

ANTECEDENTES Y ESTADO DEL CONOCIMIENTO

3.1 El Mediterráneo Noroccidental

Las condiciones sinóptico - atmosféricas del Mediterráneo se caracterizan por tener zonas en las que localmente dominan las bajas presiones y otras en las que dominan las altas, provocadas principalmente por barreras orográficas. Estos procesos, junto con las diferencias entre la temperatura de la tierra y el mar, condicionan en gran medida la estructura espacial del campo de vientos. Las corrientes de chorro que interactúan en estas latitudes, “*Polar Front Jet Stream*” y “*Westerly Subtropical Jet Stream*”, también influyen en el tiempo atmosférico de las costas occidentales (*Del Amo, 2000*).

El llamado Mediterráneo Noroeste es el área que comprende desde Italia hasta el estrecho de Gibraltar entre las latitudes 35° N - 44° N y longitudes entre -5° E - 16° E aproximadamente (Fig. 3.1). Los vientos predominantes en esta zona provienen del noroeste (Mestral) y del norte (Tramuntana) principalmente durante diciembre y enero. Vientos del sur y del este son también importantes especialmente durante noviembre, febrero, marzo y abril y están asociados a tormentas (*Aguirre-Villaseñor, 2000; Muñiz, 1996*). La Tramuntana y el Mestral son vientos de bajo nivel favorecidos por la orografía. Frecuentemente se observa que se extienden varios cientos de kilómetros fuera de la costa trayendo con ellos aire frío y seco sobre el Mediterráneo Noroccidental. Estos vientos son una de las principales causas de tormentas sobre el Mediterráneo entre Italia y las islas Baleares (*Flamant et al., 2003a*). Los vientos en la región del Mediterráneo están afectados por las fronteras montañosas que pueden canalizar los flujos del viento hacia el mar, incrementando sus velocidades. Existen muchos vientos identificados en la región del mediterráneo de los cuales los más importantes para la costa catalana son el Levante y el Mestral. Los Mestrales pueden extenderse hasta el sur del estrecho de Sicilia.

En el Mediterráneo los vientos pueden clasificarse en dos temporadas: invierno (octubre a mayo) y verano (junio a septiembre). La temporada invernal está asociada con un clima más activo y estructuras muy complejas de los niveles de 500 hPa. La temporada de verano esta asociada a condiciones de calma en la superficie y a 500 hPa.

El Mestral es un viento frío de componente NW que fluye hacia el golfo de León, comun en invierno y primavera. Este viento (en Francia) se caracteriza por el hundimiento del aire frío generado sobre las montañas que después es canalizado por los Pirineos. Los efectos de fuertes Mestrales pueden notarse en el Mediterráneo oeste y central generando mares energéticos sobre toda la región. Son considerados unos de los vientos más peligrosos por su alta velocidad y persistencia.



Figura 3.1. Imagen de satélite del Mediterráneo occidental (de Orbimage, 2002) y ubicación del delta del Ebro (circulo rojo).

Dentro del Mediterráneo y de relevancia para la costa catalana se encuentra el delta del Ebro (40.4° a 41° N y 0.3° a 1.2° E). En esta zona la topografía local controla los vientos siendo 4 tipos predominantes: NE (Gregal), E(Levante), SW (Garbí) y NW (Mestral) (Jiménez, 1996). Las condiciones de Mestral producen olas locales generalmente con periodos bajos, siendo en invierno (octubre-mayo) cuando estos vientos intensos predominan. Durante el verano, cuando un centro de alta presión ocurre sobre el sur de Europa y el mediterráneo, el Garbí es el que predomina. Sin embargo, las velocidades máximas han sido registradas del Este lo cual coincide con condiciones de tormenta asociadas a actividades ciclónicas sobre el Mediterráneo (Del Amo, 2000; Jiménez, 1996; Garcia y Ballester, 1984).

La figura 3.2 muestra los diagramas de rosa de vientos para el delta del Ebro en la estación de la Ampolla y la plataforma Casablanca utilizando datos de aproximadamente 5 años. Se observa que en el delta las velocidades más intensas y predominantes son de Mestral mientras que en la plataforma se presentan de Mestral pero también de Garbí. Los vientos de Levante son intensos pero menos frecuentes.

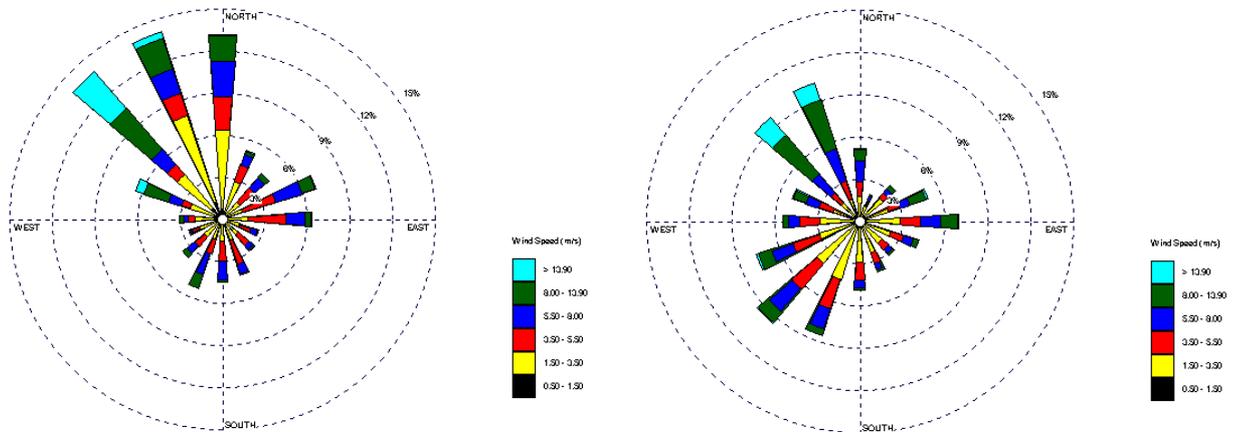


Figura 3.2. Diagramas de rosa de vientos en el delta del Ebro (izquierda) y la plataforma Casablanca (derecha).

Las mismas categorías direccionales pueden ser utilizadas para describir el oleaje en el delta del Ebro, pero en este caso es también necesario considerar el *fetch* y la duración del viento. *García et al. (1993)* concluyeron que en el delta del Ebro las olas son limitadas por *fetch*, por lo que solamente olas pequeñas son esperadas. Estos autores también reportan que el *swell*, con el criterio de la anchura espectral $\epsilon < 0.3$ y $H_s/L < 0.01$ (espectro angosto y olas peraltadas), son difíciles de encontrar; y señalan que la mayoría de los espectros son unimodales con banda ancha mostrando algunos casos de espectros bimodales.

La figura 3.3 muestra el diagrama de rosas para el oleaje utilizando datos de más de 8 años de la boya direccional situada frente al delta del Ebro. En esta figura se observa que las direcciones predominantes son de noroeste, este y del sur, y corresponden a las alturas significantes más altas. Sin embargo el mayor flujo de energía proviene del este.

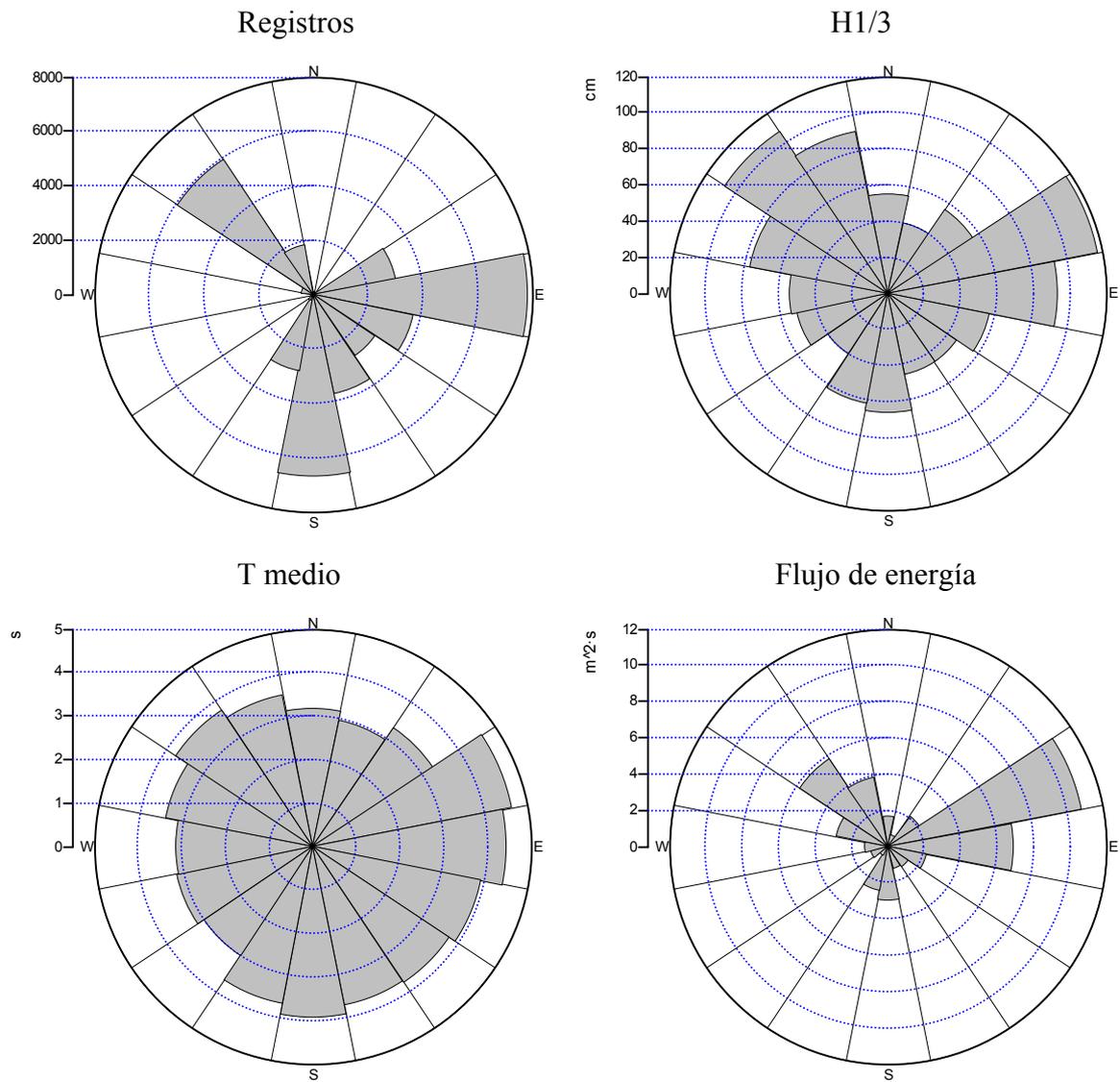


Figura 3.3. Diagrama de rosas para el oleaje en la boya direccional de Tortosa. Numero de registros (superior izquierda), Altura significativa (superior derecha), Periodo medio (inferior izquierda), Flujo de energía (inferior derecha).

3.2 Viento y oleaje

3.2.1 Fricción del viento sobre el océano

El océano está expuesto a fuerzas externas que determinan y producen diferentes tipos de ondas en el mar. La causa más obvia de ondas superficiales es la fuerza del viento. En general existen 5 tipos de ondas en el océano: de sonido, capilares, de gravedad, internas y planetarias. Desde el punto de vista ingenieril, las ondas de gravedad son las más importantes por su influencia en estructuras y por su energía. La interacción de las olas con estructuras en mar abierto es vital para la seguridad y los costos de operación y mantenimiento. Los efectos de las olas son también observados en la zona costera, impactando estructuras naturales y artificiales (*Huang, 1999; Massel, 1996*).

El sistema océano-atmósfera actúa como un sistema termodinámico acoplado en el que la respuesta de un fluido a la fuerza del otro provocara un cambio en la interface. Si se trata a la superficie del océano como una frontera entre dos fluidos con diferentes propiedades, se puede modelar el flujo de momentum de un fluido al otro como una fuerza de arrastre por unidad de área en la superficie del mar, esto es la fuerza de fricción en superficie. Las olas en superficie pueden transportar momentum horizontalmente, por lo que si existe variación en las características de las olas podemos esperar un gradiente horizontal de flujo de momentum. Este gradiente puede ser modelado como una fuerza conocida como “fuerza de radiación” (*radiation stress*). Las medidas de la fuerza por unidad de área son muy complicadas por lo que se tiene que buscar una parametrización relacionada con una variable fácilmente medible, así como la velocidad del viento (*Jones, et al., 2001; Dean y Dalrymple, 1991*).

El flujo de momentum entre el agua y el aire en la capa frontera marina es un parámetro clave para los modelos atmosféricos, oceánicos y de oleaje. Está relacionado con la rugosidad de las olas, velocidad del viento, estabilidad atmosférica, oleaje local (*sea*) y *swell* (*Flamant et al., 2003a*). El flujo de momentum y su evolución respecto al *fetch* ha sido objeto de poco estudio, principalmente por las dificultades para realizar mediciones significativas. *Flamant et al. (2003a)* utilizando radares aéreos, Lidar, y boyas determinan diferentes parámetros y su evolución en el Mediterráneo enfocándose a eventos de Mestral y Tramuntana en el golfo de León.

Los modelos modernos de generación de oleaje se basan en las fluctuaciones de presión y variaciones de las fuerzas de fricción sobre la superficie del agua asociadas al flujo de aire, por lo que es necesario una comprensión básica de la física de la capa frontera. Un punto importante para el análisis de esta capa es la formulación de las leyes del coeficiente de arrastre (C_D o C_z) y la escala de rugosidad (z_0) (*Massel, 1996*). Un buen modelado de la capa océano-atmósfera requerirá de un acoplamiento entre ambos fluidos y sus procesos. Medidas directas de sus flujos requieren

mediciones de fluctuaciones turbulentas de parámetros como la velocidad, temperatura y humedad sobre una amplia gama de escalas. En el medio marino dichas mediciones son difíciles de hacer y por lo tanto existen pocos datos en tiempo y espacio. Por este motivo los flujos son frecuentemente estimados usando métodos indirectos. Observaciones en mares mixtos (*sea* y *swell*) indican que la presencia de *swell* puede modificar e incrementar la dispersión en el coeficiente de arrastre comparada con un régimen exclusivo de *sea* (Drennan et al., 2003).

A principios del siglo XX, estudios científicos en el campo aerodinámico relacionaron el arrastre sobre una superficie sólida con su rugosidad. Usando este concepto, los meteorólogos lo aplicaron para calcular el coeficiente de arrastre atmosférico sobre la tierra. Sin embargo al intentar aplicarlo sobre los océanos los valores observados fueron mucho más bajos debido a que un fluido como el agua cede de cierta manera a una fuerza que se le aplica.

Una forma de parametrizar la superficie es introducir el término de “escala de rugosidad” (roughness length, Z_0) relacionada con el perfil de viento sobre la superficie y las propiedades geométricas de la misma. En el caso del océano, Z_0 debe de caracterizar dinámicamente la frontera agua-aire. Para un flujo que puede ser representado logarítmicamente se muestra que el coeficiente de arrastre (C_D) y la escala de rugosidad (Z_0) se relacionan por:

$$\sqrt{C_D} = \frac{u_*}{U_z} = \frac{k}{\ln(z/z_0)} \quad [3.1]$$

donde

C_D	Coficiente de arrastre
u_*	Velocidad de fricción
U_z	Velocidad del viento
k	Constante de Von Karman ≈ 0.4
z	Altura sobre la superficie
z_0	Rugosidad

Sin embargo, la realidad no es tan simple y se ha demostrado que C_D no es constante, los datos de campañas muestran un gran esparcimiento dando valores entre 3×10^{-4} y 5×10^{-3} . Garratt (1977) sugiere una aproximación para vientos entre 4 y 21 m/s donde el coeficiente de arrastre puede ser aproximado por una relación:

$$C_D \approx 0.51 \cdot 10^{-3} U^{0.46} \quad [3.2]$$

A partir de entonces, autores como *Krylov et al. (1986)* y *Wu (1982)* han reportado distintas formulaciones para dicha parametrización (*Massel, 1996; Jones et al. 2001*).

El arrastre está formado por dos fracciones diferentes: una es la fricción por superficie (*skin friction*) y otra la resistencia por la forma de la superficie (*form drag*). La fricción por superficie se refiere a las propiedades de la misma como tal e incluye olas pequeñas (1 cm de longitud de onda) mientras que la resistencia por la forma se refiere a la presencia de “objetos”, que en el caso de la superficie del mar son las olas. *Banner y Peirson (1998)* encontraron que la resistencia por la forma es más importante para condiciones de viento intenso (*Jones et al., 2001; Massel, 1996*).

Una de las propuestas para describir el coeficiente de arrastre considerando el estado del mar fue presentada por *Charnock (1955)* usando un análisis dimensional para caracterizar la rugosidad aerodinámica Z_0 . Generalizando la expresión propuesta se obtiene:

$$\frac{z_0 g}{u_*^2} = \text{constante} \quad [3.3]$$

donde

z_0	Escala de rugosidad
u_*	Velocidad de fricción
g	Gravedad

La constante en [3.3] es conocida como constante de Charnock y es del orden de 0.015. *Kitaigorodskii y Volkov (1965)* estudian esta formulación y la relacionan con la edad de las olas (*Jones et al., 2001*).

La forma en que el viento ejerce fuerza sobre la superficie del océano ha originado notable interés entre científicos por lo que se ha producido una gran cantidad de formulaciones y mediciones intentando describir dicho fenómeno. La fuerza del viento sobre el océano suele calcularse en función de la densidad (del aire o agua), el coeficiente de arrastre y la velocidad del viento. *Hellerman y Rosenstein (1983)* utilizan:

$$\tau = \rho C_D (u^2 + v^2) \quad [3.4]$$

donde τ es la fuerza del viento, ρ densidad del aire, y u y v son los componentes del viento a una altura de 10 m. El coeficiente de arrastre C_D se toma como 0.8×10^{-3} para vientos menores de 6.7 m/s y 2.6×10^{-3} para vientos mayores de 6.7 m/s.

Después de 50 años de mediciones del coeficiente de arrastre, los datos muestran una gran dispersión y poco se sabe de las causas de las variaciones. El desarrollo de diferentes teorías y

parametrizaciones ha demostrado que no existe una formulación universal, por lo que es necesario realizar adaptaciones en base a mediciones para validarlas en alguna zona particular de estudio (Jones *et al.*, 2001).

La relación entre la velocidad y la fricción del viento sobre la superficie puede ser modificada significativamente si la superficie no está en equilibrio con la fuerza del viento. Con vientos muy intensos las estimas de la fuerza tienden a ser menores que las observaciones probablemente por el incremento debido a las olas muy peraltadas. Para una velocidad de viento dada, estimaciones de la fuerza del viento (coeficiente de arrastre) precisas no son posibles a menos que sea conocido el campo de oleaje. Si la velocidad del viento es variable o el oleaje está limitado por *fetch* la relación debe de incluir otras variables relacionadas con la distribución espectral de la energía del oleaje y su edad (Mete *et al.*, 2002). Makin (2003) propone una nueva parametrización del coeficiente de arrastre en base a la velocidad del viento, la edad de las olas y la profundidad.

Diferentes investigaciones han reportado mayor fuerza del viento sobre olas jóvenes que viejas. Esto se puede explicar porque las olas jóvenes viajan más lento y proporcionan mayor fricción entre el océano y la atmósfera. También influye el hecho de que las olas jóvenes son más peraltadas y pueden producir una separación del flujo de viento y con ello aumentar las presiones de arrastre. Para todas las velocidades del viento el coeficiente de arrastre disminuye al aumentar la edad del oleaje. Los coeficientes de arrastre de zonas costeras no son, en promedio, más grandes que en mar abierto por el *fetch* limitado. Sin embargo, para una edad del oleaje dada, los coeficientes de arrastre son mayores en el mar abierto, aparentemente a causa de la presencia de diferentes sistemas de olas (Vickers y Mahrt, 1997).

Muchas veces el vector de la tensión entre el océano y la atmósfera está alineado en direcciones diferentes a las del viento. En general, la fuerza del viento es una suma de los vectores de la fricción directa (alineado con la dirección del viento), tensión por oleaje de viento (alineado en su dirección, muy cercana a la del viento), y tensión por el *swell* por lo que el vector de la tensión puede variar ampliamente según las condiciones. Ello resulta en una transferencia de momentum horizontalmente entre el aire y el océano por el flujo de momentum vertical. La magnitud de esta tensión es numéricamente igual al flujo de momentum por lo que no suele diferenciarse entre tensión y flujo de momentum. Muchos estudios se basan en el hecho de que el vector de tensión se alinea en la misma dirección al viento. Geernaert *et al* (1993) mostró que en presencia de *swell* el vector de la tensión se alinea entre la dirección del *swell* y la del viento. Hwang y Shemdin (1988), por otra parte, mostraron que las olas pequeñas no viajaban en la misma dirección del viento en presencia de *swell* (Grachev *et al.*, 2003).

3.2.2 El concepto de mar parcialmente desarrollado y la edad del oleaje

Un mar completamente desarrollado es aquél en el cual las condiciones del oleaje se vuelven estacionarias, cuando el viento sopla por tiempo suficiente en un *fetch* “ilimitado” generando oleaje con la máxima energía posible para dicho viento. Este estado generalmente es expresado por el espectro de Pierson-Moskowitz (*Massel, 1996*). Sin embargo, es muy común encontrar mares parcialmente desarrollados, ya sea crecientes o decadentes. Este concepto es fundamental para entender la evolución del oleaje en tiempo y espacio. Una definición alternativa es la de “la edad de las olas” la cual, algunos autores como *Bortkovskii y Novak (1993)* han relacionado con las características del estado del mar.

En un mar completamente desarrollado la densidad de energía de las olas se vuelve “estacionaria” y puede definirse de forma adimensional como:

donde

$$\frac{g\rho_a E}{\tau^2} = \frac{gE}{\rho_a C_D^2 U_a^4} \quad [3.5]$$

- g Gravedad
- ρ_a Densidad del aire
- E Energía
- τ Esfuerzo
- U_a Velocidad del viento

La energía del oleaje será por ello constante para cada velocidad de viento. El problema es que en esta relación la duración del viento debe de ser del orden de días por lo que es difícil demostrarla con datos de campo (*Jones et al., 2001*).

El parámetro “edad del oleaje” se define como la celeridad de la ola dividida por la velocidad del viento [3.6]. Esto representa una condición de equilibrio entre olas y viento y está relacionada con el estado del mar, la transferencia y disipación de energía así como con la forma de las olas y es por ello, fundamental para la predicción.

$$\text{Edad} = \frac{C}{U} \quad [3.6]$$

donde

C = Celeridad de la onda

U = Velocidad del viento, comunmente:

U_* Velocidad de fricción, o

U_{10} Velocidad a 10 m de la superficie

En el inicio del desarrollo de un campo de oleaje, las ondas son cortas y viajan más lentamente que el viento. Mientras la energía progresa con el tiempo, la frecuencia de las olas disminuye y la velocidad de propagación aumenta pudiendo alcanzar la del viento, en ese caso la edad (C_p/U) =1 y se denomina un mar maduro y donde el crecimiento del oleaje después de este punto será mínimo (*Jones et al., 2001*).

Por convención, un mar con una edad “pequeña” se denomina mar joven (*young sea*). Para vientos fuertes un mar joven es generalmente un mar creciente (*growing sea*). Por otra parte, un mar decadente tiene una edad alta y se le conoce como un mar viejo asociándose a direcciones diferentes y una transferencia de momentum de las olas al viento. Algunos autores han usado diferentes valores para denominar la edad de las olas: *Massel (1996)* habla de un mar joven cuando $U_{10}/C > 1$ o $C/U_* < 10$ y un mar viejo para $U_{10}/C < 1$ o $C/U_* > 10$ correspondiendo a un mar saturado (este autor también reporta el valor de $C/U_* = 5$ para mares jóvenes). *Bortkovskii y Novak (1993)* utiliza C_p/U_{10} donde C_p es la velocidad de fase cerca del pico espectral. En el mismo trabajo utiliza C_p/U_* donde U_* es la velocidad de fricción y reporta valores de aproximadamente 25 para mares completamente desarrollados. *Caudal (1997)* define un mar completamente desarrollado por el inverso de la edad ($U/C = 0.83$) y mares muy jóvenes ($U/C = 5$).

En caso de condiciones completamente desarrolladas (con tiempo infinito) el espectro dependerá solamente de la velocidad del viento. Esto generalmente es presentado en gráficas de limitación por *fetch* (*fetch limited*) o limitación por duración (*time limited*), donde para alcanzar ciertas condiciones en *fetch* limitado es necesario un mínimo de duración. *Bourassa et al. (2001)* realizan una parametrización del estado del mar para vientos débiles y moderados, y resaltan que el término no arbitrario de la edad del oleaje es muy importante debido a su relación con la forma y el tamaño de las olas, así como para los flujos de momentum, calor y humedad. La parametrización de la edad liga la influencia de las olas capilares con el perfil de viento, la influencia del perfil de viento sobre las olas y la influencia de la tensión superficial en las características de las olas. *Smith et al. (1992)* reportan una dependencia de la escala de rugosidad (Z_0) con la edad del oleaje y presentan una relación aplicable a condiciones sin *swell*. *Donelan*

(1990) reporta que para condiciones de equilibrio local con vientos de más de 10 m/s la edad, se ha reportado entre 26 y 28. Sin embargo estas descripciones no cuentan con información de crecimiento o decaimiento. Por esto, *Bourassa et al. (2001)* modelan la edad como función de la tensión del viento con un término de crecimiento.

La importancia de las condiciones fuera del equilibrio aumenta con el conocimiento de las interacciones agua – aire, y al permitir la tecnología realizar mediciones en pequeñas escalas de tiempo. Obtener cálculos precisos de la edad para casos de duración limitada es importante para el modelado de flujos y mezcla en la capa superficial del océano. El coeficiente de arrastre depende de la edad, esta dependencia es la manifestación del mecanismo de acoplamiento entre el viento y las olas. Por ejemplo, *Donelan (1982)* mostró que el coeficiente de arrastre sobre un mar joven es 50% mayor al arrastre sobre un mar viejo. Así mismo el flujo de aire sobre las olas sufre una tensión adicional por la presencia de las olas y su proporción depende de la edad (*Bourassa et al., 2001; Massel, 1996*).

La predicción de oleaje parcialmente desarrollado es complicada por la variabilidad que representa. En el Mediterráneo Noroccidental, donde se presentan condiciones climáticas muy variables, el oleaje se encontrara en condiciones fuera de equilibrio, pudiéndose encontrar la coexistencia de oleajes con distintas edades. La presencia de *swell* podría reducir o aumentar el crecimiento del *sea* dependiendo de la dirección del *swell* en relación con el viento. Esto no es considerado en los modelos actuales de predicción de oleaje.

3.2.3 Variabilidad climática y oleaje

La variabilidad de los vientos además de producirse por la inestabilidad de la atmósfera también está relacionada con la magnitud del viento. Se aprecia una mayor variabilidad para mayor intensidad de viento, por lo que la variabilidad tiende a ser mayor en condiciones de tormenta. Dichas inestabilidades atmosféricas son relativamente largas y no deben ser ignoradas. Sin embargo, en la mayoría de las ocasiones, los vientos utilizados como *input* de los modelos de predicción de oleaje no reproducen esta variabilidad (*Oliveira, 1997; Stull, 1988*). *Toba et al. (1996)* señaló que la variabilidad del clima en escala temporal de promediados sobre minutos resulta en fluctuaciones de fricción por viento que son ocultadas en los promediados sobre horas.

La atmósfera raras veces es homogénea horizontalmente, y grandes vórtices en la capa planetaria son observados por los satélites. La situación no estacionaria de la fuerza del viento hace que con excepción de *fetch* muy cortos, las olas se encuentren en un estado de constante desarrollo. La respuesta del campo de oleaje a cambios en la dirección del viento depende de parámetros de madurez del espectro como el término de la edad del oleaje. Poco se sabe sobre las respuestas de las olas a cambios de vientos y menos aún sobre su impacto sobre el coeficiente de arrastre. Al haber un cambio en la velocidad del viento inmediatamente después no habrá un

cambio en la frecuencia de pico y la energía, pero si en la velocidad de fricción u_* . *Weissman et al. (1996)* encontraron que las pequeñas ondas de gravedad y capilares responden en un periodo de 100 segundos a las variaciones de viento.

Young, et al. (1987) por otra parte, encuentran que la iniciación de la rotación de las olas por una rotación del viento se debe principalmente a la generación de energía en la nueva dirección del viento, y confirman que el tiempo de respuesta es menor para frecuencias altas. *Vledder y Holthuijsen (1993)* utilizan un modelo de generación y disipación del oleaje para situaciones homogéneas que muestra que el oleaje tiende a rotar rápidamente en la dirección del viento. A este mecanismo se opone la disipación por rotura (*whitecapping*) e interacciones no lineales. Cuando los vientos cambian de dirección, el campo de oleaje no puede responder inmediatamente, y el tiempo de respuesta estará en función de la edad del oleaje. Cuando este cambio no es muy grande, la energía del oleaje parece ser reorganizada en la nueva dirección, pero si el cambio es grande (alrededor de los 90 grados) y rápido se observará un decaimiento del espectro anterior y un *swell* sumado al mar joven generado en la nueva dirección del viento (*Vledder y Holthuijsen, 1993*).

El oleaje joven tiende a responder más rápidamente a los cambios de viento, y generalmente el tiempo de ajuste es menor a los 15 minutos. *Waseda et al. (2001)* han realizado experimentos físicos de respuestas del oleaje a cambios de vientos para casos de *fetch* limitados, en los cuales, se cambió rápidamente el viento de 4.6 m/s a 7.1 m/s y viceversa. Así encontraron una respuesta del oleaje en dos escalas de tiempo: La primera de 4 segundos y otra de 20-30 segundos, encontrándose la edad de las olas (c_p/u_*) entre 1 y 2 en un *fetch* de 5.5 m. La primera respuesta fue debida a la reacción asociada al equilibrio local, y la segunda, por el crecimiento y propagación convencional con las nuevas condiciones. Se estima que para oleaje viejo (valor 20 de edad) el primer tiempo de respuesta se encontraría alrededor de 1 hora (*Toba y Jones, 2001*).

Existen, principalmente, dos maneras de incluir la variabilidad de la velocidad del viento en los modelos de predicción. La primera es imponiendo una variabilidad aleatoria sobre las velocidades, sin embargo este método no es realmente posible en las predicciones operativas. La segunda opción es substituir el término fuente dentro del modelo por otro que incluya dichas variabilidades, siendo esta aproximación más conveniente para centros operacionales (*Abdalla et al., 2002*).

3.2.4 El Modelo Atmosférico MASS

Para realizar predicciones de viento a escalas regionales o globales son utilizados modelos como el MASS (*Meso-scale Atmospheric Simulation System*). Este modelo tiene capacidad de múltiples anidamientos interactivos, dinámica hidrostática y una capacidad de asimilación de datos en cuatro dimensiones, cuatro niveles de microfísica y varios esquemas de parametrización

conectiva. La porción atmosférica del modelo es un sistema hidrostático donde algunas de las variables de pronóstico son: componente horizontal del viento (u), componente vertical del viento (v), presión, temperatura, humedad, humedad de precipitación y humedad de nubes (Royo, 2001; Codina et al, 1997).

El modelo MASS fue desarrollado a principios de los 80's con el soporte de la NASA e incorporaba diferentes físicas de capa frontera y de humedad. Después han sido realizadas mejoras para las parametrizaciones, física de la superficie e implementación del esquema de Blackadar. El modelo consiste de un procesador de datos y el modelo de simulación. El modelo es una serie de ecuaciones diferenciales basadas en los principios de conservación de momentum, energía y masa para gases ideales. Estas ecuaciones son resueltas sobre un dominio limitado por diferencias finitas en una malla cartesiana.

El balance de energía en la superficie usado ha sido formulado por *Noilhan y Planton (1989)*. El MASS calcula los impactos de la transferencia radiada por ondas de longitud de onda larga y corta al calentar la superficie de la tierra, las nubes y la atmósfera. Considera tres situaciones de radiación: cielo claro, nuboso y parcialmente nuboso. La fracción de cielo cubierto se estima basándose en la humedad relativa, es decir la fracción de nubes que hay en cada nivel del modelo. Para las ondas de longitud larga, la parametrización de la transferencia de la radiación utiliza la aproximación de *Sasamori (1972)*. Los efectos de la capacidad de absorción de radiación del vapor de agua y del bióxido de carbono también se han parametrizado (Royo, 2001).

El modelo divide la capa limite planetaria (PBL) en dos subcapas. La inferior representa la superficie o capa de flujo constante y la superior representa la capa de Ekman. Se pueden usar formulaciones distintas para su parametrización (*Blackadar, 1976 y 1979; Therry y Lecarrere 1983*).

El MASS que se encuentra operativo en el Servei de Meteorologia de Catalunya (SMC) es inicializado dos veces por día (00 UTC y 12 UTC) con condiciones de contorno del modelo AVN (Global). El dominio cubre el Sureste de Europa con 55x55 puntos en la malla y 55 km de resolución espacial. Un anidamiento es aplicado con 55x55 nodos y 15 km de resolución espacial. Las simulaciones se realizan para 36 horas utilizando una parametrización de *Fritsch Chappell*.

3.2.5 El modelo Atmosférico ARPEGE

El modelo climático ARPEGE, acrónimo de *Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle* (Proyecto de investigación en pequeña y gran escala), es utilizado por la comunidad científica francesa para realizar predicciones operativas del clima. El modelo es descrito en *Deque y Piedelievre (1995)*.

Es un modelo global con una malla irregular desarrollado por el *Centre National de Recherches Meteorologiques* de Francia, asociado a *Météo-France*. El modelo trabaja de forma operacional desde 1993. Los resultados del modelo en superficie son: presión atmosférica, presión atmósfera reducida al nivel medio del mar, temperatura del aire a 2 m, temperatura del punto de rocío a 2 m, humedad relativa a 2 m, temperatura de la superficie y velocidad del viento en componentes. También se proporcionan diferentes parámetros relacionados con la nubosidad, los flujos relacionados con el transporte de diferentes cantidades y las variables relacionadas con la precipitación y la evaporación, todas ellas integradas durante un paso de tiempo. De forma análoga que en superficie, a cada nivel atmosférico asociado a una superficie isobárica también se dan las variables de altura, temperatura y velocidad del viento en componentes u y v.

Los procesos sobre tierra son representados por el esquema de *Noihlan y Planton (1989)*. La discretización horizontal se realiza de manera espectral (funciones armónicas esféricas) con transformaciones a mallas gaussianas para los cálculos de procesos no lineales. Las ecuaciones primitivas de la dinámica son expresadas en términos de vorticidad y divergencia, temperatura, humedad específica y presión superficial. Además, la no conservación de la masa atmosférica debido a las fuentes/sumideros de humedad es considerada en el modelo, lo que tiende a producir una mayor predicción de lluvia tropical. Las características de la vegetación se clasifican entre 13 clases, el color del suelo y la textura también se toman en cuenta.

3.2.6 Descripción espectral del oleaje

El conocimiento disponible sobre el oleaje se ve afectado, en gran parte, por la irregularidad de este fenómeno. Ello conduce hacia la necesidad de una aproximación probabilística o espectral para comprenderlo. La aleatoriedad del oleaje se debe, a la presencia de una gran variedad de olas con diferentes alturas, periodos, y direcciones de propagación. Por eso se ha propuesto conceptos como el de ola significativa, dado que con él se representa un estado de mar fuertemente aleatorio. La forma más simple de incorporar la colección de olas de diferentes escalas es utilizando una descripción espectral (*Dean y Dalrymple, 1991*).

La planificación y el diseño de estructuras costeras necesitan un amplio conocimiento del medio marino y por lo tanto del oleaje. El análisis o aproximación espectral es uno de los mecanismos más utilizados y para ello existen diferentes modelos analíticos que se basan en la superposición lineal de ondas regulares.

Históricamente, espectros unidimensionales, desplazándose en una dirección determinada, han sido utilizados para describir, modelar y diseñar estructuras costeras. Sin embargo, el océano está compuesto por olas de “pequeña amplitud” con dispersión direccional que distribuyen la energía sobre muchas direcciones alrededor de la dirección principal de propagación. Se ha demostrado que existe bimodalidad en la distribución direccional, exhibiendo dos lóbulos colocados simétricamente alrededor de la dirección predominante (*Wang y Hwang, 2001*). El conocimiento del espectro direccional y su evolución es también importante para ingeniería oceánica y costera. La importancia de la direccionalidad de las olas, ha sido subvalorada hasta hace poco, que se ha mostrado importante para el entendimiento de las formas espectrales. *Wang y Hwang (2001)* han cuantificado las características de la bimodalidad usando parámetros relacionados con los ángulos de separación. *Ewans (1998)* estudió la distribución direccional en condiciones de *fetch* limitado y mostró que no había una clara relación entre la edad de las olas y la bimodalidad por que lo se dedujo que la bimodalidad en direcciones es una propiedad invariable de las olas generadas por viento. Además, predicciones más precisas pueden ser obtenidas si el espectro direccional es considerado y cada vez más modelos modernos requieren de esta información como dato de entrada (*CERC, 1985; CERC, 1992; Huang, 1999*).

Neumann (1953) fue el primero en proponer una forma funcional del espectro del oleaje obteniendo un espectro de energía a partir del histograma de la energía de olas individuales en sus respectivos periodos. Este método sirvió como base para racionalizar la predicción del oleaje. El primer método espectral para predecir oleaje fue presentado por *Pierson et al. (1955)* en forma de manual técnico.

El espectro de energía describe como la energía se distribuye sobre un rango de frecuencias y direcciones. La energía (m^2s ó m^2/Hz) en el dominio de frecuencias se representa por el espectro de frecuencia $S(\omega)$, mientras que la distribución de la energía en el dominio de la dirección se representa por la función de dispersión direccional $D(\omega, \theta)$ (Massel, 1996).

Durante los últimos 20 años han sido desarrollados muchos sensores para medir las propiedades direccionales del oleaje. Las nuevas técnicas que utilizan sensores remotos, tienen la ventaja de tener una gran cobertura espacial, aunque hasta la fecha, mediciones in situ y remotas son complementarias. Generalmente las metas experimentales son alcanzadas a través de una combinación de ambos; mientras que los sensores se comportan aceptablemente en cuanto al espectro unidimensional y a sus parámetros básicos, esto no es siempre así para los espectros direccionales. Los espectros de dos dimensiones revelan detalles que no pueden ser observados por espectros frecuenciales utilizados como una herramienta cualitativa para interpretar situaciones ambientales y diferencias entre sensores de oleaje. Las mediciones in situ de las propiedades de las olas son procesadas para proporcionar datos que pueden ser comparados con modelos de predicción (usados localmente o en bases climatológicas) y así validarlos (Pettersson et al., 2003).

En principio, la serie de tiempo de altura de la superficie libre es similar a la serie de tiempo de ruido en acústica. Suponiendo que es una muestra discreta de un proceso continuo, los principios del análisis de Fourier pueden ser aplicados para describir los datos. El análisis espectral busca describir la distribución de varianza con respecto a la frecuencia de la señal. El método más sencillo utilizado es generalmente conocido como Transformada Rápida de Fourier (FFT) y sus aplicaciones para el tratamiento de datos de oleaje puede ser encontrado en diversas referencias como: *Coastal Engineering Manual* (2002), Massel (1996) y Dean y Dalrymple (1991).

Después de realizar muchas observaciones del oleaje se ha ido conociendo mejor su estructura. Por ejemplo, el espectro en el dominio de las frecuencias de olas de viento totalmente desarrolladas fue dado por Pierson y Moskowitz (1964), en donde la expresión original incluía la velocidad del viento como parámetro. Posteriormente esta expresión se modificó y se introdujo la altura de ola significativa $H_{1/3}$ y el periodo significativo $T_{1/3}$ (Mitsuyasu, 1970), expresión conocida como espectro Bretschneider-Mitsuyasu.

Las olas de tormenta generadas por vientos muy fuertes sobre un área relativamente pequeña se suelen caracterizar por un espectro de energía con un pico muy marcado, es decir, la energía se concentra en un rango estrecho de frecuencias. Esta característica se examinó con detalle en una serie de observaciones en el Mar del Norte. El resultado de las mediciones espectrales trajo consigo una modificación del espectro Pierson – Moskowitz, resaltando el pico en el espectro (Hasselmann et al., 1973). La función espectral resultante se conoce como JONSWAP debido al nombre del proyecto. La expresión original incluía la velocidad del viento como parámetro. De nuevo, más

tarde se introdujo una modificación a esta expresión, utilizando la altura de ola significativa y el periodo de pico espectral (Goda, 1988).

La función de densidad espectral en 2 dimensiones fue descrita en primer lugar por Hasselmann *et al.* (1963) para estudiar las interacciones no lineales entre olas en el océano. Desde entonces, el análisis ha sido aplicado en diferentes campos, como por ejemplo turbulencia en fluidos, mecanismos de generación de olas, interacciones entre olas, etc.

El espectro direccional es la forma conveniente, aunque no la más utilizada, de describir las propiedades del oleaje, destacando la energía (o amplitud), frecuencia (o longitud de onda) y dirección de propagación. Es necesario destacar que para muchas aplicaciones el carácter aleatorio de la superficie del océano puede ser representado por el espectro, aunque debido a la limitación de los métodos de observación, el conocimiento del espectro direccional es relativamente limitado comparado con el espectro de frecuencia escalar.

Mientras que las propiedades “esenciales” del espectro del oleaje (altura de ola significativa, periodo pico, periodo medio) son habitualmente utilizadas, el conjunto de información espectral se puede considerar relativamente poco documentada y utilizada. Esto es debido principalmente a la dificultad de control, proceso y análisis del espectro direccional del oleaje, junto con las limitaciones de fórmulas y modelos que se alimentan del oleaje.

Es común que en el océano coexistan diferentes sistemas de olas con olas generadas localmente por el viento, y con *swell* que ha viajado desde lugares remotos. Varios sistemas *swell* pueden también coexistir. Esto conduce a estados complejos del mar (o *mixed seas*). La validación y mejora de las predicciones de los modelos de oleaje necesita toda la información espectral. Hoy en día, muchos de los centros operacionales, que utilizan modelos de predicción y asimilan las observaciones para la predicción, usan únicamente la altura de ola significativa. Sin embargo, el parámetro de altura de ola es sólo un parámetro de diagnóstico de los modelos y no una variable pronóstica, lo que conduce a simplificaciones en el proceso de asimilación pero no a la mejora de predicciones espectrales.

Información sobre la distribución direccional de la energía es necesaria para la propia predicción de diferentes fenómenos oceanográficos y geomorfológicos en aguas profundas y someras. Por ejemplo, el transporte de sedimentos en la zona costera es inducido principalmente por una corriente longitudinal y la intensidad de esta corriente depende fuertemente de la dirección de las olas en la línea de rotura (Massel, 1989). La efectividad de las estructuras costeras y *offshore* depende de su orientación respecto a las olas que le afectan. Además, las fuerzas inducidas por las olas sobre las estructuras son una función de la distribución direccional de la energía del oleaje (Sarpkaya y Isaacson, 1981; Wiegel, 1982).

En condiciones extremas, la no linealidad de las olas es grande y tiene una fuerte influencia en parámetros de diseño ingenieril. Los modelos, en general, se basan en la hipótesis de espectros unidireccionales y de banda estrecha. El ancho del espectro y la dispersión direccional influyen las características no lineales de las ondas. No existe literatura detallada sobre el efecto de la dispersión direccional y la anchura espectral y mucho menos para aguas someras. La mayoría de los trabajos sobre anchura espectral concierne a la distribución de alturas en un mar gaussiano. En aguas profundas la anchura espectral aumenta considerablemente las no linealidades mientras que en aguas someras no tiene mucha significancia (*Prevosto, 1998; Stansberg, 1995*).

Tipos de espectros

Lopatoukhin et al. (2002) esquematizan los diferentes tipos de espectros, y para hacer un estudio más claro establecen la siguiente clasificación con tres clases principales y algunas subclases (Fig 3.4).

Estas son:

- a) Espectros de un sólo pico (I). Prevalece un sistema de oleaje - o bien *sea* (I-1) o bien *swell* (I-2). En consecuencia, existe un sólo pico (ω_{pico} , θ_{pico}) en la distribución de energía. La separación entre el oleaje *sea* y el *swell* puede ser basado en el valor no dimensional definido como:

$$\delta = (g \cdot \tau_p^2) / (h_s) = (\pi^2 \cdot g) / (m_{00}^{1/2} \cdot \omega_p^2) \quad [3.7]$$

m_{00} es un momento circular central (*Kuik et al., 1988*)

ω_p es la frecuencia que aporta la máxima densidad energética (en rps)

τ_p es el inverso de la frecuencia que aporta la máxima densidad energética

h_s es la altura de ola significativa

g es la constante de gravedad (9.8 m/s^2)

Si $\delta > 300$, entonces el espectro pertenece a un *swell*, del otro modo pertenece a un tipo *sea*. Se puede utilizar otra forma de diferenciar el tipo de oleaje utilizando el parámetro de anchura espectral ε :

$$\varepsilon^2 = 1 - r^2 \quad \text{Encontrándose } \varepsilon \text{ entre valores de 0 y 1} \quad [3.8]$$

$$r = T_c / T_z$$

siendo T_c el periodo de paso entre crestas y T_z el periodo de paso ascendente.

Cuando ε tiende al valor cero el oleaje es de tipo regular, teniendo características de oleaje tipo *swell*. Cuando el valor de ε tiene a la unidad el oleaje es de carácter irregular siendo de tipo *sea*. Aunque en la naturaleza el *swell* presenta un valor $\varepsilon \approx 0.4 - 0.5$ y el tipo *sea* tiene un valor $\varepsilon \approx 0.8$.

b) Espectros de dos picos (II). Se dan con la existencia de dos sistemas de olas simultáneos. Se pueden reconocer tres subclases dependiendo de los picos dentro del espectro:

\Rightarrow II-1. Espectros variados con separación tanto en la frecuencia como en la dirección. En este caso existen dos máximos pronunciados, $(\omega_{\text{pico1}}, \theta_{\text{pico1}})$ y $(\omega_{\text{pico2}}, \theta_{\text{pico2}})$, ambos en el espectro de frecuencia y distribución angular.

\Rightarrow II-2. Espectros variados con separación sólo por la dirección. En este caso, sólo hay un pico en el espectro de la frecuencia y dos picos en la dispersión angular. Como resultado el espectro bidimensional, habrá picos en la misma dirección, $(\omega_{\text{pico1}}, \theta_{\text{pico1}})$ y $(\omega_{\text{pico1}}, \theta_{\text{pico2}})$.

\Rightarrow II-3. Oleaje variados con separación sólo por la frecuencia. La dispersión angular tiene sólo un pico y el espectro de la frecuencia es amplio con un segundo pico no tan pronunciado.

c) Espectros multipico (III). Complicados campos de oleaje de los cuales dos o más suelen ser campos *swell*. En este caso, la dispersión angular tiene más de dos picos pronunciados.

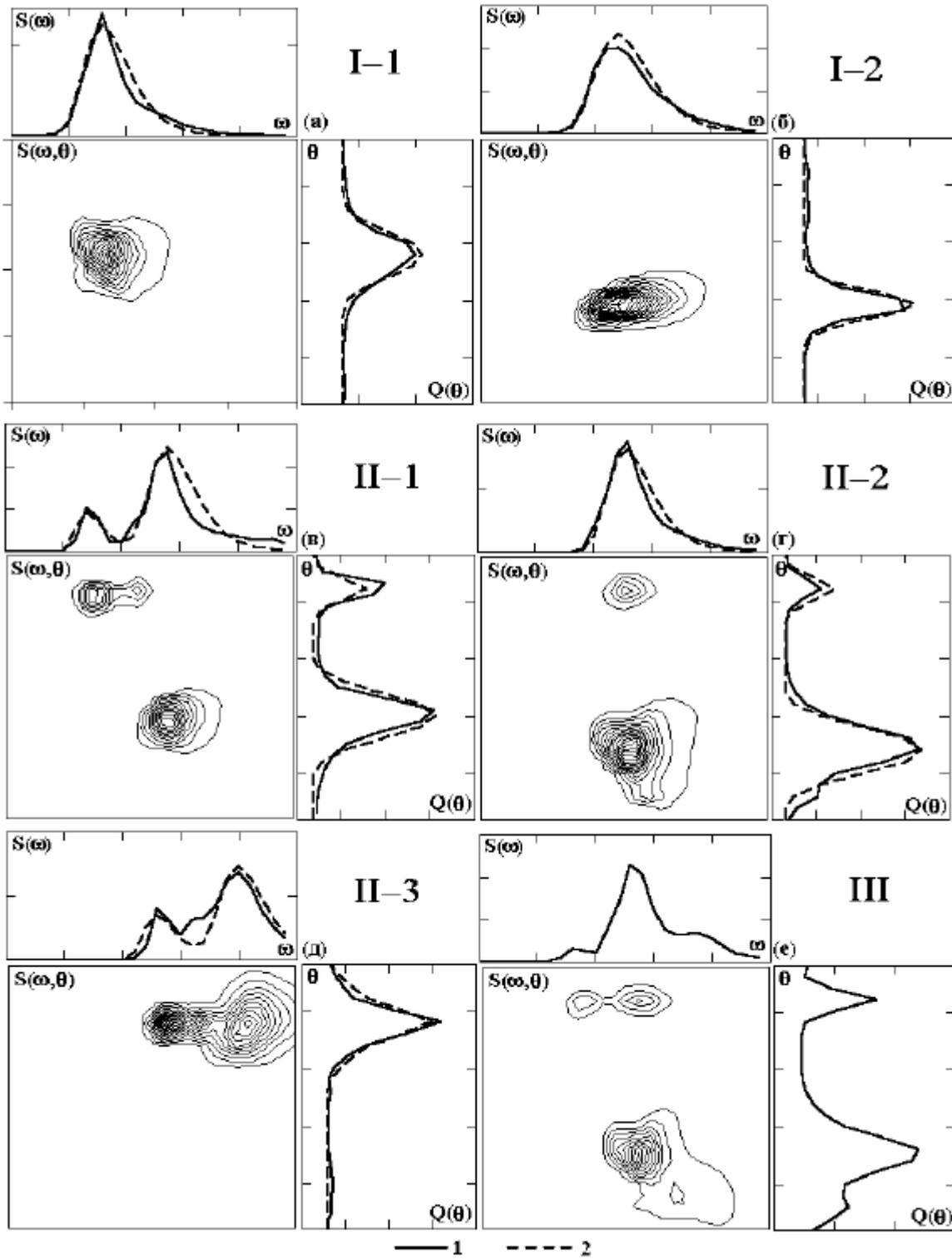


Figura 3.4. Clases de espectros de oleaje.

Discriminación de los picos

El estudio de los picos presenta la dificultad de detectarlos. Una metodología para identificar y seleccionar los espectros de dos o más picos fue descrita por *Guedes-Soares y Nolasco (1992)*. Esta metodología fue diseñada para tener en cuenta la incertidumbre estadística en las estimaciones de las densidades espectrales, debido a que existe la posibilidad (no despreciable) que un espectro ancho de un sólo pico pueda parecer un espectro de doble pico y viceversa.

El criterio para identificar la existencia de los dos o más picos está basado en los intervalos de confianza sobre las estimaciones espectrales. Si los picos de un mismo registro salen de los intervalos de confianza, se considera que representan un mismo pico real. Sin embargo para evitar el problema de los “*outliers*”, el criterio adoptado también requiere que el máximo de un espectro sea un pico si este se desarrolla durante cuatro bandas de frecuencia consecutivas (si el espaciado corresponde a 0.005 Hz) o tres bandas (si corresponde a 0.01 Hz), y decrece en las cuatro próximas bandas (si el espaciado corresponde a 0.005 Hz) o tres (en el caso de que el espaciado corresponda a 0.01 Hz). Además el orden del segundo pico no debería ser más bajo del 10 % del máximo, aunque este umbral se puede considerar más pequeño en el caso que exista una tendencia marcada.

Para clasificar los espectros como puramente *sea* o no, *Drennan et al. (2003)* utilizaron una clasificación automática basada en el análisis de sistemas múltiples de oleaje encontrando valores máximos de energía y asociándolos a un tren de olas. Un tren fue limitado por un mínimo cercano al pico y con esparcimiento menor a los 45 grados en ambas direcciones a la del pico. Un espectro fue partido en hasta 5 trenes de ondas y para cada uno fueron calculados parámetros como T_z y dirección media, los trenes fueron identificados como “*sea*” con el criterio $U_{10}\cos(\theta_d) > 0.83 C_p$ y $|\theta_d| < 45$ grados donde θ_d es el ángulo entre el viento y la dirección del oleaje.

3.3 Predicción de oleaje

3.3.1 Introducción a la modelización del oleaje

Durante los últimos 35 años los modelos de oleaje han sido utilizados para el trazo de rutas de embarcaciones, operaciones de plataformas, industria en mar abierto e investigación climática. Su inicio se da con el entendimiento de las fluctuaciones de presión y variaciones de la fricción sobre la superficie del océano asociados a flujos de aire sobre las olas. En los últimos 20 años ha habido un auge en el estudio del intercambio de momentum en la interface aire - agua en los océanos, lo que ha generado un continuo desarrollo de modelos describiendo la física de dichos procesos (*Massel, 1996; Johnson et al., 1998*).

Dos tipos de modelos de oleaje han sido desarrollados para simular la evolución del oleaje: la resolución de fase (*phase resolving*) y el promediado de fase (*phase averaged*). Los modelos con resolución de fase son usados para condiciones de oleaje muy variables en dominios pequeños y generalmente no consideran generación ni disipación (*Ris, 1997; Massel, 1996; Monbaliu et al., 2000*). Por el contrario, los modelos de promediado de fase asumen que las propiedades de las olas varían lentamente en escalas de la longitud de onda y consideran los fenómenos de generación, disipación de energía e interacciones no lineales en los que la superficie del mar es descrita por un espectro de energía. Este concepto de modelos se inició con el trabajo de *Gelci et al. (1956)* y a partir de entonces se han generado una gran cantidad de modelos espectrales (*Ris, 1997; WAMDI Group, 1988; Monbaliu, 2003*).

Para fines de diseño ingenieril se requiere la estimación de parámetros de oleaje, para lo cual, una práctica común en el campo de la ingeniería es el uso de tablas y monogramas donde los presentados por el *Coastal Engineering Manual (CEM)* son ampliamente usados. Sin embargo el CEM hace notar que los modelos numéricos son más precisos aunque costosos y complejos. El CEM presenta métodos simplificados para estimar condiciones de oleaje basados en los resultados de JONSWAP pero con algunas modificaciones. Existen otros modelos paramétricos como son el método de Krylov, el método de Donelan y el método de Sverdrup-Munk-Bretshneider (SMB). *Bishop et al. (1992)* compara las formulaciones resultando que el SPM (versión anterior al CEM) presenta los resultados estadísticos más pobres: la versión de 1984 tendía a sobrestimar alturas y periodos.

Sverdrup y Munk (1947) fueron los pioneros en estudiar y desarrollar gráficas de dependencias de alturas y frecuencias respecto al viento y *fetch*, más tarde *Pierson y Moskowitz (1964)* aplicaron la teoría de Kitaigorodskii para desarrollar el espectro Pierson-Moskowitz. Los resultados obtenidos suelen ser presentados en gráficas de tiempo o *fetch* limitado generadas por las siguientes ecuaciones generalizadas:

Para *fetch* limitado

$$\begin{aligned}\frac{gH_s}{U^2} &= f1\left(\frac{gX}{U^2}, \frac{gh}{U^2}\right) \\ \frac{\omega_p U}{g} &= f2\left(\frac{gX}{U^2}, \frac{gh}{U^2}\right)\end{aligned}\quad [3.9]$$

para duración limitada

$$\begin{aligned}\frac{gH_s}{U^2} &= f3\left(\frac{gt}{U}, \frac{gh}{U^2}\right) \\ \frac{\omega_p U}{g} &= f4\left(\frac{gt}{U}, \frac{gh}{U^2}\right)\end{aligned}\quad [3.10]$$

Estas ecuaciones pueden ser utilizadas también en base a espectros JONSWAP o (SMB) lo que supone cambiar algunos parámetros y coeficientes de las funciones f (Massel, 1996). Hsu et al. (2000) realizan una comparación entre 9 diferentes formulaciones de *fetch* limitado, encontrando que la formulación de Dobson et al. (1989) es la que mejor se comporta para la zona norte del golfo de México.

Modelos de tercera generación

El modelo de Phillips (1957) de generación de olas por viento se basa en el hecho de que las fluctuaciones de presión turbulenta no son alteradas por las olas y son advectadas a una velocidad proporcional a la velocidad del viento mostrando la existencia de una resonancia entre la presión advectada y las olas a cierta velocidad. Este mecanismo de resonancia considera el crecimiento inicial de las olas, sin embargo, es un mecanismo muy débil. Miles en el mismo año desarrollo una teoría en la que utilizando la ecuación de Rayleigh en el aire y la de Laplace en el agua obtuvo un espectro de oleaje con crecimiento mas rápido que el de Phillips. Algunas comparaciones con experimentos han mostrado que la teoría de Phillips es adecuada para la iniciación del crecimiento mientras que la de Miles representa una gran porción en el desarrollo espectral (la teoría de Phillips y Miles son fundamentales en los modelos actuales de generación de oleaje).

Los modelos modernos de previsión de oleaje, denominados de tercera generación, se basan en la integración de la ecuación de balance de acción de las olas (Monbaliu et al., 2000). Toman como “*input*” el campo de vientos, por lo que cualquier error en éste se transmitirá de modo automático a la correspondiente previsión de oleaje (Komen et al., 1994). Estos modelos son la evolución histórica de los modelos de los años 60’s y 70’s (modelos de primera generación) que no

simulaban explícitamente el balance de la energía espectral (*SWAMP, 1985*) y de los modelos de segunda generación (*WAMDI Group, 1988*) donde los grandes limitantes se debían a problemas numéricos y de cálculo.

Los modelos de primera generación, que fueron desarrollados entre 1960 y 1980, evitaron el problema de resolver completamente la ecuación de balance de energía y asumían que los componentes dejaban de crecer “bruscamente” al alcanzar un nivel de saturación. Estos modelos sobrestimaban el viento y subestimaban las transferencias no lineales. Los modelos de segunda generación se desarrollaron después de intensas campañas de mediciones y experimentos. Sin embargo no eran capaces de simular condiciones complejas y tenía que indicarse la forma espectral a simular. En 1985 el grupo SWAMP (*Sea Wave Modelling Project*) después de un análisis de los modelos existentes propone el desarrollo de modelos de tercera generación resolviendo la ecuación básica de transporte sin ninguna restricción en la forma del espectro y mejorando los cálculos numéricos (*Massel, 1996; WAMDI group, 1988*).

La aparición de los modelos de oleaje de tercera generación es el principal avance hasta la fecha para las predicción de oleaje generado por viento. El grupo WAMDI (*Wave Model Development and Implementation*) desarrolló el primer modelo de tercera generación llamado WAM (*WAve Model*) durante la década de los 80's. Este modelo es actualmente utilizado para realizar predicciones operacionales en todo el mundo. El ECMWF (*European Centre for Medium Range Weather Forecasts*) reporta Bias y RMS (Error medio cuadrático) del WAM respecto a observaciones por satélite entre 5 y 30 cm respectivamente. Sin embargo, la situación aún está lejos de una predicción óptima por lo que es necesario realizar mejoras. Parte de los errores son atribuidos a la calidad de los vientos de entrada, la física representada por los modelos y los métodos numéricos. Un área donde se pueden mejorar las predicciones es en el uso de medidas disponibles para alimentar las condiciones iniciales de los modelos. *Bidlot et al. (2002)* muestra que el uso de datos de satélite reduce el bias un 40% y el RMS en un 20%.

Polnikov (2004) presenta lo que el autor denomina “un modelo de cuarta generación” donde se ha optimizado todos los términos fuente para aguas profundas incluyendo una versión optimizada del calculo de las interacciones no lineales, una mejora en el aporte del viento considerando la capa frontera de la atmósfera y una nueva forma de disipación. Estas mejoras son un paso importante en el desarrollo de los modelos de generación pero deben de ser probadas no sólo en condiciones idealizadas sino también en condiciones reales.

3.3.2 Representación de procesos físicos

Los modelos de generación de oleaje son el vínculo entre el espectro de las fluctuaciones de presión del viento y el espectro de las oscilaciones de la superficie. Para iniciar el desarrollo de una ecuación de balance de energía se asume que la relación de dispersión no depende del tiempo y cambia muy lentamente en espacio. En los modelos de tercera generación el espectro de oleaje es calculado por la integración de la ecuación de balance de energía sin restricciones en la evolución del espectro. En aguas profundas la ecuación representa la generación, propagación, disipación por rotura (*whitecapping*) y las interacciones no lineales entre olas (*quadruplets* y/o *triadas*). En situaciones de aguas someras, con obstáculos o islas se presentan procesos de transformación además de los de generación de los cuales no todos son reproducidos en los modelos de generación (*Massel, 1996*).

Los procesos de propagación representados en los modelos de tercera generación, y más específicamente el WAM y SWAN, son la evolución en el espacio (x - y), la refracción por fondo y/o corrientes (incluyendo el *shoaling*), el bloqueo o reflexión por corrientes y en el caso del SWAN la transmisión, bloqueo o reflexión por obstáculos. Los procesos de generación/disipación considerados en estos modelos son la generación por viento, la disipación por rotura (*whitecapping*), la disipación por rotura inducida por el fondo, la disipación por fricción con el fondo y la interacción entre olas (generalmente interacción entre “*quadruplets*” y para el SWAN además la interacción entre “*triadas*”). Adicionalmente, en el modelo SWAN, la propagación puede considerar el set-up debido al oleaje.

El término fuente/sumidero (S) dentro de la ecuación del balance de energía consiste en la suma de tres funciones:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad [3.11]$$

donde S_{in} es el suministro de energía a partir del viento, S_{nl} son las interacciones no lineales y S_{ds} es la disipación de la energía.

Muchas aproximaciones han sido utilizadas para describir los mecanismos básicos de transferencia de energía del viento a las olas (S_{in}). Algunos ya han sido descartados y otros aún son utilizados en prácticas ingenieriles y oceanográficas. Uno de los primeros trabajos fue el de *Jeffreys (1925)* que proponía que la tensión del viento sobre la superficie se puede expresar como la suma de dos términos, uno la presión atmosférica y otro la presión de la velocidad del viento. La teoría de *Jeffreys* fue mejorada por *Sverdup y Munk (1947)* incluyendo el efecto de la fricción. *Phillips*

(1957) propone una teoría de crecimiento lineal del espectro del oleaje con el tiempo. *Miles* en el mismo año, basándose en el mecanismo de estabilidad en la interfaces de dos fluidos propone un mecanismo de resonancia siendo el crecimiento exponencial en el tiempo. *Phillips* (1977) combina ambas teorías generando una teoría de generación de oleaje donde la energía de un componente primero crece lineal y luego exponencialmente y de manera proporcional a la fricción que actúa sobre la superficie. Como el crecimiento no puede ser mantenido indefinidamente otros procesos y relaciones no lineales limitan el crecimiento. *Janssen* (1989, 1991) revisa y complementa la teoría de *Phillips* (1977) volviéndose la base de los modelos de predicción de oleaje (*Massel*, 1996).

El término que representa el suministro de energía a partir del viento, S_{in} , se escribe en los modelos de tercera generación (WAM o SWAN) mediante la suma de un crecimiento lineal y otro exponencial (*Phillips*, 1957; *Miles*, 1957).

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + B * E(\sigma, \theta) \quad [3.12]$$

donde A y B dependen de la frecuencia (σ) y dirección (θ) del oleaje.

Miles asumió que la velocidad era constante en tiempo y espacio. El mecanismo tiende a ser ineficiente para olas cuya celeridad se encuentra cerca de la media del viento. Este mecanismo en modelos espectrales toma la forma:

$$\frac{dS(f, \theta)}{dt} = BS(f, \theta) \quad [3.13]$$

donde

$S(f, \theta)$ Espectro de la varianza direccional
 $B \geq 0$ Relacionado con crecimiento exponencial

Snyder et al. (1981) propone:

$$B = [0.2 \text{ a } 0.3] \omega \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{U_5 \cos \theta_w}{c} - 1 \right) \quad [3.14]$$

Komen et al. (1984) propone:

$$B = C_{in} \omega \frac{\rho_a}{\rho_w} \text{MAX} \left[0, \frac{28u_* \cos \theta_w}{c} - 1 \right] \quad [3.15]$$

mostrando una dependencia lineal con u_*/c y donde:

C_{in}	Constante numérica (2.5)
θ_w	Angulo entre dirección del viento y componente espectral
ρ_a	Densidad del aire
ρ_w	Densidad del agua
c	Celeridad

El término propuesto por Snyder es el adoptado en el modelo WAM para representar el mecanismo de Miles.

En la mayoría de las parametrizaciones el crecimiento del oleaje es proporcional a un coseno del ángulo, aunque los datos experimentales están limitados a datos de variaciones de ángulos. Otras investigaciones (*Burgers y Makin, 1993; Mastenbroek, 1996; y Li et al., 2000*) han mostrado una distribución relacionada con el coseno cuadrado para olas lentas en contraste a una relación de coseno como la de *Komen et al. (1994)*. Para un ángulo entre el viento y oleaje de 60 grados, las formulaciones difieren por un factor de 3 lo cual es claramente significativo (*Meirink et al., 2003*).

El término que representa la disipación por rotura (*whitecapping*) se representa mediante:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -(\Gamma \sigma k / K) E(\sigma, \theta) \quad [3.16]$$

Donde Γ depende de la pendiente de las olas y de la frecuencia de corte, que resulta distinta para el WAM y el SWAN (*Ris, 1997*). K representa la media del número de onda y σ es la frecuencia media. De los procesos en aguas profundas (aporte del viento, interacción entre olas y disipación) la disipación por la rotura es el proceso menos conocido, por lo que suele ser utilizado como un mecanismo de ajuste. Sin embargo, el comportamiento durante condiciones limitadas por tiempo o *fetch* son desconocidos.

El término de rotura, debido a la limitación del fondo, se reproduce típicamente mediante el modelo de *Battjes y Janssen (1978)*. El término que representa la disipación de energía por fricción con el fondo se basa en formulaciones de tensión tangencial con el lecho marino como la de *Collins (1972)*, *Madsen (1988)*, *Weber (1991)* o la obtenida del experimento JONSWAP (*Luo y Monbaliu, 1994*).

El término de interacciones no lineales (S_{nl}) entre componentes del espectro (cuadruplets para modelos tipo WAM; y cuadruplets y triadas para el SWAN) se evalúa mediante la “aproximación discreta de interacción” (DIA), (*Hasselmann y Hasselmann, 1981*). *Hasselmann (1960)* demostró que tres componentes de olas en aguas profundas pueden interactuar con un cuarto componente lo que implica un transporte de acción a través del espectro a frecuencias bajas. El hecho de que el SWAN adicionalmente tenga triadas se debe a que es un modelo pensado para pequeña escala y aguas someras. *Freilich y Guza (1984)* estudian el oleaje en zonas someras demostrando que en

estas condiciones las interacciones de triadas predominan (*Ris, 1997; Huang, 1999; Hashimoto et al., 2002*).

La expresión que representa la interacción entre cuádruplets es complicada, incluyendo 6 integrales de superficie en el espacio espectral con condiciones de resonancia. Los cálculos son computacionalmente costosos por lo que en los modelos son crudamente aproximados. La mejora de los cálculos de las cuádruplets deben de ser enfocadas a la reducción de las integrales dependiendo de la solución algebraica (*Hashimoto et al., 2002*).

Para calcular interacciones no lineales a altas frecuencias y parámetros de oleaje es necesario agregar una cola espectral con la misma distribución direccional de la última banda del espectro. Para aguas profundas, la cola de alta frecuencia agregada es escalada para oleaje joven por la frecuencia media y para oleajes más desarrollados por el viento. Es necesario un *cut-off* dinámico en vez de uno fijo para evitar disparidades en la respuesta de escalas de tiempo del espectro. Pruebas con una cola de f^5 mostraron que el modelo no es sensible a la forma precisa de la cola, siendo la contribución de la cola a la energía total generalmente despreciable.

El límite de alta frecuencia es fijado como:

$$f_{hf} = \min\{f_{\max}, \max(2.5\bar{F}, 4f_{pm})\} \quad [3.17]$$

f_{hf} = Límite de alta frecuencia

\bar{F} = Frecuencia promedio

f_{\max} = Frecuencia máxima

f_{pm} = Frecuencia del viento

La cola f^4 es definida como:

$$F(f, \theta) = F(f_{hf}, \theta) (f/f_{hf})^{-4}$$

Para aguas someras, la cola f^4 es remplazada de acuerdo a *Zaslavskiy (1982), Kitaigorodskii (1983)* y otros por

$$F(f, \theta) = (v_{hf}/v)(k/k_{hf})^{-2.5} F(f_{hf}, \theta) \quad [3.18]$$

v = Velocidad de grupo para profundidad finita

K = Número de onda

Los modelos de tercera generación incluyen un limitador en la integración de los términos fuente para garantizar una estabilidad numérica en pasos de tiempo económicos. El limitador restringe el máximo cambio para cada sector espectral por cada paso de tiempo. Pruebas extensivas con el WAM ciclo 4 han demostrado que el modelo no se comporta adecuadamente para *fetch* cortos (*Hersbach, 1996*), lo que puede ser atribuido a un escalamiento erróneo del limitador. Para la versión del WAM para aguas someras el limitador ha sido mejorado de la forma propuesta por *Hersbach y Janssen (1999)* aunque de esta forma el limitador se vuelve parte de la solución y limita la evaluación de las parametrizaciones de los procesos físicos (*Tolman, 2002a*).

3.3.3 Fuentes de error y dificultades en el modelado del oleaje

En teoría, un perfecto conocimiento de los procesos físicos permitirían una predicción de oleaje óptima, pero sin embargo la realidad es diferente. Las constantes de los modelos sólo son conocidas de manera limitada y sus valores varían en espacio y tiempo. Por otra parte, las constantes de disipación no pueden ser medidas directamente y deben de ser estimadas por observaciones de otros parámetros (evolución del espectro por ejemplo). Las constantes del aporte del viento pueden ser medidas de mejor manera pero aun así su generalización produce errores de 20%. La disipación por el fondo dependerá de las características del fondo que en muchos casos no es conocida. *Cardone et al. (1995)* discuten que errores importantes son producidos por la mala calidad de los vientos con los que se fuerzan los modelos. Cerca de las costas los procesos se complican y las condiciones del ambiente puede cambiar rápidamente por lo que las parametrizaciones hechas para aguas profundas deben ser modificadas. Una forma de empezar a resolver todos estos problemas es comparando mediciones y predicciones en múltiples condiciones así como la utilización de un sistema de asimilación de datos medidos dentro de los modelos de predicción (*Huang, 1999; Hersbach, 1998*).

Liu et al. (2002) utilizaron 4 modelos para realizar una simulación de las condiciones de oleaje en el lago de Michigan durante un episodio de 10 días. Con ello ilustraron que el concepto de los modelos espectrales puede haber alcanzado un límite en la precisión con la que pueden simular realísticamente la generación y el crecimiento de las olas. Los cuatro modelos (WAM, GLERL/Donelan, DWAVE y SHALWV) mostraron reproducir la tendencia general respecto a las mediciones. Las diferencias entre modelos fueron de la misma magnitud que las diferencias respecto a las mediciones, concluyendo así que la teoría de representación espectral puede ser el factor limitante para realizar importantes mejoras en los modelos.

Las conclusiones que pueden ser obtenidas a partir de simulaciones de oleaje dependen de su calidad, las cuales a su vez, dependen críticamente de los campos de viento con los que son forzados. Por ejemplo, para un mar completamente desarrollado las alturas de olas se escalan con el cuadrado de la velocidad del viento, lo que implica que un error del 10 por ciento en la velocidad del viento producirá un error del 20 por ciento en la predicción del oleaje (*Weisse y Feser, 2003*).

3.3.4 El modelo WAM

El WAM es un modelo de tercera generación que resuelve la ecuación de transporte sin ningún limitante de la forma del espectro de energía; para ello fue necesario una parametrización de la función de transferencia no lineal y la especificación de las funciones de disipación (*WAMDI, 1988*). El WAM está formulado para coordenadas esféricas y usa un método implícito de integración. Dicha ecuación se define como:

$$\frac{\delta F}{\delta t} + \frac{\delta}{\delta \varphi}(\varphi F) + \frac{\delta}{\delta \lambda}(\lambda F) + \frac{\delta}{\delta \theta}(\theta F) = S \quad [3.19]$$

en donde $F(f, \theta, \varphi, \lambda, t)$ representa la densidad espectral; f es la frecuencia; θ la dirección; φ y λ latitud y longitud, t el tiempo. El término S representa todos los efectos de generación y disipación de las olas. Los términos $\dot{\varphi}, \dot{\lambda}, \dot{\theta}$ representan la propagación, el cambio de la posición y la dirección de las olas viajando en un gran círculo alrededor de la tierra.

La teoría de *Janssen (1991, 1989)*, del aporte del viento que incluye el WAM, muestra que la ecuación de conservación de momentum en estado estacionario es:

$$\tau = \tau_w(z) + \tau_t(z) \quad [3.20]$$

donde

τ_w es fuerza debido a la ola (*wave induced stress*)
 τ_t es la fuerza turbulenta (*stress turbulent*)
 ambos evaluados a una altura z

Janssen asume que el perfil de viento puede ser representado logarítmicamente como

$$U(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z + z_{ow}}{z_{ob} + z_{ow}}\right) \quad [3.21]$$

donde

- u_* Velocidad de fricción
 k Constante de von Karman
 z_{ob} Rugosidad por ondas capilares
 z_{ow} Rugosidad por pequeñas ondas de gravedad

Para una velocidad de viento dada puede ser calculada la tensión total como:

$$\tau = \left[\frac{kU(z)}{\ln\left(\frac{z}{z_{ob} + z_{ow}}\right)} \right]^2 \quad [3.22]$$

donde z es igual a 10 m en el WAM (Johnson, et al., 1998). Johnson y Hansen (2000) muestran que las parametrizaciones de Janssen para la escala de rugosidad no son adecuadas para casos de aguas someras.

El aporte del viento tomado de Snyder et al. (1981), pero escalando la velocidad a la velocidad de fricción (U_*), se generaliza como:

$$S_{in} = \beta F \quad [3.23]$$

donde

$$\beta = \max \left\{ 0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(28 \frac{u_*}{c} \cos \theta - 1 \right) \right\} \omega$$

$$\omega = 2\pi f \quad \text{Frecuencia angular}$$

$$\rho_a, \rho_w \quad \text{Densidad del aire y del agua}$$

$$F \quad \text{Densidad espectral}$$

La disipación por rotura (*whitecapping*) se basa en Komen et al. (1984) :

$$S_{ds} = -3.33 \cdot 10^{-5} \bar{\omega} (\omega / \bar{\omega})^2 (\bar{\alpha} / \bar{\alpha}_{PM})^2 F \quad [3.24]$$

$$\bar{\omega} = E^{-1} \iint F(f, \theta) \omega df d\theta \quad \text{Frecuencia media}$$

$$E = \iint F(f, \theta) df d\theta \quad \text{Energía total}$$

$$\bar{\alpha} = E \bar{\omega}^{-4} g^{-2} \quad \text{Parámetro de pendiente de la ola}$$

$$\bar{\alpha}_{PM} = 4.57 \cdot 10^{-3} \quad \text{Parámetro para el espectro Pierson-Moskowitz}$$

La representación de las interacciones no lineares (*cuadruplets*) se realiza por DIA (*Discrete Interaction Approximation*) de la forma:

$$s_{nl}^{di}(k_4) = \sum_{\gamma=1,2} A_{\gamma} \omega_4 \left[n_1^{\gamma} n_2^{\gamma} (n_3^{\gamma} + n_4^{\gamma}) - n_3^{\gamma} n_4^{\gamma} (n_1^{\gamma} + n_2^{\gamma}) \right] \quad [3.25]$$

donde

n Densidades de acción

A_{γ} Coeficiente de acoplamiento

Este método tiende a hacer los espectros más anchos que si se utilizaran métodos más rigurosos (*Rogers et al., 2003*). Al resolver numéricamente los términos fuente generalmente la solución no es estable por lo que un limitador en el crecimiento de la energía del oleaje es utilizado en función de la frecuencia y del paso de tiempo. *Hersbach y Janssen (1999)* encontraron que el limitador original del WAM no es adecuado para altas resoluciones geográficas por lo que propusieron un limitador que dependía de la velocidad de fricción y de la frecuencia alta de corte (*Monbaliu et al., 2000*).

Para el caso de aguas someras la ecuación de transporte tiene que ser modificada para incluir la pérdida de energía por fricción con el fondo y modificar la relación de dispersión. La fricción con el fondo es tomada del estudio JONSWAP:

$$S_{bf} = -\frac{\Gamma}{g^2} \frac{\omega^2}{\sinh^2 kD} F \quad [3.26]$$

con

$\Gamma = 0.038$

D Profundidad

ω Frecuencia

k Número de onda

F Densidad espectral

El término de disipación es modificado para incluir el número de onda en vez de la frecuencia y, además, es agregado un término de refracción por influencia del fondo:

$$\square_{\theta_D} = \frac{1}{kR} \frac{\partial \omega}{\partial D} \left(\sin \theta \frac{\partial D}{\partial \phi} - \frac{\cos \theta}{\cos \phi} \frac{\partial D}{\partial \lambda} \right) \quad [3.27]$$

ϕ, λ	Latitud y Longitud
θ	Dirección
k	Número de onda
D	Profundidad
ω	Frecuencia
R	Factor de escala

En el WAM se asume que las olas son generadas en la misma dirección del viento y se utiliza un coeficiente empírico de crecimiento (limitador), práctico para mar abierto, aunque en zona costera estas consideraciones pueden no ser válidas (Huang, 1999). Monbaliu et al. (2000) realizan pruebas con el WAM adaptándolo para su utilización en altas resoluciones espaciales principalmente en zonas costeras y en las cuales se han realizado modificaciones de la propagación, inclusión del efecto de corrientes, fricción por fondo y ruptura por fondo. Los autores concluyen que utilizando un paso de tiempo pequeño el WAM es numéricamente estable para casos de crecimiento con *fetch* limitado por lo que los problemas se vuelven numéricos más que físicos. A pesar de esto el limitador de crecimiento (Hersbach y Janssen, 1999) fue también implementado.

El WAM ha sido adoptado por centros de todo el mundo para su uso operacional, incluyendo *The National Center for Environmental Prediction* (NCEP), *United Kingdom Meteorological Office* (UKMO), *The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), y el *U.S. Naval Oceanographic Office* (NAVOCEANO). Con la experiencia, algunas tendencias del modelo fueron encontradas; por ejemplo, la subpredicción de los picos de tormentas y de los eventos de *swell*. Algunas comparaciones han mostrado que la influencia de usar vientos superficiales o fuerza superficial, es despreciable.

El WAM, comparado con datos de boya (Wyatt et al., 2003), mostró buenos resultados, aunque hay evidencia de que responde lentamente a condiciones variables, posiblemente debido a la baja resolución de los campos de viento. El impacto de la asimilación de datos en la predicción de oleaje ha sido muy limitado, e incluso el efecto de la asimilación desapareció una hora después del tiempo de análisis.

El modelo WAM aunque utilizado en diferentes partes del mundo por investigadores y centros de predicciones climáticas, no ha sido sin embargo suficientemente analizado en términos de su validez para mares limitados como el Mediterráneo. Uno de los pocos trabajos realizados es la implementación por Cavaleri et al. (1991), Dell'Osso et al. (1992), donde la verificación del modelo con mediciones mostró que para obtener predicciones confiables es necesario tener resoluciones horizontales altas, con tamaño de celda de, al menos, 40 km.

Para una información más detallada sobre el modelo WAM el lector es referido a publicaciones originales como *WAMDI Group (1988)*, *Monbaliu et al. (2000)*, *Johnson et al. (1998)*, *Tolman y Chalikov (1996)*.

3.3.5 El modelo SWAN

El SWAN, acrónimo de “*Simulating Waves Nearshore*” es también un modelo de tercera generación que describe la evolución del espectro de energía del oleaje tomando en cuenta las condiciones del viento, corrientes y batimetría, calculando procesos de generación, disipación e interacciones no lineales. La ecuación básica utilizada en SWAN es la ecuación del balance de acción:

$$\frac{\delta}{\delta t} N + \frac{\delta}{\delta x} c_x N + \frac{\delta}{\delta y} y_x N + \frac{\delta}{\delta \sigma} c_\sigma N + \frac{\delta}{\delta \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad [3.28]$$

$\partial N / \partial t$	Cambio en tiempo
$\partial C_x N / \partial x$ y $\partial C_y N / \partial y$	Cambio en espacio
$\partial C_\sigma N / \partial \sigma$	Cambio de frecuencia relativa por corrientes y variaciones de la profundidad
$\partial C_\theta N / \partial \theta$	Refracción por fondo y/o corrientes
$S=S(\sigma, \theta)$	Términos fuentes en densidad de energía

Donde N es la densidad de acción equivalente a la densidad de energía sobre la frecuencia relativa, t es tiempo, x y y son coordenadas geográficas, σ es frecuencia relativa y θ es dirección. El término S , como en la formulación del WAM, representa la generación y disipación de energía. Información más detallada sobre el modelo puede ser encontrada en *Booij et al. (1999)*, *Ris et al. (1999)*, *Ris (1997)*.

Los procesos de propagación representados en SWAN son:

- Propagación recti-lineal en espacio
- Transformaciones de olas por cambios en profundidad o corrientes (*shoaling* y refracción)
- Bloqueo o reflexión de olas por corrientes
- Transmisión, bloqueo o reflexión por obstáculos

Los procesos de generación y disipación de oleaje considerados en SWAN son:

- Generación por viento
- Disipación por rotura (*Whitecapping*)

- Disipación por rotura por fondo
- Disipación por fricción en el fondo
- Interacción entre olas (Triadas / Cuadruquetas)
- Set-up

El aporte del viento es descrito a través de un mecanismo de resonancia y retroalimentación, es la suma de crecimiento lineal y exponencial:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + B * E(\sigma, \theta) \quad [3.29]$$

donde A y B dependen de la frecuencia y dirección.

El término de crecimiento lineal A es de *Cavaleri y Malanotte-Rizzoli (1981)*. El término de crecimiento exponencial B puede ser el de *Komen et al. (1984)* cuya expresión es función de U^*/C_{ph} , donde U^* es la velocidad de fricción del viento y C_{ph} es la celeridad de fase. Alternativamente puede utilizarse la formulación de *Janssen (1989, 1991)*.

La ruptura de oleaje (*Whitecapping*) se expresa:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -(\Gamma \sigma k / \kappa) E(\sigma, \theta) \quad [3.30]$$

Γ Depende de la pendiente de la ola (*steepness*). Los valores son como los del WAM pero la manera en que se hace la frecuencia de corte del análisis espectral es distinta. Esto hace que el crecimiento del espectro entre WAM y SWAN sea diferente.

La fricción en el fondo se expresa:

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom}(\sigma^2/g^2 \sinh^2(kd))E(\sigma, \theta) \quad [3.31]$$

C_{bottom} Coeficiente de fricción en el fondo para el que se tienen tres opciones:
JONSWAP, Collins o Madsen

La rotura por fondo utiliza el modelo de *Battjes y Janssen (1978)*:

$$D_{tot} = (-1/4)\alpha_{BJ}Q_b(\sigma/2 \pi)H_m^2 \quad [3.32]$$

donde

$\alpha_{BJ} = 1$ en SWAN

Q_b fracción de olas rompiendo, determinada por

$$(1-Q_b)/(\ln Q_b) = -8(E_{tot}/H_m^2)$$

H_m máxima altura de ola que puede existir a determinada profundidad

σ media de frecuencia

Para incluir direcciones espectrales la disipación por unidad de tiempo es:

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = (D_{tot}/E_{tot}) E(\sigma, \theta) \quad [3.33]$$

E_{tot} Energía total de la ola

D_{tot} Velocidad de disipación, que depende del parámetro de rotura

Los cálculos de interacción entre olas en SWAN son realizados por *Discret Interaction Approximation* (DIA), y *Lumped Triad Approximation* (para triadas). La integración de la ecuación de balance de acción es implementada por diferencias finitas en 5 dimensiones (tiempo, espacio y espacio espectral). A diferencia del WAM, un paso de tiempo constante es utilizado para la propagación y los términos fuentes.

La frecuencia alta de corte es típicamente de 1 Hz para condiciones de campo. En el SWAN, arriba de esta frecuencia es agregada una cola f^m (m entre 4 y 5; 4 si la formulación del aporte del viento de *Komen et al. (1984)* es usada ó 5 si el aporte por el viento es formulado por *Janssen (1991)* para calcular interacciones no lineales a altas frecuencias y parámetros de oleaje. La razón por la que se usa este “*cut-off*” fijo en vez de uno dinámico dependiente del viento como en WAM, es que en regiones costeras existe una mezcla de diferentes condiciones (*swell* con viento local) en las cuales un *cut-off* dinámico sería poco apropiado (*Ris, 1997*).

El SWAN fue verificado en modo estacionario por *Ris et al. (1999)* en zonas de batimetría compleja y en presencia de corrientes mostrando errores (RMS) en los cálculos de altura significativa de 0.3 m y para el periodo de 0.7 s. Sin embargo, la forma del espectro no fue reproducida satisfactoriamente. Se observó que parte de los errores son sistemáticos generalmente sobrestimación de H_s por 5% y subestimación del periodo por 8%, errores que son atribuidos a las formulaciones de los procesos físicos.

Hashimoto et al. (2002) perfeccionaron el método de resolver las interacciones no lineales en el modelo SWAN obteniendo mejoras en los cálculos de la altura significativa, la frecuencia pico y la forma del espectro.

Kaiser et al. (2000) utilizaron el SWAN para el área de Norderney Seegat durante un evento intenso y utilizando mallas con tamaño de celdas de 80 x 90 m, los resultados mostraron buena concordancia con mediciones. Una vez validado, utilizaron el modelo exitosamente para evaluar H_s en el diseño de estructuras de protección costera.

Booij et al. (2001) utilizan el SWAN para modelar oleaje a partir de escalas oceánicas hasta llegar a escalas del orden de metros. Esto demuestra que el SWAN puede ser anidado con saltos de 3 ordenes de magnitud entre mallas y obtener resultados aceptables.

Rogers et al. (2003) encuentran un problema en el SWAN, en el que la presencia de *sea* causa una disipación no deseada del *swell*. Esto ocurre por la dependencia de la rotura en el parámetro integrado de la pendiente de la ola. Se estudia el crecimiento y decaimiento del oleaje en el modelo SWAN motivados por un pobre comportamiento del modelo para escalas regionales, donde se presenta una subpredicción de las bajas frecuencias (0.05 – 0.19 Hz). Estos autores proponen dos métodos para mejorar las predicciones: uno, modificando la importancia relativa del término número de onda en la formulación de rotura por viento; dos, eliminando la rotura del *swell*. Utilizando la primera modificación se presenta una ligera mejora, y con la segunda modificación un problema de disipación es corregido.

En resumen, podemos hacer notar algunas de las principales diferencias entre los modelos WAM y SWAN. La primera es la interacción entre triadas que es posible calcular en el SWAN. La segunda son las técnicas numéricas utilizadas y la tercera se refiere a la cola espectral. Además existen diferentes formulaciones implementadas en uno u otro modelo ya sea para el aporte de viento, la disipación de energía o la transmisión/bloqueo de energía por obstáculos. El anejo B resume los procesos y formulaciones de los modelos SWAN, WAM y el WAM modificado por *Monbalieu et al. (2000)*.

3.3.6 Difracción en modelos espectrales

En la mayoría de estudios de ingeniería de costas es necesario conocer las condiciones de oleaje sobre una gran área o una relativamente larga longitud de costa tomando en cuenta el asomeramiento (*shoaling*), refracción y disipación para lo cual los modelos de promediado de fase representan una de las principales herramientas. En algunos casos también es necesario conocer el oleaje cerca de estructuras costeras donde la difracción es un proceso importante y no bien representado por los modelos de promediado de fase, así que generalmente se utiliza una combinación de modelos de generación y propagación (*Tozer y Durand, 2002*).

La difracción generalmente es calculada con modelos de solución de fase o ecuaciones tipo “mild-slope” mientras que los modelos de promediado de fase (espectrales) no incluyen este efecto (*Holthuijsen et al., 2002*).

Rivero et al. (1997) proponen la inclusión del efecto de difracción a la ecuación del balance de acción que se utiliza por los modelos espectrales utilizando la ecuación eikonal. De la ecuación

de balance de acción y asumiendo condiciones estacionarias las celeridades C_x , C_y , C_θ , y C_σ se derivan de principios de teoría lineal que se definen como:

$$\begin{aligned}\bar{C} &= (C_x, C_y) = \frac{\partial \sigma}{\partial k} \bar{s} + U \\ C_\theta &= -\frac{1}{k} \frac{\partial \sigma}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial n} - \bar{s} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial n} \\ C_\sigma &= \frac{\partial \sigma}{\partial h} (\bar{U} \cdot \bar{\nabla} h) - \frac{\partial \sigma}{\partial k} (\bar{K} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial s})\end{aligned}\quad [3.34]$$

donde

- σ Frecuencia relativa
- k Factor de separación
- \bar{s} Unidad vectorial
- \bar{U} Corriente ambiental
- h Profundidad
- n Dirección normal al rayo
- s Dirección del rayo
- \bar{K} Vector del número de onda

Los autores proponen nuevas expresiones de C_x , C_y y C_θ utilizando la ecuación eikonal que considera los efectos de difracción. Las celeridades en ausencia de corrientes las definen después de desarrollo algebraico como:

$$\begin{aligned}\bar{C} &= (C_x, C_y) = \left(\frac{\partial \omega}{\partial k} \frac{K}{k}\right) \bar{s} = \left(\frac{\partial \omega}{\partial k} \sqrt{1-\delta}\right) \bar{s} \\ C_\theta &= -\frac{1}{k} \frac{\partial \omega}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial n} \sqrt{1-\delta} + \frac{1}{2\sqrt{1-\delta}} \frac{\partial \omega}{\partial k} \frac{\partial \delta}{\partial n}\end{aligned}\quad [3.35, 3.36]$$

donde

- ω Frecuencia angular
- δ Medida de la intensidad de la difracción

En condiciones con corrientes, las celeridades son definidas de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}\bar{C} &= (C_x, C_y) = \left(\frac{\partial \sigma}{\partial k} \frac{K}{k}\right) \bar{s} + \bar{U} = \left(\frac{\partial \sigma}{\partial k} \sqrt{1+\delta}\right) \bar{s} + \bar{U} \\ C_\theta &= -\frac{1}{k} \frac{\partial \sigma}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial n} \sqrt{1+\delta} + \frac{1}{2\sqrt{1+\delta}} \frac{\partial \sigma}{\partial k} \frac{\partial \delta}{\partial n} - \bar{s} \cdot \frac{\partial \bar{U}}{\partial n} + \frac{\delta}{K} \frac{\partial \sigma}{\partial n}\end{aligned}\quad [3.37, 3.38]$$

Los resultados mostrados por los autores (Fig. 3.5) muestra una mejora en el efecto de difracción, sin embargo, el efecto sólo es notorio en posiciones lejanas al obstáculo y no en las cercanías de este.

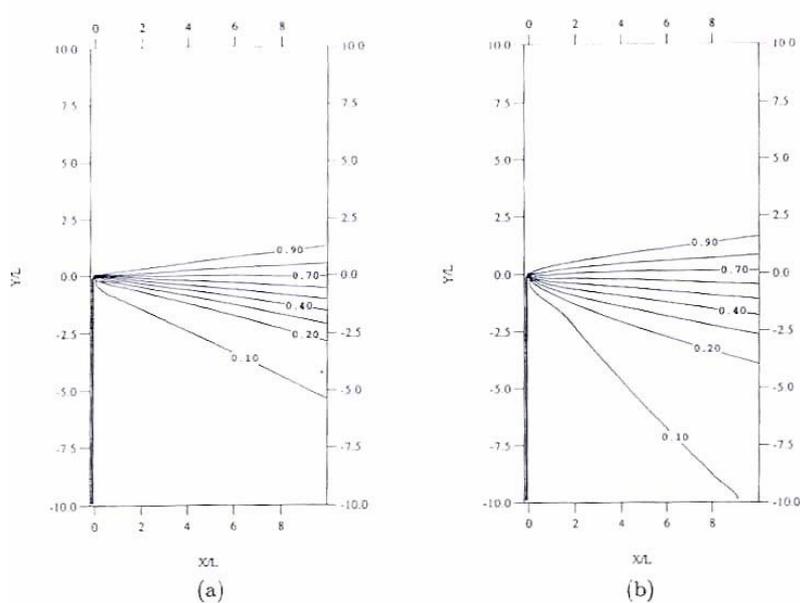


Figura 3.5. Difracción por un rompeolas semi infinito, (a) sin difracción, (b) con difracción. (de Rivero et al., 1997).

Holthuijsen et al. (2002), por otra parte, presentan un resultado preliminar obtenido de la inclusión del efecto de difracción en el modelo SWAN, considerando que la difracción es un término extra en la formulación de la refracción. Definen la refracción y difracción como:

$$C_{\theta} = \frac{c_g}{k} \frac{\partial k}{\partial m} + \frac{c_g}{2(1+\delta)} \frac{\partial \delta}{\partial m} \quad [3.39]$$

donde

$$\delta = \frac{\nabla \cdot (cc_g \nabla a)}{k^2 cc_g a}$$

$a = a(x, y)$ Variación espacial de amplitud

m Coordenada normal a la propagación

k Número de onda

c Velocidad de fase

c_g Velocidad de grupo

El primer término de la ecuación es la formulación convencional de la refracción, y el segundo, representa la difracción. La formulación propuesta fue implementada en el modelo SWAN por los autores mostrándose los resultados de situaciones simples en la figura 3.6.

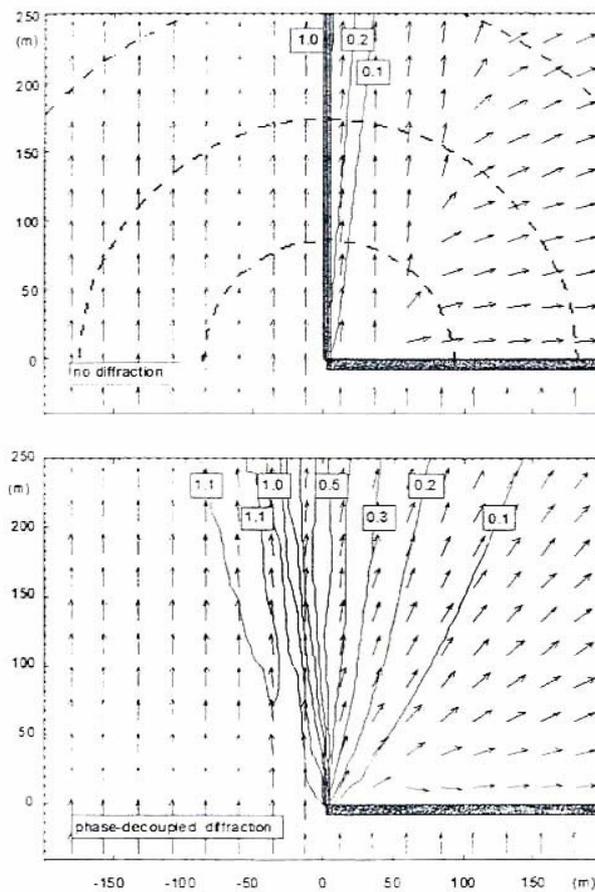


Figura 3.6. Propagación alrededor de un rompeolas semi-infinito. Gráfica superior sin difracción, inferior con difracción (de Holthuijsen et al., 2002).

3.3.7 Variabilidad del viento en modelos espectrales

El mecanismo de Miles para crecimiento de las olas actúa cuando el viento es mayor que la celeridad de las olas lo que resulta en una subestimación de las condiciones del oleaje cuando los modelos son forzados por promedios de vientos filtrados en tiempo y espacio. Para reducir dicho error, *Oliveira (1997)* incluye la variabilidad de los vientos parametrizando el mecanismo de Miles usando una distribución Weibull para la distribución de la advección (variabilidad) ya que es una distribución asimétrica, limitada al lado izquierdo y tiene una dispersión que aumenta junto con el valor medio, en vez de la distribución utilizada por *Komen et al. (1984)* de tipo coseno. Con ello se induce el crecimiento en algunos componentes cuyas celeridades son mayores a la del viento.

Cavaleri y Burgers (1992) usan una aproximación “Monte-carlo” en el WAM introduciendo fluctuaciones aleatorias de tipo gaussianas en el campo de vientos. Sin embargo su método requiere un paso de tiempo muy pequeño y por tanto es poco práctico para su implementación operacional.

Vledder y Holthuijsen (1993) estudian la respuesta direccional del oleaje a los cambios de dirección del viento para situaciones homogéneas (donde un viento constante cambia de dirección). De su trabajo se concluye que la respuesta es inmediata y las olas rápidamente cambiaran de dirección para coincidir con la del viento. Es lógico pensar que las olas de alta frecuencia responderán más rápido que las de baja así como lo han demostrado también *Allender et al. (1983)* y *Masson (1990)*. Por todo ello en realidad la respuesta del océano estará muy ligada al estado en el que se encuentre y por consiguiente al término de la edad de las olas, como se reporta en los trabajos de *Gunther et al. (1981)* y *Holthuijsen et al. (1987)*. *Young et al. (1987)* encuentran que la iniciación del cambio de dirección de las olas se debe a la generación de oleaje nuevo en la dirección del viento y no a la rotación del oleaje “viejo”.

La calidad de predicciones de oleaje depende del modelo de oleaje pero también de la precisión del campo superficial de vientos. Condiciones climatológicas severas pueden cambiar sus condiciones en dirección e intensidad rápidamente con lo que el uso de datos de viento cada 3 o 6 horas puede no tener la resolución temporal necesaria para el modelo de oleaje. La respuesta física de las olas al viento es menor a 6 horas, por lo que la respuesta de las olas a fluctuaciones de viento menores a 6 horas producidas por inestabilidades baroclínicas o presencia de frentes atmosféricos es omitido en la predicción operativa de oleaje (*Bauer y Weisse, 2000; Mori y Hirakuchi, 2002*).

Las medidas de la respuesta direccional del oleaje al cambio de dirección de los vientos es importante para evaluar las parametrizaciones físicas de los modelos de predicción de oleaje. *Hasselmann et al. (1980)* proponen un modelo de relajación para parametrizar esta respuesta direccional. Según este modelo, la dirección media para cada frecuencia se relaja hacia la nueva dirección del viento:

$$\frac{d\bar{\theta}_f}{dt} = 2\pi b f \sin(\theta_w - \bar{\theta}_f) \quad [3.40]$$

donde

- $\bar{\theta}_f$ Dirección media de cada frecuencia
- θ_w Dirección "nueva" del viento
- b Parámetro de relajación direccional
- f Frecuencia

El parámetro de relajación puede ser o no, función de la frecuencia y de la edad del oleaje. Diferentes estudios (*Hasselmann et al. (1980)*, *Allender et al. (1983)*, *Masson (1990)*) se han realizado aplicando este modelo e identificando diferentes valores del parámetro b .

Jackson y Jensen (1998) realizaron un estudio sobre la respuesta del oleaje a cambios direccionales del viento utilizando información de boyas y radares. Calcularon el parámetro de relajación direccional b encontrando valores de $3.3(+/-0.1)10^{-5}$, y también hacen notar que las frecuencias cercanas al pico espectral no se comportan de acuerdo al modelo de relajación.

Bauer y Weisse (2000) incluyen la variabilidad del viento en un modelo espectral analizando series de tiempo de 20 minutos y construyendo un “generador de viento” estadístico que modifique los vientos con los que se alimenta el modelo de oleaje, comúnmente en intervalos de tiempo de 6 horas. El efecto general de dicho proceso fue el de aumentar el flujo de momentum y con ello un aumento sistemático de la altura de ola. *Gunther et al. (1981)* proponen un modelo paramétrico basado en los modelos de segunda generación donde sólo la dirección dominante es parametrizada al cambio de dirección.

Perrie y Toulany (1997) desarrollaron un modelo para la respuesta de las olas a cambios en la dirección de viento basado en relaciones de *fetch* y crecimiento para condiciones en desarrollo. El modelo de relajación asume que un pequeño cambio de viento es seguido por un cambio en cada una de las bandas de frecuencias, mientras que en el modelo de *Perrie y Toulany (1997)*, la dirección media del pico puede no cambiar hacia la dirección del viento. Estos autores compararon el modelo de relajación y el suyo, encontrando mayores correlaciones para el segundo (0.839). Sin embargo el modelo es complicado y requiere datos que no son fáciles de determinar como la dirección del pico espectral, la frecuencia del pico y el coeficiente de arrastre.

La variabilidad del viento es una incertidumbre importante, especialmente en predicción operativa de oleaje donde las limitaciones del tiempo de cálculo acotan la frecuencia para forzar los campos de oleaje que suelen ser del orden de 3 o 6 horas. Esta limitante requiere de validaciones de viento y oleaje para la implementación de técnicas que permitan “recuperar” la variabilidad perdida por las escalas de tiempo utilizadas.

3.3.8 Estadísticas para la validación de modelos

Para determinar la calidad de las predicciones que se realizan con un determinado modelo es necesario realizar comparaciones con valores observados ya sea en laboratorio o en campo. Generalmente se utilizan conceptos estadísticos para evaluar los resultados de los modelos de predicción (*Oliveira, 1997; Ris, 1997; Gunther y Rosenthal, 1989*). Los más comunes para observaciones puntuales son:

Bias (Sesgo)

$$B = \overline{X_{\text{mod}}} - \overline{X_{\text{obs}}} \quad [3.41]$$

que describe la tendencia general del modelo. Es recomendable utilizar series de tiempo con suficientes datos para no generalizar errores puntuales.

Error medio absoluto que da una media de la magnitud del error y del BIAS:

$$E_a = \overline{|X_{\text{mod}} - X_{\text{obs}}|} \quad [3.42]$$

Media de la raíz cuadrada del error (RMSE):

$$E_{rms} = \left[\overline{(X_{\text{mod}} - X_{\text{obs}})^2} \right]^{1/2} \quad [3.43]$$

Índice de esparcimiento (SI) que indica la variabilidad en los errores:

$$S_i = \frac{[(X_{\text{mod}} - X_{\text{obs}})^2]^{1/2}}{X_{\text{obs}}} \quad [3.44]$$

En las fórmulas anteriores:

$$\begin{array}{ll} X_{\text{mod}} & \text{Variable reproducida por el modelo} \\ X_{\text{obs}} & \text{Variable medida} \end{array}$$

Al analizar estas variables estadísticas es importante hacerlo de forma conjunta y con reservas para evitar generalizaciones erróneas causadas por una falta de datos o por casos particulares, que pudieran dar una visión distinta del comportamiento general del modelo. Además, estas formulaciones pueden extenderse para realizar validaciones espaciales en el caso en el que existiesen mediciones de este tipo como por ejemplo de satélites o radares.

Para realizar una validación de la predicción de los espectros existe una medida para apreciar el grado de aproximación de la predicción a los datos medidos; esta formulación es el Índice de Desviación (DI) propuesto por *Liu (1983)*. Este se define como:

$$DI = \sum_{i=1}^N \left[\left(100 \cdot \frac{|\bar{S}(f_i) - S(f_i)|}{\bar{S}(f_i)} \right) \cdot \left(\frac{\bar{S}(f_i) \cdot \Delta f}{m_0} \right) \right] \quad [3.45]$$

donde \bar{S} es el espectro real de los datos medidos por la boya y S es el espectro teórico.

El valor DI representa la suma de las diferencias entre la función de densidad real y la teórica ponderada por la magnitud relativa de los valores reales. Usualmente, si los valores de DI son más bajos a 25-30 la aproximación se puede considerar adecuada.

Silva y Pires (1988) relacionaron los valores de DI con la variabilidad estadística de las estimaciones espectrales. Un intervalo de confianza del 90 % para el espectro, fue demostrado que inducía a un valor de DI sobre 70. Basado en estos resultados se considera que las aproximaciones de los modelos teóricos con valores más bajos a 70 son satisfactorias.