

MARC 61920
NO. 11926

T
ING. OCE.
R696m
2012
C-3

MEMORIA DEL PROYECTO PARA OPTAR AL TÍTULO DE
INGENIERO CIVIL OCEÁNICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

**“METODOLOGÍA DE CÁLCULO DEL TRANSPORTE DE
SEDIMENTO MEDIANTE ESPECTRO DE OLEAJE EN LA
ZONA DE ROMPIENTE”**

LEONARDO ANDRÉS RODRÍGUEZ ARGANDOÑA

NOVIEMBRE 2012

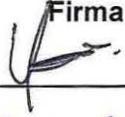
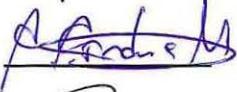
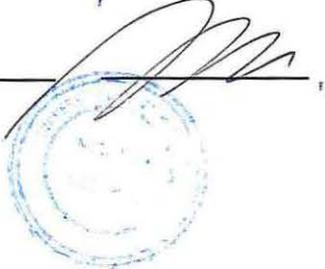
II APROBACIÓN

METODOLOGÍA DE CÁLCULO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTO MEDIANTE ESPECTRO DE OLAJE EN LA ZONA DE ROMPIENTE

LEONARDO ANDRÉS RODRÍGUEZ ARGANDOÑA

COMISIÓN EVALUADORA

CALIFICACIÓN

	Nota	Firma
Matías Quezada Labra Profesor Guía	6,2	
Carlos Cardenas Martínez Profesor Evaluador 1	6,4	
José Beyá Marshall Profesor Evaluador 2	6,0	

III DECLARACIÓN

Este trabajo o alguna de sus partes no han sido presentados 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 de este Proyecto de Título es resultado exclusivamente de mis esfuerzos personales.

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 sobre la misma y los cede a la Universidad de Valparaíso, la que estará facultada para utilizarla con fines exclusivamente académicos.

Matías Quezada Labra
Profesor Guía

Leonardo Rodríguez Argandoña
Alumno Memorista

IV AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis agradecimientos en primera instancia a mi profesor guía Matías Quezada, quién se convirtió en un muy buen amigo, asistiéndome en todo momento en el desarrollo de este proyecto como también en lo personal.

A mi compañera Cinthia por estar en todo momento a mi lado, alentándome a seguir adelante en cada momento, por el regalo de nuestras princesas Dannia, Antonia e Isabella que nos brindan alegría cada día y a nuestro angelito Sophia que seguramente nos protege y acompaña siempre.

A mis padres Leonardo y Patricia por depositar en mi la confianza incondicional y el apoyo constante en mis decisiones.

Y finalmente a mis compañeros y amigos de carrera Karina Oyarce y Cristian Santander por las horas de trabajo en conjunto en el desarrollo de algoritmos Matlab, y a Romina Rivera que a pesar de la distancia siempre estuvo presente y dispuesta a revisar el desarrollo de mi proyecto, aportando ideas y mas de alguna corrección.

Leonardo Rodríguez Argandoña

V CONTENIDOS

1.	INTRODUCCIÓN.....	1-1
2.	OBJETIVOS.....	2-2
2.1	MOTIVACIÓN.....	2-2
2.2	OBJETIVOS GENERALES.....	2-2
2.3	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2-2
3.	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	3-3
3.1	ESPECTRO DE OLEAJE.....	3-3
3.2	FORMA DEL ESPECTRO Y RANGO DE SATURACIÓN.....	3-3
3.3	ESPECTRO TMA PARA PROFUNDIDADES REDUCIDAS.....	3-3
3.4	SATURACIÓN ESPECTRAL.....	3-4
3.4.1	DECAIMIENTO DE LA OLA EN LA ZONA DE ROMPIENTE.....	3-5
3.5	TRANSFORMACIÓN DEL OLEAJE PRÓXIMO A LA COSTA.....	3-9
3.5.1	ROTURA DEL OLEAJE.....	3-9
3.5.2	CRITERIOS DE ROMPIENTE.....	3-9
3.6	FORMAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	3-10
3.7	CÁLCULO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	3-13
3.7.1	FÓRMULA BASADA EN EL FLUJO DE ENERGÍA.....	3-14
3.7.2	FÓRMULA DE BASE EMPÍRICA.....	3-16
3.7.3	FÓRMULA DE CORRIENTE LITORAL.....	3-19
3.7.4	DESCOMPOSICIÓN DEL OLEAJE INCIDENTE.....	3-23
4.	METODOLOGÍA DE ESTUDIO.....	4-24
4.1	DEFINICIÓN DE LA ZONA DE ROMPIENTE.....	4-25
4.1.1	ESTIMACIÓN DE LA ALTURA DE OLEAJE EN ROMPIENTE.....	4-25
4.2	ESPECTRO EN LA ZONA DE ROMPIENTE.....	4-25
4.2.1	ALCANCE DEL MODELO STWAVE.....	4-26
4.2.2	METODOLOGÍA DE TRANSFORMACIÓN DE OLEAJE MODELO STWAVE.....	4-26
4.2.3	CARACTERIZACIÓN DE LA PENDIENTE DE FONDO Y MODELOS DE PLAYA IDEALIZADA.....	4-27
4.2.4	BATIMETRÍAS DE MODELACIÓN IDEALIZADA.....	4-28
4.2.5	ESPECTROS DE OLEAJE.....	4-29
4.3	TRNASFERENCIA ESPECTRAL.....	4-31
4.4	EXPANSIÓN DE LAS ECUACIONES DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	4-32
5.	RESULTADOS.....	5-34
5.1	DEFINICIÓN DE LA ZONA DE ROMPIENTE.....	5-34
5.1.1	ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA DEL OLEAJE.....	5-34
5.1.2	ESTIMACIÓN DE LA ALTURA DE OLEAJE EN ROMPIENTE.....	5-38
5.2	PROPAGACIÓN DE OLEAJE MODELO STWAVE.....	5-40
5.3	COEFICIENTES DE AGITACIÓN A 4 METROS DE PROFUNDIDAD.....	5-41
5.4	EXPANSIÓN DE LAS ECUACIONES DE TRANSPORTE DE SEDIMENTO.....	5-43
5.4.1	EXPANSIÓN ECUACIÓN DEL CERC.....	5-43
5.4.2	ECUACIÓN DE KAMPHUIS.....	5-44
5.4.3	ECUACIÓN DE LEO C. VAN RIJN.....	5-45
5.5	CÁLCULO DE LA TASA DE TRANSPORTE, ECUACIONES CLÁSICAS.....	5-47
5.6	CÁLCULO DE LA TASA DE TRANSPORTE ECUACIONES INTEGRANDAS.....	5-49
5.7	COMPARACIÓN DE LAS METODOLOGÍAS DE CÁLCULO.....	5-54
6.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	6-63
6.1	CONCLUSIONES.....	6-63
6.2	RECOMENDACIONES.....	6-64
7.	REFERENCIAS.....	7-65
8.	ANEXOS.....	8-67

NDICE DE TABLAS

Tabla 4 - 3: Mallas de propagación aguas profundas y reducidas modelo STWAVE	4-26
Tabla 5 - 1: Incidencia conjunta de altura, periodo y dirección de oleaje.	5-35
Tabla 5 - 2: Incidencia Conjunta de Altura y periodo de oleaje.....	5-35
Tabla 5 - 3: Coeficientes de propagación de altura, caso $H_0 = 1$ (m).	5-42
Tabla 5 - 4: Coeficientes de propagación de direcciones, caso $H_0 = 1$ (m).	5-43
Tabla 5 - 5: Tasa anual de transporte de sedimentos, ecuaciones clásicas.....	5-48
Tabla 5 - 6: Tasa anual de transporte de sedimentos, Metodología Espectral.	5-53
Tabla 5 - 7: Transporte Longitudinal de Sedimentos Método Clásico y Espectral CERC	5-55
Tabla 5 - 8: Transporte Longitudinal de Sedimentos Método Clásico y Espectral Kamphuis	5-59
Tabla 5 - 9: Transporte Longitudinal de Sedimentos Método Clásico y Espectral Leo van Rijn.	5-61
Figura A 7 - 1: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 1$ (m) y T_p de 6 a 24 (s).....	8-72
Figura A 7 - 2: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 3$ (m) y T_p de 6 a 24 (s).....	8-72
Figura A 7 - 3: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 7$ (m) y T_p de 6 a 24 (s).....	8-73
Figura A 7 - 6: Puerto de Iquique, carta de navegación 1211.	8-76
Figura A 7 - 7: Bahía de Quintero, carta de navegación 4321.....	8-78
Figura A 7 - 8: Bahía de Valparaíso, carta de navegación 5111.	8-80
Figura A 7 - 9: Coeficiente de propagación de altura, caso $H_{m0} = 1$ (m).	8-84
Figura A 7 - 10: Coeficiente de propagación de dirección, caso $H_{m0} = 1$ (m).	8-84
Figura A 7 - 11: Coeficiente de propagación de alturas, caso $H_{m0} = 3$ (m).....	8-86
Figura A 7 - 12: Coeficiente de propagación de direcciones, caso $H_{m0} = 3$ (m).....	8-86
Figura A 7 - 13: Coeficiente de propagación de alturas, caso $H_{m0} = 7$ (m).....	8-88
Figura A 7 - 14: Coeficiente de propagación de direcciones, caso $H_{m0} = 7$ (m).....	8-88

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3 - 1: Espectro saturado después de la rompiente	3-7
Figura 3 - 2: Altura de oleaje en modelo de playa de pendiente constante.....	3-8
Figura 3 - 3: Modos de transporte de sedimentos.....	3-10
Figura 3 - 4: Distribución transversal de la zona de rompiente.	3-11
Figura 3 - 5: Movimiento del sedimento por incidencia del oleaje.....	3-12
Figura 3 - 6: Descomposición del transporte sólido litoral.	3-13
Figura 3 - 7: Perfil de velocidad debido al efecto no lineal de la onda	3-19
Figura 3 - 8: Característica del transporte de sedimento debido al fondo y dirección de la ola....	3-19
Figura 3 - 9: Tiempo medio de la carga de sedimento.	3-21
Figura 3- 10: Relación de ángulos para el cálculo del transporte longitudinal.....	3-23
Figura 4 - 1: Diagrama de flujo, metodología de cálculo de transporte longitudinal.....	4-24
Figura 4 - 2: Cartas náuticas SHOA, 4321; 5111	4-27
Figura 4 - 3: Malla de propagación, modelo playa-dirección Weste.....	4-28
Figura 4 - 4: Espectro de energía de oleaje, TMA.....	4-29
Figura 4 - 5: Energía, frecuencia y dirección espectral, TMA	4-30
Figura 4 - 6: Trasferencia espectral	4-31
Figura 4 - 7: Espectro de energía multimodal, y parámetros de resumen asociados.	4-33
Figura 5 - 1: Distribución de ocurrencia de altura de oleaje, Valparaíso 2000 al 2004	5-36
Figura 5 - 2: Distribución de ocurrencia de periodo de oleaje, Valparaíso 2000 al 2004	5-37
Figura 5 - 3: Altura de rompiente, Battjes & Stive 1985, $H_0=1, 3$ y 7 (m); $T_p= 10$ y 16 (s).....	5-38
Figura 5 - 4: Profundidad de la rotura, $T_p = 10$ (s).....	5-39
Figura 5 - 5: Profundidad de la rotura, $T_p = 16$ (s).....	5-39
Figura 5 - 6: Malla de propagación NW, modelo playa.....	5-40

Figura 5 - 7: Malla de propagación W, modelo playa.	5-40
Figura 5 - 8: Malla de propagación Sur Weste, modelo playa.	5-41
Figura 5 - 9: Coeficiente de agitación para $H_{m0}=1$ m, Playa de pendiente constante.	5-41
Figura 5 - 10: Variación direccional de oleaje para $H_{m0}=1$ m, playa de pendiente constante.	5-42
Figura 5 - 11: Comparación tasa de transporte longitudinal, ecuaciones clásicas.	5-48
Figura 5 - 12: Panel superior, espectro de energía de oleaje (22/01/2000 21:00)	5-50
Figura 5 - 13: Panel superior, espectro de energía de oleaje (13/06/2000 15:00)	5-51
Figura 5 - 14: Comparación tasa de transporte longitudinal, metodología espectral.	5-54
Figura 5 - 15: Comparación transporte longitudinal clásico, espectral Bailard (K_1).	5-56
Figura 5 - 16: Comparación transporte longitudinal clásico, espectral Losada y Medina (K_2).	5-57
Figura 5 - 17: Comparación transporte longitudinal clásico, espectral Komar & Inman (ζ).	5-58
Figura 5 - 18: Comparación transporte longitudinal clásico, Kamphuis.	5-60
Figura 5 - 19: Comparación transporte longitudinal clásico, espectral Leo van Rijn.	5-62
Figura A 7 - 1: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 1$ (m) y T_p de 6 a 24 (s)	8-72
Figura A 7 - 2: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 3$ (m) y T_p de 6 a 24 (s)	8-72
Figura A 7 - 3: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 7$ (m) y T_p de 6 a 24 (s)	8-73
Figura A 7 - 6: Puerto de Iquique, carta de navegación 1211.	8-76
Figura A 7 - 7: Bahía de Quintero, carta de navegación 4321.	8-78
Figura A 7 - 8: Bahía de Valparaíso, carta de navegación 5111.	8-80
Figura A 7 - 9: Coeficiente de propagación de altura, caso $H_0 = 1$ (m).	8-84
Figura A 7 - 10: Coeficiente de propagación de dirección, caso $H_0 = 1$ (m).	8-84
Figura A 7 - 11: Coeficiente de propagación de alturas, caso $H_0 = 3$ (m).	8-86
Figura A 7 - 12: Coeficiente de propagación de direcciones, caso $H_0 = 3$ (m).	8-86
Figura A 7 - 13: Coeficiente de propagación de alturas, caso $H_0 = 7$ (m).	8-88
Figura A 7 - 14: Coeficiente de propagación de direcciones, caso $H_0 = 7$ (m).	8-88

VI RESUMEN

En este proyecto de título se busca desarrollar una metodología de cálculo para el transporte longitudinal de sedimentos en la zona de rompiente, para ello se utilizó espectros de energía de oleaje y criterios de saturación espectral en aguas reducidas, con la finalidad de cuantificar la tasa de transporte de sedimento, aplicando condiciones espectrales a las ecuaciones clásicas de gabinete y expandiendo las formulaciones de transporte, representadas como $Q_t=f(s(\theta,f))$ y de esta forma hacerlas compatibles con los espectros de oleaje en la zona de rompiente.

Finalmente se presentan las comparaciones de las tasas de transporte de sedimentos utilizando las ecuaciones tradicionales de gabinete en base a parámetros de resumen de oleaje, y características batimétricas experimentales (lineales) versus la tasa de transporte de sedimento utilizando los espectros de oleaje y la expansión de las ecuaciones clásicas de transporte longitudinal representadas en función de la frecuencia y la dirección, evaluadas en la zona de rompiente.

1. INTRODUCCIÓN

La necesidad de poder predecir el comportamiento evolutivo de las playas en el ámbito de la ingeniería a lo largo del tiempo, ha motivado el desarrollo de diversas técnicas y modelos numéricos de predicción, lo que ha gatillado en un sin número de modelos numéricos de diversa complejidad, aplicables en las diferentes escalas de tiempo de acuerdo a la evolución morfológica y costera.

En este Proyecto de Título plantea una nueva metodología de cálculo del transporte longitudinal de sedimento, aplicado a formulaciones de gabinete existentes en la literatura especializada, lo cual consiste en complementar las formulaciones de gabinete más representativas del transporte longitudinal de sedimentos con el espectro de energía de oleaje, llevando las formulaciones clásicas a una forma espectral, cuya finalidad es utilizar toda la información del espectro de oleaje en el cálculo de transporte para asemejarlo lo más posible a la toma de muestras reales.

Para esto es preciso conocer el comportamiento del espectro de oleaje en aguas reducidas y con mayor énfasis en la zona de rompiente ya que es acá donde se desarrolla en mayor medida la dinámica del transporte de sedimento

2. OBJETIVOS

2.1 MOTIVACIÓN

La motivación de complementar las ecuaciones clásicas de gabinete con el espectro de energía de oleaje en aguas reducidas, radica principalmente en la búsqueda de una nueva técnica para determinar el transporte longitudinal de sedimento, considerando que la mejor forma de representar el oleaje es en su forma espectral y por lo tanto su aplicación al computo del caudal sólido, lo que sería adecuado en vista de la continuidad de la forma del espectro de energía, por lo que será necesario hacer interactuar los fundamentos teóricos del transporte de sedimento con nuevos avances en tecnologías de recopilación y procesamiento de datos de precisión, sumado a técnicas de transferencia espectral de oleaje lo que permitirá reducir las diferencias de los análisis con la realidad.

2.2 OBJETIVOS GENERALES

Desarrollar una metodología que considere el análisis espectral de energía del oleaje para el cálculo del transporte longitudinal de sedimentos, mediante la fusión de las ecuaciones clásicas de gabinete con el espectro de energía de oleaje en la zona de rompiente.

2.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar el espectro de oleaje en la zona de rompiente, utilizando criterios de saturación espectral
- Estimar la tasa de transporte longitudinal según alguna metodología convencional¹.
- Estimar la tasa de transporte de sedimento longitudinal mediante espectro de oleaje en la zona de rompiente.
- Estimar las diferencias porcentuales en el cálculo de transporte de sedimentos, mediante la aplicación de las metodologías planteadas.

¹ *Consiste en realizar una transformación de las alturas de olas desde aguas profundas hacia el punto de interés, Utilizando olas que efectivamente aporten condiciones para producir el transporte del sedimento y realizar el cálculo del transporte litoral para cada dirección y alturas asociadas, considerando su frecuencia de ocurrencia.*

3. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

3.1 ESPECTRO DE OLEAJE

Un espectro de oleaje es la representación de un estado de mar, el cual puede describirse en una serie infinita de ondas regulares de diferente frecuencia. La forma del espectro del oleaje en un punto, depende de las condiciones externas de generación: velocidad del viento, largo del fetch, tiempo de generación, batimetría, presencia de SWELL, etc, y de las condiciones internas: interacción no lineal entre componentes, disipación de energía por rotura o por fricción de fondo, etc. Sin embargo, la forma espectral no es arbitraria y existen algunas propiedades fundamentales que pueden aplicarse a todos los espectros de oleaje:

- i. La energía espectral alcanza su máximo en la frecuencia pico, $w = w_p$ y decrece tanto hacia las altas como hacia las bajas frecuencias, siendo el decaimiento más rápido de altas a bajas frecuencias (para espectros unimodales).
- ii. La menor frecuencia considerada en oleaje generado por viento es de 0,03 Hz ($T = 33$ s). Energías por debajo de esta frecuencia se consideran ondas infra gravitatorias.
- iii. La mayor frecuencia considerada es de 13,6 Hz ($T = 0,07$ s) la cual permite asumir que la fuerza de tensión superficial no es dominante.
- iv. Las formas espectrales presentan con frecuencia una cierta regularidad, debido a que en algunas regiones se alcanza la saturación. La energía de saturación de una determinada frecuencia depende de un equilibrio entre el aporte de la energía debida al viento, la pérdida de energía por efecto de la rotura del oleaje y la transferencia de energía a otras frecuencias.

3.2 FORMA DEL ESPECTRO Y RANGO DE SATURACIÓN

El desarrollo del oleaje bajo la influencia del viento está limitado principalmente, por procesos de interacción entre componentes y por los de disipación de energía. La interacción entre componentes transfiere energía de unas bandas a otras, en donde la mayor parte de la disipación de energía se produce por roturas de menor escala que la longitud de la ola (withcapping), que se produce cuando al superponerse dos o más componentes en fase, se supera ampliamente el límite del peralte.

Estos mecanismos indican el estado de saturación de las componentes, es decir, el estado de equilibrio alcanzado entre la energía aportada por el viento y la pérdida por disipación. El nivel de saturación queda definido exclusivamente en función de los parámetros físicos locales que gobiernan la configuración de las olas, es decir, la aceleración de gravedad, la velocidad de fricción del viento sobre la superficie del agua y la frecuencia local.

3.3 ESPECTRO TMA PARA PROFUNDIDADES REDUCIDAS

Bouws *et al.* (1984), Ref 1, propusieron realizar modificaciones del espectro JONSWAP que permitiera extender la aplicación de este espectro a profundidades reducidas, representando la variación de la forma espectral debido a la asimetría de las ondas en profundidades reducidas. La modificación al espectro JONSWAP consiste en multiplicar el espectro por una función de profundidad $\phi(\omega, d)$, obtenida por Kitaigorodskii *et al.* (1975). El espectro resultante se

denomina TMA y debe su nombre a las tres extensas campañas de campo (TEXEL, MARSEN Y ARSOLE) cuyos datos fueron utilizados para probar la validez del espectro propuesto. De esta manera, la forma del espectro TMA se define como:

$$S(\omega, h) = S_J(\omega) * \phi(\omega_*) \quad (1)$$

Donde

$$\phi(\omega_*) = f^{-2} \left[1 + \frac{2\omega_*^2 f}{\sinh(2\omega_*^2 f)} \right]^{-1} \quad \text{con} \quad \omega_*^2 = \frac{\omega^2 d}{g} = k \tanh(kh) \quad (2)$$

y $S_J(\omega)$ es el espectro JONSWAP, definido por Hasselmann *et al.* (1973):

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} e^{-1,23 \left(\frac{\omega}{\omega_p} \right)^\gamma} \gamma^\delta \quad (3)$$

Siendo α , ω_p , γ , σ_0^1 , σ_0^2 parámetros que deben ser conocidos a priori. El término γ^δ es un factor de acumulamiento del pico añadido al espectro Pierson & Moskowitz (1964) para representar las formas espectrales más estrechas y apuntadas, que son típicas en un oleaje parcialmente desarrollado y los parámetros γ , δ describen el grado de apuntamiento del espectro y la anchura de la región cercana al pico, respectivamente.

3.4 SATURACIÓN ESPECTRAL

Particularmente para olas generadas por vientos locales, algunas de las ondas individuales generadas pueden alcanzar tal grado de peralte que puede llegar a romper a medida que estas viajan. Como el viento sigue proporcionando energía a las olas, esta es disipada mediante pequeñas rompientes (Whitcapping). Este estado límite de energía es denominado usualmente como saturación espectral.

Tan pronto como un espectro de ondas saturadas alcanza una profundidad de agua que influye en las ondas individuales, impulsa el rompimiento y toma lugar la disipación de energía. Expresiones semejantes a la profundidad límite espectral, son: Texel-Marsen_Arsloe (TMA) espectro (Bouws *et al* 1985) y el Field Research Facility (FRF), espectro (Miller y Vicent 1990).

En las pruebas realizadas por Kamphuis, *Ref.3*, el oleaje fue representado mediante espectros tipo JONSWAP definido como:

$$S_j(f) = \phi_e \phi_f \phi_g \quad (4)$$

Donde ϕ_e es el equilibrio espectral de forma definido por Phillip (1958), ϕ_f es la extensión de ϕ_e para todo el rango de frecuencias definido por Pierson y Moskowitz (1964) y ϕ_g es el cambio de forma espectral cuando la ola no alcanza su pleno desarrollo, término introducido por Hasselman *et al* (1973).

Un espectro limitado por profundidad, puede ser simbólicamente definido por:

$$S_d(f) = S \phi_d = \phi_e \phi_f \phi_g \quad (5)$$

Donde ϕ_d es el cambio de forma espectral producto de profundidades finitas, resultado del trabajo de Kitaigorodskii *et al.* (1975) en el caso del espectro TMA y en Kitaigorodskii (1983) para el caso del espectro FRF.

Claramente, si la saturación espectral ocurre, LSRF (Linear Shoaling, Refraction and bottom Friction) sobrestimara las alturas de ola, y un espectro de profundidad limite debe ser usado para definir el tope superior de altura de ola.

La ecuación (5) es una representación simbólica de una compleja expresión del espectro limitado por la profundidad, para simplificar su aplicación, Hughes y Miller (1987) seguido por Miller y Vicent (1990) han demostrado que para cierta condición la saturación espectral puede ser representada por una simple relación:

$$\frac{H_{m0}}{L_p^{3/4}} = Cte \quad (6)$$

Donde H_{m0} es la altura característica de la ola determinada por el momento de orden cero del espectro de energía de oleaje.

3.4.1 DECAIMIENTO DE LA OLA EN LA ZONA DE ROMPIENTE

De los trabajos realizados sobre el decaimiento de la ola en la zona de rompiente, existen dos aproximaciones diferentes que pueden ser encontradas en la literatura, Ref.3.

La primera aproximación utiliza la energía de la ola y asume que la distribución de altura de la ola puede ser aproximada por una distribución tipo Rayleigh truncada (e.g, Collins 1970; Battjes 1972; Kuoan Kuo 1975; Goda 1975). Este concepto es combinado con la ecuación de la energía y momento en la zona de surf, además de una relación con la disipación de la energía basada en la turbulencia para producir alturas de oleaje estables en la zona de surf como en Battjes y Janssen (1978), Thornton y Guza (1983) y Battjes y Stive (1985).

La segunda aproximación relaciona la tasa de disipación de energía de la ola con la energía excedente contenida en una ola por encima de algún límite estable (Dally *et al* 1985). Esta aproximación se basa en un experimento con oleaje regular desarrollada por Horikawa and Kuo (1966) y es denominado como aproximación de exceso de energía (EE).

La tasa de disipación de energía del concepto EE se escribe como:

$$D' = \frac{K}{d} [(E - E_{st})C_g] \quad par > E_s \quad (7)$$

Donde C_g es la velocidad de grupo de la ola, E es la densidad de energía de oleaje y E_{st} es el límite estable de energía del oleaje, con la siguiente función de profundidad:

$$E_{st} = \frac{\rho g}{8} (\Gamma d)^2 \quad (8)$$

Donde ρ es la densidad del agua y g la aceleración de gravedad. El valor usual para las constantes, derivan del trabajo de Horkawa y Kuo (1966) con oleaje regular, las cuales son:

$$K = 0.15 \text{ y } \Gamma = 0.4 \quad (9)$$

Dally y Dean (1986) adaptaron el concepto del oleaje regular a oleaje irregular. Ellos dividen la distribución de altura de oleaje dentro de cada bin, usando los puntos de altura de ola y distribución de periodo de Longuet-Higgins (1983), y aplican las ecuaciones (7) y (9) en cada bin quedando esencialmente sintetizado un espectro de oleaje. Tal aproximación fue propuesta primero por Mase e Iwagaki (1982). Posteriormente Kamphuis (1993) expandieron el concepto de espectros direccionales de oleaje teniendo en cuenta direcciones para cada componente de la ola, la aproximación completa fue elaborada por Dally (1992) y utilizada por Southgate y Nairn (1993) entre otros.

3.4.1.1 ANALISIS DE RESULTADOS

Bajo el supuesto que las Saturación Espectral en Rompiente (SSB) presenta una redistribución de las frecuencias produciendo un cambio en el espectro, éste puede ser aproximado por la *ecuación (6)*, donde la relación de SSB es una simplificación de una transformación espectral limitada por la profundidad.

La Figura 3 - 1 demuestra que para la pruebas realizadas, el espectro TMA definido en la rompiente es una definición válida del espectro TMA en la zona de Surf. La tasa de disipación de energía es como se predijo por este espectro de profundidad limitada. La Figura 3 - 2 muestra que la tasa de disipación de energía está adecuadamente representada por la *ecuación (7)*.

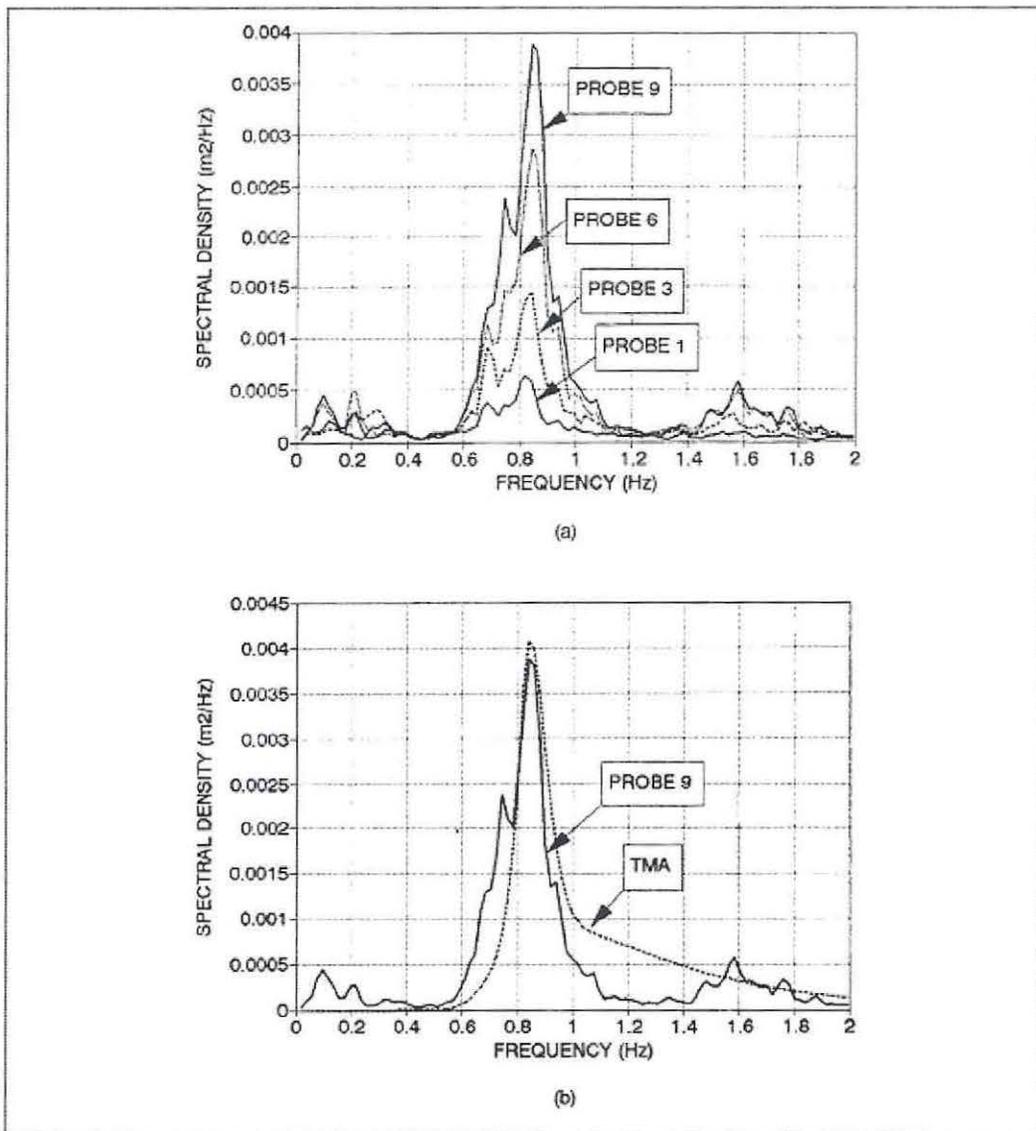


Figura 3 - 1: Espectro saturado después de la rompiente
 (Fuente: Wave Heigth From Deep Water Through Breaking Zone).

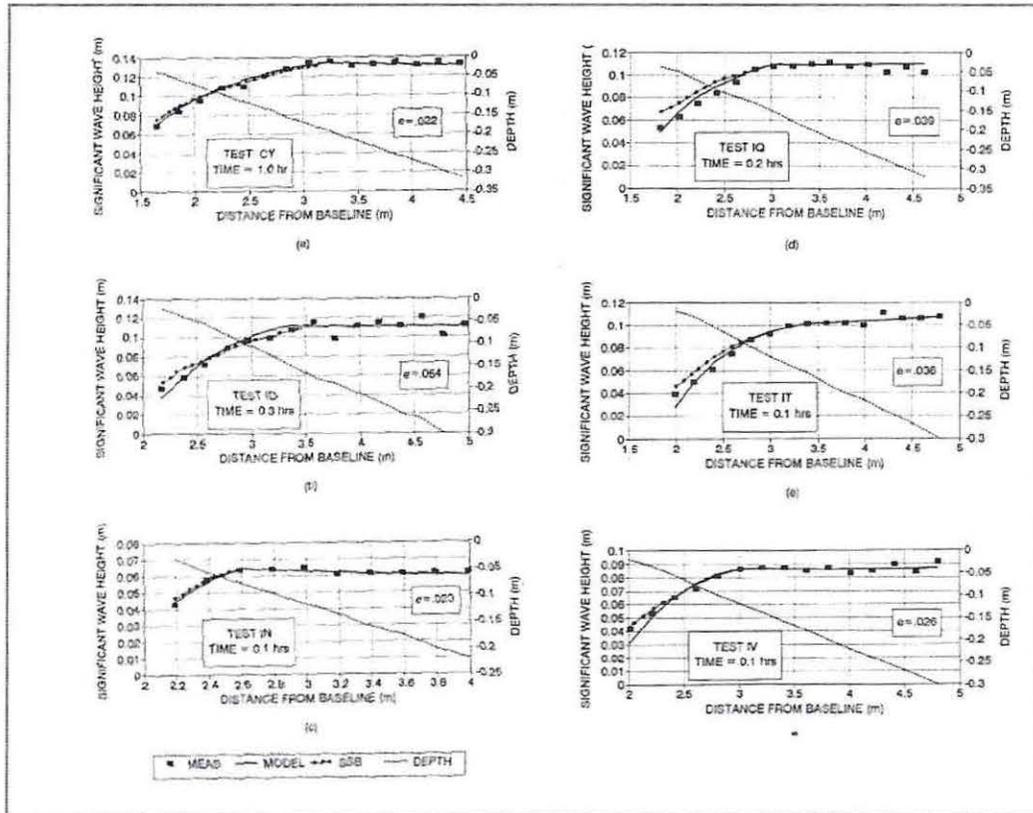


Figura 3 - 2: Altura de oleaje en modelo de playa de pendiente constante.
(Fuente: Wave Height From Deep Water Through Breaking Zone).

3.5 TRANSFORMACIÓN DEL OLEAJE PRÓXIMO A LA COSTA

A medida que el oleaje se acerca a la costa el efecto del fondo comienza a tomar relevancia. A partir de la teoría lineal del oleaje, se puede deducir que una onda comienza a sentir la presencia del fondo cuando la profundidad en la que se encuentra es $h < L/2$, donde L es la longitud de onda.

Como consecuencia de la interacción con el fondo, las olas comienzan a sufrir transformaciones fundamentalmente en la altura y la dirección de propagación.

A medida que el tren de ondas se aproxima hacia la costa, es posible observar los diferentes fenómenos que experimenta la onda dependiendo de los escenarios en el cual ésta se propaga, dichos fenómenos son: asomeramiento, refracción, difracción, reflexión y finalmente la rotura de la ola.

Muchos autores han definido previamente los conceptos y fundamentos teóricos de los procesos de transformación del oleaje, sin embargo, en el desarrollo de este capítulo se revisaran algunos conceptos relevantes de la rotura del oleaje.

3.5.1 ROTURA DEL OLEAJE

La rotura del oleaje en las costas juega un papel fundamental en la dinámica de los procesos litorales, es en la zona de rompientes donde ocurre la mayor dispersión de energía y las ondas generadas en esta zona dejan su naturaleza oscilatoria por una más bien traslacional, siendo el mecanismo responsable del transporte de sedimento longitudinal y transversal en las costas.

Según Le Méhauté (1976) *Ref. 4*, la rotura ocurre cuando se presenta al menos una de las siguientes condiciones:

1. *La velocidad de las partículas de la cresta sobrepasa la celeridad de la onda.*
2. *La presión de la superficie libre, dada por la ecuación de Bernoulli, es incompatible con la presión atmosférica.*
3. *La aceleración de las partículas en la cresta tiende a separarlas de la superficie de la masa de agua.*
4. *La superficie libre se pone vertical*

3.5.2 CRITERIOS DE ROMPIENTE

Según Sánchez-Arcilla y Lemos (1990), básicamente existen dos tipos de criterios de rotura (para olas en profundidades reducidas e intermedias):

- I. *Criterios que expresan las condiciones de rotura en función de parámetros locales de la ola y características batimétricas (o pendiente del fondo).*
- II. *Criterios que especifican la altura de ola en rotura en función de características batimétricas (pendientes de la playa) y peralte de la onda en la zona offshore (H_0/L_0).*

Los criterios del Tipo I, que consideran los parámetros locales de la onda, suelen expresarse por medio de relaciones de la forma:

$$\frac{H_b}{h_b} = F\left(\frac{h_b}{L_b}, m\right) \text{ o bien } \frac{H_b}{L_b} = F\left(\frac{h_b}{L_b}, m\right) \quad (10)$$

Donde H_b , h_b y L_b representan la altura de ola, profundidad y longitud de onda en rotura, respectivamente, y "m" es la pendiente del fondo.

Los criterios del Tipo II, son criterios que, para determinar los parámetros del oleaje en rotura, tienen en cuenta las condiciones batimétricas y las características del oleaje en aguas profundas. En general, tienen la forma:

$$\frac{H_b}{H_0} = Am^B \left(\frac{H_0}{L_0}\right)^C \text{ o bien } \frac{H_b}{L_b} = Am^B \left(\frac{h_b}{L_0}\right)^C \quad (11)$$

Donde H_0 y L_0 son la altura y la longitud de onda en aguas profundas

3.6 FORMAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Aunque el movimiento real del sedimento sigue un intrincado camino debido a distintas acciones simultáneas, éste se puede desglosar atendiendo a la aproximación o alejamiento de la costa, a las zonas en que se produce, y a su carácter más o menos acentuado en las direcciones transversal o longitudinal a la playa.

El sedimento se mueve en el espacio y tiempo de forma continua a causa de agentes impulsores; las corrientes marítimas, que pueden ser inducidas por oleaje, mareas, vientos o gradientes de temperatura, entre otros. En este Proyecto de Título, el estudio se centrará en el movimiento generado por rotura de oleaje, por ser el mecanismo más importante en playas abiertas y, por lo tanto, en la respuesta morfodinámica de la misma. Las formas de transporte (Figura 3 - 3) se pueden agrupar en transporte de fondo (saltación, rodadura o arrastre) o transporte en suspensión. Si bien existen algunas escuelas del transporte de sedimentos que establecen que estos tipos de movimientos son una idealización de un fenómeno complejo.

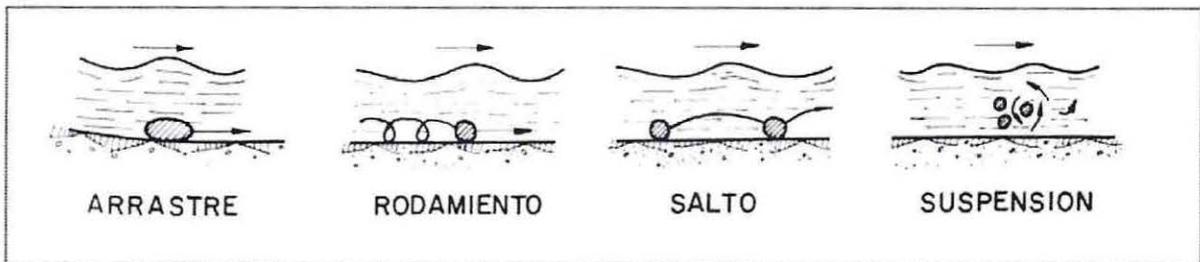


Figura 3 - 3: Modos de transporte de sedimentos
(Fuente: R. del Moral, 1978)

Los procesos por los cuales este sedimento inicia el movimiento han sido discutidos por varios autores, llegando a la conclusión de que éste se realiza cuando la velocidad del fluido es superior a las condiciones iniciales de movimiento, atendiendo éstas al tamaño de grano de sedimento. Cuando esto ocurre, el material es susceptible de ser transportado por las corrientes (normalmente, en suspensión).

El movimiento del sedimento se puede estudiar en dos zonas. La más próxima a la costa, se denomina zona "onshore", y a la más alejada, zona "offshore". En la primera existen movimientos tanto transversales como longitudinales mientras que en la segunda, el movimiento es de carácter transversal.

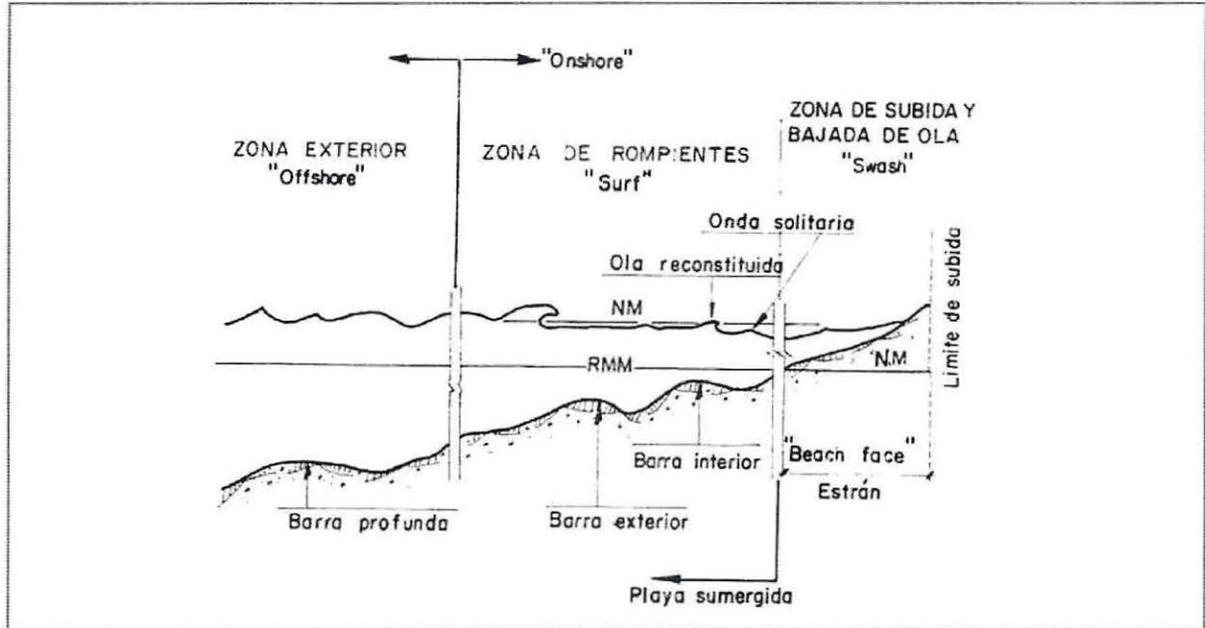


Figura 3 - 4: Distribución transversal de la zona de rompientes.

(Fuente: R. del Moral, 1978).

La zona llamada "offshore" se extiende mar adentro desde la zona de rompientes hasta una distancia en la que la superficie del fondo deja de ser agitada por la acción de la ola y más allá de la cual no hay cambios significativos. Dicha profundidad, denominada "profundidad de cierre", fue evaluada por Hallermeier (1981) para playas de arena como $Pd_c = 2.28H_s - 68.5(H_s^2/gT_s^2)$, donde H_s es la altura de ola significativa excedida 12 horas al año y T_s es su periodo asociado, por tanto variando su anchura con las características del oleaje.

En esta área, las partículas de agua cercanas al lecho marino oscilan hacia atrás y hacia delante a medida que las olas se propagan. Este movimiento oscilatorio provoca el levantamiento del sedimento del fondo y su agitación en suspensión, asentándose éste a continuación para ser inmediatamente levantado por la acción de la siguiente ola.

La zona situada entre la línea de rompientes y la playa, conocida como "onshore", comprende la zona de "surf" donde las olas rotas emergen hacia delante con gran turbulencia.

Si el tren de oleaje avanza de forma paralela a la batimetría de la costa se produce un movimiento transversal cuyo efecto es la formación del perfil de playa de acuerdo con las características del oleaje. Estos perfiles, se denominan de SWELL si el mar es de fondo y de SEA si el mar es de viento o temporal, y varían de forma cíclica.

Sin embargo, el movimiento longitudinal del sedimento es mucho más importante que el transversal para los problemas costeros y las respuestas morfodinámicas de las playas. Este movimiento longitudinal, que se produce cuando el oleaje alcanza la costa oblicuamente, actúa de dos formas simultáneas (Figura 3 - 5).

La primera consiste en un transporte en zig-zag sobre la playa provocado por el run-up de las olas en la dirección correspondiente al ángulo de rotura y el retroceso del agua hacia el mar, una vez perdida su energía de acuerdo con la línea de mayor pendiente.

La segunda forma de transporte, más importante que la primera, tiene lugar entre la línea de rompientes y la playa y se crea bajo la acción de la componente de energía de oleaje paralela a la playa. Esta corriente longitudinal, casi permanente en el tiempo, tiene una considerable capacidad de transporte, puesto que se forma en una zona fuertemente turbulenta con abundante sedimento en suspensión.

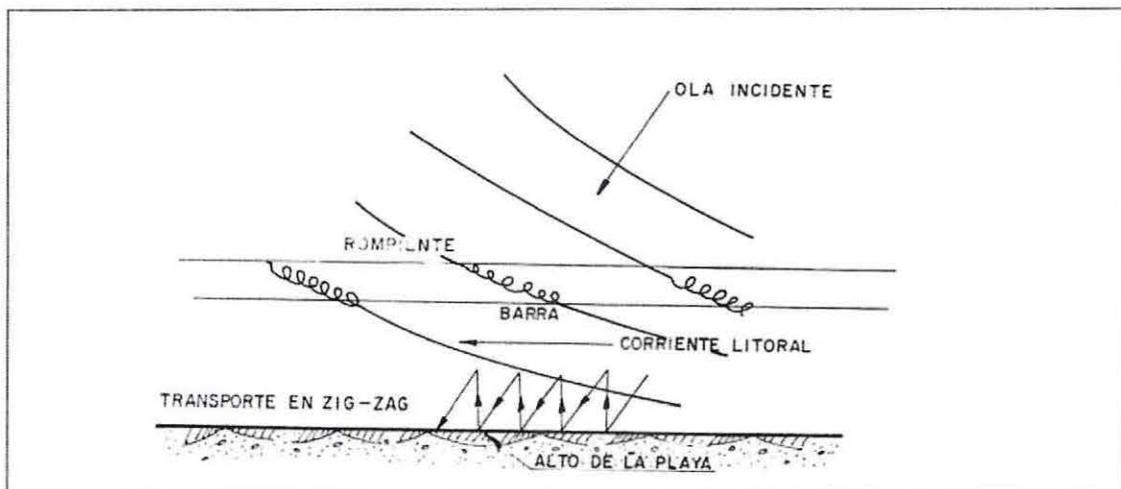


Figura 3 - 5: Movimiento del sedimento por incidencia del oleaje.

(Fuente: R. del Moral, 1978).

Es importante tener presente la descomposición de la dirección del oleaje incidente, dado que a partir de esta descomposición es posible determinar el sentido del transporte (derecha o izquierda, respecto a la normal de la playa, *Figura 3 - 6*). De este modo se puede establecer el transporte potencial bruto (transporte total sin extender su sentido a lo largo de la línea de costa) y el neto (realizando el balance del transporte por sentidos).

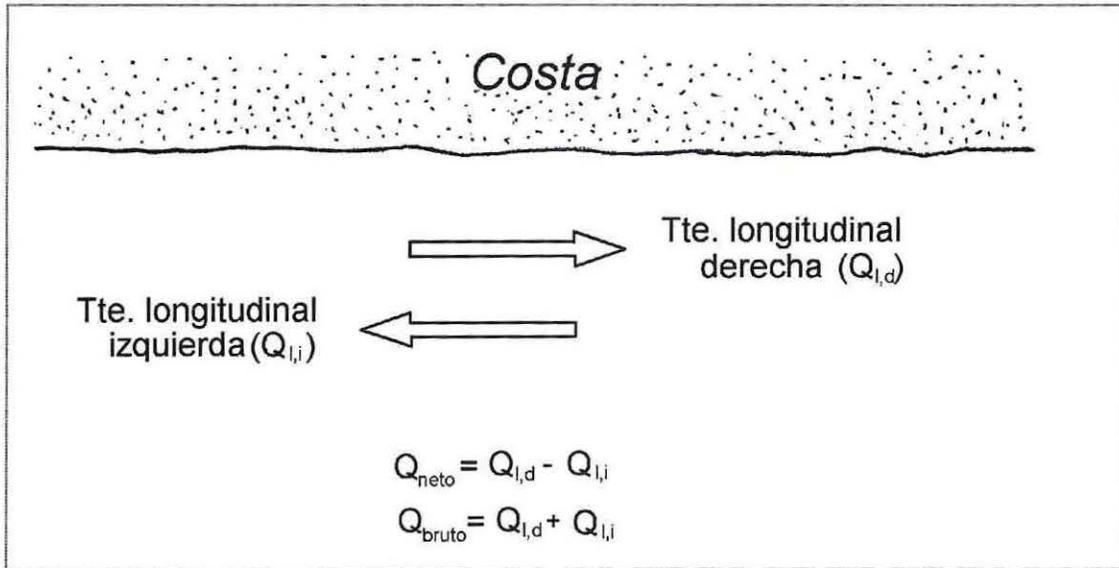


Figura 3 - 6: Descomposición del transporte sólido litoral.

(Fuente: R. del Moral, 1978).

3.7 CÁLCULO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

En la literatura existente una gran cantidad de autores que han propuesto diversas ecuaciones para la determinación de la tasa de transporte longitudinal de sedimento, considerando los diferentes agentes físicos que afectan al grano de arena. De este modo es posible advertir tres enfoques para el desarrollo de las diferentes ecuaciones; un enfoque en base a la energía del oleaje, otro con base empírica, y finalmente un enfoque físico, que está en función de la granulometría como de los agentes forzantes del transporte.

En este Proyecto de Título, se aplicarán ecuaciones que representan los tres enfoques existentes en la literatura y que son citadas frecuentemente en el ámbito de la ingeniería de costas. El primer enfoque ha evaluar es "energético" representado por la clásica formulación del Coastal Engineering Research Center (CERC), el segundo de ellos es un enfoque "empírico" representado por la fórmula de Kamphuis (2001), y finalmente un enfoque que incorpora, el tamaño del sedimento y las velocidades orbitales de la onda, representado por la ecuación de Leo C. van Rijn (1990).

3.7.1 FÓRMULA BASADA EN EL FLUJO DE ENERGÍA (CERC)

La formulación del flujo de energía *Ref. 2* adoptada para este Proyecto de Título, se enfoca en el Coastal Engineering Research Center (1984). Esta metodología basada en la energía de la ola tiene sus inicios en el Scrips Institute of Oceanography (1947), habiendo sufrido desde entonces una serie de modificaciones, llegando a ser conocida actualmente como la fórmula CERC. Esta formulación establece que el transporte longitudinal es proporcional al flujo de energía de la ola evaluada en la zona de rompiente. Para la predicción de la tasa de transporte de sedimentos se tiene en cuenta la tasa potencial tanto de peso sumergido como volumétrica, Q_l que es la empleada en aplicaciones ingenieriles.

La tasa potencial de sedimento se define como:

$$I_l = (\rho_s - \rho)g(1 - \lambda)Q_l \quad (12)$$

Donde:

- ρ : Densidad volumétrica del agua de mar (kg/m^3)
- ρ_s : Densidad volumétrica del sedimento (kg/m^3)
- g : Aceleración de gravedad (m/s^2)
- λ : Coeficiente de porosidad
- $(1 - n)Q_l$: Volumen sólido del transporte (m^3/s)

La ecuación del CERC relaciona la tasa de transporte de peso sumergido con la componente longitudinal del flujo de energía por unidad longitudinal de playa, P_l :

$$P_l = (E_b c_g) \text{sen} \alpha_b \text{cos} \alpha_b \quad (13)$$

Donde E_b es la energía evaluada en la línea de rotura

$$E_b = \frac{\rho g H_b^3}{8} \quad (14)$$

y C_g es la velocidad de grupo en la línea de rotura, aplicada en condiciones de aguas poco profundas, de este modo se puede escribir:

$$C_g \cong C = \sqrt{gh_b} = \sqrt{\frac{gH_b}{k}} \quad (15)$$

El término $(Ec_g)_b$ es el Flujo de energía del oleaje evaluado en la zona de rotura y α_b es el ángulo de rotura del oleaje respecto a la línea de costa.

La tasa de transporte de sedimento sumergido tiene las mismas unidades que el flujo de energía de oleaje por unidad de ancho a lo largo de la playa, por lo que se obtiene la relación denominada como la ecuación del CERC:

$$I_l = KP_l \quad (16)$$

Donde K es un coeficiente de proporcionalidad, por lo que la ecuación CERC se puede describir como:

$$I_l = KP_l = K(Ec_g)_b \text{sen}\alpha_b \text{cos}\alpha_b$$

$$I_l = K \left(\frac{\rho g H^2}{8} \sqrt{g \frac{H_b}{k}} \right) \text{sen}(2\alpha_b) \quad (17)$$

Y finalmente se puede plantear la ecuación general del CERC para transporte longitudinal de sedimento como:

$$q_{t,CERC} = \frac{I_l}{g(\rho_s - \rho)(1 - \lambda)} = K \left(\frac{\rho \sqrt{g}}{16k^{1/2}(\rho_s - \rho)(1 - \lambda)} \right) H_b^{5/2} \text{sen}(2\alpha_b) \quad (18)$$

Donde:

- $q_{t,CERC}$: Tasa de transporte longitudinal (m^3/s)
- H_{sb}^2 : Altura de ola significativa en rompiente (m)
- K : Constante de proporcionalidad
- k : Índice de rotura para playas planas Weggel, 1972.
- λ : Porosidad
- g : Aceleración de gravedad (m/s^2)
- ρ : Densidad volumétrica del agua mar (kg/m^3)
- ρ_s : Densidad volumétrica del sedimento (kg/m^3)
- α_b : Ángulo de incidencia de la ola.(grad °)

Para evaluar la fórmula CERC se han considerado tres valores para la constante K , el primero de ellos es el recomendado por Korman e Inman (1970), por ser el uso más generalizado en investigación, en segundo lugar se considerara la propuesta de Del Valle, Medina & Losada (1993) quienes proponen una constante que depende del grano medio del sedimento, la cual decrece con el incremento del mismo, y finalmente se considerará la constante de Bailard (1981,1884) la cual incorpora conceptos tales como: ángulo que forma la playa con las olas en la zona de rompiente, velocidad máxima del fluido en el fondo y velocidad de caída del sedimento.

Donde:

$$Bailard, 1982 - 1984: K_3 = 0.05 + 2.6\text{sen}^2(2\alpha_b) + 0.007 \frac{u_{mb}}{\omega_f} \quad (19)$$

Donde:

- ω_f : Velocidad de caída del grano (m/s)
- u_{mb} : Velocidad orbital máxima definida como $y_{mb} = \left(\frac{k}{2}\right) \sqrt{gh_b}$ (m/s)

$$Del Valle Medina \& Losada, 1993 : K_2 = 1.4e^{(-2.5d_{50})} \quad (20)$$

$$Korman e Inman, 1970: K_1 = 0.77 \quad (21)$$

3.7.2 FÓRMULA DE BASE EMPÍRICA

El método empírico se representará con la fórmula de Kamphuis (1991), *Ref. 5*, donde se incorporan conceptos tales como: periodo peak, tamaño medio del sedimento y pendiente de la playa.

Kamphuis desarrolló una relación que estima la tasa de transporte de sedimentos a lo largo de la costa principalmente mediante modelos físicos experimentales. Según Kamphuis (1991) las expresiones de transporte de sedimento deben basarse necesariamente en el análisis dimensional, ya que los detalles de los procesos físicos y sus interacciones no son bien conocidos. Por lo tanto, la tasa de transporte de sedimento se puede expresar como:

$$Q_s = f(H, T, h, \rho, \rho_s, \mu, g, x, y, z, t, D) \quad (22)$$

Donde

- Q_s : Tasa de transporte de sedimentos (m^3/s)
- H : Altura de ola (m)
- T : Periodo de ola (s)
- h : Profundidad (m)
- ρ : Densidad volumétrica del agua mar (kg/m^3)
- ρ_s : Densidad volumétrica del sedimento (kg/m^3)
- μ : Viscosidad dinámica del agua de mar $kg/(m s)$
- g : Aceleración de gravedad (m/s^2)
- x, y, z : Direcciones
- t : Tiempo (s)
- D : Diámetros del sedimento (m)

Si Q_s se define en (kg/s), se puede reducir la *ecuación (22)* a una versión adimensional mediante técnicas estándar de análisis utilizando las variables H, T y ρ_s .

$$\Pi_Q = \frac{Q_s}{\rho_s H^3 / T} = \phi \left(\frac{h}{H}, \frac{\rho_s}{\rho}, \frac{\mu / \rho_s}{H^2 / T}, \frac{g T^2}{H}, \frac{x}{H}, \frac{y}{H}, \frac{z}{H}, \frac{t}{H}, \frac{D}{H} \right) \quad (23)$$

Dado que todas las relaciones son adimensionales se puede sustituir cualquier relación por ella misma elevada a una potencia (por ejemplo, su inverso), también por el producto de la relación (posiblemente elevada a una potencia) con una constante o cualquiera de las otras relaciones adimensionales (que también pueden estar elevadas a una potencia). Para obtener parámetros adimensionales más útiles se combinan los términos de la *ecuación 23* de la siguiente forma:

$$\Pi_Q = \frac{Q_s}{\rho_s H^3 / T} = \phi \left(\frac{h}{H}, \frac{\rho_s}{\rho}, \left\{ \frac{H^2 / \rho_s}{\mu / \rho_s} \sqrt{\frac{g T^2 \rho}{H \rho_s}} \right\}, \frac{2\pi H}{g T^2}, \left\{ \frac{H z}{x H} \right\}, \left\{ \frac{y H}{H x} \right\}, \frac{z}{H}, \frac{t}{T_p}, \frac{H}{D} \right) \quad (24)$$

Debido a que la mayor parte del transporte de sedimentos a lo largo de la costa ocurre en la zona de rotura, se usa como parámetro determinante la altura de ola significativa en rotura $H_{s,b}$. Asimismo, se usa el periodo peak, T_p , para definir el periodo de ola, por lo que la *ecuación (24)* se reduce a:

$$\Pi_Q = \frac{Q_s}{\rho_s H_{s,b}^3 / T_p} = \phi \left(\frac{H_{s,b}}{h}, \frac{\rho_s}{\rho}, \frac{H_{s,b} \sqrt{g H_{s,b}}}{\mu / \rho}, \frac{H_{s,b}}{L_{0,p}}, m_b, \alpha_b, \frac{z}{H_{s,b}} \frac{t}{T_p}, \frac{H_{s,b}}{D_{50}} \right) \quad (25)$$

La ecuación (25) muestra que la tasa de transporte adimensional es función del índice de rotura, de la densidad relativa del sedimento, del Número de Reynolds de la ola en rotura, el peralte de la ola, la pendiente de la playa, del ángulo del oleaje, la profundidad en términos de altura de ola, del tiempo (como número de olas) y la relación entre altura de ola y diámetro de grano de sedimento. Sin embargo, es posible suprimir algunas relaciones sin pérdida de información significativa, asumiendo ciertas hipótesis:

- i. El índice de rotura ($H_{s,b}/h_b$) viene determinado por el proceso de rotura en sí mismo y no es, por lo tanto, un parámetro libre.
- ii. La relación entre densidades es relativamente constante ya que sólo se considera el transporte de sedimentos de tamaños similares
- iii. El proceso de rotura es turbulento, por lo tanto, la dependencia del Número de Reynolds es pequeña.
- iv. Como el valor de la tasa de transporte de sedimento, Q_s , es integrado en la vertical, el término z/H_s resulta irrelevante.
- v. El valor de la tasa de transporte, Q_s , es un valor promediado en el tiempo con lo que t/T_p resulta irrelevante.
- vi. La teoría indica que la dependencia en el ángulo del oleaje es función de $\text{seno}(2\alpha)_b$.

Todo lo anterior, da como resultado la siguiente expresión:

$$\Pi_Q = \frac{Q_s}{\rho H^3 / T} = f \left(\frac{g T^2}{H}, \alpha, \frac{D}{H}, m \right) \quad (26)$$

Imponiendo que la pendiente de la playa, m , se define como h_b/X_b y que el término gT^2/H es proporcional al peralte del oleaje, L/H , se obtiene:

$$\frac{Q_s}{\rho H_{s,b}^3 / T_p} = K \left(\frac{H_{s,b}}{L} \right)^p m_b^q \left(\frac{H_{s,b}}{D_{50}} \right)^r \text{sen}^s(2\alpha_b) \quad (27)$$

La tasa de transporte de sedimento adimensional es una función del peralte de ola, de la pendiente de la playa, del ángulo de incidencia de la ola y la altura de ola relativa, tomada como relación entre las fuerzas perturbadoras y las fuerzas restauradoras. Como en modelos hidráulicos resulta más fácil realizar la medición de la masa de sedimento transportado bajo el agua (la arena recogida en una trampa se puede ir pesando constantemente) la tasa de transporte de sedimento de Kamphuis (1991) se expresó como Q_u en kg/s (masa sumergida). Reemplazando ρ_s en la ecuación (24) por $(\rho_s - \rho)$ y siendo las constantes y los exponentes definidos mediante modelos experimentales, se logra finalmente la siguiente expresión:

$$\frac{Q_s}{(\rho_s - \rho) H_{s,b}^3 / T_p} = 7.9 \times 10^{-4} \left(\frac{H_{s,b}}{L_{0,p}} \right)^{-1.25} m_b^{0.75} \left(\frac{H_{s,b}}{D_{50}} \right)^{0.25} \text{sen}^{0.6}(2\alpha_b) \quad (28)$$

La ecuación (28) es más adecuada y se puede simplificar como:

$$Q_u = 7.9 \times 10^{-4} (\rho_s - \rho) \left(\frac{g}{2\pi} \right)^{1.25} H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} D_{50}^{-0.25} \text{sen}^{0.6}(2\alpha_b) \quad \acute{o} \quad (29)$$

$$Q_u = 2.27 H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} D_{50}^{-0.25} \text{sen}^{0.6}(2\alpha_b) \quad \acute{o} \quad (30)$$

$$Q_{u,k} = 6.4 \times 10^4 H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} D_{50}^{-0.25} \text{sen}^{0.6}(2\alpha_b) \quad \acute{o} \quad (31)$$

$$Q_{u,k} = 2.03 \times 10^{-3} H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} D_{50}^{-0.25} \text{sen}^{0.6}(2\alpha_b) \quad (32)$$

Donde:

- Q_u : Tasa de transporte longitudinal (kg/s)
- $Q_{u,k}$: Tasa de transporte longitudinal ($m^3/a\tilde{n}o$, ec. 31), (m^3/s , ec. 32)
- $H_{s,b}$: Altura de ola significativa de rompiente (m)
- T_p : Periodo peak (s)
- m_b : Pendiente de la playa
- D_{50} : Diámetro medio del sedimento (m)
- α_b : Ángulo de rotura del oleaje respecto a la línea de costa ($grad^\circ$)

3.7.3 FÓRMULA DE CORRIENTE LITORAL

La fórmula propuesta por Leo van Rijn, Ref. 6, se basa en investigaciones de la tasa de transporte de sedimento mediante ondas de altas y bajas frecuencias realizadas por diferentes autores.

Van Rijn propone que el transporte de sedimento en la zona de rompiente es causado por los siguientes mecanismos:

- En la región anterior a la zona de rompiente el transporte es generado por un flujo de retorno de transporte neto en la región más cercana al fondo, en el derrame y la caída de la onda que se rompe.
- En la zona de rompiente, el transporte es producido por el movimiento de las ondas asimétricas que rompen.
- El transporte longitudinal es producido por celdas de circulación de corrientes litorales de larga escala y corrientes de resaca de fondo.
- La gravedad, induce el transporte en dirección de la pendiente de fondo.

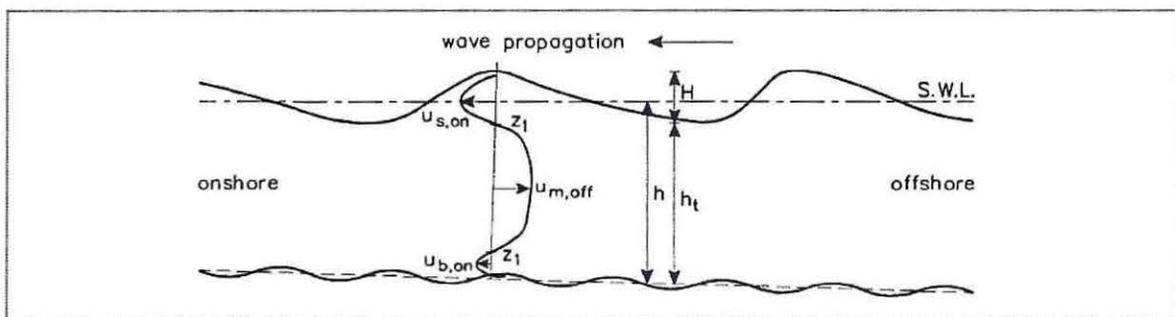


Figura 3 - 7: Perfil de velocidad debido al efecto no lineal de la onda
(Fuente: Leo C van Rijn, 1993).

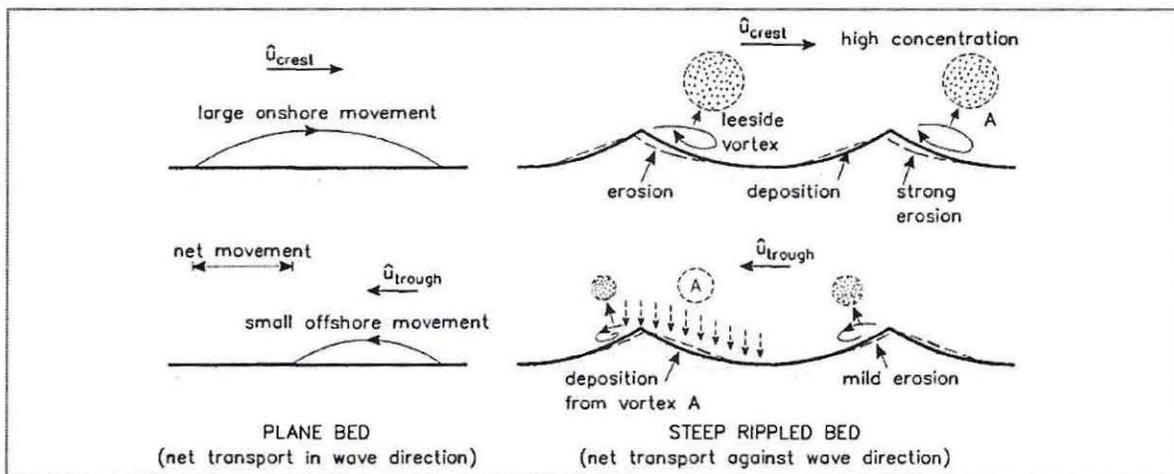


Figura 3 - 8: Característica del transporte de sedimento debido al fondo y dirección de la ola.
(Fuente: Leo C van Rijn, 1993).

El procesos de transportes asociados a corrientes litorales y directas de fondo en la zona de rompiente, puede ser descrita en términos del tiempo medio de concentración y la velocidad ($UC=uc$), donde el tiempo promedio de la carga de sedimento (kg/m^2) es definido como la integración de la profundidad de la concentración media.

La

Figura 3 - 9 presenta la carga (L_t) en función de la velocidad orbital máxima hacia adelante, obtenida mediante las experiencias de Ribberink and Al-Salem (1991,1992) y datos de campo de Kroon and Van Rijn (1993).

Los datos del gráfico pueden ser representados por:

$$\frac{L_t}{\rho_s d_{50}} = 0.0006(\Psi_{crest} - \Psi_{cr})^{1.3} \quad (33)$$

Donde:

- L_t : Carga de sedimento (m^3).
- ρ_s : Densidad del sedimento (kg/m^3).
- d_{50} : Diámetro medio del sedimento de fondo (m).
- $U_{sig,crest}$: Velocidad orbital significativa de la cresta de la ola, carga de fondo (m/s).
- U_{cr} : Velocidad orbital para el inicio del movimiento, carga de fondo (m/s).
- S : ρ_s/ρ Densidad relativa.

$$\psi_{crest} = \frac{(U_{sig,crest})^2}{(s-1)gd_{50}} = \text{parametro de movimiento (-)} \quad (34)$$

$$\psi_{cr} = \frac{(U_{cr})^2}{(s-1)gd_{50}} = \text{parametro de movimiento critico (-)} \quad (35)$$

Una carga de sedimento de 1.6 kg/m^2 corresponde a una capa de sedimento en movimiento de un espesor de aproximadamente 1 (mm) , que tendrá lugar a velocidades de mayor magnitud de 1.2 (m/s) (en movimiento), el máximo espesor de la capa observado es de 5 (mm) con una velocidad máxima de 1.7 (m/s) , Ribberink y Al Salem, 1991-1992.

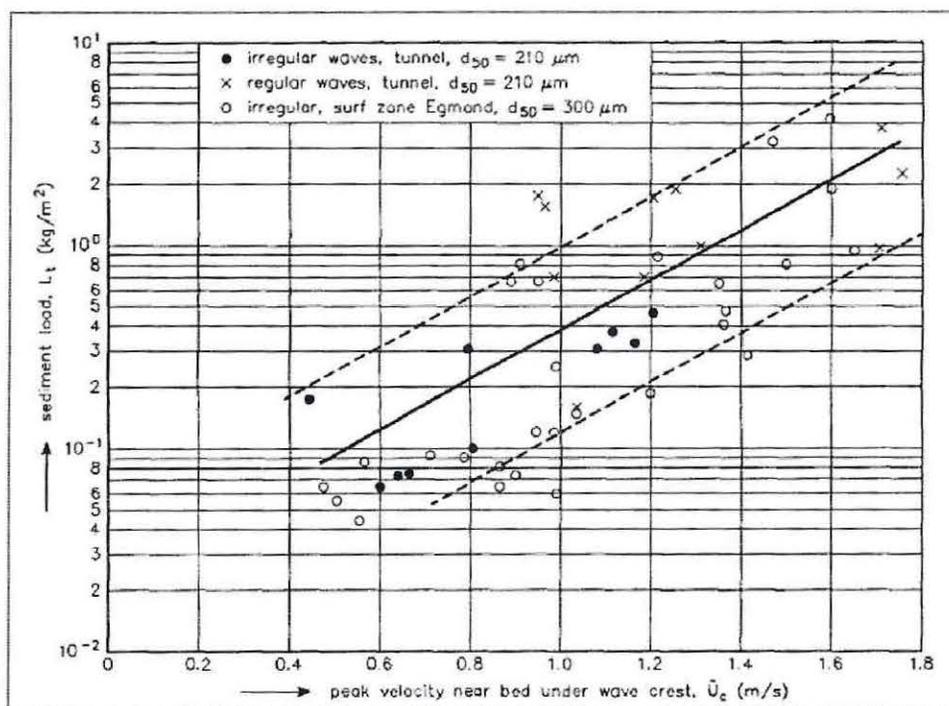


Figura 3 - 9: Tiempo medio de la carga de sedimento.

(Fuente: Leo C van Rijn, 1993).

Dado que la mayor parte de la suspensión de sedimento condicionado por el oleaje es limitado a una profundidad de cierre (de 3 a 5 veces la altura de la ola o el espesor de la capa de flujo laminar), parece lógico calcular el transporte de sedimento relacionado a una onda mediante una formulación simple, haciendo una analogía con las fórmulas de transporte de la carga de sedimento aplicando una corriente continua.

Las formulaciones existentes están principalmente basadas en conceptos empíricos (usadas en estudios de flujo uniforme), a partir de datos experimentales de flujo oscilante (tanques de olas, túneles de onda, placas oscilantes en agua sin gas).

El transporte de sedimento en la mitad del periodo del flujo oscilatorio ($q_{w, half}$), la tasa de transporte neto por ciclos se expresa como una función de la velocidad máxima horizontal fuera de la capa límite, factor de fricción del grano y los parámetros del sedimento. En algunas fórmulas (Madsen and Grant, 1976, Bailard, 1981) el transporte de sedimento se relaciona con la velocidad instantánea del fluido, integrada en el ciclo completo de la onda para obtener la tasa neta de transporte. Este último enfoque implica los siguientes supuestos:

- i. No se obtendrán diferencias de fase entre la tensión instantánea, la capa límite y la velocidad fuera de esta capa.
- ii. No se obtendrán diferencias de fase entre la tensión instantánea, la capa límite y la velocidad de transporte instantáneo.

Este tipo de formulaciones pueden ser lo más apropiado en regímenes de flujo en fondos planos, donde el transporte neto es en dirección de la velocidad peak (onshore), cuando el paso

de la onda está presente, las diferentes fases largas entre la velocidad instantánea y la ocurrencia de concentraciones que son causados por le movimiento de Eddy en la banda de incidencia de la ondas. Esto puede generar tasa de transporte inversa a la dirección de incidencia de la onda. Un proceso similar puede ocurrir en un flujo laminar sobre un fondo de arenas muy finas (50 a 150 μm).

Conocidos algunos de los antecedentes que dan origen a la formulación planteada por Leo Van Rijn a continuación se presenta dicha expresión, y como es posible observar, adaptó la aproximación de Bagnold (1981) asumiendo que las partículas del sedimento saltan bajo la influencia de las fuerzas hidrodinámicas del fluido y gravitatoria dominante en el movimiento de las partículas del lecho, además de las velocidad crítica del inicio del movimiento y las velocidades orbitales de la cresta y el valle que definen el transporte de sedimento neto.

$$q_{w,net} = -0.00063((s - 1)g)^{0.5}(d_{50})^{1.5}[\alpha_s(\Psi_{crest} + \Psi_{cr})^{1.7} - \alpha_s(\Psi_{trough} - \Psi_{cr})^{1.7}] \quad (36)$$

Donde:

- α_s : Factor de pendiente de Bagnold (-).
- S : Densidad relativa.
- d_{50} : Diámetro media del sedimento (m).
- $U_{sig,crest}$: Velocidad orbital peak bajo la cresta de la ola (m/s).
- $U_{sig,trough}$: Velocidad orbital peak bajo el valle de la ola (m/s).

Siendo:

$$\psi_{crest} = \frac{(U_{sig,crest})^2}{(s-1)gd_{50}} = \text{parametro de movimiento (-), en la cresta de la onda.}$$

$$\psi_{trough} = \frac{(U_{sig,trough})^2}{(s-1)gd_{50}} = \text{parametro de movimiento (-), en el valle de la onda.}$$

$$\psi_{cr} = \frac{(U_{cr})^2}{(s - 1)gd_{50}} = \text{parametro de movimiento critico (-)}$$

3.7.4 DESCOMPOSICIÓN DEL OLAJE INCIDENTE

El ángulo de incidencia de la ola considerada tanto en la ecuación del CERC, Kamphuis y Van Rijn, viene referido a una dirección fija determinada, que generalmente es el Norte en todos los datos de oleaje que se utilizan, pero éste no es el ángulo que se utiliza para el cálculo teórico del transporte longitudinal, puesto que las fórmulas lo que indican es el ángulo que forma el frente de la ola con respecto a la costa, o la ortogonal del frente con la normal de la costa.

Para transformar estos ángulos de incidencia de la ola se deben aplicar la siguiente fórmula, Ref 2 y Ref 6.

$$\alpha_c = (\theta_n - \alpha) \tag{37}$$

Donde:

- θ_n : Ángulo que forma la normal a la costa y el norte (*grad °*)
- α : Ángulo que forma la ortogonal del frente de ola con el norte (*grad °*)
- α_c : Ángulo para el cálculo de transporte longitudinal (*grad °*)

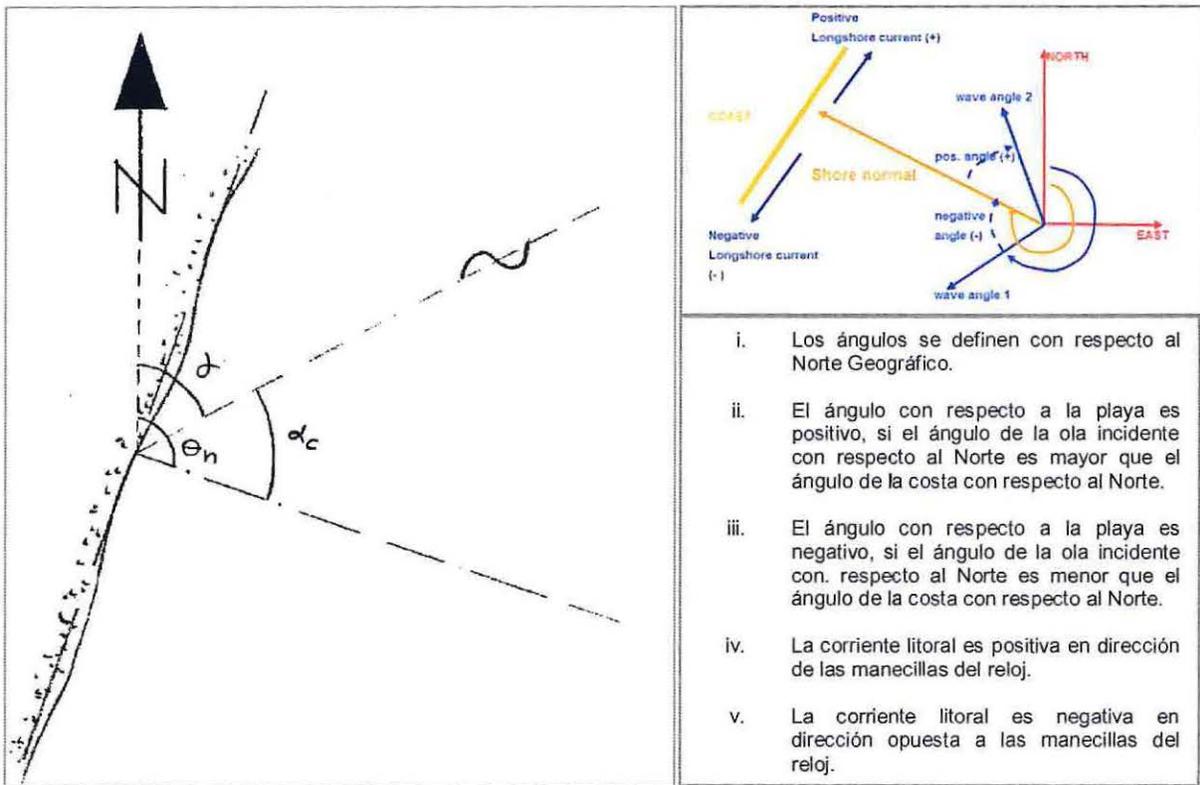


Figura 3- 10: Relación de ángulos para el cálculo del transporte longitudinal.

(Referencia: U.S Army Corps of Engineer (2003), Leo C van Rijn (1993)).

4. METODOLOGÍA DE ESTUDIO

La determinación del transporte de sedimentos es una de las directrices principales para realizar estudios de evolución morfológica y costera en diferentes escalas de tiempo y espacio, ya sea para explicar procesos erosivos, predecir el comportamiento de una playa artificial o intervenciones costeras

La metodología propuesta contempla el análisis de las principales componentes morfológicas, oceanográficas y criterios bibliográficos que sean un aporte para la determinación de la influencia en la evolución del transporte de sedimento longitudinal. El diagrama presentado a continuación muestra el ordenamiento general de los ítems más relevantes en el desarrollo de la metodología.

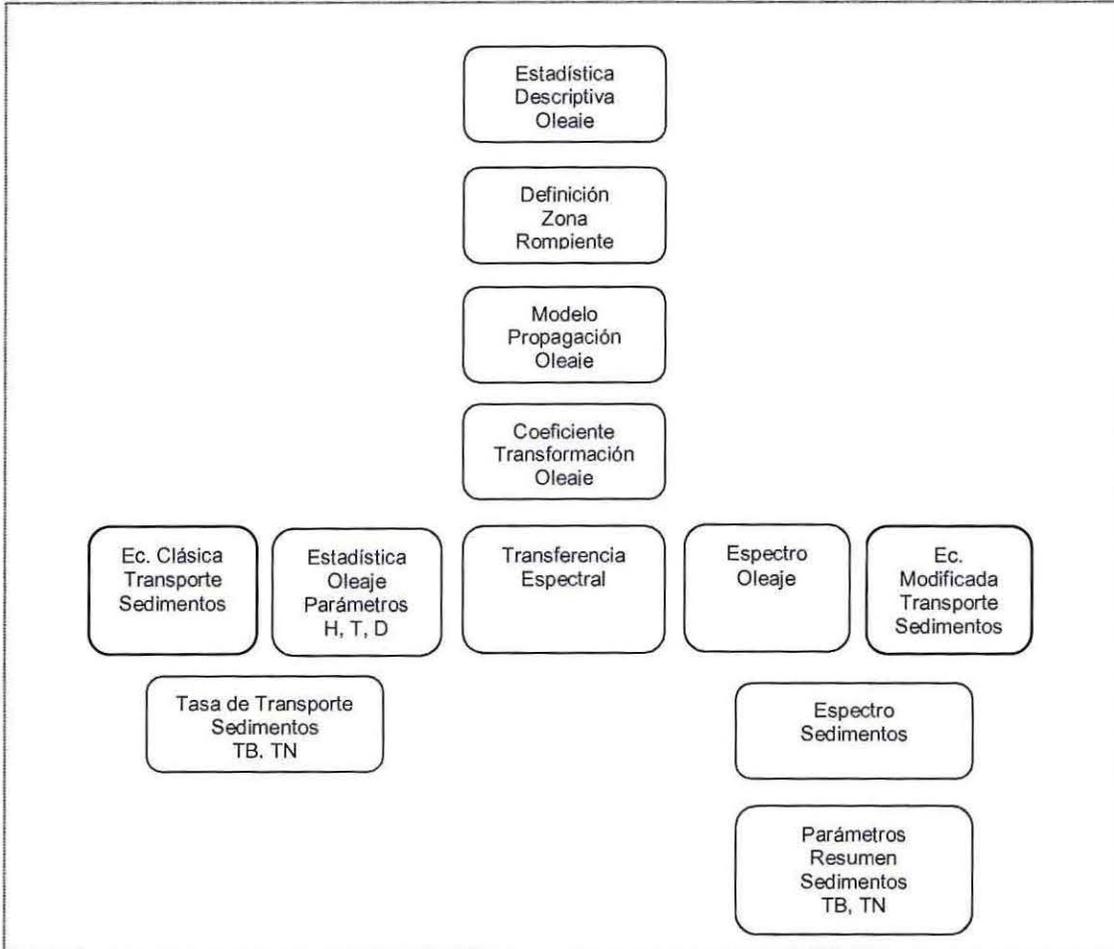


Figura 4 - 1: Diagrama de flujo, metodología de cálculo de transporte longitudinal
(Fuente: Elaboración propia).

4.1 DEFINICIÓN DE LA ZONA DE ROMPIENTE

Considerando que el oleaje incidente en las costas tiene distintas distribuciones, dependiendo de las características morfológicas de cada zona, es complejo definir una región rígida de rompiente de oleaje, razón por la cual se hace imperante conocer previamente el clima de oleaje en cada sector, con la finalidad de determinar la distribución de alturas, periodos y dirección de incidencia las olas (clima de oleaje operacional). Con esta información, es posible establecer tanto los límites de inicio y fin de oleaje en rompiente, así como también la profundidad donde se concentra el mayor número de olas rotas, lo cual se asocia a una mayor descarga de energía del oleaje y por consiguiente un proceso de dinámica litoral.

4.1.1 ESTIMACIÓN DE LA ALTURA DE OLAJE EN ROMPIENTE.

Para determinar la altura del oleaje de rompiente, se propone utilizar la formulación presentada por Battjes and Stive (1985) Ref. 6, dado que esta formulación plantea en su estructura parámetros de importancia que gravitan en una definición más aguda de la rotura del oleaje:

Battjes and Stive (1985), modificaron la formulación planteada por Battjes and Jansen (1978), relacionando el coeficiente γ con la pendiente de la ola en aguas profundas, de este modo, es posible conservar las características de la ola incidente:

$$H_b = 0,14L_b \tanh \left\{ \left[0,5 + 0,4 \tanh \left(33 \frac{H_0}{L_0} \right) \right] \frac{2\pi h_b}{0,88L_b} \right\} \quad (38)$$

Donde:

- L_b : Longitud de ola rompiente (m)
- h_b : Profundidad (m)
- H_0 : Altura de ola costa offshore (m)
- L_0 : Longitud de ola costa offshore (m)

4.2 ESPECTRO EN LA ZONA DE ROMPIENTE

Para determinar el espectro del oleaje en la zona de rompiente, es preciso realizar propagaciones de oleaje espectral desde aguas profundas hacia aguas de menor profundidad. Para tal efecto, se utilizó el Software STWAVE, interfaz gráfica SMS Ref. 10, la implementación de este modelo permite determinar la transformación que experimenta el oleaje desde aguas profundas hasta un punto dentro de la zona de rompientes, obteniendo finalmente coeficientes de transferencia de altura ola y dirección, los cuales serán utilizados posteriormente para realizar las transferencias de los espectros de oleaje en el punto o zona seleccionada, a continuación se detallan las características del modelo a realizar.

4.2.1 ALCANCE DEL MODELO STWAVE

El modelo numérico STWAVE de diferencias finitas, simula refracción de onda inducida por profundidad, corrientes y asomeramiento, rotura del oleaje por profundidad, difracción crecimiento de la ola por viento, e interacción onda a onda.

Para el caso de la propagación de un espectro de oleaje en dos dimensiones (2D) que considera la frecuencia y dirección, la modelación numérica asume las fases relativas de los componentes del espectro como aleatorias, por lo cual esta información no se traslada (modelo de fase promediada).

4.2.2 METODOLOGÍA DE TRANSFORMACIÓN DE OLAJE MODELO STWAVE

Se realizó una propagación del oleaje desde aguas profundas hasta el punto de interés cercano a la costa. La metodología utilizada, se basa en un concepto cuasi purista modificado de transferencia espectral de oleaje (Ref. 11), determinando coeficientes de transformación por difracción, refracción y asomeramiento para alturas espectrales de 1, 3 y 7 (m) (H_{m0}).

Se utilizarán tres ejes de dominio de propagación correspondientes a las mallas con dirección de incidencia 225°, 270° y 315°.

La Tabla 4 - 1 muestra en detalle las características de las mallas de propagación desde aguas profundas y de aproximación a la costa utilizada en el software STWAVE.

Tabla 4 - 1: Mallas de propagación aguas profundas y reducidas modelo STWAVE

	Dirección de propagar aguas profundas	Lx (m)	Ly (m)
Malla NW	NW, NNW	150	150
Malla W	WSW, W, WNW	150	150
Malla SW	SSW, SW	150	150
	Dirección de propagar aguas reducidas	Lx (m)	Ly (m)
Malla NW	NW, NNW	25	25
Malla W	WSW, W, WNW	25	25
Malla SW	SSW, SW	25	25

(Fuente: Elaboración propia).

4.2.3 CARACTERIZACIÓN DE LA PENDIENTE DE FONDO Y MODELOS DE PLAYA IDEALIZADA

La pendiente de fondo definida se obtuvo previo análisis de batimetrías de zonas costeras con forma de bahía y playas representativas de las costas chilenas, además que contará con una adecuada densidad de puntos batimétricos para llevar a cabo los análisis.

La zonas seleccionadas fueron: Bahía de Iquique, Bahía de Quintero, Bahía de Valparaíso, correspondientes a las cartas SHOA número 1211, 4321, 5111 respectivamente:

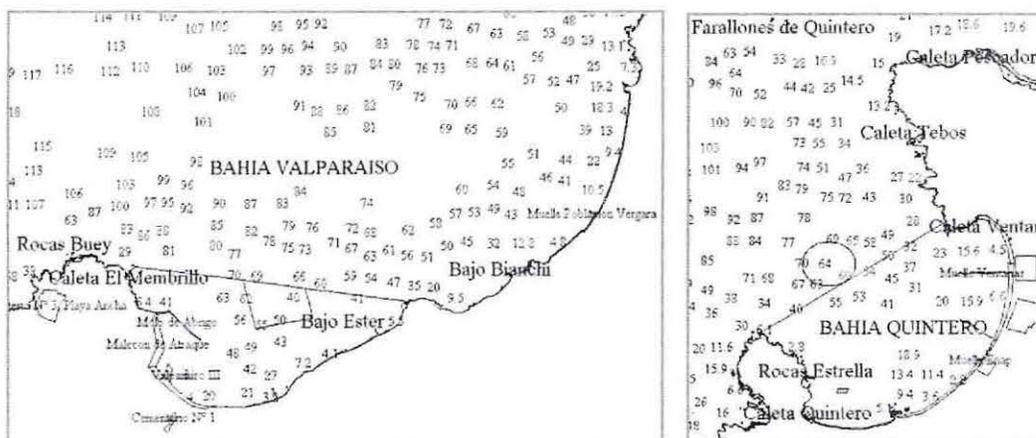


Figura 4 - 2: Cartas náuticas SHOA, 4321; 5111

(Fuente: www.shoa.cl, catalogo de cartas náuticas para PDA).

La metodología utilizada para la obtención de los perfiles de fondo de cada zona evaluada, se realizó trazando perfiles desde aguas profundas hasta aguas intermedias utilizando las herramientas disponibles en el Software STWAVE exportando dichos perfiles y determinando la pendiente punto a punto, obteniendo finalmente un cociente cuyo rango estuvo entre [0,01 y 0,03].

Finalmente mediante los análisis realizados se estableció utilizar una pendiente (m) con un coeficiente de 0.03 para la evaluación de las propagaciones de oleaje desde aguas profundas a la costa. Sin embargo, es claro que para un modelo de pendiente constante como el que se utiliza en este proyecto, la diferencia de la pendiente sólo varía la distancia desde la costa en la que ocurren los cambios del oleaje incidente, es decir, la profundidad en la cual ocurre el fenómeno se mantiene constante.

4.2.4 BATIMETRÍAS DE MODELACIÓN IDEALIZADA.

Se denomina modelo de propagación de oleaje idealizado, debido a que se creó una batimetría de playas rectas, de pendiente constante desde aguas profundas hasta la costa. Siendo esta la base de las propagaciones de los espectros sintéticos de energía, utilizando la metodología semi purista modificada, lo cual permitirá obtener una matriz diferenciada ($H_{m0} = 1, 3$ y 7 (m) de altura) de coeficientes direccionales para posteriormente realizar las propagaciones de espectros reales de energía de oleaje.

A continuación en la Figura 4 - 3 se presenta la batimetría creada para una playa de pendiente constante.

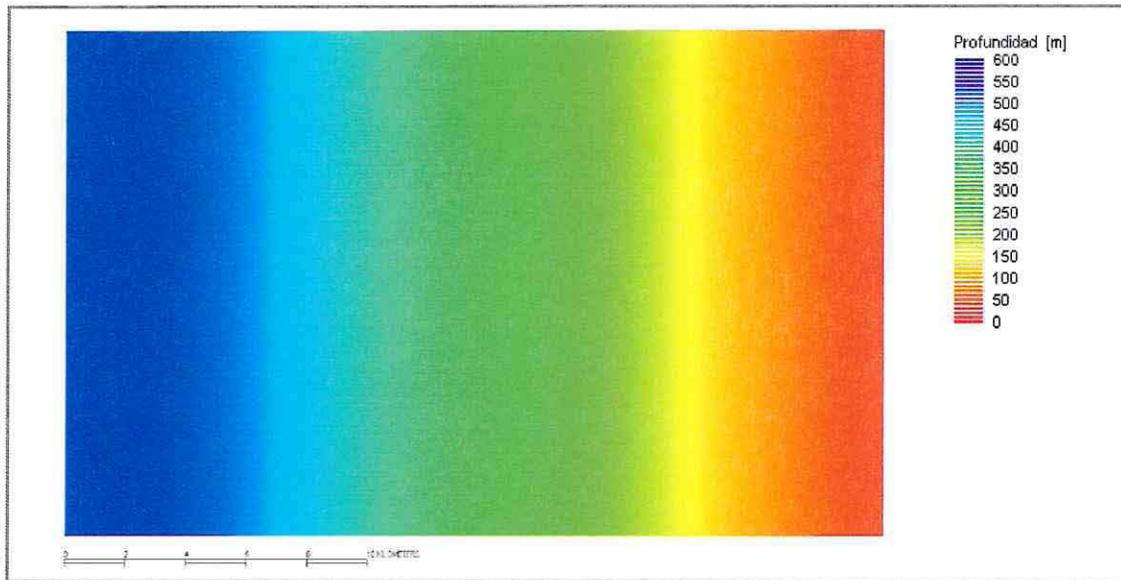


Figura 4 - 3: Malla de propagación, modelo playa-dirección Weste.

(Fuente: Elaboración propia).

4.2.5 ESPECTROS DE OLAJE

Las propagaciones de oleaje en el modelo se definieron mediante un espectro sintético tipo TMA, caracterizado por alturas, periodos y direcciones derivado de los parámetros de resumen. La *Figura 4 - 4* presenta un ejemplo del espectro TMA generado para la malla Weste, para las direcciones WSW (a), W (b), WNW (c) con $H_{m0} = 1$ metro y periodo $T_p = 10$ segundos.

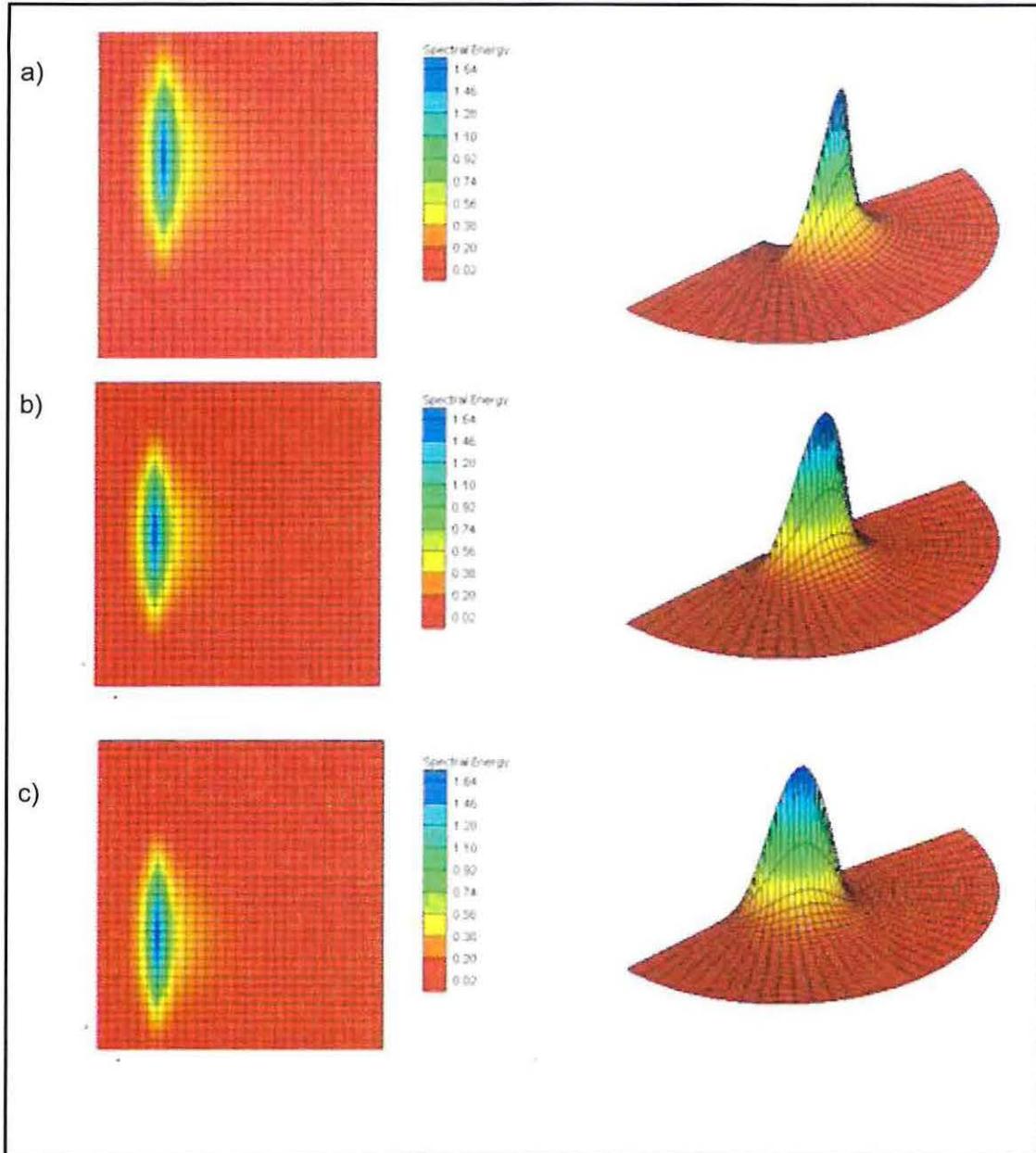


Figura 4 - 4: Espectro de energía de oleaje, TMA.

(Fuente: Elaboración propia).

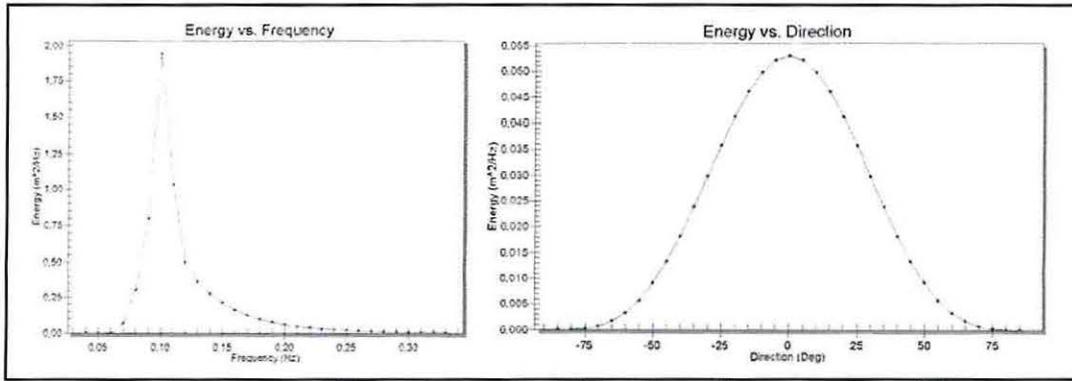


Figura 4 - 5: Energía, frecuencia y dirección espectral, TMA
(Fuente: Elaboración propia).

Se utiliza el espectro TMA ya que se ajusta a la necesidad de conocer la variabilidad del espectro en profundidades reducidas en función del fondo. (Steven A. Hughes, 1984). La componente direccional del espectro se obtuvo mediante la aplicación de la distribución direccional cosine power representada por la siguiente expresión:

$$G(\theta) = C(s) \cos^{2s} \left(\frac{\theta - \bar{\theta}}{2} \right) \quad (39)$$

$$C(s) = \frac{\sqrt{\pi} \Gamma(s - 1)}{2 \Gamma\left(s + \frac{1}{2}\right)} \quad (40)$$

Donde θ es la dirección principal del espectro, s es el parámetro de control del spreading direccional y Γ es la función gamma.

4.3 TRANSFERENCIA ESPECTRAL

Para determinar el transporte de sedimento mediante un espectro de energía de oleaje, es preciso determinarlo en un punto definido dentro de la zona de rompiente. Para ello, la transferencia desde aguas profundas hasta un punto cercano a la costa, se basa en la metodología propuesta por Marsell, 1996 (Ref 12) donde explica que cada componente espectral (frecuencia y dirección) puede ser transferido de un lugar a otro, caracterizando la variación direccional que éste posee, multiplicado por su respectivo coeficiente de agitación cuadráticamente.

$$s(f, \theta) = \left(k_{agitacion}(f, \theta)\right)^2 \frac{ds(\theta_0)}{d\theta} \cdot s(f, \theta_0) \tag{41}$$

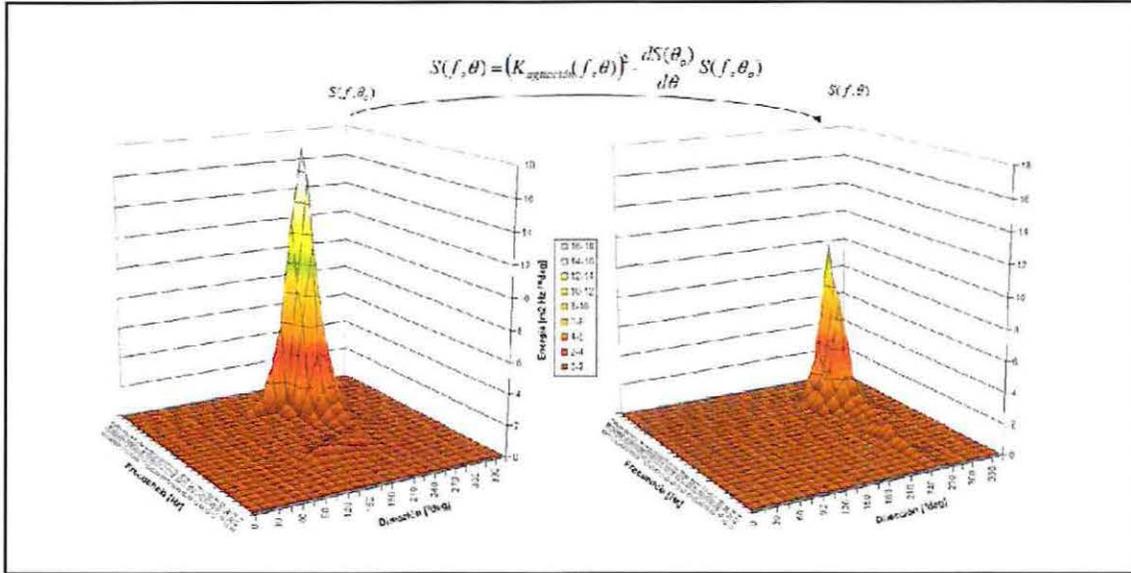


Figura 4 - 6: Transferencia espectral

(Fuente: Monsalve. E (2010) Ref. 15)

Utilizando esta metodología es posible obtener la representación del espectro de aguas profundas en un punto deseado considerando los efectos en su variación de energía asociado a la morfología de cada zona de estudio.

4.4 EXPANSIÓN DE LAS ECUACIONES DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Un espectro de oleaje, representa la energía asociada a cada una de las frecuencias y direcciones (oleaje irregular), del cual se pueden distinguir dos tipos de espectros: los denominados espectros de banda estrecha y los espectros de oleaje de banda ancha. Un espectro de banda estrecha se caracteriza principalmente por presentar un rango de frecuencia con contenido energético limitado y es característico de un estado de mar desarrollado, típico de un oleaje tipo SWELL, observándose comúnmente frecuencias y direcciones bien definidas, por el contrario, el espectro de banda ancha presenta una gran variedad de frecuencias y corresponde a estados de mar de mayor irregularidad típico del mar tipo SEA o fetch limitado.

De forma general un espectro de energía es la representación de un estado de mar observado, pudiéndose obtener en forma más ocurrente, espectros unimodales y bimodales o estados de mar tipo SEA y SWELL en forma simultánea. Para el caso de Chile, las olas que llegan a la costa tienen las siguientes características:

Olas generadas en el lugar: Los vientos locales pueden generar olas en las zonas inmediatas alrededor de la costa. Estas olas se caracterizan por periodos del orden de 4 a 10 segundos denominadas "Sea" debido a que son generadas por sistemas de tormentas cercanas.

Swell del hemisferio sur: Los ciclones extra-tropicales en las latitudes inferiores del hemisferio sur pueden generar olas muy grandes, especialmente durante los meses de invierno. En Chile estas olas pueden propagarse hacia toda la costa chilena con una consecuente disminución de la altura de ola y aumento en el periodo. Estas olas se caracterizan por periodos del orden de 8 a 20 segundos, y se les llaman "Swell" debido a que son generadas por sistemas de tormentas lejanas.

Swell del hemisferio norte: Al igual que los Swell provenientes del sur, las olas, se generan en las cercanías de las Islas Aleutianas durante los meses de invierno. En Chile se propagan hacia el sur a una distancia de 15000 [Km.]. Estas olas presentan periodos muy largos de 20 a 25 segundos.

Basándose en la importancia de representar cada uno de estos estados de mar de manera correcta y reconociendo que cada uno de estos tipos de oscilaciones actúa de manera diferente en el litoral, la expansión de las ecuaciones de transporte de sedimento considerando una forma espectral bidimensional, corresponde a una búsqueda por optimizar la cuantificación de la tasa de transporte longitudinal de sedimentos.

Los resultados de los espectros de energía reales en aguas someras tienen en ocasiones un comportamiento bimodal, por lo tanto, es claro observar que la energía del oleaje se encuentra asociada a diferentes periodos y direcciones de incidencia, lo cual no es posible observar en un parámetro de resumen de altura, periodo y dirección. La *Figura 4 - 7* muestra un estado de mar multimodal, reflejando las características del espectro de energía, con peak energéticos asociados a diferentes frecuencias y direcciones, lo cual no es posible advertir en el parámetros de resumen obtenidos de este, lo que muestra lo insuficiente de la información de estos y el truncamiento direccional implícito.

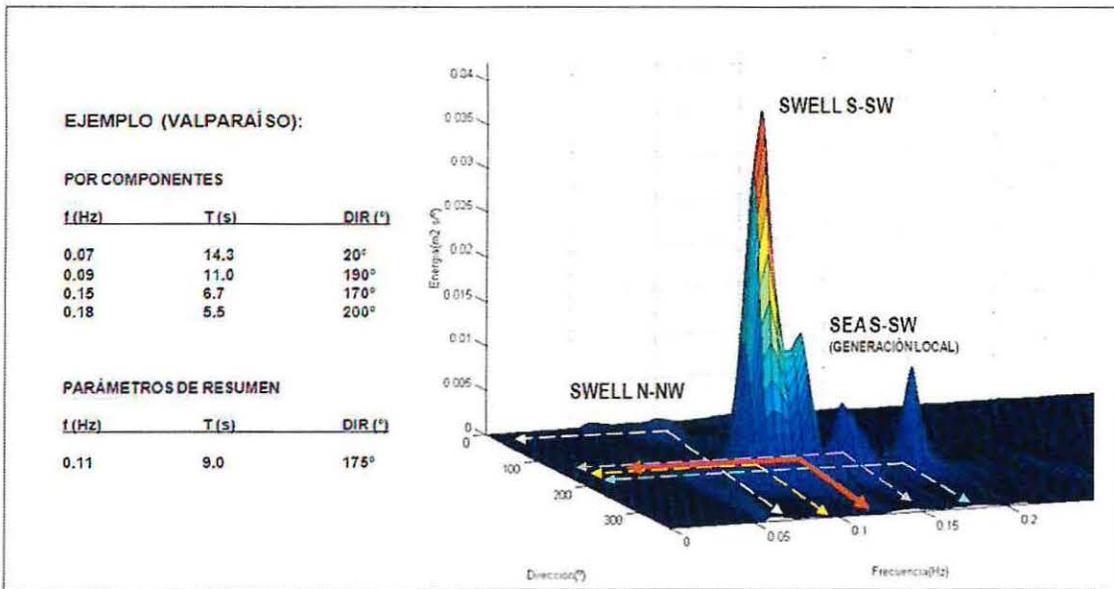


Figura 4 - 7: Espectro de energía multimodal, y parámetros de resumen asociados.

(Fuente: Patricio Wickler, material académico (ppt) Universidad Valparaíso).

J Williams Kamphuis, 1995 Ref 1, en sus estudios por caracterizar el espectro de energía de oleaje dentro de la zona de rompiente "Espectro Saturado", demostró el alto ajuste que tiene el espectro TMA en profundidades reducidas, por lo que es válido la utilización de este tipo de espectro en modelos de propagación espectral desde aguas profundas hasta un punto definido en la zona de rompiente para la caracterización del oleaje.

Utilizando técnicas de propagación espectral desde aguas profundas (Marsell, 1996) es posible definir el espectro de energía de oleaje en la zona de rompiente como:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta = k_{a,b}^2 \cdot \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} s(f, \theta)_0 \partial f \partial \theta \quad (42)$$

Considerando que los instrumentos de medición de espectros de oleaje registran frecuencias y direcciones discretas, fluctuando generalmente entre 0.5 Hz y 0.0416 Hz y direcciones de 0° a 345°, la Ecuación 35 se puede expresar como:

$$\int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta = k_{a,b}^2 \cdot \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta \quad (43)$$

Con $n: [0.0418: 0.411]$ y $m: [0: 345]$

5. RESULTADOS

5.1 DEFINICIÓN DE LA ZONA DE ROMPIENTE

5.1.1 ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA DEL OLAJE

Una forma recurrente en la caracterización del clima operacional de oleaje es desarrollar un estudio estadístico descriptivo, para lo cual es necesario contar con registros reales de la zona de estudio. Para este propósito, se cuenta con la base de datos de Olas Chile II² correspondiente al nodo Valparaíso, situado frente a las costas de esta bahía. La cual contempla resultados de hindcast del año 2000 al 2004, presentados como parámetros de resumen y espectros bidimensionales con intervalos de 3 horas.

De los resultados obtenidos de las tablas de incidencia conjunta de altura, periodo y dirección del oleaje (Figura 5 - 1 y Figura 5 - 2), es posible advertir que la mayor ocurrencia de alturas se presenta con olas de 2 a 3 metros (52.14%), seguida de 3 a 4 metros (26.52%) y por último de 1 a 2 metros (16.27%).

La dirección reinante se presenta desde la componente SW con un 65.95% de las ocurrencias, acompañada de las direcciones WSW (14.49%) y SSW (11.20%).

El periodo de oleaje incidente se distribuye principalmente entre los 10 a 16 segundos, siendo los más ocurrentes los periodos de 12 segundos (39.46%) y 14 segundos (35.94%), respectivamente.

Obtenidos los parámetros más relevantes es posible establecer las combinaciones de oleaje y periodos que definirán el ancho efectivo de la zona de rompiente. Para este caso en particular, se presenta mediante el oleaje con altura menores o igual a 4 metros con periodos de 10 a 16 (s), siendo el oleaje de altura de 2 a 3 (m) asociado a periodos de 12 y 14 (s) los parámetros que fijan la zona en la cual converge el mayor aporte de energía del oleaje incidente.

² Los datos de oleaje utilizados de Olas Chile II, corresponde a información académica de la Universidad de Valparaíso

Tabla 5 - 1: Incidencia conjunta de altura, periodo y dirección de oleaje.

Incidencia T,D	Periodo T(s)										Total	
	Dirección	4	6	8	10	12	14	16	18	20		22
S		5		1	31	9	11					57
SSW		30	84	155	619	621	91	25	4			1629
SW		44	203	825	3743	3712	853	180	30	2		9592
WSW			11	186	967	655	222	57	10			2108
W		2	7	96	209	131	29	16				490
WNW		6	20	61	82	56	11	5				241
NW			26	45	24	53	38	9				195
NNW	4	52	67	5	31	20	4					183
N	1	28	13	1	3	3						49
Sub Total	5	193	450	1354	5738	5245	1230	283	44	2		14544

Incidencia T,D	Periodo T(s)										Total	
	Dirección	4	6	8	10	12	14	16	18	20		22
S		0.03%		0.01%	0.21%	0.06%	0.08%					0.39%
SSW		0.21%	0.58%	1.07%	4.26%	4.27%	0.63%	0.17%	0.03%			11.20%
SW		0.30%	1.40%	5.67%	25.74%	25.52%	5.86%	1.24%	0.21%	0.01%		65.95%
WSW			0.08%	1.28%	6.65%	4.50%	1.53%	0.39%	0.07%	0.00%		14.49%
W		0.01%	0.05%	0.66%	1.44%	0.90%	0.20%	0.11%				3.37%
WNW		0.04%	0.14%	0.42%	0.56%	0.39%	0.08%	0.03%				1.66%
NW		0.18%	0.31%	0.17%	0.36%	0.26%	0.06%					1.34%
NNW	0.03%	0.36%	0.46%	0.03%	0.21%	0.14%	0.03%					1.26%
N	0.01%	0.19%	0.09%	0.01%	0.02%	0.02%						0.34%
Sub Total	0.03%	1.33%	3.09%	9.31%	39.45%	36.06%	8.46%	1.95%	0.30%	0.01%		100.00%

(Fuente: Elaboración propia).

Tabla 5 - 2: Incidencia Conjunta de Altura y periodo de oleaje.

Incidencia H,T	Periodo T(s)										Total	
	Altura ola (m)	4	6	8	10	12	14	16	18	20		22
0-1			3		1	3						7
1-2	5	16	19	372	1018	672	178	60	10			2350
2-3		118	182	714	3338	2481	567	159	26	2		7587
3-4		58	167	227	1225	1755	372	55	8			3867
4-5		1	66	37	156	318	100	8				686
5-6			13	2		16	13	1				45
6-7				2								2
Sub Total	5	193	450	1354	5738	5245	1230	283	44	2		14544

Incidencia H,T	Periodo T(s)										Total	
	Altura ola (m)	4	6	8	10	12	14	16	18	20		22
0-1			0.02%		0.01%	0.02%						0.05%
1-2	0.03%	0.11%	0.13%	2.56%	7.00%	4.62%	1.22%	0.41%	0.07%			16.16%
2-3		0.81%	1.25%	4.91%	22.95%	17.06%	3.90%	1.09%	0.18%	0.01%		52.17%
3-4		0.40%	1.15%	1.56%	8.42%	12.07%	2.56%	0.38%	0.06%			26.59%
4-5		0.01%	0.45%	0.25%	1.07%	2.19%	0.69%	0.06%				4.72%
5-6			0.09%	0.01%	0.00%	0.11%	0.09%	0.01%				0.31%
6-7				0.01%								0.01%
Sub Total	0.03%	1.33%	3.09%	9.31%	39.45%	36.06%	8.46%	1.95%	0.30%	0.01%		100.00%

(Fuente: Elaboración propia).

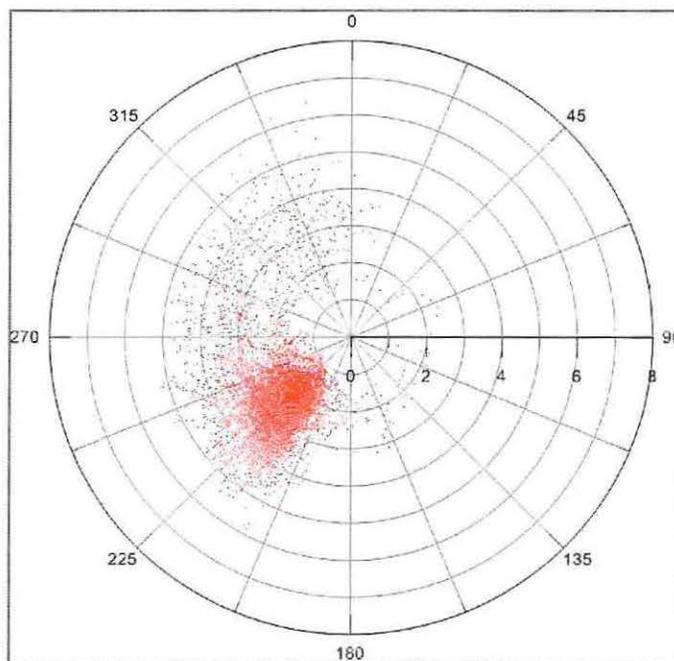
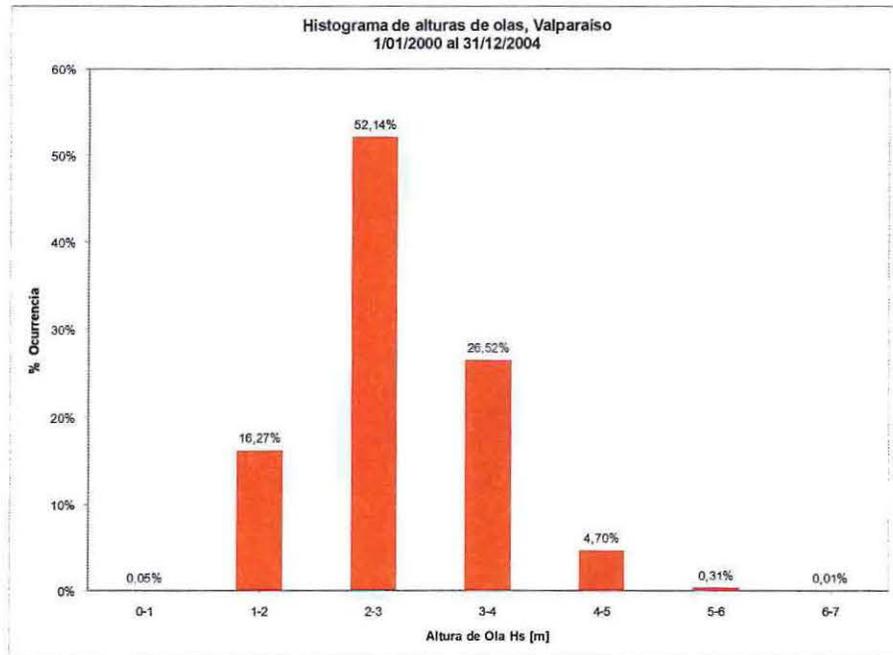


Figura 5 - 1: Distribución de ocurrencia de altura de oleaje, Valparaíso 2000 al 2004
(Fuente: Elaboración propia).

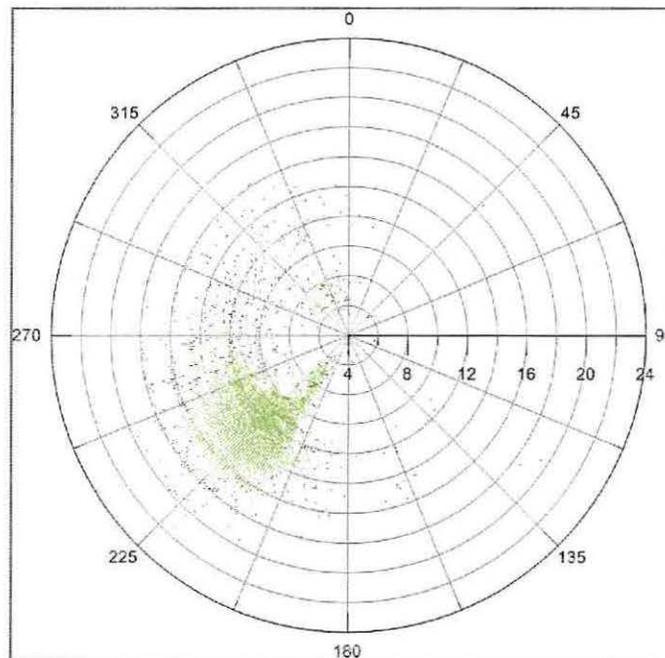
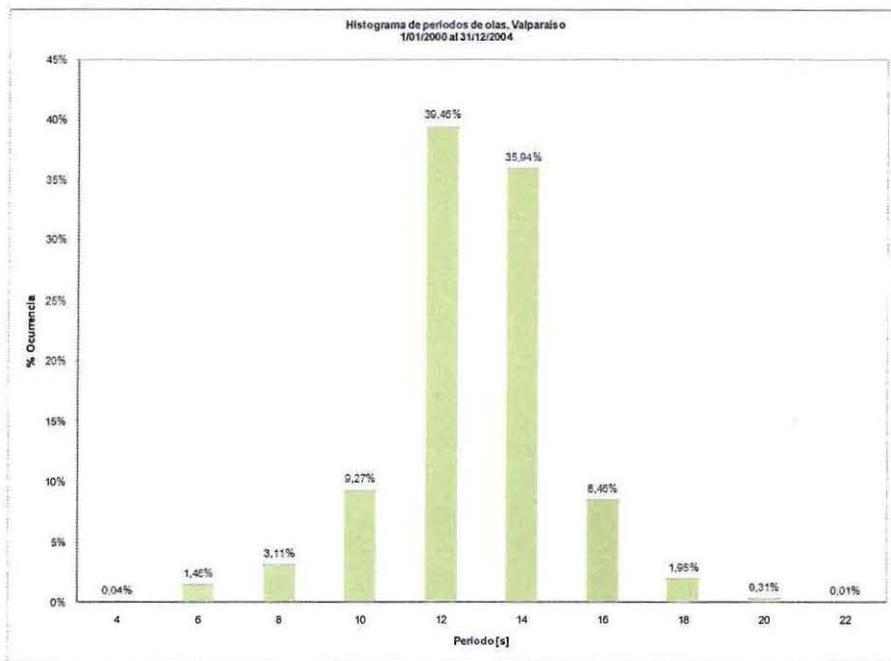


Figura 5 - 2: Distribución de ocurrencia de periodo de oleaje, Valparaíso 2000 al 2004

(Fuente: Elaboración propia).

5.1.2 ESTIMACIÓN DE LA ALTURA DE OLEAJE EN ROMPIENTE.

Battjes & Stive, 1995. Demuestra ser una ecuación dinámica que se ajusta a las características del oleaje. Como se puede observar en las curvas planteadas en la Figura 5 - 3, queda de manifiesto la importancia de la conservación de los parámetros de altura y longitud de onda offshore considerada en la ecuación, lo cual implica una sensibilidad de la fórmula para definir curvas independientes para cada incremento de la altura de ola. Estos resultados proporcionan información de importancia al momento de definir la profundidad límite de la zona de rompiente.

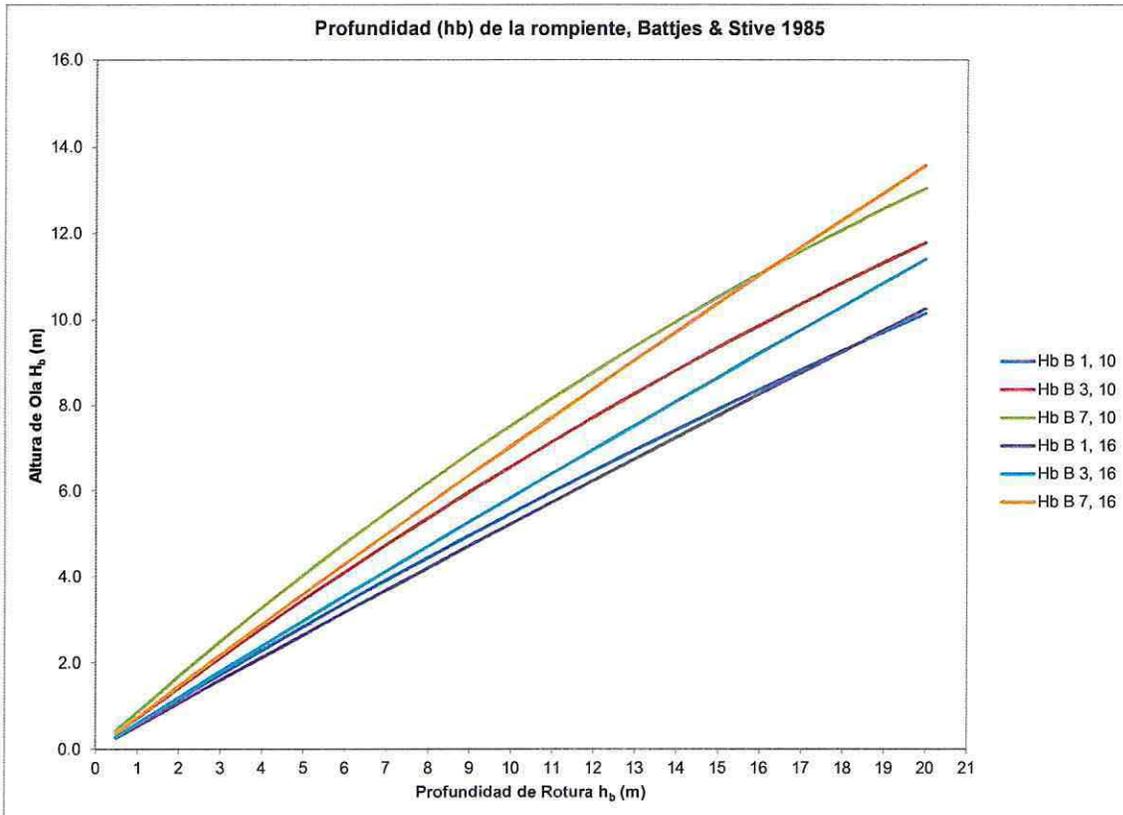


Figura 5 - 3: Altura de rompiente, Battjes & Stive 1985, $H_0=1, 3$ y 7 (m); $T_p=10$ y 16 (s).

(Fuente: Elaboración propia).

Para caracterizar las profundidades de rotura de las olas propagadas en el modelo STWAVE y definir un punto característico dentro de la zona de rompiente es preciso definir previamente el ancho efectivo de la zona de rompiente, lo cual se realizó utilizando la ecuación planteada por Battjes & Stive, 1985 y es mostrado en la Figura 5 - 4 y Figura 5 - 5. Como se puede observar, la zona de rompiente obtenida considerando las alturas de oleaje de H_{m0} de $1, 3, 7$ (m) (Planteamiento semipurista modificado) se define aproximadamente entre los 2 a 9 (m) de profundidad, teniendo en cuenta que las mayores ocurrencias de oleaje registradas entre el año 2000 y 2004 en la bahía de Valparaíso según lo obtenido en la estadística descriptiva del oleaje operacional se concentran a una profundidad $h_b = 4$ (m).

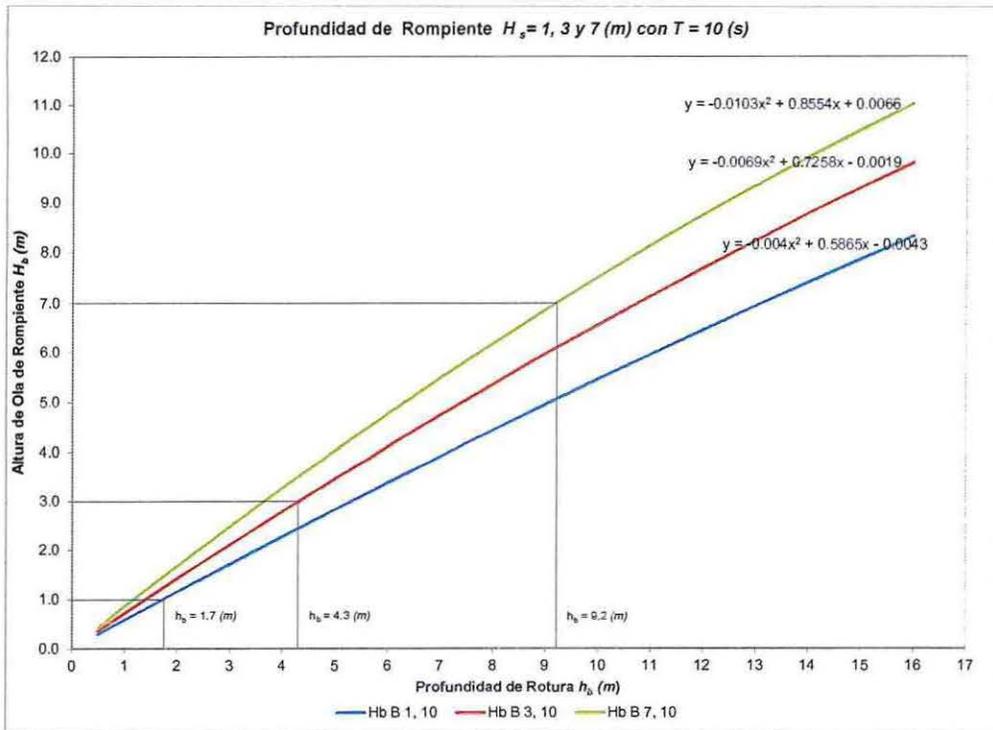


Figura 5 - 4: Profundidad de la rotura, $T_p = 10 \text{ (s)}$.
(Fuente: Elaboración propia).

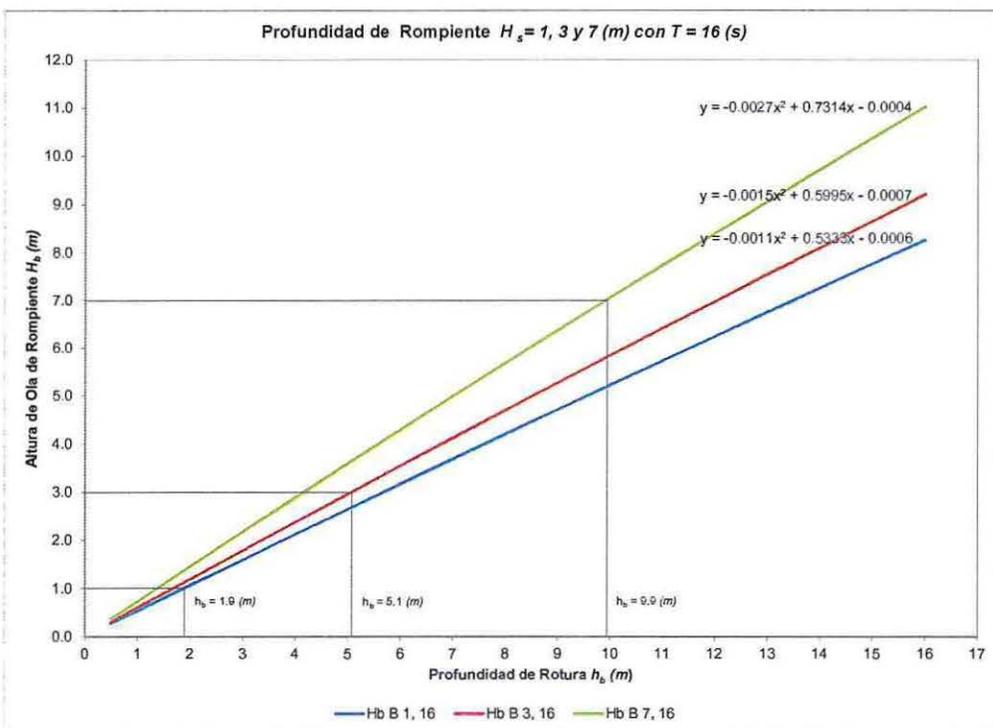


Figura 5 - 5: Profundidad de la rotura, $T_p = 16 \text{ (s)}$.
(Fuente: Elaboración propia).

5.2 PROPAGACIÓN DE OLAJE MODELO STWAVE

En las siguientes figuras se presentan ejemplos de las propagaciones de oleaje realizadas para las mallas NW, W y SW, en los modelos de playa idealizada.

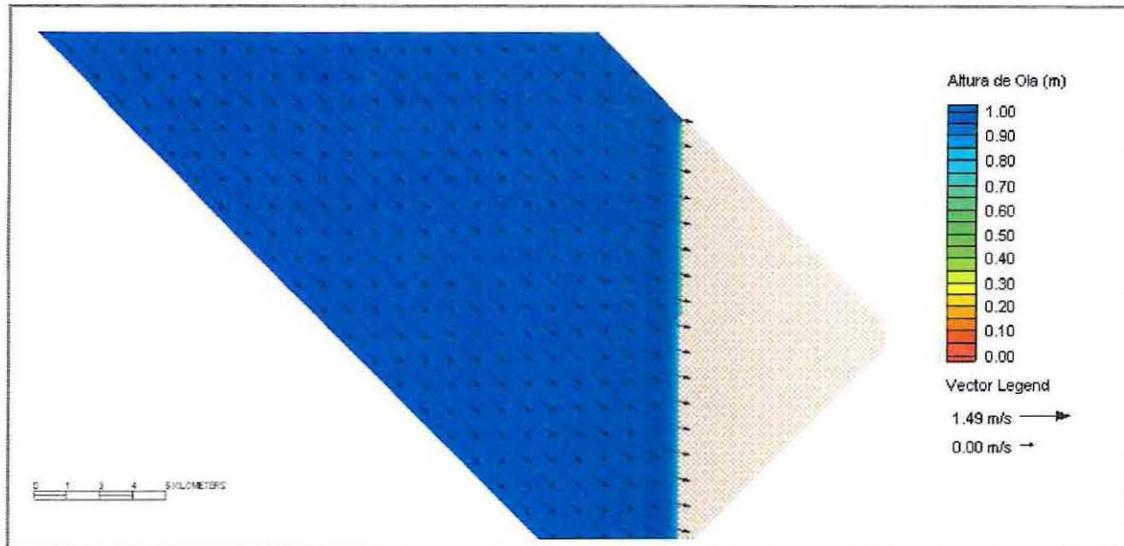


Figura 5 - 6: Malla de propagación NW, modelo playa.
(Fuente: Elaboración Propia).

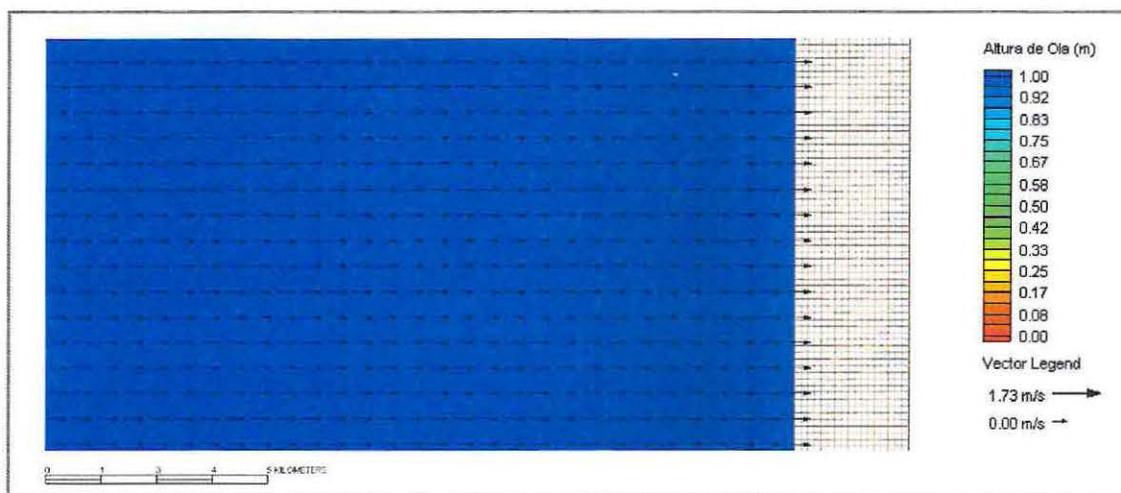


Figura 5 - 7: Malla de propagación W, modelo playa.
(Fuente: Elaboración Propia).

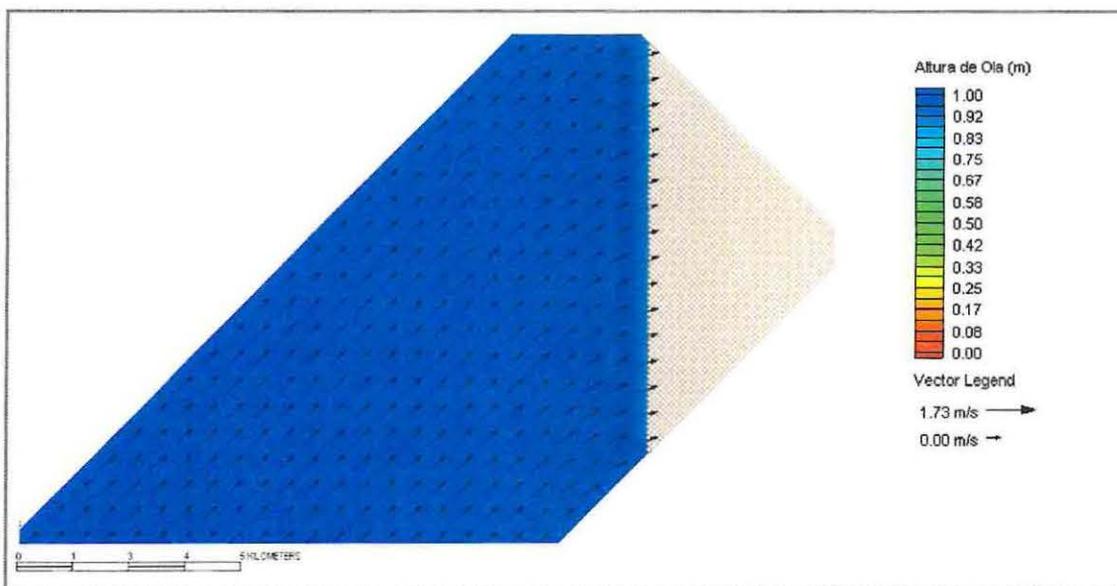


Figura 5 - 8: Malla de propagación Sur Weste, modelo playa.
(Fuente: Elaboración Propia).

5.3 COEFICIENTES DE AGITACIÓN A 4 METROS DE PROFUNDIDAD

A continuación se presentan los coeficientes de agitación obtenidos de las propagaciones numéricas realizadas en una costa y bahía de pendiente constante para una altura de oleaje de $H_{m0}=1 (m)$.

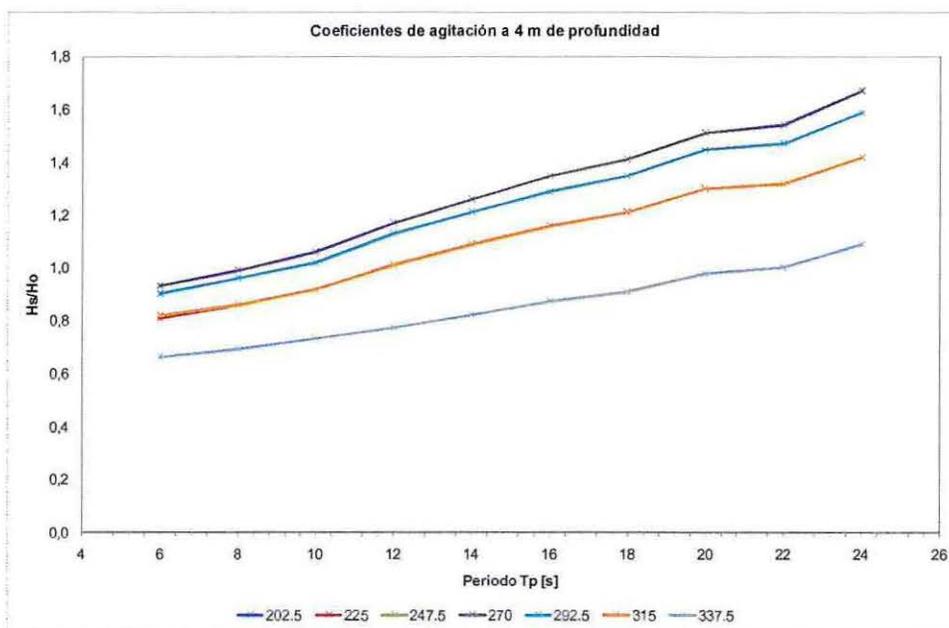


Figura 5 - 9: Coeficiente de agitación para $H_{m0}=1 m$, Playa de pendiente constante.
(Fuente: Elaboración propia).

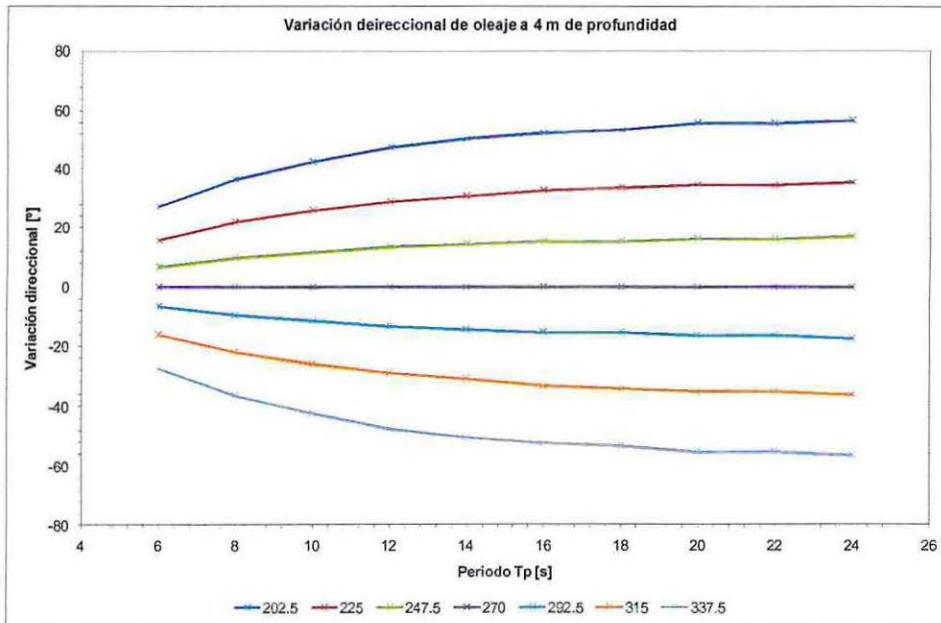


Figura 5 - 10: Variación direccional de oleaje para $H_{mo}=1$ m, playa de pendiente constante.

(Fuente: Elaboración propia).

Como es posible advertir en los coeficientes de altura del modelo de playa (Figura 5 - 11 y Figura 5 - 12), existe una superposición de las direcciones del 3er y 4to cuadrante. Estos resultados responden a un modelo de pendiente constante, por lo que es de esperar observar una similitud en los resultados en ambos cuadrantes. Direccionalmente se aprecia el mismo fenómeno en los resultados de la variación direccional del 3er cuadrante que son un reflejo inverso a los resultados del 4to cuadrante.

Tabla 5 - 3: Coeficientes de propagación de altura, caso $H_0 = 1$ (m).

Coeficientes de Propagación de alturas a (4) m de profundidad							
Tp/Dir	202.5	225	247.5	270	292.5	315	337.5
6	0.66	0.81	0.90	0.93	0.90	0.82	0.66
8	0.69	0.86	0.96	0.99	0.96	0.86	0.69
10	0.73	0.92	1.02	1.06	1.02	0.92	0.73
12	0.77	1.01	1.13	1.17	1.13	1.01	0.77
14	0.82	1.09	1.21	1.26	1.21	1.09	0.82
16	0.87	1.16	1.29	1.35	1.29	1.16	0.87
18	0.91	1.21	1.35	1.41	1.35	1.21	0.91
20	0.98	1.30	1.45	1.51	1.45	1.30	0.98
22	1.00	1.32	1.47	1.54	1.47	1.32	1.00
24	1.09	1.42	1.59	1.67	1.59	1.42	1.09

Tabla 5 - 4: Coeficientes de propagación de direcciones, caso $H_0 = 1$ (m).

Coeficientes de Propagación de alturas a (4) m de profundidad							
Tp (s) / Dir (°)	202.5	225	247.5	270	292.5	315	337.5
6	-27.5	16.0	6.5	0.0	-6.5	-16.0	-27.5
8	-36.5	22.0	9.5	0.0	-9.5	-22.0	-36.5
10	-42.5	26.0	11.5	0.0	-11.5	-26.0	-42.5
12	-47.5	29.0	13.5	0.0	-13.5	-29.0	-47.5
14	-50.5	31.0	14.5	0.0	-14.5	-31.0	-50.5
16	-52.5	33.0	15.5	0.0	-15.5	-33.0	-52.5
18	-53.5	34.0	15.5	0.0	-15.5	-34.0	-53.5
20	-55.5	35.0	16.5	0.0	-16.5	-35.0	-55.5
22	-55.5	35.0	16.5	0.0	-16.5	-35.0	-55.5
24	-56.5	36.0	17.5	0.0	-17.5	-36.0	-56.5

(Fuente: Elaboración propia).

5.4 EXPANSIÓN DE LAS ECUACIONES DE TRANSPORTE DE SEDIMENTO

5.4.1 EXPANSIÓN ECUACIÓN DEL CERC

$$q_{t,CERC} = K \left(\frac{\rho\sqrt{g}}{16k^{1/2}(\rho_s - \rho)(1 - \lambda)} \right) H_b^{5/2} \text{sen}(2a_b) \quad (43)$$

Si:

$$m_{0,b} = \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta$$

Con $n: [0.0418: 0.411]$ y $m: [0: 345]$

$$H_b^{5/2} = (4\sqrt{m_{0,b}})^{5/2} = 32 \cdot \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta^{\frac{5}{2}}$$

$$q_{t,CERC} = \left(4 \sqrt{\int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta} \right)^{5/2} \left(\frac{\rho\sqrt{g}}{16k^{1/2}(\rho_s - \rho)(1 - \lambda)} \right) \text{sen}(2a_b)$$

$$q_{t,CERC} = 32 \left(\sqrt{\int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta} \right)^{5/2} \left(\frac{\rho\sqrt{g}}{16k^{1/2}(\rho_s - \rho)(1 - \lambda)} \right) \text{sen}(2a_b) \quad (44)$$

Siendo α_b el ángulo de cada bins que forma el espectro de energía de oleaje propagado hacia la zona de rompientes, el cual debe estar previamente corregido respecto al ángulo azimutal existente entre la costa y el norte geográfico (Figura 3- 10), se puede definir la siguiente corrección:

$$\alpha_b = (\alpha_{AZ} + 270) - \theta_m$$

$$0 \leq \theta_m \leq 345$$

Siendo θ_m la dirección de cada bins espectral.

Nótese que la ecuación 44 corresponde al transporte total espectral, que puede ser presentada en forma de transporte parcial de acuerdo a la siguiente expresión:

$$q_{i,CERC} = 32 \left(\sqrt{s(f, \theta)_{0,b} \Delta f \Delta \theta} \right)^{5/2} \left(\frac{\rho \sqrt{g}}{16k^{1/2}(\rho_s - \rho)(1 - \lambda)} \right) \text{sen}(2\alpha_b) \quad (45)$$

5.4.2 ECUACIÓN DE KAMPHUIS

$$Q_{t,k} = 2.03 \times 10^{-3} H_{s,b}^2 T_p^{1.5} m_b^{0.75} D_{50}^{-0.25} \text{sen}^{0.6}(2\alpha_b)$$

Si:

$$m_{0,b} = \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta$$

Con $n: [0.0418: 0.411]$ y $m: [0: 345]$

$$H_b = 4\sqrt{m_{0,b}} = 4 \sqrt{\int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta}$$

$$H_b^2 = 16m_0 = 16 \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta$$

$$q_{t,K} = 3.25 \times 10^{-2} \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta \left(\frac{1}{f} \right)^{1.5} m_b^{0.75} d_{50}^{-0.25} \text{sin}^{0.6}(2\theta_b) \quad (46)$$

De igual modo que para la ecuación del CERC espectral, se puede obtener una estimación de la tasa parcial del transporte de sedimentos espectral para la fórmula de Kamphuis de acuerdo a la siguiente expresión:

$$q_{t,K} = 3.25 \times 10^{-2} s(f, \theta)_{0,b} \Delta f \Delta \theta \left(\frac{1}{f} \right)^{1.5} m_b^{0.75} d_{50}^{-0.25} \text{sin}^{0.6}(2\theta_b) \quad (47)$$

5.4.3 ECUACIÓN DE LEO C. VAN RIJN

$$q_{w,net} = -0.00063((s-1)g)^{0.5}(d_{50})^{1.5} \left[as(\Psi_{crest} - \Psi_{cr})^{1.7} - as(\Psi_{trough} - \Psi_{cr})^{1.7} \right]$$

Siendo:

$$\Psi_{crest} = \frac{(U_{sig,crest})^2}{(s-1)gd_{50}}; \text{ Con } U_{sig,crest} = \left(\frac{wH}{2\sinh(kh)} + \frac{3wkH^2}{16\sinh^4(kh)} \right)$$

$$\Psi_{trough} = \frac{(U_{sig,trough})^2}{(s-1)gd_{50}}; \text{ Con } U_{sig,trough} = \left(\frac{wH}{2\sinh(kh)} - \frac{3wkH^2}{16\sinh^4(kh)} \right)$$

$$\Psi_{cr} = \frac{(U_{cr})^2}{(s-1)gd_{50}} = 0.21 \left(\frac{2A}{d_{50}} \right)^{1/2}, \text{ para } d_{50} < 500 \mu\text{m} \text{ y } 1.45 \left(\frac{2A}{d_{50}} \right)^{1/4} \text{ para } d_{50} \geq 500 \mu\text{m}$$

Donde

$$w = \frac{2\pi}{T} = \text{velocidad angular (s}^{-1}\text{)}$$

$$k = \frac{2\pi}{L} = \text{Numero de ondas (m}^{-1}\text{)}$$

$$H = \text{altura de ola (m)}$$

$$L = \left(\frac{gT^2}{2\pi} \right) \tanh(kd) = \text{longitud de onda (m)}$$

$$T = \text{periodo de onda (s)}$$

$$h = \text{profundidad (m)}$$

Considerando:

$$H_b = 4\sqrt{m_{0,b}} = 4 \sqrt{\int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta}$$

$$\text{Con } n: [0.0418: 0.411] \quad \text{y} \quad m: [0: 345]$$

Es posible reescribir los parámetros de la ecuación de transporte en función de la densidad espectral, de este modo:

$$\Psi_{crest_0} = \frac{\left(\frac{2w \sqrt{\int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta}}{\sinh(kh)} + \frac{3wk \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta}{\sinh^4(kh)} \right)^2}{(s-1)gd_{50}} \quad (48)$$

$$\Psi_{trough_0} = \frac{\left(\frac{2w \sqrt{\int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta}}{\sinh(kh)} - \frac{3wk \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta}}{\sinh^4(kh)} \right)^2}{(s-1)gd_{50}} \quad (49)$$

$$\Psi_{cr_0} = 0.42 \left(\frac{\sqrt{\int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{0,b} \partial f \partial \theta}}{d_{50} \sinh(kd)} \right)^{1/2} \quad (50)$$

Aplicando cada una de estas expansiones, se puede determinar el transporte de sedimentos de manera espectral mediante la fórmula de Van Rijn (1990).

5.5 CÁLCULO DE LA TASA DE TRANSPORTE, ECUACIONES CLÁSICAS.

Los resultados obtenidos del transporte longitudinal de sedimento se presentan en la Tabla 5 - 5, en esta se puede observar las diferencias en las magnitudes de las tasas de transporte entre las tres ecuaciones clásicas de gabinete utilizadas.

En la ecuación del CERC es posible advertir que las constantes de proporcionalidad utilizadas implican finalmente diferencias en los resultados de las tasas de transporte, de este modo se pudo determinar que las constantes k_2 y K_3 son invariables en cada evento de oleaje, dado que en el caso de k_2 solo depende del diámetro medio del sedimento (d_{50}) y k_3 es una constante proporcionada mediante ajustes de laboratorio, mientras que k_1 es una constante particular para cada ocurrencia considerando que su configuración toma en cuenta aspectos como el ángulo de incidencia del oleaje y la máxima velocidad orbital, de este modo la tendencia general en la estimación de la tasa de transporte se presenta como $k_3 > k_1 > k_2$ observando un comportamiento de magnitudes proporcionales entre las constantes k_1 y k_3 , siendo k_3 1.1 veces mayor que k_1 en el caso de $H_{m0} = 1$ (m), 1.01 en el caso de $H_{m0} = 3$ (m) y 0.8 veces en el caso de $H_{m0} = 7$ (m). Por otro lado las magnitudes de k_1 y k_3 superaron en promedio 1.6 y 1.5 veces los resultados de k_2 , respectivamente.

La ecuación de Kamphuis reduce drásticamente las estimaciones respecto a la fórmula del CERC al incorporar la influencia del tamaño del grano, pendiente de la playa, ángulo de rotura y periodo de la Ola en su configuración. De esta forma es posible estimar que la ecuación del CERC (para el caso de k_1) supera en promedio 3.4 veces las tasas calculadas con la ecuación de Kamphuis para el caso de $H_{m0} = 1$ (m).

Las tasas de transporte obtenidas con la ecuación de Leo van Rijn presentan magnitudes proporcionales a la ecuación de Kamphuis en el caso de $H_{m0} = 1$ (m) y menores en los casos de $H_{m0} = 3$ y 7 (m), lo cual esta directamente relacionado con la condición de los parámetros orbitales definidos en esta ecuación, donde la velocidad orbital crítica del inicio del movimiento del grano de arena debe ser menor que las velocidades orbitales de la cresta y del valle, condición que no se cumple en algunos casos y que son mucho más ocurrentes en el caso de $H_{m0} = 7$ (m). En forma comparativa los resultados de Leo van Rijn son superados en 1.2 y 3.3 veces por la ecuación de Kamphuis en los dos primeros casos $H_{m0} = 1$ y 3 (m) y 158 veces en el caso de $H_{m0} = 7$ (m), mientras que la ecuación del CERC supera 4.0 veces la ecuación de Leo van Rijn en el caso de $H_{m0} = 1$ (m), 11.7 veces en el caso de $H_{m0} = 3$ (m) y 483 veces en el caso de $H_{m0} = 7$ (m).

De forma complementaria se presentan las gráficas de las tasas de transporte longitudinal, de este modo es posible realizar una comparación visual de las magnitudes obtenidas de las tasas de transporte Bruto y Neto, además se presenta el diferencial de transporte que simboliza el caudal de sedimentos que se mueven en un sentido contrario al definido en forma positiva respecto a la recta normal de la línea de costa que en este caso en particular se asocia a las direcciones del 4to cuadrante, que para el año evaluado (año 2000) corresponde aproximadamente al 4% del total de datos registrados (2928 datos).

Tabla 5 - 5: Tasa anual de transporte de sedimentos, ecuaciones clásicas.

Ecuación de Transporte Longitudinal	Tasa Anual de Transporte (m ³ /año), Método Clásico								
	Trasporte Bruto	Trasporte Neto	Dif. Transporte	Trasporte Bruto	Trasporte Neto	Dif. Transporte	Trasporte Bruto	Trasporte Neto	Dif. Transporte
	H=1 m ; h _b =4 m			H=3 m ; h _b =4 m			H=7 m ; h _b =4 m		
Cerc K ₁ (Baillard)	21,138,617	20,939,983	198,634	14,298,061	14,011,477	286,584	2,569,676	2,546,554	23,122
Cerc K ₂ (Medina y Losada)	15,508,262	15,111,084	397,179	9,678,622	9,276,836	401,786	1,414,194	1,374,498	39,695
Cerc K ₃ (Korman & Inman)	23,185,705	22,591,902	593,804	14,470,073	13,869,380	600,693	2,114,297	2,054,951	59,347
Kamphuis	6,191,421	6,111,579	79,842	4,047,616	3,965,380	82,236	840,908	827,304	13,604
Van Rijn	5,261,574	5,103,316	158,258	1,224,432	1,192,575	31,857	5,326	5,286	40

(Fuente: Elaboración propia).

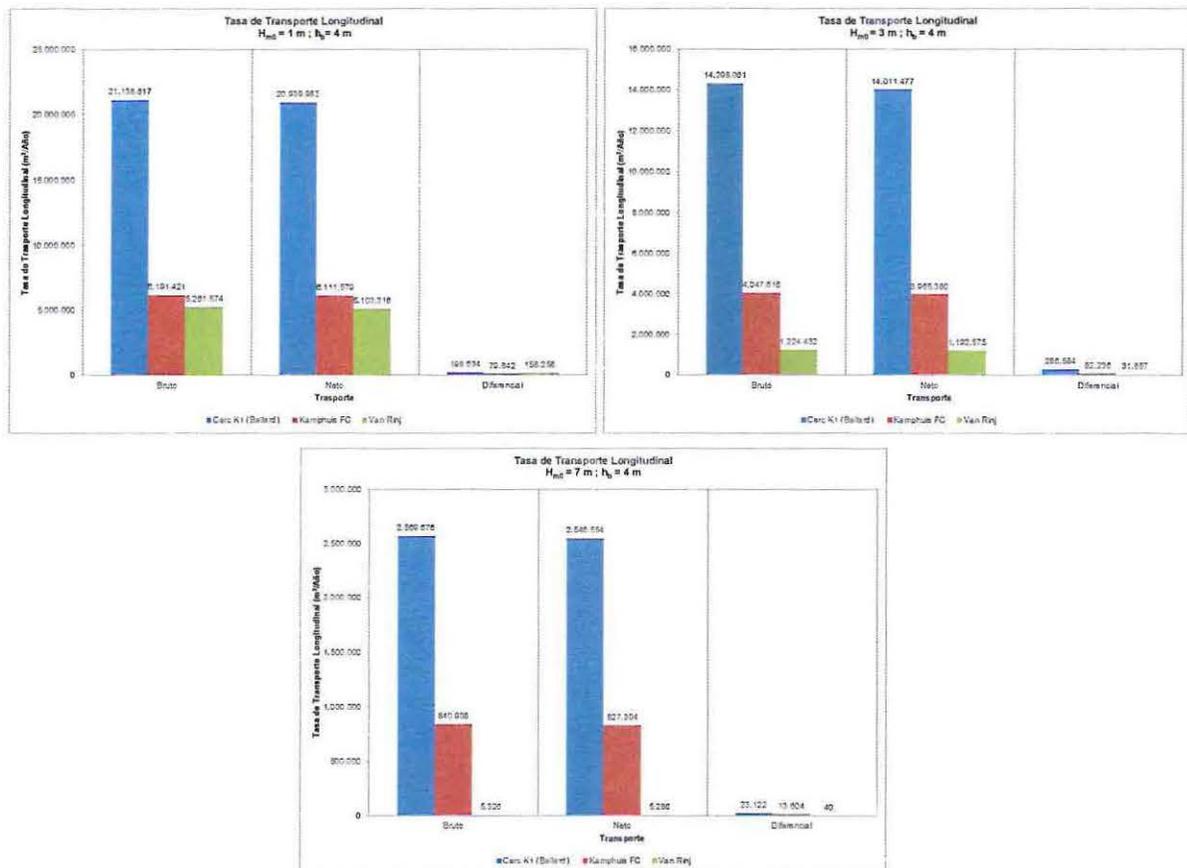


Figura 5 - 11: Comparación tasa de transporte longitudinal, ecuaciones clásicas.
(Fuente: Elaboración propia).

5.6 CÁLCULO DE LA TASA DE TRANSPORTE ECUACIONES INTEGRANDAS

Una de las principales características de la integración del espectro de energía en las formulaciones clásicas de gabinete del transporte longitudinal de sedimentos, es la forma en la que se presentan los resultados, dado que al ser una matriz de energía asociada a distintas frecuencias y direcciones, el transporte es obtenido de igual forma (una matriz), donde cada bin aportará positivamente o negativamente a la forma del espectro de transporte de sedimentos.

La magnitud negativa o positiva está netamente asociado a la dirección de cada bin de energía, dado que al trabajar con una matriz graduada de 0° a 360° es posible diferenciar la banda de direcciones que aportarán un transporte longitudinal positivo y negativo respecto a la normal de la línea de costa. Esto muestra que una misma altura de ola H_b puede transportar sedimentos en más de una dirección y por lo tanto el caudal sólido total desplazado es el resultado de la suma algebraica de cada bin. Nótese que la variabilidad del transporte de sedimentos en las distintas direcciones dependerá de la modalidad de los espectros, es decir, si muestran la presencia de peak asociados a más de una dirección.

La Figura 5 - 12 y Figura 5 - 13, muestran la densidad de energía tanto para el oleaje (a) como para el transporte de sedimentos (b) y las bandas direccionales asociadas a esta última variable. En primera instancia (Figura 5 - 12) se presenta el resultado asociado a un espectro de oleaje en la zona de rompientes con características unimodales, es decir, concentrando la mayor cantidad de energía en torno de una sola dirección. Posteriormente (Figura 5 - 13) se presentan los efectos de la bimodalidad.

Nótese que la presencia de una biomodalidad genera una doble presencia direccional de transporte de sedimentos, ya que se puede obtener tanto un valor negativo como uno positivo, tal como se comentó previamente. Es importante destacar, que esta bimodalidad afectará directamente al computo del cálculo total del transporte longitudinal ola a ola, ya que las magnitudes totales se verán disminuidas en cuanto la presencia de desvinculaciones respecto del perfil de playa sean significativas y frecuentes.

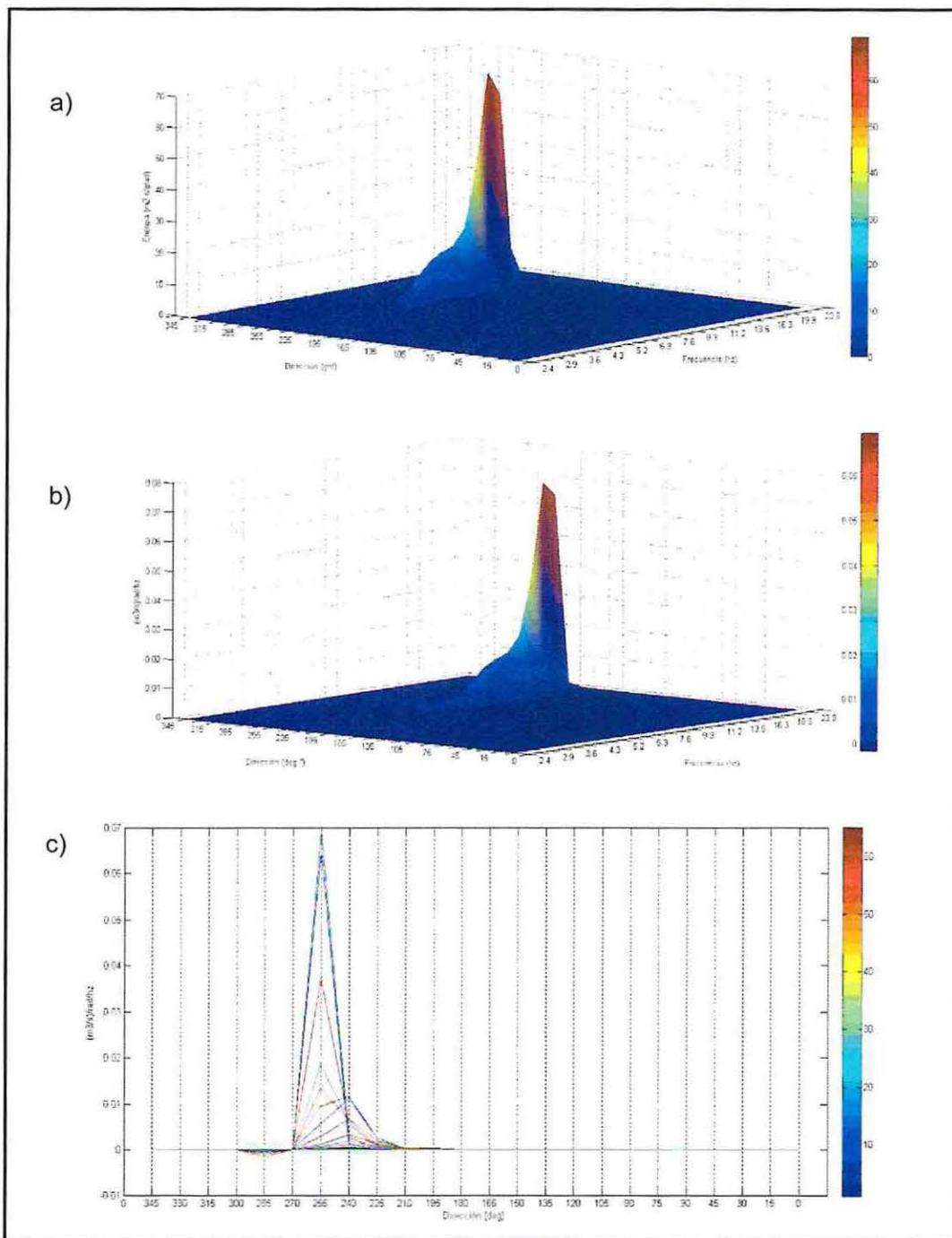


Figura 5 - 12: Panel superior, espectro de energía de oleaje (22/01/2000 21:00)
Panel medio e Inferior, espectro de transporte de sedimento.
 (Fuente: Elaboración propia).

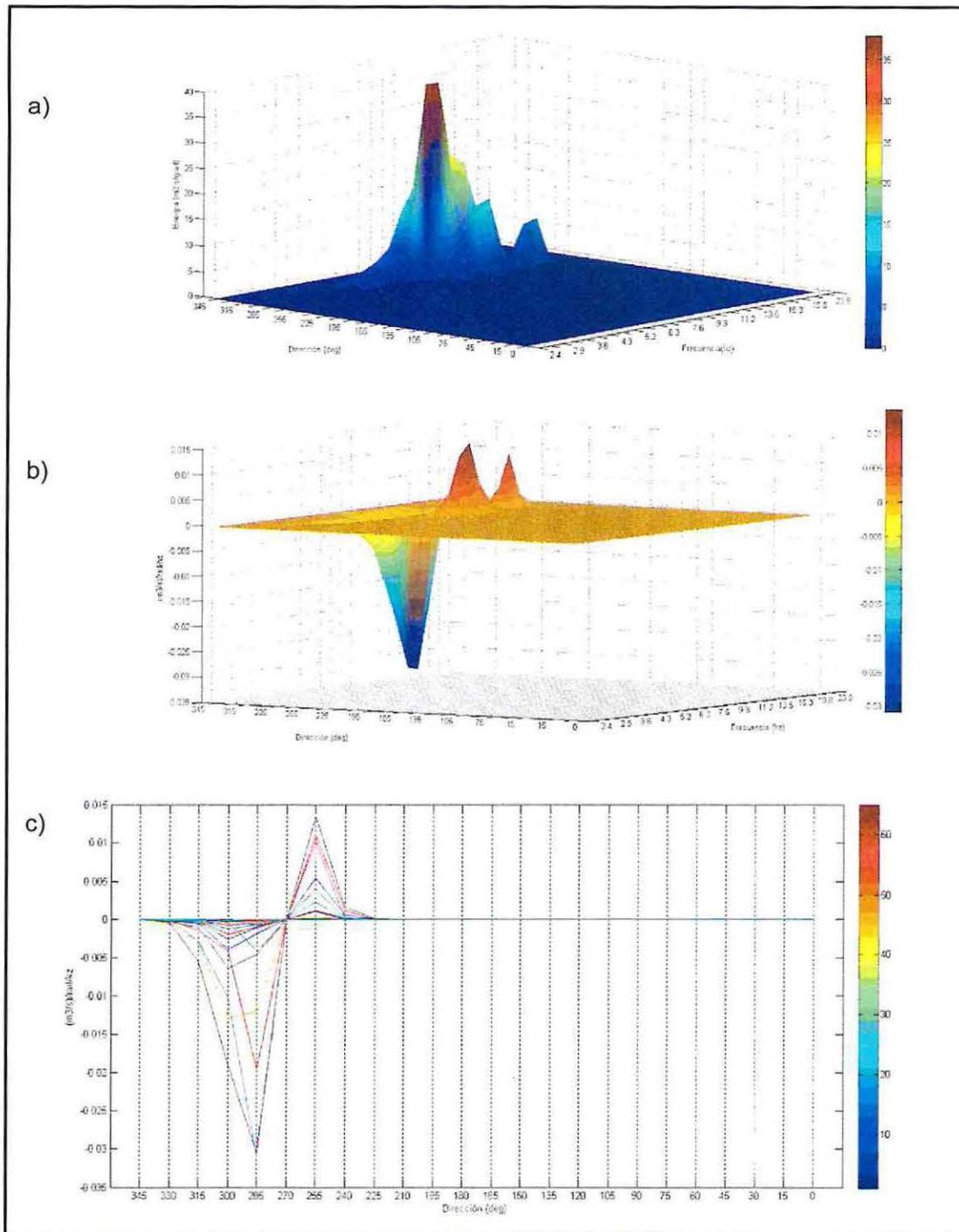


Figura 5 - 13: Panel superior, espectro de energía de oleaje (13/06/2000 15:00)
Panel medio e inferior, espectro de transporte de sedimento.
 (Fuente: Elaboración propia).

Una vez obtenidos los resultados mediante la integración del espectro de energía de oleaje en las ecuaciones clásicas de transporte de sedimento, el segundo paso fue llevar la matriz de transporte a un resultado que sea comparable con los obtenidos en una primera instancia con las ecuaciones clásicas de gabinete. De este modo se define la Tasa de Transporte Longitudinal ($T_{T,L}$) como un parámetro único del espectro de transporte longitudinal de sedimentos como:

$$T_{T,L} = \int_{f_n}^{f_{ni}} \int_{\theta_m}^{\theta_{mi}} s(f, \theta)_{t,l} \partial f \partial \theta \quad (50)$$

Con $n: [0.0418: 0.411]$ y $m: [0: 345]$

La Tabla 5 - 6 presenta los resultados de las ecuaciones clásicas incorporando el espectro de energía de oleaje, como es posible observar en forma general se mantiene el mismo escenario presentado por las ecuaciones clásicas de gabinete, donde la tasa de transporte obtenida con la ecuación del CERC supera las tasas evaluadas con Kamphuis y Leo van Rijn.

En la ecuación del CERC integrada, la tendencia general en la estimación de la tasa de transporte se presenta como $k_1 > k_2 > k_3$ observando un comportamiento de magnitudes similares entre las constantes k_1 y k_2 , siendo k_1 en los tres casos de alturas H_{m0} utilizados 1.1 veces mayor que k_2 . Por otro lado los resultados obtenidos mediante k_1 fueron de menor magnitud de este modo k_3 es 0.5 veces menor que k_1 en los casos de $H_{m0} = 1$ y 3 (m) respectivamente, y 0.03 veces para $H_{m0} = 7$ (m). Nótese que este comportamiento difiere de lo obtenido para la metodología clásica, probablemente debido a la aplicación de esta nueva forma de determinación del transporte de sedimentos.

Comparativamente la ecuación del CERC espectral (para el caso de k_1) supera 4.5 veces la fórmula de Kamphuis espectral para el caso de $H_{m0} = 1$ (m), 4.2 veces para el caso de $H_{m0} = 3$ (m) y 3.1 veces para el caso de $H_{m0} = 7$ (m).

Las tasas de transporte obtenidas con la ecuación de Leo van Rijn espectral fueron drásticamente menores a las tasas de transporte obtenidas mediante las formulaciones del CERC y Kamphuis espectral en los tres casos de alturas H_{m0} evaluada. Al comparar los resultados de la ecuación de Leo van Rijn y Kamphuis espectral, se obtiene que la ecuación de Kamphuis supera 62 veces la ecuación de Leo van Rijn en el caso de $H_{m0} = 1$ (m), 160 veces en el caso de $H_{m0} = 3$ (m) y 5.176 veces en el caso de $H_{m0} = 7$ (m). Al comparar la ecuación de Leo van Rijn y la del CERC espectral las diferencias aumentan, de este modo la ecuación del CERC supera 277 veces en el caso de $H_{m0} = 1$ (m), 677 veces en el caso de $H_{m0} = 3$ (m), y 15.857 veces en el caso de $H_{m0} = 7$ (m).

Tabla 5 - 6: Tasa anual de transporte de sedimentos, Metodología Espectral.

Ecuación de Transporte Longitudinal	Tasa Anual de Transporte (m ³ /año), Metodología Espectral								
	Transporte Bruto	Transporte Neto	Dif. Transporte.	Transporte Bruto	Transporte Neto	Dif. Transporte.	Transporte Bruto	Transporte Neto	Dif. Transporte.
	H _{m0} = 1 (m) ; h _b =4 (m)			H _{m0} = 3 (m) ; h _b =4 (m)			H _{m0} = 7 (m); h _b =4 (m)		
Cerc K ₁ (Bailard) Espectral	21,584,593	18,458,149	3,126,444	13,811,206	11,804,695	2,006,512	1,918,560	1,725,205	193,355
Cerc k ₂ (Medina y Losada) Espectral	20,990,903	18,154,031	2,836,872	13,051,671	11,411,244	1,640,427	1,720,842	1,548,987	171,854
Cerc k ₃ (Korman & Inman) Espectral	10,505,952	9,086,097	1,419,855	2,713,201	2,685,330	27,871	52,118.16	51,339.36	779
Kamphuis Espectral	4,823,465	3,982,578	840,887	3,266,981	2,784,250	482,731	626,248	550,344	75,904
Van Rijn Espectral	77,958	76,033	1,925	20,409	20,174	235	121.0	116.5	4

(Fuente: Elaboración propia).

Un aspecto a destacar de la tabla anterior y que queda de manifiesto en las Figura 5 - 14, es el aumento en el diferencial de transporte de sedimento, este resultado se encuentra asociado directamente al sentido en el cual ocurre el transporte longitudinal, que si bien es cierto el patrón dominante es el transporte longitudinal positivo, definido de izquierda a derecha respecto de la normal de la línea de costa, en los casos evaluados se observó una mayor ocurrencia de eventos de transporte negativo.

La Figura 5 - 14 presenta las comparaciones de las tasas de transporte obtenidas de las ecuaciones utilizadas, de estas es posible observar el comportamiento que presentó cada una de ellas, marcando gran diferencia la ecuación de Leo van Rijn que presenta caudales menores comparados con las magnitudes obtenidas de las ecuaciones del CERC y Kamphuis, siendo esta última la que mostró un comportamiento regular en los 3 casos de altura de oleaje H_{m0} utilizados, sin presentar cambios significativos de aumento o disminución de las tasas de transporte.

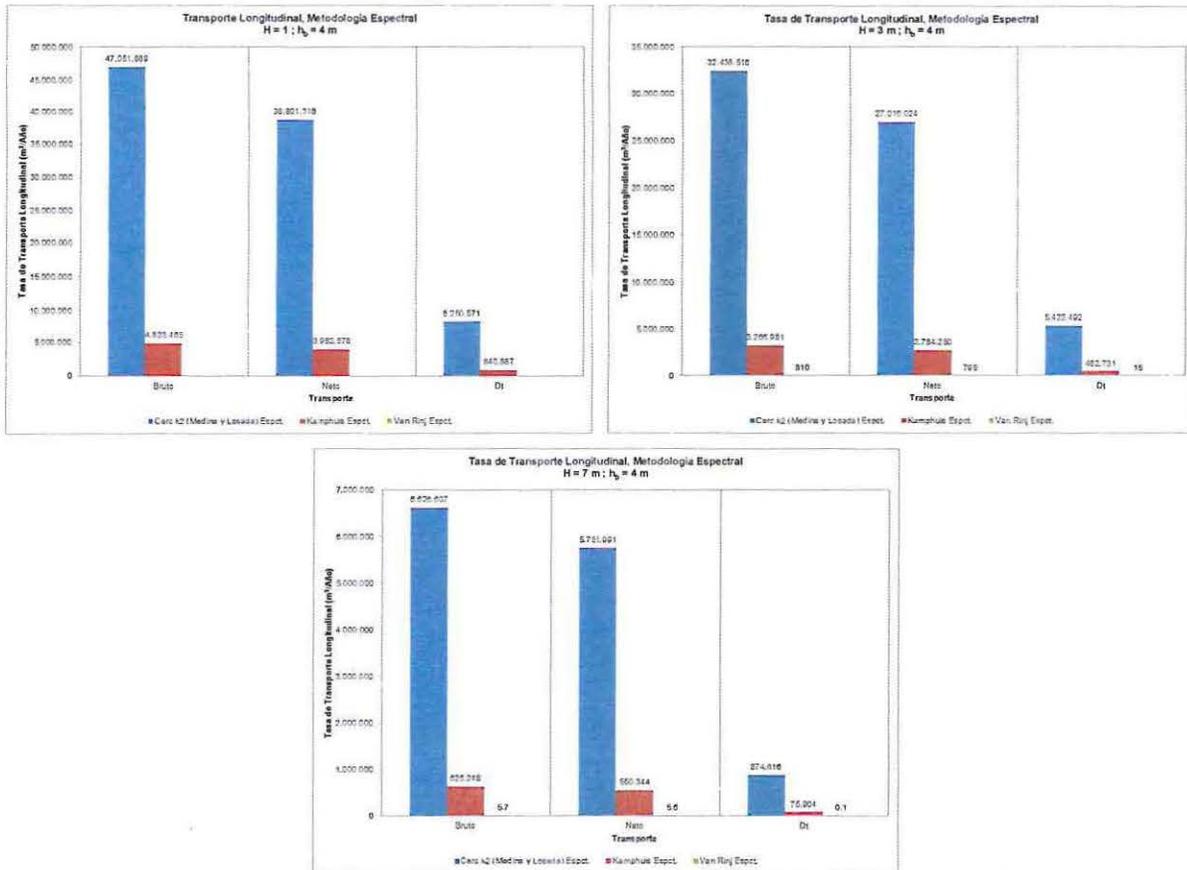


Figura 5 - 14: Comparación tasa de transporte longitudinal, metodología espectral (Fuente: Elaboración propia).

5.7 COMPARACIÓN DE LAS METODOLOGÍAS DE CÁLCULO

Los resultados obtenidos de la comparación de las tasas de transporte de sedimento mediante las ecuaciones clásicas y la metodología de transporte espectral desarrollada como parte de esta investigación, son presentados a continuación:

En primera instancia, se presentan las comparaciones de la ecuación del CERC clásica y en su forma espectral, en la Tabla 5 - 7 como se puede observar, la metodología espectral no presenta grandes variaciones respecto a la ecuación clásica, obteniendo tasas de transporte menores con la constante de proporcionalidad de Bailard e Inman K_1 y K_3 respectivamente, mientras que con la constante K_2 de Losada y Medina, se obtuvo una mayor tasa de transporte de sedimentos, probablemente esto se deba a la naturaleza de la ecuación de estos autores, ya que consideran de manera directa el diámetro de los sedimentos y no en función de un número adimensional.

Al comparar las tasas de transporte de sedimentos longitudinal del CERC mediante la constante de Bailard (K_1) obtenidas con la metodología propuesta aumenta 1.02 veces el transporte bruto y reduce 0.88 veces el transporte Neto en el caso de $H_{m0} = 1 (m)$, en el caso de $H_{m0} = 3 (m)$, disminuyó 0.97 y 0,84 veces el transporte Bruto y Neto respectivamente, de igual forma que en

el caso de $H_{m0} = 7 (m)$, donde la disminución fue de 0.75 y 0.68 veces el transporte Bruto y Neto respectivamente.

En el caso del transporte mediante la constante de Losada y Medina (K_2) se observó un aumento de la tasa de transporte de sedimentos en los tres casos de olas H_{m0} evaluadas, siendo proporcionales en las tasas de transporte Bruto y Neto, siendo el transporte Bruto y Neto de 1.3 y 1.2 veces respectivamente.

En el caso del transporte mediante la constante de Inman (K_3) se observó una disminución mucho más significativa que lo obtenido por la constante de Bailard (K_1), especialmente en los casos de $H_{m0} = 3$ y $7 (m)$, en el caso de $H_{m0} = 1 (m)$ las disminuciones fueron de 0.45 y 0.4 veces en el transporte Bruto y Neto respectivamente, mientras que en el caso de $H_{m0} = 3 (m)$ las disminución en ambos casos fue de aproximadamente 0.19 veces en el transporte Bruto y Neto, de igual modo para $H_{m0} = 7 (m)$ donde la disminución de ambos caso fue de 0.02 veces en el transporte Bruto y Neto.

Tabla 5 - 7: Transporte Longitudinal de Sedimentos Método Clásico y Espectral CERC

Ecuación de Transporte Longitudinal	Tasa Anual de Transporte ($m^3/año$), Método Clásico y Espectral								
	Transporte Bruto	Transporte	Diferencial	Transporte Bruto	Transporte Neto	Diferencial	Transporte Bruto	Transporte Neto	Diferencial
		Neto	Transporte.			Transporte.			Transporte.
	H=1 m ; $h_b=4$ m			H=3 m ; $h_b=4$ m			H=7 m ; $h_b=4$ m		
Cerc K_1 (Bailard)	21,138,617	20,939,983	198,634	14,298,061	14,011,477	286,584	2,569,676	2,546,554	23,122
Cerc k_2 (Medina y Losada)	15,508,262	15,111,084	397,179	9,678,622	9,276,836	401,786	1,414,194	1,374,498	39,695
Cerc k_3 (Korman & Inman)	23,185,705	22,591,902	593,804	14,470,073	13,869,380	600,693	2,114,297	2,054,951	59,347
Cerc K_1 (Bailard) Espectral.	21,584,593	18,458,149	3,126,444	13,811,206	11,804,695	2,006,512	1,918,560	1,725,205	193,355
Cerc k_2 (Medina y Losada) Espectral.	20,990,903	18,154,031	2,836,872	13,051,671	11,411,244	1,640,427	1,720,842	1,548,987	171,854
Cerc k_3 (Korman & Inman) Espectral.	10,505,952	9,086,097	1,419,855	2,713,201	2,685,330	27,871	52,118.16	51,339.36	779

(Fuente: Elaboración propia).

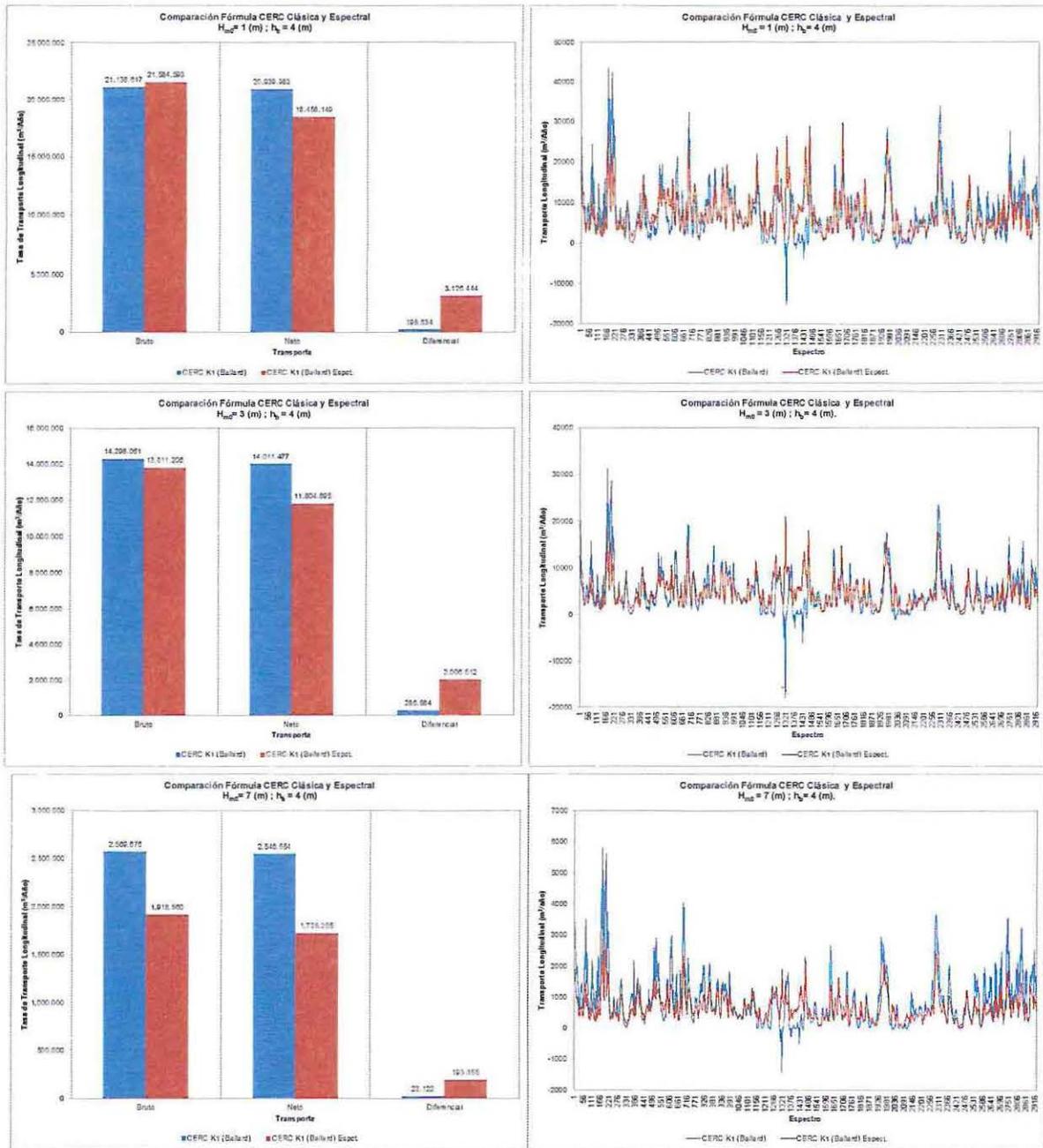


Figura 5 - 15: Comparación transporte longitudinal clásico, espectral Bailard (K_r).
(Fuente: Elaboración propia).

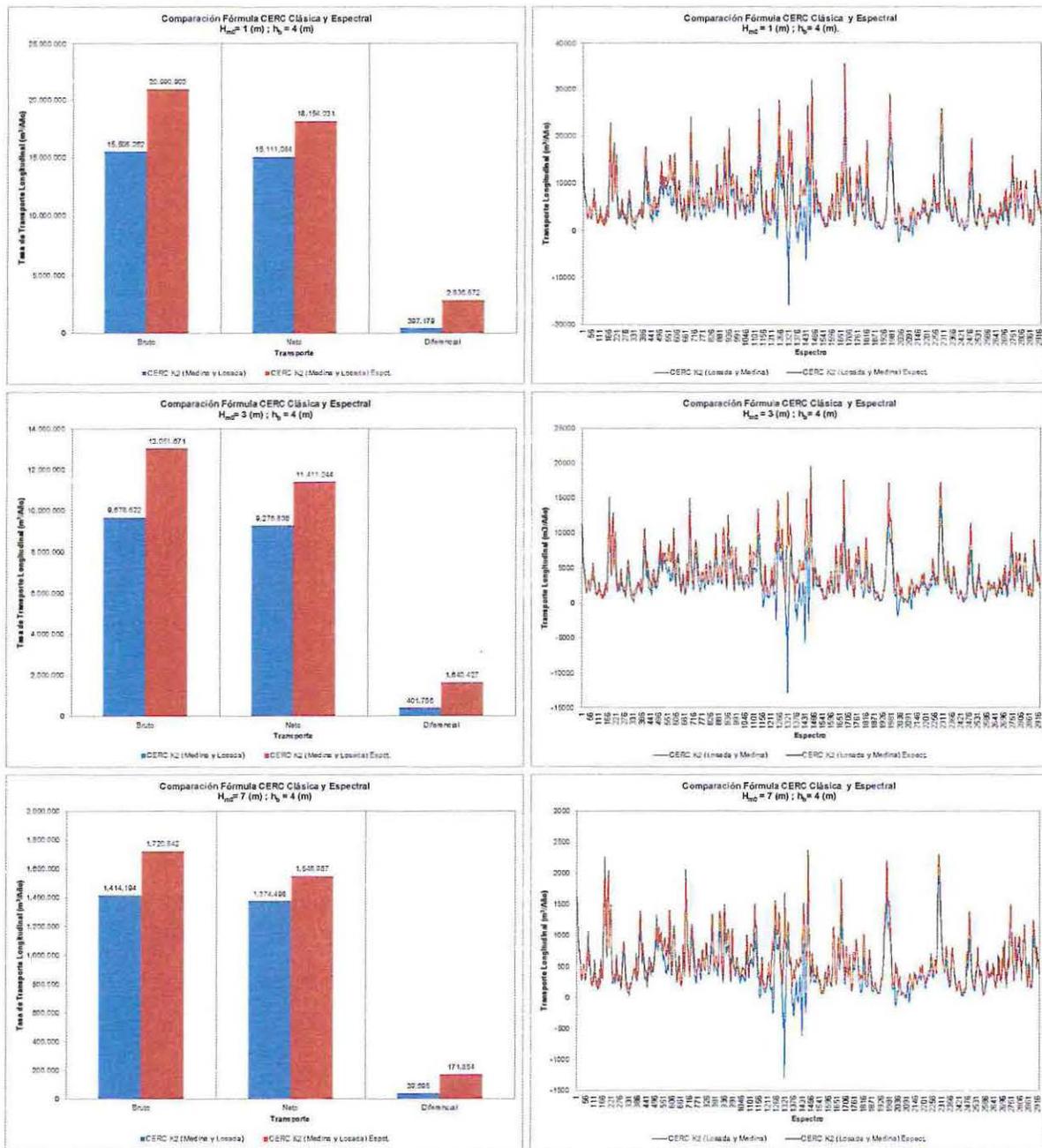


Figura 5 - 16: Comparación transporte longitudinal clásico, espectral Losada y Medina (K_2).
(Fuente: Elaboración propia).

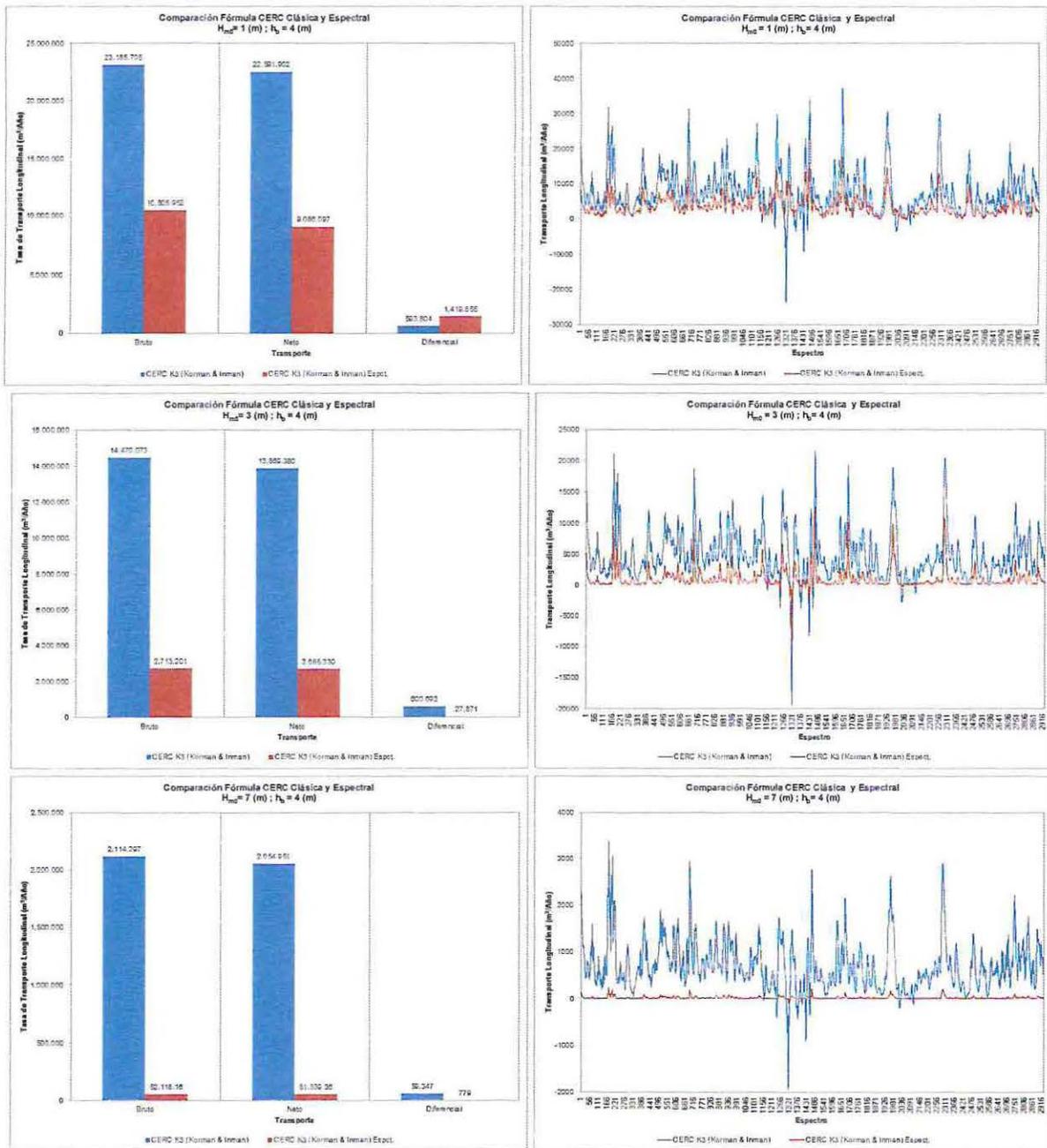


Figura 5 - 17: Comparación transporte longitudinal clásico, espectral Korman & Inman (a). (Fuente: Elaboración propia).

Al comparar los resultados obtenidos es posible notar que la constante de proporcionalidad de Losada & Medina escapa del comportamiento esperado de la ecuación del CERC obtenidos con las constantes restantes, las cuales muestran menores tasas de transporte que las estimadas utilizando las formulación clásica asociada a parámetros de resumen.

Los resultados obtenidos con la ecuación de Kamphuis espectral fueron de menor magnitud que la ecuación clásica en los tres casos de olas H_{m0} evaluadas, cabe destacar que los resultados

mostraron un comportamiento regular en los tres casos con disminuciones proporcionales, las comparaciones muestran que en el caso de $H_{m0} = 1 (m)$, la ecuación de Kamphuis espectral fue de 0.78 y 0.65 veces menor que los resultados de la ecuación clásica en el transporte Bruto y Neto respectivamente, para el caso de $H_{m0} = 3 (m)$ la disminución fue de 0.81 veces el transporte Bruto y de 0.7 veces en el transporte Neto y en el caso de $H_{m0} = 7 (m)$, la disminución fue de 0.74 y 0,67 veces en el transporte Bruto y Neto respectivamente.

Con los resultados obtenidos es posible inferir que el comportamiento de esta ecuación frente a la incorporación del espectro de oleaje explica o reacciona de una forma óptima dado que para los tres casos de altura de oleaje evaluados se obtuvieron menores tasas de transporte que los obtenidos con la formulación clásica, confirmando además la compatibilidad de la implantación del espectro de energía frente a un parámetro de resumen de oleaje y los beneficios en los resultados obtenidos caso a caso, esto es posible atribuirlo principalmente a la naturaleza empírica de esta ecuación que explica de buena manera el transporte de sedimentos, representando la física paramétricamente.

Tabla 5 - 8: Transporte Longitudinal de Sedimentos Método Clásico y Espectral Kamphuis

Ecuación de Transporte Longitudinal	Tasa Anual de Transporte ($m^3/año$), Método Clásico								
	Transporte Bruto	Transporte Neto	Dif. Transporte	Transporte Bruto	Trasporte Neto	Dif. Transporte.	Transporte Bruto	Transporte Neto	Dif. Transporte.
	H=1 m ; $h_b=4$ m			H=3 m ; $h_b=4$ m			H=7 m ; $h_b=4$ m		
Kamphuis	6,191,421	6,111,579	79,842	4,047,616	3,965,380	82,236	840,908	827,304	13,604
Kamphuis Espectral.	4,823,465	3,982,578	840,887	3,266,981	2,784,250	482,731	626,248	550,344	75,904

(Fuente: Elaboración propia).

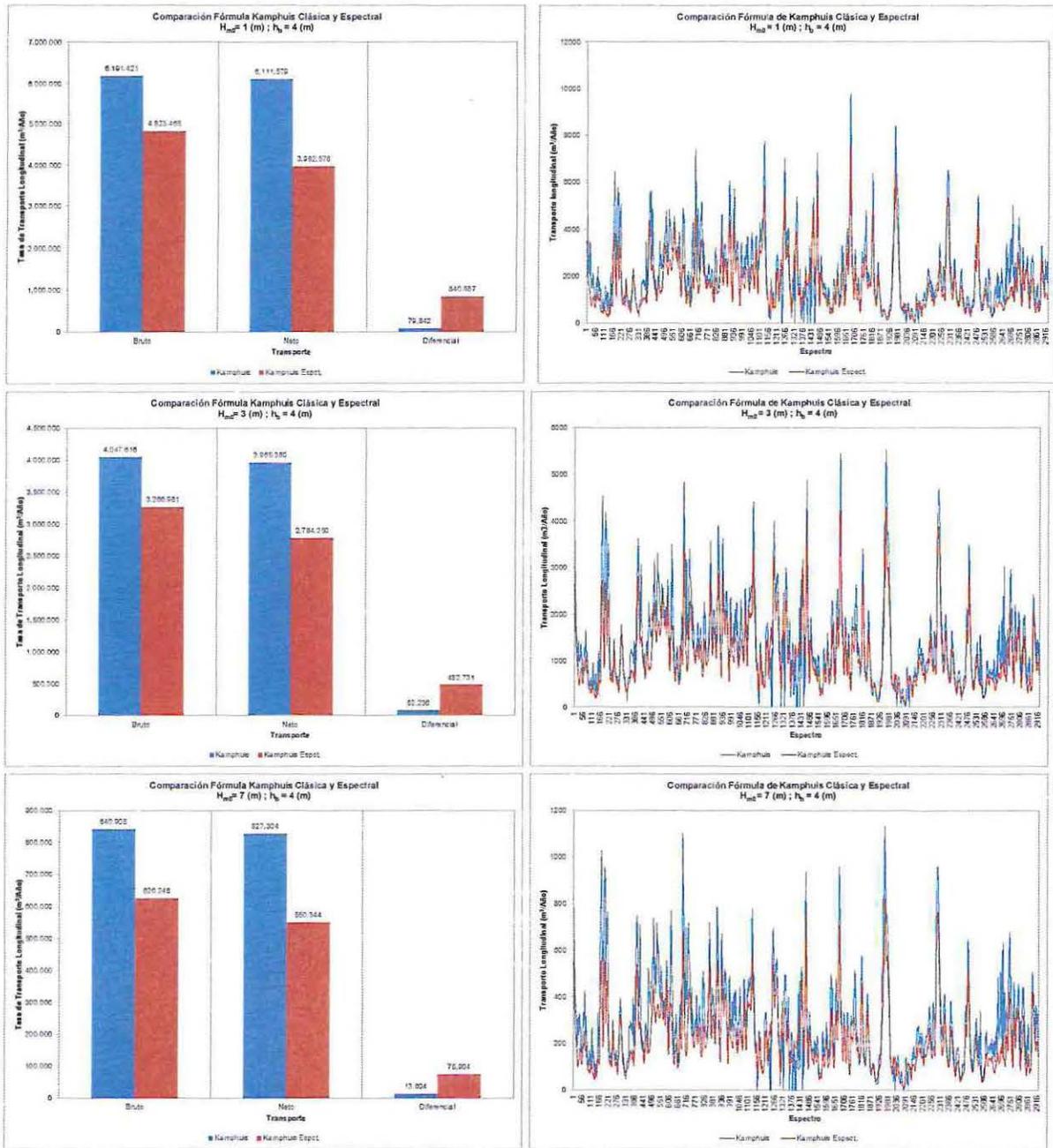


Figura 5 - 18: Comparación transporte longitudinal clásico, Kamphuis.
(Fuente: Elaboración propia).

Los resultados de la ecuación de Leo van Rijn espectral es la que presentó las diferencias de mayor relevancia obteniendo caudales de transporte de magnitudes extremadamente bajas respecto al referente clásico que a su vez demostró ser un estimador de transporte que se encuentra por debajo de las tasas calculadas mediante las ecuaciones del CERC y Kamphuis. En forma comparativa se obtuvo que en los tres casos de altura de ola H_{m0} , la ecuación de Leo van Rijn espectral disminuyó en promedio 0.02 veces en el transporte Bruto y Neto respectivamente.

Tabla 5 - 9: Transporte Longitudinal de Sedimentos Método Clásico y Espectral Leo van Rijn.

Ecuación de Transporte Longitudinal	Tasa Anual de Transporte ($m^3/año$), Método Clásico								
	Transporte Bruto	Transporte Neto	Dif. Transporte	Transporte Bruto	Transporte Neto	Dif. Transporte.	Transporte Bruto	Transporte Neto	Dif. Transporte.
	H=1 m ; $h_b=4$ m			H=3 m ; $h_b=4$ m			H=7 m ; $h_b=4$ m		
Van Rijn	5,261,574	5,103,316	158,258	1,224,432	1,192,575	31,857	5,326	5,286	40
Van Rijn Espectral.	77,958	76,033	1,925	20,409	20,174	235	121.0	116.5	4

(Fuente: Elaboración propia).

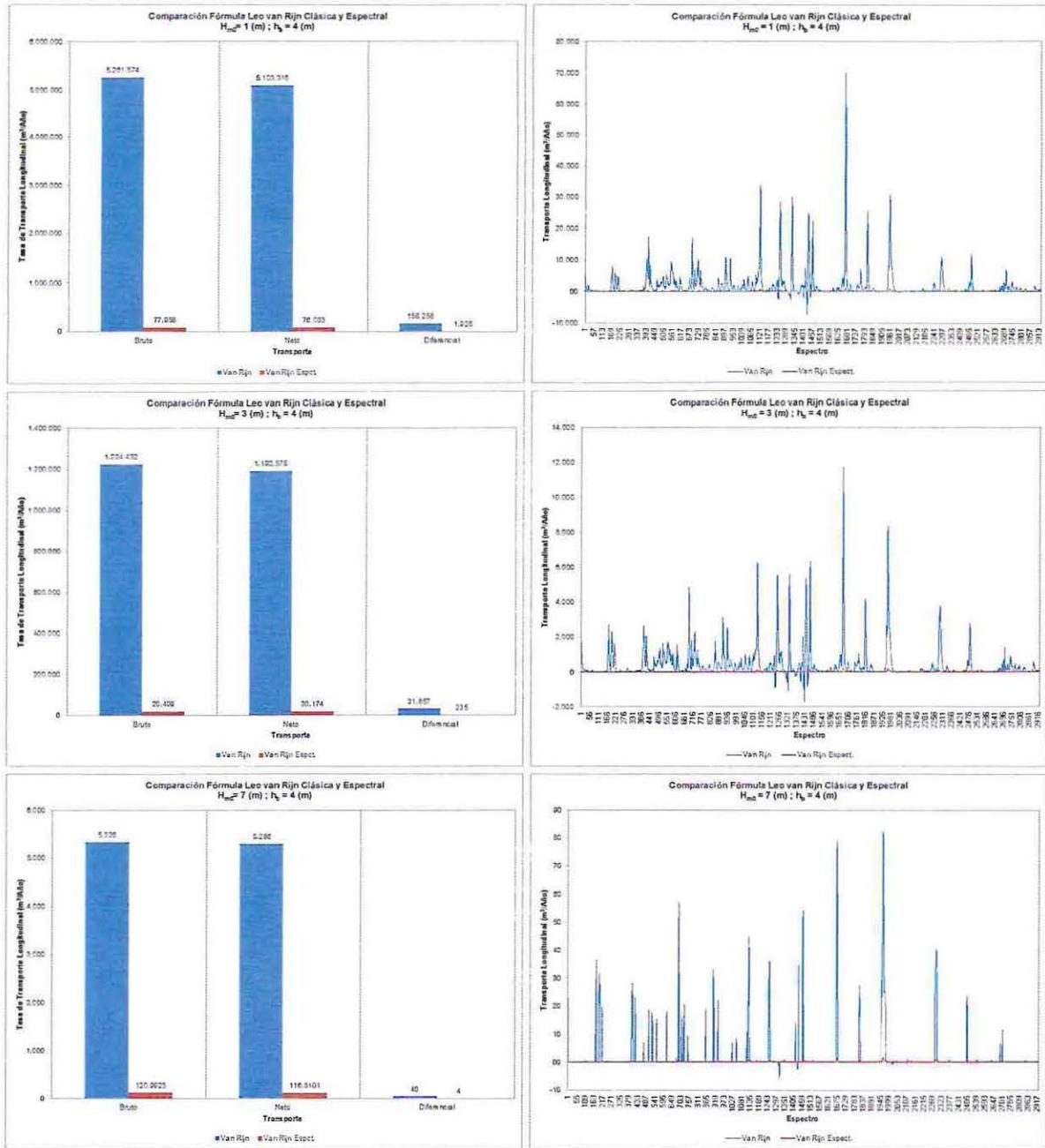


Figura 5 - 19: Comparación transporte longitudinal clásico, espectral Leo van Rijn.
(Fuente: Elaboración propia).

En las Figura 5 - 15 a la 5-18 asociadas a las tres ecuaciones presentadas se observó que la tendencia del diferencial de transporte es a aumentar en magnitud en los casos espectrales, lo cual da cuenta del grado de sensibilidad de estas ecuaciones, utilizando toda la información presente en un espectro de energía de oleaje, obtenido caudales positivos y negativos en la totalidad de los espectros evaluados, lo cual no ocurre con las formulaciones clásicas que parten de la base de parámetros de resumen de oleaje.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

Las tasas de transporte de sedimentos convencionales muestran lo que se expresa en la literatura especializada, referente a la divergencia en los resultados utilizando diferentes ecuaciones de transporte para un mismo caso con diferencias que pueden alcanzar varios órdenes de magnitud. Por otro lado, es indudable que los avances en incorporar un mayor número de variables de condiciones naturales en las ecuaciones de transporte tienen un efecto a reducir la tasa de transporte lo cual conlleva a tener mayores antecedentes del área estudiada y de esta forma determinar un rango de evaluación. Esto queda reflejado en los resultados obtenidos, observando diferencias significativas en las tasas de transporte entre las ecuaciones de base energética como la fórmula del CERC y una que complemente los efectos tanto del sedimento la pendiente, el periodo y las velocidades orbitales del oleaje incidente como Kamphuis y Leo van Rijn.

Respecto a los coeficientes de proporcionalidad planteados para determinar la tasa de transporte con la fórmula del CERC considerando los resultados obtenidos, se considera que la constante de Bailard presenta una mayor ajuste frente a las constantes de Inman y Losada, lo que se puede atribuir a un mayor análisis en el ajuste de esta constante en cuanto al comportamiento del grano asociado a la velocidad orbital, velocidad de caída y dirección del oleaje incidente.

Es preciso aclarar que los resultados obtenidos no implican un descarte de ecuaciones por sobre otra, considerando que dependiendo del escenario a evaluar (área de estudio) una ecuación puede ser más representativa que otra.

La implementación del espectro de energía de oleaje en las formulaciones clásicas del transporte de sedimento tiende a reducir en forma general los caudales sólidos de las tres ecuaciones implementadas, lo cual radica principalmente en la significancia de cada bin energético que compone el espectro de oleaje, independiente si la aproximación es energética, empírica o física, además, frente a los resultados de las comparaciones con las ecuaciones clásicas y modificadas fue posible apreciar que la implementación del espectro de energía en ecuaciones de sustento energético o empírico la tendencia en la cuantía de la tasa de transporte se torna muy similar, lo cual demuestra la compatibilidad del espectro de energía frente a este tipo de ecuaciones y de paso confirma que se obtienen resultados de mayor calidad en cuanto a la información de los caudales asociados a cada frecuencia y dirección, por otro lado se vio reflejado que mientras más física sea la ecuación de sedimentos utilizada (Van Rijn) menor es la tasa obtenida debido principalmente a la presencia de transporte en varias direcciones para un mismo estado de mar.

Al utilizar el espectro de energía de oleaje existe una mejor diferenciación del transporte positivo y negativo respecto a la normal de la línea de costa para un mismo estado de mar, en los casos de las ecuaciones del CERC y Kamphuis espectral se obtuvieron mayores diferenciales de transporte de sedimentos lo que implica la importancia de la descripción del oleaje como una función de la dirección y la frecuencia, por lo que la metodología planteada le da continuidad a la sumatoria de eventos temporales observado en cada espectro de energía de oleaje.

Uno de los aspectos de mayor relevancia en la utilización de la metodología espectral de transporte de sedimentos es que pueden obtener resultados de un transporte positivo y negativo para un mismo estado de mar, lo cual no es posible cuando se aplican las fórmulas en

su forma clásica, dado que la información de las diferentes frecuencias y direcciones se reducen solo a un dato de oleaje, es decir, a un parámetro de resumen

En consecuencia es recomendable incorporar el espectro de energía de oleaje en las ecuaciones de las tasas de transporte de sedimentos considerando que se obtiene mayor información del comportamiento positivo y negativo en cada estado de mar, lo cual implica dirigir las investigaciones en el desarrollo de nuevos algoritmos que se complemente idóneamente con la implementación de los espectros de energía de oleaje y validar las ecuaciones obtenidas con mediciones de campo y/o laboratorio físico.

6.2 RECOMENDACIONES

Cuando se realizan estudios que consideran la determinación del transporte de sedimentos, es recomendable aplicar siempre más de una formulación para calcular la tasa, ya que estas presentan una gran variabilidad en las magnitudes y de esta forma es posible tener un parámetro máximo y mínimo del sedimento transportado.

Si bien el desarrollo algebraico llevado a cabo en esta investigación ha sido implementado sin realizar supuestos ni simplificaciones, se recomienda evaluar la metodología planteada en un caso real, que cuente con datos de tasa de transporte longitudinal de sedimento, de manera de poder contrastar con datos reales la aproximación de las tasas de caudal sólido mediante la metodología de transporte espectral planteada.

Como futura línea de investigación, se recomienda la implementación de este método para determinar la distribución transversal del transporte longitudinal y evaluar los efectos de las tasas espectrales en los modelos de evolución morfodinámica. Complementariamente se sugiere realizar ensayos sobre otras batimetrías idealizadas, con la finalidad de sensibilizar la aplicabilidad e importancia de la aplicación de las ecuaciones espectrales del transporte de sedimentos.

7. REFERENCIAS

- Ref. 1** Steven A. Hughes (1984). *The TMA Shallow Water Spectrum Description and Application, Technical Report CERC-(84-7)*
- Ref. 2** U. S. Army Corps of Engineers (2003). "Coastal Engineering Manual". Volumen II, chapter 1 y 4
- Ref. 3** J Williams Kamphuis (1994) *Wave Height Deep Water Trough Breaking Zone (informe No. 3899) Journal of waterway, Port, Coastal and Oceans Engineering*
- Ref. 4** Le Méhauté, B. (1976) *An Introduction to Hydrodynamic sand Water Waves*. Springer-Verlag.
- Ref. 5** J Williams Kamphuis (1991) *Introduction To Coastal Engineering and Managemen "The Queens Formula"*
- Ref. 6** Leo C van Rijn (1993) *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries, and Coastal Seas. AquaPublications, Emmeloord NL, 2005*.
- Ref. 7** Ernest R. Smith, Bruce A. Ebersole, and Ping Wang (2004) *Dependence of Total Longshore Sediment Transport Rates on Incident Wave Parameters and Breaker Type*, ERDC/CHL CHETN-IV-62.
- Ref. 8** *Coastal Engineering Journal*, Vol. 42, No. 4 (2000) 389-406. *Verification and Modification of Breaker Height Formulas*.
- Ref. 9** Sierra J.P. y Lo Presti A. (1997) *Estudio Comparativo de Criterios de Rotura del Oleaje Regular*. Universidad Politécnica de Catalunya, España.
- Ref. 10** Smith Jane and Sherlock Ann. (2001) *STWAVE: Steady-State Spectral Wave Model User's Manual for STWAVE, Version 3.0*. U.S Army Corps of Engineers.
- Ref. 11** Nicolau F (2004). *Evaluación de Metodologías de Transferencia de Oleaje desde Aguas Profundas hacia Aguas Someras* Universidad de Chile Santiago.
- Ref. 12** Marsell, S (1996) *Ocean Wave Surface: Their Physics and Prediction* Advance Series on Ocean Engineering Vol 11. World Scientific London.
- Ref. 13** Lamb Williams () *Mecánica de suelos 2da edición, Capítulo 3. Características de los Conjuntos de Partículas*
- Ref. 14** Quezada. M (2010) *Apuntes del Curso de Ingeniería en Costa CIO604 (Mecánica del Transporte de Sedimentos)*.

- Ref. 15** Monsalve. E (2010). Desarrollo e Implementación del Modulo de Transferencia Espectral de Oleaje en Bahía Valparaíso, Chile. Proyecto para Optar al Título de Ingeniero Civil Oceánico, facultad de Cs del Mar y Recursos Naturales, Universidad de Valparaíso, Chile.
- Ref. 16** Peña Manuel (2007). Guía técnica de estudios litorales. Manual de costas; Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos

ANEXO 1

ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL OLEAJE EN ROMPIENTE

CRITERIOS DE DEFINICIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE ROTURA (h_b)

La profundidad de rotura h_b de las olas se estimaron utilizando la ecuación de Battjes & Stive 1985, para lo cual se confeccionaron tablas para los tres casos de olas H_o propagadas de acuerdo con la metodología semi purista modificada presentada en este Proyecto de Título, se confeccionaron curvas de rotura para todos los periodos de olas operacionales definidos entre los 6 y 24 segundos, los cuales se presentan en la Tabla A 7 - 1 a la Tabla A 7 - 3 y las graficas asociadas a estas (Figura A 7 - 1 a la Figura A 7 - 3), sin embargo, es preciso aclarar que los periodos utilizados para definir la profundidad de la rompiente donde se evaluó el transporte de sedimentos longitudinal fueron de 10 a 16 (s) lo cual responde al 94.93% de ocurrencias conjuntas de periodos y alturas para el caso evaluado con los datos de la bahía de Valparaíso y como se pudo observar en la Tabla 5 - 2 Capitulo 5 "Metodología de Estudio" el rango de alturas (H_s) se presento entre 1 a 4 (m) asociado en un mayor porcentaje a las olas de ocurrencia de 2 a 3 metros de altura con una ocurrencia de 52.14% del total de datos evaluados, lo que dio como resultado una profundidad de rotura h_b de aproximadamente 4 (m).

Tabla A 7 - 1: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 1$ (m).

		$H_0 = 1$ (m)																			
T	6		8		10		12		14		16		18		20		22		24		
L0	56.2		99.8		156.0		224.6		305.8		399.4		505.4		624.0		755.0		898.6		
H0/L0	0.018		0.010		0.006		0.004		0.003		0.003		0.002		0.002		0.001		0.001		
hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	
1	18.43	0.69	24.78	0.62	31.10	0.58	37.39	0.56	43.68	0.54	49.96	0.53	56.24	0.53	62.51	0.52	68.78	0.52	75.05	0.51	
2	25.57	1.35	34.68	1.23	43.68	1.15	52.64	1.11	61.56	1.08	70.47	1.06	79.37	1.05	88.25	1.04	97.14	1.03	106.01	1.03	
3	30.71	1.97	42.01	1.82	53.13	1.72	64.16	1.66	75.14	1.62	86.08	1.59	97.00	1.57	107.91	1.56	118.80	1.55	129.69	1.54	
4	34.75	2.56	47.98	2.40	60.93	2.28	73.74	2.20	86.46	2.15	99.13	2.11	111.77	2.09	124.39	2.07	136.99	2.06	149.58	2.05	
5	38.07	3.11	53.06	2.96	67.65	2.83	82.05	2.74	96.33	2.68	110.54	2.64	124.70	2.61	138.84	2.59	152.95	2.57	167.04	2.56	
6	40.85	3.62	57.47	3.51	73.59	3.37	89.45	3.27	105.15	3.20	120.77	3.16	136.32	3.13	151.83	3.10	167.31	3.09	182.76	3.07	
7	43.20	4.09	61.38	4.05	78.93	3.91	96.15	3.80	113.18	3.73	130.10	3.68	146.93	3.64	163.72	3.62	180.46	3.60	197.18	3.58	
8	45.20	4.53	64.87	4.56	83.78	4.43	102.29	4.33	120.57	4.25	138.71	4.19	156.75	4.16	174.72	4.13	192.65	4.11	210.54	4.09	
9	46.91	4.93	68.01	5.07	88.23	4.95	107.96	4.85	127.43	4.77	146.72	4.71	165.90	4.67	185.01	4.64	204.05	4.61	223.05	4.60	
10	48.38	5.29	70.86	5.55	92.33	5.47	113.25	5.36	133.84	5.28	154.24	5.22	174.51	5.18	194.68	5.15	214.78	5.12	234.84	5.10	
11	49.63	5.62	73.45	6.02	96.14	5.97	118.19	5.87	139.88	5.79	161.33	5.73	182.64	5.69	203.83	5.65	224.95	5.63	246.01	5.61	
12	50.70	5.92	75.81	6.48	99.68	6.46	122.84	6.38	145.57	6.30	168.05	6.24	190.35	6.20	212.53	6.16	234.62	6.13	256.64	6.11	
13	51.61	6.19	77.96	6.91	102.99	6.95	127.22	6.88	150.97	6.81	174.44	6.75	197.70	6.70	220.83	6.67	243.85	6.64	266.81	6.62	
14	52.38	6.42	79.94	7.34	106.09	7.43	131.36	7.38	156.11	7.31	180.53	7.25	204.73	7.20	228.77	7.17	252.70	7.14	276.55	7.12	
15	53.04	6.63	81.74	7.74	108.99	7.90	135.29	7.87	161.00	7.81	186.35	7.75	211.46	7.71	236.39	7.67	261.20	7.64	285.92	7.62	
16	53.58	6.81	83.40	8.13	111.73	8.36	139.02	8.35	165.68	8.30	191.94	8.25	217.92	8.21	243.72	8.17	269.38	8.15	294.94	8.12	
17	54.04	6.97	84.91	8.50	114.30	8.81	142.57	8.83	170.15	8.79	197.30	8.75	224.15	8.71	250.79	8.67	277.28	8.65	303.66	8.62	
18	54.43	7.11	86.30	8.85	116.72	9.26	145.96	9.31	174.45	9.28	202.46	9.24	230.15	9.20	257.61	9.17	284.91	9.15	312.09	9.12	
19	54.74	7.23	87.57	9.19	119.01	9.69	149.19	9.78	178.57	9.77	207.43	9.73	235.94	9.70	264.21	9.67	292.30	9.64	320.26	9.62	
20	55.01	7.33	88.74	9.51	121.17	10.12	152.28	10.24	182.53	10.25	212.23	10.22	241.55	10.19	270.60	10.16	299.46	10.14	328.18	10.12	

(Fuente: Elaboración propia).

Tabla A 7 - 2: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 3$ (m).

T	$H_0 = 3$ (m)																			
	6		8		10		12		14		16		18		20		22		24	
LO	56.2		99.8		156.0		224.6		305.8		399.4		505.4		624.0		755.0		898.6	
HO/LO	0.053		0.030		0.019		0.013		0.010		0.008		0.006		0.005		0.004		0.003	
hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb
1	18.43	0.84	24.78	0.79	31.10	0.72	37.39	0.66	43.68	0.62	49.96	0.60	56.24	0.58	62.51	0.56	68.78	0.55	75.05	0.54
2	25.57	1.63	34.68	1.55	43.68	1.42	52.64	1.32	61.56	1.24	70.47	1.19	79.37	1.15	88.25	1.12	97.14	1.10	106.01	1.09
3	30.71	2.34	42.01	2.28	53.13	2.11	64.16	1.96	75.14	1.86	86.08	1.78	97.00	1.72	107.91	1.68	118.80	1.65	129.69	1.63
4	34.75	3.00	47.98	2.99	60.93	2.79	73.74	2.60	86.46	2.46	99.13	2.36	111.77	2.29	124.39	2.24	136.99	2.20	149.58	2.17
5	38.07	3.61	53.06	3.66	67.65	3.45	82.05	3.24	96.33	3.07	110.54	2.95	124.70	2.86	138.84	2.79	152.95	2.74	167.04	2.71
6	40.85	4.15	57.47	4.31	73.59	4.10	89.45	3.86	105.15	3.67	120.77	3.53	136.32	3.43	151.83	3.35	167.31	3.29	182.76	3.24
7	43.20	4.64	61.38	4.94	78.93	4.74	96.15	4.48	113.18	4.27	130.10	4.11	146.93	3.99	163.72	3.90	180.46	3.83	197.18	3.78
8	45.20	5.08	64.87	5.53	83.78	5.36	102.29	5.09	120.57	4.86	138.71	4.68	156.75	4.55	174.72	4.45	192.65	4.38	210.54	4.32
9	46.91	5.48	68.01	6.10	88.23	5.97	107.96	5.69	127.43	5.45	146.72	5.25	165.90	5.11	185.01	5.00	204.05	4.92	223.05	4.85
10	48.38	5.83	70.86	6.64	92.33	6.57	113.25	6.29	133.84	6.03	154.24	5.82	174.51	5.67	194.68	5.55	214.78	5.46	234.84	5.39
11	49.63	6.13	73.45	7.15	96.14	7.15	118.19	6.88	139.88	6.61	161.33	6.39	182.64	6.22	203.83	6.09	224.95	6.00	246.01	5.92
12	50.70	6.40	75.81	7.64	99.68	7.72	122.84	7.46	145.57	7.18	168.05	6.95	190.35	6.77	212.53	6.64	234.62	6.53	256.64	6.45
13	51.61	6.63	77.96	8.11	102.99	8.27	127.22	8.03	150.97	7.75	174.44	7.51	197.70	7.32	220.83	7.18	243.85	7.07	266.81	6.98
14	52.38	6.84	79.94	8.54	106.09	8.81	131.36	8.59	156.11	8.31	180.53	8.07	204.73	7.87	228.77	7.72	252.70	7.61	276.55	7.51
15	53.04	7.01	81.74	8.96	108.99	9.34	135.29	9.15	161.00	8.87	186.35	8.62	211.46	8.42	236.39	8.26	261.20	8.14	285.92	8.04
16	53.58	7.15	83.40	9.35	111.73	9.85	139.02	9.70	165.68	9.42	191.94	9.17	217.92	8.96	243.72	8.80	269.38	8.67	294.94	8.57
17	54.04	7.28	84.91	9.71	114.30	10.35	142.57	10.24	170.15	9.97	197.30	9.71	224.15	9.50	250.79	9.34	277.28	9.20	303.66	9.10
18	54.43	7.38	86.30	10.06	116.72	10.83	145.96	10.77	174.45	10.52	202.46	10.26	230.15	10.04	257.61	9.87	284.91	9.73	312.09	9.63
19	54.74	7.47	87.57	10.38	119.01	11.30	149.19	11.30	178.57	11.05	207.43	10.80	235.94	10.58	264.21	10.40	292.30	10.26	320.26	10.15
20	55.01	7.54	88.74	10.68	121.17	11.76	152.28	11.81	182.53	11.59	212.23	11.34	241.55	11.11	270.60	10.93	299.46	10.79	328.18	10.67

(Fuente: Elaboración propia).

Tabla A 7 - 3: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 7$ (m).

		$H_0 = 7$ (m)																			
T	6		8		10		12		14		16		18		20		22		24		
L0	56.2		99.8		156.0		224.6		305.8		399.4		505.4		624.0		755.0		898.6		
H0/L0	0.125		0.070		0.045		0.031		0.023		0.018		0.014		0.011		0.009		0.008		
hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	Lb	Hb	
1	18.43	0.86	24.78	0.87	31.10	0.85	37.39	0.80	43.68	0.75	49.96	0.71	56.24	0.67	62.51	0.64	68.78	0.62	75.05	0.60	
2	25.57	1.66	34.68	1.71	43.68	1.68	52.64	1.59	61.56	1.49	70.47	1.41	79.37	1.34	88.25	1.28	97.14	1.23	106.01	1.20	
3	30.71	2.39	42.01	2.51	53.13	2.48	64.16	2.37	75.14	2.23	86.08	2.10	97.00	2.00	107.91	1.91	118.80	1.85	129.69	1.80	
4	34.75	3.06	47.98	3.27	60.93	3.27	73.74	3.13	86.46	2.96	99.13	2.79	111.77	2.66	124.39	2.55	136.99	2.46	149.58	2.39	
5	38.07	3.67	53.06	3.99	67.65	4.03	82.05	3.89	96.33	3.68	110.54	3.48	124.70	3.31	138.84	3.18	152.95	3.07	167.04	2.99	
6	40.85	4.21	57.47	4.68	73.59	4.77	89.45	4.62	105.15	4.39	120.77	4.16	136.32	3.97	151.83	3.81	167.31	3.68	182.76	3.58	
7	43.20	4.71	61.38	5.34	78.93	5.49	96.15	5.35	113.18	5.10	130.10	4.84	146.93	4.62	163.72	4.43	180.46	4.29	197.18	4.17	
8	45.20	5.15	64.87	5.96	83.78	6.19	102.29	6.06	120.57	5.80	138.71	5.51	156.75	5.26	174.72	5.06	192.65	4.89	210.54	4.76	
9	46.91	5.54	68.01	6.55	88.23	6.87	107.96	6.77	127.43	6.48	146.72	6.18	165.90	5.90	185.01	5.68	204.05	5.50	223.05	5.35	
10	48.38	5.88	70.86	7.10	92.33	7.52	113.25	7.45	133.84	7.17	154.24	6.84	174.51	6.54	194.68	6.30	214.78	6.10	234.84	5.94	
11	49.63	6.19	73.45	7.63	96.14	8.16	118.19	8.13	139.88	7.84	161.33	7.50	182.64	7.18	203.83	6.92	224.95	6.70	246.01	6.52	
12	50.70	6.45	75.81	8.12	99.68	8.78	122.84	8.79	145.57	8.51	168.05	8.15	190.35	7.81	212.53	7.53	234.62	7.30	256.64	7.11	
13	51.61	6.68	77.96	8.58	102.99	9.37	127.22	9.44	150.97	9.17	174.44	8.80	197.70	8.44	220.83	8.14	243.85	7.89	266.81	7.69	
14	52.38	6.88	79.94	9.02	106.09	9.95	131.36	10.08	156.11	9.82	180.53	9.44	204.73	9.07	228.77	8.75	252.70	8.49	276.55	8.28	
15	53.04	7.04	81.74	9.43	108.99	10.51	135.29	10.71	161.00	10.46	186.35	10.07	211.46	9.69	236.39	9.36	261.20	9.08	285.92	8.86	
16	53.58	7.19	83.40	9.81	111.73	11.05	139.02	11.32	165.68	11.10	191.94	10.71	217.92	10.31	243.72	9.96	269.38	9.67	294.94	9.44	
17	54.04	7.30	84.91	10.17	114.30	11.57	142.57	11.92	170.15	11.72	197.30	11.33	224.15	10.93	250.79	10.57	277.28	10.26	303.66	10.01	
18	54.43	7.41	86.30	10.50	116.72	12.07	145.96	12.51	174.45	12.34	202.46	11.95	230.15	11.54	257.61	11.17	284.91	10.85	312.09	10.59	
19	54.74	7.49	87.57	10.81	119.01	12.55	149.19	13.09	178.57	12.95	207.43	12.57	235.94	12.15	264.21	11.76	292.30	11.44	320.26	11.17	
20	55.01	7.56	88.74	11.09	121.17	13.02	152.28	13.65	182.53	13.56	212.23	13.18	241.55	12.75	270.60	12.36	299.46	12.02	328.18	11.74	

(Fuente: Elaboración propia).

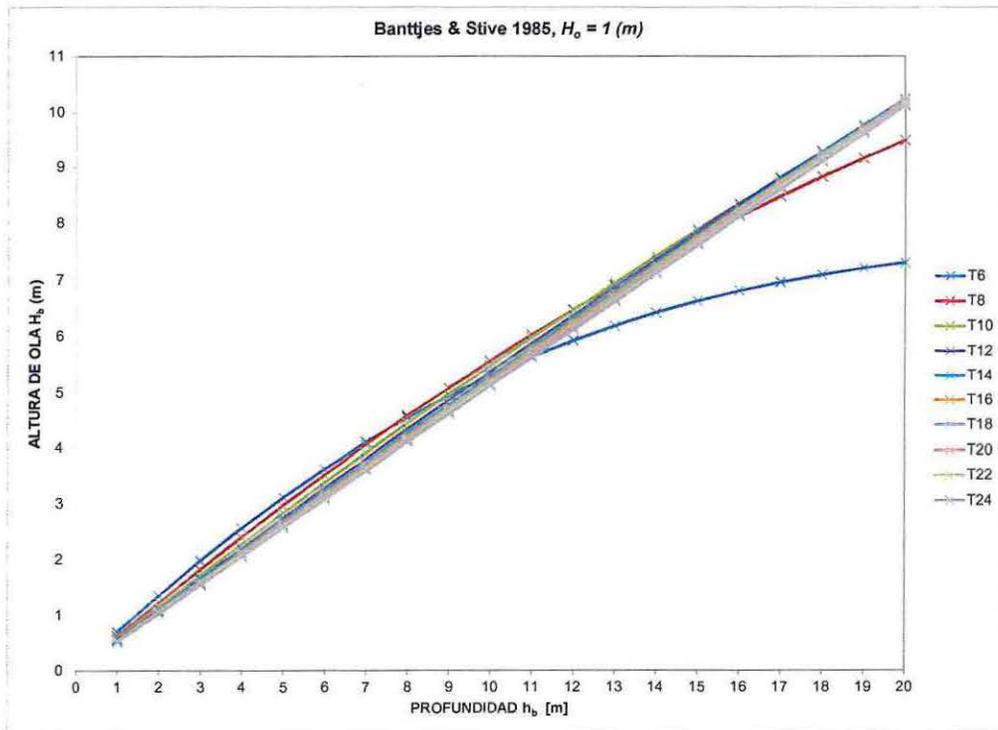


Figura A 7 - 1: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 1 (m)$ y T_p de 6 a 24 (s)
(Fuente: Elaboración propia).

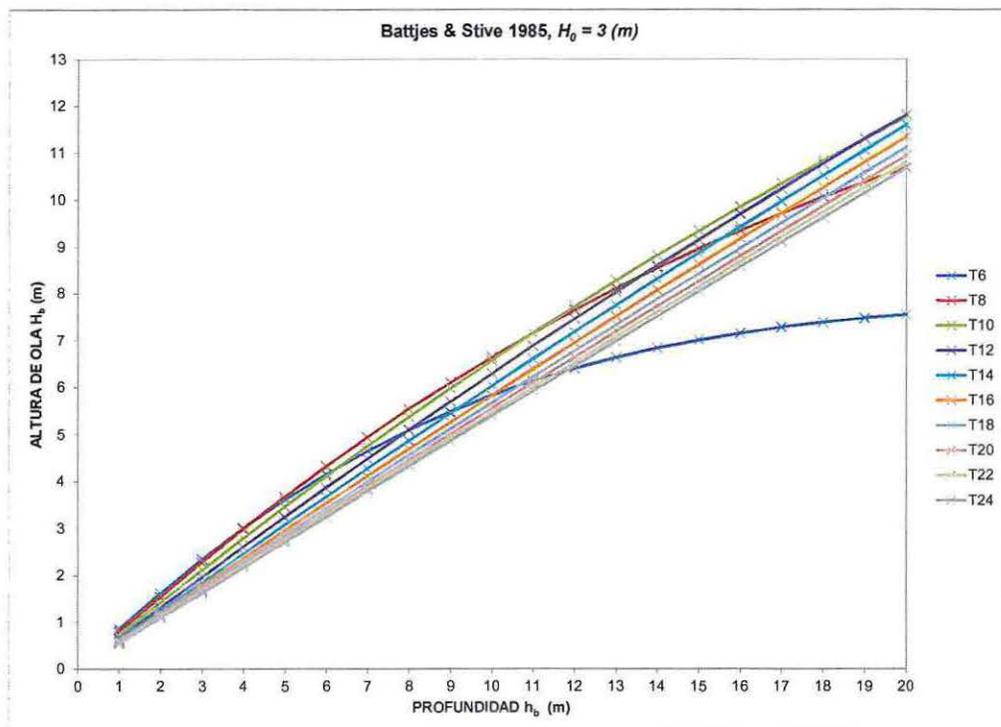


Figura A 7 - 2: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 3 (m)$ y T_p de 6 a 24 (s)
(Fuente: Elaboración propia).

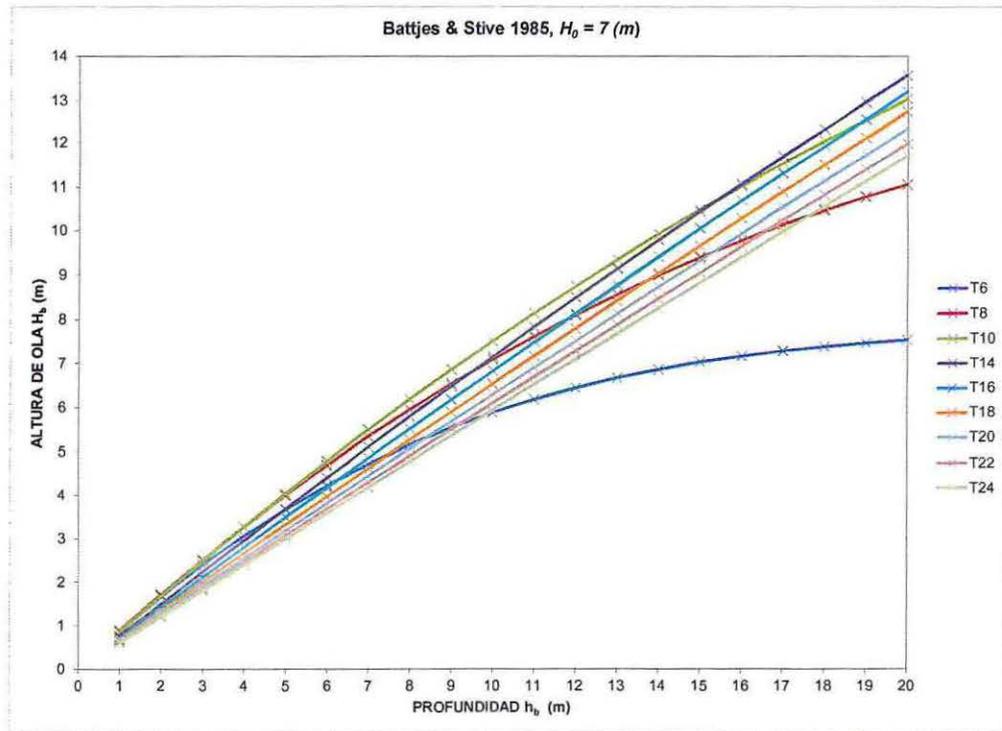


Figura A 7 - 3: Battjes & Stive profundidad de rotura $H_0 = 7$ (m) y T_p de 6 a 24 (s)
(Fuente: Elaboración propia).

ANEXO 2
CARACTERIZACIÓN DE LA PENDIENTE DE FONDO

CARACTERIZACIÓN DE LA PENDIENTE DE FONDO

La caracterización del factor de pendiente de fondo se llevo a cabo con a finalidad de preparar la batimetría idealizada utilizada como input en el software de propagación de oleaje, además su incidencia en la participación de las ecuaciones de transporte clásico y espectral, específicamente en la ecuación de Kamphuis 1992.

Como metodología de cálculo del coeficiente de pendiente de fondo se tomaron cartas de navegación obtenidas de las publicaciones del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). Las cuales fueron ploteadas y utilizadas como Input en el Software de propagación de oleaje STWAVE, con esta herramienta se trazaron perfiles de aguas profundas hacia la costa, obteniendo datos de profundidad y distancia punto a punto, de este modo se obtuvo la pendiente de fondo por tramos los cual fueron promediados para obtener un parámetro general, obteniendo como resultado para la utilización en la metodología del Proyecto un factor de pendiente de 0.03.

A continuación se presentan las tablas y graficas obtenidas del software STWAVE de las cartas de navegación de Iquique, Quintero y Valparaíso.

IQUIQUE

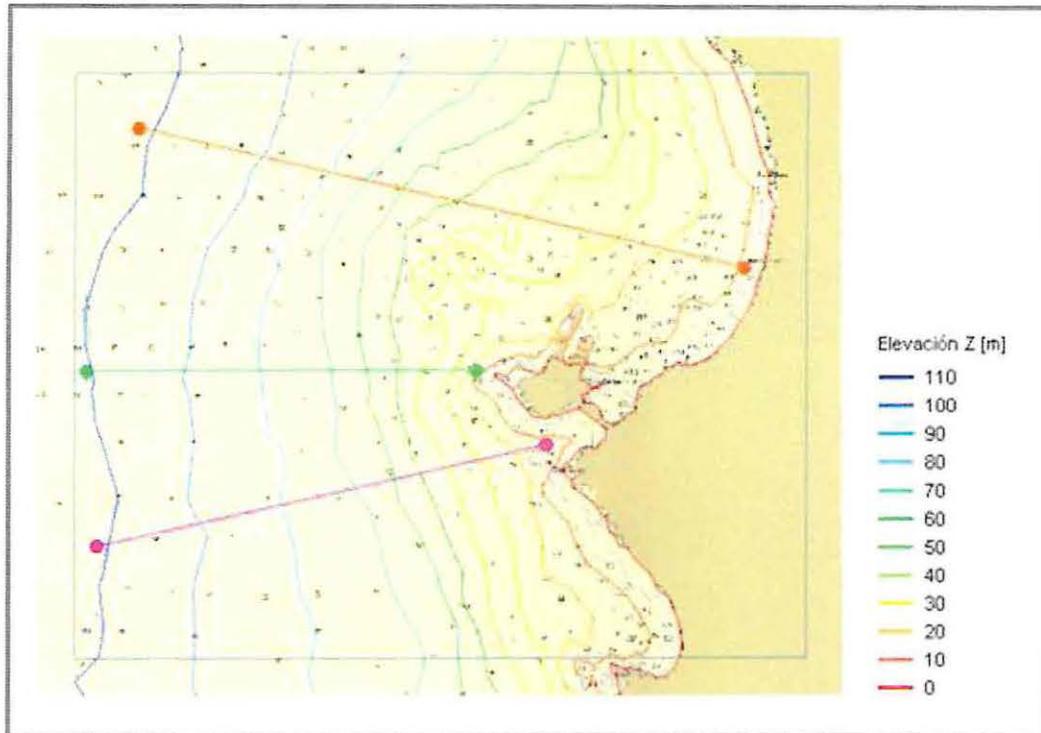


Figura A 7 - 4: Puerto de Iquique, carta de navegación 1211.
(Fuente: Elaboración propia).

Tabla A 7 - 4: Pendientes de fondo, trazo 1 y 2 Iquique.

Arc 1	Distancia	Profundidad	Pendiente
Nº datos	a la costa [m]	[m]	de fondo
1	33,0	18,2	
2	72,1	20,8	0,06
3	90,1	22,3	0,08
4	225,3	30,9	0,06
5	459,0	37,2	0,03
6	505,2	38,7	0,03
7	592,4	41,0	0,03
8	935,4	54,2	0,04
9	1022,4	56,7	0,03
10	1308,0	64,4	0,03
11	1512,1	69,9	0,03
12	1750,8	73,5	0,01
13	1843,4	75,8	0,03
14	2024,8	77,1	0,01
15	2218,9	79,5	0,01
16	2550,6	83,9	0,01
17	2766,7	87,5	0,02
18	2944,1	89,5	0,01
19	3161,6	90,6	0,00
20	3443,2	93,5	0,01
21	3641,3	96,0	0,01
22	3758,2	96,5	0,00
23	3964,5	99,4	0,01
24	4079,0	100,6	0,01
		Promedio	0,03

Arc 2	Distancia	Profundidad	Pendiente
Nº datos	a la costa [m]	[m]	de fondo
1	11,67	13,00	
2	103,80	16,66	0,04
3	185,05	18,74	0,03
4	256,06	19,60	0,01
5	273,24	20,35	0,04
6	409,69	22,09	0,01
7	741,88	30,80	0,03
8	853,30	34,38	0,03
9	958,83	37,83	0,03
10	1330,83	49,37	0,03
11	1455,52	52,72	0,03
12	1622,31	60,02	0,04
13	2009,75	69,23	0,02
14	2222,28	73,37	0,02
15	2266,03	74,55	0,03
16	2492,91	76,57	0,01
17	2909,08	80,80	0,01
18	2965,29	81,11	0,01
19	3106,12	83,26	0,02
20	3453,17	87,00	0,01
21	4074,42	94,37	0,01
22	4157,58	95,44	0,01
23	4222,23	96,40	0,01
24	4748,44	100,54	0,01
		Promedio	0,02

(Fuente: Elaboración propia).

QUINTERO

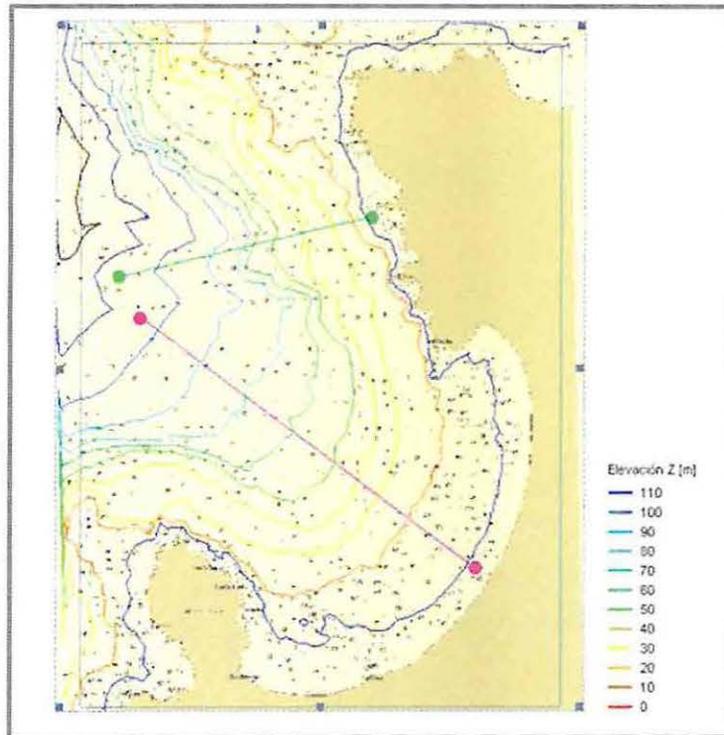


Figura A 7 - 5: Bahía de Quintero, carta de navegación 4321.
(Fuente: Elaboración propia).

Tabla A 7 - 5: Pendientes de fondo, trazo 1 y 2 Quintero.

Arc 2	Distancia	Profundidad	Pendiente
Nº datos	a la costa [m]	[m]	de fondo
1	3288,5	62,1	
2	3332,3	62,5	0,01
3	3439,0	64,3	0,02
4	3479,4	64,5	0,00
5	3727,2	68,8	0,02
6	3749,2	69,0	0,01
7	3872,6	72,1	0,03
8	3910,7	73,5	0,04
9	4006,7	74,5	0,01
10	4093,0	75,0	0,01
11	4172,4	75,8	0,01
12	4293,1	77,0	0,01
13	4441,7	78,8	0,01
14	4461,3	79,0	0,01
15	4475,2	79,2	0,01
16	4653,2	81,7	0,01
17	4716,4	82,7	0,02
18	4832,4	84,4	0,01
19	5062,9	86,9	0,01
20	5076,3	87,0	0,01
21	5086,8	87,2	0,02
22	5244,3	90,0	0,02
23	5392,2	90,9	0,01
24	5406,5	91,0	0,01
25	5423,2	91,3	0,02
Promedio			0,01

Arc 1	Distancia	Profundidad	Pendiente
Nº datos	a la costa [m]	[m]	de fondo
1	1515,3	52,9	
2	1563,3	56,0	0,06
3	1590,3	57,5	0,06
4	1729,5	68,4	0,08
5	1744,5	69,3	0,06
6	1759,8	69,6	0,02
7	1906,7	73,3	0,03
8	1927,9	74,0	0,03
9	1932,7	74,1	0,02
10	2118,1	78,6	0,02
11	2170,5	79,5	0,02
12	2307,1	82,2	0,02
13	2405,3	83,6	0,01
14	2510,3	84,9	0,01
15	2592,3	86,1	0,01
16	2726,8	87,6	0,01
17	2786,5	88,1	0,01
18	2951,2	90,2	0,01
19	2990,0	90,7	0,01
20	3180,9	93,0	0,01
21	3186,5	93,1	0,01
22	3223,7	93,4	0,01
23	3380,3	95,2	0,01
24	3407,2	95,5	0,01
25	3439,0	96,0	0,02
Promedio			0,02

(Fuente: Elaboración propia).

VALPARAÍSO

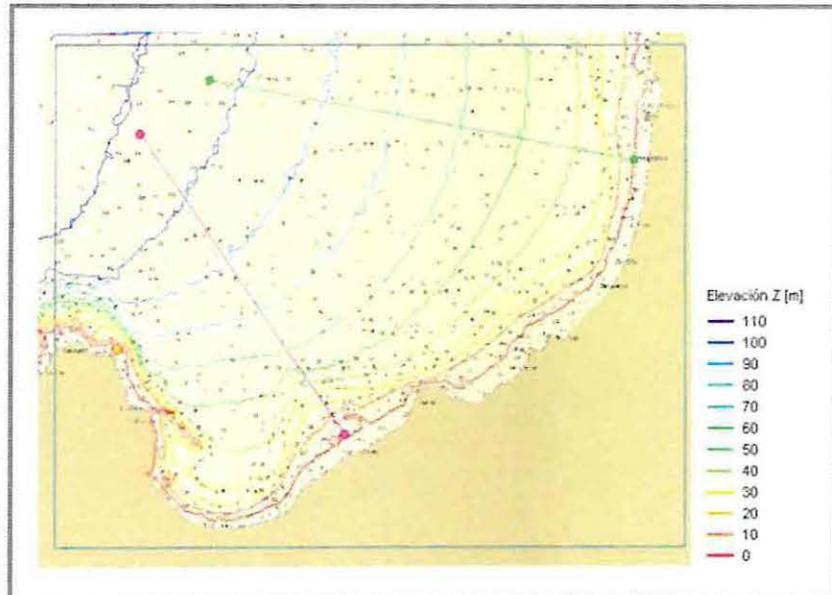


Figura A 7 - 6: Bahía de Valparaíso, carta de navegación 5111.
(Fuente: Elaboración propia).

Tabla A 7 - 6: Pendientes de fondo, trazo 1 y 2 Valparaíso.

Arc 1	Distancia	Profundidad	Pendiente
Nº datos	a la costa [m]	[m]	de fondo
1	492,2	42,2	
2	932,6	50,8	0,020
3	1254,1	55,0	0,013
4	1660,3	60,0	0,012
5	2010,9	63,2	0,009
6	2306,8	67,0	0,013
7	2483,9	69,0	0,011
8	2683,9	71,0	0,010
9	2861,8	72,7	0,009
10	3093,4	75,5	0,012
11	3304,5	77,8	0,011
12	3462,5	79,0	0,007
13	3697,0	81,8	0,012
14	3871,3	83,0	0,007
15	4145,3	85,9	0,011
16	4268,2	87,0	0,009
17	4421,9	88,8	0,012
18	4587,8	89,7	0,006
19	4732,2	91,1	0,009
20	4913,2	92,0	0,005
21	5115,2	94,0	0,010
22	5276,5	95,4	0,009
23	5474,1	97,0	0,008
24	5617,8	98,3	0,009
25	5782,2	99,0	0,004
		Promedio	0,01

Arc 2	Distancia	Profundidad	Pendiente
Nº datos	a la costa [m]	[m]	de fondo
1	178,2	14,9	
2	328,1	18,8	0,026
3	452,0	23,7	0,039
4	646,9	37,3	0,070
5	825,6	47,0	0,054
6	998,2	56,5	0,055
7	1177,0	65,3	0,049
8	1400,1	69,0	0,017
9	1495,7	70,0	0,010
10	1603,7	71,8	0,017
11	1753,9	74,0	0,015
12	1758,0	74,1	0,014
13	2080,5	78,4	0,013
14	2298,1	80,7	0,011
15	2520,4	84,8	0,018
16	2637,8	85,6	0,006
17	2827,6	88,0	0,013
18	2876,2	88,0	0,001
19	3016,6	90,2	0,015
20	3149,0	91,5	0,010
21	3298,9	92,4	0,006
22	3544,1	94,6	0,009
23	3784,0	97,0	0,010
24	4012,3	98,8	0,008
25	4177,0	100,5	0,011
		Promedio	0,02

(Fuente: Elaboración propia).

ANEXO 3

COEFICIENTES DE AGITACIÓN A 4 METROS DE PROFUNDIDAD

Tabla A 7 - 7: Coeficientes de propagación de altura y dirección, caso $H_0 = 1$ (m).

Coeficientes de Propagación de alturas a (4) m de profundidad							
Tp/Dir	202.5	225	247.5	270	292.5	315	337.5
6	0.66	0.81	0.90	0.93	0.90	0.82	0.66
8	0.69	0.86	0.96	0.99	0.96	0.86	0.69
10	0.73	0.92	1.02	1.06	1.02	0.92	0.73
12	0.77	1.01	1.13	1.17	1.13	1.01	0.77
14	0.82	1.09	1.21	1.26	1.21	1.09	0.82
16	0.87	1.16	1.29	1.35	1.29	1.16	0.87
18	0.91	1.21	1.35	1.41	1.35	1.21	0.91
20	0.98	1.30	1.45	1.51	1.45	1.30	0.98
22	1.00	1.32	1.47	1.54	1.47	1.32	1.00
24	1.09	1.42	1.59	1.67	1.59	1.42	1.09

Coeficientes de Propagación de alturas a (4) m de profundidad							
Tp (s) / Dir (°)	202.5	225	247.5	270	292.5	315	337.5
6	-27.5	16.0	6.5	0.0	-6.5	-16.0	-27.5
8	-36.5	22.0	9.5	0.0	-9.5	-22.0	-36.5
10	-42.5	26.0	11.5	0.0	-11.5	-26.0	-42.5
12	-47.5	29.0	13.5	0.0	-13.5	-29.0	-47.5
14	-50.5	31.0	14.5	0.0	-14.5	-31.0	-50.5
16	-52.5	33.0	15.5	0.0	-15.5	-33.0	-52.5
18	-53.5	34.0	15.5	0.0	-15.5	-34.0	-53.5
20	-55.5	35.0	16.5	0.0	-16.5	-35.0	-55.5
22	-55.5	35.0	16.5	0.0	-16.5	-35.0	-55.5
24	-56.5	36.0	17.5	0.0	-17.5	-36.0	-56.5

(Fuente: Elaboración propia).

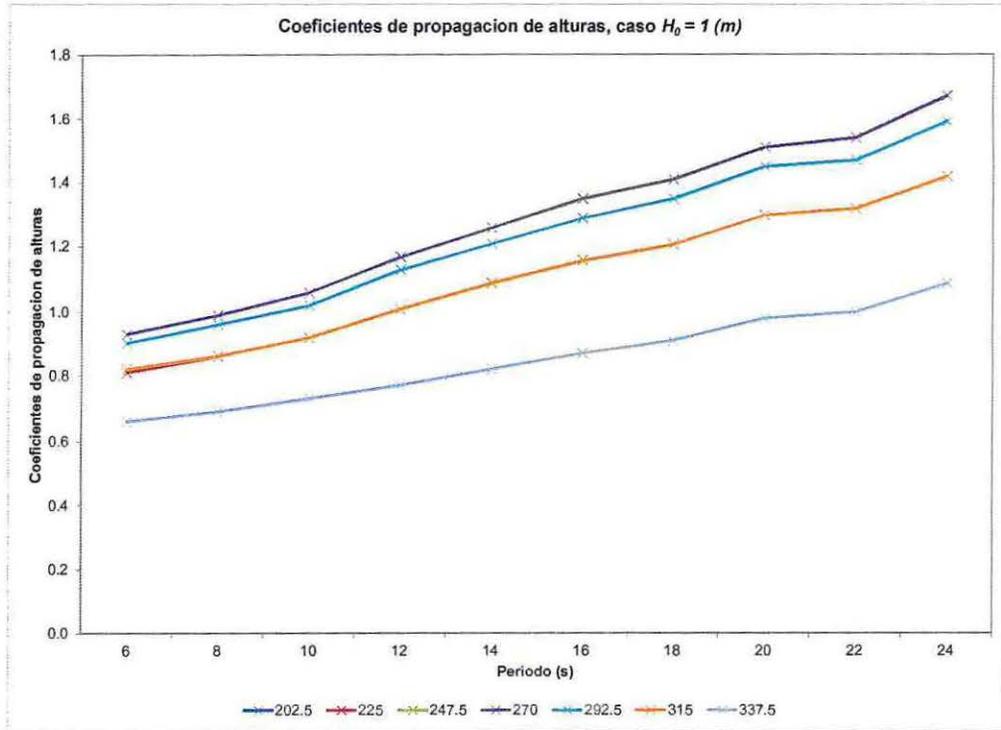


Figura A 7 - 7: Coeficiente de propagación de altura, caso $H_{m0} = 1 (m)$.
(Fuente: Elaboración propia).

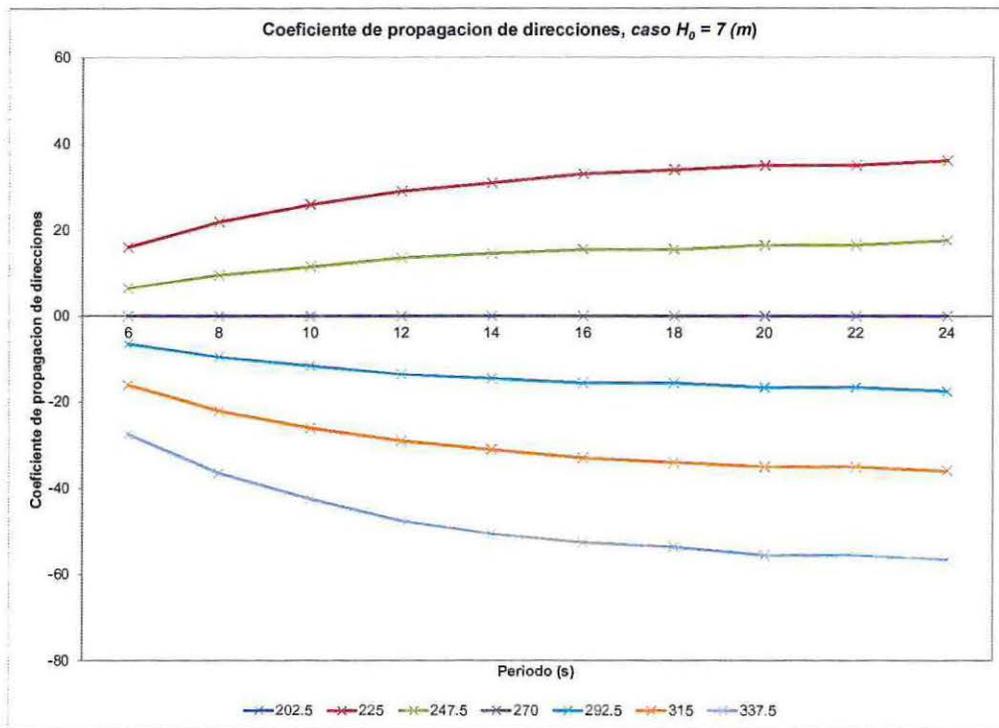


Figura A 7 - 8: Coeficiente de propagación de dirección, caso $H_{m0} = 1 (m)$.
(Fuente: Elaboración propia).

Tabla A 7 - 8: Coeficientes de propagación de altura y dirección, caso $H_0 = 3$ (m).

Coeficientes de Propagación de alturas a (4) m de profundidad							
Tp (s) / Dir (°)	202.5	225	247.5	270	292.5	315	337.5
6	0.47	0.56	0.61	0.63	0.61	0.74	0.66
8	0.65	0.80	0.81	0.81	0.81	0.80	0.69
10	0.73	0.82	0.83	0.83	0.83	0.83	0.73
12	0.77	0.84	0.85	0.85	0.85	0.85	0.77
14	0.82	0.85	0.85	0.85	0.85	0.86	0.82
16	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86
18	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86
20	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.87	0.87
22	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.87	0.87
24	0.86	0.86	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87

Coeficientes de Propagación de direcciones a (4) m de profundidad							
Tp (s) / Dir (°)	202.5	225	247.5	270	292.5	315	337.5
6	-31.5	18.0	8.5	0.0	-8.5	-16.0	-27.5
8	-37.5	22.0	10.5	0.0	-10.5	-22.0	-36.5
10	-42.5	26.0	11.5	0.0	-11.5	-26.0	-42.5
12	-47.5	29.0	13.5	0.0	-13.5	-29.0	-47.5
14	-50.5	31.0	14.5	0.0	-14.5	-31.0	-50.5
16	-52.5	33.0	15.5	0.0	-15.5	-33.0	-52.5
18	-53.5	34.0	15.5	0.0	-15.5	-34.0	-53.5
20	-55.5	35.0	16.5	0.0	-16.5	-35.0	-55.5
22	-55.5	35.0	16.5	0.0	-16.5	-35.0	-55.5
24	-57.5	37.0	17.5	0.0	-17.5	-37.0	-57.5

(Fuente: Elaboración propia).

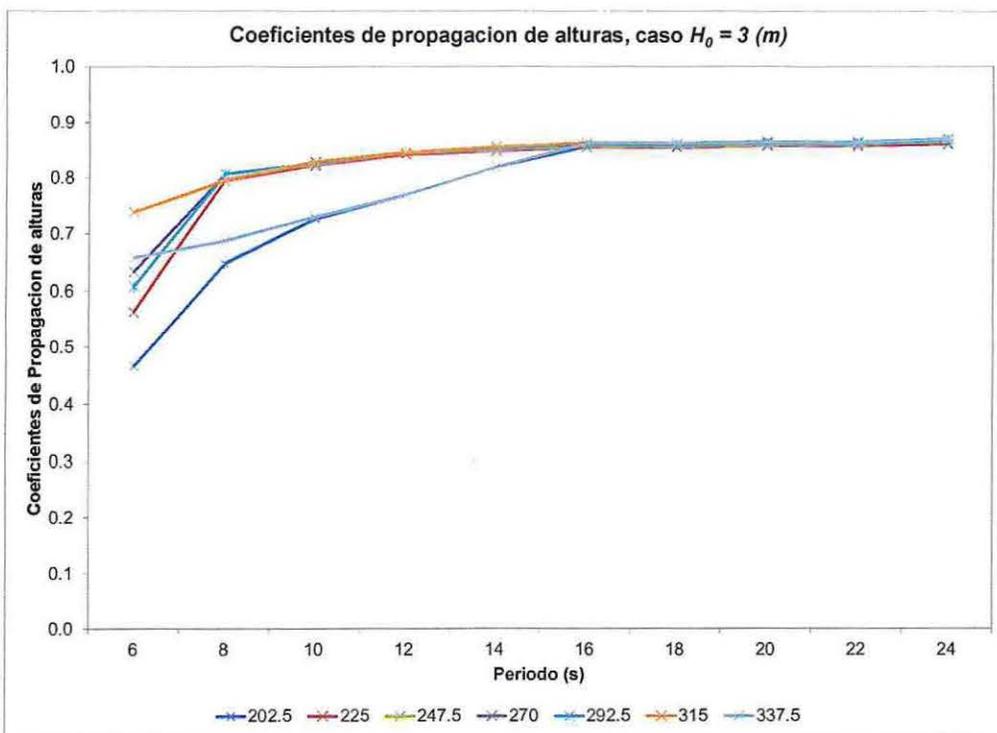


Figura A 7 - 9: Coeficiente de propagación de alturas, caso $H_{m0} = 3$ (m).
(Fuente: Elaboración propia).

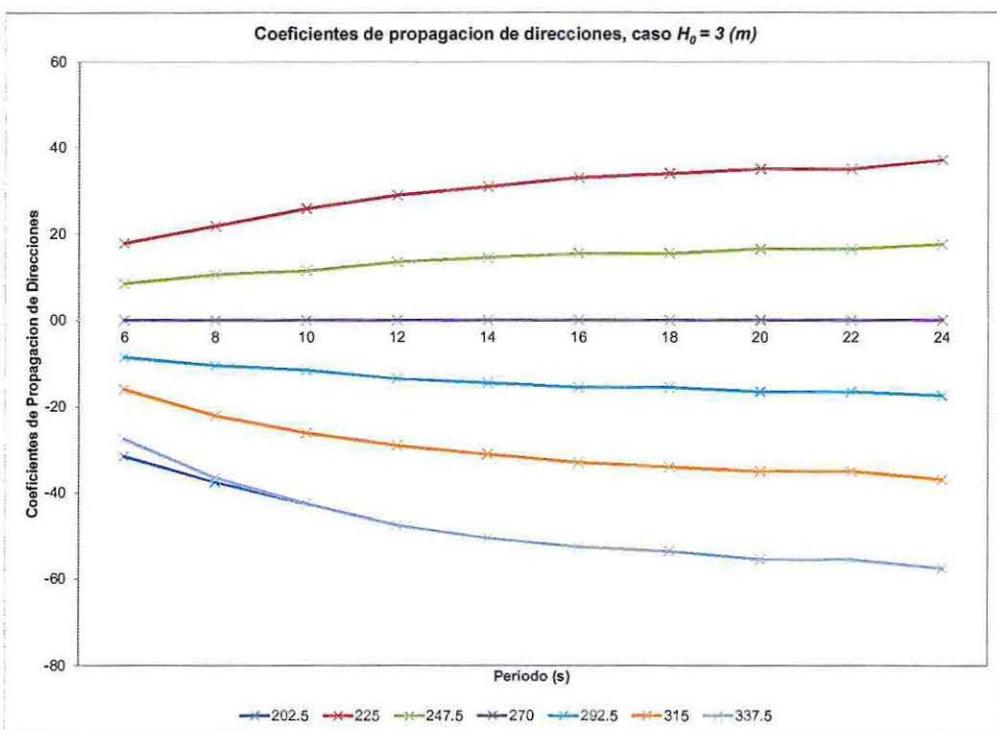


Figura A 7 - 10: Coeficiente de propagación de direcciones, caso $H_{m0} = 3$ (m).
(Fuente: Elaboración propia).

Tabla A 7 - 9: Coeficientes de propagación de altura y dirección, caso $H_0 = 7$ (m).

Coeficientes de Propagación de alturas a (4) m de profundidad							
Tp (s) / Dir (°)	202.5	225	247.5	270	292.5	315	337.5
6	0.33	0.33	0.27	0.27	0.27	0.32	0.32
8	0.36	0.36	0.29	0.29	0.29	0.35	0.35
10	0.37	0.37	0.30	0.30	0.30	0.36	0.36
12	0.38	0.38	0.30	0.30	0.30	0.37	0.37
14	0.38	0.38	0.30	0.30	0.30	0.38	0.38
16	0.38	0.38	0.31	0.31	0.31	0.38	0.38
18	0.38	0.38	0.31	0.31	0.31	0.38	0.38
20	0.38	0.38	0.31	0.31	0.31	0.38	0.38
22	0.38	0.38	0.31	0.31	0.31	0.38	0.38
24	0.39	0.39	0.31	0.31	0.31	0.38	0.38

Coeficientes de Propagación de direcciones a (4) m de profundidad							
Tp (s) / Dir (°)	202.5	225	247.5	270	292.5	315	337.5
6	-27.5	16.0	9.5	0.0	-9.5	-25.0	-37.5
8	-37.5	23.0	11.5	0.0	-11.5	-30.0	-44.5
10	-43.5	27.0	13.5	0.0	-13.5	-33.0	-49.5
12	-47.5	30.0	14.5	0.0	-14.5	-32.0	-49.5
14	-50.5	32.0	15.5	0.0	-15.5	-33.0	-51.5
16	-52.5	34.0	15.5	0.0	-15.5	-34.0	-53.5
18	-53.5	34.0	16.5	0.0	-16.5	-35.0	-54.5
20	-55.5	36.0	16.5	0.0	-16.5	-36.0	-55.5
22	-56.5	36.0	16.5	0.0	-16.5	-36.0	-56.5
24	-57.5	37.0	17.5	0.0	-17.5	-37.0	-57.5

(Fuente: Elaboración propia).

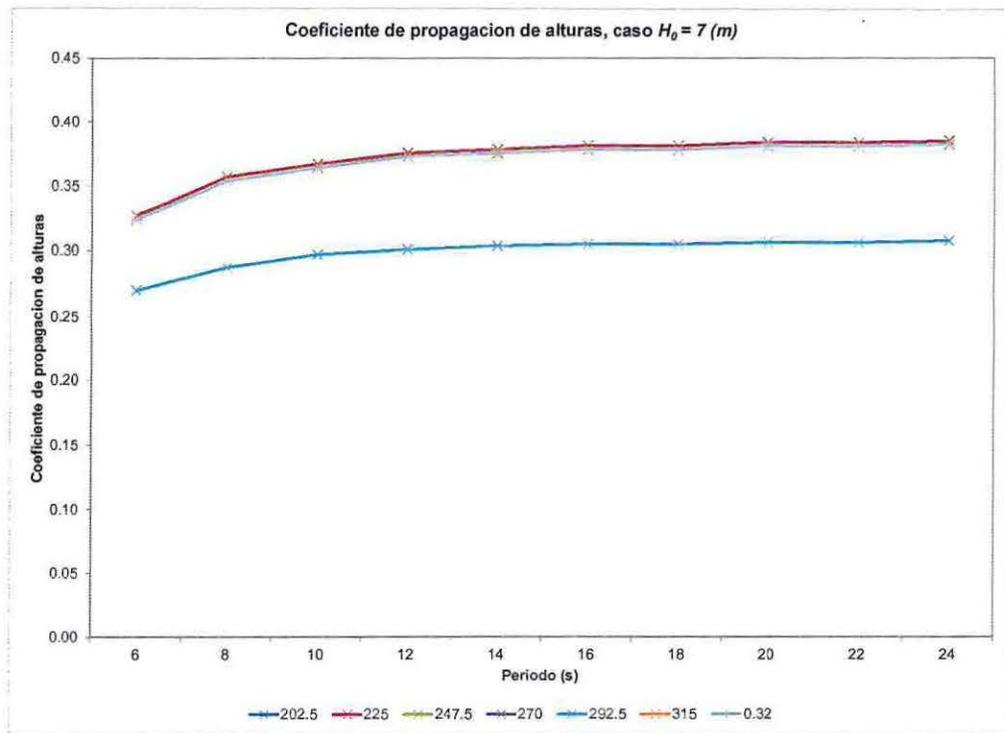


Figura A 7 - 11: Coeficiente de propagación de alturas, caso $H_{m0} = 7$ (m).
(Fuente: Elaboración propia).

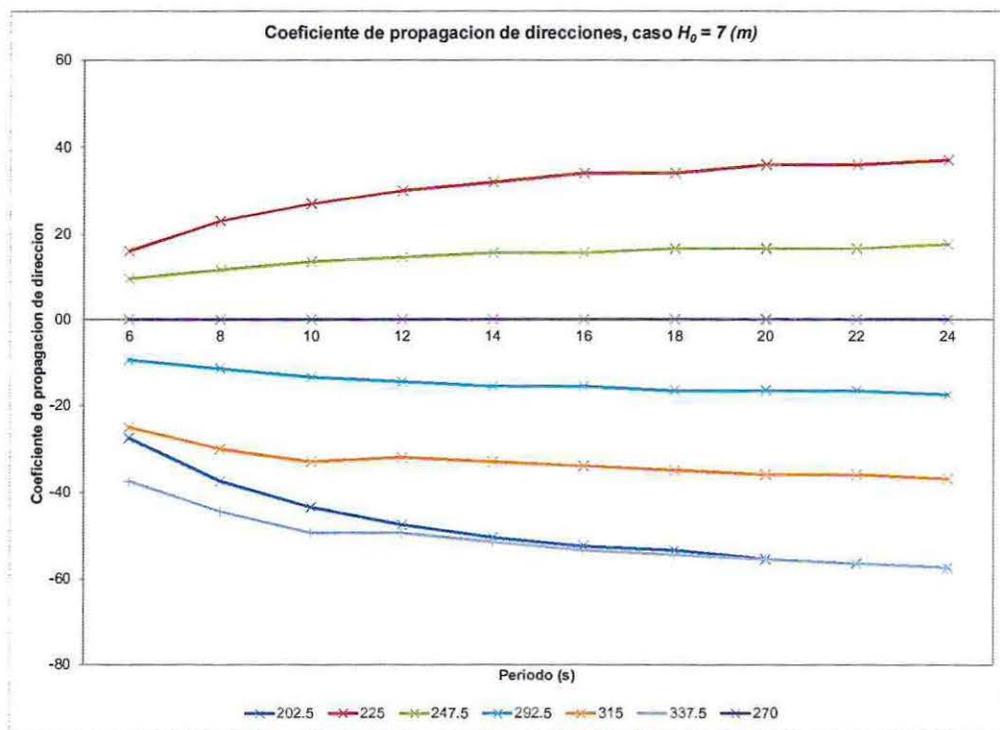


Figura A 7 - 12: Coeficiente de propagación de direcciones, caso $H_{m0} = 7$ (m).
(Fuente: Elaboración propia).

ANEXO 4
ALGORITMOS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTO


```

% Delta frec.
xx=1:length(f);
yy=f;
xn=0.5:1:length(f)+0.5; % indice medio entre frecuencias
yn=interp1(xx,yy,xn,'cubic','extrap'); % frecuencia interpolada
for i=1:length(f)
    df(i)=yn(i+1)-yn(i);% delta de frecuencia
end

%dirección meteorológica

for i = 1:length(dir)
    %cambio de matemático a meteorológico
    if dir (i)<= 90
        Dmet(i) = 90 - dir(i);
    else
        Dmet(i) = 450 - dir(i);
    end

    %cambio de "hacia donde vá" a incidente
    if Dmet(i) >= 180
        Dmet(i) = Dmet(i) - 180;
    else
        Dmet(i) = Dmet(i) + 180;
    end
end

% Longitud y Celeridad de Grupo
L = zeros(1, length(f))+0.01;

for i = 1:length(f)

    while abs(L(i) - ((9.8*(1/f(i))^2)/(2*pi))*tanh(2*pi*d/L(i))) >
0.01
        L(i) = L(i) + 0.001;
    end

    Cg(i) = L(i)*f(i);

end

for i = 1 : length(f)
    w(i) = 2*pi*f(i);
    k(i) = 2*pi/L(i);
end

```

```
% Ángulos azimutal

az = 0; %azimut de la playa c/r al norte

for i = 1 : length(Dmet)
    Ab(i) = (az+270)- Dmet(i);
end

%% Coeficientes de Proporcionalidad

% Coef. Empírico Bailard (1981,1984)

gamma = 0.7;

wf = 0.138; % Velocidad de caída del sedimento [m/s]

umb = (gamma/0.5)*sqrt(g*d);

for i = 1 : length(Dmet)
    K1(i) = 0.05 + 2.6*((sin(2*Ab(i)*pi/180))^2) + 0.007*umb/wf;
end

% Coef. empírico Valle Medina Losada
K2 = 1.4*exp(-2.5*d50);

% Coef. empírico Korman & Inman
K3 = 0.7;

%% TRANSPORTE BRUTO Y NETO

TB1 = zeros(1,length(espec));
TN1 = zeros(1,length(espec));
TB2 = zeros(1,length(espec));
TN2 = zeros(1,length(espec));
TB3 = zeros(1,length(espec));
TN3 = zeros(1,length(espec));

for e = 1:length(espec)

    for i = 1:length(dir)
        for j = 1 : length(f)
```

```
% TRANSPORTE POR CADA BINS DEL ESPECTRO
```

```

    mtran1{e}(i,j)
=32*(K1(i))*((sqrt(espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180)))^2.5)*((Row*(g^0.5))/
(16*(kr^0.5)*(Ros-Row)*(1-lamd)))*sin(2*Ab(i)*pi/180));

```

```

    mtran2{e}(i,j) =
32*K2*((sqrt(espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180)))^2.5)*((Row*(g^0.5))/(1
6*(kr^0.5)*(Ros-Row)*(1-lamd)))*sin(2*Ab(i)*pi/180));

```

```

    mtran3{e}(i,j) =
32*K3*((sqrt(espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180)))^2.5)*((Row*(g^0.5))/(1
6*(kr^0.5)*(Ros-Row)*(1-lamd)))*sin(2*Ab(i)*pi/180);

```

```
% TRANSPORTE TOTAL BRUTO
```

```
TB1(e) = TB1(e) + abs(mtran1{e}(i,j));
```

```
TB2(e) = TB2(e) + abs(mtran2{e}(i,j));
```

```
TB3(e) = TB3(e) + abs(mtran3{e}(i,j));
```

```
% TRANSPORTE TOTAL NETO
```

```
TN1(e) = TN1(e) + mtran1{e}(i,j);
```

```
TN2(e) = TN2(e) + mtran2{e}(i,j);
```

```
TN3(e) = TN3(e) + mtran3{e}(i,j);
```

```

    end
end

```

```
end
```



```
df(i)=yn(i+1)-yn(i);% delta de frecuencia
end

%dirección meteorológica

for i = 1:length(dir)
    %cambio de matemático a meteorológico
    if dir (i)<= 90
        Dmet(i) = 90 - dir(i);
    else
        Dmet(i) = 450 - dir(i);
    end

    %cambio de "hacia donde vá" a incidente
    if Dmet(i) >= 180
        Dmet(i) = Dmet(i) - 180;
    else
        Dmet(i) = Dmet(i) + 180;
    end
end

% Longitud
L = zeros(1, length(f))+0.01;

for i = 1:length(f)
    while abs(L(i) - ((9.8*(1/f(i))^2)/(2*pi))*tanh(2*pi*d/L(i))) >
0.01
        L(i) = L(i) + 0.001;
    end
end

for i = 1 : length(f)
    w(i) = 2*pi*f(i);
    k(i) = 2*pi/L(i);
end
```

```

%% ángulos azimutal

az = 0; %azimut de la playa c/r al norte

for i = 1 : length(Dmet)

    Ab(i) = (az+270)- Dmet(i);

    if sin(2*Ab(i)*pi/180) >= 0
        sig(i) = (sin(2*Ab(i)*pi/180))^0.6; %signo (+)de sentido de
transporte de Kamphuis (seno(2*Ab)^0.6)
    else
        sig(i) = -((abs(sin(2*Ab(i)*pi/180)))^0.6); %signo (-)de
sentido de transporte de Kamphuis (seno(2*Ab)^0.6)
    end

end

%% TRANSPORTE BRUTO Y NETO

TB = zeros(1,length(espec));
TN = zeros(1,length(espec));

for e = 1:length(espec)
    for i = 1 : length(dir)
        for j = 1 : length(f)

            mtran{e}(i,j) =
(0.0324)*(espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180))*((1/f(j))^1.5)*(m^0.75)*(d
50^(-0.25))*sig(i);

            % TRANSPORTE TOTAL BRUTO
            TB(e) = TB(e) + abs(mtran{e}(i,j));

            % TRANSPORTE TOTAL NETO
            TN(e) = TN(e) + mtran{e}(i,j);

        end
    end
end
end

```



```
for i=1:length(f)
    df(i)=yn(i+1)-yn(i);% delta de frecuencia
end

%dirección meteorológica

for i = 1:length(dir)
    %cambio de matematico a meteorologico
    if dir (i)<= 90
        Dmet(i) = 90 - dir(i);
    else
        Dmet(i) = 450 - dir(i);
    end

    %cambio de "hacia donde vá" a incidente
    if Dmet(i) >= 180
        Dmet(i) = Dmet(i) - 180;
    else
        Dmet(i) = Dmet(i) + 180;
    end
end

end

s = 2650/1025; %densidad relativa (solido/liquido mar)

% Longitud
L = zeros(1, length(f))+0.01;

for i = 1:length(f)
    while abs(L(i) - ((9.81*(1/f(i))^2)/(2*pi))*tanh(2*pi*d/L(i))) >
0.01
        L(i) = L(i) + 0.001;
    end
end

end

for i = 1 : length(f)
    w(i) = 2*pi*f(i);
    k(i) = 2*pi/L(i);
end

end
```

```

% Calculo de velocidades
for e = 1:length(espec)
    for i = 1 : length(dir)
        for j = 1 : length(f)

            crest{e}(i,j) = (1/((s-
1)*g*d50))*(((2*w(j)*sqrt(espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180)))/(sinh(k(j)
)*d))) + ...

            ((3*w(j)*k(j)*espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180))/((sinh(k(j)*d))^4))^2
;

            valle{e}(i,j) = (1/((s-
1)*g*d50))*(((2*w(j)*sqrt(espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180)))/(sinh(k(j)
)*d))) - ...

            ((3*w(j)*k(j)*espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180))/((sinh(k(j)*d))^4))^2
;

            critic{e}(i,j) =
0.42*((sqrt(espec{e,1}(i,j)*df(j)*(15*pi/180)))/(d50*sinh(k(j)*d)))^0.5
;

        end
    end
end

% ángulos azimutal

az = 0; %azimut de la playa c/r al norte

for i = 1 : length(Dmet)
    Ab(i) = (az+270)- Dmet(i);
end

%% TRANSPORTE BRUTO Y NETO

%Angulo beta b=20°, pendiente m = 0.3
as = tan(30*pi/180)/(cos(1.72*pi/180)*(tan(30*pi/180) +
atan(1.72*pi/180)));

TB = zeros(1,length(espec));
TN = zeros(1,length(espec));

for e = 1:length(espec)

    for i = 1: length(dir)
        for j = 1 : length(f)

            % TRANSPORTE POR CADA BINS DEL ESPECTRO

```

```
tran{e}(i,j) = (0.00063)*(((s-
1)*g)^0.5)*(d50^1.5)*(as*real(((crest{e}(i,j) - critic{e}(i,j))^1.7))-
as*real((valle{e}(i,j) - critic{e}(i,j))^1.7)); % trans. por cada bins

% TRANSPORTE TOTAL BRUTO
TB(e) = TB(e) + tran{e}(i,j);

% TRANSPORTE TOTAL NETO
if Ab(i) >= 0 && Ab(i) <= 90

    TN(e) = TN(e) + tran{e}(i,j);

elseif Ab(i) >= -90 && Ab(i) < 0

    TN(e) = TN(e) - tran{e}(i,j);

end

end

end

end
```