

Universidad de El Salvador

Facultad de Ciencias Naturales y Matemática

Escuela de Física



Trabajo de graduación

Estudio numérico del oleaje costero en la Bahía de La Unión del Golfo de Fonseca

Presentado por:

Julio Amilcar Gómez Jerónimo

Para optar al grado de:

Licenciado en Física

Asesores:

M.Sc. Francisco José Gavidia Medina

B.Sc. José Roberto Dimas Valle

Ciudad Universitaria, septiembre de 2021

Universidad de El Salvador

Facultad de Ciencias Naturales y Matemática

Escuela de Física



Trabajo de graduación:

Estudio numérico del oleaje costero en la Bahía de La Unión del Golfo de Fonseca

Aprobación de los asesores:

M.Sc. Francisco José
Gavidia Medina

B.Sc. José Roberto
Dimas Valle

Ciudad Universitaria, septiembre de 2021

AUTORIDADES UNIVERSITARIAS

RECTOR:

M. Sc. Roger Armando Arias

SECRETARIO GENERAL:

Ing. Francisco Alarcón

FISCAL GENERAL:

Lic. Rafael Humberto Peña Marín

DECANO DE LA FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA:

Lic. Mauricio Hernán Lovo Córdova

-

Ciudad Universitaria, septiembre de 2021

Agradecimientos

Agradezco a mi asesor, M.Sc. Francisco Gavidia, y a Josué Quintanilla por el acompañamiento y la orientación brindada durante todo el proceso de investigación. También les agradezco por mostrar e incentivar a seguir adelante en el área de la oceanografía física, una línea de trabajo que antes desconocía.

A mi asesor interno, B.Sc. Roberto Dimas, por la orientación brindada y por representarme en todos los trámites académicos que este trabajo implicó.

Al Ph.D Gabriel Díaz del Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria por ayudar con la documentación y el uso de la herramienta GUIH-SWAN.

A mis compañeros y amigos de la Escuela de Física: Jorge Cuadra, Cindy Castellón, Ricardo Funes, Alejandro Argueta, Kevyn Pineda, Carlos Posada y Gerson Rodríguez, entre otros. Gracias por hacer de mi etapa universitaria una experiencia más agradable y llevadera.

Finalmente, agradezco a mi familia por ser el soporte económico y emocional durante mis años de formación profesional.

Índice general

Agradecimientos	I
Índice de general	III
Índice de figuras	V
Índice de tablas	VI
Resumen	VII
Introducción	VIII
1. Fundamento Teórico	1
1.1. Tipos de olas y sus características	1
1.2. Generación del oleaje	2
1.2.1. Oleaje de local (Sea)	3
1.2.2. Oleaje distante (Swell)	4
1.3. Evolución del oleaje en las costas	5
1.3.1. Asomeramiento	5
1.3.2. Refracción	6
1.3.3. Difracción	6
1.3.4. Reflexión	7
1.4. Espectro de onda	8
1.5. Ecuación de balance de energía	10
1.6. Términos fuente y sumideros	14
1.6.1. Generación por el viento	14
1.6.2. Disipación por whitecapping	15
1.6.3. Disipación por fricción con el fondo	16
1.6.4. Rompimiento inducido por el fondo	16

1.6.5.	Interacciones no lineales por triadas	17
1.6.6.	Interacciones no lineales por cuádrupletes	17
1.7.	Modelo SWAN	18
1.7.1.	Discretización	18
1.7.2.	Solución	20
2.	Metodología	21
2.1.	Malla computacional	21
2.2.	Forzamiento de oleaje local	22
2.2.1.	Viento	23
2.2.2.	Oleaje en la frontera con mar abierto	24
2.2.3.	Marea	26
2.3.	Implementación de SWAN	27
3.	Resultados y discusión	33
3.1.	Marea calculada con TMD	34
3.2.	Oleaje	35
3.3.	Distribución temporal	39
3.3.1.	Estacional	39
3.3.2.	Mensual	40
3.4.	Comparación entre resultados y medidas directas	41
3.5.	Distribución espacial	45
4.	Conclusiones y recomendaciones	51
4.1.	Conclusiones	51
4.2.	Recomendaciones	53
	Bibliografía	54
	Anexos	59
A.1.	Dominio de frecuencias.	59
A.2.	Lectura de archivos GRB2.	60

Índice de figuras

1.1. Parametros físicos que definen una ola.	2
1.2. Movimiento orbital en aguas profundas, intermedias y someras	3
1.3. Evolución de las ondas capilares y de gravedad.	4
1.4. Propagación del oleaje al abandonar la zona de generación.	4
1.5. Efecto del asomeramiento en las olas.	5
1.6. Refracción a lo largo de una línea de costa irregular	6
1.7. Difracción alrededor de una promontorio.	7
1.8. Ola parcialmente estacionaria provocada por reflexión.	7
1.9. Registro de oleaje en un canal.	9
1.10. Elevación de la superficie observada y sus respectivos espectros de fase y amplitud	9
1.11. Ejemplo de malla regular utilizada para definir el balance de energía.	11
1.12. Propagación de energía a través de una celda de la malla geográfica	12
1.13. Distribución direccional de energía de oleaje en una frecuencia, punto geográ- fico e instante de tiempo	13
1.14. Cambio de presión inducido por el viento sobre la superficie del mar.	15
2.1. Dominio geográfico: malla externa y anidada.	21
2.2. Puntos de forzamiento en el Golfo de Fonseca.	23
2.3. Oleaje de mar profundo: temporada seca.	25
2.4. Oleaje de mar profundo: temporada lluviosa.	25
2.5. Flujo de información en las simulaciones.	29
3.1. Periodos de simulación de oleaje.	34
3.2. Marea calculada con TMD.	34
3.3. Mapa de la Bahía de La Unión.	36
3.4. Resultados de altura significativa, periodo y dirección - época seca	37
3.5. Resultados de altura significativa, periodo y dirección - época lluviosa.	38
3.6. Rosas de oleaje calculado.	38

3.7. Promedios mensuales de altura significativa.	40
3.8. Promedios mensuales de periodo de oleaje.	41
3.9. Comparación entre resultados calculados y medidos - estación seca.	42
3.10. Comparación entre resultados calculados y medidos - estación lluviosa.	43
3.11. Rosas de oleaje medido.	45
3.12. Mapa de altura significativa en el Golfo de Fonseca.	46
3.13. Mapa de altura significativa en la Bahía de La Unión.	47
3.14. Ubicación de los espectros direccionales de energía.	48
3.15. Espectros direccionales de energía.	49

Índice de tablas

1.1. Clasificación de las olas en términos de la profundidad relativa	2
2.1. Tamaño, rango y espaciamiento de la malla computacional.	22
2.3. Constituyentes armónicos de marea considerados.	27
2.4. Límites de la malla externa y anidada.	28
2.5. Coordenadas de los puntos de forzamiento	29
3.1. Estadísticos principales de altura significativa, periodo y dirección de oleaje. .	39
3.2. Estadísticos de altura significativa mensual.	40
3.3. Estadísticos de periodo de oleaje mensual.	41
3.4. Ceficientes de correlación y RSME.	43
4.1. Dominio de frecuencias.	59

Resumen

El presente trabajo está dedicado a la descripción del oleaje en La Bahía de La Unión del Golfo de Fonseca. El estudio parte de la implementación del modelo SWAN, el cual resuelve la ecuación de balance de acción a partir de las condiciones de contorno determinadas por la batimetría, la marea, el campo de vientos y el oleaje de fondo. Las simulaciones son realizadas para dos períodos, uno representativo de la estación seca, comprendido entre octubre del 2012 y marzo del 2013, y uno representativo de la estación lluviosa, comprendido entre abril del 2014 y septiembre del 2014.

Las simulaciones fueron ejecutadas en modo estacionario y separados por saltos temporales de tres horas durante los periodos mencionados. Cada ejecución se realizó en dos partes, primero en una malla externa de baja resolución que se extiende sobre todo el Golfo de Fonseca y luego en una malla anidada más fina con espaciamiento de 110 metros centrada en la Bahía de La Unión. El espacio espectral se resuelve a lo largo de 72 direcciones igualmente espaciadas entre 0 y 360 grados, y en 36 frecuencias distribuidas de forma logarítmica, $\Delta f/f = 0.1$, entre 0.035 y 1 Hertz. Los términos de disipación y redistribución de energía considerados en las simulaciones fueron: disipación por *withecapping*, por fricción con el fondo, por rompimiento inducido por fondo e interacciones por cuadrupletes.

Las simulaciones indican que el oleaje en la bahía puede ser considerado de altura pequeña. Durante la estación seca se tiene en promedio de altura significativa de 0.12 m, periodo de 3.1 s y dirección de 180°, mientras que para la estación lluviosa de 0.13 m, 4.5 s y 186°. La reducida altura de ola puede asociarse a factores como la presencia de la isla Conchaguita y la reducción del canal principal de entrada a la bahía que afectan la trayectoria de las olas. Los espectros direccionales de energía muestran que el oleaje en la bahía es predominantemente generado en zonas lejanas a la costa, siendo el oleaje generado por viento local menos energético. Los resultados obtenidos comparados con mediciones directas realizadas por un perfilador acústico de corriente y oleaje muestran correlaciones entre baja y moderadas, valores posiblemente asociados a la interferencia de las descargas de los ríos.

Introducción

El oleaje es uno de los procesos oceánicos que definen el clima marítimo. A través de la historia se han realizado numerosos esfuerzos por entender su generación y transformación, sin embargo hasta la etapa de oro del renacimiento, en el siglo XV, no hubo grandes progresos documentados acerca del tema. Hasta entonces gran parte del conocimiento acerca del mar se basaba en relaciones empíricas (Silva, 2005). Fue hasta el periodo definido entre los siglos XVI al XIX cuando se iniciaron las contribuciones más importantes en el plano teórico con propuestas como la teoría de ondas lineales o de pequeñas amplitudes desarrolladas por Airy (1845) y Stokes (1847). El avance teórico permitió el desarrollo de modelos de predicción de oleaje. El primer estudio de este tipo fue desarrollado por Sverdrup and Munk (1947) durante la segunda guerra mundial. Desde entonces ha habido un creciente interés hacia el modelaje numérico como herramienta para describir la dinámica de las olas, esfuerzos que han impulsados también por el avance tecnológico de los equipos de cómputo (Mitsuyasu, 2002).

El interés por el estudio del océano reside en el hecho de este ocupa más del 70 por ciento de la superficie del planeta por lo que su monitoreo y aprovechamiento supone una ventaja importante para la sociedad. Considerando que el oleaje afecta tanto la navegación como a las comunidades costeras, a nivel nacional se han realizado investigaciones con el fin de caracterizarlo. Debido a la pequeña extensión territorial del país los estudios con modelos numéricos se han hecho abarcando toda la zona costera nacional. Bajo este enfoque destacan las investigaciones realizadas por Acosta et al. (2009) y Estrada (2011) quienes caracterizaron el oleaje para zonas cercanas y lejanas a la costa salvadoreña utilizando el modelo WAVE-WATCH III. Años más tarde González (2016) también presentó un estudio similar pero esta vez utilizando el modelo WAM y haciendo énfasis en la ocurrencia de eventos extremos y la potencia energética del oleaje. A esto se le suma el esfuerzo del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) quien monitorea constantemente el oleaje incidente de aguas profundas que arriba a la costa salvadoreña.

Los trabajos mencionados anteriormente se fundamentan en modelos diseñados para escalas oceánicas, es decir que, aunque son de gran valor científico, pierden validez en regiones costeras con escalas horizontales menores de 50 kilómetros. La presente investigación se cen-

tra en una región costera y de baja extensión por lo que se utiliza un modelo diferente y adecuado a las condiciones. El objetivo principal del trabajo es caracterizar el oleaje en La Bahía de La Unión del Golfo de Fonseca a través de la implementación del modelo SWAN (Simulating Waves Nearshore). La Bahía de La Unión en El Salvador es uno de los tributarios del Golfo de Fonseca, siendo los otros: el Estero San Lorenzo y el Estero San Fernando, en Honduras, y el Estero Real en Nicaragua. La Bahía de La Unión ocupa aproximadamente 75 km² (5 km de ancho por 15 km de largo) con una profundidad promedio de 5 m. Tres cuartas partes de la línea de costa son bosques salados surcados por 5 canales principales en donde se mezcla agua dulce de las cuencas de los ríos Sirama y Goascorán con el agua salada del mar. La otra cuarta parte de la línea costera está modificada por la construcción de infraestructura o son playas de bolsillo con acantilados bajos y puntas rocosas (MARN, 2015).

La medición sistemática del oleaje es de gran utilidad, sin embargo muchas veces los recursos necesario para ello son insuficiente debido a los altos costos que implican la instrumentación, colocación y mantenimiento de los aparatos. El proceso de caracterización del mar se simplifica utilizando en cambio modelos espectrales tales como SWAN, ya que en lugar de aparatos de medición directa, se requiere equipos de computo de menor costo y bases de datos meteorológicos y oceanográficos de uso libre que lo alimenten. Estas bases de datos están conformadas series continuas, homogéneas y de alta fiabilidad, que bajo estrictos protocolos de validación y calibración con datos instrumentales, aportan datos históricos y horarios que llegan a extenderse por varias décadas (Kalnay et al., 1996).

Con el modelo SWAN se discretiza el dominio espacial en una malla anidada fina de manera que los procesos de asomeramiento, refracción y difracción provocados por la batimetría de la zona son representados de forma confiable. La mejor resolución espacial permite estudiar, además de la variación temporal, la variación espacial del oleaje con mayor detalle. Lo anterior podría permitir que los resultados de este trabajo puedan servir de referencia en el desarrollo de estudios posteriores, ya que el oleaje está ligado a más procesos físicos y biológicos, o servir también para el diseño y construcción de estructuras en la bahía (Dean and Dalrymple, 2004).

El presente trabajo está dividido en cuatro capítulos, y contiene las secciones que estipulan los lineamientos de trabajos de graduación de la Facultad de Ciencias Naturales y Matemática. En el primer capítulo se presenta el fundamento teórico que sustenta esta investigación. A continuación, en el segundo capítulo se describe la metodología utilizada; en el tercer capítulo se muestran los principales resultados obtenidos, y para finalizar, en el cuarto capítulo se presentan las conclusiones y recomendaciones para futuras investigaciones.

Capítulo 1

Fundamento Teórico

El oleaje se conforma de ondas que se propagan en la superficie libre del mar como resultado de la acción del viento sobre una determinada región (fetch) del cuerpo de agua. Las olas pueden propagarse miles de kilómetros antes de llegar a las costas, durante su propagación enfrentan diferentes procesos que pueden alterar sus propiedades (Stewart, 2008).

1.1. Tipos de olas y sus características

Las olas comparten las mismas características básicas independientemente del medio en que se propaguen. Para estudiarlas, primero es necesario definir sus parámetros físicos más importantes, y para esto es conveniente considerar una onda progresiva ideal (figura 1.1). Las variables más importantes que las definen son (Reddy, 2001):

- **Longitud de onda (L):** Es la distancia horizontal entre dos crestas sucesivas medidas paralelamente en la dirección de propagación de la onda.
- **Altura (H):** Es la distancia vertical entre una cresta y un valle consecutivo. A partir de este valor se determina la altura significativa, $H_{1/3}$, la cual es más comúnmente usada y se define como el promedio del tercio superior de ondas registradas en un intervalo de tiempo (Holthuijsen, 2010).

$$H_{1/3} = \frac{1}{N/3} \sum_{j=1}^{N/3} H_j \quad (1.1)$$

- **Periodo (T):** Es el tiempo requerido para que dos crestas sucesivas pasen a través de un mismo punto.

- **Velocidad (c):** Es la tasa de propagación de la ola. Esta dado por la longitud de onda dividido por el periodo.

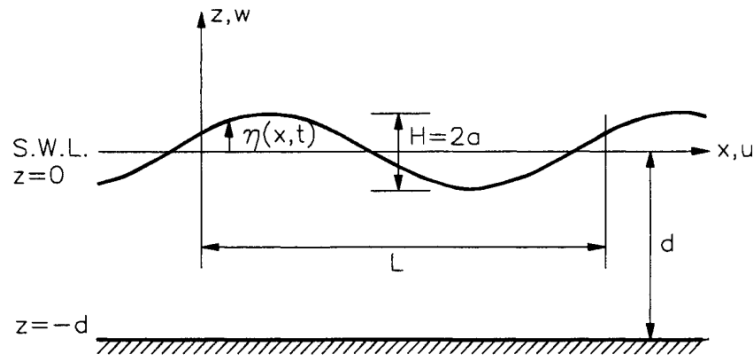


Figura 1.1: Parámetros físicos que definen una ola (Young, 1999).

En cuanto a la clasificación de las ondas en el mar, esta puede ser llevada a cabo de varias maneras, ya sea por su periodo, fuerza generadora, fuerza restauradora o por su profundidad relativa. De acuerdo a su profundidad relativa, es decir, según la relación entre profundidad del agua (d) y la longitud de onda (L), las olas pueden ser de aguas someras, intermedias o profundas. La tabla 1.1 muestra los intervalos d/L utilizados para determinar el tipo de oleaje según este enfoque. La figura 1.2 muestra las trayectorias seguidas por las partículas de agua debido a la interacción con el fondo marino en estos tres escenarios. Según la teoría de ondas lineales, las partículas se mueven en órbitas elípticas en aguas someras e intermedias y en órbitas circulares en aguas profundas (Holthuijsen, 2010).

Tabla 1.1: Clasificación de las olas en términos de la profundidad relativa (Young, 1999).

Tipo de olas	Rango de d/L	Rango de k/d
Ola de aguas someras	0 a $1/20$	0 a $\pi/10$
Ola de aguas intermedias	$1/20$ a $1/2$	$\pi/10$ a π
Ola de aguas profundas	$1/2$ a ∞	π a ∞

1.2. Generación del oleaje

El desarrollo del oleaje parte desde su origen en una región ventosa del océano, luego se propaga a través de grandes extensiones de agua aún sin su ayuda, y finalmente culmina cuando rompe y trasfiere su energía ya sea en el mar abierto o en las costa. De acuerdo a

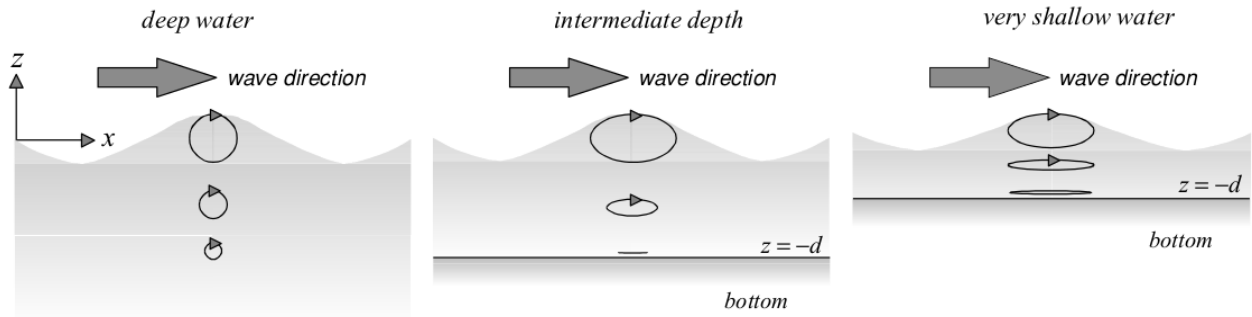


Figura 1.2: Movimiento orbital en aguas profundas, intermedias y someras (Holthuijsen, 2010).

su origen, se suelen distinguir dos tipos principales de oleaje denominados como oleaje local, también llamado *sea*, y oleaje distante, también conocido como *swell* (Silva, 2005).

1.2.1. Oleaje de local (Sea)

Cuando el viento sopla sobre la superficie del océano, se crea un cambio de presión y un forzamiento. Estos factores deforman la superficie del agua creando pequeñas ondas con valles en forma de V y longitudes de onda menores que 1.74 centímetros. Las ondulaciones producidas son llamadas ondas capilares, nombre proveniente de *capilaridad*, propiedad que resulta de la tensión superficial. A medida que aumenta el desarrollo de las ondas capilares, la superficie del mar toma una apariencia más áspera. El agua recibe más energía del viento, permitiendo una interacción más eficiente entre la atmósfera y el océano. La mayor transferencia de energía produce *ondas de gravedad* (figura 1.3), las cuales son ondas simétricas con una longitud de onda mayor a 1.74 cm. La energía impartida por el viento incrementa la altura, longitud de onda y velocidad de las olas hasta que una condición de equilibrio, llamado estado de mar completamente desarrollado, es alcanzado. Para un conjunto de condiciones dadas, las olas no pueden crecer más allá del estado de mar completamente desarrollado porque pierden energía rompiéndose como la que reciben del viento. El área donde las ondas son generadas es caracterizada por tener ondas irregulares dispersándose en muchas direcciones, además de abarcar una gran variedad de periodos y longitudes de onda (la mayoría cortos) debido al constante cambio de la velocidad y dirección del viento (Thurman et al., 2011).

Los factores que determinan la cantidad de energía transferida a las olas son: (1) la velocidad del viento, (2) su duración y (3) el *fetch*, el cual es la distancia sobre el cual el viento sopla.

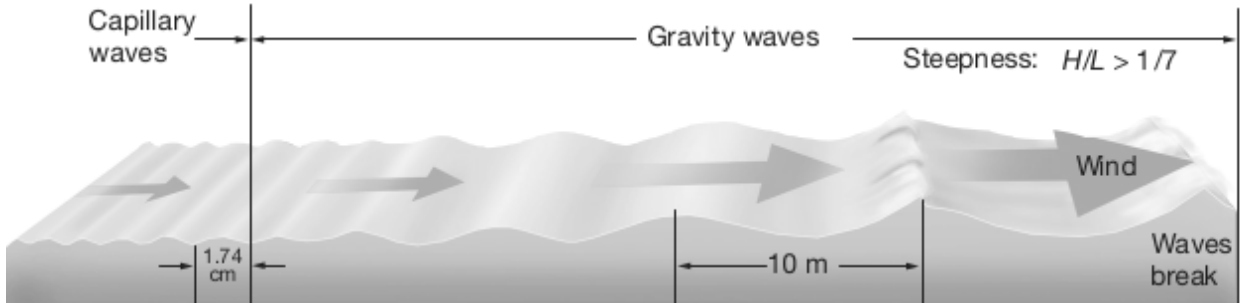


Figura 1.3: Evolución de las ondas capilares y de gravedad (Thurman et al., 2011).

1.2.2. Oleaje distante (Swell)

A medida que las olas abandonan la zona de generación, la velocidad del viento disminuye y eventualmente se mueven más rápido que él. Cuando esto ocurre, la pendiente disminuye y se convierten en olas de gran longitud llamadas *swells* (figura 1.4), las cuales son ondas uniformes y simétricas. Las olas se mueven a través largas distancias transportando energía de un lugar a otro. La propagación del oleaje hacia zonas distantes es la razón por se puede observar olas en las costas aún en condiciones atmosféricas de calma (Thurman et al., 2011).

Las ondas de mayor longitud de onda viajan más rápido por lo que abandonan la zona de generación primero, estas son seguidas por trenes de onda mas lentos y de menor longitud de onda. La progresión de olas largas y rápidas a olas cortas y lentas, ilustra el principio de dispersión de onda. Cuando dos o más olas de diferentes sistemas se encuentran, forman patrones de interferencia que producen oleaje igual a la suma de las componentes individuales.

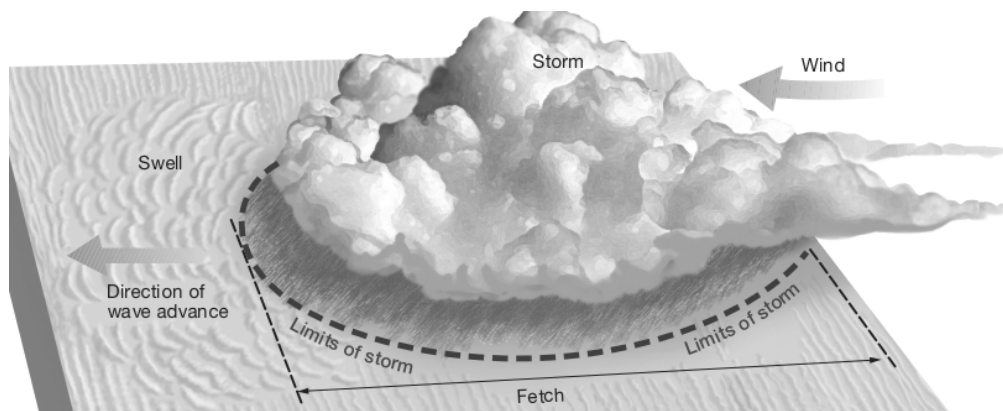


Figura 1.4: Propagación del oleaje al abandonar la zona de generación (Thurman et al., 2011).

1.3. Evolución del oleaje en las costas

Cuando las olas generadas por el viento entran en zonas costeras, su amplitud y dirección se ven afectadas por la línea de costa y la limitada profundidad del agua. Entre los fenómenos presentes están el asomeramiento, la refracción, difracción y reflexión. Estos fenómenos son descritos a través de la teoría de ondas lineales o de pequeñas amplitudes aplicadas a aguas costeras (Thurman et al., 2011).

1.3.1. Asomeramiento

El asomeramiento es el efecto producido en el oleaje al reducirse la profundidad del fondo marino a su llegada a la costa. Se produce a partir de que la ola alcanza profundidades menores a la mitad de su longitud de onda. Cuando una onda armónica que se propaga sobre un fondo marino de topografía fija con una leve pendiente y sin corrientes mantiene su frecuencia ω (Young, 1999).

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad (1.2)$$

donde g es la aceleración de la gravedad y k el número de onda. Ya que tal relación de dispersión es válida a lo largo de su trayectoria, si la profundidad disminuye, la longitud de onda también disminuye. La velocidad de propagación también disminuye siguiendo la siguiente proporción:

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kd)} \quad (1.3)$$

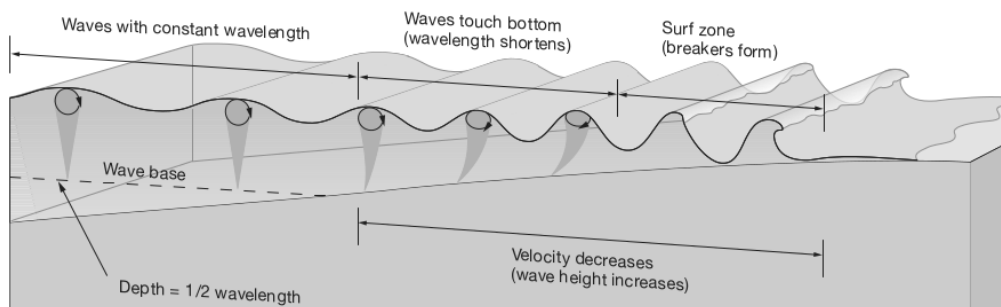


Figura 1.5: Efecto del asomeramiento en la velocidad y longitud de onda de las olas. (Thurman et al., 2011).

Otro efecto del asomeramiento, aislado de otros efectos de propagación, generación y disipación, es el aumento de amplitud de las olas cuando se aproximan a la línea costera.

De hecho, cuando la velocidad de grupo se aproxima a cero en la línea de costa, la amplitud teóricamente tiende al infinito. Obviamente la teoría de pequeñas amplitudes deja de tener validez antes de alcanzar este punto además de que otros procesos intervienen antes de que suceda.

1.3.2. Refracción

La refracción se produce cuando una ola se aproxima hacia la costa incidiendo oblicuamente. La onda cambia de dirección debido a la variación de la profundidad a lo largo de la cresta (figura 1.6). Esto se puede visualizar mejor considerando que la cresta se mueve más rápido en aguas profundas que en aguas someras de manera que, en un mismo intervalo dado de tiempo, la cresta se mueve sobre una distancia mayor que la que recorre en una sección menos profunda. El efecto final es que la onda gira en dirección a la línea de costa. Este es una característica universal de las ondas: una onda siempre gira hacia la región con menor velocidad de propagación (Holthuijsen, 2010).

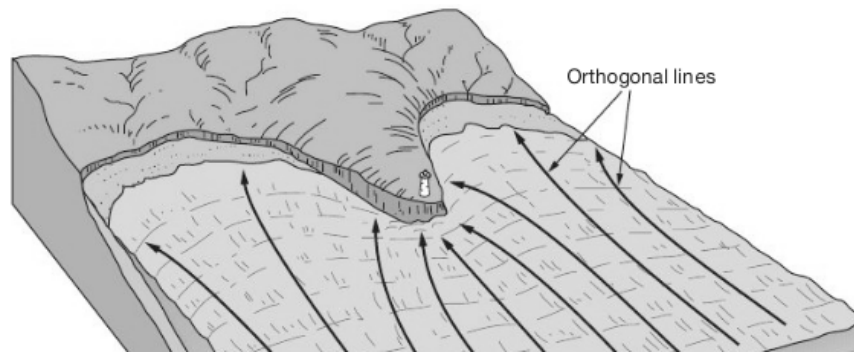


Figura 1.6: Refracción a lo largo de una línea de costa irregular (Thurman et al., 2011).

1.3.3. Difracción

La difracción se manifiesta cuando el oleaje cambia de dirección en torno a un obstáculo, provocando olas con amplitudes decrecientes detrás de él y con crestas que siguen un patrón casi circular. Por ejemplo cuando una onda que viaja en una región de profundidad constante alrededor de un promontorio o rompeolas. Si la difracción fuera ignorada, las olas se propagarían en línea recta y no habría propagación de energía detrás del obstáculo (figura 1.7).

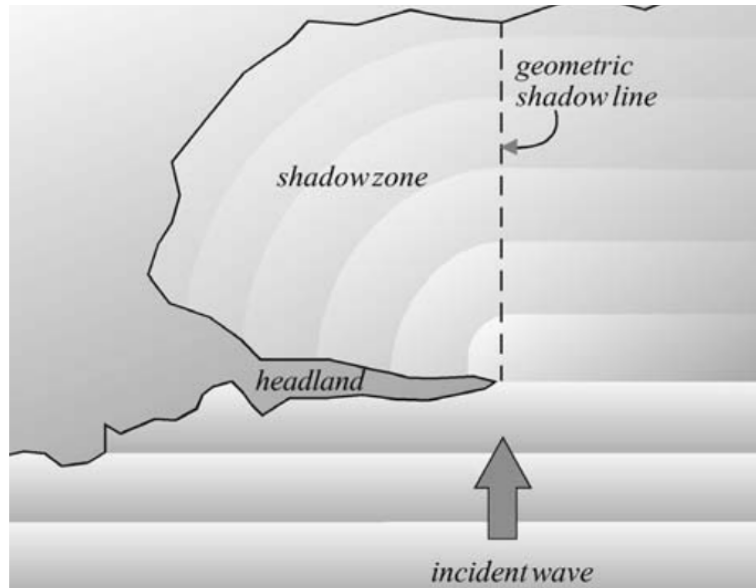


Figura 1.7: Difracción alrededor de una promontorio con un patron circular detrás de él (Holthuijsen, 2010).

1.3.4. Reflexión

Las costas hacia las cuales se propaga las olas muy probablemente las reflejaran en algún grado. Un acantilado vertical reflejara completamente un onda incidente, mientras que un playa levemente inclinada apenas lo hará. El oleaje en cada punto enfrente del cuerpo reflejante será la suma de la onda incidente mas la reflejada. Un ejemplo de reflexión en una acantilado vertical se muestra en la figura 1.8 (Holthuijsen, 2010).

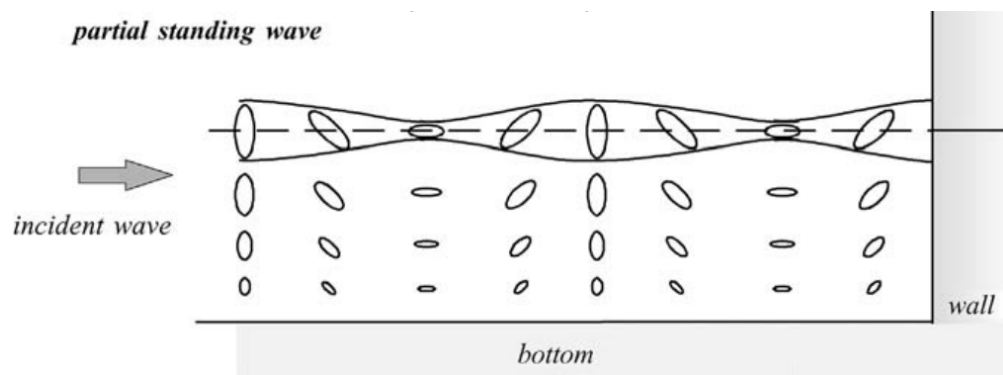


Figura 1.8: Ola parcialmente estacionaria provocado por reflexión en un acantilado (Holthuijsen, 2010).

1.4. Espectro de onda

Las olas tienen alturas y periodos irregulares causados por los constantes cambios en los sistemas atmosféricos que las producen, lo cual significa que un enfoque determinista para describirlo no es factible. El oleaje puede ser mejor entendido a través del espectro de densidad de varianza debido a que sus propiedades estadísticas cambian lentamente a través del espacio y el tiempo comparados sus periodos y longitudes de ondas típicos (SWAN Team, 2009). El objetivo de describir las olas con un espectro de no es tanto describir en detalle una observación de la superficie del mar, sino describirla como un proceso estocástico, es decir caracterizar todas las posibles observaciones que pudieron haber sido hechas bajo las condiciones de tal observación. Este tratamiento se basa en el modelo de fase-amplitud aleatoria (Holthuijsen, 2010).

El oleaje como proceso estocástico puede ser mejor visualizado, considerando por ejemplo, las ondas generadas por el viento en un canal, donde en su interior, en un punto A , un aparato mide la altura de la elevación de la superficie como función del tiempo (figura 1.9). En algún momento del tiempo t_1 (después de que el viento iniciara), la elevación de la superficie tiene un valor ${}^1\eta(t_1)$. El superíndice 1 indica el número del experimento. Si el experimento es repetido, este valor (en la misma ubicación y en el mismo momento en el tiempo después de que el viento comienza a soplar) podría ser ${}^2\eta(t_1)$. Si el experimento se repitiera de nuevo, podría ser ${}^3\eta(t_1)$, y así sucesivamente. El valor de la altura de la superficie en el tiempo t_1 no puede ser predicho con exactitud debido a la cantidad de procesos aleatorios que pueden intervenir. De igual manera sucede con las mediciones en otros tiempos t_2, t_3, \dots

Para entender la esencia del espectro de oleaje, se puede considerar un registro de la elevación del mar, $\eta(t)$, de duración D , en un punto del espacio como función del tiempo. Este registro puede ser exactamente reproducido como la suma de muchas de ondas armónicas, cada una generada por un flujo de aire turbulento en diferentes lugares y tiempos:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(2\pi f_i t + \alpha_i) \quad (1.4)$$

donde a_i y α_i son las amplitudes y fases, respectivamente, de cada frecuencia $f_i = i/D$ ($i=1,2,3,\dots$). El intervalo de frecuencia se define a partir de la duración de la serie de tiempo: $\Delta f = 1/D$. A través del análisis de Fourier, se puede determinar los valores de la amplitud y fase para cada frecuencia y de esta manera obtener el espectro de amplitud y de fase para la serie. En la mayoría de registros, las fases se dispersan entre 0 y 2π sin ninguna preferencia por algún valor, debido a esto se ignora el espectro de fase y se supone que solamente el

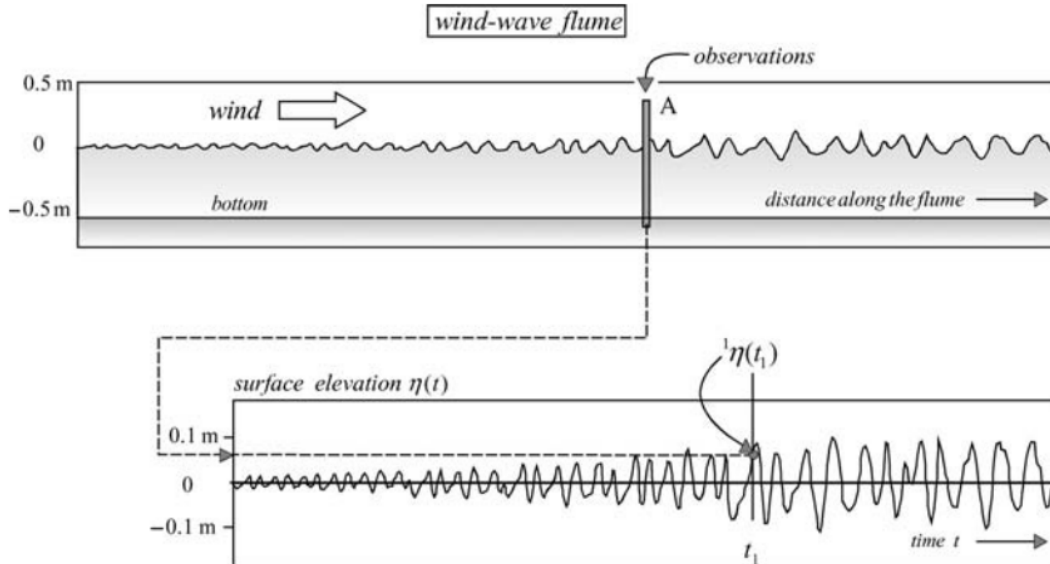


Figura 1.9: Registro de oleaje en un punto al interior de un canal en función del tiempo (Holthuijsen, 2010)

espectro de amplitud es suficiente para caracterizar el oleaje (Hasselmann et al., 1973).

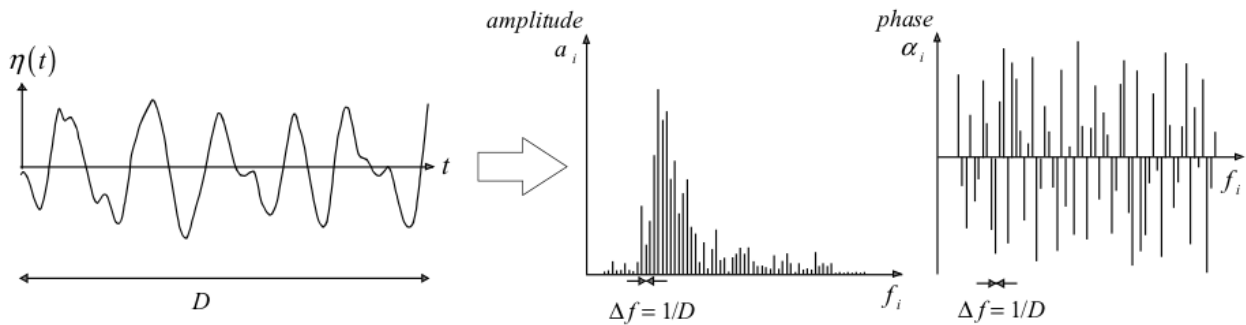


Figura 1.10: Elevación de la superficie observada y sus respectivos espectros de fase y amplitud (Holthuijsen, 2010).

El espectro de densidad de varianza se define de la siguiente forma:

$$E(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta f} E\left\{\frac{1}{2}\overline{a^2}\right\} \quad (1.5)$$

donde $E\left\{\frac{1}{2}\overline{a^2}\right\}$ es la esperanza matemática o valor esperado de la varianza $\frac{1}{2}\overline{a^2}$. El espectro de densidad de varianza da una descripción completa de la elevación de la superficie del océano en un sentido estadístico. Esto implica que todas las propiedades estadísticas pueden ser expresadas en términos de dicho espectro. Las dimensiones de $E(f)$ son

$[longitud^2/(1/tiempo)]$ por lo que sus unidades en el SI son $[m^2s]$ o m^2/Hz .

Hay dos razones por las cuales se opera con el espectro de varianza en lugar del espectro de amplitud. La primera razón es que la varianza es una cantidad estadísticamente más relevante debido a que la suma de las varianzas de las componentes de onda es igual a la varianza de la suma de ellos (es decir, la elevación de la superficie). La segunda razón es que de acuerdo a la teoría de ondas lineales para ondas de gravedad establece que la energía del oleaje es proporcional a la varianza de acuerdo a la relación:

$$E_{Energia}(f) = \rho g E_{varianza}(f) \quad (1.6)$$

De forma semejante, parámetros como la altura significativa, periodo y dirección pueden ser definidos en función de dicho espectro (SWAN Team, 2009)

1.5. Ecuación de balance de energía

Para la simulación del oleaje, se parte del modelo de fase/amplitud aleatoria donde se considera que la elevación de la superficie de agua es la suma de un elevado número de componentes de ondas independientes, y se hace través de la formulación euleriana estudiando cómo evoluciona la energía en su propagación en puntos fijos del espacio. En esta formulación se trata el balance de energía de las olas en una malla geográfica (figura 1.11) y para derivar el balance local se considera una celda, de tamaño Δx en eje x y Δy en el eje y (Figura 1.12). El balance de energía para esta celda, y todas las demás en la malla, es esencialmente el registro de la energía de una componente de onda arbitraria (f, θ) viajando a través de dicha celda, es decir, balancear el cambio de energía en la celda sobre el intervalo temporal Δt contra el importe neto y la generación local de energía (Holthuijsen, 2010).

$$\begin{aligned} \text{cambio de energía en la celda} &= \text{importe neto de energía} \\ &+ \text{generación local de energía} \end{aligned} \quad (1.7)$$

El término en el lado izquierdo de la ecuación anterior es igual a la energía en la celda al final del intervalo menos su energía al inicio. Ignorando la dependencia en x , y y t en la notación, esto puede ser escrito como:

$$\begin{aligned} \text{cambio de energía en la celda} &= (E(f, \theta)\Delta x\Delta y + \frac{\partial E(f, \theta)}{\partial t}\Delta x\Delta y\Delta t) - E(f, \theta)\Delta x\Delta y \\ &= \frac{\partial E(f, \theta)}{\partial t}\Delta x\Delta y\Delta t \end{aligned} \quad (1.8)$$

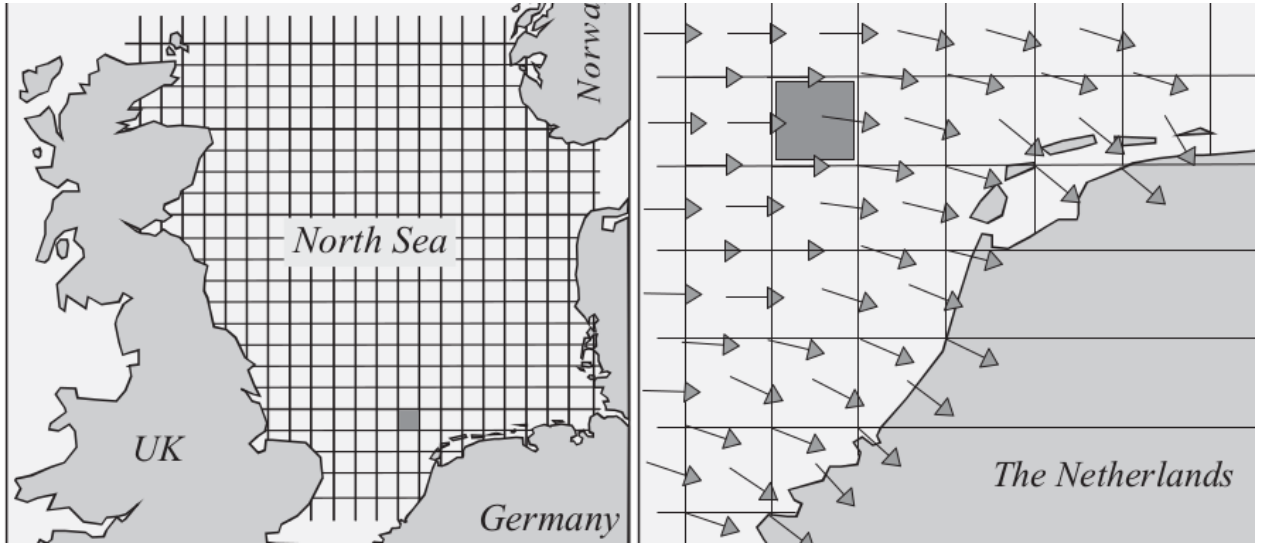


Figura 1.11: Ejemplo de malla regular utilizada para definir la ecuación de balance de energía. (Holt-huijsen, 2010).

Por otra parte, el primer término en el lado derecho de la ecuación de balance de energía es el importe neto de energía durante el intervalo Δt . Para la dirección x este es igual a la energía importada a través del lado izquierdo de la celda (con velocidad de propagación $c_{g,x} = c_g \cos \theta$) menos la energía exportada hacia el lado derecho de la celda (con una energía transportada que ha evolucionado en su recorrido):

$$\begin{aligned}
 \text{importe neto de energía en } x &= c_{g,x}E(f, \theta)\Delta y\Delta t - \left(c_{g,x}E(f, \theta) + \frac{\partial c_{g,x}E(f, \theta)}{\partial x}\Delta x\right)\Delta y\Delta t \\
 &= -\frac{\partial c_{g,x}E(f, \theta)}{\partial x}\Delta x\Delta y\Delta t
 \end{aligned} \tag{1.9}$$

Similarmente, el importe neto de energía en la dirección y durante el intervalo Δt es:

$$\text{importe neto de energía en } y = -\frac{\partial c_{g,y}E(f, \theta)}{\partial y}\Delta x\Delta y\Delta t \tag{1.10}$$

Luego, el segundo término del lado izquierdo en de la ecuación de balance representa la energía localmente generada, durante el intervalo Δt :

$$\text{energía localmente generada} = S(f, \theta)\Delta x\Delta y\Delta t \tag{1.11}$$

Donde $S(f, \theta)$ es el termino fuente, que representa todos los efectos de generación, disipación e interacción entre componentes de ondas por unidad de tiempo y por unidad de

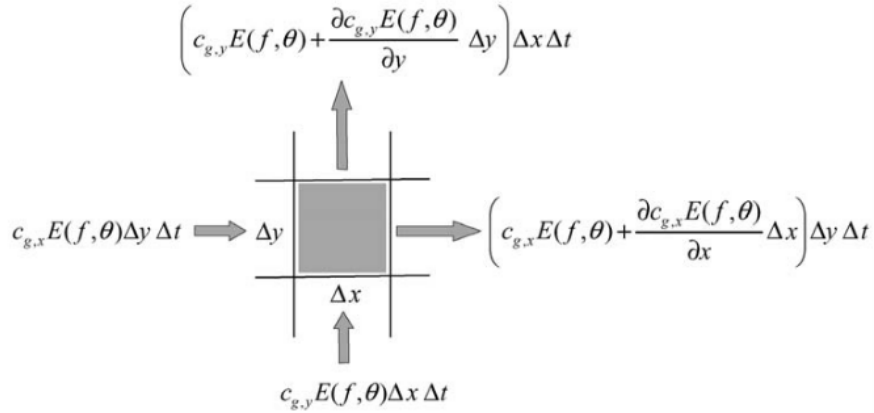


Figura 1.12: Propagación de energía a través de una celda de la malla geográfica. La malla se proyecta sobre la superficie del océano (Holthuijsen, 2010).

área. Por lo que en el caso de regiones oceánicas, el balance de energía para una celda $\Delta x \Delta y$ en el intervalo Δt es:

$$\frac{\partial E(f, \theta)}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta t = -\frac{\partial c_{g,x} E(f, \theta)}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta t - \frac{\partial c_{g,y} E(f, \theta)}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta t + S(f, \theta) \Delta x \Delta y \Delta t \quad (1.12)$$

El asomeramiento es tomado en cuenta considerando que la velocidad de grupo depende de la profundidad, sin embargo los fenómenos de refracción y difracción requieren un término adicional en la ecuación. Esto es debido a que mientras la energía se propaga a través de la del espacio x, y este simultáneamente se propaga a través del espacio θ . En la ecuación de balance, la rotación de las olas es presentado como energía moviéndose de un compartimiento direccional hacia el siguiente, por lo que el importe neto de energía hacia un compartimiento direccional durante un tiempo Δt es igual a la energía importada desde una dirección menos la que fue exportada hacia otra (figura 1.13)

$$\begin{aligned} \text{importe neto de energía en } \theta &= c_{\theta} E(f, \theta) \Delta x \Delta y \Delta t - \left(c_{\theta} E(f, \theta) + \frac{\partial c_{\theta} E(f, \theta)}{\partial \theta} \Delta \theta \right) \Delta x \Delta y \Delta t \\ &= -\frac{\partial c_{\theta} E(f, \theta)}{\partial \theta} \Delta \theta \Delta x \Delta y \Delta t \end{aligned} \quad (1.13)$$

donde c_{θ} es la tasa de giro inducida por refracción o difracción de las componentes de onda individuales. Si hay mareas o corrientes marinas presentes, la ecuación de balance de energía necesita ser modificada para representar la transferencia de energía entre olas y corrientes, y sus efectos en su propagación. Entre estos efectos, además del cambio de amplitud y dirección, está el cambio de frecuencia relativa σ . La frecuencia relativa es la que se observa en un marco

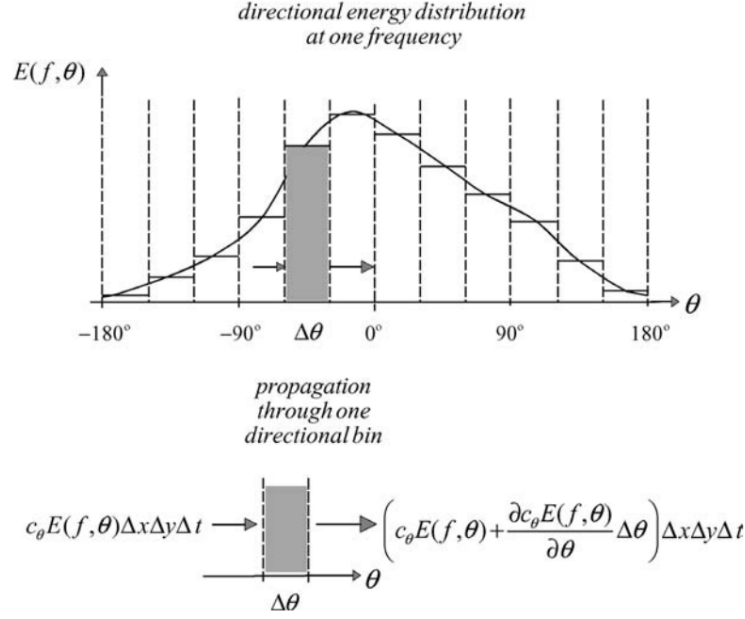


Figura 1.13: Distribución direccional de energía de oleaje en una frecuencia, punto geográfico e instante de tiempo (Holthuijsen, 2010).

de referencia moviéndose con la corriente. Su relación con la frecuencia absoluta, $\omega = 2\pi f$, y la componente de la corriente en la dirección de la onda, U_n , es de la siguiente forma:

$$\omega = \sigma + kU_n \quad (1.14)$$

El cambio en la frecuencia relativa es tomado en cuenta al agregar un término de propagación en la ecuación de balance de energía. La derivación de este término se hace a través del mismo razonamiento que se hizo con el de refracción-difracción, por lo que el importe neto considerando los cambios de frecuencia es:

$$\text{importe neto de energía en } \sigma = -\frac{\partial c_\sigma E(\sigma, \theta)}{\partial \sigma} \Delta\theta \Delta x \Delta y \Delta t \quad (1.15)$$

Agregando estos últimos resultados a la ecuación de balance de energía se obtiene:

$$\begin{aligned} \frac{\partial E(\sigma, \theta)}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta t &= -\frac{\partial c_{g,x} E(\sigma, \theta)}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta t - \frac{\partial c_{g,y} E(\sigma, \theta)}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta t - \frac{\partial c_\theta E(\sigma, \theta)}{\partial \theta} \Delta\theta \Delta x \Delta y \Delta t \\ &\quad - \frac{\partial c_\sigma E(\sigma, \theta)}{\partial \sigma} \Delta\theta \Delta x \Delta y \Delta t + S(\sigma, \theta) \Delta x \Delta y \Delta t \end{aligned} \quad (1.16)$$

Toda la información acerca de la superficie del mar está contenida en el espectro de varianza o de densidad de energía $E(\sigma, \theta)$, Sin embargo en los modelos de oleaje, la densidad de

energía se reemplaza en la ecuación de balance por la densidad de acción $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta)/\sigma$. La razón es que, en contraste con la densidad de energía, la densidad de acción se conserva en presencia de corrientes (SWAN Team, 2009). Haciendo esta sustitución, dividiendo por $\Delta x \Delta y \Delta \theta \Delta t$ y moviendo los términos de transporte a la izquierda en la ecuación anterior, resulta la expresión matemática gobernante de la propagación del oleaje, ecuación conocida como *ecuación de balance de acción*:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_{g,x} N}{\partial x} + \frac{\partial c_{g,y} N}{\partial y} + \frac{\partial c_{\sigma} N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_{\theta} N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma} \quad (1.17)$$

De forma general, el primer término del lado izquierdo representa la tasa local de cambio de energía en el tiempo, el segundo y el tercer término representan la propagación en el espacio geográfico (con velocidades de propagación c_x y c_y). El cuarto término representa el cambio de frecuencia relativa debido a variaciones de profundidad y corriente (con velocidad de propagación c_{σ} en el espacio σ). El quinto término representa la refracción inducida también por el cambio de profundidad y corrientes (con velocidad de propagación c_{θ} en el espacio θ). Del lado derecho de la ecuación, el término S representa todos los procesos generación, disipación y redistribución de energía (Booij et al., 1999)

1.6. Términos fuente y sumideros

Los términos fuente y sumidero representan los procesos físicos de generación, redistribución y disipación de energía. En aguas someras los principales procesos considerados son (SWAN Team, 2009):

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (1.18)$$

Los cuales denotan, respectivamente, el crecimiento de las olas por efecto del viento, las transferencias no lineales de energía a través de interacciones por triadas y cuádrupletes, y decaimiento por whitecapping, fricción de fondo y rompimiento inducido por fondo. Las formulaciones matemáticas que los representan, incluyendo sus coeficientes involucrados, pueden variar dependiendo del estudio. A continuación se bosquejan dichas expresiones presentadas en el trabajo de validación y verificación del modelo SWAN realizado por (Booij et al., 1999).

1.6.1. Generación por el viento

Dos fluidos con diferentes densidades, agua y aire en este caso, pueden generar inestabilidad en sus interfaces si sus velocidades de propagación son diferentes. Cuando el viento comienza

a soplar sobre el mar el calma, pequeñas olas aparecen y tienden a crecer a través del tiempo. Este proceso es explicado a través de un mecanismo de resonancia y retroalimentación provocado por la variaciones de presión (Phillips, 1957; Miles, 1957) (figura 1.14).

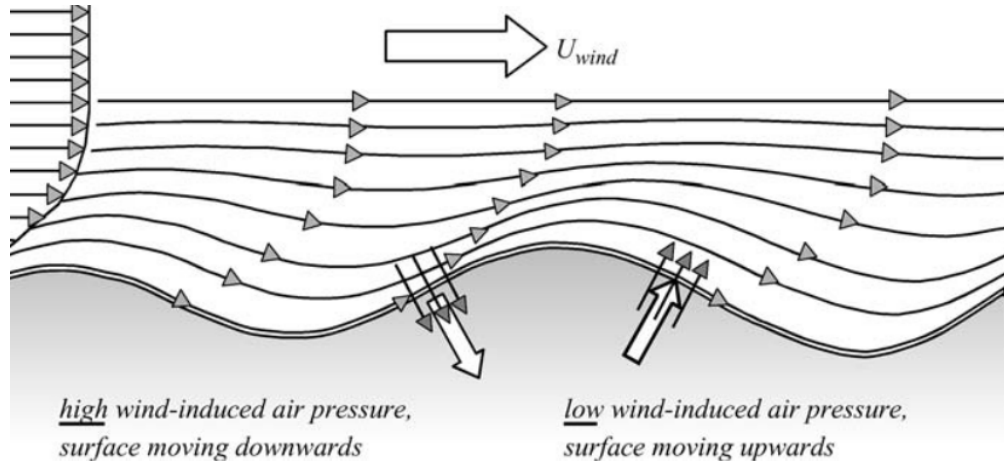


Figura 1.14: Cambio de presión inducido por el viento sobre la superficie del mar (Holthuijsen, 2010).

El correspondiente término fuente es comúnmente expresado como la suma de un término lineal y uno exponencial:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \quad (1.19)$$

En donde A y B dependen de la frecuencia y dirección de onda, y de la velocidad y dirección del viento. En estas expresiones se utiliza comúnmente la medida del viento a una elevación de 10 metros sobre el nivel del mar, U_{10} , representada en la velocidad de fricción $u_*^2 = C_D U_{10}^2$, donde C_D un coeficiente de arrastre (Holthuijsen, 2010).

1.6.2. Disipación por whitecapping

La energía transferida del viento hacia las olas resulta en un aumento de amplitud. Este proceso continua hasta que eventualmente la ola se vuelve inestable y se rompe. A esta forma de disipación de energía es llamada whitecapping o espuma blanca, y depende principalmente de la pendiente o peralte de las olas (es decir, la razón entre la altura y su longitud). Se ha demostrado teóricamente que el máximo de la altura para una ola es determinado por el hecho de que la velocidad de una partícula en la cresta, u_x , no puede ser mucho mayor que la velocidad de propagación de la ola, c , con lo que resulta una altura máxima de (Holthuijsen, 2010):

$$H_{max} \approx 0.14L \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (1.20)$$

La forma general para el término fuente asociado al white-capping es:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{\tilde{k}} E(\sigma, \theta) \quad (1.21)$$

donde Γ es un coeficiente de peralte, k es el número de onda, y $\tilde{\sigma}$ y \tilde{k} denotan la frecuencia media y número de onda media, respectivamente. La presencia del whitecapping es un proceso imprescindible para limitar la altura de las olas, ya que sin él crecerían sin parar por acción del viento.

1.6.3. Disipación por fricción con el fondo

En aguas someras, uno de los mecanismos dominantes de disipación es la fricción con el fondo marino (Bertotti and Cavaleri, 1995). El término asociado a este fenómeno cubre los complicados mecanismos presentes en la frontera con el fondo creados por el movimiento orbital de las partículas de agua las cuales provocan una transferencia de energía y momento. Tal transferencia depende por lo tanto de la velocidad del movimiento orbital y de las características del fondo. El correspondiente término fuente es generalmente representado como:

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta) \quad (1.22)$$

en donde C_{bottom} es el coeficiente de fricción de fondo.

1.6.4. Rompimiento inducido por el fondo

Las olas se rompen en regiones costeras debido a que el movimiento de las partículas de agua en el fondo se ven severamente restringido. En la superficie el movimiento orbital se ve afectado en menor medida ya que no hay contacto con el suelo marino. La diferencia en las velocidades de propagación de la parte superior e inferior en la columna de agua debida a la interacción con el fondo produce que la altura máxima que las olas pueden alcanzar sea $H_{max} = \gamma d$, donde γ es un parámetro de rompimiento, que es expresado en función de la pendiente del fondo, y d la profundidad del agua. El término de disipación de energía por rompimiento inducido por el fondo, se considera como:

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = -\frac{S_{ds,br,tot}}{E_{tot}}E(\sigma, \theta) \quad (1.23)$$

en donde E_{tot} es la energía total de la onda y $S_{ds,br,tot} < 0$ es la tasa de disipación de energía de E_{tot} debido al rompimiento inducido por fondo de acuerdo a Battjes and Janssen (1978).

1.6.5. Interacciones no lineales por triadas

De forma general, se considera que las olas en el océano se producen como una superposición de componentes independientes de ondas. A partir de un análisis más detallado se puede conocer que también puede interactuar de manera que existe una transferencia de energía entre ellas. El menor orden en el cual tales interacciones pueden ocurrir involucra tres componentes. En tales casos, dos ondas interactúan de forma no lineal y transfieren energía a una tercera. La condición para que esto suceda es que la suma de las frecuencia y vectores de número de onda de dos ondas que se propaguen libremente sean igual a la frecuencia y número de onda, respectivamente, de una tercera onda viajera (Holthuijsen, 2010):

$$\begin{aligned} f_1 + f_2 &= f_3 \\ \vec{k}_1 + \vec{k}_2 &= \vec{k}_3 \end{aligned} \quad (1.24)$$

Las interacciones entre triadas cobran importancia en aguas someras, y dejan de ser relevantes en aguas profundas debido a que no se puede alcanzar las condiciones de resonancia. El término fuente de redistribución de energía es aproximado según la Aproximación de Agrupamiento de Triadas (LTA) (Eldeberky, 1996).

1.6.6. Interacciones no lineales por cuádrupletes

También es posible que un par de componentes de onda interactúen con otro par, si los números de onda y frecuencias cumplen la siguientes condiciones:

$$\begin{aligned} \sigma_1 + \sigma_2 &= \sigma_3 + \sigma_4 \\ \vec{k}_1 + \vec{k}_2 &= \vec{k}_3 + \vec{k}_4 \end{aligned} \quad (1.25)$$

Las interacciones entre cuádrupletes puede tomar lugar tanto en aguas someras como profundas. La expresión completa para esta interacción fue dada por Hasselmann (1962) y puede ser escrita de la siguiente forma:

$$S_{n/4}(\vec{k}_4) = \iiint\limits_{\vec{k}_1, \vec{k}_2} T_1(\vec{k}_1, \vec{k}_2, \vec{k}_1 + \vec{k}_2 - \vec{k}_4) E(\vec{k}_1) E(\vec{k}_2) E(\vec{k}_1 + \vec{k}_2 - \vec{k}_4) d\vec{k}_1 d\vec{k}_2 - E(\vec{k}_4) \iiint\limits_{\vec{k}_1, \vec{k}_2} T_2(\vec{k}_1, \vec{k}_2, \vec{k}_4) E(\vec{k}_1) E(\vec{k}_2) dk_1 dk_2 \quad (1.26)$$

donde \vec{k}_4 es el vector número de onda considerada en el termino fuente, \vec{k}_1 , \vec{k}_2 y $\vec{k}_3 = \vec{k}_1 + \vec{k}_2 - \vec{k}_3$ son los otros componentes involucrados. T_1 y T_2 son coeficientes de transferencia, los cuales son complicadas funciones de los vectores número de onda involucrados. Por tal razón, en los modelos de simulación de oleaje, el cálculo de la interacción de cuádrupletes en función de la frecuencia y dirección de onda es llevado a cabo a través de la Aproximación de Interacción Discreta (DIA) de Hasselmann and Hasselmann (1985).

1.7. Modelo SWAN

El modelo SWAN (Simulating Waves Nearshore) es un modelo espectral de tercera generación creado para obtener estimados realistas de los parámetros físicos que describen el oleaje en zonas costeras, lagos y estuarios (Salinas-Prieto et al., 2012; Mao et al., 2016; Chen et al., 2005) para condiciones dadas de viento, batimetría y corriente (Ris et al., 1999). Este modelo fue desarrollado por la Delf University of Technology, es uso libre y de código abierto. SWAN está basado en la ecuación de balance de acción (ecuación 1.17), la cual considera los efectos en el oleaje de la propagación, refracción, asomeramiento, generación, disipación e interacciones no lineales entre ondas. (SWAN Team, 2009).

1.7.1. Discretización

En el modelo SWAN la ecuación de balance de acción es discretizada mediante diferencias finitas en una malla rectangular con espaciamento constante Δx y Δy en la dirección del eje x y del eje y , respectivamente. El espacio espectral es dividido en celdas con una resolución direccional constante $\Delta\theta$ y una frecuencia relativa de resolución $\Delta\sigma/\sigma$ (resultando en una distribución logarítmica de frecuencias). Los índices de las mallas se denotan como $1 \leq i \leq N_x$, $1 \leq j \leq N_y$, $1 \leq l \leq N_\sigma$ y $1 \leq m \leq N_\theta$ en los espacios de x , y , σ y θ , respectivamente. Todas las variables están localizadas en los puntos (i, j, l, m) . En una aproximación inicial, la discretización temporal se hace a través del método implícito de Euler mientras que la de los demás términos se hace con diferencias centradas de manera que se obtiene la siguiente expresión para la ecuación de balance acción:

$$\begin{aligned}
\frac{N^n - N^{n-1}}{\Delta t} \Big|_{i,j,l,m} &+ \frac{[c_x N]_{i+1/2} - [c_x N]_{i-1/2}}{\Delta x} \Big|_{j,l,m}^n + \frac{[c_y N]_{j+1/2} - [c_y N]_{j-1/2}}{\Delta y} \Big|_{i,l,m}^n \\
&+ \frac{[c_\sigma N]_{l+1/2} - [c_\sigma N]_{l-1/2}}{\Delta \sigma} \Big|_{i,j,m}^n + \frac{[c_\theta N]_{m+1/2} - [c_\theta N]_{m-1/2}}{\Delta \theta} \Big|_{i,j,l}^n \\
&= \frac{S_{tot}}{\sigma} \Big|_{i,j,l,m}
\end{aligned} \quad (1.27)$$

donde n es un nivel temporal de tamaño Δt . Nótese que los puntos entre contadores consecutivos están indicados por índices fraccionarios. Ya que los valores desconocidos de N y las velocidades de propagación solamente están dadas en puntos (i, j, l, m) es necesarias extender las aproximaciones. Existen varios tipos de esquemas para la discretización numérica de c_x en $(i \pm 1/2, j, l, m)$ y c_y en $(i, j \pm 1/2, l, m)$ (Rogers et al., 2002). Entre estos, el esquema *upwind* de primer orden en el espacio geográfico es suficientemente preciso para aplicaciones costeras, ya que es computacionalmente poco exigente y completamente monotono, es decir que no permite oscilaciones espurias de N en el espacio geográfico (Zijlema and van der Westhuisen, 2005):

$$c_x N \Big|_{i+1/2,j,l,m} = \begin{cases} c_x N \Big|_{i,j,l,m} & c_x \Big|_{i,j,l,m} > 0 \\ c_x N \Big|_{i+1,j,l,m} & c_x \Big|_{i+1,j,l,m} < 0 \end{cases} \quad (1.28)$$

y

$$c_y N \Big|_{i,j+1/2,l,m} = \begin{cases} c_y N \Big|_{i,j,l,m} & c_y \Big|_{i,j,l,m} > 0 \\ c_y N \Big|_{i,j+1,l,m} & c_y \Big|_{i,j+1,l,m} < 0 \end{cases} \quad (1.29)$$

los flujos en $(i - 1/2, j, l, m)$ y $(i, j - 1/2, l, m)$ son obtenidos de las ecuaciones anteriores, respectivamente, al disminuir los índices por 1 de la manera apropiada. Por otra parte, la aproximación de los flujos $c_\sigma N$ en $(i, j, l + 1/2, m)$ y $c_\theta N$ en $(i, j, l, m + 1/2)$ son usualmente obtenidos al combinar diferencia centrada y el esquema *upwind* de primer orden, como se muestra a continuación:

$$c_\sigma N \Big|_{i,j,l+1/2,m} = \begin{cases} \left(1 - \frac{1}{2}\mu\right) c_\sigma N \Big|_{i,j,l,m} + \frac{1}{2}\mu c_\sigma N \Big|_{i,j,l+1,m} & c_\sigma \Big|_{i,j,l,m} > 0 \\ \left(1 - \frac{1}{2}\mu\right) c_\sigma N \Big|_{i,j,l+1,m} + \frac{1}{2}\mu c_\sigma N \Big|_{i,j,l,m} & c_\sigma \Big|_{i,j,l+1,m} > 0 \end{cases} \quad (1.30)$$

y

$$c_\theta N \Big|_{i,j,l,m+1/2} = \begin{cases} \left(1 - \frac{1}{2}\nu\right) c_\theta N \Big|_{i,j,l,m} + \frac{1}{2}\nu c_\theta N \Big|_{i,j,l,m+1} & c_\sigma \Big|_{i,j,l,m} > 0 \\ \left(1 - \frac{1}{2}\nu\right) c_\theta N \Big|_{i,j,l,m+1} + \frac{1}{2}\nu c_\theta N \Big|_{i,j,l,m} & c_\sigma \Big|_{i,j,l+1,m} > 0 \end{cases} \quad (1.31)$$

donde los paramertros μ y ν son parametros que pueden variar entre 0 y 1. Las expresiones correspondientes a los puntos $(i, j, l - 1, 2, m)$ y $(i, j, l, m - 1/2)$ son similares a las mostradas anteriormente.

1.7.2. Solución

La discretización de la ecuación de balance de acción lleva a un conjunto de ecuaciones lineales que necesitan ser resueltas. La estructura de la matriz correspondiente puede tomar diferentes formas principalmente dependiendo de la dirección de propagación de las olas en el espacio geográfico. Este sistema puede ser resuelto linealizando el termino fuente y empleando el método de Gauss-Seidel (Wesseling, 1995). El método de Gauss-Seidel es un proceso iterativo para resolver sistemas de ecuaciones lineales a partir de una que aproximación inicial de la solución. La iteraciones son ejecutadas a partir de $s = 1$, y finalizan cuando se alcanza el numero máximo de iteracion $s = S$ o los criterios siguientes para la altura significativa y periodo medio relativo de ola dados por

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0}, \quad T_{m01} = 2\pi \frac{m_0}{m_1}, \quad m_j = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \sigma^j E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (1.32)$$

son ambas satisfechas en al menos el 98 % de todos los puntos (i, j) :

$$\frac{|\Delta H_{m0}^s(i, j)|}{H_{m0}^{s-1}(i, j)} < \epsilon_H^r \quad \text{o} \quad |\Delta H_{m0}^s(i, j)| < \epsilon_H^a \quad (1.33)$$

y

$$\frac{|\Delta T_{m01}^s(i, j)|}{T_{m01}^{s-1}(i, j)} < \epsilon_T^r \quad \text{o} \quad |\Delta T_{m01}^s(i, j)| < \epsilon_T^a \quad (1.34)$$

siendo $\Delta Q \equiv Q^s - Q^{s-1}$, con Q una de las cantidades mencionadas. Los valores por defecto de los limitadores son: $\epsilon_H^r = \epsilon_T^r = 0.02$, $\epsilon_H^a = 0.02$ m y $\epsilon_T^a = 0.2$ s. La razón detrás de la elección de los parámetros de altura y periodo como criterio para detener las iteraciones es que estas son normalmente variables de interés en las simulaciones (SWAN Team, 2009).

Capítulo 2

Metodología

En el presente capítulo se describe de manera breve el proceso seguido para la ejecución de las simulaciones de oleaje. Estas simulaciones fueron realizadas en una sola computadora de escritorio utilizando el modelo SWAN en su versión 41.10 y a través de la interfaz gráfica GUI-SWAN v5.0 diseñada por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria. También se explica el proceso seguido en la obtención y manipulación de las series temporales de viento, marea y oleaje de contorno utilizados como forzamiento del oleaje local. Finalmente se explican los ajustes y parámetros considerados bajo los cuales fueron ejecutadas las simulaciones.

2.1. Malla computacional

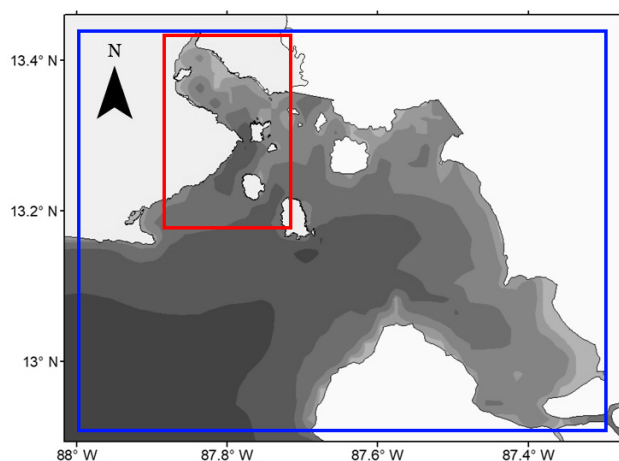


Figura 2.1: Dominio geográfico. La malla externa (recuadro azul) abarca el Golfo de Fonseca; la anidada, que es más fina, (recuadro rojo) se centra en la Bahía de La Unión. Fuente: Elaboración propia.

La Bahía de La Unión abarca una superficie de aproximadamente 75 km² (5 km de ancho por 15 km de largo). El oleaje local se ve influenciado por el oleaje proveniente del suroeste que a su vez recorre el Golfo de Fonseca interactuando con el entorno. Debido a esto y con el propósito de optimizar recursos, la malla geográfica se divide en dos regiones: una malla externa de baja resolución espacial que abarca por completo el Golfo de Fonseca y una malla anidada de alta resolución, pero de menor extensión, centrada en la Bahía de La Unión (figura 2.2).

En este estudio se adopta una malla geográfica rectangular elaborada a partir de la batimetría de la región. Para modelar correctamente los procesos de asomeramiento y refracción es muy importante representar correctamente el relieve del fondo marino de la zona. En costas abiertas los estudios típicamente usan mallas con celdas de más de 1 kilómetro (Liang et al., 2013; Wang et al., 2016; Dragani et al., 2008), y en bahías con rangos alrededor de los 100 metros (Dupuis and Anis, 2013; Gorman and Neilson, 1999). En esta investigación, la red externa, de 72 × 53, cuenta con nodos separados a una distancia de 1100 metros tanto en latitud como longitud; la red interna, de 150 × 290, por otro lado cuenta con una resolución mucho más fina con nodos separados a una distancia de 110 metros. En cuanto a la malla espectral, en cada nodo el oleaje se resuelve a lo largo 72 direcciones igualmente espaciadas entre 0 y 360 grados, y en 36 frecuencias distribuidas de forma logarítmica en el intervalo entre 0.035 y 1 Hertz. Los detalles de la malla computacional se resumen en la tabla 3.3.

Tabla 2.1: Tamaño, rango y espaciamiento de la malla computacional.

	Malla externa (Golfo de Fonseca)	Malla anidada (Bahía de La Unión)
<i>Malla geográfica</i>		
Tamaño (km)	79.2 × 58.3	16.5 × 31.9
$\Delta X \times \Delta Y$ (m)	1100 × 1100	110 × 110
<i>Malla espectral</i>		
Rango en f (Hz)	0.035-1	
Rango en θ (°)	0-360	
Espaciamiento	$\Delta f/f = 0.1, \Delta\theta = 5^\circ$	

2.2. Forzamiento de oleaje local

La superficie del agua en la bahía puede ser alterada por diferentes factores, siendo los principales el viento, la marea y el oleaje generado lejos de la costa.

2.2.1. Viento

El registro del campo de viento utilizado para este trabajo es obtenido a partir del modelo Climate Forecast System version 2 (CFSv2) del Centro Nacional de Predicción Ambiental de los Estados Unidos. Este modelo ha sido implementado de forma operacional y a escala global desde marzo del 2011 (Saha et al., 2014). Las series temporales de viento empleadas son de uso libre y fueron obtenidas a través de su página web comprimidos en formato GRIB (GRIBbed Binary).

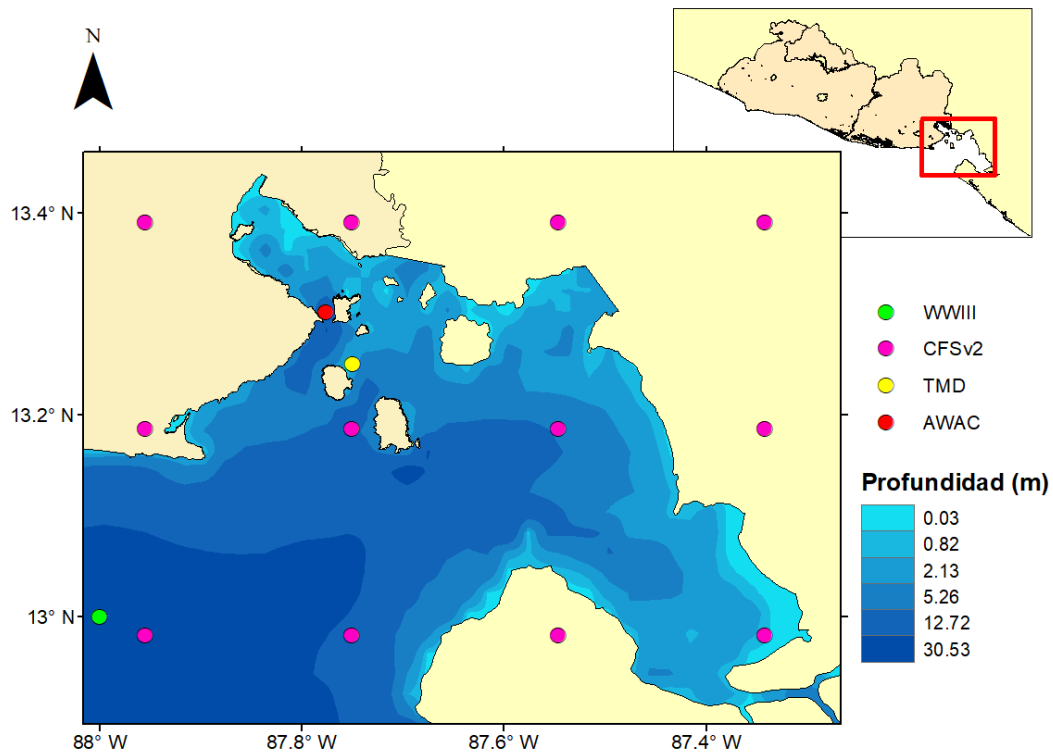


Figura 2.2: Mapa batimétrico del Golfo de Fonseca. En la figura también se muestran los puntos de los cuales se tiene información de viento, marea y oleaje en la frontera con mar abierto, además de la ubicación del perfilador acústico de corriente y oleaje (AWAC). Fuente: Elaboración propia.

El modelo CFSv2 ha mostrado muy buen desempeño al ser evaluado y acoplado con modelos numéricos, no solo de oleaje (Li et al., 2016), sino también de otros tipos como de precipitación y predicción hidrológica (Fuka et al., 2014; Dile and Srinivasan, 2014). CFSv2 ofrece registros históricos de múltiples variables meteorológicas con una alta resolución lo cual permite un mejor detalle en la implementación de estudios regionales (Rusu et al., 2009). Para este estudio se utilizó la mejor resolución ofrecida en las bases de datos históricas. Aquí

los puntos están separados a una distancia de 0.205 grados tanto en latitud como longitud, distancia equivalente a 22.5 kilómetros aproximadamente.

Los datos obtenidos para las simulaciones son las componentes, cada 3 horas y a 10 metros de altura sobre la superficie, de la velocidad del viento, U y V, donde U es la componente en la dirección horizontal (positiva hacia el este), y V, la componente vertical (positiva hacia el norte). Utilizando MATLAB y el paquete NCToolbox (Schlining et al., 2009) se procedió a extraer dichas componentes a lo largo de los 12 puntos disponibles que cubren el Golfo de Fonseca (coordenadas enlistadas en la tabla 2.5). En específico, para acceder, explorar los ficheros GRIB y extraer los series de tiempo se utilizó la funciones `ncgeodataset`, `geovariable` y `data`. La ubicación de los puntos de forzamiento se muestra en la figura 2.2.

2.2.2. Oleaje en la frontera con mar abierto

Debido a que el cuerpo de agua en la bahía conecta directamente con un cuerpo de agua mucho más grande como es el océano, el oleaje local se ve afectado por las contribuciones del oleaje generado a kilómetros de la costa nacional producto de otros sistemas atmosféricos. Con esto en cuenta, de forma semejante al viento, se obtuvo los registros históricos de oleaje en el contorno del Golfo de Fonseca. En este caso las series temporales fueron obtenidos de las bases de datos de oleaje global de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) y del Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP). Estos cálculos provienen del modelo WAVEWATCH III (WWIII), el cual de forma semejante a SWAN, resuelve la ecuación de balance de acción, pero con la diferencia de solo es válido a grandes escalas debido a que pierde precisión en las proximidades de la línea costera (Tolman, 1991). A causa de la resolución ofrecida por WWIII, en las inmediaciones al Golfo de Fonseca solo un punto en las coordenadas 13N 88W (figura 2.2) está disponible para uso público. Los valores en este nodo representan el oleaje generado por sistemas de tormenta ubicados a distancias lejanas de la costa y provenientes del pacífico sur (Estrada, 2011).

Las magnitudes proporcionadas por WWIII son la altura significativa, el periodo y la dirección predominante de ola. Dichas magnitudes también vienen empaquetadas en formato GRIB, por lo que, de la misma manera que con los registros de viento, estas fueron procesadas usando el paquete NCToolbox. Las series temporales obtenidas a la entrada del golfo, en los periodos de interés, se presentan graficadas en las figuras 2.3 y 2.4.

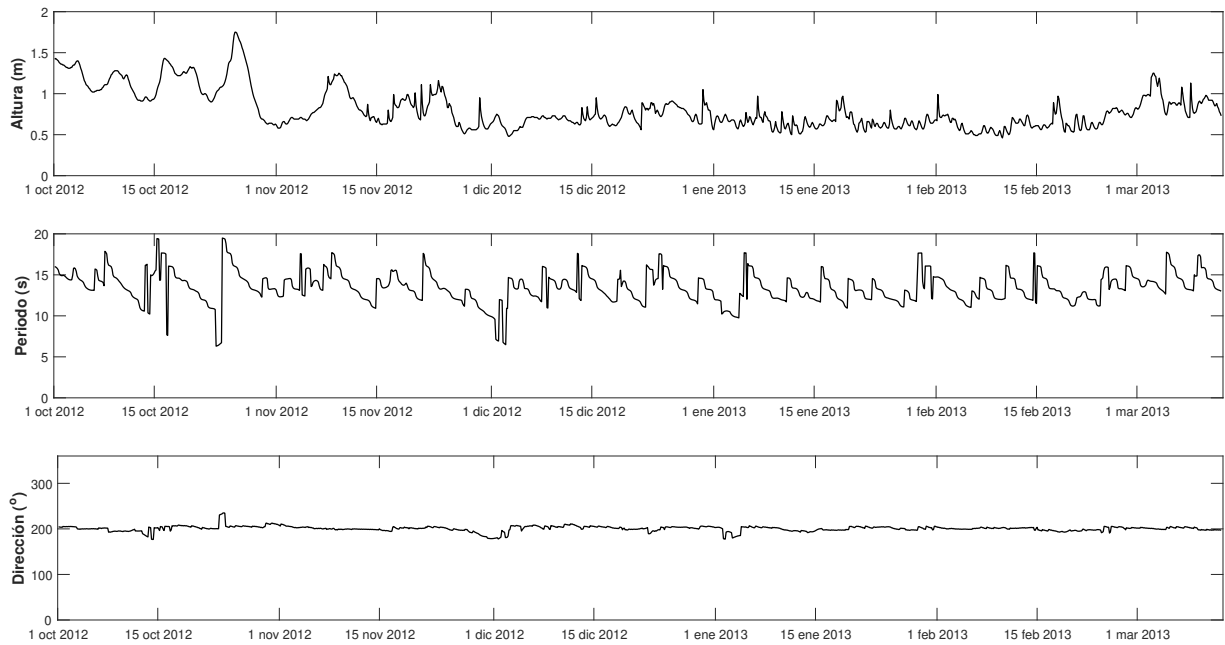


Figura 2.3: Oleaje de mar profundo para la temporada seca obtenida del modelo WWIII en el nodo 13N 88W. Fuente: Elaboración propia.

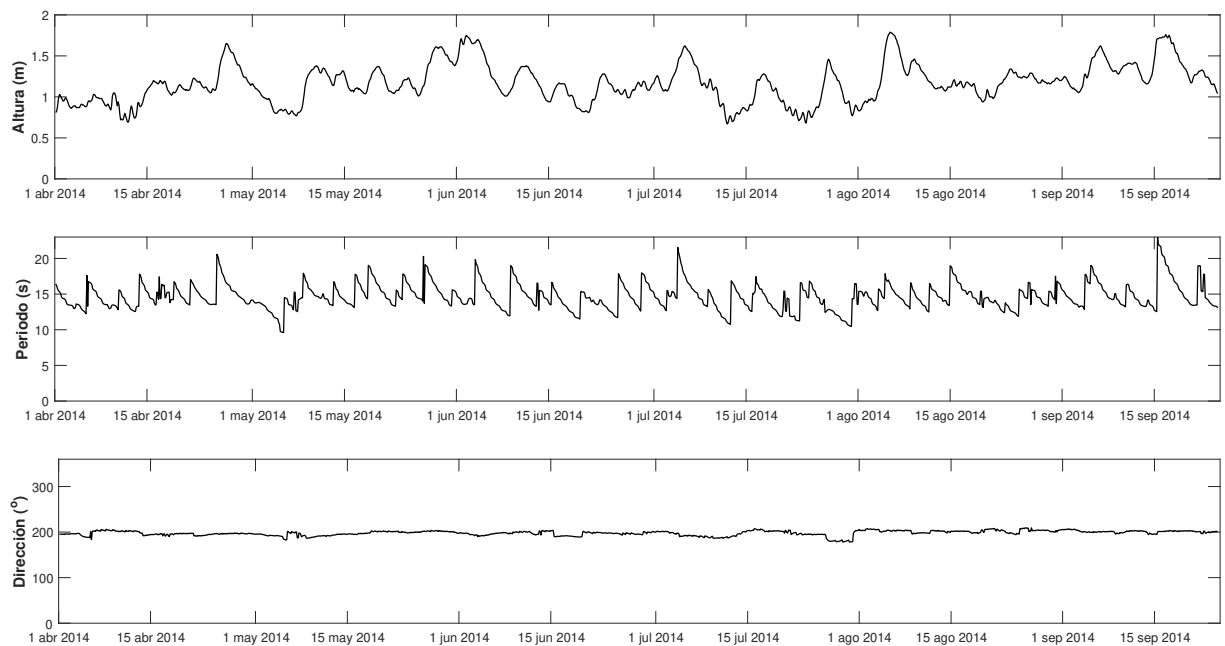


Figura 2.4: Oleaje de mar profundo para la temporada lluviosa obtenida del modelo WWIII en el nodo 13N 88W. Fuente: Elaboración propia.

2.2.3. Marea

El cambio periódico del nivel medio del mar equivale a un cambio en el proceso de interacción del cuerpo de agua con el fondo marino. La variación en la marea es un fenómeno periódico de manera que puede ser predicha a partir del cálculo de las amplitudes de sus constituyentes armónicos principales (tabla 2.3). En esta investigación dicha variación es calculada utilizando la herramienta Tidal Model Driver (TMD). TMD es un paquete desarrollado en MATLAB para determinar las amplitudes de los anteriormente mencionados constituyentes armónicos y así predecir la elevación de la marea en base al efecto combinado de la atracción gravitatoria entre la tierra, el sol y la luna, y el efecto Coriolis. En este paquete se utiliza el modelo de marea global tpxo7.2 de la Universidad Estatal de Oregon, el cual es un modelo inverso que asimila datos de marea para restringir la solución de manera que coincida con los datos dentro de un error preescrito, es decir que se ajusten de mejor manera a las ecuaciones de Laplace y datos de altimetría (Egbert and Erofeeva, 2002; Padman and Erofeeva, 2005).

Para determinar la serie temporal de marea primero se descargó el código fuente TMD MATLAB Toolbox de la página oficial del instituto Earth & Space Research. Junto con el código fuente se adquirió también, luego de un previo registro en línea, el modelo de marea global, en este caso tpxo 7.2, que es de uso libre para usos académicos no comerciales. Este modelo consiste en cuatro archivos:

Model_tpxo7.2	→	Archivo ASCII con las instrucciones de lectura
h_tpxo7.2	→	Malla de coeficientes armónicos complejos de altura
u_tpxo7.2	→	Malla de coeficientes armónicos complejos de velocidad
grid_tpxo7.2	→	Batimetría global

Continuando con el proceso de obtención de los datos de marea, en MATLAB y ubicados dentro de la ruta del código fuente, se procede a compilar el fichero TMD.m, con lo cual se abre una ventana de dialogo desde la cual se determinan la fecha de inicio, numero de casos, salto temporal y las coordenadas representativas de la zona de interés, en este caso las del punto, 13.25N 87.75W, en la Bahía de La Unión. También se especifica como constituyentes armónicos de marea local a los componentes diurnos, semidiurnos y de corto y largo plazo que se muestran en la tabla 2.3. Finalmente, con todos los parámetros establecidos, se procede a iniciar los cálculos, los cuales se completan a los pocos minutos y se guardan en la subcarpeta OUT con le nombre data.mat.

Tabla 2.3: Constituyentes armónicos considerados en el cálculo de la marea (Thurman et al., 2011).

Constituyente armónico	Símbolo	Periodo
Semidiurna lunar principal	M_2	12.4206012 h
Semidiurna solar principal	S_2	12 h
Semidiurna elíptica lunar mayor	N_2	12.65834751 h
Semidiurna lunisolar	K_2	11.96723606 h
Diurna Lunar	K_1	23.93447213 h
Diurna Lunar	O_1	25.81933871 h
Diurna Solar	P_1	24.06588766 h
Diurna elíptica lunar mayor	Q_1	26.868350 h
Lunisolar quinsenal	M_f	13.660830779 d
Mensual lunar	M_m	27.554631896 d
Sobremarea de aguas someras lunar principal	M_4	6.210300601 h
Cuarto de agua somera diurna	MS_4	6.103339275 h
Cuarto de agua somera diurna	MN_4	6.269173724 h

2.3. Implementación de SWAN

La herramienta principal en esta investigación es el modelo SWAN (Simulating WAVes Nears-hore, Ciclo III versión 41.10). Con el propósito de facilitar su manipulación se hizo uso de la interfaz gráfica GUIH-SWAN.

El proceso seguido para la ejecución de las simulaciones es el siguiente:

1. Se instala el paquete de MATLAB Compiler Runtime (MCR) en la computadora. Esta herramienta es de uso libre y permite incluir algunas librerías necesarias para procesar las posteriores simulaciones (SWAN Team, 2007).
2. Se ejecuta el fichero IH_SWAN.exe. Al mostrarse la ventana inicial, se determina el nombre y la ruta del nuevo proyecto donde se guardarán datos como los de batimetría, mallas y casos a ejecutar.
3. A continuación se abre automáticamente la interfaz gráfica desde la cual se selecciona el fichero con la batimetría. Este archivo es en formato ASCII, con extensión .dat y de tres columnas X Y Z , separadas por espacios, donde X y Y representan las coordenadas geográficas del golfo en un plano, y Z la profundidad del fondo marino.

4. Luego se determinan los características de las mallas numéricas que se utilizarán en las simulaciones. En este caso se considera una malla externa de 72×53 nodos, y una malla anidada de 150×290 con las características como se muestran en la tabla 2.4.

Tabla 2.4: Límites en coordenadas geográficas de las malla externa y la anidada.

	Malla externa	Malla anidada
Lat _{min} N	12.908729	13.128015
Lon _{min} W	88.01395586	87.88292778
Lat _{max} N	13.42776	13.416925
Lon _{max} W	87.29467988	87.73157125

5. Se selecciona el fichero con la información del forzamiento a utilizar. Este se elabora manualmente a partir de los datos obtenidos en la sección anterior y se almacenan en archivo .xls en donde la primera hoja de cálculo corresponde a las coordenadas de los puntos de forzamiento de los modelo CFSv2 (primeros 12 puntos) y WWIII (punto 13), como se muestra en la tabla 2.5. En las 13 hojas siguientes, una por cada punto de forzamiento, se tienen las series temporales de datos de viento, oleaje y marea acopladas en columnas [Año Mes Día hora H_{sig} T Dir Marea Wind Dir_{wind} ID]. Aquí mismo también se define el parámetro de corrección del espectro JONSWAP, $\gamma = 3.3$, y el factor de dispersión direccional, $\sigma = 20$. Finalmente, en una última hoja se definen los procesos físicos de interacción, que en este caso son QUAD (cuadrupeletes), WCAP (whitecapping), Brea (Rotura de oleaje por fondo) y FRICTION (Disipación por fricción con el fondo).
6. Finalmente se da inicio a las simulaciones. Las simulaciones se ejecutan en modo estacionario ya que se considera que las condiciones de frontera determinadas por el forzamiento varían lentamente comparados con los periodos típicos de oleaje, por lo que son lo suficientemente representativos como para definirlo. Al dar inicio también se asigna el forzamiento ofrecido por WWIII en las coordenadas 13N 88W al contorno suroeste del Golfo de Fonseca.

Tabla 2.5: Coordenadas de los puntos de forzamiento

ID_punto	Información	Latitud N	Longitud W
P1	viento	12.98126	87.9549
P2	viento	12.98126	87.7503
P3	viento	12.98126	87.5458
P4	viento	12.98126	87.3412
P5	viento	13.18569	87.9549
P6	viento	13.18569	87.7503
P7	viento	13.18569	87.5458
P8	viento	13.18569	87.3412
P9	viento	13.39012	87.9549
P10	viento	13.39012	87.7503
P11	viento	13.39012	87.5458
P12	viento	13.39012	87.3412
P13	oleaje	13	88

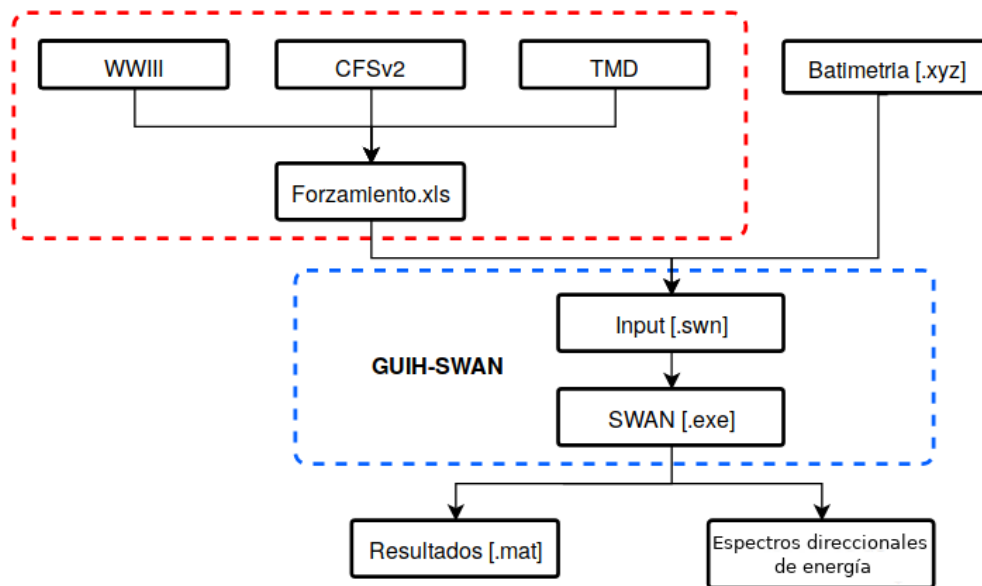


Figura 2.5: Flujo de información en las simulaciones. Fuente: Elaboración propia.

Al iniciar las ejecuciones GUIH-SWAN genera archivos auxiliares automáticamente por cada caso basados en la información del forzamiento. Entre ellos están:

- projectname_ext_bottom.dat → Batimetría de la malla externa.
- projectname_int_bottom.dat → Batimetría de la malla interna.

WIND_añohora.dat	→ Matriz compuesta por las componentes U, V en cada nodo de la malla externa.
swan.exe	→ Fichero EXE del ejecutable compilado de modelo SWAN.
ejecucion.bat	→ Para la ejecución del modelo SWAN desde MS-DOS.
swanrun.bat	→ Para uso interno del modelo.
projectname_general.swn	→ Archivo input que define la simulación para la malla externa.
projectname_detalle.swn	→ Archivo input que define la simulación para la malla anidada.

Los ficheros principales son los archivos input con extensión .swn, ya que contienen las instrucciones directas de ejecución que permiten iniciar las simulaciones. Utilizando la nomenclatura de SWAN Team (2007), este archivo lleva la siguiente estructura:

- **Encabezado:** Define el nombre del proyecto, nivel del mar, modo de ejecución estacionario (por defecto) y sistema de coordenadas.

```

PROJ 'name' 'nr'
SET [level] NAUTICAL
COORDINATES CARTESIAN

```

En esta sección también se definen valores típicos como la aceleración de la gravedad $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, densidad del agua $\rho = 1025 \text{ kg/m}^3$ y profundidad mínima $d = 0.05 \text{ m}$.

- **Malla computacional:** Define las dimensiones de la malla computacional, es decir las coordenadas del origen, ángulo de orientación, longitud de los contornos y número de celdas.

```

CGRID [xpc] [ypc] [alpc] [xlenc] [ylenc] [mxc] [myc] CIRCLE
[mdc] [flow] [fhigh] [msc]

```

- **Batimetría y campo de vientos:** Define las dimensiones y la ruta de la batimetría y de la malla de viento.

```

INPGRID BOTTOM REGULAR [xpinp] [ypinp] [alpinp] [mxinp] [myinp]
[dxinp] [dyinp] EXC [excval]
READINP BOTTOM [fac] 'fname1' [idla] [nhedf] FREE
INPGRID WIND REGULAR [xpinp] [ypinp] [alpinp] [mxinp] [myinp]
[dxinp] [dyinp] EXC [excval]
READINP WIND [fac] 'fname1' [idla] [nhedf] FREE

```

- **Forzamiento en los contornos:** Define los parámetros de oleaje en los contornos norte, sur, este y oeste, incluyendo detalles del espectro JONSWAP.

```

BOUN SHAPE JONSWAP [gamma] PEAK DSPR DEGREES
BOUN SIDE N CON PAR [hs] [per] [dir] [dd]
BOUN SHAPE JONSWAP [gamma] PEAK DSPR DEGREES
BOUN SIDE S CON PAR [hs] [per] [dir] [dd]
BOUN SHAPE JONSWAP [gamma] PEAK DSPR DEGREES
BOUN SIDE E CON PAR [hs] [per] [dir] [dd]
BOUN SHAPE JONSWAP [gamma] PEAK DSPR DEGREES
BOUN SIDE W CON PAR [hs] [per] [dir] [dd]

```

- **Procesos físicos:** Define los procesos de disipación y redistribución de energía.

```

QUAD
WCAP
BREA
FRICTION JONSWAP

```

- **Malla anidada:** Define las condiciones de contorno para la posterior ejecución en la malla anidada.

```

NGRID 'sname' [xpn] [ypn] [alpn] [xlenn] [ylenn] [mxn] [myn]
NESTOUT 'nest1' 'contornos.dat'

```

- **Resultados en bloque:** Define las variables físicas de interés para su posterior cálculo y almacenamiento en un fichero .mat.

```

BLOCK 'COMPGRID' NOHEAD 'Malla_generaldetalle.mat' LAY 3 XP YP
DEP HSIGN TMO2 RTP DIR WIND SETUP VEL

```

- **Inicialización:** Instrucciones de verificación e inicialización de computo.

```
TEST 1,0  
COMPUTE  
STOP  
$
```

Al finalizar cada ejecución se generan los siguientes ficheros como resultado de las simulaciones:

<code>norm_end</code>	→ Fichero que indica si la simulación ha finalizado correctamente.
<code>file_spectra_general.dat</code>	→ Resultados de los espectros de oleaje en los nodos definidos de la malla externa.
<code>file_spectra_detalle.dat</code>	→ Resultados de los espectros de oleaje en los nodos definidos de la malla anidada.
<code>Malla_general.mat</code>	→ Archivo .mat con las características de la malla externa y resultados de la simulación.
<code>Malla_detalle.mat</code>	→ Archivo .mat con las características de la malla anidada y resultados de la simulación.

Capítulo 3

Resultados y discusión

A continuación se presentan y discuten los resultados obtenidos de las simulaciones realizadas. El capítulo se inicia mostrando la serie temporal de marea calculada para completar el conjunto de condiciones iniciales necesarias para el modelamiento. Posteriormente, se da paso al tema principal de este trabajo, el oleaje. Se muestran los resultados de altura, periodo y dirección de oleaje obtenidos numéricamente en un nodo de la malla anidada. El nodo seleccionado se encuentra ubicado en las proximidades del perfilador acústico de corriente y oleaje (AWAC por sus siglas Acoustic Wave and Current Profiler (Nortek, 2005)) instalado al interior de la Bahía de La Unión. A partir de estos resultados se construye un análisis estacional y mensual basado en los estadísticos principales. Luego, los resultados de los parámetros calculados numéricamente se comparan con las mediciones directas del perfilador acústico. Para complementar el análisis también se analiza la variación espacial del oleaje en un escenario idealizado a lo largo de toda la región, desde su entrada al Golfo de Fonseca hasta la Bahía de La Unión y a través de los canales que lo conectan. Se presentan mapas que muestran la transformación de altura significativa y dirección del oleaje provocado por efecto del entorno. También en este mismo caso, se analizan los espectros direccionales de energía en cuatro puntos: en las proximidades del perfilador acústico, entre la isla Conchagüita y punta Caguamo, en el canal secundario de entrada de la bahía y frente al costado noreste de la Unión.

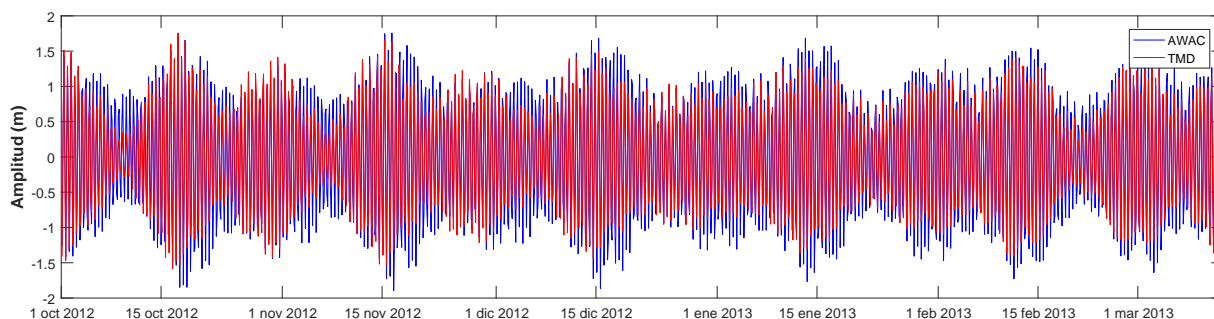
En cuanto al periodo de estudio, con el propósito de contrastar los resultados obtenidos con mediciones directas, este se limita al tiempo de medición del perfilador acústico instalado en la bahía, por lo que el intervalo temporal de las simulaciones se divide en dos: un periodo representativo de la época seca, del 1 de octubre del 2012 al 12 de marzo del 2013, y uno representativo de la época lluviosa, del 1 de abril del 2014 al 24 de septiembre del 2014. El periodo intermedio y posterior a los mencionados corresponden a trabajos de extracción y mantenimiento del sensor, y por lo tanto no son tomados en cuenta.



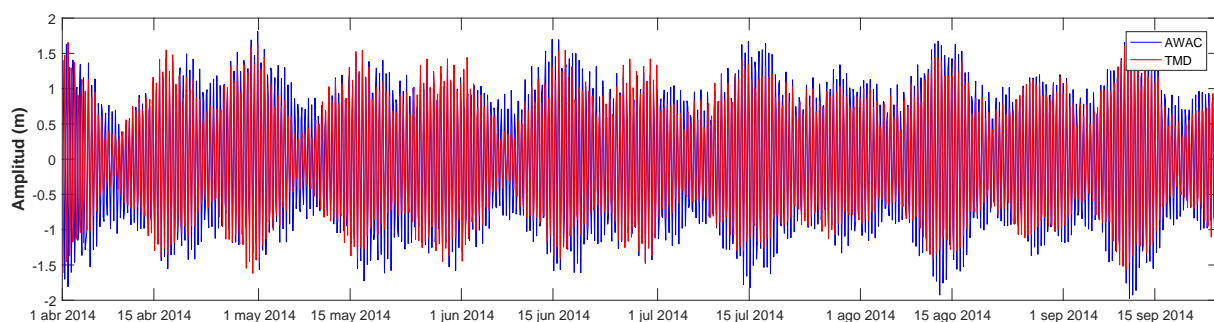
Figura 3.1: Periodos de simulación de oleaje.

3.1. Marea calculada con TMD

Los parámetros de forzamiento utilizados para las simulaciones, a excepción de la marea, fueron obtenidas de bases de datos globales. La marea es un parámetro necesario para estimar el oleaje costero ya que un cambio en el nivel del mar equivale a un cambio en la columna del cuerpo de agua y por lo tanto una diferente interacción con el fondo marino. Para completar el forzamiento y su posterior uso en SWAN, los cálculos de marea fueron realizados con el paquete TMD. Los valores obtenidos se muestra graficados con una línea roja a continuación en las figuras 3.2a y 3.2b. En las mismas figuras con una línea azul se muestran las mediciones realizadas con el sensor AWAC.



(a) Temporada seca



(b) Temporada lluvia

Figura 3.2: Resultado de marea calculada con TMD. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados presentados en las figuras muestran una marcada semejanza con las mediciones realizadas, tanto en el valor de las amplitudes como en la ubicación de los nodos. Los coeficientes de correlación son altos y corresponden a un valor de 0.96 para la época seca y de 0.86 para la época lluviosa. En ambas estaciones se puede notar un cambio máximo del nivel del mar de hasta 1.7 metros respecto a su nivel medio. A partir de su periodo la marea local es considerada del tipo semidiurna (MARN, 2015). En las gráficas también se pueden notar los efectos de los armónicos diurnos y de largo plazo que provocan que días donde los diferencia entre la marea alta y baja sean menores.

Basados en la concordancia anteriormente mencionada se puede concluir que los resultados procedentes de TMD, y con los armónicos enlistados en la tabla 2.3, se puede obtener valores de marea suficientemente confiables para su posterior uso en las estimaciones de oleaje, con lo que se permite completar las condiciones de contorno para las simulación prescindiendo de aparatos de medición directa.

3.2. Oleaje

Las simulaciones de oleaje fueron llevadas a cabo en una malla externa de 72×53 nodos y una malla interna de 150×290 nodos. A lo largo de estos puntos se representa la propagación del oleaje incidente del suroeste y su interacción con obstáculos al interior del golfo. En su trayectoria, además de recombinarse con el oleaje generado por el viento local, también se disipa y dispersa por efecto de asomeramiento, difracción y refracción. Los resultados de altura significativa, periodo y dirección de oleaje en el nodo de la malla anidada ubicado en las coordenadas $13^{\circ}18'4.13''N$ $87^{\circ}46'33.26''W$, en las proximidades del perfilador acústico (figura 2.2), se muestra a continuación en las figuras 3.4 y 3.5. También en base a estos resultados, en la figura 3.6 se presentan las respectivas rosas de oleaje.

De forma general, en promedio la altura significativa es de 0.12 m y el periodo de 2.8 s. Considerando que en aguas someras la altura de ola es de 1.2 metros y el periodo de 12 segundos (Acosta et al., 2009), se puede decir en la bahía existe una reducción de alrededor del 90 % de altura significativa y del 70 % de reducción del periodo. Esta caída energética logra representar el efecto provocado por la presencia de la isla Conchagüita, que con sus 8.5 km^2 actúa como barrera natural protegiendo el costado sur de la bahía, y de la isla Zacatillo y Punta el Chiquirín quienes reducen la entrada de agua del mar a un canal de alrededor de 0.054 km^2 de área de sección transversal (MARN, 2015).



Figura 3.3: Mapa de la Bahía de La Unión del Golfo de Fonseca. Fuente: Elaboración propia.

En cuanto a la dirección del oleaje simulado, los resultados muestran que en promedio, a la entrada de la bahía el oleaje es en su mayor parte proveniente del sur desde los 183° (la dirección es desde la cual incide el oleaje y medida desde el norte en sentido horario). El oleaje utilizado en el forzamiento, ubicado a la entrada del golfo en las coordenadas 13°N 88°W , incide predominantemente desde los 200° (figuras 2.3 y 2.4). Este cambio de dirección también se debe a los fenómenos de refracción y difracción provocados por la línea costera y presencia de islas en el golfo. La distribución de la dirección incidente de las olas también se muestra en las rosas de oleaje, estas figuras además de indicar la dirección, también indican el porcentaje de olas correspondiente a intervalos de altura. Durante la estación seca se tienen dos intervalos principales de altura: el 40 % por ciento que es de altura entre 0.05 m y 0.1 m, y un 35 % que está entre los 0.10 m y 0.15 m. En la época lluviosa esta proporción cambia ya que hasta un 60 % se concentra entre los 0.10 m y los 0.15 m, y un 15 % entre los 0.15 m y 0.20 m.

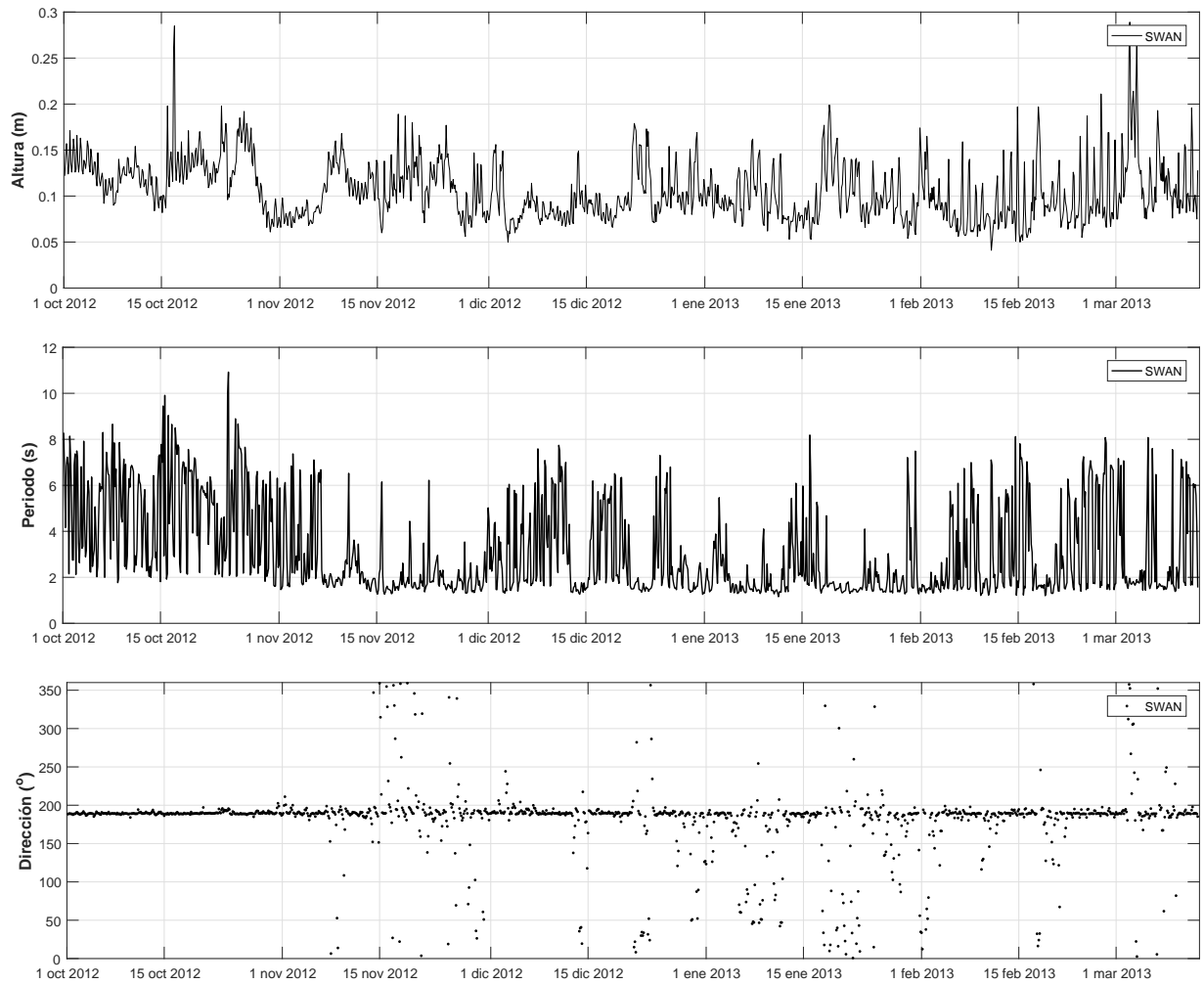


Figura 3.4: Resultados de altura significativa, periodo y dirección para la época seca. Fuente: Elaboración propia.

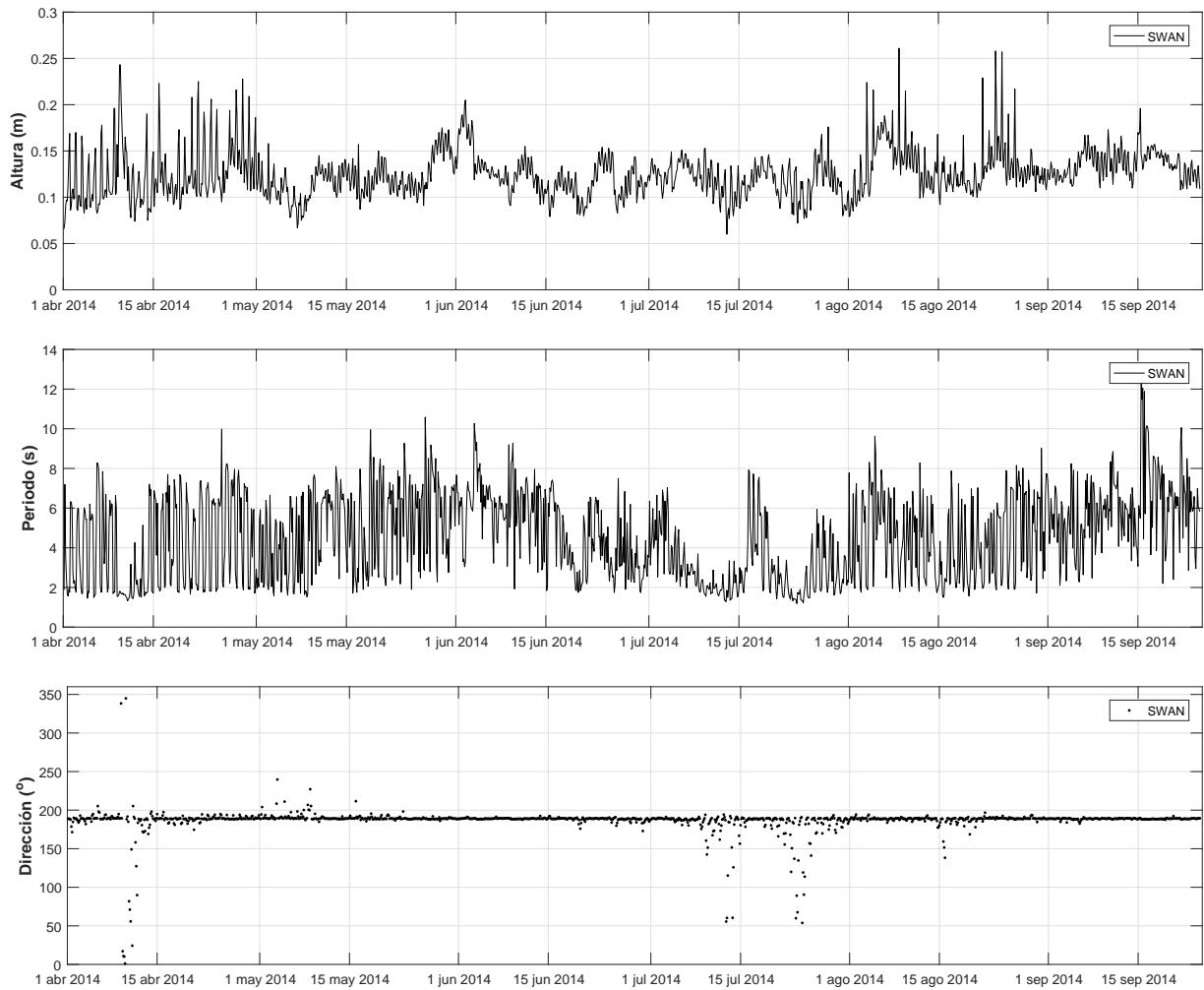


Figura 3.5: Resultados de altura significativa, periodo y dirección para la época lluviosa. Fuente: Elaboración propia.

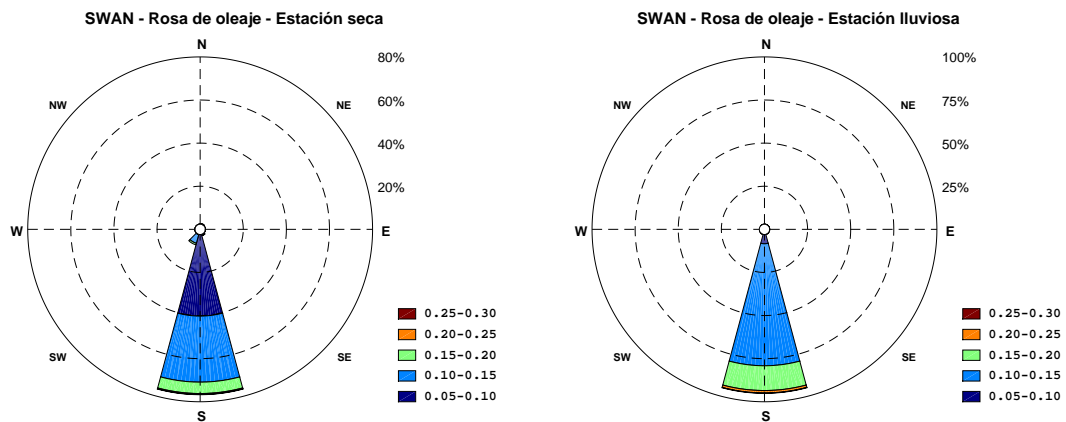


Figura 3.6: Rosas de oleaje basadas en los resultados calculados para la estación seca y lluviosa. Fuente: Elaboración propia.

3.3. Distribución temporal

El análisis de la distribución temporal de oleaje se elabora a partir de las series mostradas en la sección anterior.

3.3.1. Estacional

Los valores de los estadísticos principales de altura significativa, periodo y dirección de ola basado en los resultados en el nodo antes mencionado, a la entrada de la bahía, se muestran a continuación en la tabla 3.1. Durante la estación seca se tiene en promedio una altura significativa de 0.11 m y periodo de 3.1 s; durante la estación lluviosa los promedios aumentan ligeramente alcanzando valores de 0.13 m y 4.5 s. El rango de variación de altura en la bahía se encuentra entre un mínimo de 0.04 m y máximo de 0.29 m. El periodo, por otro lado, oscila entre los 1.2 s y 12.6 s. En base a lo anterior, el oleaje local puede ser considerado de altura pequeña en ambas estaciones.

La diferencia en los promedios de altura puede deberse a la presencia de tormentas tanto en el norte como en el sur del globo terrestre. Durante la época lluviosa son predominantes las tormentas en el hemisferio sur del planeta, de modo que se generan olas que viajan prácticamente sin ningún obstáculo a través del Océano Pacífico hasta llegar a las costas de El Salvador. Durante la estación seca, las tormentas del hemisferio norte son las predominantes, sin embargo por su orientación afectan en menor magnitud al oleaje local (Estrada, 2011).

Tabla 3.1: Estadísticos principales de altura significativa, periodo y dirección de oleaje

	Máximo	Mínimo	Promedio	Moda	Desviación estándar
<i>Altura Significativa (m)</i>					
Estación seca	0.29	0.04	0.11	0.08	0.03
Estación lluviosa	0.26	0.06	0.13	0.12	0.03
<i>Periodo (s)</i>					
Estación seca	10.9	1.2	3.1	1.5	2
Estación lluviosa	12.6	1.2	4.5	6.5	2.1
<i>Dirección (°)</i>					
Estación seca	359.2	0.7	180	189.1	46.5
Estación lluviosa	344.9	1.1	186.4	189.3	17.5

3.3.2. Mensual

El mes que presento el promedio más alto fue septiembre en el cual se alcanzó un valor de 0.14 metros. El mes de septiembre fue seguido por agosto y octubre, ambos con 0.13 m. Por otro lado, el mes que presentó menor oleaje fue el mes de febrero con una promedio de 0.09 m. Tanto estacionalmente como mensualmente la desviación estándar se extiende hasta un máximo de 0.04 m, lo cual indica una baja dispersión del oleaje respecto a su valor promedio. Todo lo anterior sugiere un ambiente general de calma en la bahía apropiado para actividades como pesca, recreación y tránsito de embarcaciones.

Tabla 3.2: Estadísticos de altura significativa mensual.

	Máximo (m)	Mínimo (m)	Promedio (m)	Moda (m)	Desviación estándar (m)
Enero	0.20	0.05	0.10	0.08	0.03
Febrero	0.21	0.04	0.09	0.09	0.03
Marzo	0.29	0.08	0.12	0.08	0.04
Abril	0.24	0.07	0.13	0.11	0.03
Mayo	0.18	0.07	0.12	0.11	0.02
Junio	0.21	0.08	0.12	0.12	0.02
Julio	0.18	0.06	0.12	0.12	0.02
Agosto	0.26	0.08	0.13	0.12	0.03
Septiembre	0.20	0.11	0.14	0.14	0.02
Octubre	0.29	0.06	0.13	0.13	0.03
Noviembre	0.19	0.06	0.11	0.08	0.03
Diciembre	0.18	0.05	0.10	0.10	0.03

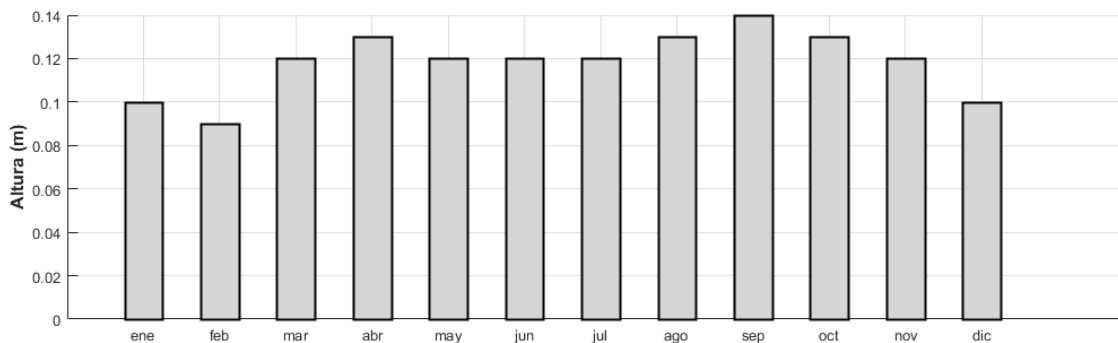


Figura 3.7: Promedios mensuales de altura significativa. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 3.3: Estadísticos de periodo de oleaje mensual.

	Máximo (s)	Mínimo (s)	Promedio (s)	Moda (s)	Desviación estándar (s)
Enero	8.2	1.2	2.1	1.4	1.2
Febrero	8.2	1.2	3	1.5	2
Marzo	8.1	1.4	3	2	2
Abril	10	1.3	4	1.8	2.3
Mayo	10.6	1.5	5	2.6	2.1
Junio	10.3	1.7	5	6.8	1.9
Julio	7.9	1.2	3	6.4	1.52
Agosto	9.6	1.5	4.5	3.3	2
Septiembre	12.6	2.1	6	6.6	1.9
Octubre	10.9	1.6	4.9	3.3	2.1
Noviembre	7.4	1.3	2.4	1.5	1.3
Diciembre	7.7	1.3	3	1.5	1.8

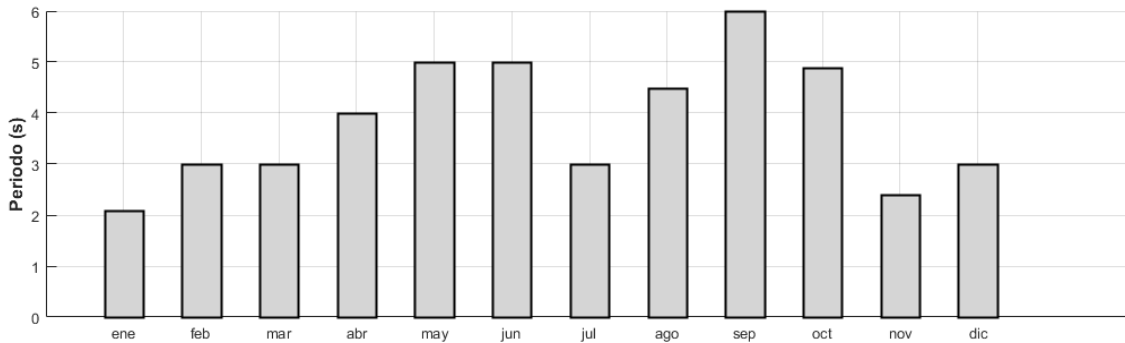


Figura 3.8: Promedios mensuales de periodo de oleaje. Fuente: Elaboración propia.

3.4. Comparación entre resultados y medidas directas

En el 2012 el MARN instaló temporalmente un perfilador acústico de corriente y oleaje en la Bahía de La Unión con el objetivo de vigilar los procesos costeros que afectan a la región. Para evaluar el rendimiento de de las simulaciones realizadas con SWAN se comparan las mediciones directas de dicho sensor con los resultados obtenidos en un nodo de la malla anidada. Las coordenadas del nodo utilizado son las del más cercano al punto de instalación del aparato. Las coordenadas son 13°18'04.13"N 87°46'33.26"W. Los resultados de los cálculos de altura significativa, periodo y dirección en este punto para la época seca y lluviosa se muestran a

continuación en las figuras 3.4 y 3.5. En estas mismas figuras, con líneas de otro color, se muestran también los registros del perfilador acústico.

En las figuras se puede observar que la tendencia de los resultados, tanto en la altura significativa como en el periodo del oleaje, logran ser reproducidas con el modelo SWAN. De la comparación entre valores simulados y medidos se obtuvo un coeficiente de correlación de 0.42 para la altura significativa y 0.27 para el periodo en la estación seca. Por otro lado para la estación lluviosa se obtuvo un coeficiente de correlación de 0.26 para la altura y 0.17 para el periodo (tabla 3.4).

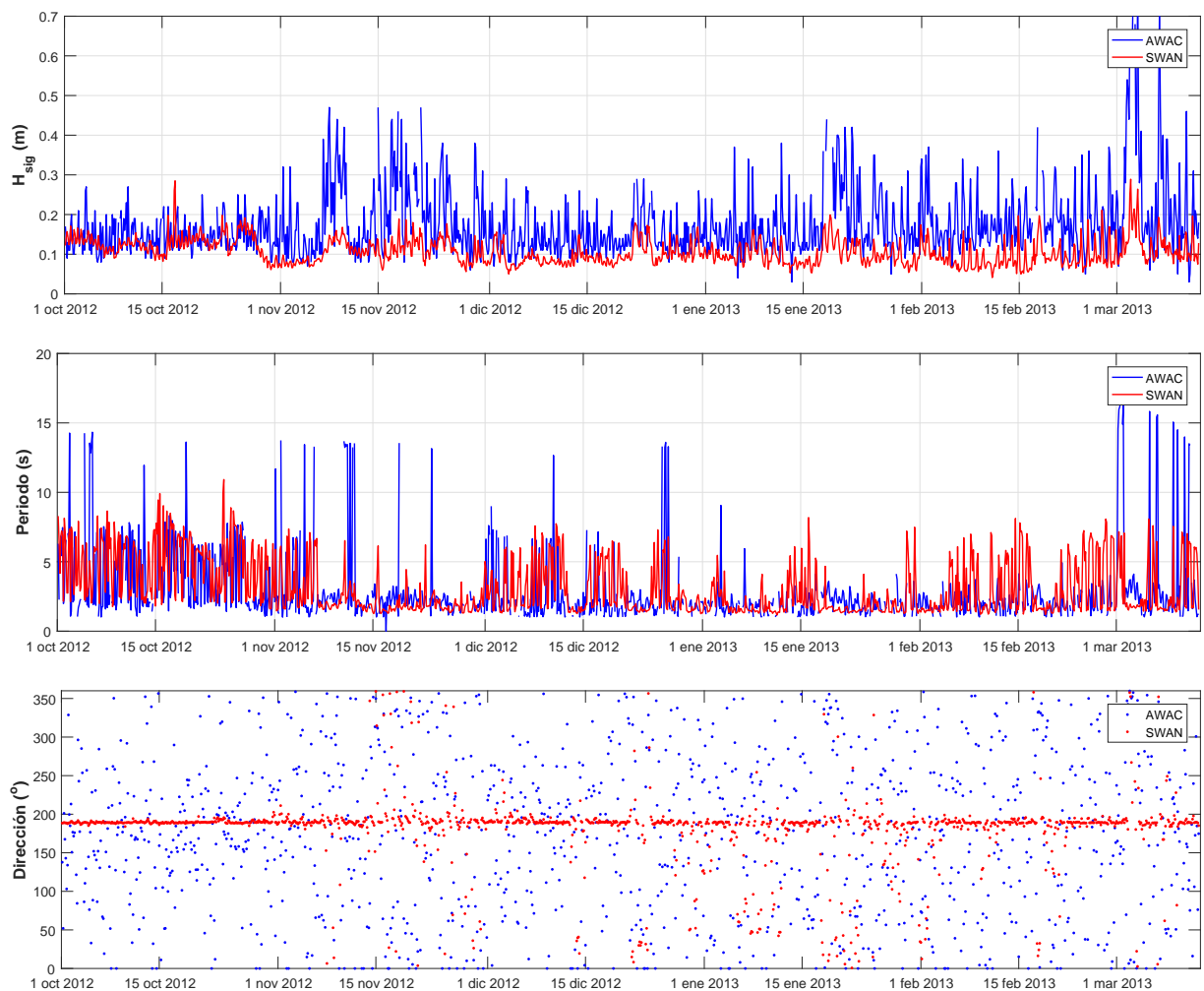


Figura 3.9: Comparación entre resultados calculados y los medidos con el perfilador acústico de corriente y oleaje durante la estación seca. Fuente: Elaboración propia.

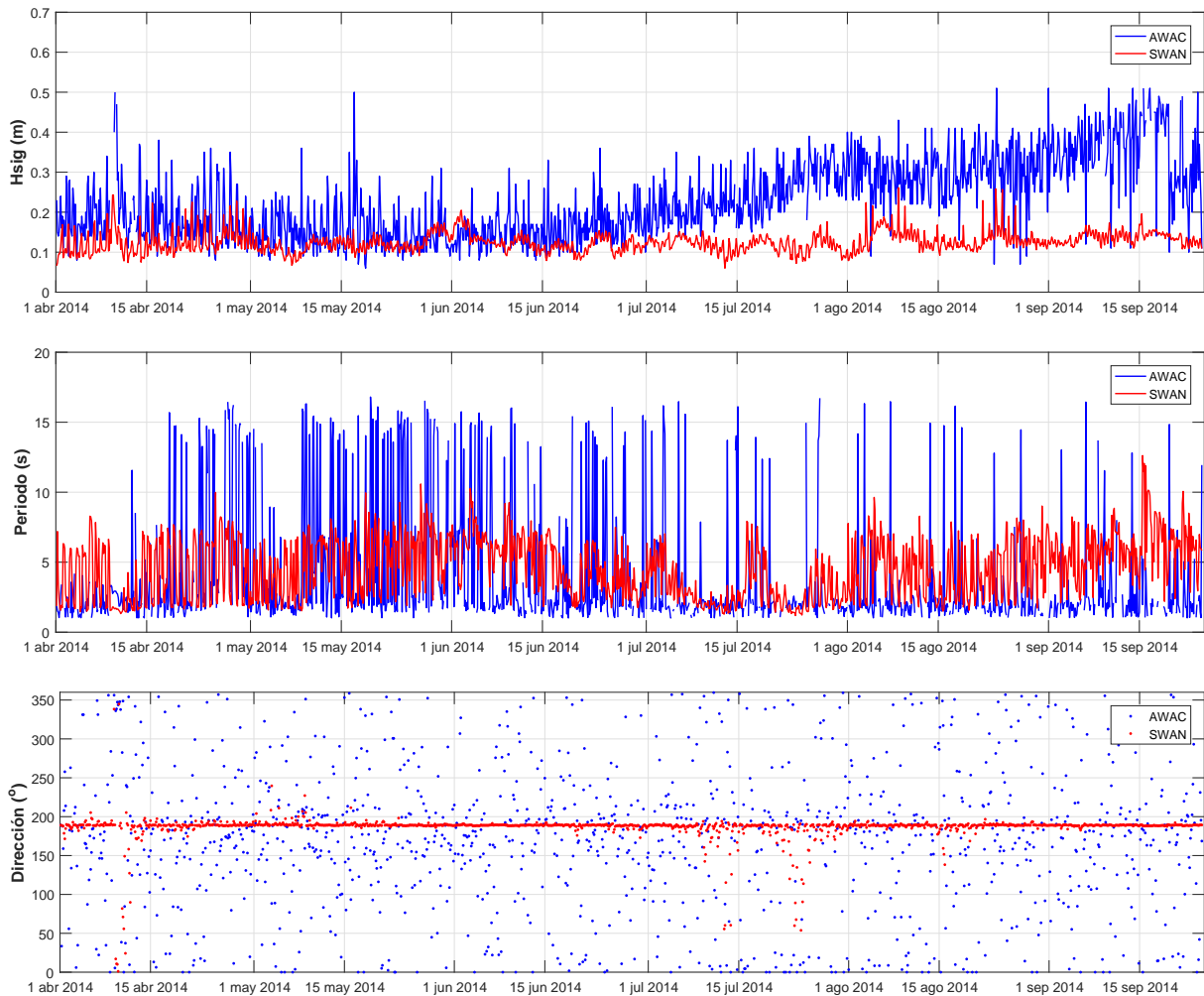


Figura 3.10: Comparación entre resultados calculados y los medidos con el perfilador acústico de corriente y oleaje durante la estación lluviosa. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 3.4: Coeficiente de correlación y raíz del error cuadrático medio para los alturas significativas y periodos.

	Altura		Periodo	
	Correlación	RMSE	Correlación	RMSE
Estación seca	0.42	0.1 m	0.27	2.9 s
Estación lluviosa	0.26	0.14 m	0.17	4.5 s

El grado de correlación de altura es moderada para la época seca y baja para la lluviosa; por otro lado, para los periodos es bajo en ambas estaciones. Experimentos con cambios de resolución espacial y recalibración de constantes fueron realizadas sin presentar mejoras significativas con lo que se concluye las deficiencias podrían corresponder a factores externos a

los considerados en este estudio. El oleaje local al ser de altura pequeña puede ser fácilmente perturbado por actividades humanas como el tránsito de embarcaciones (Johnson, 1958; Dam et al., 2008; Suprayogi et al., 2014) y por el aporte del agua de los ríos (Wang et al., 2006). El RMSE indica que aunque las correlaciones entre valores calculados y medidos tome valores bajos, dichas diferencias corresponden a pocos centímetros y segundos por lo que la tendencia logra ser reproducida con las simulaciones realizadas.

Un detalle a resaltar de los resultados es respecto al oleaje durante la época lluviosa, el cual a partir del mes de julio muestra un particular incremento en la altura significativa. El alza se puede notar en ambas series, aunque es mucho más leve en la serie numérica. Durante este periodo el oleaje de contorno no muestra alzas atípicas, considerando como alzas atípicas a los eventos que superen el umbral de alerta del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (González, 2016). En este lapso de tiempo tampoco hubo presencia de fenómenos meteorológicos de gran trascendencia por lo que la contribución del viento al oleaje local debió limitarse a generar olas irregulares de muy corta amplitud (Chen et al., 2005). Esta anomalía podría ser asociada al aumento del caudal de los ríos Sirama y Goascorán que desembocan en la bahía. La influencia de los ríos en el Golfo de Fonseca fue planteada anteriormente por Valle-Levinson and Bosley (2003) quienes exponen que las precipitaciones locales incrementan los niveles de los ríos provocando mayores descargas de agua dulce que, al ser de menor densidad que la salada, se desplazan en la superficie de la bahía hacia mar abierto perturbando la trayectoria del oleaje. La interferencia de fenómenos externos también puede ser visualizado al analizar las rosas de oleaje mostradas en la figura 3.11 elaboradas a partir de las mediciones. Como se presentó en la sección anterior, el modelo SWAN predice olas desplazándose predominantemente desde el sur, mientras que el sensor, además de registrar oleaje del sur, registra más de un 10 % de olas provenientes del norte, muchas veces alcanzando valores de hasta 0.25 m de altura. Estos resultados difícilmente pueden ser asociados a ondas generadas por viento, debido a que la altura de ola depende de la velocidad del viento, su duración y distancia de acción (Thurman et al., 2011). También es importante recordar que el perfilador acústico define las medidas de oleaje usando el principio físico del efecto Doppler (Nortek, 2005), de manera que registra las perturbaciones en la superficie de la bahía como la suma de todas las contribuciones presentes independientemente de su origen, mientras que SWAN se limita la estimación de ondas generadas por viento.

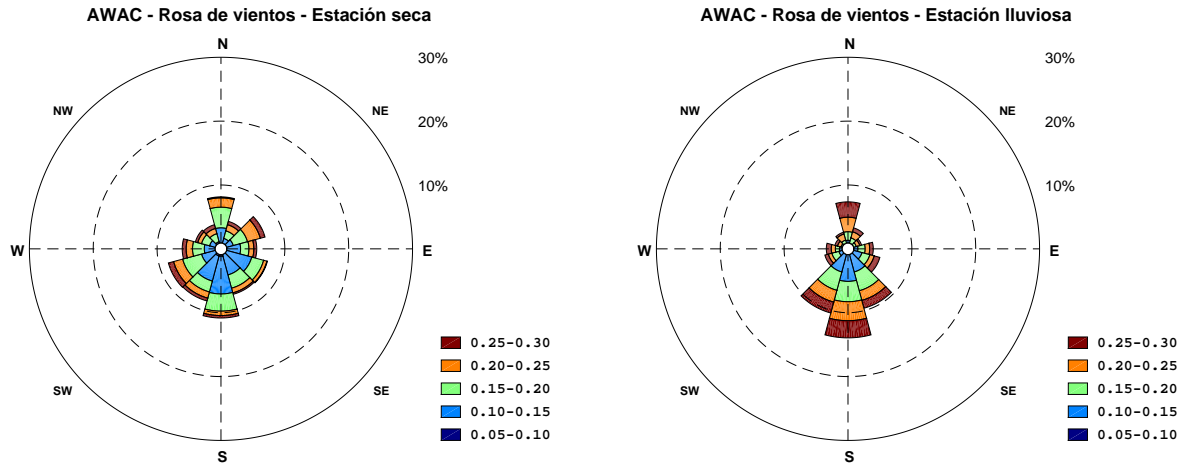


Figura 3.11: Rosas de oleaje basadas en las mediciones del perfilador acústico para la época seca y lluviosa. Fuente: Elaboración propia.

3.5. Distribución espacial

De acuerdo al Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, más del 75% de olas que arriban a nuestra costa son generadas por tormentas extra-tropicales en el hemisferio sur, localizadas frente a la costa de la Antártida, a más de 7,500 kilómetros de distancia de las costas de El Salvador (Arinaga and Cheung, 2012). Lo anterior provoca que las olas provenientes del suroeste ingresen al Golfo de Fonseca con una altura entre los 0.6 m y los 1.6 m de altura, y periodo entre los 10 s y los 18 s. En su trayectoria el oleaje disipa su energía, cambia su dirección y reduce su amplitud hasta una altura alrededor de los 0.13 m y periodo de 4 s en la Bahía de La Unión. Para entender de mejor manera esta caída energética es conveniente analizar cómo es su transformación al interior del golfo. Esta transformación se ve representada en los nodos de las mallas externa y anidada utilizadas en las simulaciones. Debido a que los valores de los parámetros de oleaje no están muy dispersos respecto a su valor promedio, para analizar dicha evolución se procede a analizar un solo caso idealizado correspondiente a un escenario típico. Las condiciones consideradas son:

- Oleaje de contorno de 1 m y periodo de 12 s proveniente del sur-suroeste (200°),
- Elevación del mar en su nivel medio
- Viento uniforme proveniente del suroeste (225°) con magnitud de 2.5 m/s.

Este escenario podría fácilmente ser uno dado durante la estación seca producto de la brisa marina que ocurre después del mediodía.

Los resultados de altura significativa en las mallas externa y anidada se muestran en las figuras 3.12 y 3.13, aquí también con flechas se indica la dirección del oleaje. Los mapas de contorno muestran que las olas son mayormente frenadas antes de ingresar a la Bahía de la Unión inicialmente por efecto de la isla Conchagüita y posteriormente por la reducción del canal principal de ingreso a la bahía. En este trayecto el oleaje pasa de los 0.7 m a los 0.1 m.

El otro canal de ingreso a la bahía comprende desde la isla Zacatillo hasta la Reserva de Vida Silvestre Bahía de Chismuyo en Honduras. Aunque entre ambos puntos se encuentran también los islotes Chuchito y Conejo, este canal tiene un área de sección transversal total de 0.019 km². En esta sección el oleaje no incide directamente sino que por efecto de refracción y difracción tiende a curvarse paralelo al eje de la Bahía de La Unión. Aquí el oleaje incide con una altura de alrededor de los 0.06 metros.

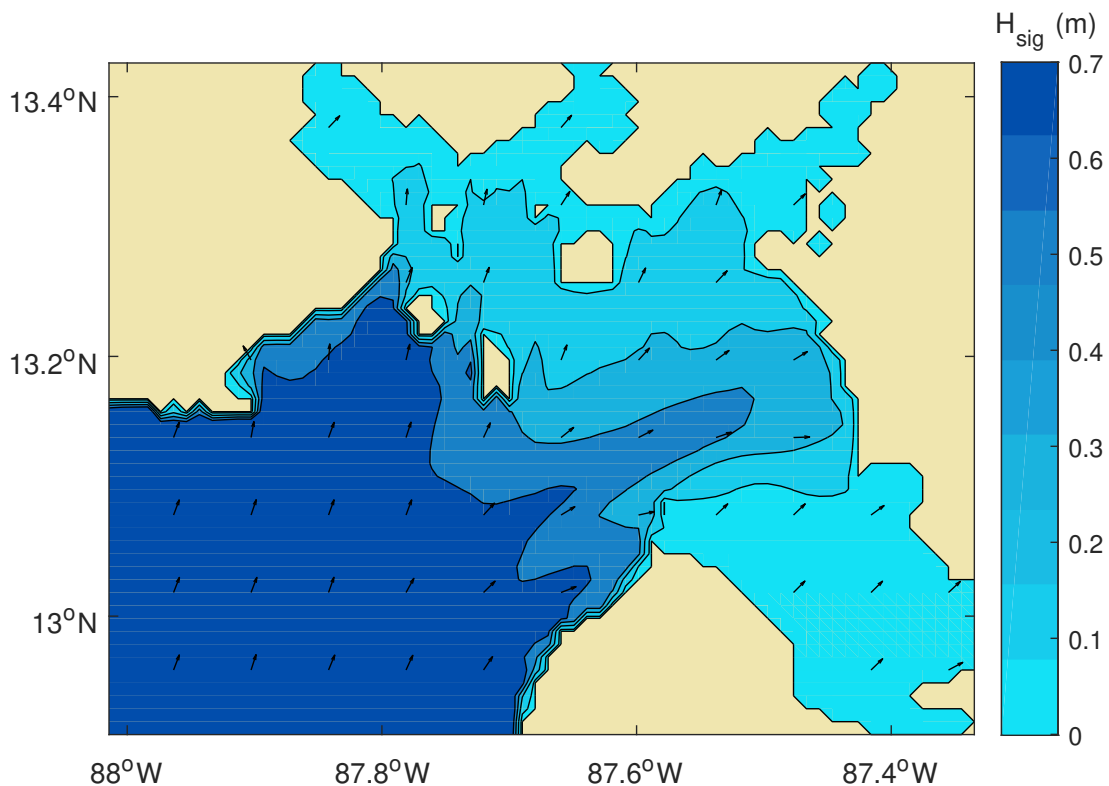


Figura 3.12: Mapa de altura significativa en el Golfo de Fonseca elaborado a partir de la malla externa. Fuente: Elaboración propia.

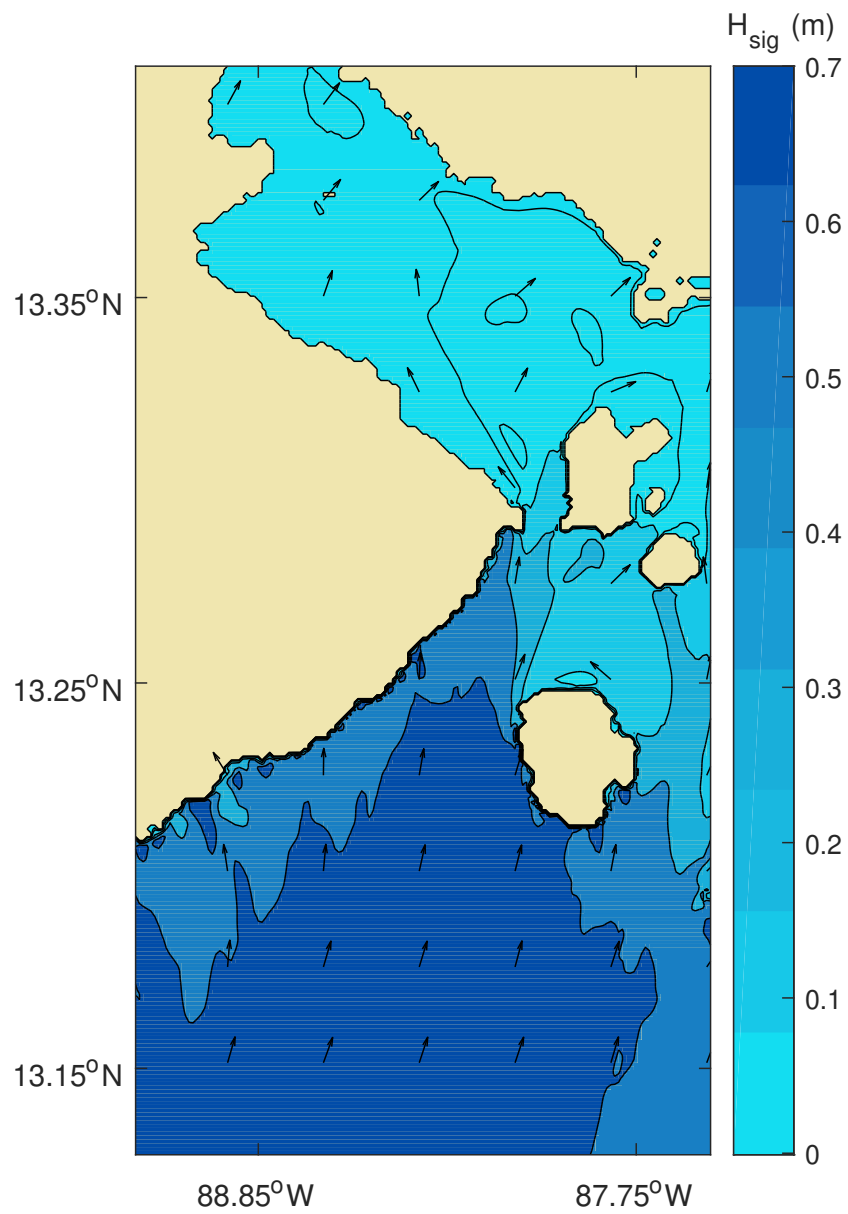


Figura 3.13: Mapa de altura significativa en la Bahía de La Unión elaborado a partir de la malla anidada. Fuente: Elaboración propia.



Figura 3.14: Ubicación de los puntos donde fueron calculados los espectros direccionales de energía.
Fuente: Elaboración propia.

Para mostrar el cambio energético en las olas, en la figura 3.15 se presentan espectros direccionales de energía obtenidos con SWAN en 4 puntos al interior y próximas a la bahía (puntos marcados en la figura 3.14), las coordenadas son:

1. $13^{\circ}14'8.50''N$ $87^{\circ}48'7.54''W$ entre punta Curuma e isla Conchaguita.
2. $13^{\circ}18'4.13''N$ $87^{\circ}46'33.26''W$ en las proximidades del perfilador acústico.
3. $13^{\circ}20'14.21''N$ $87^{\circ}45'7.20''W$ entre Isla Zacatillo y la Reserva de Vida Silvestre.
4. $13^{\circ}20'49.52''N$ $87^{\circ}48'8.85''W$ frente al costado noreste de La Unión.

Los gráficos muestran la distribución de energía de las componentes que constituyen las olas en función de su dirección y frecuencia, esto recordando que el oleaje, en cualquier instante de tiempo, es considerado como el resultado de la superposición de ondas con diferentes amplitudes que se desplazan en la superficie del mar.

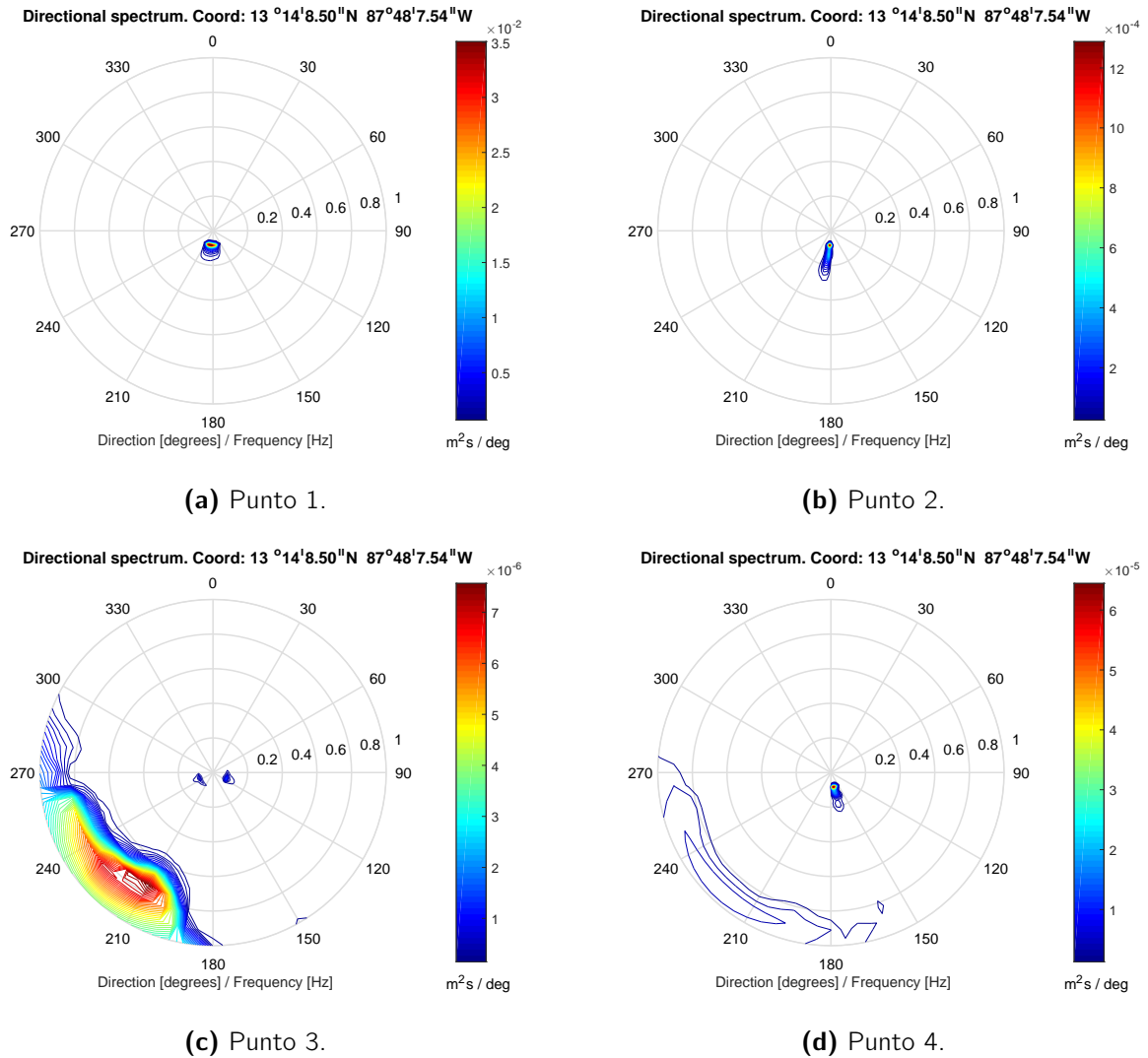


Figura 3.15: Espectros direccionales de energía. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados muestran que en los punto 1 y 2 la energía se encuentra restringida principalmente a valores entre 0.03 y 0.2 Hz en la dirección paralela al canal de navegación. Este agrupamiento indica un bajo aporte del viento local a la creación de olas ya que no muestra componentes de mayor frecuencia características del oleaje "sea". En el tercer espectro aparecen tres secciones: las dos pequeñas, con frecuencias menores que 0.2 Hz, representan al oleaje desviado alrededor de la isla Zacatillo que ha disipado energía en su trayectoria y coincide en el canal, entre la isla y Honduras; la tercera sección, la más dispersa y energética, señala el aporte del viento regional proveniente del suroeste que genera ondas de frecuencia mayor a los 0.5 Hz. En el espectro 4 aparecen dos secciones: la correspondiente al viento local y la correspondiente al oleaje incidente, que en este caso indica un cambio de dirección orientándose rumbo al eje de la bahía. Los resultados en los espectros direccionales indican un

densidad energética de hasta $0.035 \text{ m}^2\text{s}$, reduciéndose en su trayectoria hasta los $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}$ en su trayectoria. A partir de todo lo anterior se puede suponer que en un escenario típico, en puntos externos a la Bahía de La Unión, el forzamiento del viento se ve opacado por el oleaje de fondo que arriba a la costa y que al disiparse es cuando cobra relevancia el oleaje de altura pequeña generado por el viento local. También se puede suponer que el bajo incremento de la altura significativa es debido al débil efecto de regeneración por viento pues tanto su magnitud como su superficie de acción, comparados con los datos en mar abierto (Arinaga and Cheung, 2012), no son lo suficiente grandes como para provocar un incremento relevante, con lo que el sistema se limita a generar ondas capilares y de gravedad de corta amplitud (Pierson Jr and Moskowitz, 1964; Thomson and Rogers, 2014). Escenarios con diferentes condiciones de contorno muestran semejanzas en los espectros, cambiando las direcciones y tamaños pero manteniendo la forma y ordenes de magnitud.

Capítulo 4

Conclusiones y recomendaciones

4.1. Conclusiones

El oleaje en la Bahía de La Unión del Golfo de Fonseca fue simulado implementado el modelo SWAN alimentado con información de bases de datos globales CFSv2 y WWIII, y marea calculada con TMD. Basado en los resultados, el oleaje en la Bahía de La Unión puede ser considerado de altura pequeña en ambas estaciones. Durante la temporada seca se mantiene un promedio de 0.11 m de altura significativa, periodo de 3.1 s y dirección de 180° , mientras que durante la temporada lluviosa los valores aumentan ligeramente llegando a promedios de 0.13 m, 4.5 s y 186° . Mensualmente la desviación respecto al promedio es poca. El mes que presentó oleaje más alto fue el de septiembre con altura de 0.14 m y periodo de 6 s; por otro lado, el que presentó el menor fue febrero con 0.09 m y 3 s. El habitual ambiente de calma en la bahía podría resultar idóneos para actividades como pesca artesanal, actividades recreativas y transito de embarcaciones.

El oleaje de corta amplitud y periodo es provocado en gran medida por efecto de la isla Conchaguita, que con sus 8.5 km^2 actúa como barrera natural protegiendo el costado sur de la bahía, y de la isla Zacatillo y Punta Chiquirín quienes reducen la entrada de agua de mar a un canal de alrededor de 0.054 km^2 de área de sección transversal. Considerando que en promedio en puntos cercanos a la entrada del golfo el oleaje es de 1.2 m y 12 s, la reducción equivale a un 90 % de altura y 70 % del periodo en la bahía.

La evolución del oleaje en su trayectoria pudo ser representado a través de mapas de altura significativa elaborados a partir de un escenario idealizado. En los mapas es posible visualizar como el oleaje es reducido por efecto de asomeramiento, la línea costera y las islas, y además como este es dispersado por efecto de difracción y refracción. La reorientación del oleaje provoca que a la entrada de la bahía, entre punta Chiquirín e isla Zacatillo, el oleaje

sea predominantemente rumbo al norte y luego se curve paralelo a su eje rumbo al noroeste influenciado por el viento local. En el canal de entrada secundario, entre isla Zacatillo y la Reserva de Vida Silvestre bahía de Chismuyo en Honduras, el oleaje es de menor intensidad debido a factores como la menor profundidad, que aumenta la fricción con el fondo, y a la superposición de tres componentes de oleaje: dos resultados de la difracción alrededor de isla Zacatillo, y la resultante por el viento local.

La comparación entre los valores calculados y los medidos por un perfilador acústico de corriente y oleaje muestran una correlación para altura y periodo entre baja y moderada. La discrepancia podría asociarse a que el modelo numérico utilizado se fundamenta en describir la propagación de las ondas generadas por viento, y por lo tanto no considera fenómenos externos como los provocados por actividades humanas y ríos, mientras que el perfilador registra ondulaciones en la superficie independientemente de su origen. Entre los factores que afectan los registros se encuentra la descarga de los ríos Sirama y Goascorán al norte de la bahía. La descarga de los ríos provoca un aporte de agua dulce, que al ser de menor densidad se desplaza en la superficie hacia mar abierto perturbando los registros del sensor. Las perturbaciones están presentes en ambas estaciones y son evidenciadas por ejemplo cuando las mediciones que indican oleaje procedente del norte aún cuando el modelo y las condiciones de contorno indican oleaje procedente del sur. Este fenómeno es más notorio en la estación lluviosa cuando el aporte de los ríos es mayor. Pese al grado de correlación, el RSME indica una dispersión de pocos centímetros y segundos entre la serie medida y calculada (hasta 0.14 m y 4.5 s), por lo que la tendencia del oleaje logra ser representada.

Los espectros direccionales de energía indican que en un escenario típico la contribución del viento local es muy débil en puntos al exterior de la bahía. Al interior, donde el oleaje es más reducido, las ondas de corta amplitud generadas pueden tomar relevancia y superponerse a las incidentes. La baja densidad energética del oleaje en la bahía puede ser asociada a factores como la relativamente corta distancia de acción del viento que limita el desarrollo de las ondas de gravedad. Lo anterior es consecuente con la afirmación de que en las costas nacionales el oleaje es generado en su mayoría a kilómetros de la línea costera, específicamente en el hemisferio sur producto de tormentas extratropicales.

Entre los valores de forzamiento se destaca los obtenidos con TMD, los cuales permitieron completar el conjunto de condiciones de contorno y modelar el oleaje costero. La concordancia con los registros del sensor fue alta, lo que confirma la aptitud del modelo para simular los cambios en la marea.

4.2. Recomendaciones

Como parte del trabajo adicional para mejorar comprensión de la climatología marina en la Bahía de La Unión se propone lo siguiente:

- Evaluar el desempeño del modelo SWAN junto a otros modelos numéricos que definan el forzamiento, por ejemplo el modelo WAM (WAMDI Group, 1988) para oleaje de mar profundo, y GFS (Global forecasting Sistem) o RegCM (Giorgi et al., 2012) para viento local.
- Desarrollar las simulaciones utilizando una batimetría con malla no estructurada en lugar de una rectangular. Este cambio permitiría representar una mayor variabilidad en el relieve del fondo marino y esbozar de mejor manera la irregular línea costera del Golfo de Fonseca (Zijlema, 2010).
- Acoplar la investigación con estudios hidrológicos para cuantificar la incidencia de las descargas de agua dulce de los ríos Goascorán y Sirama en la propagación de las olas en la Bahía de La Unión. Un mejor descripción del fenómeno podría contribuir a la optima calibración del modelo y mejorar el pronostico de oleaje local.
- Como medida para comprobar la validez del forzamiento utilizado, considerar la posibilidad de instalar sensores en el Golfo de Fonseca para validar los campos de viento del modelo CFS y de oleaje del WWIII. Las coordenadas apropiadas para su instalación serían en puntos cercanos a los nodos ofrecidos por dichos modelos.

Bibliografía

- Acosta, W. E., Herrera Castro, J. A., and Quintanilla Navarro, A. A. (2009). Descripción del oleaje en el salvador. *Antiguo Cuscatlán; Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas"*.
- Airy, G. B. (1845). *Tides and waves*. B. Fellowes.
- Arinaga, R. A. and Cheung, K. F. (2012). Atlas of global wave energy from 10 years of reanalysis and hindcast data. *Renewable Energy*, 39(1):49–64.
- Battjes, J. A. and Janssen, J. (1978). Energy loss and set-up due to breaking of random waves. In *Coastal Engineering 1978*, pages 569–587.
- Bertotti, L. and Cavaleri, L. (1995). Accuracy of wind and wave evaluation in coastal regions. In *Coastal Engineering 1994*, pages 57–67.
- Booij, N., Ris, R. C., and Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 1. model description and validation. *Journal of geophysical research: Oceans*, 104(C4):7649–7666.
- Chen, Q., Zhao, H., Hu, K., and Douglass, S. L. (2005). Prediction of wind waves in a shallow estuary. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 131(4):137–148.
- Dam, K. T., Tanimoto, K., and Fatimah, E. (2008). Investigation of ship waves in a narrow channel. *Journal of marine science and technology*, 13(3):223–230.
- Dean, R. G. and Dalrymple, R. A. (2004). *Coastal processes with engineering applications*. Cambridge University Press.
- Dile, Y. T. and Srinivasan, R. (2014). Evaluation of cfsr climate data for hydrologic prediction in data-scarce watersheds: an application in the blue Nile river basin. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 50(5):1226–1241.

- Dragani, W. C., Garavento, E., Simionato, C. G., Nuñez, M. N., Martín, P., and Campos, M. I. (2008). Wave simulation in the outer rio de la plata estuary: evaluation of swan model. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 134(5):299–305.
- Dupuis, K. and Anis, A. (2013). Observations and modeling of wind waves in a shallow estuary: Galveston bay, texas. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 139(4):314–325.
- Egbert, G. D. and Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, 19(2):183–204.
- Eldeberky, Y. (1996). Nonlinear transformation of wave spectra in the nearshore zone (ph. d. thesis). *Netherlands: Delft University of Technology, Department of Civil Engineering*.
- Estrada, P. (2011). Modelación numérica del oleaje frente a la costa de el salvador. (tesis) Universidad de El Salvador.
- Fuka, D. R., Walter, M. T., MacAlister, C., Degaetano, A. T., Steenhuis, T. S., and Easton, Z. M. (2014). Using the climate forecast system reanalysis as weather input data for watershed models. *Hydrological Processes*, 28(22):5613–5623.
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G., Nair, V., Giuliani, G., et al. (2012). Regcm4: model description and preliminary tests over multiple cordex domains. *Climate Research*, 52:7–29.
- González, R. (2016). Caracterización de oleaje en el salvador. (tesis) Universidad de El Salvador.
- Gorman, R. M. and Neilson, C. G. (1999). Modelling shallow water wave generation and transformation in an intertidal estuary. *Coastal Engineering*, 36(3):197–217.
- Hasselmann, K. (1962). On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum part 1. general theory. *Journal of Fluid Mechanics*, 12(4):481–500.
- Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J., Gienapp, H., Hasselmann, D., Kruseman, P., et al. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project (jonswap). *Ergänzungsheft 8-12*.
- Hasselmann, S. and Hasselmann, K. (1985). Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. part i: A new method for efficient

- computations of the exact nonlinear transfer integral. *Journal of Physical Oceanography*, 15(11):1369–1377.
- Holthuijsen, L. H. (2010). *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge university press.
- Johnson, J. (1958). Ship waves in navigation channels. In *Proc. of 6th Conf. on Coastal Eng., Florida*, pages 666–690.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., et al. (1996). The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3):437–472.
- Li, N., Cheung, K. F., Stopa, J. E., Hsiao, F., Chen, Y.-L., Vega, L., and Cross, P. (2016). Thirty-four years of hawaii wave hindcast from downscaling of climate forecast system reanalysis. *Ocean Modelling*, 100:78–95.
- Liang, B., Fan, F., Yin, Z., Shi, H., and Lee, D. (2013). Numerical modelling of the nearshore wave energy resources of shandong peninsula, china. *Renewable energy*, 57:330–338.
- Mao, M., Van Der Westhuysen, A. J., Xia, M., Schwab, D. J., and Chawla, A. (2016). Modeling wind waves from deep to shallow waters in lake michigan using unstructured swan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(6):3836–3865.
- MARN (2015). ¿cómo es el balance dinámico de la circulación en la bahía de la unión? recuperado de <http://www.snet.gob.sv/ver/oceanografia/estudios/hidrodinamica+bahia+de+la+union>.
- Miles, J. W. (1957). On the generation of surface waves by shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 3(2):185–204.
- Mitsuyasu, H. (2002). A historical note on the study of ocean surface waves. *Journal of oceanography*, 58(1):109–120.
- Nortek, A. (2005). Awac. acoustic wave and current meter. user guide.
- Padman, L. and Erofeeva, S. (2005). Tide model driver (tmd) manual. *Earth and Space Research*.
- Phillips, O. M. (1957). On the generation of waves by turbulent wind. *Journal of fluid mechanics*, 2(5):417–445.

- Pierson Jr, W. J. and Moskowitz, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of sa kitaigorodskii. *Journal of geophysical research*, 69(24):5181–5190.
- Reddy, M. (2001). Descriptive physical oceanography.
- Ris, R., Holthuijsen, L., and Booij, N. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 2. verification. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4):7667–7681.
- Rogers, W., Kaihatu, J., Petit, H., Booij, N., and Holthuijsen, L. (2002). Diffusion reduction in an arbitrary scale third generation wind wave model. *Ocean Engineering*, 29(11):1357–1390.
- Rusu, L., Bernardino, M., and Soares, C. G. (2009). Influence of wind resolution on the prediction of waves generated in an estuary. *Journal of coastal research*, pages 1419–1423.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H.-y., Iredell, M., et al. (2014). The ncep climate forecast system version 2. *Journal of climate*, 27(6):2185–2208.
- Salinas-Prieto, J. A., Padilla-Hernández, R., Oropeza-Rosales, F., and Lobato-Sánchez, R. (2012). Sistema de pronóstico automatizado de oleaje. *Tecnología y ciencias del agua*, 3(1):45–67.
- Schlining, B., Signell, R., and Crosby, A. (2009). nctoolbox. Github repository, <https://github.com/nctoolbox/nctoolbox>.
- Silva, R. (2005). Análisis y descripción estadística del oleaje. *Instituto de Ingeniería UNAM. Serie Docencia*, 49:145–170.
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction to physical oceanography*. Robert H. Stewart.
- Stokes, G. G. (1847). On the theory of oscillatory waves, volume 1 of cambridge library collection-mathematics.
- Suprayogi, D. T., Yaakob, O., Adnan, F. A., Ghani, M. P. A., and Sheikh, U. U. S. I. U. (2014). Field measurement of fishing boats generated waves. *Jurnal Teknologi*, 66(2).
- Sverdrup, H. U. and Munk, W. H. (1947). *Wind, sea and swell: Theory of relations for forecasting*. Number 303. Hydrographic Office.
- SWAN Team (2007). Swan user manual. *Delft University of Technology. The Netherlands*.

- SWAN Team (2009). Swan technical documentation. *Delft University of Technology, Delft, Países Bajos*.
- Thomson, J. and Rogers, W. E. (2014). Swell and sea in the emerging arctic ocean. *Geophysical Research Letters*, 41(9):3136–3140.
- Thurman, H. V., Trujillo, A. P., Abel, D. C., and McConnell, R. (2011). *Essentials of oceanography*. Prentice Hall Upper Saddle River, NJ.
- Tolman, H. L. (1991). A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady, and inhomogeneous depths and currents. *Journal of Physical Oceanography*, 21(6):782–797.
- Valle-Levinson, A. and Bosley, K. T. (2003). Reversing circulation patterns in a tropical estuary. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C10).
- WAMDI Group (1988). The wam model—a third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18(12):1775–1810.
- Wang, C.-h., WAI, W.-h., Li, Y.-s., Yong, C., et al. (2006). Modelling of the wave-current interaction in the pearl river estuary. *Journal of Hydrodynamics, Ser. B*, 18(3):159–165.
- Wang, Z., Dong, S., Li, X., and Soares, C. G. (2016). Assessments of wave energy in the bohai sea, china. *Renewable Energy*, 90:145–156.
- Wesseling, P. (1995). Introduction to multigrid methods. Technical report, INSTITUTE FOR COMPUTER APPLICATIONS IN SCIENCE AND ENGINEERING HAMPTON VA.
- Young, I. R. (1999). *Wind generated ocean waves*, volume 2. Elsevier.
- Zijlema, M. (2010). Computation of wind-wave spectra in coastal waters with swan on unstructured grids. *Coastal Engineering*, 57(3):267–277.
- Zijlema, M. and van der Westhuysen, A. J. (2005). On convergence behaviour and numerical accuracy in stationary swan simulations of nearshore wind wave spectra. *Coastal Engineering*, 52(3):237–256.

Anexos

A.1. Dominio de frecuencias

El dominio espectral se divide en 36 frecuencia distribuidas de forma logarítmica entre 0.035 Hz y 1 Hz de la siguiente forma:

$$\frac{\Delta f}{f} = 0.1 \quad (4.1)$$

$$\rightarrow f_{i+1} = 0.1f_i + f_i \quad (4.2)$$

Lo cual lleva a los resultados mostrados en la tabla 4.1.

Tabla 4.1: Dominio de frecuencias.

#	f (Hz)
1	0.0356
2	0.0391
3	0.0431
4	0.0474
5	0.0521
6	0.0573
7	0.0630
8	0.0693
9	0.0763
10	0.0839
11	0.0923
12	0.1015
13	0.1117
14	0.1228
15	0.1351
16	0.1486
17	0.1635

18	0.1799
19	0.1978
20	0.2176
21	0.2394
22	0.2633
23	0.2897
24	0.3186
25	0.3505
26	0.3855
27	0.4241
28	0.4665
29	0.5132
30	0.5645
31	0.6209
32	0.6830
33	0.7513
34	0.8264
35	0.9091
36	1.0000

A.2. Lectura de archivos GRB2

Código de MATLAB para la lectura de archivos grb y definir el fichero de forzamiento en un archivo .xls.

```
clc; clear; close all
```

```
grb_hs=ncgeodataset('multi_1.glo_30m.hs.201409.grb2'); %no ncdataset!
```

```
grb_t=ncgeodataset('multi_1.glo_30m.tp.201409.grb2');
```

```
grb_dir=ncgeodataset('multi_1.glo_30m.dp.201409.grb2');
```

```
grb_wind=ncgeodataset('multi_1.glo_30m.wind.201409.grb2');
```

```
%% Extrayendo las variables de interes
```

```
% disp(grb_hs.variables); %muestra las variables contenidas en el fichero
```

```
% variable=variable(time, lat, lon)
```

```
hs=grb_hs.geovariable('Significant_height_of_combined_wind_waves_and_swell_surface')
```



```

t=grb_t.geovariable('Primary_wave_mean_period_surface');
dir=grb_dir.geovariable('Primary_wave_direction_surface');
windu=grb_wind.geovariable('u-component_of_wind_surface');
windv=grb_wind.geovariable('v-component_of_wind_surface');

vhs=hs.data(:,130,545);
vt=t.data(:,130,545);
vdir=dir.data(:,130,545);
vwindu=windu.data(:,130,545);
vwindv=windv.data(:,130,545);

%% Creando el xls. Ver el manual de GUIH-SWAN
filename='2014_9_1.xls'; %%%%%%%%%%%
delete(filename); %

%% Hoja 1: Coordenadas
headerc = {'ID_punto', 'X', 'Y'};
cord = {'P1', 391553.7, 1437348.6}; %, -88, 13};
xlswrite(filename,headerc,1,'A1');
xlswrite(filename,cord,1,'A2');

%% Hoja 2: Registros del punto P1
headerp1 = {'YY', 'MM', 'DD', 'HH', 'mm', 'ss', 'Hs', 'Tp', 'Dir', 'Marea', 'Gama', ...
'Sigma', 'Wind', 'D_wind', 'ID'};
dia=1
hora=0
for i=1:grb_hs.size('time')
    YY(i,1)=2014
    MM(i,1)=9 %%%%%%%%%%%
    if mod(i,8)~=0
        DD(i,1)=dia
    else
        DD(i,1)=dia
        dia=dia+1
    end
    if mod(i,8)~=0

```

```

        HH(i,1)=hora
        hora=hora+3
    else
        HH(i,1)=hora
        hora=0
    end
    mm(i,1)=0
    ss(i,1)=0
    marea(i,1)=0
    gama(i,1)=3.3
    sigma(i,1)=20
    wind(i,1)=sqrt(vwindu(i,1)^2+vwindv(i,1)^2)

    if vwindu(i,1)>=0 && vwindv(i,1)>=0 %1 cuadrante
        D_wind(i,1)=180+atan(vwindu(i,1)/vwindv(i,1))*180/pi;
    elseif vwindu(i,1)<=0 && vwindv(i,1)>=0 %2 cuadrante
        D_wind(i,1)=180-atan(abs(vwindu(i,1)/vwindv(i,1)))*180/pi;
    elseif vwindu(i,1)<=0 && vwindv(i,1)<=0 %3 cuadrante
        D_wind(i,1)=atan(vwindu(i,1)/vwindv(i,1))*180/pi;
    else %4 cuadrante
        D_wind(i,1)=360-atan(abs(vwindu(i,1)/vwindv(i,1)))*180/pi;
    end

    ID(i,1)={'id_' num2str(i)}
end

%
YY(1)=[];
MM(1)=[];
DD(1)=[];
HH(1)=[];
mm(1)=[];
ss(1)=[];
vhs(1)=[];
vt(1)=[];
vdir(1)=[];

```

```

marea(1)=[];
gama(1)=[];
sigma(1)=[];
wind(1)=[];
D_wind(1)=[];
ID(end)=[];

xlswrite(filename,headerp1,2,'A1');
xlswrite(filename,YY,2,'A2')
xlswrite(filename,MM,2,'B2')
xlswrite(filename,DD,2,'C2')
xlswrite(filename,HH,2,'D2')
xlswrite(filename,mm,2,'E2')
xlswrite(filename,ss,2,'F2')
xlswrite(filename,vhs,2,'G2');
xlswrite(filename,vt,2,'H2');
xlswrite(filename,vdir,2,'I2');
xlswrite(filename,marea,2,'J2')
xlswrite(filename,gama,2,'K2')
xlswrite(filename,sigma,2,'L2')
xlswrite(filename,wind,2,'M2')
xlswrite(filename,D_wind,2,'N2')
xlswrite(filename,ID,2,'O2')

%% Hoja 3
headervs = {'QUAD', 'WCAP', 'BREA'};
for i=1:grb_hs.size('time')-1
    QUAD(i,1)=1
    WCAP(i,1)=1
    BREA(i,1)=1
end

xlswrite(filename,headervs,3,'A1');
xlswrite(filename,QUAD,3,'A2');
xlswrite(filename,WCAP,3,'B2');
xlswrite(filename,BREA,3,'C2');

```

```
%% Renombra las pestañas del .xls
excel = actxserver('Excel.Application'); % # open Activex server
ewb = excel.Workbooks.Open([pwd '\ ' filename]); % # open file
ewb.Worksheets.Item(1).Name = 'Coordenadas'; % # rename 1st sheet
ewb.Worksheets.Item(2).Name = 'P1'; % # rename 2st sheet
ewb.Worksheets.Item(3).Name = 'VARIABLES'; % # rename 2st sheet
ewb.Save % # save to the same file
ewb.Close(false)
excel.Quit
```