

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ
FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



**ESTADO DEL ARTE EN EL MODELAMIENTO DE LA DINÁMICA
EVOLUTIVA DE COSTAS Y SU APLICACIÓN EN CASOS
PERUANOS**

Tesis para optar el título de **INGENIERO CIVIL**, que presenta el
bachiller:

Ronny Johan Bejar Rojas

Asesor:

Dr. Ronald Gutiérrez Llantoy

Dedicatoria

*A mi mamá Balvina, por otorgarme la vida,
darme el apoyo y guiar mi camino
y enderezarlo en las buenas y en las malas
como toda madre lo hace.*

*A mi padre Luis, por el apoyo incondicional
en todas las decisiones que tome.*

*A mi hermano Luis, por su apoyo
y ayuda en todo momento a lo largo
de esta travesía que realice.*

*A mi hermano Edwin, por darme su apoyo
y enseñarme con su ejemplo
a ser una persona
que lucha por sus sueños
con valentía.*

*A mi hermano Juan Carlos,
por su apoyo y consejo durante
mi etapa universitario y desarrollo
del presente trabajo.*

Agradecimientos

Le doy a gracias a mi madre Balvina y mi padre Luis, por darme la vida y la oportunidad de luchar por mis sueños. Por sus gran esmero en guiarme por el buen camino.

A mis hermanos Luis, Edwin y Juan Carlos, por su apoyo incondicional y consejos durante mi etapa escolar y universitaria.

Al Dr. Ronald Gutierrez, por darme la oportunidad de desarrollarme en el ámbito académico con su mentoría y los consejos en el ámbito profesional.

A los profesores que me impartieron clases durante el colegio y la universidad, por darme la oportunidad de generar conocimiento y sus consejos.

A todos mis amigos que me acompañaron desde el colegio y la universidad por su apoyo durante estas etapas.

A todos ustedes,

Gracias.

Resumen

El litoral es uno de los ecosistemas que exhiben mayor dinamismo en la naturaleza. La actividad humana es un factor determinante para dicha dinámica, ya que está relacionada a la infraestructura de protección, puertos o edificaciones en dicha zona. Por ende, conocer los procesos morfodinámicos del cambio y tendencias sobre las medidas de cambio costero es una de las metas actuales de la ingeniería.

Para tal fin, el presente trabajo busca describir el estado del arte de la dinámica costera y caracterizar los procesos de cambio del litoral peruano mediante un análisis numérico del cambio de posición de las costas. Con uso de la metodología descrita, se analizaron tres casos de estudio en el Perú, las cuales son costas cercanas a Paita, Lima y Matarani. Para dicho análisis, se usaron imágenes satelitales, plataformas GIS y programas de análisis numérico con los que se obtuvo espectros de variación de la señal costera que ayudan a medir la variabilidad del cambio costero.

Dentro de los resultados obtenidos, se encontró un comportamiento autosimilar (fractales) en escalas pequeñas de hasta 1 km. Mientras que, en escalas mayores, la variabilidad creció hasta una escala que puede ser denominada como la escala característica de la costa, la cual tiene un tiempo de estabilización asociado en el que se puede afirmar que la costa llega a un estado de equilibrio.

Asimismo, se encontró que los procesos dinámicos que predominan en los litorales analizados están relacionados con escalas características de gran longitud (mayores a las de 1 km). Por tal motivo, se deben aunar esfuerzos para seguir en esta línea de investigación, a partir de cual se puede llegar a definir la forma de evolución de una línea costera.

TEMA DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

Título : "Estado del Arte en el Modelamiento de la Dinámica Evolutiva de Costas y su aplicación en casos peruanos"

Área : Medio Ambiente y Recursos Hídricos

Asesor : Dr. Ronald Roger Gutiérrez Llantoy

Alumno : RONNY JOHAN BEJAR ROJAS

Código : 2010.1433.412

Tema N° : # 94

Fecha : Lima, 17 de noviembre de 2017



DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA

El litoral es uno de los ecosistemas que exhiben mayor dinamismo en la naturaleza. La actividad humana es un factor determinante para dicha dinámica, ya que está relacionada a la infraestructura de protección, puertos o edificaciones en dicha zona. Por ende, conocer los procesos morfodinámicos del cambio y tendencias sobre las medidas de cambio costero es una de las metas actuales de la ingeniería.

Para tal fin, el presente trabajo busca describir el estado del arte de la dinámica costera y caracterizar los procesos de cambio del litoral peruano mediante un análisis numérico del cambio de posición de las costas. Por consiguiente, en el trabajo, se analizarán tres zonas costeras del Perú cercanas a las ciudades de Paíta, Lima y Matarani. Adicionalmente, describir una posible correlación entre la geología del litoral con los procesos de cambio.

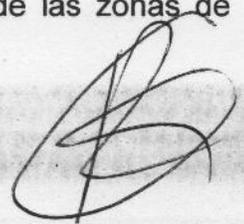
OBJETIVOS Y ALCANCE

Los objetivos específicos que persigue el presente estudio son:

- Describir el estado del arte en el modelamiento de la dinámica evolutiva de las costas.
- Determinar si existen factores de cambio determinantes que nos describan los procesos morfodinámicos litorales.
- Encontrar el efecto de las características geológicas y de las mareas en el cambio de análisis de la costa.
- Determinar si las señales de cambio del litoral peruano son comparables con otras señales analizadas en otras partes del mundo.
- Definir en qué tiempo se llega al equilibrio en cada una de las zonas de estudio analizadas.



62



- Encontrar y comentar diferencias entre cada uno de los resultados de las zonas de estudio.

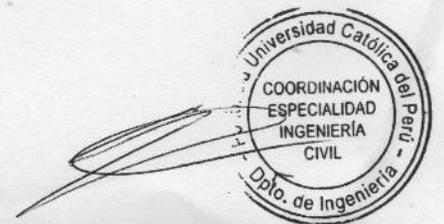
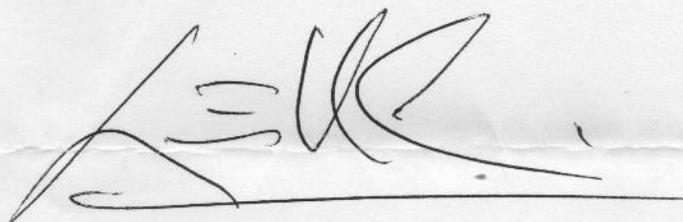
METODOLOGÍA Y RESULTADOS ESPERADOS

En el presente trabajo, se realizará la investigación del estado actual en el proceso de cambio que tienen las líneas costeras en el Perú en base a información satelital, para lo cual se tiene el siguiente plan de trabajo:

- Obtención de información satelital de distintas épocas de la costa del Perú en determinadas zonas de estudio establecidas.
- Obtención de información geológica de las distintas zonas de estudios establecidas.
- Metodología de uso aplicación de software ArcGIS para la digitalización de los datos obtenidos.
- Metodología de uso y aplicación de software para el análisis espectral de los datos obtenidos, para obtener un espectro de las costas analizadas.
- Análisis de migración y observación de las influencias en el cambio de líneas costeras.
- Análisis de los resultados y evaluación del estado de las costas de la zona de estudio a realizar.
- Se obtendrán las conclusiones necesarias y una posterior recomendación para posibles estudios futuros con respecto al tema del trabajo.

NOTA:

Extensión máxima: 100 páginas



Índice general

Lista de figuras	V
Lista de tablas	VIII
1. Aspectos Generales	1
1.1. Introducción	1
1.2. Objetivos	3
1.3. Metodología de Trabajo	4
2. Estado del Arte en el modelamiento dinámico costero	6
2.1. Difusividad	6
2.1.1. Dinámica de olas	6
2.1.2. Flujo de Sedimentos	14
2.1.3. Modelo de una línea	18
2.2. Morfodinámica de costas	23
2.2.1. Oleaje	25
2.2.2. Corrientes de la zona de rompiente	26
2.2.3. Propagación de olas sobre batimetrías	29
2.2.4. Gradientes de flujo de sedimentos costeros conducidos por olas	30
2.3. Integración de proceso dinámicos en la evolución costera	32
2.3.1. Características de la integración de procesos	34
3. Análisis de la costas peruanas	37
3.1. Caracterización de las zonas de estudio	37
3.1.1. Caracterización geológica	38

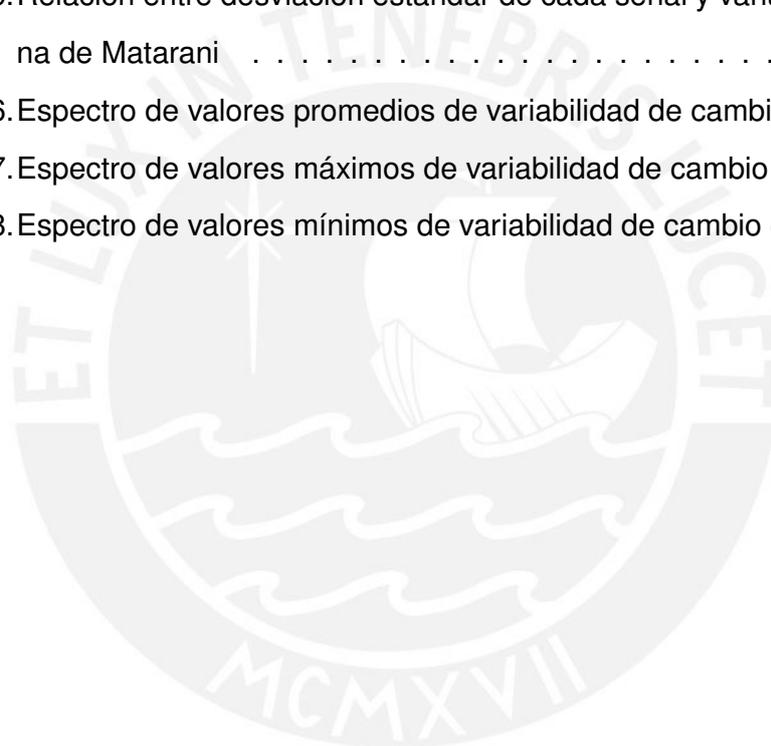
3.1.2. Caracterización oceanográfica	41
3.1.3. Caracterización geotécnica	44
3.2. Datos de las líneas de costa peruanas	45
3.2.1. Obtención de imágenes satelitales	45
3.2.2. Ubicación de imágenes satelitales	47
3.2.3. Procesamiento de imágenes satelitales	48
3.2.4. Obtención de las señales para procesamiento	52
3.3. Metodología de análisis de datos	53
3.3.1. Análisis espectral de migración	53
3.3.2. Transformada Wavelet	54
3.3.3. Forma de análisis	56
3.4. Resultados y Discusión	58
3.4.1. Zona Lima	58
3.4.2. Zona Paita	65
3.4.3. Zona Matarani	71
3.4.4. Resultados generales	77
4. Conclusiones y trabajo futuro	79
4.1. Zona Lima	79
4.2. Zona Paita	80
4.3. Zona Matarani	81
4.4. Conclusiones generales y futuras investigaciones	82
Bibliografía	88

Lista de Figuras

1.1. Render del puerto del Callao	2
1.2. Importancia del cambio de la línea costera	3
1.3. Flujograma de trabajo de tesis	5
2.1. Partes de una ola marina	7
2.2. Partes de perfil costero	11
2.3. Orientación de cresta de olas	13
2.4. Espigones	16
2.5. Análisis del flujo de sedimentos	17
2.6. Análisis de flujo según la teoría de una línea	19
2.7. Escenario de evolución costera	22
2.8. Relación entre longitud de onda característica y el tiempo de formación	23
2.9. Procesos morfodinámicos de la costa	24
2.10. Formación de cúspides de playa	26
2.11. Reconocimiento aéreo de corrientes en zona de rompientes	27
2.12. Formación de barras de arena	28
2.13. Influencia de los procesos dinámicos en batimetría	30
2.14. Influencia de los ángulos de incidencia	31
2.15. Procesos morfodinámicos	32
2.16. Espectro de variación de línea costera	33
2.17. Transformada de ondícula del cambio en línea costera	34
2.18. Influencia de la escala de longitud en la variación de línea costera . .	36
3.1. Rosa de oleaje de períodos y alturas de Ola	42
3.2. Datos históricos de parámetros de oleaje	42

3.3. Ubicación de secciones transversales	43
3.4. Sección transversal en Paita	43
3.5. Sección transversal en Lima	44
3.6. Sección transversal en Matarani	44
3.7. Portal Web de USGS	46
3.8. Imagen satelital de LandSAT	48
3.9. Herramienta de Análisis de Imagen de ArcGIS	51
3.10. Composiciones hechas para análisis	51
3.11. Resultado de uso de Herramienta de Medición de Distancia Lateral de ArcGIS	52
3.12. Señal de cambio obtenida del análisis de imágenes satelitales	53
3.13. Función Madre con sus respectivas funciones escaladas	54
3.14. Resultado de una transformación de ondícula	55
3.15. Funciones Wavelet	55
3.16. Metodología de trabajo	57
3.17. Esquema de análisis de resultados	58
3.18. Espectros en la zona de Lima	59
3.19. Análisis de espectros en la zona de Lima	59
3.20. Relación entre intervalos de tiempo de toma de datos y varianza en zona de Lima	60
3.21. Espectro de cambio costero en pequeñas escalas en Lima	62
3.22. Espectro de valores máximos y mínimos de variabilidad de cambio costero en Lima	63
3.23. Relación entre desviación estándar de cada señal y varianza en zo- na de Lima	64
3.24. Espectros en la zona de Paita	65
3.25. Análisis de espectro en zona de Paita	65
3.26. Relación entre intervalos de tiempo de toma de datos y varianza en zona de Paita	66
3.27. Espectros de cambio costero en pequeñas escalas en Paita	68
3.28. Espectros de valores máximos y mínimos de cambio costero en la zona de Paita	69

3.29. Relación entre desviación estándar de cada señal y varianza en zona de Paita	70
3.30. Espectros en la zona de Lima	71
3.31. Análisis de espectros en la zona de Matarani	71
3.32. Relación entre intervalos de tiempo de toma de datos y varianza en zona de Matarani	72
3.33. Espectro de cambio costero en pequeñas escalas en Matarani . . .	74
3.34. Espectro de valores máximos y mínimos de variabilidad de cambio costero en Matarani	75
3.35. Relación entre desviación estándar de cada señal y varianza en zona de Matarani	76
3.36. Espectro de valores promedios de variabilidad de cambio costero . .	77
3.37. Espectro de valores máximos de variabilidad de cambio costero . . .	78
3.38. Espectro de valores mínimos de variabilidad de cambio costero . . .	78



Lista de Tablas

2.1. Difusividad de la línea costera	36
3.1. Información de oleaje	43
3.2. Nivel de fondo donde termina la plataforma continental	44
3.3. Parámetros de sedimentos de fondo marino	45
3.4. Ubicación de datos	47
3.5. Fechas de imágenes LandSAT para análisis	47
3.6. Bandas espectrales de LandSAT	49
3.7. Combinaciones espectrales LandSAT y aplicaciones	50
3.8. Señales de cambio de línea costera	53
3.9. Resultados de análisis de señales costeras en Lima	61
3.10. Análisis de señales costeras en Lima	64
3.11. Resultados de análisis de señales costeras en Paita	67
3.12. Análisis de señales costeras en Paita	70
3.13. Resultados de análisis de señales costeras en Matarani	73
3.14. Análisis de señales costeras en Matarani	76

Capítulo 1

Aspectos Generales

1.1. Introducción

En los últimos años, el estudio sobre los cambios que se observan en las líneas costeras ha atraído a varios especialistas alrededor del mundo, debido a que la costa es uno de los ambientes más cambiantes por su composición geológica y los procesos físicos que actúan en estas (Dean y Dalrymple, 2004). Por tal motivo, cuantificar las escalas de variación de la línea costera es un paso importante hacia el entendimiento de los procesos físicos que causan tales cambios (Lazarus *et al.*, 2011).

Estas variaciones influyen en el desarrollo de infraestructura y además ejercen una presión ambiental sobre el manejo y gestión de estas en el desarrollo urbano de una determinada zona.

Según el artículo *Planeamiento Estratégico de los Principales Puertos del Perú* (Strategia, 2012), contar con infraestructura marítima productiva es de vital importancia para la economía peruana ya que el 91 % de las exportaciones se dan por vía marítima. Por lo expuesto, mejorar la infraestructura portuaria redundaría en el desarrollo del país.

En la Figura 1.1, podemos observar cómo se planean grandes proyectos que se tienen a desarrollar en áreas cercanas a la costa.



Figura 1.1: Vista 3D del puerto del Callao. Adaptado de Siport21 (2008)

Adicionalmente, gran parte de la población se encuentra en la zona costera (52 % según el Instituto Nacional de Estadística e Información) y se tiene una migración marcada hacia estas zonas, por lo que, invertir en el desarrollo de infraestructuras (como plantas, carreteras, infraestructura de protección) en estas zonas es una de las prioridades a futuro.

Por tal motivo, realizar estudios de sostenibilidad que evalúen las reacciones que las costas manifiestan por procesos naturales y modificaciones antropogénicas es la finalidad de varios estudios que intentan relacionar dichos cambios y realizar un modelo único que explique las variaciones de la costa (Murray *et al.*, 2013).

Para llegar a este objetivo, es importante saber la dinámica litoral dominante en las costas y las respuestas históricas a los cambios originados por el hombre o por la naturaleza a través del tiempo como en el caso de la costa de Arequipa en Perú (Figuras 1.2a y 1.2b). Luego, en base a esta información, caracterizar las dinámicas para posteriormente plantear obras de infraestructura marítima que cumplan con las exigencias actuales de todo proyecto en costo y sostenibilidad que no influya en la variación costera (Figura 1.2c).



(a) Línea de Costa en Arequipa en el año 2001



(b) Línea de Costa en Arequipa en el año 2014



(c) Ejemplo de manejo sostenible de líneas costeras

Figura 1.2: Cambio en la línea de costa de Arequipa, Perú (a y b). Manejo de costa adecuado (c).

1.2. Objetivos

El presente trabajo tiene por objetivo describir el estado de arte de los modelos de evolución costera y determinar los procesos dinámicos existentes en determinadas zonas de la costa peruana mediante un análisis numérico de la migración de las líneas costeras, y discutir sobre posibles factores adicionales (geológicos, marítimos) que expliquen dicha dinámica.

El primer objetivo secundario es determinar el tipo de señal que existen en las costas peruanas y saber si los resultados son comparables con otras señales analizadas en otras partes del mundo.

El segundo objetivo secundario es la estimación del tiempo, en el cual, la costa puede presentar un comportamiento de estabilidad en respuesta a futuros cambios inducidos por los motivos antes mencionados.

1.3. Metodología de Trabajo

El presente trabajo se basará en el análisis numérico de las señales de migración de la costa en determinadas zonas de estudio. Este análisis comprende la obtención de un espectro de poder que nos indicaría el tipo de comportamiento físico que tiene la costa peruana según los cambios registrados.

El flujo de trabajo que se realizó fue el siguiente:

1. Se obtuvo información satelital de distintos años de la costa del Perú, en determinadas zonas de estudio establecidas para la evaluación de la migración de costas.
2. Se analizó información geológica de las distintas zonas de estudios establecidas en base a cartas geológicas.
3. Se empleó el software ArcGIS para digitalización de los datos obtenidos.
4. Se usó una aplicación desarrollada en el software ArcGIS para la obtención de los datos de migración.
5. Se configuraron parámetros iniciales para el análisis espectral.
6. Se utilizó el software MATLAB para el análisis espectral de los datos obtenidos para generar un espectro de variación.
7. Se analizaron los resultados y se evaluó el estado de las costas del Perú. Si el resultado no fuese concluyente, se volvería a analizar nuevamente las señales en base a otros parámetros.
8. Se realizaron las conclusiones necesarias respecto a los espectros obtenidos.

Los pasos antes descritos se ilustran en la Figura 1.3 que muestra el flujo de trabajo antes mencionado.

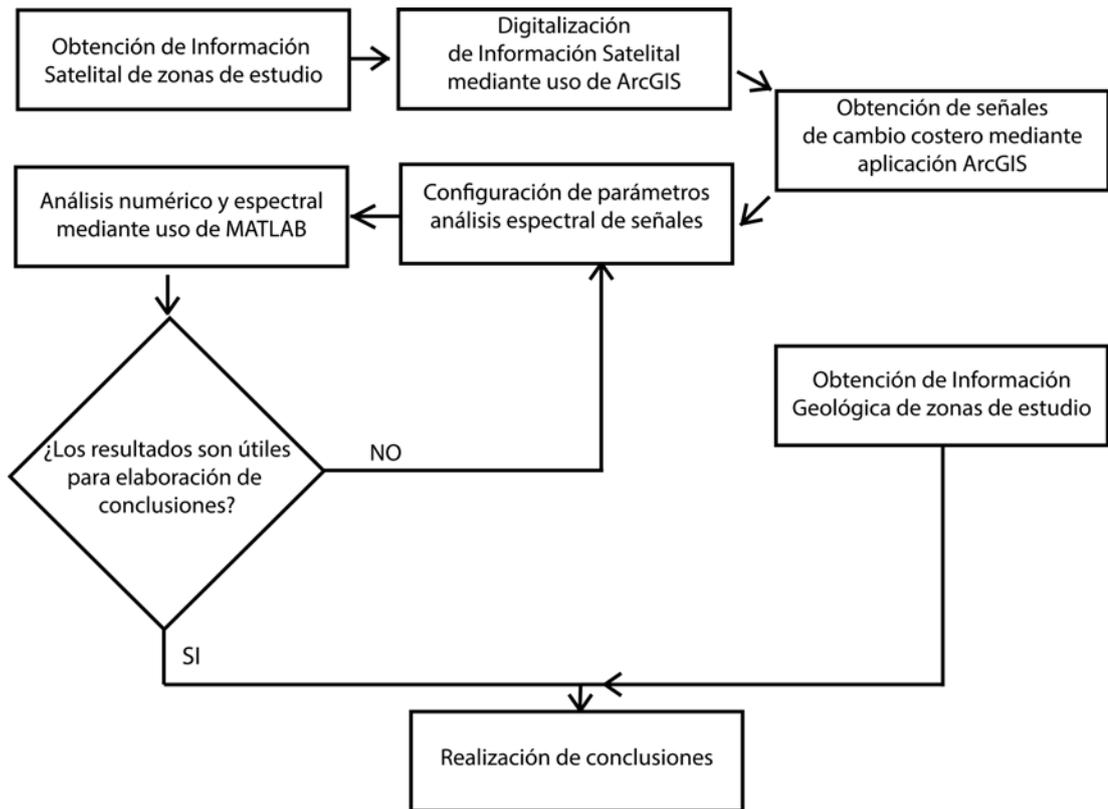


Figura 1.3: Flujo de trabajo realizado para elaboración de tesis. Elaboración propia.

Capítulo 2

Estado del Arte en el modelamiento dinámico costero

2.1. Difusividad

2.1.1. Dinámica de olas

Las olas son unos de los principales actores de los cambios que se presentan en una costa. Por ende, el entendimiento de los procesos físicos que la describen es uno de los primeros puntos a revisar.

Las olas son generadas predominantemente por vientos además de otros factores como son movimientos telúricos y movimiento de embarcaciones. Para entender los procesos físicos que se dan en el movimiento de las líneas costeras, se han definido descriptores cuantitativos como la longitud de onda (L), la altura de ola (H), el período (T), la profundidad (d), los cuales se muestran en la Figura 2.1.

La forma más simple con la que las olas se pueden representar matemáticamente se basa en la **teoría lineal de ondas**. La Ecuación 2.1 muestra la ecuación principal de las olas asumiendo que el movimiento de las olas es periódico.

$$\eta(x, t) = \frac{H}{2} \cos k(x - Ct) = \frac{H}{2} \cos (kx - \omega t) \quad (2.1)$$

De la Ecuación 2.1 se definen ciertos parámetros, mostrados en la Figura 2.1 y que se mencionan a continuación:

1. **Número de onda:** Usado para asegurar la periodicidad en el espacio (Ecuación 2.2).

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad (2.2)$$

2. **Frecuencia de onda:** Usado para asegurar la periodicidad en el tiempo (Ecuación 2.3).

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (2.3)$$

3. **Celeridad:** Usado para representar la velocidad de la ola (Ecuación 2.4).

$$C = \frac{L}{T} = \frac{\omega}{k} \quad (2.4)$$

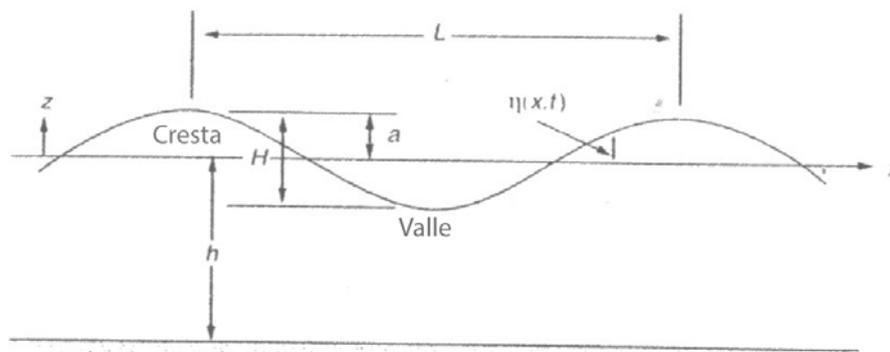


Figura 2.1: Partes de una ola marina. Adaptado de Dean y Dalrymple (2004).

Otra relación importante dentro de la teoría lineal de ondas es la que se refiere a la *ecuación de dispersión* (Ecuación 2.5). Esta relación se usa para saber la relación entre la velocidad de la ola a lo largo de su recorrido en las distintas fases o frecuencias (Dean y Dalrymple, 2004). Asimismo, se utiliza para conocer el número de onda y de esta forma conocer el potencial asociado a una ola (GIOG, 1999a).

$$\omega^2 = gk \tanh kh \quad (2.5)$$

Esta ecuación se suele reescribir en función de la longitud de onda (Ec. 2.6) y de la celeridad (Ec. 2.7) en aguas profundas.

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (2.6)$$

$$C = \frac{g}{2\pi} T \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (2.7)$$

Adicionalmente, se definen parámetros adimensionales que permiten caracterizar la onda (Dean y Dalrymple, 2004) , los cuales son:

1. **Peralte de onda (ϵ):** Muestra la variación del movimiento vertical en una longitud de onda (Ecuación 2.8).

$$\epsilon = \frac{H}{L} \quad (2.8)$$

2. **Altura relativa de la onda (γ):** Indica la importancia de la oscilación respecto de la profundidad (Ecuación 2.9).

$$\gamma = \frac{H}{h} \quad (2.9)$$

3. **Profundidad relativa (σ):** Indica la penetración del movimiento con la profundidad (Ecuación 2.10).

$$\sigma = \frac{h}{L} \quad (2.10)$$

Con la ayuda de los parámetros adimensionales antes mencionados, se clasifican las ondas y con su uso se pueden llegar a simplificar notablemente las ecuaciones que rigen la mecánica de las olas (GIOC, 1999a) y de esa forma entender de mejor manera los fenómenos relacionados.

Por consiguiente, según este parámetro de profundidad relativa, las ondas se clasifican en:

- Profundidad indefinida ($\sigma > \frac{1}{2}$)
- Profundidad intermedia ($\frac{1}{20} < \sigma < \frac{1}{2}$)
- Profundidad reducida ($\sigma < \frac{1}{20}$)

2.1.1.1. Energía y flujo de energía de oleaje

Las olas transportan energía desde puntos adentro del mar hacia la costa a través de una gran distancia en el océano. Esta energía transportada, en conjunto con el ángulo de incidencia sobre el litoral, generan corrientes longitudinales de sedimentos en la costa. Este flujo de masa es uno de los mayores responsables de la variación que se produce en el litoral (Verón y Bértola, 2014).

Sin embargo, la energía transportada por las olas no se mantiene constante a lo largo de todo el viaje de la ola, esta se disipa cuando llega a la zona de rompientes o zona de ruptura, ya que la ola sufre los mayores cambios en longitud, profundidad y altura. La energía de una ola se mide en diversas unidades, de las cuales la más común es la energía por área la que se muestra en la Ecuación 2.11.

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad (2.11)$$

Donde:

- E es la energía de ola ($\frac{J}{m^2}$).
- H es la altura de ola (m).
- g es la aceleración de la gravedad ($\frac{m}{s^2}$).
- ρ es la densidad del agua ($\frac{kg}{m^3}$).

Al evaluar la Ecuación 2.11 en razón a la altura de ola, se encuentra que esta puede almacenar una gran cantidad de energía, una ola de 1 m de altura puede llegar a generar $1250 J/m^2$. Si la altura de ola es de 2 m o 6 m (en caso de tormentas o huracanes) la cantidad de energía que se almacena es lo bastante grande para modificar la costa.

Asímismo, como se mencionó en los primeros párrafos de esta sección, la ecuación de dispersión (Ecuación 2.5) se usa para saber la forma de propagación de la velocidad de ola. Sin embargo, para saber como se propaga la cantidad de energía de la ola se introduce el término de **flujo de energía** (Ecuación 2.12).

$$F = EC_g \quad (2.12)$$

Donde:

- E es la energía de ola ($\frac{J}{m^2}$).
- C_g es la velocidad de grupo ($\frac{m}{s}$).
- F es el flujo de energía ($\frac{W}{m}$).

La velocidad de grupo es una medida de propagación de un grupo de olas que concuerdan (misma dirección y misma amplitud) y es un indicador de la energía

de la ola y se relaciona con la velocidad de propagación de la ola mediante el número de ola n (Ecuación 2.13).

$$C_g = nC \quad (2.13)$$

El número de ola es un valor que es dependiente de la profundidad h . Cuando las olas se encuentra en zonas de gran profundidad, el valor es de 0.5, mientras que en zonas costeras el valor es de 1. En casos intermedios, se usa la Ecuación 2.14.

$$n = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) \quad (2.14)$$

Por otro lado, la celeridad de las olas en la zona de rompientes se obtiene por la Ecuación 2.15, mientras que, en aguas profundas, se obtiene mediante el uso de la Ecuación 2.7, que al llevarla al límite debido a que h tiende al infinito, se obtiene la expresión 2.16.

$$C_b = \sqrt{gh} \quad (2.15)$$

$$C_0 = \frac{gT}{2\pi} \quad (2.16)$$

2.1.1.2. Variación en la zona de rotura y rompientes

Las olas, conforme llegan a la costa, sufren una variación en el fondo del mar, debido a que la profundidad empieza a disminuir hasta llegar a profundidades reducidas ($\sigma < \frac{1}{20}$). Lo anterior conduce a una reducción de la energía de la ola, así como la altura y la dirección de propagación de la misma (Dean y Dalrymple, 2004; GIOC, 1999a).

Para entender los procesos mecánicos, se debe conocer la forma del perfil de costa, el cual se detalla en la Figura 2.2. El perfil costero tiene dos zonas las cuales se detallan a continuación:

- **La zona lejana a la costa:** También llamada zona offshore. En esta zona, se presenta las profundidades indefinidas y es donde las olas se generan.
- **La zona cercana a la costa:** También llamada zona nearshore. En esta zona, se presentan todos los cambios y procesos mecánicos en las olas debido a que la profundidad se reduce. Esta zona está conformada por otras

tres zonas: la zona de rotura, la zona de rompientes y la zona de ascenso - descenso.

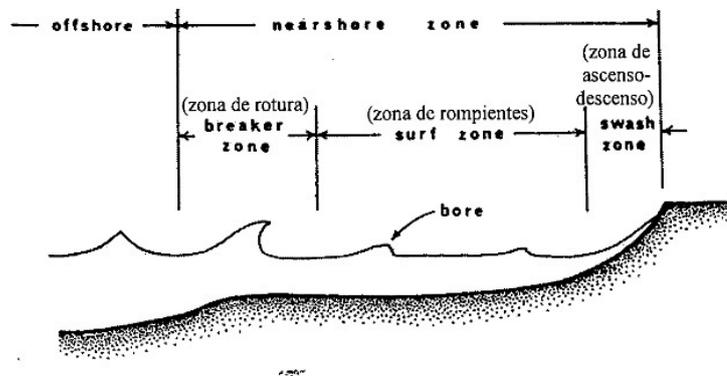


Figura 2.2: Perfiles de la costa, donde se muestra la ubicación de las distintas zonas hidrodinámicas. Adaptado de GIOC (1999b)

Dentro de la zona cercana a la costa las olas sufren las mayores modificaciones. En su mayoría son por factores mecánicos, como la fricción de fondo, que produce esfuerzos cortantes en la zona de la capa límite, y la percolación, que cobra importancia en fondos marinos muy permeables. Sin embargo, el más importante es el proceso de rotura debido al cambio de profundidad de fondo marino (Dean y Dalrymple, 2004; GIOC, 1999a).

Los procesos mecánicos comunes que se desarrollan en la zona de rotura y en la zona de rompientes son la refracción, difracción y la reflexión. Para entender las ecuaciones matemáticas relacionadas a estos procesos, se utiliza la teoría lineal de onda, debido a su sencillez matemática (GIOC, 1999a). Asimismo, se debe entender cada proceso que interviene en la modificación de la ola, para lo cual se detalla cada proceso en las siguientes líneas.

Refracción: Se debe al cambio de dirección de propagación de la onda, por cambio de profundidad en el fondo o la presencia de una corriente en el fondo, lo que resta celeridad, aumenta la longitud de onda, y disminuye la altura de olas (GIOC, 1999a).

Difracción: Se debe al cambio de dirección de propagación de la onda, debido a un obstáculo dentro de su camino, lo que resta energía. Este se encuentra cuando la ola llega a una estructura de tierra en el océano como un dique o un rompe olas (Dean y Dalrymple, 2004; GIOC, 1999a).

Reflexión: Se debe al reflejo de energía de la onda, redireccionándola hacia el mar, originando una nueva forma de dinámica que puede variar la estructura de la zona de rompientes. Es de vital importancia en playas reflejantes, debido al cambio en la zona cercana a la costa, tanto morfológicamente como geológicamente (Dean y Dalrymple, 2004; GIOC, 1999a).

De los procesos descritos, los de mayor importancia son los de refracción y difracción debido a que transforman la ola conforme llegan a la zona de rotura. A estos procesos en conjunto se les llama **asomeramiento** (GIOC, 1999a).

Para la cuantificación de los efectos antes mencionados, se usa la teoría lineal de las ondas. Dentro de las ecuaciones de transformación, la de la altura de la ola es la más utilizada, debido a su influencia en los otros parámetros de la ola. Esta transformación se logra hacer con la Ecuación 2.17 (Dean y Dalrymple, 2004).

$$H_b = H_0 K_r K_s \quad (2.17)$$

Donde:

- H_b es la altura de la ola en la zona de rompientes (m).
- H_0 es la altura de la ola en aguas profundas (m).
- K_r es el coeficiente de refracción.
- K_s es el coeficiente de asomeramiento.

Los coeficientes de refracción y asomeramiento son expresiones en base a diferentes leyes como la ley de Snell y de la hipótesis de conservación de energía respectivamente. Matemáticamente, se calculan mediante las ecuaciones 2.18 y 2.19.

$$K_s = \sqrt{\frac{C_{g0}}{C_{gb}}} \quad (2.18)$$

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos(\phi_0 - \theta)}{\cos(\phi_b - \theta)}} \quad (2.19)$$

Donde el ángulo ϕ define la orientación de los contornos que forman la cresta de la ola, el ángulo θ define la orientación de la costa (Figura 2.3) y los C_g son las celeridades de grupo (Dean y Dalrymple, 2004). Los subíndices 0 y b ubican los valores en aguas profundas o en la zona de rompientes, respectivamente.

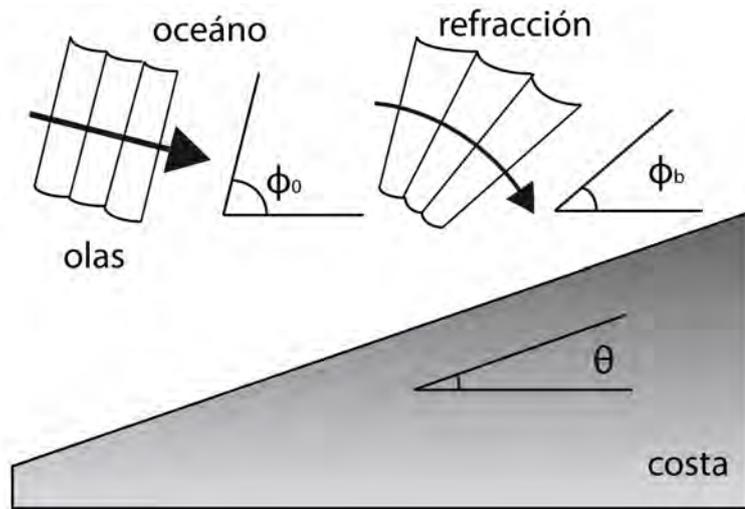


Figura 2.3: Definición del ángulo ϕ y θ . Adaptado de Ashton y Murray (2006b)

Al introducir las ecuaciones 2.15 y 2.16 en conjunto al número de ola que se usa en cada zona y la ecuación 2.9, se puede obtener la expresión 2.20.

$$K_s = \left(\frac{\gamma g T^2}{16\pi^2 H_b} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (2.20)$$

Donde el valor de la altura relativa γ está relacionada a la zona de rompientes $\left(\frac{H_b}{h_b} \right)$.

2.1.1.3. Conservación de energía

En adición a los conceptos de energía y flujo de energía, una ola también transporta momentos asociados a los movimientos de las partículas de agua. Entonces, se puede hablar de flujo de momentos, los cuales, según Longuet-Higgins y Stewart (1964), al llegar a la costa generan corrientes de retorno y otros procesos morfodinámicos.

En adición a este flujo de momentos, se introduce el concepto de esfuerzo o presión de radiación cuya definición se basa en el exceso de flujo de momento debido a las olas del mar inducidas por la gravedad (Longuet-Higgins y Stewart, 1964). Físicamente, se puede manifestar como fuerzas ejercidas por obstáculos que hacen que las olas se reflejen con la misma energía pero en una dirección contraria. Además tiene efectos sobre los procesos morfodinámicos en la zona de rompientes y en las configuraciones del oleaje frente a la costa.

Matemáticamente, el esfuerzo de radiación es un tensor de segundo orden o una matriz de 2x2 simétrica cuyos valores se obtienen de expresiones desarrolladas por Longuet-Higgins (1970) (Ecuaciones 2.21, 2.22 y 2.23).

$$S_{xx} = E[n(\cos^2 \phi + 1) - \frac{1}{2}] \quad (2.21)$$

$$S_{yy} = E[n(\sin^2 \phi + 1) - \frac{1}{2}] \quad (2.22)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = EC_g \cos \phi \left(\frac{\sin \phi}{C} \right) \quad (2.23)$$

De estas ecuaciones, para el movimiento o dinámica costera, la más importante es la Ecuación 2.23 (flujo de momento hacia la costa), ya que Longuet-Higgins (1971) indica que este componente es el responsable de parte de la dinámica de sedimentos que se observa en las playas.

Si se analiza la Ecuación 2.23, se observa que la primera parte de la ecuación es constante desde las aguas profundas hasta la llegada a la zona de rompientes, ya que las olas forman contornos paralelos dentro de las zonas indicadas. Mientras que la segunda parte, es la ley de Snell, que es un valor constante a lo largo de toda la ola, desde las aguas profundas hasta la costa. Consecuentemente, la Ecuación 2.23 indica un valor constante desde aguas profundas hasta la zona de rompientes.

2.1.2. Flujo de Sedimentos

Dentro de la dinámica litoral, el flujo de sedimentos es el factor más importante dentro de todos los fenómenos que se estudian. Sin embargo, todas las teorías del transporte de sedimentos no están completamente desarrolladas a diferencia de las teorías desarrolladas en ríos y canales abiertos (Dean y Dalrymple, 2004) debido a que el flujo es estable en estos ambientes, a diferencia del flujo inestable de las olas. Existen varios métodos y varias consideraciones para el estudio de este fenómeno, muchos de ellos son experimentales y semi-empíricos, cuyas bases científicas están compuestas de conocimientos para flujo de sedimentos en flujos estables y su aplicación en flujos inestables.

Debido a lo anterior, en el transporte litoral de sedimentos, no existe una manera

de medición real de esta magnitud, por lo que este valor solo se estima a partir de cálculos en base a datos de las olas (Dean y Dalrymple, 2004). Sin embargo, los datos de olas recolectados usualmente no son suficientes debido a los pocos puntos de medición de estos datos mediante boyas. De esta forma, las estimaciones pueden o no ser confiables. Por ende, se tienen diversos modelos para obtener expresiones del transporte litoral de sedimentos como los siguientes:

- Modelo del flujo de energía
- Modelo energético
- Modelo de transporte suspendido

Para fines del presente trabajo, se desarrolló solamente el modelo de flujo de energía.

Modelo del flujo de energía

Dentro de los modelos mencionados, el modelo de flujo de energía asume que el transporte litoral de sedimentos se debe a la energía que las olas llevan hasta la costa en dirección perpendicular a la línea costera. En consecuencia, se usa la Ecuación 2.24 para saber la cantidad de energía que llega a la costa, donde P_l es el flujo de energía por unidad de longitud de línea costera.

$$P_l = F \cos(\phi - \theta) \sin(\phi - \theta) = EC_g \cos(\phi - \theta) \sin(\phi - \theta) = \frac{1}{16} \rho g H^2 C_g \sin(2(\phi - \theta)) \quad (2.24)$$

A través de los años, se sabía que el flujo de energía en la línea costera tenía una correlación con la cantidad de sedimentos que se movían en una playa. Como se mencionó antes, no existía un método de medición para la tasa de transporte de sedimentos, por lo que se aprovechó la construcción de espigones (Figura 2.4) para realizar mediciones experimentales en la playas, así como en ambientes controlados (laboratorios), lo que condujo a Ingle (1966) a llegar a establecer una relación entre el flujo de energía y el flujo de sedimentos (Ecuación 2.25)

$$Q = CP_l^n \quad (2.25)$$

Donde C es una constante dimensional de proporcionalidad.

Sin embargo, la Ecuación 2.25 fue criticada debido a que no representaba la relación correcta entre el flujo de energía y el transporte de sedimentos. Por ello,

Komar e Inman (1970) introdujeron la tasa de transporte de sedimento sumergido I_l ; de modo que, la ecuación de flujo de sedimentos se reescribió de la forma que se muestra en la Ecuación 2.26.

$$Q = \frac{K P_l}{(\rho_s - \rho)g(1 - p)} \quad (2.26)$$

Donde:

- K es una constante dimensional de proporcionalidad. Su valor depende del tipo de altura de ola que se usará en el análisis (altura de ola media cuadrática o altura de ola significativa).
- ρ_s es la densidad del sedimento ($\frac{g}{cm^3}$).
- ρ es la densidad del agua ($\frac{g}{cm^3}$).
- p es la porosidad del sedimento, normalmente tiene el valor de 0.4.
- P_l es el flujo de energía por unidad de línea de costa.



Figura 2.4: Captura de imagen de espigones usados para medir la tasa de transporte litoral de sedimentos.. Adaptado de Sadura (2017).

Al desarrollar la Ecuación 2.26 con el uso de las Ecuaciones 2.9, 2.11, 2.12, 2.13, 2.15 y 2.24 de la dinámica de olas, se obtiene la ecuación 2.27 válida solo para la zona de rompientes.

$$Q = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} H_b^{5/2} \sin(2(\phi_b - \theta)) \quad (2.27)$$

La Ecuación 2.27 es la ecuación para flujo de sedimentos usada y desarrollada por el Centro de Investigación de Ingeniería de Costa (CERC) y a la vez recomendada en el *Shore Protection Manual*.

Esta ecuación es muy usada dentro de la ingeniería de costas para el desarrollo de infraestructuras portuarias o costeras, como puertos, espigones, etc. Sin embargo, los valores de la altura de ola y la dirección de propagación de la ola varían a lo largo de la línea costera, por lo que se tendrían que usar ponderaciones para conocer el flujo de sedimentos en una sección de costa.

Frente a ello, se transforma la Ecuación 2.27 con el uso de las Ecuaciones 2.17, 2.19, 2.20 y 2.23 para obtener la Ecuación 2.28 que se basa en el uso de datos de olas obtenidos en aguas profundas. En el Anexo A se muestra el desarrollo y la obtención de la ecuación 2.28 ya que en las publicaciones realizadas por Ashton y Murray (2006a,b) no queda del todo claro.

$$Q = \frac{\rho K g^{0,6}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)2^{0,4}\pi^{0,2}\gamma_b^{0,4}} H_0^{12/5} T^{1/5} \cos^{6/5}(\phi_0 - \theta) \sin(\phi_0 - \theta) \quad (2.28)$$

Para analizar la ecuación del flujo de sedimentos en la costa y su influencia en los modelos de cambio de línea costera, se debe definir un sistema de coordenadas en la costa. En la Figura 2.5 se observa las coordenadas que se establecen (Ashton y Murray, 2006a,b).

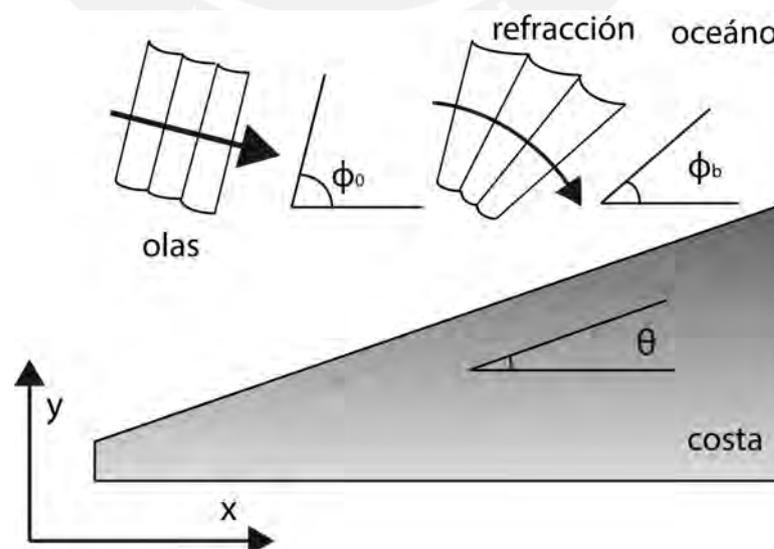


Figura 2.5: Coordenadas para el análisis de flujo de sedimentos. Adaptado de Ashton y Murray (2006b).

2.1.3. Modelo de una línea

2.1.3.1. Ecuación de difusión

Para la evaluación de la evolución de la línea costera, se tiene diversos modelos numéricos que se usan actualmente. Uno de ellos es el modelo de Una Línea (One-Line Model) desarrollado por Pelnard-Considerere (1956) que trata de predecir la forma de la costa después de cierto tiempo de incidencia de las olas.

El modelo o teoría de una línea se usa para cambios de gran escala temporal. No es eficaz frente a cambios debido a tormentas o corrientes de retorno (Larson *et al.*, 1987) ya que son inherentes a los cambios de gran escala.

Asimismo, este modelo se basa en tres suposiciones (Pelnard-Considerere, 1956) básicas, las cuales son:

1. Mantenimiento de la forma del perfil de equilibrio
2. Contornos de las olas paralelos a la línea de costa
3. El flujo de sedimentos a lo largo de la costa es independiente del flujo de sedimentos en una sección transversal.

En base a la anteriores suposiciones, si ocurre un cambio en la sección transversal de una playa, conduce a un cambio en el área de sección transversal la cual se relaciona con el cambio en la sección mediante la Ecuación 2.29.

$$\Delta A = \Delta y D \quad (2.29)$$

Donde D es la profundidad de cierre, donde termina el perfil de equilibrio y se muestra en la Figura 2.6. Al usar la ley de conservación de masa a lo largo de toda una sección de costa de longitud Δx , se obtiene la Ecuación 2.30.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (2.30)$$

Al usar la ecuación 2.29 e introduciéndola en la ecuación 2.30, que después de reordenarla, resulta en la obtención de la expresión 2.31.

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -\frac{1}{D} \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (2.31)$$

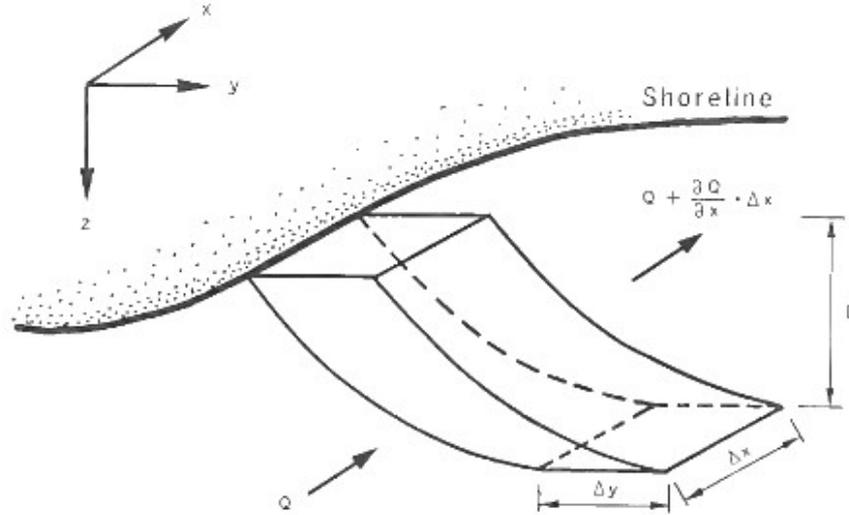


Figura 2.6: Explicación gráfica del cambio de una sección transversal según la teoría de una línea. Adaptado de Larson et al. (1987).

Como se observa, el flujo de sedimentos Q tiene una gran importancia dentro del modelo de una línea. Sin embargo, el valor del transporte litoral de sedimentos depende del tipo de teoría o modelo de transporte a usar.

Debido a que el CERC y el *Shore Protection Manual* recomiendan usar la Ecuación 2.27 o 2.28, los análisis en la presente tesis se realizarán a partir de estas ecuaciones.

Estas relaciones dependen del ángulo de orientación de la costa θ , mostrado en las Figuras 2.3 y 2.5. Este ángulo se calcula con la Ecuación 2.32.

$$\theta = \arctan \frac{\partial y}{\partial x} \quad (2.32)$$

Al usar la Ecuación 2.32 e introducirla dentro del ecuación original de flujo de sedimentos (Ecuación 2.27), la expresión del flujo de sedimentos Q también depende de la coordenada x . Adicionalmente, Pelnard-Considerere (1956) hizo una suposición, la cual indicaba que las olas se acercan formando contornos casi paralelos a la costa; es decir, $\phi - \theta \approx 0$. En consecuencia, la Ecuación 2.27 se puede reescribir de la forma que muestra la expresión 2.33.

$$Q = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} H_b^{5/2} (2(\phi_b - \theta)) \quad (2.33)$$

Entonces, al derivar la expresión 2.33 con respecto a x y reemplazar en la Ecuación

ción 2.31 se obtiene la Ecuación 2.34.

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b} H_b^{5/2}}{8(\rho_s - \rho)(1 - p)D} \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (2.34)$$

Si se toma la primera parte del término derecho de la Ecuación 2.34 como una constante, se obtuvo una expresión similar a la **ecuación de difusión** de la termodinámica.

La solución numérica de dicha expresión fue investigada por diversos autores, de las cuales la solución de Walton y Chiu (1979) y de Larson *et al.* (1987) son las de mayor relevancia. Estas soluciones consideraban las siguientes condiciones previas:

1. Los contornos formados por las olas tienen un ángulo similar al ángulo de tangente de la costa ($\phi - \theta \approx 0$).
2. Los parámetros de altura de ola en la zona de rompientes se mantiene constante a lo largo de la parte de la costa a estudiar.

Sin embargo, estas suposiciones realizadas para llegar a una solución numérica de la ecuación de difusión no son del todo ciertas. En primer lugar Ashton *et al.* (2001); Ashton y Murray (2006a,b); Murray y Ashton (2013) mencionan que con ángulos de incidencia suficientemente grandes, el flujo de sedimentos tiende a un valor máximo, lo que conlleva a una inestabilidad en la costa, y esta inestabilidad inherente a la costa tiene una participación importante en la evolución de la misma (Ashton *et al.*, 2001). Dependiendo de las características de propagación de la ola, se puede obtener diversas formas en la costa al cabo de cierta cantidad de años. En segundo lugar, Ashton *et al.* (2001); Murray y Ashton (2013) mencionan la dependencia entre los valores de la altura de la ola y el ángulo de incidencia en las olas que se originan en la zona de rompientes. En cambio, en aguas profundas, los valores de altura y el ángulo de incidencia se mantienen constantes e independientes, mientras que en la zona de rompientes, altos valores de ángulos de incidencia denotan refracción y a la vez, tienden a disminuir los valores de altura de ola. Consecuentemente, las alturas de la ola no es constante a lo largo de la costa, además que el análisis siguiendo estos datos se vuelve más complicado (Ashton *et al.*, 2001).

2.1.3.2. Aplicaciones de difusividad

Como Ashton *et al.* (2001) indican, existe una inestabilidad en las líneas costeras que puede explicar su forma de evolución. Esta inestabilidad tiene como factor principal al ángulo de incidencia de la ola. Por lo tanto, Ashton y Murray (2006a,b) reformulan la ecuación de difusión, usando artificios de la derivadas mediante la regla de la cadena, de esa manera se obtiene la relación 2.35.

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -\frac{1}{D} \frac{\partial Q_s}{\partial \theta} \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad (2.35)$$

La expresión 2.35 es una ecuación de difusión, donde la primera parte del término derecho de la ecuación es una constante dimensional denominada **difusividad** (Ecuación 2.36).

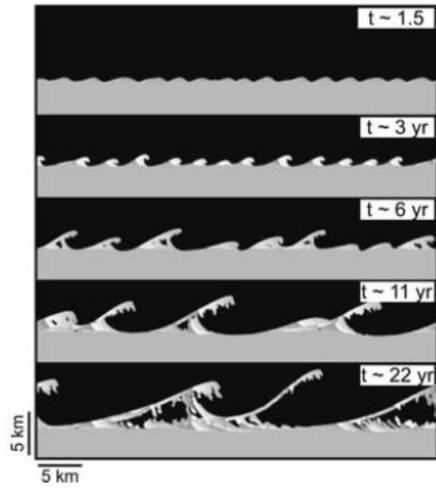
En este caso, esta constante denota la velocidad del cambio de una línea costera hasta que esta encuentre el equilibrio, en otras palabras, hasta que el flujo neto de sedimentos sea cero.

$$\mu = -\frac{1}{D} \frac{\partial Q_s}{\partial \theta} \quad (2.36)$$

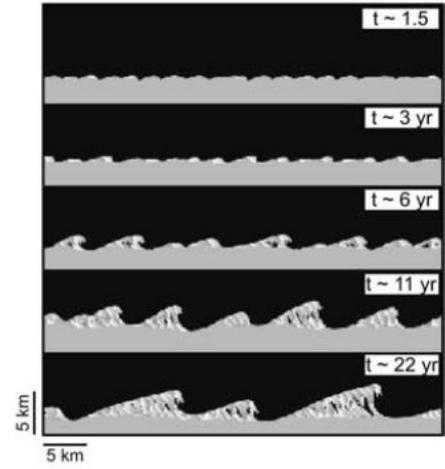
Si desarrollamos la expresión 2.36, se obtiene la Ecuación 2.37, donde se observa la dependencia del ángulo de incidencia.

$$\mu = \frac{\rho K g^{0,6}}{16D(\rho_s - \rho)(1 - p)^{2,4} \pi^{0,2} \gamma_b^{0,4}} H_0^{12/5} T^{1/5} [\cos^{1/5}(\phi_0 - \theta) \left[\frac{6}{5} \sin^2(\phi_0 - \theta) - \cos^2(\phi_0 - \theta) \right]] \quad (2.37)$$

Con base a la expresión desarrollada de difusividad, Ashton *et al.* (2001); Ashton y Murray (2006a,b) desarrollaron modelos de evolución costera para distintos tipos de olas lo que conllevó a distintas formaciones de costa a partir de una morfología inicial (Figura 2.7).



(a) Primer escenario de evolución de la costa



(b) Segundo escenario de evolución de la costa

Figura 2.7: Escenarios de evolución costera obtenidos con datos de ola de muestra Adaptado de Ashton y Murray (2006a).

En base a las morfologías resultantes, Ashton y Murray (2006a) realizaron un estudio aparte acerca de la posición de la costa en cada momento de la evolución. Ellos consideraron que la costa iba a tener un comportamiento periódico, es decir, una longitud de onda característica.

Dentro de los resultados que obtuvieron Ashton y Murray (2006a) se resaltó que existe una relación proporcional entre el cuadrado de la longitud de onda característica de cada costa y el tiempo de formación de dicha línea costera (Figura 2.8). Esta relación está basada en la difusividad de la costa y según los análisis de Ashton y Murray (2006a), la relación se expresa según se muestra en la Ecuación 2.38.

$$\frac{X^2}{T} \propto \frac{K_1}{D} H_0^{12/5} T^{1/5} \quad (2.38)$$

Donde el valor de K_1 es un valor experimental basado en las condiciones de la costa y que se obtiene en base a la Ecuación 2.37 de manera que se deduce la ecuación 2.39.

$$\frac{X^2}{T} \propto \frac{\rho K g^{0,6}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)2^{0,4}\pi^{0,2}\gamma_b^{0,4}} \frac{1}{D} H_0^{12/5} T^{1/5} \quad (2.39)$$

Esta ecuación y el análisis hecho por Ashton y Murray (2006a) fue fundamental para los posteriores estudios que trataron relacionar las ecuaciones de evolución

costeras con las morfologías de cambio de la línea costera.

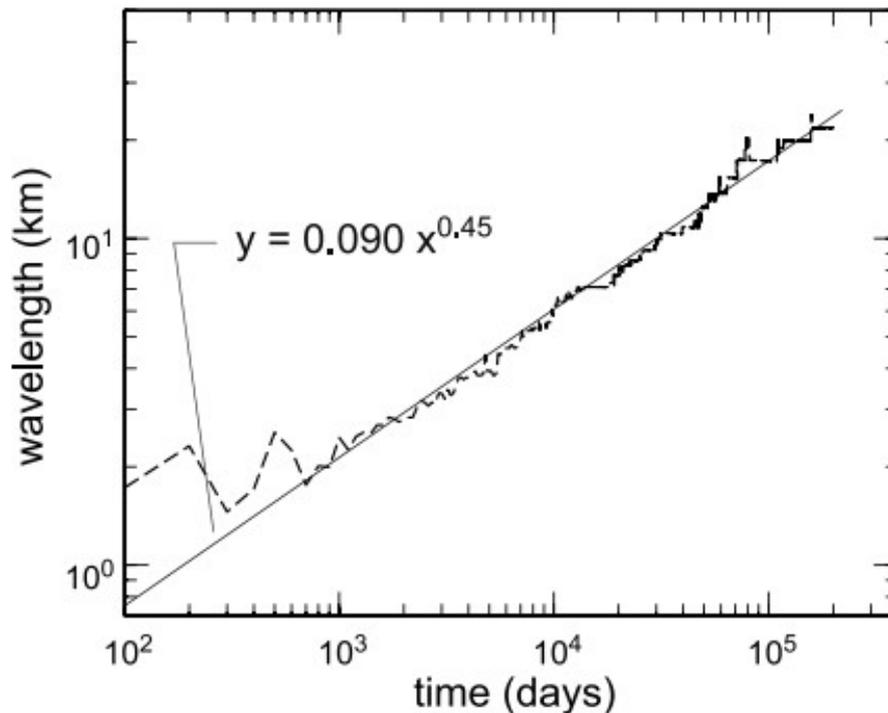


Figura 2.8: Relación entre la longitud de onda característica de una costa y el tiempo de evolución de la costa. Adaptado de Larson et al. (1987).

2.2. Morfodinámica de costas

En el proceso de cambio y formación de las líneas costeras, existen diversos patrones dinámicos, los cuales están relacionados a parámetros vinculados a la migración de la línea costera en toda su longitud (Lazarus *et al.*, 2011). Asimismo, una adecuada predicción y conocimiento sobre el comportamiento de estos patrones es uno de los retos actuales de la ingeniería oceanográfica y costera debido a la complejidad que tienen los procesos que intervienen. Actualmente, se tiene un planteamiento de caracterización cualitativa de un patrón dominante en determinadas líneas costeras como se muestra en la Figura 2.9, el cual se basa en la difusividad costera.

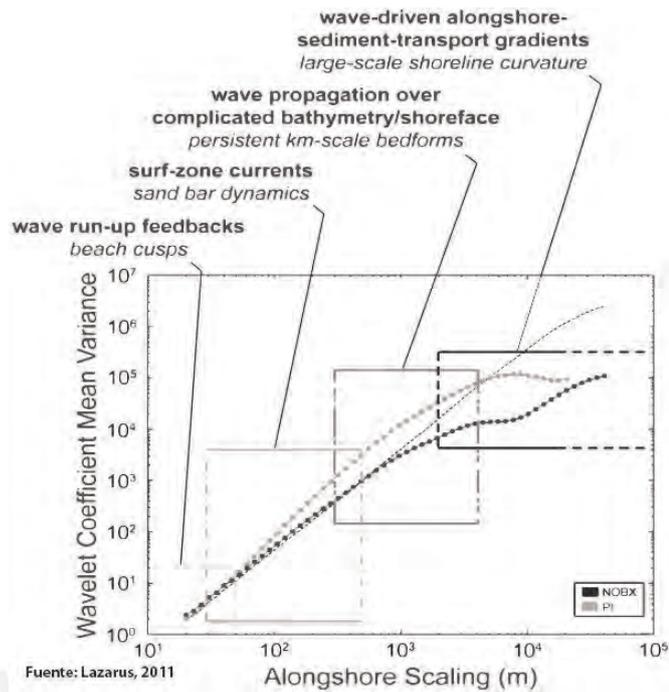


Figura 2.9: Relación entre parámetros wavelet, longitud de costa y los procesos que intervienen.
Adaptado de Lazarus et al. (2011)

En la Figura 2.9, se observan cuatro procesos costeros estudiados en diversas investigaciones, de los cuales se tiene cierto nivel de conocimiento adecuado para descripción. Adicionalmente, se observan las formaciones costeras que se forman debido a dichos procesos. Estos procesos según (Lazarus et al., 2011) son los siguientes:

- Oleaje
- Corrientes de zona de rompientes
- Propagación de olas sobre batimetrías y costas caóticas
- Gradientes de flujo de sedimentos costeros conducidos por olas

Estos procesos se presentan con mayor importancia en determinadas escalas de longitud como metros, decenas de metros, kilómetros y decenas de kilómetros, y a determinadas escalas temporales como días, meses y años tal como lo indica List et al. (2006). A continuación se mencionará las características importantes de cada uno.

2.2.1. Oleaje

Es un proceso litoral donde las olas del mar llegan a las líneas costeras, lo que ocasiona un movimiento de los sedimentos de la playa. Este flujo de sedimentos se debe a la fuerza con la que llega la ola, ya que arrastra los sedimentos hacia la playa (acreción). Al llegar al punto más alto, el agua desciende, arrastrando las partículas de suelo (Coco *et al.*, 2003), lo que genera erosión y el flujo de sedimentos antes mencionado.

Estos procesos se caracterizan por tener efectos en escalas pequeñas (líneas de costa de decenas de metros) y en escalas temporales de días (Coco *et al.*, 2003). Las clásicas formaciones que estas generan en la costas son las denominadas **cúspides de playa**.

Cúspides de playa

Las cúspides de playa son morfologías que se caracterizan por tener formas de cuernos espaciados entre 1 a 50 metros y entre estos, una forma de bahía. Todas estas cúspides formadas tiene como material al sedimento de la playa. Respecto a la formación de estas estructuras de playa, existen dos teorías que explican su origen y su dinámica evolutiva. La primera es la **teoría de onda permanente** y la segunda es la **teoría de la auto-organización u organización propia** (Coco *et al.*, 2003, 2000).

La teoría de onda permanente indica que las cúspides de playas se forman debido a la interacción de distintas olas en la costa. Esta interacción entre olas generan nodos y antinodos que es lo que forma la morfología característica de este tipo de estructura. Sin embargo, Coco *et al.* (2003) mencionan que si bien esta teoría explica la formación, no explica la evolución de estas estructuras en el tiempo.

La teoría de la organización propia es una teoría moderna propuesta por Werner y Fink (1993) que trata de explicar no solo el origen de las cúspides de la playas, sino también su evolución a lo largo del tiempo (Coco *et al.*, 2000). La auto-organización se basa en modelos no-lineales que explican la relación que hay entre los procesos dinámicos que forman las cúspides (Werner y Fink, 1993) y como estas interactúan en su evolución (Coco *et al.*, 2000). Actualmente, se están realizando diversas investigaciones acerca de esta teoría mediante medi-

ciones en campo (Figura 2.10) y comparaciones con modelos computacionales para llegar a una expresión matemática que explique la dinámica de las cúspides playeras tanto en el origen como en su evolución (Coco *et al.*, 2003).

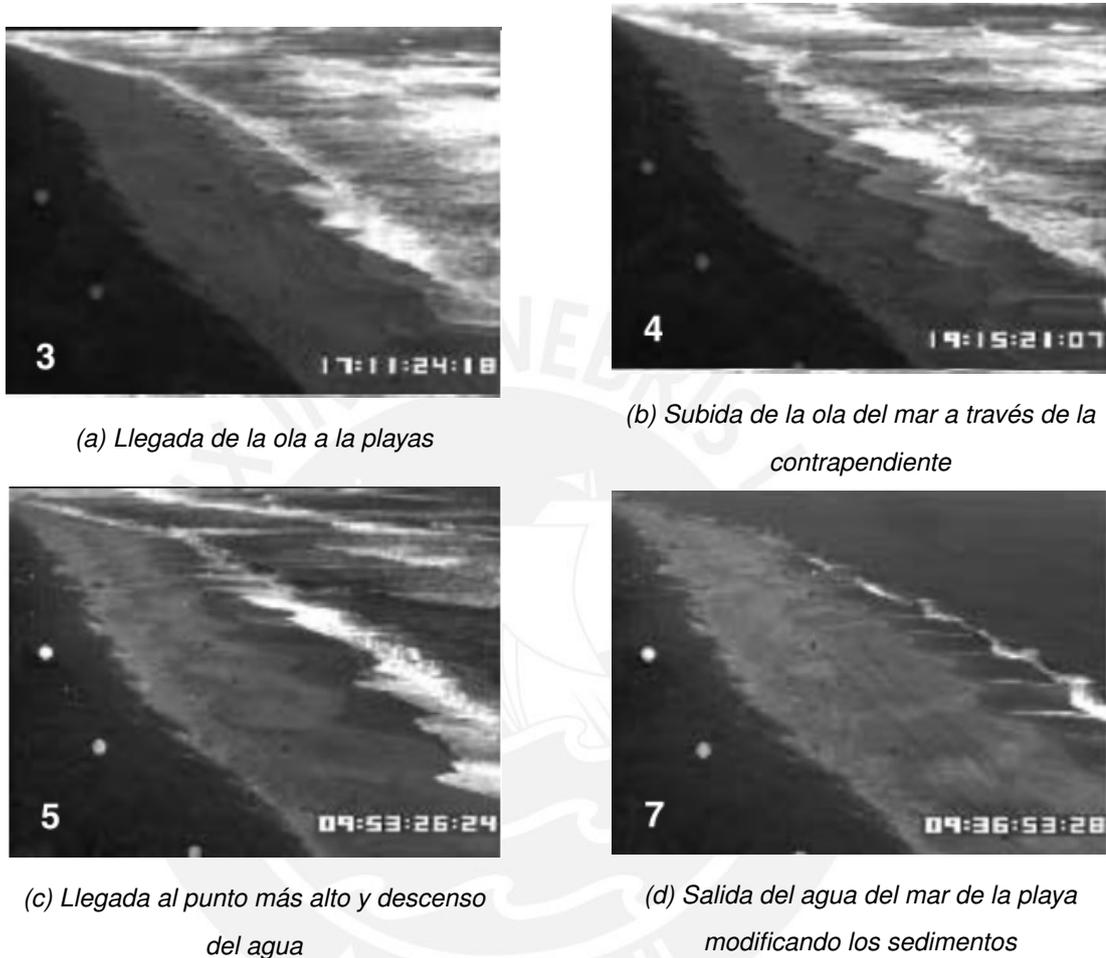


Figura 2.10: Secuencia de imágenes tomadas de un video, para realizar mediciones de la formación de las cúspides de playa. Adaptado de Coco *et al.* (2003).

2.2.2. Corrientes de la zona de rompiente

La zona de rompientes es el lugar dentro del perfil de la costa en la cual las olas se propagan desde la zona de ruptura y donde se producen cambios en las características de las olas como altura, período y energía hasta llegar a la playa, específicamente a la zona de ascenso y descenso donde se produce el anterior proceso dinámico descrito (Figura 2.2) (GIOG, 1999b). Estos procesos se presentan o se manifiestan en morfologías cuya longitud característica en la costa es de

centenas de metros y en una escala temporal de semanas. Las estructuras formadas se presentan en barras de arena y otras similares y tienen una dinámica evolutiva distinta a las cúspides.

Las corrientes en la zona de rompientes tienen mayor influencia en el fondo marino, debido a la dinámica de las barras de arena o al flujo de sedimentos del fondo marino (Ruessink *et al.*, 2007). Ello se puede observar en fotografías aéreas donde se ve con claridad dichas formaciones (Figura 2.11).

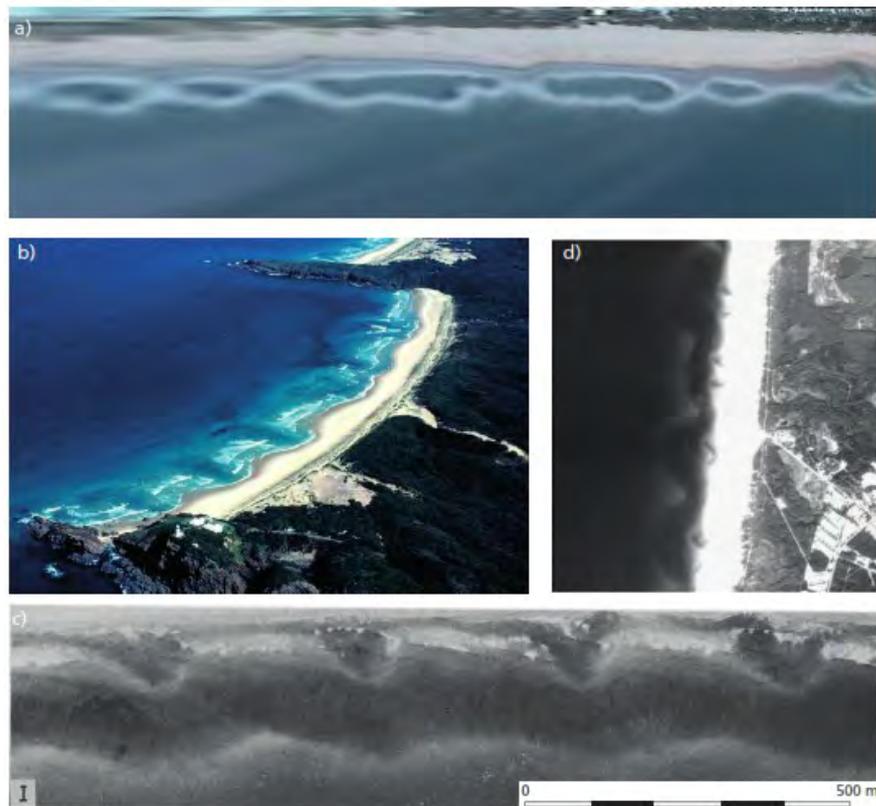
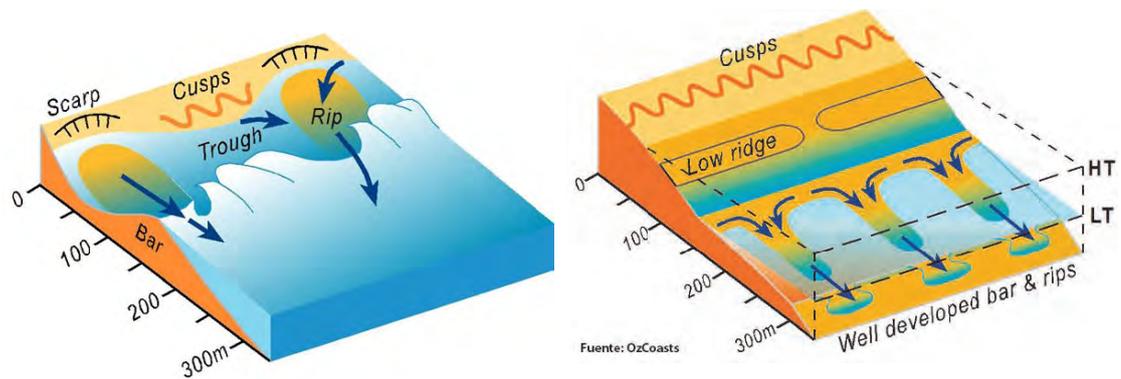


Figura 2.11: Fotografías aéreas de costas donde se observa las estructuras morfológicas productos de corrientes en las zonas de rompientes. Adaptado de Price *et al.* (2014).

El proceso de formación es similar al proceso de formación de las cúspides de playas, solo que el proceso de auto-organización no se presenta en estos casos. Recientemente, se realizan investigaciones con énfasis no solo a los aspectos mencionados, sino también al efecto proporcionado por las olas porque es fundamental dentro de la dinámica de sedimentos y cambio en la batimetría (Price *et al.*, 2014). Estos estudios se realizan mediante observaciones de campo y modelo computacionales. Los procesos que se dan en la zona de rompientes son repre-

sentados en la Figura 2.12.



(a) Canales de retorno más la barra de arena

(b) Formación más desarrolladas de las barras de arena y los canales de retorno

Figura 2.12: Se observa la formación de las estructuras como los canales de retorno (a) y después barras crecientes y barras transversales (b).

Como se mencionó, existen diversas estructuras relacionadas a estos procesos, las cuales se pueden caracterizar en lo siguiente:

Canales de Retorno

Son zonas de gran profundidad, producidos por una intensa erosión de las corrientes de la zona de rompientes. Se ubican entre las barras crecientes y las barras transversales. Debido a que están expuestas a las corrientes de la zona de rompientes generan las barras transversales y crecientes por el flujo de sedimentos generado en dichas zonas.

Barras Crecientes

Son estructuras asimétricas, que se forman a lo largo de la línea de costa, alineadas de manera longitudinal con la línea costera, debido a las componentes de las corrientes marinas que forman un ángulo pequeño con la costa (menores a 45°). Estos se forman debido a las fuerzas con las que llegan las olas debido a la altura de las mismas, haciendo que estas barras se acerquen al perfil costero.

Barras Transversales

Son estructuras que se forman a lo largo de la línea de costa, de manera perpendicular a la misma. Con mucha frecuencia quedan unidas a las playas, debido a las componentes de las corrientes marinas que forman un ángulo de 90° con el per-

fil costero. Normalmente, los canales de retorno se diferencian de mejor manera entre estas estructuras.

2.2.3. Propagación de olas sobre batimetrías

Este proceso se da en la zona cercana a la costa, es decir, desde la zona costera hasta la zona de rotura incluyendo la zona de rompientes (Figura 2.2). Se caracteriza sobretudo por presentar formas en el fondo del mar a lo largo de la zona antes mencionada por la dinámica de sedimentos causada por el oleaje o el movimiento del mar. Estos procesos se dan en escalas de longitud característica de costa de kilómetros y en escalas temporales de meses a casi años.

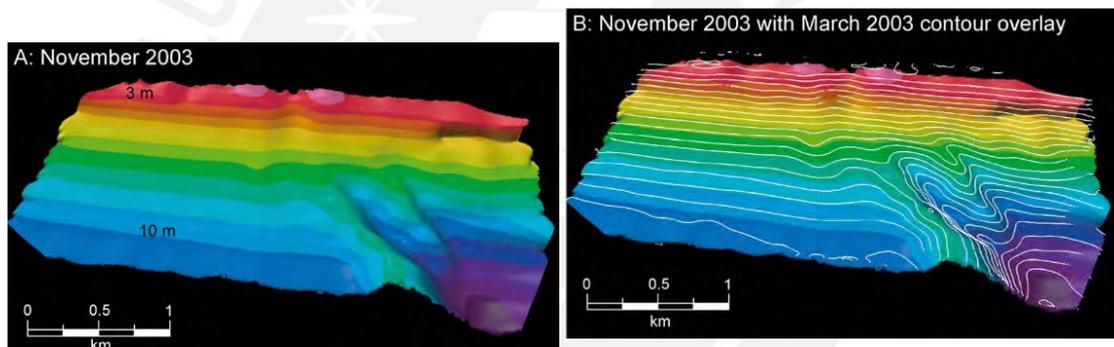
Las estructuras morfológicas que se presentan en el fondo marino son de barras oblicuas de sedimento que son consistentes con las zonas donde el ratio de erosión o deposición es diferente que las demás zonas (Browder y McNinch, 2006; McNinch, 2004). Adicionalmente a lo mencionado, se precisa en las investigaciones realizadas, que las barras oblicuas de sedimentos concuerdan espacialmente con afloramientos de grava por debajo de la capa de sedimentos (McNinch, 2004). Con esta afirmación, Browder y McNinch (2006) considera que existe una correlación entre los efectos de la geología o de estratos inferiores a la capa de sedimentos dentro de la dinámica de sedimentos y posteriormente en las olas. Sin embargo, la relación de los flujos de sedimentos y cambios costeros con la geología aún no son comprendidos totalmente y es uno de los retos de la ingeniería de costas en el futuro (Browder y McNinch, 2006; McNinch, 2004).

Dentro de las características de las estructuras formadas de este proceso son formas de fondo persistentes ya que se mantienen a lo largo del tiempo a pesar del paso de procesos naturales que pueden borrar dichas formas de fondo.

Formas de fondo persistente a través de kilómetros

Lo más interesante de este proceso, es que a pesar que existan eventos que puedan borrar los cambios producto de la evolución costera (Browder y McNinch, 2006; McNinch, 2004; Ruessink *et al.*, 2007) como sucede en los dos primeros procesos, las estructuras que se forman en el fondo marino se mantienen a lo largo de esta debido posiblemente a la geología debajo de esta zona. En tal circunstan-

cia, considerar el efecto de la geología del lugar sobre el flujo de sedimentos es importante, ya que las características de los sedimentos son diversas lo que hace que se tenga diversos ratios de erosión. En adición, McNinch (2004) sostiene que la geología de las zonas de estudio conlleva a cambios en las características del sedimento. Como se señala en la Sección 2.1.2, la cantidad de sedimento que se mueve depende del tamaño de partícula y del peso de sedimento. Por tal motivo, al existir la correlación entre la geología y las características del sedimento, este influiría en el flujo de sedimentos, por ende, la geología conlleva diferentes cambios en la batimetría y de esa forma en el proceso de cambio de características del oleaje que se da por los procesos de asomeramiento y refracción de las olas. En la figura 2.13, se observa barras oblicuas del sedimento, las cuales, aunque varien en forma debido a la mecánica de sedimentos, no varían sustancialmente en su posición y se mantienen a través de los años.



(a) Batimetría de Noviembre 2003

(b) Batimetría estudiada en Noviembre 2003 comparada con Marzo 2003

Figura 2.13: Cambios en la batimetría debido a los procesos morfodinámicos. Adaptado de McNinch (2004).

2.2.4. Gradientes de flujo de sedimentos costeros conducidos por olas

Este proceso es el más global de todos, ya que integra procesos que se dan en la costa y en la zona cercana a la costa. Dentro de las características morfológicas que se presentan, están las curvaturas de la costa en escalas de longitud característica de decenas de kilómetros o más y en escalas temporales de años a más. Adicionalmente, tiene como factor influyente a las olas con toda su variabilidad que

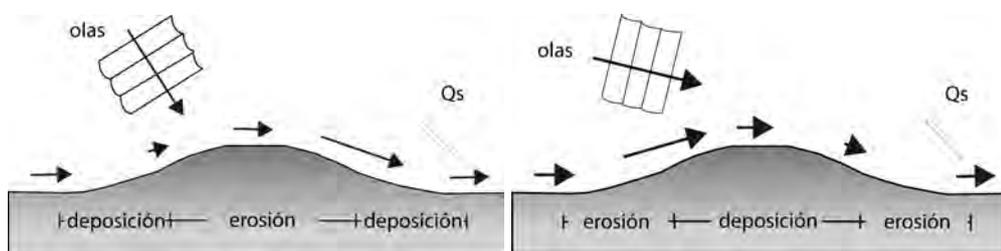
se muestra en la naturaleza.

Ashton *et al.* (2001); Ashton y Murray (2006a) desarrollaron un modelo que en base a la teoría de una línea (Sección 2.1.3). Este modelo evalúa la evolución de una línea costera con longitudes de kilómetros a través de los años. A este le falta la adaptación de la variabilidad de las olas o de los datos de las olas. Normalmente, las olas no solo tienen una dirección de propagación, sino que tienen diferentes direcciones de propagación, lo que ocasiona diferentes formas de flujo de sedimento. Ashton y Murray (2006b) evalúa dicha variabilidad y su influencia en la difusividad.

Curvatura de la costa

La curvatura de la costa es una de las características más importantes de este proceso. Lazarus y Murray (2007) mencionan que la curvatura que existe en la costa tiene una correlación con los ratios de erosión y de cambios evolutivos que se producen en la costa. Esta correlación resulta de los patrones de dinámica que se presentan en este proceso como los ángulos de incidencia de las olas (Figura 2.14) con la variabilidad de estas. Por consiguiente, los procesos de gradientes de flujo de sedimentos son los causantes de los cambios evolutivos o del cambio de posición costera en grandes escalas.

Evidentemente, la morfología general de la costa está basada en su curvatura que se crea y evoluciona debido al presente proceso. La inestabilidad costera es una parte del proceso y es inherente a las costas y en su mayoría, la mayor causante de todo este proceso. Por tal motivo, el estudio de la difusividad es de vital importancia para el análisis de cambio costero.



(a) Procesos litorales debido a un ángulo de incidencia grande (b) Procesos litorales debido a un ángulo de incidencia bajo

Figura 2.14: Procesos litorales según los ángulos de incidencia. Adaptado de Ashton y Murray (2006a)

2.3. Integración de procesos dinámicos en la evolución costera

Dentro de la evolución costera, los procesos dinámicos descritos líneas arriba funcionan dentro de diversas escalas de longitud como dentro de escalas temporales, por lo que la integración de estas escalas es inevitable. List *et al.* (2006) reconocen dicha relación e interacción entre dichos procesos, además evidencia la relación entre las escalas longitudinales y temporales con los procesos morfodinámicos colocándolas dentro de un rango de acción (Figura 2.15). Diversas investigaciones demuestran que estos procesos no pueden ser estudiados aisladamente ya que no representa la realidad, sino deberían ser estudiados en conjunto. Sin embargo, saber que los procesos morfodinámicos están integrados indica que existiría una ley o una cuantificación matemática que denote dicha integración (Lazarus *et al.*, 2011), lo que es el interés actual de investigación.

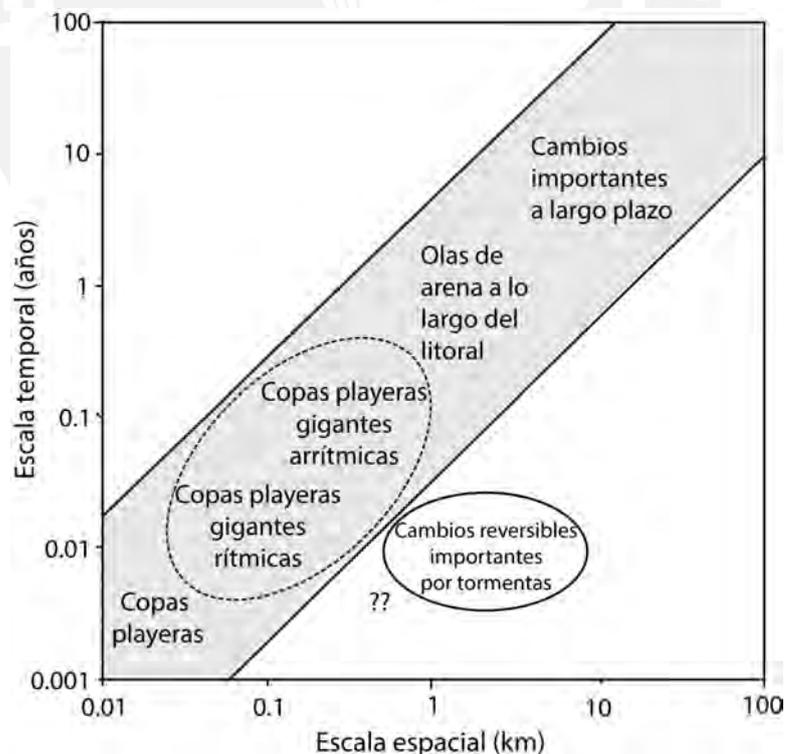


Figura 2.15: Propuesta procesos morfodinámicos y morfología según la escala temporal y de longitud. Adaptado de List *et al.* (2006).

Consecuentemente, para llegar a dichas expresiones, se necesitan del análisis de datos reales medidos en las costas. De esa forma, saber que método de análisis usar para estos estudios aún sigue en evaluación. Lazarus *et al.* (2011), basado en el estudio realizado por Tebbens *et al.* (2002), realizó un análisis numérico con el fin de obtener un comportamiento de la evolución costera. Para dicho análisis, Lazarus *et al.* (2011) obtuvieron la migración de cambio de la línea costera representada mediante una señal que representa dicho movimiento en un período de tiempo. Con ellos, se realizó un análisis de señales mediante ondículas los cuales condujeron a resultados interesantes.

Lazarus *et al.* (2011, 2012) infieren características fundamentales de cómo estos procesos se llegan a integrar en base a los resultados obtenidos. Los resultados de estos estudios se observan en la Figura 2.9, dentro del cual se observan valores medios de toda los resultados de análisis. En la Figura 2.16 se observa con mayor detalle resultados específicos para cada período de tiempo analizado. En consecuencia, en base a los resultados, se logra caracterizar las propiedades principales de este tipo de procesos a través de la línea costera.

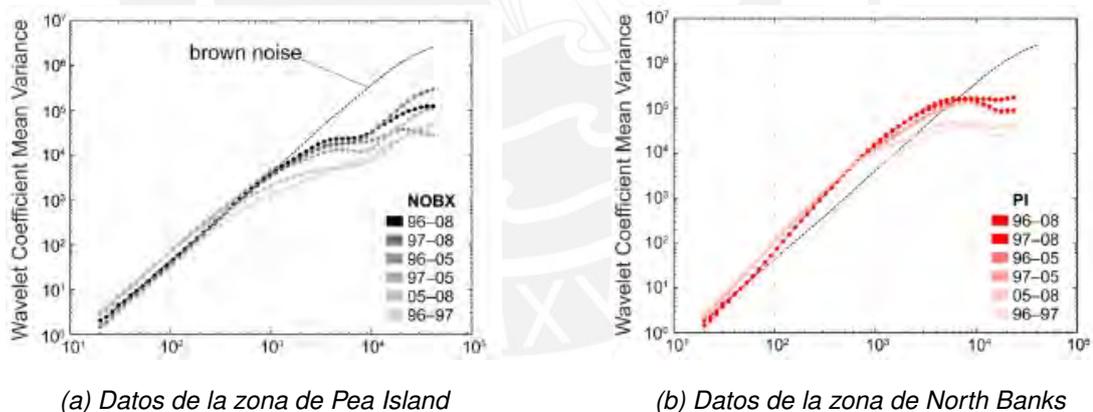


Figura 2.16: Resultados de análisis en dos zonas de interés. Adaptado de Lazarus *et al.* (2011).

Si bien el análisis de los datos se hizo mediante transformadas de wavelet, el uso de la transformada de Fourier también puede ser aceptable tal como lo hace Taylor (2012). Este análisis de señales se hace con el fin de obtener un espectro de energía para saber o intuir si la señal es autoafín o que la señal tiene características de autosimilaridad (Taylor, 2012). En consecuencia, se obtienen conclusiones relevantes para la migración y sobre la evolución costera.

Un ejemplo del análisis de wavelet usado por Tebbens *et al.* (2002) se muestra en la Figura 2.17, donde se puede observar el análisis de datos de cambio en el perfil de la costa con su respectivas transformadas de wavelets.

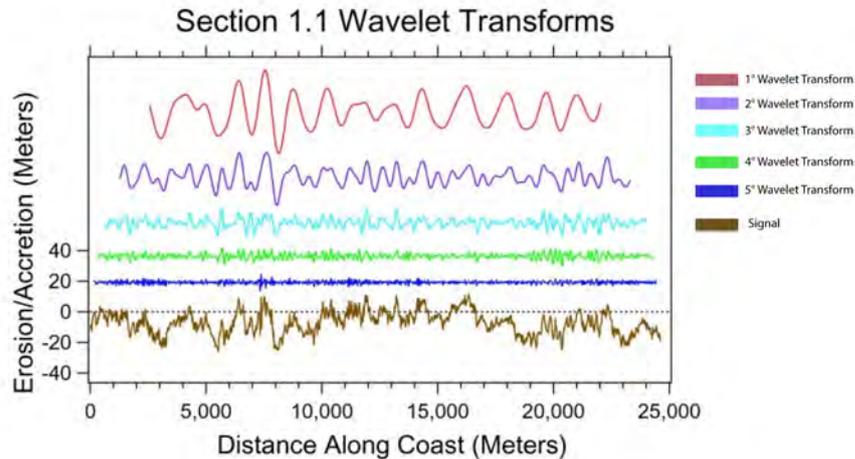


Figura 2.17: Señales y sus respectivos procesamiento de señal con transformada de ondícula.
Adaptado de Tebbens *et al.* (2002).

2.3.1. Características de la integración de procesos

Dentro de los resultados que presentan Lazarus *et al.* (2011), se pueden mencionar varios puntos acerca de los espectros de energía obtenidos para cada período. Para describir dichos puntos, se debe definir los valores en los que se basan las gráficas de la Figura 2.9. Cada eje es definido por lo siguiente:

- El eje X representa a las escalas de la transformada de ondícula usadas para el análisis de la señal de cambio.
- El eje Y representa a un valor relacionado a la variación los coeficientes obtenidos de la transformada de ondícula. Este puede nombrarse como la varianza de los coeficientes.

El análisis de las gráficas realizado por Lazarus *et al.* (2011) se centra en las pequeñas escalas de longitud y las grandes escalas de longitud.

2.3.1.1. Relación a pequeñas escalas

A pequeñas escalas (Figura 2.18a), se verifica dos aspectos importantes. En primer lugar, se observa una relación lineal logarítmica entre la varianza de los coeficientes y las escalas de longitud. Ello da pistas que a pequeñas escalas, existe autosimilaridad o un comportamiento de fractales (Lazarus *et al.*, 2011, 2012; Tebbens *et al.*, 2002). En segundo lugar, se aprecia que no hay mucha diferencia entre las varianzas de los resultados del procesamiento de la señal de cambio de la línea costera obtenidos de diferentes intervalos de tiempo de toma de datos. Es decir, no hay una influencia clara de pequeñas escalas temporales (máximo de un año) o de las grandes escalas temporales (uno a más años) (Lazarus *et al.*, 2011, 2012).

2.3.1.2. Relación a grandes escalas

A grandes escalas, los resultados muestran valores máximos locales (Figura 2.18b), los cuales indican hasta que punto se puede usar una expresión matemática obtenida por regresión. Asimismo, se verifica que mientras mayor sea la escala temporal, mayor serán los máximos locales encontrados los que denotan mayor variación en la línea costera, pero todos se ubican sobre una misma escala de longitud, la cual se asocia a este máximo local (Lazarus *et al.*, 2011).

Este valor característico nos indicaría el tipo de proceso dominante en la costa dentro de la evolución de la misma. Esta escala de longitud está asociado a una escala temporal (Lazarus *et al.*, 2011), la que se puede determinar la Ecuación 2.40 deducida de la expresión 2.38 en la Sección 2.1.3 (Ashton y Murray, 2006a,b; Lazarus *et al.*, 2011).

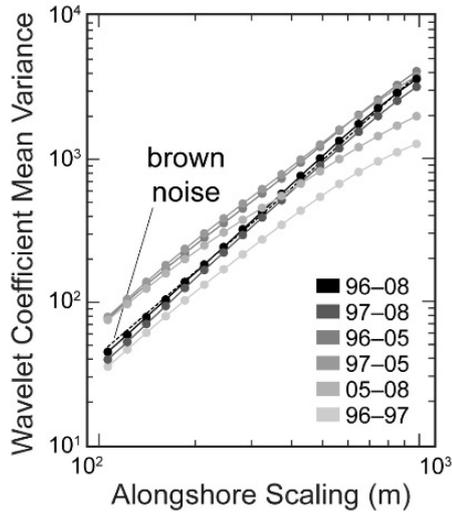
$$\frac{X^2}{T} = \frac{K_1}{D} H_0^{12/5} T^{1/5} \quad (2.40)$$

Adicionalmente, se obtiene la Ecuación 2.41 en base a la expresión 2.39. Esta ecuación es la que se usó en el presente trabajo para resultados posteriores.

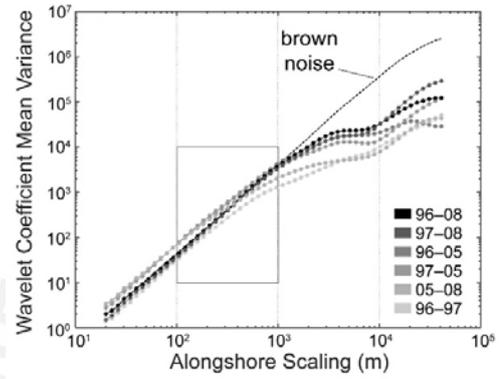
$$\frac{X^2}{T} = \frac{\rho K g^{0,6}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)^{20,4} \pi^{0,2} \gamma_b^{0,4}} \frac{1}{D} H_0^{12/5} T^{1/5} \quad (2.41)$$

En correspondencia al estudio que realizaron Lazarus *et al.* (2011), la Tabla 2.1 muestra las escalas temporales (T) relacionadas a diversas escalas de longitud

(X) para las costas estudiadas por Lazarus *et al.* (2011) (Pea Island y North Banks en Estados Unidos) en base a los datos experimentales encontrados por Lazarus *et al.* (2011) (Difusividad = $0,19m^2/s$).



(a) Espectro de energía de la costa a pequeñas escalas



(b) Espectro de energía de la costa a grandes escalas

Figura 2.18: Espectros de energía resultado del procesamiento de los datos a pequeñas y grandes escalas. Adaptado de Lazarus *et al.* (2012).

Tabla 2.1: Tabla de difusividad. Elaboración propia.

Escala de equilibrio							
X (km)	T(años)	X(km)	T(años)	X(km)	T(años)	X(km)	T(años)
1	0.17	11	20.19	21	73.60	31	160.38
2	0.67	12	24.03	22	80.78	32	170.90
3	1.50	13	28.21	23	88.29	33	181.75
4	2.67	14	32.71	24	96.13	34	192.93
5	4.17	15	37.55	25	104.31	35	204.44
6	6.01	16	42.72	26	112.82	36	216.29
7	8.18	17	48.23	27	121.67	37	228.48
8	10.68	18	54.07	28	130.84	38	240.99
9	13.52	19	60.25	29	140.36	39	253.85
10	16.69	20	66.76	30	150.20	40	267.03

Capítulo 3

Análisis de la costas peruanas

3.1. Caracterización de las zonas de estudio

Como se mencionó al inicio del presente trabajo, se escogieron zonas de estudio para replicar las investigaciones hechas por Lazarus *et al.* (2011); Tebbens *et al.* (2002). Para escoger dichas zonas, se pensó en áreas de la costa que tendrían gran importancia en el desarrollo del país. De esa manera, se escogieron las áreas geográficas de Paita, Lima y Matarani.

En primer lugar, Paita se escogió debido a la importancia que tiene dicho lugar en la pesca peruana, así como la implementación de un puerto para unir las naciones de Perú y Brasil mediante una vía intermodal. En segundo lugar, Lima fue escogido debido a que es la capital del país, y su desarrollo inmobiliario como industrial se está extendiendo a las costas. De la misma forma, la implementación y remodelación del puerto del Callao es otro de los factores a tomar en consideración. Finalmente, Mataraní, fue escogido debido a la importancia del puerto para el ingreso y salida de minerales proveniente de la minería. Asimismo, su implementación y ampliación es otro factor influyente.

En las zonas de estudio, la línea de costa se caracterizará geológicamente, geotécnicamente y oceanográficamente. La parte geológica se basará en la información obtenida por el Instituto Geológico Minero Metalúrgico del Perú, cuyos mapas se encuentran en el Anexo B. La información geotécnica se basará en investigaciones hechas sobre el lecho marino del mar peruano por el Instituto del Mar Peruano.

La información oceanográfica se basará en datos recolectados por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés), las cuales se encuentran mar adentro.

Basado en los análisis de los datos encontrados, se procederá a una homogenización de cada zona de estudio o de todo el litoral en caso de ser necesario para un posterior análisis.

3.1.1. Caracterización geológica

3.1.1.1. Zona Paita

Alrededor de la costa de Paita se puede distinguir distintos tipos de afloramientos geológicos de diversas eras geológicas, siendo los más importantes los siguientes:

- Formación Chira Verdum
- Formación Chira
- Formación Tablazo de Paita
- Depósitos eólicos y marinos

Por cada una de las formaciones mencionadas, se realizará una simple caracterización con el fin de saber la relevancia de estos en la evolución de la costa en la zona de Paita.

Formación Chira Verdum: Esta formación se caracteriza por su composición de conglomerados cementados con carbonatos, areniscas macisas y lutitas con yeso. Sobre estos, yacen areniscas con fósiles con algunas intercalaciones con areniscas limonitizadas en estratos delgados. En la parte superior de esta formación existen lutitas diatomáceas muy plásticas de naturaleza expansiva (Palacios Moncayo, 1994).

Formación Chira: Esta formación se caracteriza por su composición de lutitas de bentonitas en forma de láminas delgadas. Sobre estas yacen areniscas de grano grueso. En la parte superior se tiene lutitas y limolitas grises que son de naturaleza expansivas (Palacios Moncayo, 1994).

Formación Tablazo de Talara: Esta formación se caracteriza por su composición

de conglomerados lumaquílicos poco consolidadas. Su afloramiento en la superficie se da en las costas, creando playas sedimentarias con espesores de 3 metros (Palacios Moncayo, 1994).

Depósitos marinos y eólicos: En el borde litoral, se encuentran depósitos marinos constituidos mayormente por arenas de grano medio, con un ligero porcentaje de cemento salino. Son densas con coloraciones grisáceas y beige (Palacios Moncayo, 1994).

Descripción concluyente: En base a lo mencionado líneas arriba, los afloramientos característicos de la costa de Paita son formaciones constituidas de rocas sedimentarias, metamórficas (lutitas) y conglomerados. Estos tienen una naturaleza expansiva debido a la presencia de bentonita en cada una de las capas geológicas de las formaciones que se mencionan.

3.1.1.2. Zona Lima

En la costa limeña, se encuentra una gran constante en cuanto al material geológico, del litoral, el cual es un depósito aluvial y marino.

Depósito aluvial: Están constituidos por materiales transportado por ríos, que se depositan conforme la pendiente media del río viene descendiendo. Existen de dos tipos, los pleistocénicos y los recientes.

La litología de los depósitos pleistocénicos comprende conglomerados, consistente en rocas usualmente volcánicas, gravas subángulosas y arena con diferente granulometría.

La litología de los depósitos recientes comprende cantos y gravas subredondeadas con una buena cantidad de matriz arenosa en algunos casos. Son muy pedregosos (Palacios Moncayo *et al.*, 1992).

Depósito marino: Están constituidos por materiales transportado por el oleaje del mar, que se depositan frente a las playas. Existen de dos tipos, los pleistocénicos, los cuales, a su vez se dividen en terrazas marinas y zona de marismas, de los cuales solo se analizará la litología de la zona de marismas y los recientes.

Los depósitos marinos pleistocénicos están constituidos por la zona de marinas, conformadas por arenas grises de grano medio, de alto contenido de sales, las cuales presentan una gran capilaridad.

Los depósitos marinos recientes están conformados por arenas de grano medio a fino, las cuales contienen cuarzo, micas, ferromagnesios y limos en menor proporción. En algunas zonas, estas acumulaciones tienen restos marinos, en algunos casos asociados a gravas, que pueden llegar a tener un diámetro hasta de 10 cm (Palacios Moncayo *et al.*, 1992).

Descripción concluyente: En base a lo mencionado líneas arriba, los afloramientos característicos de la costa de Lima son claramente depósitos aluviales productos del delta del río Rímac. Estos a la vez son de naturaleza gravosa, lo que puede generar diversas formaciones marinas según lo señalado en la Sección 2.2.

3.1.1.3. Zona Matarani

En Matarani, los principales afloramientos geológicos son los que corresponden a los depósitos fluviales y al complejo basal de la costa.

Complejo Basal de la Costa: Esta formación describe a un conjunto de rocas metamórficas e intrusivas antiguas, dentro de las cuales existen gneis granítico-tonalítico, diorita gnéssica y esquistos. Estos se presentan desde los acantilados marinos hasta la pampa costanera. Las rocas presentadas tienen grano fino y son en su mayoría poco fragmentadas, con un grano medio a fino (Bellido Bravo y Guevara Rosillo, 1963; García Márquez, 1968).

Depósitos marinos: Estos depósitos están compuestos por terrazas marinas, las cuales tienen material conglomerado y arenas, con rodados de hasta 10 cm de diámetro. Estos cantos son redondeados, subredondeados y angulosos debido a diferentes clases de rocas volcánicas de donde provienen. Los diámetros de los cantos pueden variar entre 1 y 20 cm (Bellido Bravo y Guevara Rosillo, 1963; García Márquez, 1968).

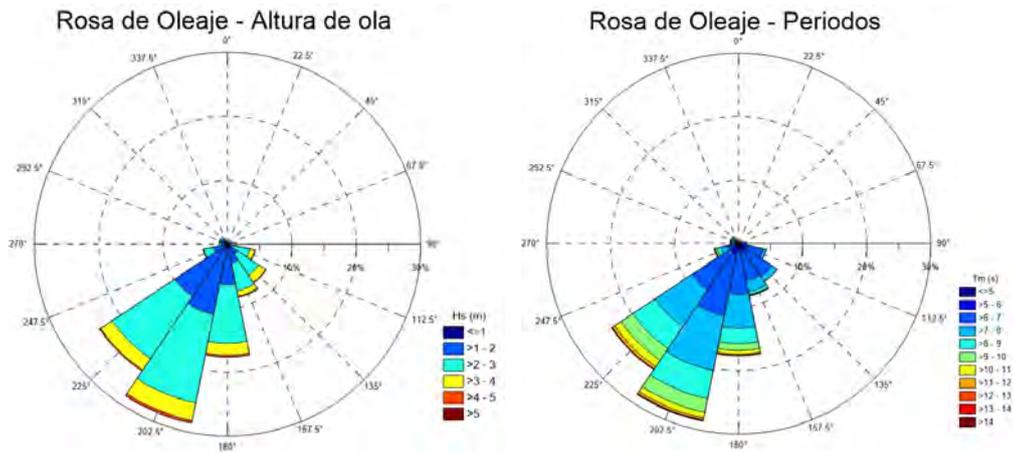
Descripción concluyente: En base a lo mencionado líneas arriba, los afloramientos característicos de la costa de Matarani son rocas del complejo basal de la costa, lo que ocasiona la costa accidentada que se tiene en dicha zona. Asimismo, los depósitos marinos suelen ser el material de fondo marino que sube hasta el nivel de playa al llegar a zona como las de Mollendo.

3.1.2. Caracterización oceanográfica

La caracterización de las olas es un aspecto importante dentro del presente estudio, ya que puede ser un indicador sobre como puede actuar la línea costera. Asimismo, datos de la ola como la altura y período son importantes para las estimaciones de difusividad que se aplicará a la migración. Estos datos son obtenidos de dos formas: mediante capitanías de puertos o mediante boyas (mar adentro). Los datos obtenidos en la capitanías de puertos son provistas en el portal web de la Dirección de Navegación e Hidrología del Perú. En cambio, las boyas son equipos que están colocados en mar adentro para tomar diversos datos del océano como altura, período y dirección de ola; velocidad del viento, profundidad, etc. Las boyas son colocadas por la Administración Nacional del Océano y Atmósfera (NOAA) y el Centro Nacional de Datos de Boyas (NDBC) en diversas posiciones a lo largo del mundo dependiendo de la actividad sísmica o de tormentas.

Para el presente estudio, se usó la información obtenida por la boya NOAA 32012, la cual está disponible en la página web de la NDBC. Esta información para ser usada, deberá ser tratada estadísticamente antes de ser usada para el análisis de migración. Dentro de las formas más comunes de presentar el tratamiento mencionado se da mediante rosas de oleaje, que proporcionan tanto altura o período en relación con la dirección de propagación de la ola.

La Figura 3.1 muestra los resultados de este análisis estadístico realizado para los parámetros de altura (3.1a) y período (3.1b). Estos resultados muestran una clara tendencia (más del 50 % de todas las mediciones) que las olas viajan desde el Sur-Oeste hacia el Nor-Este con ángulos de 225° y $202,5^\circ$. Por otro lado, la orientación de la costa peruana, si es que a toda la costa se le asemeja a una costa, tendría una dirección promedio aproximada de 145° . Por ende, las olas registradas en la boya NOAA 32012 tendría un efecto grande dentro de la costa ya que el ángulo de llegada sería lo suficientemente grande para generar grandes cambios según los efectos descritos en la Sección 2.1.3.

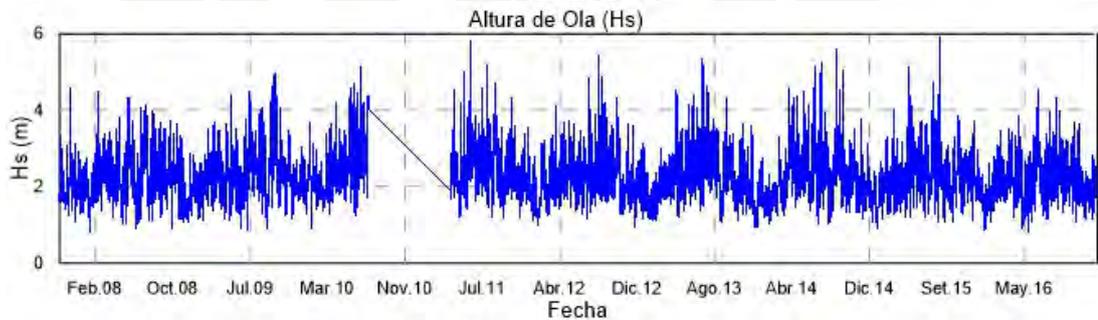


(a) Rosa de oleaje de alturas de ola.

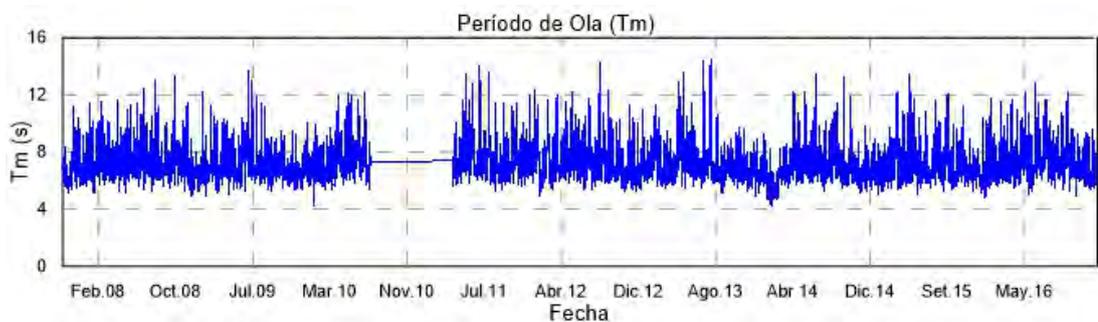
(b) Rosa de oleaje de periodos de ola.

Figura 3.1: Rosa de oleaje de parámetros de ola. Elaboración propia

Asimismo, de los datos históricos obtenidos de la boya (Figura 3.2), se puede obtener la altura de ola significativa (promedio de un tercio de las alturas de olas más altas) y período de ola promedio para el cálculo de la difusividad. Estos valores se hallaron mediante análisis estadístico. Los datos obtenidos son los presentados en la Tabla 3.1.



(a) Datos históricos de altura de ola.



(b) Datos históricos de período de ola.

Figura 3.2: Datos históricos de parámetros de oleaje. Elaboración propia.

Tabla 3.1: Información de oleaje. Elaboración propia.

Parámetro	Medida	Unidad
Altura de Ola Significante ($H_{1/3}$)	2.93	m
Altura de Ola Media Cuadrática (H_{rms})	2.32	m
Período Promedio (T_m)	7.29	s

Finalmente, otro punto importante dentro de la caracterización oceanográfica, es la determinación del nivel de fondo marino donde comienza la zona de rompientes y zona de rotura. Este nivel de fondo se da en la zona donde termina la plataforma continental ya que a partir de esta medida, la profundidad del fondo marino empieza a no tener influencia del flujo de sedimentos (Dean y Dalrymple, 2004). En promedio, el valor de la altura al lecho marino cuando culmina la plataforma continental es de 200 metros alrededor del mundo según lo mostrado en las Figuras 3.3, 3.4, 3.5 y 3.6 para cada zona de estudio. Para cada lugar, se tomará el nivel de fondo según la Tabla 3.2.



Figura 3.3: Ubicación de secciones transversales. Elaboración Propia



Figura 3.4: Sección transversal en Paíta. Elaboración Propia



Figura 3.5: Sección transversal en Lima. Elaboración Propia



Figura 3.6: Sección transversal en Matarani. Elaboración Propia.

Tabla 3.2: Nivel de fondo (D) donde termina la plataforma continental. Elaboración propia.

Zona de estudio	D (m)
Paita	230
Lima	293
Matarani	182

3.1.3. Caracterización geotécnica

Para la caracterización geotécnica de las zonas de estudio, se usaron descripciones, atlas y mapas sedimentológicos hechos por Delgado *et al.* (1987); Delgado Campos y Gomero Vásquez (1995) con apoyo del Instituto del Mar Peruano (IMARPE) que se presentan en el Anexo C. En base a lo mencionado, se observó que en gran parte del lecho del mar peruano se tiene un tipo de sedimento, el cual es un material arcilloso-limoso. En zonas localizadas, como el norte peruano, se encuentra material formado de arenas, arenas arcillosas, arenas limosas y limos arenosos.

- **Zona Paita:** En esta zona de estudio se encontró material limo arenoso, arena limosa, arena arcillosa. Normalmente, tienen consistencia terrígena,

son de color verde y limpias. Contienen mucho material orgánico. Son en su mayoría, arenas finas con algunos parches de arena gruesas debido a las gravas y rocas de la zona (Delgado *et al.*, 1987).

- **Zona Lima:** En esta zona de estudio, se encontró material limo arcilloso y arcilla limosa, de consistencia orgánica, de color verde oscuro a negro. Dentro del atlas, se observa que el material más abundante es la arcilla limosa. Este material tiene poco material terrígeno debido al poco ingreso del mismo en lecho marino (Delgado *et al.*, 1987).
- **Zona Matarani:** Esta zona de estudio se encontró material arcilloso limoso, de naturaleza orgánica y de color verde oscuro a negro. Este material, tiene poco ingreso de material terrígeno (Delgado *et al.*, 1987).

Para el análisis que se realizará, se necesitan datos geotécnicos que se determinan mediante estudios de muestras hechas. Debido a que en gran parte del litoral peruano, el material del lecho es el mismo, se usarán los datos recabados para una investigación realizada en la bahía de Miraflores. Dichos datos se presentan en la Tabla 3.3 y serán considerados para cada zona de estudio y utilizados para la determinación de la difusividad.

Tabla 3.3: Datos de sedimentos. Adaptado de Guzmán Zorrilla (sf).

Parámetro	Valor
Densidad (kg/m^3)	2650
D_{50} (μm)	125
Porosidad	0.4

3.2. Datos de las líneas de costa peruanas

3.2.1. Obtención de imágenes satelitales

En los análisis realizados por Lazarus *et al.* (2011, 2012); Tebbens *et al.* (2002), se necesitó de información y datos acerca de la ubicación de las líneas de costa en determinados años. Esta información es obtenida mediante imágenes satelitales

que tienen datos para la formación de modelos digitales de elevación (DEM). En base a esta información, se puede obtener la señal de migración requerida para realizar el análisis numérico de la señal y de esa manera caracterizar la morfodinámica costera.

Sin embargo, la información necesaria para la creación de modelos digitales de elevación es pobre. Los datos requeridos para la formación no son de dominio público y además que se requiere de datos históricos. Por ende, se escogió la alternativa de obtener la ubicación de las líneas costeras a partir de imágenes satelitales georreferenciadas, obtenidas en distintas fechas, con lo cual se debe realizar un análisis informático previo para obtener la posición de la costa.

Para la obtención de los datos satelitales, se usó las imágenes registradas en la base de datos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) con su servicio de Earth Explorer (Figura 3.7) abierta al dominio público en su portal web (toda la información usada puede ser encontrada y descargada). Dentro de las imágenes encontradas existen datos topográficos, térmicos, barométricos, de vegetación y otros obtenidos por diversos satélites que orbitaron y que orbitan alrededor de la tierra. Para el análisis a realizar, se usarán imágenes tomadas por el satélite LandSAT.

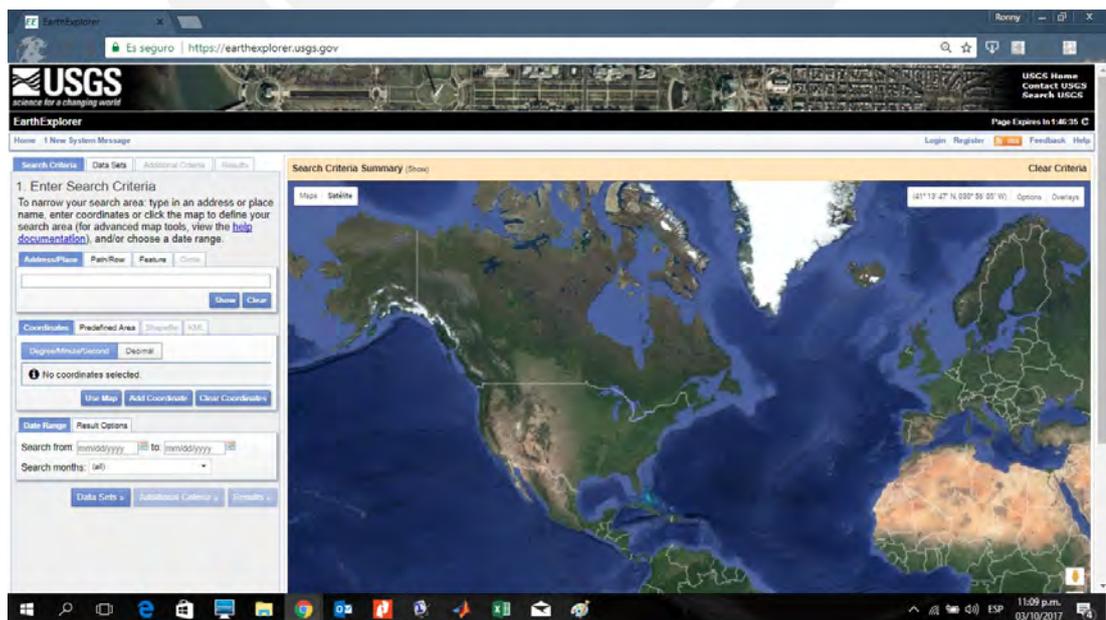


Figura 3.7: Portal Web de USGS. Elaboración Propia

3.2.2. Ubicación de imágenes satelitales

Para el registro de las imágenes satelitales, la superficie terrestre se dividió en cuadrantes nombrados por una ruta conformada de valores "Path" y "Row". Estos valores indican la ubicación espacial del centro de la imagen ya que están asociados a coordenadas transversales del sistema universal de Mercator (UTM). Asimismo, las imágenes registradas son georreferenciadas para una mejor ubicación de las mismas. En el caso de las zonas de estudio, se seleccionó las imágenes con las ubicaciones espaciales que se muestran en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4: Tabla de Ubicación de los datos. Elaboración propia.

Zona de Estudio	Path	Row
Paita	011	063-064
Lima	007-008	068-069
Matarani	003-004	072

De igual manera, se necesitan ubicar las imágenes en el tiempo. Por ende, se escogieron 5 años donde se encuentran los datos necesarios y que a la vez sean de calidad para obtener la línea de la costa. En la Tabla 3.5, se muestra los años de toma de las imágenes satelitales obtenidas de LandSAT, las que serán analizadas según procedimiento detallado en este trabajo.

Tabla 3.5: Tabla de los años a usar para el análisis. Elaboración propia.

Zona de Estudio	Año 1	Año 2	Año 3	Año 4	Año 5
Paita	2001	2003	2009	2011	2014
Lima	2001	2003	2006	2008	2014
Matarani	2001	2003	2006	2009	2014

3.2.3. Procesamiento de imágenes satelitales

Todas las imágenes registradas por los satélites LandSAT están compuestas por bandas espectrales elegidas para estudios agrícolas (NASA, 2013). Muchas de estas imágenes tienen entre 7 a 8 bandas espectrales, las cuales se componen para obtener una imagen adecuada según el estudio que se realiza. En la Figura 3.8 se muestra la forma de presentación de los datos que se obtienen de este satélite después de un procesamiento de las imágenes realizado en la plataforma GIS.

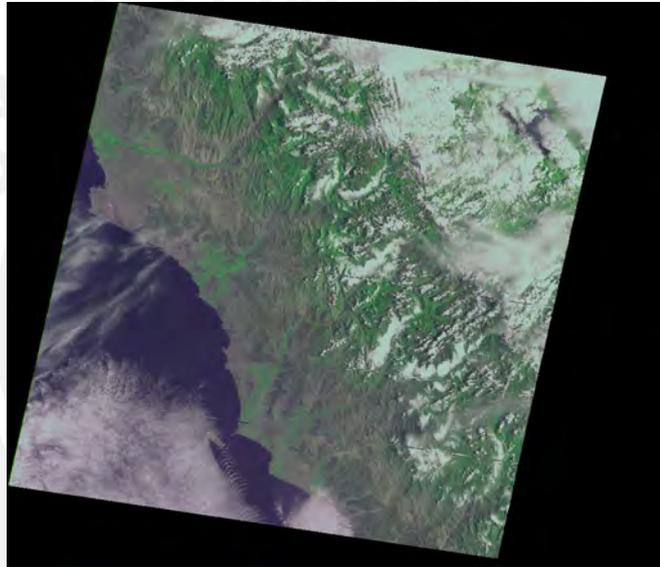


Figura 3.8: Ejemplo de imagen satelital obtenida del LandSAT. Fuente: USGS

Cada banda espectral es obtenida en base a la medición de ondas electromagnéticas de distinta longitud de onda (NASA, 2013). La Tabla 3.6 especifica con mayor detalle las características de cada una de las bandas espectrales que se usa en el LandSAT.

Tabla 3.6: Bandas espectrales y sus aplicaciones. Adaptado de NASA (2013).

Banda	Banda Espectral (μm)	Aplicaciones
1	0.45-0.52	Mapeo de aguas costeras. Diferenciación entre suelo y vegetación. Diferenciación entre vegetación conífera y decidua.
2	0.52-0.60	Mapeo de vegetación y calidad del agua.
3	0.63-0.90	Absorción de la clorofila. Diferenciación de especies vegetales, áreas urbanas y uso de suelo. Agricultura. Calidad de agua.
4	0.76-0.90	Delimitación de cuerpos de agua. Mapeo geomorfológico y geológico. Identificación de áreas de incendios y áreas húmedas. Agricultura y vegetación.
5	1.55-1.75	Uso de suelo. Medición de la humedad en la vegetación. Diferenciación entre nubes y nieve. Agricultura. Vegetación.
6	10.40-12.50	Mapeo de estrés térmico en plantas. Corrientes marinas. Propiedades termales del suelo.
7	2.08-2.35	Identificación de minerales y mapeo hidrotermal.

Los datos disponibles en el USGS son las imágenes espectrales obtenidas por el LandSAT. Por tal motivo, las imágenes deben ser procesadas mediante diversas composiciones de tres bandas espectrales, según el estudio a realizar (NASA, 2013). Dentro de las diferentes composiciones de imágenes espectrales, la Tabla 3.7 muestra las más usadas y las aplicaciones que tienen las imágenes compuestas bajo la composición relacionada.

Tabla 3.7: Combinaciones de bandas espectrales. Adaptado de NASA (2013).

Combinación RGB	Aplicaciones
321	Combinación que utiliza parte visible de ondas electromagnéticas. Su apariencia se parece a lo real. Es ideal para recolectar información sobre la turbidez del agua, corrientes sedimentos en suspensión. Diferencia aguas costeras de la tierra y para determinar su profundidad. La vegetación tiene tonalidad verde y las áreas urbanas están en tonalidades del color marrón.
432	Esta combinación es útil para identificar de mejor manera los límites entre el suelo y el agua. Se diferencian el agua con sedimentos en suspensión que las que no tienen sedimentos suspendidos en base a la tonalidad del azul. También se observa las variaciones de la vegetación mediante tonalidades rojas debido a la sensibilidad de la clorofila y las áreas urbanas.
543	Mejor diferenciación entre el suelo y el agua, también se diferencia de mejor manera los distintos tipos de vegetación en tonalidades verde y rosa, que se dan la ubicación y el tipo de uso de la vegetación. Las áreas urbanas y suelos se encuentran en tonos rosados claros. El agua aparece en tonalidades negras.
453	Mejor diferenciación de los tipos de vegetación en el área urbana en tonos marrones, verdes y amarillas. Las áreas urbanas en tonalidades azules claros. Además se reconoce áreas de inundación y el agua aparece en tonos azul oscuro.

Para el presente estudio, se eligió la primera combinación (composición 321) y la segunda combinación (composición 432) para el procesamiento de las imágenes obtenidas en el programa ArcGIS con el uso de funciones de procesamiento de la herramienta "Image Analysis" (Figura 3.9). En la Figura 3.10 se observan las imágenes de cada composición para una de la zona de estudios. En el Anexo D,

se presenta las imágenes obtenidas de cada zona de estudio tras el análisis digital realizado en ArcGIS.

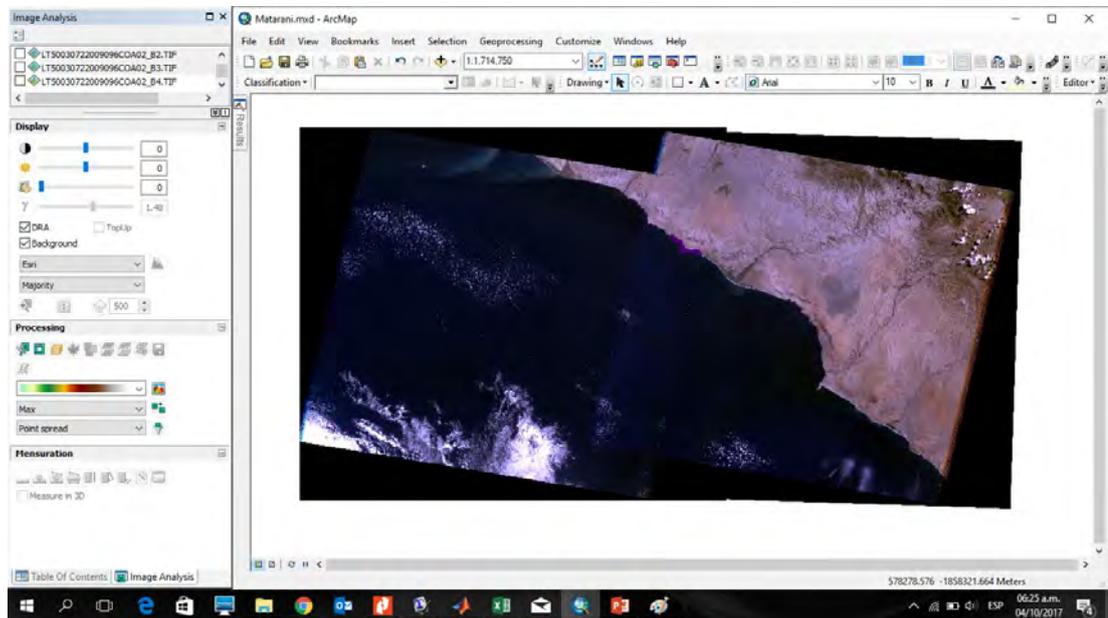
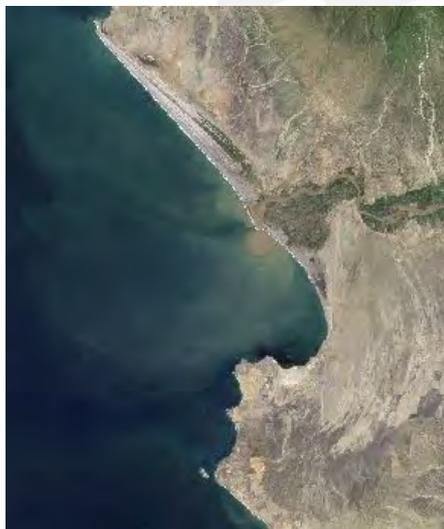


Figura 3.9: Herramienta de Análisis de Imagen (lado izquierdo) de ArcGIS. Elaboración propia.



(a) Composición 321 de la zona de Paíta. Fuente Propia



(b) Composición 432 de la zona de Paíta. Fuente Propia

Figura 3.10: Se aprecia las composiciones que se usan para el análisis mencionado tanto en 3.10a como en 3.10b. Elaboración Propia.

3.2.4. Obtención de las señales para procesamiento

Luego que las imágenes satelitales fueran procesadas, se obtendrá la línea costera, mediante un proceso manual en el programa ArcGIS. Este proceso es el trazo de la línea costera de manera que se obtiene una línea aproximada para cada imagen procesada. Este proceso se hizo por cada zona de estudio de manera aislada.

Luego de la obtención de las líneas costeras, se usará la herramienta de Medición de Distancia Lateral del ArcGIS (Figura 3.11), creada por el Centro Nacional de la Dinámica de la Superficie Terrestre (NCED por sus siglas en inglés) de los Estados Unidos. De esta forma, se obtiene el desplazamiento lateral que hizo un punto de una línea costera con respecto a otra. Al final de este proceso, se obtuvieron las **'señales de cambio de línea costera'** (Figura 3.12) para cada uno de los períodos de análisis y para cada una de las zonas de estudio. Estas señales son definidas por el desplazamiento transversal de un punto de la línea costera. Las señales obtenidas se muestran en el Anexo E. La Tabla 3.8 muestra las señales obtenidas luego del análisis.

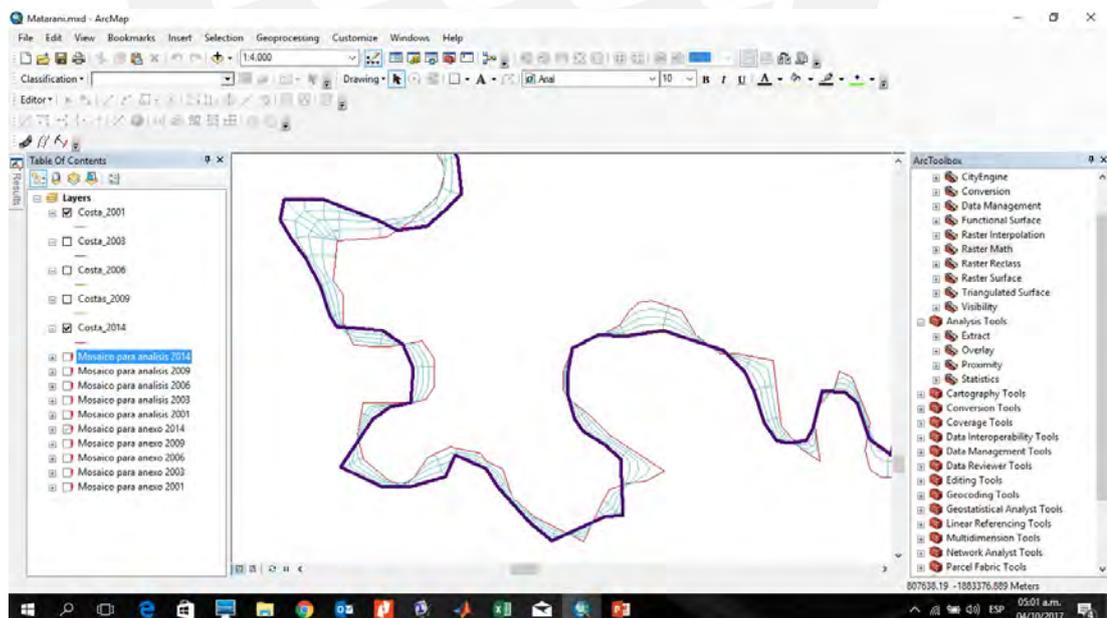


Figura 3.11: Resultado del uso de herramienta de medición de distancia lateral de ArcGIS.

Elaboración propia.

Tabla 3.8: Relación de señales que se usaron para el análisis. Elaboración propia.

	Paita	Lima	Matarani
Señal 1	2001-2003	2001-2003	2001-2003
Señal 2	2001-2009	2001-2006	2001-2006
Señal 3	2001-2011	2001-2008	2001-2009
Señal 4	2001-2014	2001-2014	2001-2014
Señal 5	2003-2009	2003-2006	2003-2006
Señal 6	2003-2011	2003-2008	2003-2009
Señal 7	2003-2014	2003-2014	2003-2014
Señal 8	2009-2011	2006-2008	2006-2009
Señal 9	2009-2014	2006-2014	2006-2014
Señal 10	2011-2014	2008-2014	2009-2014

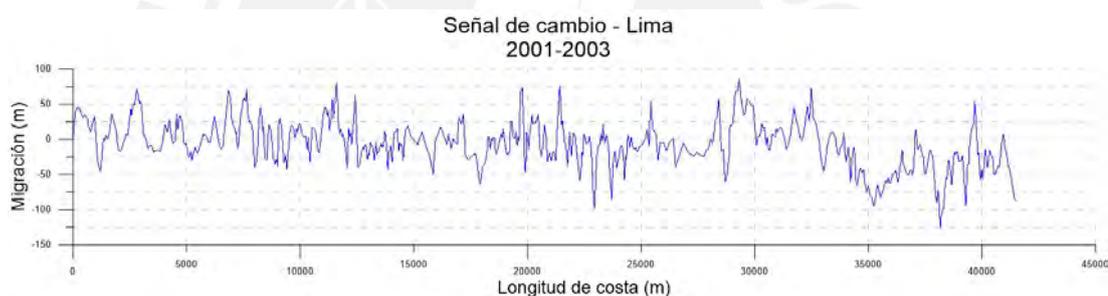


Figura 3.12: Señal de cambio obtenida del análisis de imágenes satelitales. Elaboración propia.

3.3. Metodología de análisis de datos

3.3.1. Análisis espectral de migración

Con las señales de cambio obtenidas, se puede evaluar la variabilidad de la migración de las costas mediante procesamientos numéricos que evalúen la periodicidad y la frecuencia de las señales. Para este proceso, Lazarus *et al.* (2011, 2012); Taylor (2012); Tebbens *et al.* (2002) usaron dos métodos para el procesamiento de las señales de cambio, los cuales son la transformada de Fourier o la transformada de ondícula.

Para el presente estudio, se usaron las transformadas wavelet o también llamado como transformado de ondícula como método de procesamiento. La elección de esta transformada con relación a otras herramientas de análisis de señales como la transformada de Fourier se debe a que esta transformada wavelet ofrece un mejor detalle de la influencia de la posición en la amplitud de la señal. Ello contribuye a conocer posibles distancias entre longitud se presenta los mayores cambios de posición en la costa.

3.3.2. Transformada Wavelet

Una transformada wavelet es un tipo especial de herramienta matemática que se usa para procesamiento de señales y de imágenes. Estos se basan en funciones wavelet o familia de funciones wavelet que son funciones escaladas en amplitud y con capacidad de trasladarse a lo largo de un eje. Estas son obtenidas de una función madre (Figura 3.13).

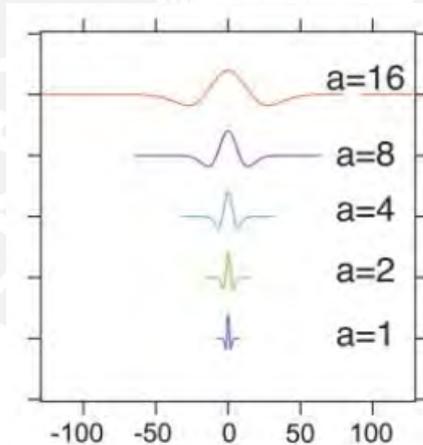


Figura 3.13: Función madre con funciones escaladas . Adaptado de Tebbens et al. (2002).

Con base en estas familias de funciones wavelet, se obtienen coeficientes, con los cuales se puede reconstruir la señal. Los coeficientes hallados son factores que multiplican a cada función wavelet escalada en una determinada posición (Figura 3.14). De esta forma, al sumar todas las funciones escaladas multiplicadas por su coeficiente ubicadas en una posición i , se obtiene el valor de la señal en la posición i .

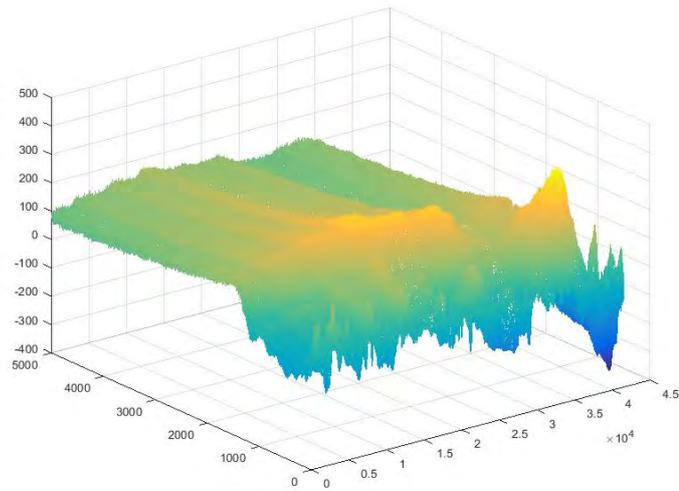


Figura 3.14: Resultado de una transformación wavelet. Elaboración propia.

Actualmente, existen varias familias de funciones wavelet; entre las más populares están la de sombrero mexicano o Marr, la de Morlet y la de Haar (Figura 3.15), las cuales se usan dependiente del tipo de señal que se tiene y dependiendo de los resultados que se esperan, ya que depende del tipo de wavelet, se puede incurrir en la formación de una ley (Lazarus *et al.*, 2012).

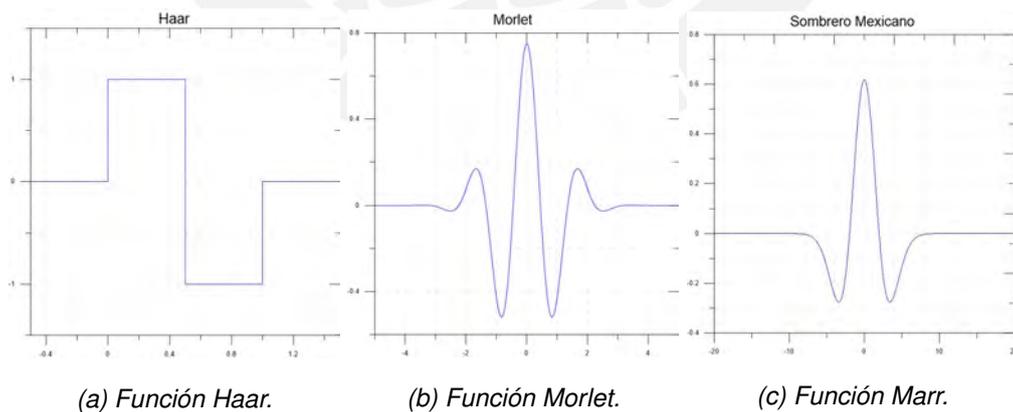


Figura 3.15: Ejemplos de funciones wavelet. Elaboración propia

Este tipo de procesamiento es muy útil cuando se tienen señales físicas u obtenidas de los procesos físicos como el caso de un sismo o como en este proyecto el cambio de posición de las líneas costeras. Por tal motivo, Lazarus *et al.* (2011) usa

la transformada wavelet de Haar para el análisis de las señales de migración de líneas costeras debido a la poca sensibilidad que tiene esta función wavelet frente a las señales.

3.3.3. Forma de análisis

En la investigación realizada por Lazarus *et al.* (2011, 2012), se usó un procesamiento digital basado en transformadas wavelet. En este proceso se encontraron los coeficientes de escalamiento de las funciones para la señal analizada. Luego, se elevó al cuadrado cada uno de los coeficientes de la transformada, para obtener un parámetro parecido al espectro de poder de la transformada de Fourier, que denota la varianza de la señal. Finalmente, se promedió estos últimos valores a lo largo de la longitud de la señal por cada coeficiente (Lazarus *et al.*, 2011, 2012).

Replicando el proceso realizado por Lazarus *et al.* (2011), se usó la transformada wavelet con las funciones de Haar. Con las señales generadas previamente, se realizó un código en MATLAB para la generación de la transformada wavelet para generar coeficientes para diversas escalas de longitud. Según lo propuesto por Lazarus *et al.* (2011), se hizo el análisis para escalas de longitud costera menores a la mitad de toda la longitud de la señal costera obtenida para disminuir los efectos de borde en el resultados.

Una vez obtenida la transformada y los coeficientes de la función wavelet, se elevó al cuadrado cada coeficiente para obtener la varianza o el espectro de poder de la misma. Luego, se promedió los valores a lo largo de toda la longitud en cada coeficiente para generar gráficos espectrales para cada uno de las señales antes mencionadas. Los gráficos espectrales tienen como coordenada X a la escala de longitud de línea costera y el coordenada Y a la medida denominada como 'Varianza Promedio de Coeficiente Wavelet', que lo sucesivo se denominó solamente 'Varianza'. Para este otro proceso, se creó otro código de programación en el software MATLAB cuya salida son los espectros de poder de las señales de cambio costero. Estos espectros son graficados y mostrados en las posteriores secciones del presente trabajo. Los códigos realizados en el programa MATLAB se presentan en el Anexo G. Finalmente, al tener los espectros de variación por cada señal

de cambio de línea costera en una determinada de zona de estudio, se procedió a obtener envolventes de los espectros y un espectro promedio que se obtiene de promediar las varianzas de todo el grupo de espectros correspondientes a la zona de estudio por cada escala de longitud.

Esta metodología de análisis es resumida en la Figura 3.16, donde se observa el procedimiento seguido.

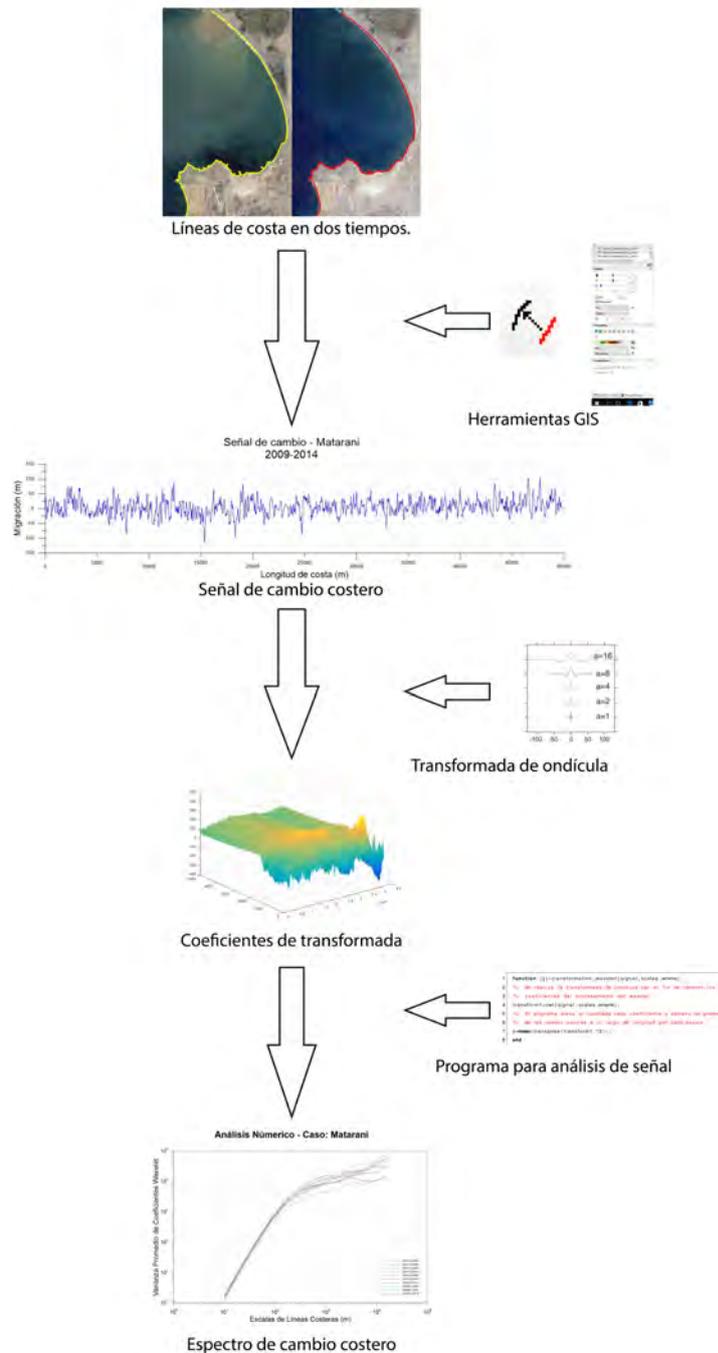


Figura 3.16: Esquema de la metodología de trabajo. Elaboración propia.

3.4. Resultados y Discusión

Luego de realizar el análisis de cada señal de cambio encontrada por cada zona de estudio, se obtuvieron gráficos espectrales. A partir de ellos, se realizó la discusión de los mismos a tres niveles (Figura 3.17). Primero, se analizó cada señal y posteriormente en conjunto para cada zona de estudio. Finalmente, se realizó un análisis global de las tres zonas de estudio, comparándolas entre sí.

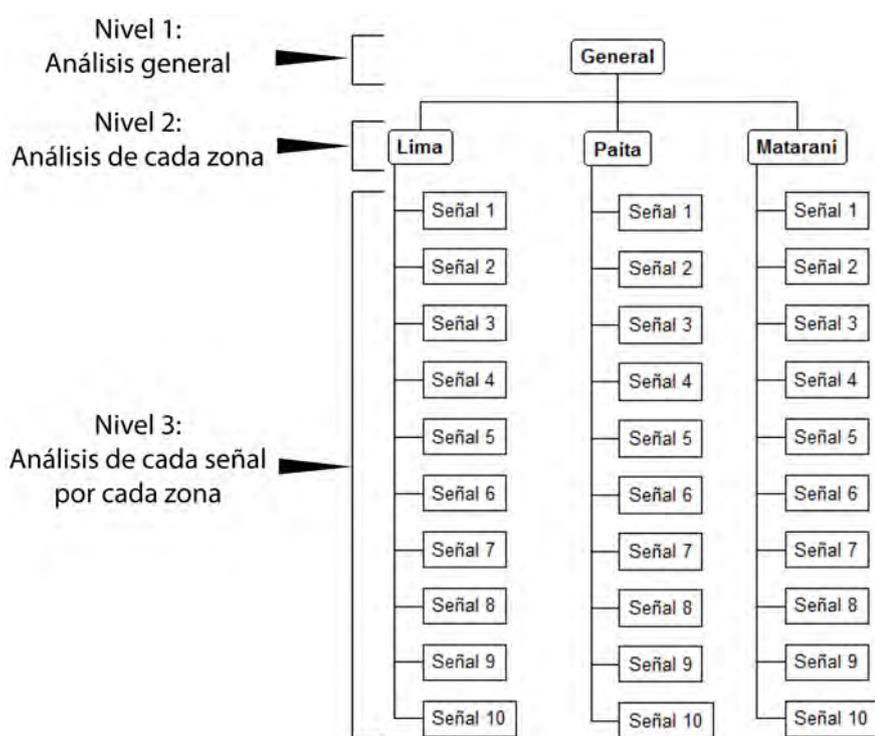


Figura 3.17: Esquema del análisis de resultados obtenidos. Elaboración propia.

3.4.1. Zona Lima

Luego de hacer el análisis de las señales descrito en la Sección 3.3.3, se encontraron los respectivos espectros (Figura 3.18) que figuran en el Anexo F. Al analizar todas las señales, se encontró que, al igual que los análisis realizados por Lazarus *et al.* (2012), un punto correspondiente a un máximo relativo en el gráfico, así como un cambio de concavidad o curvatura. Dichos puntos obtenidos de cada señal se encuentran relacionados a una escala de longitud costera (Figura 3.19)

a la que se denominó escala de longitud característica y una varianza asociada. Asimismo, por cada escala de longitud característica, está asociado un tiempo de estabilización el cual se calcula con la aplicación de la Ecuación 2.41. Para hallar la difusividad, se usaron los datos descritos en la Sección 3.1 (Tablas 3.1, 3.2 y 3.3), adicionalmente, el valor K es de 0.77, descrito por Dean y Dalrymple (2004), y el valor de γ se asume 1.

Análisis Numérico - Caso: Lima

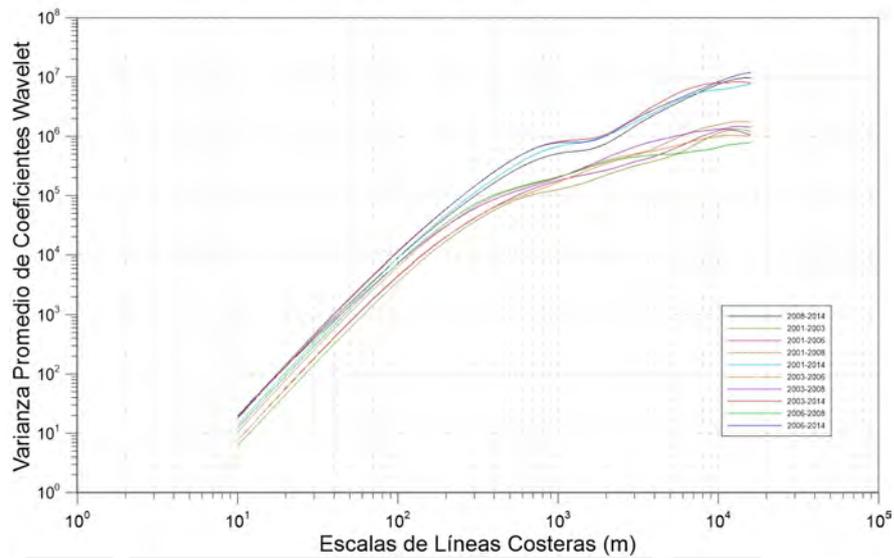


Figura 3.18: Espectros en la zona de Lima. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2003-2014

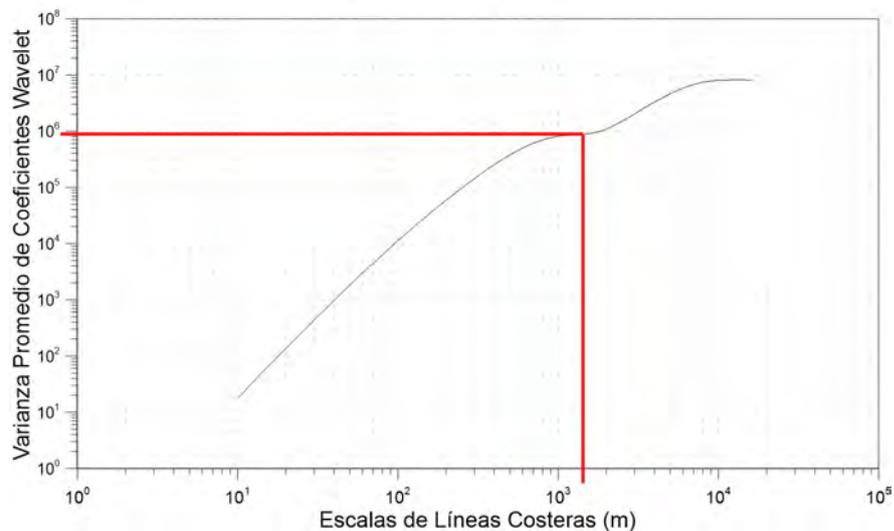


Figura 3.19: Análisis de espectros realizado en la zona de Lima. Elaboración propia.

Si se analiza cada señal se obtiene que la escala de longitud es diferente por cada señal. Sin embargo, dichos valores son similares. La diferencia entre el promedio de las escalas de longitud de los espectros de cada señal con la escala de longitud del espectro promedio es de 21 %. Adicionalmente, se encontró que para cada escala de longitud, el tiempo necesario para llegar a dicha escala de longitud donde la variación de la línea costera debería estabilizarse.

Asímismo, cada escala de longitud hallada anteriormente tiene un valor de varianza relacionado a cada señal. Al buscar una relación entre la varianza y los intervalos de tiempo de la toma de imágenes de las que se obtuvieron las señales, se observa una relación directamente proporcional entre las variables anteriores (Figura 3.20). Adicionalmente, se refleja una tendencia donde los espectros con mayor varianza son aquellos cuyos períodos de análisis terminaron en el año 2014. La Tabla 3.9 muestra los resultados descritos hasta el momento.

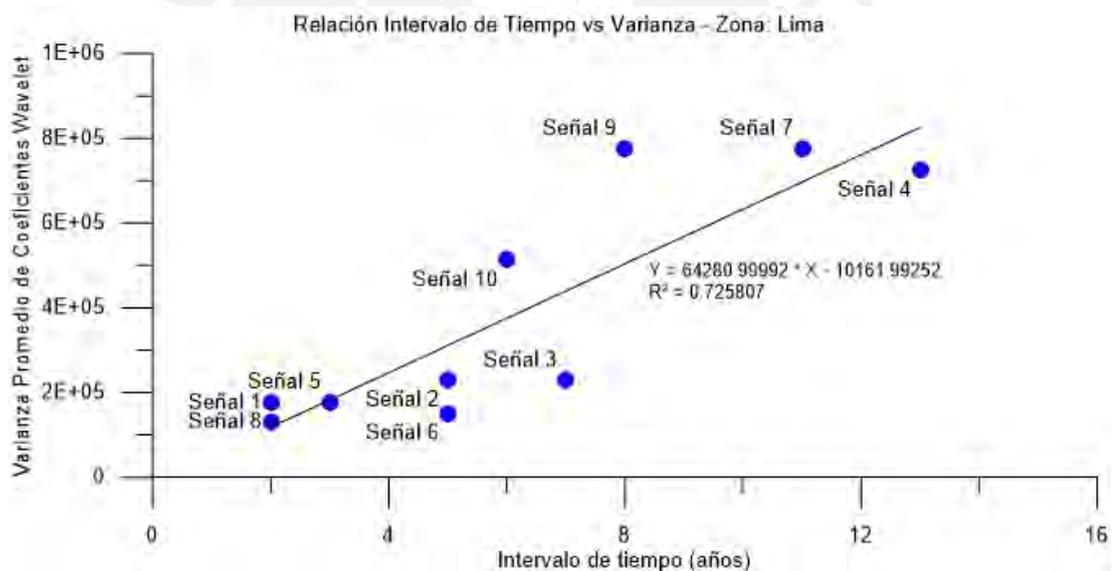


Figura 3.20: Relación entre intervalos de tiempo de toma de datos y varianza con datos de Tabla 3.9. Elaboración propia.

Tabla 3.9: Resultados de análisis de señales costeras en Lima. Elaboración propia.

Señal de cambio costero	Escala de longitud característica (m)	Difusividad (m^2/s)	Tiempo de estabilización (años)	Tiempo de toma de datos (años)	Varianza
2001-2003	1000	7.72×10^{-3}	4.10	2	1.29×10^5
2001-2006	1800	7.72×10^{-3}	13.29	5	2.29×10^5
2001-2008	1100	7.72×10^{-3}	4.97	7	2.29×10^5
2001-2014	1300	7.72×10^{-3}	6.93	13	7.24×10^5
2003-2006	1000	7.72×10^{-3}	4.10	3	1.78×10^5
2003-2008	800	7.72×10^{-3}	2.63	5	1.51×10^5
2003-2014	1200	7.72×10^{-3}	5.91	11	7.76×10^5
2006-2008	800	7.72×10^{-3}	2.63	2	1.78×10^5
2006-2014	1300	7.72×10^{-3}	6.93	8	7.76×10^5
2008-2014	1200	7.72×10^{-3}	5.91	6	5.13×10^5
Promedio	1200	7.72×10^{-3}	5.91	—	—

Otra característica encontrada en los espectros obtenidos es que a escalas de longitud mayores a la escala de longitud característica hallada, la varianza aumenta conforme aumenta la escala de longitud. Sin embargo, al llegar a cierta escala de longitud, la varianza decrece continuamente. En el caso de la costa limeña, se comprueba la primera parte del comportamiento descrito en todos los espectros, pero no todos muestran la segunda parte de este comportamiento. En el presente trabajo, no se determinó la escala de longitud donde la varianza comienza a disminuir de manera sostenida debido a que los datos de los espectros en esta zona de la gráfica son erráticos y a que en algunos espectros no se llega a determinar donde termina la segunda parte del comportamiento.

Además, a escalas pequeñas (10^1 a 10^3), la escala de longitud costera y la varianza muestran un comportamiento parecido a una función lineal (Figura 3.21), lo que correspondería a una señal autoafín como lo menciona Taylor (2012); Tebbens *et al.* (2002).

Análisis Numérico - Caso: Lima Escala Pequeña

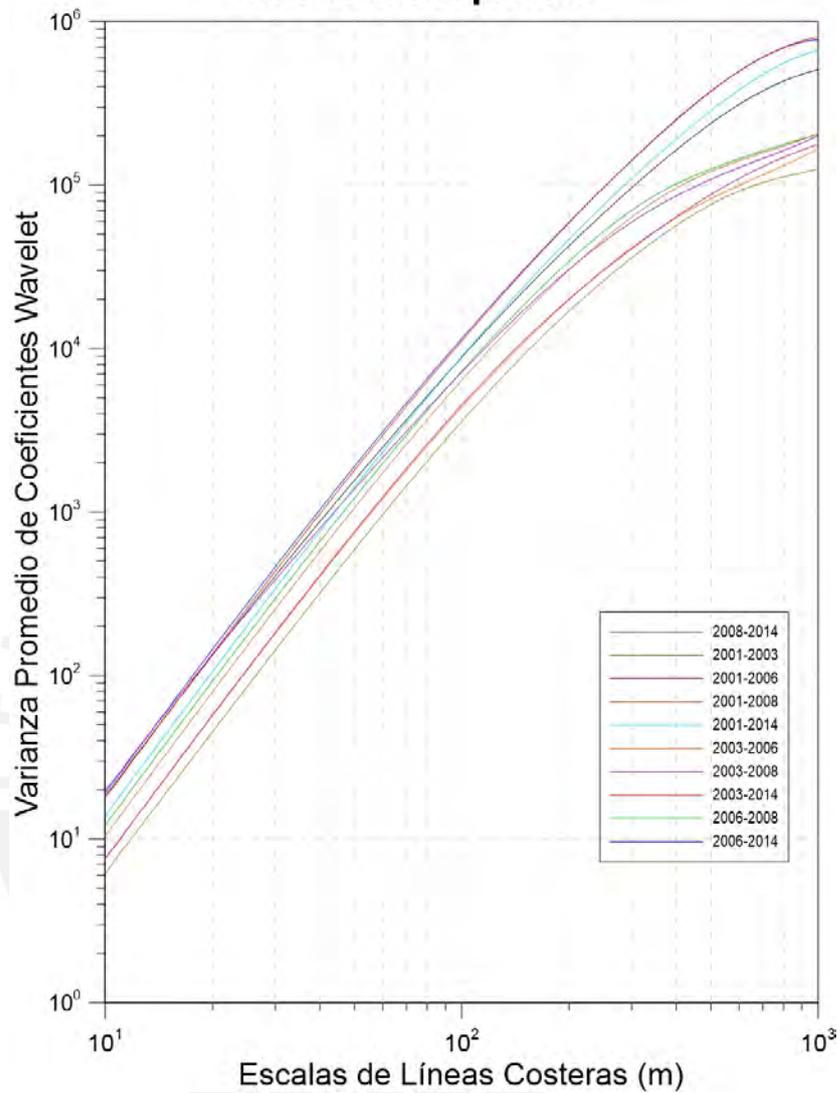


Figura 3.21: Espectro de cambio costero en pequeñas escalas en Lima. Elaboración propia

Al analizar los valores máximos y mínimos de varianza por cada escala de longitud costera, se observa que en escalas pequeñas, la relación entre los valores de varianza es pequeña a comparación de las escalas grandes donde la variación es mayor (Figura 3.22). Este comportamiento se mantiene hasta escalas de 10^3 m y cercanas a la escala de longitud costera característica.

Análisis Numérico - Caso: Lima

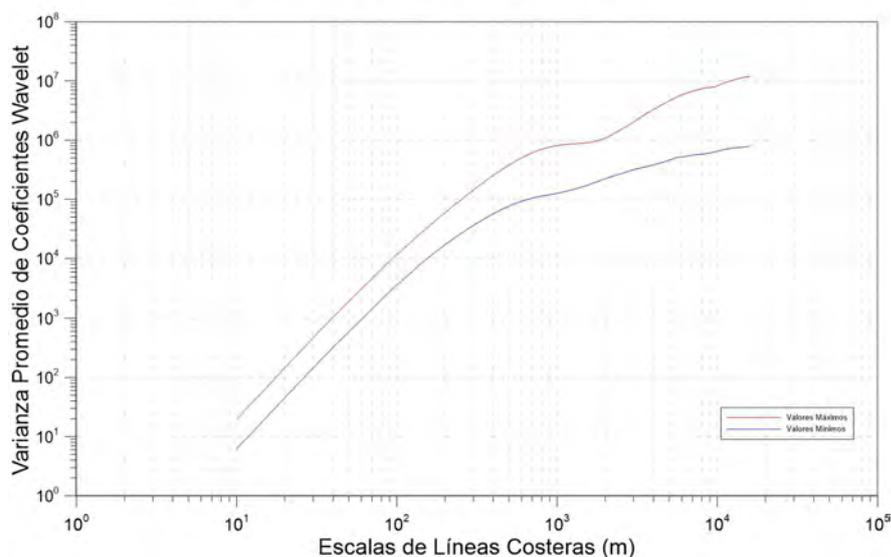


Figura 3.22: Espectro de valores máximos y mínimos de cambio de costero en la zona de Lima.

Elaboración propia.

Finalmente, si analizamos la señal de cambio costero obtenida de la plataforma GIS, se encuentra que en la mayoría de las señales muestran una tendencia hacia la erosión. En la Tabla 3.10, muestra la cantidad de datos de cada señal que denotan erosión (valores de señal menores a cero) y acreción (valores de señal mayores a cero). Asimismo, se encontró correlación directa entre la varianza obtenida del procesamiento de la señal y la desviación estándar que tiene la señal de cambio (Figura 3.23). También, la erosión que se encontró en una señal son mayores para los que tienen mayor desviación estándar y tienen mayor varianza. Además, si se analiza la cantidad de valores extremos (valores mayores a $+49,35m$ y menores a $-49,35m$, que son el promedio de las desviaciones estándar de cada señal de cambio costero) muestran que las señales con mayor desviación estándar y mayor varianza tienen mayor porcentaje de valores extremos.

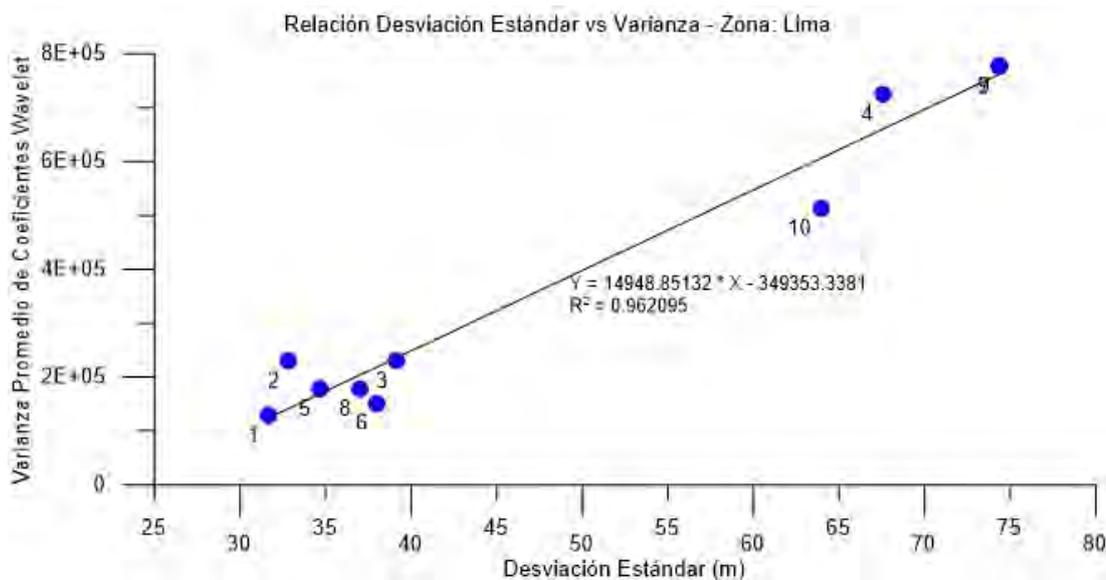


Figura 3.23: Relación entre desviación estándar de cada señal y varianza con datos de Tabla 3.10. Elaboración propia.

Tabla 3.10: Análisis de señales costeras en Lima. Elaboración propia.

Señal de cambio costero	Desviación estándar (m)	Varianza	Cantidad de valores de acreción (%)	Cantidad de valores de erosión (%)	Cantidad de valores extremos (%)
2001-2003	31.65	1.29×10^5	41.25	58.75	13.12
2001-2006	32.85	2.29×10^5	60.10	39.90	11.17
2001-2008	39.17	2.29×10^5	49.63	50.37	17.17
2001-2014	67.52	7.24×10^5	31.31	69.69	31.89
2003-2006	34.65	1.78×10^5	63.17	36.83	16.66
2003-2008	37.98	1.51×10^5	57.07	42.93	17.84
2003-2014	74.39	7.76×10^5	40.72	59.28	34.97
2006-2008	37.01	1.78×10^5	44.25	55.75	13.60
2006-2014	74.34	7.76×10^5	27.30	72.70	42.74
2008-2014	63.93	5.13×10^5	29.77	70.23	35.60

3.4.2. Zona Paita

En la zona de Paita, al realizar el mismo análisis hecho en la zona de Lima se obtuvieron espectros de cada señal (Figura 3.24). Al igual que en la zona de Lima, al analizar todas las señales, se encontró que existe un punto correspondiente a un máximo relativo en la gráfico, así como un cambio de concavidad. Sin embargo, dicho valor no es notorio en todos los espectros de las señales obtenidas. Para obtenerlos, se usó el cambio de concavidad del espectro para hallar la escala de longitud característica y la varianza relacionada (Figura 3.25).

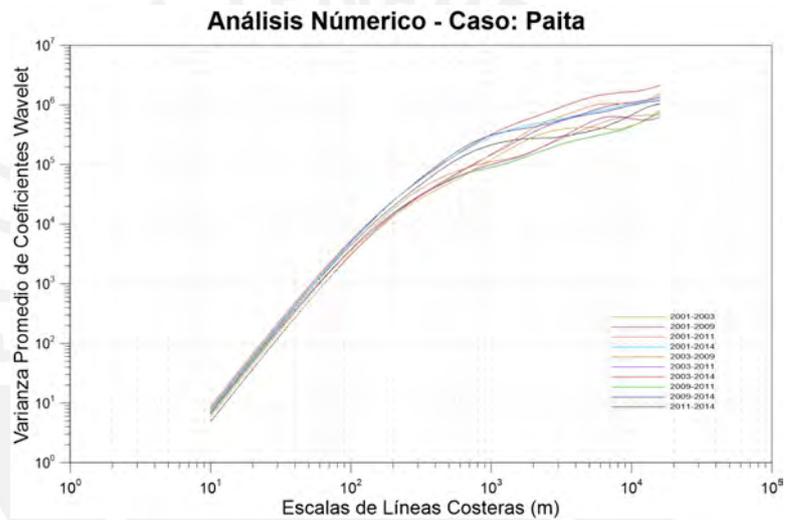


Figura 3.24: Espectros en la zona de Paita. Elaboración propia.

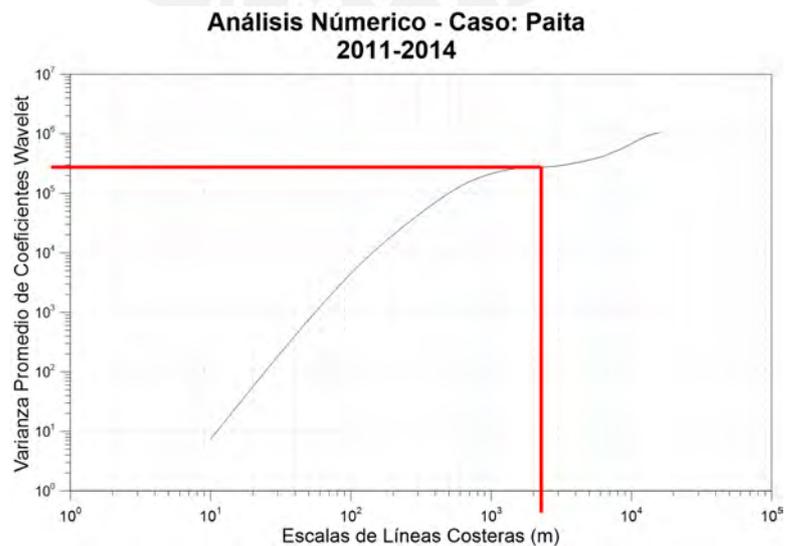


Figura 3.25: Análisis de espectro en zona de Paita. Elaboración propia.

Si se analiza, cada señal, obtenemos que dicha escala de longitud es diferente por cada señal. Dichos valores no son similares ya que la diferencia entre el promedio de las escalas de longitud característica de los espectros de cada señal con la escala de longitud característica del espectro promedio es de 68%. Además, al igual que en Lima, se encontró el tiempo necesario para llegar a dicha escala de longitud se establece (tiempo de estabilización) según el concepto de difusividad, cuyo valor fue hallada en base a la información oceanográfica y geotécnica recolectada en la Sección 3.1 (Tablas 3.1, 3.2 y 3.3) usados en la ecuación 2.41 y bajo las consideraciones para los valores K y γ usadas en la zona de Lima.

Adicionalmente, cada punto hallado tiene un valor de varianza relacionado al mismo por cada señal. Al contrario que en el caso de Lima, no se encuentra una relación directa entre los resultados de varianza del cambio costero con los intervalos de tiempo de la toma de imágenes de las que se obtuvieron las señales (Figura 3.26). Asimismo, al igual que en la zona de Lima, se observa la tendencia que los espectros con mayor variabilidad son aquellos cuya toma final de datos fue en el 2014. La Tabla 3.11 muestra los resultados obtenidos hasta el momento.

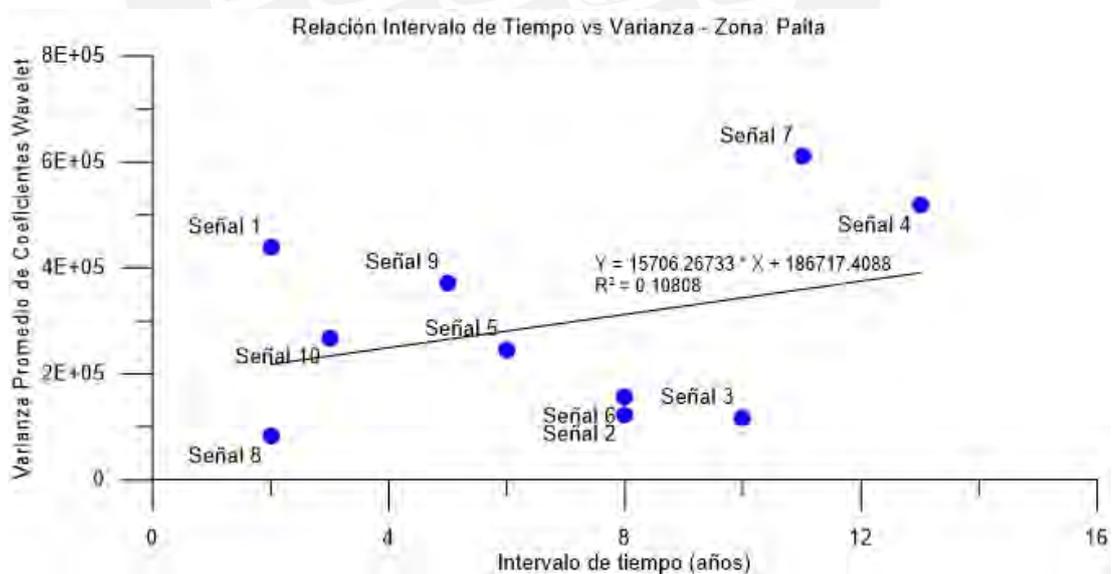


Figura 3.26: Relación entre intervalos de tiempo de toma de datos y varianza con datos de Tabla 3.11. Elaboración propia.

Tabla 3.11: Resultados de análisis de señales costeras en Paita. Elaboración propia.

Señal	Escala de longitud (m)	Difusividad (m^2/s)	Tiempo de estabilización (años)	Toma de datos (años)	Varianza
2001-2003	5000	9.84×10^{-3}	80.53	2	4.40×10^5
2001-2009	1300	9.84×10^{-3}	5.44	8	1.23×10^5
2001-2011	1100	9.84×10^{-3}	3.90	10	1.18×10^5
2001-2014	2100	9.84×10^{-3}	14.20	13	5.18×10^5
2003-2009	1400	9.84×10^{-3}	6.31	6	2.47×10^5
2003-2011	1100	9.84×10^{-3}	3.90	8	1.57×10^5
2003-2014	1900	9.84×10^{-3}	11.63	11	6.11×10^5
2009-2011	850	9.84×10^{-3}	2.33	2	8.15×10^4
2009-2014	1400	9.84×10^{-3}	6.31	5	3.72×10^5
2011-2014	3100	9.84×10^{-3}	30.95	3	2.69×10^5
Promedio	1300	9.84×10^{-3}	5.44	—	—

Otra tendencia observada en los espectros obtenidos, es que en escalas de longitud mayores a la escala de longitud característica hallada, los valores de varianza siguen incrementándose en todos los espectros de señal, tal como se describió en el caso de la costa de Lima. Dicho incremento de varianza sigue a través del incremento de las escalas de longitud. No obstante, no se percibe el segundo comportamiento descrito en la costa limeña donde los valores de varianza tienden a disminuir a partir de cierta escala de longitud.

Además, a escalas pequeñas (10^1 a 10^3) la relación entre la escala de longitud costera y la varianza es un valor casi lineal (Figura 3.27), como en el caso de Lima, lo que representa a una señal autoafín como lo sugiere Taylor (2012); Tebbens *et al.* (2002).

Análisis Numérico - Caso: Paita Pequeñas Escalas

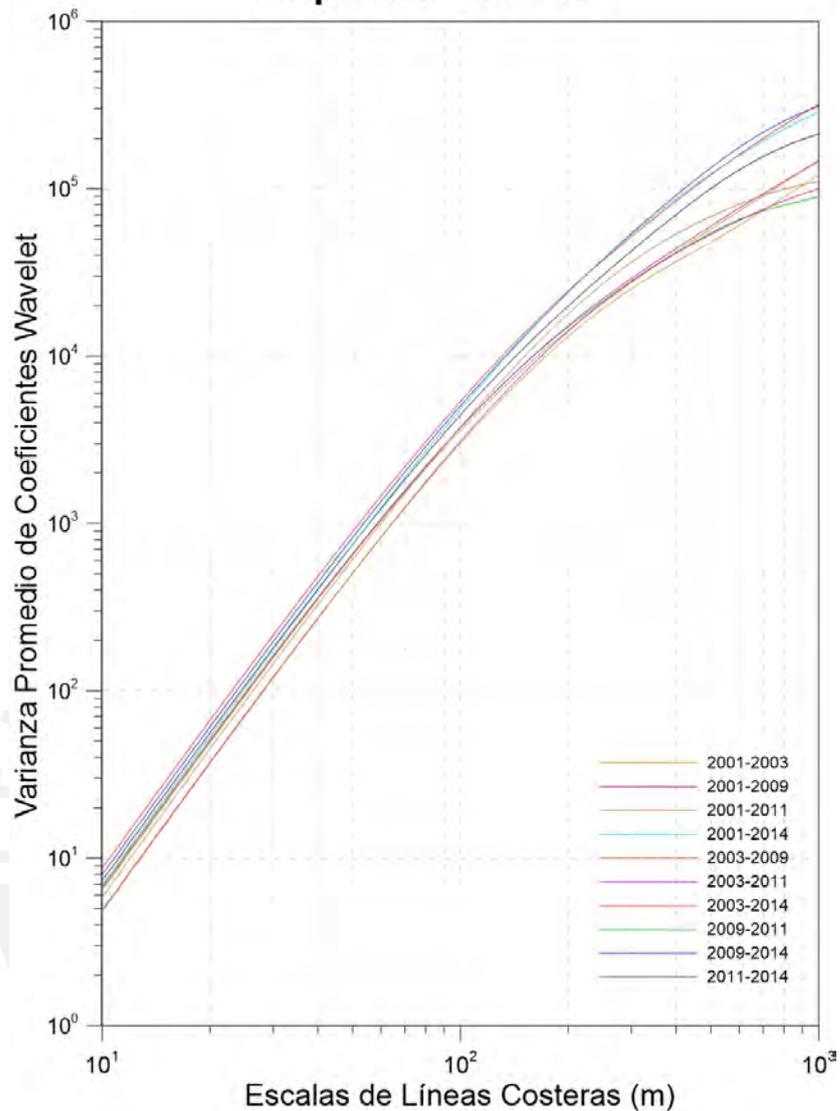


Figura 3.27: Espectros de cambio costero en pequeñas escalas en Paita. Elaboración propia.

También, al analizar los valores máximos y mínimos de varianza por cada escala de longitud costera en esta zona de estudio (Figura 3.28), se observa que en escalas pequeñas (menores a 10^3 m), la relación entre los valores de varianza tiende a ser constante y menor a la relación de varianzas máximas y mínimas de escalas grandes.

Análisis Numérico - Caso: Paita

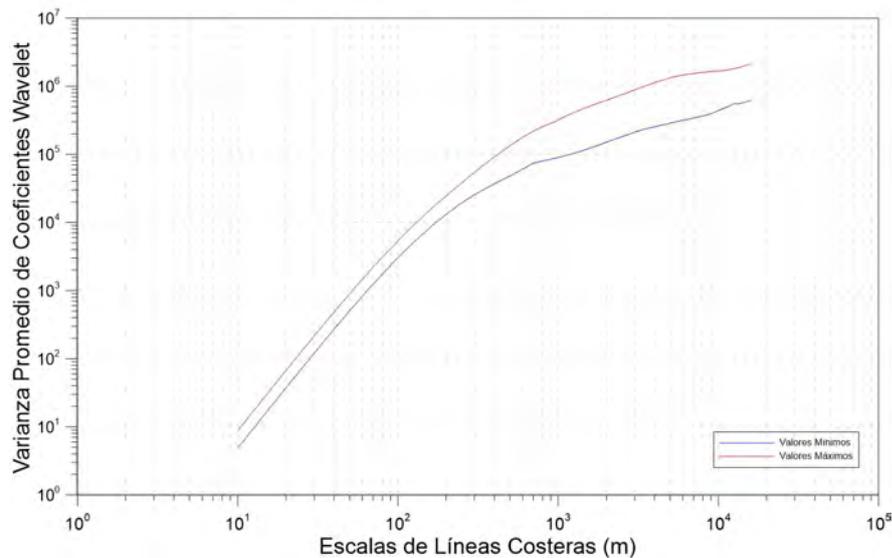


Figura 3.28: Espectros de valores máximos y mínimos de cambio costero en la zona de Paita.

Elaboración propia.

Finalmente, al analizar las señales de cambio costero obtenidas de la plataforma GIS, se observa que las señales muestran signos de acreción (valores de señal mayores a cero) de sedimentos a lo largo de la longitud. De igual manera, de los datos mostrados en la Tabla 3.12, se distingue que no existe una correlación entre las desviaciones estándar y los indicadores de varianza obtenidos en los espectros (Figura 3.29). Sin embargo, no se encuentra una relación clara entre los valores mayores de acreción o erosión con la varianza como el caso de Lima. En este caso, la relación es errática y no se puede concluir nada sobre ello. Adicionalmente, las señales con mayor cantidad de valores extremos (valores mayores a $+35,15m$ y menores a $-35,15m$, que son el promedio de las desviaciones estándar de todas las señales de cambio costero) se relaciona directamente con las señales que presentan mayor varianza y mayor desviación estándar como en el caso de la costa limeña. En comparación, los valores de varianza y desviación estándar de la zona de Paita, son menores que los de la zona de Lima.

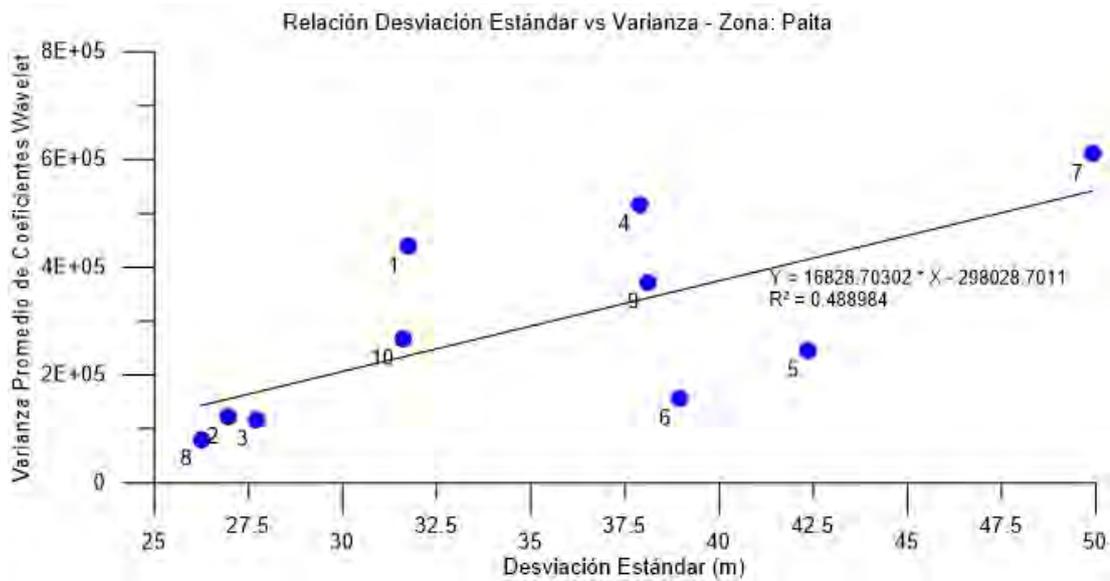


Figura 3.29: Relación entre desviación estándar de cada señal y varianza con datos de Tabla 3.12. Elaboración propia.

Tabla 3.12: Análisis de señales costeras en Paita. Elaboración propia.

Señal	Desviación estándar (m)	Varianza	Cantidad de valores de acreción (%)	Cantidad de valores de erosión (%)	Cantidad de valores extremos (%)
2001-2003	31.74	4.40×10^5	54.08	45.92	16.08
2001-2009	26.96	1.23×10^5	57.97	42.03	17.54
2001-2011	27.73	1.18×10^5	64.35	35.65	19.00
2001-2014	37.87	5.18×10^5	72.98	27.02	31.14
2003-2009	42.37	2.47×10^5	55.48	44.52	25.48
2003-2011	38.96	1.57×10^5	62.54	37.46	19.23
2003-2014	49.91	6.11×10^5	75.31	24.69	27.98
2009-2011	26.24	8.15×10^4	58.05	41.95	16.13
2009-2014	38.11	3.72×10^5	66.58	33.42	26.32
2011-2014	31.62	2.69×10^5	62.77	37.23	16.24

3.4.3. Zona Matarani

En la zona de Matarani, al igual que las zonas de Lima y Paita, se obtuvieron espectros de señal (Figura 3.30). Al analizar todas las señales, se encontraron un punto correspondiente a un máximo relativo en la gráfico, así como un cambio de concavidad. Sin embargo, en algunos espectros, dicho valor no es notorio. Para obtenerlos, se usó el cambio de concavidad en el gráfico del espectro (Figura 3.31). De esa manera se encontraron las escalas de longitud característica y la varianza correspondiente.

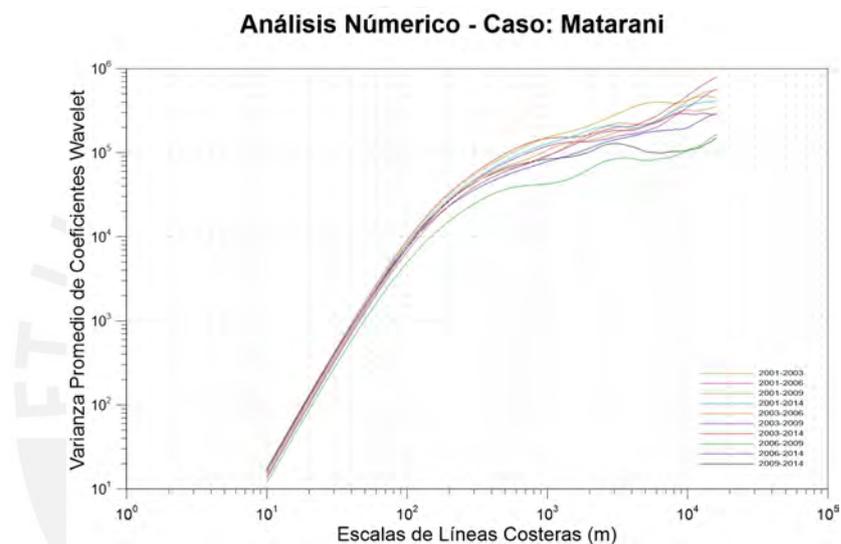


Figura 3.30: Espectros en la zona de Matarani. Elaboración propia.

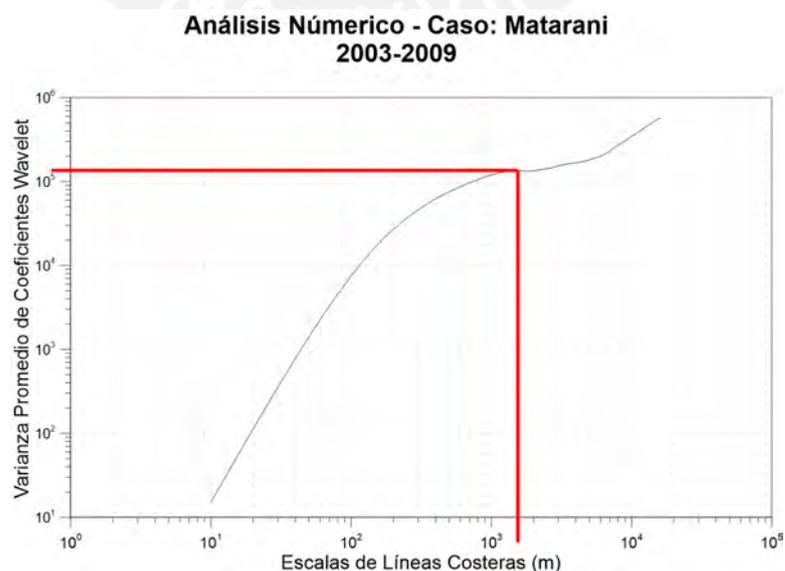


Figura 3.31: Análisis de espectros en la zona de Matarani. Elaboración propia.

Si se analiza cada señal, se obtiene que dicha escala de longitud es diferente por cada señal. Dichos valores son similares, ya que la desviación media de las escalas de longitud característica de los espectros de cada señal se diferencia de la escala de longitud característica del espectro promedio en un 23 %, los cuales son menores a los que se presento en Paita y similares al caso de Lima. Asimismo, al igual que en Lima y Paita, se analizó el tiempo necesario para llegar a dicha escala de longitud se estabilice (tiempo de estabilización) según la difusividad (Ecuación 2.41) hallada en base a los datos recolectados para esta zona mencionados en la Sección 3.1 (Tablas 3.1, 3.2 y 3.3) y valores asumidos tanto para la zona de Lima y Paita.

De igual manera, cada punto hallado tiene un valor de varianza relacionado al mismo por cada señal. Al contrario que la zona de Lima y al igual que la zona de Paita, no se encuentra una relación directa entre los intervalos de tiempo de la toma de imágenes de las que se obtuvieron las señales de cambio costero y la varianza (Figura 3.32). La Tabla 3.13 muestra los resultados obtenidos hasta el momento.

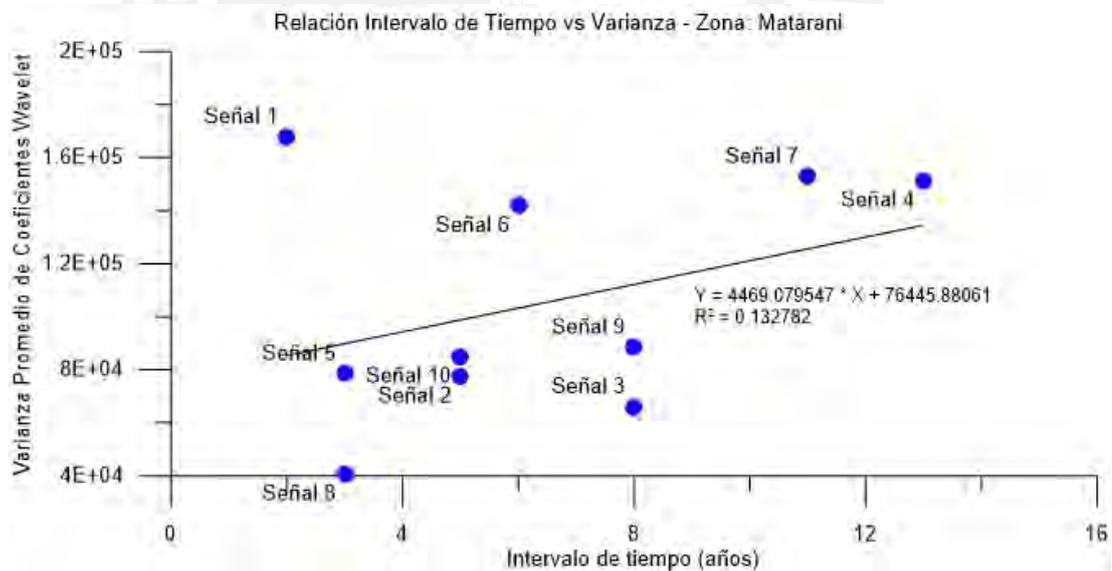


Figura 3.32: Relación entre intervalos de tiempo de toma de datos y varianza con datos de Tabla 3.13. Elaboración propia.

Tabla 3.13: Resultados de análisis de señales costeras en Matarani. Elaboración propia.

Señal de cambio costero	Escala de longitud característica (m)	Difusividad (m^2/s)	Tiempo de estabilización (años)	Toma de datos (años)	Variabilidad
2001-2003	1300	1.24×10^{-2}	4.31	2	1.68×10^5
2001-2006	800	1.24×10^{-2}	1.63	5	7.76×10^4
2001-2009	600	1.24×10^{-2}	0.92	8	6.61×10^4
2001-2014	1500	1.24×10^{-2}	5.73	13	1.51×10^5
2003-2006	650	1.24×10^{-2}	1.08	3	7.85×10^4
2003-2009	1550	1.24×10^{-2}	6.12	6	1.42×10^5
2003-2014	1300	1.24×10^{-2}	4.31	11	1.53×10^5
2006-2009	800	1.24×10^{-2}	1.63	3	4.07×10^4
2006-2014	1300	1.24×10^{-2}	4.31	8	8.85×10^4
2009-2014	1300	1.24×10^{-2}	4.31	5	8.51×10^4
Promedio	1400	1.24×10^{-2}	5.00	—	—

Al igual que en los casos anteriores, se tiene el mismo patrón de comportamiento en escalas de longitud mayores a la escala de longitud característica. Este es un aumento progresivo de la varianza conforme aumenta la escala de longitud. Sin embargo, como el caso de la zona de Paita, no se observa el otro comportamiento descrito en la zona de Lima en el cual se observa un decrecimiento de los valores de varianza a escalas de longitud mayores a cierto valor.

Además, a escalas pequeñas (10^1 a 10^3) la relación entre la escala de longitud costera y la varianza es un valor casi lineal (Figura 3.33, como los demás casos estudiados, lo que representaría a una señal autoafín como lo mencionan Taylor (2012); Tebbens *et al.* (2002).

Análisis Numérico - Caso: Matarani Pequeñas Escalas

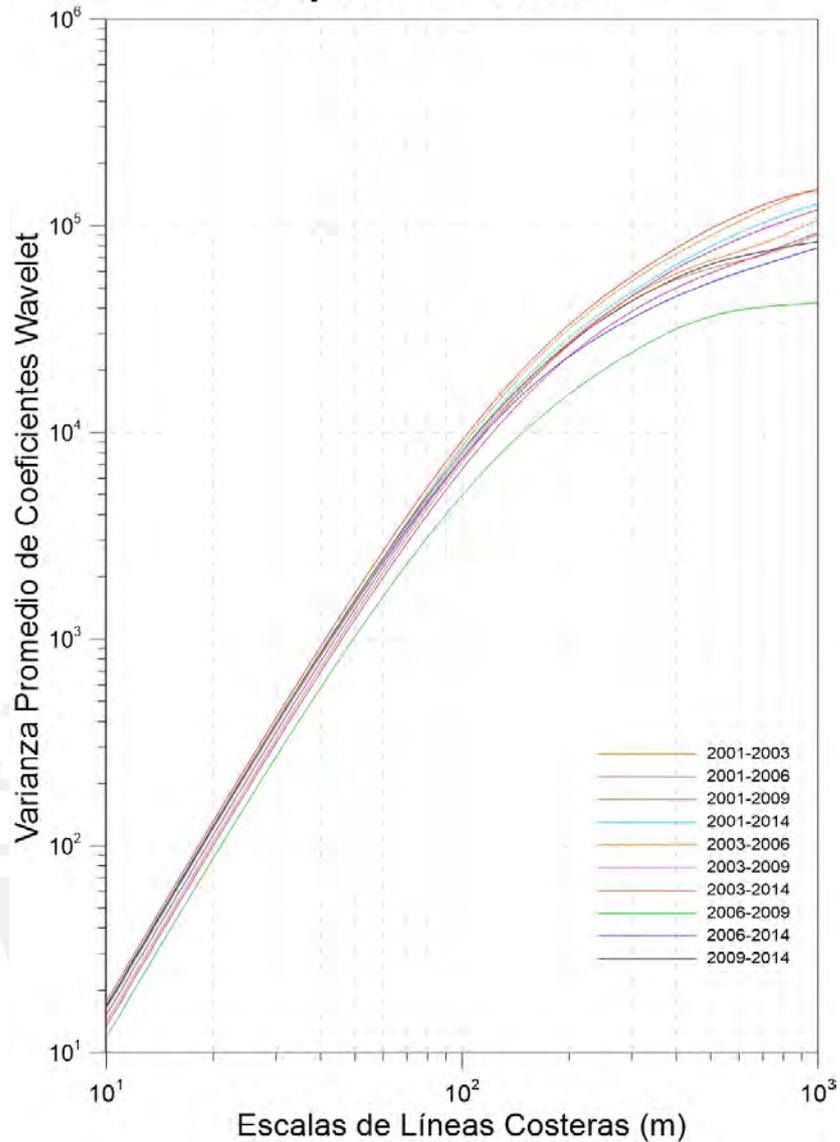


Figura 3.33: Espectro de cambio costero en pequeñas escalas en Matarani. Elaboración propia

Asimismo, al analizar los valores máximos y mínimos de varianza por cada escala de longitud costera en esta zona de estudio, se observa que en escalas pequeñas (escalas menores a 10^3 m), la relación entre los valores de varianza se puede mantener constante; mientras que en escalas grandes, la relación aumenta conforme aumenta las escalas de longitud costera, de forma similar a lo visto en la zona de Paita y Lima (Figura 3.34).

Análisis Numérico - Caso: Matarani

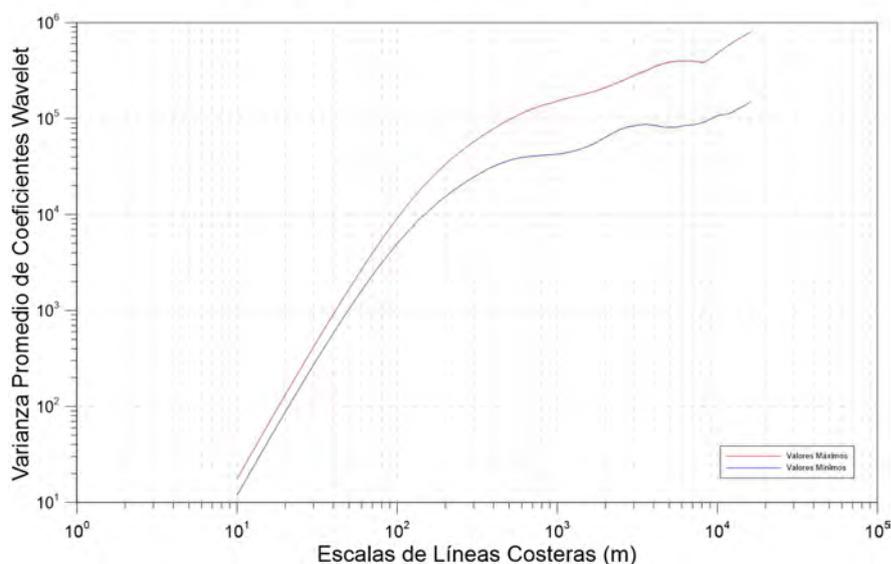


Figura 3.34: Espectro de valores máximos y mínimos de cambio de costero en la zona de Matarani. Elaboración propia.

Finalmente, al analizar las señales de cambio costero obtenidos de la plataforma GIS descrita, se observó que en esta región se encontró una paridad entre las señales que denotan erosión (valores negativos en la señal de cambio costero) y acreción (valores positivos en la señal de cambio costero). Al igual que en las otras zonas de estudio, según los datos de la Tabla 3.14, las señales de cambio costero con mayores desviaciones estándar tienen las mayores varianzas, lo que demuestra una correlación directa entre ambas (Figura 3.35). De igual forma, las señales cuyos espectros tienen mayor varianza y mayor desviación estándar tienen mayor cantidad de valores extremos (mayores a $27,11m$ y menores a $-27,11m$, que son el promedio de la desviaciones estándar de cada señal de cambio costero). En relación a las demás zonas, la costa de Matarani tiene menor desviación estándar y menor variabilidad que las costas de Paita y Lima.

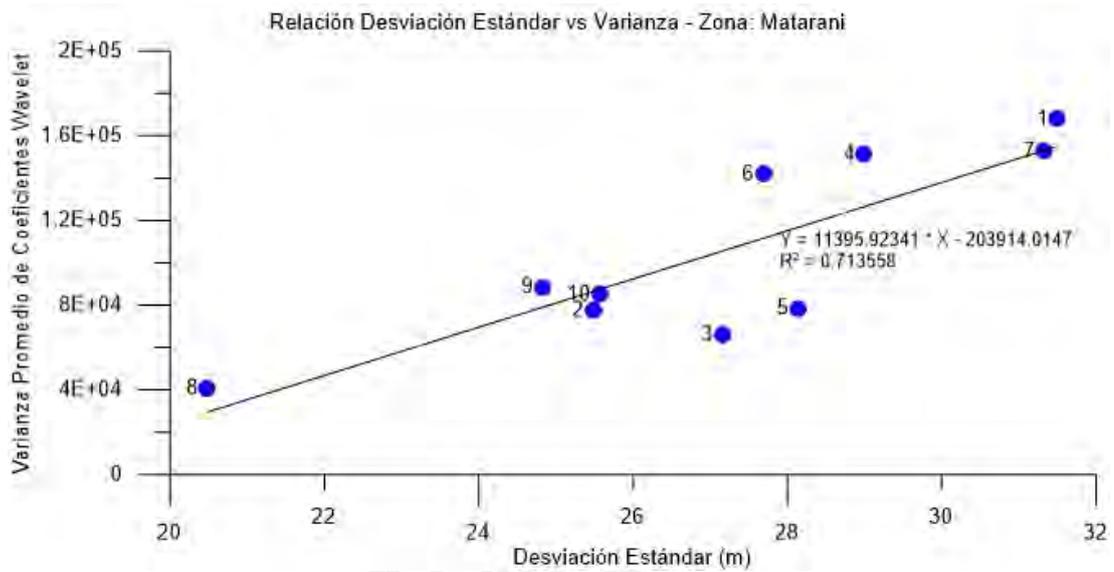


Figura 3.35: Relación entre desviación estándar de cada señal y varianza con datos de Tabla 3.14. Elaboración propia.

Tabla 3.14: Análisis de señales costeras en Matarani. Elaboración propia.

Señal	Desviación estándar (m)	Varianza	Cantidad de valores de acreción (%)	Cantidad de valores de erosión (%)	Cantidad de valores extremos (%)
2001-2003	31.50	1.68×10^5	42.00	58.00	33.62
2001-2006	25.48	7.76×10^4	37.10	62.90	25.97
2001-2009	27.15	6.61×10^4	38.30	61.70	30.32
2001-2014	28.99	1.51×10^5	45.50	54.50	31.68
2003-2006	28.13	7.85×10^4	45.25	54.75	27.62
2003-2009	27.68	1.42×10^5	45.65	54.35	25.88
2003-2014	31.32	1.53×10^5	51.51	48.49	32.33
2006-2009	20.48	4.07×10^4	52.04	47.96	14.91
2006-2014	24.82	8.85×10^4	57.93	42.07	26.23
2009-2014	25.57	8.51×10^4	57.13	42.87	27.21

3.4.4. Resultados generales

Luego de analizar las tres zonas de estudio, se encontraron varias relaciones entre los resultados. Para ello, se encontró un espectro promedio de todos los espectros de señal por cada zona encontrado. Al analizar dichos espectros promedios (Figura 3.36), se encontró que en escalas pequeñas, la variabilidad del cambio de la línea en Paita es menor que las variabilidades de cambio en Lima y Matarani, que son similares. En cambio, en escalas mayores, la variabilidad mayor se encuentra en la zona de Lima, mientras que la variabilidad menor está en la zona de Matarani. La variabilidad de Paita se encuentra entre las otras dos zonas de estudio.

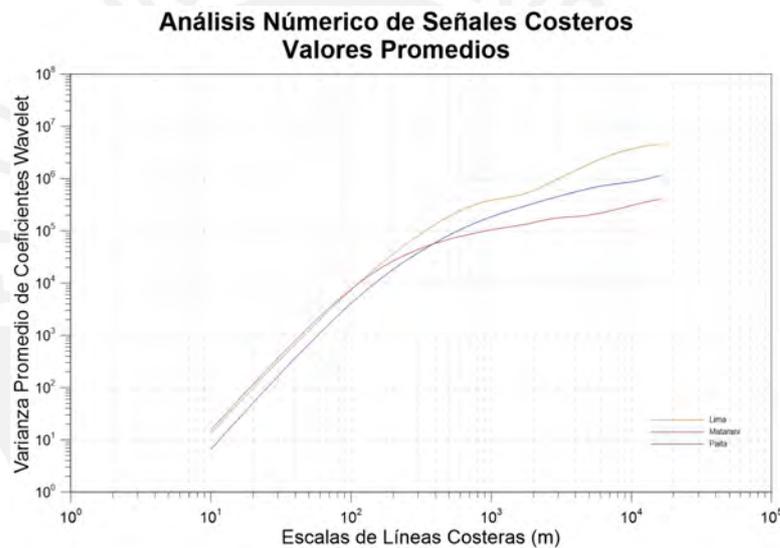


Figura 3.36: Espectro de valores promedios de cambio de costero en la zonas de Lima, Paita y Matarani. Elaboración propia.

Al comparar los valores máximos de cada zona de estudio (Figura 3.37), se encontró una tendencia parecida a los valores promedios de variación. En la zona de Lima, existe una mayor variabilidad de cambio de la línea costera que en las zonas de Matarani y Paita. En pequeñas escalas de longitud, la variabilidad de las tres zonas es similar. En grandes escalas de longitud, la mayor variabilidad se encontró en la zona de Lima, mientras que la menor variabilidad se encontró en la zona de Matarani.

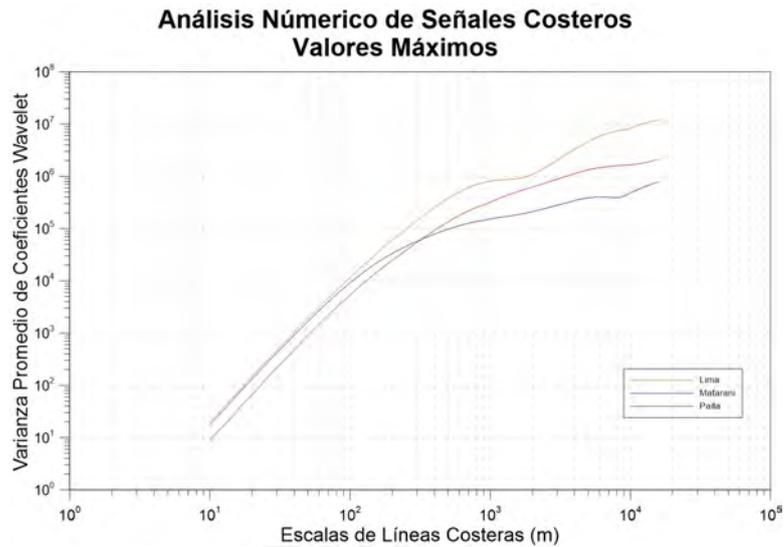


Figura 3.37: Espectro de valores máximos de cambio de costero en la zonas de Lima, Paita y Matarani. Elaboración propia.

De igual manera, al comparar los valores mínimos de variabilidad de cada zona de estudio (Figura 3.38), se observa, que la zona de Lima, al igual que en los valores máximos y promedios, tiene la mayor variabilidad. En este caso a escalas pequeñas, si bien la variabilidad de las tres zonas es similar, la variabilidad de Matarani es mayor. Mientras que en escalas grandes, la variabilidad de Matarani es menor que las demás.

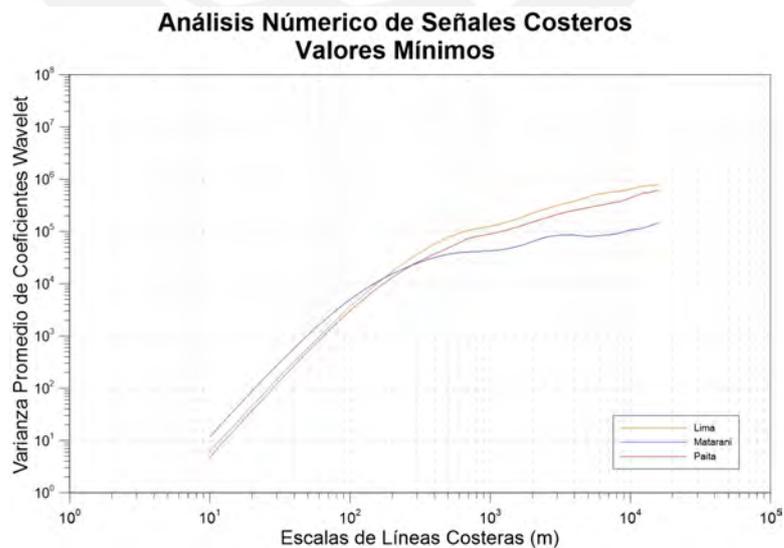


Figura 3.38: Espectro de valores mínimos de cambio de costero en la zonas de Lima, Paita y Matarani. Elaboración propia.

Capítulo 4

Conclusiones y trabajo futuro

4.1. Zona Lima

En los detalles que se encontraron en la zona de estudio de Lima- Callao, se encuentra una tendencia en los valores relacionados a la variación. Los espectros en los cuales el período de análisis terminó en el 2014 son más altos que los demás espectros obtenidos. Ello se debe a consecuencia que existe una mayor variación en dicho año por la construcción y ampliación que se da a la fecha en el puerto del Callao, lo que genera este tipo de dispersión sobresaliente.

En lo que se refiere a la escala de longitud de estabilización de alrededor de 1 km de línea costera, indica un tiempo de estabilización de tres años. Sin embargo con la ampliación y modificación de la costa, conllevaría a tener una nueva forma de evolución. De esta forma se recomendaría realizar unos nuevos estudios que analice dichos cambios.

Adicionalmente, se encuentra una relación entre el estrato gravoso que conforma la geología de esta zona. Ya que en dicho material es más suelto en comparación a las otras zonas de estudio, por lo que se genera la mayor variabilidad encontrada en los resultados.

En escalas pequeñas, se observa que la relación entre los valores máximos y mínimos de variabilidad es mayor a la relación encontrada en las otras zonas de estudio. De igual manera, en escalas grandes, la relación descrita es mayor que en otras zonas de estudio. Ello se puede deber a la incidencia del tipo de geología

en las escalas pequeñas y mayores.

Finalmente, se deduce en base a los espectros hallados en las tres zonas de estudio que el proceso dinámico dominante es uno de transporte de sedimentos a lo largo de la línea costera, lo que indica un cambio natural o proceso natural de cambio en la zona de estudio.

4.2. Zona Paita

En los detalles se encontraron que dentro de la zona de estudio de Paita, se observa la misma tendencia en la zona de Lima. Esta tendencia indica que los valores de variabilidad de los espectros cuyos períodos de análisis terminan en 2014 son los más altos a comparación de los demás. Ello se puede deber a la ampliación del puerto de Paita para aumentar la capacidad del mismo o por la misma geología de la zona.

La longitud de estabilización encontrada es alrededor de 2 km de longitud, lo que indica que se necesita 8 años aproximadamente para llegar a la estabilización. Sin embargo, dichos cambios no se consideraron los efectos probables por el Fenómeno del Niño, lo que ocasiona grandes avenidas de caudal del río Chira. Esta situación genera grandes cambios alrededor de las zonas de los deltas.

Adicionalmente, según la geología de la zona, los estratos están compuestos de rocas metamórficas, pudiendo generar valores erráticos de variabilidad debido a los compuestos expansibles de las mismas. A pesar de ello, los valores de variabilidad de cambio costero es menor a los que se tiene en la zona de Lima. Ello conlleva a tener en cuenta la importancia de la consistencia del estrato debajo del suelo marino.

En lo que concierne a la relación entre los valores máximos y mínimos de la variabilidad en la zona de Paita, muestra que en escala pequeñas es menor que la zona de Lima y similar a la relación encontrada en la zona de Matarani. Entretanto, en escalas mayores, la relación es menor que las zonas de Lima y Matarani. Esta tendencia se puede deber a la incidencia de la geología descrita en la zona de Paita en escalas menores y mayores.

El proceso natural predominante que se encontró en esta zona de estudio, según

el análisis de los espectros hallados, es la de transporte de sedimentos a la largo de la línea de costa, generando un cambio natural y sin procesos externos a tomar en consideración.

4.3. Zona Matarani

En lo que se refiere a la zona de estudio de Matarani, no se observó una gran diferencia entre los espectros de línea costera, lo que indica que dicha costa no tiene gran movimiento, debido que hasta la fecha de análisis (2014) no se iniciaba la ampliación de dicho puerto, que actualmente se desarrolla.

En lo que se refiere a la longitud de estabilización , se encontró una tamaño de 2 km aproximadamente, lo que es un aproximado de 3 años para encontrar la estabilización, lo cual es bastante más rápido que en las otras zonas de estudio. La menor variabilidad conlleva a predecir la importancia de tener una roca consolidada debajo del estrato de arena en el lecho marino. En este caso, el complejo basal de la costa, constituido de rocas de gran resistencia generaría menor variabilidad que en las otras zonas de estudio.

En lo que se refiere a la relación entre los valores máximos y mínimos de variabilidad en escalas pequeñas es menor a la relación encontrada en la zona de Lima y similar a la encontrada en la zona de Paita. En cambio, en escalas grandes, esta relación es mayor a la encontrada en Paita, pero es menor a la de Lima. Ello se podría explicar en base a la incidencia del tipo de geología en las escalas pequeñas y en escalas mayores.

Finalmente se encuentra que el proceso natural dominante, luego de analizar los espectros hallados, en esta zona de estudio es de transporte de sedimentos a lo largo de la línea de costa. Por ende, no se encuentra valores anormales por lo que estos son procesos naturales sin agentes externos de cambio.

4.4. Conclusiones generales y futuras investigaciones

Dentro de las conclusiones generales, se intuye que las tres zonas de estudio no presentan factores no naturales que podrían explicar el cambio de las líneas costeras, salvo fenómenos naturales como el caso del Fenómeno del Niño en la zona de Paita. Entonces, se concluye que existe pequeña o poca actividad humana en las playas estudiadas, o que la actividad realizada en la costa hasta el momento no tiene la influencia necesaria para generar mayor variabilidad.

Así también, se infiere que los comportamientos determinados en cada caso o zona de estudio está relacionada a la escala característica. Asimismo, esta escala está vinculada intrínsecamente con la variabilidad y que por lo general se corresponde con escalas grandes (mayores a la de 1 km). Por ende, se debería seguir analizando dichos procesos en grandes longitudes de costa.

Es importante mencionar que en la zona de estudio del Callao, no se tomó en consideración la influencia de la Isla San Lorenzo, que tiene un efecto importante sobre las olas del mar sobre todo en el puerto del Callao. Mientras que en la zona de Paita, la refracción de la punta de Lobitos también tienen influencia sobre el cambio costero.

Asimismo, se determina que la geología de las zonas de estudio son importantes para explicar tendencias dentro de los espectros de cambios de la línea costera a lo largo de esta, como se mencionó antes.

Como futuras investigaciones, se propone lo siguiente:

- Comprobación y medición de la variabilidad del cambio de la línea costera posterior a la construcción de puertos importantes como en el caso de Lima, Paita y Matarani.
- Investigación sobre modelos de evolución y variación a partir de un estado inicial de costa.
- Investigación que contemple la intervención geológica dentro de la evolución

costera.

- Generación de espectros de variación del cambio costero en otros puertos como en el caso del puerto de Salaverry.
- Inclusión de los efectos de refracción de las corrientes del Niño y de Humboldt en el oleaje que recibe la costa peruana.



Bibliografía

- Ashton, A., Murray, A. B., y Arnault, O. (2001). Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature*, 414(6861):296.
- Ashton, A. D. y Murray, A. B. (2006a). High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)*, 111(F4).
- Ashton, A. D. y Murray, A. B. (2006b). High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 2. Wave climate analysis and comparisons to nature. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)*, 111(F4).
- Bellido Bravo, E. y Guevara Rosillo, C. (1963). Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesí 35-sy 35-t-[Boletín a 5].
- Browder, A. G. y McNinch, J. E. (2006). Linking framework geology and nearshore morphology: correlation of paleo-channels with shore-oblique sandbars and gravel outcrops. *Marine Geology*, 231(1):141–162.
- Coco, G., Burnet, T., Werner, B., y Elgar, S. (2003). Test of self-organization in beach cusp formation. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 108(C3).
- Coco, G., Huntley, D., y O'Hare, T. (2000). Investigation of a self-organization model for beach cusp formation and development. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C9):21991–22002.
- Dean, R. G. y Dalrymple, R. A. (2004). *Coastal processes with engineering applications*. Cambridge University Press.

- Delgado, C., Gomero, R., Salzwedel, H., Flores, L. A., y Carbajal, G. (1987). Sedimentos superficiales del margen continental peruano: un mapa textural.
- Delgado Campos, C. y Gomero Vásquez, R. (1995). Atlas sedimentológico de la plataforma continental peruana.
- García Márquez, W. (1968). Geología del cuadrángulo de Mollendo y La Joya 34-r, 34-s-[Boletín A 19].
- GIOC (1999a). *Documento de referencia Vol. 1. Mecánica de Ondas*. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas, Universidad de Cantabria. Dirección General de Costas. Ministerio de Medio Ambiente.
- GIOC (1999b). *Documento de referencia Vol. 2. Procesos Litorales*. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas. Universidad de Cantabria. Dirección General de Costas. Ministerio de Medio Ambiente.
- Guzmán Zorrilla, E. (s.f.). Aplicación del Modelo de Transporte de Sedimentos UNIBEST CL 6.0 a la Bahía de Miraflores. <<http://www.naylamp.dhn.mil.pe/oceano/unibest/unibest.pdf>>. Consultado el 01-10-2017.
- Ingle, J. C. (1966). *The Movement of Beach Sand. An Analysis Using Fluorescent Grains.[With Illustrations.]*. Elsevier Publishing Company.
- Komar, P. D. e Inman, D. L. (1970). Longshore sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75(30):5914–5927.
- Larson, M., Hanson, H., y Kraus, N. C. (1987). Analytical Solutions of the One-Line Model of Shoreline Change. Technical report, COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER VICKSBURG MS.
- Lazarus, E., Ashton, A., Murray, A., Tebbens, S., y Burroughs, S. (2011). Cumulative versus transient shoreline change: Dependencies on temporal and spatial scale. *J. Geophys. Res*, 116:F02014.
- Lazarus, E. D., Ashton, A. D., y Murray, A. B. (2012). Large-Scale Patterns in Hurricane-Driven Shoreline Change. *Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective*, pp. 127–138.

- Lazarus, E. D. y Murray, A. B. (2007). Process signatures in regional patterns of shoreline change on annual to decadal time scales. *Geophysical Research Letters*, 34(19).
- List, J. H., Farris, A. S., y Sullivan, C. (2006). Reversing storm hotspots on sandy beaches: spatial and temporal characteristics. *Marine Geology*, 226(3):261–279.
- Longuet-Higgins, M. (1971). Recent progress in the study of longshore currents. *Waves on Beaches, edited by RR Meyer*, pp. 203–248.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970). Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 1. *Journal of Geophysical Research*, 75(33):6778–6789.
- Longuet-Higgins, M. S. y Stewart, R. (1964). Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. En *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volumen 11, pp. 529–562. Elsevier.
- McNinch, J. E. (2004). Geologic control in the nearshore: shore-oblique sandbars and shoreline erosional hotspots, Mid-Atlantic Bight, USA. *Marine Geology*, 211(1):121–141.
- Murray, A. B. y Ashton, A. D. (2013). Instability and finite-amplitude self-organization of large-scale coastline shapes. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 371(2004):20120363.
- Murray, A. B., Gopalakrishnan, S., McNamara, D. E., y Smith, M. D. (2013). Progress in coupling models of human and coastal landscape change. *Computers & Geosciences*, 53:30–38.
- NASA (2013). More than a Pretty Picture: How Landsat Images Are Made. National Aeronautics and Space Administration.
- Palacios Moncayo, O. (1994). Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Quebrada Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla 11-a, 11-b, 10-a, 10-b, 9-a, 9-b, 8-b, 8-c, 7-c-[Boletín a 54].
- Palacios Moncayo, O., Caldas Vidal, J., y Vela Velásquez, C. (1992). Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica 25-i, 25-j, 24-i, 24-j-[Boletín a 43].

- Pelnaud-Considerere, R. (1956). Essai de theorie de l'evolution des formes de rivage en plages de sable et de galets. *Les Energies de la Mer: Compte Rendu Des Quatriemes Journees de L'hydraulique, Paris 13, 14 and 15 Juin 1956; Question III, rapport 1, 74-1-10.*
- Price, T., Ruessink, B., y Castelle, B. (2014). Morphological coupling in multiple sandbar systems-a review. *Earth Surface Dynamics*, 2(1):309.
- Ruessink, B., Coco, G., Ranasinghe, R., y Turner, I. L. (2007). Coupled and non-coupled behavior of three-dimensional morphological patterns in a double sandbar system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C7).
- Sadura, S. (2017). The Geology of Natural Disasters. <[http://www.uoguelph.ca/geology/geol2250/glossary/HTML %20files/jetties.html](http://www.uoguelph.ca/geology/geol2250/glossary/HTML%20files/jetties.html)>. Consultado el 17-08-2017.
- Siport21 (2008). Archivo Situacionista Hispano. <<http://es.siport21.com/projects/estudio-de-factibilidad-del-proyecto-mejoramiento-yo-ampliacion-de-la-boca-de-entrada-en-el-terminal-portuario-de-el-callao/>>. Consultado el 20-07-2017.
- Strategia (2012). Planeamiento estratégico de los principales puertos del Perú. *Strategia*, 25:10–21.
- Taylor, R. M. (2012). Change in Shoreline Position for Two Consecutive Years Using LIDAR Along the Outer Banks, North Carolina.
- Tebbens, S. F., Burroughs, S. M., y Nelson, E. E. (2002). Wavelet analysis of shoreline change on the Outer Banks of North Carolina: An example of complexity in the marine sciences. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(suppl 1):2554–2560.
- Verón, M. J. y Bértola, G. R. (2014). Aplicación del método de flujo de energía en el litoral de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 21(1):17–23.
- Walton, T. L. y Chiu, T. (1979). A review of analytical techniques to solve the sand

transport equation and some simplified solutions. En *Coastal Structures' 79*, pp. 809–837. ASCE.

Werner, B. y Fink, T. (1993). Beach cusps as self-organized patterns. *Science*, 260(5110):968–972.



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



Anexos de Tesis:

**ESTADO DEL ARTE EN EL MODELAMIENTO DE LA
DINÁMICA EVOLUTIVA DE COSTAS Y SU
APLICACIÓN EN CASOS PERUANOS**

Tesis para optar el título de **Ingeniero Civil**, que presenta el

bachiller:

Ronny Johan Bejar Rojas

Asesor:

Dr. Ronald Gutiérrez Llantoy

Índice general

Lista de figuras	2
A. Derivación de ecuación de flujo de sedimentos en aguas profundas	1
B. Mapa Geológicos	4
C. Atlas sedimentológico	9
D. Mapas de Líneas costeras	12
E. Señales de variación costera	28
E.1. Zona Lima	28
E.2. Zona Matarani	31
E.3. Zona Paita	35
F. Espectro de variación de señales	39
G. Código de programa de análisis de las señales	70

Lista de Figuras

B.1. Mapa geológico de Paita	5
B.2. Mapa geológico de Lima	6
B.3. Mapa geológico de Matarani - Zona Norte	7
B.4. Mapa geológico de Matarani - Zona Sur	8
C.1. Atlas sedimentológico de la zona norte del Perú	10
C.2. Atlas sedimentológico de la zona sur del Perú	11
D.1. Mapa de línea costera de Paita - 2001	13
D.2. Mapa de línea costera de Paita - 2003	14
D.3. Mapa de línea costera de Paita - 2009	15
D.4. Mapa de línea costera de Paita - 2011	16
D.5. Mapa de línea costera de Paita - 2014	17
D.6. Mapa de línea costera de Lima - 2001	18
D.7. Mapa de línea costera de Lima - 2003	19
D.8. Mapa de línea costera de Lima - 2006	20
D.9. Mapa de línea costera de Lima - 2008	21
D.10. Mapa de línea costera de Lima - 2014	22
D.11. Mapa de línea costera de Matarani - 2001	23
D.12. Mapa de línea costera de Matarani - 2003	24
D.13. Mapa de línea costera de Matarani - 2006	25
D.14. Mapa de línea costera de Matarani - 2008	26
D.15. Mapa de línea costera de Matarani - 2014	27
E.1. Señal de cambio costero de Lima - 2001 al 2003	28
E.2. Señal de cambio costero de Lima - 2001 al 2006	28

E.3. Señal de cambio costero de Lima - 2001 al 2008	29
E.4. Señal de cambio costero de Lima - 2001 al 2014	29
E.5. Señal de cambio costero de Lima - 2003 al 2006	29
E.6. Señal de cambio costero de Lima - 2003 al 2008	30
E.7. Señal de cambio costero de Lima - 2003 al 2014	30
E.8. Señal de cambio costero de Lima - 2006 al 2008	30
E.9. Señal de cambio costero de Lima - 2006 al 2014	31
E.10. Señal de cambio costero de Lima - 2008 al 2014	31
E.11. Señal de cambio costero de Matarani - 2001 al 2003	31
E.12. Señal de cambio costero de Matarani - 2001 al 2006	32
E.13. Señal de cambio costero de Matarani - 2001 al 2009	32
E.14. Señal de cambio costero de Matarani - 2001 al 2014	32
E.15. Señal de cambio costero de Matarani - 2003 al 2006	33
E.16. Señal de cambio costero de Matarani - 2003 al 2009	33
E.17. Señal de cambio costero de Matarani - 2003 al 2014	33
E.18. Señal de cambio costero de Matarani - 2006 al 2009	34
E.19. Señal de cambio costero de Matarani - 2006 al 2014	34
E.20. Señal de cambio costero de Matarani - 2009 al 2014	34
E.21. Señal de cambio costero de Paita - 2001 al 2003	35
E.22. Señal de cambio costero de Paita - 2001 al 2009	35
E.23. Señal de cambio costero de Paita - 2001 al 2011	35
E.24. Señal de cambio costero de Paita - 2001 al 2014	36
E.25. Señal de cambio costero de Paita - 2003 al 2009	36
E.26. Señal de cambio costero de Paita - 2003 al 2011	36
E.27. Señal de cambio costero de Paita - 2003 al 2014	37
E.28. Señal de cambio costero de Paita - 2009 al 2011	37
E.29. Señal de cambio costero de Paita - 2009 al 2011	37
E.30. Señal de cambio costero de Paita - 2011 al 2014	38
F.1. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2001 al 2003	40
F.2. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2001 al 2006	41
F.3. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2001 al 2008	42
F.4. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2001 al 2014	43

F.5. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2003 al 2006	44
F.6. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2003 al 2008	45
F.7. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2003 al 2014	46
F.8. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2006 al 2008	47
F.9. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2006 al 2014	48
F.10. Espectro de señal de cambio costero de Lima - 2008 al 2014	49
F.11. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2001 al 2003 . .	50
F.12. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2001 al 2006 . .	51
F.13. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2001 al 2009 . .	52
F.14. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2001 al 2014 . .	53
F.15. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2003 al 2006 . .	54
F.16. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2003 al 2009 . .	55
F.17. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2003 al 2014 . .	56
F.18. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2006 al 2009 . .	57
F.19. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2006 al 2014 . .	58
F.20. Espectro de señal de cambio costero de Matarani - 2009 al 2014 . .	59
F.21. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2001 al 2003	60
F.22. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2001 al 2009	61
F.23. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2001 al 2011	62
F.24. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2001 al 2014	63
F.25. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2003 al 2009	64
F.26. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2003 al 2011	65
F.27. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2003 al 2014	66
F.28. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2009 al 2011	67
F.29. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2009 al 2011	68
F.30. Espectro de señal de cambio costero de Paita - 2011 al 2014	69

Anexo A

Derivación de ecuación de flujo de sedimentos en aguas profundas

Como se mencionó, la ecuación de flujo de sedimentos con base en información de aguas profundas es derivada de la aplicación de ecuaciones de dinámica de olas (Ecuaciones A.1, A.2, A.3, A.4) en la ecuación convencional de flujo de sedimentos (Ecuación A.7). Dicho proceso de derivación, como las ecuaciones se listan a continuación.

- Ecuación de transformación de propiedades de olas

$$H_b = H_0 K_r K_s \quad (\text{A.1})$$

- Índice de refracción

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos(\phi_0 - \theta)}{\cos(\phi_b - \theta)}} \quad (\text{A.2})$$

- Índice de asomeramiento

$$K_s = \left(\frac{\gamma g T^2}{16\pi^2 H_b} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (\text{A.3})$$

- Ecuación de conservación de radiación de estrés

$$S_{xy} = S_{yx} = EC_g \cos \theta \left(\frac{\sin \theta}{C} \right) \quad (\text{A.4})$$

- Ecuación de Energía

$$E = \frac{1}{8}\rho g H^2 \quad (\text{A.5})$$

- Relación entre velocidad de grupo y velocidad de onda

$$C_g = nC \quad (\text{A.6})$$

- Ecuación de flujo de sedimentos

$$Q = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} H_b^{5/2} \sin(2(\phi_b - \theta)) \quad (\text{A.7})$$

En primer lugar, usaremos la ecuación A.4 bajo la concepción de que $S_x y$ es constante a lo largo del trayecto de la ola desde aguas profundas hasta la zona de rotura. Por ende se da la expresión A.8.

$$\frac{1}{8}\rho g H_0^2 C_{g0} \cos(\phi_0 - \theta) \frac{\sin(\phi_0 - \theta)}{C_0} = \frac{1}{8}\rho g H_b^2 C_{gb} \cos(\phi_b - \theta) \frac{\sin(\phi_b - \theta)}{C_b} \quad (\text{A.8})$$

Después, se usa la ecuación A.6 y se reduce toda la expresión a la presentada en la ecuación A.9.

$$H_0^2 n_0 \cos(\phi_0 - \theta) \sin(\phi_0 - \theta) = H_b^2 n_b \cos(\phi_b - \theta) \sin(\phi_b - \theta) \quad (\text{A.9})$$

Al saber que para aguas profundas n_0 tiene el valor de $1/2$ y para aguas en zona de rotura n_b tiene el valor de 0 , se puede reducir la expresión A.9 a la ecuación A.10.

$$\frac{1}{2} H_0^2 \cos(\phi_0 - \theta) \sin(\phi_0 - \theta) = H_b^2 \cos(\phi_b - \theta) \sin(\phi_b - \theta) \quad (\text{A.10})$$

Luego, se usan las expresiones A.1, A.2 y A.3 para obtener la ecuación A.11.

$$H_b = H_0 \sqrt{\frac{\cos(\phi_0 - \theta)}{\cos(\phi_b - \theta)}} \left(\frac{\gamma g T^2}{16\pi^2 H_b} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (\text{A.11})$$

Se retira los valores de H_b de todas las expresiones (ecuación A.12).

$$H_b = H_0 \sqrt{\frac{\cos(\phi_0 - \theta)}{\cos(\phi_b - \theta)}} \left(\frac{\gamma g T^2}{16\pi^2} \right)^{\frac{1}{4}} H_b^{-\frac{1}{4}} \quad (\text{A.12})$$

Se despeja la variable H_b , de esa manera se obtiene A.13.

$$H_b^{\frac{5}{4}} = H_0 \sqrt{\frac{\cos(\phi_0 - \theta)}{\cos(\phi_b - \theta)}} \left(\frac{\gamma g T^2}{16\pi^2} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (\text{A.13})$$

Se eleva la expresión A.13 al exponente 1/10 y así obtener la variable $H_b^{\frac{1}{2}}$ representada en la ecuación A.14.

$$H_b^{\frac{1}{2}} = H_0^{\frac{2}{5}} \left(\frac{\cos(\phi_0 - \theta)}{\cos(\phi_b - \theta)} \right)^{\frac{1}{5}} \left(\frac{\gamma g T^2}{16\pi^2} \right)^{\frac{1}{10}} \quad (\text{A.14})$$

Al unir las expresiones A.14 y A.10, se obtiene la ecuación A.15.

$$H_b^{\frac{5}{2}} \cos(\phi_b - \theta) \sin(\phi_b - \theta) = \frac{1}{2} H_0^{\frac{12}{5}} \left(\frac{\cos(\phi_0 - \theta)}{\cos(\phi_b - \theta)} \right)^{\frac{1}{5}} \left(\frac{\gamma g T^2}{16\pi^2} \right)^{\frac{1}{10}} \cos(\phi_0 - \theta) \sin(\phi_0 - \theta) \quad (\text{A.15})$$

Se ordena la ecuación A.15, de esa manera se obtiene la ecuación A.16.

$$H_b^{\frac{5}{2}} \cos(\phi_b - \theta) \sin(\phi_b - \theta) = \frac{\gamma_b^{0,1} g^{0,1}}{2^{1,4} \pi^{0,2}} H_0^{\frac{12}{5}} T^{\frac{1}{5}} \frac{\cos^{\frac{6}{5}}(\phi_0 - \theta) \sin(\phi_0 - \theta)}{\cos^{\frac{1}{5}}(\phi_b - \theta)} \quad (\text{A.16})$$

Posteriormente, se desarrolla la ecuación A.7 para obtener la expresión A.17.

$$Q = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} H_b^{5/2} 2 \cos(\phi_b - \theta) \sin(\phi_b - \theta) \quad (\text{A.17})$$

Se introduce la ecuación A.16 dentro de la ecuación A.17 y se obtiene la expresión A.18.

$$Q = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} \frac{\gamma_b^{0,1} g^{0,1}}{2^{1,4} \pi^{0,2}} H_0^{\frac{12}{5}} T^{\frac{1}{5}} \frac{\cos^{\frac{6}{5}}(\phi_0 - \theta) \sin(\phi_0 - \theta)}{\cos^{\frac{1}{5}}(\phi_b - \theta)} \quad (\text{A.18})$$

Según las hipótesis planteadas en el modelo de una línea (One-Line Model), se puede inducir que $\phi_b - \theta \approx 0$, por lo que el $\cos^{\frac{1}{5}}(\phi_b - \theta) \approx 1$. De esta manera, se obtiene la expresión A.19.

$$Q = \frac{\rho K \sqrt{g/\gamma_b}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p)} \frac{\gamma_b^{0,1} g^{0,1}}{2^{1,4} \pi^{0,2}} H_0^{\frac{12}{5}} T^{\frac{1}{5}} \cos^{\frac{6}{5}}(\phi_0 - \theta) \sin(\phi_0 - \theta) \quad (\text{A.19})$$

Finalmente, se ordena la expresión A.19 y así se obtiene la expresión A.20, que es la expresión ?? que es la que se trataba de encontrar.

$$Q = \frac{\rho K g^{0,6}}{16(\rho_s - \rho)(1 - p) 2^{0,4} \pi^{0,2} \gamma_b^{0,4}} H_0^{12/5} T^{1/5} \cos^{6/5}(\phi_0 - \theta) \sin(\phi_0 - \theta) \quad (\text{A.20})$$

Anexo B

Mapa Geológicos



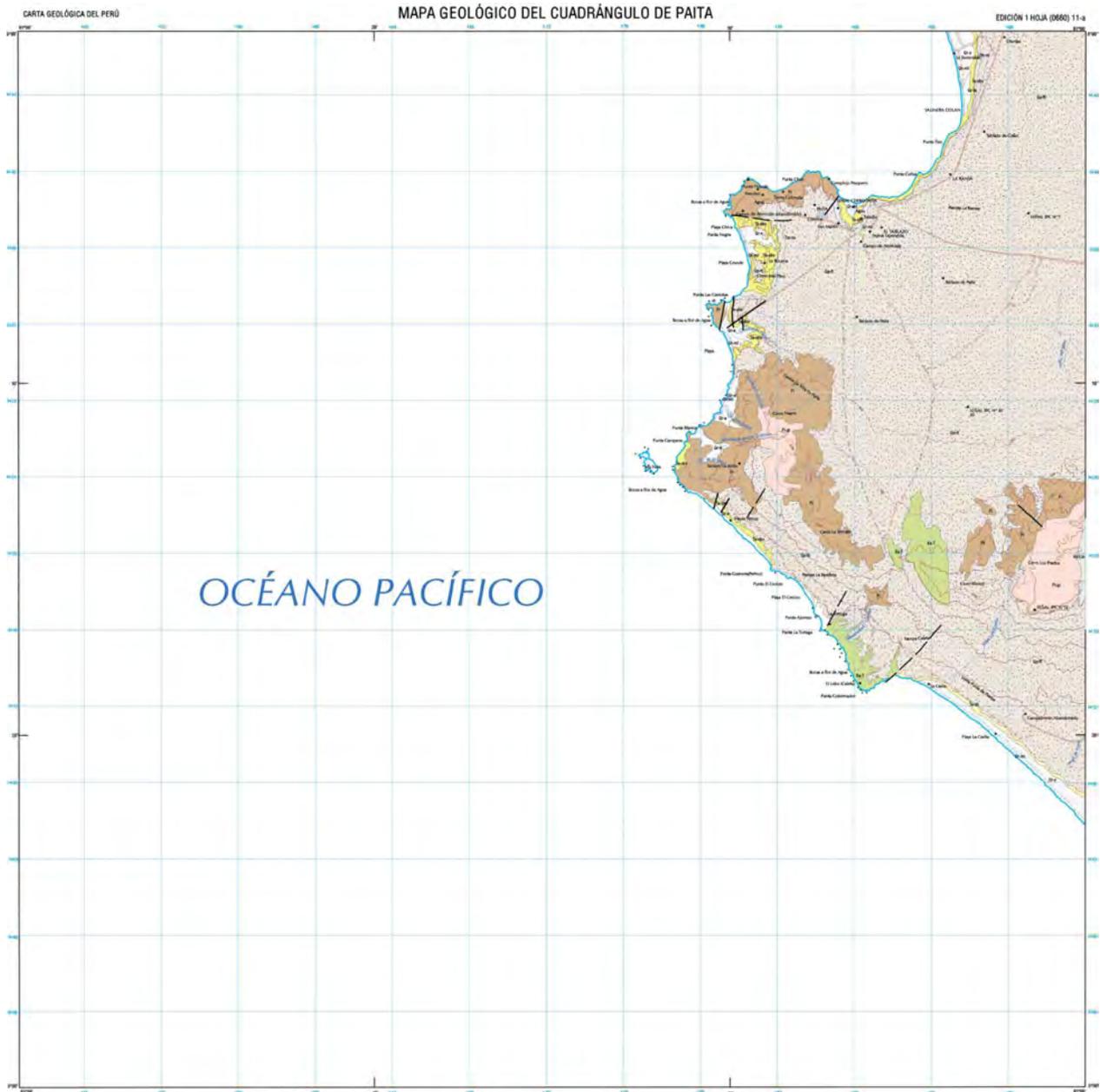


Figura B.1: Mapa Geológico de la zona de Paita. Fuente: INGEMMET

MAPA GEOLÓGICO DEL CUADRÁNGULO DE CHANCAY

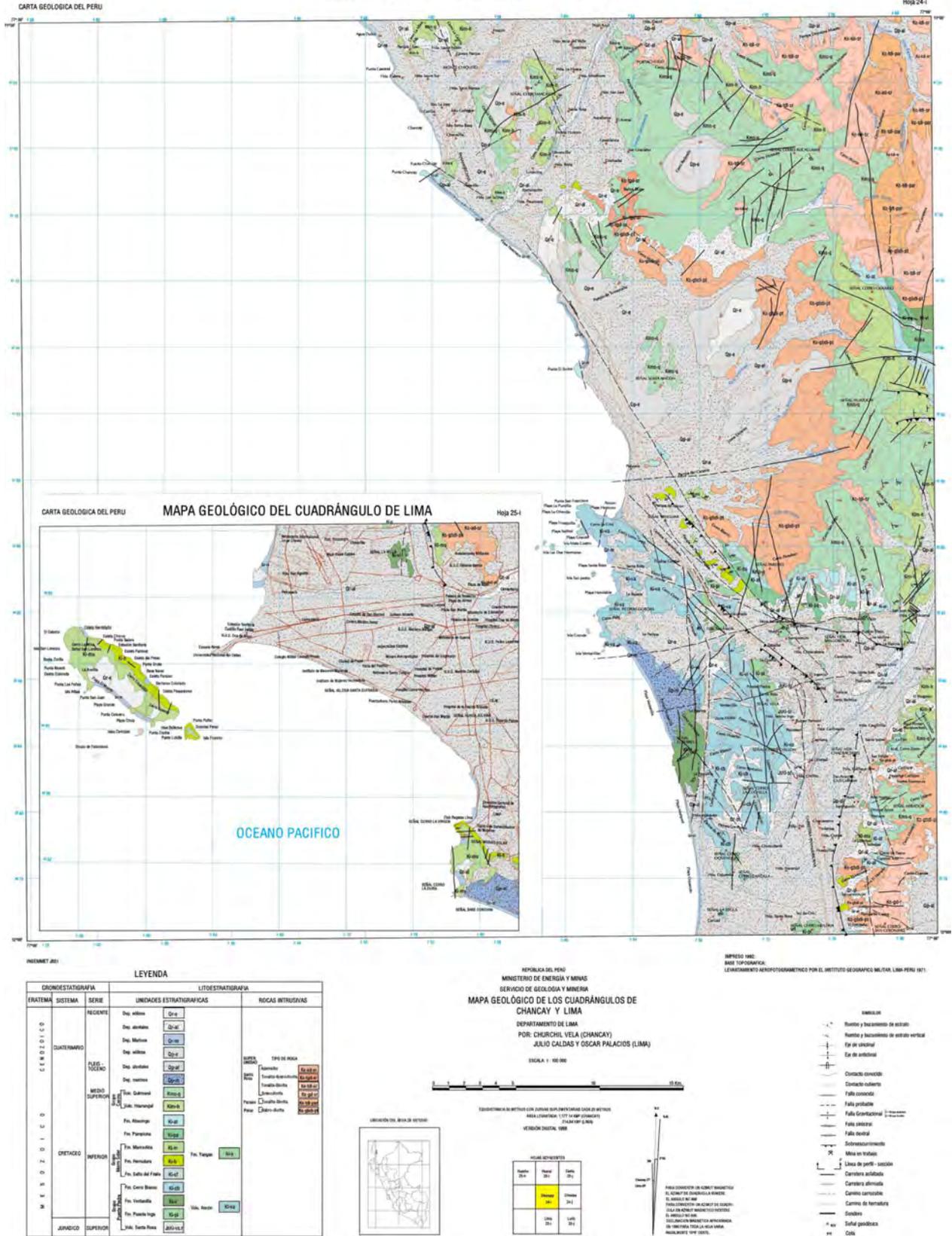


Figura B.2: Mapa Geológico de Lima y de la zona de Ancón. Fuente : INGEMMET

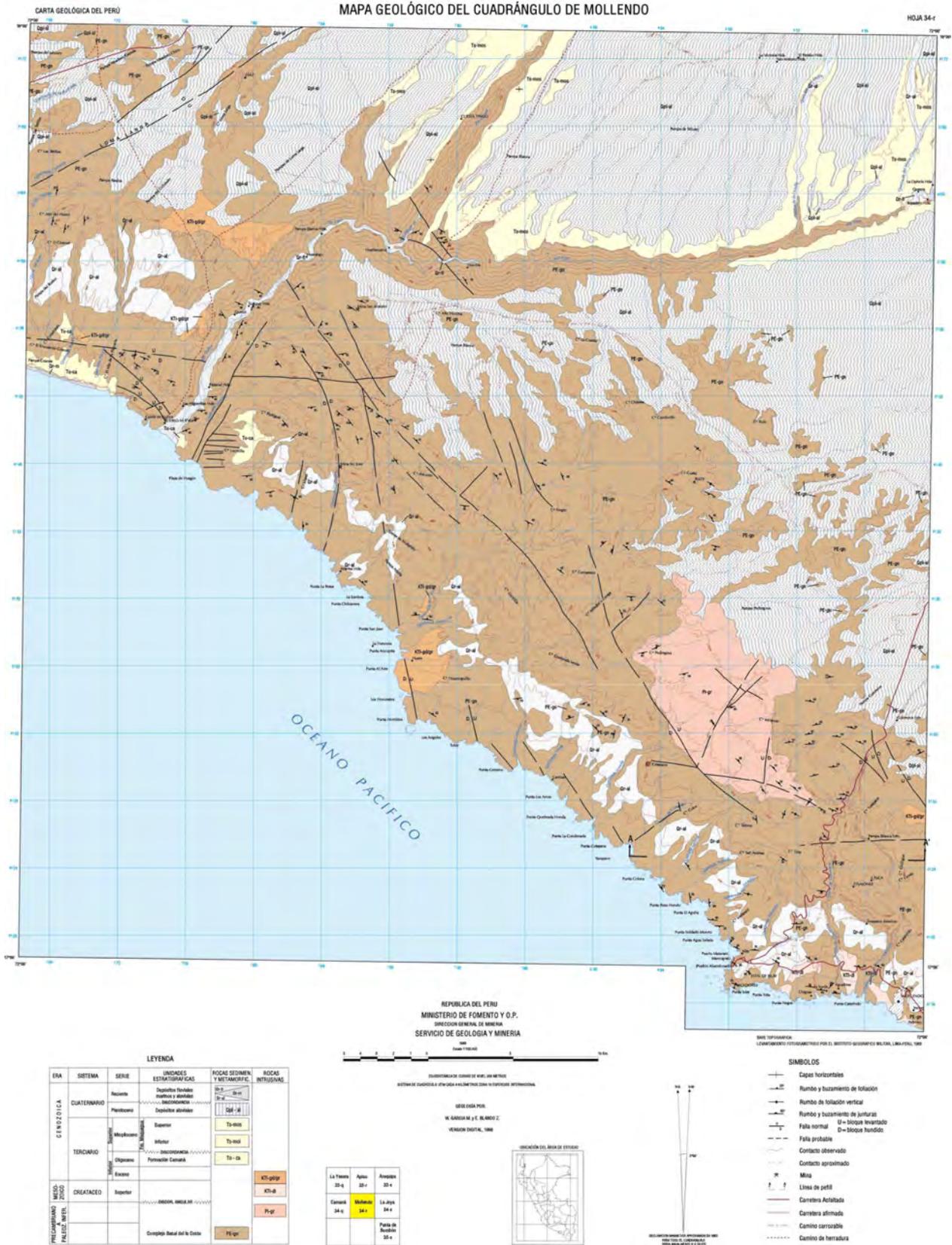


Figura B.3: Mapa Geológico de la zona norte de Matarani. Fuente : INGEMMET

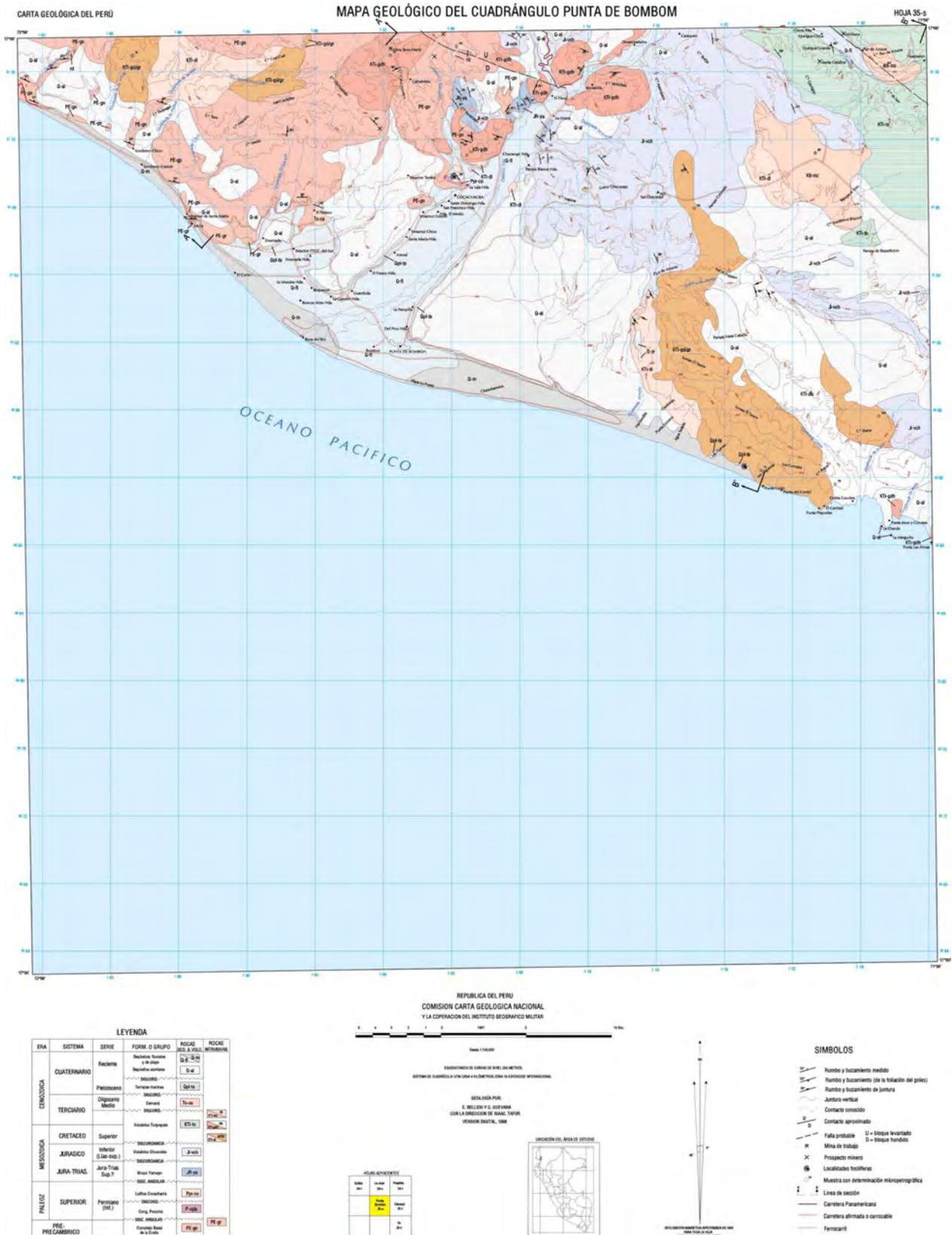


Figura B.4: Mapa Geológico de la zona sur de Matarani. Fuente : INGEMMET

Anexo C

Atlas sedimentológico



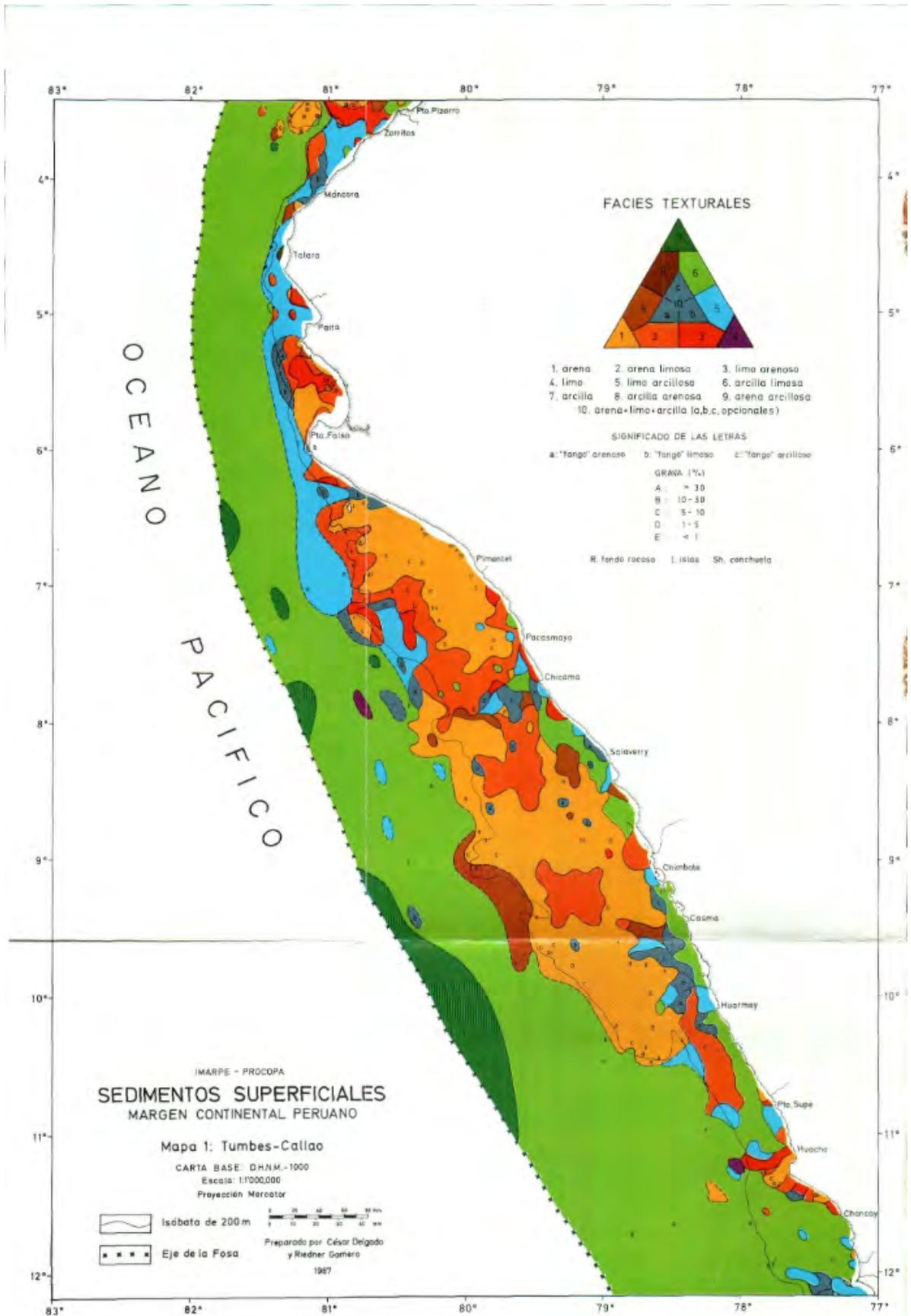


Figura C.1: Atlas sedimentológico de la zona norte del Perú. Adaptado de Delgado *et al.* (1987)

Anexo D

Mapas de Líneas costeras



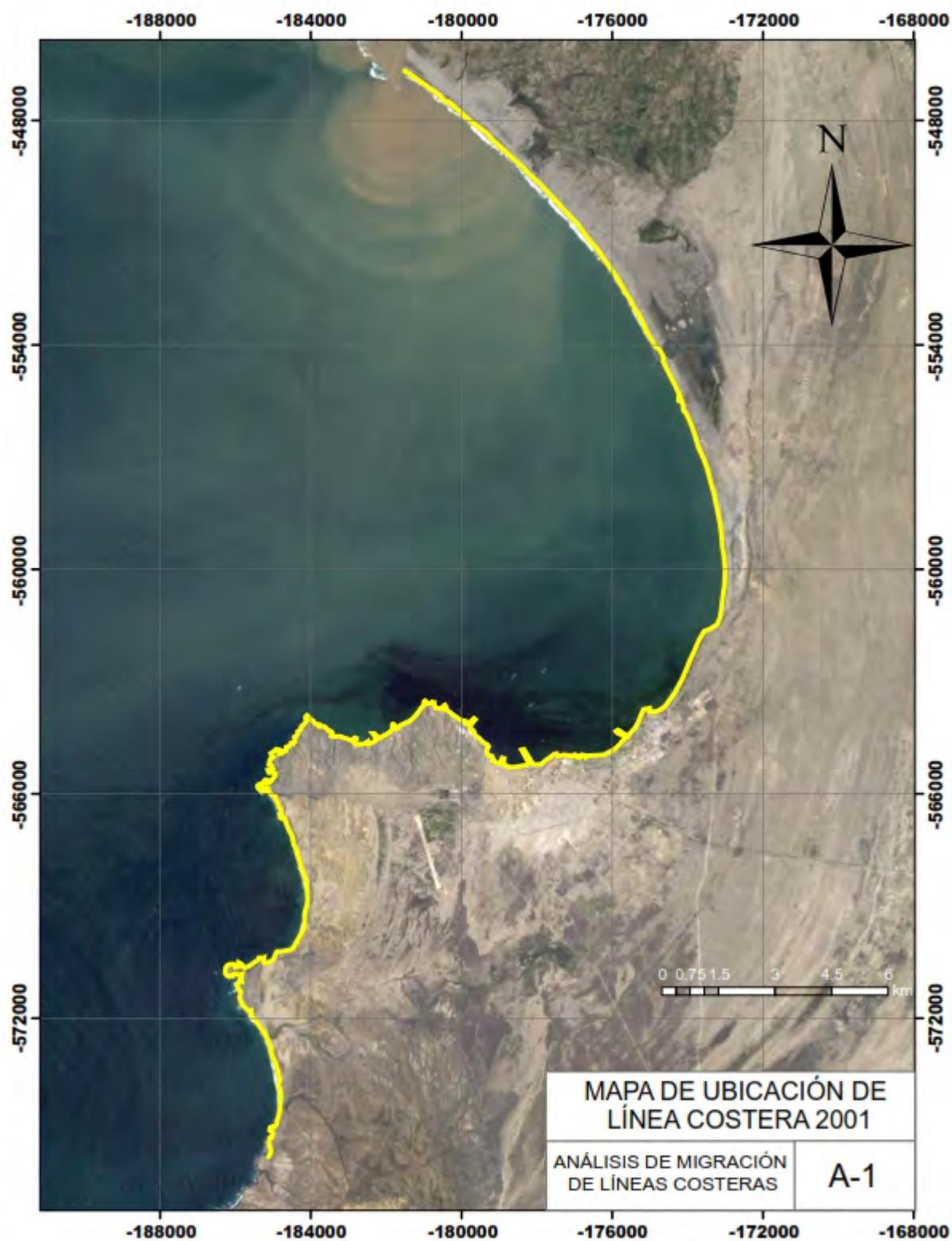


Figura D.1: Mapa de Línea Costera de Paita en el año 2001. Elaboración propia.

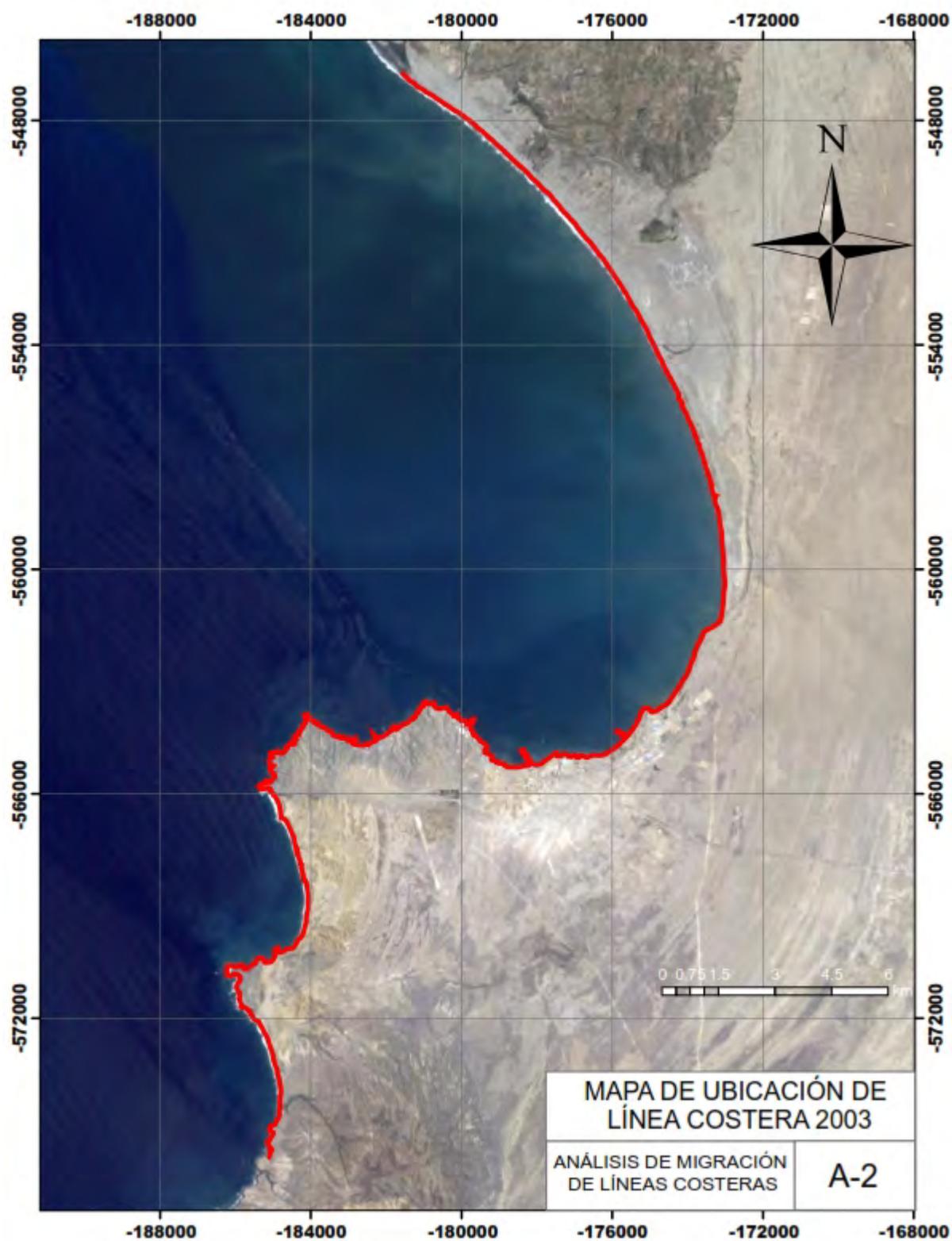


Figura D.2: Mapa de Línea Costera de Paita en el año 2003. Elaboración propia.

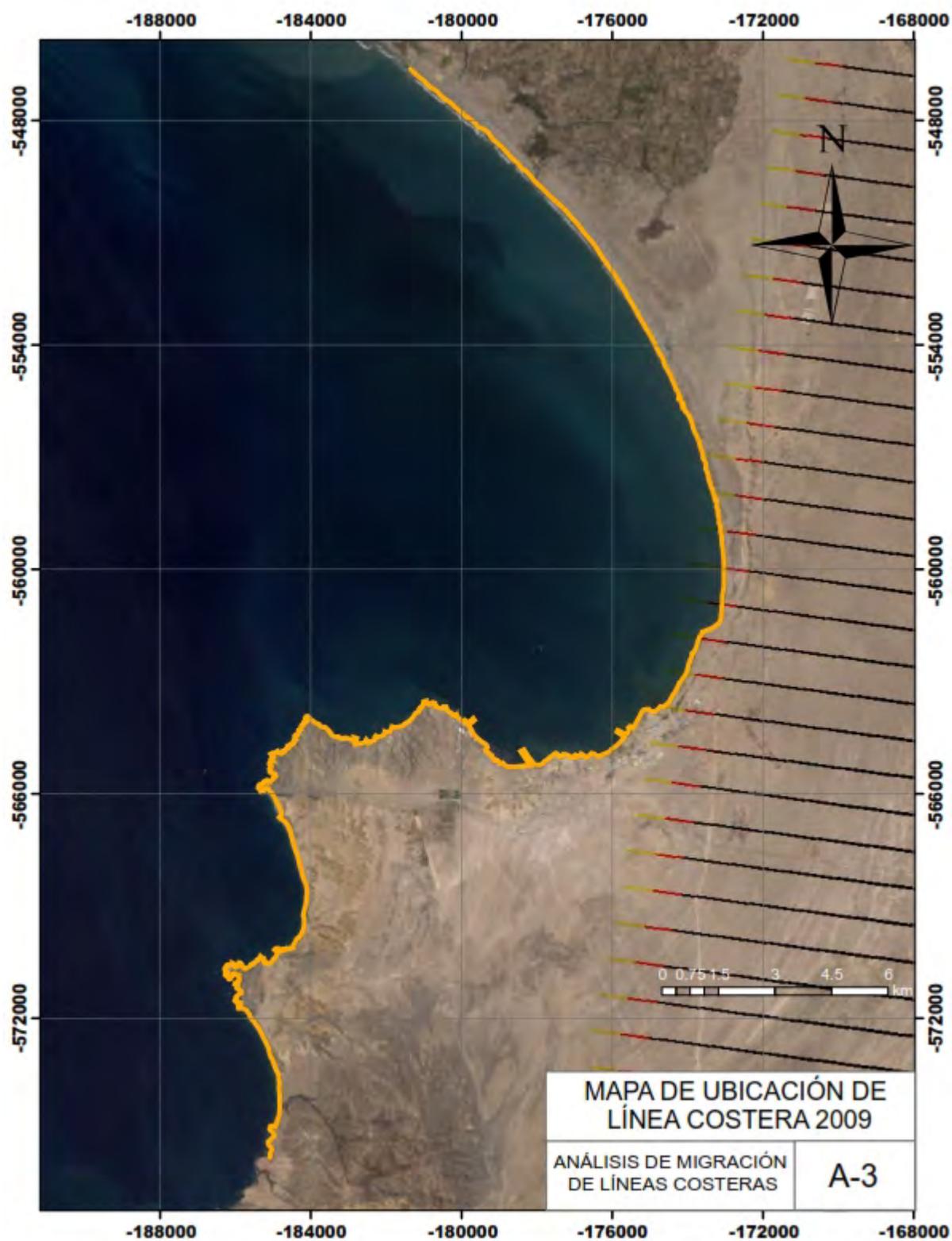


Figura D.3: Mapa de Línea Costera de Paita en el año 2009. Elaboración propia.

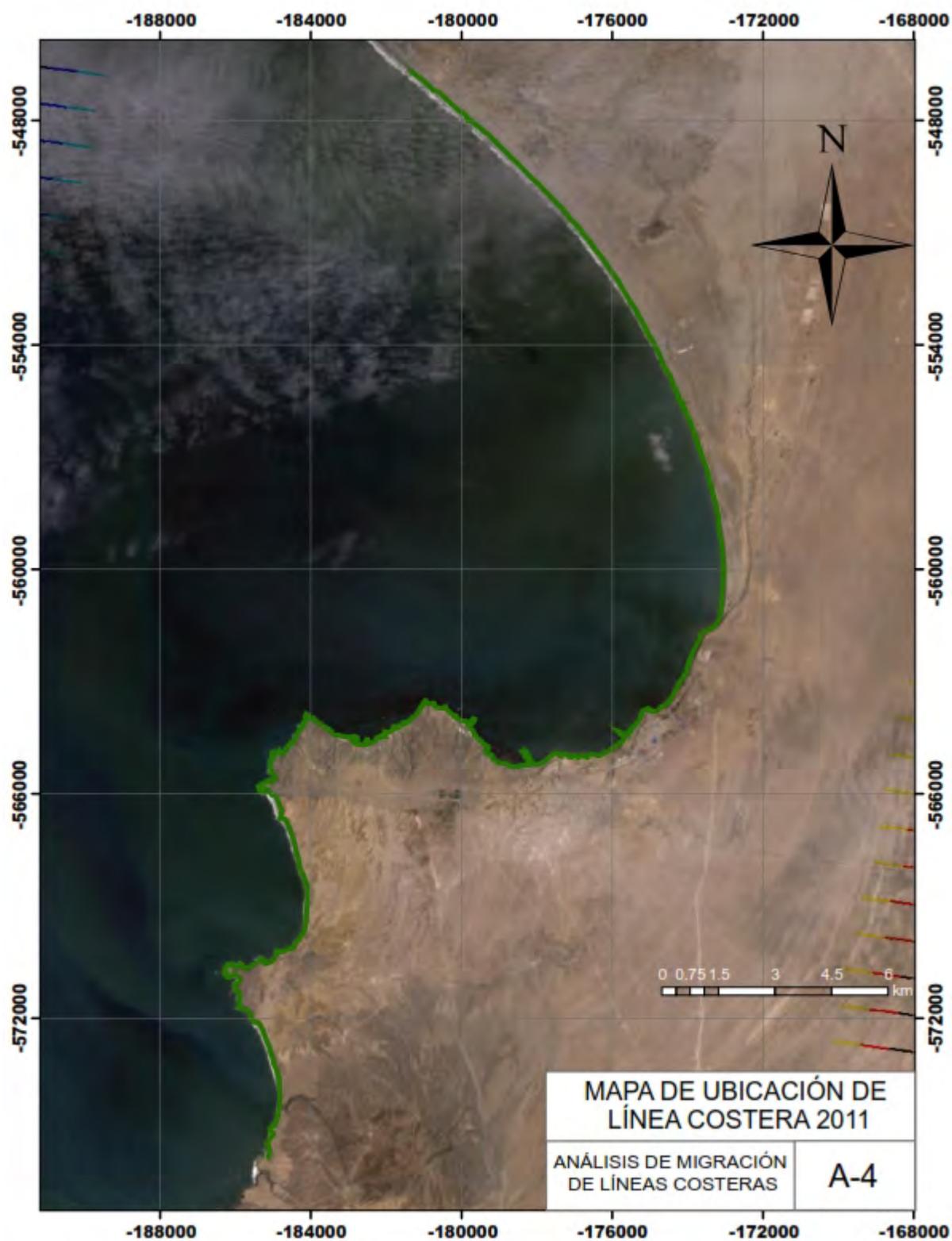


Figura D.4: Mapa de Línea Costera de Paita en el año 2011. Elaboración propia.

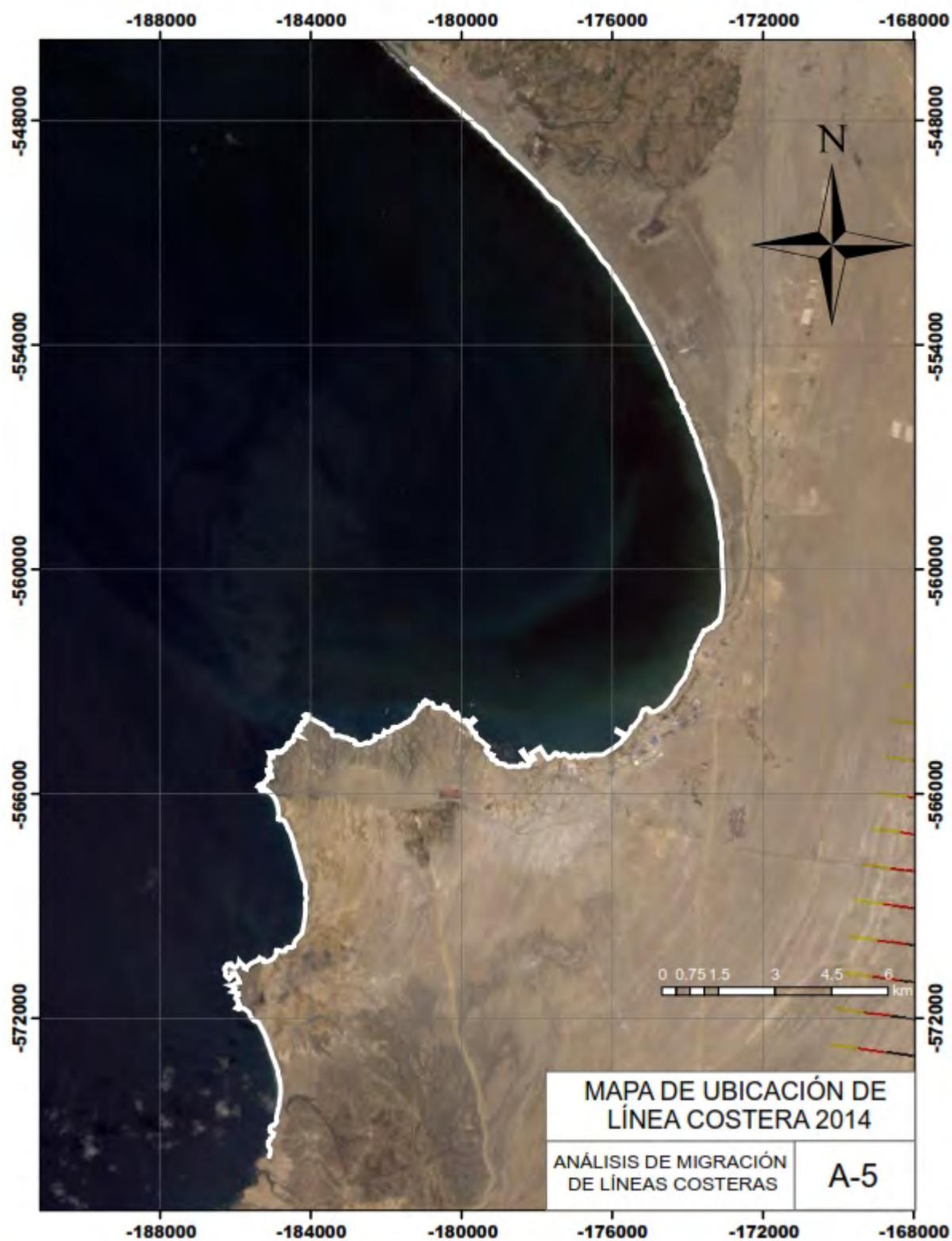


Figura D.5: Mapa de Línea Costera de Paita en el año 2014. Elaboración propia.

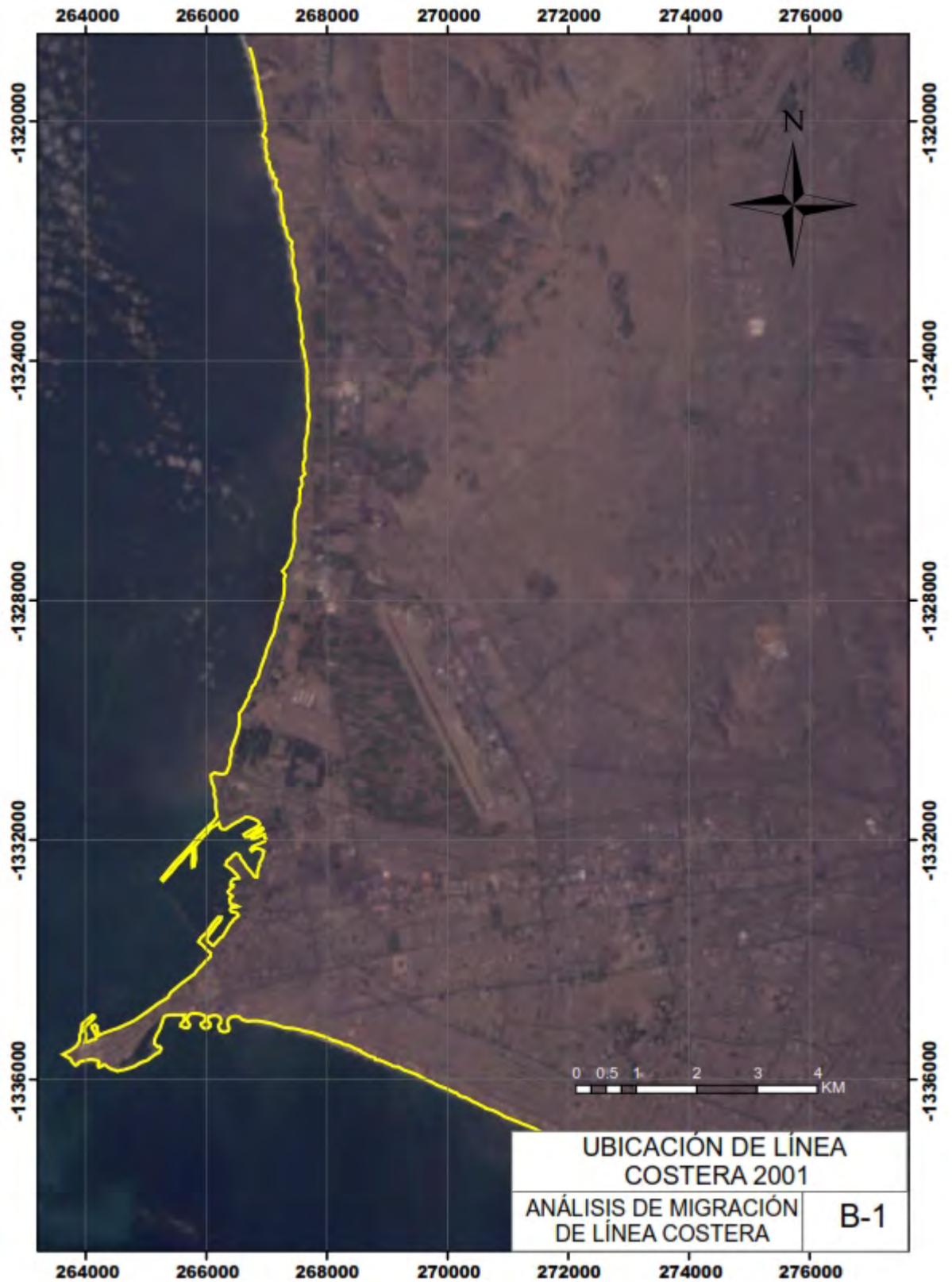


Figura D.6: Mapa de Línea Costera de Lima en el año 2011. Elaboración propia.

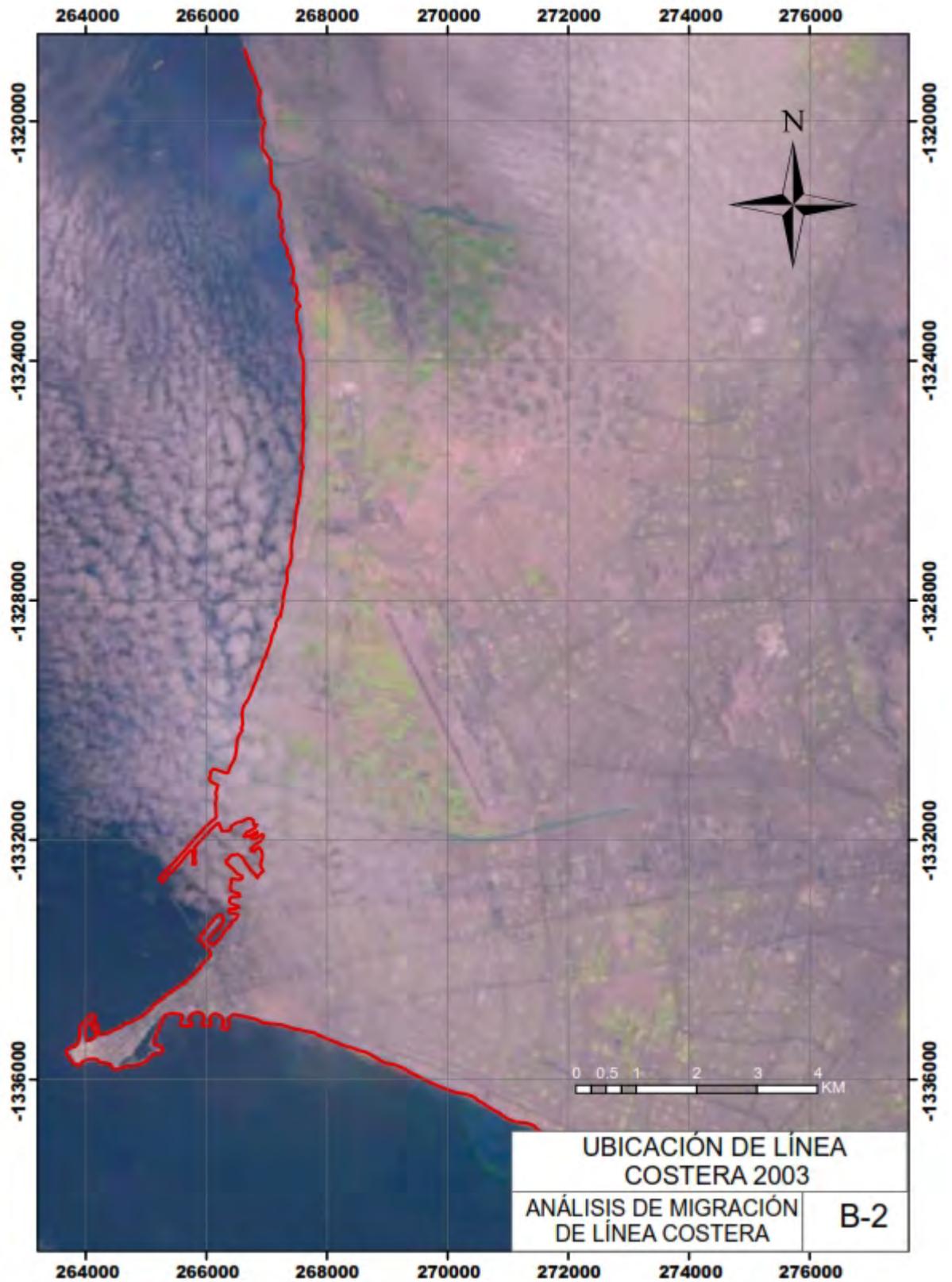


Figura D.7: Mapa de Línea Costera de Lima en el año 2003. Elaboración propia.

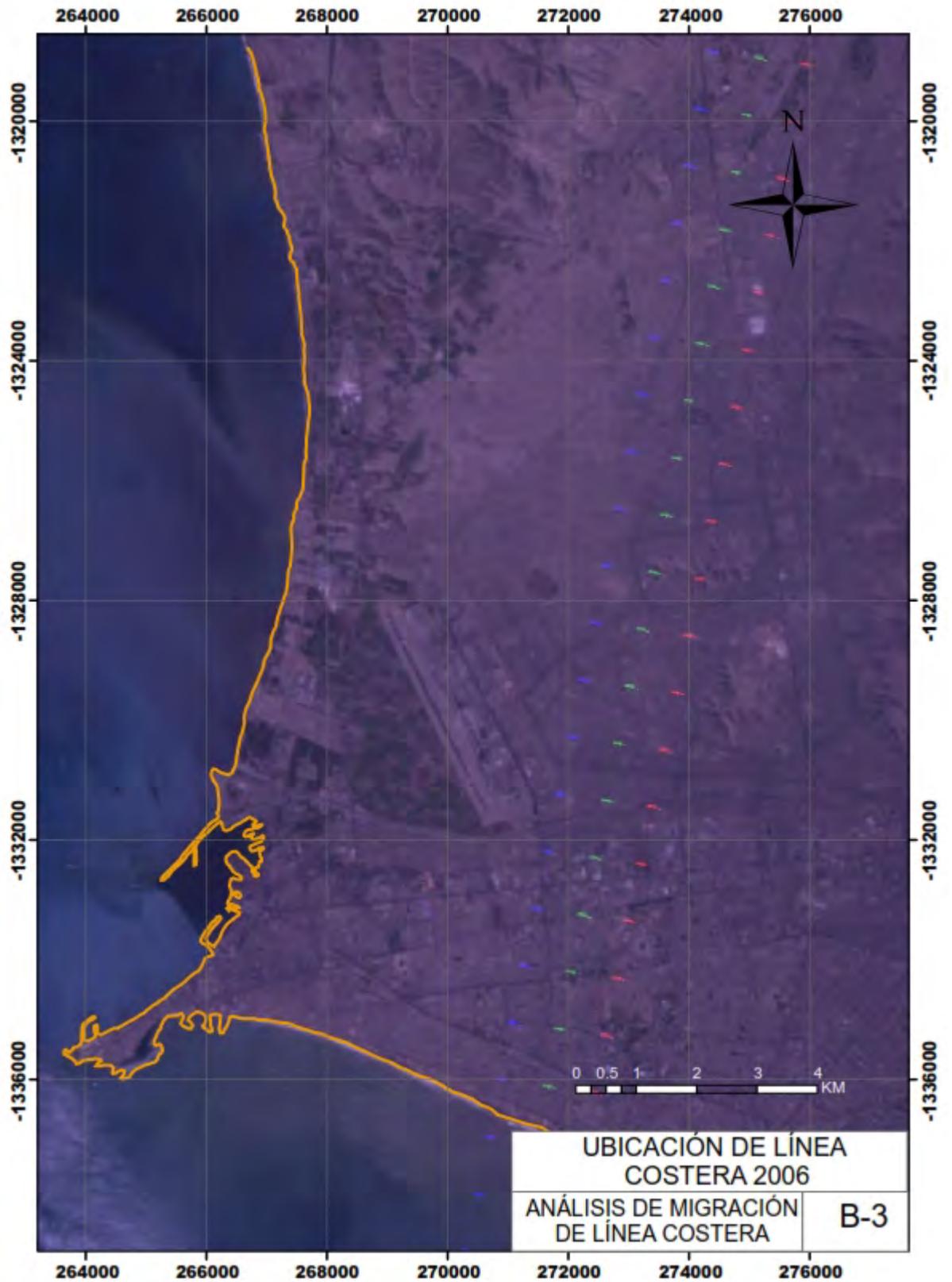


Figura D.8: Mapa de Línea Costera de Lima en el año 2006. Elaboración propia.

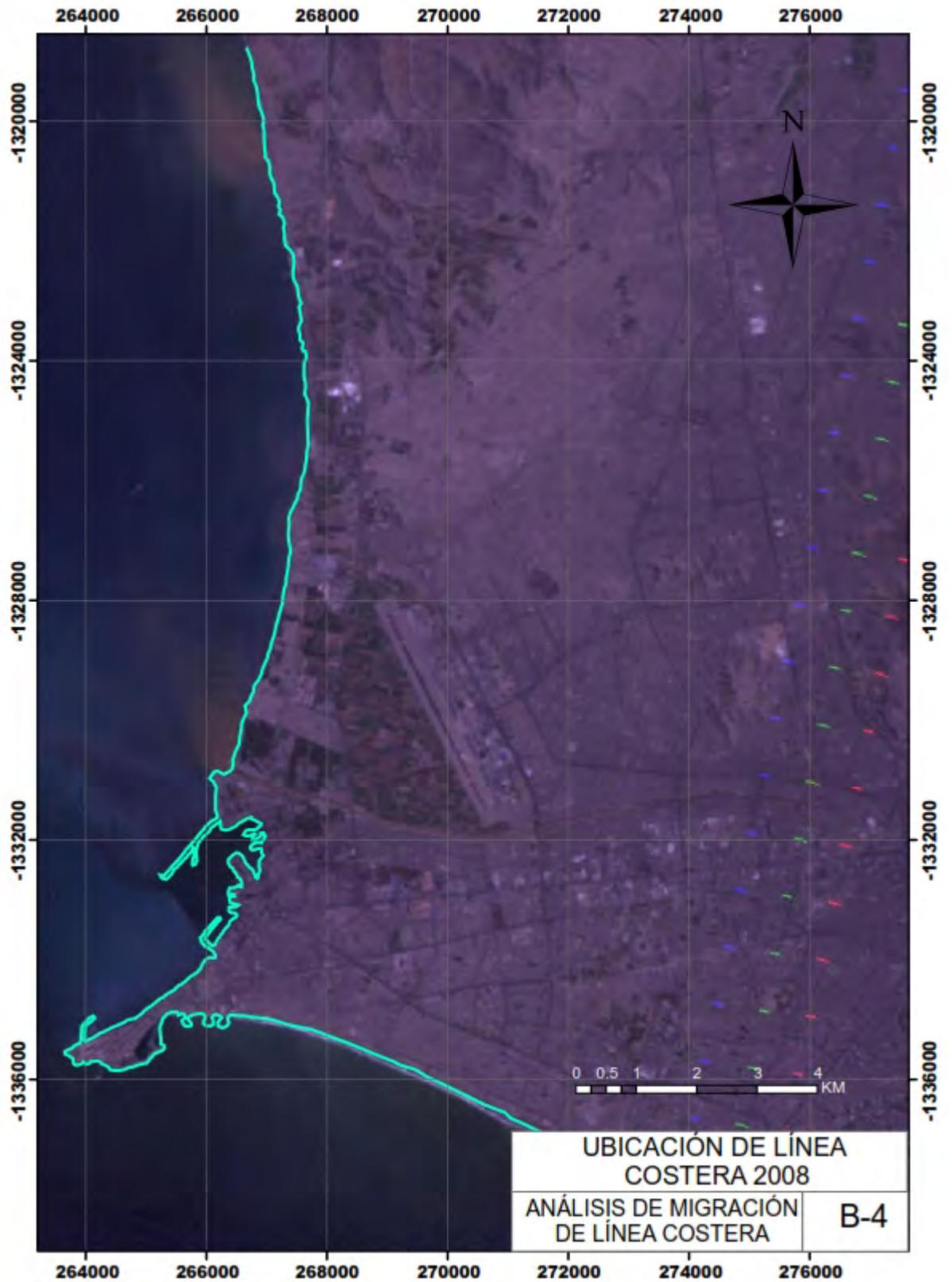


Figura D.9: Mapa de Línea Costera de Lima en el año 2008. Elaboración propia.

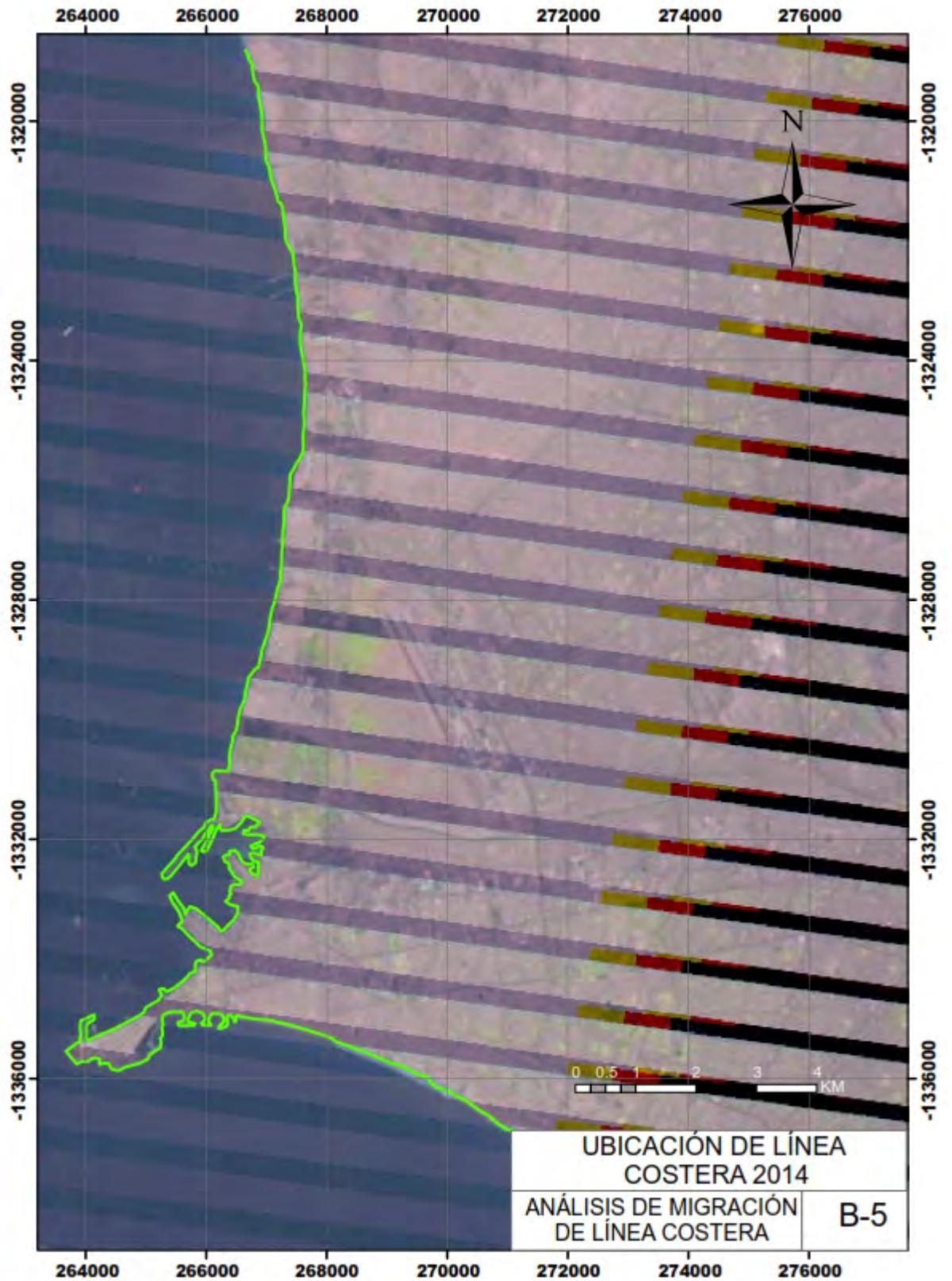


Figura D.10: Mapa de Línea Costera de Lima en el año 2014. Elaboración propia.

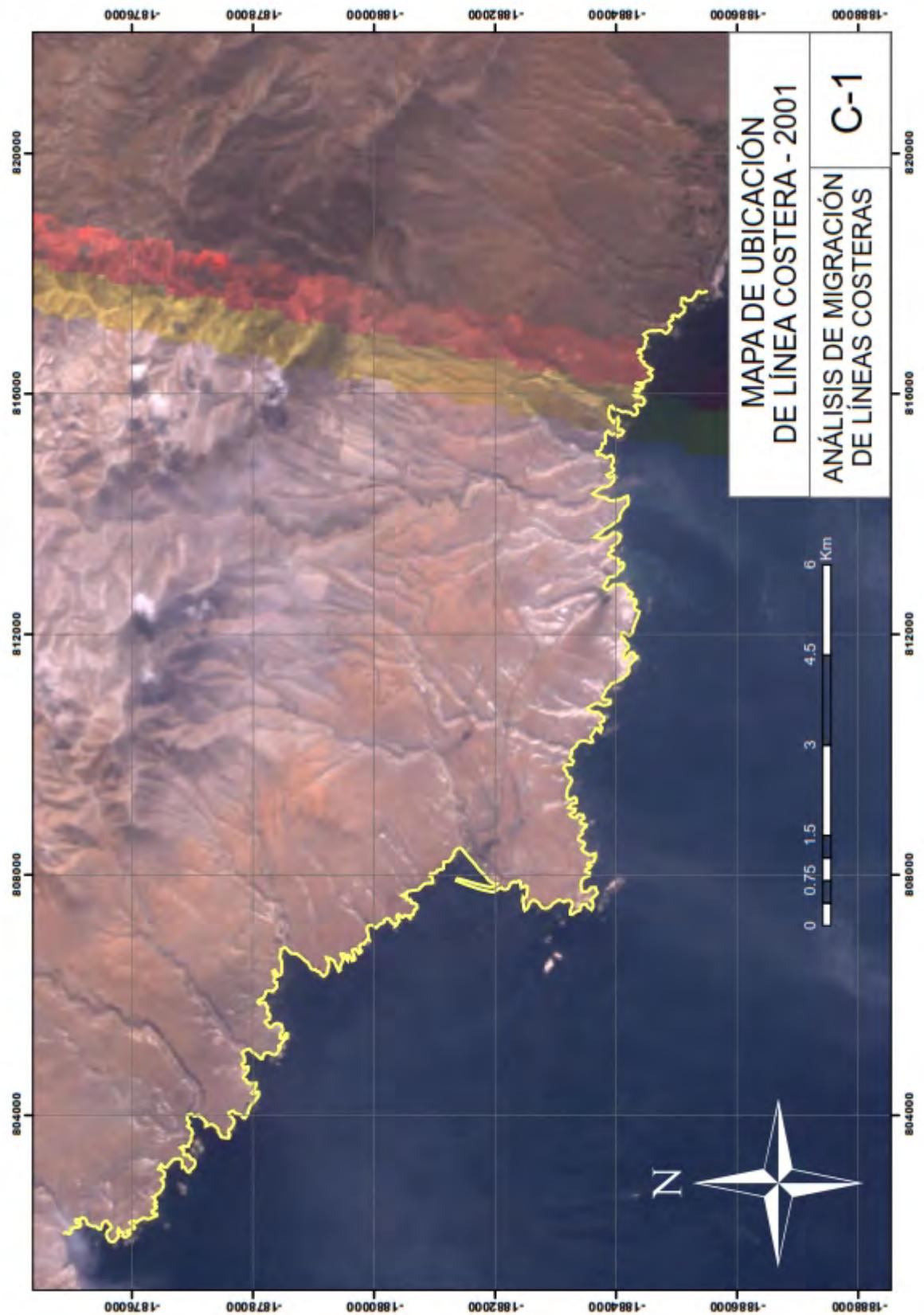


Figura D.11: Mapa de Línea Costera de Matarani en el año 2011. Elaboración propia.

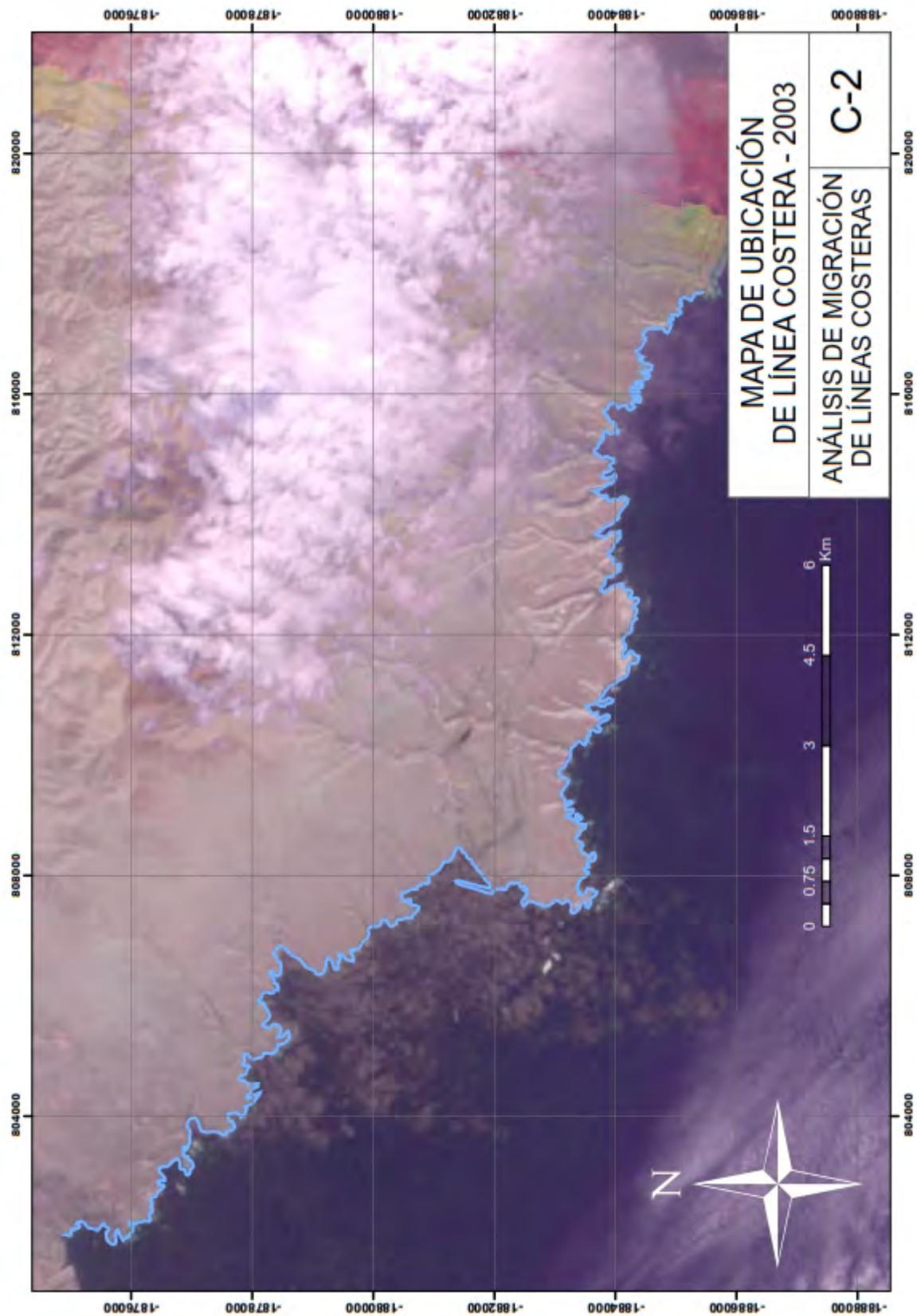


Figura D.12: Mapa de Línea Costera de Matarani en el año 2003. Elaboración propia.

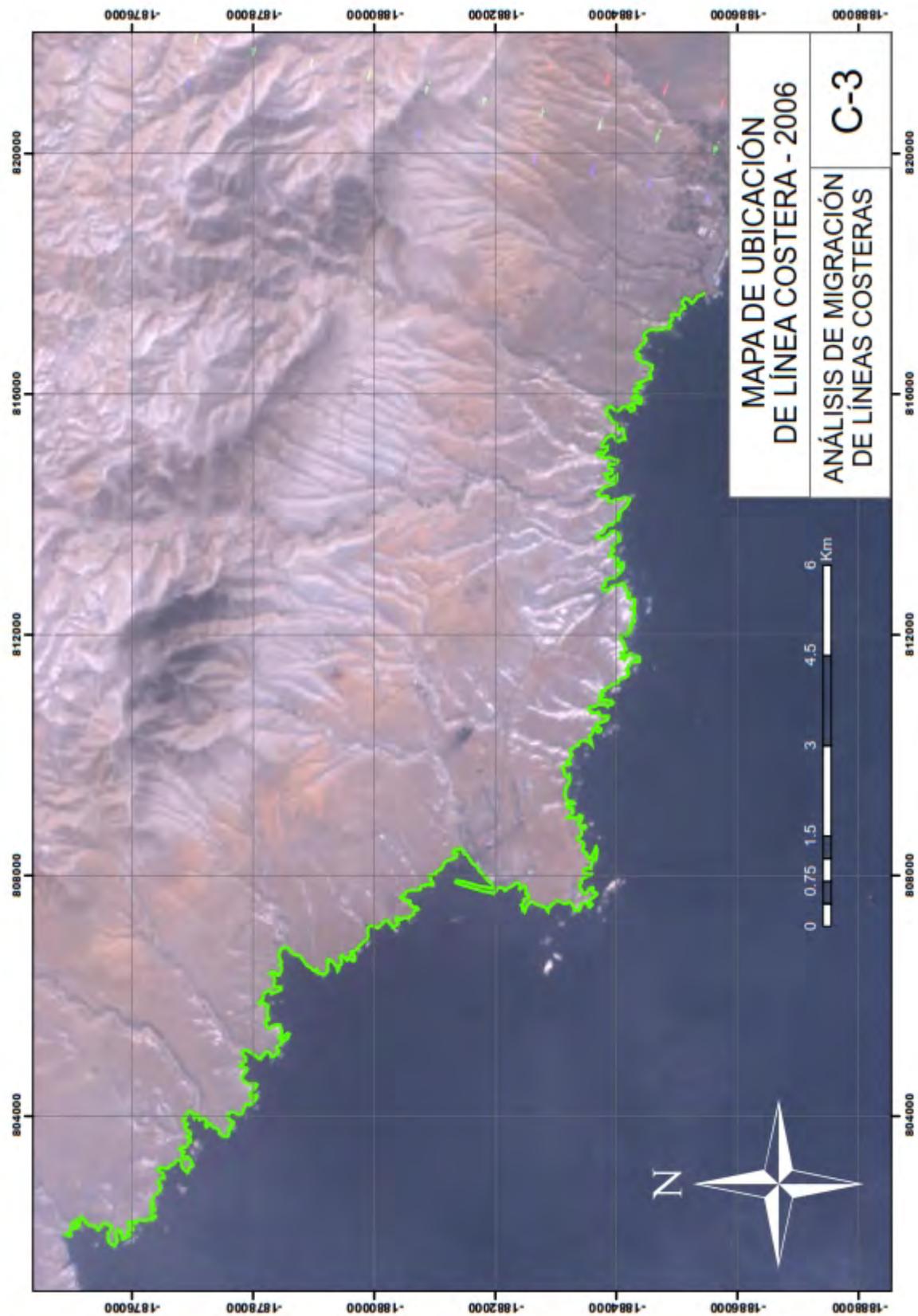


Figura D.13: Mapa de Línea Costera de Matarani en el año 2006. Elaboración propia.

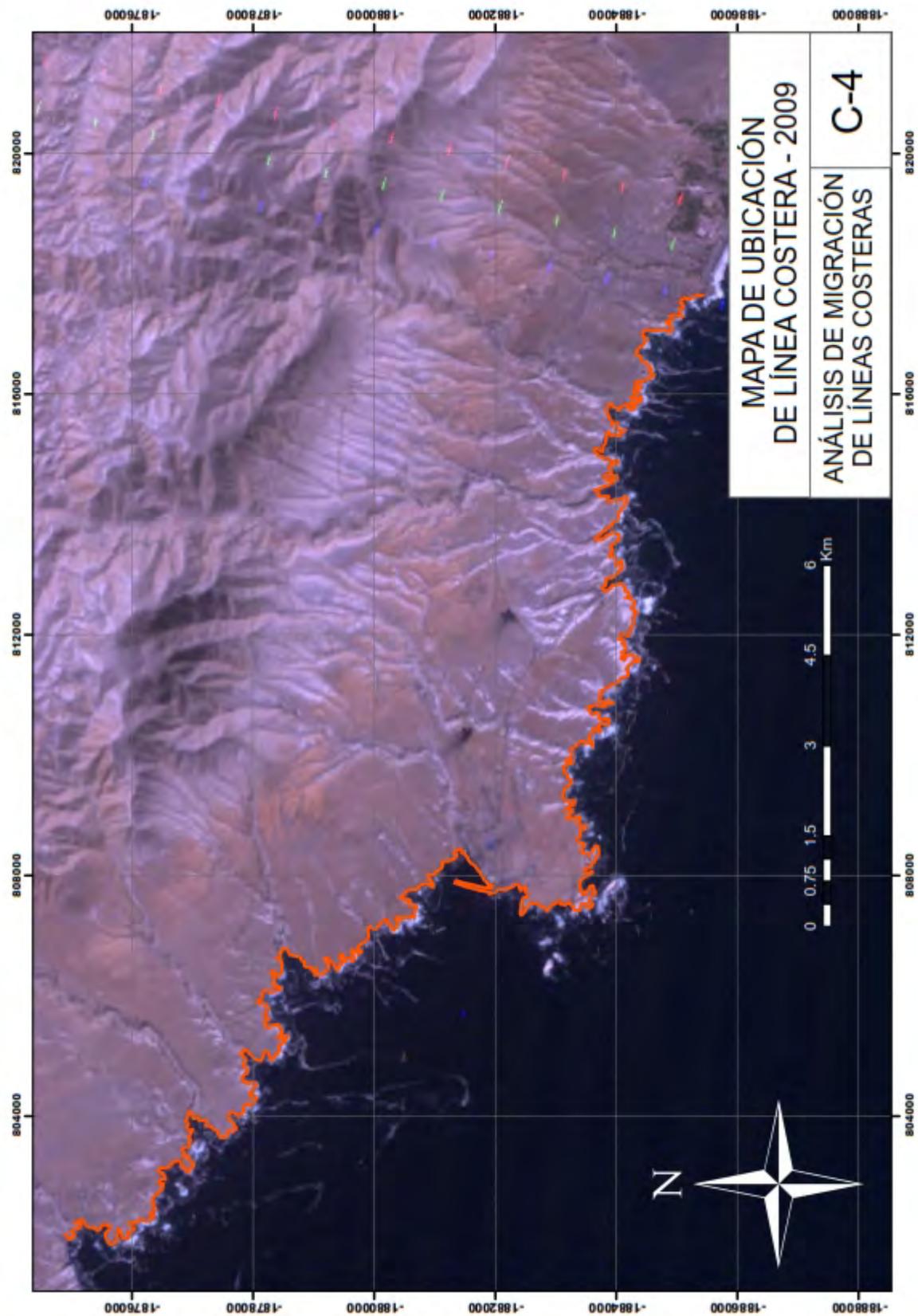


Figura D.14: Mapa de Línea Costera de Matarani en el año 2008. Elaboración propia.

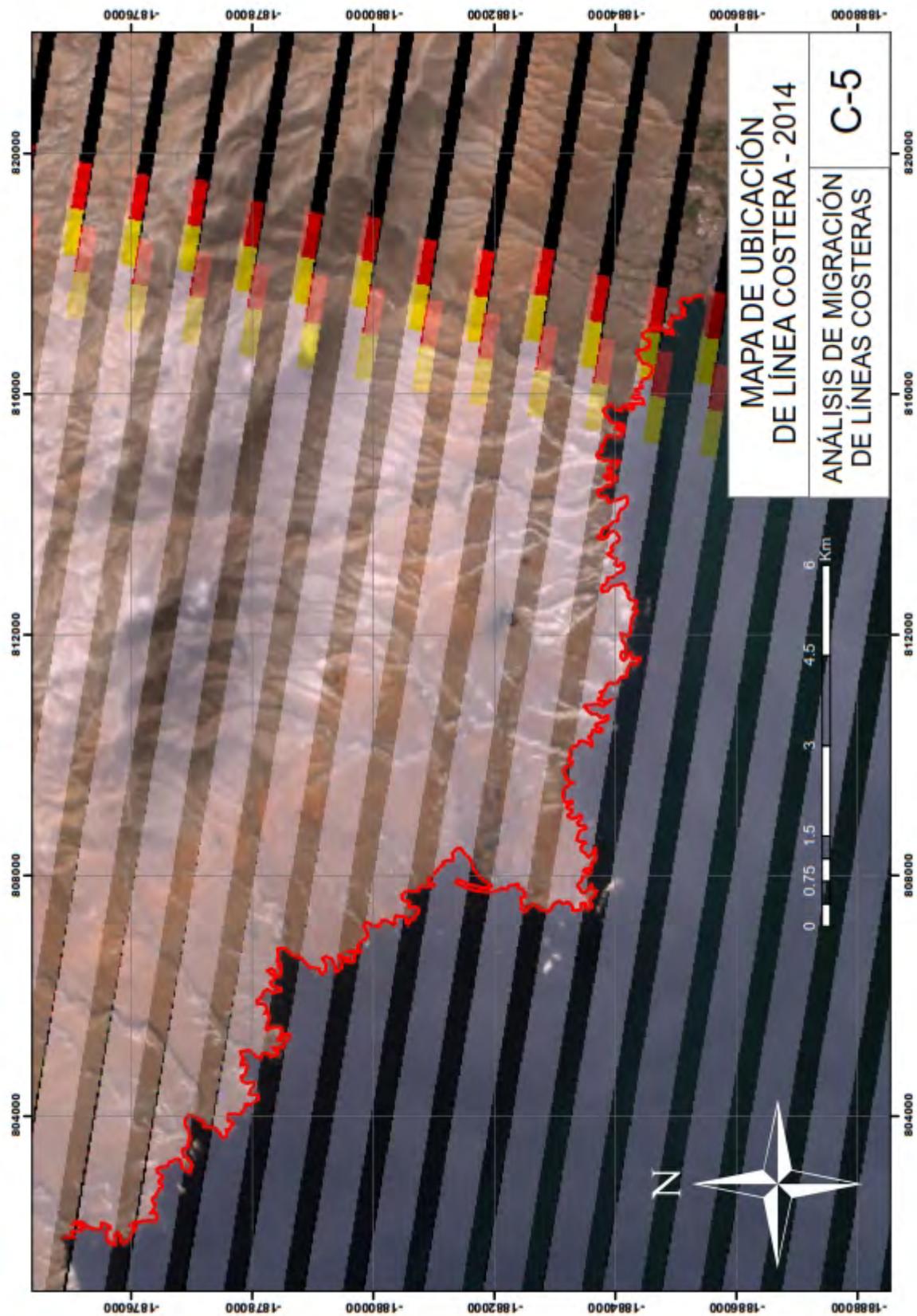


Figura D.15: Mapa de Línea Costera de Matarani en el año 2014. Elaboración propia.

Anexo E

Señales de variación costera

E.1. Zona Lima

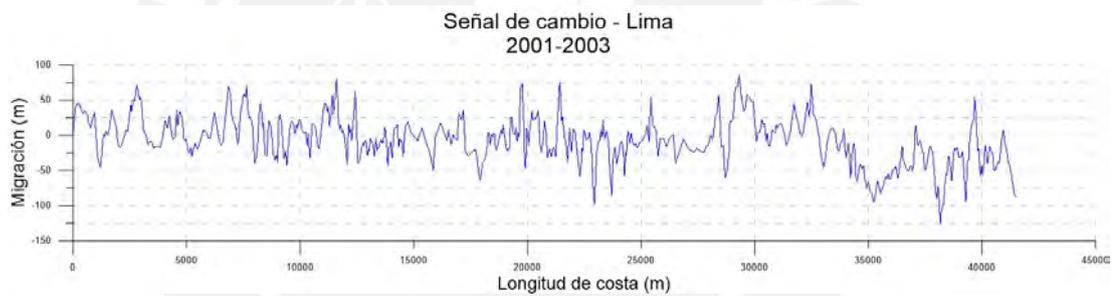


Figura E.1: Señal de cambio costero de Lima del año 2001 al 2003. Elaboración propia.

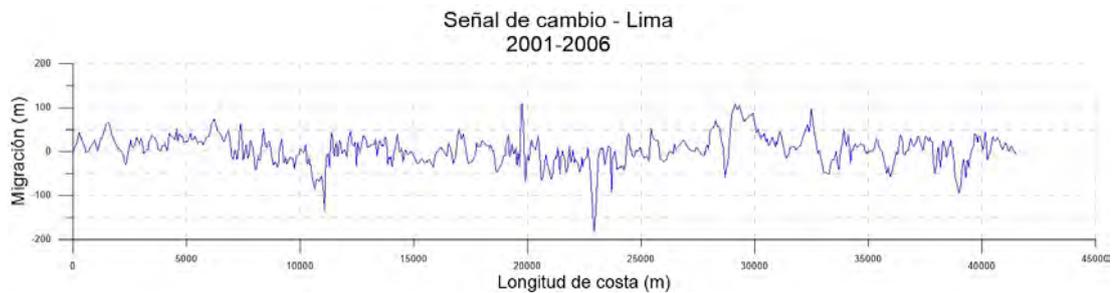


Figura E.2: Señal de cambio costero de Lima del año 2001 al 2006. Elaboración propia.



Figura E.3: Señal de cambio costero de Lima del año 2001 al 2008. Elaboración propia.

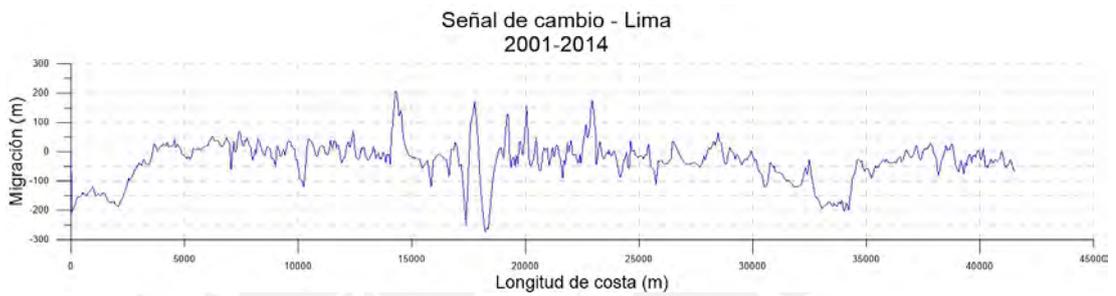


Figura E.4: Señal de cambio costero de Lima del año 2001 al 2014. Elaboración propia.

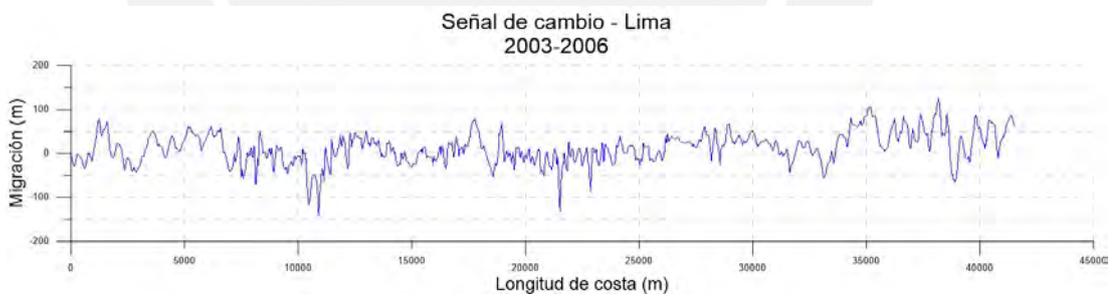


Figura E.5: Señal de cambio costero de Lima del año 2003 al 2006. Elaboración propia.

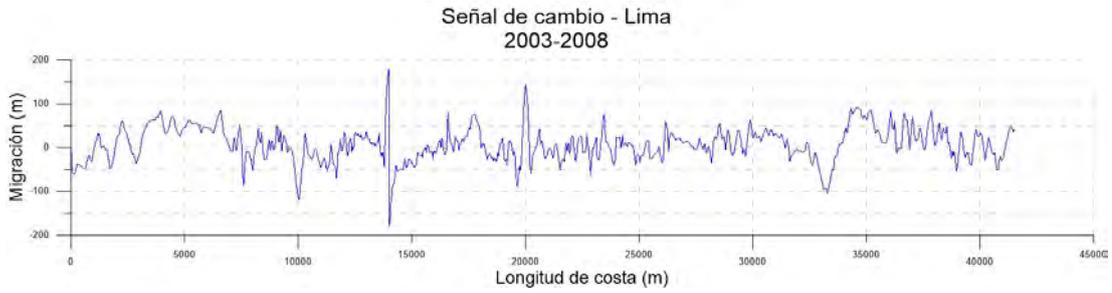


Figura E.6: Señal de cambio costero de Lima del año 2003 al 2008. Elaboración propia.

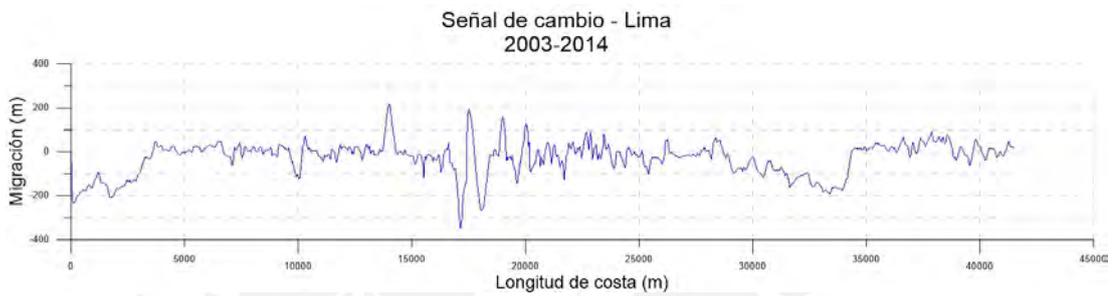


Figura E.7: Señal de cambio costero de Lima del año 2003 al 2014. Elaboración propia.

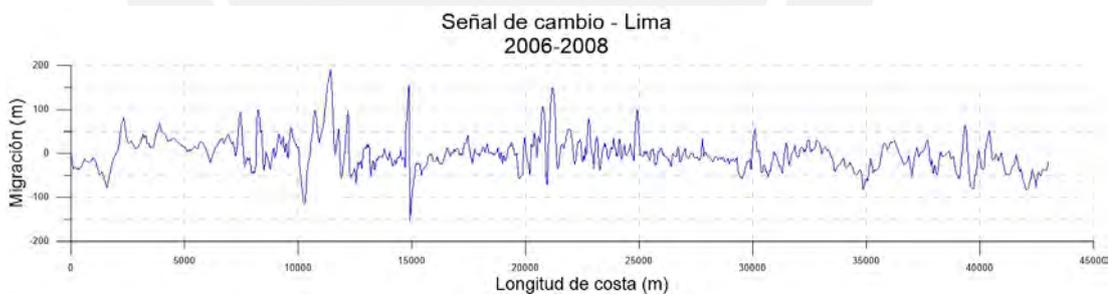


Figura E.8: Señal de cambio costero de Lima del año 2006 al 2008. Elaboración propia.

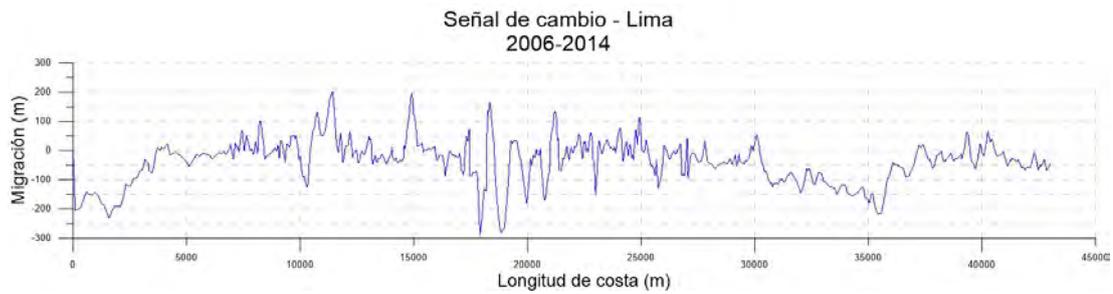


Figura E.9: Señal de cambio costero de Lima del año 2006 al 2014. Elaboración propia.

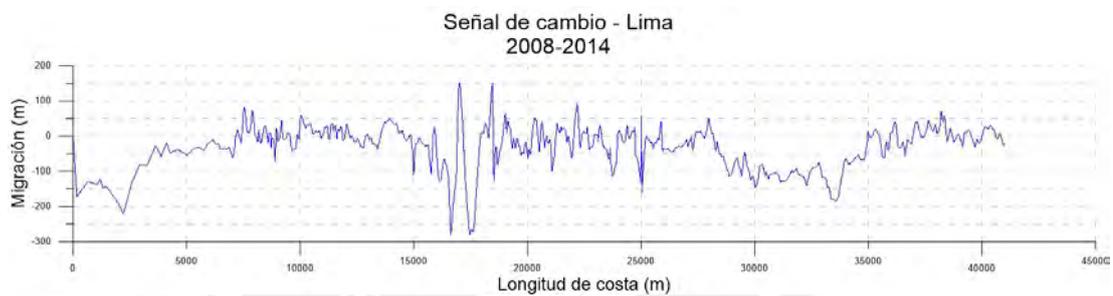


Figura E.10: Señal de cambio costero de Lima del año 2008 al 2014. Elaboración propia.

E.2. Zona Matarani

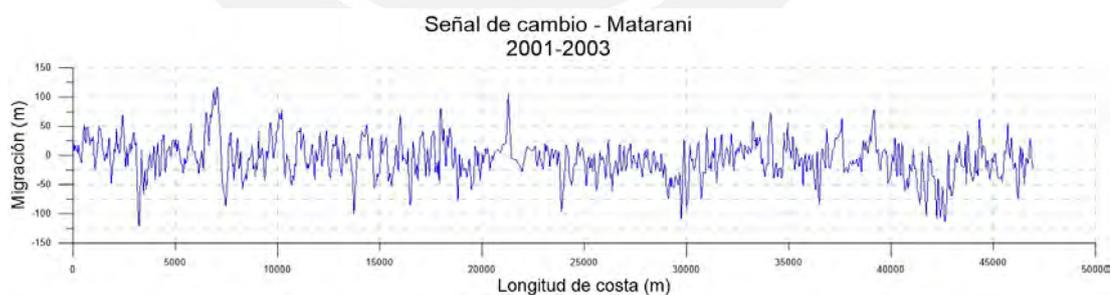


Figura E.11: Señal de cambio costero de Matarani del año 2001 al 2003. Elaboración propia.

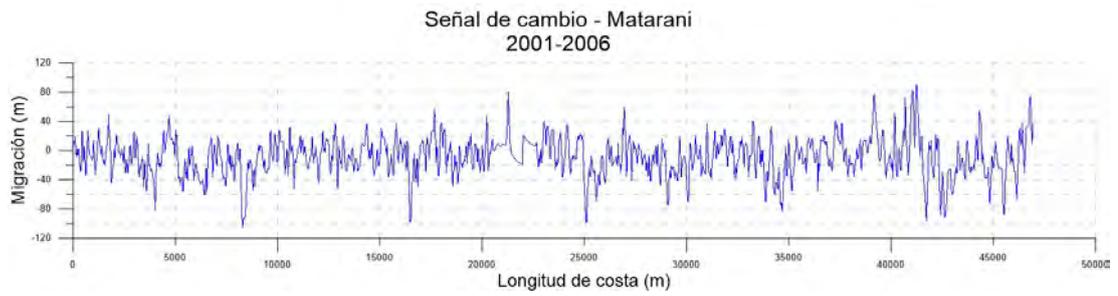


Figura E.12: Señal de cambio costero de Matarani del año 2001 al 2006. Elaboración propia.

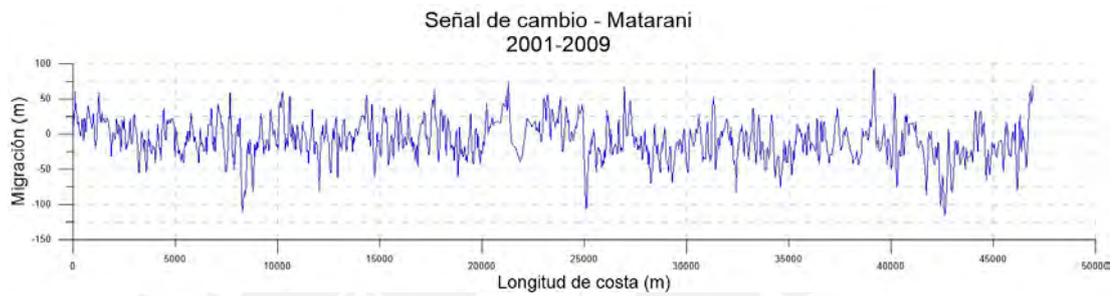


Figura E.13: Señal de cambio costero de Matarani del año 2001 al 2009. Elaboración propia.

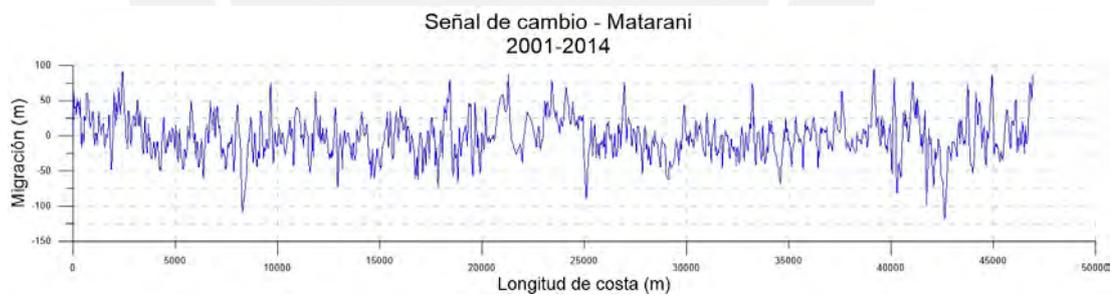


Figura E.14: Señal de cambio costero de Matarani del año 2001 al 2014. Elaboración propia.

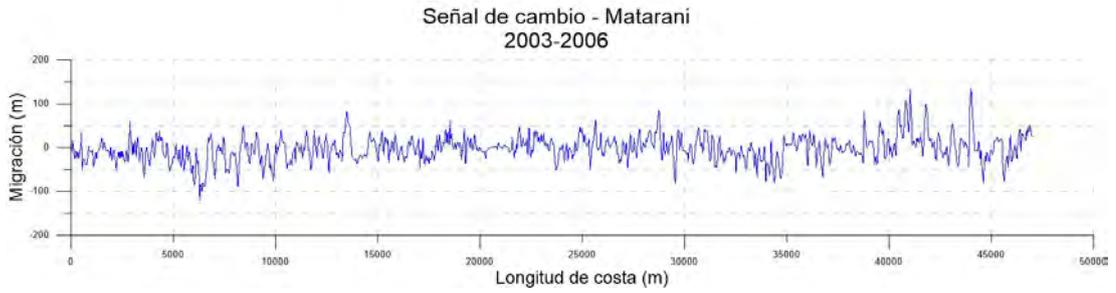


Figura E.15: Señal de cambio costero de Matarani del año 2003 al 2006. Elaboración propia.

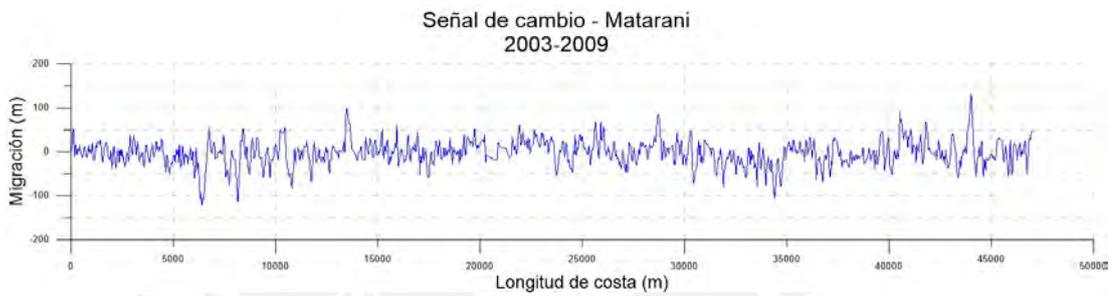


Figura E.16: Señal de cambio costero de Matarani del año 2003 al 2009. Elaboración propia.

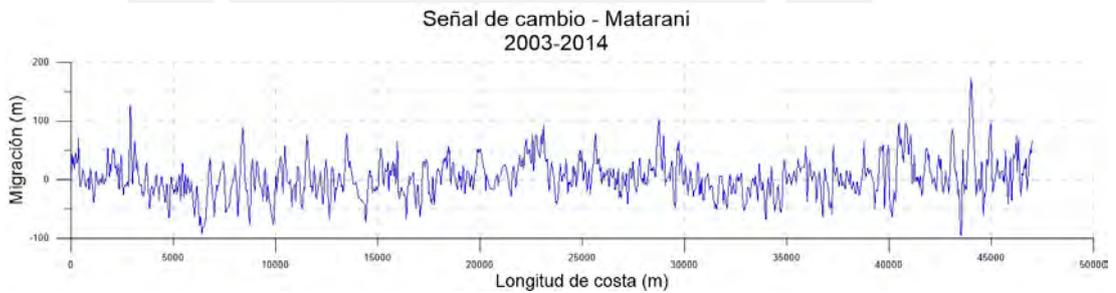


Figura E.17: Señal de cambio costero de Matarani del año 2003 al 2014. Elaboración propia.

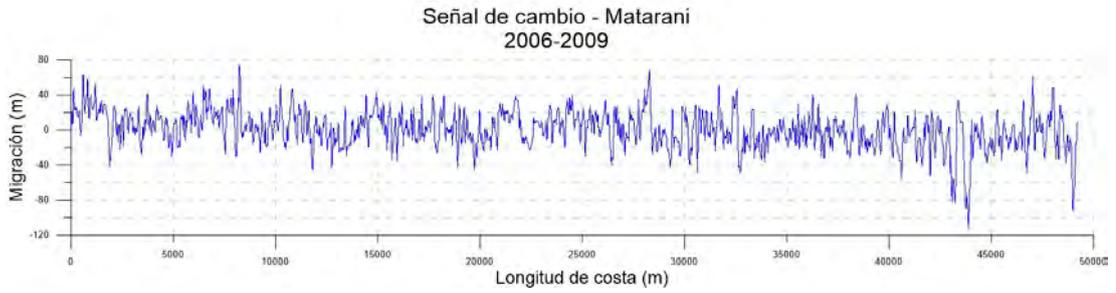


Figura E.18: Señal de cambio costero de Matarani del año 2006 al 2009. Elaboración propia.

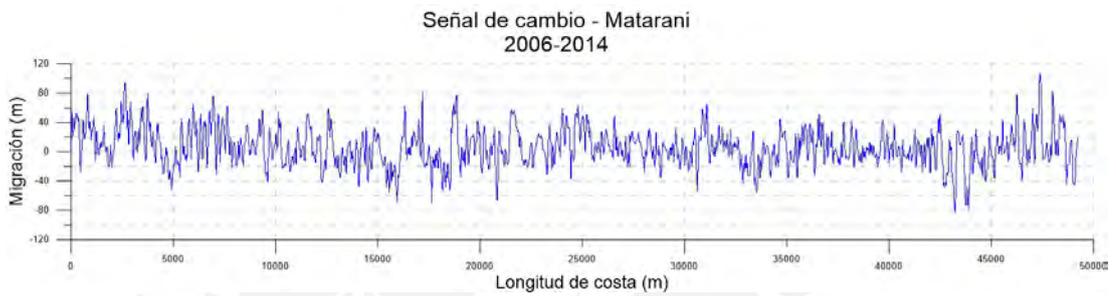


Figura E.19: Señal de cambio costero de Matarani del año 2006 al 2014. Elaboración propia.

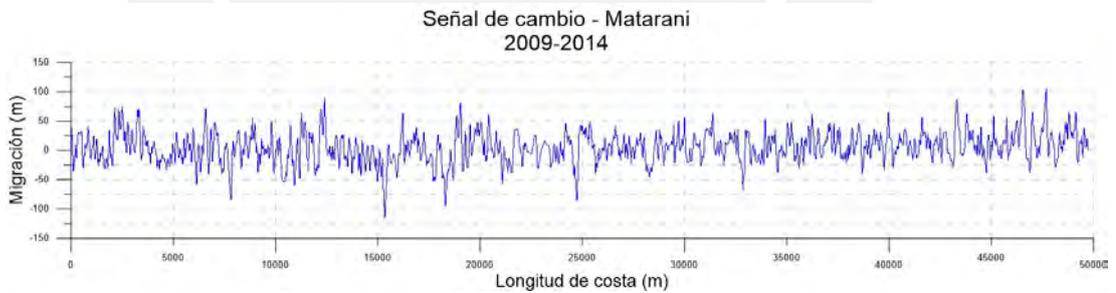


Figura E.20: Señal de cambio costero de Matarani del año 2009 al 2014. Elaboración propia.

E.3. Zona Paita

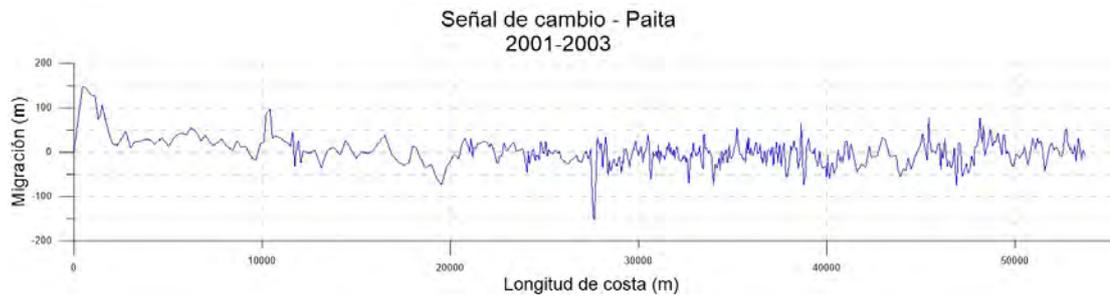


Figura E.21: Señal de cambio costero de Paita del año 2001 al 2003. Elaboración propia.

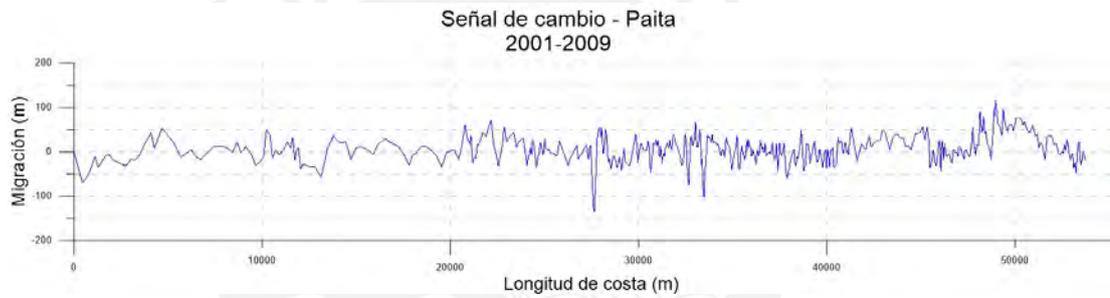


Figura E.22: Señal de cambio costero de Paita del año 2001 al 2009. Elaboración propia.

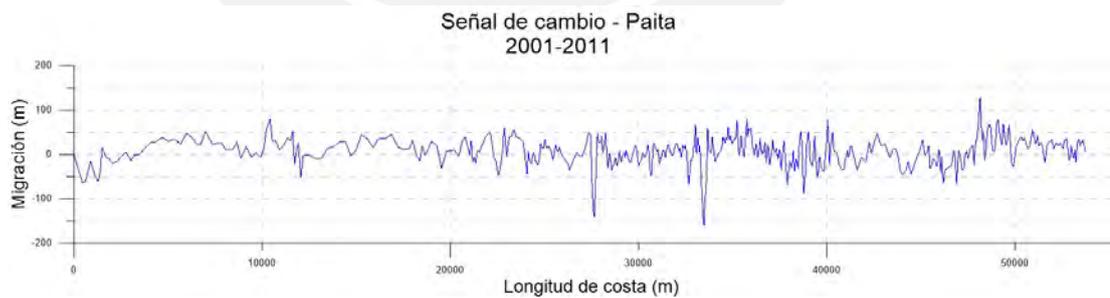


Figura E.23: Señal de cambio costero de Paita del año 2001 al 2011. Elaboración propia.

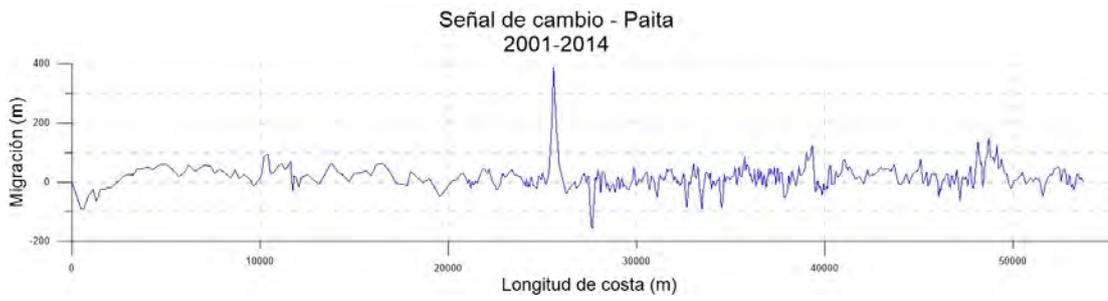


Figura E.24: Señal de cambio costero de Paita del año 2001 al 2014. Elaboración propia.

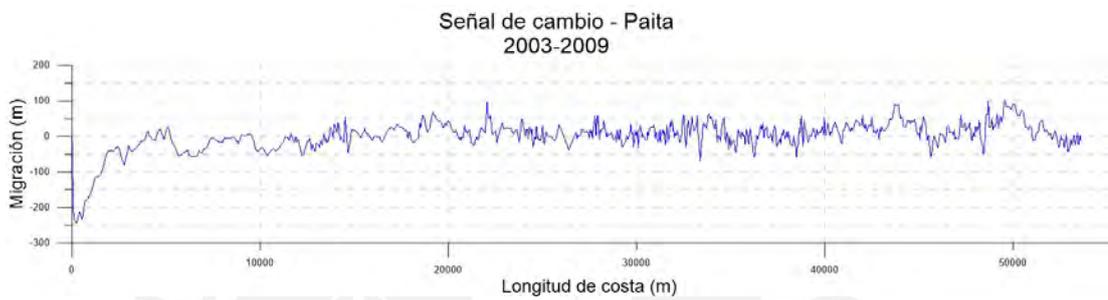


Figura E.25: Señal de cambio costero de Paita del año 2003 al 2009. Elaboración propia.

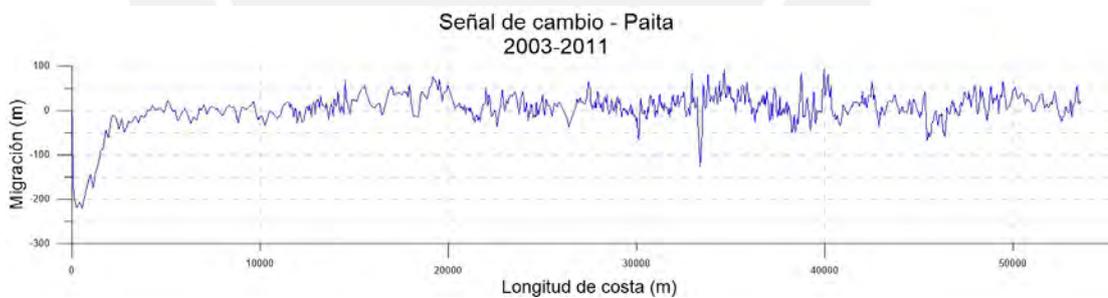


Figura E.26: Señal de cambio costero de Paita del año 2003 al 2011. Elaboración propia.

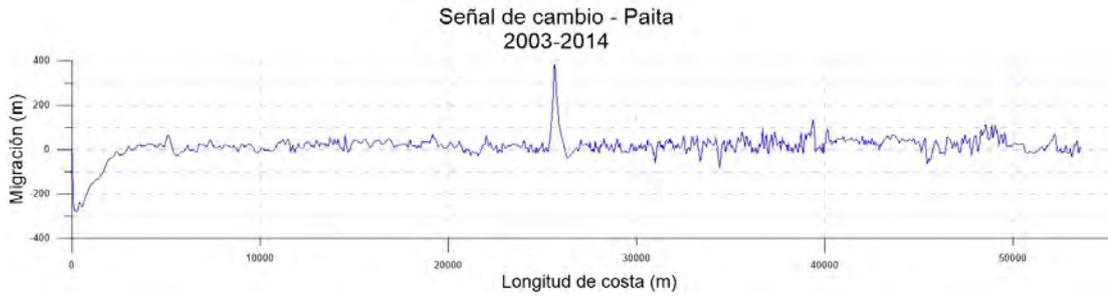


Figura E.27: Señal de cambio costero de Paita del año 2003 al 2014. Elaboración propia.

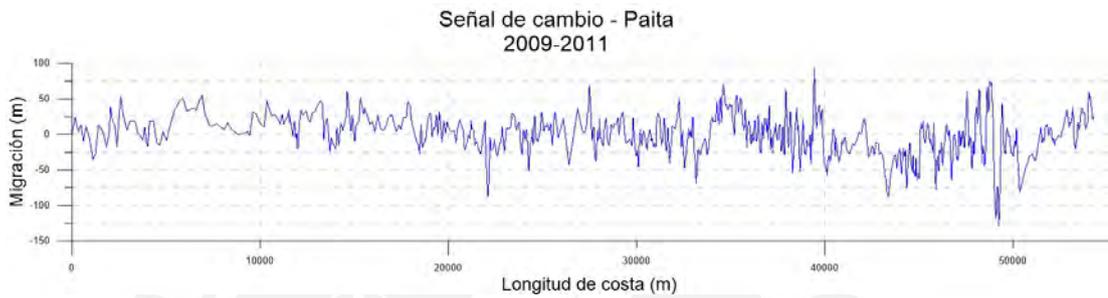


Figura E.28: Señal de cambio costero de Paita del año 2009 al 2011. Elaboración propia.

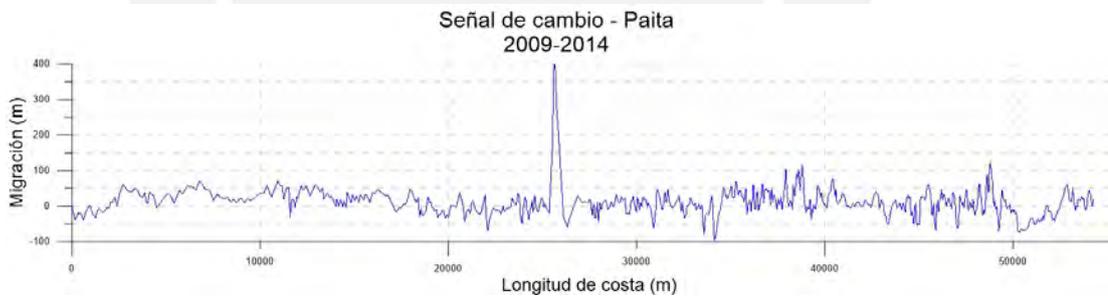


Figura E.29: Señal de cambio costero de Paita del año 2009 al 2011. Elaboración propia.

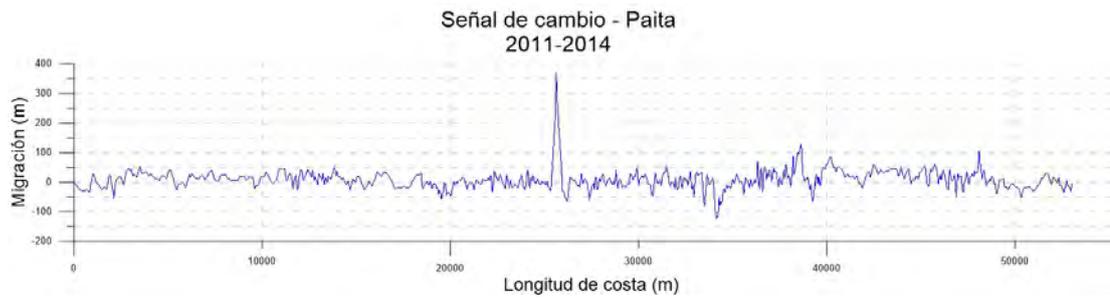


Figura E.30: Señal de cambio costero de Paíta del año 2011 al 2014. Elaboración propia.



Anexo F

Espectro de variación de señales



Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2001-2003

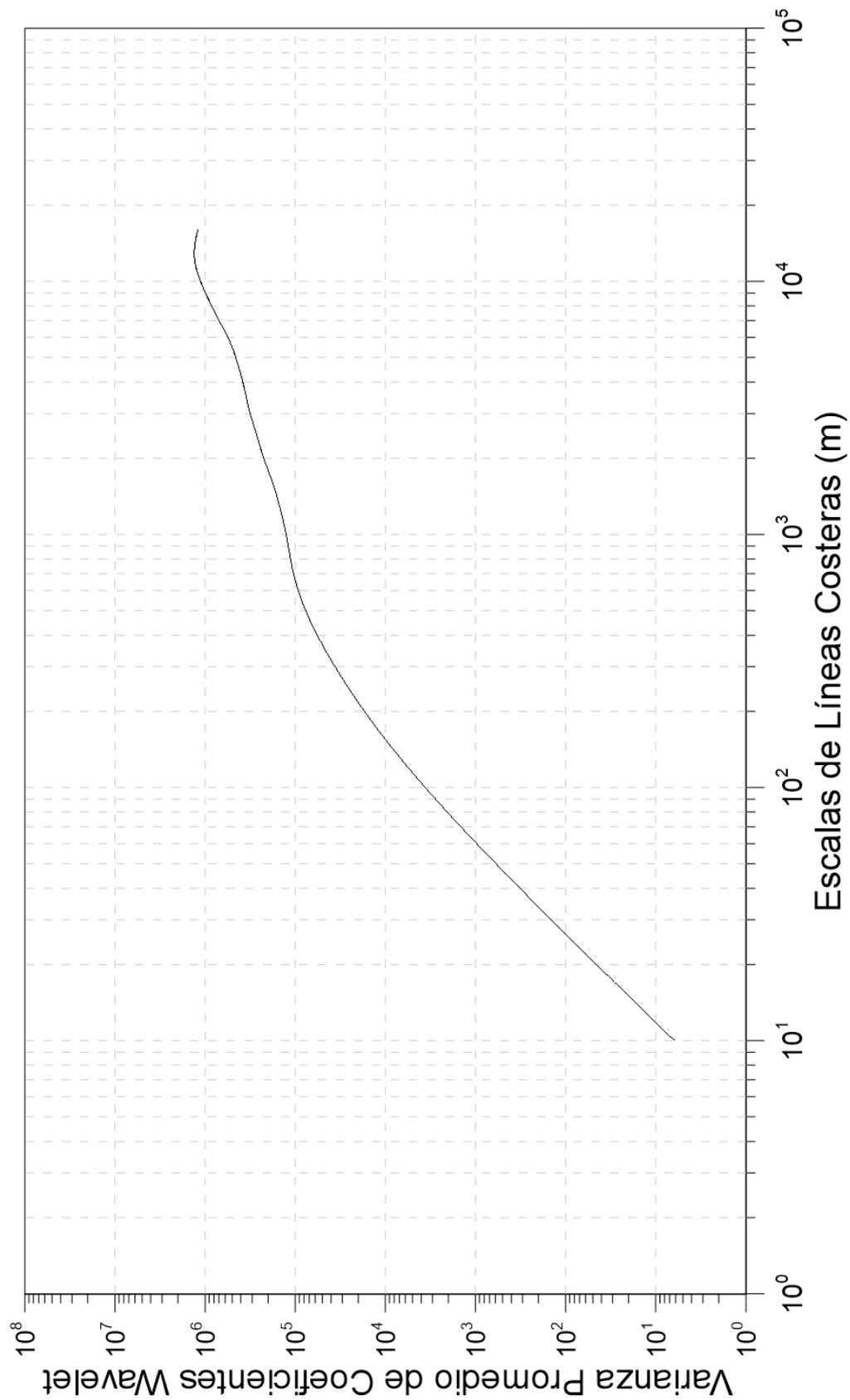


Figura F.1: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2001 al 2003.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2001-2006

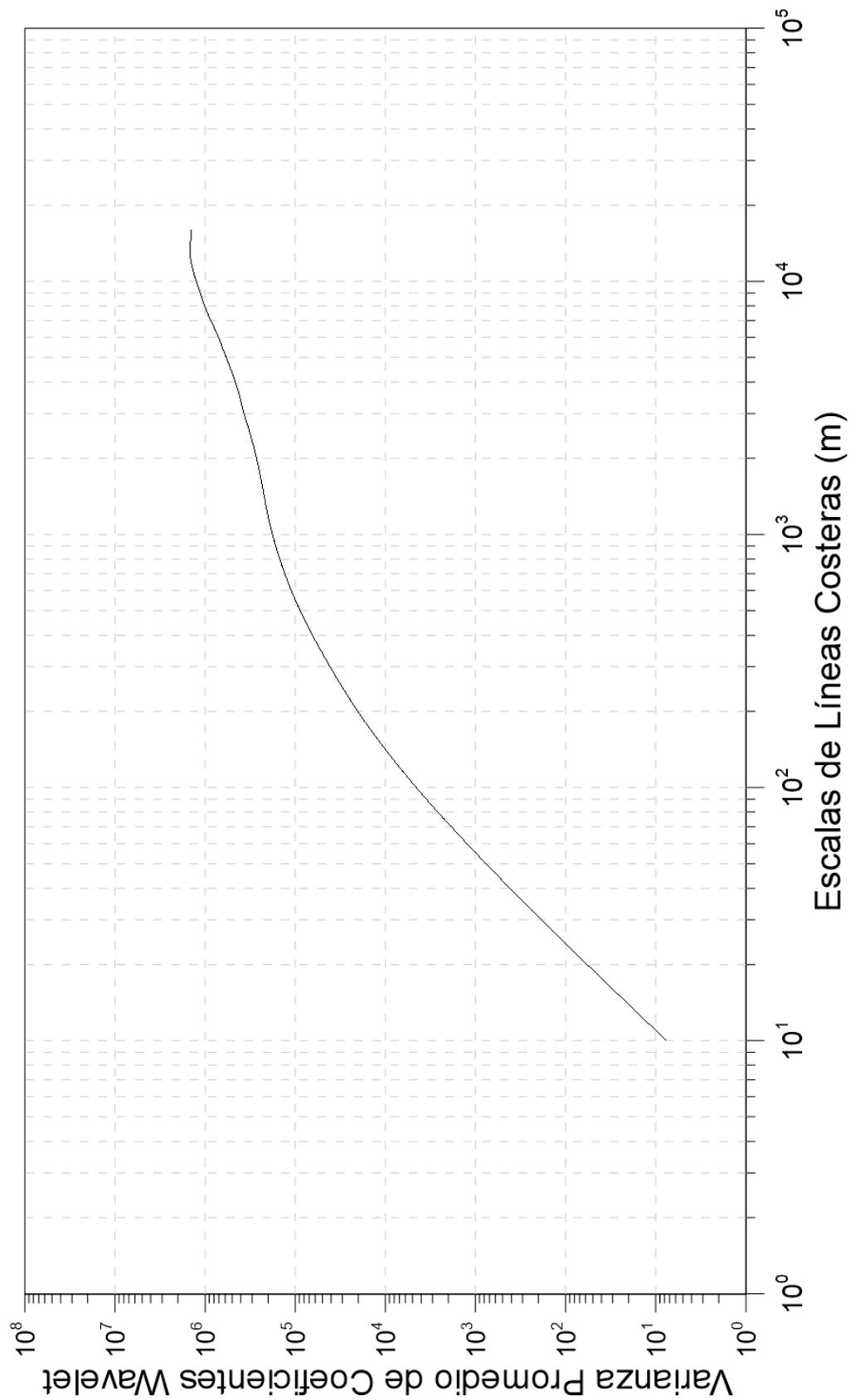


Figura F.2: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2001 al 2006.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2001-2008

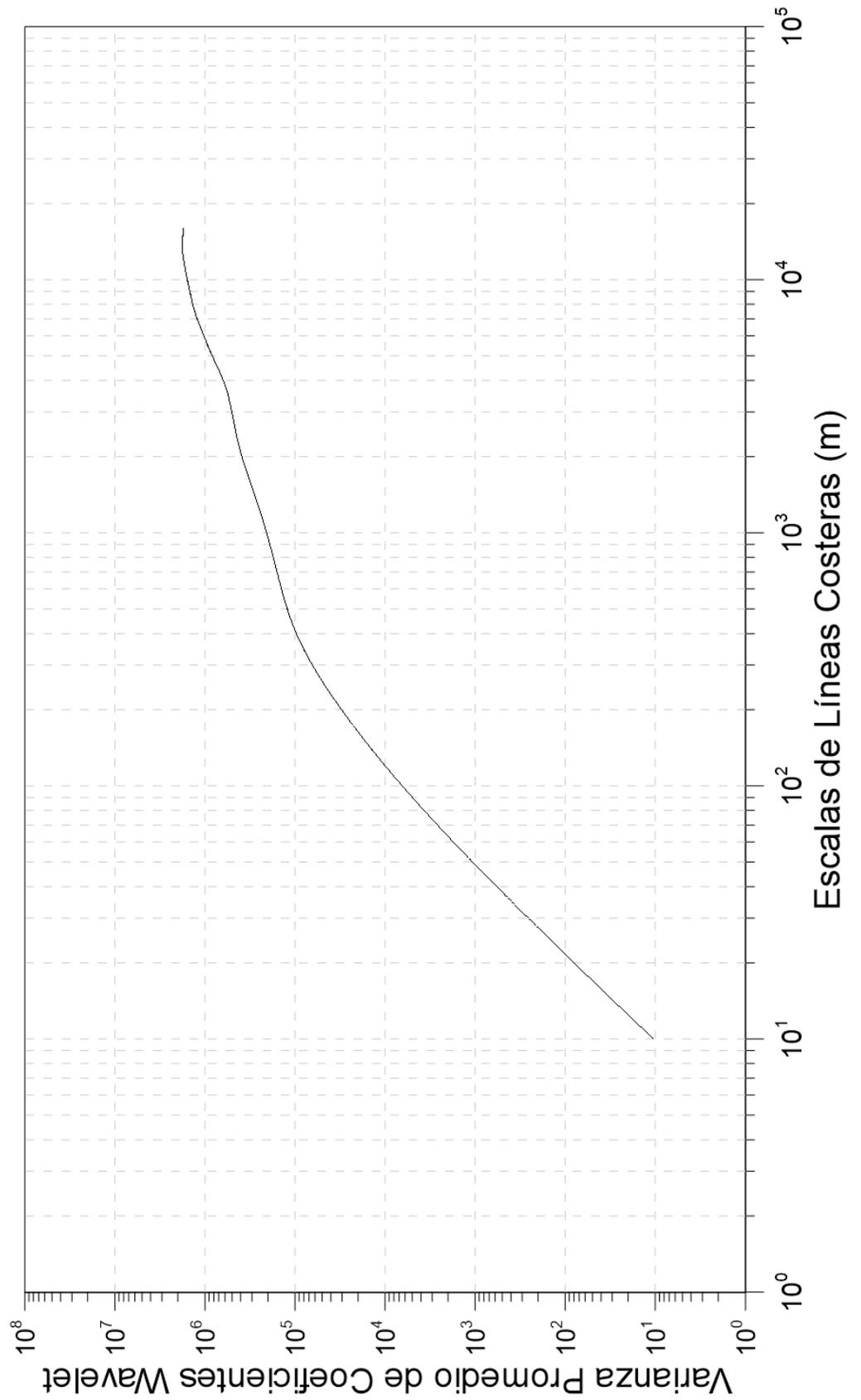


Figura F.3: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2001 al 2008.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2001-2014

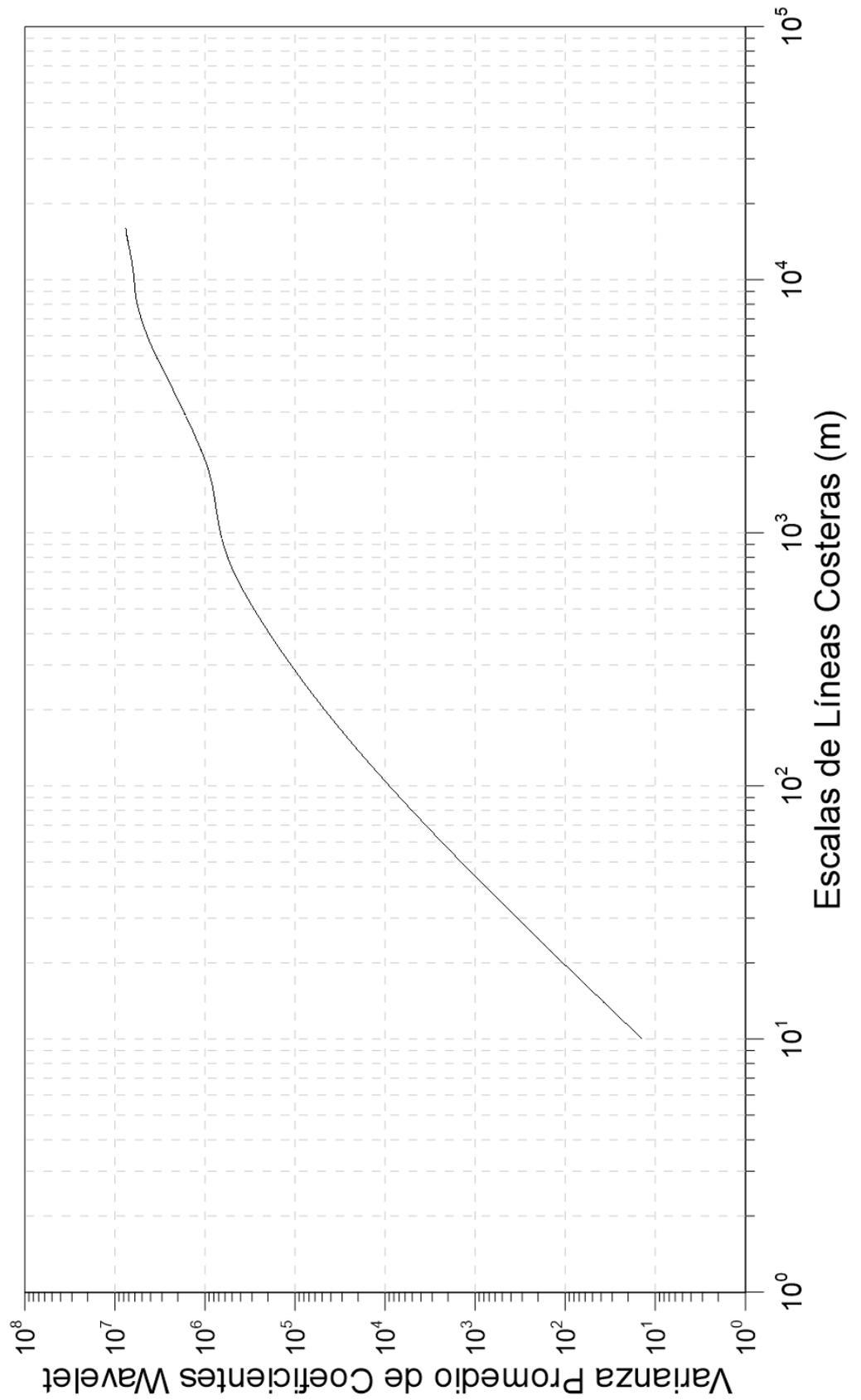


Figura F.4: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2001 al 2014.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2003-2006

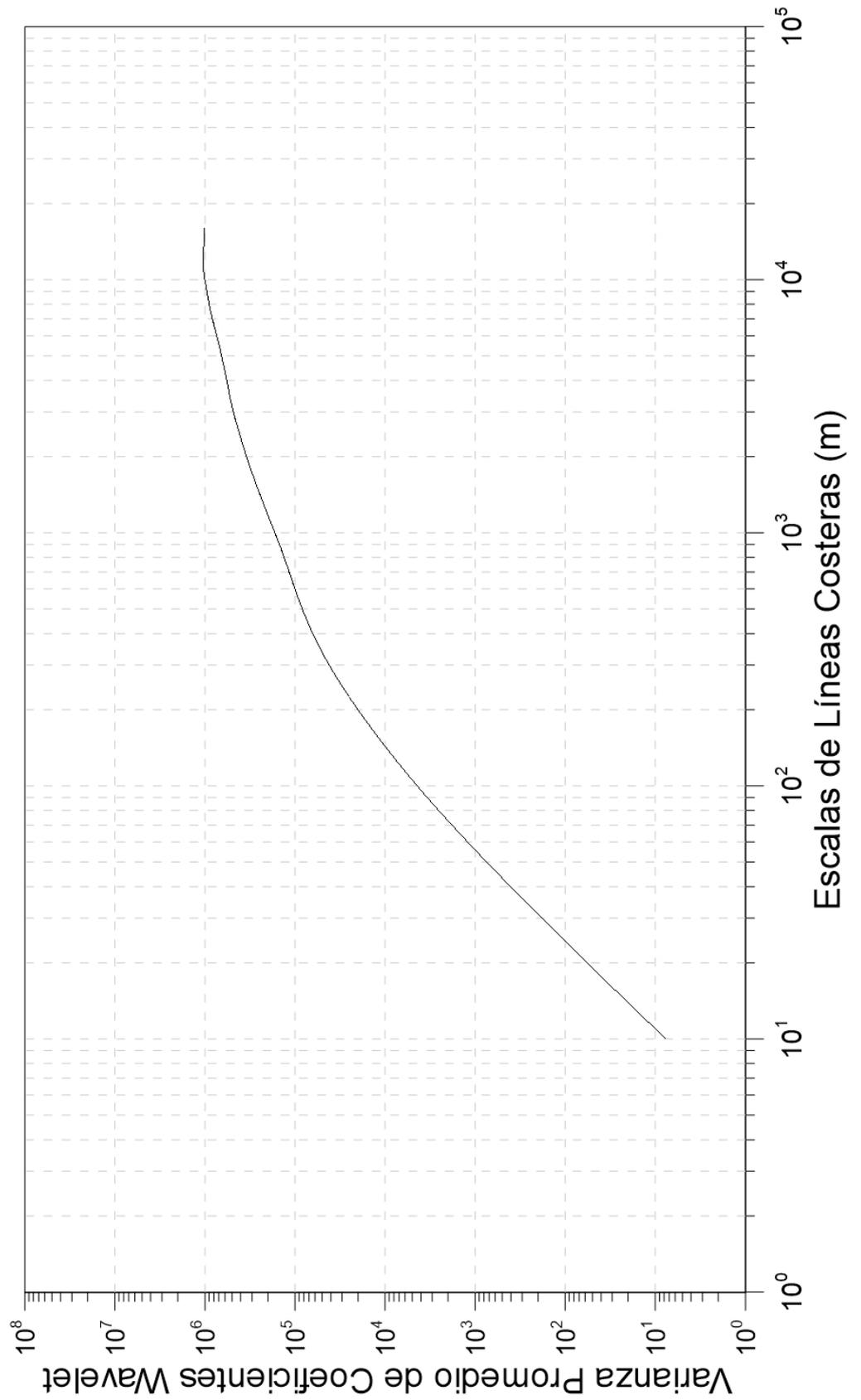


Figura F.5: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2003 al 2006.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2003-2008

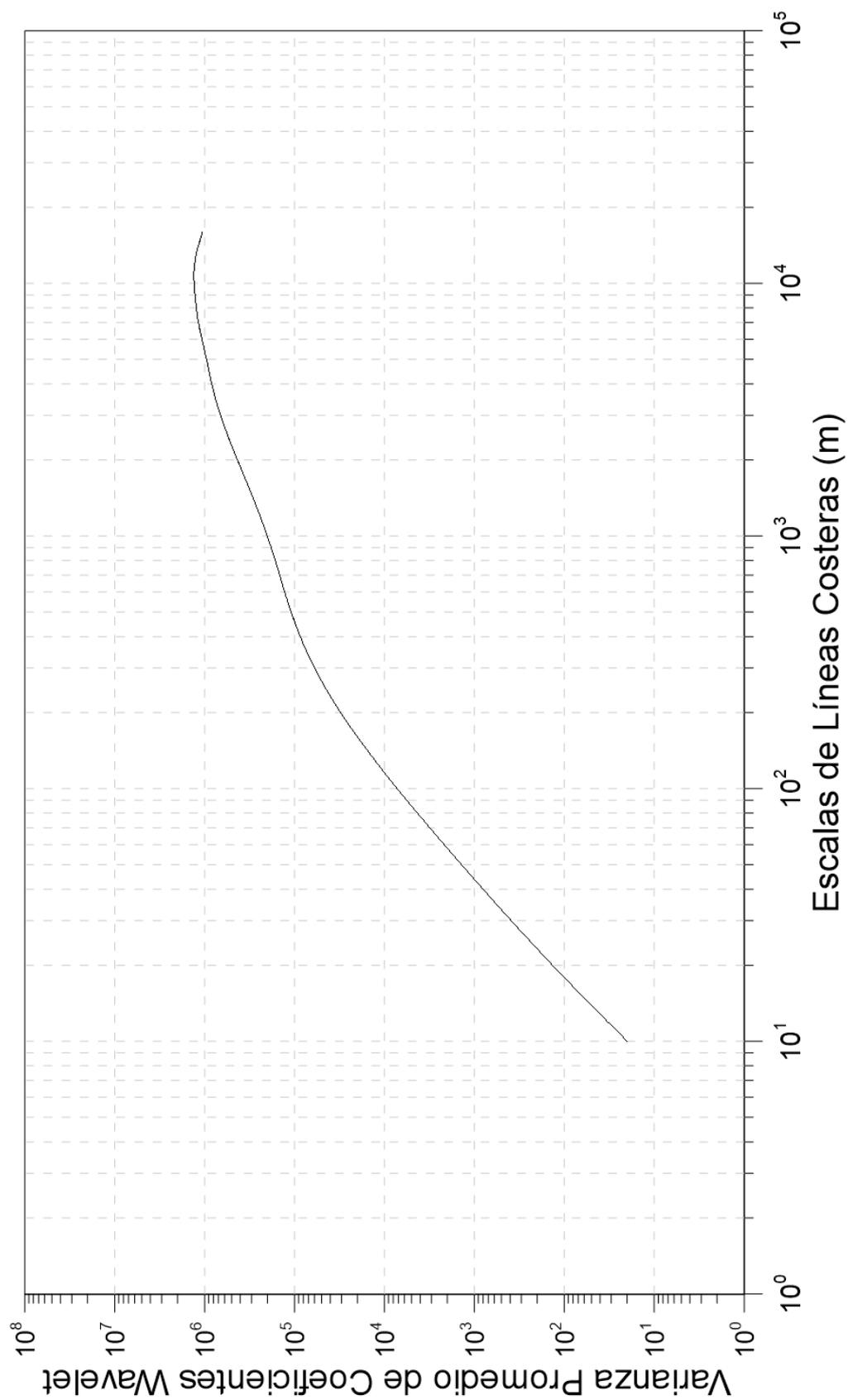


Figura F.6: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2003 al 2008.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2003-2014

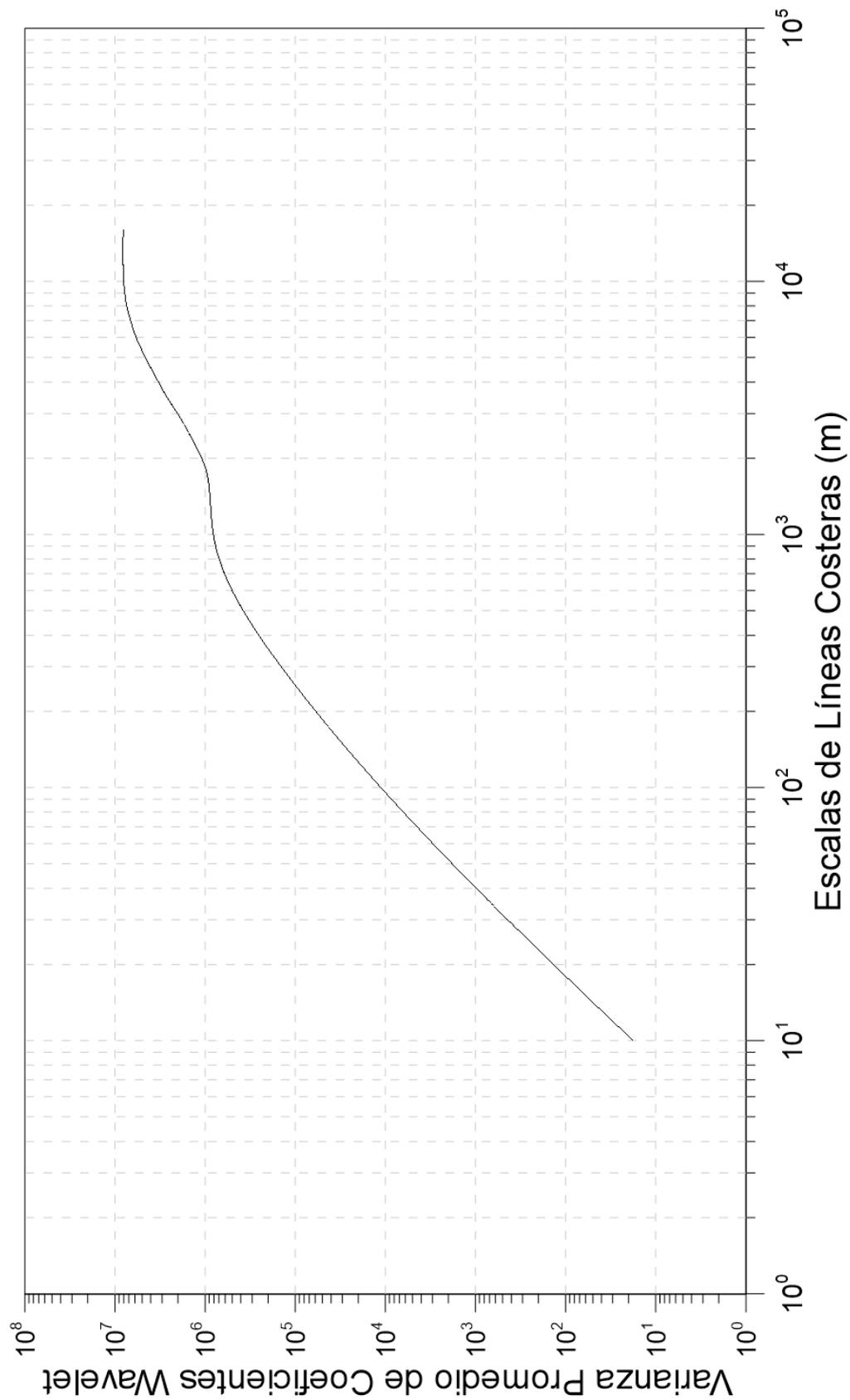


Figura F.7: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2003 al 2014.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2006-2008

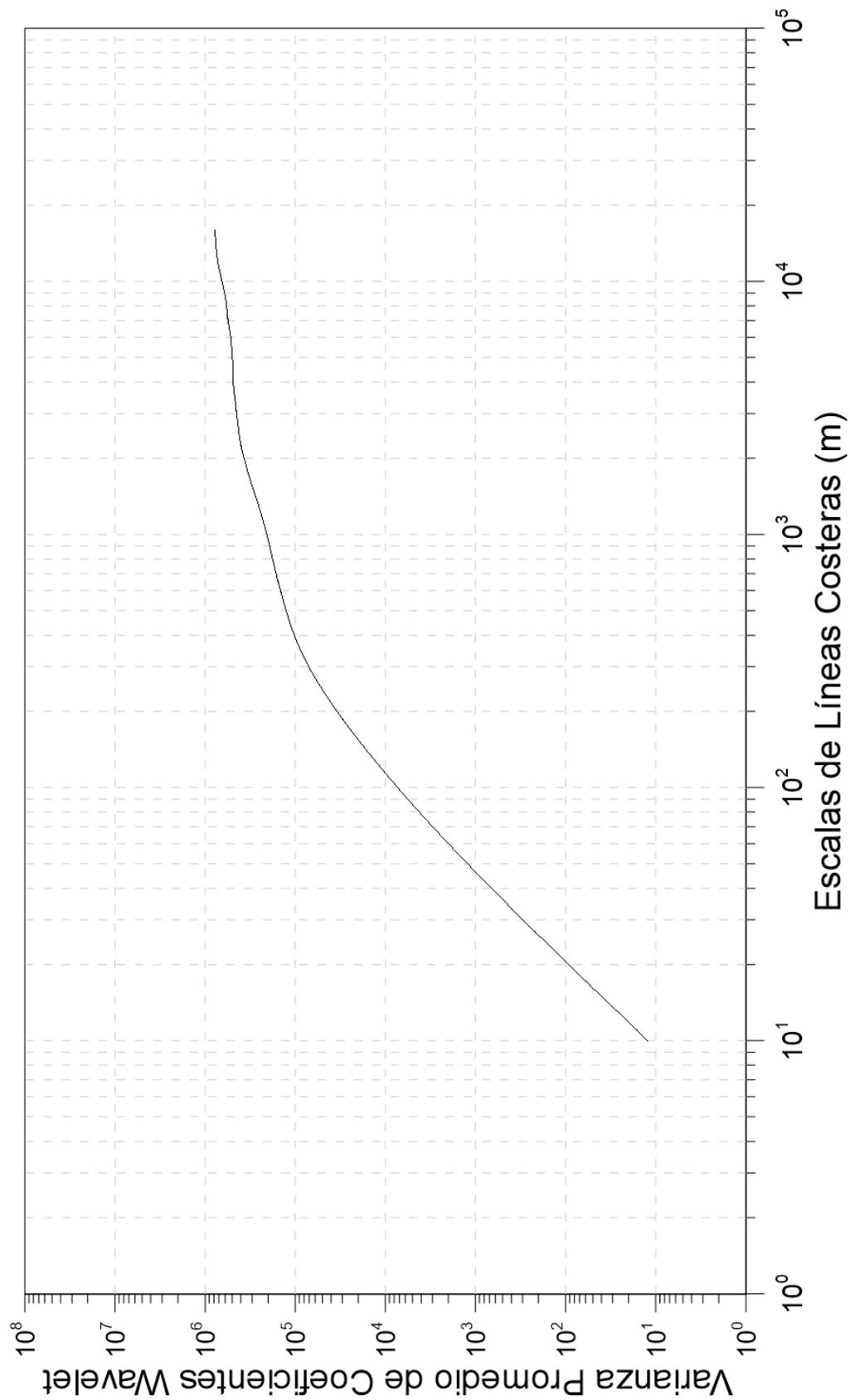


Figura F.8: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2006 al 2008.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2006-2014

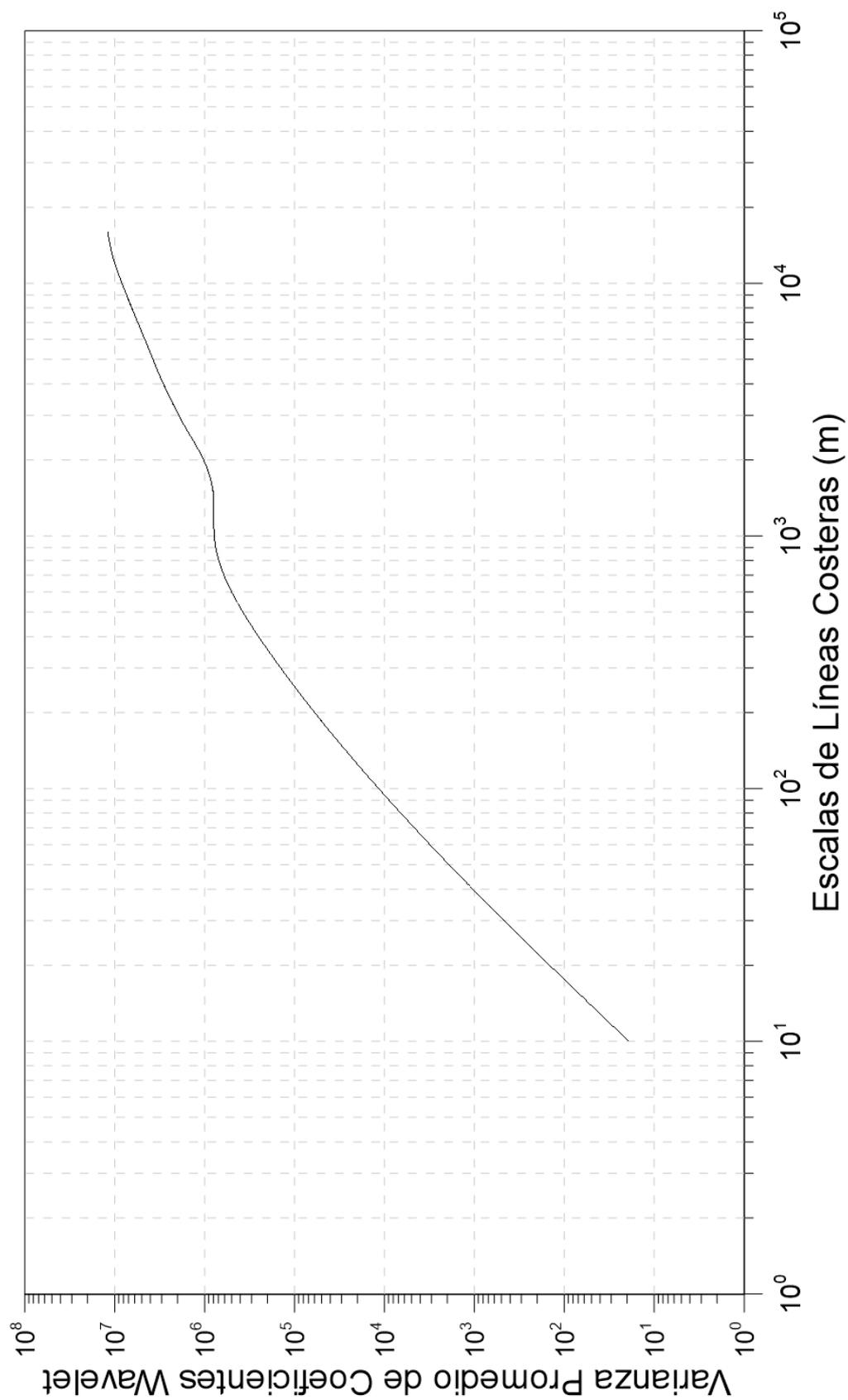


Figura F.9: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2006 al 2014.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Lima Señal 2008-2014

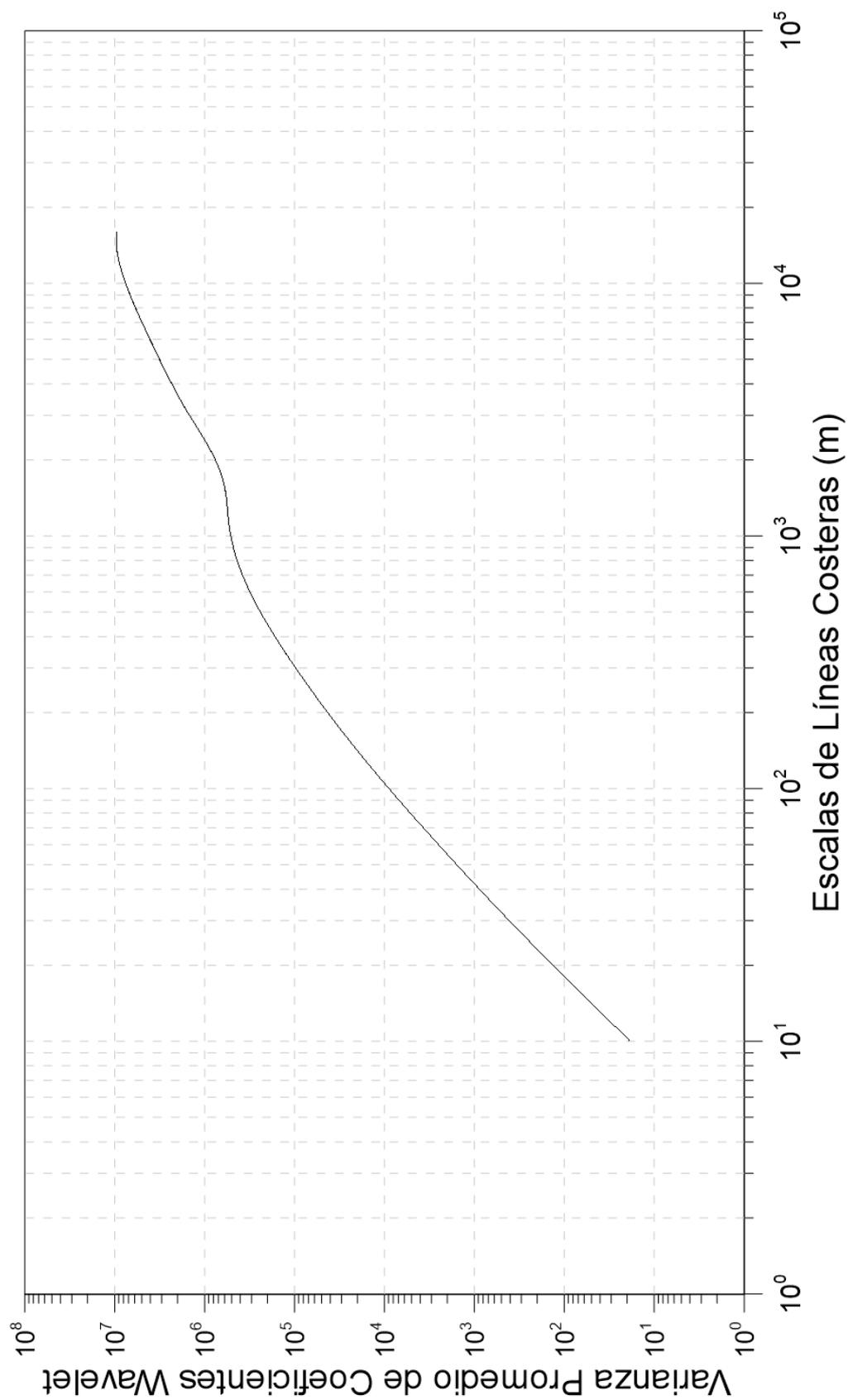


Figura F.10: Espectro de señal de cambio costero de Lima del año 2008 al 2014.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2001-2003

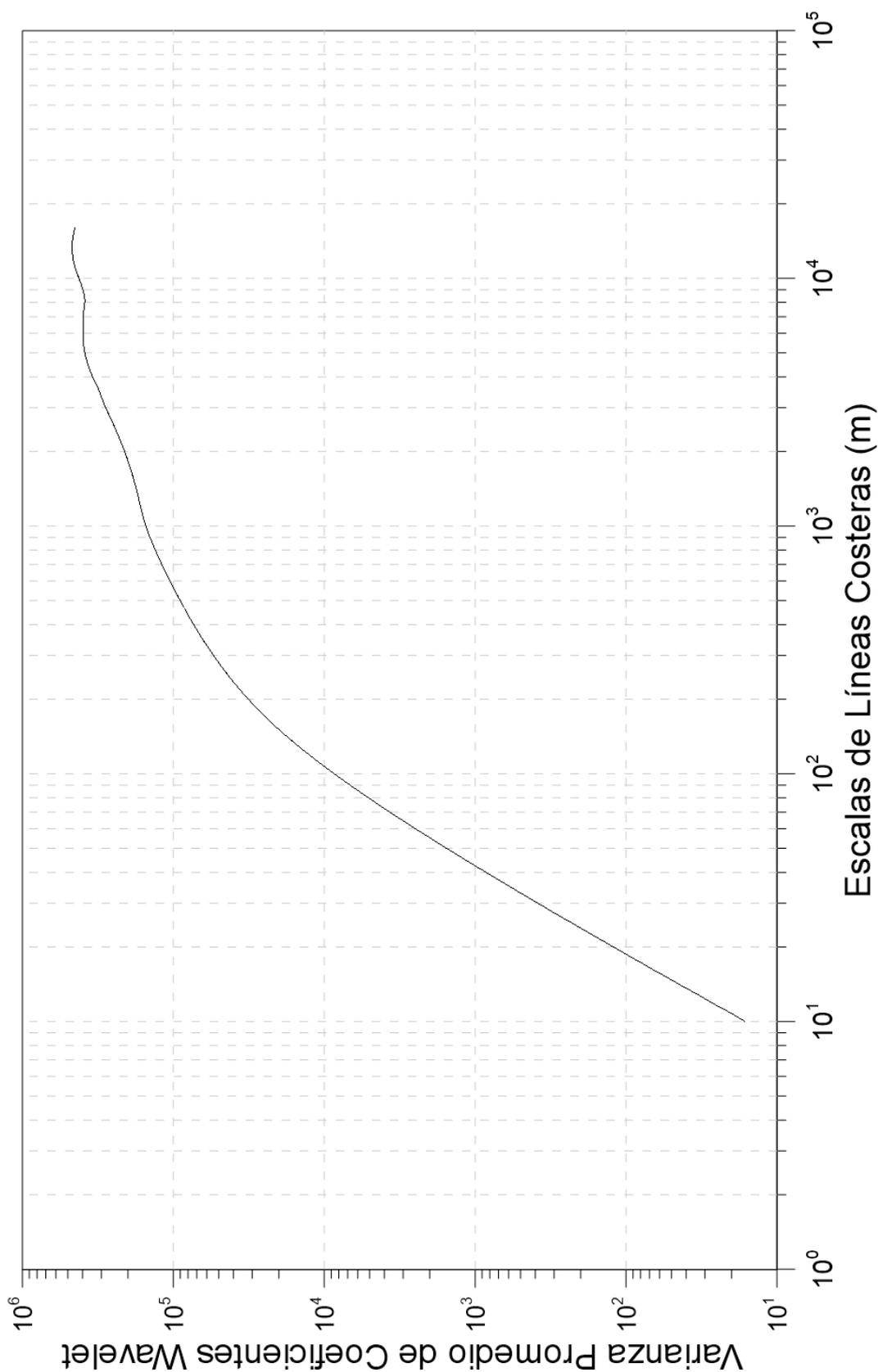


Figura F.11: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2001 al 2003. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2001-2006

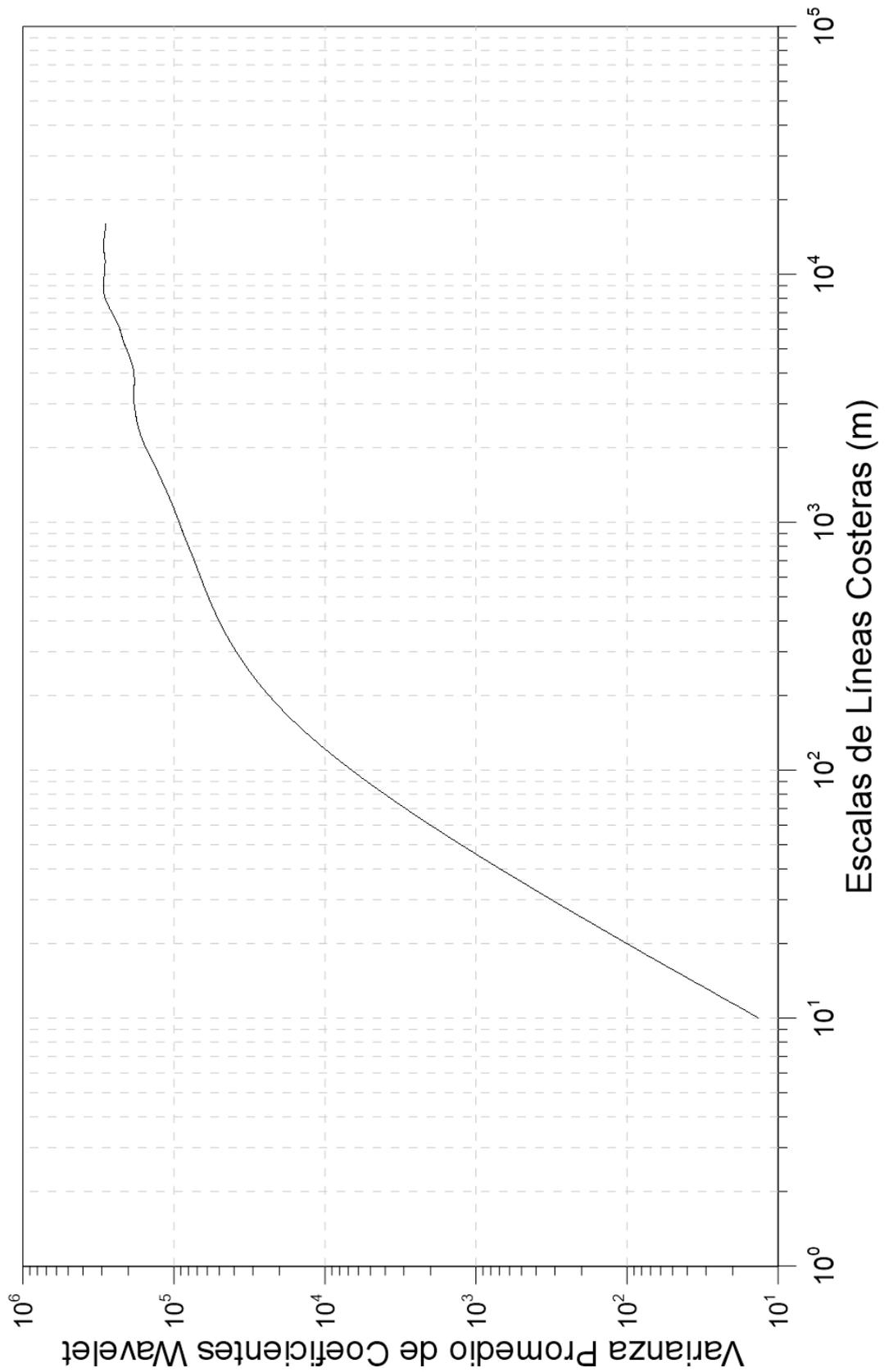


Figura F.12: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2001 al 2006. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2001-2009

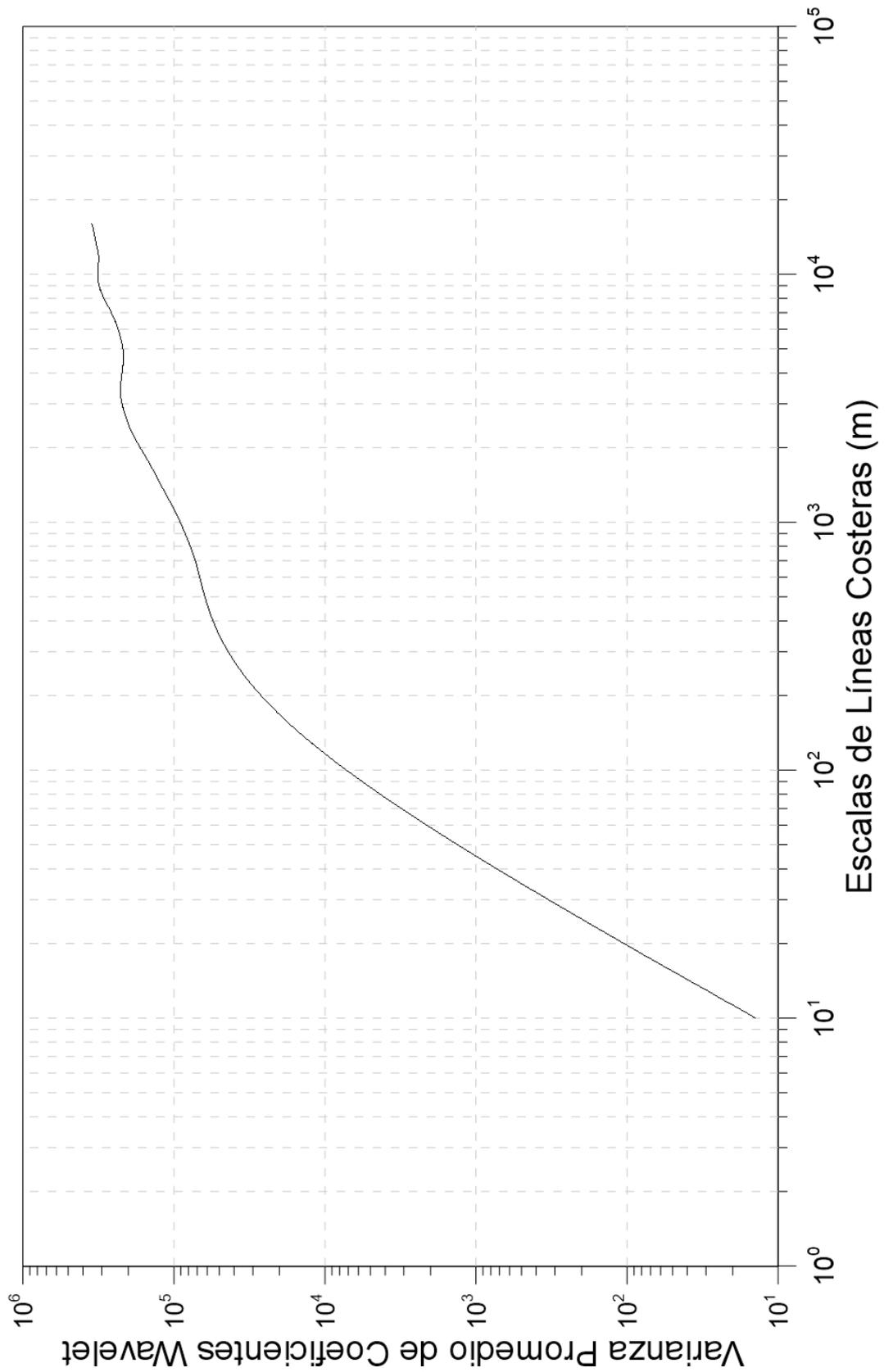


Figura F.13: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2001 al 2009. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2001-2014

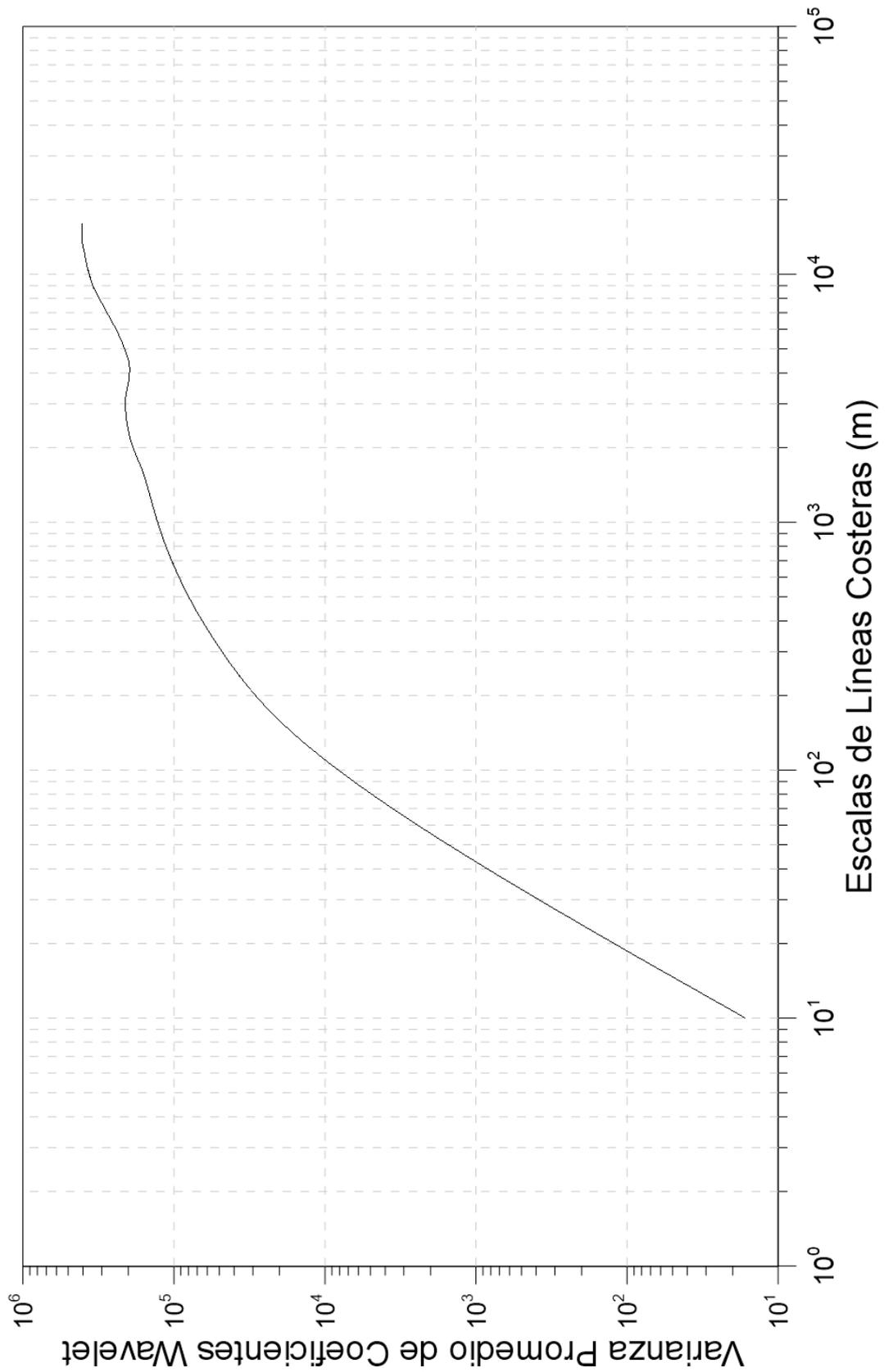


Figura F.14: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2001 al 2014. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2003-2006

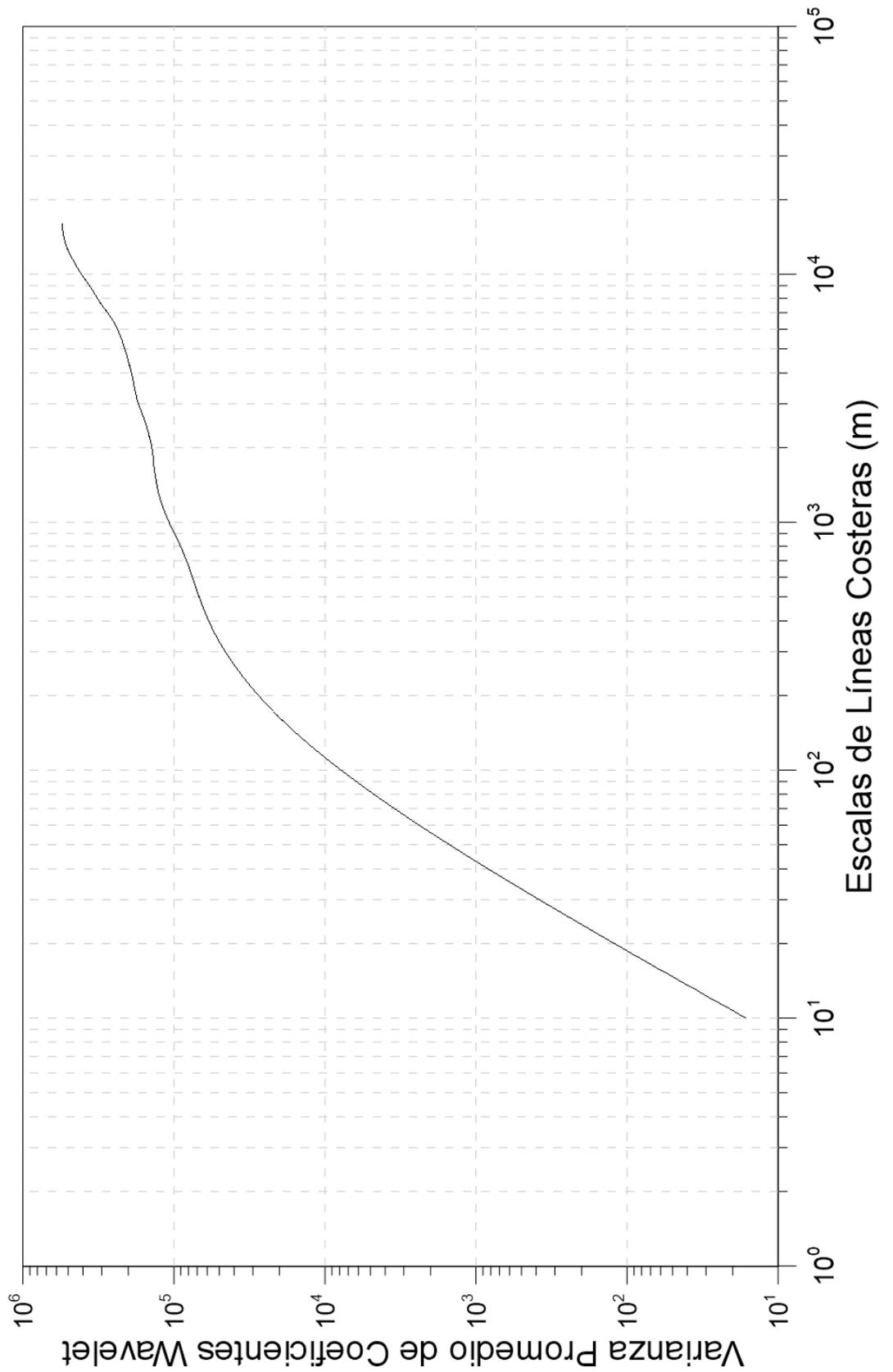


Figura F.15: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2003 al 2006. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2003-2009

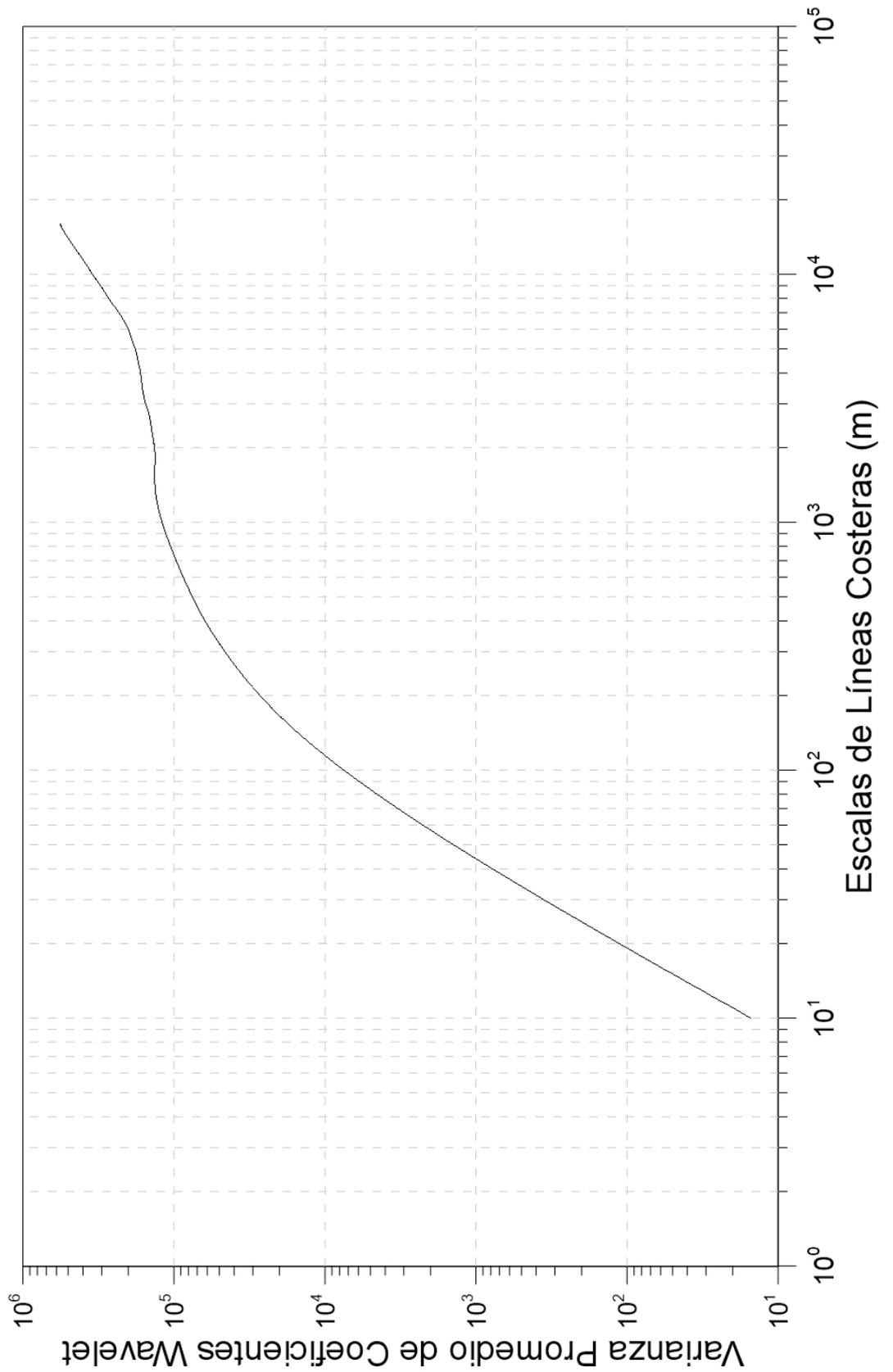


Figura F.16: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2003 al 2009. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2003-2014

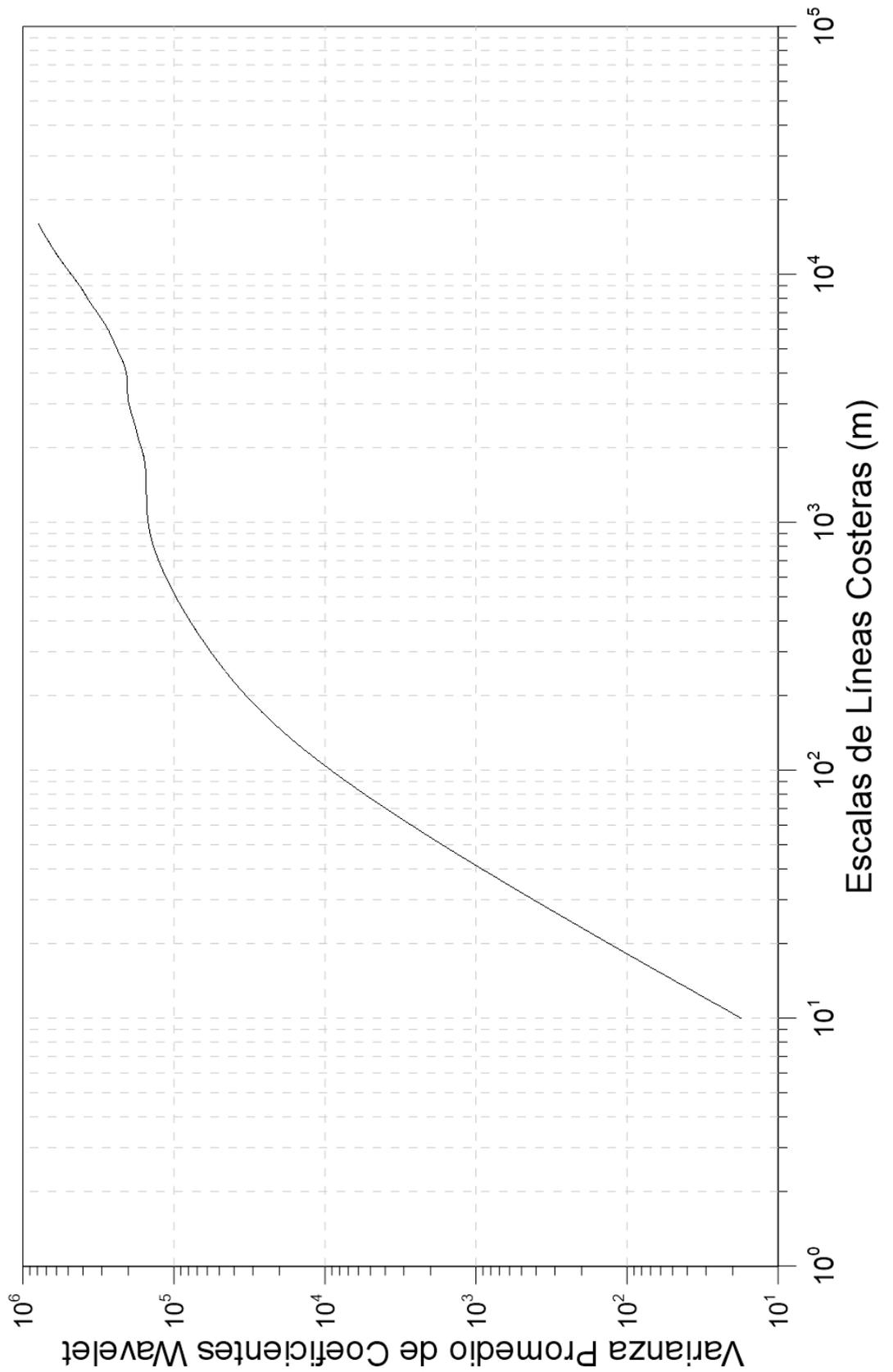


Figura F.17: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2003 al 2014. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2006-2009

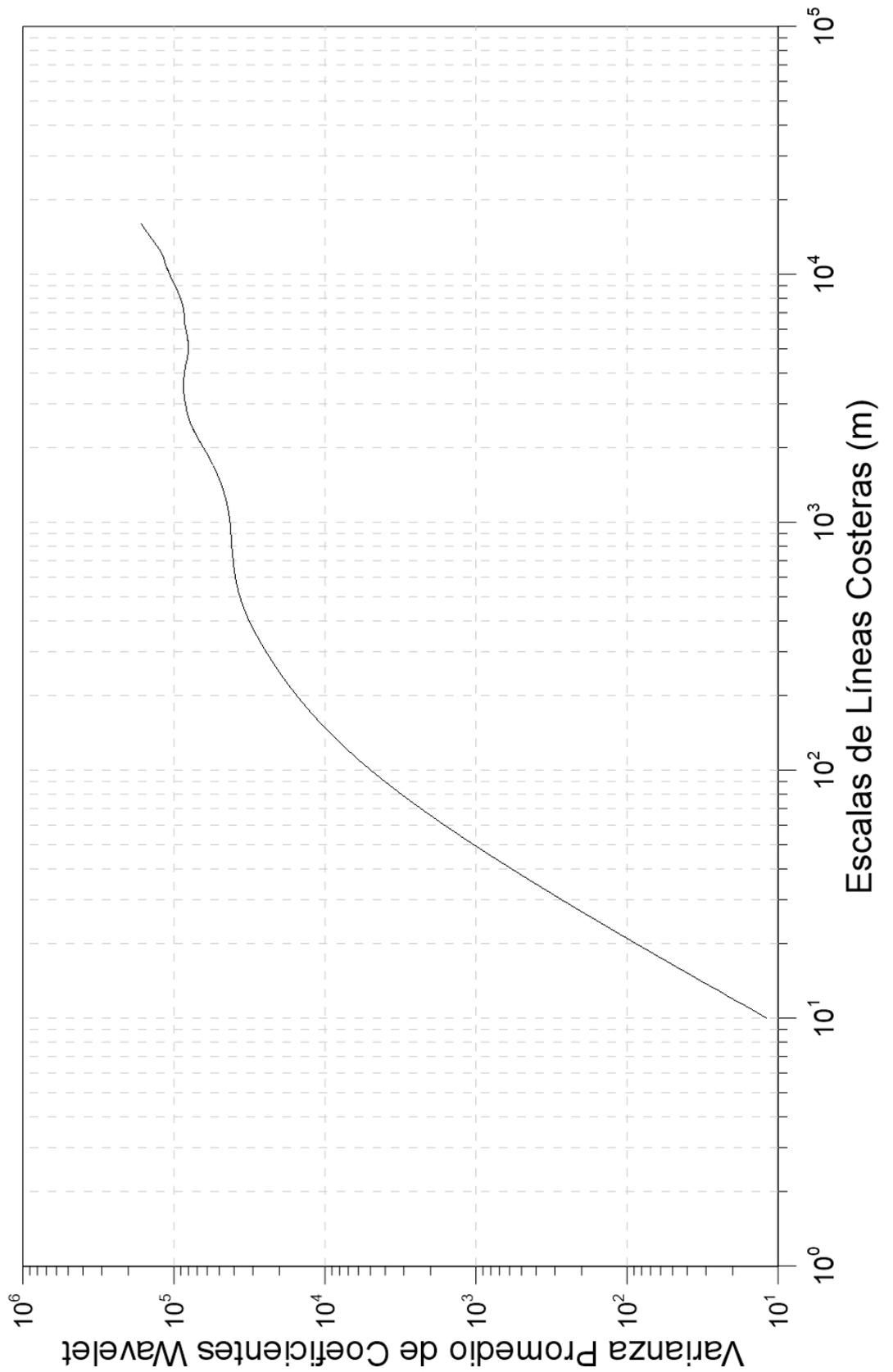


Figura F.18: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2006 al 2009. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2006-2014

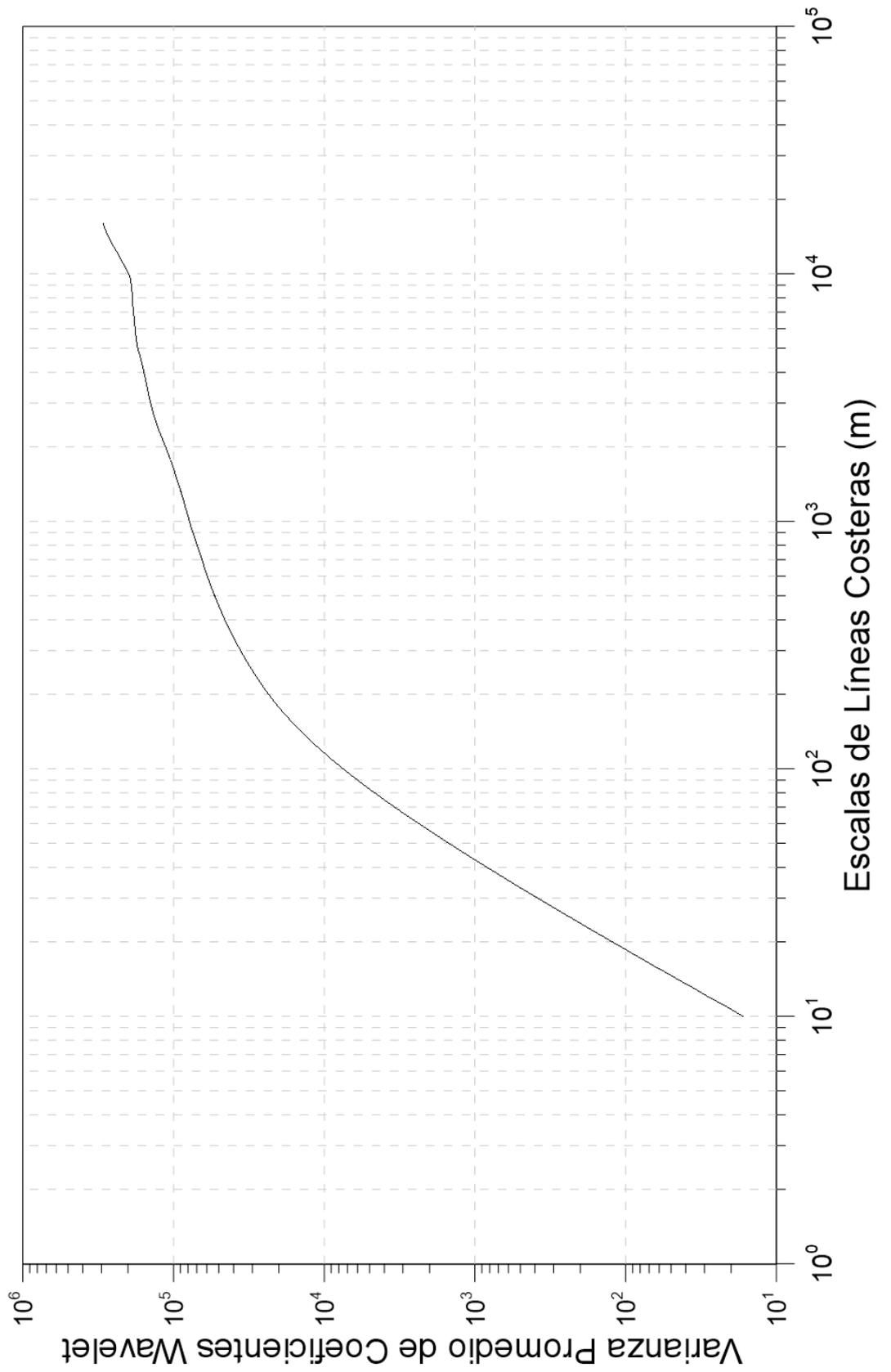


Figura F.19: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2006 al 2014. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Matarani 2009-2014

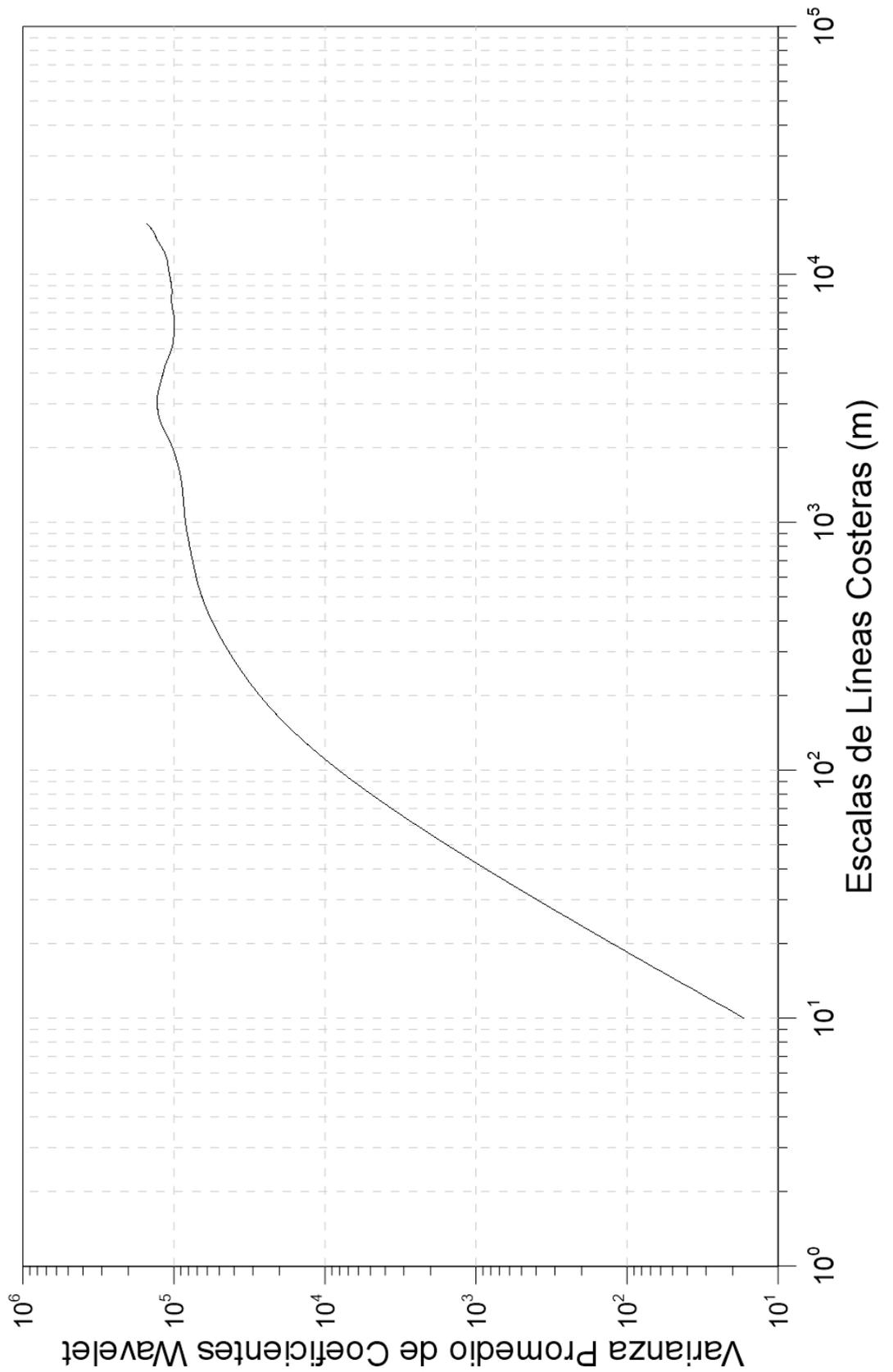


Figura F.20: Espectro de señal de cambio costero de Matarani del año 2009 al 2014. Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2001-2003

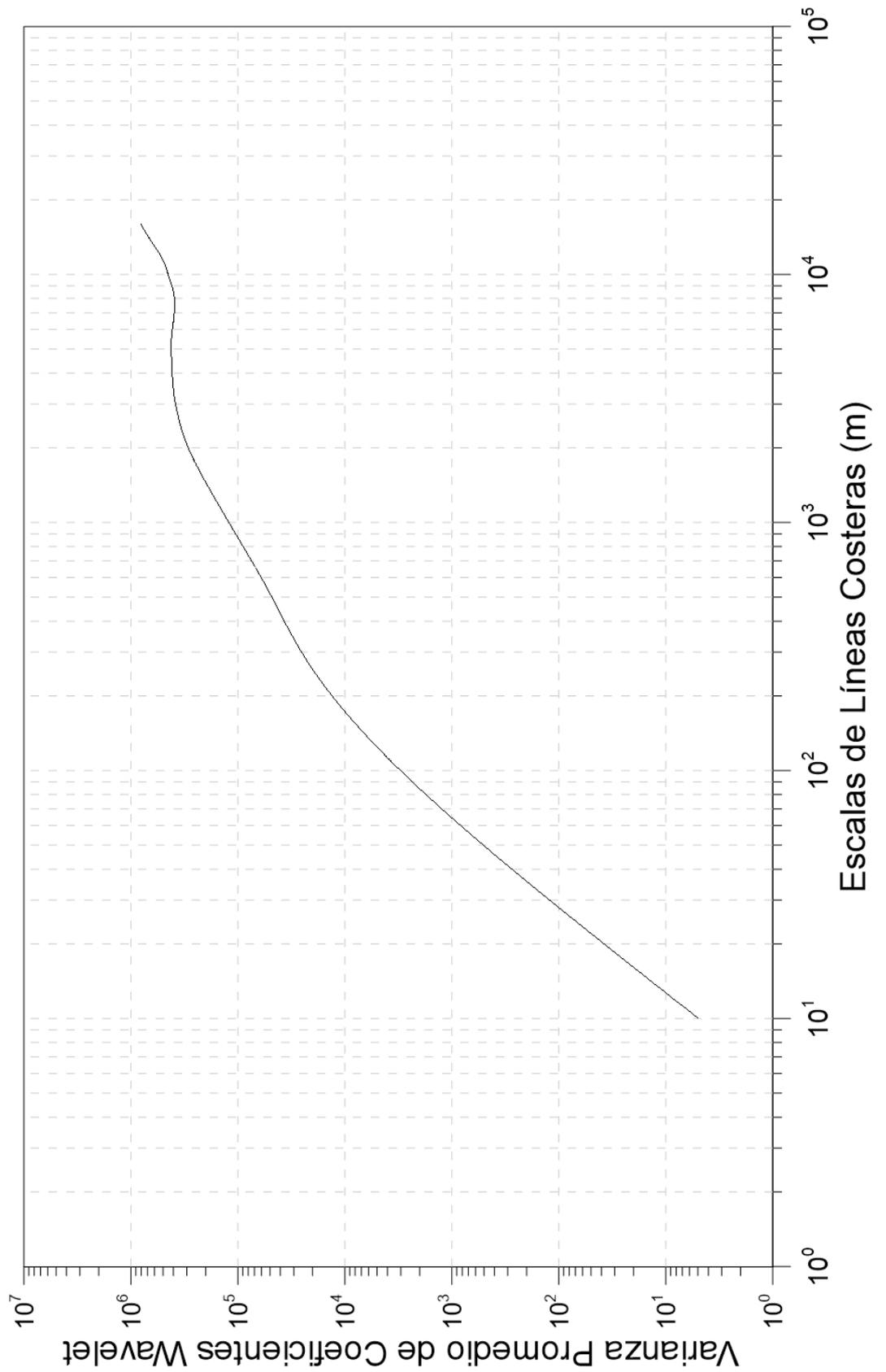


Figura F.21: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2001 al 2003.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2001-2009

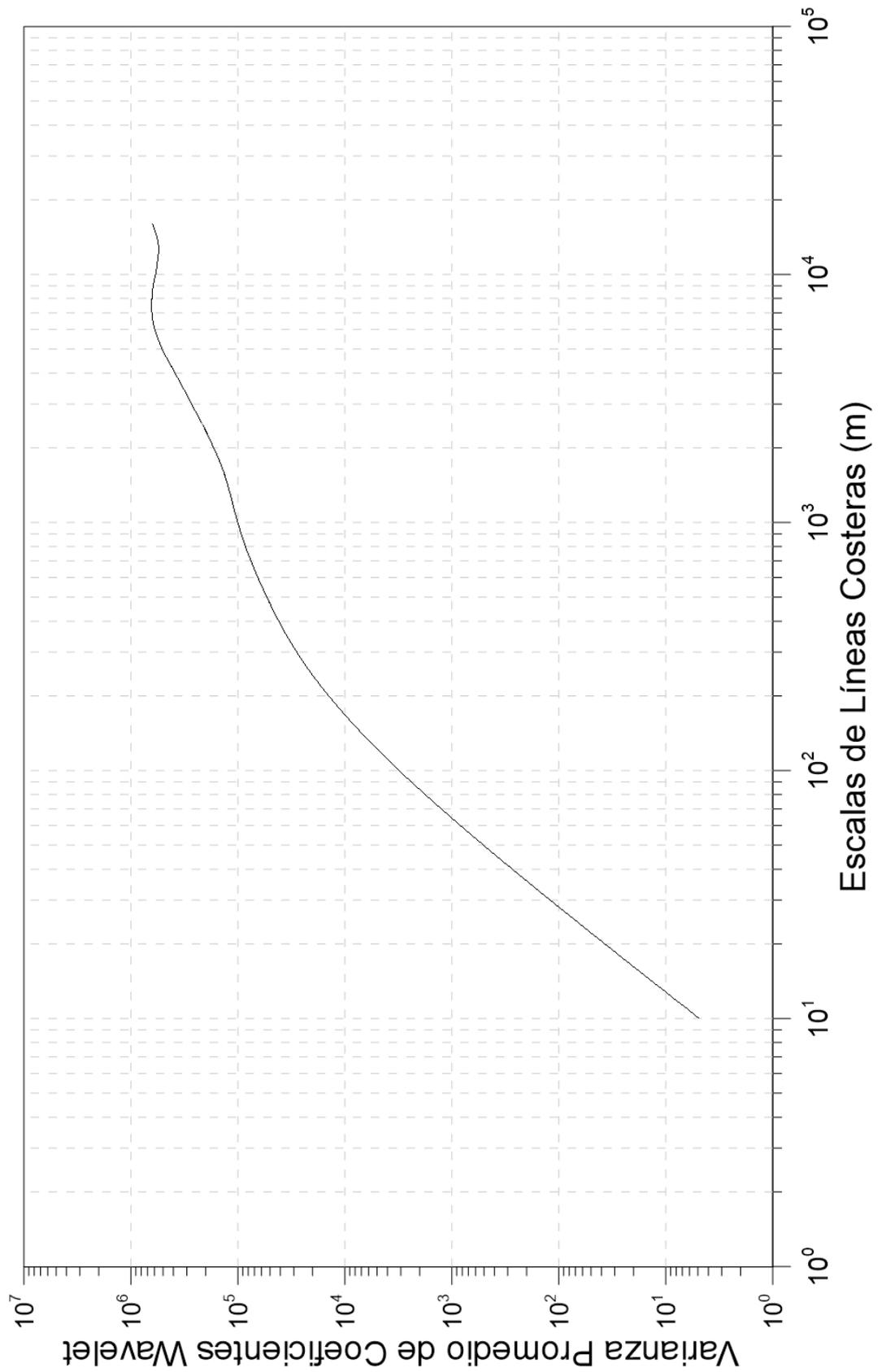


Figura F.22: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2001 al 2009.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2001-2011

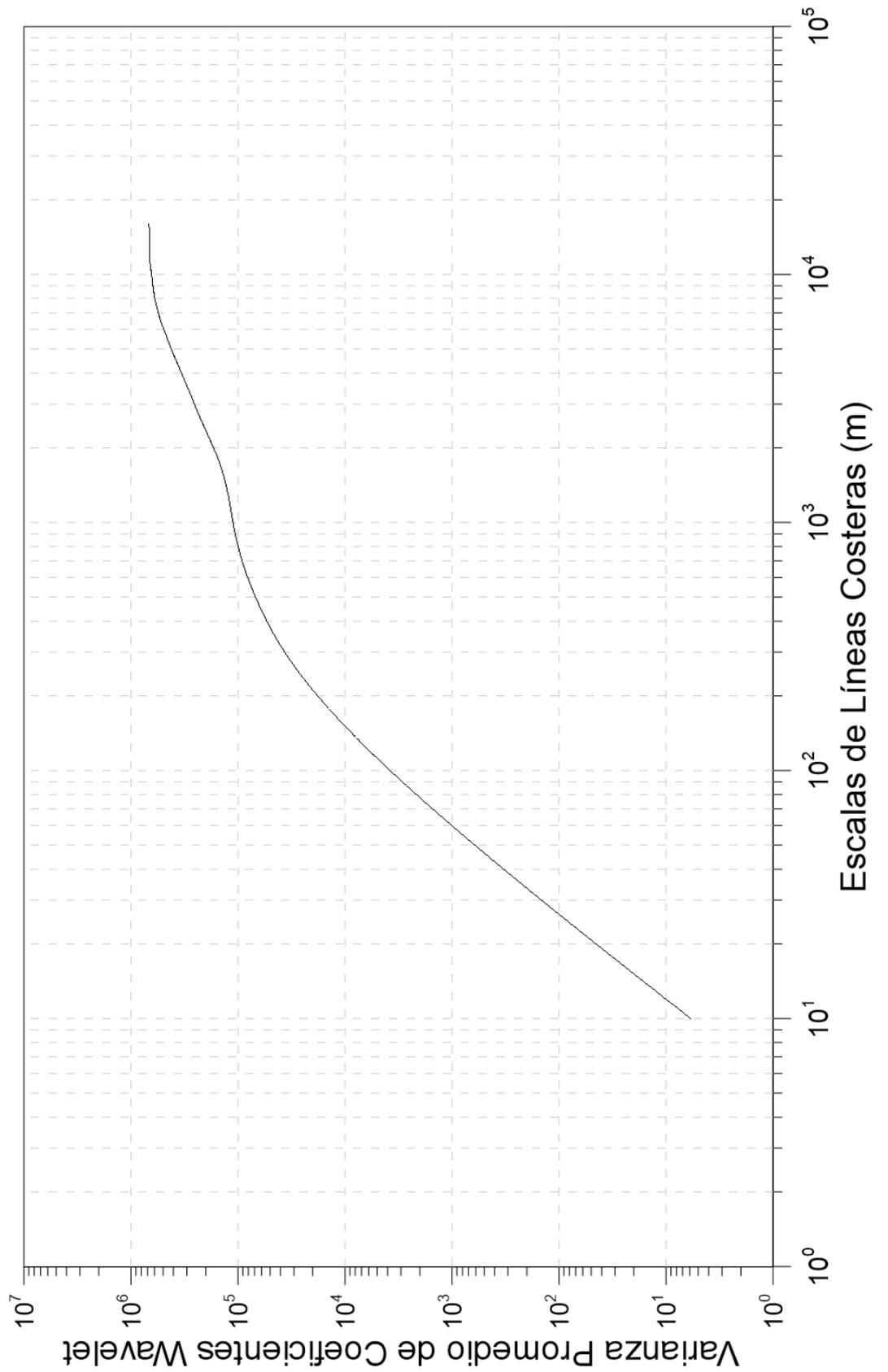


Figura F.23: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2001 al 2011.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2001-2014

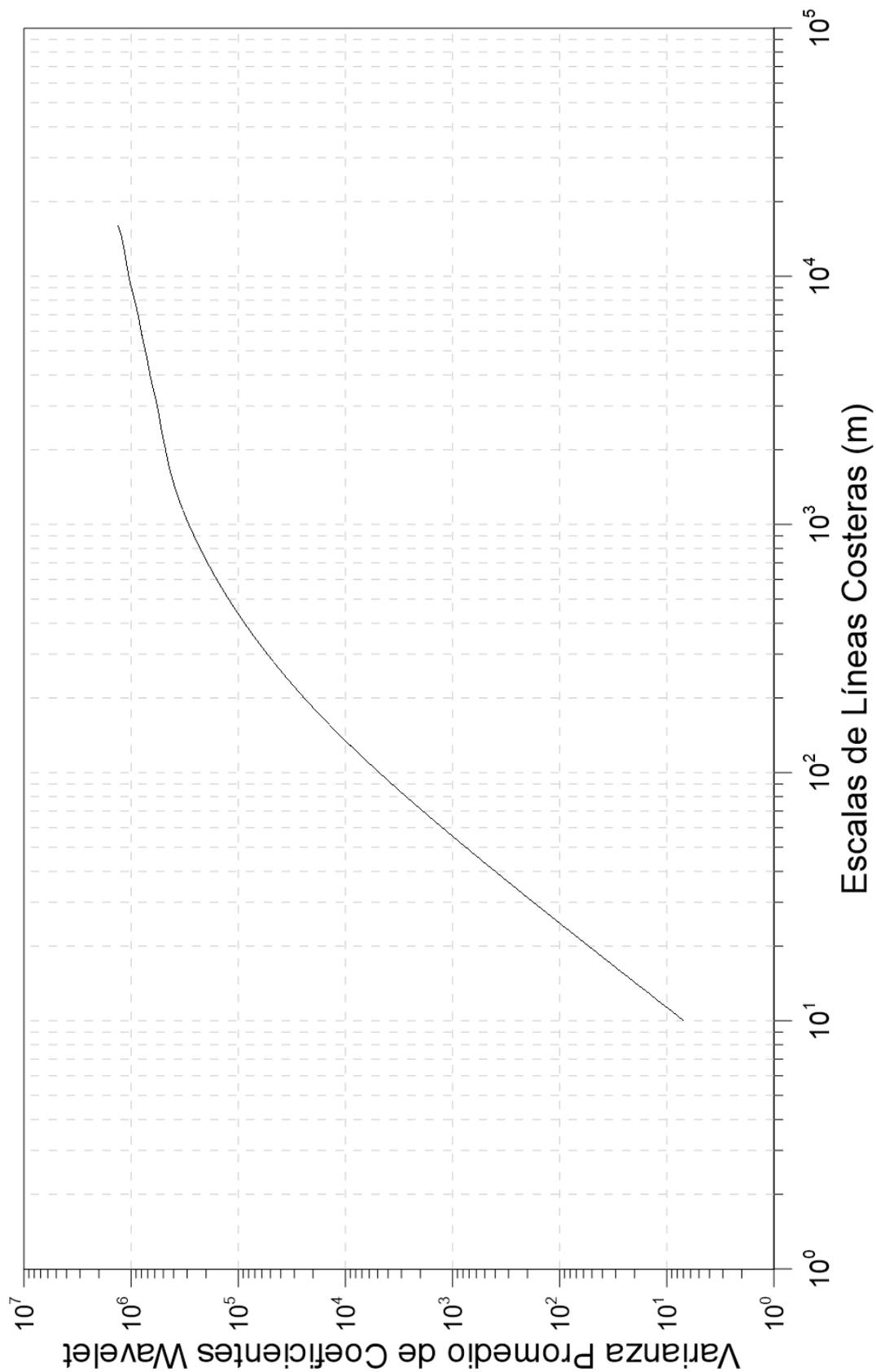


Figura F.24: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2001 al 2014.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2003-2009

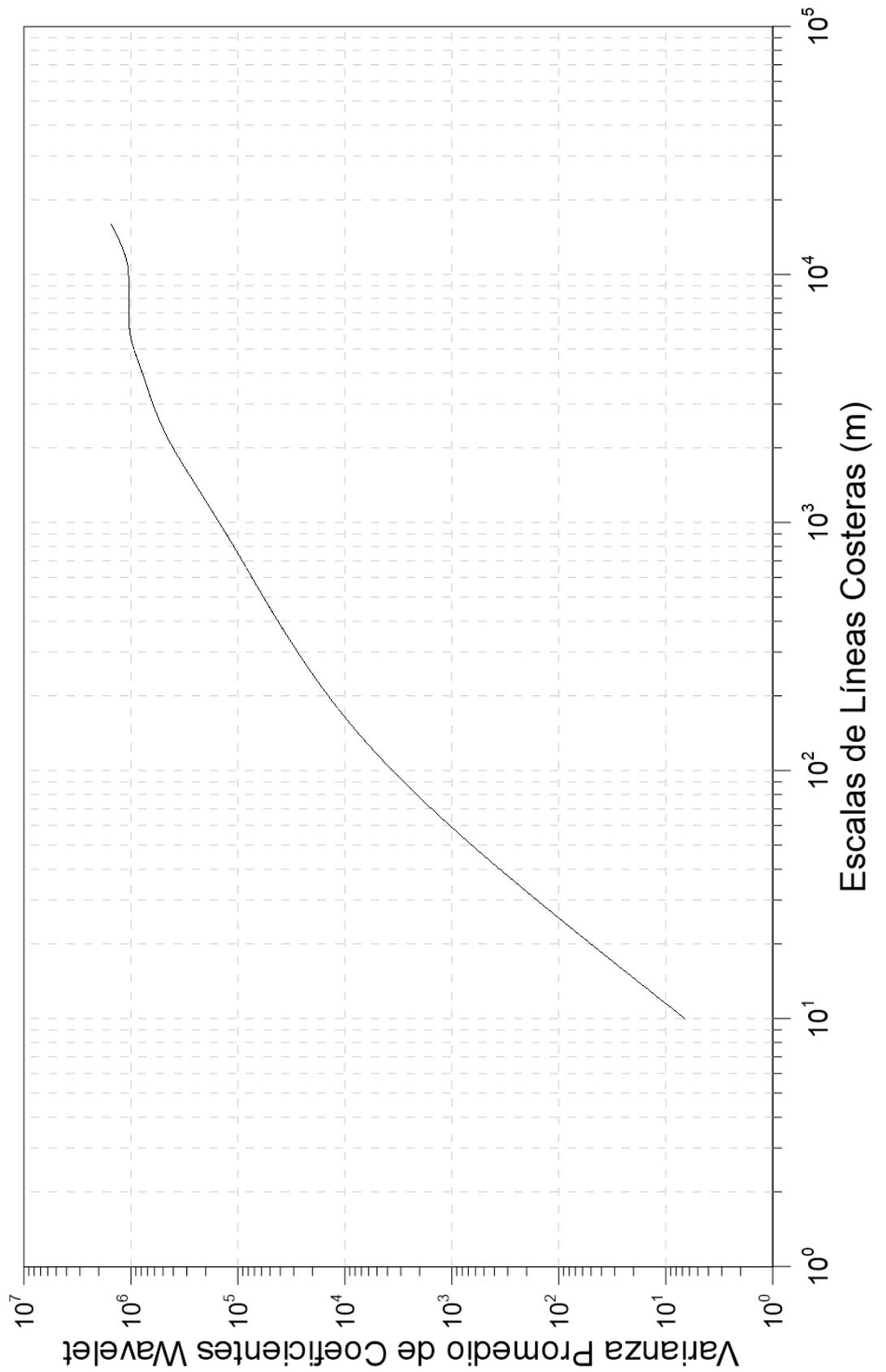


Figura F.25: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2003 al 2009.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2003-2011

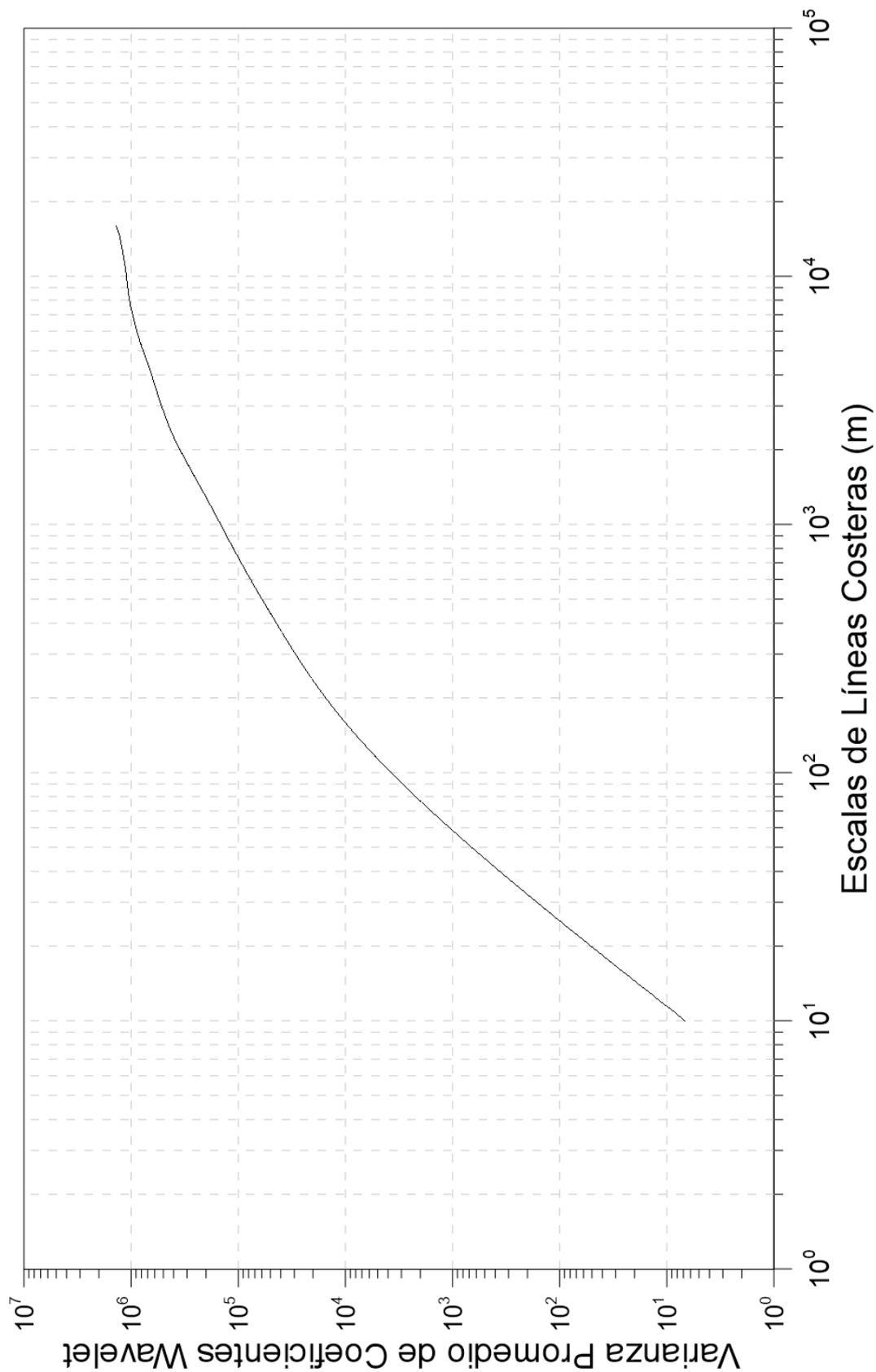


Figura F.26: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2003 al 2011.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2003-2014

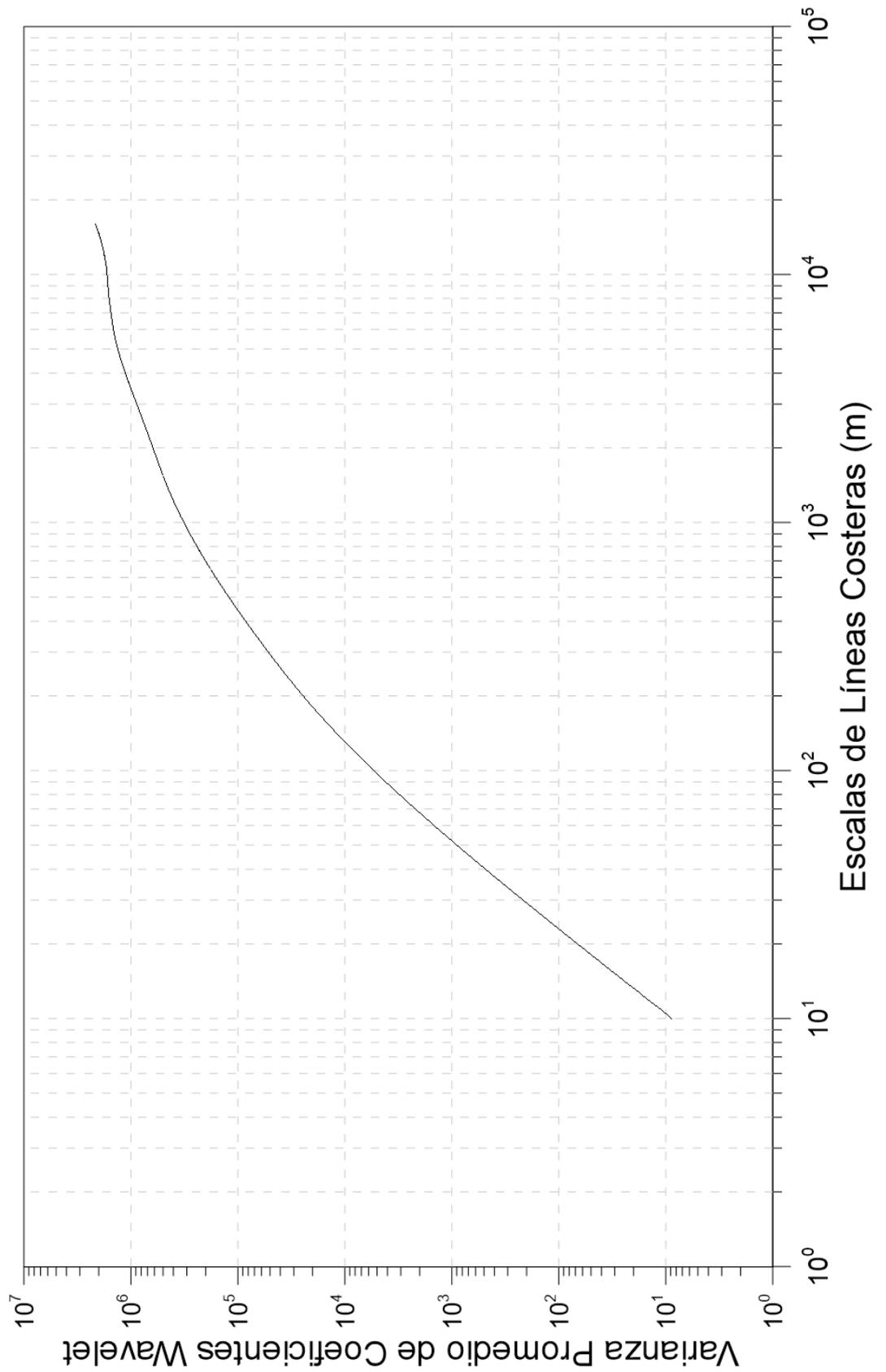


Figura F.27: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2003 al 2014.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2009-2011

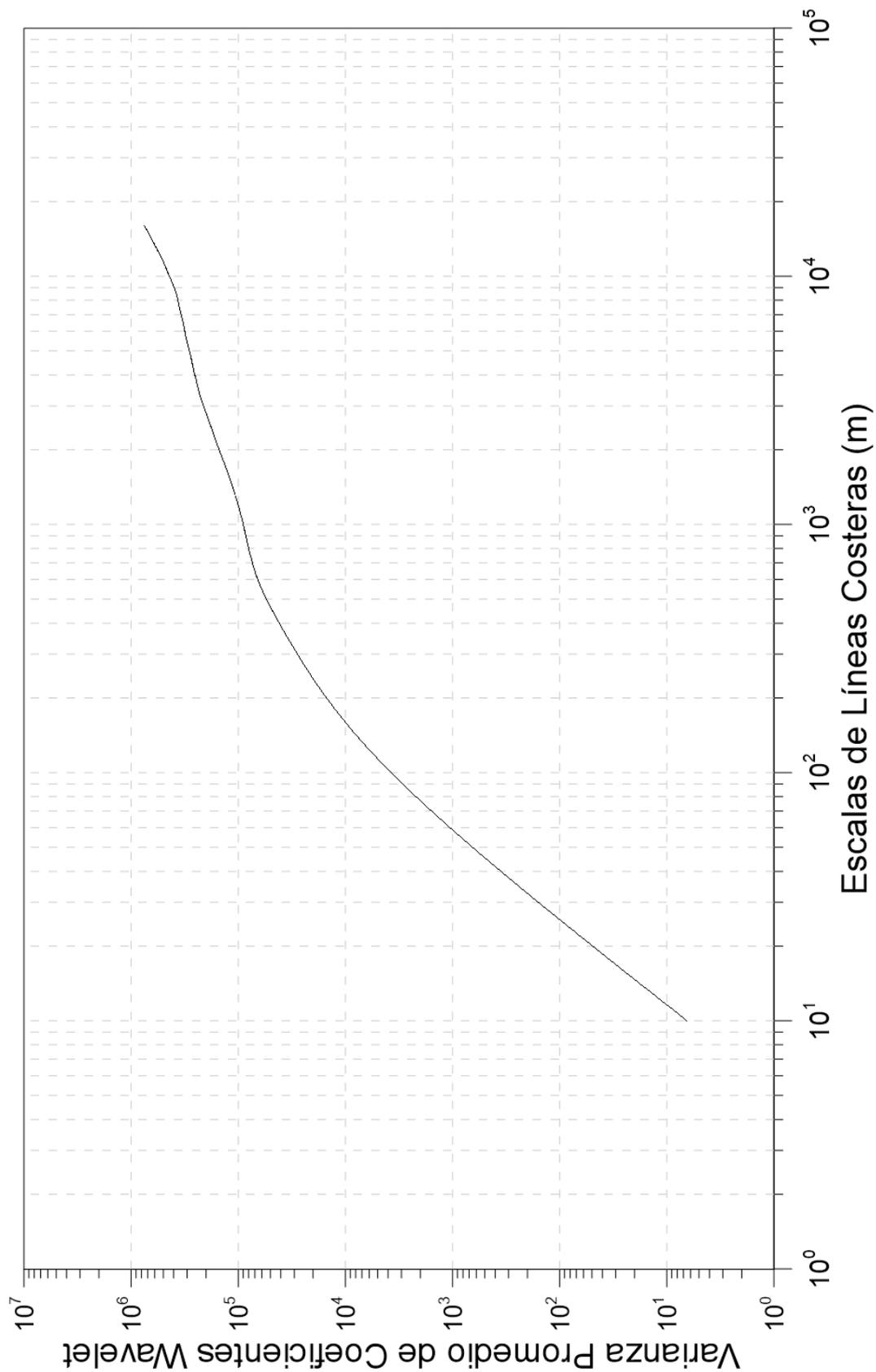


Figura F.28: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2009 al 2011.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2009-2014

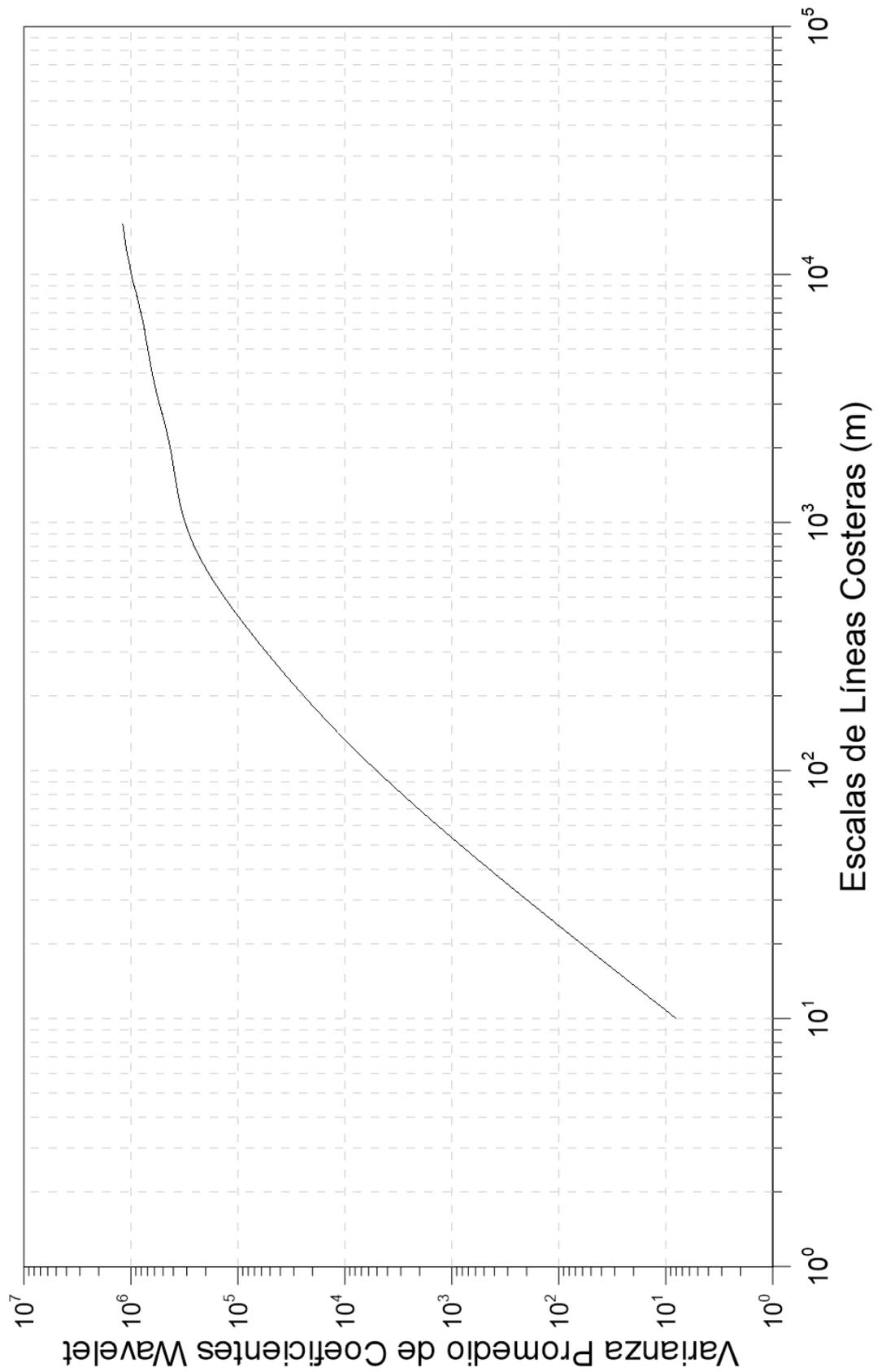


Figura F.29: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2009 al 2011.
Elaboración propia.

Análisis Numérico - Caso: Paita 2011-2014

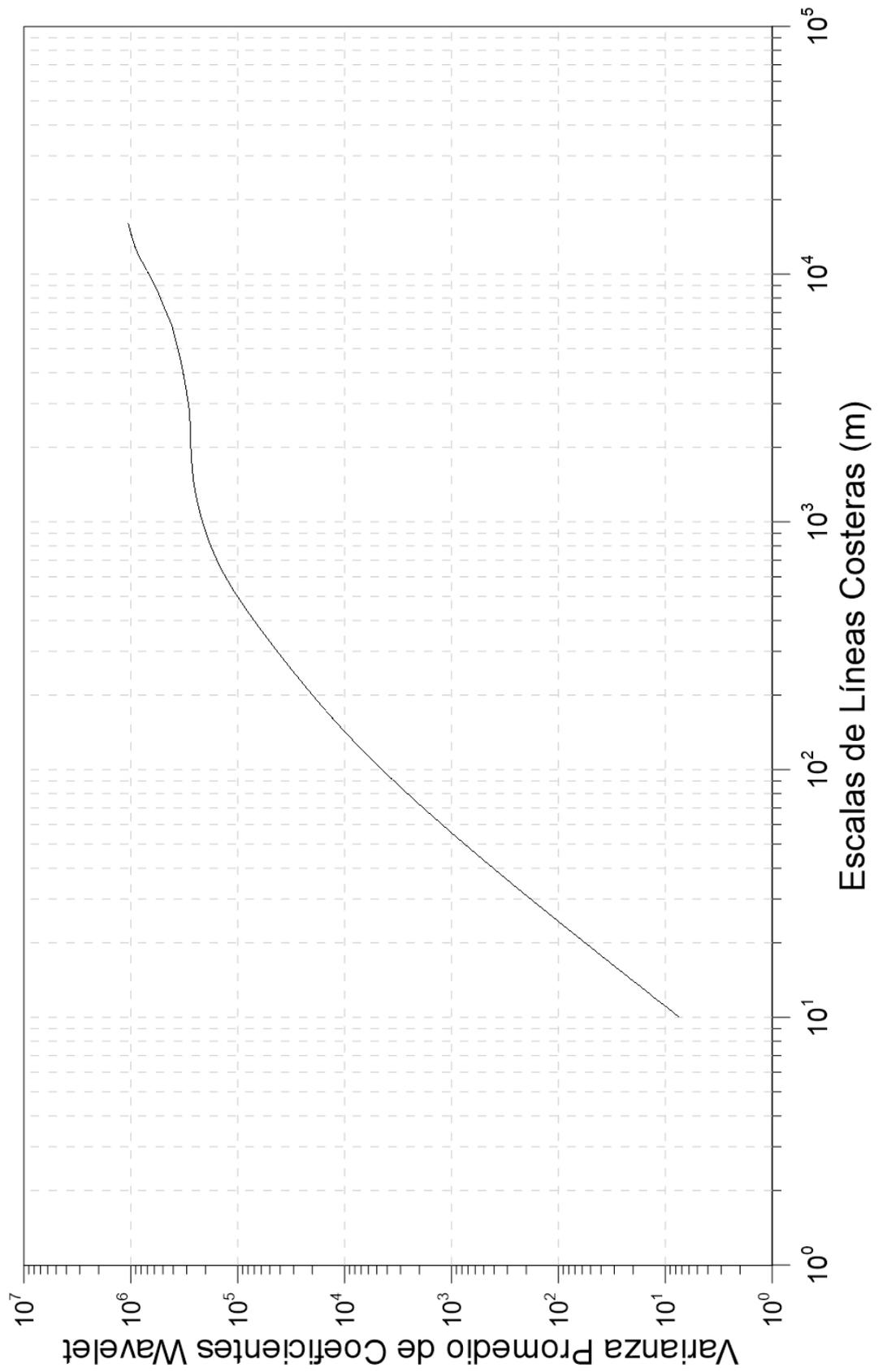


Figura F.30: Espectro de señal de cambio costero de Paita del año 2011 al 2014.
Elaboración propia.

Anexo G

Código de programa de análisis de las señales

Los programas creados en la interfaz MATLAB que se usaron en el procesamiento de las señales de cambio costero son los algoritmos G.1 y G.2. El programa G.1 muestra el procedimiento general.

```
1 function [y]=ProcesamientoWavelet_Haar(nombre, scale , scale_initial)
2 % Se lee las celdas de informacion de cambio de linea costera
3 % obtenidos de programas GIS
4 n_signal=xlsread(nombre,'Data Information','B1');
5 range_signal=cell(n_signal,1);
6 [~,range_signal(1),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D3');
7 [~,range_signal(2),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D4');
8 [~,range_signal(3),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D5');
9 [~,range_signal(4),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D6');
10 [~,range_signal(5),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D7');
11 [~,range_signal(6),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D8');
12 [~,range_signal(7),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D9');
13 [~,range_signal(8),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D10');
14 [~,range_signal(9),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D11');
15 [~,range_signal(10),~]=xlsread(nombre,'Data Information','D12');
16 % Se genera una matriz de datos donde se colocaran todos los datos del
17 % procesamiento a realizar
```

```

18 signal=zeros(scale-scale_initial+1,n_signal);
19 % Se colocan las variables de entrada para el procesamiento de
    ondícula
20 scales=scale_initial:scale;
21 wavelet='haar';
22 % Se realiza el procesamiento para cada informacion de data leida
23 for i=1:10
24     % Se lee los datos de cambio costero de la hoja Excel
25     s=transpose(xlsread(nombre,'Processed Data',range_signal{i}));
26     % Se realiza el procesamiento de ondícula
27     y=transformation_wavelet(s,scales,wavelet);
28     % Se reemplaza los resultados obtenidos en la matriz inicial
29     signal(:,i)=transpose(y);
30 end
31 % El programa devuelve la matriz llena de datos de resultado de
32 % procesamiento.
33 y=signal;
34 end

```

Algoritmo G.1: Programa para el análisis de las señales de cambio costero

En cambio, el programa G.2 muestra la función con la cual se analiza cualquier señal de datos con una transformada de ondícula y el análisis posterior descrito en la sección ??.

```

1 function [y]=transformation_wavelet(signal,scales,wname)
2 % Se realiza la transformada de ondícula con el fin de obtener los
3 % coeficientes del procesamiento del wavelet
4 transform1=cwt(signal,scales,wname);
5 % El programa eleva al cuadrada cada coeficiente y obtiene un promedio
6 % de los nuevos valores a lo largo de longitud por cada escala
7 y=mean(transpose(transform1.^2));
8 end

```

Algoritmo G.2: Función para la transformada de ondícula de las señales de cambio costero

Bibliografía

Delgado, C., Gomero, R., Salzwedel, H., Flores, L. A., y Carbajal, G. (1987). Sedimentos superficiales del margen continental peruano: un mapa textural.

