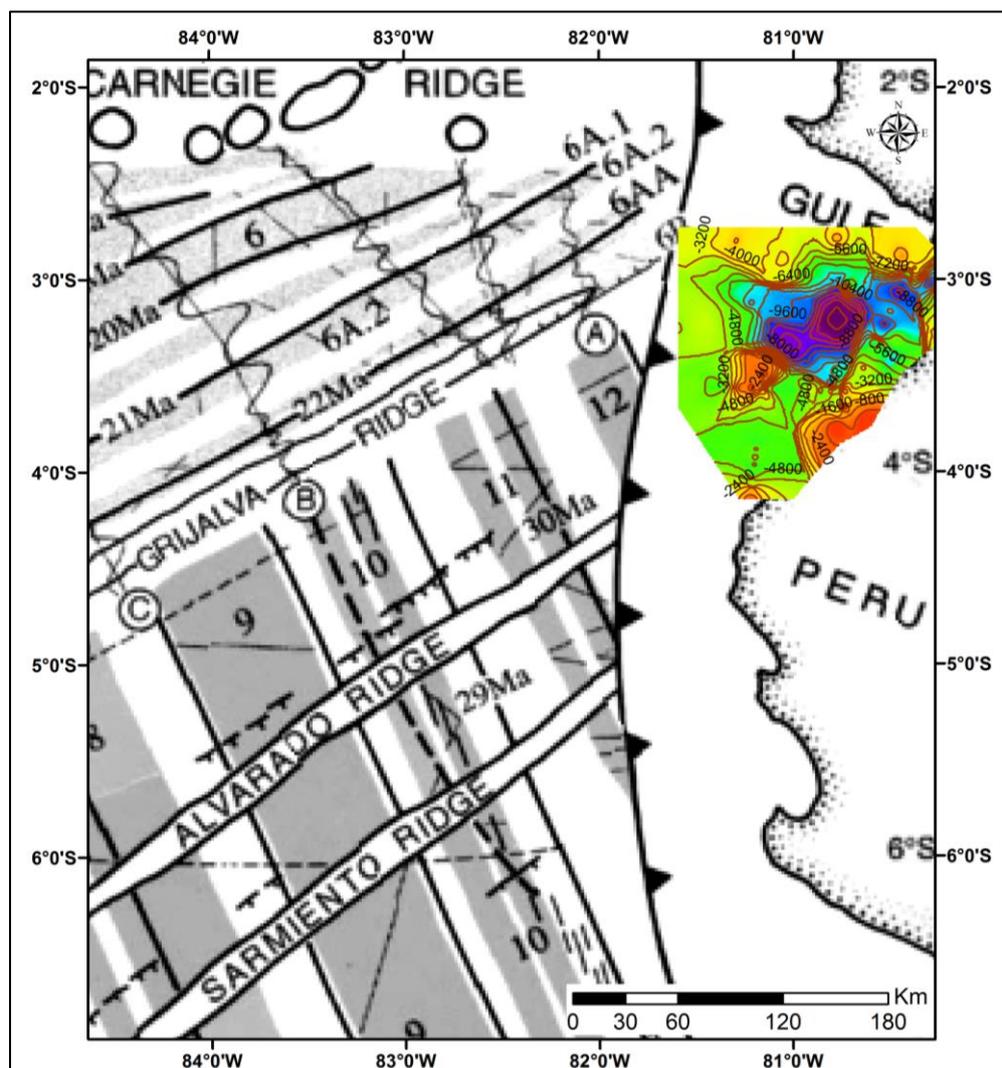


Figura 5. 9 Mapa de ubicación de la Zona de Fractura de Grijalva y las edades de la placa en subducción.

Modificado a partir de Lonsdale, 2005

Fuente: Lucas, A., Muñoz, M., 2017.

Por lo tanto si bien afectaría en, cierta medida, el aporte de calor debido a la zona de fractura, es probable que no sea suficiente para que la conductividad sea mucho mayor a las registradas en las zonas del sur, 2, 3 y 4.

Este aumento en las conductividades se debería a variaciones de temperatura, presión, porosidad, composición y tipo de fluidos intersticiales (Eppelbaum et al., 2014).

Las altas conductividades de las rocas presentes en la zona 1, podrían deberse principalmente a que la costa sur del Ecuador (Figura 5. 10) ha sufrido una intensa deformación relacionada a tres fases tectónicas, Paleoceno superior, Eoceno inferior y Eoceno superior, derivada de su acreción progresiva al margen. La misma que resultó en la formación de varias cuencas de antearco o de talud en las etapas de subsidencia tectónica, en el levantamiento de la Península de Santa Elena durante el Paleoceno superior-Eoceno inferior, y en la emersión definitiva de la Costa durante el Eoceno-Oligoceno seguido de la apertura del Golfo de Guayaquil (Jaillard et al., 1995).



Figura 5. 10 Zona sometida a intensa deformación en el Paleoceno superior, Eoceno inferior y Eoceno superior.
Fuente: Jaillard et al., 1995

El LSE correspondería a un prisma acrecional levantado (Jaillard et al., 1995) evidenciado por la presencia de mélanges u olitostromos, el cual debido a su estructura interna compleja caracterizada por cabalgamientos y plegamiento de los materiales que lo componen (lo que aumentaría el grado de compactación) (Meschede, 2015), constituiría un factor adicional para el aumento de la conductividad termal original de las rocas.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

A partir del modelo cortical propuesto en este trabajo se puede concluir que gran parte del control estructural de la Cuenca Golfo Guayaquil – Tumbes está asociado a lineamientos o fallas profundas que provienen desde el basamento e incluso desde la placa de Farallón. Además se pudo evidenciar que la placa en subducción tiene una dirección hacia el SE y que se presenta de forma irregular, fragmentada por lineamientos E-O los cuales influyen significativamente en la configuración compleja actual de la cuenca, especialmente en la zona de Domito.

Se confirmó que la sutura está asociada con el bajo gravimétrico característico de la depresión Interandina y que sigue la tendencia del Bloque Amotape – Tahuín, en la zona de la CGGT como propone Bourgois (2013). El modelo de la sutura propuesta soporta una obducción antigua de alto ángulo, aproximadamente 60° , que conlleva a que la zona de transición entre basamentos sea relativamente angosta.

El modelo térmico obtenido confirma que la Cuenca Golfo de Guayaquil – Tumbes es una cuenca fría con valores de flujo de calor menores a 43 mW/m^2 . A pesar de la gran incertidumbre sobre los parámetros de conductividad térmica de las rocas en la región, se logró hacer un ajuste del modelo a los valores observados de temperaturas en los pozos, conservando las propiedades dentro de intervalos reales.

Hacia el sur de la sutura propuesta por este estudio, se estima un aporte adicional de calor radiogénico a partir del basamento continental Paleozoico, lo que le daría a esta zona mayor probabilidad de presentar la madurez para la generación de hidrocarburos. Esto queda evidenciado o soportado por la presencia de varios campos petroleros en la zona de Tumbes- Perú.

Los valores de conductividad propuestos son los que mejor ajustan el modelo de temperatura a los valores observados en los 7 pozos analizados. Sin embargo, la zona norte que comprende Levantamiento Santa Elena, la cual ha sido afectada por varios episodios de deformación en la zona norte de la CGGT, podría presentar valores de conductividad mayores debido al régimen compresional al que han sido sometidas las rocas. Esto no ha sido considerado en el presente modelo unidimensional puesto que sería necesario tomar en cuenta aportes laterales y no solo verticales de flujo de calor.

Los aportes laterales producirían un aumento de temperatura, que compensarían el aumento de conductividad, con respecto a lo propuesto, y por lo tanto generarían un mayor flujo de calor. Lo cual explicaría por qué la reflectancia de la vitrinita aumenta hacia el norte y por qué se tiene campos productores en dicha zona. Entre los factores externos que posiblemente aporten al flujo de calor al norte se encuentran la ubicación de la Zona de fractura de Grijalva y la diferencia de edades de las placas que esta separa.

Con un modelo unidimensional de flujo de calor no es posible considerar factores externos que puedan aportar calor al sistema lateralmente y que favorezcan a la maduración termal de la CGGT, por lo que se sugiere realizar un estudio más a detalle.

6.2 Recomendaciones

- Ampliar la zona de estudio hacia el norte, abarcando el Levantamiento Santa Elena y la Cuenca Progreso, que incluya los posibles factores que afecten el flujo de calor en la Costa Sur del Ecuador para tener un mejor entendimiento de la distribución del mismo.
- Realizar una campaña de medición de conductividad térmica en la zona de la Península de Santa Elena que permita descartar o confirmar la existencia de aportes de calor externos que podrían afectar al flujo de calor en dicha zona.
- Elaborar modelos bidimensionales que incluyan flujos de calor laterales de otras fuentes, transferencia de calor por convección y diferentes valores de calor basal. Teniendo en consideración dos perfiles, uno perpendicular a la proyección de la ZFG bajo el LSE y otro atravesando la CGGT para cuantificar la variación de flujo de

calor por la diferencia de edades de la placa en subducción y el aporte de calor a través de la fractura.

- Incluir datos de anomalías magnéticas en el modelado cortical para mejorar la identificación de estructuras y cuerpos.

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, P. a, & Allen, J. R. L. (2005). Basin Analysis - Principles and Applications. *Geology*.
- Alpert, L., & Lampe, C. (2016). Incorporating Complex Geology in Basin Models : Example from a Forearc Basin ; San Joaquin Valley , California, 41949.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., ... Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, (2), 1048–1065. <http://doi.org/10.1002/2016TC004117>
- Arculus, R. J., Lapierre, H., & Jaillard, É. (1999). Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology*, 27(6), 547–550. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0547:GWISAA>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0547:GWISAA>2.3.CO;2)
- Aspden, J. a., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 187–204. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](http://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)
- Barros, J. (2016). *Construcción de un Nuevo Modelo Heterogéneo de Velocidades Sísmicas de Ondas P en la Subducción Ecuatoriana*. Escuela Politécnica Nacional.

- Barry-Macaulay, D., Bouazza, a., Singh, R. M., Wang, B., & Ranjith, P. G. (2013). Thermal conductivity of soils and rocks from the Melbourne (Australia) region. *Engineering Geology*, 164(April), 131–138. <http://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.014>
- Beardsmore, G. R., & Cull, J. P. (2001). *Crustal Heat Flow. A Guide to Measurement and Modelling*. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., ... Weatherall, P. (2009). Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS. *Marine Geodesy*, 32(4), 355–371. <http://doi.org/10.1080/01490410903297766>
- Benitez, S. (1995). *Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur - Tertiaire*. *Géology Alpine*.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <http://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Blake, W. (1966). Application of the finite element method of analysis in solving boundary value problems in rock mechanics. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 3(3), 169–180. [http://doi.org/10.1016/0148-9062\(66\)90021-0](http://doi.org/10.1016/0148-9062(66)90021-0)

- Bourgois, J. (2013). A Review on Tectonic Record of Strain Buildup and Stress Release across the Andean Forearc along the Gulf of Guayaquil-Tumbes Basin (GGTB) near Ecuador-Peru Border. *International Journal of Geosciences*, 04(03), 618–635. <http://doi.org/10.4236/ijg.2013.43057>
- Brown, G. C., & Mussett, A. E. (1993). *The Inaccessible Earth: An Integrated View of Its Structure and Composition*. (Chapman & Hall, Ed.) (2nd ed.). London.
- Bücker, C., & Rybach, L. (1996). A simple method to determine heat production from gamma-ray logs. *Marine and Petroleum Geology*, 13(4), 373–375. [http://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)00089-5](http://doi.org/10.1016/0264-8172(95)00089-5)
- Calahorrano B., A. (2005). *Structure de la Marge du Golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, à partir des données de sismique marine, réflexion et réfraction*. Université Pierre et Marie Curie-Paris 6.
- Calahorrano B., A., Sallarès, V., Collot, J.-Y., Sage, F., & Ranero, C. R. . (2008). Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(3-4), 453–467. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.061>

- Cardoso, R. a., & Hamza, V. M. (2014). Heat flow in the Campos sedimentary basin and thermal history of the continental margin of southeast Brazil. *ISRN Geophysics*, 2014, 19pp. <http://doi.org/10.1155/2014/384752>
- Case, J., Duran, L., López, A., & Moore, W. (1971). Tectonic investigation in western Colombia and eastern Panamá. *Geological Society of America Bulletin*, 82(1), 2685–2712. [http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[2685:TIIWCA\]2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[2685:TIIWCA]2.0.CO;2)
- Case, J. E., Durán, I. G., López, A., & Moore, W. (1968). Gravity anomalies and crustal structure, western Colombia. *Special Papers-Geological Society of America*.
- Cediel, F., & Shaw, R. P. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. *AAPG Memoir*, 79, 815–848.
- Čermák, V., & Rybach, L. (1982). Thermal Conductivity and Specific Heat of Minerals and Rocks. *Landolt-Bornstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*.
- Chaklader, A. C. (1965). The Mohorovicic Discontinuity. *Nature*, 207.
- Clendening, J. A., McCown, M. W., & Reed, P. (1999). Swan Creek field : Potential giant develops in East Tennessee. *Oil & Gas Journal*, (16), 2–5.

- Cobos, L., & Montenegro, G. (2010). *Estudio Integrado del Golfo de Guaquil del Mioceno al Reciente*. Escuela Superior Politécnica del Litoral.
- Collot, J., Charvis, P., & Béthoux, N. (2000). *-La Campagne Sismique Sismique réflexion et sismique réfraction sur la marge d'Equateur et de Colombie*.
- COMSOL Inc. (n.d.). The Finite Element Method (FEM). Retrieved August 31, 2017, from <https://www.comsol.com/multiphysics/finite-element-method>
- Deniaud, Y. (1998). *Evolución tectono-sedimentaria de las cuencas costeras neógenas del Ecuador*.
- Deniaud, Y. (2000). *Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène: étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse*. Université Joseph Fourier.
- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordóñez, M., Mascle, G., & Montenegro, G. (1999). Neogene Evolution of the Main Ecuadorian Fore-arc Sedimentary Basins and Sediment Mass-Balance Inferences. *4th ISAG, Extended Abstracts*, 201–205. Retrieved from http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers09-03/010022664.pdf

- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., & Mascle, G. (1999). Ouverture et evolution tectono-sedimentaire du golfe de Guayaquil: Bassin d'avant-arc neogene et quaternaire du Sud des Andes equatoriennes. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie IIa: Sciences de La Terre et Des Planetes*, 328(3), 181–187. [http://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80094-9](http://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80094-9)
- Dewey, J. F. (1976). Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31, 93–120.
- Drobe, J., Lindsay, D., Stein, H., & Gabites, J. (2013). Geology, mineralization, and geochronological constraints of the Mirador Cu-Au porphyry district, southeast Ecuador. *Economic Geology*, 108(1), 11–35. <http://doi.org/10.2113/econgeo.108.1.11>
- Dumitru, T. A. (1991). Effects of subduction parameters on geothermal gradients in forearcs, with an application to Franciscan Subduction in California. *Journal of Geophysical Research*, 96(B1), 621. <http://doi.org/10.1029/90JB01913>
- Dumont, J. F., Santana, E., Vilema, W., Pedroja, K., Ordóñez, M., Cruz, M., ... Zambrano, I. (2005). Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puná and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics*, 399(1-4 SPEC. ISS.), 331–350. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.029>

- Edwards, S. J., Schellart, W. P., & Duarte, J. C. (2015). Geodynamic models of continental subduction and obduction of overriding plate forearc oceanic lithosphere on top of continental crust. *Tectonics*, 34(7), 1494–1515. <http://doi.org/10.1002/2015TC003884>
- Eppelbaum, L., Kutasov, I., & Pilchin, A. (2014). *Applied Geothermics*. *Applied Geothermics*. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-34023-9>
- Feininger, T. (1986). Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru. *Geological Survey of Canada*, (2).
- Feininger, T., and Seguin, M. K. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11(January), 40–44. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1983\)11<40](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<40)
- Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., & Theunissen, T. (2013). Seismicity patterns along the ecuadorian subduction zone: New constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophysical Journal International*, 193(1), 263–286. <http://doi.org/10.1093/gji/ggs083>
- Geosoft. (2015). Oasis montaj. Toronto.
- Godfrey, N. J., Beaudoin, B. C., & Klemperer, S. L. (1997). Ophiolitic basement to the Great Valley forearc basin, California, from seismic and gravity data: Implications for crustal growth at the North American

continental margin. *Geological Society Of America Bulletin*, (12), 1536–1562. [http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<1536](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<1536)

Graindorge, D., Calahorrano B., A., Charvis, P., Collot, J.-Y., & Bethoux, N. (2004). Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters*, 31(4), L04603. <http://doi.org/10.1029/2003GL018803>

Gutscher, M. a., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255–270. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)

Hantschel, T., & Kauerauf, A. I. (2009). Heat Flow Analysis. In *Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling* (pp. 103–150). <http://doi.org/10.1007/978-3-540-72318-9>

Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88(10), 1404–1420. [http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1404:TEOTCS>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1404:TEOTCS>2.0.CO;2)

Higley, D. K. (2004). The Talara Basin Province of Northwestern Peru: Cretaceous-Tertiary Total Petroleum System. *USGS Bulletin*, (2206-A), 28.

- Hughes, R. a., & Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1-4), 29–48. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00205-0](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00205-0)
- Jagota, V., Sethi, A., & Kumar, K. (2013). Finite Element Method: An Overview. *Walailak Journal*, 10(1), 1–8. <http://doi.org/10.9790/0853-15333841>
- Jaillard, É., Ordóñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., & Zambrano, I. (1995). Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting: Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. 1 Welsink, Petroleum basins of South America. *AAPG Memoir 62.*, 615–631. <http://doi.org/>
- Karner, G. D., Studinger, M., & Bell, R. E. (2005). Gravity anomalies of sedimentary basins and their mechanical implications: Application to the Ross Sea basins, West Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3-4), 577–596. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.016>
- Kellogg, J. N., & Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning

System geodetic studies and gravity. *Geological Society of America Special Papers*, 295, 75–90. <http://doi.org/10.1130/SPE295-p75>

Kerr, A. C., Aspden, J. a., Tarney, J., & Pilatasig, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 577–594. <http://doi.org/10.1144/0016-764901-151>

Kolandaivelu, K. P., Harris, R. N., Lowell, R. P., Alhamad, A., Gregory, E. P. M., & Hobbs, R. W. (2017). Analysis of a conductive heat flow profile in the Ecuador Fracture Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 467, 120–127. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.024>

Lebras, M., Megard, F., Dupuy, C., & Dostal, J. (1987). Geochemistry and Tectonic Setting of Pre-Collision Cretaceous and Paleogene Volcanic-Rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 99(4), 569–578. [http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<569:gatsop>2.0.co;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<569:gatsop>2.0.co;2)

Lee, B. T., Rudman, A. J., Sjoreen, A., Biggs, M. E., Geologist, A. S., Fraser, G. S., & Harper, D. (n.d.). Application of Finite-Element Analysis to Terrestrial Heat Flow GEOLOGICAL SURVEY.

LITTON-Core Laboratories Inc. (1986). *The Gulf of Guayaquil Basin Study: Geochemistry Volume II*.

- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237–264.
<http://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>
- Ludwing, W. J., Nafe, J. E., & Drake, C. L. (1970). *Seismic Refraction in the Sea*. New York: Wiley-Interscience.
- Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C., & Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 400–414.
<http://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>
- May, D. A., & Frehner, M. (2016). Introduction to Finite Element Modelling in Geosciences. Zürich.
- Meschede, M. (2015). Accretionary Wedge. In *Encyclopedia of Marine Geosciences* (pp. 1–5). Dordrecht: Springer Netherlands.
http://doi.org/10.1007/978-94-007-6644-0_101-1
- Mielke, P., Prieto, A. M., Bignall, G., & Sass, I. (2015). Effect of hydrothermal alteration on rock properties in the Tauhara Geothermal Field, New Zealand. *World Geothermal Congress 2015*, (April), 19–25.

- Mitouard, P., Kissel, C., & Laj, C. (1990). Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba deflection in the Andean Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 98(3-4), 329–339. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90035-V](http://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90035-V)
- Montenegro, G., & Benitez, S. (1991). *Estado Actual del Conocimiento Geoquímico de las Cuencas del Suroeste Ecuatoriano*. Guayaquil.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., & Medrano, A. F. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru, 88, 182–192.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., ... Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287–291. <http://doi.org/10.1038/ngeo2099>
- Palacios, O., Pilatasig, L., Sánchez, J., & Gordon, D. (2005). Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las comunidades andinas.
- Pasquale, V., Verdoya, M., & Chiozzi, P. (2014). Heat Conduction and Thermal Parameters. In *Geothermics*. <http://doi.org/10.1007/978-3-319-02511-7>
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical*

Research, 86(B11), 10753–10770.
<http://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>

Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307(3-4), 235–254. [http://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00099-2](http://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00099-2)

Robertson, E. C. (1988). Thermal Properties of Rocks. *US Department of the Interior: Geological Survey*, 88–441.

Sallarès, V., & Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4), 545–559.
[http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00373-X](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00373-X)

Sanchez-Rojas, J., & Palma, M. (2014). Crustal density structure in northwestern South America derived from analysis and 3-D modeling of gravity and seismicity data. *Tectonophysics*, 634, 97–115.
<http://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.026>

Sandwell, D., Garcia, E., Soofi, K., Wessel, P., Chandler, M., & Smith, W. H. F. (2013). Toward 1-mGal accuracy in global marine gravity from

CryoSat-2, Envisat, and Jason-1. *The Leading Edge*, 32(8), 892–899.
<http://doi.org/10.1190/tle32080892.1>

Sandwell, D. T., Muller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205), 65–67.
<http://doi.org/10.1126/science.1258213>

Shepherd, G. L., & Moberly, R. (1981). Coastal structure of the continental margin, northwest Peru and southwest Ecuador. *Geological Society of America Memoirs*, 154, 351–392. <http://doi.org/10.1130/MEM154-p351>

Tassara, A., Götze, H. J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(9), 1–26. <http://doi.org/10.1029/2005JB003976>

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157–171. [http://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](http://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)

Vallejo, C., Spikings, R., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., & Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW

South American Plate. *Terra Nova*, 18(4), 264–269.
<http://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00688.x>

Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. a, Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *Geological Society of America Memoirs*, 204(0), 197–216.
[http://doi.org/10.1130/2009.1204\(09\)](http://doi.org/10.1130/2009.1204(09))

Vilà, M., Fernández, M., & Jiménez-Munt, I. (2010). Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics*, 490(3-4), 152–164. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.003>

Wakabayashi, J., & Dilek, Y. (2003). What constitutes “emplacement” of an ophiolite? Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. *Special Papers-Geological Society of America*, 427–447.

Waples, D. W. (2002). A new model for heat flow in extensional basins: estimating radiogenic heat production. *Natural Resources Research*, 11(2), 125–133. <http://doi.org/10.1023/A:1015568119996>

Welte, D. H., & Yalçin, M. N. (1988). Basin modelling-A new comprehensive method in petroleum geology. *Organic Geochemistry*, 13(1-3), 141–151.
[http://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90034-4](http://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90034-4)

- White, R. S., Mckenzie, D. a N., & Nions, K. O. (1992). Oceanic Crustal Thickness From Seismic Measurements and Rare Earth Element Inversions. *Journal of Geophysical Research*, 97(B13), 19,683–19,715.
- Witt, C. (2007). *Constraints on the Tectonic Evolution of the North Andean Block Trailing Tail: Evolution of the Gulf of Guayaquil-Tumbes Basin and the Intermontane Basins of the Central Ecuadorian Andes*.
- Witt, C., & Bourgois, J. (2009). Relaciones entre la evolucion de la cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes y el escape del bloque Nor-Andino, (1).
- Witt, C., & Bourgois, J. (2010). Forearc basin formation in the tectonic wake of a collision-driven, coastwise migrating crustal block: The example of the North Andean block and the extensional Gulf of Guayaquil-Tumbes Basin (Ecuador-Peru border area). *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(1-2), 89–108. <http://doi.org/10.1130/B26386.1>
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordóñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25(3), 1–22. <http://doi.org/10.1029/2004TC001723>
- Wollenberg, H. A., & Smith, A. R. (1987). Radiogenic Heat Production of Crustal Rocks: An Assesment Based on Geoquimical Data. *Geophysical Research Letters*, 14(3), 295–298.

Woodside, W., & Messmer, J. H. (1961). Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sands. *Journal of Applied Physics*, 32(9), 1688–1699. <http://doi.org/10.1063/1.1728419>