

Escuela Superior Politécnica del Litoral

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

Geometría de subducción y estructuras corticales: Implicaciones gravimétricas
para la sismicidad en la costa ecuatoriana

Proyecto de Titulación

Previo la obtención del Título de:

Magíster en Ciencias de la Tierra

Presentado por:

Daniella Andrea Mora Villón

Guayaquil - Ecuador

Año: 2025

Dedicatoria

Dedico este logro a mi familia, que siempre me impulsa a dar lo mejor de mí en todo lo que me proponga.

A Florcita, que sin su guía no hubiera llegado hasta aquí.

A Jorge, que está dispuesto a ayudarme incondicionalmente.

A Belencita, que es mi ejemplo a seguir y alegría.

A Adriel, que con su optimismo y amor me recuerda que soy capaz de cumplir mis sueños.

Agradecimientos

Mi más sincero agradecimiento al Ph.D.

Eddy Sanclemente por darme la apertura para trabajar con él y guiarme en la culminación de esta tesis.

Al M.Sc. Miguel Torres por su ayuda significativa en la elaboración de este proyecto.

Declaración Expresa

Yo Daniella Andrea Mora Villón acuerdo y reconozco que:

La titularidad de los derechos patrimoniales de autor (derechos de autor) del proyecto de graduación corresponderá al autor o autores, sin perjuicio de lo cual la ESPOL recibe en este acto una licencia gratuita de plazo indefinido para el uso no comercial y comercial de la obra con facultad de sublicenciar, incluyendo la autorización para su divulgación, así como para la creación y uso de obras derivadas. En el caso de usos comerciales se respetará el porcentaje de participación en beneficios que corresponda a favor del autor o autores.

La titularidad total y exclusiva sobre los derechos patrimoniales de patente de invención, modelo de utilidad, diseño industrial, secreto industrial, software o información no divulgada que corresponda o pueda corresponder respecto de cualquier investigación, desarrollo tecnológico o invención realizada por mí/nosotros durante el desarrollo del proyecto de graduación, pertenecerán de forma total, exclusiva e indivisible a la ESPOL, sin perjuicio del porcentaje que me/nos corresponda de los beneficios económicos que la ESPOL reciba por la explotación de mi/nuestra innovación, de ser el caso.

En los casos donde la Oficina de Transferencia de Resultados de Investigación (OTRI) de la ESPOL comunique al autor que existe una innovación potencialmente patentable sobre los resultados del proyecto de graduación, no se realizará publicación o divulgación alguna sin la autorización expresa y previa de la ESPOL.

Guayaquil, 29 de agosto del 2025.

Daniella Andrea Mora
Villón, Ing.

Evaluadores

Ángel Valdiviezo Ajila, MSc.

Evaluador de Proyecto

Eddy Sanclemente Ordóñez, PhD.

Tutor de proyecto

Resumen

La región costera de Ecuador, ubicada en la zona de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana, se caracteriza por una alta sismicidad debido a su acoplamiento sísmico heterogéneo. Este estudio tiene como objetivo analizar la influencia de la geometría de contacto entre placas, específicamente las discontinuidades del subsuelo en profundidad y los ángulos de subducción, en la distribución de la sismicidad y el acoplamiento tectónico a lo largo de la costa ecuatoriana. La metodología incluyó el uso de datos gravimétricos satelitales, que fueron analizados espectralmente, procesados en Oasis Montaj e interpolados en ArcGIS Pro. Los resultados definieron diferentes niveles de profundidad de la configuración interna de la costa ecuatoriana: el Moho con una variabilidad espacial significativa, que va desde ~22 km por debajo del segmento norte hasta ~64 km en el margen sur coincide con eventos sísmicos moderados y acoplamiento sísmico débil (M_w 4,5-4,9; ISC 0,2), particularmente en el segmento sureste; La discontinuidad de Conrad, que va desde ~15,6 km en el margen norte hasta ~37,9 km, coincide con terremotos históricos concentrados en el norte de Manabí y Esmeraldas con alta magnitud ($M_w \geq 7,0$) con profundidades hipocentrales entre 20 y 33 km, lo que sugiere un desacoplamiento parcial entre la corteza superior e inferior; la base de la corteza superior con profundidades entre ~6 km y ~15 km, coincide con fallas corticales mapeadas y altos índices de acoplamiento (ISC > 0,6), lo que indica una acumulación localizada de esfuerzos que podría resultar en futuras rupturas. Se concluye que estas superficies actúan como límites mecánicos que rigen el comportamiento sísmico en diferentes niveles de la corteza, controlando el comportamiento sísmico a lo largo del margen de subducción ecuatoriano. La sismicidad de alta magnitud se concentra en Esmeraldas y Manabí, y los eventos más profundos y de menor energía prevalecen en Guayas, Santa Elena y El Oro debido a una geometría de interplaca más pronunciada y una transmisión de esfuerzos de la corteza superior más débil. Además, este trabajo resalta el valor de los datos gravimétricos-espectrales para identificar discontinuidades de la corteza profunda, proporcionando un marco estructural sólido que complementa los modelos GPS y sismológicos.

Palabras clave: Margen ecuatoriano, Acoplamiento sísmico, Análisis espectral gravimétrico, Sismicidad, Zona de subducción.

Abstract

The coastal region of Ecuador, located in the subduction zone between the Nazca and South American plates, is characterized by high seismicity due to its heterogeneous seismic coupling. This study aims to analyze the influence of interplate contact geometry, specifically subsurface discontinuities at depth and subduction angles, on the distribution of seismicity and tectonic coupling along the Ecuadorian coast. The methodology included the use of satellite gravimetric data, which were spectrally analyzed, processed in Oasis Montaj, and interpolated in ArcGIS Pro. The results defined different depth levels of the internal configuration of the Ecuadorian coast: The Moho with significant spatial variability, ranging from ~22 km beneath the northern segment to ~64 km in the southern margin, matches with moderate seismic events and weak seismic coupling (M_w 4.5-4.9; ISC 0.2), particularly in the southeast segment; the Conrad discontinuity, ranging from ~15.6 km in the northern margin to ~37.9 km coincides with historical earthquakes concentrated in northern Manabí and Esmeraldas with high magnitude ($M_w \geq 7.0$) with hypocentral depths between 20 and 33 km suggesting partial decoupling between the upper and lower crust; the upper crustal base with depths between ~6 km and ~15 km, coincides with mapped crustal faults and high coupling indices ($ISC > 0.6$), indicates localized stress accumulation that might result in future ruptures. It is concluded that these surfaces act as mechanical boundaries governing seismic behavior at different crustal levels, controlling seismic behavior along the Ecuadorian subduction margin., High-magnitude seismicity is concentrated in Esmeraldas and Manabí, and deeper, lower-energy events prevail in Guayas, Santa Elena, and El Oro due to a steeper interplate geometry and weaker upper crustal stress transmission. This work also highlights the value of gravimetric-spectral data in identifying deep crustal discontinuities, providing a robust structural framework that complements GPS and seismological models.

Keywords: *Ecuadorian margin, Seismic coupling, Gravimetric spectral Analysis, Seismicity, Subduction zone.*

Índice

Resumen	6
Abreviaturas	9
Capítulo 1	12
1. Introducción.....	13
1.2. Justificación del Problema.....	15
1.3. Objetivos.....	15
1.3.1. Objetivo general	15
1.3.2. Objetivos específicos.....	15
1.4. Marco teórico.....	16
1.4.1. Sismicidad en el margen de subducción ecuatoriano	16
1.4.2. Acoplamiento Sísmico en la Costa Ecuatoriana	20
1.4.3. Evolución de la Gravimetría	21
1.1.1 Tectónica de la Costa Ecuatoriana	29
Capítulo 2	34
2. Metodología.....	35
2.1. Selección del Modelo Gravimétrico	36
2.2. Recolección de Datos	37
2.3. Análisis espectral y Estimación de profundidades	37
2.4. Integración en ArcGIS Pro	41
2.5. Análisis Estadístico.....	42
Capítulo 3	43
3. Resultados y análisis	44
Capítulo 4	56
4.1 Conclusiones y recomendaciones	57
4.1.2 <i>Recomendaciones</i>	60
<u>Referencias</u>.....	62

Abreviaturas

ESPOL	Escuela Superior Politécnica del Litoral
ISC	Índice de acoplamiento sísmico
Km	Kilómetros
Mgal	Miligal
Mw	Magnitud de momento

Índice de figuras

Figura 1	17
<i>Terremotos históricos de $M_w > 7.0$ en la costa ecuatoriana (1906–2016)</i>	<i>17</i>
Figura 2	22
Reducción sinóptica del Mapa de anomalías gravimétricas simples de Bouguer del Ecuador continental.....	22
Figura 3	24
<i>Epicentros de terremotos históricos, anomalías gravimétricas y patrones de ruptura en la costa del Ecuador.....</i>	<i>24</i>
Figura 4	25
<i>Mapa de anomalías gravimétricas de aire libre en la cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes (GGTB).</i>	<i>25</i>
Figura 5	26
<i>Distribución del acoplamiento sísmico intersísmico (ISC) en la zona de subducción del Ecuador.</i>	<i>26</i>
Figura 6	28
<i>Modelo cortical del Antearco Occidental del Ecuador.</i>	<i>28</i>
Figura 7	30
Cuencas sedimentarias y fallas activas de la costa ecuatoriana.....	30
Figura 8	38
Procesamiento de anomalías gravimétricas mediante filtros espectrales.....	38
Figura 9	40
Análisis espectral del Radially Averaged Power Spectrum de la cuadrícula.....	40
Figura 10	46
<i>Mapa de Anomalía de Bouguer del margen ecuatoriano.....</i>	<i>46</i>
Figura 11	48
Mapa de profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho) de la costa ecuatoriana.....	48
Figura 12	50

Mapa de profundidad de la discontinuidad intermedia de la costa ecuatoriana.....	50
Figura 13	52
Mapa de profundidad de la discontinuidad superficial de la costa ecuatoriana.....	52
Figura 14	54
Distribución de magnitud vs. profundidad para eventos sísmicos en la costa ecuatoriana (1906–2025).....	54

Capítulo 1

1. Introducción

Ecuador se encuentra en una posición geográficamente privilegiada, pero a su vez es vulnerable ante amenazas geológicas (e.g., terremotos, erupciones volcánicas y deslizamientos), esto debido a su compleja geodinámica resultado de la interacción de las placas Nazca y Sudamericana. La subducción oblicua (55 mm/año) (Kendrick et al., 2003) resultado de esta interacción tiene en promedio una inclinación reducida de 30° (Lavenu, 2006). El acoplamiento intersísmico (Byerlee (1967)), resultado de la adherencia o deslizamiento entre placas, ha sido ampliamente estudiado en la zona de subducción ecuatoriana por varios autores como Feininger y Seguin (1983), Chlieh et al. (2014) (Mapa 2), Font (2013), Bourgois (2013), y Collot (2022) debido a liberación cíclica de energía a lo largo del siglo pasado e inicios del XXI. Entre los principales terremotos destacan el de 1906 (Mw 8,4-8,8) (Kanamori y McNally, 1982), el de 1942 (Mw 7,8) (Mendoza y Dewey, 1984), el de 1958 (Mw 7,7), el de 1979 (Mw 8,2) (Swenson y Beck, 1996), el de 1998 (Mw 7,2) y el de 2016 (Mw 7,8) (Vaca et al., 2018).

Estas liberaciones de energía han causado importantes pérdidas humanas y económicas en varias ciudades costeras del Ecuador. En este contexto, comprender los mecanismos de acoplamiento intersísmico en los límites de las placas tectónicas es crucial para mejorar las evaluaciones de peligro sísmico en Ecuador, ya que impactan directamente en este ciclo de liberación de energía (Byerlee, 1967). Autores como Chlieh et al. (2014), Nocquet et al. (2016) identificaron zonas de alto y bajo acoplamiento que coinciden con la ocurrencia de megaterremotos y sismos lentos.

Con el fin de comprender la geodinámica de la zona de subducción ecuatoriana, su evolución y los procesos de acumulación y liberación de energía sísmica, se han realizado varios estudios gravimétricos (Bourgois (2013) y Aizprua et al. (2020)), quienes relacionaron la profundidad del basamento y la distribución de fallas geológicas. Como contribución, este proyecto, busca analizar

las variaciones gravimétricas en el subsuelo que se generaron por el terremoto de Pedernales de 2016.

Por lo anterior, el objetivo de este estudio analizar la influencia de la geometría de contacto interplaca, en términos de la profundidad de las discontinuidades del subsuelo en la distribución de la sismicidad y el acoplamiento tectónico a lo largo de la costa ecuatoriana, mediante el análisis espectral de las anomalías gravitacionales de Bouguer para la comprensión de la geodinámica costera y la contribución a la evaluación del riesgo sísmico en la región.

1.1. Descripción del Problema

La alta sismicidad que afecta la costa de Ecuador debido a las características tectónicas y procesos geodinámicos activos de la zona ha generado cíclicamente cuantiosas pérdidas humanas y materiales en diversas provincias costeras. Debido a esto, comprender la morfología del contacto interplaca relacionada con las discontinuidades del subsuelo y acoplamiento sísmico permite identificar segmentos de variabilidad sobre la placa subducida y localizar zonas expuestas a acumulación y liberación de energía sísmica. Esta caracterización contribuiría de forma significativa a la evaluación de áreas con mayor riesgo sísmico para la implementación de estrategias de mitigación orientadas a la protección de la población.

Diversos autores han estudiado la dinámica tectónica del margen costero ecuatoriano considerando la sismología de la región (Font et al., 2013; Chlieh et al., 2014; Collot et al., 2022), siendo aún necesario enfocarse en la relación específica entre la morfología del contacto interplaca y las discontinuidades corticales como la Moho y la Conrad.

Este trabajo se presenta como un análisis multiescala en donde se integran técnicas gravimétricas, modelamiento tridimensional y el análisis de la distribución hipocentral de la sismicidad por rangos de profundidad, lo que permite comprender los dominios tectónicos activos en la zona de estudio.

1.2. Justificación del Problema

Esta investigación se centra en el análisis espectral de las anomalías gravitacionales de Bouguer para estimar la profundidad promedio de las discontinuidades del subsuelo, esto, al integrar técnicas gravimétricas y análisis sísmico, lo que representa una contribución técnica innovadora con una metodología replicable en otros márgenes convergentes con condiciones similares.

Bajo este enfoque, el estudio adquiere relevancia académica al tratar de aportar nuevos indicadores del comportamiento geodinámico de la zona de subducción, proporcionando una interpretación refinada del margen ecuatoriano, su estratificación estructural y segmentación tectónica, contribuyendo a una mejor comprensión de los posibles factores que intervienen en el comportamiento sísmico del área de estudio.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

El objetivo de este estudio es analizar la influencia de la morfología del contacto interplaca, en términos de la profundidad de las discontinuidades del subsuelo en la distribución de la sismicidad y el acoplamiento tectónico a lo largo de la costa ecuatoriana, mediante el análisis espectral de las anomalías gravitacionales de Bouguer para la comprensión de la geodinámica costera y la contribución a la evaluación del riesgo sísmico en la región.

1.3.2. Objetivos específicos

- Caracterizar corticalmente el margen costero de la zona de estudio mediante el análisis espectral de anomalías de Bouguer para la identificación de rangos de profundidad en el subsuelo y su relación con el acoplamiento intersísmico.
- Relacionar rangos de profundidad en el subsuelo con patrones sísmicos hipocentrales en la geometría de subducción mediante la superposición de información 2D para la

determinación de segmentos tectónicos en función de la profundidad y la segmentación de la placa subducida.

- Describir la relación entre magnitud y profundidad de los eventos sísmicos mediante un análisis estadístico, como un medio para sustentar la influencia de las discontinuidades corticales en la acumulación y liberación de esfuerzos en el margen de subducción ecuatoriano.

1.4.Marco teórico

1.4.1. Sismicidad en el margen de subducción ecuatoriano

Ecuador es considerado como un país altamente sísmico, debido a su modelo tectónico, caracterizado por un acoplamiento de placas heterogéneo (Chlieh et al.,2014), y una subducción influenciada por el relieve submarino y sus principales estructuras como la cordillera de Carnegie; montes submarinos en Atacames y Galeras (Hoskins et al., 2021).

Tanto el acoplamiento heterogéneo como la topografía marina controlan la acumulación y liberación de tensiones constantes, creando una agrupación de ocurrencias de sismos a lo largo del margen norte del Ecuador, también llamada enjambres sísmicos.

Gutscher et al. (1999) definieron diferentes tipologías de terremotos probables, de deslizamiento dextral, subcorrimiento de poca profundidad en la zona de subducción, de fallamiento normal profundo y de empuje superficial, los cuales han ocurrido durante este siglo y también prehistóricamente.

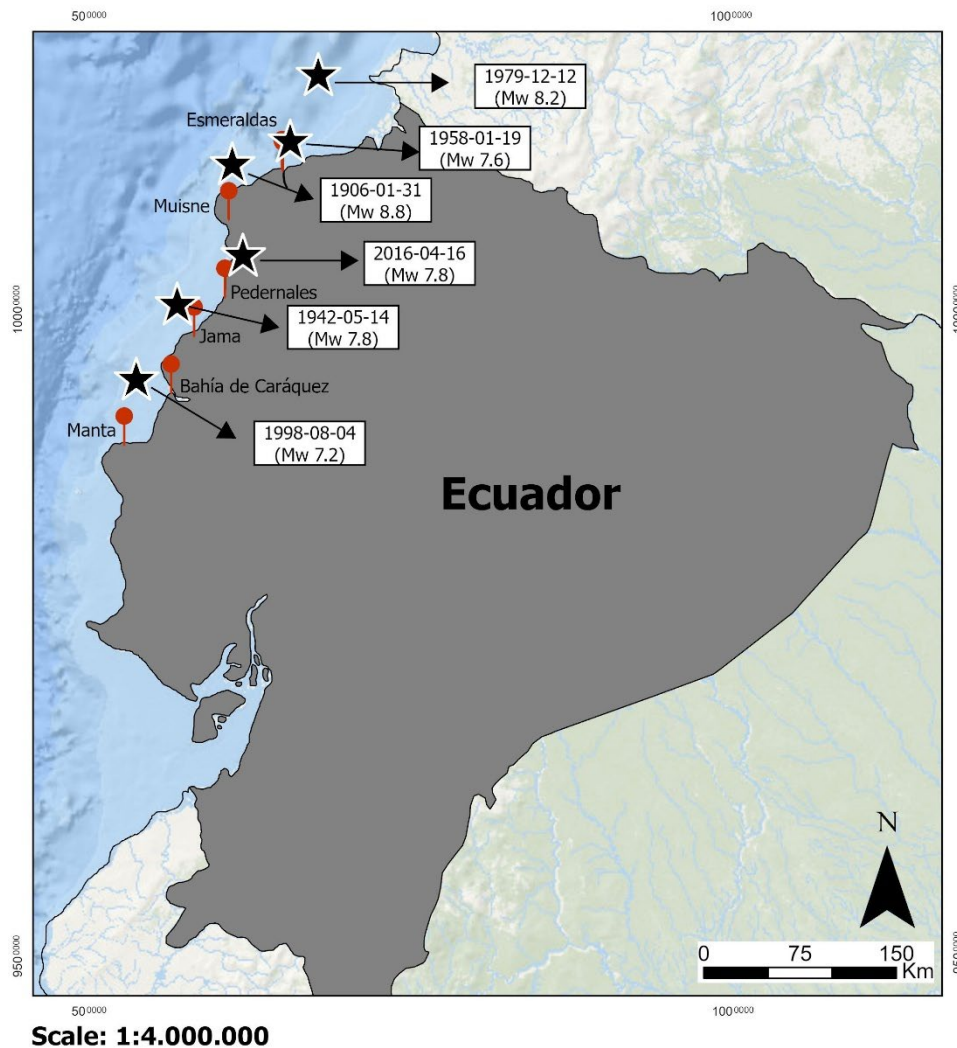
En los siglos XX y XXI, la parte norte de Ecuador ha sido afectada por terremotos de magnitud superior a 7,5 causando consecuencias devastadoras con pérdidas de vidas y de infraestructura.

El primer terremoto ocurrido en 1906 (Mw 8,4-8,8) surgió por el megaempuje de los bloques Jama-Pedernales y Esmeraldas-Buenaventura (Kelleher, 1972) y cuya ruptura posterior en segmentos más pequeños desencadenaron los siguientes

terremotos en 1942 (Mw 7,8), 1958 (Mw 7,7), 1979 (Mw 8,2), 1998 (Mw 7,2) y 2016 (Mw 7,8) (Kanamori y McNally, 1982; Mendoza y Dewey, 1984; Swenson y Beck, 1996; Vaca et al, 2018), estos terremotos son ilustrados en la Figura 1.

Figura 1

Terremotos históricos de Mw. > 7.0 en la costa ecuatoriana (1906–2016).



Nota: La figura muestra la fecha de ocurrencia y magnitud de los principales eventos sísmicos ocurridos en la región costera del Ecuador entre 1906 y 2016. Se destacan con estrellas negras los epicentros de terremotos de magnitudes superiores a Mw 7.0, registrados en los segmentos norte y centro de la zona de subducción ecuatoriana.

Terremoto 1906:

A las 10:30 a.m. (UTC-5) del 31 de enero de 1906 ocurrió un megaterremoto de 8,8 de magnitud, y con epicentro 0.955°N y 79.369°W (USGS, 2017); definido por Kanamori y McNally (1982) como un evento de empuje con 500 km de longitud de ruptura direccionados al NE; el sismo desencadenó un tsunami que afectó a la costa de Esmeraldas, causando inundaciones en la ciudad del mismo nombre y Bahía de Caráquez (Rudolph & Szirtes, 1991).

Chlieh et al (2014) sugiere un acoplamiento interplaca hasta los primeros 20km lo que concuerda con la ocurrencia del tsunami, menciona también que los principales deslizamientos durante la fase cosísmica probablemente alcanzaron los 13 a 21 m, cuya ubicación se sitúan en el norte de Ecuador y el sur de Colombia.

Terremoto 1942:

A las 7:13 a.m. (UTC-5) El 14 de mayo de 1942 ocurrió un terremoto de 7,8 de magnitud, con epicentro $0,01^{\circ}\text{S}$ y $80,39^{\circ}\text{W}$ (IGEPN), zona de ruptura de 50 km, profundidad de 30 km y acoplamiento intersísmico débil en comparación con el terremoto de 1906 (Swenson y Beck, 1996).

En la investigación de Collot et al. (2014) se concluye que el sistema de fallas Jama-Quinindé es concordante con las zonas de ruptura establecidas para los terremotos de 1906 y 1942, por lo que se establece la división oblicua del margen costero.

Terremoto 1958:

A las 14:07 p.m. (UTC-5) del 19 de enero de 1958 ocurrió un terremoto de 7,7 de magnitud, con epicentro $1,14^{\circ}\text{N}$ y $79,59^{\circ}\text{W}$, profundidad de 30 km (IGEPN; Beck y Ruff, 1984). Las réplicas del evento se desarrollaron alejadas de la fosa, específicamente en la zona de ruptura del terremoto de 1942 (Mendoza y Dewey, 1984), existiendo alteración geomorfológica en la cuña marina ocasionando un tsunami con olas de 2 a 5,9 m de altura aproximadamente (INOCAR, 2014).

En relación con lo anterior, a través de la campaña de líneas sísmicas SIS44 Collot et al (2014) observó una falla de empuje (splay fault) que controló el deslizamiento elástico sísmico; en concordancia Conin et al (2012) analiza que las fallas de empuje se activan por el crecimiento de la cuña de acreción o la erosión de la pared colgante.

Terremoto 1979:

A las 7:59 a.m. (UTC-5) del 12 de diciembre de 1979 ocurrió un terremoto de 8,2 de magnitud, con epicentro 1.62°N y 79.42°W , profundidad de 24.3 km (Kanamori y Given, 1981; Mendoza y Dewey, 1984). Es considerado como el último evento del suceso de ruptura que surgió con el terremoto de 1906 al norte del Ecuador (Kanamori y McNally, 1982).

En comparación con las réplicas de los terremotos de 1942 y 1958, las réplicas del terremoto de 1979 fueron menores, identificándose como la reducción de la tasa de alteración geomorfológica y la ruptura completa de 3 segmentos que se desplazaron 1,75 m, 5,9 m, y 2 m (Mendoza y Dewey, 1984; Beck y Ruff, 1984).

Terremoto 1998:

A las 13:59 (UTC-5) del 4 de agosto de 1998 ocurrió un terremoto de 7,1 de magnitud, con epicentro 0.495°S y 80.663°W , con profundidad de 34.6 km (Segovia y Alvarado, 2009). De acuerdo con Chlieh et al., el mecanismo focal corresponde a un evento de falla de empuje (splay fault) en subducción.

Font et al. (2013) relacionaron este evento con otros dos en 1886 y 1956 ($M_w > 7$) estableciendo un fuerte acoplamiento intersísmico en la zona del monte submarino de Atacames, mientras que el resto de la zona tiene comportamiento asísmico influenciado por deslizamientos lentos. **Terremoto 2016:**

A las 18:58 (UTC-5) del 16 de abril de 2016 ocurrió un terremoto de 7,8 de magnitud, con epicentro 79.922°W y 0.382°N , con profundidad de 20,6 km (Chunga et al., 2018), afectando directamente a las provincias de Manabí y Esmeraldas ocasionando la muerte de 663 personas,

mandando a situación de albergue a 28775 personas y destruyendo 5174 edificios (Chunga et al., 2016).

El mecanismo focal del evento principal indica falla inversa de bajo ángulo, causando una longitud total de ruptura de 100 a 120 km, y un desplazamiento vertical offshore de poca distancia, evitando la ocurrencia de un gran tsunami; se crearon olas de 0,4 m de altura desde Esmeraldas hasta Manta. (Nocquet et al., 2016; Chunga, et al., 2018).

He et al. (2017), quienes realizaron interferometría de radar con imágenes Sentinel-1, documentaron una elevación de aproximadamente 0,7 m en la superficie costera, además de cambios geomorfológicos, se evidenciaron licuefacción de suelos, grietas, deslizamientos y sumideros (sinkholes) (Chunga et al., 2016).

1.4.2. Acoplamiento Sísmico en la Costa Ecuatoriana

Para explicar la conversión de energía acumulada interplaca en movimientos sísmicos alrededor de las zonas de subducción, Kanamori (1971) introdujo el término “acoplamiento sísmico” o “acoplamiento intersísmico”, definido como la correlación mecánica de dos placas tectónicas convergentes en el intervalo de ocurrencia de dos terremotos (período intersísmico).

Ruff y Kanamori (1983) también acuñaron el término como la sección de la tasa de convergencia entre dos placas durante su deslizamiento de momento sísmico medido a través de un megaterremoto, es decir, un mayor acoplamiento generará un deslizamiento bajo o nulo en el período intersísmico (Dixon y Moore, 2013).

A partir de lo anterior, se establece que los terremotos son producto de la inestabilidad de fricción, ya sea de adherencia o deslizamiento entre placas (Byerlee, 1967); las tensiones acumuladas al alcanzar el máximo umbral de resistencia de la roca fallan, produciendo el movimiento sísmico (Scholz, 1998).

En Ecuador, la cordillera de Carnegie es transportada por la placa de Nazca a 4.7 cm/año con respecto al bloque Norandino (Nocquet et al., 2014); mediciones topográficas y sísmicas han

revelado que existe un fuerte acoplamiento sísmico en el bloque norte de Cabo Pasado (CP) (Figura X), lo cual ha comprobado la sucesión de eventos sísmicos que iniciaron en 1906 (Mw 8,8) y continuó hasta 2016 (Mw 7,8) (Chlieh et al., 2014; Collot et al., 2022).

En los resultados obtenidos por Font et al (2013), se presentó un modelo de velocidades tridimensional que demuestran la segmentación de la zona de subducción ecuatoriana en 4 bloques: a) aspereza del terremoto de 1958, de alto acoplamiento sísmico; b) grupo Jama, zona de ruptura de 1942 con sismicidad moderada; c) CP-Manta, acoplamiento constante relacionado con deslizamientos lentos; d) Manta-Puerto López, posible área en donde se generaron 3 eventos de Mw >7, denotando fuerte acoplamiento sísmico.

1.4.3. Evolución de la Gravimetría

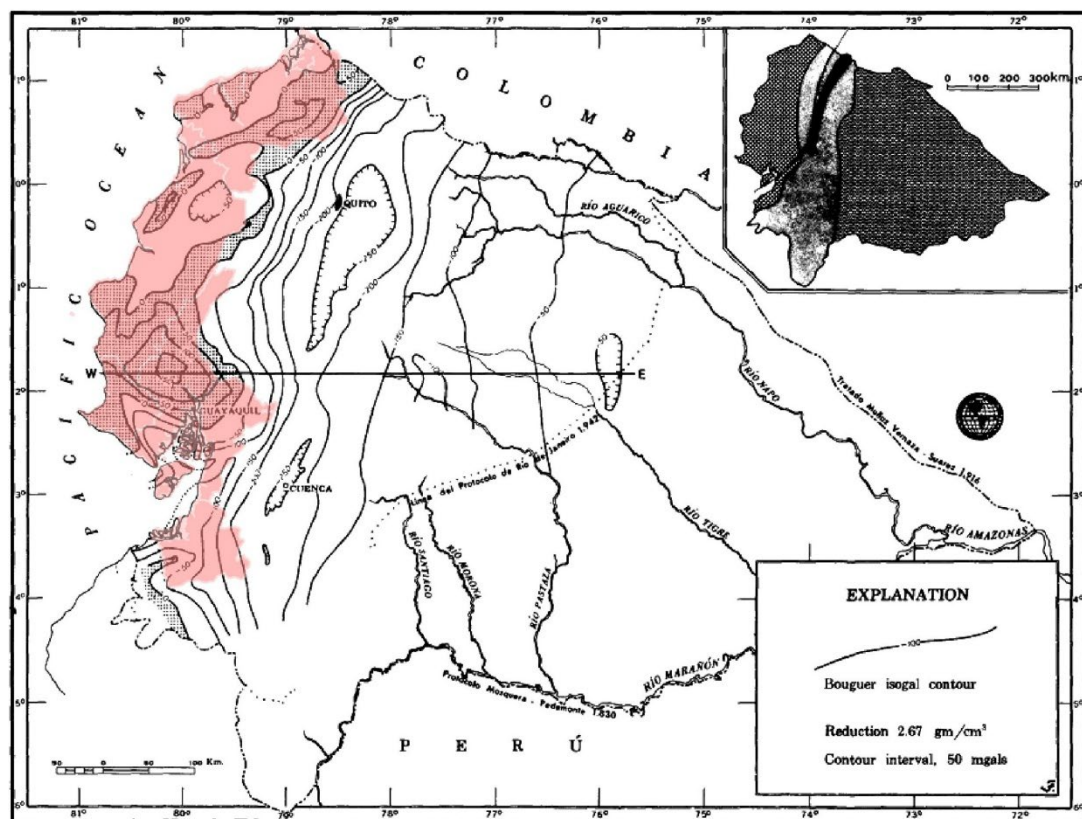
Durante las últimas décadas, diversos autores han investigado, utilizando gravimetría, las relaciones entre la tipología de suelo (Feininger y Seguin, 1983; Aizprua et al., 2020) y sismos generados por fallas geológicas con el índice de acoplamiento sísmico de la zona (Font et al., 2013; Chlieh et al., 2014; Collot et al., 2022), esta relación contribuye con la explicación de grandes terremotos en la zona. A continuación, se detalla la evolución del uso de la gravimetría en Ecuador, los resultados de los trabajos investigativos a través de los años y la contribución de sus autores:

Entre las primeras aplicaciones de la gravimetría para estudios geológicos en Ecuador se tiene a Feininger y Seguin (1983), quienes realizaron una correlación entre anomalías gravimétricas de Bouguer y mapas geológicos previos, identificando estructuras de la corteza terrestre, lo cual se muestra en la Figura 2. Ellos concluyeron que las variaciones gravitacionales de Ecuador presentan diferencias marcadas entre las regiones geográficas del Ecuador continental, donde la región costa presentaba tendencias marcadas de norte a sur; reflejando una franja de anomalías positivas (+314 mgal), provenientes de Colombia y que atravesaban Daule superando los +162 mgal; esta franja se interrumpe en la zona de la Isla Puná (-152 mgal) donde se representan anomalías negativas hasta la frontera del norte de Perú. Estas variaciones

gravimétricas fueron interpretadas como basaltos de la Fm. Piñón para los valores positivos y cuencas rellenas con rocas sedimentarias de edad oligocénica para los valores negativos, es decir, una antigua placa oceánica unida al límite de la placa sudamericana. La región sierra se caracteriza por anomalías negativas obteniéndose -232 mgal en la frontera con Colombia, su máximo de -292 mgal en la provincia de Cotopaxi y -22 mgal en el límite sur de la región. El campo gravitatorio en la región amazónica no es uniforme, ya que se caracteriza por máximos y mínimos con amplitudes de 10 a 40 mgal en anomalías que varían de -150 a -100 mgal.

Figura 2

Reducción sinóptica del Mapa de anomalías gravimétricas simples de Bouguer del Ecuador continental.



Nota: Las curvas representan isóneas de Bouguer reducidas a $2,67 \text{ g/cm}^3$, con un intervalo de 50 mGal. El tramado con puntos señala las áreas de anomalías positivas, localizadas principalmente a lo largo del margen costero. Hacia el oriente, al este de la línea establecida en el Protocolo de Río de Janeiro de 1942, se dispone de escasos datos gravimétricos, lo que limitó

la resolución de esta región. El mapa insertado muestra las provincias fisiográficas del país: el rayado indica la Costa; el gris claro corresponde a la Sierra; el gris oscuro representa el valle interandino; los círculos identifican el Oriente; y la línea punteada señala el sistema de falla Romeral. Tomado de Feininger y Seguin (1983). El sombreado en color rosado corresponde al área de estudio de este proyecto, abarcando la franja noroccidental del Ecuador y su margen costero.

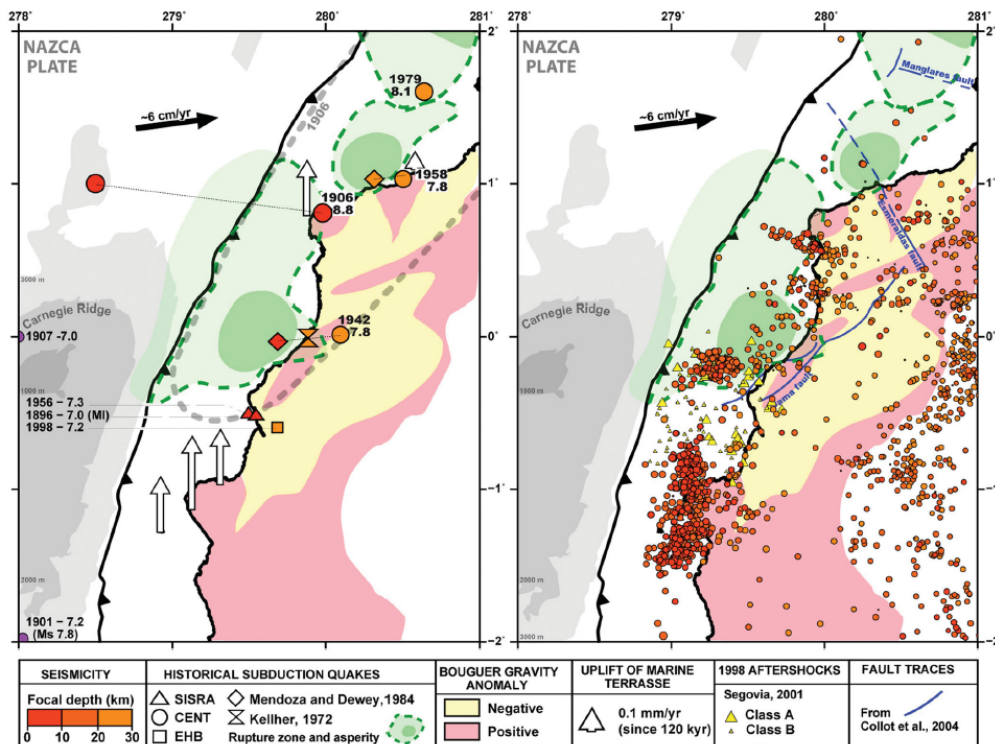
Font et al. (2013) utilizó la gravimetría para diseñar un modelo tridimensional de velocidades de onda P, que buscó posicionar con mayor precisión el hipocentro de sismos ocurridos en Ecuador, en especial los ocurridos en alta mar; con esta información se identificaron patrones de sismicidad, zonas de ruptura y las asperezas en relación con terremotos históricos de gran magnitud (1906, 1942, 1956, 1958, 1979 y 1998), como se ilustra en la Figura 3. Así, se dieron a conocer indicios sobre el comportamiento sísmico del país. Además con los datos gravimétricos de Feininger y Seguin (1983) presentaron alineaciones de los eventos sísmicos de 1906, 1942 y 1958 con zonas que reflejaron anomalías positivas cerca de la costa presentó un modelo de fragmentación para la zona de subducción: a) área de ruptura de 1958 y grupo de Jama, las cuales se muestran como áreas de acumulación de energía; b) Cabo Pasado (CP) – Manta, en donde se identifica una aspereza relacionada a eventos de $M_w > 7$ en 1896, 1956 y 1998; c) Manta-Puerto López, relacionada por lo autores como zona de sismos lentos y de parcial acoplamiento sísmico.

Bourgois (2013) se centró en el estudio de acumulación y liberación de tensiones a lo largo de la cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes (GGTB) (ver Figura 4), frontera entre Ecuador y Perú. Establecieron el área de estudio como clave para comprender las interacciones entre la placa de Nazca y la deformación cortical del margen continental sudamericano. Para el desarrollo del estudio, utilizaron datos gravimétricos, magnetometría de campo y de satélites geodésicos (GPS), se analizaron patrones de deformación y usaron sismicidad, acoplamiento sísmico y deformación intersísmica,

cosísmica y postsísmica para comprender la dinámica tectónica y la predicción de futuros eventos sísmicos en esa área geográfica.

Figura 3

Epicentros de terremotos históricos, anomalías gravimétricas y patrones de ruptura en la costa del Ecuador.

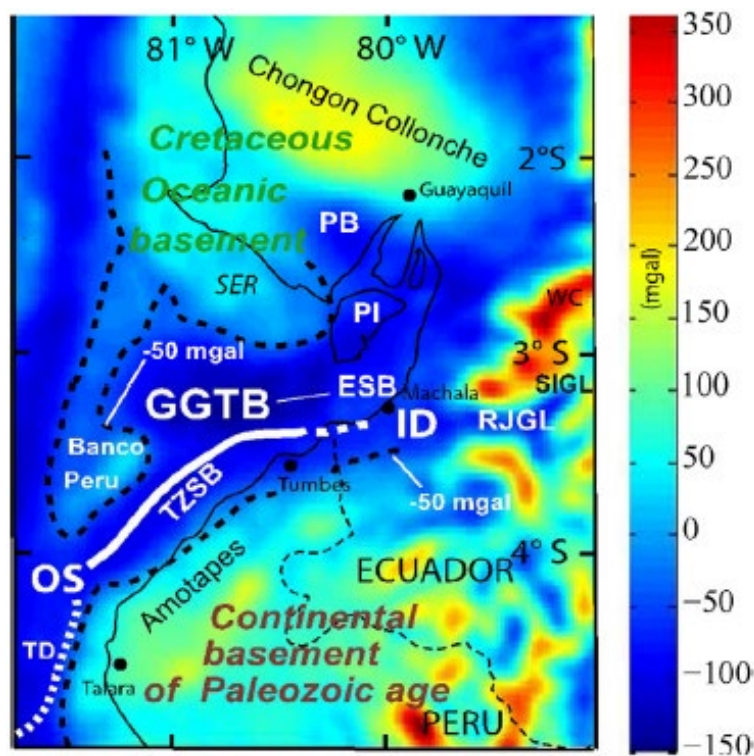


Nota: El panel izquierdo muestra los epicentros de los principales terremotos históricos, sus zonas de ruptura (verde claro) y asperezas (verde oscuro), en relación con los grandes eventos de 1906, 1942, 1956, 1958, 1979 y 1998. La línea gris discontinua representa la zona de ruptura del evento de magnitud M_w 8,8 de 1906 (Kelleher, 1972). Las anomalías gravimétricas simples positivas (rojo) y negativas (amarillo) fueron tomadas de Feininger y Seguin (1983). Las flechas blancas indican tasas de levantamiento de terrazas marinas (Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2006). Se destacan también la traza de la dorsal de Carnegie (gris oscuro a claro) y la fosa oceánica (línea gruesa con triángulos). El panel derecho presenta el catálogo sísmico 3D-MAXI (círculos) seleccionado hasta 30 km de profundidad. Los triángulos amarillos corresponden a la secuencia de réplicas del evento de Bahía (Segovia, 2001), mientras que las líneas azules indican trazas de fallas (Collot et al., 2004). Tomado de Font et al. (2013).

Chlieh et al. (2014) analizaron detalladamente el acoplamiento sísmico heterogéneo y sus zonas de ruptura a lo largo de la zona de subducción ecuatoriana, a través de la distribución de las asperezas y deslizamientos sísmicos. También identifican una aspereza circular por debajo de la Isla de la Plata catalogándola como área potencial de ocurrencia de terremotos y tsunamis. A diferencia de Font et al (2013) determinaron tres asperezas en la zona de subducción de Ecuador: a) sur de Ecuador; b) centro de Ecuador; c) Esmeraldas-Manglares conformadas por asperezas de menor longitud; ; en la Figura 5 las zonas rojo-amarillas denotan asperezas bloqueadas, las azules reportan, zonas de deslizamiento lento y constante en la zona de subducción.

Figura 4

Mapa de anomalías gravimétricas de aire libre en la cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes (GGTB).



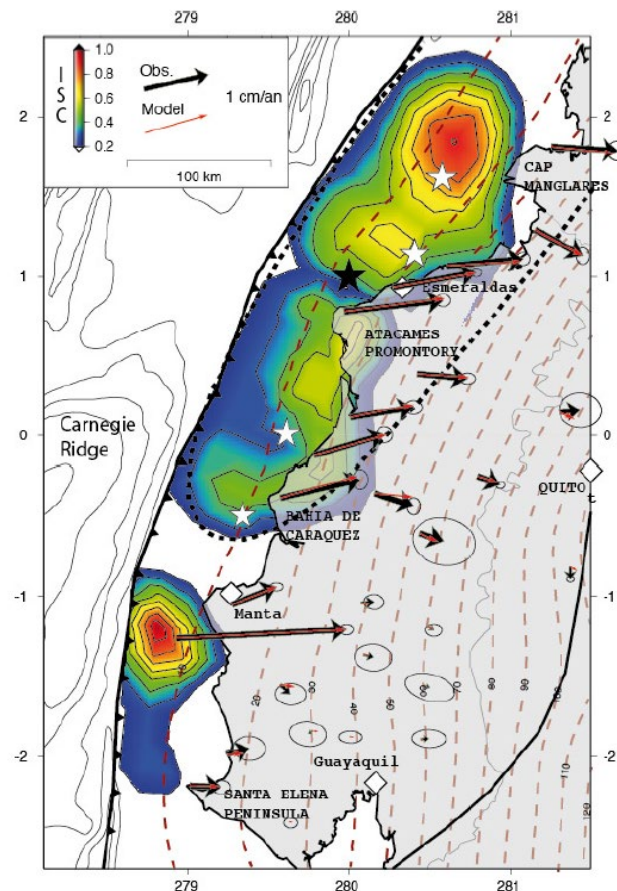
Nota: El mapa muestra un alto gravimétrico en el Banco Perú, que conecta el levantamiento de Santa Elena con el basamento oceánico cretácico, y un bajo gravimétrico principal (línea blanca gruesa) asociado a depocentros sedimentarios de las subcuencas Tumbes-Zorritos y Esperanza, vinculado a la sutura ofiolítica y/o la depresión interandina. Se destacan además unidades

tectónicas como la cuenca de Progreso (PB), la isla Puná (PI), la subcuenca Esperanza (ESB) y el bajo gravimétrico del río Jubones (RJGL). Tomado de Bourgois (2013).

Además, la línea discontinua negra pertenece a la zona de ruptura del terremoto de 1906 (Mw 8,8) cuyo acoplamiento se encuentra limitado a 35 km de profundidad de la placa oceánica subducida, para la Isla de la Plata sugiere una zona altamente acoplada entre la fosa a 15 km de profundidad. Finalmente, para el sur del Ecuador se establece un contacto interplaca superficial y débil. Esta investigación contribuyó a la comprensión de la variabilidad de las anomalías gravitacionales debido a las complejas interacciones entre placas tectónicas; además, proporcionó datos acerca de estructuras de subsuelo y peligros sísmicos, siendo un método influyente en la evaluación de riesgos y estrategias de mitigación ante terremotos y tsunamis.

Figura 5

Distribución del acoplamiento sísmico intersísmico (ISC) en la zona de subducción del Ecuador.



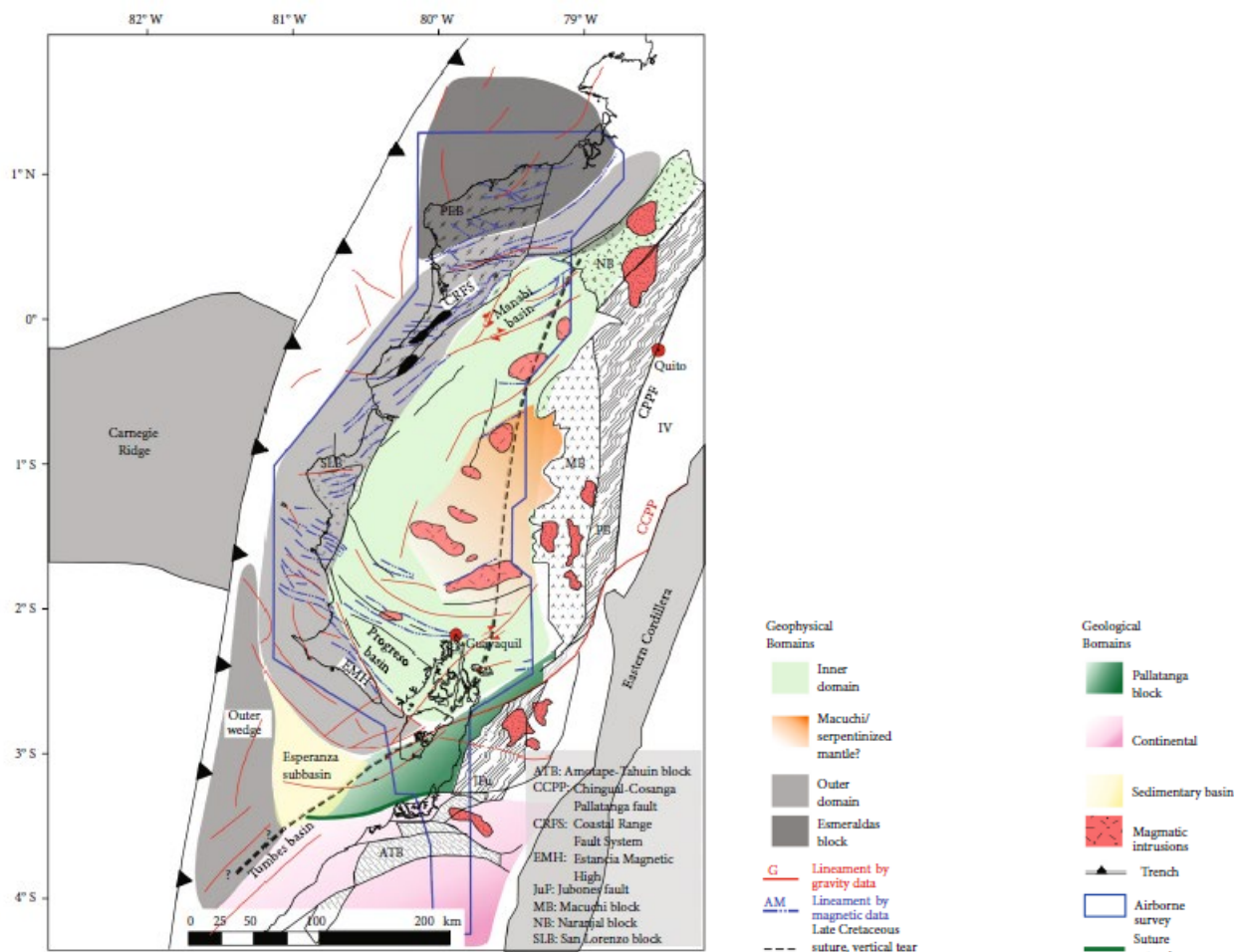
Nota: El mapa muestra la variación del acoplamiento sísmico a lo largo del margen de subducción ecuatoriano, derivada de la inversión de velocidades GPS intersísmicas. Las zonas rojo-amarillas indican asperezas altamente bloqueadas, mientras que las áreas blanco-azules corresponden a regiones de deslizamiento lento. Las flechas negras representan los vectores GPS observados y las rojas los modelados. La línea discontinua negra delimita la zona de ruptura del terremoto de 1906 (Mw 8,8), con acoplamiento restringido a los primeros 35 km de profundidad. Se resalta además una aspereza circular frente a la Isla de la Plata y un contacto interplaca superficial y débil en el sur del Ecuador. Tomado de Chlieh et al. (2014).

Aizprua et al. (2020) propusieron un modelo 2D de la corteza terrestre basado en el análisis gravimétrico, aeromagnético, geoquímico, estratigráfico y estructural de toda la región del antearco ecuatoriano, ilustrado en la Figura 6. Los datos fueron adquiridos por Sander Geophysics para EP Petroecuador en 2020, cubriendo un área total de 78,000 km², además de perfiles sísmicos de reflexión y refracción sísmica marina desde el antearco hasta la fosa. El objetivo del estudio fue delinear los principales dominios geofísicos además de caracterizarlos en términos de densidad y susceptibilidad magnética. Para el tratamiento de los datos aplicaron filtros de anomalía regional y residual, señales analíticas, además de derivadas de inclinación. Segmentaron el área en tres regiones: perfil norte o dominio interno, Esmeraldas-Naranjal; perfil central o dominio externo, San Lorenzo y Piñón; perfil sur o dominio de sutura sur-Golfo de Guayaquil. El dominio externo fue caracterizado por rocas máficas y delimitado por el conjunto de fallas de la Cordillera Costera, en el dominio interior se determina presencia de depósitos volcánicos-clásticos sugiriendo una cuenca marginal y al tener una anomalía magnética de onda larga y baja gravedad sugiere presencia de serpentinización que pudo haber alterado la corteza del manto subyacente a la gran provincia ígnea del Caribe, se resaltó la importancia de su identificación para correlacionarse como zonas metalogénicas. Para el perfil sur se identifica una zona de sutura y una falla de cizalla vertical superpuesta.

Collot et al. (2022) son los más actuales en el uso de la gravimetría para relacionar comportamientos sísmicos. El trabajo sugiere que la configuración heterogénea de los relieves en el margen de subducción influye directamente en el índice de acoplamiento sísmico (ISC) y por ende en la generación de sismos y tsunamis en los márgenes convergentes. Entre sus descubrimientos, presentaron a las zonas CP (Cabo-Pasado) y Jama como áreas de acoplamiento sísmico, con una alta fricción en la base, lo que provoca un impedimento en los movimientos de falla que actúan como freno para el desarrollo de tsunamis posteriores a la ocurrencia de un evento sísmico. Esto se refleja con el terremoto de Pedernales (Mw 7,8).

Figura 6

Modelo cortical del Antearco Occidental del Ecuador.



Nota: El mapa muestra los dominios geofísicos principales (interno, externo y de sutura), además de la identificación de bloques y estructuras relevantes como el bloque Amotape-Tahuín (ATB), la falla Chingual-Cosanga-Pallatanga (CCPP), el sistema de fallas de la Cordillera Costera (CKFS), el alto magnético de Estancia (EMH), la falla del Jubones (JuF), el bloque Macuchi (MB), el bloque Naranjal (NB) y el bloque San Lorenzo (SLB). También se representan intrusiones magmáticas, cuencas sedimentarias y lineamientos estructurales derivados de datos gravimétricos y aeromagnéticos. Estos elementos permiten caracterizar la densidad y susceptibilidad magnética de la corteza y comprender la evolución tectónica y metalogénica del margen ecuatoriano. Tomado de Aizprua et al. (2020).

1.1.1 Tectónica de la Costa Ecuatoriana

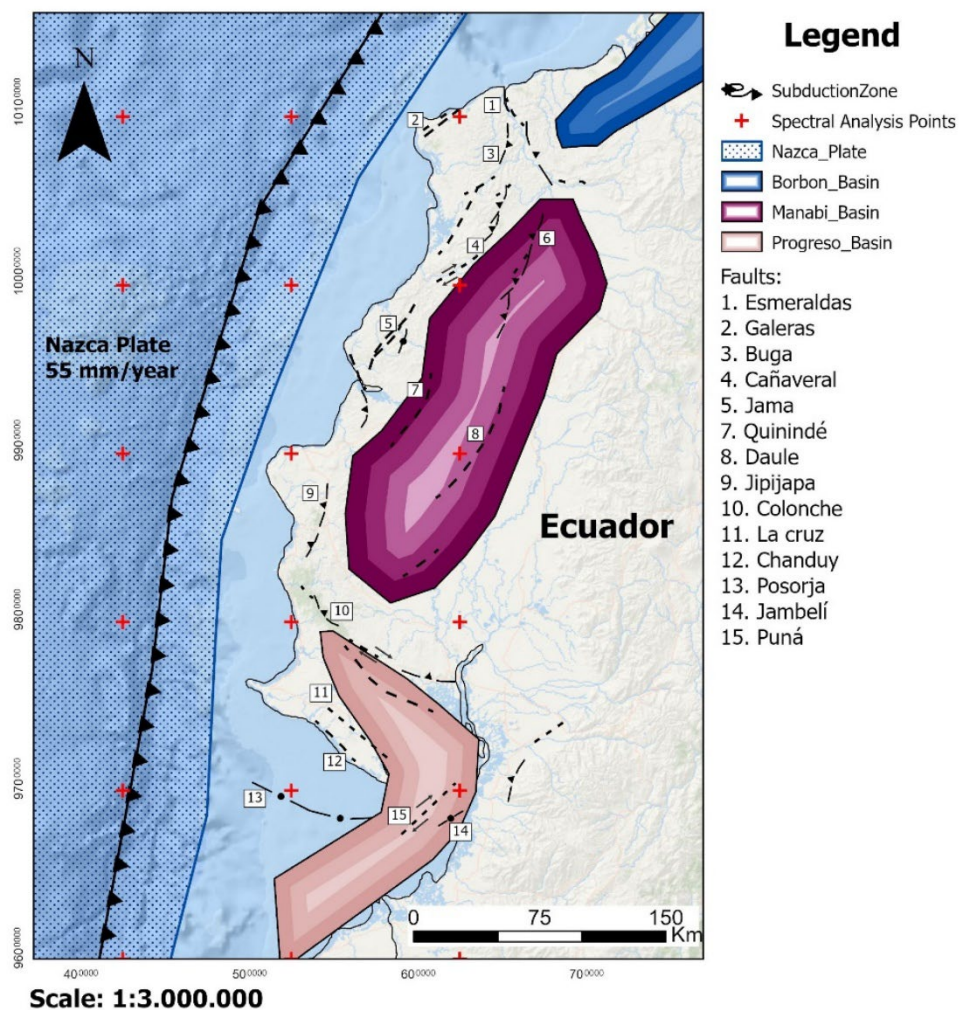
Debido a la subducción entre las placas de Nazca y Sudamérica, el Ecuador continental está representado tectónicamente por tres complejos morfoestructurales: Costa Ecuatoriana; Zona Andina compuesta por la Cordillera Occidental y Real; y la Cuenca Amazónica, los cuales constituyen el antearco, arco volcánico y trasarco respectivamente (Litherland et al., 1994). De acuerdo con Eguez et al (2003) la costa ecuatoriana, parte de la zona de estudio, se define como la extensión del mismo sistema morfoestructural proveniente de Colombia, los cuales comprenden rocas oceánicas alóctonas y no metamorfizadas de edad Eocénica; y el límite estructural del terreno oceánico sigue la zona de sutura Calacalí-Pujilí y se extiende a lo largo del borde occidental prolongándose al sistema de fallas Romeral en Colombia.

El sistema de fallas en Ecuador está controlado por la convergencia oblicua ($\sim 30^\circ$) de la Cordillera de Carnegie/ Placa de Nazca (Lavenu, 2006), dando lugar a fallas normales e inversas delimitando pequeños bloques controlados a su vez por un sistema principal de fallas transpresionales que delimitan las cordilleras costeras del norte los bloques frente a este existen fallas normales e inversas, definiéndose como una cuenca de antearco activa rellena de abanicos aluviales localizados en las faldas de la Cordillera Occidental (Deniaud et al., 1999).

Feininger y Seguin (1983) determinaron cuatro cuencas neógenas de antearco, de norte a sur: Borbón, Manabí, Progreso, Golfo de Guayaquil, ilustradas en la Figura 7; además, existen otras dos más pequeñas ubicadas entre el margen costero y el borde de la plataforma continental: Manta-Bahía, Valdivia y Guayaquil. En la base del bloque costero ecuatoriano se encuentra la formación Piñón, un complejo oceánico de edad Cretácico Inferior y que se acrecionó a la placa Sudamericana entre el Santoniano y el Eoceno Superior. Este evento ocasionó en la parte superior del bloque costero en donde subyace una cuenca de antearco rellena con turbiditas gruesas ricas en cuarzo (Jaillard et al., 1995).

Figura 7

Cuencas sedimentarias y fallas activas de la costa ecuatoriana.



Nota: El mapa muestra la distribución de las principales cuencas de Antearco (Borbón, Manabí y Progreso), junto con las fallas activas que caracterizan la región costera del Ecuador. Estas

estructuras reflejan la dinámica tectónica asociada a la convergencia oblicua de la placa de Nazca con el margen continental sudamericano, y condicionan tanto la evolución geológica como la sismicidad del área. Mapa elaborado por la autora con base en los datos de fallas de Eguez et al. (2003).

Durante el Eoceno emerge el margen costero, creándose superficies de erosión; para el Oligoceno y Mioceno Superior cuencas de antearco. Eguez et al (2003) describió las fallas activas del Ecuador, las cuales se indican a continuación y se ilustran en la Figura 7:

Esmeraldas

Controla el drenaje lineal del río Esmeraldas; 58,4 km de longitud y de rumbo N16°W. En Collot et al. (2004) se identifica mediante líneas sísmicas que en la zona superior del cañón de Esmeraldas se encuentra este sistema de fallas cuya proyección se extiende offshore con tendencia WNW y en el continente se define como estructura extensional asociada a la zona de ruptura del terremoto de 1942.

Galera

Conjunto de fallas subparalelas dextrales con componente normal que deforman terrazas marinas cuaternarias, de longitud 25.1 km y rumbo N55°E.

Buga

Lineamiento débil que se extiende al norte de la falla Cañaveral, su sentido de movimiento es inverso, con longitud de 24.6 km y rumbo de N13°E.

Cañaveral

La estructura más importante del sistema de fallas del noreste ecuatoriano, influye directamente en el levantamiento de las rocas de basamento y el desarrollo de montes costeros; de longitud 137,7 km y rumbo N37°E.

Jama

Controla el drenaje del río El Venado, Eguez et al. (2003) infirieron un sentido de movimiento de tipo transcurrente; de longitud 46.7 km y de rumbo N37°E, se considera también una extensión discontinua de la falla Cañaveral.

Collot et al (2004) propone que un sistema de fallas que se extiende hacia la plataforma continental podría influir en la sismicidad del margen activo ecuatoriano, por lo que, Hernández et al (2011), a través del análisis de 33 líneas sísmicas otorgadas por CEP (1975) y PETROPRODUCCIÓN (2009), establecieron la continuidad del sistema de fallas de Jama en off-shore entre las latitudes 0°10'S y 0°50'S y con un rumbo promedio de N°55E caracterizándose por movimientos de transtensión generado una flor negativa que controla el depocentro de la cuenca sedimentaria más desarrollada en la zona.

Quinindé

Bordea la cuenca sedimentaria de Santo Domingo perteneciente a la zona costera del Antearco, se infiere que es de origen antiguo ya que limita los montes costeros incluyendo el basamento; su longitud es de 78.2 km y de rumbo N25°E, probablemente sea inversa transpresiva.

Calceta

Forma el límite del oeste de los montes costeros, afectando principalmente a rocas sedimentarias terciarias; de longitud 50.3 km y de rumbo N29°E.

Daule

Forma el límite del este de los montes costeros, se infiere que se extiende al norte asociándose con la falla Quinindé, de acuerdo con el autor, se relaciona con cierta sismicidad en la zona; de longitud 77.9 km y rumbo N32°E.

Jipijapa

Se asocia a la cinemática de esta falla la colisión de la cordillera de Carnegie con la placa Sudamericana; de longitud de 43 km y rumbo N18°E.

Colonche

Limita la Cordillera Chongón-Colonche hacia el sur, se infiere como una falla reactivada durante la formación de la Cuenca Progreso durante el Terciario, sugiriéndose una inversión tectónica; sus trazas se extienden desde la Costa del Pacífico hasta Guayaquil, de longitud 106.4 km y de rumbo N59°W.

La Cruz

Se asocia a la formación de la Cuenca Progreso en el Neógeno además posiblemente reactivada en el Pleistoceno; de longitud 47.8 km y rumbo N50°W.

Chanduy

Paralela al Golfo de Guayaquil en su parte norte, se infiere como una falla normal dentro de la Cuenca Jambelí, la cual deforma las terrazas marinas y controla los drenajes a medida que se aproximan a la costa; de longitud 34.4 km y rumbo N45°W.

Posorja

Pertenece al sistema de fallas normales en la Cuenca Jambelí, permitiendo la apertura del Golfo, se asocia con la falla Pallatanga de forma submarina, formando escarpes; de longitud 73.5 km y de rumbo N74°W.

Jambelí

Se infiere como una rama de la falla Pallatanga, de sentido de movimiento normal, longitud 16.9 km y rumbo de N58°E.

Puná

Superpone sedimentos de las formaciones Tablazo y Puná, se asocia a eventos transpresionales y transtensionales por la formación de una cuenca pull-apart en la cima de la cordillera; de longitud 43.9 km y de rumbo N46°E.

Capítulo 2

2. Metodología

El desarrollo de la problemática planteada conllevó la evaluación de diversas metodologías para analizar la influencia de la geometría de contacto interplaca en la distribución de la sismicidad y el acoplamiento tectónico a lo largo de la costa ecuatoriana. Collot et al. (2022) utilizaron líneas sísmicas de reflexión y refracción para compararlas con el acoplamiento en la Cordillera de Carnegie; sin embargo, esta opción requería una alta inversión académica debido a las campañas geofísicas que debían realizarse.

También se consideró el uso aislado de datos sísmicos para identificar patrones a partir de su ubicación de hipocentro, tal como se presenta en la fase inicial del trabajo de Font et al. (2013). No obstante, esta estrategia presentaba limitaciones en el poco detalle que aportaría a la caracterización estructural del subsuelo profundo, especialmente en ausencia de modelos geofísicos complementarios que permitan correlacionar la sismicidad con las discontinuidades corticales.

Finalmente, se aplicó el análisis espectral para la identificación de fuentes anómalas generadas a diferentes profundidades dentro de la corteza terrestre. Se replicó parcialmente la metodología de Kumar et al. (2016), quienes implementaron análisis espectral bidimensional en la región de Odisha, India, dividiendo el área de estudio en 49 bloques para estimar las profundidades promedio de las discontinuidades en la corteza terrestre, como el basamento, Conrad y Mohorovičić, lo que facilitó la interpretación de la historia tectónica de la región.

De manera complementaria, se validó el trabajo de Sahoo y Pal (2021), quienes también aplicaron la técnica de análisis espectral mediante el Espectro de Potencia Promediado Radialmente (RAPS) a los datos de gravedad de Bouguer del modelo EIGEN6C4. Dividieron la zona sur de la Dorsal Central de la India (18°S–25°S) en 289 bloques. Esto permitió una estimación detallada y continua de la profundidad promedio de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho),

además de la clasificación de la corteza oceánica, proporcionando una base para la interpretación de los procesos tectónicos que han influido en la evolución de la región.

La alternativa seleccionada permitió caracterizar las discontinuidades corticales del área de estudio incluyéndose datos sísmicos, batimetría y acoplamiento proporcionándole un enfoque multiescala de la geodinámica costera, haciéndolo también replicable en otros márgenes convergentes.

2.1. Selección del Modelo Gravimétrico

Se evaluaron diversas alternativas para seleccionar los modelos gravimétricos satelitales. En la última década del siglo XX, la gravimetría satelital mejoró significativamente la precisión y la resolución al desarrollar sensores especializados que determinaron ondulaciones espaciales y 22 variaciones temporales en el campo gravitacional de la Tierra (Flechtner et al., 2021), resultando en la generación de modelos precisos en cuanto a las anomalías del campo gravitacional terrestre.

Se validaron múltiples modelos de gravedad local, como el EGM 2008 (Pavlis et al., 2012), el DGM-1S (Hashemi et al., 2013) y el ITU_GRACE16 (Zhao et al., 2023)), que se han utilizado para estimar el espesor de cuencas sedimentarias (Garoua et al., 2018)), cartografiar zonas sísmicamente activas (Lemenkova y Debeir, 2022) y extraer lineamientos (Kumar et al., 2019), sin embargo, presentan ciertas restricciones en relación con correcciones topográficas integradas.

Contrariamente, el Modelo de Gravedad Mundial 2012 (WGM-12), desarrollado por el Bureau Gravimétrique International (BGI), es el primer modelo de alta resolución calculado en geometría esférica, generado mediante la combinación de los modelos EGM2008 y DTU10, con correcciones de terreno con una resolución de 1'x1' que consideran la mayoría de los componentes de la superficie terrestre (Bonvalot et al. (2012)). El WGM-12 combina datos de dos satélites, CHAMP (Carga Útil de Minisatélites Desafiantes) y GRACE (Experimento de Recuperación de Gravedad y Clima), con una cobertura espacial promedio de 2,5' x 2,5'. Este modelo garantizó una

cobertura coherente en la región oceánica y continental, lo que facilitó la integración complementaria de datos sísmicos y acoplamiento.

2.2. Recolección de Datos

Los datos batimétricos se obtuvieron del conjunto de datos globales en cuadrícula GEBCO (Carta Batimétrica General de los Océanos), que proporciona información sobre la elevación y la profundidad del fondo marino con una resolución espacial de 15' y es compatible con los análisis tectónicos y estructurales a lo largo de los márgenes de subducción. Los datos sísmicos se obtuvieron del catálogo del Programa de Riesgos Sísmicos del USGS, que incluye información sobre epicentros, hipocentros y magnitudes desde 1900 hasta la actualidad.

El procesamiento de datos gravimétricos también implicó la aplicación de filtros geofísicos 2D, realizados con el software Oasis Montaj 2024.1. Para el análisis de los puntos de quiebre en el gráfico, se utilizó la biblioteca Ruptures de Python. Para la interpretación cualitativa y la presentación de los datos, se utilizó ArcGIS Pro 3.3. A ambos programas se les asignó una proyección del sistema de coordenadas Universal Transversal de Mercator en la Zona 17 del hemisferio sur (Zona UTM 17S).

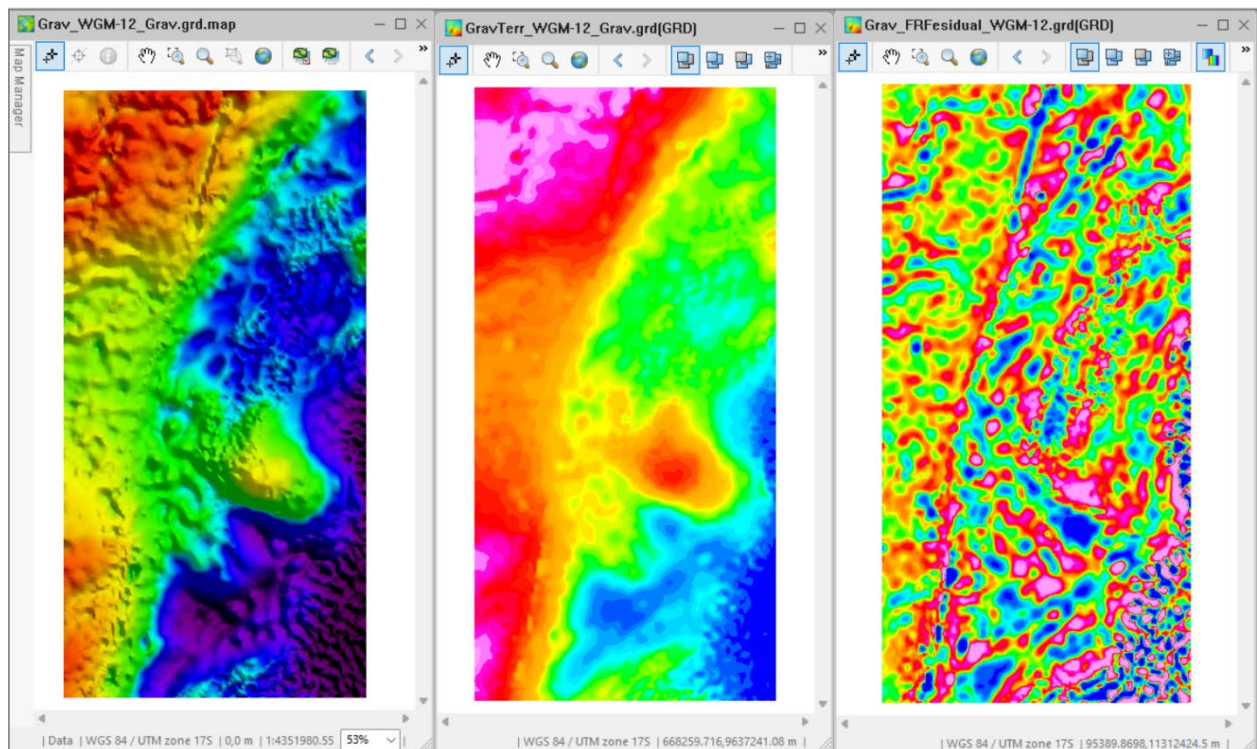
2.3. Análisis espectral y Estimación de profundidades

Según Lemenkova y Debeir (2022), las anomalías de longitud de onda larga indican la presencia de fuentes profundas, mientras que las de longitud de onda corta sugieren fuentes superficiales. Para extraer anomalías regionales, se aplicó un filtro Butterworth de paso bajo/paso alto de la sección "Filtrado 2D" de Oasis Montaj, utilizando un límite de longitud de onda de 60.000 para analizar el comportamiento de las fuentes más profundas. Para las anomalías residuales, se utilizó la herramienta "Matemática de Cuadrícula" para restar el campo regional de la cuadrícula inicial de la anomalía de Bouguer, lo que permitió la identificación de fuentes superficiales, en la Figura 8 se observa este procesamiento de la anomalía de Bouguer del área de estudio del Modelo de Gravedad Mundial 2012 (WGM-12).

Para estimar los valores de profundidad de las fuentes, se analizó el espectro de potencia radial de la cuadrícula inicial con la anomalía de Bouguer utilizando la herramienta "Radially Averaged Power Spectrum" del módulo de Filtrado 2D de Oasis Montaj. Spector y Grant (1970) demostraron que para descomponer las fuentes según su espectro de longitud de onda y determinar la profundidad de los cuerpos, se establece una relación lineal en intervalos entre el logaritmo de la amplitud espectral al cuadrado y el número de onda. Al obtener la pendiente de la línea para cada intervalo, se puede calcular la profundidad mediante la expresión $h = m/2$, donde m es la pendiente expresada en ciclos/km.

Figura 8

Procesamiento de anomalías gravimétricas mediante filtros espectrales.



Nota. La figura muestra el procesamiento de la anomalía de Bouguer del área de estudio a partir del Modelo de Gravedad Mundial 2012 (WGM-12). La imagen de la izquierda corresponde a la anomalía de Bouguer completa, que contiene tanto componentes regionales como residuales. En el panel central se observa el campo regional, permitiendo resaltar fuentes profundas vinculadas

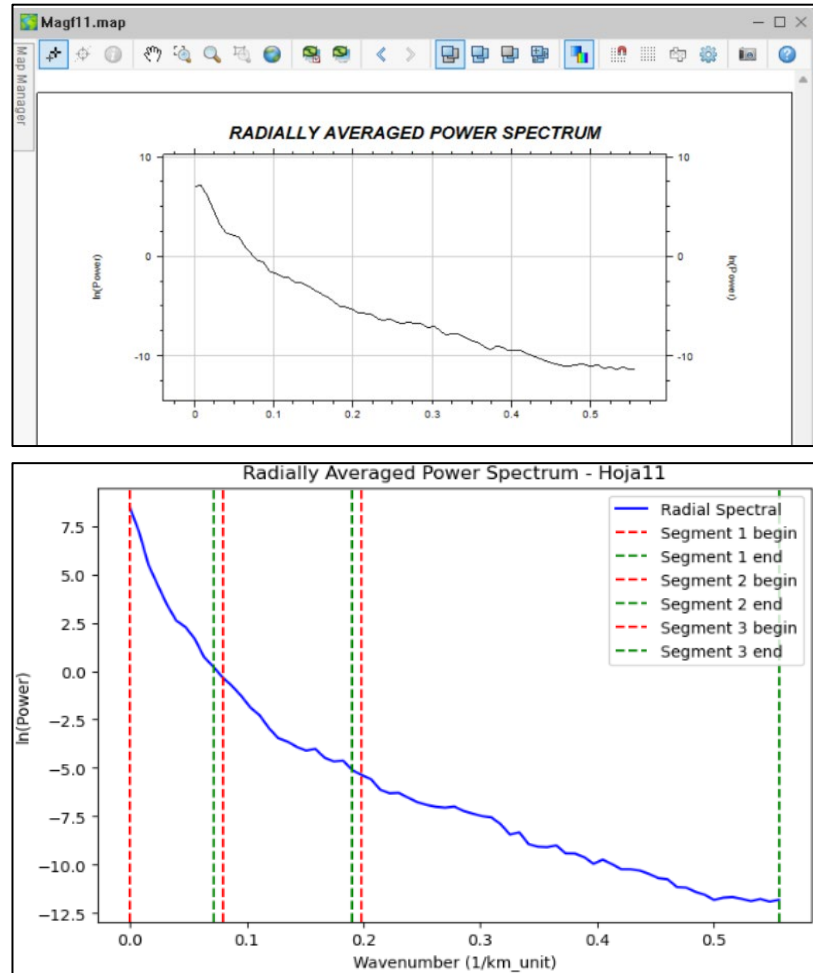
a discontinuidades corticales. Finalmente, el panel derecho muestra el resultado de la anomalía residual, permitiendo identificar estructuras someras asociadas a fuentes gravitacionales de corta longitud de onda.

El área de estudio se dividió en 24 cuadrículas simétricas de $100 \times 100 \text{ km}^2$ (señaladas con cruces rojas en la Figura 7). Cada una fue analizada espectralmente para determinar las profundidades promedio del área de estudio (ver Anexos). Para evitar errores manuales, la metodología de Spector y Grant (1970) fue aplicada a través del desarrollo de un código de Python. La librería 'Ruptures', especializada en detectar cambios en series temporales, identificó cambios precisos en cada gráfica 'log(power) vs. número de onda' resultante de Oasis Montaj, dividiéndolas en tres segmentos según los puntos de ruptura detectados: el primer segmento correspondió a las bajas frecuencias asociadas a fuentes más profundas, el segundo a las fuentes de profundidad intermedia y el tercero a las fuentes someras. Posteriormente, una vez identificados los tres segmentos de cada gráfica, el código ajustó una regresión lineal simple calculando la pendiente espectral, mediante el módulo 'scipy.stats' y la función 'linregress'. Estos valores se utilizaron para estimar la profundidad promedio de las fuentes anómalas de cada cuadrícula representante del área de estudio.

En la figura 9 se muestra el análisis espectral de la cuadrícula 11 de la zona de estudio, en la parte superior se observa la gráfica *Radially Averaged Power Spectrum* generada por el software, la gráfica muestra la variación del logaritmo del espectro de potencia en función del número de onda. En la parte inferior, la gráfica resultante del procesamiento de los datos con Python, la curva azul representa el espectro radial, mientras que las líneas punteadas en colores verdes y rojas son los puntos de ruptura detectados automáticamente por el código desarrollado, lo que delimita los tres segmentos interpretados como fuentes profundas (55.06 Km), intermedias (20.70 Km) y someras (9.45 Km), respectivamente.

Figura 9

Análisis espectral del Radially Averaged Power Spectrum de la cuadrícula 11.



Nota: La figura ilustra el análisis espectral aplicado a la cuadrícula 11 del área de estudio. En la parte superior, se presenta la gráfica generada automáticamente por el software de Oasis Montaj, Esta curva permite identificar la relación entre la energía contenida en distintas longitudes de onda y la profundidad de sus fuentes. En la parte inferior, se observa la gráfica obtenida mediante procesamiento en Python. La curva azul representa el espectro radial suavizado, mientras que las líneas punteadas rojas y verdes corresponden a los puntos de quiebre detectados automáticamente, que segmentan el espectro en tres intervalos lineales. Estos segmentos se interpretan como dominios de profundidad diferenciada: fuentes profundas (~55.06 km),

intermedias (~20.70 km) y someras (~9.45 km), de acuerdo con la metodología propuesta por Spector y Grant (1970).

2.4. Integración en ArcGIS Pro

Las profundidades obtenidas de Python se integraron espacialmente en el software Arcgis Pro-3.3 donde cada cuadrícula de 100 x 100 km² estuvo asociada a un punto centroide georreferenciado, para crear una superficie continua, se interpoló cada dato con Ponderación Inversa de la Distancia (IDW) con lo cual se representaron las variaciones espaciales de profundidad por cada nivel cortical analizado. El método de interpolación se seleccionó debido a su capacidad para preservar la influencia local de cada punto, lo que resultó adecuado debido a la distribución simétrica de cada cuadrícula, evitando sobredimensión de la superficie resultante. A partir de esto, se generaron tres superficies interpoladas que se aproximan a la geometría de las discontinuidades del subsuelo: Superficial, Conrad y Mohorovic.

Para el análisis integral de cada superficie se incluyeron datos complementarios reforzando la interpretación de la geometría cortical y su relación con la sismicidad. Se incorporaron datos hipocentrales de eventos sísmicos ocurridos en el área de estudio clasificados por profundidad, esto, para establecer relaciones entre la configuración de los niveles corticales obtenidos y los niveles de actividad sísmica, identificando patrones de acoplamiento que controlan la acumulación como liberación de esfuerzos. Para la superficie del Moho se superpusieron eventos de profundidad mayor a 40 km y de magnitud moderada (Mw 4.0-6.0), para Conrad se utilizó el registro de sismos históricos de la costa ecuatoriana y el nivel superficial menor a 15 km y con magnitudes mayores a 5.0.

Así también, se incluyó el modelo de acoplamiento interplaca (ISC) desarrollado por Chlieh et al. (2014) contextualizando así los resultados del análisis espectral en un marco sísmico de mayor amplitud pues se sugieren las zonas del margen que presentan mayor capacidad de

almacenar energía elástica y que al compararse con las discontinuidades se identificaron regiones en donde el elevado acoplamiento está directamente relacionado con geometría cortical específica.

Adicionalmente, se usaron las curvas de isoprofundidad del plano de subducción propuestas por Font et al. (2013) como base comparativa entre las superficies obtenidas y la geometría previamente establecida de la placa que subduce tanto en curvatura y segmentación de la placa de Nazca.

2.5. Análisis Estadístico

Con el fin de validar cuantitativamente la hipótesis de segmentación sísmica a lo largo del margen de subducción ecuatoriano, se desarrolló un módulo de análisis estadístico que permitió representar la distribución de los eventos sísmicos en función de su magnitud y profundidad. Para ello, se construyeron gráficos de dispersión (scatter plots) mediante un script personalizado implementado en lenguaje Python.

La base de datos de eventos sísmicos fue filtrada espacialmente para distinguir dos dominios tectónicos: el segmento norte (Esmeraldas y Manabí) y el segmento sur (Guayas, Santa Elena y El Oro), utilizando un servicio REST de ArcGIS que proporciona los límites provinciales en el sistema de referencia UTM Zona 17S (EPSG:32717). Posteriormente, se construyeron máscaras booleanas que permitieron clasificar automáticamente los eventos sísmicos en los dominios norte o sur, en función de sus coordenadas proyectadas X y Y.

Para los gráficos resultantes, se definió una escala cromática personalizada basada en el año de ocurrencia del evento, lo cual permitió representar la evolución temporal de la sismicidad. Además, se incorporaron líneas verticales que marcan la ubicación promedio de las principales discontinuidades corticales modeladas previamente mediante análisis gravimétrico. Estas referencias estructurales se visualizaron como líneas punteadas de diferentes colores (azul, verde y morado) en los gráficos, a fin de facilitar la interpretación de la ubicación de los eventos respecto a las estructuras internas de la corteza.

Capítulo 3

3. Resultados y análisis

3.1.1. Anomalía de Bouguer de la Costa Ecuatoriana

El mapa de anomalía de Bouguer mostrado en la Figura 10 integra datos del modelo gravimétrico satelital WGM-12 procesados mediante Oasis Montaj. Esta representación revela las principales características gravimétricas de la costa ecuatoriana, aportando información clave sobre la distribución de masas de distinta densidad en el contexto de un margen convergente activo. La señal gravimétrica refleja de forma indirecta la geometría de las unidades corticales, la configuración del contacto interplaca, el estado de acoplamiento tectónico y la presencia de estructuras de debilidad cortical.

El mapa presenta un contraste marcado entre regiones con anomalías positivas, localizadas predominantemente al noroeste y suroeste del dominio oceánico, y regiones con anomalías negativas en el centro-este del área de estudio. Las anomalías positivas, que alcanzan valores máximos de hasta +209.5 mGal, están asociadas a la presencia de bloques corticales densos y cuerpos intrusivos de alta densidad ubicados en el lecho oceánico. Entre estas estructuras destacan la Dorsal de Carnegie, la Dorsal de Grijalva, y otras elevaciones oceánicas como montes submarinos y bordes estructurales del graben de Yaquina, los cuales conforman un relieve topográficamente elevado y de litología oceánica. Estas estructuras incrementan la señal gravimétrica regional al corresponder con materiales más densos del manto superior o del basamento oceánico exhumado.

En contraste, las anomalías negativas, que llegan hasta -128.1 mGal, se concentran en la región central del margen, coincidiendo con la trinchera oceánica y las principales cuencas sedimentarias de la costa ecuatoriana, tales como las cuencas de Esmeraldas, Manabí, Borbón, Manta-Bahía y Valdivia. Estas áreas corresponden a dominios de subsidencia activa, donde el espesor de la cobertura sedimentaria supera varios kilómetros, lo que reduce la densidad promedio de la corteza en estos sectores. La expresión gravimétrica negativa está asociada tanto a la baja

densidad de los sedimentos como al hundimiento del relieve oceánico, que alcanza profundidades superiores a los 3000 m, especialmente en la fosa oceánica adyacente.

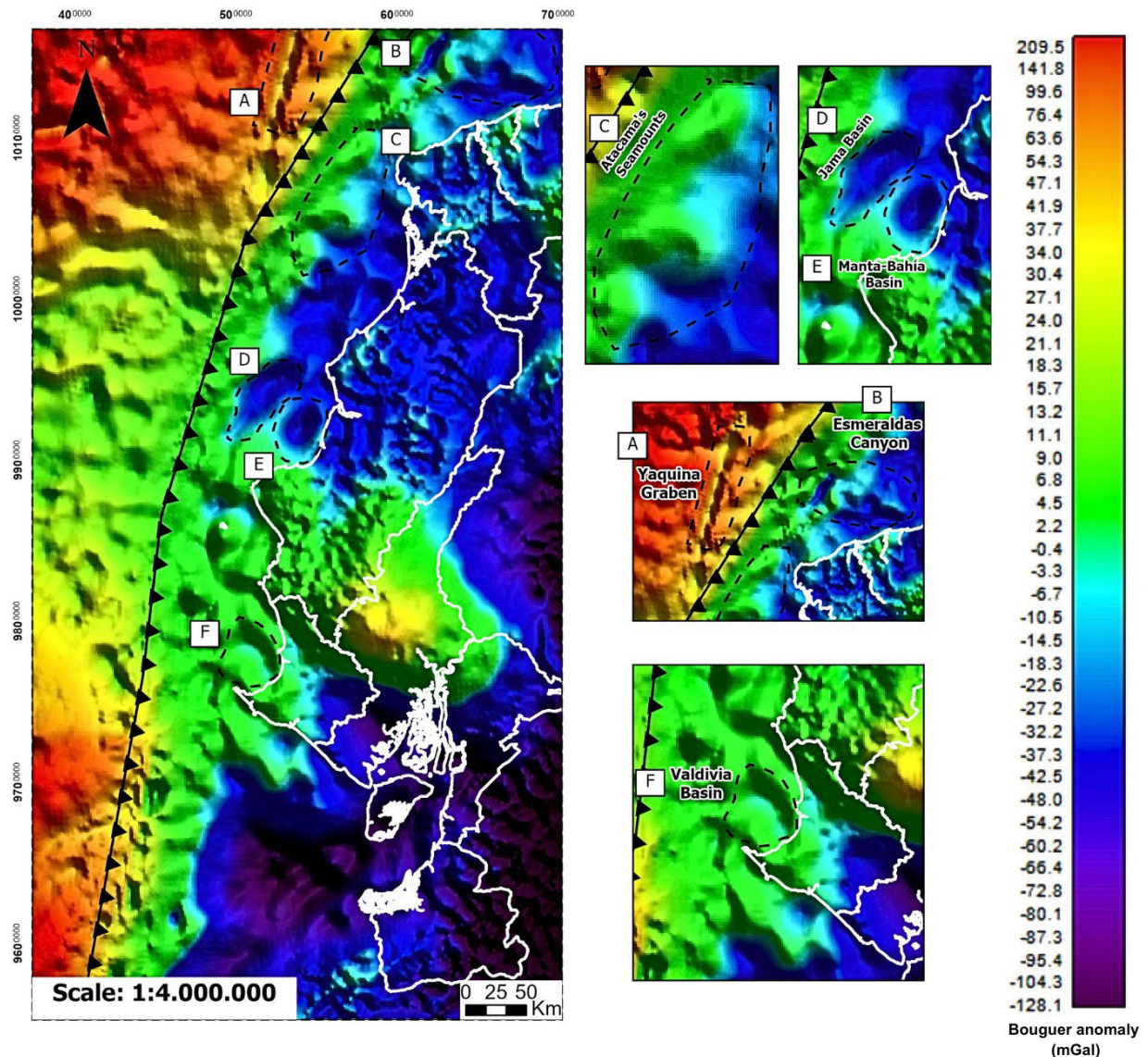
Además, se observa una correlación espacial entre los gradientes gravimétricos más abruptos y el borde occidental de la placa continental, lo cual sugiere la existencia de zonas de transición litosférica, donde se concentra la deformación asociada al proceso de subducción. Esta transición es coherente con las zonas de mayor acoplamiento interplaca identificadas en estudios anteriores (Chlieh et al., 2014), lo que refuerza la hipótesis de que las discontinuidades gravimétricas reflejan límites tectónicos activos.

El análisis de la anomalía de Bouguer también permite inferir la posible segmentación tectónica del margen. Las variaciones laterales en la magnitud de la anomalía sugieren la existencia de bloques corticales diferenciados, con contrastes en su rigidez mecánica y comportamiento sismotectónico. En este contexto, los sectores dominados por anomalías negativas y transiciones abruptas podrían representar zonas de mayor acumulación de esfuerzos elásticos, mientras que las áreas asociadas a bloques rígidos, como la Dorsal de Carnegie, podrían funcionar como barreras estructurales al desplazamiento sísmico, controlando la distribución y magnitud de los eventos sísmicos.

Finalmente, este mapa representa la base gravimétrica a partir de la cual se derivaron las profundidades de las discontinuidades corticales mediante el análisis espectral. Su análisis detallado permitió establecer un primer acercamiento a la configuración estructural del subsuelo, al proporcionar evidencias indirectas del contraste entre regiones de alta y baja densidad, lo que a su vez fundamenta la interpretación posterior del comportamiento sismotectónico de la región.

Figura 10

Mapa de Anomalía de Bouguer del margen ecuatorial



Nota: El mapa principal y sus subsecciones muestran las principales estructuras identificadas en el margen continental ecuatorial a partir de anomalías gravimétricas: (A) Graben de Yaquina, caracterizado por un depocentro elongado de baja anomalía asociado a subsidencia; (B) Cañón de Esmeraldas, una depresión lineal vinculada a procesos de erosión y tectónica; (C) Cuenca de Pedernales, que refleja acumulación sedimentaria en una depresión controlada estructuralmente; (D) Cuenca de Manta-Bahía, vinculada a subsidencia activa en el antearco central; (E) Graben de Esmeraldas, depresión elongada controlada por fallamiento normal; (F) Cuenca de Valdivia, definida por anomalías negativas que evidencian relleno sedimentario significativo.

Las líneas discontinuas marcan la traza de las dorsales de Carnegie y Grijalva, cuya interacción con la fosa condiciona la tectónica regional. Los gradientes de color reflejan variaciones en la anomalía de Bouguer: valores positivos (rojo/amarillo) corresponden a zonas de mayor densidad y relieve estructural, mientras que valores negativos (azul/violeta) señalan cuencas y grabens de subsidencia. Escala: 1:4.000.000.

3.1.2. Análisis espectral: Profundidad Moho

La discontinuidad de Mohorovičić, ilustrada en la Figura 11, muestra profundidades que van desde 22,8 km hasta 64,6 km, representada por un gradiente de color del blanco al negro, en donde se distingue la corteza oceánica somera al oeste, antes de la fosa, y la corteza continental de mayor grosor hacia el este. En el dominio oceánico, la profundidad es somera con valores entre 22,8 y 30 km, concordante con la configuración típica de esta corteza por ser delgada, homogénea y densa; los mayores valores en esta zona se encuentran frente a las costas de Manabí y norte de Guayas, identificándose como la cordillera de Carnegie. Así, a medida que la placa de Nazca se aproxima a la zona de subducción el Moho aumenta gradualmente debido al proceso de la flexión de la placa subductante haciendo que la corteza se vuelva considerablemente más gruesa y heterogénea, con profundidades del Moho que superan los 60 km, especialmente en Guayas, Santa Elena y sur de Manabí configuración que corresponde a la Placa Sudamericana zona engrosada no solo por el espesor natural de la corteza sino también a la acreción tectónica producto de la convergencia activa con la placa oceánica.

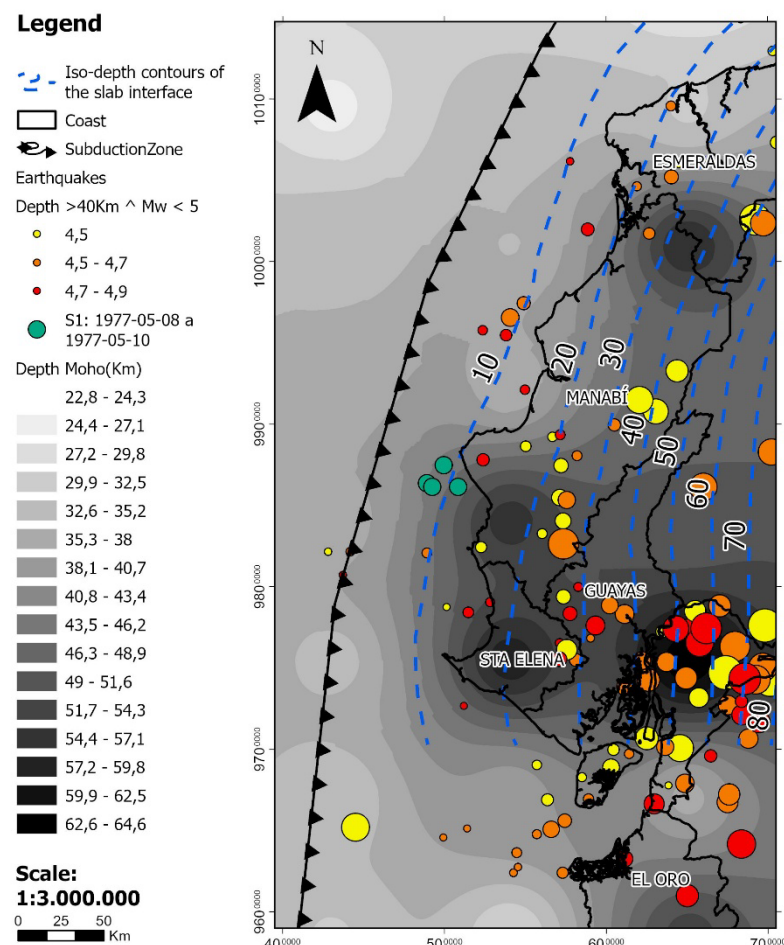
La distribución de la sismicidad la comprenden eventos sísmicos de $M_w < 5$ y profundidad > 40 km representadas con círculos de colores según magnitud evidencia una alta densidad de eventos en las provincias del Guayas en donde también se observa dominio de mayor profundidad del Moho esta relación sugiere que la topografía de la interfaz cortical inferior influye en la concentración de esfuerzos y la localización de rupturas sísmicas en profundidad, también se relaciona con procesos de deshidratación de la losa subducida, generando sismicidad intraplaca con menor energía pero recurrente, mostrando un acoplamiento relativamente débil. Se ha superpuesto también una secuencia sísmica registrada entre el 8 y el 10 de mayo de 1977, representada por cuatro círculos de color verde; este clúster de eventos al noreste de Manabí se

marca como una zona de actividad sísmica en el contacto interplaca vinculada con acoplamiento parcial.

La superposición de las isopropfundidades del slab oceánico (líneas punteadas azules) de Font et al (2013) evidencia una correspondencia general con el patrón de profundidad del Moho. En particular, el alineamiento de las curvas de nivel de 40 a 80 km permite inferir que la geometría del slab y la de la corteza subyacente están interrelacionadas, influenciadas por estructuras geodinámicas como la dorsal de Carnegie al norte y la falla de Dolores-Guayaquil al sur. Esta interacción define zonas de mayor o menor interacción tectónica, que, a su vez, condicionan la distribución y magnitud de la actividad sísmica observada.

Figura 11

Mapa de profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho) de la costa ecuatoriana.



Nota: La figura muestra la superficie continua de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho) en el área de estudio, con profundidades representadas en un gradiente de grises desde blanco (zonas someras, ~39.79 km) hasta negro (zonas profundas, ~88.55 km). Las líneas azules discontinuas indican curvas de profundidad (iso-profundidades) de la interfaz de la losa subducida, expresadas en kilómetros y basadas en el modelo de Font et al. (2013). La sismicidad se representa mediante círculos de color y tamaño variable, correspondientes a eventos con hipocentros mayores a 40 km y magnitudes inferiores a 5. Además, se delimita el área de interés con una línea roja y se incluye la traza de la zona de subducción. La escala es 1:3.000.000.

3.1.3. Análisis espectral: Profundidad Conrad

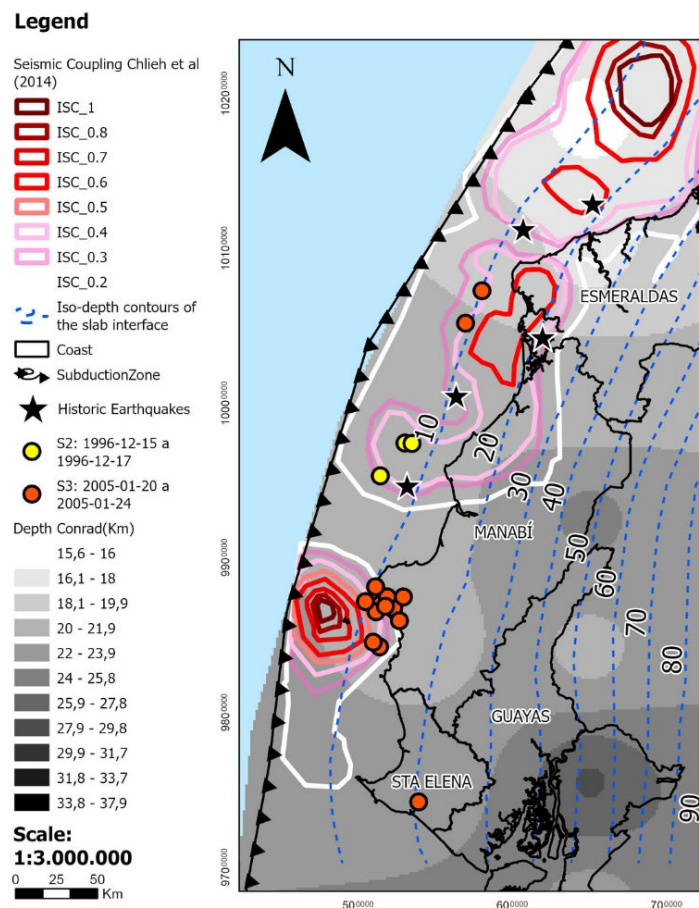
La discontinuidad de Conrad, es decir, la división de las capas superior e inferior de la corteza continental, por lo que se manifiesta al este de la zona de subducción, se detalla en la Figura 12 y tiene profundidades que van desde 15,6 km hasta 37,9 km, representadas por un gradiente de color desde blanco hasta negro. Se superpuso el modelo de acoplamiento sísmico desarrollado por Chlieh et al. (2014) y se establece una relación inversa entre las mismas y la profundidad del Conrad, así las regiones donde el Conrad se encuentra a mayores profundidades (mayores a 30 km), como en el sur de Guayas, se registran bajos niveles de acoplamiento sísmico ($ISC \leq 0,3$) lo que concuerda en la transición hacia materiales más dúctiles en la corteza inferior, cuya mayor capacidad de deformación plástica facilita la disipación de esfuerzos sin generar rupturas sísmicas. Por el contrario, en zonas de Conrad somero (15 a 22 km) como en el centro-norte de Manabí, se observan valores altos de acoplamiento ($ISC \geq 0,7$), lo cual indica que la rigidez del medio favorece la transmisión de esfuerzos y la ocurrencia de eventos sísmicos, como evidencian los eventos históricos localizados en esta zona mostrados como estrellas negras en el mapa.

Además, se han identificado dos secuencias sísmicas ocurridas en diciembre de 1996 y enero de 2005 marcadas con círculos amarillos y naranjas respectivamente. La secuencia de 2005 ocurrió en la misma zona que la de 1977, localizada en la Figura 2, evidenciándose un intervalo

temporal de aproximadamente tres décadas coherentes con los tiempos de recurrencia propuestos para segmentos de subducción parcialmente acoplados, donde los esfuerzos acumulados se liberan gradualmente a través de sismos de magnitud moderada. Esto sugiere que la ruptura sísmica es favorecida por condiciones de acoplamiento parcial entre placas y por la presencia de discontinuidades corticales que permiten la transmisión y liberación del estrés tectónico acumulado.

Figura 12

Mapa de profundidad de la discontinuidad intermedia de la costa ecuatoriana.



Nota: La figura muestra el modelo de profundidad de la discontinuidad intermedia en el área de estudio, con valores que varían entre 15,47 km y 39,06 km representados mediante una escala de grises, donde las zonas más claras indican menores profundidades y las más oscuras mayores profundidades. Se incluyen los contornos de isoprofundidad de la losa subductada (líneas azules discontinuas) según Font et al. (2013), así como los coeficientes de acoplamiento sísmico (ISC)

obtenidos del modelo de Chlieh et al. (2014), representados mediante líneas de colores proyectadas hasta los 35 km de profundidad. También se marcan las fallas principales (líneas negras punteadas) y los epicentros de eventos sísmicos históricos (estrellas negras). La escala es 1:3.000.000.

3.1.4. Análisis espectral: Profundidad Superficial

La base de la corteza superior, detallada en la Figura 13, tiene profundidades que oscilan entre 2,3 y 10,5 km representadas por una escala de colores del blanco al negro. Las anomalías más profundas representan las principales cuencas sedimentarias del margen costero: Manabí, Esperanza y Progreso, resaltadas en los polígonos de color amarillo fuerte, amarillo y café, respectivamente, reflejando la acumulación de sedimentos producto de procesos de subsidencia tectónica prolongada. Al norte de Manabí y sur de Esmeraldas se observa alto acoplamiento sísmico ($ISC \geq 0,7$) y una capa superficial más delgada (profundidades entre 2,3 y 6,3 km), lo cual sugiere una transmisión más directa de esfuerzos desde el plano de subducción hacia la superficie.

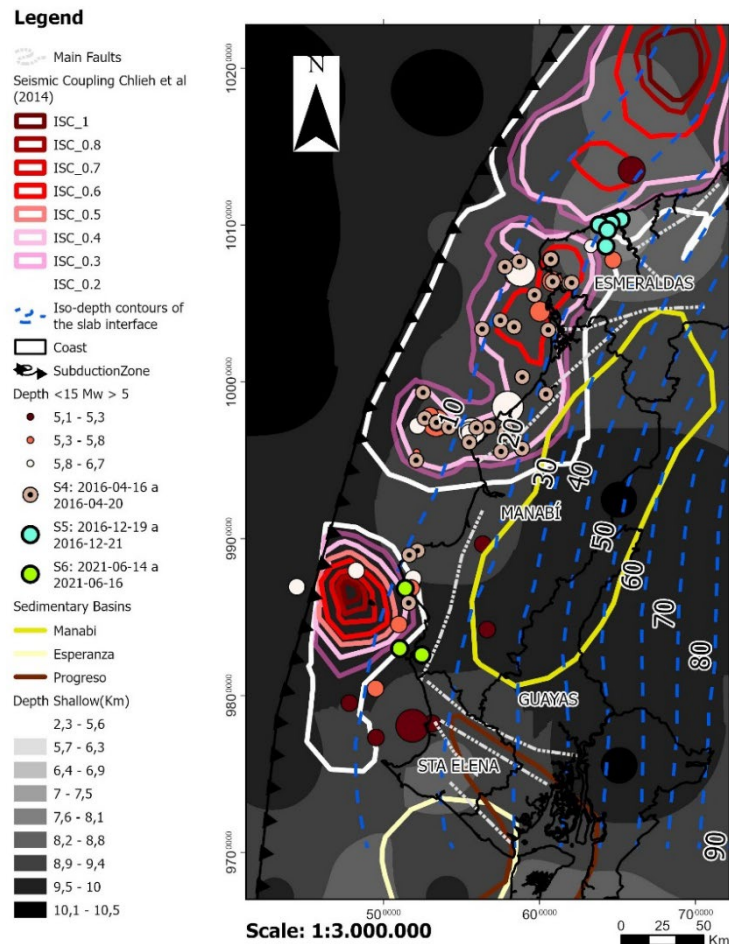
El análisis muestra un patrón claro de sismos concentrados en áreas con alto acoplamiento sísmico ($ISC > 0,6$), principalmente cerca del borde occidental de las cuencas de Manabí y Borbón. Estos eventos se asocian a poca profundidad, evidenciando procesos de acumulación y ruptura de esfuerzos en la base de la corteza superior, influenciados por la presencia de fallas corticales. En contraste, cerca de la Cuenca del Progreso, se observan mayores profundidades, asociadas a una columna sedimentaria de mayor espesor. La actividad sísmica aquí es menos frecuente, favoreciendo una acumulación y liberación de esfuerzos más heterogénea y menos recurrente.

Se han identificado tres secuencias sísmicas, alineadas sobre un sector de cobertura sedimentaria relativamente delgada, la S4 al norte de la cuenca de Manabí, en una zona de acoplamiento elevado, validando el comportamiento de la transmisión directa de esfuerzos desde el plano de contacto interplaca hacia la superficie. Por otro lado, la secuencia S6, registrada en junio de 2021, se ubica en una región que muestra continuidad con las secuencias S1 y S3 (1977

y 2005, respectivamente), lo cual sugiere la existencia de un segmento activo persistente al sur de Manabí, con capacidad para generar sismos recurrentes en la parte superior de la corteza.

Figura 13

Mapa de profundidad de la discontinuidad superficial de la costa ecuatoriana.



Nota: La figura muestra la profundidad somera de la base de la corteza superior en el área de estudio, con valores que oscilan entre 2.17 km y 10.48 km, representados mediante una escala de grises que va del blanco (zonas menos profundas) al negro (zonas más profundas). Se incluyen los epicentros de eventos sísmicos con hipocentros menores a 15 km y magnitudes mayores a 5.0 Mw, simbolizados con círculos de tamaño y color variable. Las fallas corticales principales (según Eguez et al., 2003) se muestran con líneas negras punteadas, mientras que las cuencas sedimentarias de Borbón, Manabí y Progreso (Feininger y Seguin, 1983) están delineadas en azul. Además, se proyecta el modelo de acoplamiento sísmico (ISC) de Chlieh et al. (2014) mediante contornos de colores, y las curvas de isoprosfundidad de la losa subductada (Font et al., 2013)

aparecen con líneas azules discontinuas. También se marcan con estrellas los epicentros de terremotos históricos. La escala es 1:3.000.000.

3.1.5. Profundidad vs Magnitud

La Figura 14-A ilustra la correlación bivariada entre la magnitud y la profundidad de los eventos ocurridos en el área de estudio entre 1906 y 2025, con una escala de colores que representa la evolución cronológica de la actividad sísmica. Se establece una correlación negativa de tipo lineal ($r = -0.21$) entre la magnitud y la profundidad de los eventos sísmicos, calculada mediante el coeficiente de correlación de Pearson, lo que indica que los sismos de mayor magnitud se concentran en la corteza más somera o a profundidades intermedias entre 10 y 40 km, es decir, a mayores profundidades, predominan los sismos de menor magnitud, que pueden estar asociados con procesos intraplaca dentro de la placa subducida, donde la liberación de tensiones tiende a ser más heterogénea.

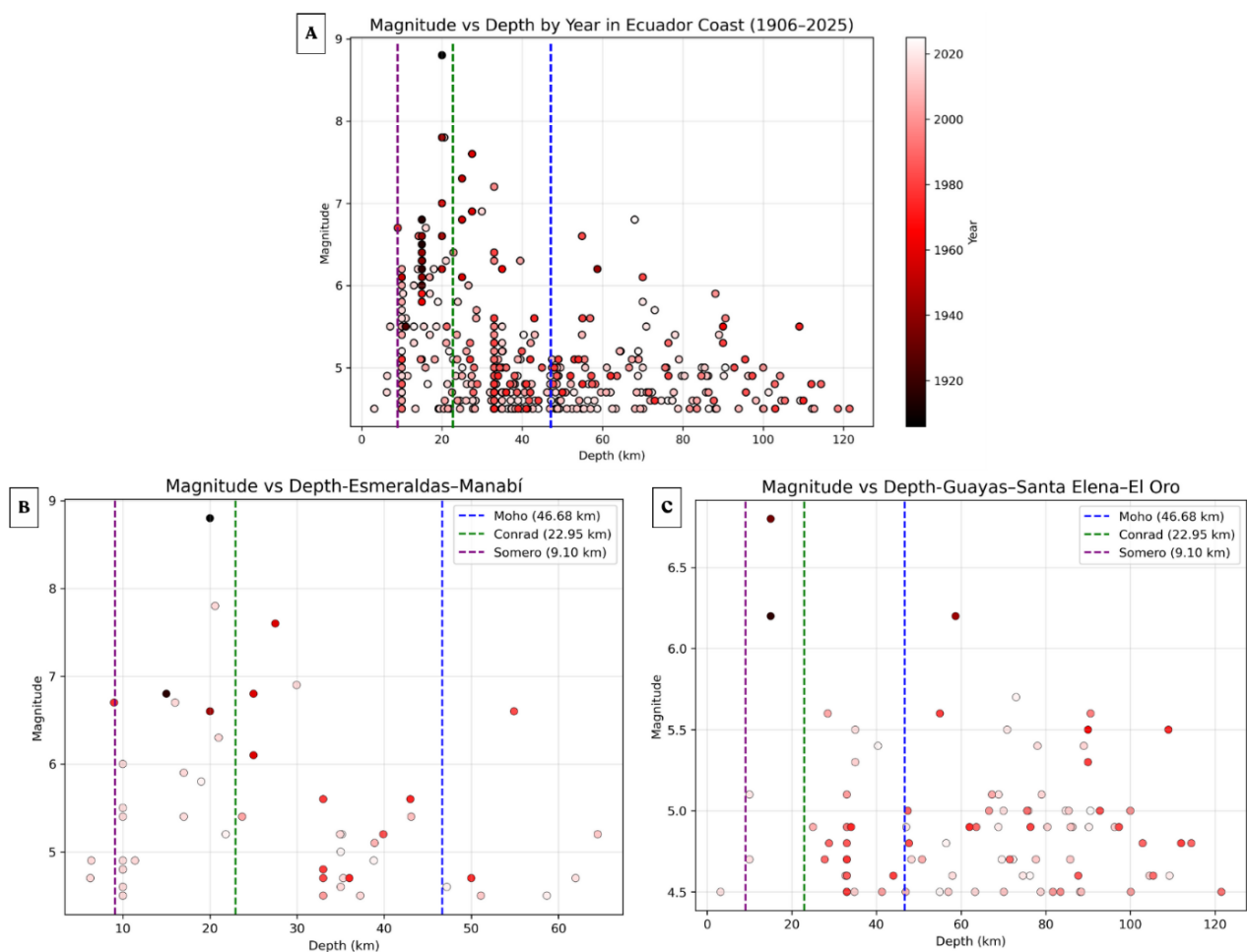
Las líneas punteadas representan las profundidades promedio estimadas de las discontinuidades de Moho, Conrad y Someras, determinadas a partir del análisis espectral de las anomalías gravimétricas, que delinean visualmente los dominios estructurales asociados a cada nivel cortical, facilitando la clasificación de los eventos según su posición vertical. Además, para validar la segmentación propuesta en el dominio espectral, se desarrollaron dos subgráficos complementarios para diferenciar el comportamiento sísmico entre el segmento norte (Esmeraldas–Manabí) y el segmento sur (Guayas–Santa Elena–El Oro).

En comparación con los mapas 2D presentados previamente, se confirma que un número significativo de eventos de alta magnitud y poca profundidad ocurre dentro de la corteza superior y los niveles Conrad. En contraste, por debajo de la línea de discontinuidad de Moho (profundidades > 40 km), la dispersión de magnitud es menor y los eventos tienden a ser de magnitud baja a moderada, lo que concuerda con la sismicidad intraplaca que ocurre en el interior de la placa oceánica subducida. Asimismo, en el segmento norte (Figura 14-B), la sismicidad se

concentra a poca profundidad (típicamente < 40 km), con eventos frecuentes que superan la magnitud 6,5. Este comportamiento está asociado a una corteza más delgada y discontinuidades corticales más superficiales, así como a un límite interplaca fuertemente acoplado, lo que favorece la acumulación de deformación elástica y la generación de rupturas de alta energía, en contraste, para el segmento sur (Figura 14-C), los eventos son más dispersos y se localizan predominantemente a profundidades mayores a 40 km, con magnitudes menores generalmente por debajo de 6,5, este patrón se correlaciona con una geometría más pronunciada de la interfaz de la losa, una corteza más gruesa y procesos de deformación más distribuidos..

Figura 14

Distribución de magnitud vs. profundidad para eventos sísmicos en la costa ecuatoriana (1906–2025)



Nota: La figura presenta un diagrama de dispersión que muestra la relación entre la magnitud (eje vertical) y la profundidad (eje horizontal) de los eventos sísmicos registrados en la zona costera del Ecuador entre los años 1906 y 2025. Cada punto representa un sismo, y la escala de color varía desde negro hasta blanco, indicando su año de ocurrencia, con tonos oscuros para eventos antiguos y tonos claros para eventos recientes. El gráfico permite observar la distribución espacial y temporal de la sismicidad, abarcando profundidades desde la superficie hasta los 120 km y magnitudes entre 4.5 y 9.0.

Capítulo 4

4.1 Conclusiones y recomendaciones

El análisis espectral de las anomalías de Bouguer del área de estudio permitió definir dominios estructurales distintivos que podrían influir en la distribución, profundidad y recurrencia de la sismicidad, proporcionando evidencias de la influencia del contacto interplaca con patrones de acumulación y liberación de energía sísmica. Por lo que se presentan las siguientes observaciones:

- El análisis de las anomalías de Bouguer, muestra valores de +209.5 mGal en dominios oceánicos y -128.1 mGal en las cuencas de antearco (Figura 9), lo cual permitió reconocer contrastes de densidad que segmentan claramente el margen. Las anomalías positivas, concentradas principalmente en el noroeste y suroeste del área de estudio, correspondientes a dominio oceánico, se relacionan con estructuras rígidas y de alta densidad, entre ellas la Dorsal de Carnegie, la Dorsal de Grijalva, varios montes submarinos y los bordes estructurales del graben de Yaquina. En contraste, las anomalías negativas distribuidas en la parte centro-oriental del área de estudio corresponden a la fosa oceánica, así como a las principales cuencas sedimentarias de la costa ecuatoriana: Esmeraldas, Manabí, Borbón, Manta–Bahía y Valdivia.
- Estos dominios de baja densidad fueron interpretados como zonas de debilidad cortical y constituyeron los sectores clave que guiaron la aplicación del análisis espectral al permitir delinear discontinuidades profundas (Moho, Conrad y base de la corteza superior) directamente relacionadas con el comportamiento sísmico del margen.
- A partir del análisis espectral de anomalías gravimétricas se delinearón tres discontinuidades corticales clave: el Moho, la discontinuidad de Conrad y la base de la corteza superior (Figuras 10, 11 y 12). Estas superficies actúan en conjunto como límites mecánicos del margen y mantienen una relación directa con la distribución en profundidad de los eventos sísmicos a lo largo del margen de subducción. En particular, pudiendo influir

en la acumulación y transmisión de esfuerzos en distintos niveles de la corteza, al condicionar si la propagación de energía sísmica alcanza niveles someros o, por el contrario, queda restringida en profundidad. De esta manera, la configuración conjunta de estas discontinuidades explica la segmentación tectónica del margen y la diferenciación en el comportamiento sísmico entre los dominios norte y sur.

- La geometría del Moho muestra un engrosamiento progresivo, pasando de profundidades referenciales entre 22 y 30 km en corteza oceánica hasta profundidades de 55-64,6 km en el dominio continental (Figura 10). Este incremento relativo de aproximadamente 80–100 % en el espesor cortical es coherente con rangos globales descritos en estudios espectrales similares, donde el Moho oceánico se sitúa entre 20–25 km y el continental alcanza los 50–60 km (Kumar et al., 2016). Dicho engrosamiento, de acuerdo con los patrones obtenidos al superponer la geometría del Moho con la distribución sísmica (USGS, n.f.), y los modelos de acoplamiento (Chlieh et al., 2014), se podría asociar con la ocurrencia de eventos de magnitud moderada (M_w 4.5–5.0) a mayores profundidades en el segmento sur (Guayas–Santa Elena–El Oro), donde el acoplamiento tectónico es menor ($ISC \leq 0.4$).
- La discontinuidad de Conrad mostró una clara variabilidad a lo largo del margen. Medida desde la fosa hacia el continente, se define entre ~80 y 130 km de distancia, alcanzando profundidades de 15.6–22 km en el segmento norte (Esmeraldas–Manabí). En estas zonas más someras, coincide con áreas de alto acoplamiento ($ISC \geq 0.7–1.0$) (Chlieh et al., 2014) y con la ocurrencia de grandes terremotos históricos (1942, 1958, 1979 y 2016; $M_w \geq 7.0$) (USGS, s.f.). En contraste, en el segmento sur de la zona de estudio (Guayas–Santa Elena–El Oro), Conrad se profundiza hasta 30–37.9 km, valores consistentes con lo observado en otros márgenes de subducción (Kumar et al., 2016; Abdelwahed et al., 2013), donde esta discontinuidad aparece a 15–25 km en dominios rígidos y se hunde hasta 30–40 km en sectores considerados más dúctiles. Esta mayor profundidad, observada en el segmento

sur, podría limitar la propagación vertical de las rupturas y favorecer un régimen sísmico más dúctil, con menor recurrencia de sismos superficiales de gran magnitud.

- La base de la corteza superior, con profundidades que varían entre 2.3 y 15 km, delimita el límite basal de los depósitos sedimentarios en cuencas como Manabí, Esperanza y Progreso. En el segmento norte (Esmeraldas–Manabí), esta superficie es más somera (2.3–6 km), reduciendo la distancia vertical respecto a la zona de máximo acoplamiento interplaca, ubicada a ~15–20 km de profundidad según modelos geodésicos y sismológicos (Chlieh et al., 2014; Font et al., 2013). Esta proximidad favorece la transmisión de esfuerzos hacia niveles superficiales y explica la recurrencia de grandes terremotos someros ($M_w \geq 6.5$ –7.0) en este dominio. En contraste, en el segmento sur (Guayas–Santa Elena–El Oro), la base cortical se ubica a profundidades cercanas a 15 km, generando un espesor adicional de material que funciona como un medio más dúctil. Esto atenúa la propagación de esfuerzos hacia la superficie y reduce la recurrencia de sismos superficiales de gran magnitud, en concordancia con el marco teórico del comportamiento frágil–dúctil de la corteza (Scholz, 1998).
- La comparación entre los segmentos tectónicos del margen ecuatoriano (norte y sur) evidencia una marcada segmentación. En el segmento norte (Esmeraldas–Manabí), se combinan una corteza más delgada y discontinuidades someras (Moho a 22–40 km, Conrad a 15.6–22 km y base superior a ~6–9 km). Al contrastar estos valores con el modelo de acoplamiento de Chlieh et al. (2014), se observa que estas condiciones coinciden con zonas de alta sismicidad y fuerte acoplamiento reportadas en el margen norte. En el segmento sur (Guayas–Santa Elena–El Oro), en cambio, la mayor profundidad de discontinuidades (Moho a 55–64.6 km, Conrad a 30–37.9 km y base superior a ~10–15 km) se relaciona con un régimen sísmico menos concentrado y menor acoplamiento, lo cual concuerda con lo

planteado por Chlieh et al. (2014), quienes identificaron en esta zona un predominio de bajo acoplamiento y deslizamiento asísmico.

- Este estudio confirma la hipótesis central: la morfología del margen de subducción ecuatoriano está definida por la variabilidad en profundidad de las discontinuidades, por lo que actúan como límites mecánicos que modulan la acumulación de esfuerzos y la liberación de energía sísmica. El análisis integrado de anomalías gravimétricas y distribución estadística de eventos permitió entender que los segmentos norte y sur presentan comportamientos sísmicos contrastantes: en el norte, discontinuidades someras se asocian a fuerte acoplamiento y alta recurrencia de grandes terremotos, mientras que, en el sur, discontinuidades más profundas coinciden con un régimen más difuso y de menor magnitud. Estos hallazgos aportan una base para comprender los mecanismos geodinámicos del margen de subducción ecuatoriano y se presentan como un insumo para la evaluación de escenarios regionales de amenaza sísmica.

4.1.2 Recomendaciones

Tras culminar los objetivos propuestos en la investigación, se logró caracterizar la estructura cortical profunda de la región costera ecuatoriana y establecer relaciones directas entre la geometría del contacto interplaca, las discontinuidades corticales y la distribución de la sismicidad y se obtienen las siguientes recomendaciones primordiales:

- Incorporar técnicas geofísicas complementarias para mejorar el modelo estructural propuesto. En particular, la aplicación de perfiles de sísmica de refracción y reflexión podría aportar mayor precisión en la geometría de la corteza superior e intermedia; esto permitirá una mejor resolución de los límites litológicos y una validación cruzada de las profundidades estimadas de las discontinuidades.

- Integrar catálogos de eventos de liberación lenta e instrumentación geodésica para profundizar la relación entre las zonas de ocurrencia de eventos sísmicos lentos y las discontinuidades internas.
- Implementar algoritmos que determinen el número óptimo de segmentos según la variabilidad local del espectro, especialmente en zonas transicionales donde se sospecha un comportamiento tectónico mixto.
- Extender el análisis en regiones adyacentes al margen ecuatoriano, por ejemplo, Colombia y Perú, a fin de comparar patrones estructurales y sísmicos para generar una visión integrada del comportamiento geodinámico del margen convergente norte de Sudamérica.
- Relacionar los resultados con la dinámica termal del margen, así un modelo térmico basado en la profundidad del Moho y la tasa de subducción permitiría establecer zonas con potencial de fusión parcial o cambios reológicos que influyan en la deformación cortical y la sismicidad.

Referencias

- [1] Aizprua, C., Witt, C., Brönnner, M., Johansen, S. E., Barba, D., & Hernandez, M. J. (2020). Forearc crustal structure of Ecuador revealed by gravity and aeromagnetic anomalies and their geodynamic implications. *Lithosphere*, 2020(1), 2810692.
- [2] Bonvalot, S., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., Biancale, R., Gabalda, G., Moreaux, G., Reinquin, F. & Sarrailh, M. (2012). Global grids: World Gravity Map (WGM2012). Bureau Gravimetrique International. <https://doi.org/10.18168/bgi.23>
- [3] 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*, 4, 618-635.
- [4] Byerlee, J. D. (1967). Frictional characteristics of granite under high confining pressure. *Journal of Geophysical Research*, 72(14), 3639-3648.
- [5] Chlieh, M., Mothes, P. A., Nocquet, J. M., Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., ... & Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400, 292-301.
- [6] Collot, J. Y., Proust, J. N., Nocquet, J. M., Martillo, C., Michaud, F., Lebrun, J. F., ... & Ratzov, G. (2022). From long-to short-term inter-plate coupling at the subducted Carnegie Ridge crest, offshore Central Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(8), e2022JB024192.
- [7] Danielson, J. J., & Gesch, D. B. (2011). Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010) (No. 2011-1073). US Geological Survey.
- [8] Deniaud, Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène : Etude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. Grenoble: Université Joseph Fourier.
- [9] Dixon, T. H., and Moore, J. C. (Eds.). (2013). The seismogenic zone of subduction thrust faults. Columbia University Press
- [10] Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Michael, M. N., Costa, C., & Dart, R. L. (2003). Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions. USGS.
- [11] Hashemi Farahani, H., Ditmar, P., Klees, R., Teixeira da Encarnação, J., Liu, X. Z. Q. G. J., Zhao, Q., & Guo, J. (2013). Validation of static gravity field models using GRACE K-band ranging and GOCE gradiometry data. *Geophysical Journal International*, 194(2), 751-771.
- [12] Feininger, T., and Seguin, K. M. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. In "Geology." pp. 4044.

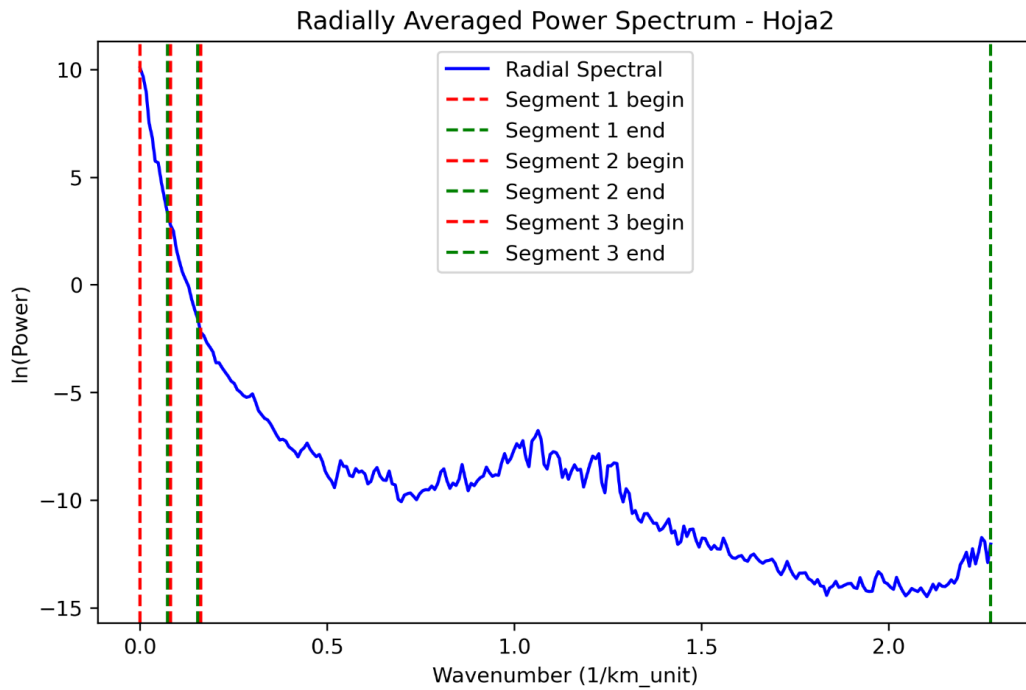
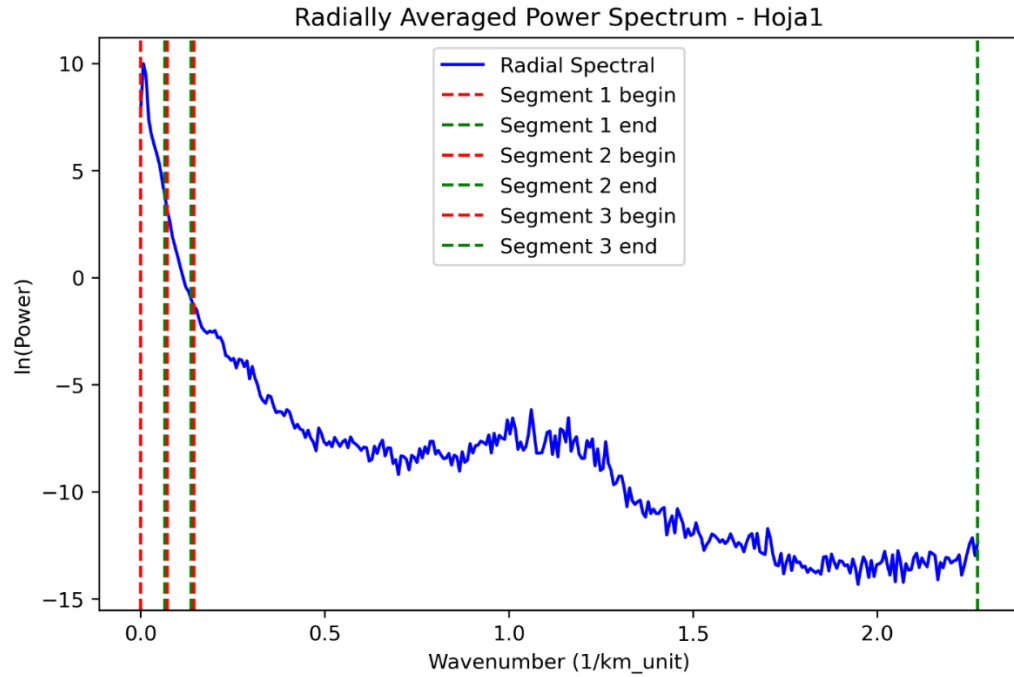
- [] Flechtner, F., Reigber, C., Rummel, R., & Balmino, G. (2021). Satellite gravimetry: a review of its realization. *Surveys in Geophysics*, 42(5), 1029-1074.
- [13] Font, Y., M. Segovia, S. Vaca, and T. Theunissen (2013), Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity
- [14] Hernández, M. J., Michaud, F., Rivadeneira, M., Barba, D., & Collot, J. Y. (2011). El sistema de fallas de Jama en la plataforma continental (off-shore) del margen ecuatoriano: resultados preliminares a partir de la interpretación de perfiles sísmicos de reflexión.
- [15] Hoskins, M. C., Meltzer, A., Font, Y., Agurto-Detzel, H., Vaca, S., Rolandone, F., ... & Rietbrock, A. (2021). Triggered crustal earthquake swarm across subduction segment boundary after the 2016 Pedernales, Ecuador megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 553, 116620.
- [16] Jaillard, E., Ordenez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., and Zambrano, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous - Late Eocene times. In "Petroleum Basins of South America." (S. S. R. a. W. H. J. Tankard A.J., Ed.), pp.615-631. American Association of Petroleum Geologists.
- [17] Kanamori, H., and K. C. McNally (1982), Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(4), 1241-1253.
- [18] Kelleher, J. (1972), Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, 77, 2087-2103.
- [19] Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131.
- [20] Kumar, A., Roy, P., Das, L., (2016). Vertical density contrast and mapping of basement, Conrad and moho morphologies through 2d spectral analysis of gravity data in and around Odisha, India. *J. Asian Earth Sci.* 124, 181–190.
- [21] Lavenu, A. (2006). Neotectónica de los Andes entre 1 N y 47 S (Ecuador, Bolivia y Chile): una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 504-524.
- [22] Lemenkova, P., & Debeir, O. (2023). Multispectral satellite image analysis for computing vegetation indices by R in the Khartoum Region of Sudan, Northeast Africa. *Journal of imaging*, 9(5), 98. model, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1093/gji/ ggs1083.
- [23] Masinde, A., Waswa, A., Muia, G., & Makhanu, E. (2023). Spatial and temporal control of the volcanic activities over the distribution of sediments in the Magadi basin, Kenya Rift. *Scientific African*, 22, e01935.

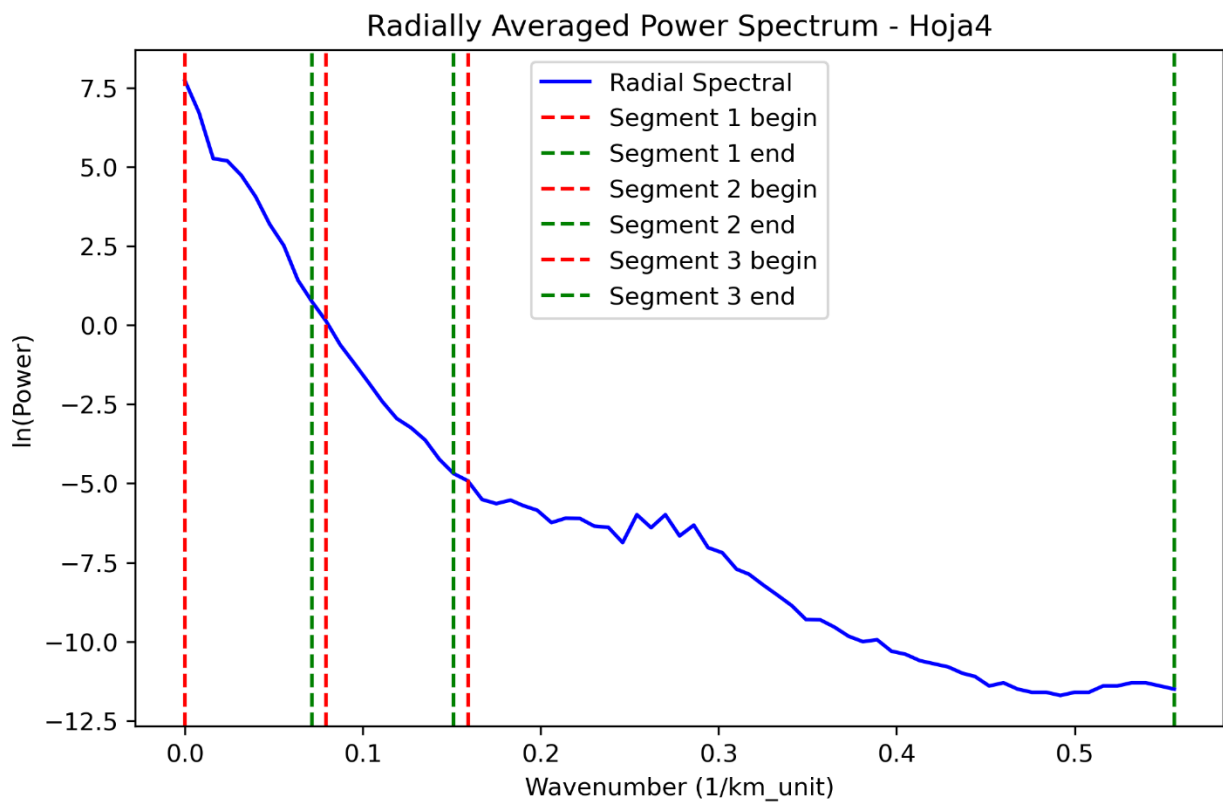
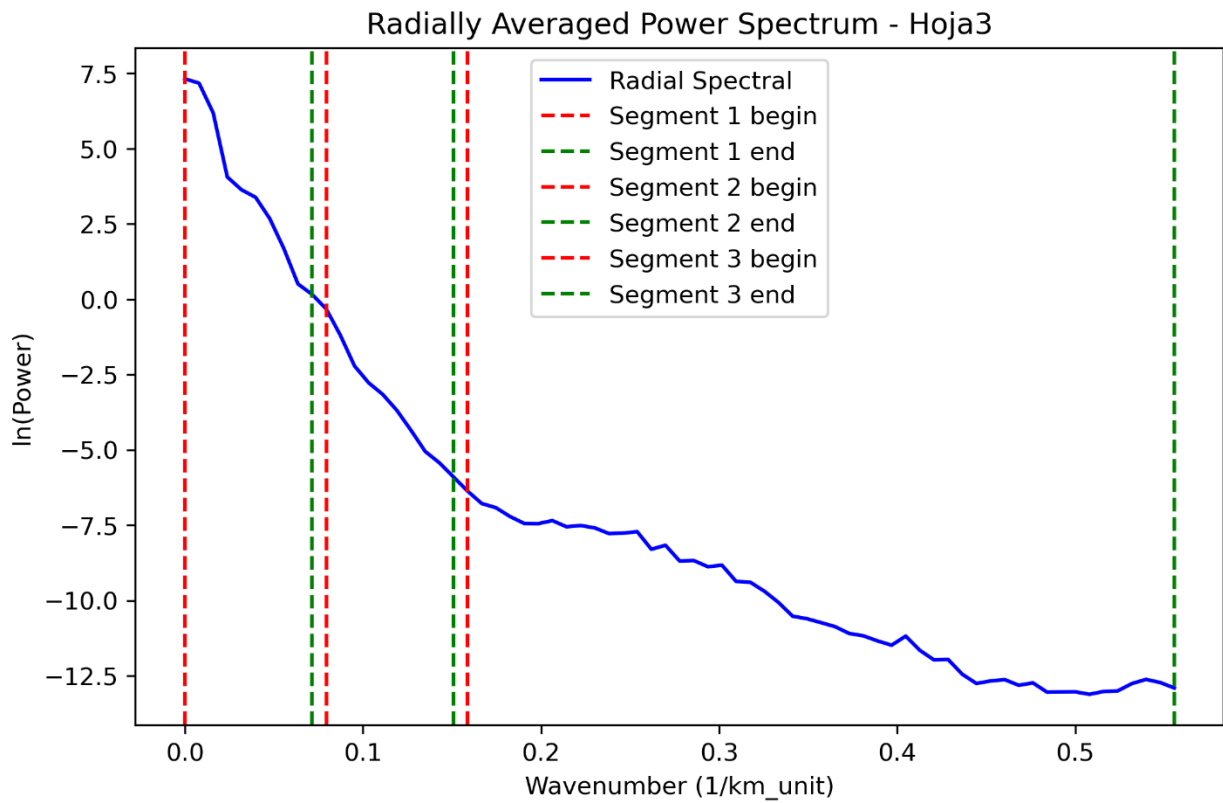
- [24] Mendoza, C. and Dewey, J., 1984. Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 577–593
- [25] Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., et al. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 1–5.
- [26] Pinto, M. L., & Vidotti, R. M. (2019). Tectonic framework of the Paraná basin unveiled from gravity and magnetic data. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 216-232.
- [27] Sahoo, S.D., Pal, S.K., 2021. Crustal structure and moho topography of the southern part (18° s–25° s) of central indian ridge using high-resolution eigen6c4 global gravity model data. *Geo-Mar. Lett.* 41 (1), 1–20.
- [28] Spector A., Grant F. S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, 2, 293-302.
- [29] Swenson, J.L. and Beck, S.L., 1996. Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and Earthquake Cycle along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments, *PAGEOPH*, 146(1), 67–101.
- [30] Tamay, J., Galindo-Zaldívar, J., Martos, Y. M., & Soto, J. (2018). Gravity and magnetic anomalies of ecuadorian margin: Implications in the deep structure of the subduction of Nazca Plate and Andes Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 68-80.
- [31] Vaca, S., Vallée, M., Nocquet, J. M., Battaglia, J., & Régnier, M. (2018). Recurrent slow slip events as a barrier to the northward rupture propagation of the 2016 Pedernales earthquake (Central Ecuador). *Tectonophysics*, 724, 80-92.
- [32] Vaca, S., Vallée, M., Nocquet, J. M., Battaglia, J., & Régnier, M. (2018). Recurrent slow slip events as a barrier to the northward rupture propagation of the 2016 Pedernales earthquake (Central Ecuador). *Tectonophysics*, 724, 80-92.

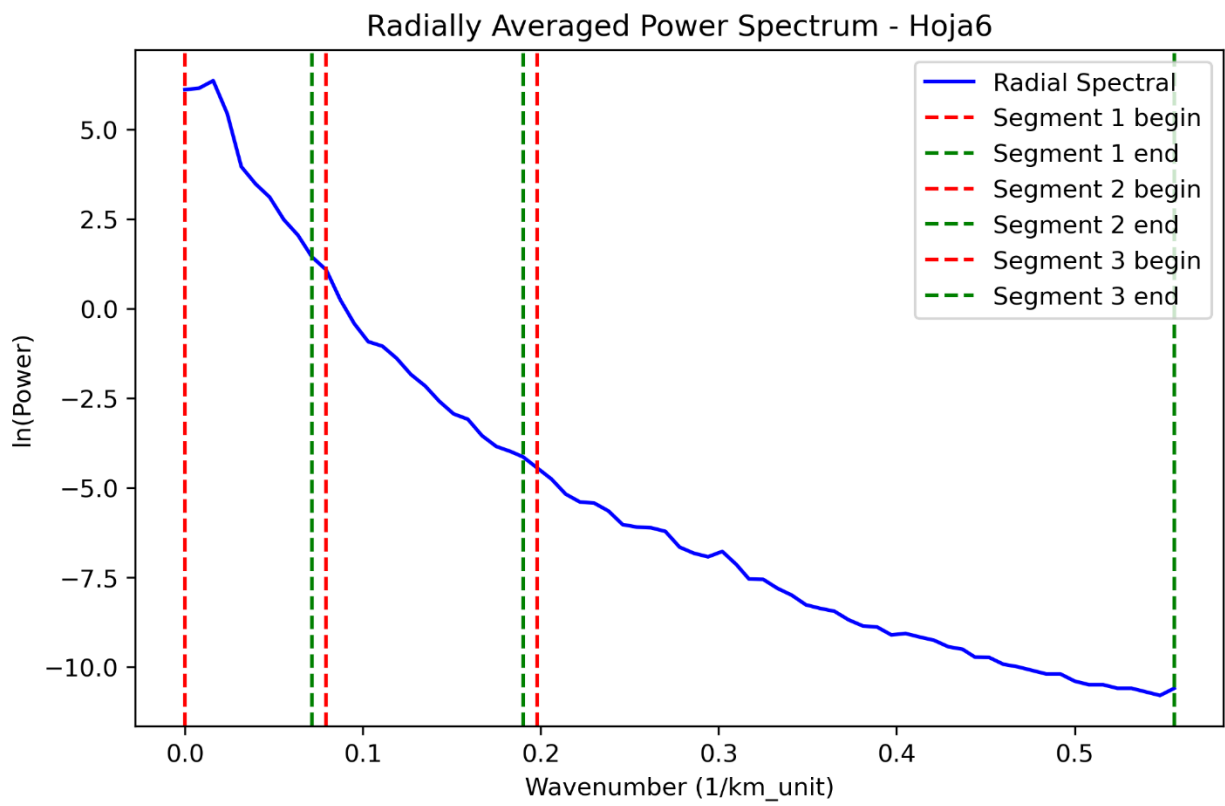
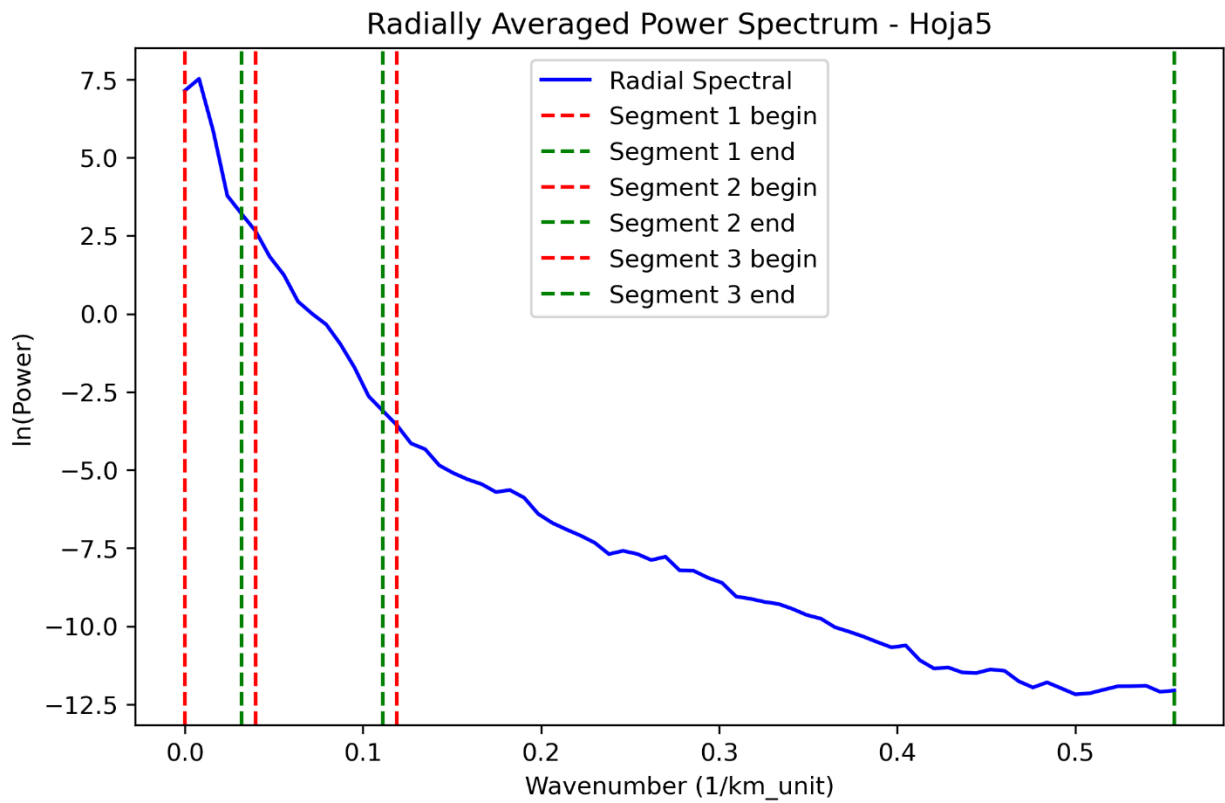
Anexos

Apéndice A

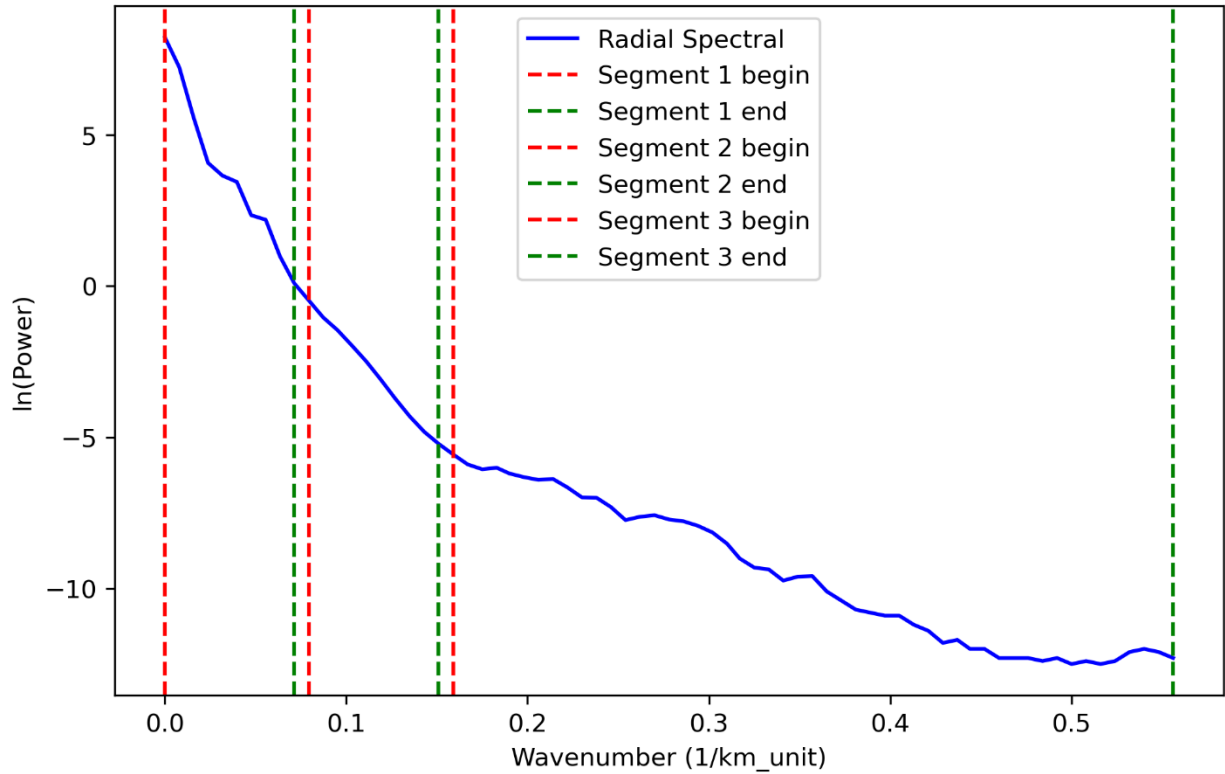
Las imágenes a continuación representan el análisis espectral de las 24 cuadrículas en las que fueron divididas el área de estudio:



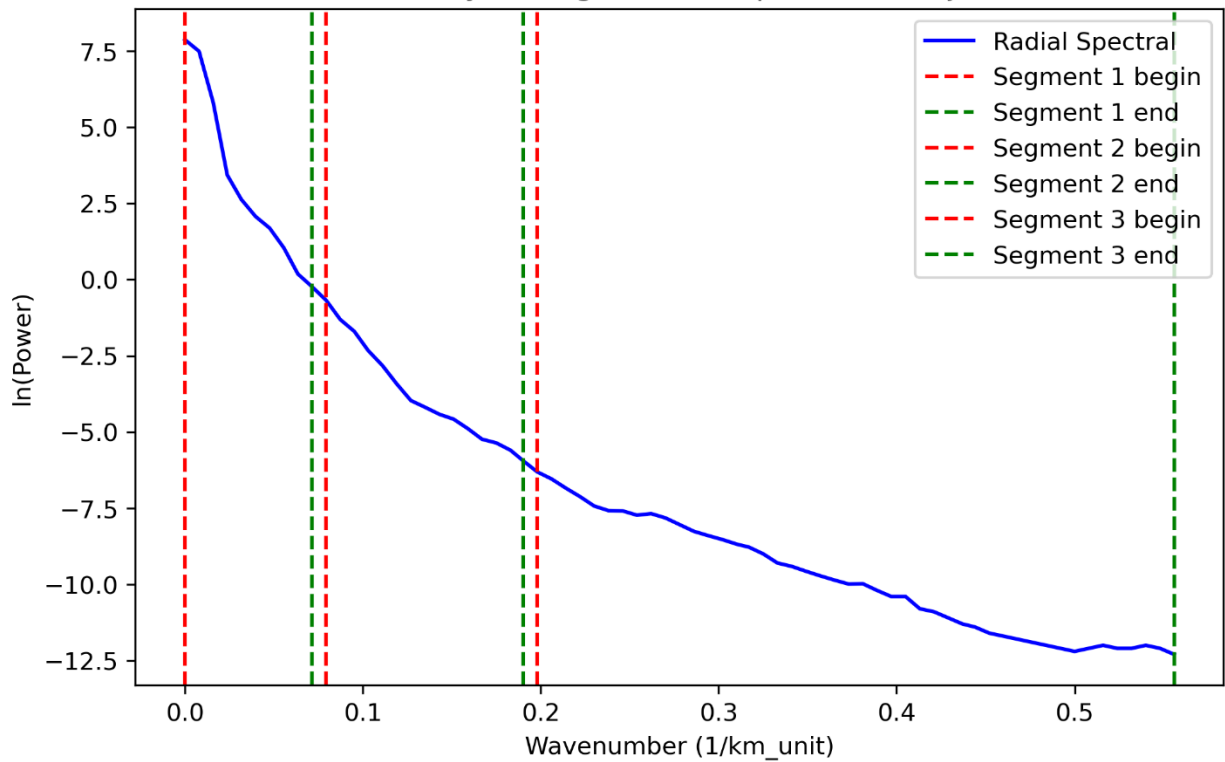




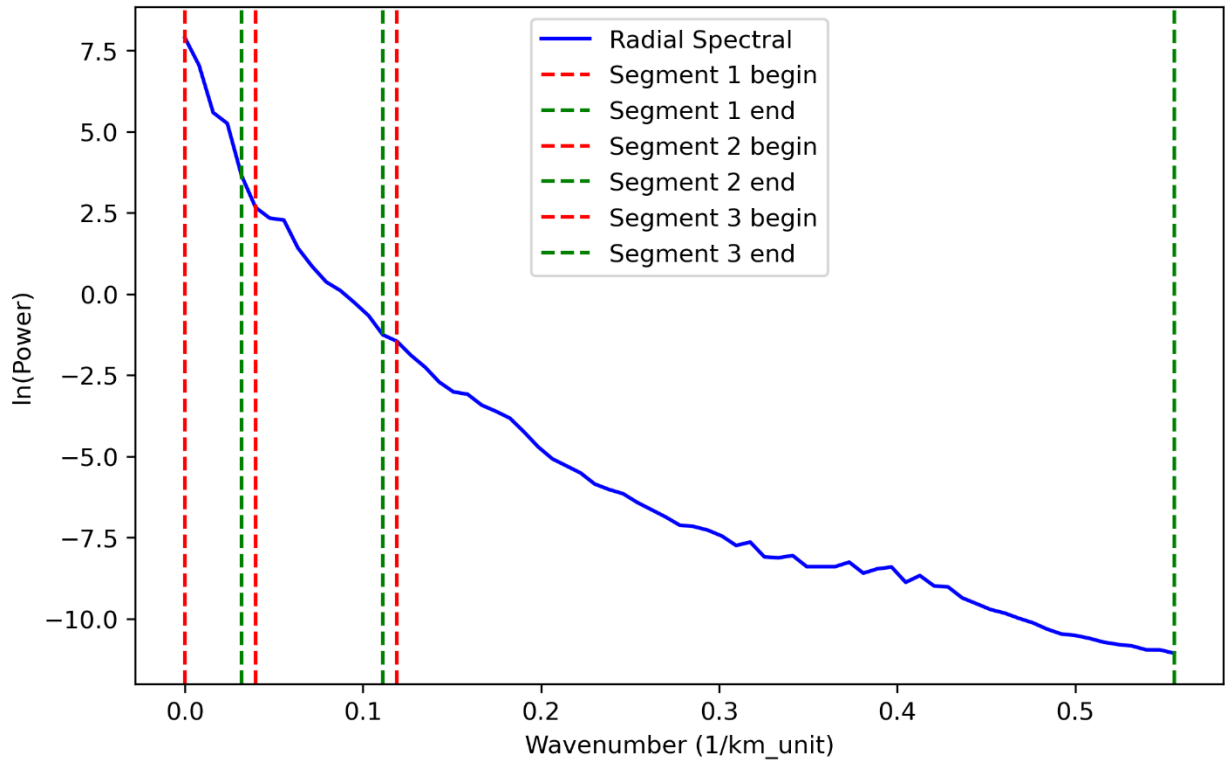
Radially Averaged Power Spectrum - Hoja7



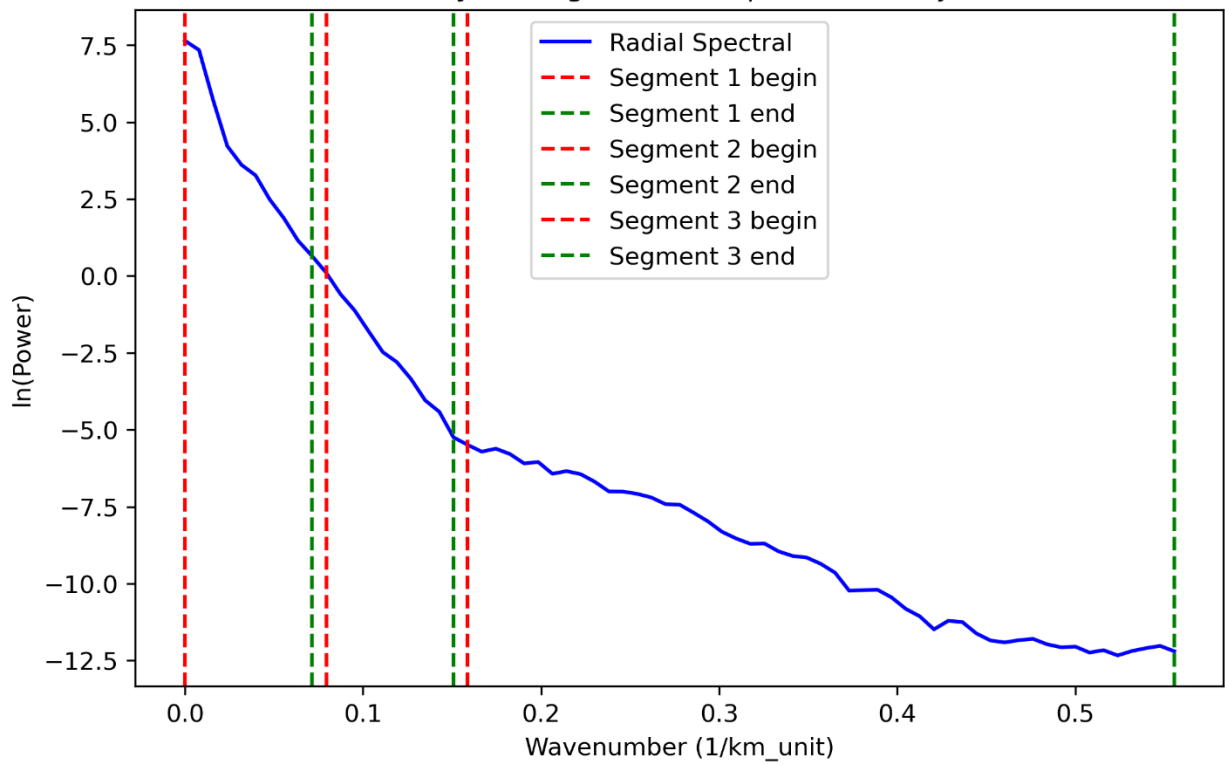
Radially Averaged Power Spectrum - Hoja8

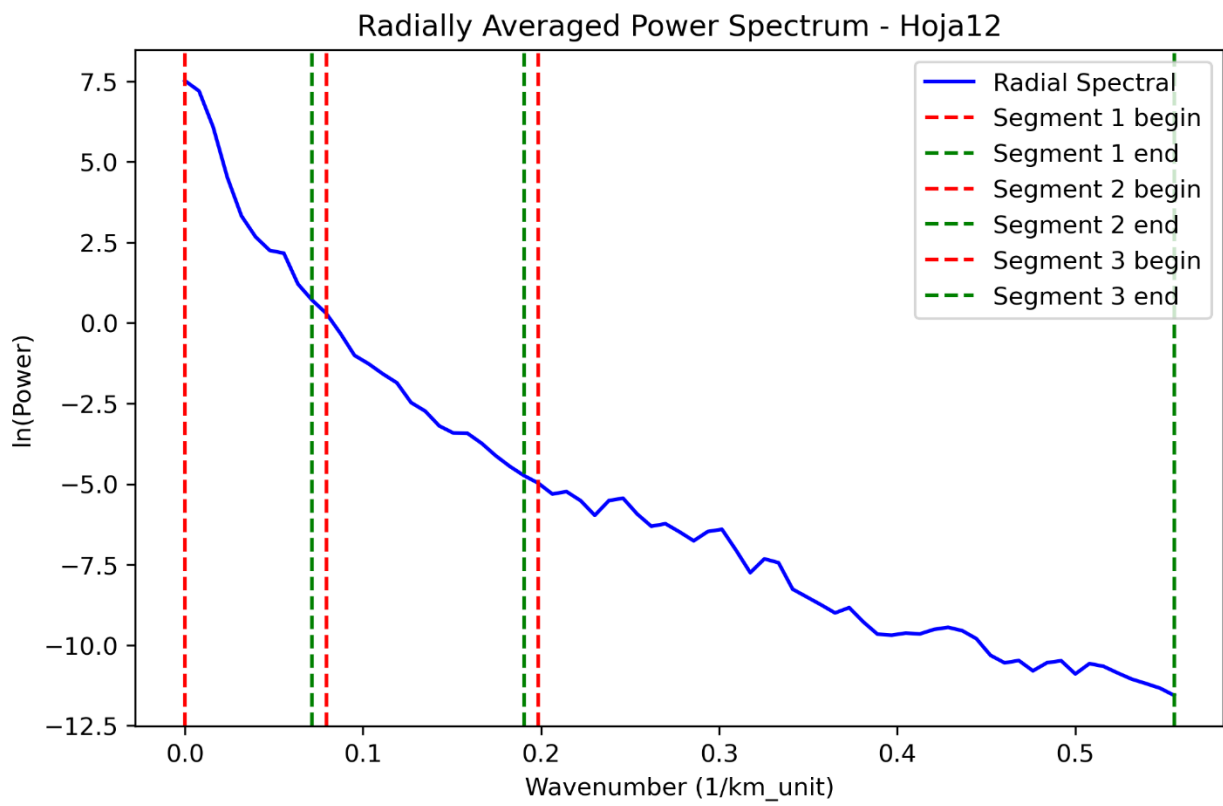
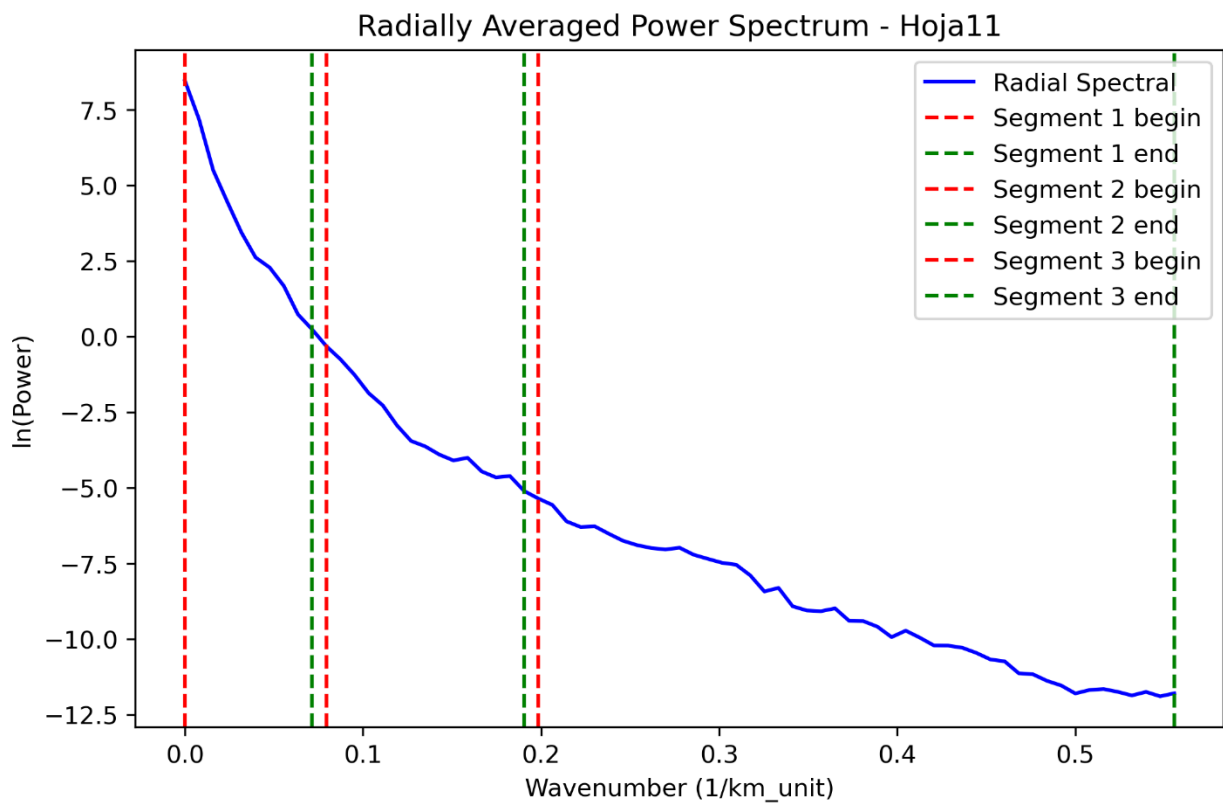


Radially Averaged Power Spectrum - Hoja9

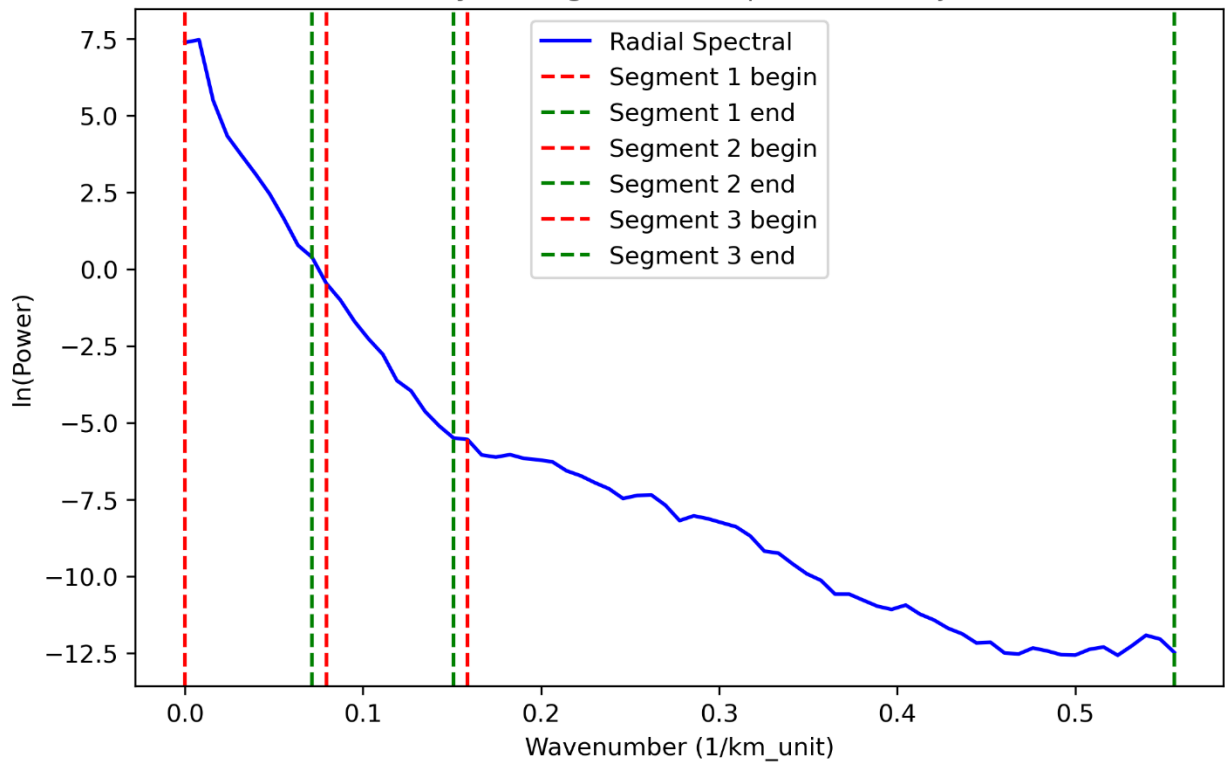


Radially Averaged Power Spectrum - Hoja10

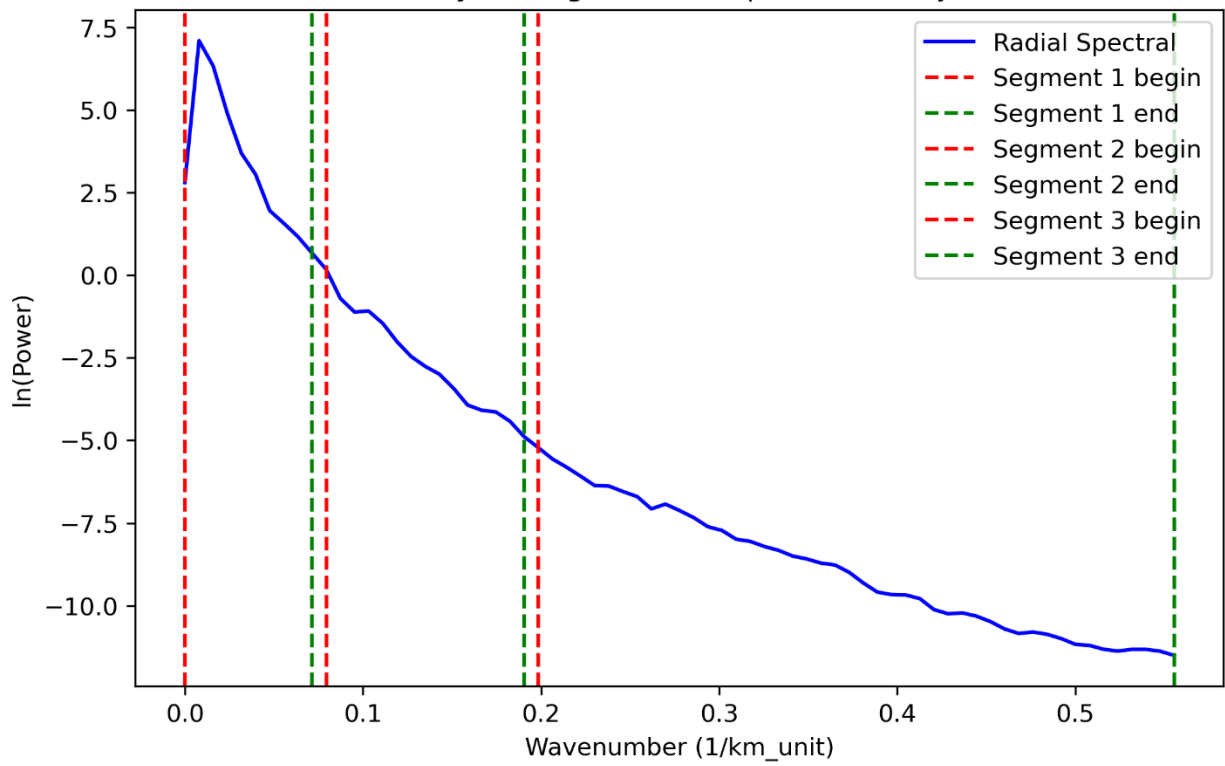




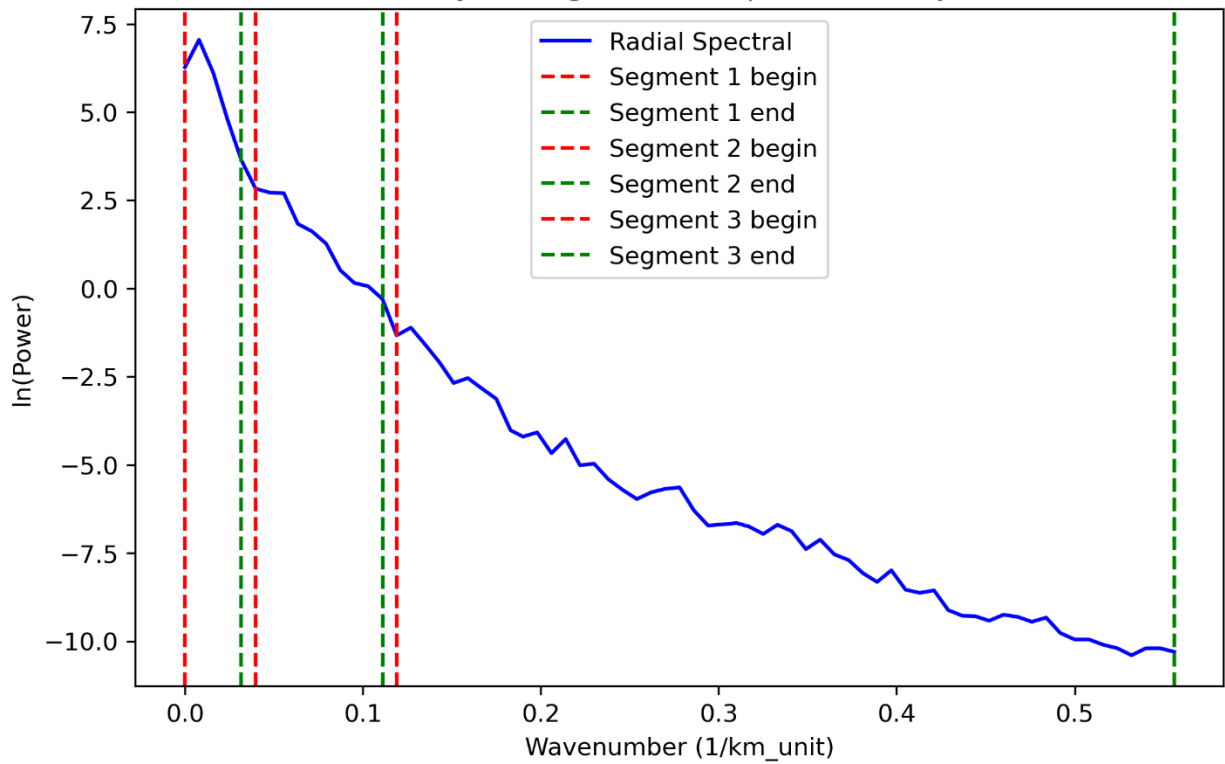
Radially Averaged Power Spectrum - Hoja13



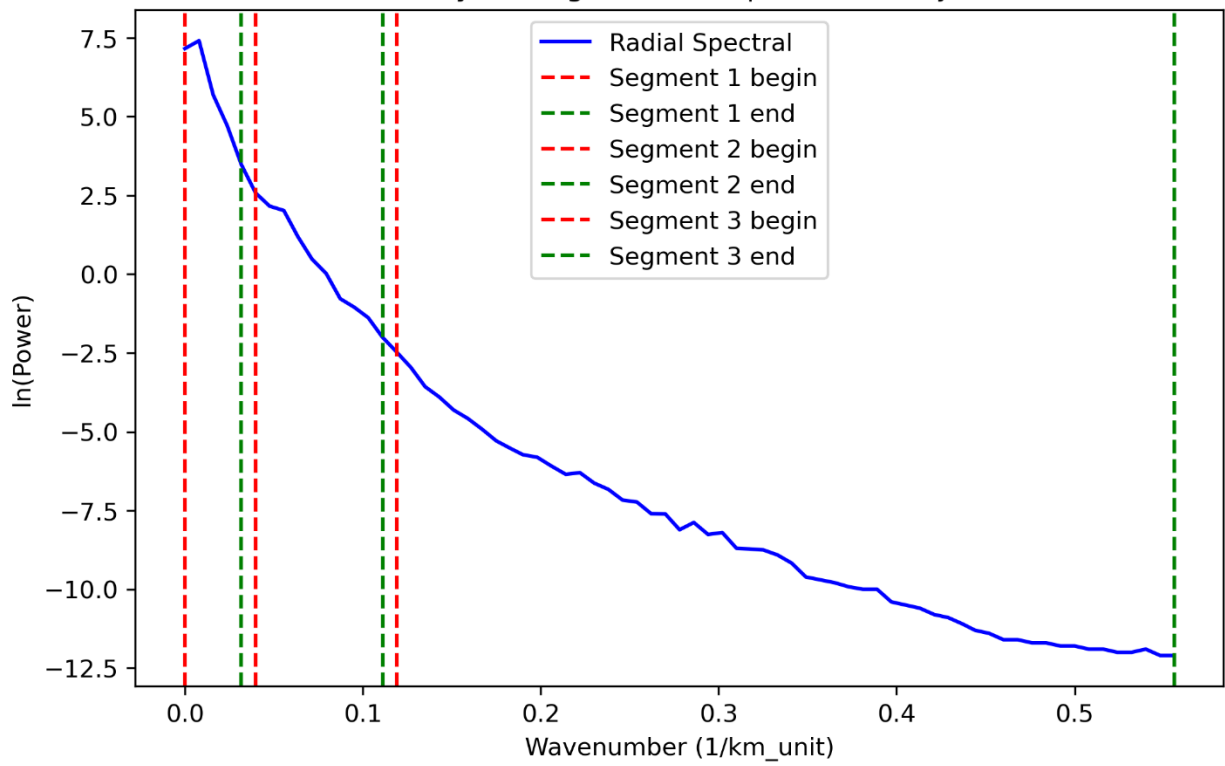
Radially Averaged Power Spectrum - Hoja14



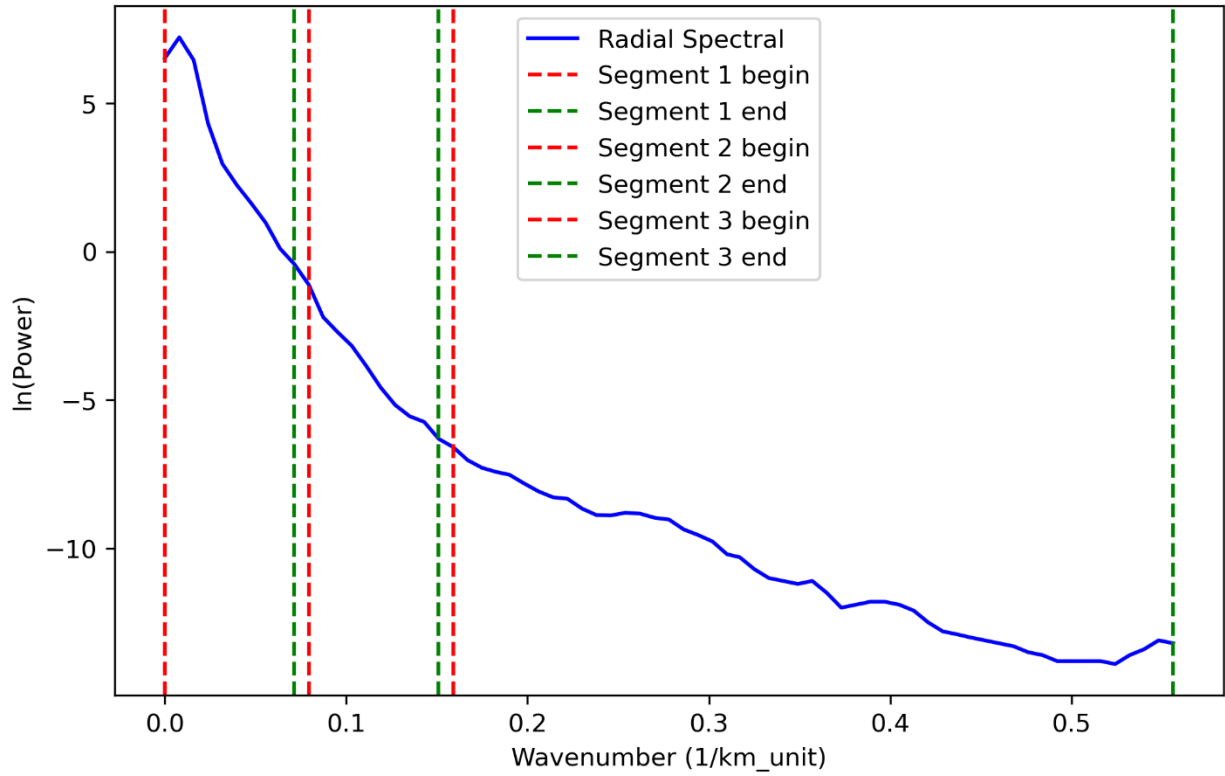
Radially Averaged Power Spectrum - Hoja15



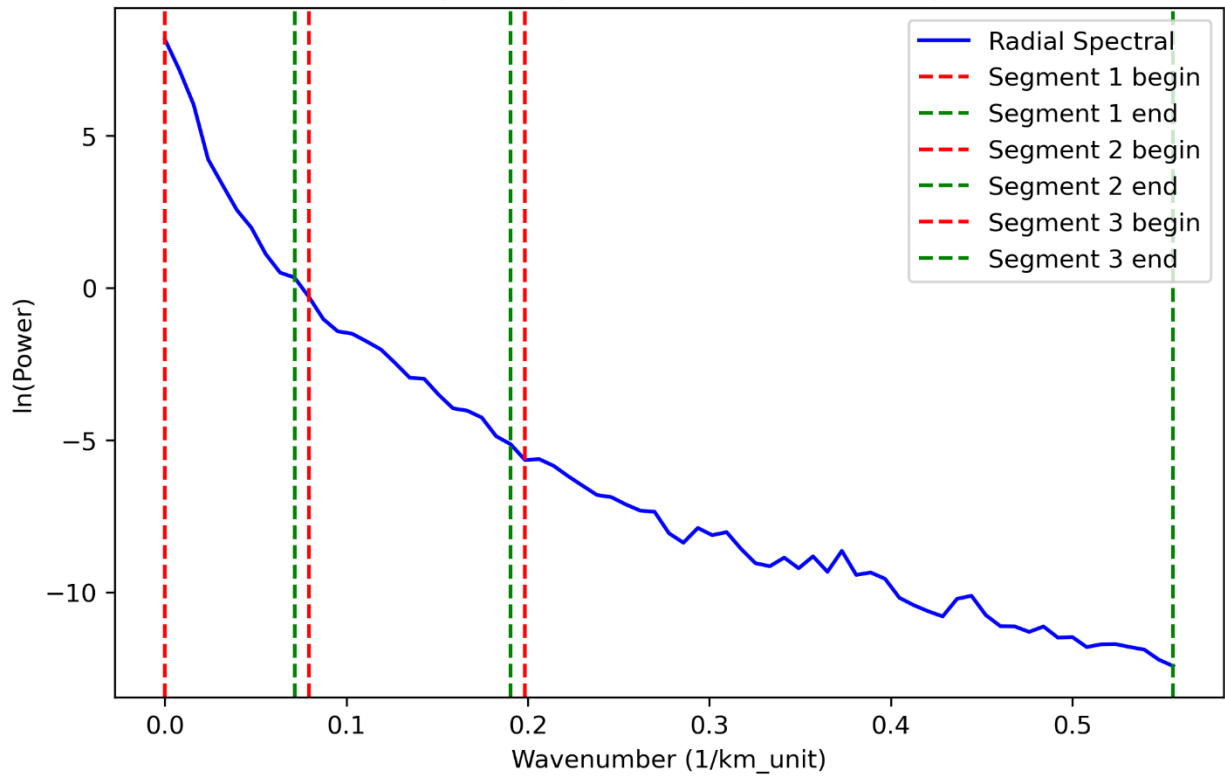
Radially Averaged Power Spectrum - Hoja16



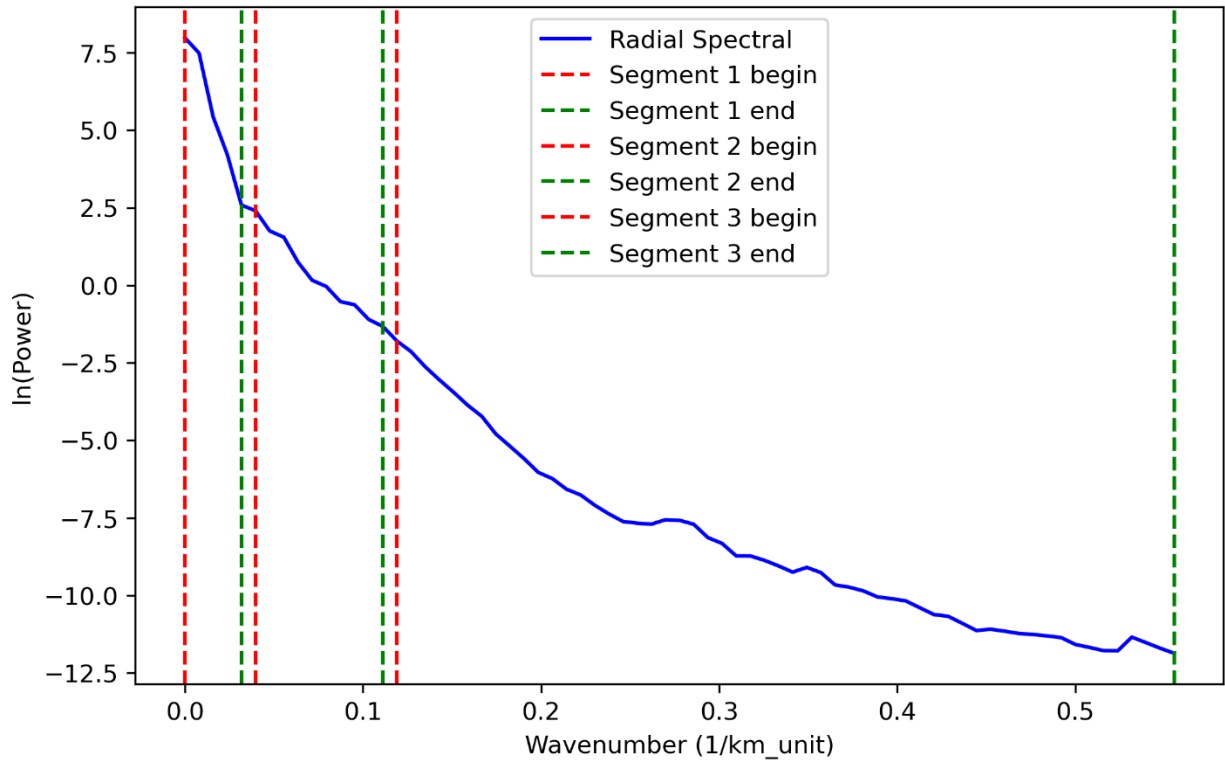
Radially Averaged Power Spectrum - Hoja17



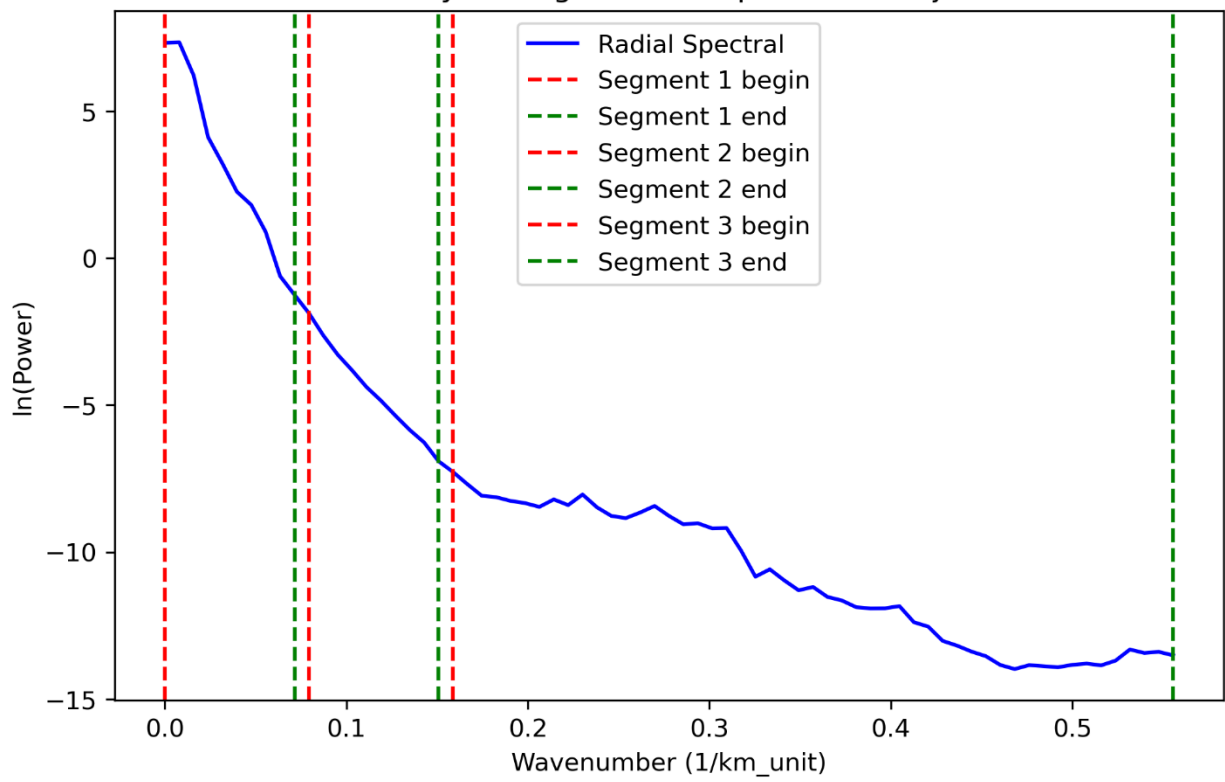
Radially Averaged Power Spectrum - Hoja18

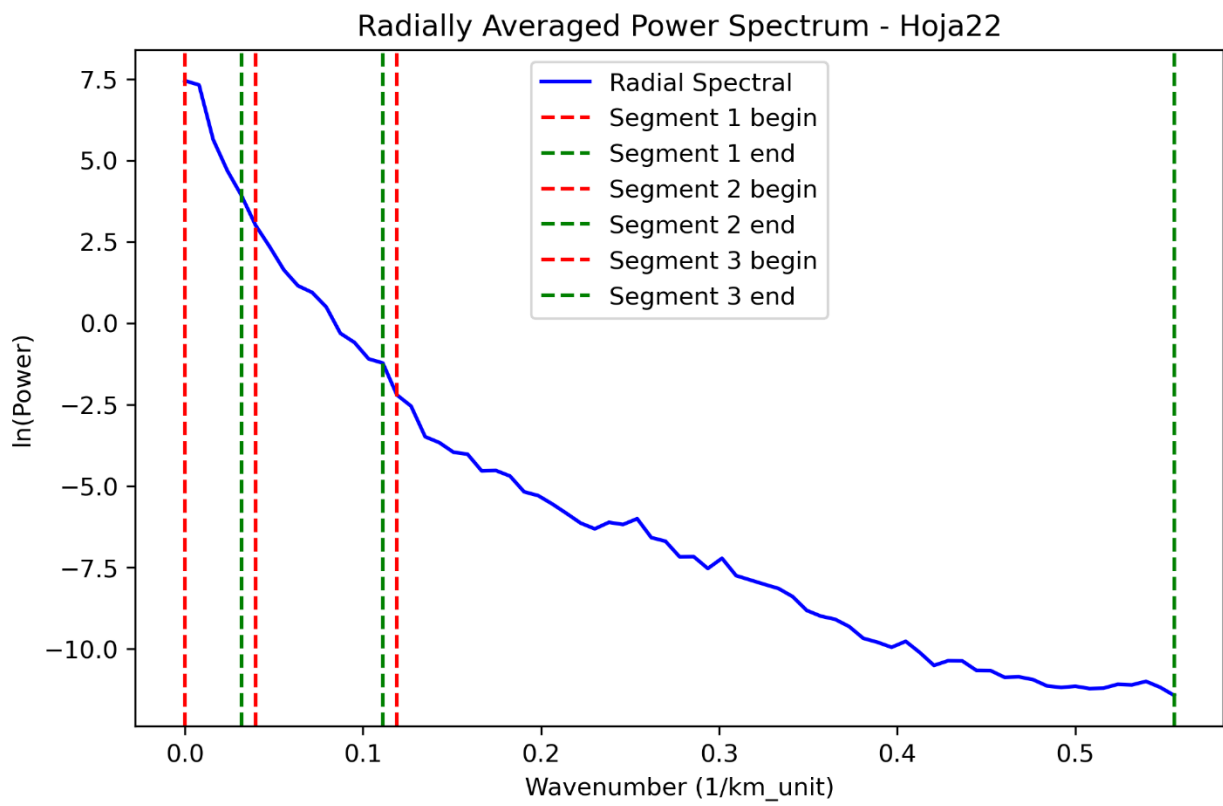
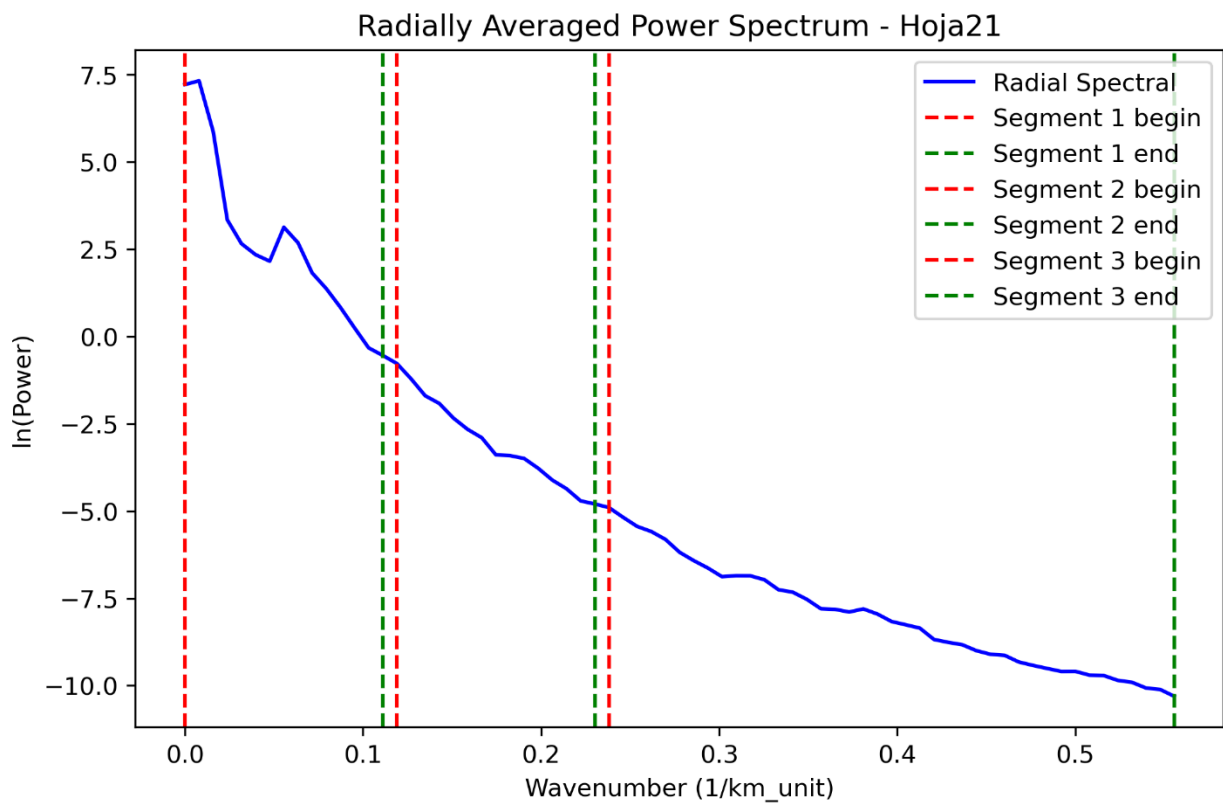


Radially Averaged Power Spectrum - Hoja19

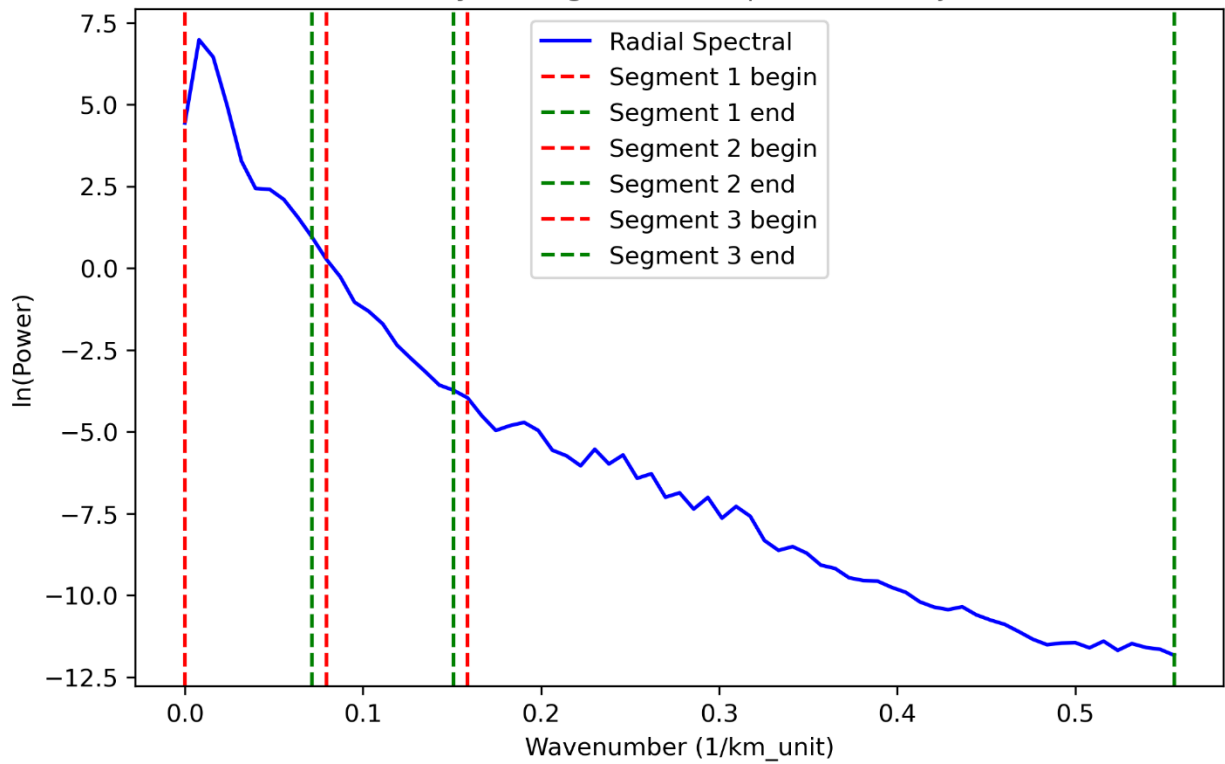


Radially Averaged Power Spectrum - Hoja20





Radially Averaged Power Spectrum - Hoja23



Radially Averaged Power Spectrum - Hoja24

