



Facultad de Ingeniería

Memoria del proyecto para optar al Título de
Ingeniero Civil Oceánico

**“EVALUACIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LOS EFECTOS NO LINEALES EN EL
PROCESO DE TRANSFORMACIÓN DE OLEAJE EN AGUAS SOMERAS.
UNA APLICACIÓN EN BAHÍA LOS VILOS, IV REGIÓN DE COQUIMBO.”**

CHRISTOPHER NICOLÁS SÁEZ AHUMADA

DICIEMBRE, 2016

PRESENTACIÓN

La presente Tesis de pregrado es el fruto del trabajo técnico realizado en conjunto con el Sr. Arnaldo Torres Contador y el autor, en el área de Mecánica de Ondas Gravitatorias; cuyo investigador principal y responsable es el Licenciado en Ciencias de la Ingeniería Sr. Christopher Sáez Ahumada.

Cumpliendo los requisitos para optar al Título Profesional de Ingeniero Civil Oceánico se presentan los principales resultados de la investigación conjunta en dichos tópicos.

Christopher Sáez Ahumada
Licenciado en Ciencias de la Ingeniería

Arnaldo Torres Contador
Meteorólogo, Mag. en Ingeniería y Tecnología Ambiental

Escrita con L^AT_EX—2016

APROBACIÓN

La Tesis de “Evaluación y cuantificación de los efectos no lineales en el proceso de transformación de oleaje en aguas someras. Una aplicación en Bahía Los Vilos, IV Región de Coquimbo.” del Sr. Christopher Nicolás Sáez Ahumada, realizada en la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Valparaíso, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

NOMBRE

NOTA

FIRMA

Arnaldo Torres Contador

Gerente de Ciencias y Tecnología Ambiental
MetOcean Solutions Chile Ltda.
Profesor Guía

José Beyá Marshall

Universidad de Valparaíso
Miembro de Comité Tesis

Matías Quezada Labra

Ecotecnos S.A.
Profesor Co-Referente
Miembro de Comité Tesis

Valparaíso, 12 de Diciembre de 2016.

DECLARACIÓN

Este trabajo o alguna de sus partes no ha sido presentado anteriormente en la Universidad de Valparaíso, institución universitaria chilena o extranjera u organismo de carácter estatal, para evaluación, comercialización u otros propósitos. Salvo las referencias citadas en el texto, confirmo que el contenido intelectual del presente Proyecto de Título es resultado exclusivamente de mis esfuerzos personales.

El trabajo incluye dos publicaciones generadas en marco del desarrollo del presente trabajo de Tesis, cuya anexión ha sido justificada por el profesor Guía y autorizada por su autor:

- i. **Sáez A. C.**, A. Torres C., J. Mercado C., T. Mundon & C. Hutchings (2009). *Análisis de sensibilidad de la resolución de engrillamiento en modelos de propagación parabólicos de fase promediada*. Enviado a Cuadernos de Mecánica Computacional.
- ii. **Sáez C.** & A. Torres, (2011). *Determinación de zonas de transición y acoplamiento para modelos de oleaje lineal y no lineal*. Enviado a Cuadernos de Mecánica Computacional.

La Universidad de Valparaíso reconoce expresamente la propiedad intelectual del autor sobre esta Memoria de Titulación. Sin embargo, en caso de ser sometida a evaluación para los propósitos de obtención del Título Profesional de Ingeniero Civil Oceánico, el autor renuncia a los derechos legales de la misma y los cede a la Universidad de Valparaíso, la que estará facultada para utilizarla con fines exclusivamente académicos.

Christopher Sáez Ahumada
Estudiante Ingeniería Civil Oceánica

Arnaldo Torres Contador
Meteorólogo, Mag. en Ingeniería y Tecnología Ambiental

AGRADECIMIENTOS

Sin duda quisiera agradecer a mi madre y mi padre por su fortaleza y entrega durante este arduo camino y aventura; así como mis hermanos, Lucas y Maximiliano que siempre tuvieron la paciencia y me prestaron su colaboración en los momentos más importantes estos últimos años.

Dedico estas líneas a una gran persona en mi vida, todo mi cariño e infinito aprecio y gratitud, me refiero a mi gran amiga, la Sra. Carmina Muena Q., ya que siempre tuviste más de alguna palabra de aliento y sobre todo de apoyo, en los momentos difíciles. Te quiero mucho, amiga.

Otra persona importante que dedico estas líneas de agradecimiento es a mi amigo, profesor, maestro y mentor Arnaldo Torres C. por todas las instrucciones, consejos. Estarán siempre en mí, esas mañanas y tardes de conversaciones sobre las repercusiones de una buena investigación, el papel de la ciencia en la ingeniería, entre tantos temas diversos, como la geofísica, meteorología y climatología e incluso tan diversos como la filosofía, la vida, la muerte o el universo.

Agradezco también a Leonello Vicenti por su significativa e importante ayuda en el manejo del instrumental y compartir conmigo sus conocimientos en oceanografía física, colaborar cuando necesite alguna traducción urgente o cualquier tipo de información sobre las condiciones oceanográficas del sector de estudio.

Agradezco al profesor Pedro Delgado A. que ha sido un verdadero amigo, que con sus enseñanzas me permitió apreciar el verdadero esplendor de la matemática aplicada y su infinita sabiduría y ganas de aprender cada área fueron una gran motivación en toda mi carrera.

También tengo que dar un especial y bien afectuoso agradecimiento a Viviana Varas Fredes, pese a que te conocí empezando mi postgrado realmente pareciera que fuera más tiempo y sin duda tu apoyo y consejos han sido importantes, muchas gracias amiga. Gracias a ti tuve las armas para poder luchar y tuve el valor de terminar este trabajo, cuando quise en un momento abandonar la lucha.

Agradezco sinceramente al Sr. Mario Cáceres M., por ser un apoyo en el desarrollo de la investigaciones hechas en la Tesis y entregar las herramientas de procesamiento en IDL.

A la empresa Aquacien Limitada, en especial al Sr. Ricardo Rubio, por realizar las gestiones para la utilización de la base de datos utilizadas para la validación de los resultados, así como sus comentarios y consejos del estudio realizado en la zona de los Los Vilos. A la empresa Mediterra Ingeniería Limitada, en particular al Sr. Manuel Villar por la disponibilidad de entrega de mediciones de terreno realizadas en Bahía Nuestra Señora, que también fueron parte de la validación del algoritmo de transferencia de parámetros de resumen.

Otro actor importante en esta Tesis son el Sr. Juan Carlos Mercado (Q.E.P.D), quién con su entusiasmo y colaboración cuando tuve ciertos inconvenientes fueron de gran ayuda, estaré muy agradecido por su tiempo y apoyo. También agradezco al Dr. Tim Mundon y Dr. Colin Skipper (HR-Wallinford) por ser un fuerte apoyo en los temas específicos de la presente Tesis.

También un especial agradecimiento al personal de la biblioteca de la Facultad de Ciencias del Mar y de Recursos Naturales Jeanette Santana y Pamela Contreras por su ayuda en fase de búsqueda información y revisión de formatos para la presente Tesis.

Christopher Sáez A.
Diciembre, 2016.

“Yo creo que fumar pipa contribuye a un juicio un tanto tranquilo y objetivo en todos los asuntos humanos.”

Albert Einstein (1879-1955). Físico alemán.

A mi linda madre Sandra, mi padre Alejandro, mi querido hermano Lucas su gran apoyo fue muy significativo y de corazón infinitas gracias... y sobre todo a mi abuelo Juan (Q.E.P.D) siempre llevo tus enseñanzas y consejos sabios, a todos los quiero mucho con todo mi corazón.

RESUMEN

La presente Tesis se denomina: “*Evaluación y cuantificación de los efectos no lineales en el proceso de transformación de oleaje en aguas someras. Una aplicación en Bahía Los Vilos, IV Región de Coquimbo*”; el propósito de este trabajo es complementar las técnicas de análisis del proceso de transformación de oleaje en aguas someras, para ello se ha propuesto implementar distintos modelos numéricos con distintos grados de no linealidad pasando desde un modelo lineal de fase promediada (SWAN) hasta un modelo no lineal de fase resuelta (MIKE 21 BW).

Para evaluar si los efectos no lineales en la zona de estudio son significativos se realizó en primer lugar un análisis a escala regional mediante el empleo de datos espectrales bidimensionales y parámetros de resumen obtenidos mediante la integración de estos últimos, los cuales fueron transferidos mediante una metodología semi-purista hasta un punto donde se cuentan antecedentes instrumentales. A partir de estos resultados se evidencia que a esta escala, a través de la interpretación del número de Ursell, no se detecta en ningún caso donde la interacción no lineal sea significativo. El segundo análisis está basado en una escala de corto plazo, para ello cada *burst* de datos en la última campaña fue analizado en forma individual; es importante destacar que el proceso estandarizado para este tipo de estudio, muestran que existe a esta escala una leve no linealidad según las estimaciones del sesgo y kurtosis, no obstante el peso que tienen distribuciones no lineales sobre una normal no evidencian una contribución altamente no lineal, lo que implicaría un contrapeso entre la condición del *swell* y el oleaje local *sea*.

Finalmente, el último ejercicio realizado correspondió a un análisis local en la bahía de estudio, mediante el cálculo del número de Ursell ($\log Ur$), como estimador para definir las zonas donde se generaría eventualmente el cambio de zonas lineales a no lineales ($\log Ur = 0.0$). En ellas se aprecia que mayoritariamente la zona de influencia de las zonas lineales abarcan gran parte de la bahía y su desplazamiento de esta zona de transición se desplaza proporcionalmente en función del período y la altura de ola, sin embargo la dirección no es relevante. En Sáez y Torres (2011) se logró establecer adicionalmente la frontera de transición de condiciones lineales sobre no lineales es independiente de la forma espectral.

ABSTRACT

The following thesis has been denominated: "*Evaluation and quantification of non-linear effects of the transformation process of surf on shallow water. An application on Los Vilos Bay, IV Region of Coquimbo*"; the purpose of this work is to complement the analysis technique of the wave transformation process on shallow water. For this, it's been proposed the implementation of different numeric models of distinct non-linear degrees from a linear model of averaged phase (SWAN) to a non-linear model of solved phase (MIKE 21 BW).

To evaluate if the non-linear effects of the study zone are significant, was done on first place a regional scale analysis through bidimensional spectral data and summary parameters obtained through integration of latter, which were transferred following a semi-purist methodology till the point of counting instrumental measurements. From this results its evident that from this scale across the interpretation of Ursell number haven't been detected in no case significant non-lineal interaction. The second analysis it's based on a short term scale, for this every data burst on the last campaign was analyzed individually; it's important to highlight that the standard process for this type of study, shows that exist on this scale is a low non linearity according to skewness and kurtosis. However, the weight from non-linear distributions over a normal distribution doesn't prove a high non-lineal contribution, implicating a counterweight between swell condition and local sea.

Finally, the last exercise done correspond a local analysis on the bay on study, through Ursell calculation ($\log Ur$), as denir estimate the zones were eventually would generate zone lineal change to non-lineal ($\log Ur = 0.0$). It is perceived on them that mostly the zone of influence of linear zones covers large part of the bay and its displacement from this transition zone moves proportionally according the period and height of the wave, without being relevant the direction. In Sáez and Torres (2011) was achieved to additionally establish the transition frontier of linear over non-linear conditions its independent from spectral shape.

CONTENIDOS

PRESENTACIÓN	I
APROBACIÓN	II
DECLARACIÓN	III
AGRADECIMIENTOS	IV
RESUMEN	VII
ABSTRACT	VIII

I Generalidades	1
1. GENERALIDADES	2
1.1. Introducción	2
1.1.1. Exposición de motivos	3
1.2. Organización de la tesis	4
1.3. Zona de estudio	6
1.3.1. Bahía Los Vilos	6
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS	8
2.1. Planteamiento del problema	8
2.2. Objetivos de la tesis	8
2.2.1. Objetivos generales	8
2.2.2. Objetivos específicos	9

II Marco teórico	10
3. PREDICCIÓN DE OLEAJE EN AGUAS SOMERAS	11
3.1. Asomeramiento (<i>Shoaling</i>)	11

3.1.1. Definición	11
3.1.2. Solución por la teoría lineal	11
3.1.3. Otras teorías	12
3.2. Refracción	14
3.2.1. Definición	14
3.2.2. Refracción debido al asomeramiento	14
3.3. Difracción	17
3.3.1. Definición	17
3.4. Disipación por rompimiento	18
3.4.1. Inicio de rotura	18
3.5. Refracción y difracción combinada	20
3.5.1. Aproximación elíptica	20
3.5.2. Aproximación parabólica	21
3.6. Métodos de propagación	21
3.6.1. Método de los parámetros de resumen	21
3.6.2. Método cuasi-purista	21
3.6.3. Método cuasi-purista modificado	22
3.6.4. Método purista	22
3.7. Escalas relacionadas con el oleaje	22
3.7.1. Ola individual	22
3.7.2. Estado de mar o estadística de corto plazo	22
3.7.3. Evento de tormenta	22
3.7.4. Climatología de medio plazo	23
3.7.5. Climatología de largo plazo	23
4. PROPIEDADES ESTADÍSTICAS DEL OLAJE	24
4.1. Desplazamiento de la superficie	24
4.1.1. Distribución de probabilidad del desplazamiento de la superficie	24
4.1.2. Distribuciones no lineales para el desplazamiento de la superficie libre	26
4.1.3. Distribución de probabilidad del desplazamiento de superficie con profundidad finita	27
4.2. Altura de ola	28
4.2.1. Distribución de probabilidad de altura con profundidad finita	30
4.3. Período de ola	31
4.3.1. Distribución conjunta de alturas y períodos	31
4.3.2. Distribución de probabilidad para período de ola	33
5. PROPIEDADES ESPECTRALES DEL OLAJE	35
5.1. Introducción	35
5.2. Espectro de frecuencia de energía	35
5.2.1. Momentos espectrales y anchura espectral	36

5.3. Espectros sintéticos de frecuencia típicos	37
5.3.1. Espectro de Pierson-Moskowitz	37
5.3.2. Espectro JONSWAP y sus modificaciones	38
5.3.3. Espectro TMA	40
5.3.4. Espectros multipeak	41
5.4. Funciones de dispersión direccional	44
5.4.1. Modelos de potencia coseno	45
5.5. Tipos de espectros	46
5.5.1. Discriminación de los <i>peak</i> espectrales	49

III Materiales y métodos **51**

6. MATERIALES Y MÉTODOS	52
6.1. Materiales	52
6.1.1. Cartas náuticas y otras fuentes batimétricas	52
6.1.2. Herramientas computacionales	53
6.1.3. Herramientas de modelamiento numérico	54
6.1.4. Descripción de instrumental utilizado	56
6.2. Métodos	57
6.2.1. Caracterización en aguas profundas	60
6.2.2. Transferencia de oleaje	60
6.2.3. Configuración de dominios numéricos	62

IV Resultados **65**

7. CONDICIONES DE OLEAJE EN BAHÍA LOS VILOS	66
7.1. Variabilidad temporal basado en información de espectros bidimensionales	66
7.1.1. Características espectrales	68
7.1.2. Variabilidad basado en información de parámetros resumen	70
7.2. Caracterización en aguas someras	78
7.2.1. Coeficientes de transferencia	78
7.2.2. Transformación de oleaje	88
7.3. Validación de resultados	104
7.3.1. Campaña 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996	104
7.3.2. Campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	108
7.3.3. Campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	114
7.4. Evaluación de la contribución de la no linealidad	121
7.4.1. Características no lineales en el registro corto plazo	121

7.4.2. Características no lineales globales en el sector de estudio	128
---	-----

V Conclusiones	130
-----------------------	------------

8. <u>CONCLUSIONES</u>	131
-------------------------------	------------

VI Referencias	134
-----------------------	------------

9. <u>REFERENCIAS</u>	135
------------------------------	------------

VII Anexos	144
-------------------	------------

A. <u>CARTA DE AUTORIZACIÓN DE USO DE DATOS</u>	145
--	------------

B. <u>RESUMEN DE TRABAJOS</u>	146
--------------------------------------	------------

B.1. Cuadernos de Mecánica Computacional (2009)	146
---	-----

B.2. Cuadernos de Mecánica Computacional (2011)	149
---	-----

C. <u>TABLAS DE INCIDENCIA ANUAL</u>	151
---	------------

C.1. Aguas profundas	151
--------------------------------	-----

C.2. Aguas someras	154
------------------------------	-----

C.2.1. Modelo lineal de fase promediada	154
---	-----

C.2.2. Modelo débilmente no lineal de fase resuelta	157
---	-----

C.2.3. Modelo no lineal de fase resuelta	160
--	-----

LISTA DE TABLAS

6.1. Arquitectura computacional empleada en el modelaje numérico	53
6.2. Características correntómetro ADCP RDI WHS600 utilizado para el registro de corrientes en Bahía Los Vilos	57
6.3. Parámetros empleados para la propagación de acuerdo a la metodología semi-purista	61
6.4. Configuración de dominios en modelos numéricos empleados en propagación espectral, dominio mayor. Configuración empleada en modelo: SWAN	63
6.5. Configuración de dominios en modelos numéricos empleados en propagación espectral, dominio menor. Configuración empleada en modelos: SWAN, REF/DIFS y MIKE BW	63
7.1. Clasificación de tipo de espectro en función del criterio de Lopatoukhin, <i>et al.</i>	67
7.2. Resumen estadístico mensual para la altura significativa espectral en aguas profundas	76
7.3. Resumen estadístico mensual para la período <i>peak</i> espectral en aguas profundas .	76
7.4. Posición de instalación del ADCP utilizado para el registro de las condiciones de oleaje en el sector de estudio	78
7.5. Comparación de estadígrafos básico según tipo de modelo aplicado en transferencia espectral bidimensional en forma semi-purista	89
7.6. Comparación de estadígrafos básicos según tipo de modelo aplicado en transferencia de parámetros de resumen en forma semi-purista	101
7.7. Estadígrafos de comparación y validación según tipo de modelo aplicado en transferencia espectral bidimensional en forma semi-purista; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	112
7.8. Comparación de estadígrafos básicos según tipo de modelo aplicado en transferencia de parámetros de resumen en forma semi-purista; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	113
7.9. Comparación de estadígrafos básicos según tipo de modelo aplicado en transferencia espectral bidimensional en forma semi-purista; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	113
7.10. Estadígrafos de comparación y validación según tipo de modelo aplicado en transferencia de parámetros de resumen en forma semi-purista; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	119

C.1. Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección del <i>peak</i> espectral, condiciones en aguas profundas	151
C.2. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - dirección del <i>peak</i> espectral, condiciones en aguas profundas	152
C.3. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas profundas	153
C.4. Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo lineal de fase promediada)	154
C.5. Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo lineal de fase promediada)	154
C.6. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo lineal de fase promediada)	155
C.7. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo lineal de fase promediada)	155
C.8. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo lineal de fase promediada)	156
C.9. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo lineal de fase promediada)	156
C.10. Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)	157
C.11. Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)	157
C.12. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)	158
C.13. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)	158
C.14. Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)	159

C.15.Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)	159
C.16.Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo no lineal de fase resuelta)	160
C.17.Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo no lineal de fase resuelta)	160
C.18.Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo no lineal de fase resuelta)	161
C.19.Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo no lineal de fase resuelta)	161
C.20.Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo no lineal de fase resuelta)	162
C.21.Tabla de incidencia período <i>peak</i> espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo no lineal de fase resuelta)	162

LISTA DE FIGURAS

1.1. Vista general de zona de estudio, sectores Bahía Quintero a Bahía Los Vilos	6
1.2. Vista detalle de zona de estudio, sector de Bahía Los Vilos	7
3.1. Coeficiente de asomeramiento derivado de la teoría lineal de oleaje	12
3.2. Coeficiente de asomeramiento derivado de la teoría de Shuto	13
3.3. Diagrama de difracción en un dique semi-infinito con un ángulo de incidencia de 45°	17
3.4. Tipos de rotura	19
4.1. Ejemplo de desplazamiento de la superficie libre, $\zeta(t)$ en banda gravitatoria e infragravitatoria	24
4.2. Comparación de número de eventos (densidad de probabilidad) con una distribución Gaussiana	25
4.3. Distribución Rayleigh en función de la altura media	29
4.4. Función de densidad de probabilidad de Glukhovskiy para n en el rango de 0 a 0.5 con paso de 0.1	31
4.5. Contornos de densidades de probabilidad $f_2(\xi, \tau)$ para $v = 0.2$	32
4.6. Contornos de densidades de probabilidad $f_2(\xi, \tau)$ para $v = 0.6$	33
4.7. Funciones de densidad de probabilidades para períodos de ola para $v = 0.2, 0.4$ y 0.6	34
5.1. Distribución de energía en el espectro de frecuencias $S(\omega)$	36
5.2. Distribución de energía en espectro de frecuencia $S(\omega)$ de Pierson-Moskowitz en función de la velocidad del viento	38
5.3. Distribución de energía en espectro de frecuencia $S(\omega)$ de Pierson-Moskowitz en función del período <i>peak</i>	38
5.4. Distribución de energía en el espectro de frecuencia $S(f)$ de JONSWAP para períodos $T_p = 10, 15$ y 20 [s]	39
5.5. Factor de transformación como una función de la frecuencia adimensional ω_h , Kitaigorodskii <i>et al.</i> , 1975	40
5.6. Distribución de energía en espectro de frecuencia $S(\omega)$ en espectro TMA para período $T_p = 20$ [s] y profundidades $h = 500, 250, 100, 50$ y 10 [m]	41

5.7. Distribución de energía del espectro de frecuencias multipeak $S(\omega)$ con el espectro de Torsethaugen para períodos de oleaje con dominancia del oleaje tipo <i>swell</i> $T_p = 10, 15$ y 20 [s]	44
5.8. Función de dispersión direccional tipo coseno de Pierson (1955)	45
5.9. Función de dispersión tipo coseno de Longuet-Higgins (1961) con parámetro s dado por Hasselmann <i>et al.</i> (1980)	46
5.10. Espectro de un solo <i>peak</i> en el que prevalecen las condiciones de oleaje del tipo <i>swell</i>	47
5.11. Espectro de un solo <i>peak</i> en el que prevalece las condiciones de oleaje tipo <i>sea</i>	47
5.12. Espectro con dos <i>peak</i> con separación en frecuencia y dirección	48
5.13. Espectro con dos <i>peak</i> con separación sólo en la dirección	48
5.14. Espectro con dos <i>peak</i> con separación en frecuencia	49
5.15. Espectro multipeak en general	49
6.1. Correntómetro ADCP RDI WHSW600	56
6.2. Configuración de grillas numéricas utilizadas para el estudio de propagación de oleaje en el sector de Bahía Los Vilos	64
7.1. Ubicación de nodo en aguas profundas y bahías notables en el sector	66
7.2. Serie de tiempo de la anchura espectral, según Cartwright & Longuet-Higgins, condiciones en aguas profundas	68
7.3. Serie de tiempo de edad del oleaje	69
7.4. Serie de tiempo de factor de aguzamiento del espectro	69
7.5. Serie de tiempo de logaritmo de base 10 de número Ursell espectral, condiciones en aguas profundas	70
7.6. Serie de tiempo de altura significativa espectral, condiciones de aguas profundas	71
7.7. Serie de tiempo de período <i>peak</i> espectral, condiciones de aguas profundas	71
7.8. Serie de tiempo de dirección media espectral, condiciones de aguas profundas	72
7.9. Rosas de oleaje altura significativa espectral y período <i>peak</i> espectral	73
7.10. Ciclo mensual promedio para la altura significativa espectral en aguas profundas	75
7.11. Ciclo mensual promedio para el período <i>peak</i> espectral en aguas profundas	75
7.12. Ajuste a distribución Gamma para la altura significativa espectral en aguas profundas	77
7.13. Ajuste a distribución de Bretschneider para la período <i>peak</i> espectral en aguas profundas	78
7.14. Posición de instalación del ADCP utilizado para el registro de las condiciones de oleaje en el sector de estudio	79
7.15. Coeficiente de agitación obtenido con modelo de transformación lineal de fase promediada, nodo mediciones instrumentales	80
7.16. Dirección incidente con modelo de transformación lineal de fase promediada, nodo mediciones instrumentales	80

7.17. Coeficiente de agitación obtenido mediante modelo lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos <i>peak</i> de 8, 12 y 24 [s]	81
7.18. Dirección incidente con modelo de transformación débilmente no lineal de fase resuelta, nodo mediciones instrumentales	82
7.19. Coeficiente de agitación obtenido con modelo de transformación débilmente no lineal de fase resuelta, nodo mediciones instrumentales	82
7.20. Coeficiente de agitación obtenido mediante modelo débilmente no lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos <i>peak</i> de 8, 12 y 24 [s]	83
7.21. Frente de ola incidente obtenido mediante modelo débilmente no lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos <i>peak</i> de 8, 12 y 24 [s]	84
7.22. Coeficiente de agitación obtenido con modelo de transformación no lineal de fase resuelta, nodo mediciones instrumentales	85
7.23. Coeficiente de agitación obtenido mediante modelo no lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos <i>peak</i> de 8, 12 y 24 [s]	86
7.24. Frente de ola incidente obtenido mediante modelo no lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos <i>peak</i> de 8, 12 y 24 [s]	87
7.25. Ciclo mensual para altura significativa espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	90
7.26. Ciclo mensual para período <i>peak</i> espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	91
7.27. Series de tiempo altura significativa espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	92
7.28. Series de tiempo período <i>peak</i> espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	93
7.29. Series de tiempo dirección medio espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	94
7.30. Series de tiempo factor de aguzamiento del espectro obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	95
7.31. Series de tiempo factor de la anchura espectral, según Cartwright & Longuet-Higgins, obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	96
7.32. Series de tiempo factor de la anchura espectral, según Longuet-Higgins M.S., obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	97
7.33. Series de tiempo factor de irregularidad espectral, según Cartwright & Longuet-Higgins, obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	98
7.34. Series de tiempo de logaritmo de base 10 de número Ursell espectral, obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	99
7.35. Rosas de oleaje altura significativa espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	100

7.36. Rosas de oleaje período <i>peak</i> espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista	100
7.37. Serie de tiempo período <i>peak</i> espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen	101
7.38. Series de tiempo altura significativa espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen	102
7.39. Series de tiempo dirección media espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen	103
7.40. Rosas de oleaje altura significativa espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen	103
7.41. Rosas de oleaje período <i>peak</i> espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen	104
7.42. Comparación entre distribución conjunta de altura significativa espectral y período <i>peak</i> espectral tanto para propagación espectral bidimensional (panel superior) y de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado (panel inferior); registros de campaña 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996	105
7.43. Comparación entre distribución conjunta de altura significativa espectral y dirección media espectral tanto para propagación espectral bidimensional y de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996	106
7.44. Comparación entre distribución conjunta de período <i>peak</i> espectral y dirección media espectral tanto para propagación espectral bidimensional (panel central) y de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado (panel inferior); registros de campaña 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996	107
7.45. Comparación de series de tiempo para la estimación de altura significativa espectral para la propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	109
7.46. Comparación de series de tiempo para la estimación de altura significativa espectral para la propagación espectral bidimensional y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	109
7.47. Comparación de series de tiempo para la estimación de período medio para la propagación de parámetros resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	110
7.48. Comparación de series de tiempo para la estimación de período medio para la propagación espectral bidimensional y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	110
7.49. Comparación entre distribución conjunta de altura significativa espectral y período <i>peak</i> espectral tanto para propagación espectral bidimensional (panel superior) y de parámetros de resumen (panel inferior) y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	111

7.50. Análisis de correlación entre datos simulados y de campo tanto para propagación espectral bidimensional (panel superior) y de parámetros de resumen (panel inferior) y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997	112
7.51. Comparación de series de tiempo para la estimación de altura significativa espectral para la propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	115
7.52. Comparación de series de tiempo para la estimación de período <i>peak</i> espectral para la propagación de parámetros resumen; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	115
7.53. Comparación de series de tiempo para la estimación de dirección media espectral para la propagación de parámetros resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	116
7.54. Comparación de curvas de excedencia para la estimación de altura significativa espectral para la propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	116
7.55. Comparación de curvas de excedencia para la estimación de período <i>peak</i> espectral para la propagación de parámetros de resumen; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	117
7.56. Comparación entre distribución conjunta de altura significativa espectral y dirección media espectral para propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	117
7.57. Comparación entre distribución conjunta de período <i>peak</i> espectral y dirección media espectral para propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	118
7.58. Análisis de correlación entre datos simulados y de campo obtenidos mediante propagación de de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	118
7.59. Resumen estadístico para período <i>peak</i> espectral, propagación de parámetros de resumen; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	119
7.60. Resumen estadístico para altura significativa espectral, propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	120
7.61. Serie de desnivelaciones instantáneas data cruda, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	122
7.62. Serie de desnivelaciones instantáneas normalizada, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	123

7.63. Serie de desnivelaciones instantáneas a la cual se aplicó filtro cosenoidal, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	123
7.64. Comparación de ajuste de distribución de desnivelaciones instantáneas a una distribución normal estándar y distribución de Huang <i>et al.</i> (1983b), registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	124
7.65. Comparación de ajuste de alturas en un <i>burst</i> de datos a una distribución Rayleigh y distribución de Glukhovskiy (1966), registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	124
7.66. Distribución de frecuencias relativas para el período en un <i>burst</i> de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	125
7.67. Distribución de frecuencias relativas para las alturas y el período en un <i>burst</i> de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	125
7.68. Espectro de potencias para la serie de desnivelaciones instantáneas normalizadas en un <i>burst</i> de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	126
7.69. Espectro tipo <i>wavelet</i> de potencias para la serie de desnivelaciones instantáneas normalizadas en un <i>burst</i> de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	126
7.70. Serie de tiempo de la varianza de todos los <i>burst</i> de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	127
7.71. Serie de tiempo del sesgo de todos los <i>burst</i> de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	127
7.72. Serie de tiempo del kurtosis de todos los <i>burst</i> de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010	128
7.73. No linealidad global expresada en función del logaritmo del número de Ursell; direcciones: SW, W y NW y períodos <i>peak</i> de 8, 12 y 24 [s]	129

Parte I

Generalidades

1. GENERALIDADES

1.1 Introducción

En el último tiempo ha surgido un auge por el empleo de distintas herramientas para comprender como es el proceso de transformación de oleaje desde las condiciones de aguas profundas a un punto en particular, en especial en aguas someras. Se ha pasado desde los ábacos de pronóstico de oleaje de Sverdrup y Munk (1947) y modificado por Bretschneider (1951). Posteriormente, con el desarrollo de la computación, reducción en el proceso de los tiempos de simulación, la disminución significativa del precio de los mismos computadores personales e inclusive de las estaciones de trabajo ha permitido el surgimiento de una nueva etapa, la implementación de las herramientas de modelamiento. Estas comenzaron teniendo en cuenta, evaluaron el proceso de transformación de oleaje, considerando un par de fenómenos que podrían ser parametrizados y otros simplemente eran descartados. Así también fue surgiendo el desarrollo de nuevas tecnologías de medición que permitieron comprender su física de esta manera se logró tener mejores aproximaciones para los resultados en los modelos numéricos. Y llegamos a nuestros días donde gran parte del proceso de generación de oleaje han sido cubiertos por modelos de escala global a regional, en algunos casos a escala local, tales como WAVEWATCH III, WAM, entre otros. La transformación del oleaje hacia aguas someras es un proceso de total auge donde las condiciones más estudiadas son: el rompimiento y fenómenos de disipación enfocándose principalmente en el mejoramiento de modelos no lineales, ya que estos en teoría se aproximan más adecuadamente a los fenómenos ocurridos en aguas someras.

Se han desarrollado distintas herramientas utilizables en la comunidad científica, de consultoría pública y privada, las cuales han sido codificadas por distintos centros de investigación en el mundo entre los cuales se destacan los implementados por Cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos (*US Army Corps of Engineers, USACE*), por el Instituto Danés de Hidráulica (*Danish Hydraulics Institute, DHI*), por Universidades como TU DELFT, Delaware, Cantabria, Cornell, Autónoma de Méjico, cada uno sus características individuales y modo de trabajo.

Dentro de esta clasificación, ciertos centros han desarrollado herramientas a código cerrado (*close source code*), asociado a herramientas comerciales y de licencia pagada y el segundo tipo son las de código abierto (*open source code*), las cuales permiten al usuario realizar distintas modificaciones del

código fuente y donde la comunidad ha incorporado mejoras y versiones del mismo, generalmente de libre costo y descarga.

Durante los últimos años en nuestro país se han desarrollado la implementación de distintas herramientas de modelación numérica y distintos trabajos de memorias de titulación en universidades bajo el alero de consultoras del área. Entre los trabajos encontramos el desarrollado por Nicolau del Roure *et al.* (2004), en el cual se realizó un extenso estudio sobre las metodologías de transferencia hacia aguas someras. En este trabajo se evaluó la conveniencia del uso de métodos de transferencia semi-puristas y semi-puristas modificados, respecto a los métodos puristas e incluso sobre los parámetros resumen.

Otro trabajo de evaluación del proceso de transformación, fue el realizado por Salinas (2008), donde se compara la idoneidad del empleo de modelos lineales con modelos no lineales, considerando que estos últimos ofrecen una mejor aproximación a la “realidad”.

Existen otros trabajos derivados de estos estudios, como estimaciones de potencia eléctrica obtenida de las condiciones de oleaje, como el realizado por Acuña y Monárdez (2007).

Sin embargo en todos los trabajos anteriores no se ha entregado ninguna relación del aporte del fenómeno no lineal en sus distintos sectores de estudio. Es por ello que en el desarrollo de la presente Tesis se complementan dichos resultados con enfoque en la determinación del aporte de este proceso, utilizando distintos modelos numéricos con distintos grados de no linealidad y determinar de manera más efectiva el clima de oleaje, que en este caso el lugar seleccionado es la Bahía Los Vilos.

1.1.1 Exposición de motivos

El presente tema de Tesis se enmarca dentro de una línea de investigación desarrollada con el objetivo de estudiar la mejora en la implementación de modelos numéricos de propagación y transformación de oleaje hacia aguas someras. El principal interés de este trabajo es profundizar en la respuesta de la no linealidad en el proceso de transformación y determinar adecuadamente las condiciones de oleaje incidente para un año climático medio, en base a las condiciones del *hindcasting* espectral, parámetros de resumen y mediciones instrumentales durante los meses de invierno y primavera.

Nicolau del Roure *et al.* (2004) evaluaron y compararon las distintas metodologías de transferencia espectral hacia aguas someras, pero dicho trabajo no comentó los resultados sobre la cuantificación de la redistribución de energía producto a los efectos no lineales onda-onda (tema tratado en Sáez *et al.*, 2012), pero sentó las bases para el estudio de transferencia espectral y la economía computacional de los distintas metodologías. Salinas, R. (2008) estudio la influencia de la no linealidad en transferencia hacia aguas someras, para ello basó sus hipótesis en que un modelo

no lineal es el que representa adecuadamente la fenomenología del proceso de transformación e incluyendo en su estudio el efecto de una estructura que induciría la refracción y difracción en el oleaje; a partir de esto, determinó cual es el camino más adecuado según la discrepancia con el modelo no lineal.

Siguiendo los trabajos anteriores, el autor propone estudiar la influencia de la redistribución de energía, efectos disipativos e incorporar al proceso de simulación un modelo débilmente no lineal y compararlos mediante sus distintas aproximaciones en aguas someras en los distintos sectores de estudio. El primer gran esfuerzo se centro en el desarrollo de un estudio que comprendió el análisis de las series temporales obtenidas de la base de datos de oleaje espectral de la Administración Nacional de Océano y Atmósfera de Estados Unidos (NOAA) y Olas Chile III en marco del proyecto "Estudio de Clima de Oleaje en el sector de Punta Chungo" desarrollado por la empresa Aquacien Ltda. (2010).

La segunda etapa consistió en la implementación de herramientas de modelamiento numérico con distintos grados de no linealidad y con ello estudiar cuales son las modificaciones en los coeficientes de transformación en aguas someras, específicamente al punto de control seleccionado para evaluar la respuesta del oleaje.

1.2 Organización de la tesis

Para el estudio integral de la evaluación y cuantificación de los efectos no lineales en el proceso de transformación de oleaje en aguas someras, esta Tesis consta de siete partes que se describen a continuación:

La parte I expone la introducción y motivación al tema de investigación, identificación de la zona de estudio. Así como el planteamiento del problema y los objetivos que sustentan el desarrollo del presente trabajo.

La parte II se realiza una revisión bibliográfica de los principales investigaciones y aspectos teóricos relacionados con el proceso de transformación de oleaje hacia aguas someras, ya que es de vital importancia comprender dicha terminología que fue empleada en el proceso de análisis de resultados e implementación de los modelos numéricos seleccionados. Con esta revisión se busca identificar las distintas maneras que pueden ser estudiados el fenómeno del oleaje. Los antecedentes estudiados están basados principalmente en Massel, S.R. (1996) y artículos científicos relacionados.

La parte III expone los materiales y el esquema de la metodología empleada para el desarrollo de la presente Tesis.

La parte IV se realizó la caracterización de las condiciones de oleaje en aguas profundas de acuerdo

a la información sintetizada por la NOAA y otras fuentes facilitadas por Aquacien Ltda. (2010) estableciendo las condiciones medias del sector de estudio. Determinadas las condiciones en aguas profundas se entregan los resultados en un punto de control en el sector de Bahía de Los Vilos y su comparación con el empleo de los distintos modelos seleccionados. Para finalmente cuantificar la contribución del fenómeno no lineal el sector de interés.

La parte V: Se entregan las conclusiones de resultados obtenidos.

La parte VI: presenta las referencias principales utilizadas para el desarrollo de la presente investigación.

La parte VII: Incluye los anexos del presente documento, en ella se han incluido los resúmenes de los trabajos publicados como consecuencia del desarrollo de la presente Tesis; también incluye la descripción detallada de los modelos seleccionados, junto a la evaluación de ciertos experimentos numéricos.

1.3 Zona de estudio

1.3.1 Bahía Los Vilos

El primer sector de estudio es la Bahía de Los Vilos, bahía perteneciente a la comuna del mismo nombre. El sector administrativamente pertenece a la Provincia de Choapa, IV Región de Coquimbo.



Figura 1.1: Vista general de zona de estudio, sectores Bahía Quintero a Bahía Los Vilos

Fuente: Imágenes satelitales LANDSCAT 7 Circa 2000



Figura 1.2: Vista detalle de zona de estudio, sector de Bahía Los Vilos
Fuente: Imágenes satelitales LANDSCAT 7 Circa 2000

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS

2.1 Planteamiento del problema

Se han realizado distintos estudios de oleaje en las costas chilenas tanto por entes privados y públicos, pero de acuerdo a la información recolectada por el autor, no se ha dado respuesta a la contribución no lineal en el proceso de transformación y su verdadera repercusión en la reconstrucción del clima medio de oleaje en un punto de la costa o inclusive como se afectan las condiciones estadísticas o espectrales producto a la propagación. Es por ello, que una manera de corroborar sí existen contribuciones de orden superior (no lineal) en la condiciones medias y corto plazo, el autor propone utilizar distintos modelos numéricos con distintos grados de no linealidad y procesos considerados, estos son los siguientes:

- Modelo numérico de transformación de oleaje lineal de fase promediada.
- Modelo numérico de transformación de oleaje débilmente no lineal de fase resuelta.
- Modelo numérico de transformación de oleaje no lineal de fase resuelta.

Las consideraciones de linealidad en el modelo y tipo de resolución en la fase de la onda permitirán determinar el grado de ajuste en el punto de interés utilizando de base los registros de campo de Aquacien (2010); las evaluaciones se han realizado considerando la aplicación de coeficientes de transferencia a espectros bidimensionales y sus respectivos parámetros de resumen.

2.2 Objetivos de la tesis

2.2.1 Objetivos generales

En base en lo comentado en la sección 2.1, en donde se había planteado el problema general en estudio, se hace necesario fijar los objetivos para mejorar el conocimiento, capacidad de análisis y modelamiento de la transformación de oleaje hacia aguas someras. Por lo cual se ha establecido el siguiente objetivo general:

“Complementar y justificar una metodología integral que permita la mejora de la caracterización de los procesos de transformación de oleaje de aguas profundas hacia aguas someras, mediante técnicas y métodos numéricos que consideren distintos grados de no linealidad”

2.2.2 Objetivos específicos

- i. Simular numéricamente la transformación del oleaje en Bahía Los Vilos con el fin de obtener los coeficientes de agitación y dirección, así como otros parámetros derivados.
- ii. Determinar la variabilidad de parámetros espectrales y de resumen del oleaje; determinar a través de estos la discrepancia que originan estos en la evaluación del clima medio.
- iii. Determinar la influencia de los fenómenos no lineales mediante el análisis de la distribución estadística de probabilidad para la altura de ola y período de la ola en aguas profundas y aguas someras.
- iv. Presentar, validar y comparar entre los modelos con distintos grados de no linealidad en el proceso de transformación de oleaje.
- v. Validar la metodología de transferencia de oleaje semi-purista considerando la utilización de propagación de parámetros de resumen y espectros bidimensionales en Bahía Los Vilos.

Parte II

Marco teórico

3. PREDICCIÓN DE OLAJE EN AGUAS SOMERAS

3.1 Asomeramiento (*Shoaling*)

3.1.1 Definición

A medida que el oleaje se aproxima a la costa y la consiguiente reducción en la profundidad, se observa que este sufren cambios en la altura y la longitud de onda.

El calculo del asomeramiento implica un problema de contorno lineal cuya solución analítica no es trivial cuando se aplican teorías no lineales. Independiente de la teoría escogida para el problema de asomeramiento se plantea asumiendo un proceso bidimensional donde el período de la onda y el flujo de energía en la dirección de propagación son constantes. Adicionalmente, se requiere que la variación del fondo sea suave, con lo cual no se induce reflexión y no hay disipación de energía por fricción con el fondo o aportes de energía por el viento.

3.1.2 Solución por la teoría lineal

Para el caso unidimensional y sin presencia de corrientes en flujo permanente; la ecuación de energía toma la forma:

$$\frac{d}{dx}(EC_g) = 0 \quad (3.1)$$

por lo tanto, $A^2C_g = \text{constante}$; donde, A es la amplitud de la onda, C_g es la celeridad de grupo y E es la energía.

De la ecuación anterior la amplitud de la onda de frecuencia ω a una profundidad h_2 puede ser determinada a partir de la amplitud A_1 a una profundidad h_1 es tal que:

$$A_2 = \sqrt{\frac{C_{g1}}{C_{g2}}} A_1 \quad (3.2)$$

En profundidades indefinidas se obtiene la siguiente expresión asintótica:

$$C_{g0} = nC = \frac{1}{2}C_0 = \frac{1}{2} \frac{g}{2\pi} T$$

Donde C_{g0} es la celeridad de grupo en aguas profundas, C es la celeridad o velocidad de propagación de la onda, g es la aceleración debido a la gravedad, T el período de ola y n se define por medio de

la siguiente expresión:

$$n = \left[1 + \frac{4\pi d/L}{\sinh(4\pi d/L)} \right]$$

Así el coeficiente de asomeramiento K_s referido a profundidades indefinidas puede ser expresado de la siguiente manera:

$$K_s = \frac{A_1}{A_0} \quad (3.3a)$$

$$K_s = \sqrt{\frac{C_{g_0}}{C_{g_1}}} \quad (3.3b)$$

$$K_s = \sqrt{\frac{2 \cosh^2 kh_1}{2kh_1 + \sinh 2kh_1}} \quad (3.3c)$$

El coeficiente K_s depende de kh (k es el número de onda y h la profundidad) tal como se muestra en la siguiente figura.

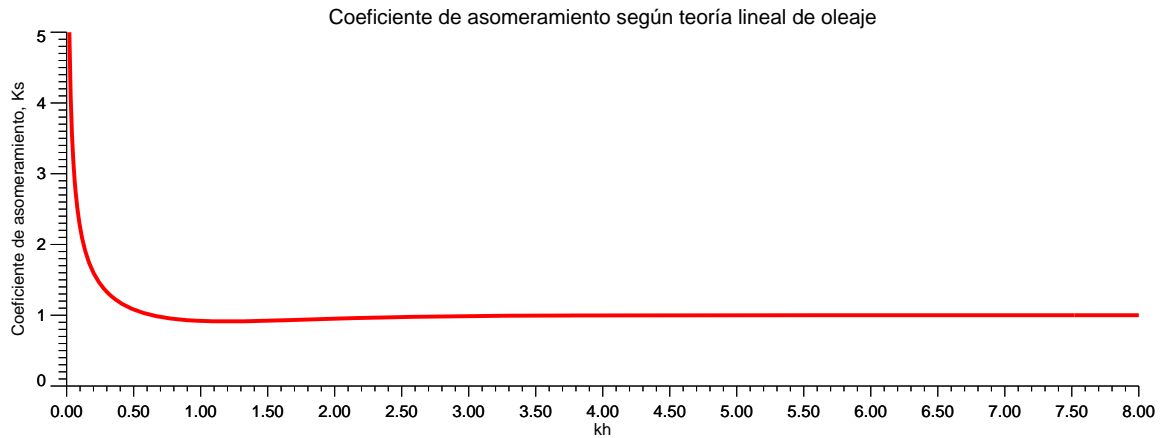


Figura 3.1: Coeficiente de asomeramiento derivado de la teoría lineal de oleaje

Fuente: Elaboración propia

De la Figura 3.1 se desprende que para $kh < 0.639$, $K_s > 1$ lo que implica un aumento de la altura de ola y un mínimo de $K_s = 0.913$ para $kh = 1.2$.

3.1.3 Otras teorías

Shuto (1974) determinó que la variación de la altura puede ser descrita mediante expresión:

$$\begin{aligned} \frac{H}{H_0} &= \sqrt{\frac{1}{2n \tanh kh}}, & \text{si } \frac{gHT^2}{h^2} &\leq 30 \\ Hh^{2/7} &= \text{constante}, & \text{si } 30 &\leq \frac{gHT^2}{h^2} \leq 50 \\ Hh^{5/2} \left(\sqrt{\frac{gHT^2}{h^2}} - 2\sqrt{3} \right) &= \text{constante}, & \text{si } \frac{gHT^2}{h^2} &\geq 50 \end{aligned}$$

La ventaja de esta teoría es que permite ser aplicada en un rango más amplio de peralte de ondas.

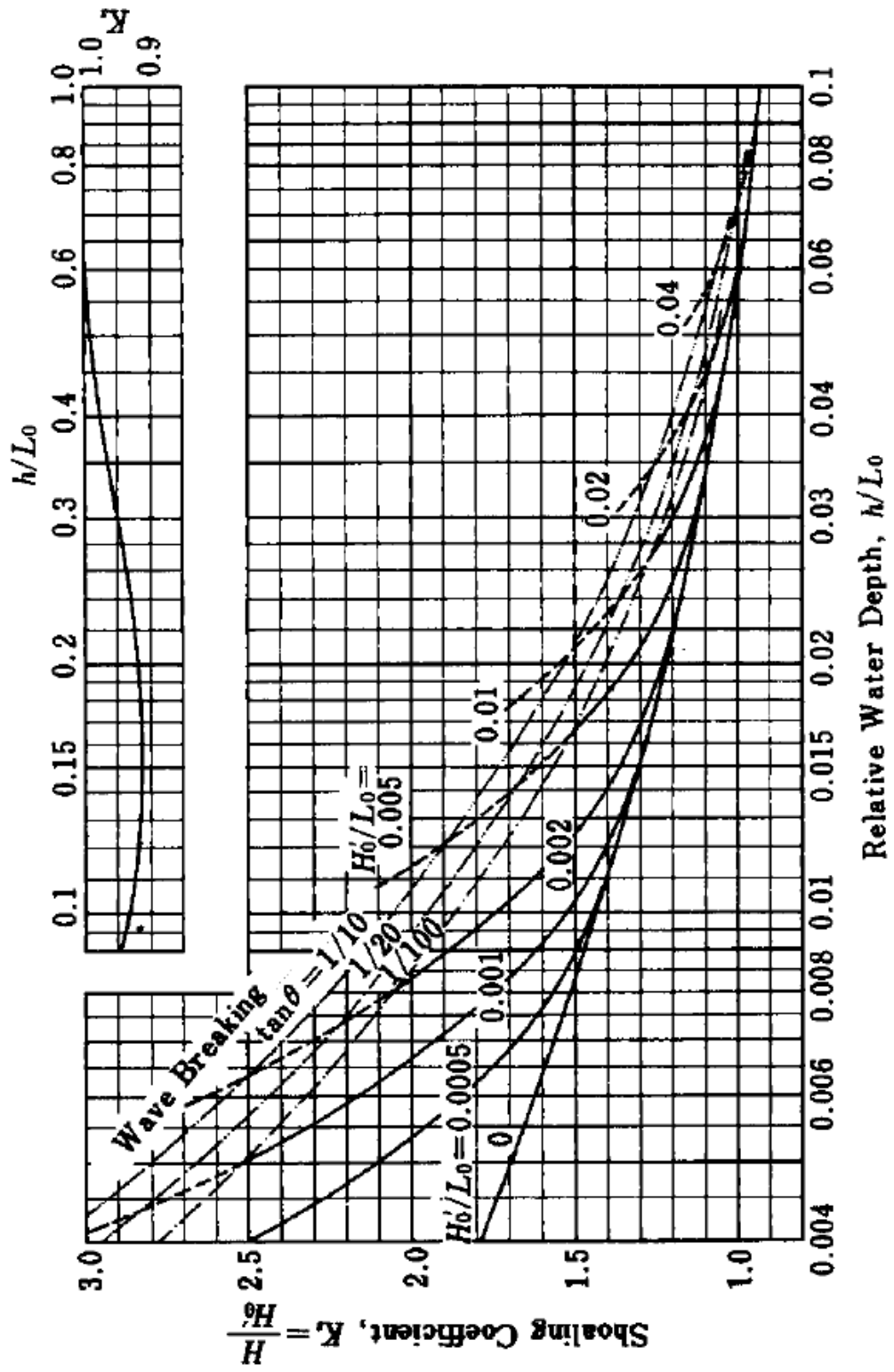


Figura 3.2: Coeficiente de asomeramiento derivado de la teoría de Shuto

Fuente: Random Seas and Design of Maritime Structures; Y. Goda (2000)

3.2 Refracción

3.2.1 Definición

La refracción tiene lugar cuando un tren de ondas de incidencia oblicua respecto a la costa encuentra un cambio de profundidad, esto genera que parte del frente de ondas viaje hacia aguas más someras y por consiguiente con menor celeridad, lo que genera un cambio de dirección. Este fenómeno también se genera en presencia de corrientes provocando, retraso en parte del frente, ocasionando un cambio de dirección. De esta manera, la refracción puede ser inducida por el fondo o por la presencia de corrientes.

3.2.2 Refracción debido al asomeramiento

Un rayo de onda se define como la cantidad básica en esta aproximación, esta es una curva que es tangencial al vector local del número de onda, k , en cada punto de la curva. El número de onda satisface siguiente ecuación de conservación:

$$\frac{\partial k \sin \Theta}{\partial x} - \frac{\partial k \cos \Theta}{\partial y} = 0 \quad (3.4)$$

donde, $k = \|\mathbf{k}\|$ y Θ es el ángulo entre la normal y los contornos del fondo y la dirección de la onda.

En una batimetría de fondo paralelo en la dirección y , la ecuación anterior se reduce a:

$$k \sin \Theta = k_0 \sin \Theta_0 = \text{constante} \quad (3.5)$$

La expresión anterior se conoce como la ley de Snell.

La evolución de energía a lo largo de un rayo en un movimiento estacionario y en ausencia de corrientes está expresado por la ecuación de conservación de la energía:

$$\nabla_h(EC_g) = 0 \quad (3.6)$$

La aproximación en óptica geométrica es válida sí y sólo si, la pendiente del fondo es pequeña con respecto a kh con respecto a la amplitud de la onda A . Una variación en el espacio también es pequeña con respecto a la pendiente de la superficie:

$$\frac{\nabla_h h}{kh} \frac{\nabla_h A}{kA} \ll 1 \quad (3.7)$$

Para la evolución de un espectro bidimensional $\tilde{S}(\omega, \Theta)$ en el espacio, debido a la refracción y considerando las condiciones estacionarias, se tiene lo siguiente:

$$C_g \left[\cos \Theta \frac{\partial}{\partial x} (CC_g \tilde{S}) + \sin \Theta \frac{\partial}{\partial y} (CC_g \tilde{S}) \right] + \frac{1}{C} \left(\sin \Theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \Theta \frac{\partial C}{\partial y} \right) \frac{\partial}{\partial \Theta} (CC_g \tilde{S}) = 0 \quad (3.8)$$

Reescribiendo la ecuación (3.8) en el sistema de coordenadas ortogonales (s, \mathbf{n}) , donde s es la dirección de la onda y \mathbf{n} es el rayo normal, la ecuación del rayo toma la forma:

$$\frac{dx}{ds} = \cos \Theta \quad (3.9a)$$

$$\frac{dy}{ds} = \sin \Theta \quad (3.9b)$$

$$\frac{d\Theta}{ds} = \frac{1}{C} \left(\sin \Theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \Theta \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad (3.9c)$$

Por sustitución de las expresiones anteriores en la ecuación (3.8) se obtiene:

$$C_g \frac{d}{ds} \left[C C_g \tilde{S}(\omega, \Theta, \mathbf{x}) \right] = 0 \quad (3.10)$$

ó

$$C C_g \tilde{S}(\omega, \Theta, \mathbf{x}) = 0 \quad (3.11)$$

Considerando el caso más simple, para el cual el oleaje se propaga sobre una batimetría de contornos paralelos, permite establecer la ley de Snell de la siguiente la forma:

$$\frac{\sin \Theta}{C} = \frac{\sin \Theta_0}{C_0} \quad (3.12)$$

donde, la velocidad de fase C_0 y el elemento Θ_0 (respecto a la normal de las isobatas) corresponde a un punto de partida del rayo. Para el caso espectral, puede ser escrito como:

$$\tilde{S}(\omega, \Theta, \mathbf{x}) = \frac{k}{k_0} \frac{C_{g0}}{C_g} \tilde{S}_0 \left[\omega, \arcsin \left(\frac{k}{k_0} \sin \Theta \right), \mathbf{x}_0 \right] \quad (3.13)$$

Tomando como punto inicial en aguas profundas, la ecuación (3.13) toma la forma:

$$\tilde{S}(\omega, \Theta, \mathbf{x}) = \tanh^{-3/2}(kh) \left[1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right]^{-1} \tilde{S}_0 \left[\omega, \arcsin \left(\frac{k}{k_0} \sin \Theta \right), \mathbf{x}_0 \right] \quad (3.14)$$

Generalmente, la aproximación lineal de la refracción del espectro se basa en la superposición de componentes elementales de cada frecuencia, donde el nivel de energía debe ser tratado como invariante durante la transformación, es decir, la transformación de cada componente es idéntica a la transformación monocromática de la misma amplitud y frecuencia.

El espectro en aguas someras puede ser determinado a partir del espectro de aguas profundas, al multiplicar el cuadrado de los coeficientes de asomeramiento (K_s) y refracción (K_r) para cada componente de frecuencia:

$$\tilde{S}(\omega, \Theta) = K_s^2 K_r^2 \frac{\partial \Theta_0}{\partial \Theta} \tilde{S}(\omega, \Theta_0) \quad (3.15)$$

donde,

$$K_s^2 = \frac{C_{g0}}{C_g}$$

$$K_r^2 = \frac{l_0}{l}$$

siendo, l_0 y l la distancia entre rayos paralelos.

De la ley de Snell para los contornos paralelos:

$$\frac{\partial \Theta_0}{\partial \Theta} = \frac{k \cos \Theta}{k \cos \theta_0} \quad (3.16)$$

y

$$\frac{l_0}{l} = \frac{\cos \Theta_0}{\cos \Theta} \quad (3.17)$$

Incorporando las ecuaciones (3.16) y (3.17) en la ecuación (3.15) se obtiene:

$$\tilde{S}(\omega, \Theta) = \frac{C_{g0}}{C_g} \frac{k}{k_0} \tilde{S}(\omega, \Theta_0) = \frac{C_{g0}}{C_g} \frac{k}{k_0} \tilde{S}_0 \left[\omega, \arcsin \left(\frac{k}{k_0} \sin \Theta_0 \right) \right] \quad (3.18)$$

Para el caso más general, cuando las isobatas son paralelas al eje y , es decir, $h = h(x)$, y considerando que el movimiento del oleaje no es uniforme en la dirección y . La ecuación de balance de energía espectral toma la forma:

$$\cos \Theta \frac{\partial f}{\partial x} + \sin \Theta \frac{\partial f}{\partial y} - \sin \Theta \frac{\partial(\ln k)}{\partial x} \frac{\partial f}{\partial \Theta} = 0 \quad (3.19)$$

donde, f está dado por la siguiente ecuación:

$$f(\omega, \Theta, \mathbf{x}, t) = J \tilde{S}(\omega, \Theta, \mathbf{x}, t) \quad (3.20)$$

en la cual, $J = C_g/\chi$, la expresión χ es la componente de la velocidad vertical normalizada inducida por el oleaje.

Para la resolución de la ecuación anterior se asume que en el plano (x, y) una curva $y_0 = y(x_0)$ son conocidos y el espectro $\tilde{S}(\omega, \Theta, x_0, y_0)$ también. Por lo tanto, las ecuaciones características son de la forma:

$$\frac{dy}{dx} = \tan \Theta, \quad \frac{d\Theta}{dx} = -\frac{\partial \ln k}{\partial x}, \quad \text{y} \quad \frac{\partial f}{\partial x} = 0 \quad (3.21)$$

La segunda ecuación en (3.21) representa la ley de Snell:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial x} = -\frac{\sin \Theta}{k \cos \Theta} \frac{\partial k}{\partial x} = -\frac{\partial(\ln k)}{\partial x} \tan \Theta \quad (3.22)$$

Usando la tercera ecuación en (3.21) se tiene:

$$\tilde{S}(\omega, \Theta, x, y) = \frac{k}{k_0} \frac{C_{g0}}{C_g} \tilde{S}(\omega, \Theta, x_0, y(x_0)) \quad (3.23)$$

donde, $C_g = C_g(\omega, x)$. Finalmente, la primera ecuación (3.21) se escribe como:

$$\frac{dy}{dx} = \pm k_0 \sin \Theta_0 [k^2 - (k_0 \sin \Theta_0)^2]^{-1/2} \quad (3.24)$$

y

$$y(x) = \pm k_0 \sin \Theta_0 \int_{x_0}^x [k^2 - (k_0 \sin \Theta_0)^2]^{-1/2} dx + y(x_0) \quad (3.25)$$

Cuando la ola se propaga en aguas muy someras, es decir, $\min k(x) > k_0 \sin \Theta_0$ debe considerarse el signo + en la ecuación anterior.

3.3 Difracción

3.3.1 Definición

El fenómeno de difracción se caracteriza por la cesión lateral de energía a lo largo de la cresta de la ola y por lo tanto es perpendicular a la dirección incidente de propagación. Esto ocurre cuando el frente de olas se encuentra con una estructura o cuando los efectos de refracción conducen a singularidades en la amplitud de la onda.

La difracción tiene especial importancia en el diseño portuario, en los estudios de propagación de ondas, cuando se producen altas concentraciones de energía.

El *Shore Protection Manual* (1984) reúne una serie de gráficos con incidencia de 15° a 180° a partir de los cuales es posible determinar la difracción en un dique impermeable semi-infinito en función del radio relativo (cuociente entre el punto de interés al morro del dique r y la longitud de la onda incidente). La siguiente figura muestra uno de estos gráficos para una incidencia de 45° .

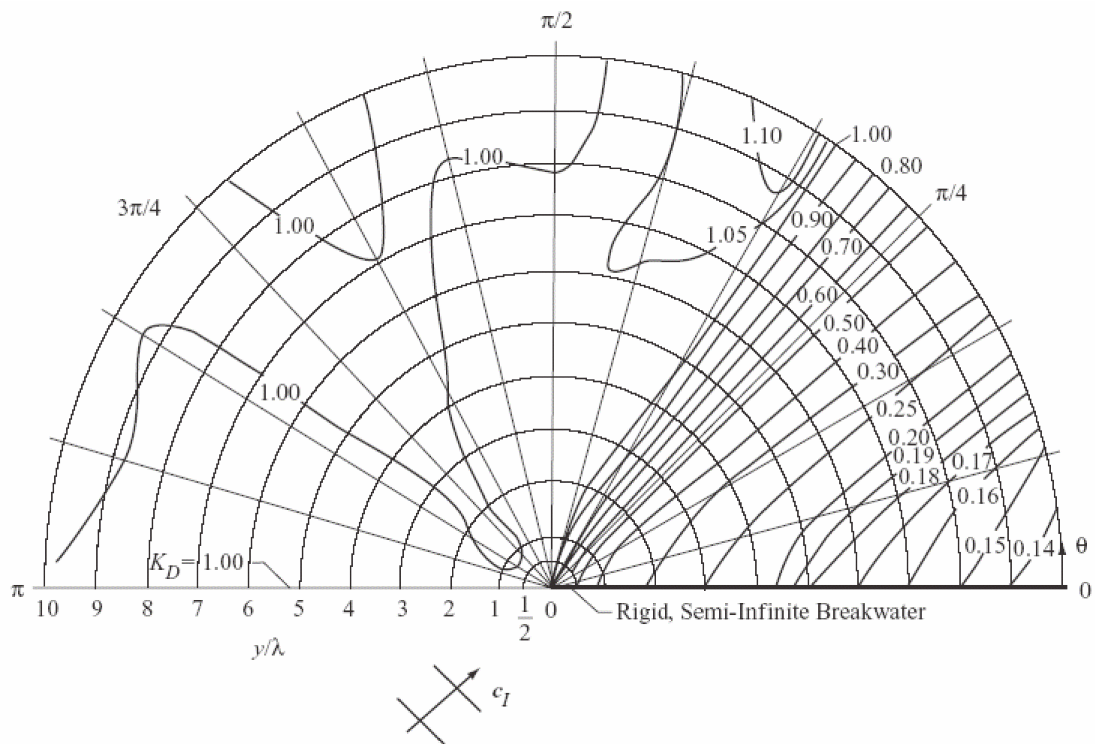


Figura 3.3: Diagrama de difracción en un dique semi-infinito con un ángulo de incidencia de 45°

Fuente: Shore Protection Manual, (1984)

Penny y Price (1992) determinaron una expresión en coordenadas polares para el coeficiente de difracción K_d , de la siguiente forma:

$$K_d = \left| I \left(-\sqrt{\frac{4kr}{\pi}} \sin \frac{\alpha - \Theta}{2} \right) e^{ikr \cos(\alpha - \Theta)} + I \left(-\sqrt{\frac{4kr}{\pi}} \sin \frac{\alpha - \Theta}{2} \right) e^{ikr \cos(\alpha + \Theta)} \right| \quad (3.26)$$

donde,

$$I(\lambda) = \frac{1+i}{2} \int_{-\infty}^{\lambda} e^{-i\pi\lambda^2/2} d\lambda \quad (3.27)$$

ó

$$I(\lambda) = \frac{1 + C(\lambda) + S(\lambda)}{2} + i \frac{C(\lambda) - S(\lambda)}{2} \quad (3.28)$$

donde, $C(\lambda)$ y $S(\lambda)$ son las integrales de Fresnel definidas como:

$$C(\lambda) = \int_0^{\lambda} \cos \frac{\pi\lambda^2}{2} d\lambda$$

$$S(\lambda) = \int_0^{\lambda} \sin \frac{\pi\lambda^2}{2} d\lambda$$

3.4 Disipación por rompimiento

3.4.1 Inicio de rotura

A medida que las ondas se propagan hacia la costa, estas se asomern con lo cual aumentan su tamaño progresivamente. Este crecimiento no es ilimitado, sino que a una profundidad determinada la onda se vuelve inestable hasta que se rompe disipando una gran cantidad de energía, principalmente como turbulencia.

La determinación del inicio de la rotura se ha intentado de explicar con diferentes modelos matemáticos. Para ondas progresivas se ha considerado que la rotura ocurre cuando:

- La velocidad de las partículas de la cresta es superior a la celeridad de la onda.
- Las ondas se peraltan ocasionando crestas más picudas hasta formar un ángulo máximo de 120°.
- El perfil de la onda pierde su simetría y el frente es vertical.

3.4.1.1 Tipos de rotura

Las olas rompen de manera diferente dependiendo de la altura, período y el tipo de pendiente del fondo. A partir de los trabajos de laboratorio, los procesos de rotura se clasifican en cuatro tipos:

- **Descrestamiento, *spilling***
En la cresta de la ola aparece espuma, burbujas, turbulencia y eventualmente cubren parte del frente de la misma. La rotura del perfil comienza por la cresta, que se “descresta” formando un chorro en algunos casos imperceptible que resbala en el frente de la ola.

- Voluta, *plunging*
La mayor parte del frente de la ola adquiere la posición vertical, formando una voluta truncada, con un chorro en la parte superior que envuelve una masa de aire que se precipita contra la base de la onda originando salpicón de agua.
- Colapso, *collapsing*
La parte inferior del frente de la onda se peralta y se voltea comportándose como una rotura en voluta truncada. El punto del frente donde la onda voltea o se desmorona, ésta delante y por debajo de la cresta de la ola.
- Oscilación, *surging*
El frente de la onda y la cresta permanecen relativamente lisos y la onda se desliza por el contorno con pequeña producción de espuma, burbujas y turbulencia.



(a) Descrestamiento, *spilling*



(b) Voluta, *plunging*



(c) Colapso, *collapsing*



(d) Oscilación, *surging*

Figura 3.4: Tipos de rotura

Fuente: Coastal Engineering Manual, 2002

3.5 Refracción y difracción combinada

Los fenómenos de refracción y difracción combinada no son independientes uno del otro, la refracción pueden dar lugar a discontinuidades en la altura de ola que conduce a la difracción. En presencia de estructuras de protección costera o estructuras naturales, ambas condiciones son importantes, por lo que es necesario estudiar en conjunto estos fenómenos.

Una manera de afrontar este problema, fue descrito por Berkhoff (1972) considerando el oleaje al propagarse en un fondo suavemente variable, esta ecuación se conoce como la ecuación de pendiente suave o *mild slope equation*.

Para dicha ecuación, existen dos aproximaciones, una elíptica y otra parabólica.

3.5.1 Aproximación elíptica

Berkhoff (1972) utilizando la teoría lineal de ondas, y utilizando la hipótesis de que el fondo varía suavemente con la longitud de onda.

Si se define el potencial total para una onda armónica simple como:

$$\Phi(x, y, z, t) = \phi(x, y) \frac{\cosh k(h+z)}{\cosh(kh)} e^{i\omega t} \quad (3.29)$$

Berkhoff multiplicó la ecuación de Laplace por la función $w(z)$ e integró la siguiente ecuación:

$$\int_{-h}^0 w(z) \nabla^2 \phi dz = 0$$

donde,

$$w(z) = \frac{\cosh k(h+z)}{\cosh(kh)}$$

Ésta integración permite reducir la ecuación de Laplace de tres dimensiones a la siguiente ecuación bidimensional:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(CC_g \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(CC_g \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + k^2 CC_g \phi = 0 \quad (3.30)$$

o en forma compacta,

$$\nabla(CC_g \nabla \phi) + k^2 CC_g \phi = 0 \quad (3.31)$$

Puesto que consideró ondas armónicas simples y que $\zeta = -(1/g)(\partial \phi / \partial t)$, se puede obtener una expresión alternativa en función de la superficie libre:

$$\nabla(CC_g \nabla \zeta) + k^2 CC_g \zeta = 0 \quad (3.32)$$

Como se discutió anteriormente, se requiere que la pendiente del fondo varíe suavemente, para ello es necesario que $\nabla_h h / (kh) \ll 1$. Booji (1993) demostró que los resultados son satisfactorios para fondos planos con pendiente 1:3. Posteriormente, Massel (1993) y Porter y Staziker (1993) extendieron la ecuación de pendiente suave poder ser utilizada en pendientes mayores.

3.5.2 Aproximación parabólica

La ecuación de pendiente suave en su forma elíptica requiere del conocimiento de las condiciones de contorno en todas las fronteras (*offshore*, costa y contornos laterales). Debido a la difícil implementación de la forma elíptica, ha hecho que su uso se reduzca a estudios de resonancia portuaria por lo general esta ecuación se resuelve por el método de diferencias finitas. Para grandes dominios donde la propagación cubre múltiples longitudes de onda como en estudios de playas se utiliza la ecuación parabólica con resolución en diferencias finitas.

Esta aproximación es la más extendida para los estudios de refracción y difracción combinada. La ventaja fundamental de esta aproximación es que permite la integración de la ecuación desde profundidades indefinidas hacia la costa, sin especificar las condiciones de contorno de la misma. Las limitaciones principales de esta aproximación son dos: requiere que las ondas tengan una dirección principal de propagación debido a que la difracción se produce exclusivamente en la dirección perpendicular a la misma y la segunda, es que los efectos de reflexión en sentido opuesto son despreciables.

3.6 Métodos de propagación

Nicolau *et al.* (2004) propone cuatro métodos de propagación de oleaje desde aguas profundas a aguas someras.

3.6.1 Método de los parámetros de resumen

Este método que utiliza sólo los parámetros de resumen del espectro de oleaje, es decir, altura significativa, período *peak* y dirección promedio de la energía. Se propaga cada parámetro como un evento aislado.

3.6.2 Método cuasi-purista

Este método se basa en la determinación de funciones de transferencia para una altura unitaria (1 [m]), en una combinación de direcciones en aguas profundas, considerando en todos los casos el período es constante. Luego el espectro es reconstruido en el punto de interés, multiplicando las funciones de transferencia a los espectros en aguas profundas.

La principal ventaja de este método es reduce significativamente el número de propagaciones y permite realizar una transferencia bidimensional hacia aguas someras, sin embargo, no es posible caracterizar la zona de rompiente.

3.6.3 Método cuasi-purista modificado

Este método es similar al método cuasi-purista, con la diferencia que se propagan distintas alturas para evaluar de funciones de transferencia. Puede facilitar la caracterización de la zona rompiente, se realiza una transferencia tridimensional del espectro.

3.6.4 Método purista

Este método consiste en propagar el espectro bidimensional completo a la zona de interés, tanto función de períodos y direcciones, es decir, se efectúa la propagación por cada uno de los espectros como un evento aislado. La principal desventaja de utilizar este método es el aumento del costo computacional asociado.

3.7 Escalas relacionadas con el oleaje

Las condiciones de oleaje pueden ser analizadas en cinco escalas diferentes de tiempo.

3.7.1 Ola individual

La escala de tiempo típica de una ola es del orden de los 10 [s]. Existen varias maneras de separar olas individuales en un registro, pero en todas se aislar la olas de manera de forma individual; definiendo la altura de ola H como diferencia entre la máxima y la mínima elevación de la superficie del mar (valle y cresta) sobre el tiempo de duración de la ola. Ésta duración es llamada período T , para el dominio del tiempo y longitud de onda L en el dominio del espacio. En el diseño este método es usado preferentemente en rompeolas verticales, estructuras costa afuera en aguas profundas; tales como plataformas de gas y petróleo y fundaciones para turbinas de viento.

3.7.2 Estado de mar o estadística de corto plazo

Corresponde al período de tiempo con olas sucesivas individuales, aunque diferentes unas con otras, que pueden ser tratadas como un proceso aleatorio y con las mismas propiedades estadísticas medias en el sentido estadístico. Por ésta razón, las condiciones ambientales (tales como la intensidad del viento, dirección del viento y nivel del mar) permanecen constantes en la duración del estado de mar. La escala de tiempo típica es del orden de 3 horas, es decir, 300 - 500 olas. Las características del oleaje pueden ser obtenidas a través de las condiciones estadísticas o por aproximación espectral.

3.7.3 Evento de tormenta

La tormenta puede ser descrita por varios estados del mar, es decir, por incrementos o decrementos de las fases. En lugares donde la influencia mareal el estado de mar típico es a menudo de 2-3 horas, pero sin efectos de marea puede ser de 6 horas o más, dependiendo de las condiciones de

evolución en el tiempo del viento (la escala de tiempo típica es de 12 horas a una vez al día). Es importante este tipo de aproximación en el diseño de enrocados, es necesario considerar la duración y frecuencia de los eventos de tormenta.

3.7.4 Climatología de medio plazo

Se obtiene al examinar las características del estado de mar sobre un período de tiempo de uno o dos años de aproximación estadística. Esto permite obtener la distribución de alturas, períodos, dirección, etc. y las correlaciones entre tales parámetros. En el medio plazo se emplean rosas de oleaje, adicionalmente se estudian los efectos estacionales. Esta aproximación es utilizada principalmente en estudios de operatividad de artefactos flotantes.

3.7.5 Climatología de largo plazo

Se describe la aproximación de distribución y probabilidad de ocurrencia de estados de mar extremos (tormentas). Las funciones de distribución utilizadas para la determinación de extremos son diferentes a las utilizadas en la climatología de corto tiempo. La duración típica de la base de datos es de 5 a 10 años y contiene la suficiente cantidad de eventos de tormentas tal que los eventos de muy baja probabilidad de ocurrencia pueden ser estimados por extrapolación estadística. El clima de oleaje extremo se utiliza tanto para estudiar el diseño funcional (respuesta hidráulica) y estructural (estabilidad) principalmente.

4. PROPIEDADES ESTADÍSTICAS DEL OLEAJE

4.1 Desplazamiento de la superficie

4.1.1 Distribución de probabilidad del desplazamiento de la superficie

Sí para el punto $P(x, y)$, se cuenta con los registros de las oscilaciones verticales de la superficie libre (que incluye las bandas gravitatoria e infragravitatoria). Un ejemplo de estas series resultantes se muestra en la Figura 4.1, estas mediciones fueron realizadas por un correntómetro perfilador acústico Doppler.

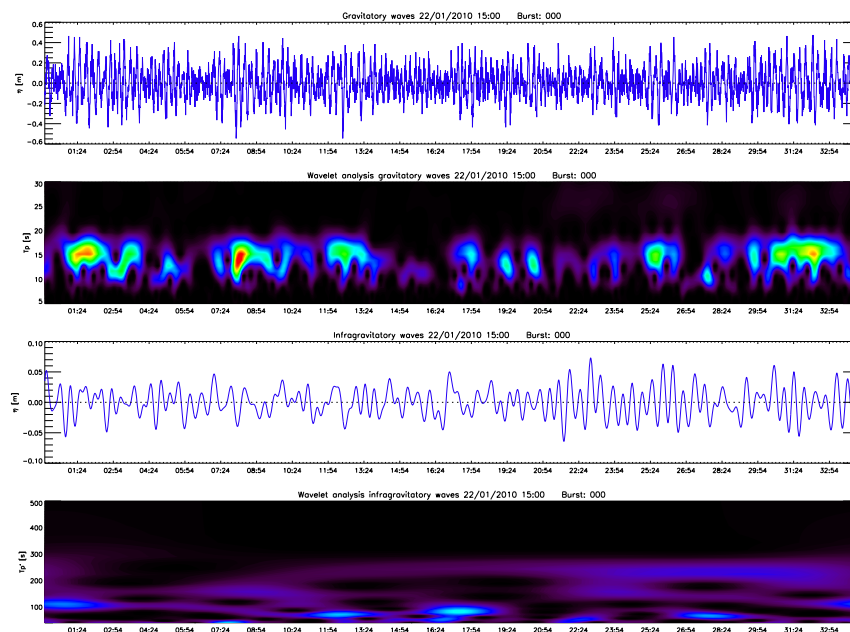


Figura 4.1: Ejemplo de desplazamiento de la superficie libre, $\zeta(t)$ en banda gravitatoria e infragravitatoria

Fuente: Estudio de infragravitorias Sector Punta Grande, Taltal realizado por Mediterra Ingeniería Ltda. – MetOcean Solutions Chile Ltda. (2010)

Para describir las oscilaciones, el método ampliamente utilizado es considerar que la superficie del mar $\zeta(x, t)$ es la suma aleatoria de ondas sinusoidales de frecuencias ω_m y fases Θ_n distribuidas

uniformemente en el rango $(-\pi \leq \Theta_n \leq \pi)$, es decir:

$$\zeta(\mathbf{x}, t) = \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N \zeta_{mn}(\mathbf{x}, t) \quad (4.1)$$

donde,

$$\zeta_{mn}(\mathbf{x}, t) = a_{mn} \cos[k_m(x \cos \Theta_n + y \sin \Theta_n) - \omega_m t + \varepsilon_{mn}]$$

El número de onda k_m y la frecuencia angular ω_m están relacionadas con la ecuación de dispersión lineal,

$$\omega_m^2 = g k_m \tanh(k_m h) \quad (4.2)$$

La amplitud a_{mn} es una variable aleatoria relacionada con el espectro bidimensional $\hat{S}(\omega, \Theta)$ por medio de la siguiente expresión:

$$a_{mn} = \sqrt{2\hat{S}(\omega, \Theta)\Delta\omega_m\Delta\Theta_n}$$

Asumiendo que las contribuciones particulares ζ_i ($i = 1, \dots, N$) son estadísticamente independientes con la misma distribución de valor medio $\bar{\zeta}/N$ y varianza σ_ζ^2/N cuando N es grande. Físicamente, esto implica que todas las interacciones no lineales entre componentes son despreciable. Ochi (1984) utilizando el teorema del límite central, concluye que el desplazamiento de la superficie $\zeta(t)$ está distribuido bajo una distribución normal con media $\bar{\zeta}$ y varianza σ_ζ^2 , es decir, la función de densidad de probabilidad $f(\zeta)$ toma la forma:

$$f(\zeta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_\zeta} \exp\left[-\frac{(\zeta - \bar{\zeta})^2}{2\sigma_\zeta^2}\right]$$

En la Figura 4.2 se ilustra la comparación entre la distribución de probabilidad de los desplazamiento de la superficie, con una distribución normal con la misma varianza.

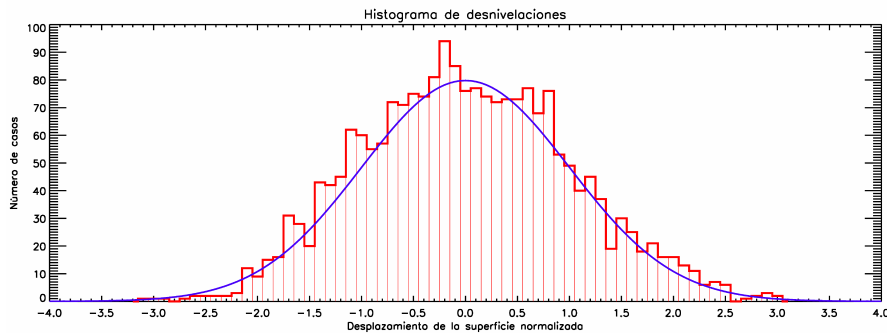


Figura 4.2: Comparación de número de eventos (densidad de probabilidad) con una distribución Gaussiana

Fuente: Estudio de infragravitorias Sector Punta Grande, Taltal realizado por Mediterra Ingeniería Ltda. – MetOcean Solutions Chile Ltda. (2010)

De la Figura 4.2 se aprecia una pequeña asimetría y un diferente apuntamiento. Dichas discrepancias son expresadas en términos del sesgo γ_1 y kurtosis γ_2 .

$$\gamma_1 = \frac{\mu_3}{\sigma_\zeta^3} = \hat{m}_3 \quad (4.3)$$

$$\gamma_2 = \frac{\mu_4}{\sigma_\zeta^4} - 3 = \hat{m}_4 - 3 \quad (4.4)$$

El sesgo y la kurtosis permiten relacionar en cierto punto las características no lineales del oleaje, el primero da la idea de la medida de la asimetría vertical de la superficie libre caracterizada por crestas cortas y peraltadas y senos largos y llanos, condiciones típicas de aguas someras. La kurtosis define el apuntamiento de la distribución con respecto a la normal.

La desventaja de emplear la distribución normal o gaussiana es que no representa la no linealidad en el campo de oleaje, lo que se traduce en una predicción con baja probabilidad valores infinitos de desplazamiento de la superficie libre, lo que es físicamente imposible. Longuet–Higgins (1963) realizó estudios más detallados de la función de superficie libre, pero también llegan a discrepancias en los extremos. Pese a lo anterior, la experiencia muestra que la distribución normal tiene un comportamiento aceptable salvo en los casos que se produzca rotura del oleaje.

4.1.2 Distribuciones no lineales para el desplazamiento de la superficie libre

Como se discutió anteriormete, la distribución de probabilidad del desplazamiento de la superficie ζ es aproximadamente normal, sin embargo, cuando se examinan los resultados en aguas someras los perfiles tienden a ser mayores comparados con los de aguas profundas, se agudizan las crestas y se amplían los valles, esto implicar conocer mejores aproximaciones a este problema.

En la literatura se hace mención a dos aproximaciones diferentes para la función de densidad de probabilidad para procesos no Gaussianos. La primera fue propuesto por Longuet–Higgins (1963), éste derivó la función $f(\xi)$ aplicando funciones acumulativas generalizadas, la cual se expresa de la siguiente forma:

$$f(\xi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}\xi^2\right) \left\{ 1 + \frac{\hat{m}_3}{3!} H_3(\xi) + \frac{\hat{m}_4 - 2}{4!} H_4(\xi) + \frac{\hat{m}_5 - 10\hat{m}_3}{5!} H_5(\xi) + \dots \right\} \quad (4.5)$$

donde $H_n(\xi)$ son los polinomios de Hermite,

$$H_n(x) = (-1)^n e^{x^2/2} \frac{d^n}{dx^n} e^{-x^2/2}$$

\hat{m}_n es el n -ésimo momento de la variable estandarizada ξ . Mediante el empleo de los polinomios ortogonales de la ecuación (4.5), ésta puede ser rederivada en la forma:

$$f(\xi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}\xi^2\right) \left\{ 1 + \frac{\gamma_1}{3!} H_3(\xi) + \frac{\gamma_2}{4!} H_4(\xi) + \frac{\hat{m}_5 - 10\gamma_1}{5!} H_5(\xi) + \frac{\hat{m}_6 - 15\hat{m}_4 + 30}{6!} H_6(\xi) + \dots \right\} \quad (4.6)$$

La serie en la ecuación (4.6) se denomina serie de Gram-Charlier del tipo A.

La segunda aproximación para el estudio de funciones de densidad de probabilidad no lineales fue propuesto por Huang *et al.* (1983b).

Huang *et al.* (1983b) suponen que el tren de onda es representado por un espectro de banda angosta y se emplean expansiones de Stokes de tercer orden, de la forma:

$$\zeta(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{2}a^2k + a \cos \chi + \frac{a^2k}{2} \cos 2\chi + \frac{3a^3k^2}{8} \cos 3\chi \quad (4.7)$$

donde a es la amplitud de la onda local, k es el número fijo de onda y χ es la función de fase:

$$\chi = k(x \cos \Theta + y \sin \Theta + \omega t + \varepsilon)$$

Considerando la teoría lineal de onda de Airy, la amplitud de la onda a es descrita por la distribución Rayleigh y la fase ε esta distribuida uniformemente en el intervalo $(-\pi, \pi)$. Es decir, las variables:

$$\zeta_1 = a \cos \chi, \quad \zeta_2 = a \sin \chi$$

se distribuyen de manera normal, con media cero. Al introducir las variables normalizadas Z_1 y Z_2 ;

$$Z_1 = \frac{a}{\sqrt{a^2/2}} \cos \chi, \quad Z_2 = \frac{a}{\sqrt{a^2/2}} \sin \chi$$

se obtiene la distribución de probabilidad conjunta mediante:

$$f(Z_1, Z_2) = \frac{1}{2\pi} \exp \left\{ -\frac{1}{2}(Z_1^2 + Z_2^2) \right\}$$

Empleando un esquema de perturbación la varianza de la variable ζ es:

$$\sigma_\zeta^2 = \frac{\overline{a^2}}{2} (1 + \overline{a^2}k^2)$$

Finalmente, la variable normalizada de la superficie libre toma la forma:

$$\xi = \frac{\zeta - \bar{\zeta}}{\sigma_\zeta} = \frac{Z_1}{\psi} + \frac{k\sigma_\zeta}{\psi} Z_1^2 + \frac{3(k\sigma_\zeta)^2}{8\psi^3} (Z_1^3 - 3Z_1Z_2^2) - \sigma_\zeta k \quad (4.8)$$

donde:

$$\psi = \frac{\sigma_\zeta}{\sqrt{a^2/2}} = 1 + (\sigma_\zeta k)^2$$

4.1.3 Distribución de probabilidad del desplazamiento de superficie con profundidad finita

El sesgo γ_1 , es el parámetro dominante para el estudio de las características no Gaussianas en aguas costeras. La evaluación realizada por Ochi y Wang (1984) representan el sesgo γ_1 como función de

la profundidad del agua y severidad expresada en términos de la altura significativa H_s . Mediante el uso de los datos de ARSLOE propuso:

$$\gamma_1 = 1.16 \exp(-0.42h)H_s^p \quad (4.9)$$

donde $p = 0.74h^{0.59}$, tanto la profundidad como la altura significativa están dadas en metros. La kurtosis γ_2 puede ser expresado como función de γ_1 .

$$\gamma_2 = \begin{cases} -0.15 + 1.10(\gamma_1 - 0.2)^{1.17}; & \text{para } 0.2 \leq \gamma_1 < 0.5 \\ -0.15 + 1.10(\gamma_1 - 0.2)^{1.17} + 1.48(\gamma_1 - 0.5)^{1.47}; & \text{para } \gamma_1 \geq 0.5 \end{cases} \quad (4.10)$$

Massel (1996) sugiere que los parámetros γ_1 y γ_2 , utilizando las relaciones de Cieřlikiewicz y Thai (1991):

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= 5.73 \exp \left[1.81 \ln \left(\frac{H_s}{h} \right) \right] \\ \gamma_2 &= 1.59 \exp [1.70 \ln(\gamma_1)] - 3.05 \end{aligned} \quad (4.11)$$

Un método alternativo es la extensión del método de Huang *et al.* (1983b). Los resultados propuestos son:

$$f(\xi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2}A^2 \right] \left\{ B \left(\frac{1}{\sqrt{C}} - \frac{3}{2} \frac{(k\sigma_\zeta)^2}{\psi^2} \frac{D^2}{C^{5/2}} - \frac{(k\sigma_\zeta)^2 E}{\psi} \frac{1}{C^{3/2}} \right) \right\} \quad (4.12)$$

donde,

$$\begin{aligned} \xi &= (\zeta - \bar{\zeta})/\sigma_\zeta \\ A &= \psi \left\{ \xi - k\sigma_\zeta [(F_0 + F_1)\xi^2 - F_0] + (k\sigma_\zeta)^2 [2(F_0 + F_1)^2 \xi^3 - \frac{3}{8}F_2 \xi^3 - 2F_0(F_0 + F_1)\xi] \right\} \\ B &= \left\{ 1 - 2k\sigma_\zeta (F_0 + F_1)\xi + (k\sigma_\zeta)^2 [6(F_0 + F_1)^2 - \frac{9}{8}F_2] \xi^2 - 2(k\sigma_\zeta)^2 F_0(F_0 + F_1) \right\} \psi \\ C &= 1 + 2(k\sigma_\zeta)AD \\ D &= F_1 - k\sigma_\zeta (2F_0F_1 + 2F_1 - \frac{9}{8}F_2) \xi \\ E &= 2F_1(F_0 + F_1) - \frac{9}{8}F_2 \\ \psi &= \sqrt{1 + (k\sigma_\zeta)^2 F_0 F_3} \\ F_0 &= \coth kh \\ F_1 &= 3 \coth kh / (4 \sinh^2 kh) \\ F_2 &= 1 + 3/(\sinh^3 kh) + 3/(\sinh^4 kh) + 9/(8 \sinh^6 kh) \\ F_3 &= 1 + (1 + 3/(2 \sinh^2 kh))^2 \end{aligned}$$

4.2 Altura de ola

Debido a las dificultades de medir de manera directa la amplitud de la onda, en ingeniería de costas y oceanografía se emplea la altura, utilizando el supuesto que el estado de mar es representado por un espectro de banda angosta, se puede establecer que: $H \approx 2A$. Bajo este criterio, se puede establecer que la distribución de la altura de ola esta dado por:

$$f(H) = \frac{H}{4\sigma_\zeta^2} \exp \left(-\frac{H^2}{8\sigma_\zeta^2} \right) \quad (4.13)$$

o

$$f(\xi) = \frac{1}{4}\xi \exp\left(-\frac{1}{8}\xi^2\right) \quad (4.14)$$

donde,

$$\xi = \frac{H}{\sigma_\zeta}$$

Los momentos de altura de ola son representados por:

$$E[H^m] = \overline{H^m} = 2^{3m/2}\sigma_\zeta^m \Gamma\left(1 + \frac{m}{2}\right) \quad (4.15)$$

En particular, la altura media \overline{H} y altura cuadrática media H_{rms} se obtienen de la ecuación (4.15) si $m = 1$ y $m = 2$, respectivamente:

$$\overline{H} = \sqrt{2\pi}\sigma_\zeta, \quad H_{rms} = 2\sqrt{2}\sigma_\zeta = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\overline{H}$$

Usando estas expresiones, se puede reescribir la distribución de Rayleigh (4.13) como sigue:

$$f(H) = \frac{2H}{H_{rms}^2} \exp\left(-\frac{H^2}{H_{rms}^2}\right) \quad (4.16)$$

o

$$f(H) = \frac{\pi}{2} \frac{H}{\overline{H}^2} \exp\left[-\frac{\pi}{4} \left(\frac{H}{\overline{H}}\right)^2\right] \quad (4.17)$$

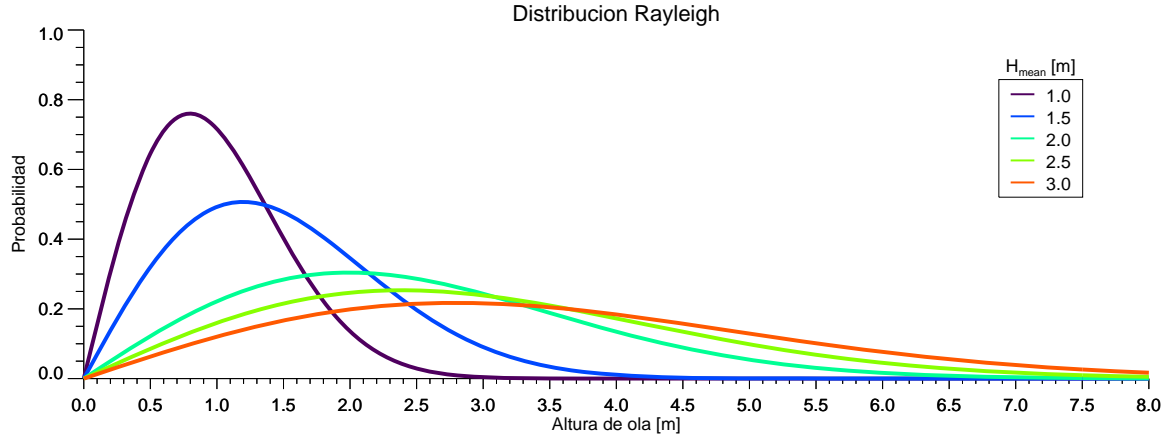


Figura 4.3: Distribución Rayleigh en función de la altura media

Fuente: Elaboración propia

4.2.1 Distribución de probabilidad de altura con profundidad finita

La distribución de probabilidad del desplazamiento de la superficie ζ en aguas profundas y especialmente en aguas someras no es gaussiana. Utilizando las modificaciones de la distribución Rayleigh, en aguas profundas es posible obtener la distribución de altura con profundidad finita. Glukhovskiy (1966) desarrolló una extensión de la distribución Rayleigh para aguas intermedias de la siguiente forma:

$$f(H) = \frac{b}{H} \left(\frac{H}{\bar{H}} \right)^{\frac{1+n}{1-n}} \exp \left[-a \left(\frac{H}{\bar{H}} \right)^{\frac{2}{1-n}} \right] \quad (4.18)$$

donde,

$$a = \frac{\pi}{4 \left(1 + \frac{n}{\sqrt{2\pi}} \right)}; \quad b = \frac{2a}{1-n}$$

El coeficiente n representa la razón entre la altura de ola media y la profundidad del agua con rangos entre 0 y 0.5. Cuando $n = 0$, la distribución de Glukhovskiy (1966) coincide con la distribución Rayleigh. En el límite superior, $n = 0.5$ corresponde al límite en la zona *offshore* y la zona *surf*, en dicho lugar la función de densidad se convierte en:

$$f(H) = \frac{4a_1}{H} \left(\frac{H}{\bar{H}} \right)^3 \exp \left[-a \left(\frac{H}{\bar{H}} \right)^4 \right] \quad (4.19)$$

donde,

$$a_1 = \frac{(2\pi)^{3/2}}{4(1 + 2\sqrt{2\pi})} \approx 0.654$$

Normalizando la distribución de probabilidad (4.19) y usando la altura cuadrática media H_{rms} ,

$$H_{rms}^2 = \int_0^{\infty} H^2 f(H) dH \quad (4.20)$$

$$H_{rms} = \gamma \bar{H} \quad (4.21)$$

Si $\alpha = 1/(1-n)$ tenemos que la expresión anterior se convierte en:

$$\gamma = \left\{ b \int_0^{\infty} x^{\alpha+1} \exp(-a^\alpha x) dx \right\}^{1/2} \quad (4.22)$$

Gradshteyn y Ryzhik (1980) a partir de la integración de la ecuación (4.20) obtienen:

$$\gamma = \left[\frac{b}{\alpha} a^{-(1+2/\alpha)} \Gamma \left(1 + \frac{2}{\alpha} \right) \right]^{1/2} \quad (4.23)$$

Utilizando las ecuaciones (4.21) y (4.23) en la ecuación (4.19), la función de densidad de probabilidad para la altura normalizada $\xi = H/H_{rms}$ tiene la forma:

$$f(\xi) = b\gamma^\alpha \xi^{\alpha-1} \exp[-a\gamma^\alpha \xi^\alpha] \quad (4.24)$$

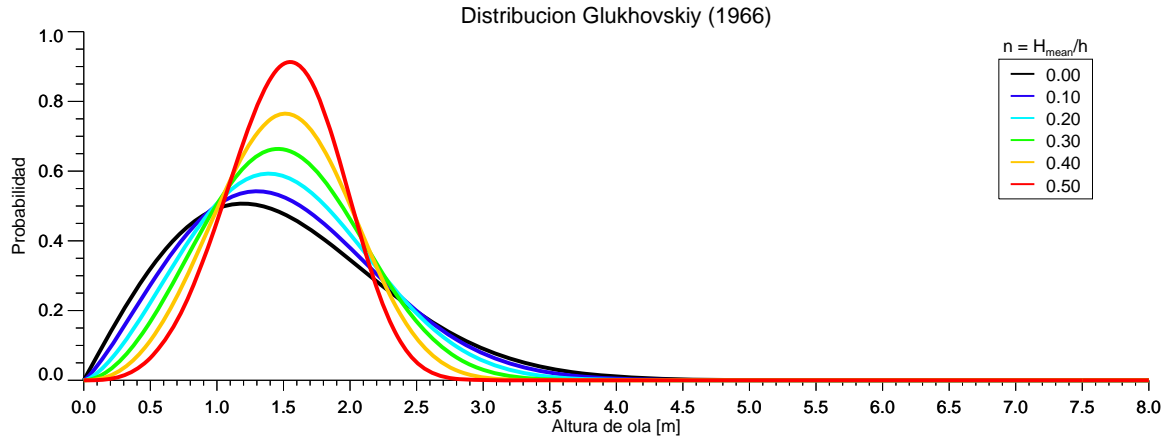


Figura 4.4: Función de densidad de probabilidad de Glukhovskiy para n en el rango de 0 a 0.5 con paso de 0.1

Fuente: Elaboración propia

4.3 Período de ola

Debido a que en el diseño de estructuras en el medio ambiente marino y su posterior construcción y mantenimiento se requiere estimar de manera adecuada la distribución de los períodos, así como la distribución conjunta con la altura de ola. Otra distribución también a ser estudiada es la altura y pendiente; la cuales se relacionan con el rompimiento y la ocurrencia del *whitecapping*.

4.3.1 Distribución conjunta de alturas y períodos

Longuet-Higgins (1983b) define el período como un intervalo de tiempo entre dos ascensos sucesivos por cero y la altura corresponde a la diferencia entre el máximo y el mínimo en ese intervalo. Las distribuciones son aplicables a un espectro de banda angosta, cuando el parámetro de ancho de banda es $v^2 \leq 0.36$.

Para la forma adimensional de las variables $\xi = H/\sqrt{m_0}$ y $\tau = T/\bar{T}$, donde \bar{T} es el período medio del espectro asociado a la frecuencia media, es decir, $\bar{T} = 2\pi m_0/m_1$; toma la forma:

$$f_2(\xi, \tau) = C_L \left(\frac{\xi}{\tau} \right)^2 \exp \left\{ -\frac{\xi^2}{8} \left[1 + \frac{1}{v^2} \left(1 - \frac{1}{\tau} \right)^2 \right] \right\} \quad (4.25)$$

donde,

$$C_L = \frac{1}{4\sqrt{2\pi v} [1 + (1 + v^2)^{-1/2}]}$$

Para v pequeño la distribución es simétrica con respecto a $\tau = 1$. En el límite $v \rightarrow 0$ la ecuación (4.25) se reduce a:

$$f_2(\xi, \tau) = \frac{1}{8\sqrt{2\pi v}} \xi^2 \exp \left\{ -\frac{\xi^2}{8} \left[1 + \left(\frac{\tau - 1}{8} \right)^2 \right] \right\} \quad (4.26)$$

la cual fue propuesta por Longuet-Higgins (1978). Cuando el valor de v se incrementa, la función de densidad se muestra asimétrica con respecto a τ . La posición del máximo de $f_2(\xi, \tau)$ está dado por:

$$\xi = \frac{2\sqrt{2}}{\sqrt{1+v^2}}, \quad \tau = \frac{1}{\sqrt{1+v^2}}$$

El valor de $f_2(\xi, \tau)$ en este punto es:

$$[f_2(\xi, \tau)]_{\max} = \frac{8}{e} C_L (1+v^2)$$

Cavanie *et al.* (1976) proponen una distribución conjunta basado en la densidad de probabilidad triple $f_3(\zeta, \dot{\zeta}, \ddot{\zeta})$. Después de la transformación de variables, esta se convierte en:

$$f_2(\xi, \tau) = C_{CA} \frac{\xi^2}{\tau^5} \exp \left\{ -\frac{\xi^2}{8\varepsilon^2\tau^4} \left[\left(\tau^2 - \frac{1-\varepsilon^2}{1+v^2} \right)^2 + \beta^2 \left(\frac{1-\varepsilon^2}{1+v^2} \right) \right] \right\} \quad (4.27)$$

donde,

$$\begin{aligned} C_{CA} &= \frac{1}{4} (1-\varepsilon^2) (2\pi)^{-1/2} \varepsilon^{-1} \alpha^{-1} (1+v^2)^{-2} \\ \alpha &= [1 + (1-\varepsilon^2)^{1/2}] / 2 \\ \beta &= \varepsilon / (1-\varepsilon^2)^{1/2} \end{aligned}$$

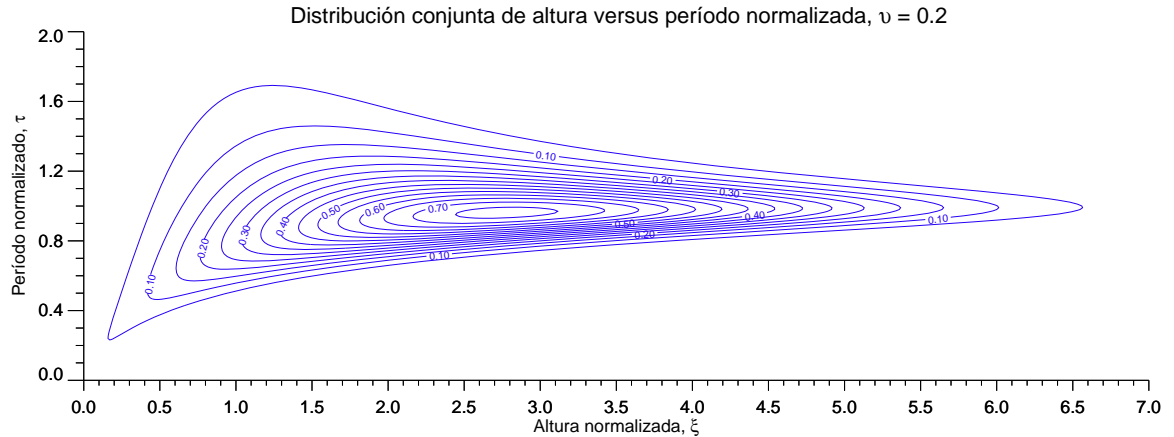


Figura 4.5: Contornos de densidades de probabilidad $f_2(\xi, \tau)$ para $v = 0.2$

Fuente: Elaboración propia

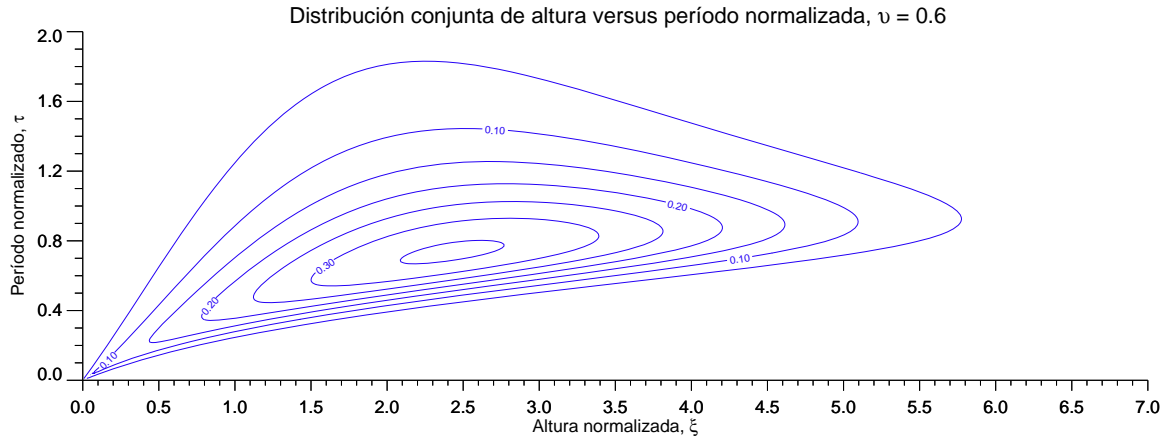


Figura 4.6: Contornos de densidades de probabilidad $f_2(\xi, \tau)$ para $v = 0.6$

Fuente: Elaboración propia

4.3.2 Distribución de probabilidad para período de ola

La función de densidad de probabilidad para el período T , sin considerar la altura H , se determina por integración de $f_2(\xi, \tau)$ con respecto a ξ en el intervalo $0 < \xi < \infty$. Usando la distribución propuesta por Longuet-Higgins (1983) se obtiene:

$$f(\tau) = \frac{4\sqrt{2\pi}C_L}{\tau^2} \left[1 + \frac{1}{v^2} \left(1 - \frac{1}{\tau} \right)^2 \right]^{-3/2} \quad (4.28)$$

La distribución es simétrica y depende de los momentos inferiores m_0 , m_1 y m_2 de la función de densidad espectral. La moda de la distribución decrece con:

$$\tau_m = \frac{2}{\sqrt{9 + 8v^2} - 1} \quad (4.29)$$

Si la altura de ola es conocida, la función de la probabilidad asociada al período se representa por la función de densidad condicional $f(\tau|\xi)$, es decir:

$$f(\tau|\xi) = \frac{\xi}{2\sqrt{2\pi}v\tau^2\Phi\left(\frac{\xi}{2v}\right)} \exp\left[-\frac{\xi^2}{8v^2}\left(1 - \frac{1}{\tau}\right)^2\right] \quad (4.30)$$

El valor más probable para el período asociado con una altura de ola conocida, resulta de la condición $\partial f/\partial\tau = 0$, es decir:

$$\tau_m = \frac{2}{1 + \sqrt{1 + \frac{32v^2}{\xi^2}}} \quad (4.31)$$

Para valores grandes de ξ , el valor más probable para el período de la ola se aproxima al valor $\tau = 1$ ($T = \bar{T}$). Por otro lado, para valores pequeños de ξ se tiene $\tau \approx \xi/2\sqrt{2}v$.

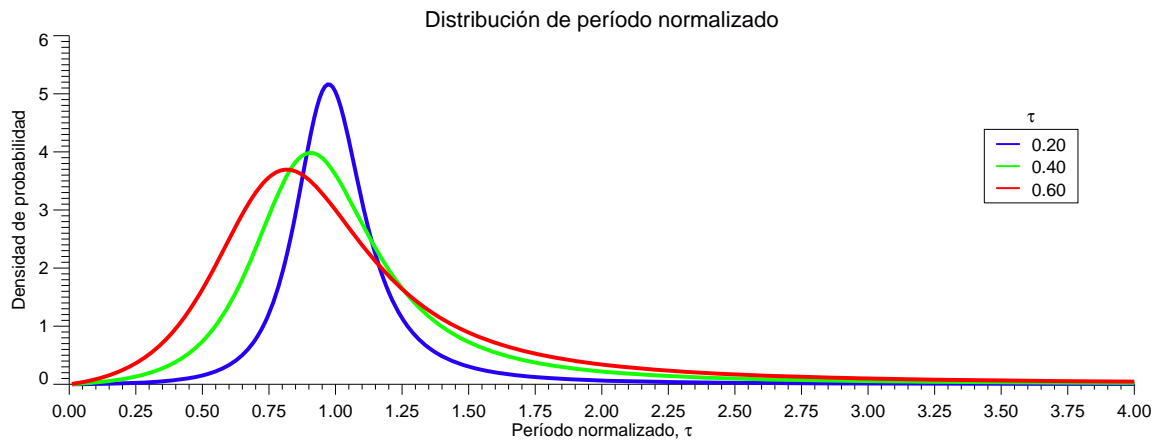


Figura 4.7: Funciones de densidad de probabilidades para períodos de ola para $v = 0.2, 0.4$ y 0.6

Fuente: Elaboración propia

5. PROPIEDADES ESPECTRALES DEL OLAJE

5.1 Introducción

A continuación se definen conceptos del espectro de oleaje según Massel (1996). El espectro de frecuencias resultante depende de factores externos en la generación de oleaje, entre ellos podemos citar: velocidad del viento, longitud del *fetch*, persistencia del viento en la zona de generación, profundidad del agua, presencia de oleajes tipo *swell* y etapa de la tormenta. Así como mecanismos internos del campo de oleaje, que pueden presentarse en forma de interacciones no lineales entre las componentes, disipación de energía debido al rompimiento o fricción con el fondo.

5.2 Espectro de frecuencia de energía

Según Massel *op cit.* el espectro de energía alcanza su máximo con la frecuencia $\omega = \omega_p$ y decrece tanto para las bajas y altas frecuencias. La frecuencia más baja para ondas gravitatorias de viento es aproximadamente de 0.03 [Hz]. En el otro extremo la frecuencia más alta para las olas de viento, que se puede asilar es 13.6 [Hz], que son ondas cuya principal fuente de restauración es la tensión superficial, estas ondas son conocidas en la literatura como “ondas capilares”.

Un hecho relevante es que el espectro de energía del oleaje a menudo muestra una cierta regularidad, dado que sigue leyes de potencia de la forma $S(\omega) \sim \omega^{-n}$ para alguna potencia n , ver Massel (1996).

Así, del espectro de energía del oleaje es obtener una completa descripción sólo cuando el fenómeno es considerado como la superposición de muchas componentes sinusoidales, sin embargo, en aguas someras esto no ocurre ya que en esta zona las olas agudizan más sus crestas y profundizan más sus valles originando nuevos componentes armónicos y nuevas interacciones entre ondas, lo que se refleja con la aparición de picos adicionales en el espectro, que por lo general, se aprecia en la banda de alta frecuencia.

Finalmente se discuten formas de dispersión direccionales de energía, utilizadas comúnmente.

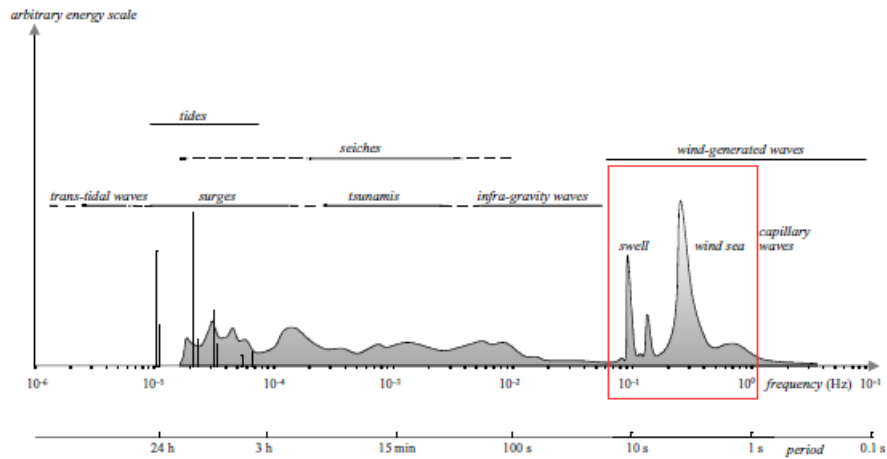


Figura 5.1: Distribución de energía en el espectro de frecuencias $S(\omega)$

Fuente: Tomado de L. H. Holthuijsen (2007)

5.2.1 Momentos espectrales y anchura espectral

Sea la función $S(\omega)$, que representa la distribución de energía en el dominio de la frecuencia.

$$S(\omega) = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega = \sigma_{\zeta}^2 = m_0 \quad (5.1)$$

La varianza σ_{ζ}^2 conocida como el momento cero del espectro. Los momentos m_n son definidos por:

$$m_n = \int_0^{\infty} \omega^n S(\omega) d\omega \quad (5.2)$$

El momento m_1 se utiliza para determinar la frecuencia media de la ola y el período medio, es decir,

$$\bar{\omega} = \frac{m_1}{m_0}, \quad \bar{T} = \frac{2\pi}{\bar{\omega}} = 2\pi \frac{m_0}{m_1} \quad (5.3)$$

La frecuencia media de cruce ascendente a través del nivel medio $\bar{\omega}_0$ (y período de cruce ascendente por cero, \bar{T}_0).

$$\bar{\omega}_0 = \sqrt{\frac{m_2}{m_0}}, \quad \bar{T}_0 = \frac{2\pi}{\bar{\omega}_0} = 2\pi \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad (5.4)$$

El parámetro v^2 es una medida del ancho espectral, indica que si toda la energía se encuentra concentrada en una sola frecuencia ($\omega = \bar{\omega}$), entonces $v^2 \rightarrow 0$. En el caso que la energía se encuentre ampliamente distribuida, v^2 se incrementa.

$$v^2 = \frac{m_0 m_2}{m_1^2} - 1 \quad (5.5)$$

Otra medida del ancho espectral aparece cuando se desarrollan las estadísticas de amplitud de oleaje. El parámetro ε^2 fue definido por primera vez por Cartwright, D.E. y Longuet-Higgins, M.S. (1956) como:

$$\varepsilon^2 = \frac{m_0 m_4 - m_2^2}{m_0 m_4} \quad (5.6)$$

De la ecuación (5.6) se tiene que $0 \leq \varepsilon \leq 1$.

El punto de máxima concentración de energía (ω_p), es posible a través la siguiente expresión:

$$\omega_p = \frac{\int_0^{\infty} \omega^4 S(\omega) d\omega}{\int_0^{\infty} S(\omega) d\omega} \quad (5.7)$$

5.3 Espectros sintéticos de frecuencia típicos

La forma general de la función de densidad espectral es:

$$S(\omega) = A\omega^{-p} \exp[-B\omega^{-q}] \quad (5.8)$$

donde A , b , p y q son parámetros libres. Los momentos espectrales se pueden definir como:

$$m_n = AB^{(n-p+1)/q} \left(\frac{1}{q}\right) \Gamma\left(\frac{p-n-1}{q}\right) \quad (5.9)$$

donde $\Gamma()$ es la función Gamma.

5.3.1 Espectro de Pierson-Moskowitz

Este espectro fue propuesto por Pierson y Moskowitz (1964) y utiliza los valores de velocidad del viento con los descubrimientos teóricos realizados por Phillips (1958) y Kitaigorodskii (1962), y cuya forma es:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left[-B\left(\frac{g}{\omega U}\right)^4\right] \quad (5.10)$$

donde $\alpha = 8.1 \times 10^{-3}$, $B = 0.74$ y U es la magnitud del viento a 19.5 [m] sobre la superficie.

Así el espectro obtenido es controlado sólo por la magnitud del viento, es por ello que fue propuesto para estados de mar completamente desarrollados, es decir, cuando la velocidad de fase es igual a la velocidad del viento.

La frecuencia *peak* ω_p está dada por:

$$\omega_p = \frac{4^{7/4}}{5} \Gamma\left(\frac{5}{4}\right) \bar{\omega}$$

Otra forma de escribir el espectro de Pierson-Moskowitz (Ecuación 5.10) es:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right)^{-4}\right] \quad (5.11)$$

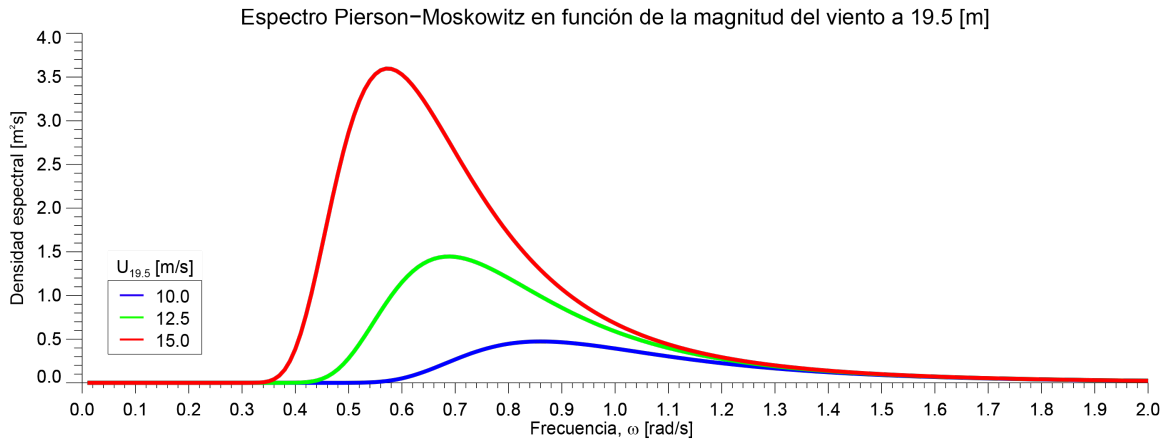


Figura 5.2: Distribución de energía en espectro de frecuencia $S(\omega)$ de Pierson-Moskowitz en función de la velocidad del viento

Fuente: Elaboración propia

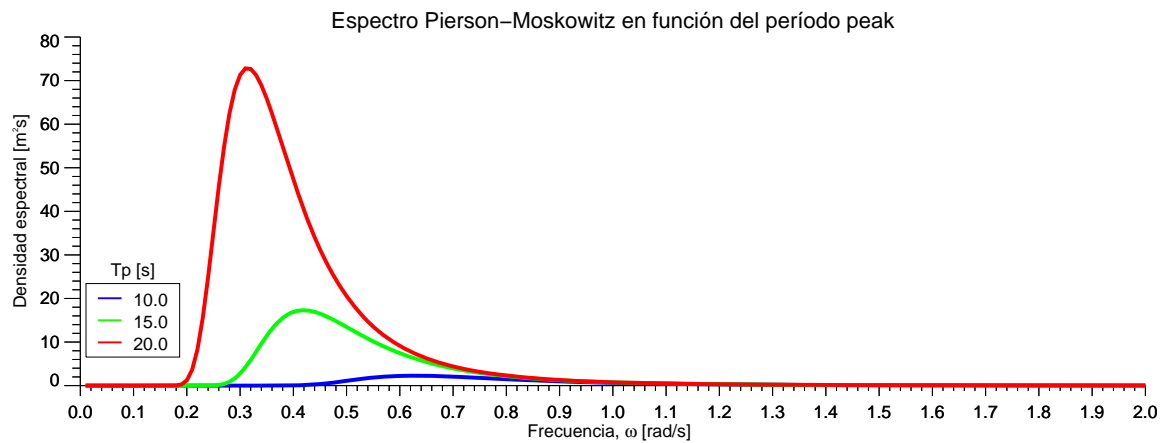


Figura 5.3: Distribución de energía en espectro de frecuencia $S(\omega)$ de Pierson-Moskowitz en función del período *peak*

Fuente: Elaboración propia

5.3.2 Espectro JONSWAP y sus modificaciones

El espectro JONSWAP extiende la idea propuesta por Pierson-Moskowitz (1964) con el fin de incluir las condiciones de *fetch* limitado. Los resultados se basan en una extensa campaña de mediciones de oleaje en el Mar del Norte durante los años 1968 y 1969 (*Joint North Sea Wave Project*). La forma espectral es:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{\omega}{\omega_p} \right)^{-4} \right] \gamma^\delta \quad (5.12)$$

donde

$$\delta = \exp \left[-\frac{(\omega - \omega_p)^2}{2\sigma_0^2 \omega_p^2} \right]$$

El espectro contiene 5 parámetros, que son los siguientes α , γ , δ , ω_p y $\sigma_0 = \sigma'_0$ para $\omega \leq \omega_p$ y $\sigma_0 = \sigma''_0$ para $\omega > \omega_p$, los cuales deben ser conocidos *a priori*. Para el término γ^δ es un factor de acentuamiento al *peak* del espectro de Pierson-Moskowitz y representa las condiciones más estrechas y agudas. El parámetro γ describe el grado de este acentuamiento y σ_0 el ancho en esta región cercana al *peak* espectral.

El espectro JONSWAP medio se representa con los siguientes valores; $\gamma = 3.3$, $\sigma'_0 = 0.07$ y $\sigma''_0 = 0.09$ mientras que α y ω_p están dados por:

$$\alpha = 0.076 \left(\frac{gX}{U^2} \right)^{-0.22} \quad (5.13)$$

y

$$\omega_p = 2\pi \left(\frac{g}{U} \right) \left(\frac{gX}{U^2} \right)^{-0.33} \quad (5.14)$$

El espectro JONSWAP se aproxima asintóticamente al espectro Pierson-Moskowitz para *fetch* grandes.

Hasselmann *et al.* (1976) reanalizó el conjunto de espectros de Pierson-Moskowitz usando los mismos parámetros de ajuste del espectro JONSWAP, comprobando que más de la mitad de los espectros contenían múltiples *peaks*. Después de excluir estos datos del análisis el factor de acentuamiento medio del *peak* es $\gamma = 1.4$. Estos resultados indican que la transición al espectro completamente desarrollado ocurre en etapas finales del crecimiento del oleaje.

Un conjunto de datos independientes a los de Hasselmann *et al.* (1976) determina un valor de $\gamma = 1.7$ como límite del espectro Pierson–Moskowitz. Permitiendo que σ'_0 y σ''_0 varíen, y asumiendo que la forma de Pierson-Moskowitz es correcta, Lewis y Allos (1990) encontraron que:

$$\gamma = 17.54\xi^{-0.284} = 5.87v^{0.86} \quad (5.15)$$

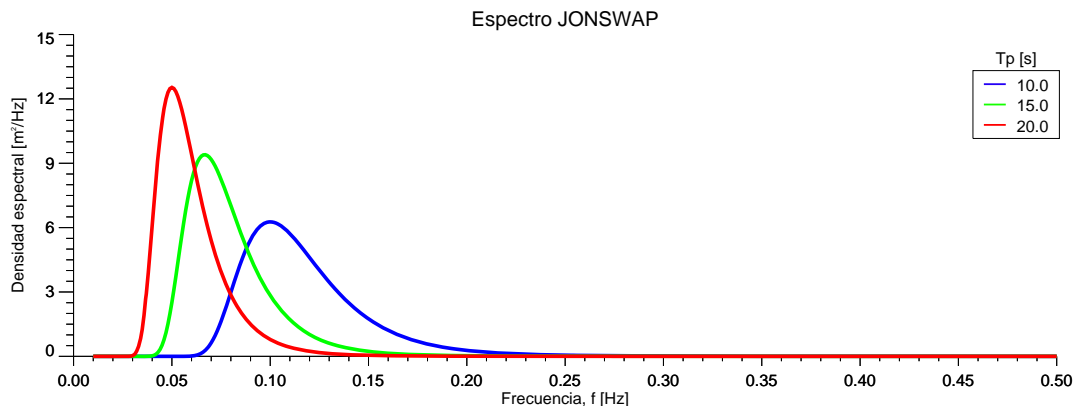


Figura 5.4: Distribución de energía en el espectro de frecuencia $S(f)$ de JONSWAP para períodos $T_p = 10, 15$ y 20 [s]

Fuente: Elaboración propia

5.3.3 Espectro TMA

Es una extensión del espectro JONSWAP propuesta por Kitaigorodskii *et al.* (1975) utilizando un factor de similitud de escala y la posibilidad de crecimiento del oleaje en aguas de profundidad finita. Este factor de escala en el espectro JONSWAP es:

$$S(\omega, h) = S_J(\omega)\Phi(\omega_h) \quad (5.16)$$

donde $S_J(\omega)$ es la forma espectral de JONSWAP y $\Phi(\omega_h)$ se representa por:

$$\Phi(\omega_h) = f^{-2} \left[1 + \frac{2\omega_h f}{\sinh(2\omega_h f)} \right] \quad (5.17)$$

donde, en aguas profundas $\omega_h \rightarrow \infty$ y por lo tanto $r(\omega_h) \rightarrow 1$; en aguas someras $\omega_h \rightarrow 0$ y $r(\omega_h) \rightarrow 0.5\omega_h$. El factor de similitud de escala se expresa como:

$$\Phi(\omega_h) = \begin{cases} \frac{1}{2}\omega_h^2; & \text{si } \omega_h \leq 1 \\ 1 - \frac{1}{2}(2 - \omega_h)^2; & \text{si } 1 < \omega_h < 2 \\ 1.0; & \text{si } \omega_h \geq 2 \end{cases} \quad (5.18)$$

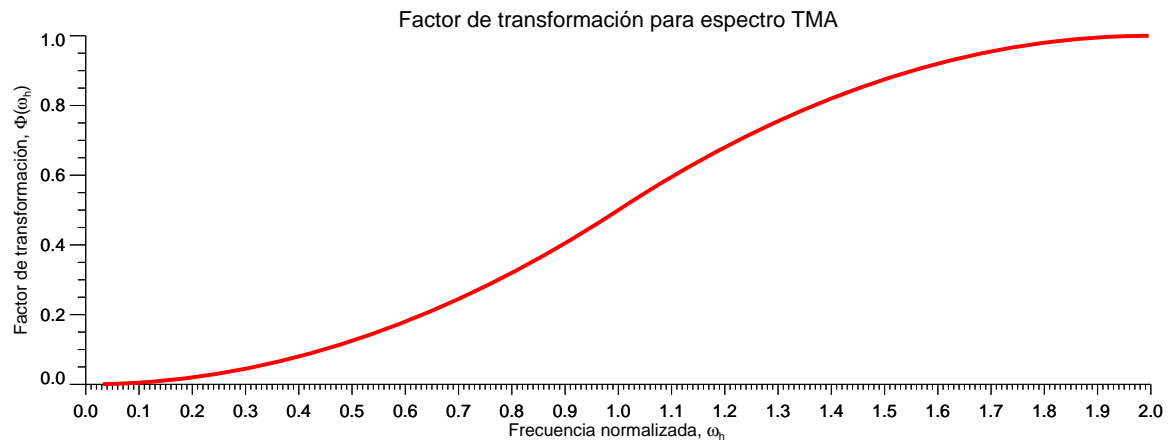


Figura 5.5: Factor de transformación como una función de la frecuencia adimensional ω_h , Kitaigorodskii *et al.*, 1975

Fuente: Elaboración propia

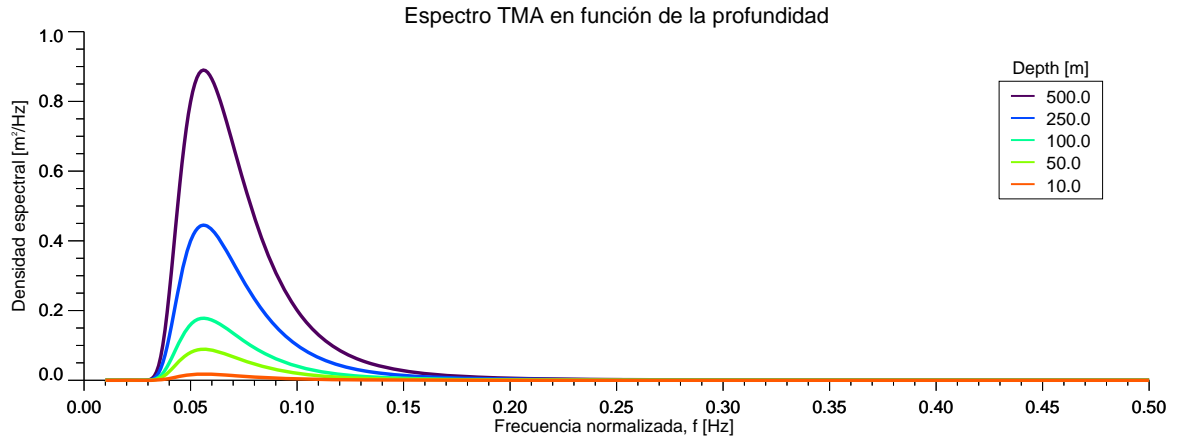


Figura 5.6: Distribución de energía en espectro de frecuencia $S(\omega)$ en espectro TMA para período $T_p = 20$ [s] y profundidades $h = 500, 250, 100, 50$ y 10 [m]

Fuente: Elaboración propia

5.3.4 Espectros multipeak

Las mediciones de oleaje oceánico a menudo muestran espectros con más de una frecuencia *peak*. Varios mecanismos pueden contribuir a este comportamiento, el más común es la superposición de varios sistemas de oleaje en un punto de observación, por ejemplo: olas generadas localmente (*sea*) en conjunto con los *swell* de generación remota.

En aguas someras, los mecanismos de interacción no lineal se manifiestan por sí mismos en forma de *peaks* adicionales a los armónicos altos más allá de la frecuencia principal.

Cabe señalar que los espectros multipeak no pueden ser representados por los modelos previamente discutidos. Por simplicidad se representan mediante descomposición en dos partes: la componente principal energética y la componente de alta frecuencia. Strekalov y Massel (1976) proponen que esta descomposición en su forma adimensional es:

$$\tilde{S}\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right) = \tilde{S}_e\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right) + \tilde{S}_n\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right) \quad (5.19)$$

donde,

$$\begin{aligned} \tilde{S}_e\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right) &= A \exp\left[-B\left(\frac{\omega}{\omega_p} - 1\right)^2\right] \\ \tilde{S}_n\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right) &= C\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right)^{-n} \exp\left[-7.987\left(\frac{\omega}{\omega_p}\right)^{-m}\right] \end{aligned}$$

Las componentes espectrales $\tilde{S}_e(\omega/\omega_p)$ y $\tilde{S}_n(\omega/\omega_p)$ son normalizadas utilizando la frecuencia *peak* ω_p y la varianza σ_ζ^2 , con estas condiciones, los parámetros libres son $A = 1.835$, $B = 22.222$, $C = 4.211$, $n = 5$ y $m = 8$.

Ochi y Hubble (1976) proponen otra aproximación para un espectro multipeak, dicha forma espectral

tri-paramétrica es:

$$S(\omega) = \frac{\left(\frac{4\lambda+1}{4}\omega_p^4\right)^\lambda}{4\Gamma(\lambda)} \frac{H_s^2}{\omega^{4\lambda+1}} \exp\left[-\left(\frac{4\lambda+1}{4}\right)\left(\frac{\omega_p}{\omega}\right)^4\right] \quad (5.20)$$

donde, H_s es la altura significativa.

La combinación de los dos conjuntos espectrales, generan una componente de baja frecuencia y otra componente de alta frecuencia, sumando ambas expresiones se obtiene una representación de seis parámetros:

$$S(\omega) = \sum_{j=1}^2 \frac{\left[(4\lambda_j+1)\omega_{p_j}^4/4\right]^{\lambda_j}}{4\Gamma(\lambda_j)} \frac{H_{s_j}^2}{\omega^{4\lambda_j+1}} \exp\left[-\left(\frac{4\lambda_j+1}{4}\right)\left(\frac{\omega_{p_j}}{\omega}\right)^4\right] \quad (5.21)$$

en el cual $j = 1$ y $j = 2$ representan las componentes de baja y alta frecuencia respectivamente.

Bajo la suposición de un espectro de banda angosta, el valor de λ_1 es mucho mayor que el valor de λ_2 . El valor más común para λ_1 es 2.72, mientras que λ_2 es función de la altura significativa, mediante la siguiente expresión:

$$\lambda_2 = 1.82e^{-H_s/121.5} \quad (5.22)$$

Otra forma de espectros multipeak fue dada por Torsethaugen, K. (1996) cuya forma esta dada por:

$$S^+(\omega) = \sum_{j=1}^2 S_j^+(\omega, H_{m0_i}, \omega_{p_i}, \gamma_i, N_i, M_i, \alpha_i) \quad (5.23)$$

donde, S_j^+ es el espectro en la forma siguiente:

$$S_j^+ = \frac{\alpha g^2}{\omega^M} \exp\left[-\frac{M}{N}\left(\frac{\omega_p}{\omega}\right)^N\right] \gamma^{\exp\left(-\frac{(\omega/\omega_p-1)^2}{2\sigma^2}\right)} \quad (5.24)$$

Los parámetros del espectro Torsethaugen H_{m0_i} , ω_{p_i} , N_i , M_i y α_i para $i = 1, 2$ son la altura significativa, frecuencia angular *peak*, forma espectral y parámetro de normalización para el *peak* primario y secundario, respectivamente.

Dado los parámetros H_{m0} , T_p pueden ser estimados siguiendo los siguientes pasos:

- La distinción entre estados de mar dominados por oleaje *sea* o *swell* se definen mar completamente desarrollado, donde:

$$T_p = T_f = 6.6H_{m0}^{1/3} \quad (5.25)$$

Sí $T_p \leq T_f$, el oleaje *sea* es el que domina en el *peak espectral*, en otros casos es dominado por el *swell*. Para cada tipo existe un período adimensional definido por:

$$\varepsilon_{lu} = \frac{T_f - T_p}{T_f - T_{lu}} \quad (5.26)$$

donde,

$$T_{lu} = \begin{cases} 2\sqrt{H_{m0}} & \text{sí } T_p \leq T_f & \text{Límite inferior} \\ 25 & \text{sí } T_p > T_f & \text{Límite superior} \end{cases}$$

define el valor límite inferior o superior para T_p .

- La altura significativa para cada *peak* esta dado por:

$$H_{m0_1} = R_{pp} H_{m0} \quad (5.27)$$

$$H_{m0_2} = \sqrt{1 - R_{pp}^2} H_{m0} \quad (5.28)$$

$$(5.29)$$

donde,

$$R_{pp} = (1 - A_{10}) \exp \left[- \left(\frac{\varepsilon_{lu}}{A_1} \right)^2 \right] + A_{10}$$

en esta expresión se definen:

$$A_1 = \begin{cases} 0.5 & \text{sí } T_p \leq T_f \\ 0.3 & \text{sí } T_p > T_f \end{cases}$$

$$A_{10} = \begin{cases} 0.7 & \text{sí } T_p \leq T_f \\ 0.6 & \text{sí } T_p > T_f \end{cases}$$

- Los períodos *peak* primarios y secundarios son definidos como:

$$T_{p1} = T_p \quad (5.30)$$

$$T_{p2} = \begin{cases} T_f + 2 & \text{sí } T_p \leq T_f \\ \left[\frac{(M_2(N_2/M_2)^{(N_2-1)/M_2})/\Gamma((N_2-1)/M_2)}{1.28(0.4)^{N_2}(1-\exp(H_{m0_2}/3))} \right]^{1/(N_2-1)} & \text{sí } T_p > T_f \end{cases} \quad (5.31)$$

- Los parámetros de forma espectral están definidos por:

$$N_1 = N_2 = 0.5\sqrt{H_{m0}} + 3.2 \quad (5.32)$$

$$M_i = \begin{cases} 4(1 - 0.7 \exp(-H_{m0}/3)) & \text{sí } T_p > T_f \text{ e } i = 2 \\ 4 & \text{en otro caso} \end{cases} \quad (5.33)$$

- El parámetro de ensanchamiento espectral es definido por:

$$\gamma_1 = 35(1 - 3.5 \exp(-H_{m0}))\gamma_T \quad (5.34)$$

$$\gamma_2 = 1 \quad (5.35)$$

$$(5.36)$$

donde,

$$\gamma_T = \begin{cases} \left(\frac{2\pi H_{m0_1}}{gT_p^2} \right)^{0.857} & \text{sí } T_p \geq T_f \\ (1 + 6\varepsilon_{lu}) \left(\frac{2\pi H_{m0}}{gT_f^2} \right)^{0.857} & \text{sí } T_p > T_f \end{cases}$$

- Finalmente los parámetros de normalización α_i ($i = 1,2$) pueden ser encontrados mediante integración numérica, tal que:

$$\int_0^{\infty} S_J^+(\omega_i, H_{m0_i}, \omega_{p_i}, \gamma_i, N_i, M_i, \alpha_i) d\omega = \frac{H_{m0_i}^2}{16}$$

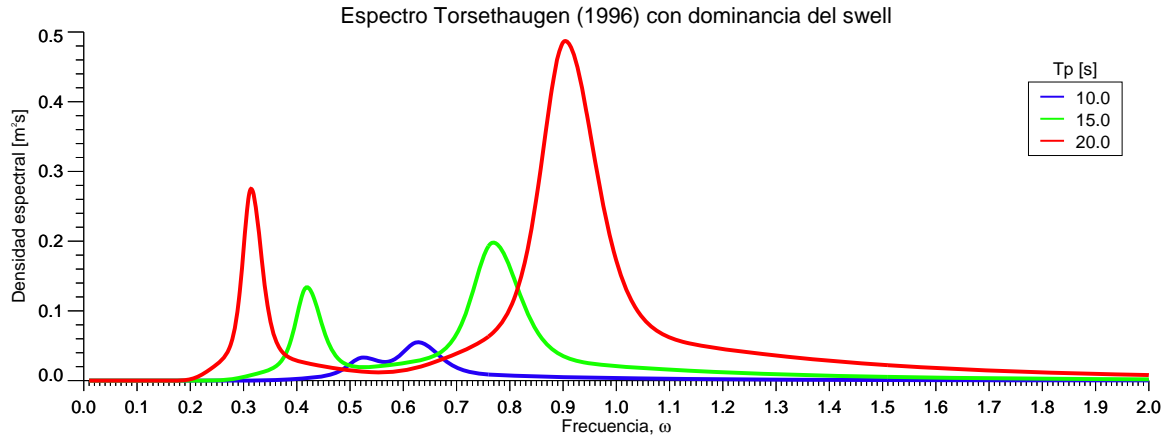


Figura 5.7: Distribución de energía del espectro de frecuencias multippeak $S(\omega)$ con el espectro de Torsethaugen para períodos de oleaje con dominancia del oleaje tipo *swell* $T_p = 10, 15$ y 20 [s]

Fuente: Elaboración propia

5.4 Funciones de dispersión direccional

La dispersión direccional es una propiedad intrínseca en los campos de oleaje aleatorios y es un elemento clave en la comprensión de la mecánica del oleaje, y también en los procesos de generación, propagación y rompimiento.

Una aproximación básica del espectro bidimensional $\hat{S}(\omega, \Theta)$ es la multiplicación del espectro de frecuencia $S(\omega)$ con una función empírica de la dispersión direccional D , la cual puede ser escrita como:

$$\hat{S}(\omega, \Theta) = S(\omega)D(\Theta; \omega, p_1, p_2, \dots)$$

donde p_1, p_2, \dots representan varios parámetros asociados a las funciones de dispersión direccional.

Las funciones de dispersión direccional más usuales son de la forma:

- i. Funciones de potencia coseno.
- ii. Funciones exponenciales.
- iii. Series exponenciales.
- iv. Funciones hiperbólicas.

5.4.1 Modelos de potencia coseno

El primer modelo de dispersión direccional de la energía fue sugerido por Pierson *et al.* (1955):

$$D(\Theta) = \frac{2}{\pi} \cos^2 \Theta, \quad -\frac{\pi}{2} \leq \Theta \leq \frac{\pi}{2} \quad (5.37)$$

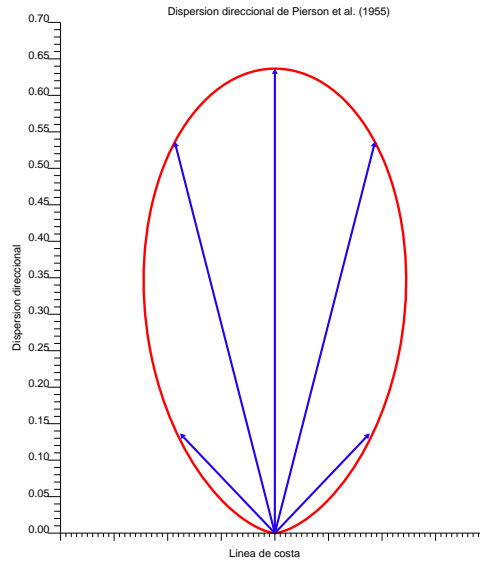


Figura 5.8: Función de dispersión direccional tipo coseno de Pierson (1955)

Fuente: Elaboración propia

Longuet-Higgins *et al.* (1961) basado en estudios de campo realizados con boyas del tipo *pitch and roll* elaboró una función más completa de la dispersión direccional, la forma propuesta es:

$$D(\Theta, s) = \frac{2^{2s-1} \Gamma^2(s+1)}{\pi \Gamma(2s+1)} \cos^{2s} \left(\frac{\Theta - \Theta_0}{2} \right), \quad -\pi \leq \Theta \leq \pi \quad (5.38)$$

o

$$D(\Theta, s) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{\Gamma(1+s_1/2)}{\Gamma[(1+s_1)/2]} \cos^{2s_1}(\Theta - \Theta_0), \quad -\pi/2 \leq \Theta \leq \pi/2 \quad (5.39)$$

donde Θ_0 es la dirección asociada al período *peak*, s y s_1 son funciones empíricas de (U/C) .

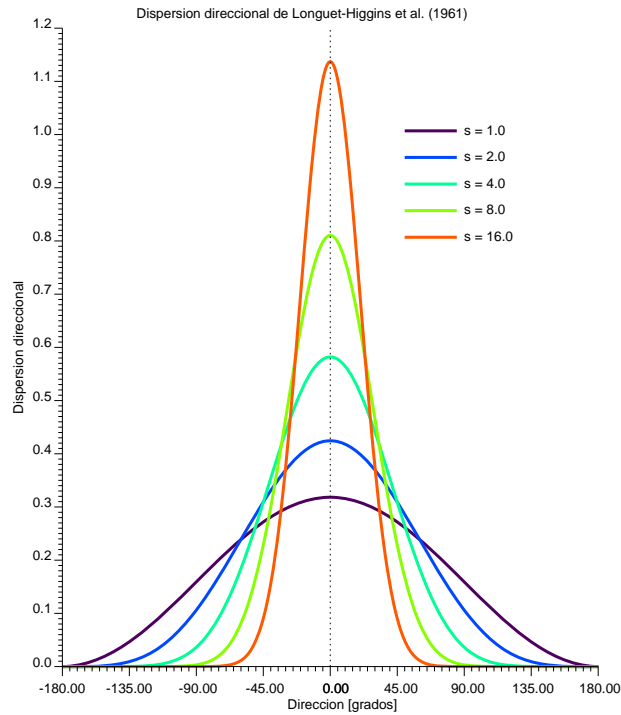


Figura 5.9: Función de dispersión tipo coseno de Longuet-Higgins (1961) con parámetro s dado por Hasselmann *et al.* (1980)

Fuente: Elaboración propia

5.5 Tipos de espectros

Lopatoukhin *et al.* (2002) definieron diferentes tipos de espectros, permitiendo establecer una clasificación con tres clases principales y subclases (Figuras 5.10 a 5.14). Estos son los siguientes:

i. Espectros de un sólo *peak*

En este tipo de espectro prevalece un sólo tipo de oleaje, ya sea el oleaje *sea* o *swell*, por lo tanto se genera un sólo *peak* en la distribución de energía $S(\omega_p, \Theta_p)$.

La separación entre un oleaje tiposea y uno tipo *swell* se puede determinar a partir del parámetro adimensional δ , definido como:

$$\delta = \frac{g\tau_p^2}{H_s} = \frac{\pi^2 g}{\sqrt{m_{00}\omega_p^2}} \quad (5.40)$$

donde,

- m_{00} = momento circular; Kuik *et al.* (1988)
- ω_p = frecuencia *peak* [1/s]
- τ_p = inverso de la frecuencia *peak* [s]
- H_s = altura significativa [m]
- g = aceleración gravitacional (9.81 [m/s²])

Si $\delta > 300$ el espectro es tipo *swell*, en otro caso es del tipo *sea*. También es posible diferenciar el tipo de oleaje a partir del ancho espectral ε . Así cuando ε tiende a cero el oleaje tiende a ser más regular con características de oleaje tipo *swell*. Cuando ε tiende a 1, el oleaje tiende a ser más irregular con características tipo *sea*. Aunque, en condiciones naturales el *swell* tiene valores entre 0.4 a 0.5 y el oleaje tipo *sea* tiene una valor $\varepsilon \sim 0.8$.

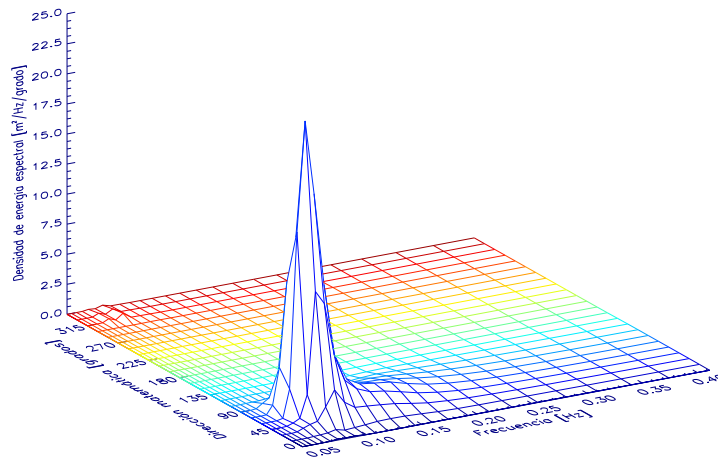


Figura 5.10: Espectro de un solo *peak* en el que prevalecen las condiciones de oleaje del tipo *swell*

Fuente: Elaboración propia

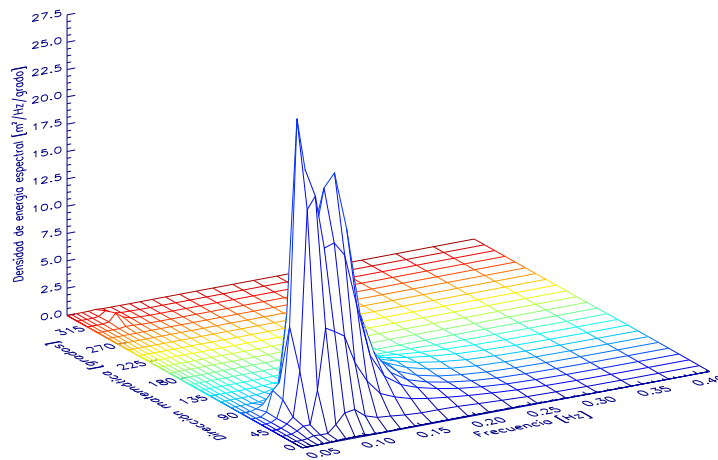


Figura 5.11: Espectro de un solo *peak* en el que prevalece las condiciones de oleaje tipo *sea*

Fuente: Elaboración propia

ii. Espectros de dos *peak*:

Este tipo de espectro se presenta cuando dos tipos de oleajes se superponen. En ellos se reconocen tres subclases dependiendo de los *peaks* del espectro.

(a) Espectro con separación de frecuencia y dirección:

En este caso existen dos máximos pronunciados $(\omega_{p1}, \Theta_{p1})$ y $(\omega_{p2}, \Theta_{p2})$ en el espectro de frecuencia y distribución angular.

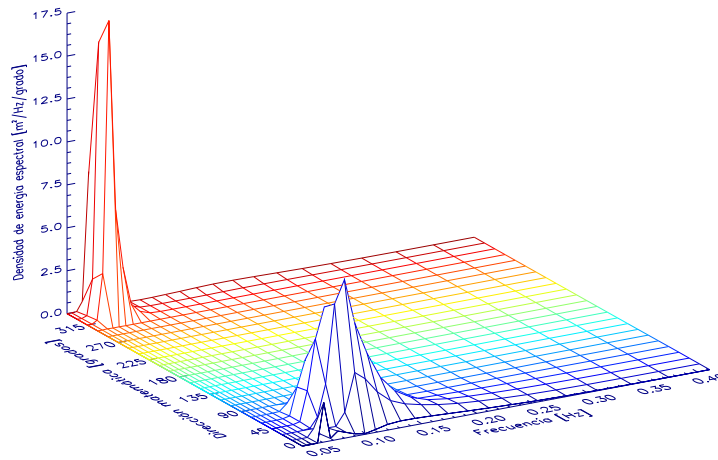


Figura 5.12: Espectro con dos *peak* con separación en frecuencia y dirección

Fuente: Elaboración propia

(b) Espectros con separación sólo en la dirección:

En este caso, sólo hay un *peak* en el espectro de frecuencias y dos *peak* en la dispersión direccional, por lo que el espectro bidimensional toma la forma $S(\omega_{p1}, \Theta_{p1})$ y $S(\omega_{p1}, \Theta_{p2})$.

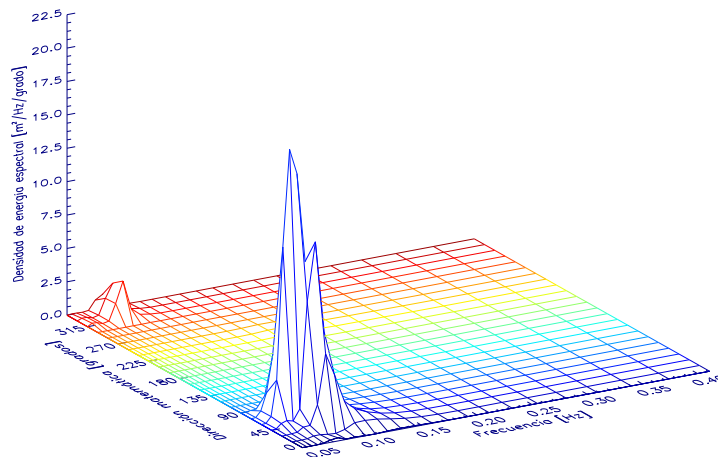


Figura 5.13: Espectro con dos *peak* con separación sólo en la dirección

Fuente: Elaboración propia

(c) Espectros separados sólo por la frecuencia:

La dispersión direccional tiene un sólo *peak* y el espectro de frecuencias posee un *peak* más energético y un segundo *peak* no tan pronunciado.

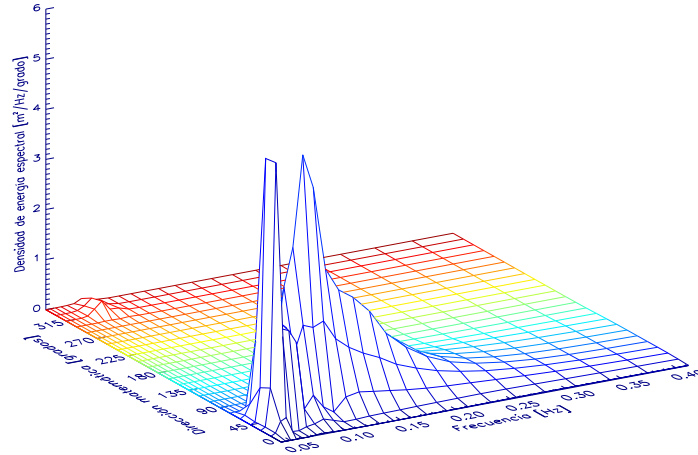


Figura 5.14: Espectro con dos *peak* con separación en frecuencia

Fuente: Elaboración propia

iii. Espectros multipeak (frecuencia, dirección o ambos):

En campos complejos de oleaje suelen haber dos o más fuentes de *swell* y además la dispersión direccional con más de dos *peak* pronunciados.

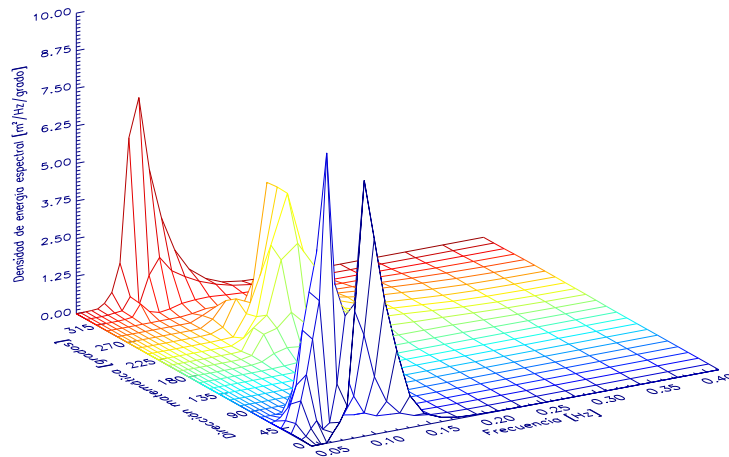


Figura 5.15: Espectro multipeak en general

Fuente: Elaboración propia

5.5.1 Discriminación de los *peak* espectrales

Uno de los inconvenientes del trabajo espectral, es detectar de manera correcta las máximas concentraciones de energía. Una metodología para identificar y seleccionar los casos multimodales está basado en la técnica descrita por Guedes-Soares y Nolasco (1992); donde se considera la

incertidumbre estadística asociada a las estimaciones de densidad de energía esto debido a que existe la probabilidad de que un espectro de un solo *peak* pueda parecer como uno o dos *peak* y viceversa.

El criterio empleado para identificar la existencia de dos o más *peak* se basa en los intervalos de confianza sobre las estimaciones espectrales. Así, si los *peak* de un mismo registro salen de los intervalos de confianza se considera que representa un mismo *peak* real. Sin embargo, para evitar el problema de los “*outliers*”, el criterio también requiere que el máximo del espectro sea un *peak*, si éste se desarrolla durante cuatro bandas de frecuencia consecutivas (si el espaciado corresponde a 0.005 [Hz]) o tres bandas (sí corresponde a 0.01 [Hz]) y decrece en las cuatro próximas o en tres, de acuerdo a los casos de espaciados anteriormente descritos. Además el orden del segundo *peak* no debe ser más bajo del 10% del máximo, aunque este umbral se puede considerar más pequeño en el caso que no exista una tendencia marcada.

Para clasificar los espectros, Drennan *et al.* (2003) utilizaron una clasificación automática basada en sistemas múltiples de oleaje encontrando valores máximos de energía y que asociaron un tren de oleaje. El tren fue limitado por un mínimo cercano al *peak* y con espaciamientos cercanos a los 45° en ambas direcciones respecto al *peak*. El espectro fue dividido hasta en 5 trenes de onda y en cada uno se calcularon los parámetros de paso ascendente por cero y dirección media. Los trenes los identificaron como “*sea*” con el criterio $U_{10} \cos \theta_d > 0.83C_p$ y $|\theta_d| < 45^\circ$, donde θ_d es el ángulo entre el viento y la dirección del oleaje; C_p es la celeridad de la onda asociada al *peak* espectral.

Parte III

Materiales y métodos

6. MATERIALES Y MÉTODOS

A manera de obtener las condiciones de replicidad del trabajo de investigación de la presente Tesis, se detallan los antecedentes referidos a los materiales y metodología utilizada.

6.1 Materiales

6.1.1 Cartas náuticas y otras fuentes batimétricas

Las condiciones batimétricas empleadas para los modelos numéricos ha sido extraída de la información del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile; la información indicada corresponde a los siguientes antecedentes: extensión de la carta náutica, número de carta asignada por el SHOA, escala, proyección empleada, datum de referencia y edición que corresponde a la fecha de los sondeos utilizados. A su vez la empresa Aquacien Ltda. ha facilitado batimetrías de detalle y exploratorias con valor hidrográfico, en el sector de Punta Chungo.

Las cartas hidrográficas son las siguientes:

- i. Bahía de Coquimbo a Bahía de Valparaíso, N°4000.
(Escala 1:500000; Proyección: Mercator; Datum: Provisorio Sudamericano, 1956; Edición: 1984 c/c 2001)
- ii. Aproximación a Rada Chigualoco, Bahía Conchalí y Puerto de Los Vilos, N°4310.
(Escala: 1:50000; Proyección: Mercator; Datum: WGS, 1984; Edición: 2004)
- iii. Bahía Conchalí y Puerto Los Vilos - Puerto Los Vilos, N°4311.
(Escala: 1:15000; Proyección: Mercator; Datum: WGS, 1994; Edición: 2004)
- iv. Bahía Conchalí y Puerto Los Vilos - Terminal Marítimo Punta Chungo, N°4311b.
(Escala: 1:5000; Proyección: Mercator; Datum: WGS, 1984; Edición: 2004)

Información hidrográfica local,

- i. Batimetría Detalle Punta Chungo, realizada por Aquacien Ltda.
- ii. Batimetría Exploratoria Bahía Los Vilos, realizada por Aquacien Ltda.

6.1.2 Herramientas computacionales

En virtud a lo expuesto anteriormente se nombran las características principales de las herramientas computacionales utilizadas tanto para el pre y post-proceso de resultados del modelamiento y caracterización del sector de estudio.

6.1.2.1 Arquitectura computacional

Los cálculos del proceso de modelamiento numérico han sido obtenidos en la siguiente arquitectura computacional de trabajo.

Tabla 6.1: Arquitectura computacional empleada en el modelaje numérico

Componente	: Especificación técnica
Sistema operativo	: Linux Ubuntu, Versión 10.04 u otra distribución
Procesador	: Intel I7 Quad-Core
Cantidad de procesadores	: 8
Velocidad procesador	: 1.333 [GHz]
RAM	: 12 Gb de 800 [MHz]
Longitud de mantisa	: 64 bits

6.1.2.2 INTEL® Compiler Suite

Es un paquete especialmente desarrollado para aplicaciones FORTRAN, adicionalmente cuenta con la potencia de INTEL® C++. Incluye el kernel de la librería matemática que ofrece las funciones de procesamiento matemático optimizado.

El compilador FORTRAN es 100% compatible con sistemas de 32 bits y 64 bits de multinúcleo, además de sorportar las versiones FORTRAN 95, 90, 77 y IV. Además de incluir las características de FORTRAN 2003.

La presente herramienta fue utilizada para el aprovechamiento de todas las capacidades del procesador INTEL instalado en la estación de trabajo, además de mejorar la eficiencia del proceso de depuramiento de rutinas.

6.1.2.3 IDL – Interactive Data Language

Es un lenguaje de programación de cuarta generación, completo y estructurado que combina la capacidad de realización de gráficos avanzados con poderosas rutinas de análisis matemático. Esta formulado en torno a tres ideas fundamentales: lectura de información y entrada de datos, tratamiento y análisis de la información y representación de los datos originales o transformados tras el análisis pertinente.

Este lenguaje de programación ha sido utilizado en el desarrollo de la presente Tesis, con el objeto de pre y post-procesar resultados, creando algoritmos computaciones de lectura y salida de datos, rutinas gráficas, análisis de series de tiempo y post-proceso del modelaje numérico.

6.1.2.4 Global Mapper

Es una herramienta utilizada para el proceso de rectificación de imágenes. Entre otras funciones permite realizar cálculos de distancia y áreas, análisis espectral y contraste de imágenes, cálculos de cortes y rellenos, generación de contornos, comparación de datos de terreno (incluyendo la diferenciación), triangulación y engrillado de datos tridimensionales. Además para tareas repetitivas puede ser realizado a través de un lenguaje propio y conversión funcional en *batch*.

6.1.2.5 Didger

Es una herramienta poderosa que provee una interfaz de fácil uso para la digitalización, referenciación geográfica, reproyección. Esta herramienta fue utilizada para convertir la información contenida en cartografía de carta náutica en un formato digital para poder ser utilizada como entrada a los archivos del modelo numérico.

6.1.2.6 Surfer

Esta herramienta computacional ha sido utilizada para optimizar el proceso de interpolación necesarios para la generación de archivo batimétrico de entrada en los modelos numéricos, así como la visualización pre-eliminar de los campos escalares y vectoriales del modelo estudio.

6.1.3 Herramientas de modelamiento numérico

6.1.3.1 Modelo de transformación de oleaje espectral lineal de fase promediada, SWAN

El modelo seleccionado para estudiar la transformación de oleaje en forma lineal, es SWAN.

La ecuación modelada es la siguiente:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot [(\mathbf{C}_g + \mathbf{u})N] + \frac{\partial C_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial C_\Theta N}{\partial \Theta} = \frac{S_{\text{tot}}}{\sigma} \quad (6.1)$$

El lado izquierdo de la ecuación es la parte cinématica. El segundo término denota la propagación de energía en el espacio bidimensional geográfico (\mathbf{x}), con velocidad de grupo $\mathbf{C}_g = \partial\sigma/\partial\mathbf{k}$ con relación de dispersión $\sigma^2 = g\|\mathbf{k}\| \tanh(\|\mathbf{k}\|h)$, donde \mathbf{k} es el vector de longitud de onda y h es la profundidad del agua. El tercer término representa los efectos de alternancia en las frecuencias debido a las variaciones en profundidad y corrientes promedio. El cuarto término representa la refracción inducida por profundidad y corrientes. Las cantidades C_σ y C_Θ son las velocidades de propagación en el espacio espectral (σ, Θ) . El lado derecho de la ecuación son los términos fuente y sumideros que representa todos los procesos físicos que pueden generar, disipar o redistribuir la energía del oleaje.

El objetivo principal del modelo SWAN es resolver la ecuación de balance de energía espectral sin restricciones previas del espectro para la evolución del crecimiento del oleaje. Esta representa los efectos de propagación espacial, refracción, asomeramiento, generación, disipación e interacciones no lineales onda-onda. SWAN se considera una herramienta de tercera generación, la cual está basada en las mismas formulaciones para los términos fuentes que WAM.

6.1.3.2 Modelo de transformación de oleaje débilmente no lineal de fase resuelta, REF/DIF

En este caso se ha seleccionado el modelo REF/DIF S, el cual es un modelo parabólico desarrollado inicialmente por Kirby y Dalrymple (1983, 1985) para la propagación de ondas no lineales, es decir, de acuerdo al régimen de Stokes de segundo orden, para costas de variación suave en su profundidad.

La ecuación parabólica asume la hipótesis de pendiente suave y es de la forma:

$$2ikCC_g A_x + 2k(k - k_0)A + i \frac{\partial kCC_g}{\partial x} A_x + i \frac{\partial kCC_g}{\partial y} A_y - k(CC_g)K|A|^2 A = 0 \quad (6.2)$$

donde,

- k_0 : número de onda con respecto a una profundidad determinada.
- K : $k^3 CD/C_g$
- D : $[\cosh 4kh + 8 - 2 \tanh^2 kh]/8 \sinh^4 kh$

El modelo de Kirby y Dalrymple incluye fenómenos de asomeramiento, refracción y difracción. Inicialmente fue desarrollado para oleaje monocromático, versiones más recientes permiten la propagación del espectro de oleaje en cada nodo de la malla (REF/DIF S). Se ha incluido también el modelamiento de la rotura del oleaje mediante el modelo estadístico de Kirby y Tuba Ozhan (1994). También se incluye el efecto de la fricción con el fondo de la superficie libre (Phillips, 1966) y por rotura (Dally *et al.*, 1984).

6.1.3.3 Modelo de transformación de oleaje no lineal de fase resuelta, MIKE-BW

Con el objeto de evaluar el proceso de transformación de oleaje manera completamente no lineal escogido el modelo numérico MIKE-BW (*Mike 21 – Boussinesq Wave Module*), el cual fue desarrollado por el Instituto Danés de Hidráulica (*Danish Hydraulic Institute*, DHI) con la capacidad de simular ondas superficiales en la zona costera incluyendo la zona exterior a la *surf zone* y la interior de ésta. Este modelo está basado en las investigaciones teóricas de Madsen *et al.* (1991, 1992, 1997a,b) y Sørensen y Sørensen (2001) y Sørensen *et al.* (2002), las cuales son las soluciones numéricas de las ecuaciones de Boussinesq.

La formulación planteada por el modelo no lineal expresado en términos de la superficie libre ξ y las

componentes de velocidad promediadas en profundidad P y Q , es la siguiente:

$$n \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (6.3a)$$

$$n \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{h} \right) + \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + n^2 gh \frac{\partial \xi}{\partial x} + n^2 P \left[\alpha + \beta \frac{\sqrt{P^2 + Q^2}}{h} \right] + \frac{gP \sqrt{P^2 + Q^2}}{h^2 C^2} + n \Psi_1 = 0 \quad (6.3b)$$

$$n \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{h} \right) + \frac{\partial R_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial R_{xy}}{\partial x} + n^2 gh \frac{\partial \xi}{\partial y} + n^2 Q \left[\alpha + \beta \frac{\sqrt{P^2 + Q^2}}{h} \right] + \frac{gQ \sqrt{P^2 + Q^2}}{h^2 C^2} + n \Psi_2 = 0 \quad (6.3c)$$

La primera ecuación corresponde a la continuidad y la segunda y tercera ecuación es la conservación de momentum en x e y , respectivamente. Ψ_1 y Ψ_2 son los términos dispersivos de Boussinesq.

6.1.4 Descripción de instrumental utilizado

6.1.4.1 RDI WHS600

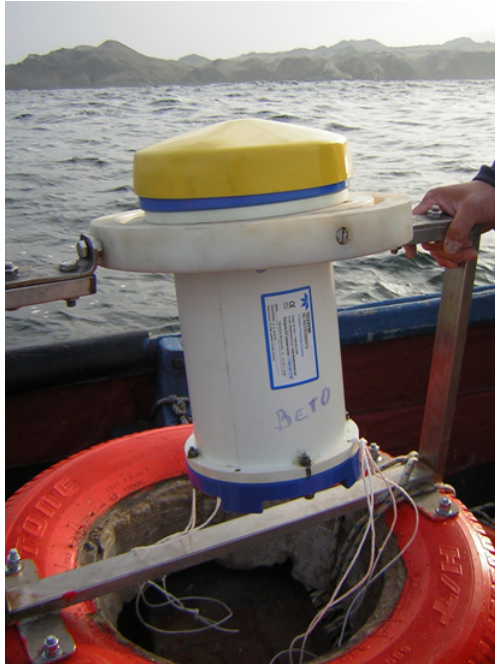


Figura 6.1: Correntómetro ADCP RDI WHS600

Fuente: Registro fotográfico, Aquacien (2010)

Tabla 6.2: Características correntómetro ADCP RDI WHS600 utilizado para el registro de corrientes en Bahía Los Vilos

Especificaciones técnicas	: Correntometro ADCP RDI WHS600
Equipo	: Correntómetro perfilador acústico, marca Teledyne RDI, modelo Workhorse Sentinel 600 [kHz]
Altura	: Altura 0.396 [m] ; Diámetro 0.229 [m]
Sensores	: <i>Temperatura</i> Rango, -5 [°C] a +45 [°C] Precisión, ±0.4 [°C] Resolución, 0.01 [°C] <i>Compás</i> Máximo <i>tilt</i> , ±15° Precisión, ±0.5° Exactitud, ±0.5° Resolución, 0.01° <i>Presión</i> Rango, 0 – 70 [m] (estándar) <i>Frecuencia</i> 0.6 [MHz] <i>Medición de velocidad</i> Horizontal, ±20 [m/s] (máxima) ± 5 [m/s] (por defecto) Precisión 0.3% del valor medido; ±0.3 [cm/s]
Programación	: Número de celdas 50, Espesor de celdas, 0.5 [m] Intervalo de muestreo, 180 [min] Intervalo de promediación, 34 [min]
Profundidad	: 18 [m] aproximadamente

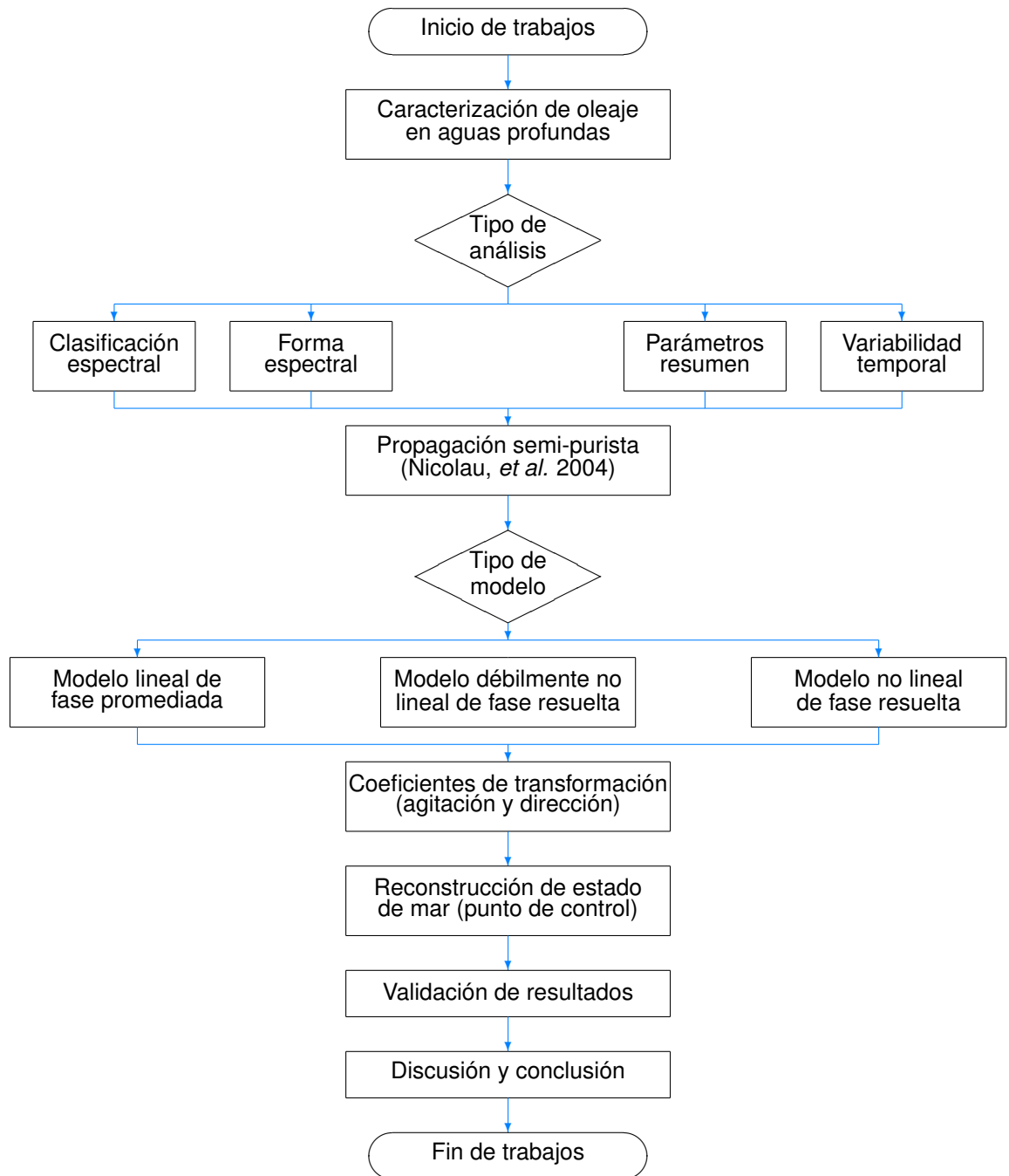
6.2 Métodos

En primer lugar se propone caracterizar los espectros bidimensionales considerando su clasificación espectral según el criterio de Lopatoukhin *et al.* (2002) y variabilidad temporal de parámetros de resumen y parámetros de forma espectral. Lo anterior se basará en la información de los datos Olas del Pacífico III¹, para la localidad de Los Vilos, de acuerdo a las condiciones descritas por Aquacien Ltda. (2010). Posteriormente se realizará una propagación espectral bidimensional y de parámetros resumen y de esta manera obtener la descripción del clima medio escalar y direccional.

¹Mayores detalles en: <http://www.olasdelpacifico.com>

Para la estimación de los coeficientes de transformación (agitación y dirección), se emplearán técnicas de modelamiento numérico basado en un modelo de tipo lineal y uno débilmente no lineal; el primer caso se considera un modelo de fase promediada y último considera se considera como un modelo de fase resuelta.

Una vez obtenido los reconstruidos los estados de mar en el punto de interés, se procederá a estudiar la contribución del fenómeno no lineal en las series de datos y finalmente se procedió a realizar la validación de resultados mediante estadísticos de control de calidad de resultados. Adicionalmente, se realizará un análisis de corto plazo y evaluar si a esta escala existen fenómenos no lineales de importancia.



6.2.1 Caracterización en aguas profundas

La primera etapa que sirve de base de las siguientes fases de estudio, para ello se procedió a construir serie de rutinas en IDL que fueran capaces de procesar los espectros bidimensionales del nodo Los Vilos de Olas Chile III y parámetros de resumen de la NOAA, para obtener de estos al menos la siguiente información, para el oleaje resultante, oleaje *sea* y oleaje *swell*:

- Parámetros derivados de la altura.
- Parámetros derivados de la período.
- Parámetros derivados de la dirección.
- Parámetros espectrales, de acuerdo a la información de espectro de frecuencia y dirección.
- Edad del oleaje.
- Distribución estadística de altura significativa.
- Distribución estadística de período de ola.
- Distribución estadística de dirección de ola.
- Distribución estadística conjunta altura - período.
- Distribución estadística conjunta altura - dirección.
- Construcción de tablas de incidencia bivariadas.
- Determinación de tipo de espectro y cálculos de discriminación de *peak* espectrales.

Mediante esto se procedió a determinar las series de tiempo resultantes de acuerdo a la normalización de un año juliano de 1 a 365 días. De los resultados de esta etapa se obtendrán las características medias escalares y direccionales en aguas profundas y variabilidad temporal.

6.2.2 Transferencia de oleaje

Se aplicó la metodología semi-purista y transferencia de parámetro resumen, explicada en detalle por Nicolau *et al.* (2004), para lo cual se determinó los coeficientes de transformación de oleaje (coeficientes de agitación y dirección; para ello se simulará oleaje en el rango de direcciones 180°–360°(cada 15°) y períodos entre 4 – 24 [s] (cada 2 [s]) hacia el nodo de mediciones instrumentales para los distintos modelos, lo que trae consigo un total de 265 propagaciones para cada modelo en estudio.

Con el proceso de transformación de oleaje y estimación de coeficientes de transformación terminado, se reconstruyó cada espectro y propagó el parámetro resumen en los puntos de análisis y determinar exactamente los mismo parámetros para el caso de aguas profundas, mediante la construcción de una serie de rutinas IDL que fueron testeados con datos *in situ* en el sector

de Taltal, Quintero, Arica, Caldera, Los Vilos por nombrar algunos, realizados en la empresa MetOcean Solutions Chile Ltda. En Tabla 6.3 se muestran los valores de referencia utilizados para la caracterización del espectro tipo JONSWAP empleado para propósitos de la estimación de coeficientes de transferencia del oleaje:

Tabla 6.3: Parámetros empleados para la propagación de acuerdo a la metodología semi-purista

Hmo [m]	Tp [s]	γ	nn
1.0	4.0	3.3	4
	6.0	3.3	4
	8.0	3.3	4
	10.0	3.3	4
	12.0	4.0	10
	14.0	5.0	16
	16.0	6.0	20
	18.0	7.0	26
	20.0	8.0	30
	22.0	9.0	36
	24.0	10.0	40

Fuente: Elaboración propia

6.2.2.1 Justificación de la metodología de transferencia

El método empleado para la reconstrucción de los de los estados de mar está basado en la determinación de funciones de transferencia que permiten transformar un espectro bidimensional sin considerar el cambio a una variable aleatoria (elevación de superficie libre). Para ello se requiere que la relación entre dos variables entre dos variables puede ser tratada como un sistema lineal (una solución analítica simple). El sentido de “lineal” hace referencia a:

$$\text{excitación con entrada } x(t), \text{ responde con una salida } X(t) : x(t) \longrightarrow X(t) \quad (6.4a)$$

$$\text{excitación con entrada } y(t), \text{ responde con una salida } Y(t) : y(t) \longrightarrow Y(t) \quad (6.4b)$$

Esto muestra que una amplificación de la excitación da igual a la respuesta. Esto significa que las respuestas a las son independientes: la respuesta de $x(t)$ no es afectada por la de $y(t)$ y viceversa.

Para un sistema lineal por lo tanto, la respuesta será descrita simplemente por la razón de amplitudes y la diferencia de fases, la cual generalmente depende de la frecuencia de excitación.

$$\hat{R}(f) = \hat{X}(f)/\hat{x}(f); \text{ función de respuesta de la amplitud} \quad (6.5a)$$

$$R_{\alpha}(f) = \alpha_X(f) - \alpha_x(f); \text{ función de respuesta de la fase} \quad (6.5b)$$

El espectro de respuesta $E_X(f)$ es claramente obtenido como el producto respectivo de excitación $E_x(f)$ y el cuadrado de la amplitud de la función de respuesta de amplitud (el cuadrado es usado

debido a que la densidad espectral es medida como el cuadrado de la amplitud).

$$E_X(f) = [\hat{R}(f)]^2 E_x(f) \quad (6.6)$$

Sí consideramos la sensibilidad a la dirección las funciones de respuesta bidimensionales son requeridas. Para la esta función de amplitud es definida de manera análoga a la respuesta de la amplitud:

$$\hat{R}(f, \theta) = \hat{X}(f, \theta) / \hat{x}(f, \theta) \quad (6.7)$$

donde, $\hat{R}(f, \theta)$ es la función de respuesta bidimensional para la frecuencia y dirección. En la expresión anterior $\hat{x}(f, \theta)$ y $\hat{X}(f, \theta)$ es la amplitud de la excitación y respuesta, respectivamente.

El espectro de respuesta bidimensional es calculada de acuerdo a:

$$E_X(f, \theta) = [\hat{R}(f)]^2 E_x(f, \theta) \quad (6.8)$$

En nuestro caso las funciones de excitación o transferencia son ejemplificadas por:

$$E_X(f, \theta) = K a^2 \frac{\partial \theta}{\partial \theta_0} E_x(f, \theta) \quad (6.9)$$

donde, $K a$ es la matriz coeficientes de agitación definida como la razón altura significativa espectral en el punto o profundidad objetivo respecto a la respectiva en aguas profundas y $\partial \theta / \partial \theta_0$ es la variación en la dirección respecto a las condiciones en aguas profundas.

6.2.3 Configuración de dominios numéricos

La primera etapa se configuraron los dominios numéricos (utilizados para la propagación semi-purista), aprovechando la ventaja del modelo SWAN de permitir propagar oleaje desde cualquiera de sus fronteras siempre que se cumplan los criterios de profundidad mínima para la propagación se ha considerado lo siguiente: en el dominio mayor tiene una resolución horizontal de 100 [m] y 25 [m] basado en los resultados de Sáez *et al.* (2009). Las características de los dominios numéricos se muestran en las siguientes tablas, adicionalmente de manera visual se aprecia en la siguiente figura 6.2.

Tabla 6.4: Configuración de dominios en modelos numéricos empleados en propagación espectral, dominio mayor. Configuración empleada en modelo: SWAN

Característica	Especificación
Orientación	: 270°
Origen (coordenadas UTM)	: 235000.0 E 6455000.0 N
(coordenadas geográficas)	: 32°00' 36.49" S 71°48' 19.34" W
Extensión (x, y)	: (30000.0,35000.0)
Resolución	: $\Delta x = \Delta y = 100$ [m]
Número de columnas	: 301
Número de filas	: 351

Fuente: Elaboración propia

Tabla 6.5: Configuración de dominios en modelos numéricos empleados en propagación espectral, dominio menor. Configuración empleada en modelos: SWAN, REF/DIF S y MIKE BW

Característica	Especificación
Orientación	: 270°
Origen (coordenadas UTM)	: 254000.00 E 6465000.0 N
(coordenadas geográficas)	: 31°55' 27.48" S 71°36' 06.74" W
Extensión (x, y)	: (10500.0,13975.0)
Resolución	: $\Delta x = \Delta y = 25$ [m]
Número de columnas	: 421
Número de filas	: 560

Fuente: Elaboración propia

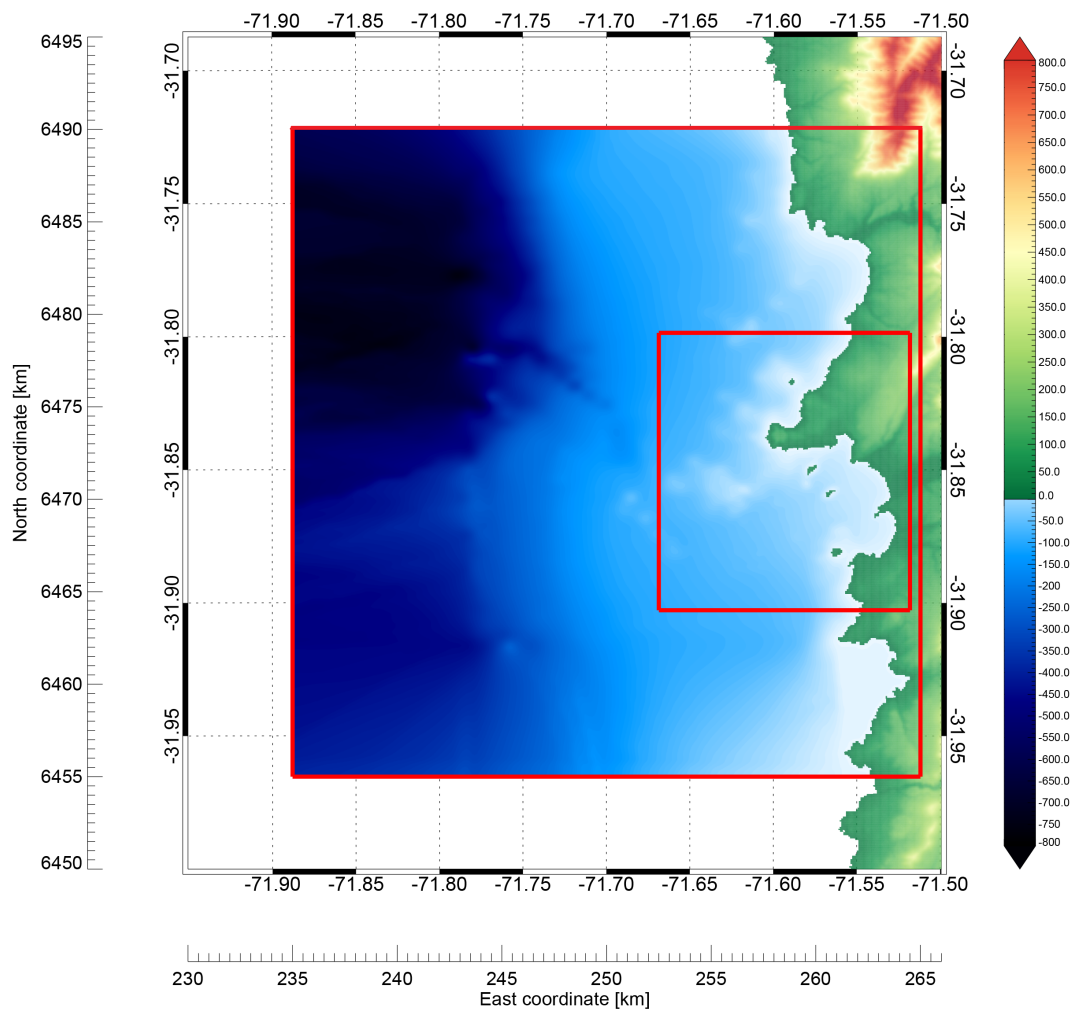


Figura 6.2: Configuración de grillas numéricas utilizadas para el estudio de propagación de oleaje en el sector de Bahía Los Vilos
 Fuente: Elaboración propia

Parte IV

Resultados

7. CONDICIONES DE OLEAJE EN BAHÍA LOS VILOS

7.1 Variabilidad temporal basado en información de espectros bidimensionales

De acuerdo a los antecedentes estudiados por Aquacien Ltda. (2010) y el autor las condiciones de oleaje en aguas profundas corresponden al nodo Olas del Pacífico, el cual se encuentra a una profundidad de 4000 [m] (Figura 7.1), lo cual de esta manera se garantiza que el sector de inicio de propagación no es afectado por las condiciones del fondo o fenómenos de orden superior. En este punto se recurrirá en primer lugar realizar un análisis de las condiciones de oleaje de manera espectral y se contrastarán los parámetros resumen obtenidos de la debida integración.

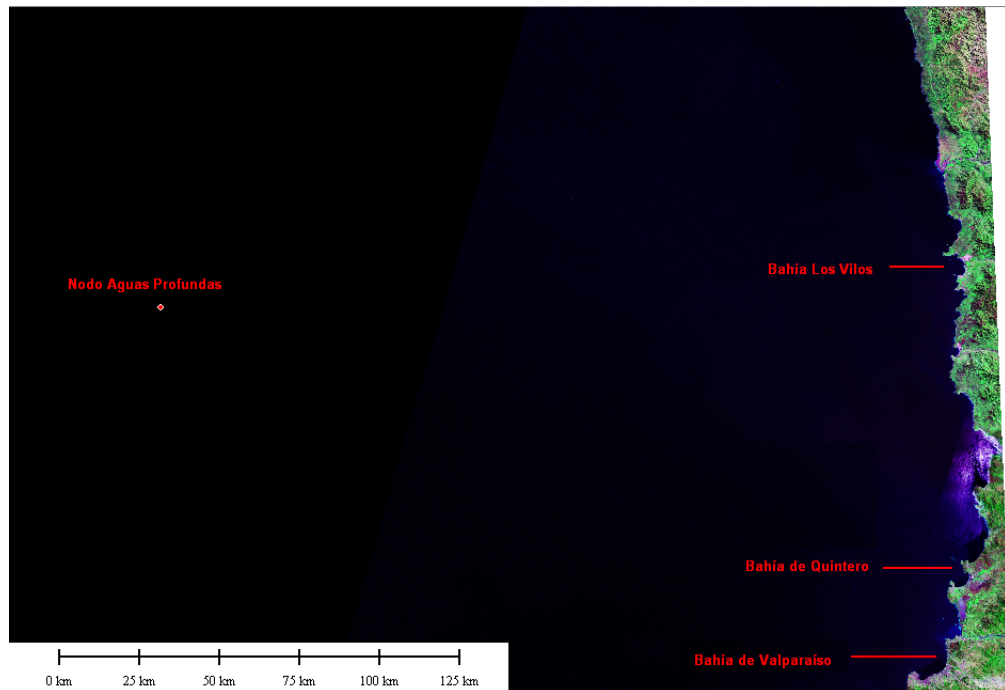


Figura 7.1: Ubicación de nodo en aguas profundas y bahías notables en el sector

Fuente: Estudio de clima de oleaje Punta Chungo, Aquacien Ltda. (2010)

En primer lugar para comprender la variabilidad se ha aplicado el criterio de Lopatoukhin, *et al.* (2002) para la clasificación de tipo espectro, en función de las condiciones anuales.

Tabla 7.1: Clasificación de tipo de espectro en función del criterio de Lopatoukhin, *et al.*

Tipo de espectro Año	Espectro un sólo <i>peak</i>		Espectro de dos <i>peak</i> , tipo separación			Espectro multipeak
	<i>Swell</i>	<i>Sea</i>	<i>f</i> y Θ	sólo <i>f</i>	sólo Θ	
1985	42.945%	0.959%	17.021%	6.815%	19.315%	12.945%
1986	28.253%	1.336%	25.856%	15.753%	12.329%	16.473%
1987	23.082%	0.411%	22.055%	17.534%	11.164%	25.753%
1988	26.469%	0.171%	17.316%	28.484%	10.383%	17.179%
1989	46.986%	0.753%	11.610%	23.870%	8.562%	8.219%
1990	33.973%	0.171%	15.137%	23.973%	8.425%	18.322%
1991	26.301%	0.377%	16.130%	13.801%	10.822%	32.568%
1992	29.577%	0.000%	20.321%	14.822%	11.168%	24.112%
1993	31.747%	0.719%	20.651%	17.158%	10.514%	19.212%
1994	37.226%	0.205%	20.274%	15.582%	11.918%	14.795%
1995	30.342%	0.000%	17.637%	20.788%	11.952%	19.281%
1996	35.348%	0.786%	18.921%	20.219%	12.363%	12.363%
1997	28.253%	0.616%	19.897%	17.260%	16.370%	17.603%
1998	40.171%	0.068%	13.390%	15.822%	7.055%	23.493%
1999	36.473%	0.822%	15.890%	16.370%	10.685%	19.760%
2000	32.548%	0.102%	19.980%	16.462%	8.538%	22.370%
2001	39.384%	0.651%	16.062%	22.192%	10.514%	11.199%
2002	35.205%	0.479%	20.959%	15.925%	9.863%	17.568%
2003	42.500%	0.582%	14.212%	19.726%	9.966%	13.014%
2004	38.832%	0.307%	17.042%	18.306%	9.290%	16.223%
2005	40.103%	0.308%	13.082%	19.075%	10.548%	16.884%
2006	39.863%	0.000%	17.911%	17.295%	10.240%	14.692%
Total	34.596%	0.428%	17.904%	18.496%	10.552%	18.024%

Fuente: Estudio de clima de oleaje Punta Chungo, elaborado por Aquacien Ltda. (2010)

A partir de los resultados de la 7.1 muestran que el sector de estudio en una mayor medida estaría influenciada por una condición modal asociada al oleaje tipo *swell*; respecto a una condición de generación local *sea* es de poca relevancia, de esta manera podemos concluir que existen condiciones de mar desarrollado a lo largo de todo el período de estudio (1980 – 2006). Un aspecto relevante en las condiciones bi y multimodales éstas se generan en una mayor medida en la banda de frecuencia, lo que implica que hay una mayor probabilidad de superposición de fuentes de oleaje de distintas puntos de generación. Las condiciones multimodales se presentan mayormente durante los meses de verano, asociados a la superposición de eventos del cuarto cuadrante con la condición promedio incidente en el transcurso del año (arco del SW).

7.1.1 Características espectrales

Al observar las características de la anchura espectral, de acuerdo a la formulación de Cartwright & Longuet-Higgins es posible apreciar que la aplicación de un filtro de promedio móvil anual muestra que existe un comportamiento centrado en torno a un valor de $\epsilon^2 = 0.36$ lo que implicaría una predominancia de espectros más estrechos, es decir, con asociadas a las condiciones del *swell* sobre las locales, con una componente bimodal de frecuencias relativas en verano e invierno, en cambio las condiciones de espectros más ancho, es decir, es decir domina la componente local se concentran en los meses de otoño a invierno (Figura 7.2).

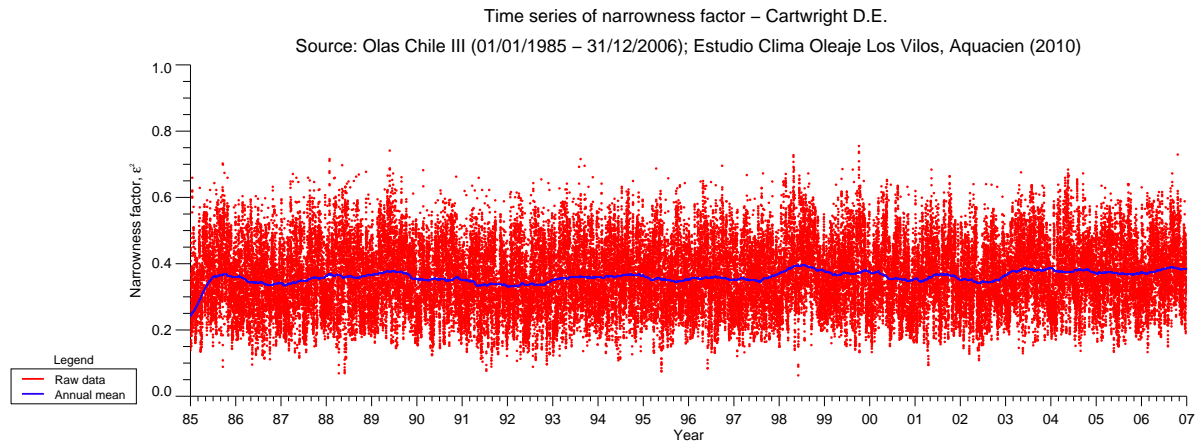


Figura 7.2: Serie de tiempo de la anchura espectral, según Cartwright & Longuet-Higgins, condiciones en aguas profundas

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

Una evidencia de la superposición de oleaje de *swell* remoto, fue determinado en función del parámetro de edad del oleaje, Figura 7.3, que en este caso evidencia que la dicha superposición ocurre mayoritariamente durante los meses de verano, esto es debido a que los frentes de “mal tiempo” originados en el invierno del hemisferio norte originan oleaje de largo período y se superponen a las condiciones generadas en el hemisferio sur, dando origen a las marejadas.

A manera de comprender cual es la fase de desarrollo del estado de mar, se determinó el factor de aguzamiento espectral, según la formulación de Goda, es así que las características promedio en el nodo en aguas profundas que la existe una media entorno a 2.36, la cual implica que existen condiciones de mar completamente desarrollado y la predominancia de estado de mar tipo *swell*, y con eventos locales con un $Q_p < 2$, probablemente provocado por tormentas locales o etapas de generación.

La aplicabilidad de los criterios de superposición y validez de la teoría Rayleigh que usaremos en el siguiente punto ha sido establecida en función del número de Ursell. De las condiciones analizadas, es claro que afrontar el problema desde el punto de vista lineal (Números de Ursell que

tienden a cero) permitió establecer que los parámetros de resumen estadísticos y sus respectivas distribuciones no deberán ser corregidas por criterios de no linealidad. (Figura 7.5)

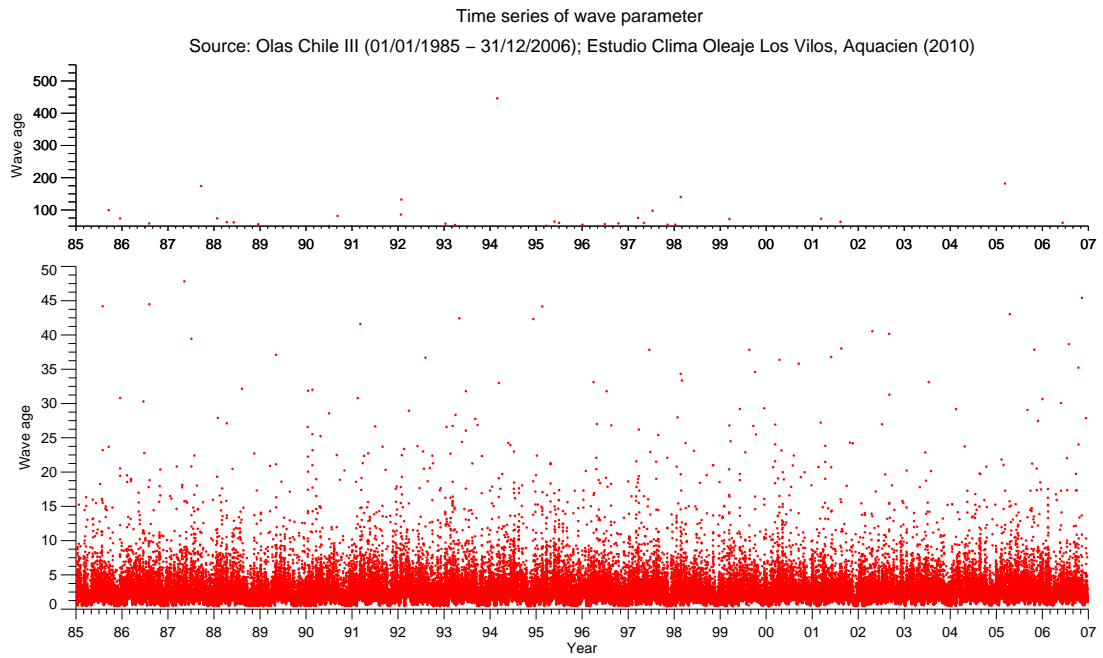


Figura 7.3: Serie de tiempo de edad del oleaje

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

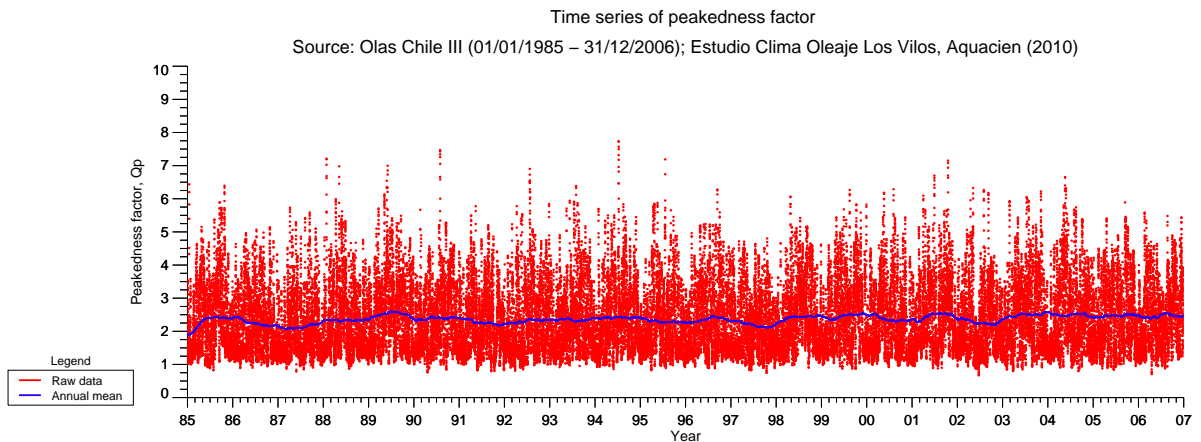


Figura 7.4: Serie de tiempo de factor de aguzamiento del espectro

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

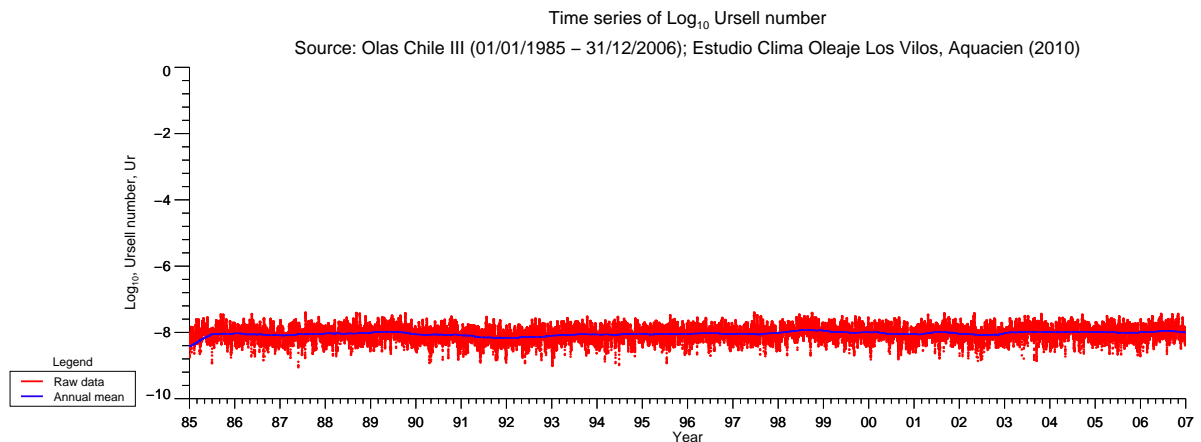


Figura 7.5: Serie de tiempo de logaritmo de base 10 de número Ursell espectral, condiciones en aguas profundas

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

7.1.2 Variabilidad basado en información de parámetros resumen

Al analizar las condiciones en aguas profundas, Figura 7.6, observamos una alta variabilidad modulada con un ciclo de aproximadamente tres años. Las máximas alturas obtenidas de la integración de los espectros bidimensionales se producen en los años 1986, 1987 y 1997 asociados a la banda direccional SW y W. Las características asociadas a eventos locales, muestran una variabilidad entorno a los 1.43 [m], con eventos que aproximadamente el 1% de los casos superan los 3.0 [m]. Para el caso de la banda del *swell* es clara su mayor contribución en la altura total, ya que existe correspondencia entre la altura resultante y ésta.

Respecto a las condiciones del período *peak* espectral tenemos que este se encuentra concentrado principalmente en el rango de 12 – 14 [s]. Con presencia de eventos de *swell* remoto, evidenciado por períodos sobre los 22 [s]. (Figura 7.7)

Las condiciones de dirección media espectral, Figura 7.8, son consistentes con las reinantes en gran parte de la zona central, es decir, predominancia del oleaje del SW, seguido del WSW. Es importante señalar que existen eventos aislados de SE, SSE, ESE y E incluso con alturas sobre 6 [m], que para propósitos del análisis planteado en la presente Tesis no serán considerados ya que representan una ocurrencia total de un 3.686%, lo cual lo hace insignificativo respecto al total de los 22 años. Adicionalmente, dichas condiciones indican propagación hacia el océano y no hacia el continente (Los Vilos). Es importante destacar, que al realizar la separación de las frecuencias asociadas al oleaje *sea* y *swell*, en el caso de las primeras están muestran un comportamiento promedio del WSW, en cambio la condición *swell* está centrada en las condiciones promedio del espectro total, SW, de esta manera, el sector al menos en aguas profundas es controlado mayormente por las condiciones de mar más desarrollado.

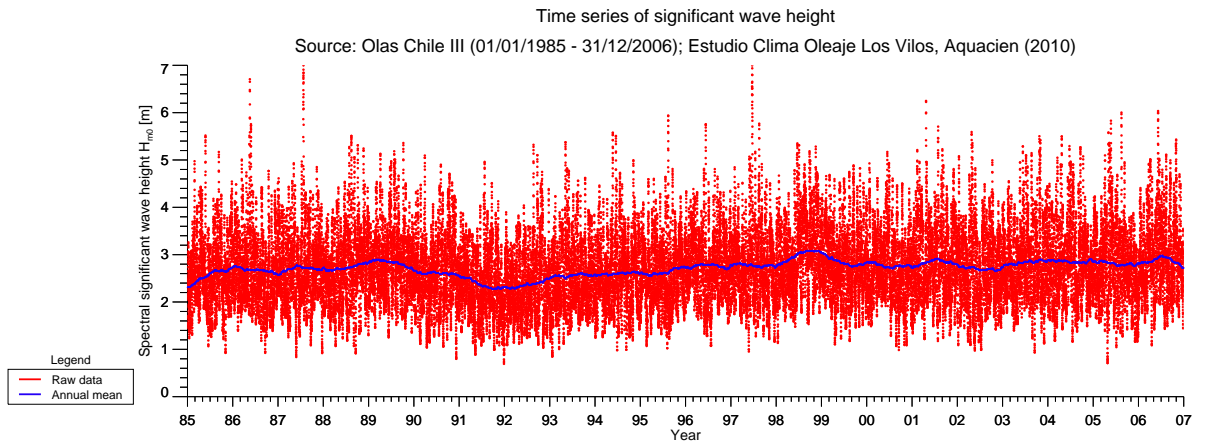


Figura 7.6: Serie de tiempo de altura significativa espectral, condiciones de aguas profundas
Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

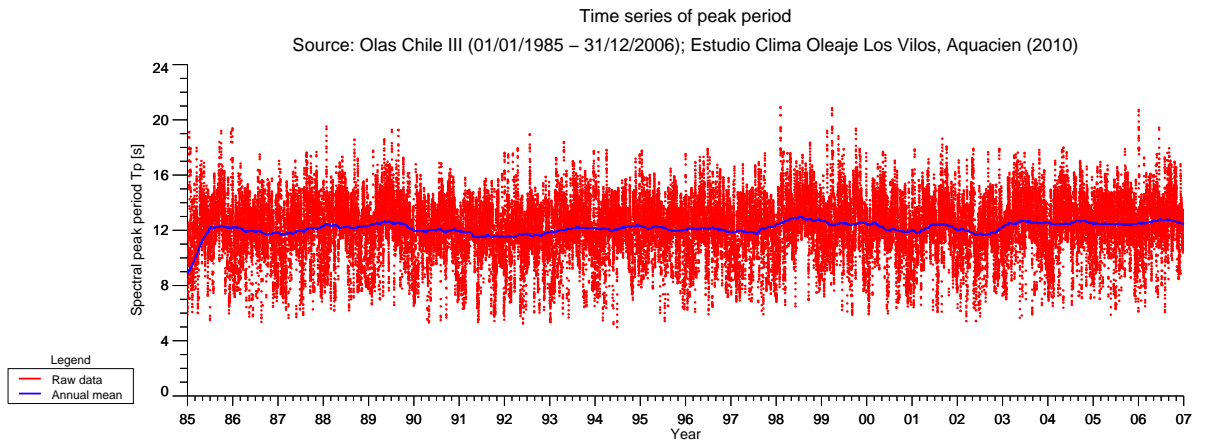


Figura 7.7: Serie de tiempo de período *peak* espectral, condiciones de aguas profundas
Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

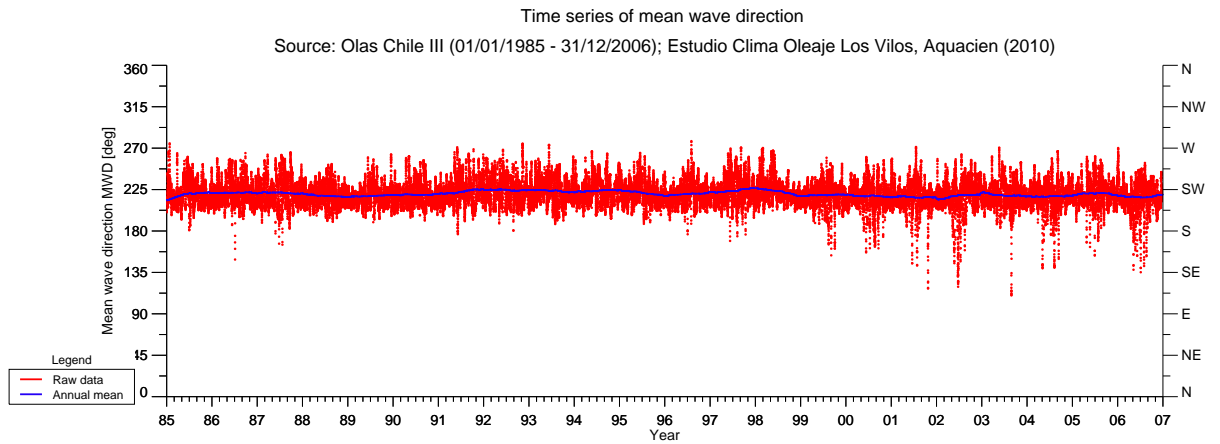
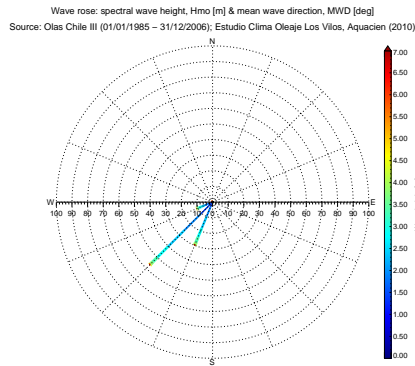


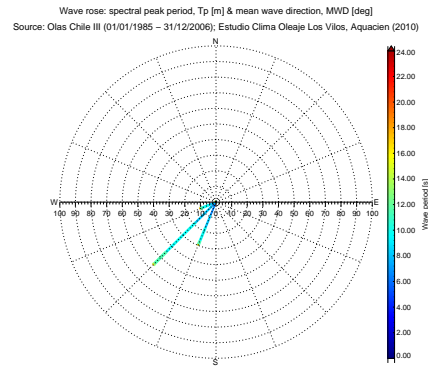
Figura 7.8: Serie de tiempo de dirección media espectral, condiciones de aguas profundas

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

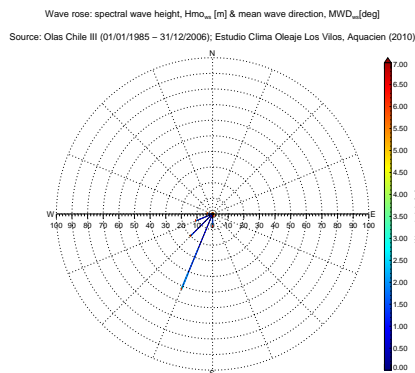
Como una medida de comprender el agrupamiento direccional, en la condición anual, en los datos se confecciono una las rosas de oleaje respectivas para el oleaje resultante, oleaje *sea* y *swell* para la altura significativa espectral y período *peak*. En Anexo C se encuentran las tablas de incidencias respectivas, obtenidas de la elaboración propia y los resultados de Aquacien (2010).



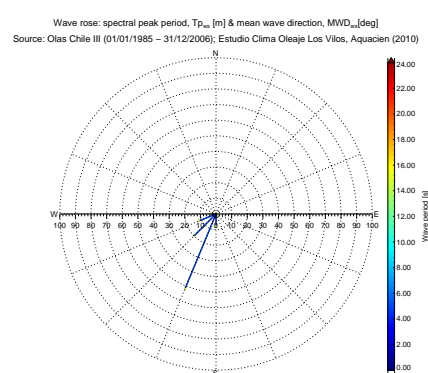
(a) Altura oleaje resultante



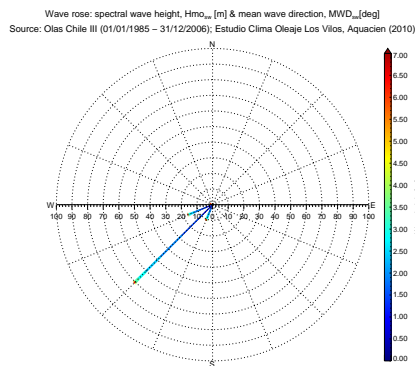
(b) Período *peak* oleaje resultante



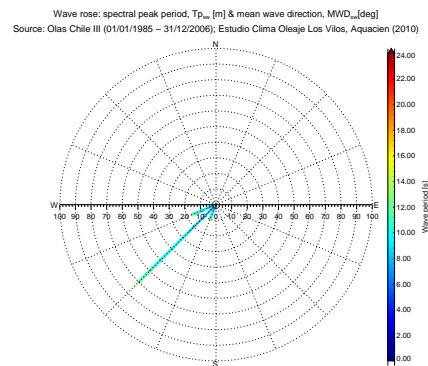
(c) Altura oleaje sea



(d) Período *peak* oleaje sea



(e) Altura oleaje *swell*



(f) Período *peak* oleaje *swell*

Figura 7.9: Rosas de oleaje altura significativa espectral y período *peak* espectral

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

Respecto a las condiciones mensuales en aguas profundas, es posible apreciar que durante el mes de enero y febrero las direcciones de mayor incidencia corresponde a las direcciones SW y WSW con un incidencia a superior al 90%. El rango de las alturas de mayor frecuencia se concentra principalmente en el rango de 2.5 – 3.0 [m] con una frecuencia de un 29.692%, las condiciones dominantes se encuentran en el rango 5.0 – 5.5 [m] con una frecuencia relativa del 0.055% similar a

las condiciones del mes de febrero.

Para el mes de marzo las condiciones de mayor importancia corresponde a la dirección WSW, seguido de la dirección SW. Respecto a las condiciones de las alturas estas mayoritariamente se encuentran concentradas en el rango de 2.0 – 3.0 [m]. Durante el mes de abril se mantienen las mismas condiciones que en el mes anterior para las alturas, en cambio las condiciones de dirección de mayor importancia relativa corresponden al arco SW y WSW con una frecuencia de 46.705% y 43.712%, respectivamente.

En el mes de mayo, las condiciones reinantes para la altura de ola mantienen las mismas condiciones que en el caso anterior, respecto a las condiciones dominantes se encuentran en el rango 6.5 – 7.0 [m] asociado a una dirección SSW. Las condiciones de mayor frecuencia corresponden a la dirección SW con un 40.927%.

Para los meses de junio y julio, las condiciones dominantes están asociadas a la dirección SSW con alturas > 7.0 [m], respecto a las condiciones reinantes muestran ocurrencias similares que el régimen de los meses anteriores. En el mes de agosto las direcciones WSW y SW corresponden a las direcciones reinantes con una frecuencia de 32.405% y 36.364%, respectivamente; respecto a las alturas se encuentran en el rango de 2.0 – 3.0 [m] y las condiciones dominantes corresponden a la dirección SW cuyas alturas se encuentran en el rango de 5.5 – 6.0 [m] con una ocurrencia de un 0.293%.

Para el mes de septiembre en la dirección de mayor ocurrencia corresponde a la WSW con un 41.269%, seguido de la SW con un 34.754%, respecto a las condiciones de altura los rangos de 2.0 – 2.5 [m] y 2.5 – 3.0 [m] frecuencias de ocurrencia similares en torno al 24%.

Para los meses de octubre, noviembre y diciembre las direcciones de mayor ocurrencia corresponden a la SW, seguido de la WSW. Respecto a la condición de la altura esta se encuentra en el rango 2.0 – 3.0 [m], intervalo donde se concentra aproximadamente el 50% de los datos.

En Figuras 7.10 y 7.11 se muestra el ciclo mensual para la altura significativa espectral y período *peak* espectral graficado a través de un diagrama de cajas y bigotes y para complementar dichos resultados se entregan en Tablas 7.2 y 7.3 los estadígrafos básicos. Los resultados para la altura de ola muestran que la variabilidad en torno a los valores promedio en el transcurso del año es baja; sin embargo los meses de invierno existe una dispersión para los valores máximos. Respecto al período muestran una alta variabilidad en el transcurso del tiempo con una mayor amplitud en los meses estivales.

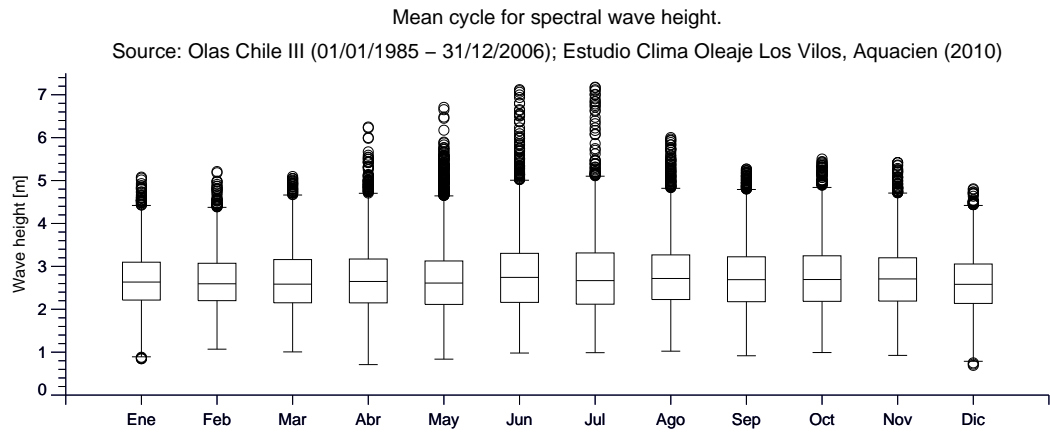


Figura 7.10: Ciclo mensual promedio para la altura significativa espectral en aguas profundas
Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

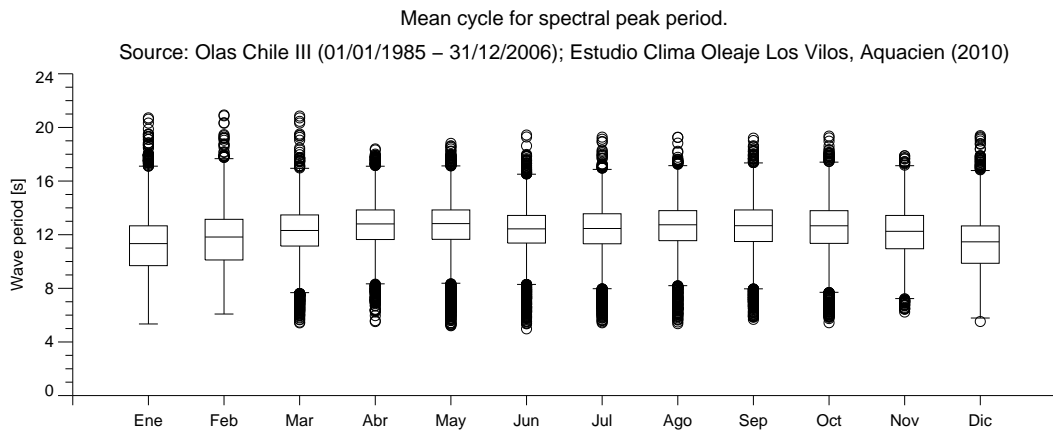


Figura 7.11: Ciclo mensual promedio para el período *peak* espectral en aguas profundas
Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

Tabla 7.2: Resumen estadístico mensual para la altura significativa espectral en aguas profundas

Mes	Estadígrafo						
	Mínimo	Promedio	Mediana	Máximo	Desv. Est.	Q_{25}	Q_{75}
Enero	0.85	2.67	2.63	5.08	0.68	2.22	3.10
Febrero	1.07	2.65	2.59	5.21	0.64	2.20	3.07
Marzo	1.01	2.69	2.59	5.09	0.71	2.15	3.16
Abril	0.71	2.70	2.64	6.25	0.77	2.15	3.17
Mayo	0.84	2.70	2.61	6.71	0.81	2.11	3.13
Junio	0.98	2.80	2.74	7.12	0.86	2.16	3.30
Julio	0.99	2.77	2.67	7.18	0.88	2.12	3.31
Agosto	1.02	2.79	2.72	6.00	0.80	2.23	3.27
Septiembre	0.92	2.74	2.69	5.27	0.77	2.18	3.22
Octubre	0.99	2.76	2.69	5.50	0.77	2.19	3.25
Noviembre	0.93	2.72	2.71	5.42	0.73	2.19	3.20
Diciembre	0.69	2.62	2.58	4.81	0.92	2.14	3.06

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

Tabla 7.3: Resumen estadístico mensual para la período *peak* espectral en aguas profundas

Mes	Estadígrafo						
	Mínimo	Promedio	Mediana	Máximo	Desv. Est.	Q_{25}	Q_{75}
Enero	5.34	11.29	11.34	20.72	2.27	9.69	12.66
Febrero	6.08	11.66	11.83	20.93	2.18	10.12	13.15
Marzo	5.42	12.20	12.31	20.85	1.95	11.15	13.47
Abril	5.52	12.71	12.80	18.40	1.81	11.64	13.84
Mayo	5.21	12.68	12.83	18.81	1.92	11.65	13.85
Junio	4.98	12.29	12.44	19.43	1.94	11.38	13.44
Julio	5.43	12.37	12.46	19.28	1.85	11.32	13.56
Agosto	5.36	12.62	12.74	19.27	1.80	11.56	13.80
Septiembre	5.69	12.57	12.67	19.20	1.94	11.49	13.85
Octubre	5.43	12.49	12.67	19.36	2.05	11.35	13.79
Noviembre	6.23	12.09	12.25	17.89	1.89	10.35	13.44
Diciembre	5.53	11.29	11.47	19.39	2.00	9.87	12.66

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

Desde un punto de vista estadístico la distribución para la altura significativa espectral en aguas profundas sigue una distribución Gamma, de la forma:

$$f(x) = \frac{1}{b^a \Gamma(a)} x^{a-1} e^{-x/b} \quad (7.1)$$

donde los parámetros de ajuste, para la condición anual, está dada por $a = 12.6583$ y $b = 0.214681$; el ajuste a dicha distribución fue corroborado con la aplicación del Test de Kolmogorov-Smirnov, lo que indico que existe una desviación máxima entre la distribución teórica y los datos en aguas profundas de 0.005, ver Figura 7.12.

Se empleó la distribución de ajuste para el período propuesta por Bretschneider (1959) es la siguiente:

$$\mathbb{P} \left(\frac{T}{\bar{T}} \right) dT = 2.7 \left(\frac{T}{\bar{T}} \right)^3 \exp \left\{ -0.675 \left(\frac{T}{\bar{T}} \right)^4 \right\} dT \quad (7.2)$$

Los ajuste realizados de acuerdo a la propuesta de Bretschneider muestran que está reproduce adecuadamente las condiciones las condiciones medias de la distribución, pero ser sobre-estimadas en un leve porcentaje, Figura 7.13.

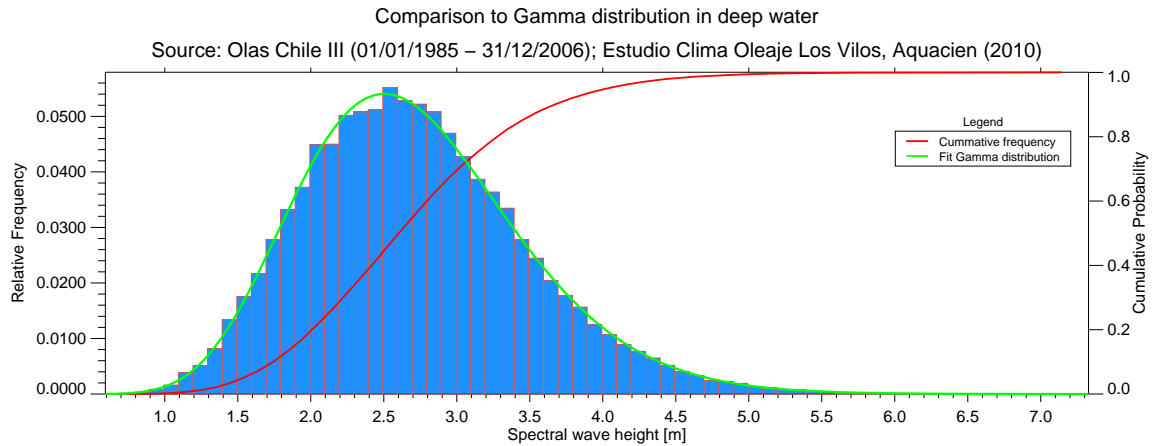


Figura 7.12: Ajuste a distribución Gamma para la altura significativa espectral en aguas profundas

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

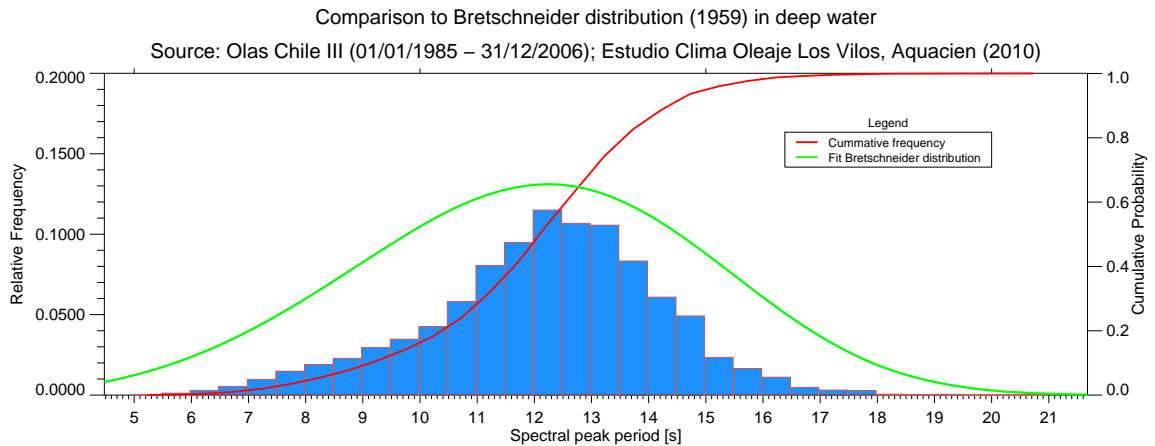


Figura 7.13: Ajuste a distribución de Bretschneider para la período *peak* espectral en aguas profundas

Fuente: Elaboración propia, a partir de Estudio de Clima de Oleaje de Aquacien (2010)

7.2 Caracterización en aguas someras

7.2.1 Coeficientes de transferencia

Para la reconstrucción de estados de mar, ya sean en forma espectral o parámetros de resumen, se empleara la técnica semi-purista (Nicolau *et al.*, 2004). La estimación de los coeficientes de transferencia fue calculada en las coordenadas de mediciones instrumentales (Tabla 7.4), la posición se ilustra en la Figura 7.14.

Tabla 7.4: Posición de instalación del ADCP utilizado para el registro de las condiciones de oleaje en el sector de estudio

Nodo 1	Coordenadas UTM		Coordenadas geográficas	
	Este	Norte	Latitud	Longitud
ADCP	262816.0 [m]	6469149.0 [m]	31° 53' 19.61" S	71° 30' 27.69" W

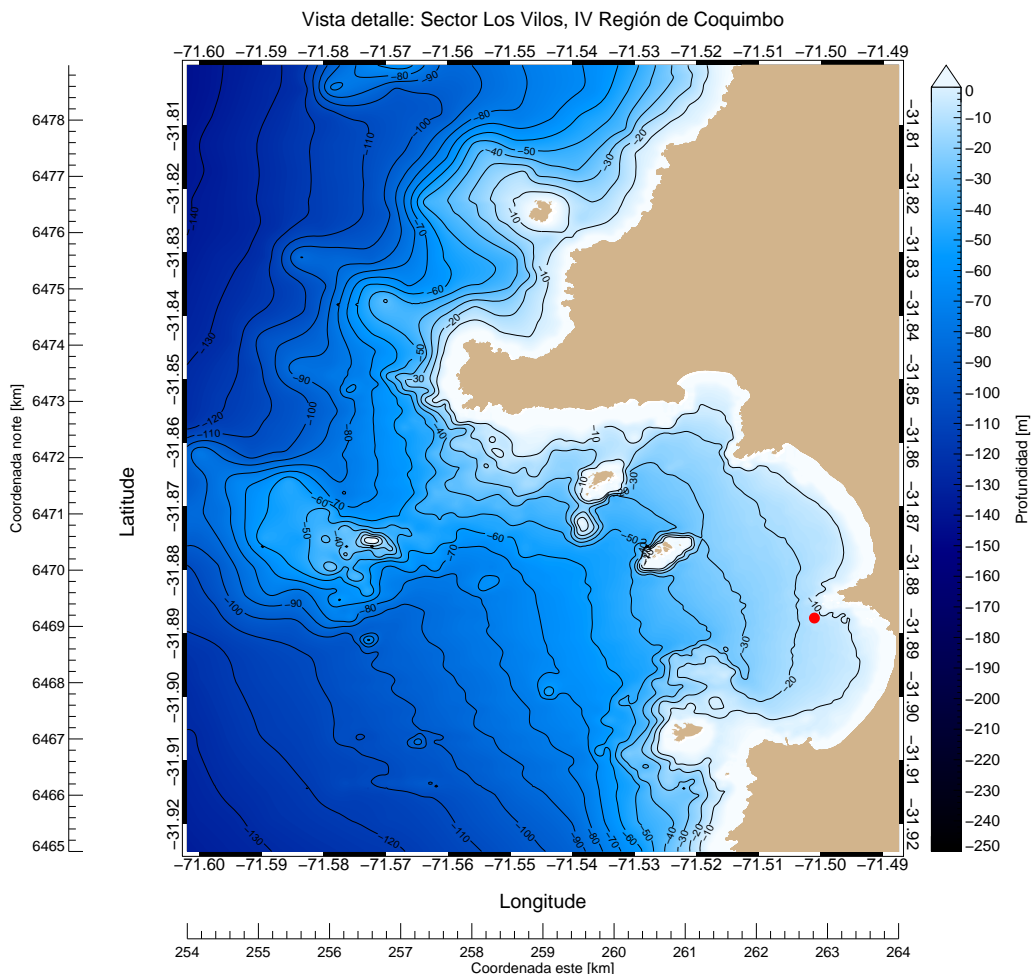


Figura 7.14: Posición de instalación del ADCP utilizado para el registro de las condiciones de oleaje en el sector de estudio
Fuente: Elaboración propia

7.2.1.1 Modelo lineal de fase promediada, SWAN

La estimación de los coeficientes de agitación obtenidos por el modelo lineal, Figura 7.15, evidencian que el sector de estudio se encuentra expuesto principalmente a las condiciones de oleaje del oeste con una tendencia al valor a medida que aumenta el período de la onda, lo que sería indicativo en este caso que el oleaje con características tipo *swell* serán menos atenuadas por el proceso de propagación. A partir de esta dirección (W) las condiciones disminuyen de manera progresiva hasta coeficientes inferiores de 0.10, esto en el caso del arco comprendido entre 285° y los 360° es influenciado por la protección entregada por Punta de Tablas (sector norte), se genera un aumento para períodos *peak* mayores a 20 [s] se generará un aumento de los coeficientes de transferencia ya que la difracción en el modelo lineal no permite generar un suavizamiento, pese a la protección natural.

Para el caso de la dirección en el punto de transferencia, tal como en el caso de los coeficientes de agitación del oleaje del W, estos no experimentan una refracción significativa por lo cual su dirección es similar a la condición de aguas profundas, para los arcos del sobre los 270° el oleaje tipo *sea* tiende a arribar de los 315° y a medida que aumenta el período tiende a llegar entre aproximadamente los 270° a 280°. El oleaje por bajo los 270° en el caso de los períodos mayores a 10 [s] tienden a tener un comportamiento similar a lo descrito anteriormente y para el caso de los períodos cortos inferior a 10 [s], el oleaje tiende a alinearse a los 255° con una tendencia lineal a los 270°.

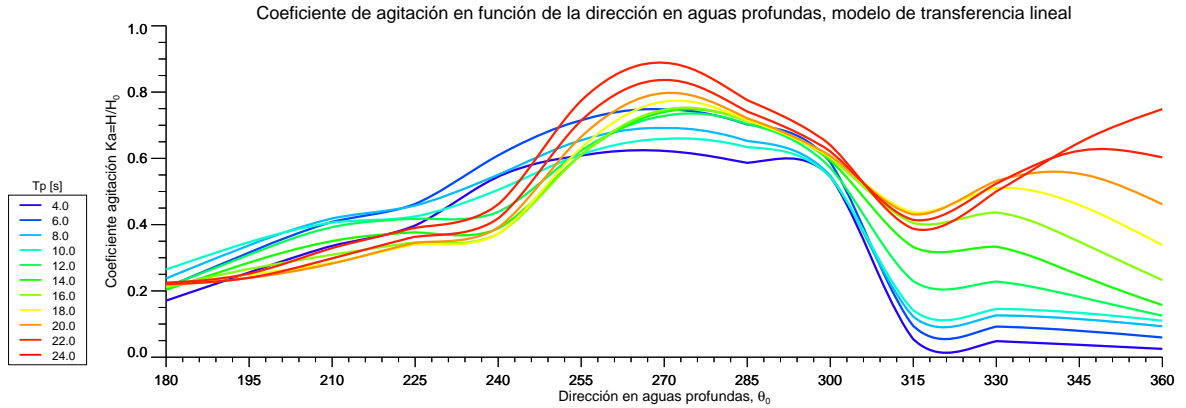


Figura 7.15: Coeficiente de agitación obtenido con modelo de transformación lineal de fase promediada, nodo mediciones instrumentales

Fuente: Elaboración propia

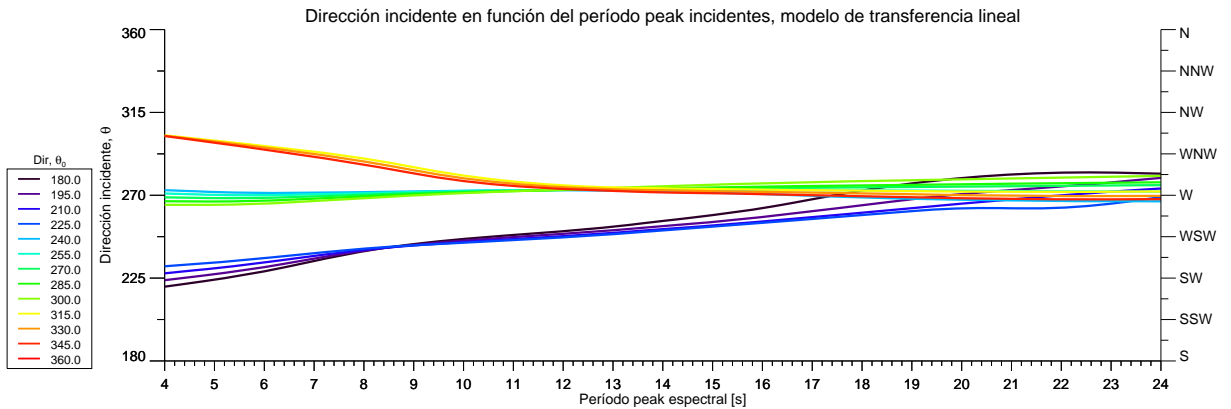


Figura 7.16: Dirección incidente con modelo de transformación lineal de fase promediada, nodo mediciones instrumentales

Fuente: Elaboración propia

En la Figura 7.17 se muestran algunos ejemplos de la esquema de propagación obtenida mediante el modelo de transformación lineal de fase promediada para las direcciones SW, W y NW con períodos *peak* de 8, 12 y 24 [s].

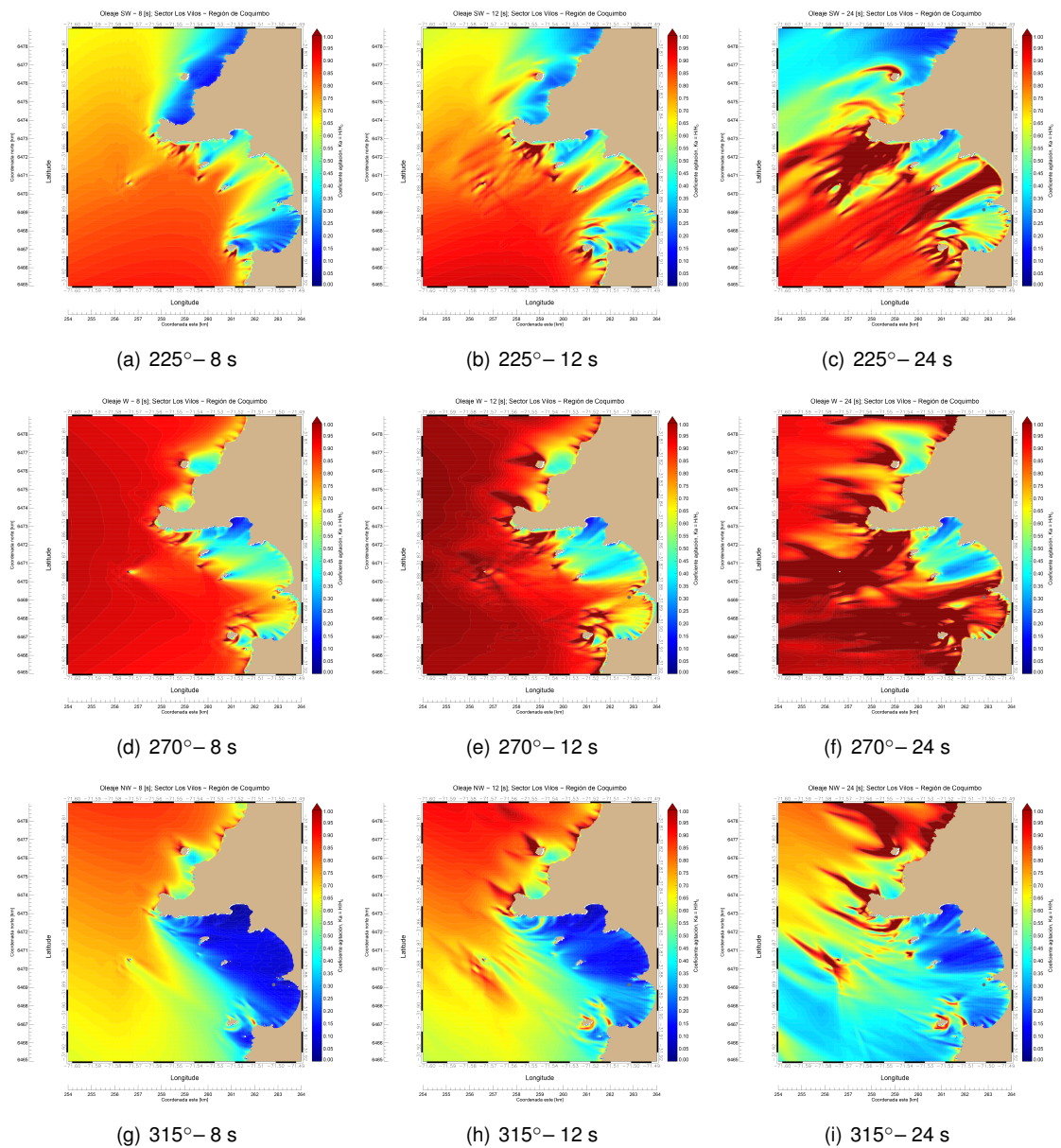


Figura 7.17: Coeficiente de agitación obtenido mediante modelo lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos *peak* de 8, 12 y 24 [s]

Fuente: Elaboración propia

7.2.1.2 Modelo débilmente no lineal de fase resuelta, REF-DIF S

En la Figura 7.18 se ilustra la dirección incidente obtenida mediante el modelo de transformación débilmente no lineal de fase resuelta. Para el caso de períodos *peak* menores a 8 [s], su incidencia es mayoritariamente del W; sin embargo para direcciones asociadas al cuarto cuadrante, los frentes de olas son del WNW; para las condiciones del *swell* (período mayores a 10 [s]) estos incidirán

principalmente del W.

Respecto al comportamiento de los coeficientes de agitación de oleaje, Figura 7.19, muestran que los mayores valores se concentran en la dirección en el arco comprendido entre los 300° a 315° . Los menores coeficientes asociados a las arcos S Y N, estos últimos son influenciados por la protección natural de la Rada de Tablas.

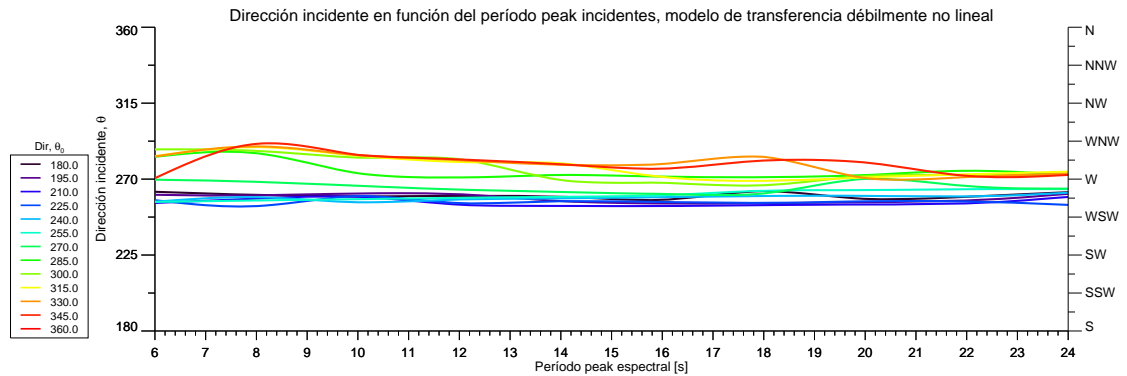


Figura 7.18: Dirección incidente con modelo de transformación débilmente no lineal de fase resuelta, nodo mediciones instrumentales

Fuente: Elaboración propia

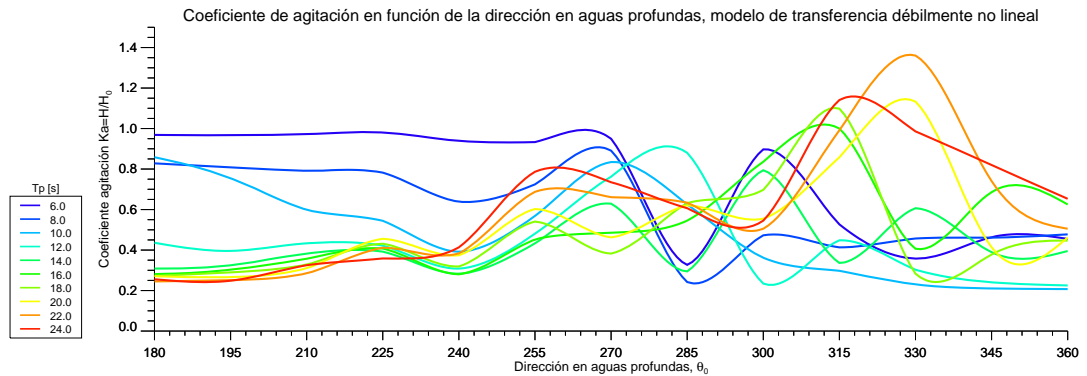


Figura 7.19: Coeficiente de agitación obtenido con modelo de transformación débilmente no lineal de fase resuelta, nodo mediciones instrumentales

Fuente: Elaboración propia

En la Figura 7.20 se muestran algunos ejemplos de la esquema de propagación y en Figura 7.21 los frentes de olas obtenidos mediante el modelo de transformación débilmente no lineal de fase promediada para las direcciones SW, W y NW con períodos *peak* de 8, 12 y 24 [s].

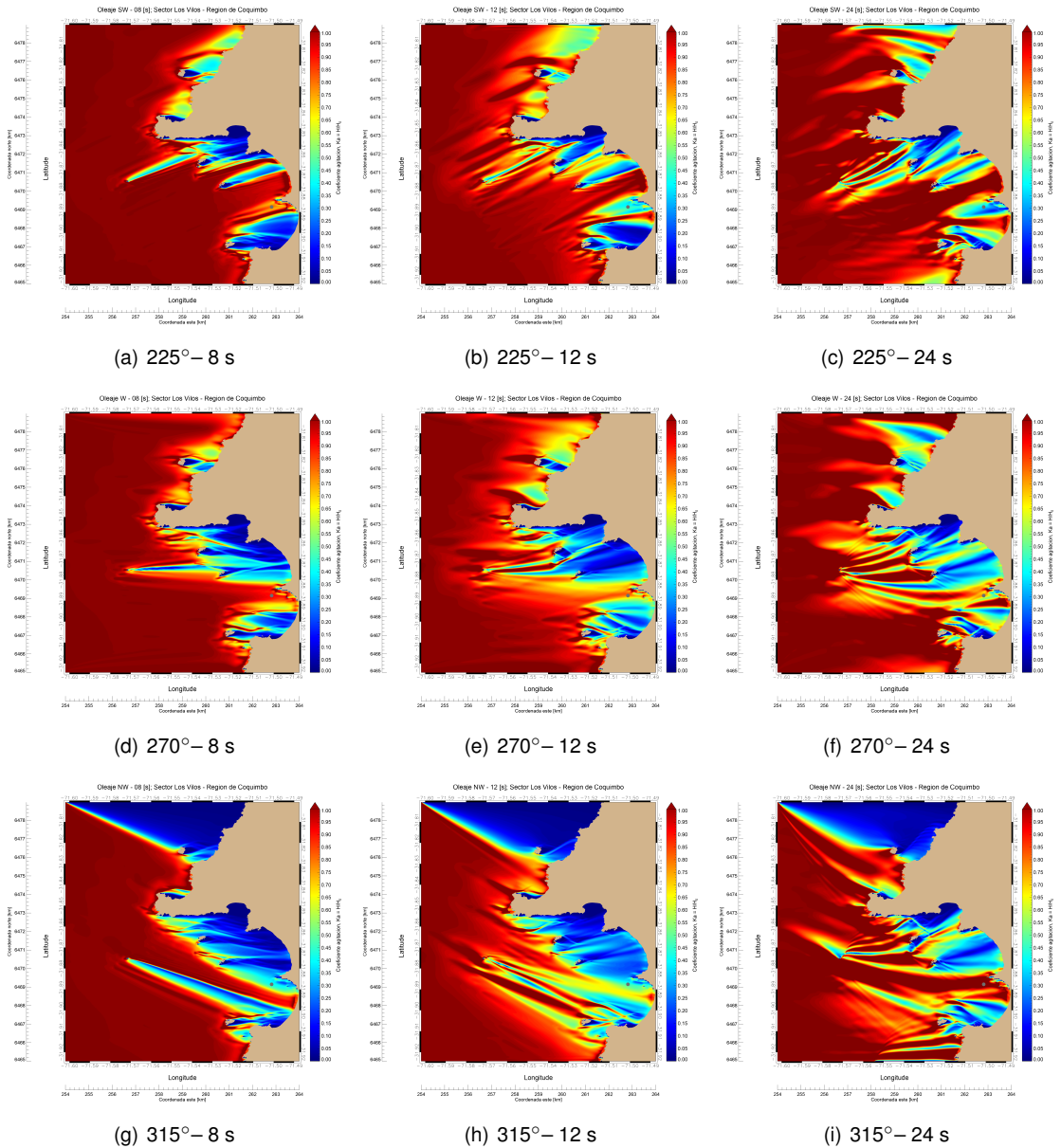


Figura 7.20: Coeficiente de agitación obtenido mediante modelo débilmente no lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos *peak* de 8, 12 y 24 [s]

Fuente: Elaboración propia

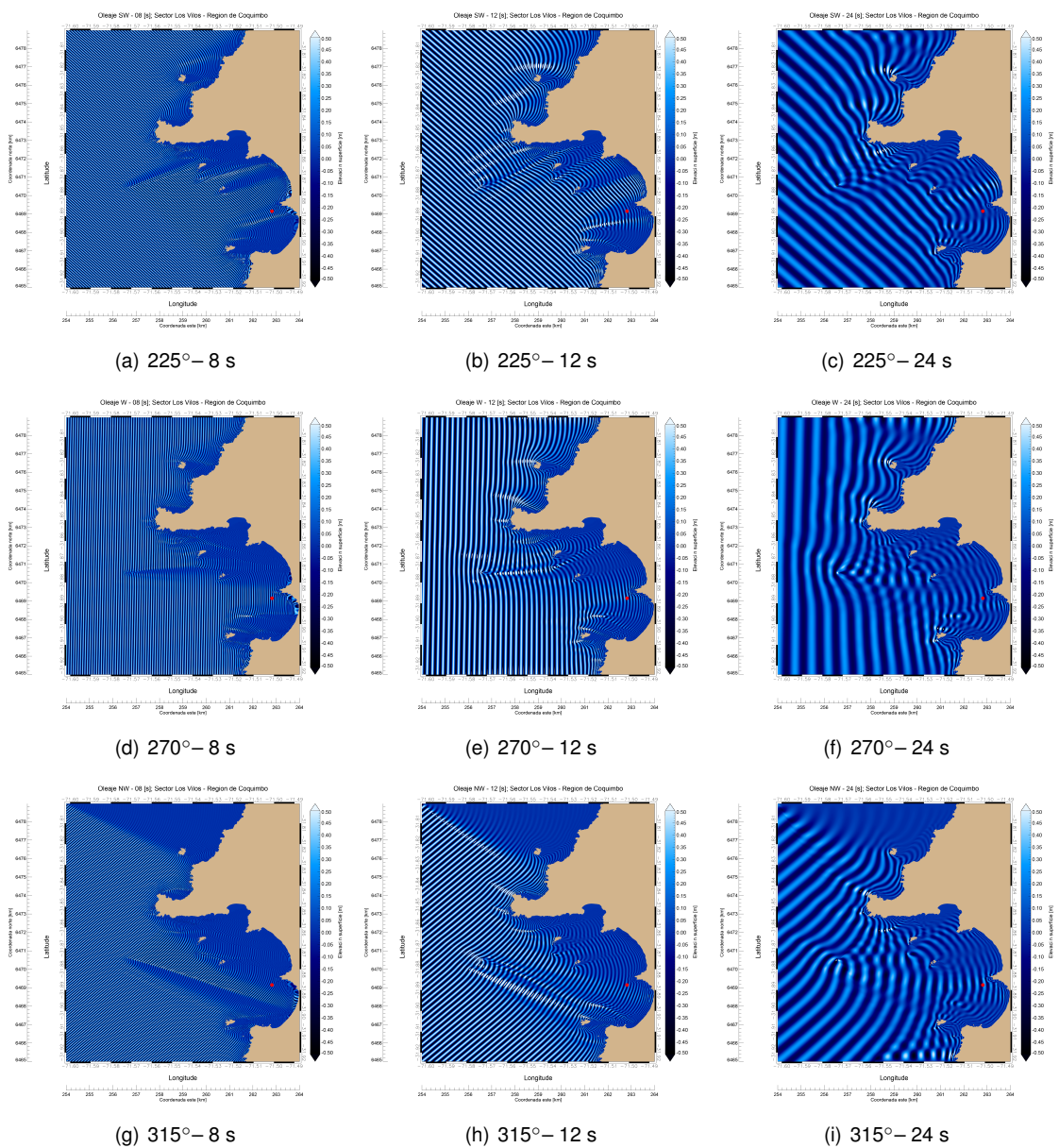


Figura 7.21: Frente de ola incidente obtenido mediante modelo débilmente no lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos *peak* de 8, 12 y 24 [s]

Fuente: Elaboración propia

7.2.1.3 Modelo no lineal de fase resuelta, MIKE 21 BW

En la Figura 7.22 se ilustra los coeficientes de agitación en función de la dirección incidente en aguas profundas. A partir de las aproximaciones del modelo no lineal, es posible que existe un comportamiento bimodal, siendo el el *peak* asociado a la dirección en torno a los 251.25° y períodos asociados a estados de alta energía (períodos mayores a 20 [s]) tenderían a amplificarse un 10% respecto a las condiciones de aguas profundas; el segundo modo esta asociado al oleaje cercano a los 311.25° con una atenuación de las condiciones de aguas profundas de un 70%. Para oleaje asociado a componentes locales (períodos bajos) su reducción serán en promedio en torno a un 50%, y en este caso los modos de mayor importancia se desplazan a direcciones incidentes del 210.00° y 277.75° .

A continuación se ilustran a modo de ejemplo los mapas para los coeficientes de agitación para los períodos de 8, 12 y 24 [s] con direcciones de incidencia SW, W y NW. En todos los casos se muestra la protección que generan la isla Huevos y Rada Tablas al sector de Punta Chungo (lugar de mediciones instrumentales), con ligeras amplificaciones en el sector de los roqueríos existentes en el sector de interés (Ver Figura 7.23). Finalmente a fin de evaluar las zonas de difracción se presentan en Figura 7.24 las mismas condiciones anteriores, en ellas se muestran que independiente de la condición simulada el oleaje tiende a incidir practicamente de manera particular a Punta Chungo, con orientaciones preferentes entre los 250 a 270° .

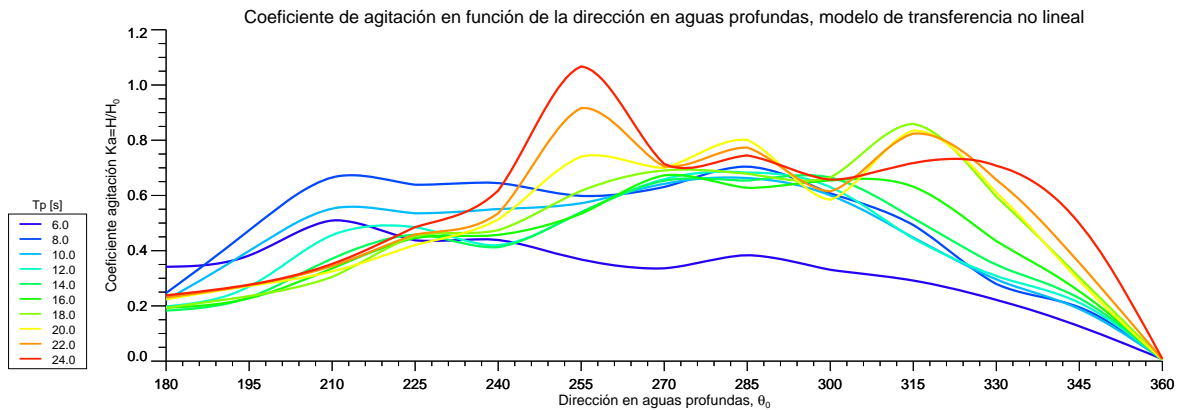


Figura 7.22: Coeficiente de agitación obtenido con modelo de transformación no lineal de fase resuelta, nodo mediciones instrumentales

Fuente: Elaboración propia

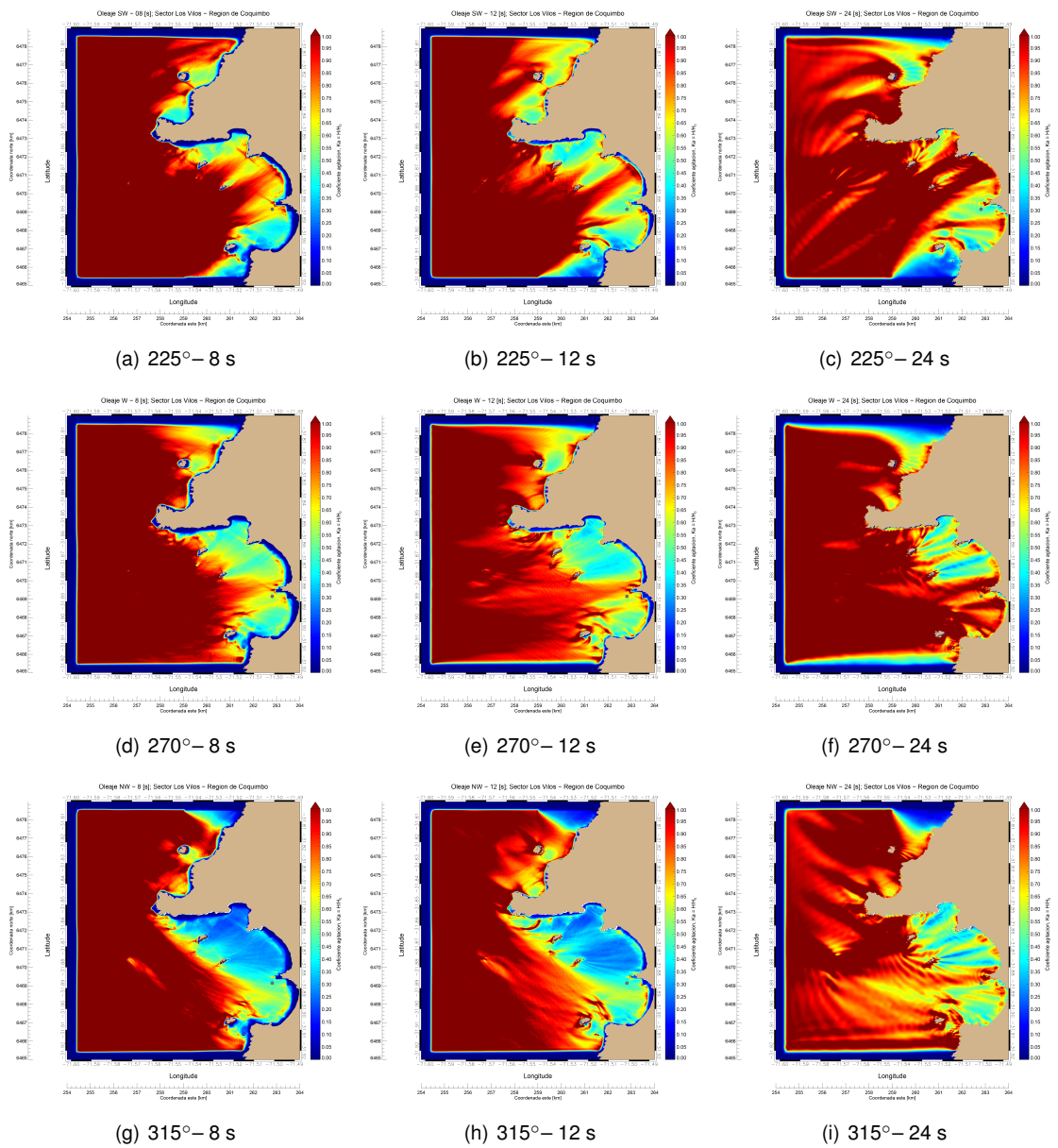


Figura 7.23: Coeficiente de agitación obtenido mediante modelo no lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos *peak* de 8, 12 y 24 [s]

Fuente: Elaboración propia

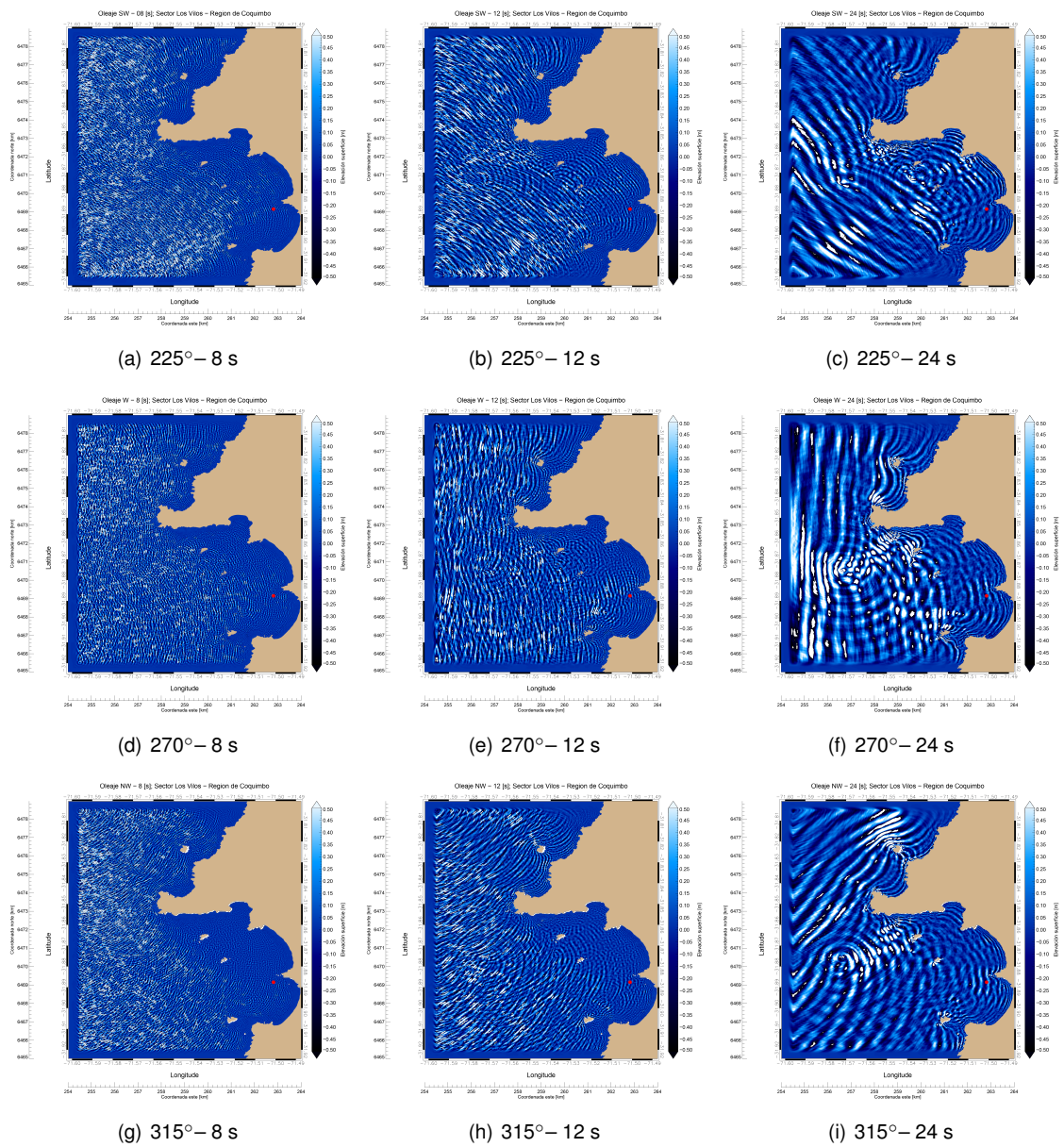


Figura 7.24: Frente de ola incidente obtenido mediante modelo no lineal de transformación de oleaje; direcciones: SW, W y NW y períodos *peak* de 8, 12 y 24 [s]
 Fuente: Elaboración propia

7.2.2 Transformación de oleaje

En la presente sección se describen los resultados obtenidos de la transformación de oleaje obtenido mediante la implementación de técnicas semi-puristas a los espectros en aguas profundas y a sus respectivos parámetros de resumen a fin de evaluar si existen diferencias significativas en función de la forma de expresar las condiciones aguas profundas y el modelo empleado.

7.2.2.1 Estados de mar expresados mediante espectros bidimensionales propagados en forma semi-purista

En Tabla 7.5 se resume la comparación de estadígrafos para los parámetros espectrales obtenidos de la integración de espectros bidimensionales para los distintos modelos empleados. Respecto a los resultados mostrados en la altura significativa espectral (Figura 7.27), se revela que el modelo débilmente no lineal tiende a mostrar resultados mayores que los casos no lineales y lineales. Para el caso del período *peak* espectral (Figura 7.28) muestran que el débilmente no lineal son menores, respecto a las otras dos aproximaciones estudiadas. Los resultados son complementados en Figuras 7.25 y 7.26.

El factor de acentuamiento espectral (Figura 7.30), Q_p , muestran un aumento hacia el modelo no lineal. Para el factor de ancho espectral de M.S. Longuet-Higgins (Figura 7.32), ν^2 , no revelan que la aplicación de los distintos modelos no cambian la concentración de energía entorno a la frecuencia media. Similares resultados, se obtuvieron en el caso de la anchura espectral de Cartwright D.E. (Figura 7.31) ϵ^2 , es decir, existen valores análogos para cada tipo de modelo empleado; de esta manera los espectros en aguas someras son de anchura baja. Para el factor de irregularidad (Figura 7.33), α , revelan en aguas someras independiente del modelo considerado, aumenta significativamente los factores no lineales; resultados que son consistentes con el aumento del número de Ursell (Figura 7.34).

Otro resultado importante a considerar es la distribución direccional para la altura significativa (Figura 7.35) y período *peak* (Figura 7.36). Para el caso del modelo lineal la dirección WSW se presenta con un 65.06%, seguido del W con un 34.94%; en el caso de la aproximación débilmente no lineal, el arco del WSW se presenta con un 81.57% de los casos y el W 18.43%; finalmente para el no lineal, la dirección WSW ocurre un 83.60% y el arco W con un 16.40%. Respecto a los resultados del rango más representativo de altura significativa espectral, independiente de la simulación considerada las alturas se concentran en el rango de 1.00 – 1.50 [m]; con valores modales de 1.12, 1.50 y 1.21 [m] para el modelo lineal, débilmente no lineal, no lineal, respectivamente. En el caso del período *peak* espectral los valores modales en el caso lineal de 12.43 [s] y en modelos débilmente no lineal y no lineal de 11.49 y 12.48 [s], respectivamente. En el modelo no lineal la frecuencia del rango 12.0 – 14 [s] se presente en un 37.41%, en el rango 10 – 12 [s] en el caso del débilmente no lineal se presenta con una frecuencia del 26.26% de los casos. Finalmente en el lineal el rango de 10 – 12 [s] es el de mayor frecuencia con un 29.23%.

Tabla 7.5: Comparación de estadígrafos básico según tipo de modelo aplicado en transferencia espectral bidimensional en forma semi-purista

Estadígrafo	Hmo [m]			Tp [s]			MWD [°]			Q_p		
	m.l. ¹	m.d.n.l. ²	m.n.l. ³	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.
Máximo	4.03	3.52	3.82	21.73	21.73	21.76	271.28	281.17	280.70	20.86	26.90	32.26
Promedio	1.12	1.50	1.22	11.93	10.49	11.98	256.75	257.46	257.12	5.56	7.05	8.57
Mínimo	0.29	0.31	0.27	3.60	5.26	6.27	242.14	255.07	255.03	2.25	2.94	3.16
Desv. est.	0.33	0.43	0.34	2.56	2.63	2.05	5.88	2.86	2.68	1.70	1.64	1.88
Sesgo	0.98	0.42	0.61	0.41	0.45	0.37	0.35	2.91	2.92	1.41	1.05	1.01
Kurtosis	2.90	0.07	1.27	0.04	-0.27	0.34	-0.75	10.98	11.76	3.31	4.24	4.19
Percentil 5	0.66	0.84	0.70	8.07	6.75	8.71	248.37	255.45	255.18	3.49	4.61	5.85
Percentil 25	0.89	1.19	0.97	10.12	8.35	10.59	252.10	255.81	255.49	4.37	6.01	7.33
Percentil 50	1.09	1.47	1.19	11.74	10.33	11.93	255.94	256.41	256.15	5.21	6.86	8.39
Percentil 75	1.31	1.77	1.43	13.52	12.25	13.27	260.99	257.85	257.65	6.39	7.92	9.61
Percentil 95	1.70	2.28	1.81	16.33	15.18	15.49	267.52	263.23	262.49	8.83	9.95	11.82

Estadígrafo	ϵ^2			ν^2			α			$\log_{10}Ur$		
	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.
Máximo	0.77	0.61	0.58	0.62	0.31	0.29	0.94	0.97	0.96	-0.75	-0.75	-0.77
Promedio	0.45	0.27	0.26	0.15	0.10	0.08	0.74	0.85	0.86	-1.54	-1.48	-1.50
Mínimo	0.11	0.07	0.09	0.02	0.02	0.02	0.49	0.62	0.65	-2.72	-2.39	-2.30
Desv. est.	0.08	0.07	0.07	0.05	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.23	0.24	0.20
Sesgo	0.11	0.43	0.63	1.05	0.95	1.21	-0.38	-0.60	-0.78	-0.27	-0.05	-0.06
Kurtosis	0.55	0.13	0.46	2.69	1.43	2.41	0.73	0.47	0.84	0.19	-0.10	-0.07
Percentil 5	0.34	0.16	0.17	0.09	0.05	0.05	0.65	0.78	0.79	-1.93	-1.87	-1.83
Percentil 25	0.40	0.21	0.21	0.12	0.07	0.06	0.71	0.83	0.84	-1.69	-1.64	-1.64
Percentil 50	0.45	0.26	0.25	0.15	0.09	0.08	0.74	0.86	0.86	-1.54	-1.48	-1.50
Percentil 75	0.50	0.32	0.30	0.18	0.12	0.09	0.77	0.89	0.89	-1.39	-1.32	-1.36
Percentil 95	0.58	0.40	0.38	0.24	0.16	0.13	0.82	0.92	0.91	-1.19	-1.09	-1.17

Fuente: Elaboración propia

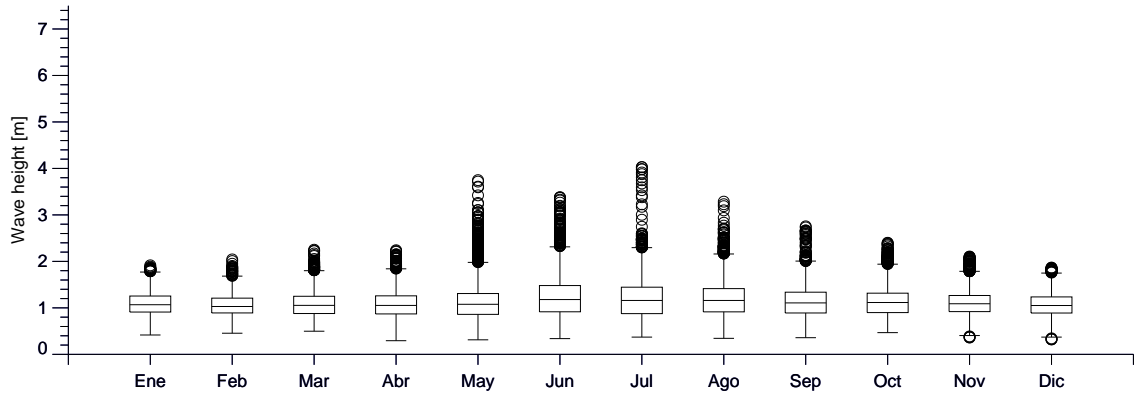
¹Modelo lineal de fase promediada, SWAN

²Modelo débilmente no lineal de fase resuelta, REF/DIF S

³Modelo no lineal de fase resuelta, MIKE 21 BW

Mean cycle for spectral wave height.

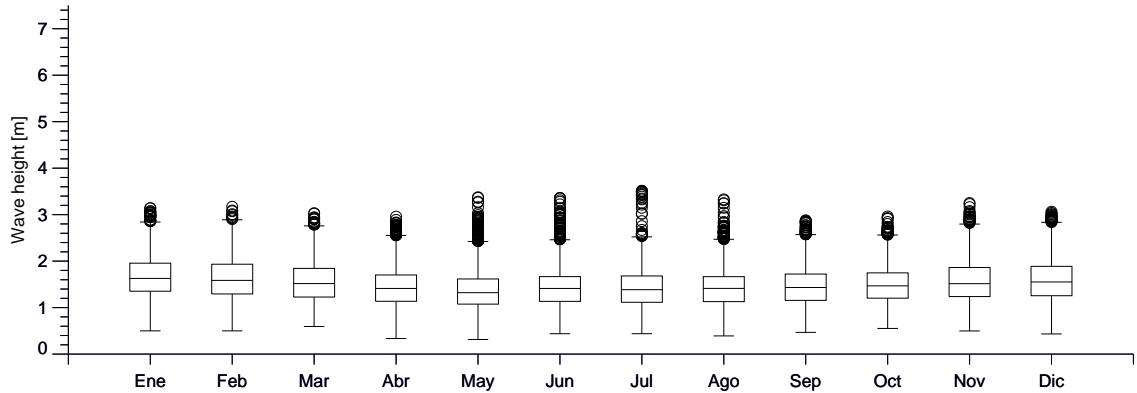
Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(a) Modelo lineal

Mean cycle for spectral wave height.

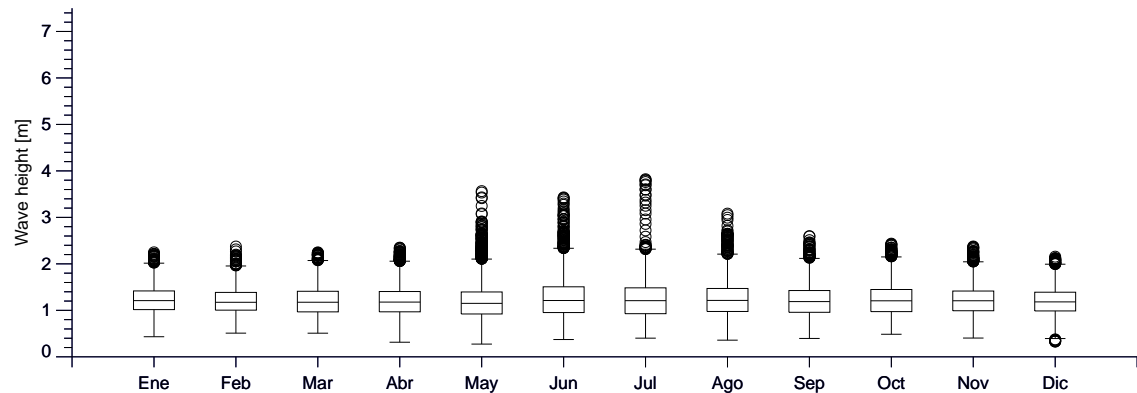
Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(b) Modelo débilmente no lineal

Mean cycle for spectral wave height.

Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



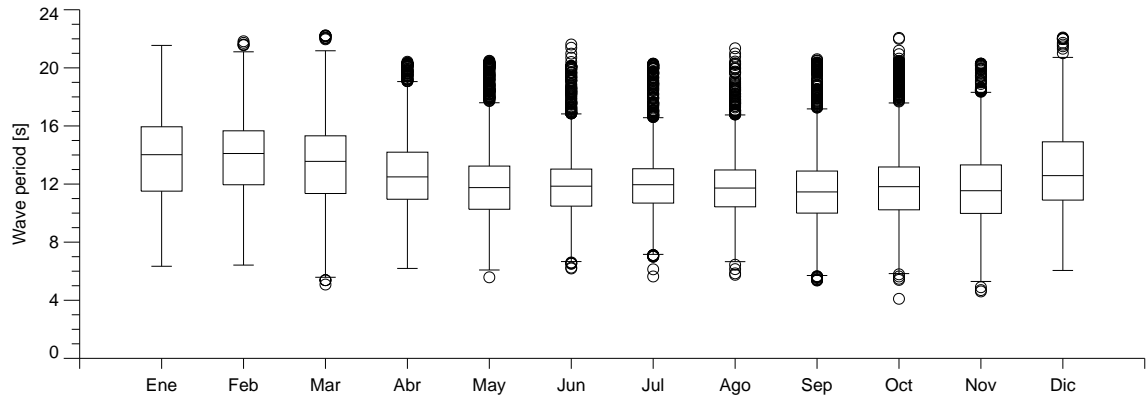
(c) Modelo no lineal

Figura 7.25: Ciclo mensual para altura significativa espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

Fuente: Elaboración propia

Mean cycle for spectral peak period.

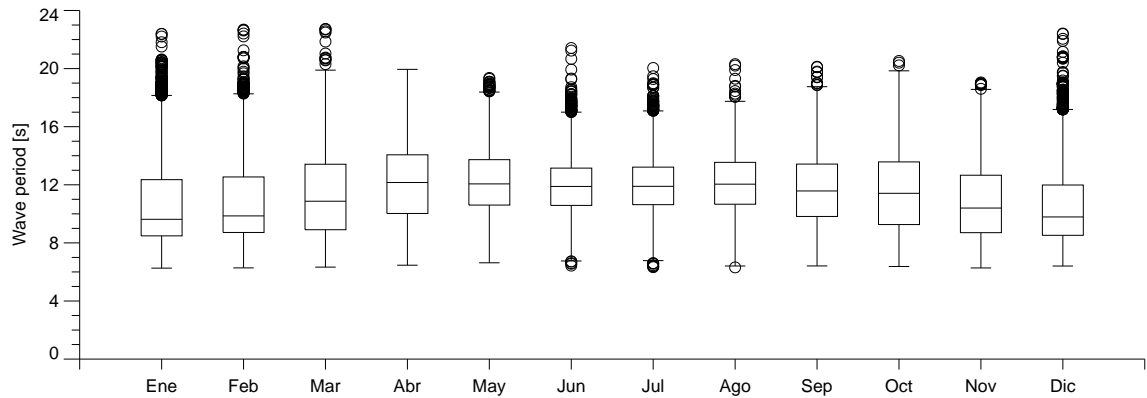
Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(a) Modelo lineal

Mean cycle for spectral peak period.

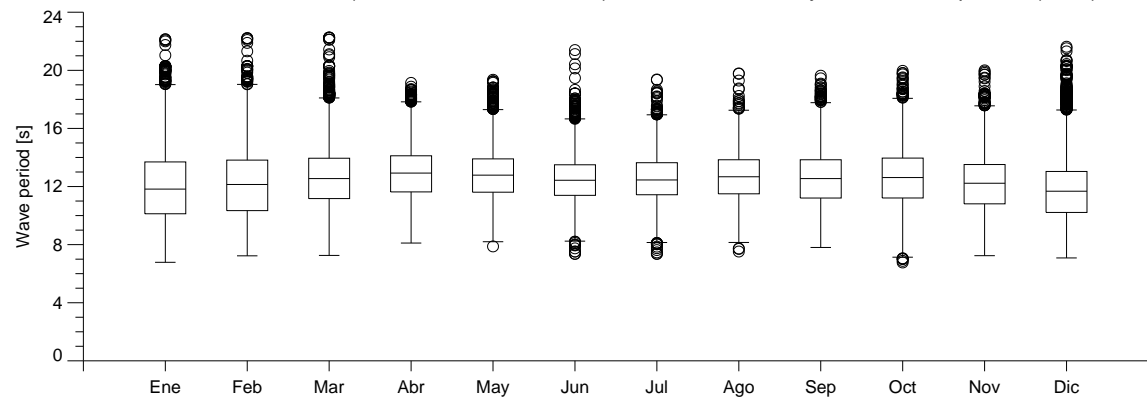
Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(b) Modelo débilmente no lineal

Mean cycle for spectral peak period.

Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(c) Modelo no lineal

Figura 7.26: Ciclo mensual para período *peak* espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

Fuente: Elaboración propia

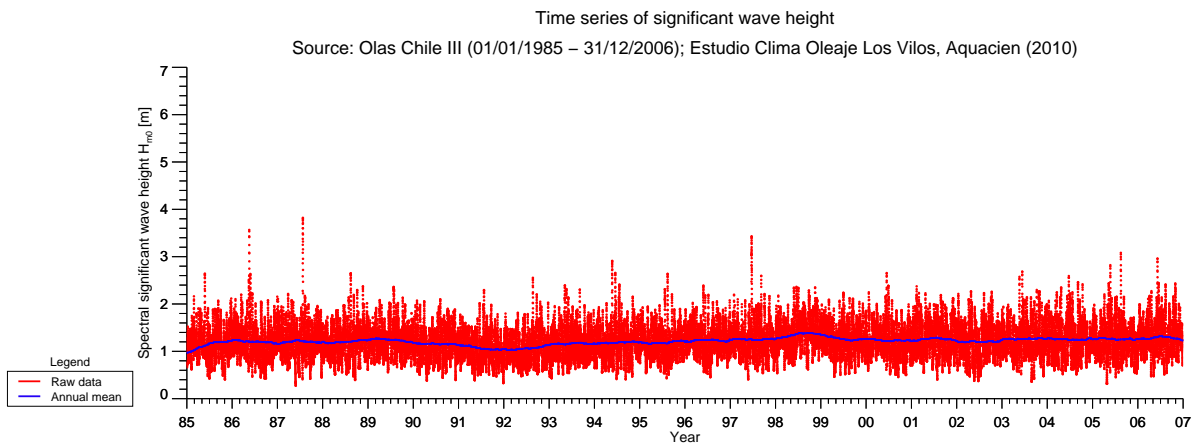
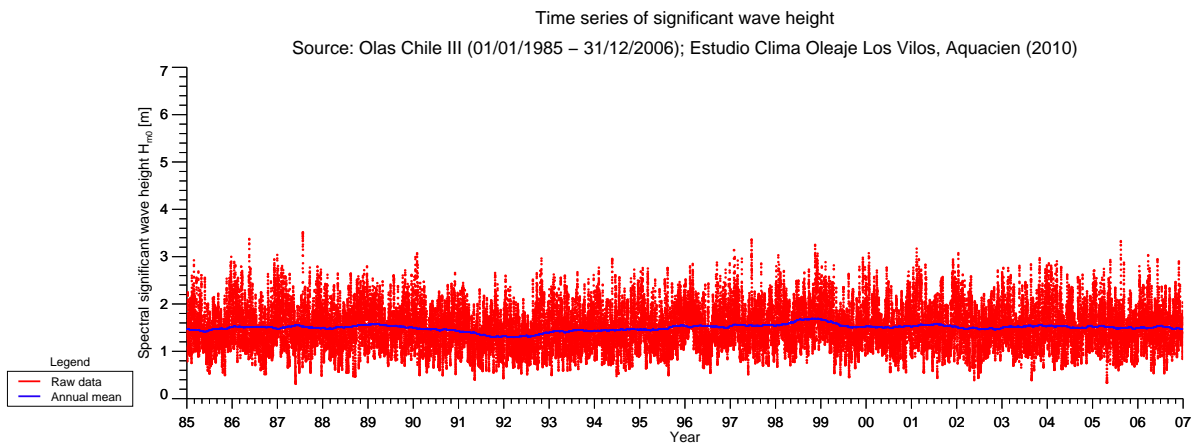
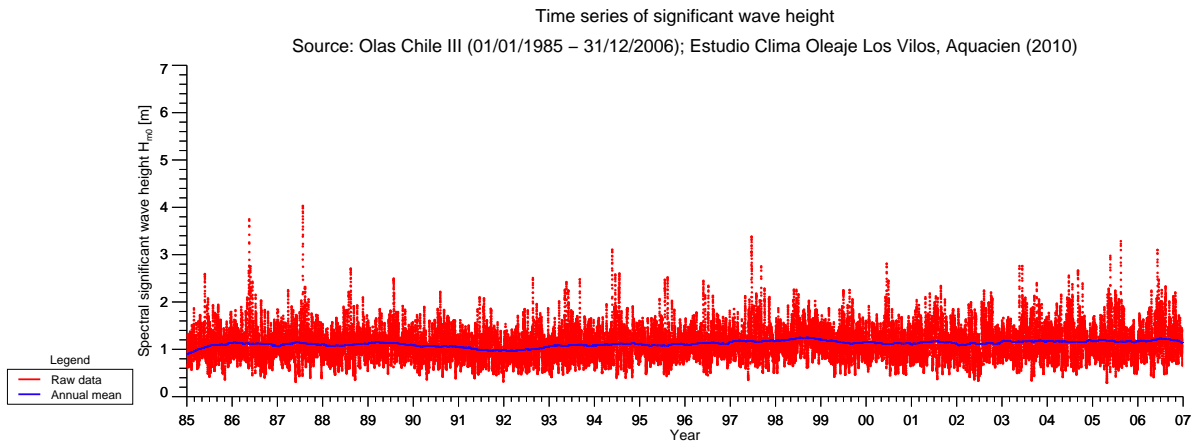


Figura 7.27: Series de tiempo altura significativa espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

Fuente: Elaboración propia

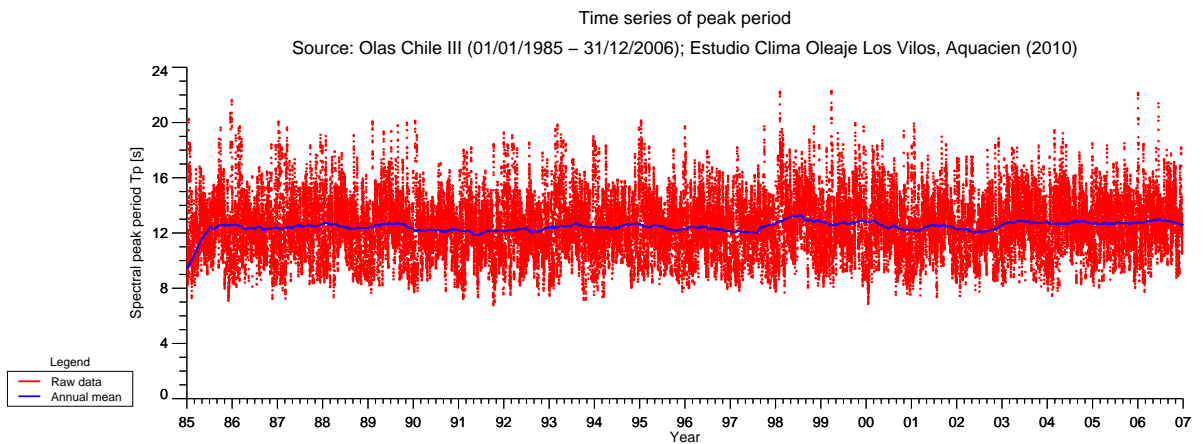
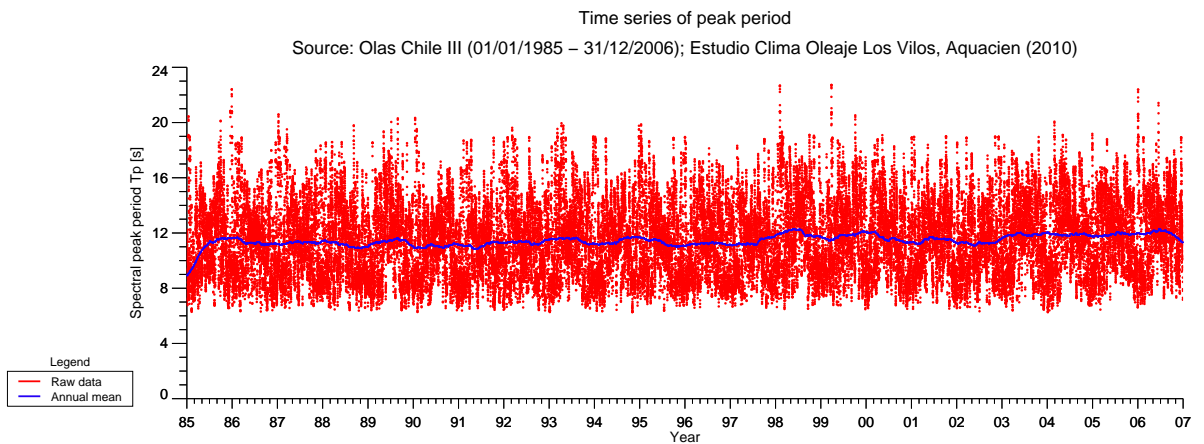
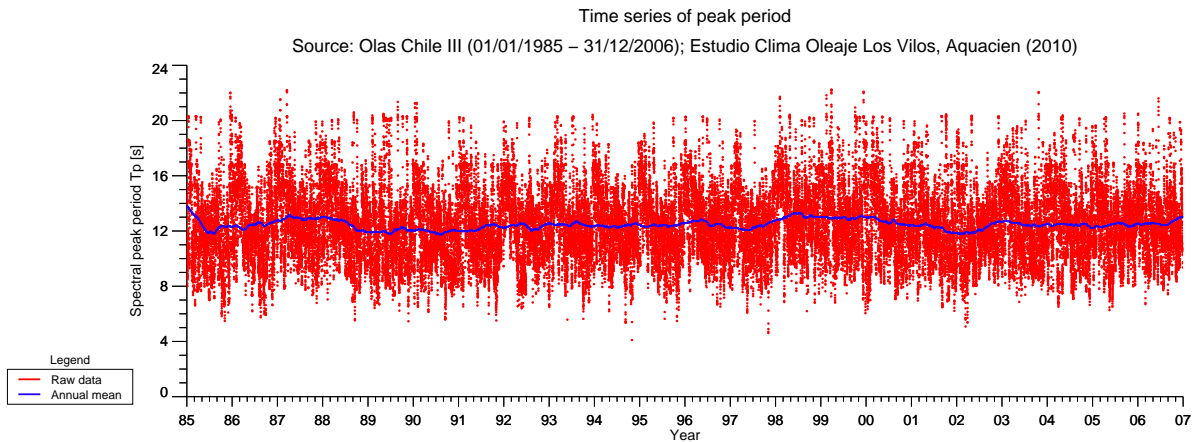


Figura 7.28: Series de tiempo período *peak* espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

Fuente: Elaboración propia

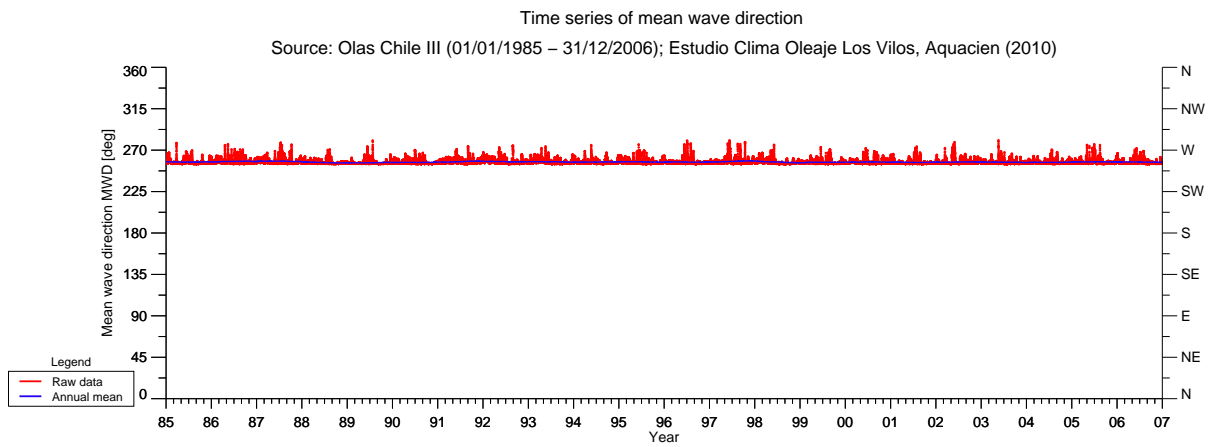
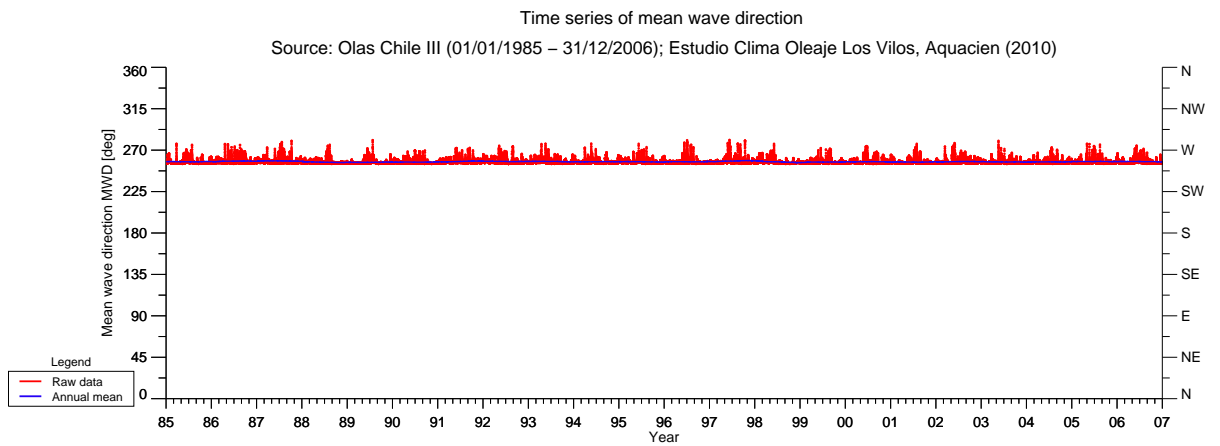
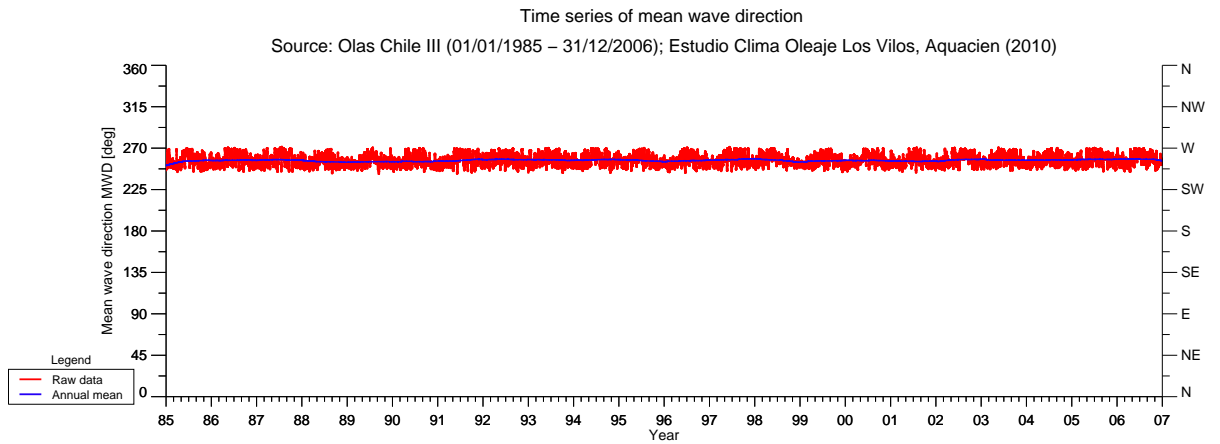
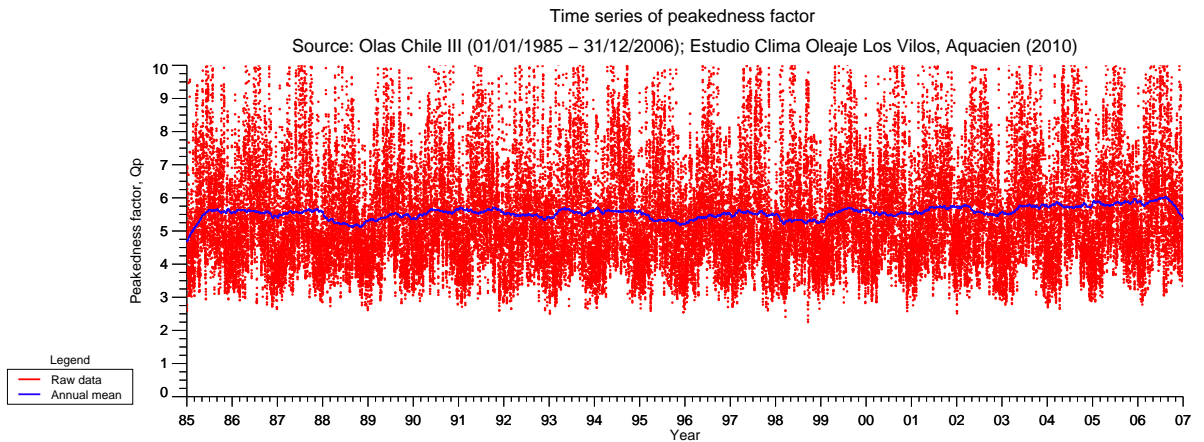
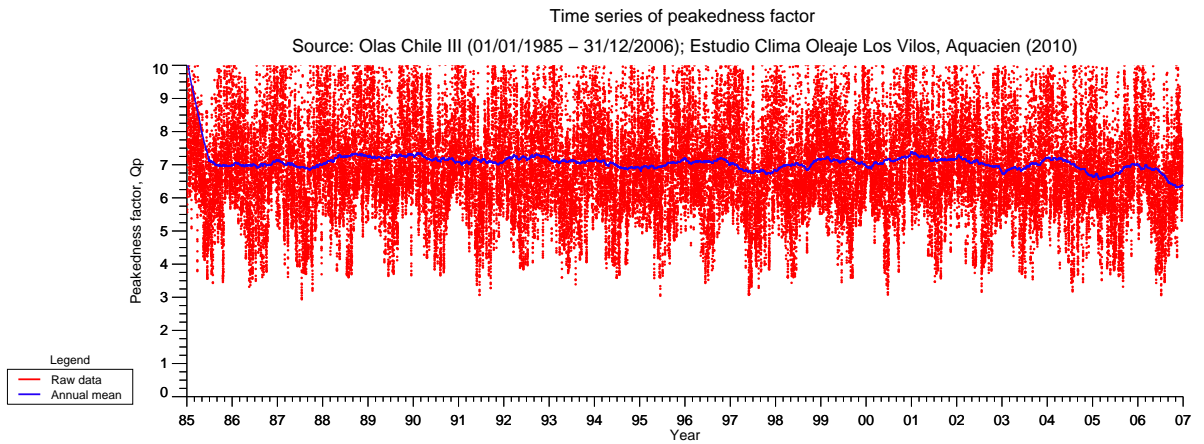


Figura 7.29: Series de tiempo dirección medio espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

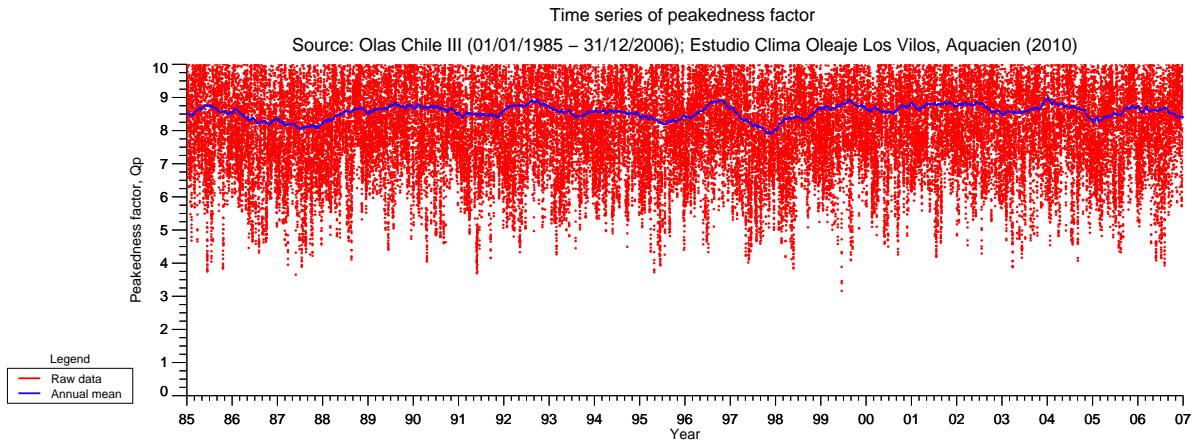
Fuente: Elaboración propia



(a) Modelo lineal



(b) Modelo débilmente no lineal



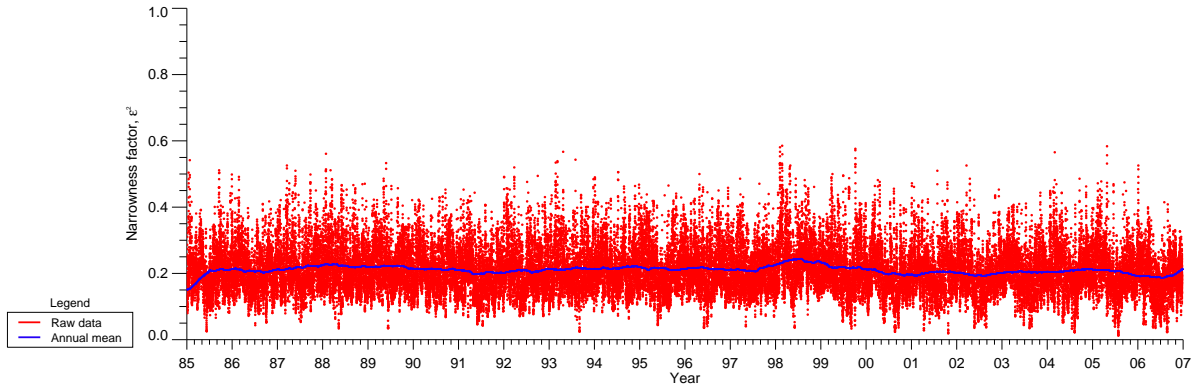
(c) Modelo no lineal

Figura 7.30: Series de tiempo factor de aguzamiento del espectro obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

Fuente: Elaboración propia

Time series of narrowness factor – Cartwright D.E.

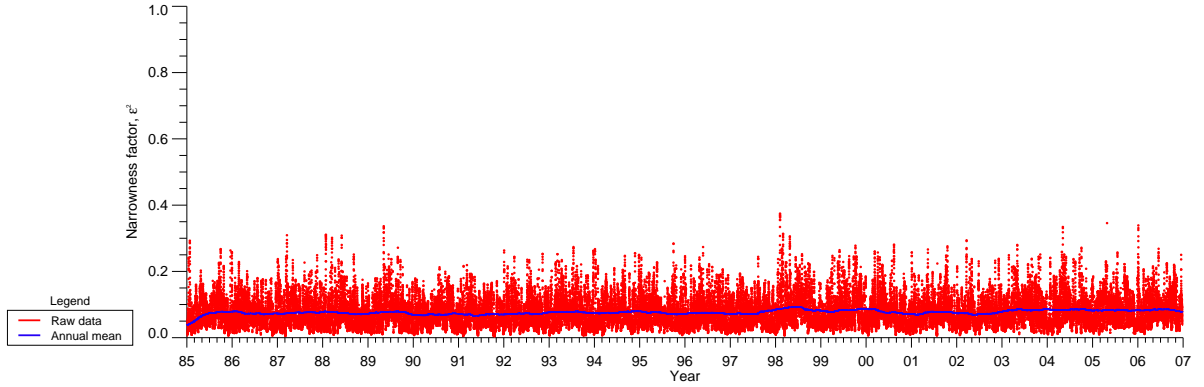
Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(a) Modelo lineal

Time series of narrowness factor – Cartwright D.E.

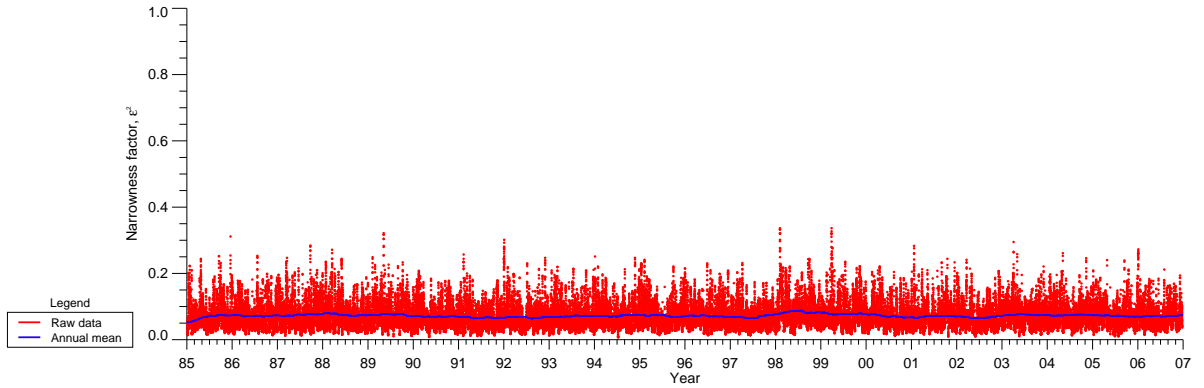
Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(b) Modelo débilmente no lineal

Time series of narrowness factor – Cartwright D.E.

Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



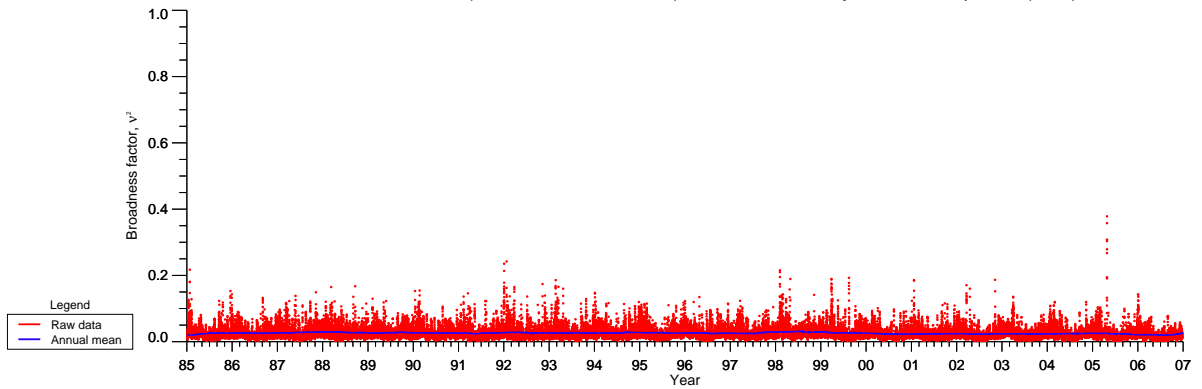
(c) Modelo no lineal

Figura 7.31: Series de tiempo factor de la anchura espectral, según Cartwright & Longuet-Higgins, obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

Fuente: Elaboración propia

Time series of broadness factor – Longuet-Higgins, M.S.

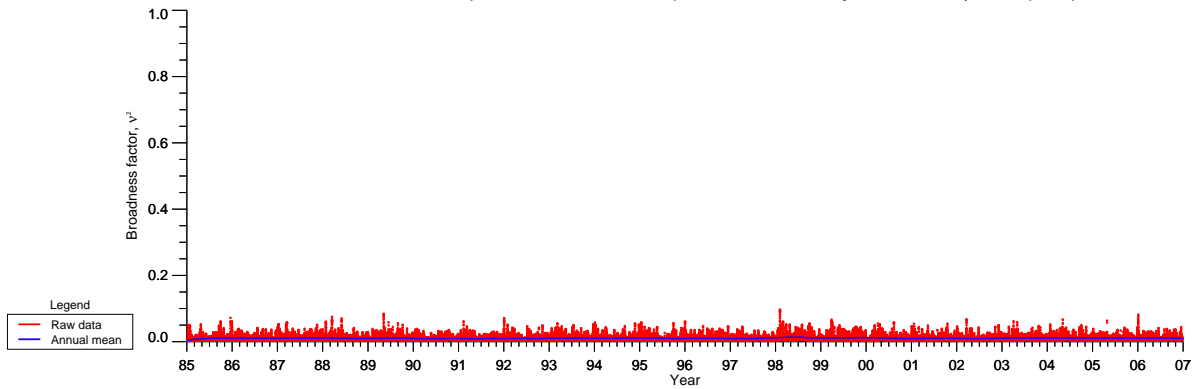
Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(a) Modelo lineal

Time series of broadness factor – Longuet-Higgins, M.S.

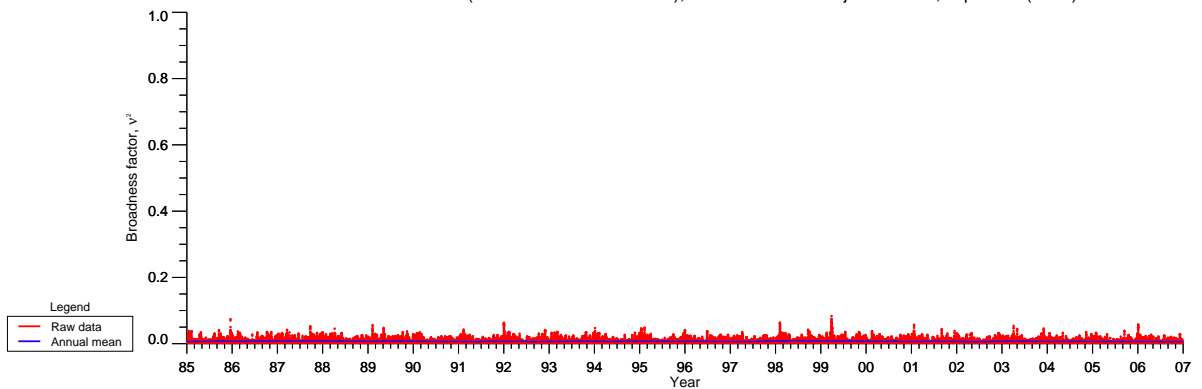
Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(b) Modelo débilmente no lineal

Time series of broadness factor – Longuet-Higgins, M.S.

Source: Olas Chile III (01/01/1985 – 31/12/2006); Estudio Clima Oleaje Los Vilos, Aquacien (2010)



(c) Modelo no lineal

Figura 7.32: Series de tiempo factor de la anchura espectral, según Longuet-Higgins M.S., obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

Fuente: Elaboración propia

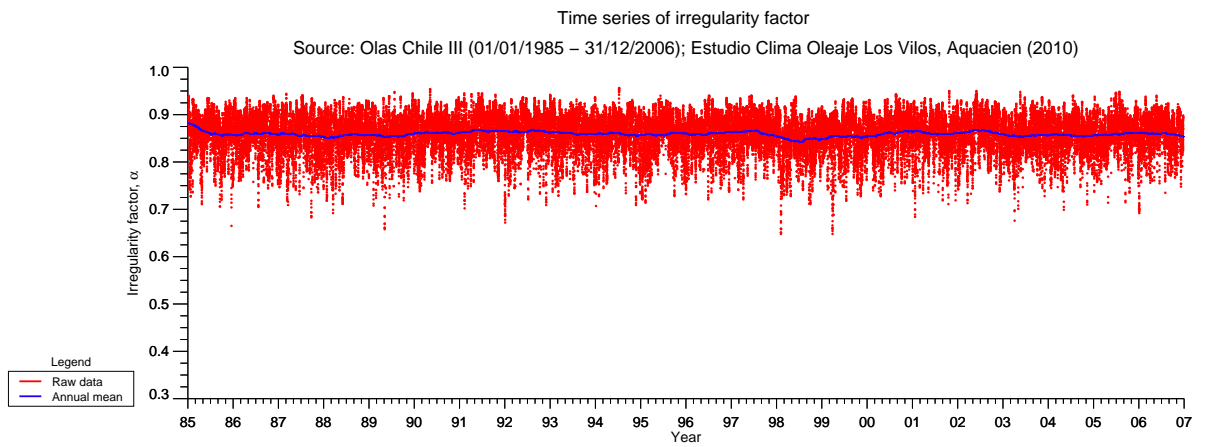
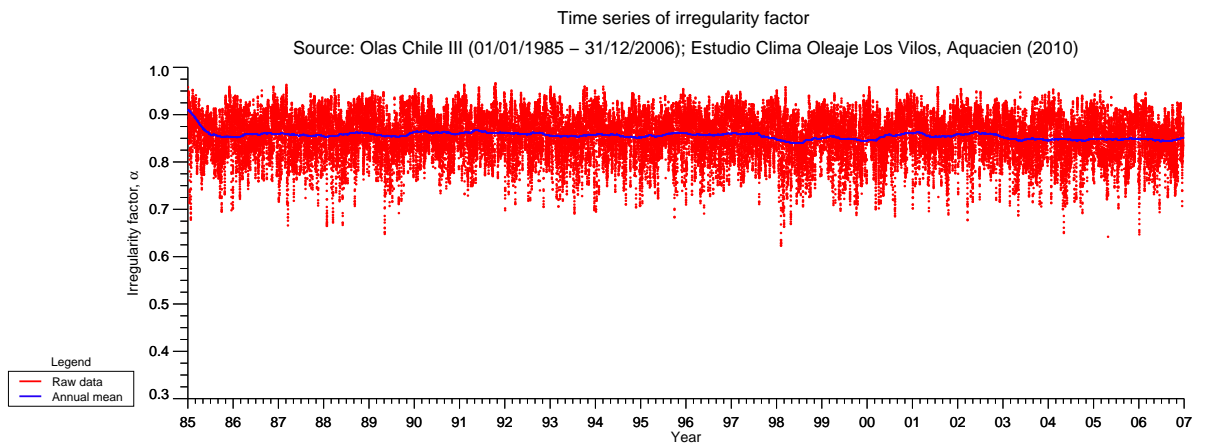
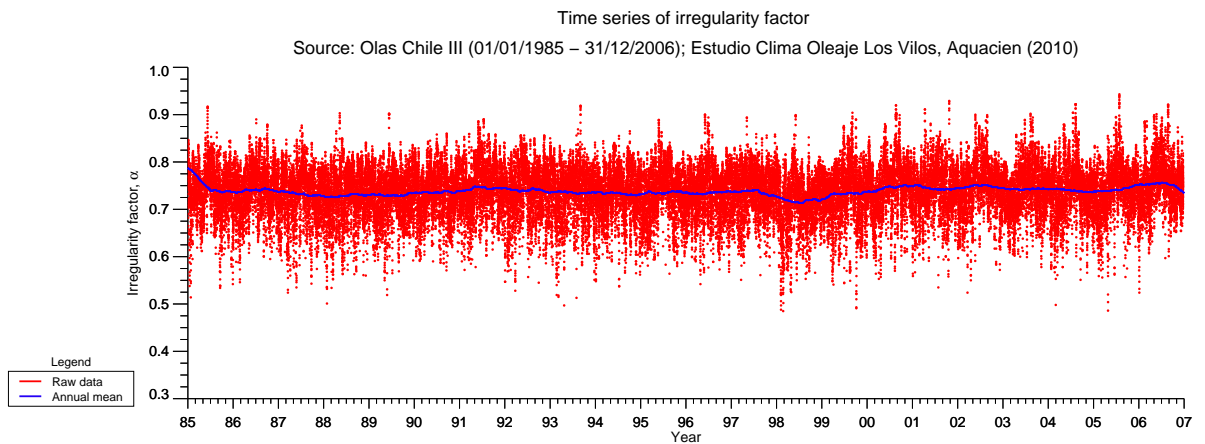
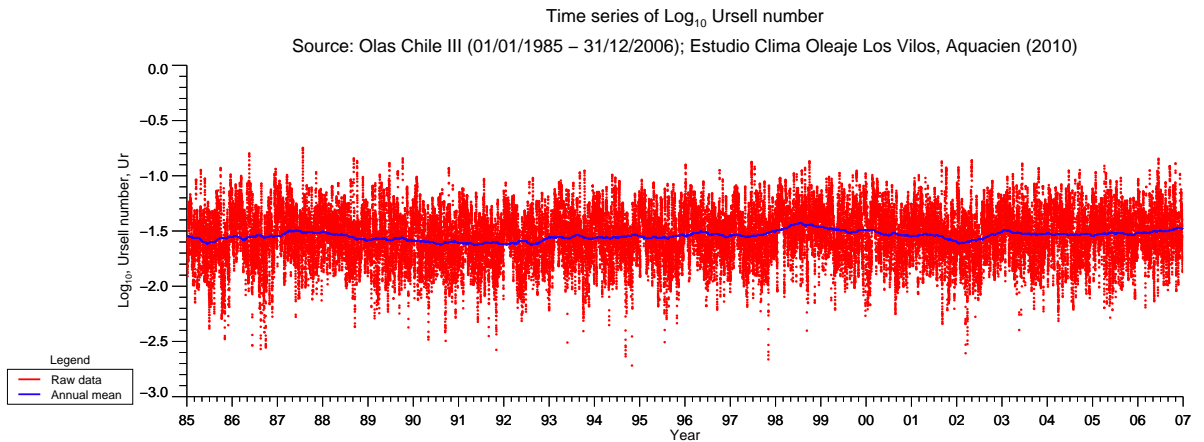
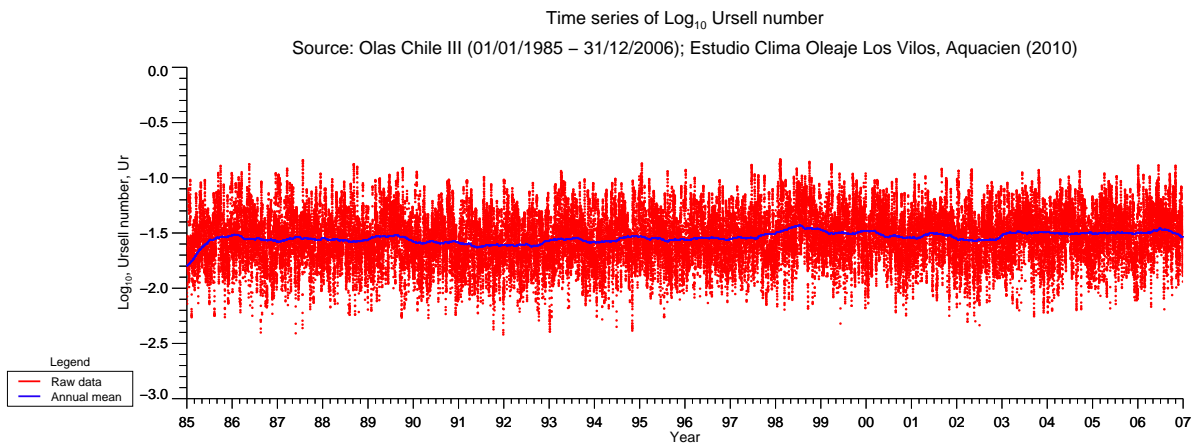


Figura 7.33: Series de tiempo factor de irregularidad espectral, según Cartwright & Longuet-Higgins, obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

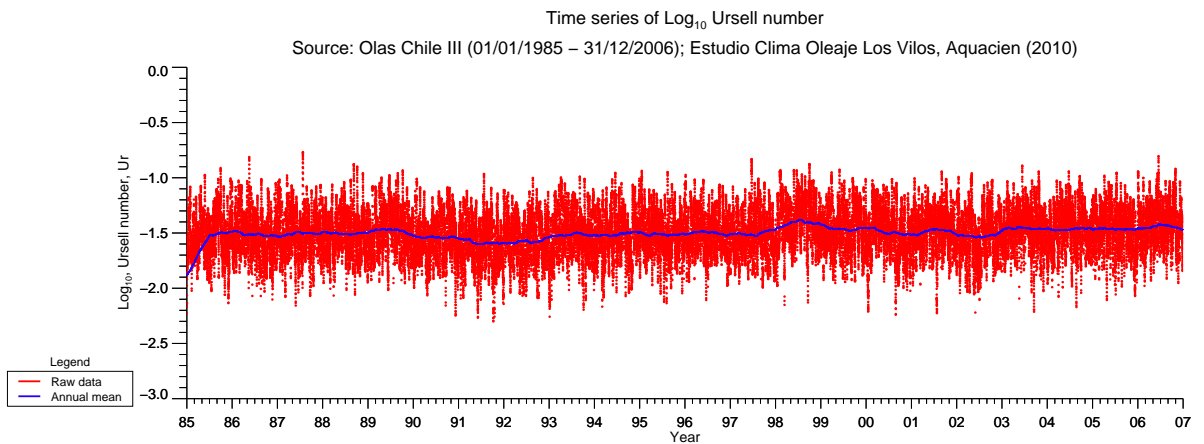
Fuente: Elaboración propia



(a) Modelo lineal



(b) Modelo débilmente no lineal



(c) Modelo no lineal

Figura 7.34: Series de tiempo de logaritmo de base 10 de número Ursell espectral, obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista

Fuente: Elaboración propia

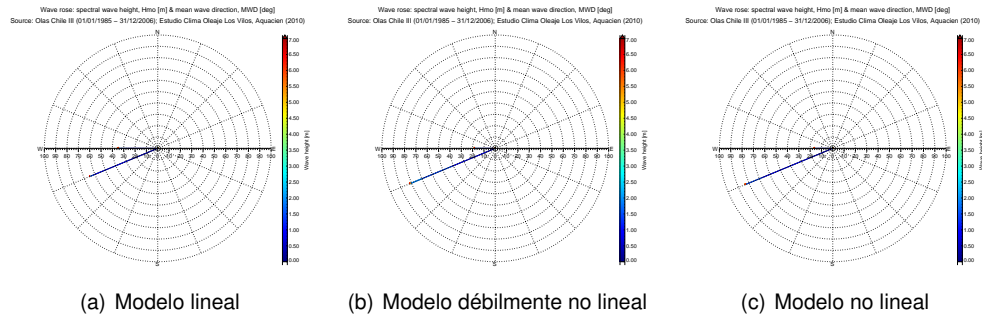


Figura 7.35: Rosas de oleaje altura significativa espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista
 Fuente: Elaboración propia

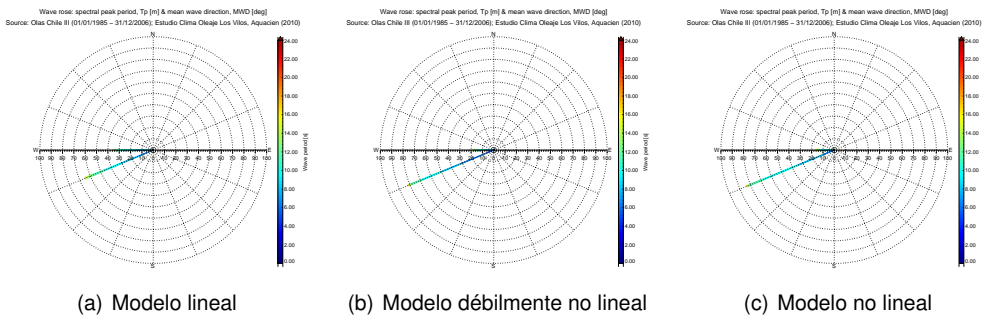


Figura 7.36: Rosas de oleaje período *peak* espectral obtenidas de la propagación espectral bidimensional semi-purista
 Fuente: Elaboración propia

7.2.2.2 Estados de mar expresados mediante mediante parámetros de resumen propagados en forma semi-purista

De manera análoga a lo realizado en la sección anterior se determino los estadígrafos para los parámetros de resumen (Tabla 7.6). Los resultados para altura significativa espectral (Figura 7.38), muestran que el modelo no lineal sus estimaciones promedio menores que el modelo lineal y débilmente no lineal; sin embargo la altura máxima espectral es mayor en el modelo lineal y menor en el modelo no lineal; lo que es evidenciado por una elevada kurtosis en la serie de datos. En el caso de la propagación de parámetros de resumen, se basa en la conservación del período de la onda, por lo cual los tres modelos tendrán los mismos valores. Al respecto, el período *peak* espectral (Figura 7.37) fluctúa entre los 4.98 – 20.98 [s], con una valor promedio de 11.48 [s]. Para la dirección media (Figura 7.39), ambos modelos muestran una respuesta similar en torno al valor promedio, pero sus valor de incidencia máxima es mayor en los modelos no lineales respecto al lineal.

En las Figuras 7.40 y 7.41, se ilustran las rosas de oleaje para la altura significativa espectral -

dirección media y período *peak* espectral - dirección media, respectivamente. A partir de estos resultados en el modelo lineal, el arco WSW se presenta con un 74.90%, seguido del W 24.49% y una menor presencia del SW con un 0.03%. Para los modelos no lineales el arco WSW tiene una frecuencia del 97.59%, el W con un 1.83%. Adicionalmente, el 0.58% no han sido considerados dentro del análisis ya que su propagación no es incidente en los arcos principales de la configuración de la costa (S a N).

En el modelo lineal el rango de 0.5 – 1.0 [m] se presenta con un 55.56%; en el caso del modelo débilmente no lineal y no lineal se concentran en el mismo rango, con frecuencias 67.27% y 75.35%. Los valores modales son los siguientes: 0.99, 0.80 y 0.76 [m] para el lineal, débilmente no lineal y no lineal, respectivamente. Para el caso del período *peak* espectral se concentra en el rango de 10 – 12 [s], con un valor modal de 11.48 [s].

Tabla 7.6: Comparación de estadígrafos básicos según tipo de modelo aplicado en transferencia de parámetros de resumen en forma semi-purista

Estadígrafo	Hmo [m]			Tp [s]			MWD [°]		
	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.
Máximo	5.30	3.94	4.95	20.93	20.93	20.93	278.65	269.22	269.22
Promedio	0.99	1.03	1.13	12.19	12.19	12.19	255.86	252.37	252.37
Mínimo	-	-	-	4.98	4.98	4.98	-	-	-
Desv. est.	0.35	0.34	0.37	2.03	2.03	2.03	20.91	19.45	19.45
Sesgo	1.93	0.65	0.98	-0.32	-0.32	-0.32	-10.25	-12.73	-12.73
Kurtosis	11.52	2.33	4.80	0.33	0.33	0.33	121.75	162.27	162.27
Percentil 5	0.56	0.54	0.61	8.40	8.40	8.40	242.96	250.27	250.27
Percentil 25	0.78	0.80	0.89	11.05	11.05	11.05	248.69	252.37	252.37
Percentil 50	0.95	1.01	1.10	12.34	12.34	12.34	252.75	253.72	253.72
Percentil 75	1.14	1.23	1.33	13.51	13.51	13.51	258.54	255.20	255.20
Percentil 95	1.55	1.60	1.76	15.23	15.23	15.23	269.38	257.58	257.58

Fuente: Elaboración propia

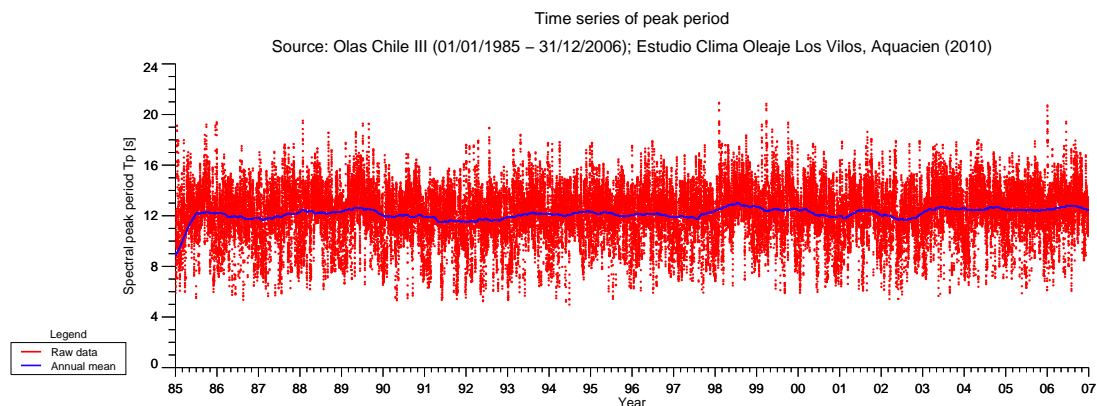


Figura 7.37: Serie de tiempo período *peak* espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen

Fuente: Elaboración propia

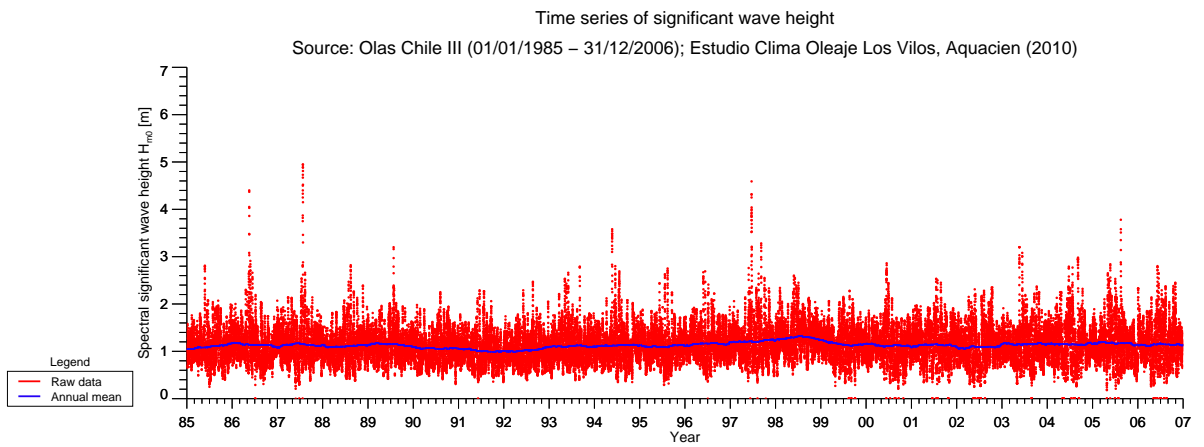
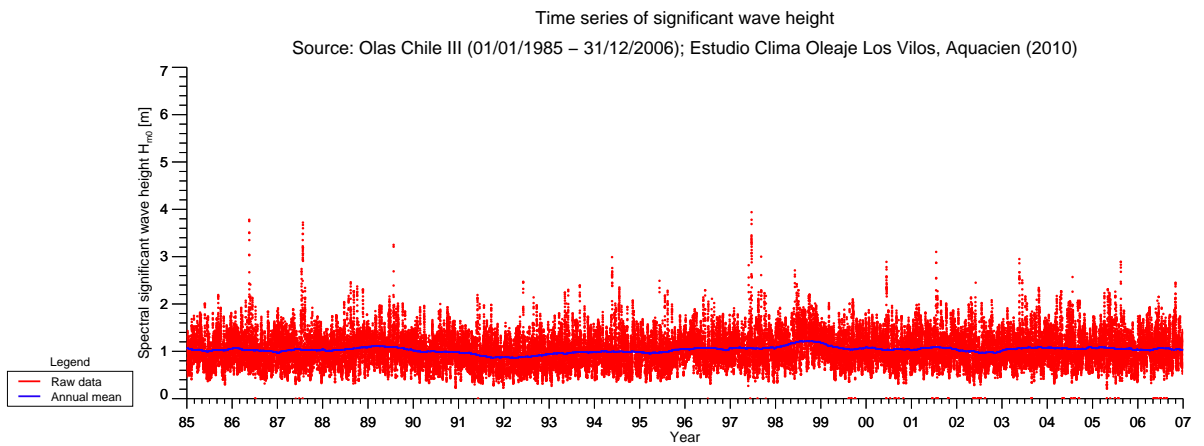
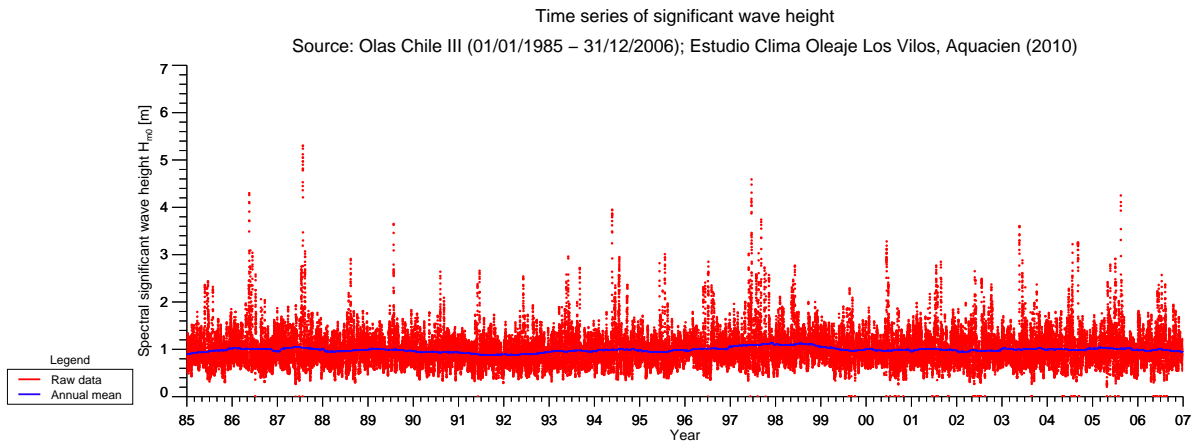


Figura 7.38: Series de tiempo altura significativa espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen

Fuente: Elaboración propia

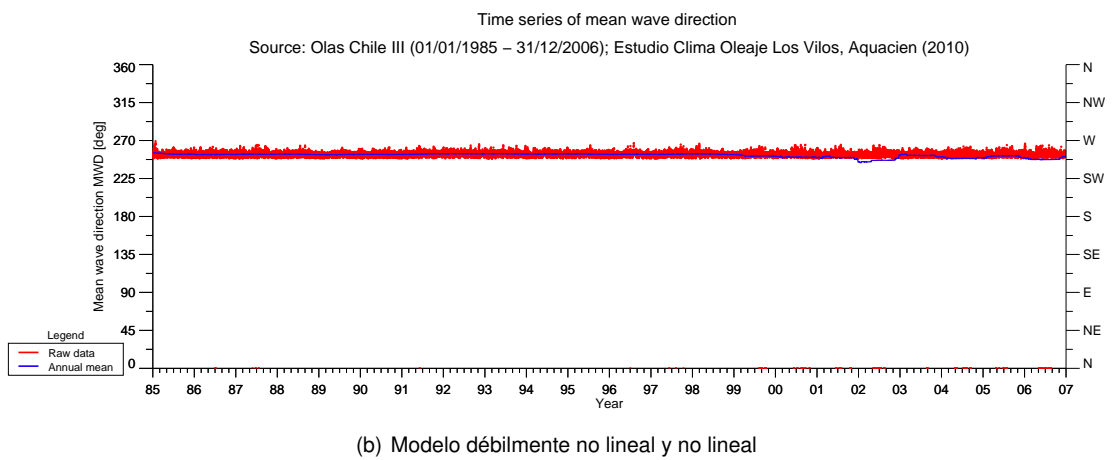
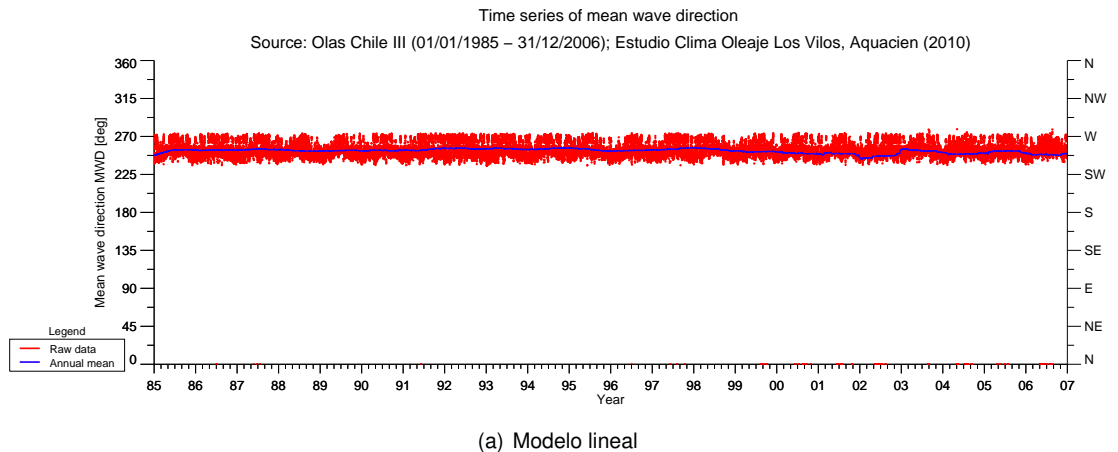


Figura 7.39: Series de tiempo dirección media espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen
Fuente: Elaboración propia

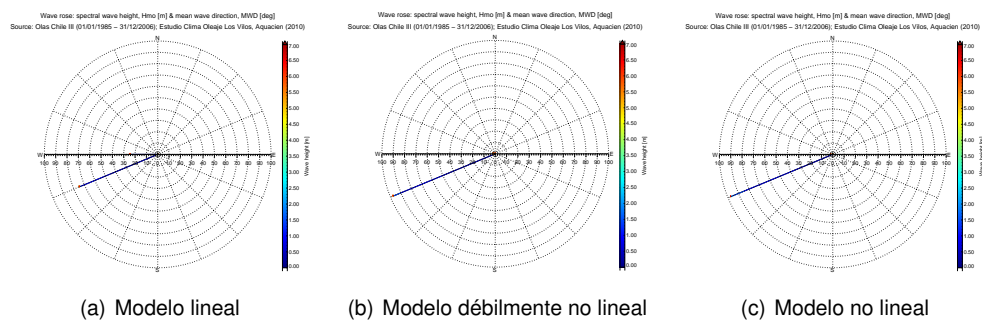


Figura 7.40: Rosas de oleaje altura significativa espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen
Fuente: Elaboración propia

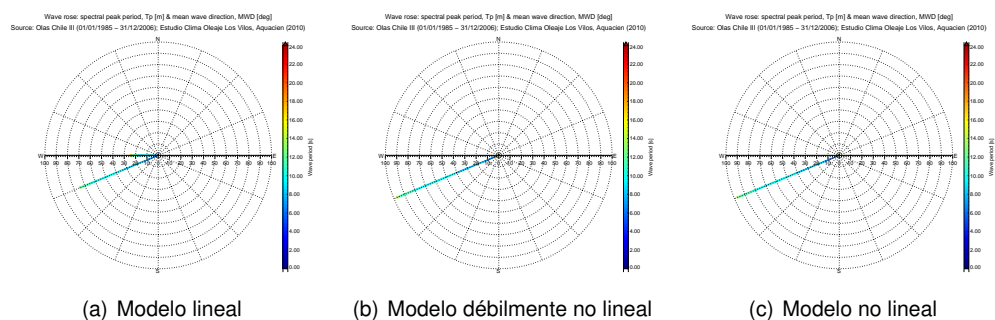


Figura 7.41: Rosas de oleaje período *peak* espectral obtenidas de la propagación semi-purista de parámetros resumen

Fuente: Elaboración propia

7.3 Validación de resultados

7.3.1 Campaña 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996

La primera campaña de validación de resultados se extiende entre el 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996 realizado en el sector de Punta Chungo, Bahía Los Vilos, para el cual sólo se cuentan con tablas de incidencia conjunta para cada combinación de parámetros significativos; es decir, altura significativa – período *peak* espectral, altura significativa – dirección media, período *peak* – dirección media.

En Figura 7.42 muestra la distribución conjunta entre la altura significativa y período *peak* espectral; en el panel superior corresponde a los resultados de la transferencia espectral semi-purista y el panel inferior son los resultados de la transferencia de parámetros resumen obtenidos de la integración de los espectros en aguas profundas, el diagrama de contornos en tonalidades corresponde los valores medidos y las curvas de nivel corresponden a los valores modelados.

Sí consideramos que las condiciones modales de la altura significativa para el registro de esta campaña, 1.74 [m], en todos los casos los distintos modelos de transferencia de parámetros de resumen implican una subestimación del orden de un 17.3 – 41.6% y 13.5 – 35.3% para el caso de la análoga en forma espectral; los mejores resultados están atribuidos nuevamente al modelo no lineal. Las estimaciones modales del período *peak* espectral en los registros *in situ* toma un valor de 11.54 [s], para los métodos de transferencia espectral aplicando coeficientes de transformación obtenidos a partir del modelo lineal una correspondencia exacta; en cambio utilizando coeficientes no lineales la sobre estimación de un 3.85 y sub-estimación en el débilmente no lineal del orden 8.08%. En cambio si se aplica los resultados a una transferencia de parámetros de resumen se obtiene una sobre estimación de un 5.99%. Finalmente, sobre la dispersión de los datos modelados sobre los registros de campo, se evidencia que independiente del modelo considerado existe una buena correlación entre en la zona de mayor concentración de datos.

Respecto al comportamiento direccional, las mediciones de campo muestran que el centroide direccional es de 251.38° . En el caso de la propagación de parámetros de resumen estos tienden a sobre estimar el valor medido en un 3.26% a un 3.38%, es decir, entre 256.90° a 259.60° ; las mejores estimaciones son obtenidas con el modelo lineal. Para la propagación espectral bidimensional las variaciones son del orden de 3.51% a 4.11%, es decir, entre 260.21° a 261.72° , las menores son obtenidas con los coeficientes de propagación no lineal.

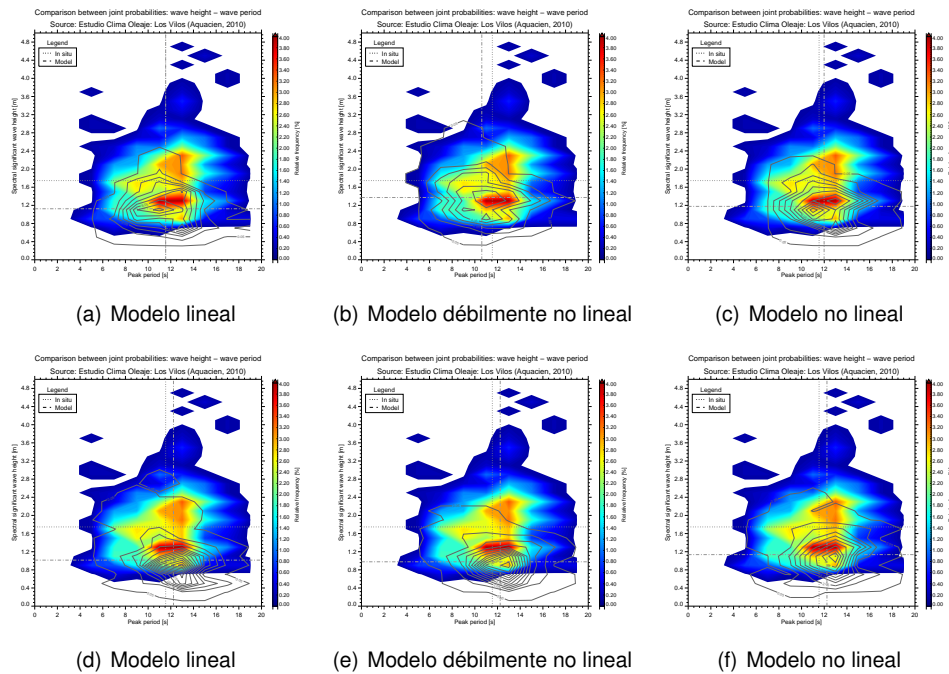
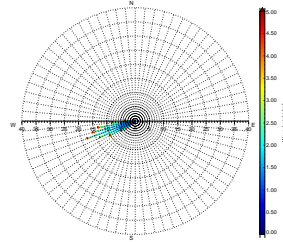


Figura 7.42: Comparación entre distribución conjunta de altura significativa espectral y período *peak* espectral tanto para propagación espectral bidimensional (panel superior) y de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado (panel inferior); registros de campaña 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996

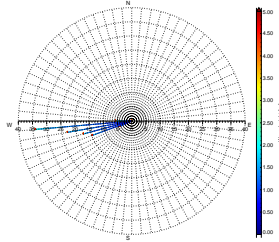
Fuente: Elaboración propia

Wave rose: spectral wave height, Hmo [m] & mean wave direction, MWD [deg]
 Source: Olas Chile II (01/01/1985 - 31/12/2006); Estudio Clima Okeaje Los Vilos, Aquequen (2010)



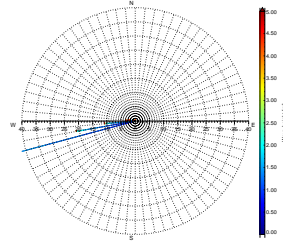
(a) Datos medidos

Wave rose: spectral wave height, Hmo [m] & mean wave direction, MWD [deg]
 Source: Olas Chile II (01/01/1985 - 31/12/2006); Estudio Clima Okeaje Los Vilos, Aquequen (2010)



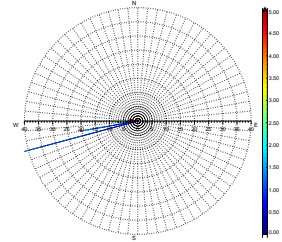
(b) Modelo lineal

Wave rose: spectral wave height, Hmo [m] & mean wave direction, MWD [deg]
 Source: Olas Chile II (01/01/1985 - 31/12/2006); Estudio Clima Okeaje Los Vilos, Aquequen (2010)



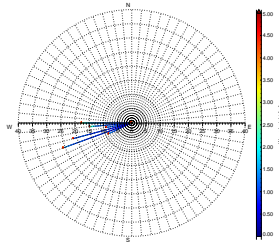
(c) Modelo débilmente no lineal

Wave rose: spectral wave height, Hmo [m] & mean wave direction, MWD [deg]
 Source: Olas Chile II (01/01/1985 - 31/12/2006); Estudio Clima Okeaje Los Vilos, Aquequen (2010)



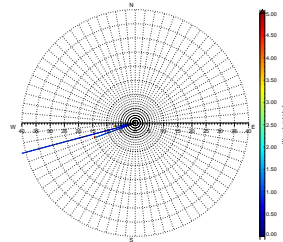
(d) Modelo no lineal

Wave rose: spectral wave height, Hmo [m] & mean wave direction, MWD [deg]
 Source: Olas Chile II (01/01/1985 - 31/12/2006); Estudio Clima Okeaje Los Vilos, Aquequen (2010)



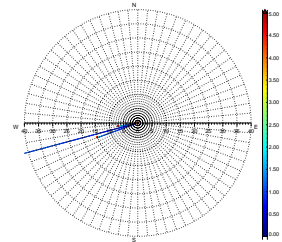
(e) Modelo lineal

Wave rose: spectral wave height, Hmo [m] & mean wave direction, MWD [deg]
 Source: Olas Chile II (01/01/1985 - 31/12/2006); Estudio Clima Okeaje Los Vilos, Aquequen (2010)



(f) Modelo débilmente no lineal

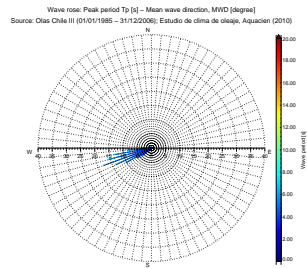
Wave rose: spectral wave height, Hmo [m] & mean wave direction, MWD [deg]
 Source: Olas Chile II (01/01/1985 - 31/12/2006); Estudio Clima Okeaje Los Vilos, Aquequen (2010)



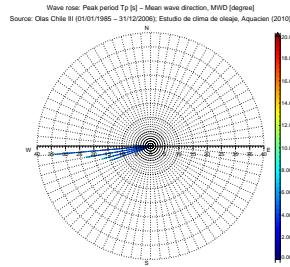
(g) Modelo no lineal

Figura 7.43: Comparación entre distribución conjunta de altura significativa espectral y dirección media espectral tanto para propagación espectral bidimensional y de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996

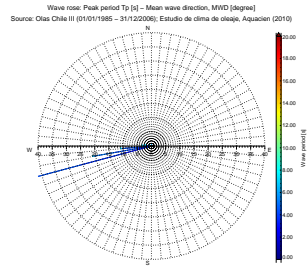
Fuente: Elaboración propia



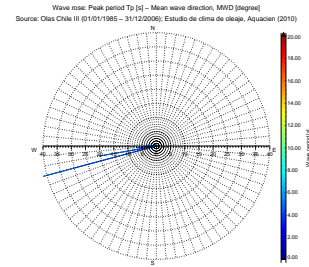
(a) Datos medidos



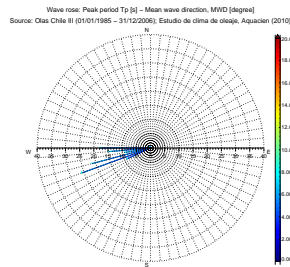
(b) Modelo lineal



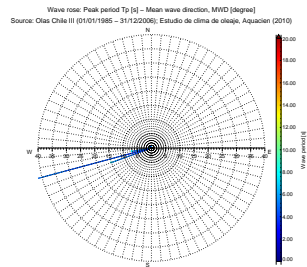
(c) Modelo débilmente no lineal



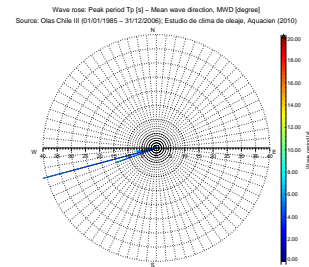
(d) Modelo no lineal



(e) Modelo lineal



(f) Modelo débilmente no lineal



(g) Modelo no lineal

Figura 7.44: Comparación entre distribución conjunta de período *peak* espectral y dirección media espectral tanto para propagación espectral bidimensional (panel central) y de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado (panel inferior); registros de campaña 13 de junio 1996 a 4 de octubre 1996

Fuente: Elaboración propia

7.3.2 Campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

A continuación se ilustran los resultados de la validación para el período comprendido entre el 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997, en este caso se contó con registros escalares (altura significativa y período medio). En las Figuras 7.45 y 7.46 se muestra la comparación entre los registros medidos y los obtenidos por la propagación de parámetros de resumen y espectral bidimensional para cada tipo de modelo empleado. A partir de estos resultados muestran que ambas técnicas reproducen adecuadamente gran parte de la serie de tiempo, sin embargo, las mayores discrepancias se generan entre el 15 a 20 de septiembre y entre el 05 al 13 de octubre.

Para el caso del período medio (Figuras 7.47 y 7.48) se muestra la comparación entre las series medidas y los valores propagados. En el caso de la propagación de parámetros de resumen, ya que sólo considera el período *peak* espectral (constante a lo largo de la propagación) se realizó la composición entre las relaciones entre el período energético y período *peak* espectral y del período medio con el período medio; en caso de la propagación espectral este fue integrado para obtener el período medio. En el caso de la estimación con parámetros resumen se muestra que el método tiende a sobre estimar y escasamente sigue la tendencia de la serie de período medio, sin embargo, al observar las series comparativas para cada tipo de modelo empleado mediante la transferencia espectral muestran que ambas series siguen un patrón de tendencia similar.

En Figura 7.49 se ilustra un análisis comparativo entre las probabilidades de ocurrencia para la condición bi-variada de altura significativa espectral versus período medio, en la cual el diagrama de contornos en tonalidades corresponde los valores medidos y las curvas de nivel corresponden a los valores modelados; el panel superior corresponde a las comparaciones con la metodología semi-purista aplicada a la información espectral y en el panel inferior la misma metodología aplicada sobre los parámetros de resumen. A partir de estos resultados se reafirma que la técnica aplicada y posterior reconstrucción espectral engloba de mejor medida los valores medidos y con mayor correlación entre los valores modales a medida que aumenta el grado de no linealidad del modelo empleado.

A continuación en Figura 7.50 se entrega el análisis de correlación entre las alturas de ola medidas y las simuladas para cada tipo de modelo empleado, en cada gráfico se incluyó la recta bisectriz ($y = x$) y la banda de confianza asociada a la recta de mínimos cuadrados para un nivel de significancia del 95%. De estos resultados se concluye que la mejor correlación se obtiene con el aumento de la no linealidad del modelo empleado y con mejor ajuste sí se emplea resultados espectrales sobre parámetros de resumen.

A medida de contrastar estadísticamente y validar correctamente las técnicas de transferencia espectral en Tabla 7.7 se entrega estadígrafos de comparación para cada variable de interés. Finalmente en Tablas 7.8 y 7.9 se entrega la comparación de una serie de estadígrafos base para la altura significativa y período medio.

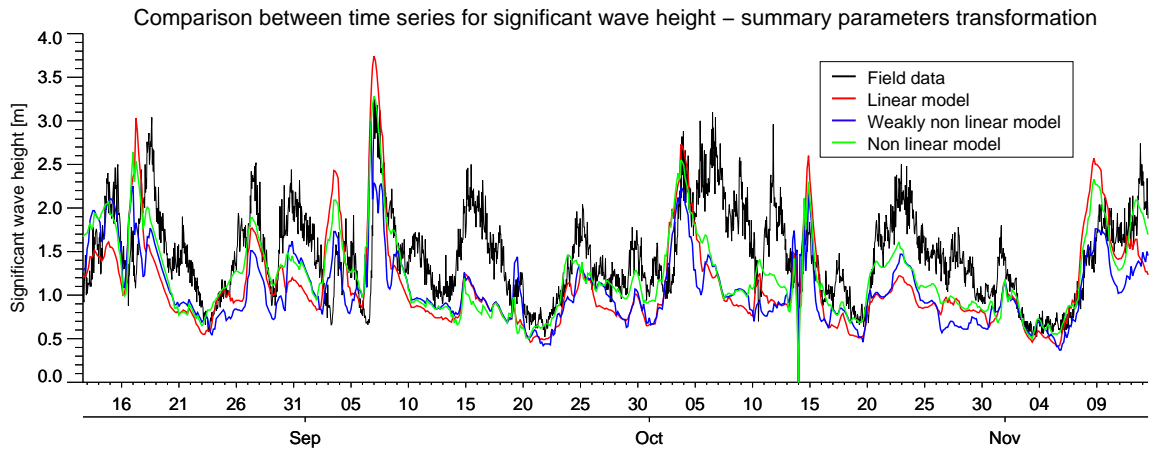


Figura 7.45: Comparación de series de tiempo para la estimación de altura significativa espectral para la propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Fuente: Elaboración propia

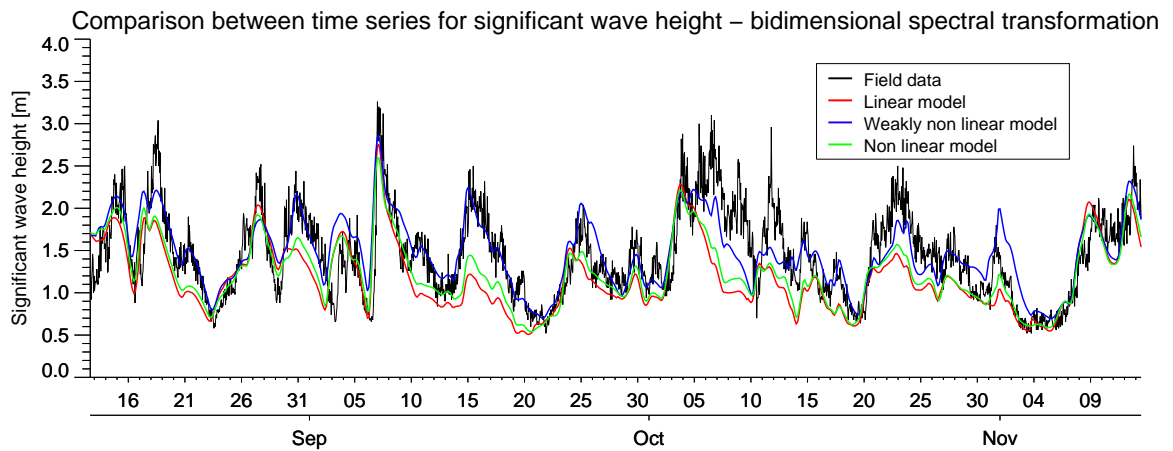


Figura 7.46: Comparación de series de tiempo para la estimación de altura significativa espectral para la propagación espectral bidimensional y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Fuente: Elaboración propia

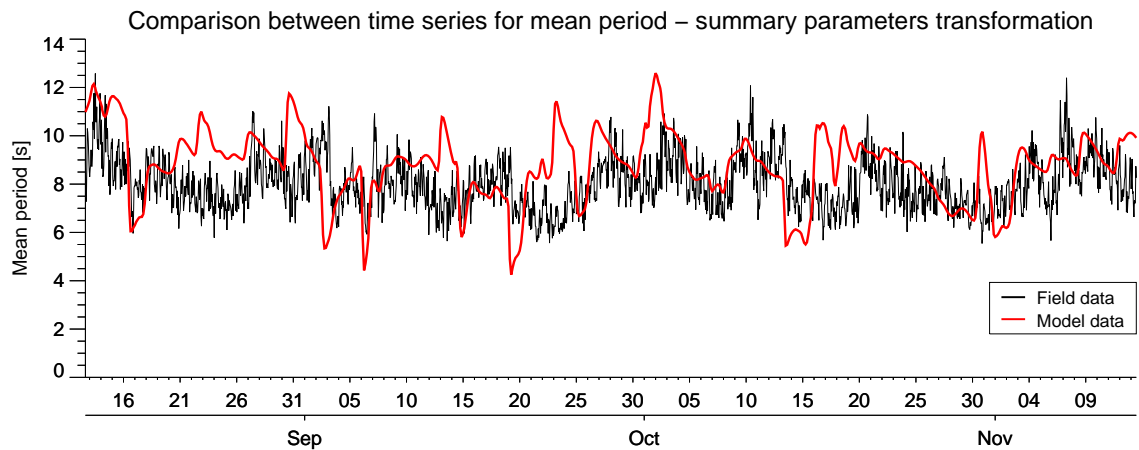


Figura 7.47: Comparación de series de tiempo para la estimación de período medio para la propagación de parámetros resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Fuente: Elaboración propia

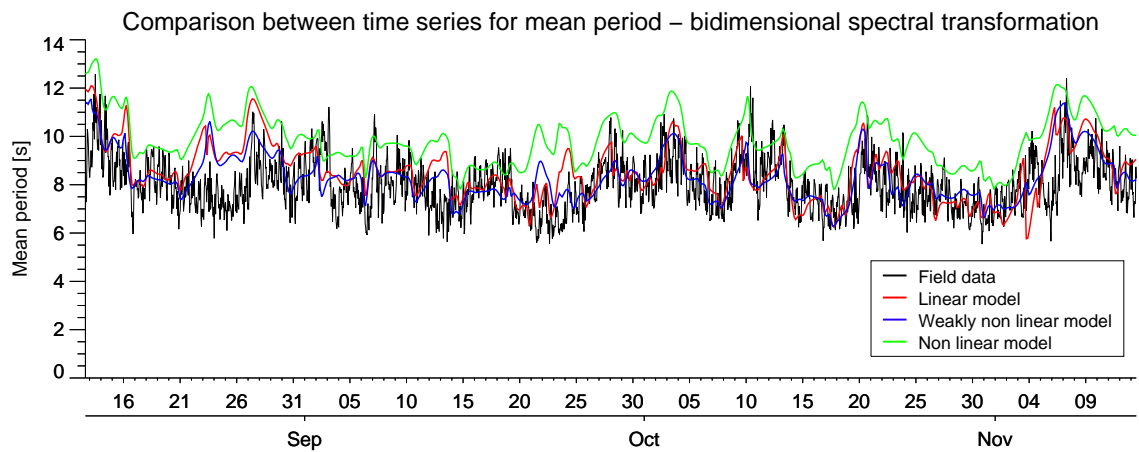


Figura 7.48: Comparación de series de tiempo para la estimación de período medio para la propagación espectral bidimensional y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Fuente: Elaboración propia

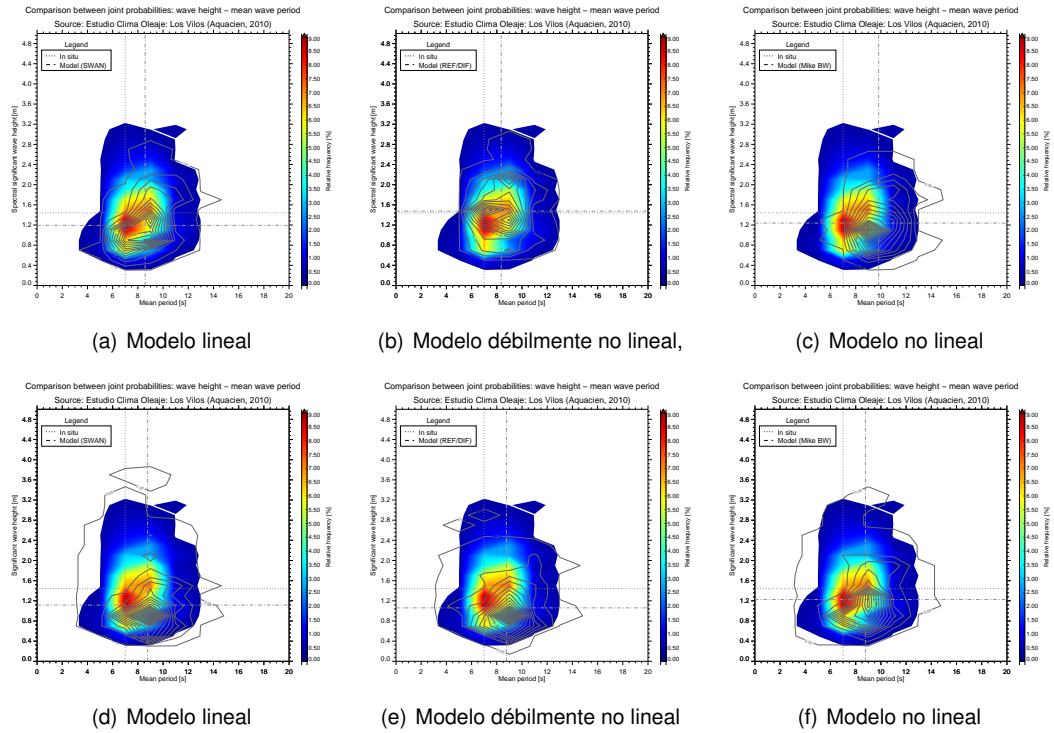


Figura 7.49: Comparación entre distribución conjunta de altura significativa espectral y período *peak* espectral tanto para propagación espectral bidimensional (panel superior) y de parámetros de resumen (panel inferior) y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Fuente: Elaboración propia

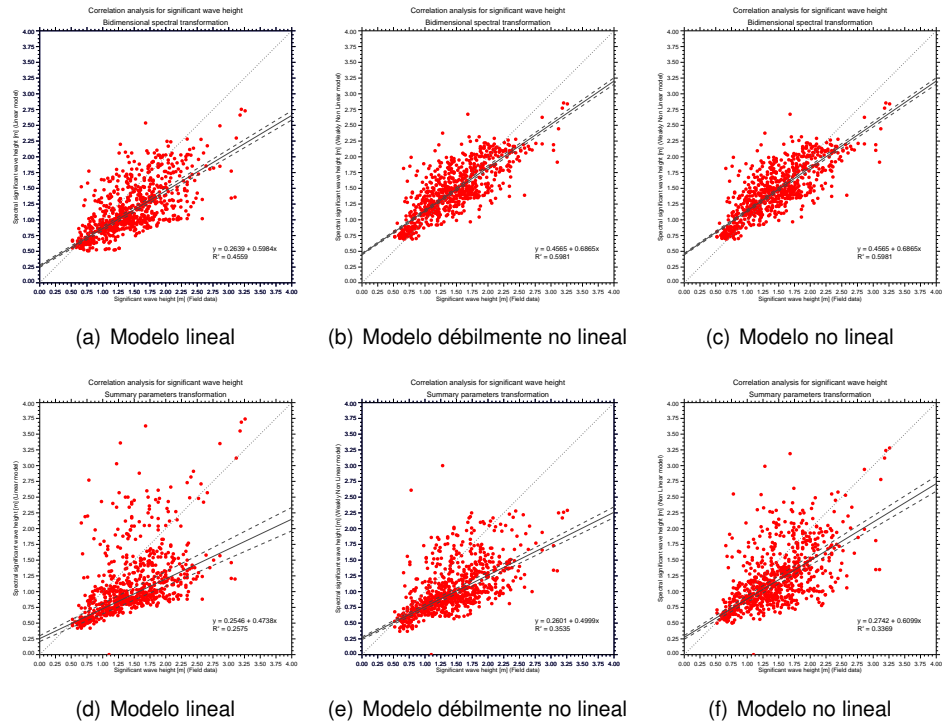


Figura 7.50: Análisis de correlación entre datos simulados y de campo tanto para propagación espectral bidimensional (panel superior) y de parámetros de resumen (panel inferior) y tipo de modelo empleado; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Fuente: Elaboración propia

Tabla 7.7: Estadígrafos de comparación y validación según tipo de modelo aplicado en transferencia espectral bidimensional en forma semi-purista; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Estadígrafo	Hmo [m]			Tm [s]		
	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.
Bias	0.267	-0.021	0.216	-0.501	-0.298	-1.802
Error cuadrático medio	0.462	0.319	0.400	1.291	1.126	2.122
Índice de dispersión	0.317	0.219	0.275	0.161	0.140	0.265
Coefficiente de correlación	0.4559	0.5981	0.5499	0.2022	0.2234	0.2171

Fuente: Elaboración propia

Tabla 7.8: Comparación de estadígrafos básicos según tipo de modelo aplicado en transferencia de parámetros de resumen en forma semi-purista; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Estadígrafo	Hmo [m]				Tm [s]	
	<i>In situ</i>	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	<i>In situ</i>	Modelado
Máximo	3.26	3.74	3.00	3.28	12.58	12.59
Promedio	1.45	1.12	1.06	1.23	8.20	8.77
Mínimo	0.52	0.00	0.00	0.00	5.78	4.25
Desv. est.	0.51	0.53	0.40	0.48	1.08	1.45
Sesgo	0.50	1.80	1.03	1.10	0.58	-0.38
Kurtosis	-0.09	4.06	1.18	1.44	0.35	0.33
Percentil 5	0.70	0.52	0.56	0.64	6.42	6.03
Percentil 25	1.08	0.81	0.79	0.88	7.22	8.08
Percentil 50	1.78	0.96	0.97	1.12	8.26	8.82
Percentil 75	1.88	1.28	1.28	1.46	8.72	9.60
Percentil 95	2.34	2.32	1.89	2.10	9.94	11.14

Fuente: Elaboración propia

Tabla 7.9: Comparación de estadígrafos básicos según tipo de modelo aplicado en transferencia espectral bidimensional en forma semi-purista; registros de campaña 12 de agosto 1997 a 13 noviembre 1997

Estadígrafo	Hmo [m]				Tm [s]			
	<i>In situ</i>	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	<i>In situ</i>	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.
Máximo	3.26	2.75	2.86	2.26	12.58	12.09	11.55	13.21
Promedio	1.45	1.19	1.48	1.24	8.20	8.53	8.32	9.83
Mínimo	0.52	0.51	0.69	0.54	5.78	5.77	6.27	7.81
Desv. est.	0.51	0.41	0.41	0.39	1.08	1.15	0.98	1.04
Sesgo	0.50	0.77	0.22	0.54	0.58	0.49	0.87	0.53
Kurtosis	-0.09	0.27	-0.28	-0.09	0.35	0.22	0.68	0.06
Percentil 5	0.70	0.62	0.78	0.63	6.42	6.80	7.05	8.34
Percentil 25	1.08	0.90	1.20	0.98	7.22	7.78	7.61	9.03
Percentil 50	1.78	1.09	1.45	1.17	8.26	8.44	8.19	9.74
Percentil 75	1.78	1.44	1.77	1.47	8.72	9.25	8.83	10.46
Percentil 95	2.34	1.99	2.15	1.95	9.94	10.59	10.14	11.67

Fuente: Elaboración propia

7.3.3 Campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Se ilustran los resultados de la validación para el período comprendido entre el 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010, en este caso se contó con registros direccionales (altura significativa, período *peak* espectral y dirección media). Para los propósitos de validación de resultados se empleó los antecedentes en aguas profundas del pronóstico operativo desarrollado por NOAA para el mismo período de las mediciones instrumentales. En la Figura 7.51 se muestra la comparación entre los registros medidos y los obtenidos por la propagación de parámetros de resumen para cada tipo de modelo empleado. A partir de estos resultados los coeficientes estimados permiten reproducir adecuadamente gran parte de la serie de tiempo.

Para el caso del período *peak* espectral (Figura 7.52) se muestra la comparación entre las series medidas y los valores propagados. En este caso se muestra claramente que los valores de la NOAA tienden a describir de manera aproximada la presencia del *swell* en el sector de estudio, sin embargo las condiciones locales no son detectadas por el método de pronóstico. En el caso de la dirección media espectral, Figura 7.53, pese a que existe una alta aleatoriedad en torno a la dirección incidente las aproximaciones empleadas en cada modelo reproduce adecuadamente la dirección promedio.

A fin de complementar la correspondencia de resultados de comparación de distintos modelos, en las Figuras 7.56 y 7.57, se confeccionó las rosas de altura significativa espectral versus dirección media espectral y período *peak* espectral versus dirección media espectral, respectivamente. A partir de estos resultados, las distintas aproximaciones tienden a sobre estimar la incidencia del arco direccional W.

También en las Figuras 7.54 y 7.55 se entregan las curvas de excedencias obtenidas a partir de la propagación de parámetros de resumen entre los valores modelados, estos resultados muestran que el modelo lineal tiende a subestimar la excedencia de la altura significativa en contraste de lo que sucede con las condiciones no lineales; en el caso del período *peak* espectral existe una sobre estimación de los valores modelados ya que las condiciones en aguas profundas no son capaces de mostrar la superposición entre la condición local (*sea*) y la del *swell*.

A continuación en Figura 7.58 se entrega el análisis de correlación entre las alturas de ola medidas y las simuladas para cada tipo de modelo empleado, en cada gráfico se incluyó la recta bisectriz ($y = x$) y la banda de confianza asociada a la recta de mínimos cuadrados para un nivel de significancia del 95%. De estos resultados se concluye que la mejor correlación se obtiene con el aumento de la no linealidad del modelo empleado.

En la Tabla 7.10 se entrega los estadígrafos de validación para cada parámetro en estudio, en este se muestra que la mejor aproximación es obtenida con una aproximación no lineal.

Finalmente en las Figura 7.60 se entrega un resumen de los estadígrafos básicos (mediante diagrama

de cajas y bigotes) para la altura significativa espectral obtenida de la propagación de parámetros de resumen para cada modelo empleado, cuyos valores en promedio para cada año del *hindcasting* son menores a los valores registrados. De manera análoga se confeccionó el resumen estadístico para el período *peak* espectral, Figura 7.59, cuyos valores promedio se encuentran ligeramente mayor que el registrado durante esta campaña.

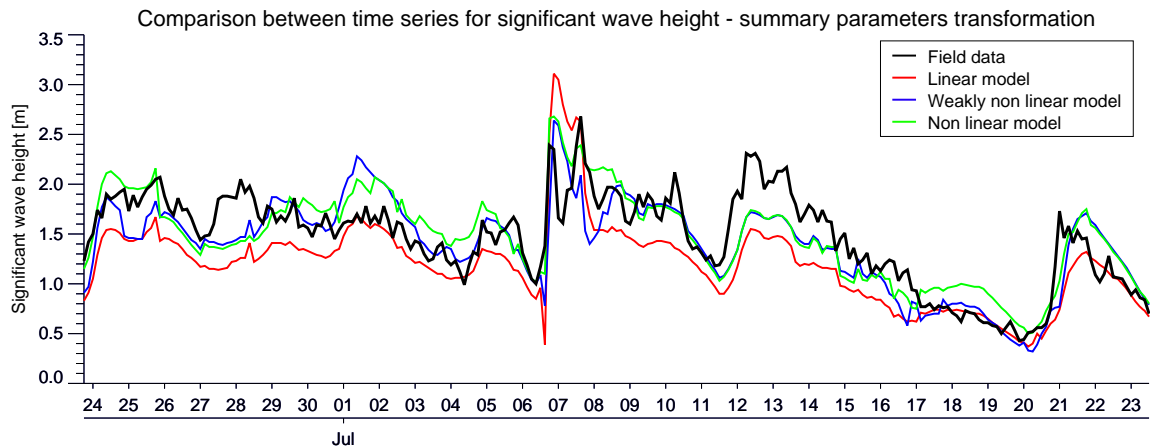


Figura 7.51: Comparación de series de tiempo para la estimación de altura significativa espectral para la propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

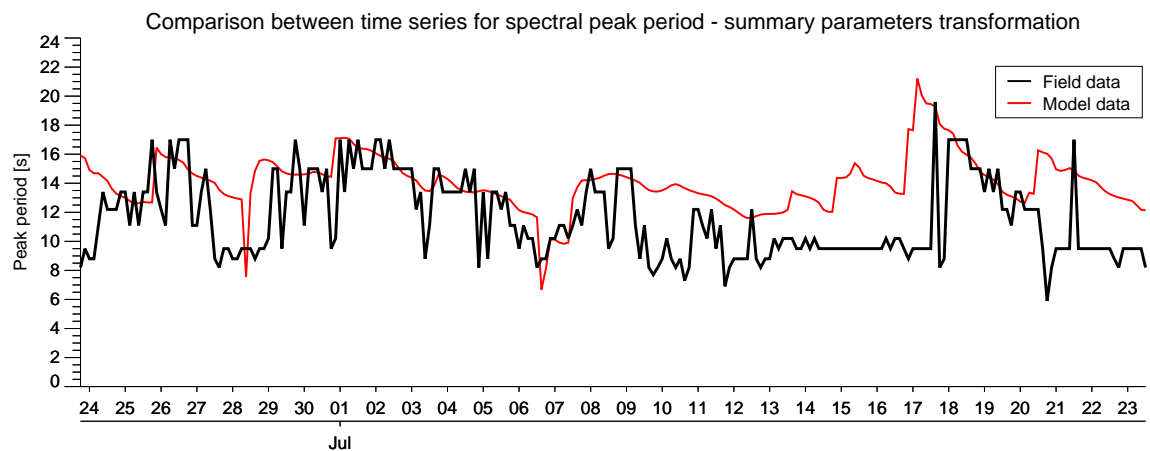


Figura 7.52: Comparación de series de tiempo para la estimación de período *peak* espectral para la propagación de parámetros resumen; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

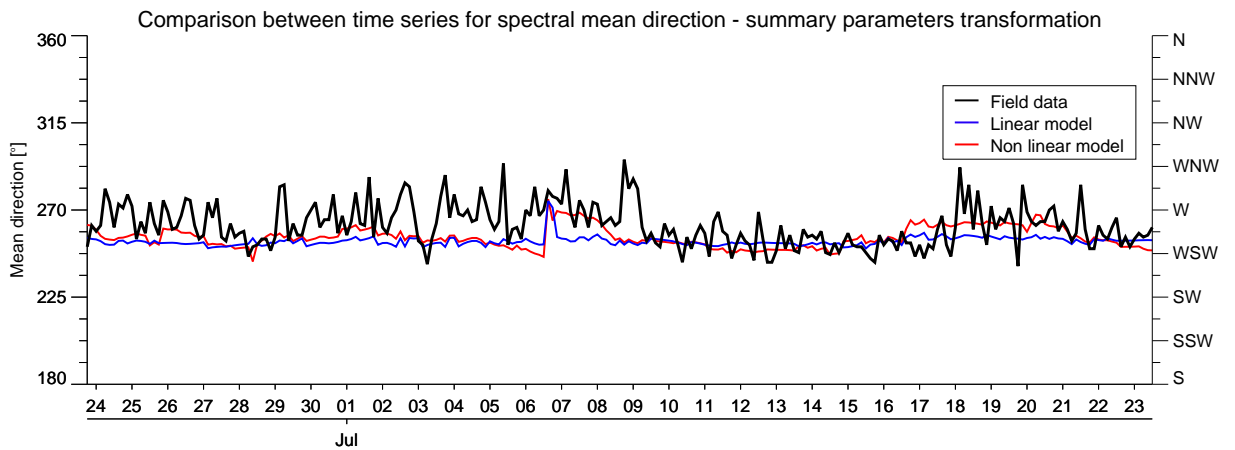


Figura 7.53: Comparación de series de tiempo para la estimación de dirección media espectral para la propagación de parámetros resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

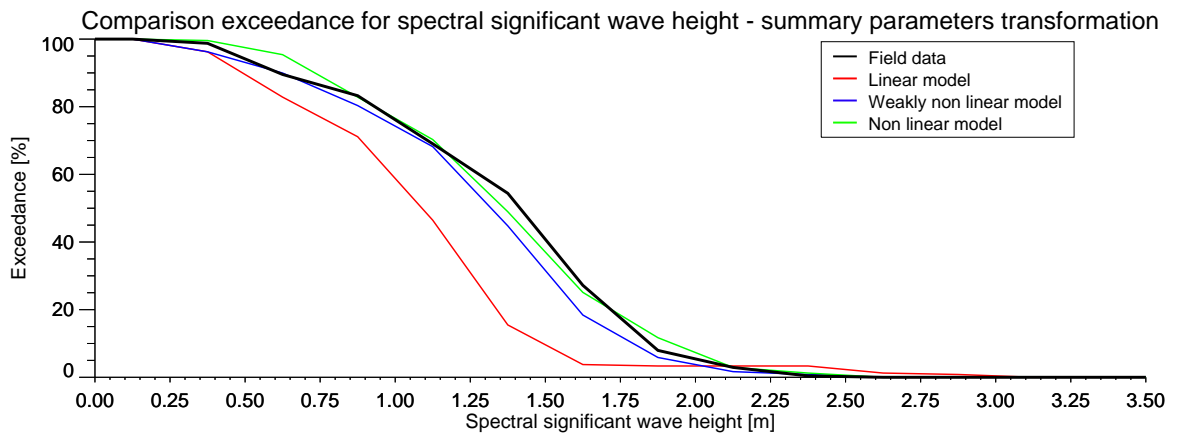


Figura 7.54: Comparación de curvas de excedencia para la estimación de altura significativa espectral para la propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

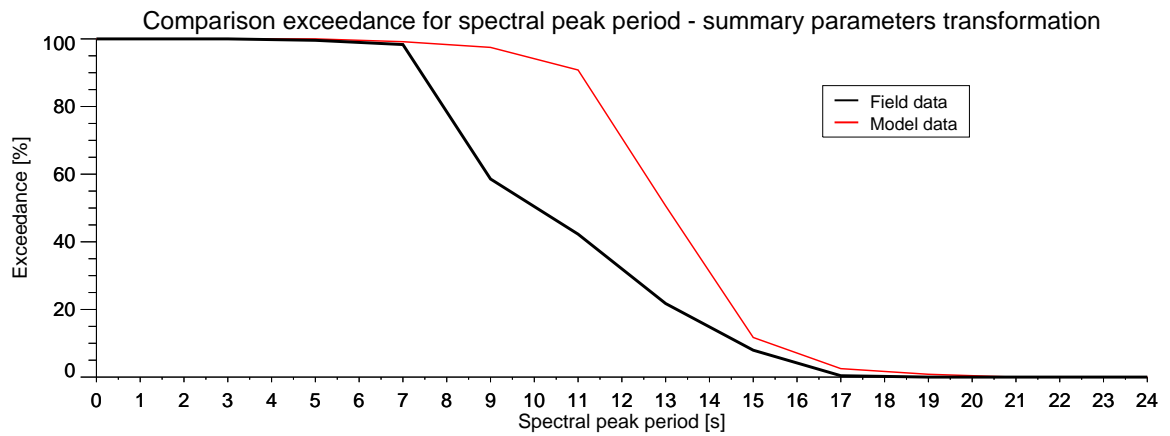


Figura 7.55: Comparación de curvas de excedencia para la estimación de período *peak* espectral para la propagación de parámetros de resumen; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

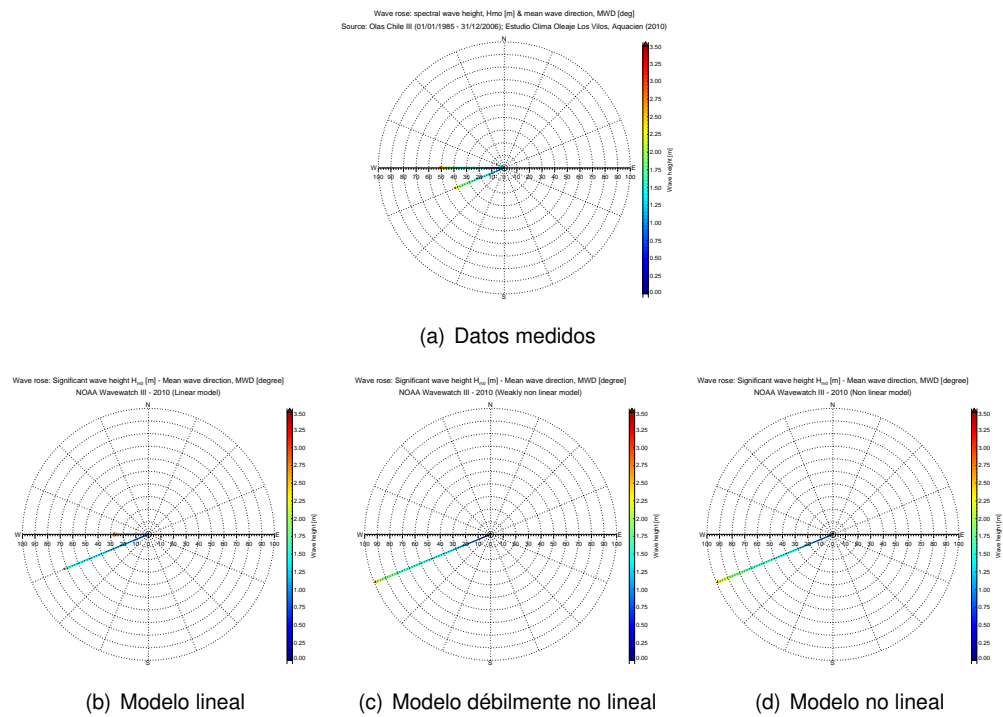
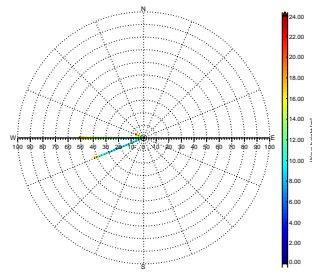


Figura 7.56: Comparación entre distribución conjunta de altura significativa espectral y dirección media espectral para propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

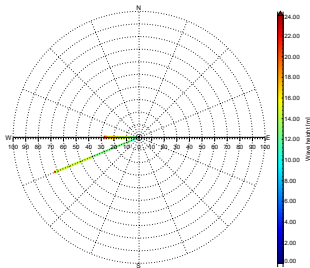
Fuente: Elaboración propia

Wave rose: Spectral peak period T_p [s] - Mean wave direction, MWD [degree]
 Source: Clas Chile III (01/01/1985 - 31/12/2006); Estudio Clima Okeaje Los Vilos, Aquecien (2010)



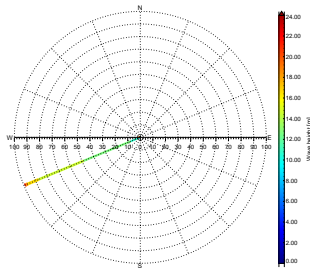
(a) Datos medidos

Wave rose: Spectral peak period T_p [s] - Mean wave direction, MWD [degree]
 NOAA Wavewatch III - 2010 (Linear model)



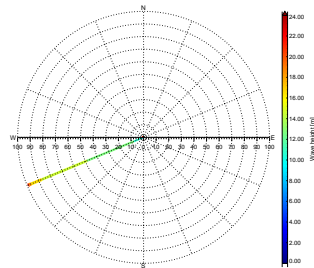
(b) Modelo lineal

Wave rose: Spectral peak period T_p [s] - Mean wave direction, MWD [degree]
 NOAA Wavewatch III - 2010 (Weakly non linear model)



(c) Modelo débilmente no lineal

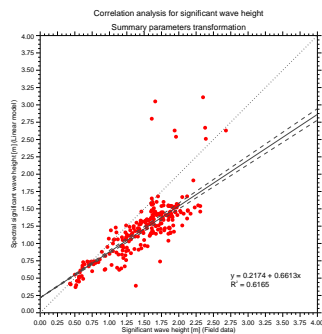
Wave rose: Spectral peak period T_p [s] - Mean wave direction, MWD [degree]
 NOAA Wavewatch III - 2010 (Non linear model)



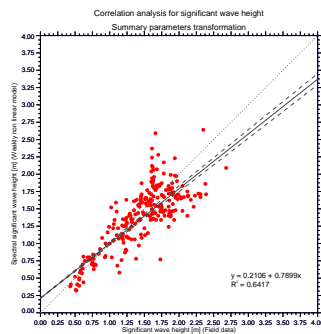
(d) Modelo no lineal

Figura 7.57: Comparación entre distribución conjunta de período *peak* espectral y dirección media espectral para propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

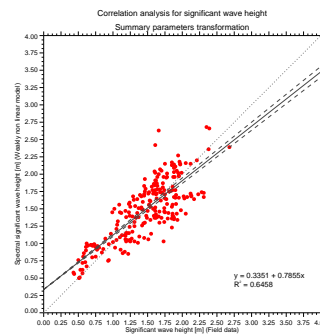
Fuente: Elaboración propia



(a) Modelo lineal



(b) Modelo débilmente no lineal



(c) Modelo no lineal

Figura 7.58: Análisis de correlación entre datos simulados y de campo obtenidos mediante propagación de de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

Tabla 7.10: Estadígrafos de comparación y validación según tipo de modelo aplicado en transferencia de parámetros de resumen en forma semi-purista; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Estadígrafo	Hmo [m]			Tp [s]	MWD [deg]	
	m.l.	m.d.n.l.	m.n.l.	Modelado	m.l.	m.d.n.l. y m.n.l.
Bias	0.265	0.073	-0.011	-2.467	6.258	8.337
Error cuadrático medio	0.393	0.292	0.279	3.702	12.381	13.639
Índice de dispersión	0.267	0.199	0.190	0.320	0.014	0.014
Coefficiente de correlación	0.6165	0.6417	0.6458	0.1099	0.0838	0.0264

Fuente: Elaboración propia

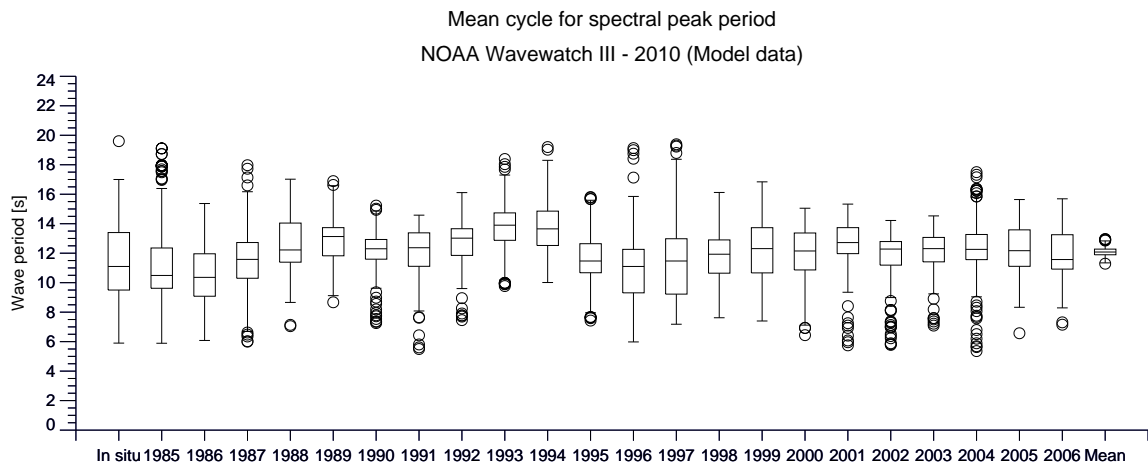
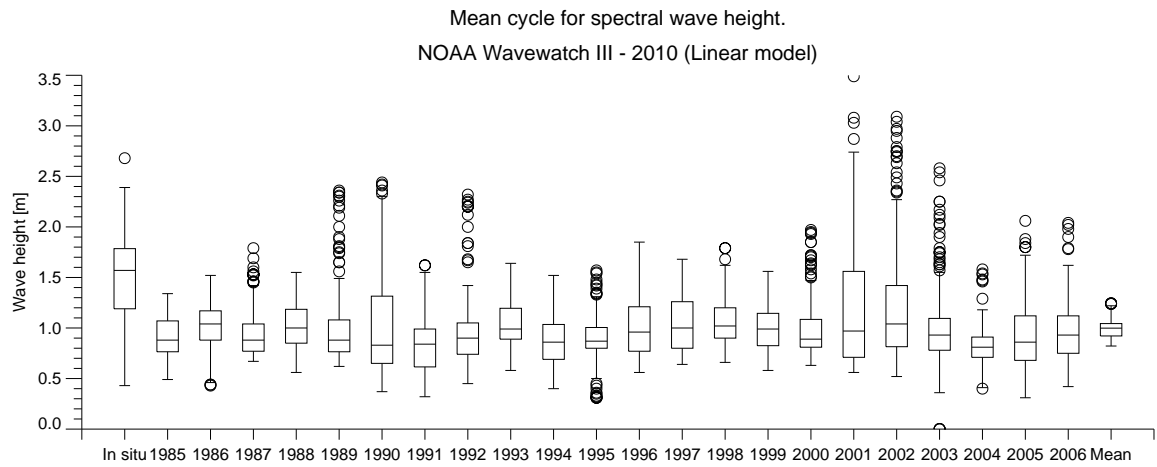
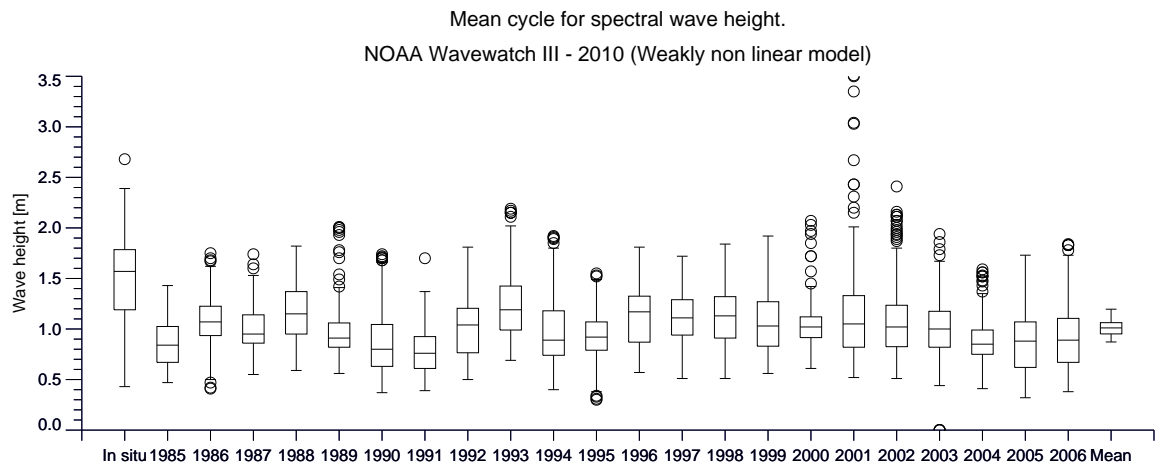


Figura 7.59: Resumen estadístico para período *peak* espectral, propagación de parámetros de resumen; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

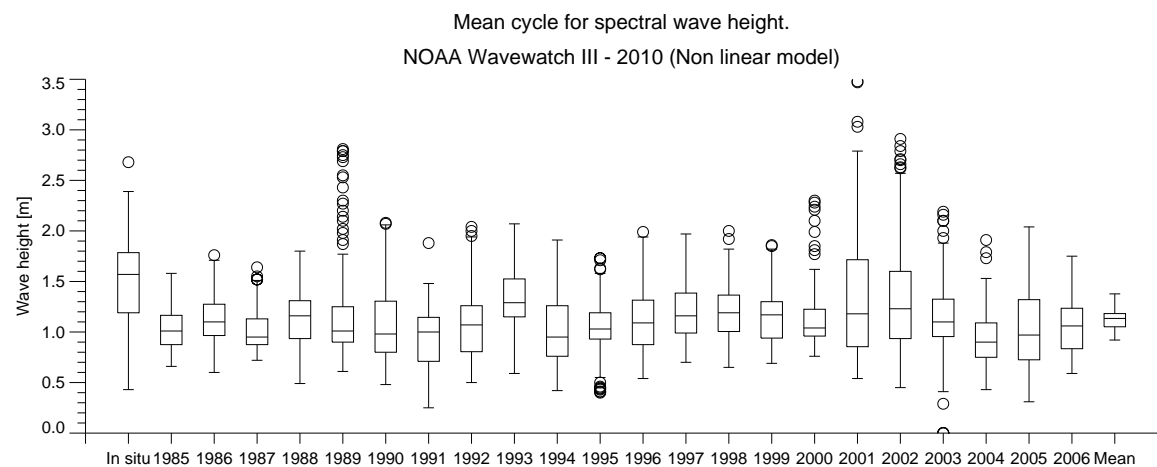
Fuente: Elaboración propia



(a) Modelo lineal



(b) Modelo débilmente no lineal



(c) Modelo no lineal

Figura 7.60: Resumen estadístico para altura significativa espectral, propagación de parámetros de resumen y tipo de modelo empleado; registros de campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010
Fuente: Elaboración propia

7.4 Evaluación de la contribución de la no linealidad

7.4.1 Características no lineales en el registro corto plazo

De manera complementaria a los análisis realizados en las secciones anteriores, durante la campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010 se cuenta con registros de seguimiento de la superficie, los cuales permiten realizar la adecuada caracterización a corto plazo y de esta manera evaluar si las características no lineales a esta escala son relevantes.

En la Figura 7.61 se ilustra la serie de tiempo de las desnivelaciones instantáneas cruda, *burst* 19 de 239, en ella se aprecia una alta variabilidad en torno a un valor central. El cual debe ser corregido en función de la profundidad, después normalizado y destendenciado a fin de tener una serie de tiempo sin componentes de largo período (Figura 7.62), para propósitos de eliminar ruidos generados al inicio de cada *burst* de datos se aplicó un filtro cosenoidal (Figura 7.63), esta serie filtrada será la analizada para describir la presencia de no lineales a corto plazo.

El primer análisis realizado fue estudiar el grado de ajuste a una distribución normal, ya que se espera que si el fenómeno es dominado por condiciones lineales esta distribución sea la que ofrezca un mejor ajuste; y se realizó la estimación del sesgo y kurtosis que nos permiten relacionar el grado de no linealidad del oleaje. A su vez se comparó con una distribución de probabilidad para una condición de profundidad finita para ello se propuso un ajuste de la distribución de Huang *et al.* (1983b). Los resultados generales de todos los *burst* de datos no muestran un comportamiento muy alejado de la distribución normal ya que los indicadores de sesgo y kurtosis son cercanos a un valor cero, a su vez la distribución no lineal de Huang *et al.* no discrepa de manera significativa de la normal. (Figura 7.64).

Debido a que no se detectaron a nivel de desnivelaciones fenómenos no lineales, se realizó un análisis de frecuencias para la altura de ola, para ello basado en el análisis de cruce por cero se determinó en cada *burst* la altura respectiva. Tal como fue expuesto en la sección 4.2 se espera que las condiciones lineales asociados a una distribución gaussiana generen un régimen de altura de oleaje asociados a una distribución Rayleigh y considerando la profundidad finita en el sector de mediciones también se empleo la distribución de Glukhovskiy (1966); los resultados muestran los fenómenos no lineales son de baja importancia, sin embargo, las mayores discrepancias se producen en los valores de altura de ola menores. (Figura 7.65)

Respecto a la estimaciones del período no existe un comportamiento de agrupamiento, Figura 7.66, por lo cual no es claro la distribución de ajuste. Pese a lo anterior, si se normalizan las variables de altura y período y se estudia el grado de correlación entre ambas variables existe una correlación positiva (Figura 7.67), de esta manera los datos se concentran mayormente dentro del 99.5% de la distribución.

Para comprender la variabilidad en el dominio de las frecuencias, se calculó los espectros de potencia para cada uno de los *burst* de datos en estos se desprende que existe un comportamiento mayoritariamente unimodal con una mezcla de escenarios de componentes locales y condiciones asociadas al *swell*, Figura 7.68, comportamiento ratificado con el análisis *wavelet* (Figura 7.69) donde se presenta un período principal a lo largo del tiempo coincidente con la estimación del período *peak* espectral.

Finalmente en las Figuras 7.70 a 7.72 se entregan la evolución de los parámetros de varianza, sesgo y kurtosis para evaluar la discrepancia con una distribución gaussiana; estos valores revelan que el comportamiento lineal es el dominante en esta escala ya que pese a la alta aleatoriedad que existe en los *burst* de datos se mantienen las condiciones de distribución normal. Estos resultados ratifican y validan que el punto donde se reconstruyó los estados de mar son características lineales.

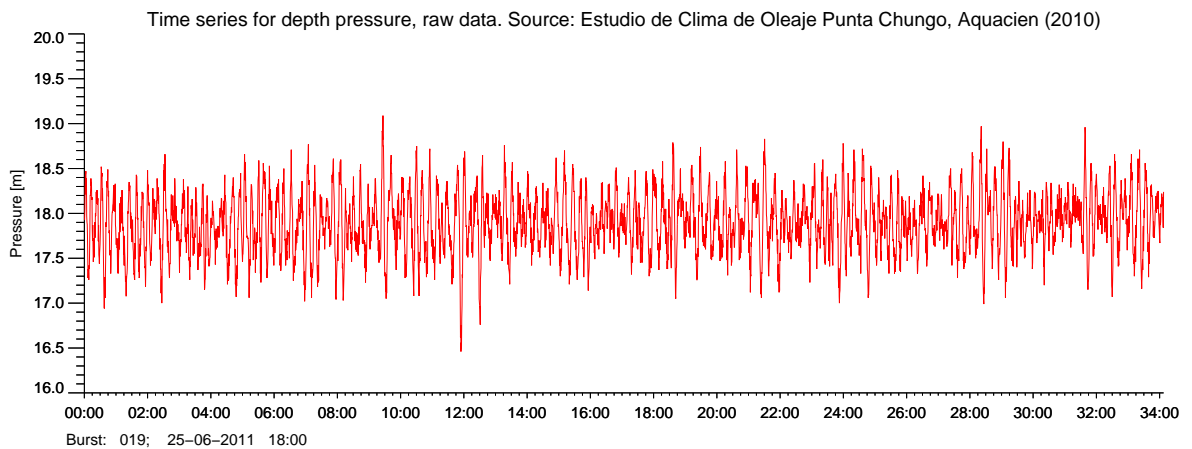


Figura 7.61: Serie de desnivelaciones instantáneas data cruda, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

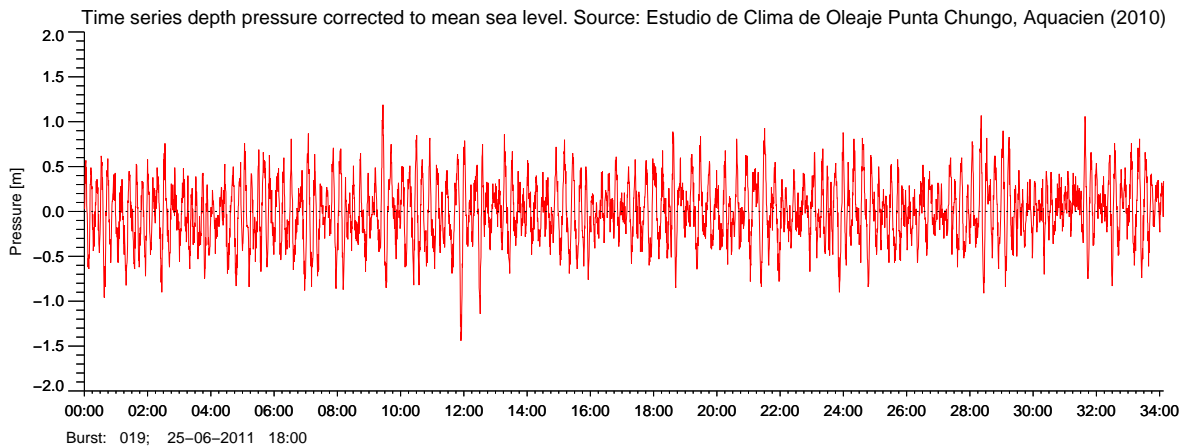


Figura 7.62: Serie de desnivelaciones instantáneas normalizada, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

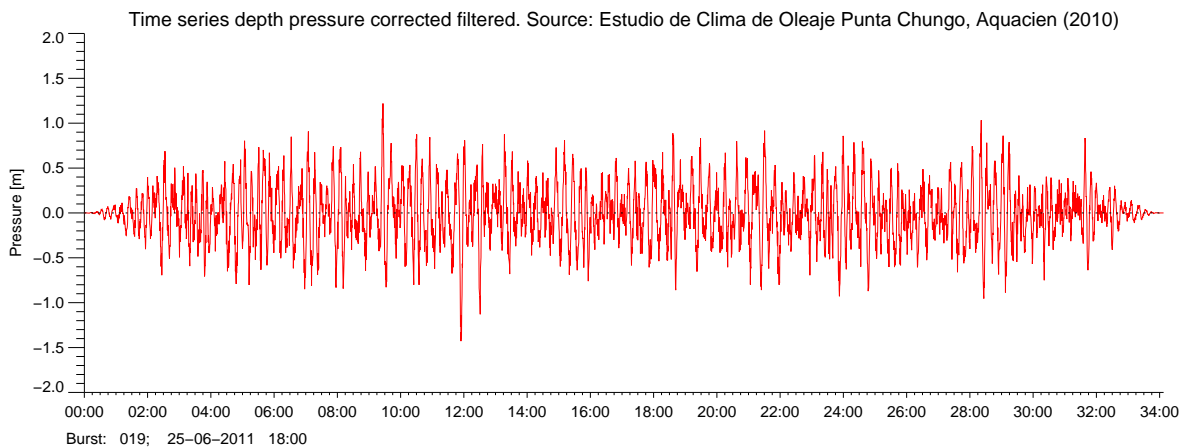


Figura 7.63: Serie de desnivelaciones instantáneas a la cual se aplicó filtro cosenoidal, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

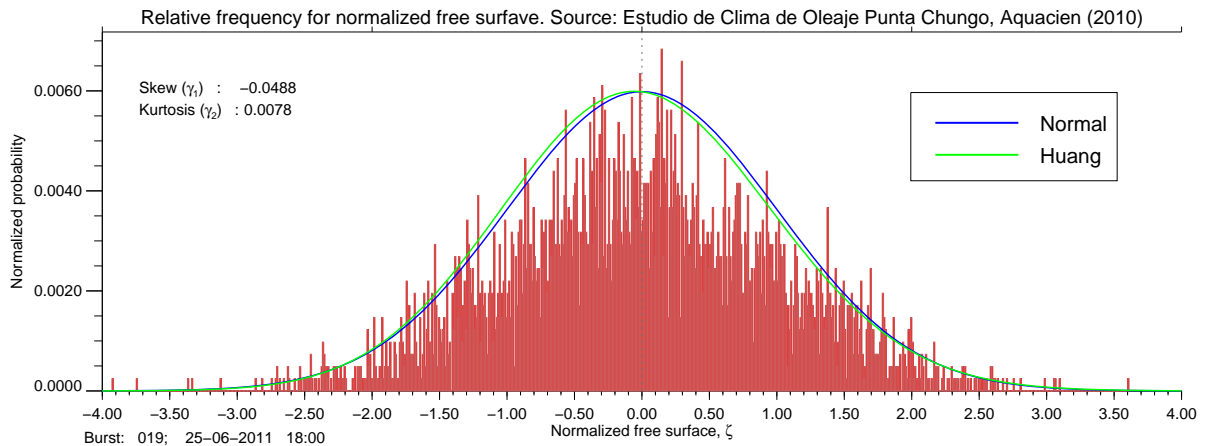


Figura 7.64: Comparación de ajuste de distribución de desnivelaciones instantáneas a una distribución normal estándar y distribución de Huang *et al.* (1983b), registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

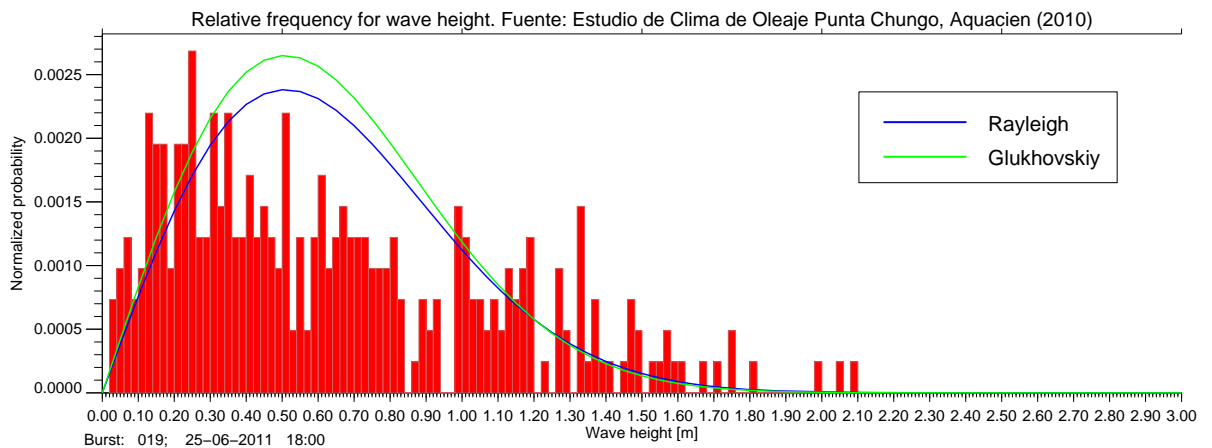


Figura 7.65: Comparación de ajuste de alturas en un *burst* de datos a una distribución Rayleigh y distribución de Glukhovskiy (1966), registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

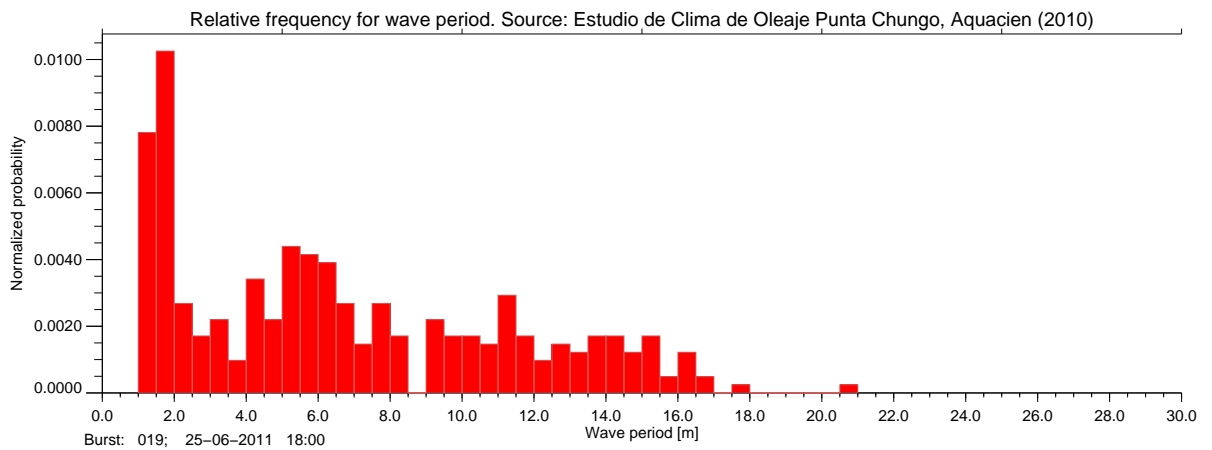


Figura 7.66: Distribución de frecuencias relativas para el período en un *burst* de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

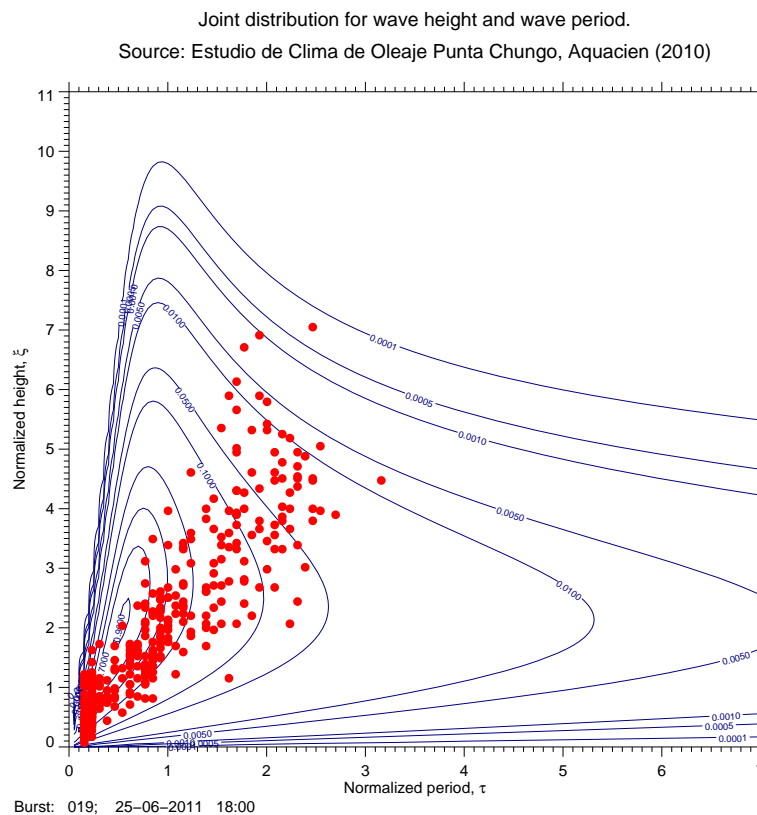


Figura 7.67: Distribución de frecuencias relativas para las alturas y el período en un *burst* de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

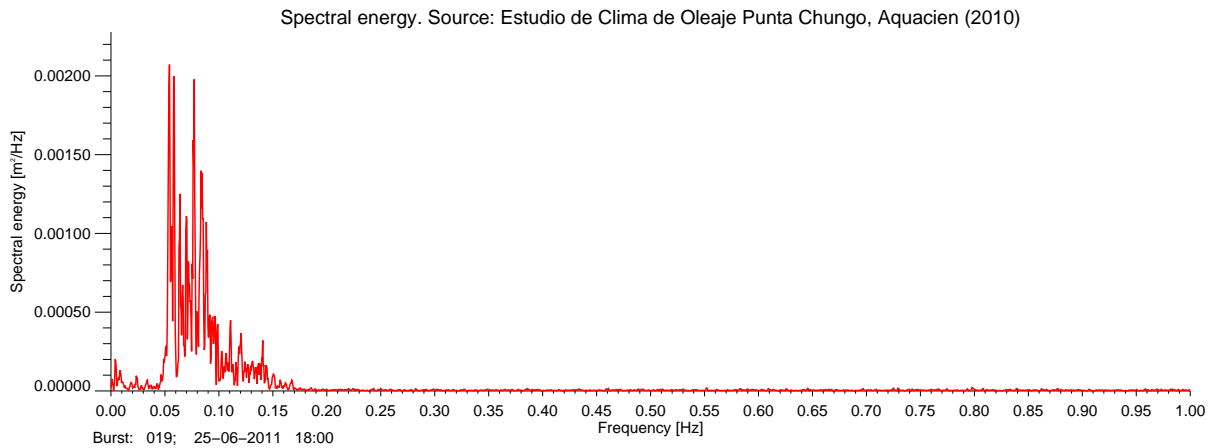


Figura 7.68: Espectro de potencias para la serie de desnivelaciones instantáneas normalizadas en un *burst* de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

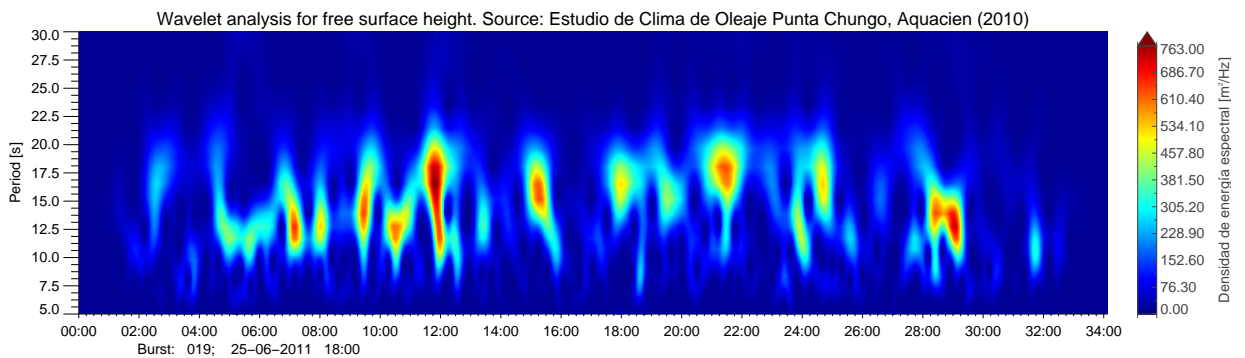


Figura 7.69: Espectro tipo *wavelet* de potencias para la serie de desnivelaciones instantáneas normalizadas en un *burst* de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

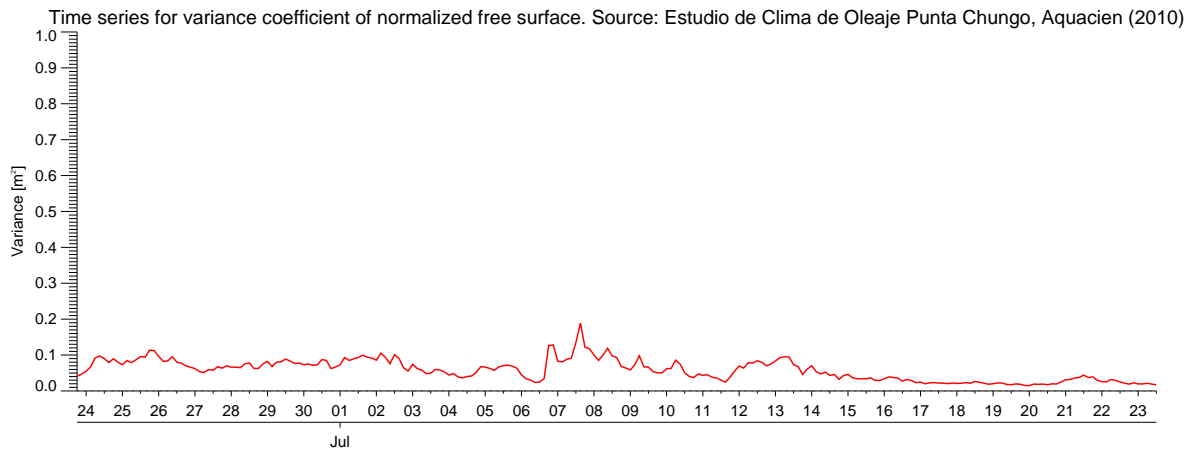


Figura 7.70: Serie de tiempo de la varianza de todos los *burst* de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010
Fuente: Elaboración propia

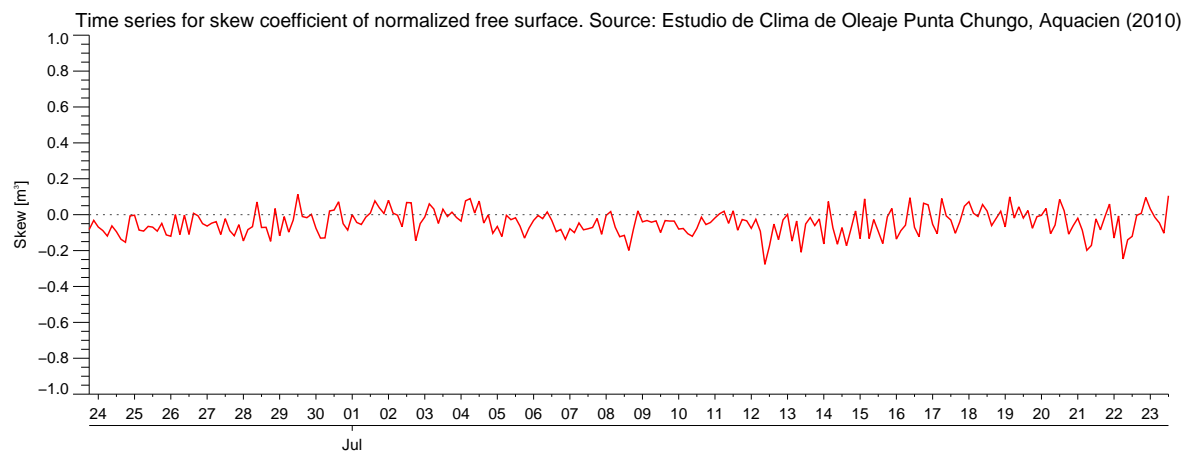


Figura 7.71: Serie de tiempo del sesgo de todos los *burst* de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010
Fuente: Elaboración propia

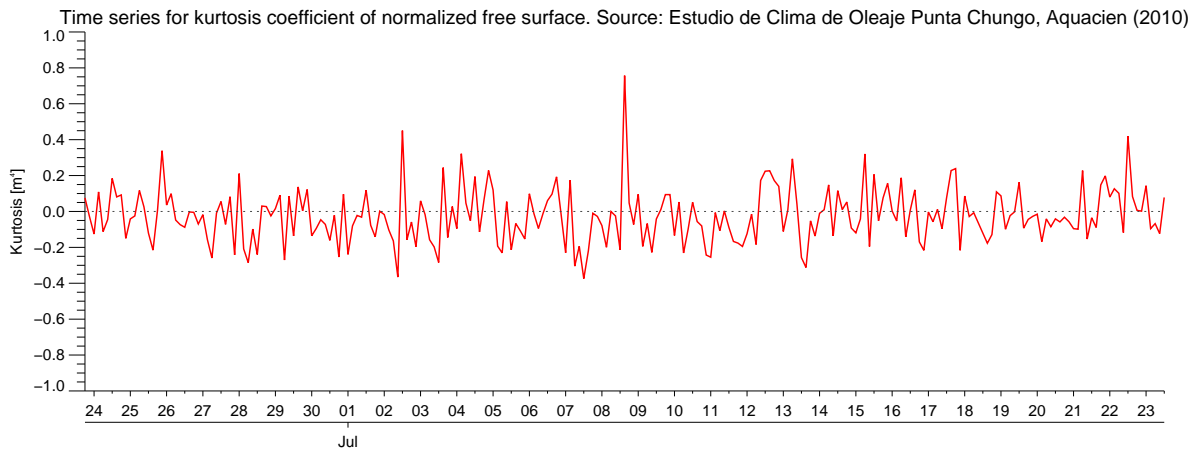


Figura 7.72: Serie de tiempo del kurtosis de todos los *burst* de datos, registros seguimiento acústico de la superficie obtenidos mediante el ADCP; campaña 23 de junio 2010 a 23 de julio 2010

Fuente: Elaboración propia

7.4.2 Características no lineales globales en el sector de estudio

Para evaluar el comportamiento global de las características no lineales en Bahía Los Vilos, se procedió a calcular el número de Ursell. En la Figura 7.73 se muestra el logaritmo de base 10 del número de Ursell considerando una altura en aguas profundas igual a 1.0 [m], el panel superior corresponde a oleaje SW, el panel central al W y el inferior al NW con períodos de 8, 12 y 24 [s]. La línea de color verde corresponde a un valor de Ursell igual a 0.01 (domina los fenómenos lineales), la línea azul es $Ur = 0.0$ (zona de transición entre la no linealidad y linealidad), la línea roja es $Ur = 10.0$ (dominan los factores no lineales).

Sáez y Torres (2011) discutieron la influencia de la forma espectral sobre el desplazamiento de las zonas de transición de zonas lineales y no lineales ($Ur = 1.0$), sus resultados finales mostraron que la configuración de la bahía muestra que la forma espectral no es un parámetro significativo. Respecto al desplazamiento que tiene esta zona de transición es directamente proporcional al período de onda, sin embargo la dirección de propagación que toma el oleaje no es relevante ya que este parámetro genera un reacomodo en la zona no lineal.

Otro aspecto relevante es considerando las condiciones promedio de oleaje incidente en el sector de estudio y la respectiva reconstrucción de estados de mar, estos no revelan un efecto no lineal ya que el punto se encontraría en una zona con predominancia de linealidad (Figura 7.73 (b)). Los puntos donde efectivamente la no linealidad es significativa se corresponde con las zonas de rompimiento y las zonas de difracción en los islotes y el sector norte, Rada Tablas.

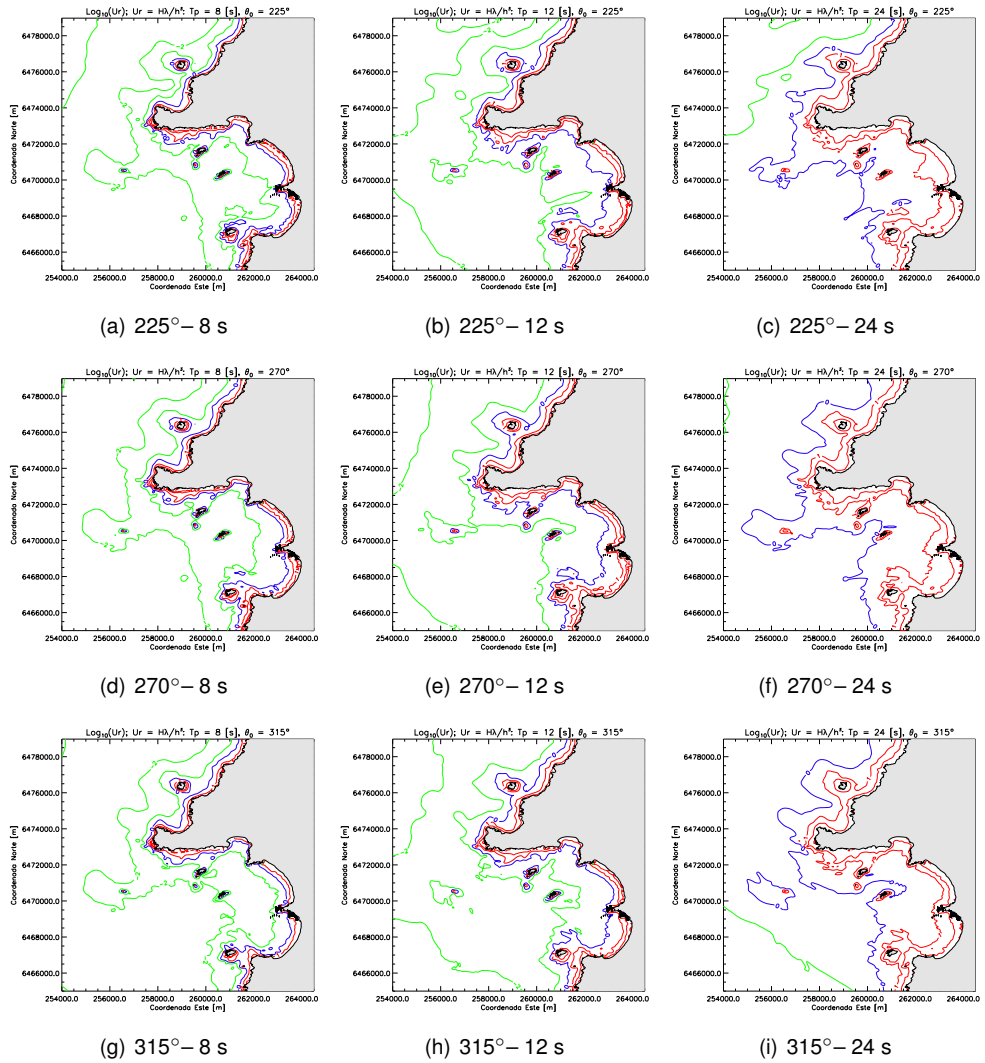


Figura 7.73: No linealidad global expresada en función del logaritmo del número de Ursell; direcciones: SW, W y NW y períodos $peak$ de 8, 12 y 24 [s]

Fuente: Elaboración propia

Parte V

Conclusiones

8. CONCLUSIONES

La presente Tesis tuvo por objetivo caracterizar los procesos de transformación de oleaje de aguas profundas hacia aguas someras a partir de la reconstrucción de estados de mar mediante el empleo de la metodología semi-purista propuesta por Nicolau *et al.* (2004) cuyos coeficientes de transformación fueron obtenidos con tres tipos de aproximaciones numéricas: modelo lineal de fase promediada (SWAN), modelo débilmente no lineal de fase resuelta (REF/DIF) y modelo no lineal de fase resuelta (MIKE 21 BW) y a partir de estos determinar si la no linealidad es significativo.

El proceso de evaluación se inicio con la caracterización espectral en aguas profundas donde la no linealidad es producto a los procesos propios de la generación de oleaje, no discutidos por el autor, si no más bien se describió a través de la forma espectral siguiendo el criterio de Lopatoukhin *et al.* (2002); los resultados evidenciaron que las condiciones multimodales (más de dos *peak* espectrales, ya sea en dirección y frecuencia) son las dominantes a lo largo de todo el *hindcasting*. Estos resultados son consistentes con la condición del oleaje en la zona central de Chile, donde existe una superposición de los frentes de generación del anticiclón permanente del Pacífico Sur y las grandes tormentas extratropicales en el Pacífico Norte.

La evaluación del comportamiento no lineal en aguas someras se basó en tres análisis complementarios: propagación de estados de mar (representados por parámetros de resumen y espectros bidimensionales), análisis a corto plazo (análisis de *burst* de datos que incluye la serie de desnivelaciones instantáneas) y análisis globales en Bahía Los Vilos.

En el caso del primer análisis se reconstruyó por medio de la técnica semi-purista aplicada tanto a parámetros de resumen como espectros bidimensionales cuyo algoritmo fue desarrollado por MetOcean Solutions Chile Ltda. A partir de los primeros (parámetros de resumen) cuya caracterización esta basada solamente en la altura significativa espectral, período *peak* espectral y dirección media espectral sólo es posible obtener una estimación de la no linealidad a partir del número de Ursell; los cálculos evidenciaron que existe una baja no linealidad en el sector de estudio. Para el caso de los espectros bidimensionales, es posible obtener momentos de orden superior mediante integración directa y otros parámetros derivados como el número de Ursell, factor de irregularidad, entre otros. Los resultados obtenidos a partir de los espectros no revelan una no linealidad significativa, independiente del modelo empleado, pese a que en el

punto de reconstrucción se presentan espectros bimodales en frecuencia, lo cual es atribuido a la superposición generada en aguas profundas más que una dispersión de frecuencias o producción de super y supra-armónicos al interior de la bahía.

Un aspecto relevante que la propagación realizada evidencia que el oleaje hacia el sector de Punta Chungo, sector donde se encuentra las mediciones instrumentales, el oleaje tiende a centrarse en un pequeño arco direccional lo que explica la reducción de la bimodalidad direccional independiente de la condición en aguas profundas, lo cual se explica por la configuración batimétrica de la zona de estudio.

El segundo análisis se basó en la interpretación y estudio de las condiciones a corto plazo, estos resultados corresponde al análisis de cada uno de los *burst* de las mediciones realizadas por el ADCP realizada en el año 2010. Las series de desnivelaciones instantáneas fueron estandarizadas, filtradas y posteriormente se estimó la alturas y períodos asociados. Estos últimos fueron ajustados siguiendo las distribuciones no lineales y lineales en aguas someras, a su vez se complementó con la estimación del sesgo y kurtosis que permiten evaluar la discrepancia con una distribución normal. Los resultados finales evidenciaron que la no linealidad no es significativa a la profundidad de estudio, pese a que existe una clara superposición entre la generación local con las condiciones del *swell*.

Finalmente el análisis global de la no linealidad al interior de la bahía fue estudiado mediante el cálculo del número de Ursell (expresado a partir de su logaritmo), los resultados evidenciaron que el comportamiento no lineal se presenta zonas próximas a la zona rompiente y difracción en las islas e islotes y en la zona de Rada Tablas (sector norte), sin embargo no detectan no linealidad en el punto de reconstrucción del estado de mar. Estos resultados verifican lo expuesto por Sáez y Torres (2011) donde la zona de no linealidad fluctúa en función de la altura de ola e independiente de forma espectral.

A fin de validar los resultados de la metodología de la transferencia se emplearon tres series de campo y se contrastó con los distintos modelos. El ajuste mejora considerando un aumento del grado de no linealidad y con una mejor aproximación sí se emplean bases de datos espectrales sobre parámetros de resumen, ya que el oleaje es caracterizado de una forma más robusta.

Finalmente, el autor sugiere que bajo condiciones naturales, es decir sin presencia de estructuras artificiales que no obliguen a generar efectos no lineales, proceso en el sector de estudio no es significativo excepto que el sector este expuesto a rompimiento del oleaje o puntos de difracción significativa, lo cual se traduce en no linealidad inherente.

Se sugiere que los estudios de transformación de oleaje que requieran una aproximación de las condiciones medias basta con el empleo de parámetros de resumen, sin embargo si se requiere emplear en zonas donde la no linealidad aumente progresivamente se sugiere incorporar bases

de datos espectrales, pero su reconstrucción no fuertemente dependiente de la no linealidad del modelo empleado. Como última consideración los procesos de validación para condición de altura significativa espectral se reproducen con un buen grado de ajuste ya sea con parámetros espectral y espectros bidimensionales, la dirección media espectral es estimada correctamente con el cálculo del centroide direccional independiente de la técnica empleada; sin embargo la validación de resultados con la estimación del período *peak* espectral no son recomendables ya que existe superposición de condiciones locales y las correspondientes en aguas profundas y cambiando a validación basada en el período medio se mostró un resultado más robusto.

Parte VI

Referencias

9. REFERENCIAS

- [1] M. ABREAU, A. LARRAZA, AND E. THORNTON, *Nonlinear transformation of directional wave spectra in shallow water*, Journal of Geophysical Research, 97 (1992), pp. 15579 – 15589.
- [2] Y. AGNON AND A. SHEREMET, *Stochastic nonlinear shoaling of directional spectra*, Journal Fluid Mechanics, (1997), pp. 79 – 99.
- [3] Y. AGNON, A. SHEREMET, J. GONSALVES, AND M. STIASSNIE, *Nonlinear evolution of a unidirectional shoaling wave field*, Coastal Engineering, (1993), pp. 29 – 58.
- [4] J. H. G. M. ALVES AND M. L. BANNER, *Performance of a saturation-based dissipation-rate source term in modeling the fetch-limited evolution of wind waves*, Journal of Physical Oceanography, (2003), pp. 1274 – 1298.
- [5] M. ARHAN AND R. EZRATY, *Statistical relations between successive wave heights*, Oceanology Acta, (1978), pp. 151 – 158.
- [6] T. E. BALDOCK AND C. SWAN, *Extreme waves in shallow and intermediate water depths*, Coastal Engineering, 27 (1996), pp. 21 – 26.
- [7] M. L. BANNER, *Equilibrium spectra of wind waves*, Journal of Physical Oceanography, 20 (1990), pp. 966 – 984.
- [8] M. L. BANNER AND I. R. YOUNG, *Modeling spectral dissipation in the evolution of wind waves. Part I: Assessment of existing model performance*, Journal of Physical Oceanography, 84 (1994), pp. 1550 – 1571.
- [9] N. F. BARBER AND F. URSELL, *The generation and propagation of ocean waves and swell: Part I, wave periods and velocities*, in Proc. Trans. Roy. Soc. London, vol. A240, 1948, pp. 527 – 560.
- [10] T. P. BARNETT, *On the generation, dissipation and prediction of ocean wind waves*, Journal of Geophysical Research, 73 (1968), pp. 513 – 580.
- [11] J. A. BATTJES AND J. P. F. M. JANSSEN, *Energy loss and set-up due to breaking of random waves*, in Proceedings of 16th. International Conference on Coastal Engineering.

- [12] E. BAUER AND C. STAABS, *Statistical properties of global significant wave heights and their use for validation*, Journal Geophysical Research, C1 (1998), pp. 1153 – 1166.
- [13] S. BEJI AND J. A. BATTJES, *Experimental investigation of wave propagation over a bar*, Coastal Engineering, 19 (1993), pp. 151 – 162.
- [14] J. BENDAT AND A. G. PIERSOL, *Random data: analysis and measurement*, Wiley-Interscience, 1986.
- [15] A. BESLEY AND A. STEELE, *Physical model test of wave transformation*, Tech. Report CAR4455-01, HR-Wallingford Ltd., Howbery Park, Wallingford, Mayo 2009.
- [16] C. BONDZIE AND V. G. PANCHANG, *Effects of bathymetric complexities and wind generation in a coastal wave propagation model*, Coastal Engineering, 21 (1993), pp. 333 – 360.
- [17] N. BOOJI AND L. H. HOLTHUISEN, *Propagation of ocean waves in discrete spectral wave models*, Journal of Computational Physics, 68 (1987), pp. 307 – 326.
- [18] N. BOOJI, R. C. RIS, AND L. H. HOLTHUIJSEN, *A third-generation wave model for coastal regions 1. Model description and validation*, Journal of Geophysical Research, 104 (1999), pp. 7649 – 7666.
- [19] L. E. BORGMAN, *Confidence intervals for ocean wave spectra*, in Proc. 13th. Coastal Engineering Conference, ASCE, 1972, pp. 167 – 195.
- [20] G. BURGERS AND V. K. MAKIN, *Boundary layer model results for wind-sea growth*, Journal of Physical Oceanography, 23 (1993), pp. 372 – 385.
- [21] D. E. CARTWRIGHT AND M. S. LONGUET-HIGGINS, *The statistical distribution of maxima of a random function*, in Proc. Roy. Soc. London, vol. A237, 1956, pp. 212 – 232.
- [22] E. CASTILLO, A. S. HADI, B. N., AND J. M. SARABIA, *Extreme value and related models with applications in engineering and science*, Wiley-Interscience.
- [23] L. CAVALERI AND L. BERTOTTI, *The characteristics of wind and wave fields modelled with different resolutions*, Q. J. Royal Meteorology Society, 129 (2003), pp. 1647 – 1662.
- [24] L. CAVALERI AND P. MALANOTTE-RIZZOLLI, *Wind wave prediction in shallow water: theory and applications*, Journal of Geophysical Research, 86 (1981), pp. 10961 – 10973.
- [25] J. E. CHAPPELEAR, *Shallow water waves*, Journal Geophysical Research, 67 (1962), pp. 4693 – 4704.
- [26] Y. CHEN, R. T. GUZA, AND S. ELGAR, *Modelling spectra of breaking surface in shallow water*, Journal Geophysical Research, C11 (1997), pp. 25035 – 25046.
- [27] Y. CHEN AND H. WANG, *Numerical model for nonstationary shallow water wave spectral transformations*, Journal Geophysical Research, C14 (1983), pp. 9851 – 9868.

- [28] CIRIA, *The rock manual. The use of rock in hydraulic engineering*, CUR; CETMEF. London., 2006.
- [29] J. I. COLLINS, *Prediction of shallow water spectra*, Journal of Geophysical Research, 77 (1972), pp. 2693 – 2701.
- [30] M. M. DE LAS HERAS AND P. A. E. M. JANSSEN, *Data assimilation with a coupled wind-wave model*, Journal of Geophysical Research, 97 (1992), pp. 20261 – 20270.
- [31] R. G. DEAN AND R. A. DALRYMPLE, *Water waves mechanics for engineers and scientists*, Advanced Series On Ocean Engineering, World Scientific.
- [32] J. C. DOERING AND M. A. DONELAN, *The joint distribution of heights and periods of shoaling waves*, Journal of Geophysical Research, 98 (1993), pp. 12543 – 12555.
- [33] M. A. DONELAN, J. HAMILTON, AND W. H. HUI, *Directional spectra of wind generated waves*, Phil. Trans. Roy. Soc. London, (1985), pp. 509 – 562.
- [34] R. DORRESTEIN, *Simplified method of determining refraction coefficients for sea waves*, Journal Geophysical Research, 65 (1960), pp. 637 – 642.
- [35] M. A. DRENNAN, H. C. GRABER, D. HAUSER, AND C. QUENTIN, *On the age dependence of wind stress over pure wind seas*, Journal of Geophysical Research, 108 (2003).
- [36] J. C. DUNGEY AND W. H. HUI, *Nonlinear energy transfer in a narrow gravity wave spectrum*, in Proc. Trans. Roy. Soc. London, vol. A368, 1979, pp. 239 – 265.
- [37] Y. ELDEBERKY AND P. A. MADSEN, *Deterministic and stochastic evolution equations for fully dispersive and weakly nonlinear waves*, Coastal Engineering, 38 (1998), pp. 1 – 25.
- [38] S. ELGAR, *Observations of bispectra of shoaling surface gravity waves*, Journal Fluid Mechanics, (1985), pp. 425 – 448.
- [39] ———, *Nonlinear predictions of bispectra of shoaling surface gravity waves*, Journal Fluid Mechanics, (1986), pp. 1 – 18.
- [40] S. ELGAR AND R. T. GUZA, *Shoaling gravity waves comparisons between field observations, linear theory and nonlinear model*, Journal Fluid Mechanics, (1985), pp. 47 – 70.
- [41] W. J. EMERY AND R. E. THOMSON, *Data analysis methods in physical oceanography*, Elsevier, 2001.
- [42] J. A. EWING AND A. K. LAING, *Directional spectra for seas near full development*, Journal of Physical Oceanography, 17 (1987), pp. 1696 – 1706.
- [43] G. Z. FORRISTALL, *On the statistical distribution of wave heights in a storm*, Journal of Geophysical Research, 83 (1978), pp. 2353 – 2358.

- [44] ———, *The distribution of measured and simulated wave heights as a function of spectral shape*, Journal of Geophysical Research, 89 (1984), pp. 10547 – 10552.
- [45] M. J. H. FOX, *On the nonlinear transfer in the peak of gravity-wave spectrum. Part: 2*, in Proc. Trans. Roy. Soc. London, vol. A348, 1976, pp. 467 – 483.
- [46] M. H. FRIEDLICH, R. T. GUZA, AND S. L. ELGAR, *Observations of nonlinear effects in a directional of shoaling gravity wave*, Journal of Geophysical Research, 95 (1990), pp. 9645 – 9656.
- [47] J. R. GARRAT, *Review of drag coefficients over oceans and continents*, Monthly Review, 105 (1977), pp. 915 – 929.
- [48] Y. GODA, *Random seas and design of maritime structures*, vol. 15 of Advanced Series On Ocean Engineering, World Scientific, 2000.
- [49] M. GREENHOW, *A probability distribution of breaking wave crest height based on a crest-acceleration threshold method*, Ocean Engineering, 16 (1989), pp. 537 – 544.
- [50] GRUPO DE INGENIERÍA OCEANOGRÁFICA Y DE COSTAS, *Documento de referencia, Volumen 1: Dinámicas*, Universidad de Cantabria, España.
- [51] C. GUEDES-SOARES, *On the occurrence of double peaked wave spectra*, Ocean Engineering, 18 (1991), pp. 167 – 171.
- [52] C. GUEDES-SOARES AND M. NOLASCO, *Spectral modelling of sea states with multiple wave height*, Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineering, 114 (1992), pp. 278 – 284.
- [53] D. HASSELMANN, M. DUNCKEL, AND J. EWING, *Directional wave spectra observed during JONSWAP*, Journal of Physical Oceanography, 10 (1980), pp. 1264 – 1280.
- [54] K. HASSELMANN, *Review of drag coefficients over oceans and continents. on the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part I: General theory*, Journal of Fluid Mechanics, 12 (1962), pp. 481 – 500.
- [55] ———, *On the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part II*, Journal of Fluid Mechanics, 15 (1963), pp. 273 – 281.
- [56] ———, *On the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part III*, Journal of Fluid Mechanics, 15 (1963), pp. 385 – 398.
- [57] K. HASSELMANN, D. ROSS, P. MÜLLER, AND W. SELL, *A parametric wave prediction model*, Journal of Physical Oceanography, 6 (1976), pp. 200 – 228.
- [58] S. HASSELMANN AND K. HASSELMANN, *Computations and parametrization 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 (1985), pp. 1369 – 1377.

- [59] S. HASSELMANN, K. HASSELMANN, J. H. ALLENDER, AND T. P. BARNETT, *Computations and parametrization of the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part I: Parametrization of the nonlinear energy transfer for application in wave models*, Journal of Physical Oceanography, 15 (1985), pp. 1378 – 1391.
- [60] L. H. HOLTHUIJSEN, *Waves in Oceanic and Coastal Waters*, Cambridge University Press, 2007.
- [61] N. E. HUANG, S. R. LONG, C. C. TUNG, Y. YUEN, AND L. F. BLIVEN, *A non-Gaussian statistical model for surface elevation of nonlinear random wave fields*, Journal of Geophysical Research, 88 (1983), pp. 7597 – 7592.
- [62] N. E. HUANG AND C. C. TUNG, *The influence of the directional energy distribution on the nonlinear dispersion relation in a random gravity wave field*, Journal of Physical Oceanography, 7 (1977), pp. 403 – 414.
- [63] K. K. KAHMA, *A study of the growth of the wave spectrum with fetch*, Journal of Physical Oceanography, 11 (1981), pp. 1503 – 1515.
- [64] KALNAY ET AL., *The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project*, in Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 77, 1996, pp. 437 – 470.
- [65] J. T. KIRBY, R. A. DALRYMPLE, AND F. SHI, *Combined Refraction/ Diffraction Model. REF/DIF Version 3.0; Documentation and User's Manual*, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil and Environmental Engineering, University of Delaware, Newark, 2002.
- [66] J. T. KIRBY, W. LONG, AND F. SHI, *FUNWAVE 2.0; Fully Nonlinear Boussinesq wave Model On Curvilinear Coordinates. Part I: Model Formulations*, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil and Environmental Engineering, University of Delaware, Newark, 2005.
- [67] J. T. KIRBY AND H. TUBA, *Combined Refraction/Diffraction Model for Spectral Wave Conditions. REF/DIF S, Version 1.1. Documentation & User's Manual*, Center for Applied Coastal Research, Department of Civil and Environmental Engineering, University of Delaware, Newark, 1994.
- [68] S. A. KITAIGORODSKII, V. KRASITSKII, AND M. M. ZASLAVSKII, *On Phillips' theory of equilibrium range in the spectra of wind generated gravity waves*, Journal of Physical Oceanography, 5 (1975), pp. 410 – 420.
- [69] G. J. KOMEN, *Nonlinear contributions to the frequency spectrum of wind generated water waves*, Journal of Physical Oceanography, 10 (1980), pp. 779 – 790.
- [70] G. J. KOMEN, S. HASSELMANN, AND K. HASSELMANN, *On the existence of a fully developed wind-sea spectrum*, Journal of Physical Oceanography, 14 (1984), pp. 1271 – 1285.
- [71] A. J. KUIK, G. P. VAN VLEDDER, AND L. H. HOLTHUIJSEN, *A method for the routine analysis of pitch and roll buoy wave data*, Journal of Physical Oceanography, 18 (1988), pp. 1020 – 1034.

- [72] B. LE MEHAUTE AND R. C. Y. KOH, *On the breaking of waves arriving at an angle to the shore*, Journal of Hydraulic Research, 5 (1967), pp. 541 – 549.
- [73] A. W. LEWIS AND R. N. ALLOS, *JONSWAP parameters: sorting out the inconsistencies*, Ocean Engineering, 17 (1990), pp. 409 – 415.
- [74] M. S. LONGUET-HIGGINS, *On the statistical distribution of heights of sea waves*, Journal of Marine Research, 11 (1952), pp. 245 – 266.
- [75] ———, *The effect of nonlinearities on statistical distributions in the theory of sea waves*, Journal of Fluid Mechanics, 17 (1963), pp. 459 – 480.
- [76] ———, *On the distribution of the heights of sea waves: some effects of nonlinearity and finite band width*, Journal of Geophysical Research, 85 (1980), pp. 1519 – 1523.
- [77] ———, *On the joint distributions of wave periods and amplitudes in a random wave field*, in Proc. Roy. Soc., vol. A389, 1983, pp. 241 – 258.
- [78] M. S. LONGUET-HIGGINS, D. E. CARTWRIGHT, AND N. D. SMITH, *Ocean Wave Spectrum*, Prentice-Hall Inc., 1961, ch. Observations of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy, pp. 111 – 136.
- [79] M. S. LONGUET-HIGGINS AND M. J. H. FOX, *Theory of the almost-highest wave: the inner solution*, Journal of Fluid Mechanics, 80 (1977), pp. 721 – 741.
- [80] L. LOPATOUKHIN, A. BOUKHANOVSKY, A. DEGTYAREV, K. SASROV, V. ROZHKOVA, G. ATHANASSOULIS, C. STEFANAKOS, AND H. KROGSTAD, *The spectral wave climate in the barents sea*, in Proc. of OMAE 2002: 21th. Int. Conf. on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, Oslo, Norway, 2002.
- [81] M. J. MARTÍN AND J. MARTÍNEZ, *Análisis medio y extremal del oleaje*, Cuadernos de investigación, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas.
- [82] S. R. MASSEL, *Ocean surface waves: their physics and prediction*, Advanced Series On Ocean Engineering, World Scientific.
- [83] D. MASSON, *On the nonlinear coupling between swell and wind waves*, Journal of Physical Oceanography, 23 (1993), pp. 1249 – 1258.
- [84] M. E. MCCORMICK, *Ocean engineering with applications*, Cambridge University Press, 2010.
- [85] H. MITSUYASU, T. SUHAYA, S. MIZUNO, M. OHKUSO, T. HONDA, AND K. RIKIISHI, *Observations of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy*, Journal of Physical Oceanography, 5 (1975), pp. 750 – 760.
- [86] F. NICOLAU DEL ROURE, C. PANTOJA, AND C. FOURNIER, *Evaluación de metodologías de transferencia de oleaje desde aguas profundas hacia aguas someras*, in XVII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, 2004, pp. 217 – 224.

- [87] M. K. OCHI, *Ocean Waves. The stochastic approach*, 6, Cambridge Ocean Technology, 1998.
- [88] M. K. OCHI AND E. N. HUBBLE, *On six-parameter wave spectra*, in Proc. 15th. Coastal Eng. Conf., vol. 1, 1976, pp. 301 – 328.
- [89] M. K. OCHI AND W. C. WANG, *Non-gaussian characteristics of coastal waves*, in Proc. 19th. Coastal Eng. Conf., vol. 1, 1984, pp. 516 – 531.
- [90] ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL, *Guía de análisis de oleaje y pronóstico*, Tech. Report OMM N°702, 1988.
- [91] ———, *Guía de prácticas climatológicas*, Tech. Report OMM N°100, 1990.
- [92] ———, *Guía de aplicaciones a la climatología marina*, Tech. Report OMM N°781, 2000.
- [93] E. PELINOVSKY AND C. KHARIF, eds., *Extreme ocean Waves*, Springer Verlag, 2008.
- [94] O. M. PHILLIPS, *The equilibrium range in the spectrum of wind generated waves*, Journal of Fluid Mechanics, 4 (1958), pp. 426 – 434.
- [95] ———, *The Dynamics of the Upper Ocean*, Cambridge University Press, 1977.
- [96] ———, *Spectral and statistical properties of the generated gravity waves*, Journal of Fluid Mechanics, 156 (1985), pp. 505 – 531.
- [97] W. J. PIERSON, G. NEUMANN G., AND R. W. JAMES, *Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics*, Tech. Report Publ. No. 603, U.S. Naval Hydrographic Office, 1955.
- [98] W. J. PIERSON AND L. MOSKOWITZ, *A proposed spectral form fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii*, Journal of Geophysical Research, (1964), pp. 5181 – 5190.
- [99] D. T. RESIO, *The estimation of wind wave generation in a discrete spectral model*, Journal of Physical Oceanography, 11 (1981), pp. 510 – 525.
- [100] D. T. RESIO AND W. PERRIE, *Implications of an f^{-4} equilibrium range for wind generated waves*, Journal of Physical Oceanography, 19 (1989), pp. 193 – 204.
- [101] ———, *A numerical study of non linear energy fluxes due to wave-wave interactions. Part I: Methodology and basic results*, Journal of Fluid Mechanics, 223 (1991), pp. 603 – 629.
- [102] R. C. RIS, L. H. HOLTHUIJSEN, AND N. BOOJI, *A third generation wave model for coastal regions, 2: verifications*, Journal of Geophysical Research, 104 (1999), pp. 7667 – 7681.
- [103] E. W. ROGERS, P. A. HWANG, AND D. W. WANG, *Investigation of wave growth and decay in the SWAN: Model three regional scale applications*, Journal of Physical Oceanography, 33 (2003), pp. 366 – 389.

- [104] R. RUBIO AND C. SÁEZ, *Estudio de clima de oleaje y diagnostico de las instalaciones, Compañía Minera Los Pelambres. Sector Punta Chungo, Bahía de Conchalí, IV Región de Coquimbo*, tech. report, Aquacien Ltda., 2010.
- [105] C. SÁEZ AND A. TORRES, *Determinación de zonas de transición y acoplamiento para modelos de oleaje lineal y no lineal*, in Cuadernos de Sociedad Chilena Mecánica Computacional, 2011.
- [106] C. SÁEZ, A. TORRES, J. MERCADO, T. MUNDON, AND C. HUTCHINGS, *Análisis de sensibilidad de la resolución de engrillamiento en modelos de propagación de oleaje parabólicos de fase promediada*, in Cuadernos de Sociedad Chilena Mecánica Computacional, 2009.
- [107] R. SALINAS, *Transferencia espectral en aguas someras mediante modelos numéricos*, Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad Técnica Federico Santa María, Chile, 2008.
- [108] R. SILVA, *Análisis y descripción estadística del oleaje*, vol. SD/49 of Serie de Docencia, Instituto de Ingeniería UNAM, 2005.
- [109] J. M. SMITH, A. R. SHERLOCK, AND D. T. RESIO, *Stwave: Steady-state spectral wave model. user's manual for stwave version 3.0*, Tech. Report ERDC/CHL SR-01-1, US Army Corps of Engineers, Febrero 2001.
- [110] F. E. SNODGRASS, G. W. GROVES, K. F. HASSELMANN, G. R. MILLER, W. H. MUNK, AND W. H. POWERS, *Propagation of ocean swell across the pacific*, in Proc. Trans. Roy. Soc. London, vol. A259, 1976, pp. 431 – 497.
- [111] R. L. SNYDER AND R. M. KENNEDY, *On the formation of whitecaps by a threshold mechanism: Part I: Basic formalism*, Journal of Physical Oceanography, 13 (1983), pp. 1482 – 1492.
- [112] ———, *On the formation of whitecaps by a threshold mechanism: Part II: Monte Carlo experiments*, Journal of Physical Oceanography, 13 (1983), pp. 1493 – 1504.
- [113] M. A. SROKOSZ, *On the probability of wave breaking in deep water*, Journal of Physical Oceanography, 16 (1986), pp. 382 – 385.
- [114] THE SWAN TEAM, *The SWAN Implementation Manual, Version 40.72ABCDE*, Faculty of Civil Engineering and Geosciences. Environmental Fluid Mechanics Section, Delft University of Technology.
- [115] ———, *The SWAN Programming Rules, Version 40.72ABCDE*, Faculty of Civil Engineering and Geosciences. Environmental Fluid Mechanics Section, Delft University of Technology.
- [116] ———, *The SWAN Scientific and Technical Documentation, Version 40.72ABCDE*, Faculty of Civil Engineering and Geosciences. Environmental Fluid Mechanics Section, Delft University of Technology.

- [117] ———, *The SWAN User Manual, Version 40.72ABCDE*, Faculty of Civil Engineering and Geosciences. Environmental Fluid Mechanics Section, Delft University of Technology.
- [118] E. B. THORNTON AND R. T. GUZA, *Transformation of wave height distribution*, Journal of Geophysical Research, 88 (1983), pp. 5925 – 5938.
- [119] U. S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, *Coastal Engineering Manual*, 2002.
- [120] U. S. ARMY ENGINEER WATERWAYS EXPERIMENT STATION, *Shore Protection Manual*, U.S. Government Printing Office, Washington, DC., 4th. ed., 1984.
- [121] H. VON STORCH AND F. ZWIERS, *Statistical analysis in climate research*, Cambridge University Press, 1999.
- [122] D. WANG AND P. A. HWANG, *Evolutions of the bimodal directional distribution of ocean waves*, Journal of Physical Oceanography, 31 (2001), pp. 1200 – 1221.
- [123] D. S. WILKS, *The statistical methods in atmospheric sciences*, Academic Press, 2006.
- [124] I. R. YOUNG, *The determination of spectral parameters from significant wave height and peak period*, Ocean Engineering, 19 (1992), pp. 497 – 508.
- [125] ———, *Wind generated ocean waves*, Elsevier Ocean Engineering, book series, Elsevier, 1999.

Parte VII

Anexos

A. CARTA DE AUTORIZACIÓN DE USO DE DATOS



Srs. Universidad de Valparaíso
Facultad de Ingeniería
Carrera Ingeniería Civil Oceánica
Atención: Sr. Christopher Sáez Ahumada

Junto con saludarlos, la empresa MetOcean Solutions Chile Ltda. RUT 76.106.173-9 con domicilio en Jackson # 490, Departamento 195 Torre W, Conjunto Habitacional Quinta Claude autoriza al alumno de la carrera Ingeniería Civil Oceánica de la Universidad de Valparaíso Sr. Christopher Sáez Ahumada RUT 15.731.096-8 en marco de su proceso de trabajo de Tesis: "Evaluación y cuantificación de los efectos no lineales en el proceso de transformación de oleaje en aguas someras. Una aplicación en Bahía Los Vilos, IV Región de Coquimbo", la información siguiente:

- Antecedentes batimétricos exploratorios en marco de estudio de clima de oleaje en el sector de estudio.
- Antecedentes batimétricos de detalle en el sector de Punta Chungo en marco de estudio de clima de oleaje en el sector de estudio.
- Antecedentes estudiados y registrados en marco del estudio de clima de oleaje aprobado con valor oceanográfico realizado para Rubio y Hoskins Ltda – Compañía Minera Los Pelambres.
- Datos espectrales bidimensionales en aguas profundas adquiridos en marco del estudio de clima de oleaje aprobado con valor oceanográfico realizado para Rubio y Hoskins Ltda.

Dichos antecedentes son de exclusivo uso del alumno en comento y su utilización sólo se enmarca en un tema académico para su proceso de titulación y no fines comerciales. La copia de la presente autorización deberá ser adjuntada al documento final aprobado que será el compromiso y responsabilidad del alumno ante MetOcean Solutions Chile Ltda y los coautores del presente estudio Rubio y Hoskins Ltda.

Atentamente,

Arnaldo Torres Contador
Gerente de Ciencias y Tecnología Ambiental
Representante Legal
MetOcean Solutions Chile Ltda.



Jackson #490 Depto. 195 Torre W Quinta Claude, Viña del Mar | Email: info@metocean-chile.com |
Web: www.metocean-chile-jimdo.com | Teléfonos: +56 9 95151222 / +56 9 90018067

B. RESUMEN DE TRABAJOS

B.1 Cuadernos de Mecánica Computacional (2009)

El presente trabajo propone analizar de manera cuantitativa los efectos de la resolución de la grilla numérica en modelos de transformación de oleaje de fase promediada y su sensibilidad en la estimación de los coeficientes de agitación en la forma espectral. Para esto se propone trabajar con métodos numéricos de discretización en diferencias finitas, debido a su económica implementación para condiciones simples, similares a las estudiadas por Mase y Kirby (1992), es decir, condiciones para una playa plana de talud constante.

Las condiciones de borde impuestas son de oleaje unitario (1.0 [m]), períodos comprendidos entre 6.0 – 20.0 [s] con dirección de incidencia normal al dominio. También se estudian los efectos de las formas espectrales según la formulación sintética de TMA (Texel-Marsen-Arsloe). Este tipo de formulación principalmente permite estudiar los efectos inducidos por el fondo sobre la dinámica de la propagación de las ondas. Finalmente el trabajo numérico se implementará en un modelo a escala reducida de uno de los casos estudiados según las formulaciones de JONSWAP y Pierson-Moskowitz.



Sociedad Chilena de
Mecánica Computacional

Jornada de Mecánica Computacional
3-4 de Septiembre de 2009
Pucón - Chile

ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE LA RESOLUCIÓN DE ENGRILLAMIENTO EN MODELOS DE PROPAGACIÓN DE OLEAJE PARABÓLICOS DE FASE PROMEDIADA

C. Sáez A.^{*}, A. Torres C.^{*}, J. Mercado C.^{*}, T. Mundon⁺ y C. Hutchings[§]

^{*} Departamento de Investigación y Desarrollo - OceanGreen Chile S.A.

Av. 7 Norte 553 - Viña del Mar - CHILE

e-mail : csaez@oceangreen-sa.cl, atorres@oceangreen-sa.cl, juancarlosmercadocuellar@gmail.com

⁺ HR Wallingford Inc

3100 Timmons Lane - Houston, Texas - USA

e-mail : t.mundon@hrwallingford.com

[§] HR Wallingford Ltd

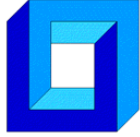
Howbery Park, Wallingford - Oxfordshire - UK

e-mail : c.hutchings @hrwallingford.co.uk

RESUMEN

El presente trabajo propone analizar de manera cuantitativa los efectos de la resolución de la grilla numérica en modelos de transformación de oleaje de fase promediada y su sensibilidad en la estimación de los coeficientes de agitación en la forma espectral. Para esto se propone trabajar con métodos numéricos de discretización en diferencias finitas, debido a su económica implementación para condiciones simples, similares a las estudiadas por Mase y Kirby (1992), es decir, condiciones para una playa plana de talud constante.

Las condiciones de borde impuestas son de oleaje unitario (1.0 [m]), períodos comprendidos entre 6.0 - 20.0 [s] con dirección de incidencia normal al dominio. También se estudian los efectos de las formas espectrales según la formulación sintética de TMA (Texel-Marsen-Arsloe). Este tipo de formulación principalmente permite estudiar los efectos inducidos por el fondo sobre la dinámica de la propagación de las ondas. Finalmente el trabajo numérico se implementará en un modelo a escala reducida de uno de los casos estudiados según las formulaciones de JONSWAP y Pierson-Moskowitz.



**Sociedad Chilena de
Mecánica Computacional**

**Jornada de Mecánica Computacional
3-4 de Septiembre de 2009
Pucón - Chile**

REFERENCIAS

1. Bouws, E., H. Günther, W. Rosenthal and C.L. Vicent: "Similarity of wind waves spectrum in the infinite depth water: 1, Spectral Form". *Journal of Geophysical Research*, 90: 975 – 986. (1985).
2. Goda Y. "Random seas and design of maritimes structures". *Advanced Series on Ocean Engineering*. Vol. 15, Word Scientific, 2nd Edition. (2000).
3. Hasselmann K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Muller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., Walden, H.: "Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint North Sea Wave Project (JONSWAP)", *Dtsch. Hydrogr Z. Suppl.* 12, A8. (1973).
4. Mase, H. and Kirby, J.T.: "Hybrid frequency-domain KdV equation for random wave transformation", *Proc.23th Int. Conf. Coast. Eng. ASCE*, Venice, Italy, pp. 474-487. (1992).
5. Pierson, W.J. and L. Moskowitz: "A proposed spectral form fully developed wind seas based on similarity theory of S.A. Kitagorodskii". *Journal of Geophysical Research*, 69: 5181 - 5190. (1964)

B.2 Cuadernos de Mecánica Computacional (2011)

El presente trabajo propone una técnica de resolución a un problema cotidiano en la implementación de modelos de propagación de oleaje que es la determinación de donde realizar un adecuado acoplamiento de un modelo de transformación de oleaje lineal y uno no lineal. Se estudió la existencia de esta condición de frontera mediante la propagación de estados de mar unitarios para oleajes comprendidos entre 4 a 26 [s] para las formulaciones espectrales de Pierson-Moskowitz y JONSWAP y direcciones en el arco S a N a intervalos regulares de 22.5° ; mediante la modelo numérico espectral SWAN. De acuerdo a los cálculos del número de Ursell (parámetro adimensional que permite el grado de no linealidad del oleaje) en el sector de Bahía Los Vilos se encontró que dichos resultados no son afectados por la condición de frontera espectral e independientes de los períodos y direcciones consideradas; de ahí se concluye que las condiciones propias batimétricas determinan de manera en que el oleaje pasa a ser dominado por la no linealidad y así realizar el adecuado anidamiento con modelos que consideren efectos de orden superior (no lineales), tales como la difracción y rotura del oleaje.



**Sociedad Chilena de
Mecánica Computacional**

**Jornada de Mecánica Computacional
13-14 de Octubre de 2011
Santiago de Chile - Chile**

DETERMINACIÓN DE ZONAS DE TRANSICIÓN Y ACOPLAMIENTO PARA MODELOS DE OLAJE LINEAL Y NO LINEAL

Christopher Sáez A.* y Arnaldo Torres C.‡

* Departamento de Procesos Costeros – MetOcean Solutions Chile Ltda.
Juan Alberdi 503, Cerro Mariposa – Valparaíso – CHILE
e-mail : csa@metocean.cl

‡ Departamento de Meteorología y Climatología – MetOcean Solutions Chile Ltda.
Juan Alberdi 503, Cerro Mariposa – Valparaíso – CHILE
e-mail : atc@metocean.cl

RESUMEN

El presente trabajo propone una técnica de resolución a un problema cotidiano en la implementación de modelos de propagación de oleaje que es la determinación de donde realizar un adecuado acoplamiento de un modelo de transformación de oleaje lineal y uno no lineal. Se estudió la existencia de esta condición de frontera mediante la propagación de estados de mar unitarios para oleajes comprendidos entre 4 a 26 [s] para las formulaciones espectrales de Pierson-Moskowitz y JONSWAP y direcciones en el arco S a N a intervalos regulares de 22.5°; mediante la modelo numérico espectral SWAN. De acuerdo a los cálculos del número de Ursell (parámetro adimensional que permite el grado de no linealidad del oleaje) en el sector de Bahía Los Vilos se encontró que dichos resultados no son afectados por la condición de frontera espectral e independientes de los períodos y direcciones consideradas; de ahí se concluye que las condiciones propias batimétricas determinan de manera en que el oleaje pasa a ser dominado por la no linealidad y así realizar el adecuado anidamiento con modelos que consideren efectos de orden superior (no lineales), tales como la difracción y rotura del oleaje.

Agradecimientos

Los autores agradecen a los revisores anónimos para la suscripción del presente resumen a la revista de la Sociedad Chilena de Mecánica Computacional.

REFERENCIAS

1. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas: “Documento de Referencia 1: Dinámicas”. *Universidad de Cantabria, España*

C. TABLAS DE INCIDENCIA ANUAL

C.1 Aguas profundas

Tabla C.1: Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección del peak espectral, condiciones en aguas profundas

Altura [m]	Dirección													Total				
	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W		WNW	NW	NNW	
0.00 - 0.50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
0.50 - 1.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.009	0.067	0.006	0.000	0.000	0.000	0.146	0.146
1.00 - 1.50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.023	0.064	0.064	0.523	0.713	0.081	0.000	0.000	0.000	3.314	3.314
1.50 - 2.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.030	0.067	0.269	0.269	2.786	2.204	0.075	0.000	0.000	0.000	13.959	13.959
2.00 - 2.50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.031	0.064	0.241	0.241	6.498	2.624	0.140	0.000	0.000	0.000	24.297	24.297
2.50 - 3.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.014	0.040	0.170	0.170	8.185	15.012	0.096	0.000	0.000	0.000	25.661	25.661
3.00 - 3.50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.096	0.096	6.279	9.703	0.065	0.000	0.000	0.000	17.822	17.822
3.50 - 4.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.014	0.039	0.039	3.617	4.291	0.975	0.000	0.000	0.000	8.978	8.978
4.00 - 4.50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.011	0.045	0.045	1.403	1.820	0.515	0.039	0.000	0.000	3.835	3.835
4.50 - 5.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.017	0.017	0.459	0.636	0.233	0.020	0.000	0.000	1.367	1.367
5.00 - 5.50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005	0.112	0.210	0.104	0.006	0.000	0.000	0.437	0.437
5.50 - 6.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.028	0.058	0.002	0.000	0.000	0.106	0.106
6.00 - 6.50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.003	0.023	0.000	0.000	0.000	0.033	0.033
6.50 - 7.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.006	0.000	0.000	0.033	0.033
7.00 - 7.50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.002	0.000	0.000	0.000	0.012	0.012
Totales:	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.092	0.249	0.947	0.947	29.896	56.875	11.346	0.576	0.000	0.000	100.000	100.000

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.2: Tabla de incidencia período *peak* espectral - dirección del *peak* espectral, condiciones en aguas profundas

Período [s]	Dirección																Total	
	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW		
0.00 - 2.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
2.00 - 4.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
4.00 - 6.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.023	0.065	0.039	0.022	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.157
6.00 - 8.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.036	0.054	0.146	2.138	0.772	0.171	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	3.357
8.00 - 10.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.022	0.064	0.173	6.736	2.785	0.792	0.128	0.000	0.000	0.000	0.000	10.700
10.00 - 12.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.070	0.243	8.678	14.807	3.811	0.226	0.000	0.000	0.000	0.000	27.848
12.00 - 14.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.037	0.232	9.219	26.689	4.617	0.078	0.000	0.000	0.000	0.000	40.890
14.00 - 16.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.017	0.110	2.705	10.325	1.542	0.062	0.000	0.000	0.000	0.000	14.765
16.00 - 18.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.020	0.344	1.360	0.339	0.048	0.000	0.000	0.000	0.000	2.117
18.00 - 20.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.092	0.040	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.148
20.00 - 22.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017
22.00 - 24.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Totales:	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.092	0.249	0.947	29.896	56.875	11.346	0.576	0.000	0.000	0.000	0.000	100.000

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.3: Tabla de incidencia periodo *peak* espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas profundas

Períodos [s]	Marca clase altura [m]																Total
	0.25	0.75	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.25	5.75	6.25	6.75	7.25		
0.00 - 2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.00 - 4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.00 - 6.00	0.00	0.00	0.01	0.10	0.15	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36
6.00 - 8.00	0.00	0.00	0.03	0.20	0.80	1.18	0.77	0.29	0.14	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.46
8.00 - 10.00	0.00	0.01	0.14	0.39	0.75	1.08	1.00	0.77	0.27	0.08	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	4.56
10.00 - 12.00	0.00	0.03	0.84	4.14	5.94	4.27	1.88	0.84	0.31	0.11	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.39
12.00 - 14.00	0.00	0.07	1.51	6.30	12.12	14.27	9.83	4.26	1.54	0.47	0.14	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	50.58
14.00 - 16.00	0.00	0.02	0.51	1.54	2.57	3.11	3.20	2.08	1.05	0.42	0.12	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	14.72
16.00 - 18.00	0.00	0.01	0.26	1.16	1.76	1.56	1.11	0.69	0.53	0.24	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.43
18.00 - 20.00	0.00	0.00	0.02	0.11	0.16	0.09	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44
20.00 - 22.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
22.00 - 24.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totales:	0.00	0.15	3.31	13.96	24.30	25.66	17.82	8.98	3.83	1.37	0.44	0.11	0.03	0.03	0.01	0.00	100.00

Fuente: Elaboración propia

C.2 Aguas someras

C.2.1 Modelo lineal de fase promediada

Tabla C.4: Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo lineal de fase promediada)

Altura [m]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 0.50	0.488	0.366	0.854
0.50 - 1.00	26.455	11.252	37.707
1.00 - 1.50	33.947	15.971	49.918
1.50 - 2.00	4.118	5.930	10.048
2.00 - 2.50	0.050	1.170	1.220
2.50 - 3.00	0.000	0.176	0.176
3.00 - 3.50	0.000	0.054	0.054
3.50 - 4.00	0.000	0.020	0.020
4.00 - 4.50	0.000	0.003	0.003
4.50 - 5.00	0.000	0.000	0.000
5.00 - 5.50	0.000	0.000	0.000
5.50 - 6.00	0.000	0.000	0.000
Totales:	65.058	34.942	100.000

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.5: Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo lineal de fase promediada)

Altura [m]	Dirección			Total
	SW	WSW	W	
0.00 - 0.50	0.000	1.643	0.812	2.455
0.50 - 1.00	0.012	43.533	11.607	55.152
1.00 - 1.50	0.009	27.926	8.029	35.965
1.50 - 2.00	0.000	1.753	2.637	4.390
2.00 - 2.50	0.000	0.044	0.913	0.957
2.50 - 3.00	0.000	0.003	0.311	0.314
3.00 - 3.50	0.000	0.000	0.096	0.096
3.50 - 4.00	0.000	0.000	0.039	0.039
4.00 - 4.50	0.000	0.000	0.026	0.026
4.50 - 5.00	0.000	0.000	0.012	0.012
5.00 - 5.50	0.000	0.000	0.009	0.009
5.50 - 6.00	0.000	0.000	0.000	0.000
6.00 - 6.50	0.000	0.000	0.000	0.000
6.50 - 7.00	0.000	0.000	0.000	0.000
7.00 - 7.50	0.000	0.000	0.000	0.000
Totales:	0.022	74.902	24.493	99.417

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.6: Tabla de incidencia período *peak* espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo lineal de fase promediada)

Período [s]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 2.00	0.000	0.000	0.000
2.00 - 4.00	0.000	0.000	0.000
4.00 - 6.00	0.064	0.016	0.079
6.00 - 8.00	1.895	0.464	2.358
8.00 - 10.00	10.846	4.004	14.851
10.00 - 12.00	18.046	11.185	29.231
12.00 - 14.00	15.862	12.354	28.216
14.00 - 16.00	11.000	4.664	15.664
16.00 - 18.00	5.446	1.576	7.022
18.00 - 20.00	1.469	0.512	1.980
20.00 - 22.00	0.415	0.162	0.577
22.00 - 24.00	0.014	0.006	0.020
Totales:	65.058	34.942	100.000

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.7: Tabla de incidencia período *peak* espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo lineal de fase promediada)

Período [s]	Dirección			Total
	SW	WSW	W	
0.00 - 2.00	0.000	0.000	0.000	0.000
2.00 - 4.00	0.000	0.000	0.000	0.000
4.00 - 6.00	0.008	0.115	0.031	0.154
6.00 - 8.00	0.014	2.936	0.266	3.216
8.00 - 10.00	0.000	9.378	1.215	10.593
10.00 - 12.00	0.000	21.420	6.338	27.758
12.00 - 14.00	0.000	30.642	10.090	40.732
14.00 - 16.00	0.000	9.942	4.765	14.707
16.00 - 18.00	0.000	0.454	1.638	2.092
18.00 - 20.00	0.000	0.014	0.133	0.147
20.00 - 22.00	0.000	0.000	0.018	0.018
22.00 - 24.00	0.000	0.000	0.000	0.000
Totales:	0.022	74.902	24.493	99.417

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.8: Tabla de incidencia período *peak* espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo lineal de fase promediada)

Período [s]	Marca clase altura [m]												Total
	2.5	7.5	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.25	5.75	
0.00 - 2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.00 - 4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.00 - 6.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
6.00 - 8.00	0.00	1.11	1.30	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.44
8.00 - 10.00	0.03	2.03	3.30	0.68	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.05
10.00 - 12.00	0.17	8.43	8.25	1.81	0.26	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.94
12.00 - 14.00	0.39	17.66	26.50	4.92	0.76	0.13	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	50.39
14.00 - 16.00	0.18	4.60	6.26	1.82	0.16	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	13.10
16.00 - 18.00	0.06	3.43	3.94	0.74	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.21
18.00 - 20.00	0.01	0.37	0.32	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75
20.00 - 22.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
22.00 - 24.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totales:	0.85	37.71	49.92	10.05	1.22	0.18	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.9: Tabla de incidencia período *peak* espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo lineal de fase promediada)

Período [s]	Marca clase altura [m]												Total
	2.5	7.5	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.25	5.75	
0.00 - 2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.00 - 4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.00 - 6.00	0.01	0.18	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
6.00 - 8.00	0.01	1.05	1.93	0.28	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.35
8.00 - 10.00	0.04	1.24	2.58	0.54	0.10	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.55
10.00 - 12.00	0.36	11.38	5.33	0.83	0.27	0.08	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	18.30
12.00 - 14.00	1.28	29.54	17.19	1.71	0.42	0.15	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	50.35
14.00 - 16.00	0.49	7.37	5.98	0.63	0.09	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	14.63
16.00 - 18.00	0.24	4.09	2.69	0.36	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.40
18.00 - 20.00	0.02	0.27	0.12	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43
20.00 - 22.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
22.00 - 24.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totales:	2.45	55.15	35.96	4.39	0.96	0.31	0.10	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00	99.42

Fuente: Elaboración propia

C.2.2 Modelo débilmente no lineal de fase resuelta

Tabla C.10: Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)

Altura [m]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 0.50	0.106	0.059	0.165
0.50 - 1.00	8.441	3.625	12.066
1.00 - 1.50	32.775	8.043	40.818
1.50 - 2.00	28.813	5.160	33.973
2.00 - 2.50	9.936	1.259	11.195
2.50 - 3.00	1.458	0.224	1.682
3.00 - 3.50	0.039	0.059	0.098
3.50 - 4.00	0.000	0.003	0.003
4.00 - 4.50	0.000	0.000	0.000
4.50 - 5.00	0.000	0.000	0.000
5.00 - 5.50	0.000	0.000	0.000
5.50 - 6.00	0.000	0.000	0.000
Totales:	81.568	18.432	100.000

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.11: Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)

Altura [m]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 0.50	2.828	0.100	2.928
0.50 - 1.00	45.540	0.720	46.260
1.00 - 1.50	41.738	0.677	42.414
1.50 - 2.00	6.766	0.240	7.005
2.00 - 2.50	0.594	0.062	0.657
2.50 - 3.00	0.079	0.011	0.090
3.00 - 3.50	0.040	0.008	0.048
3.50 - 4.00	0.006	0.008	0.014
4.00 - 4.50	0.000	0.000	0.000
4.50 - 5.00	0.000	0.000	0.000
5.00 - 5.50	0.000	0.000	0.000
5.50 - 6.00	0.000	0.000	0.000
Totales:	97.592	1.825	99.417

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.12: Tabla de incidencia período *peak* espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)

Período [s]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 2.00	0.000	0.000	0.000
2.00 - 4.00	0.000	0.000	0.000
4.00 - 6.00	0.000	0.000	0.000
6.00 - 8.00	7.078	0.394	7.472
8.00 - 10.00	23.955	1.826	25.781
10.00 - 12.00	19.991	6.273	26.263
12.00 - 14.00	17.649	4.969	22.618
14.00 - 16.00	10.236	2.100	12.337
16.00 - 18.00	2.435	1.904	4.339
18.00 - 20.00	0.208	0.862	1.070
20.00 - 22.00	0.016	0.079	0.095
22.00 - 24.00	0.000	0.025	0.025
Totales:	81.568	18.432	100.000

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.13: Tabla de incidencia período *peak* espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)

Período [s]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 2.00	0.000	0.000	0.000
2.00 - 4.00	0.000	0.000	0.000
4.00 - 6.00	0.098	0.056	0.154
6.00 - 8.00	2.867	0.348	3.215
8.00 - 10.00	10.361	0.232	10.593
10.00 - 12.00	27.620	0.138	27.758
12.00 - 14.00	40.283	0.450	40.733
14.00 - 16.00	14.289	0.418	14.707
16.00 - 18.00	1.940	0.152	2.092
18.00 - 20.00	0.126	0.020	0.146
20.00 - 22.00	0.008	0.009	0.017
22.00 - 24.00	0.000	0.000	0.000
Totales:	97.592	1.825	99.417

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.14: Tabla de incidencia período *peak* espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)

Período [s]	Marca clase altura [m]											Total	
	2.5	7.5	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.25		5.75
0.00 - 2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.00 - 4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.00 - 6.00	0.00	0.19	0.69	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.14
6.00 - 8.00	0.00	0.59	4.25	8.50	3.64	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	17.25
8.00 - 10.00	0.00	0.84	2.90	3.32	3.17	0.90	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.18
10.00 - 12.00	0.03	3.35	11.02	6.08	1.00	0.18	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	21.66
12.00 - 14.00	0.09	4.01	12.93	8.78	1.54	0.16	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	27.52
14.00 - 16.00	0.01	1.64	4.15	3.39	0.86	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.22
16.00 - 18.00	0.03	1.32	4.49	3.34	0.92	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.15
18.00 - 20.00	0.00	0.12	0.30	0.26	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.72
20.00 - 22.00	0.00	0.00	0.09	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
22.00 - 24.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Totales:	0.16	12.07	40.82	33.97	11.19	1.68	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.15: Tabla de incidencia período *peak* espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo débilmente no lineal de fase resuelta)

Período [s]	Marca clase altura [m]											Total	
	2.5	7.5	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.25		5.75
0.00 - 2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.00 - 4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.00 - 6.00	0.00	0.10	0.19	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
6.00 - 8.00	0.01	0.59	2.32	0.37	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.35
8.00 - 10.00	0.11	1.34	2.51	0.51	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.55
10.00 - 12.00	0.89	11.77	5.02	0.53	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.30
12.00 - 14.00	1.40	24.02	22.49	2.26	0.15	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	50.35
14.00 - 16.00	0.34	5.11	6.78	2.18	0.16	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	14.63
16.00 - 18.00	0.18	3.04	2.95	1.07	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.40
18.00 - 20.00	0.01	0.25	0.13	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43
20.00 - 22.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
22.00 - 24.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totales:	2.93	46.26	42.41	7.01	0.66	0.09	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	99.42

Fuente: Elaboración propia

C.2.3 Modelo no lineal de fase resuelta

Tabla C.16: Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo no lineal de fase resuelta)

Altura [m]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 0.50	0.334	0.191	0.526
0.50 - 1.00	21.361	6.140	27.502
1.00 - 1.50	45.870	7.035	52.904
1.50 - 2.00	14.698	2.388	17.086
2.00 - 2.50	1.291	0.471	1.763
2.50 - 3.00	0.048	0.109	0.157
3.00 - 3.50	0.000	0.047	0.047
3.50 - 4.00	0.000	0.016	0.016
4.00 - 4.50	0.000	0.000	0.000
4.50 - 5.00	0.000	0.000	0.000
5.00 - 5.50	0.000	0.000	0.000
5.50 - 6.00	0.000	0.000	0.000
Totales:	83.603	16.397	100.000

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.17: Tabla de incidencia altura significativa espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo no lineal de fase resuelta)

Altura [m]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 0.50	1.265	0.319	1.584
0.50 - 1.00	35.639	0.616	36.255
1.00 - 1.50	47.894	0.479	48.373
1.50 - 2.00	10.937	0.261	11.198
2.00 - 2.50	1.483	0.098	1.581
2.50 - 3.00	0.275	0.030	0.305
3.00 - 3.50	0.042	0.011	0.053
3.50 - 4.00	0.033	0.002	0.034
4.00 - 4.50	0.011	0.009	0.020
4.50 - 5.00	0.014	0.000	0.014
5.00 - 5.50	0.000	0.000	0.000
5.50 - 6.00	0.000	0.000	0.000
Totales:	97.592	1.825	99.417

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.18: Tabla de incidencia período *peak* espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo no lineal de fase resuelta)

Período [s]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 2.00	0.000	0.000	
2.00 - 4.00	0.000	0.000	
4.00 - 6.00	0.000	0.000	
6.00 - 8.00	0.328	0.334	
8.00 - 10.00	10.232	11.428	
10.00 - 12.00	24.295	29.519	
12.00 - 14.00	32.677	37.410	
14.00 - 16.00	13.776	16.344	
16.00 - 18.00	2.116	3.797	
18.00 - 20.00	0.173	1.042	
20.00 - 22.00	0.006	0.104	
22.00 - 24.00	0.000	0.020	
Totales:	83.603	100.000	

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.19: Tabla de incidencia período *peak* espectral - dirección media espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo no lineal de fase resuelta)

Período [s]	Dirección		Total
	WSW	W	
0.00 - 2.00	0.000	0.000	0.000
2.00 - 4.00	0.000	0.000	0.000
4.00 - 6.00	0.098	0.056	0.154
6.00 - 8.00	2.867	0.348	3.215
8.00 - 10.00	10.361	0.232	10.593
10.00 - 12.00	27.620	0.138	27.758
12.00 - 14.00	40.283	0.450	40.733
14.00 - 16.00	14.289	0.418	14.707
16.00 - 18.00	1.940	0.152	2.092
18.00 - 20.00	0.126	0.020	0.146
20.00 - 22.00	0.008	0.009	0.017
22.00 - 24.00	0.000	0.000	0.000
Totales:	97.592	1.825	99.417

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.20: Tabla de incidencia período *peak* espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación espectral bidimensional – modelo no lineal de fase resuelta)

Período [s]	Marca clase altura [m]												Total
	2.5	7.5	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.25	5.75	
0.00 - 2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.00 - 4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.00 - 6.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
6.00 - 8.00	0.00	0.85	1.57	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.68
8.00 - 10.00	0.03	1.94	4.71	2.44	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.22
10.00 - 12.00	0.12	8.81	12.29	2.32	0.22	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.78
12.00 - 14.00	0.23	10.08	23.61	7.39	0.75	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.15
14.00 - 16.00	0.08	2.94	5.33	3.05	0.45	0.06	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	11.96
16.00 - 18.00	0.06	2.49	4.67	1.47	0.23	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.94
18.00 - 20.00	0.01	0.32	0.59	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06
20.00 - 22.00	0.00	0.05	0.13	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
22.00 - 24.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Totales:	0.53	27.50	52.90	17.09	1.76	0.16	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00

Fuente: Elaboración propia

Tabla C.21: Tabla de incidencia período *peak* espectral - altura significativa espectral, condiciones en aguas someras (propagación de parámetros resumen – modelo no lineal de fase resuelta)

Período [s]	Marca clase altura [m]												Total
	2.5	7.5	1.25	1.75	2.25	2.75	3.25	3.75	4.25	4.75	5.25	5.75	
0.00 - 2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2.00 - 4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
4.00 - 6.00	0.01	0.10	0.20	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
6.00 - 8.00	0.02	0.71	1.92	0.62	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.35
8.00 - 10.00	0.05	1.32	2.38	0.66	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.55
10.00 - 12.00	0.34	9.40	7.30	1.04	0.16	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.30
12.00 - 14.00	0.76	18.18	25.73	4.80	0.70	0.14	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	50.35
14.00 - 16.00	0.26	4.11	7.04	2.74	0.37	0.06	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	14.63
16.00 - 18.00	0.13	2.26	3.59	1.26	0.14	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.40
18.00 - 20.00	0.01	0.16	0.19	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43
20.00 - 22.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
22.00 - 24.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totales:	1.58	36.26	48.37	11.20	1.58	0.30	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	99.42

Fuente: Elaboración propia