



ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

***DESCRIPCIÓN, MEDIDA Y ANÁLISIS
DEL OLEAJE***

M^a del Carmen Palomino Monzón

José Luis Almazán Gárate

ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

**DESCRIPCIÓN, MEDIDA Y ANÁLISIS
DEL OLEAJE**

**M^a del Carmen Palomino Monzón
Dra. Ciencias Físicas
P.T.U.I. Puertos y Costas e Ingeniería Portuaria
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos
Universidad Politécnica de Madrid**

**José Luis Almazán Garate
Dr. Ing. de Caminos, Canales y Puertos
Ldo. Ciencias Económicas y Empresariales
P.T.U. Puertos y Costas e Ingeniería Portuaria
Delegado español en la Acción COST 714
Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos
Universidad Politécnica de Madrid**

© Es propiedad. Reservados todos los derechos
M^a del Carmen Palomino Monzón
José Luis Almazán Garate

E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos

I.S.B.N.: 84-7493-289-0

DESCRIPCIÓN, MEDIDA Y ANÁLISIS DEL OLEAJE

TABLA DE CONTENIDO

- 1. DESCRIPCIÓN CLÁSICA DEL OLEAJE. TEORÍA DE ONDAS**
 - 1.1. Teoría de Airy. (Onda lineal o de pequeña amplitud)**
 - 1.2. Ecuaciones del movimiento orbital de las partículas**
 - 1.3. Presión en un punto**
 - 1.4. Clasificación del oleaje según la profundidad y la longitud de onda 1.5. Celeridad de grupo (Cg) y trenes de onda**
- 2. APROXIMACIÓN DEL OLEAJE A LA COSTA**
 - 2.1. Refracción**
 - 2.2. Rotura**
- 3. OLEAJE REAL**
 - 3.1. Descripción espectral del oleaje**
 - 3.2. Descripción geométrico estadística del oleaje**
 - 3.3. Relaciones entre alturas de ola**
- 4. PROGNOSIS**
- 5. MEDIDA DEL OLEAJE**
 - 5.1. Movimientos del flotador**
 - 5.2. Satélites**
 - 5.3. SAR (Radar de Apertura Sintética)**
 - 5.4. GPS. Glonass. Galileo**
- 6. PREDICCIÓN DEL OLEAJE**
- 7. GENERACIÓN Y PROPAGACIÓN DEL OLEAJE**
- 8. BIBLIOGRAFÍA**

DESCRIPCIÓN, MEDIDA Y ANÁLISIS DEL OLEAJE

La variabilidad de la superficie del mar es incuestionable para cualquier observador, en especial si se compara con la aparente estabilidad de la superficie de lo que denominamos tierra firme, que con escala temporal geológica también es variable.

Son varias las causas que originan la variación de la superficie libre del mar, y aunque su efecto es único, su estudio y análisis exige distinguirlas, lo que puede llegar incluso a permitir realizar ciertas predicciones sobre su evolución, al menos dentro de unos ciertos márgenes, en diferentes horizontes temporales.

El oleaje es, junto con la marea astronómica, una de las causas más continuas en el tiempo de variación del nivel de la superficie de mares y océanos.

En general denominamos oleaje al efecto producido por el viento soplando sobre una superficie líquida, y marea astronómica a las oscilaciones periódicas debido a la acción gravitatoria ejercida por los cuerpos celestes sobre la superficie del globo terráqueo, $\frac{3}{4}$ partes del cual están cubiertas por mares y océanos.

El oleaje producido por el viento, transmite energía pero no masa, existiendo otro tipo de oscilaciones del nivel del mar donde si se produce un desplazamiento de masa, como por ejemplo son los temidos “tsunamis”, producidos por movimientos sísmicos con alguna componente vertical de movimiento del terreno que produzca un empuje sobre el cuerpo de agua que al transmitirse y llegar a la costa forma el devastador efecto conocido como tsunami.

El oleaje consume algo de su energía en su movimiento de avance pero al llegar a la costa comienza a sufrir los efectos que el fondo de las profundidades reducidas que existen en las costas ejerce sobre el, hasta que alcanza una profundidad lo suficientemente reducida como para que el oleaje “rompa”, liberando así la totalidad de la energía tanto potencial como cinética que contenía.

Si tenemos en consideración que la mayor parte de la energía que recibe la tierra proviene del sol, y que las $\frac{3}{4}$ partes de la tierra están cubiertas por la mar oceana, y puesto que el sol calienta el agua, lo que origina por un lado ciertas corrientes marinas y por otro, y principalmente, el calentamiento del aire en contacto con la superficie del mar, que así entra en movimiento, fundamentalmente ascendente lo que origina movimientos horizontales de masas de aire que tienden a producir un equilibrio de presiones, con movimiento levógiro en el hemisferio norte. Este aire en movimiento, lo que denominamos viento, sobre la superficie del agua genera el oleaje, que se trasmite, ganando energía mientras esta sometido a la acción de vientos de intensidad suficiente, hasta que la escasa profundidad del agua, en las zonas costeras, comienza a dificultar los movimientos orbitales del agua debidos al oleaje, interfiriendo así en su proceso de avance hacia tierra, (proceso conocido como “refracción”) hasta finalmente encontrar la línea de costa, donde el oleaje mediante los mecanismos de “rotura” disipa la totalidad de su energía, fundamentalmente mediante dos tipos de proceso:

- A. Ejerciendo una acción dinámica erosiva sobre las costas recortadas con acantilado, constituidas por materiales duros y con profundidades significativas en la línea de contacto con el mar.
- B. Transportando en sentido transversal y longitudinal los sedimentos marinos existentes en las formas costeras de deposito, playas y costas bajas.
- C. El oleaje moviliza con mayor facilidad los sedimentos mas finos que son transportados hacia delante y hacia detrás con los movimientos oscilatorios que son característicos del oleaje, pero que al ir “hacia atrás” mar adentro, y cesar la acción del oleaje, “caen” al fondo, de donde solo oleajes con energía suficiente son capaces de volver a ponerlos en movimiento, produciéndose así, con el paso del tiempo, un proceso de clasificación granulométrica de los sedimentos costeros, que lleva a las mayores profundidades los fangos y sedimentos mas finos.

Así pues la cantidad de energía que el oleaje transmite a la costa es enorme, pero caracterizada por una gran variabilidad dentro del año en su contenido energético en cada momento, lo que dificulta grandemente sus posibilidades de aprovechamiento, por el momento.

La historia del estudio del oleaje generado por el viento es relativamente reciente, prácticamente los estudios de formación, crecimiento y propagación del oleaje nacieron durante la II Guerra Mundial y como parte de los preparativos de la compleja operación militar conocida como "El Desembarco de Normandía".

La teoría básica del oleaje se apoya en los trabajos de Airy (1845) y Stokes (1847) pero los conceptos de generación y su formulación se deben a Sverdrup y Munk (1944) y a Bretschneider (1952) quienes consiguieron las primeras medidas de oleaje, siendo capaces así de validar numéricamente los cálculos teóricos derivados del aparato matemático que consiguió articularse con su teoría descriptiva adecuada con los trabajos de Miles (1957) y Phillips (1957) relativos a los procesos de generación, y los más completos de Hasselmann, K (1962) y los más recientes de Hasselmann, S (1991) sobre la utilización de imágenes SAR (Radar de Apertura Sintética) desde satélite.

A partir de mediados de los años 60 la descripción espectral del oleaje comenzó a prevalecer sobre la descripción geométrico-estadística, habiéndose avanzado en la descripción espectral a medida que los métodos informáticos para realizar análisis de Fourier han ido desarrollándose, y más recientemente el empleo de imágenes SAR de satélite.

Actualmente las imágenes de satélite y el conocimiento teórico disponible permiten un conocimiento amplio de los campos de oleaje en océano abierto, tanto en tiempo real como realizar previsiones a partir de los campos de viento medidos o también previstos, sin embargo el conocimiento del oleaje en las zonas costeras, de profundidades reducidas y afectadas por la configuración de la línea de costa y obstáculos emergidos dista mucho de las necesidades que la ingeniería de costas y portuaria tiene planteada.

En general, en mar abierto y grandes profundidades, se asume que el oleaje es un proceso lineal donde el principio de superposición es admisible, sin embargo en las proximidades de la costa los procesos no lineales del oleaje adquieren mayor relevancia. Asimismo la rotura del oleaje, de enorme importancia para el estudio de los procesos litorales de las formas costeras aun precisa de estudios e investigaciones para adquirir el nivel de conocimiento de que se dispone del oleaje en mar abierto.

La validación de las teorías sobre la formación, crecimiento y propagación del oleaje, y de sus relaciones con la velocidad, dirección y duración del viento y con la configuración morfológica, textura y permeabilidad del fondo marino precisan de la medida directa, y con el adecuado nivel de precisión, tanto del viento y del fondo como del oleaje objeto de estudio.

La descripción de una superficie finita de océano afectada, o que ha estado afectada, por la acción del viento, es tan variable y de apariencia tan caótica, absolutamente irregular en el tiempo y en el espacio, que resulta imposible su descripción ola a ola.

El oleaje se define como un proceso estocástico variable en el espacio, es decir la superficie libre del mar en un punto es una variable aleatoria que evoluciona en el tiempo y además de punto a punto, es decir, en el espacio, no obstante hay propiedades de esta función estocástica que permiten la descripción de tan compleja superficie.

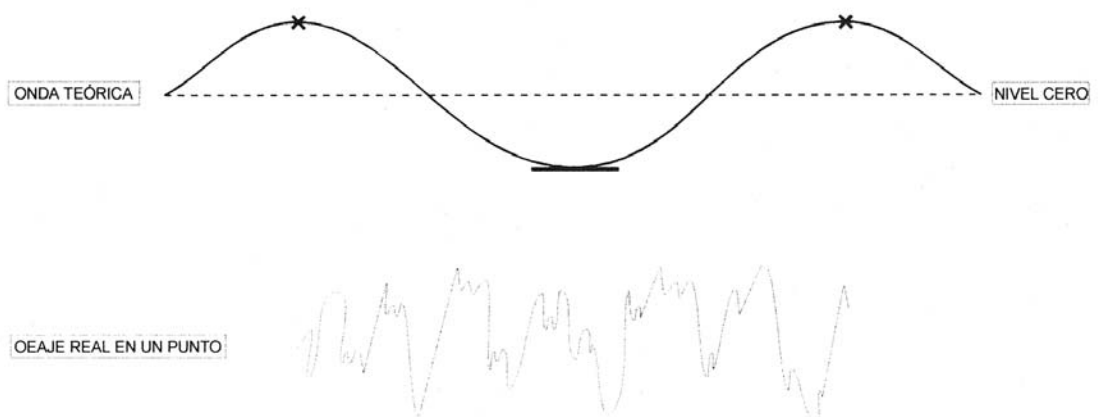
El estudio estocástico del oleaje lo han presentado Longuet-Higgins (1952), Pierson (1952, 1955), Newmann (1953), Denis y Pierson (1953), y ha permitido el avance científico actualmente existente en este campo, de conocimiento y predicción del oleaje.

Resulta evidente, a pesar de la aparente complejidad que supone describir en el tiempo y en el espacio la superficie libre del mar en una determinada zona, que en ciertos momentos hay calma y en otros temporal (en general los menos) y que de

una situación a otra se pasa de forma gradual en el tiempo, además dice, con razón, el adagio que después del temporal viene la calma y también todo navegante ha experimentado que no todos los temporales son iguales. Item Plus dentro de una situación de temporal, no todas las olas son iguales, ni lo son tampoco las pequeñas oscilaciones que la superficie marina adquiere en las calmas, salvo en la denominada e infrecuente “calma dicha” donde para desesperación del navegante (en particular para el propulsado a vela) la mar adquiere una aparente horizontalidad total, que no es tal, no solo por la esfericidad de la tierra sino también por las variaciones locales del campo gravitatorio terrestre que pueden originar auténticos agujeros en el océano, (con concentraciones de material de alta densidad en el subsuelo del fondo marino) o bien montañas sobre cuevas o espacios de menor densidad relativa que los circundantes.

Tradicionalmente y para observadores de la superficie del mar desde la costa, al venir el oleaje en estas zonas, en general, afectadas por el fondo marino, es decir refractado, y ser su aspecto más organizado, con apariencia marcadamente periódica y ordenada, el oleaje se ha descrito mediante modelos matemáticos de ondas simples, de distintos tipos según el investigador, y la zona en estudio.

La nomenclatura clásica de la teoría de ondas se ha hecho extensiva a la descripción geométrico-estadística del oleaje, así en una onda regular una cresta se sucede por un seno repitiéndose idénticamente el ciclo, mientras que en el caso del oleaje registrable en un punto no hay repetición cíclica entre protuberancias y depresiones del nivel del mar, así se define:



CRESTA: El punto más alto.

SENO: El punto más bajo.

ALTURA: AMPLITUD: Distancia entre una cresta y un seno consecutivos.

NIVEL CERO: MEDIO: Línea teórica que deja igual superficie bajo las crestas que sobre los senos.

ALTURA DE LA OLA: Distancia entre cresta y seno consecutivos con un paso por nivel cero entre ellos.

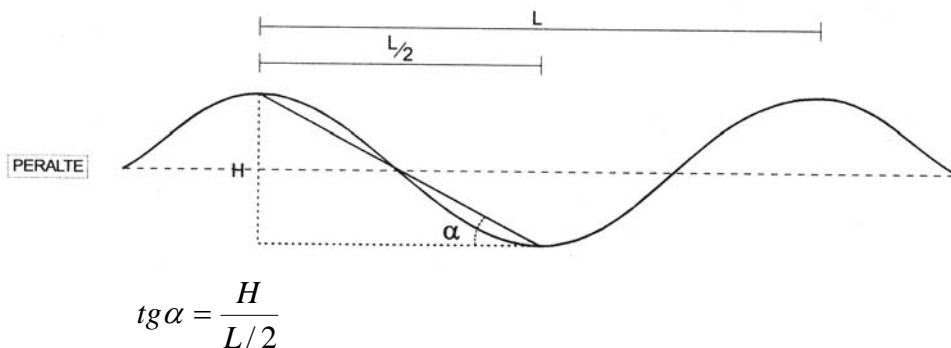
LONGITUD DE ONDA: Distancia entre dos crestas sucesivas.

LONGITUD DE OLA: Distancia entre dos crestas sucesivas con un paso por el nivel cero de la superficie libre.

PERIODO: Intervalo de tiempo entre el paso de dos crestas por un punto determinado.

CELERIDAD DE LA ONDA O VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN (C) O VELOCIDAD DE FASE: es la velocidad a la que se propaga una cresta. ($C=L/T$).

PERALTE:



NÚMERO DE ONDA: $\Rightarrow k = \frac{2\pi}{L}$

$$\text{FRECUENCIA ANGULAR: } \Rightarrow \omega = \frac{2\pi}{T}$$

$$\text{FRECUENCIA: } \Rightarrow f = \frac{1}{T}$$

El estudio de las ondas reales es muy complejo, según se van adoptando simplificaciones su estudio resulta mas abordable y mas alejado de la realidad.

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0$$

Una teoría de ondas muy extendida, por su simplicidad es la Teoría de Airy o de la onda de pequeña amplitud y pasamos a desarrollar a continuación.

Teoría de la onda de Airy. (Onda lineal o de pequeña amplitud):

Una de las teorías mas simples es la de Airy o teoría de la onda lineal o de pequeña amplitud que data del año 1845, y que hace las hipótesis simplificadoras siguientes:

1. La onda es regular y bidimensional. (No evoluciona en el tiempo ni en el espacio)
2. El fluido es incompresible y los efectos de la viscosidad, tensión superficial y turbulencia son despreciables.
3. El fondo es profundo y de profundidad constante.
4. La amplitud de onda es pequeña con relación a la longitud de onda y al fondo.

Las ecuaciones de la onda de Airy se obtienen integrando las ecuaciones de conservación de masa y del momento.

- Ecuación laplaciana de conservación de masa:

- Siendo ϕ la función potencial de velocidad: horizontal u , vertical w

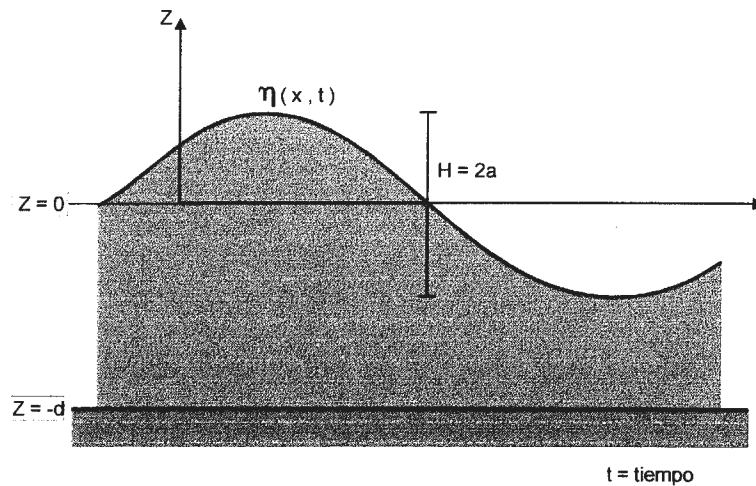
$$u(x, z, t) = -\frac{\partial \phi}{\partial x}$$

$$w(x, z, t) = -\frac{\partial \phi}{\partial z}$$

- Ecuación de conservación de momento:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{P}{\rho_w} + g \cdot z = 0$$

Siendo:



P = Presión

ρ_w = Densidad del fluido (agua)

g = gravedad

Siendo las condiciones de borde para la integración de las dos funciones:

- I. Presión atmosférica en la superficie libre:

$$z = \eta$$

$$P = 0$$

Por tanto en $z = 0$ la ecuación de conservación de momento es:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + g \cdot \eta = 0$$

- II. Al no existir transporte de fluido en la superficie libre, la velocidad vertical de la superficie libre ha de coincidir con la del fluido:

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

Para $z = \eta$

Al ser la amplitud pequeña en relación a L puede asumirse $\frac{\partial n}{\partial x}$ es pequeña $\Rightarrow \varpi = \frac{\partial n}{\partial t} = -\frac{\partial \phi}{\partial z}$

III. Análogamente no puede haber movimiento vertical en el fondo al suponerse este sólido, rígido e impermeable.

$$\varpi = -\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0$$

Para $z = -d$

Así pues la ecuación a integrar es:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0$$

Con las condiciones:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + g\eta = 0 \quad \text{Para } z = 0$$

$$-\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial n}{\partial t} \quad \text{Para } z = 0$$

$$-\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad \text{Para } z = -d$$

$$\begin{array}{c}
 z = 0 \\
 \\
 \\
 \\
 z = -d \\
 \\
 x = 0 \qquad \qquad \qquad x = L
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{c}
 -\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial n}{\partial t} \\
 \\
 \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \\
 \\
 \end{array}$$

$$\omega = 0 = -\frac{\partial \phi}{\partial z}$$

Que utilizando el método de separación de variables al integrar, da:

$$\phi(x, z, t) = \frac{ag}{\omega} \frac{\cosh[k(d+z)]}{\cosh[kd]} \cdot \cos(kx - \omega t)$$

Donde:

$$a = H/2 \quad \text{Semiamplitud de onda}$$

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

$$k = 2\pi/L \quad \text{Número de onda}$$

La ecuación que define la superficie (línea) de separación entre el agua y el aire, la superficie libre, es $\eta(x, t)$, que cumple como condición de contorno

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + g\eta = 0 \quad \text{Para } z = 0$$

Por tanto:

$$\eta = \frac{1}{g} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{z=0}$$

Y derivando respecto de t la función ϕ :

$$\eta = a \cdot \text{sen}(kx - \omega t)$$

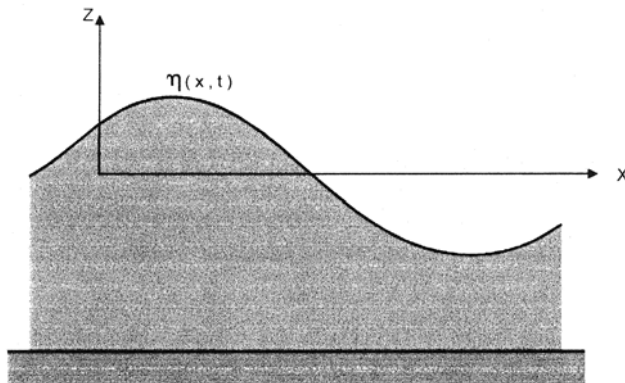
Siendo:

$$a = H/2$$

$$k = 2\pi/L$$

$$\omega = 2\pi/T$$

$$\eta = \frac{H}{2} \cdot \text{sen} \left(\frac{2\pi}{L} \cdot x - \frac{2\pi}{T} \cdot t \right)$$



Así pues la superficie libre del agua varía en el espacio (x) y en el tiempo (t).

La superficie libre del cuerpo de agua oscilante viene definida por:

H, L, T (Amplitud de onda, Longitud de onda y periodo).

Se define la velocidad de propagación o celeridad de onda o velocidad de fase (Velocidad a la que se desplaza una cresta), [¡ojo! no es la celeridad de grupo] como:

$$C = \frac{L}{T} \quad \text{o} \quad C = \frac{\omega}{k}$$

Ya hemos comentado que una de las condiciones de borde era que en superficie para $z = \eta$, la presión era la atmosférica $P = 0$:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial t} + g\eta = 0 \quad \text{Para } z = 0$$

Y otra condición de borde era:

$$\varpi = -\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad \text{Para } z = 0$$

Combinando ambas ecuaciones, sustituyendo ϕ por su expresión y derivando se obtiene:

$$\omega^2 = g k \operatorname{tgh}(k \cdot d) \quad \text{Para } z = 0$$

Lo que significa que existe una relación única, en las ONDAS LINEALES, entre ω , k , d , o lo que es igual, entre: T (período), L (longitud de onda), d (Profundidad).

Por tanto, conocidas dos de ellas se deduce la tercera:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \cdot \operatorname{tgh}\left(\frac{2\pi}{L} \cdot d\right)$$

Ecuación trascendente que antes de existir ordenadores estaba tabulada en los libros de Ingeniería Portuaria y Costera, ya que ha de resolverse por iteraciones sucesivas.

Una buena función de aproximación a la ecuación trascendente anterior es: (Hunt 1979)

$$\frac{C^2}{gd} = \left[\tilde{\omega} + \left(1 + 0.666 \cdot \tilde{\omega} + 0.445 \cdot \tilde{\omega}^2 - 0.105 \cdot \tilde{\omega}^3 + 0.272 \tilde{\omega}^{-4} \right)^{-1} \right]^{-1}$$

Siendo:

$$\tilde{\omega} = \omega^2 \frac{d}{g}$$

$$\omega = \frac{2\pi}{T}$$

$$C = \frac{\omega}{k} = \frac{L}{T}$$

Ecuaciones del movimiento orbital de las partículas en el modelo de Onda Lineal de pequeña amplitud de Airy:

- Componente horizontal de velocidad orbital:

$$u(x, z, t) = -\frac{\partial \phi}{\partial x}$$

- Componente vertical de velocidad orbital:

$$w(x, z, t) = -\frac{\partial \phi}{\partial z}$$

Sustituyendo y derivando ϕ :

$$u = \frac{agk}{\omega} \cdot \frac{\cosh[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} \cdot \text{sen}(kx - \omega t)$$

$$w = \frac{agk}{\omega} \cdot \frac{\text{senh}[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} \cdot \cos(kx - \omega t)$$

El movimiento de desplazamiento horizontal y vertical de una partícula puede definirse:

$$\xi = \int u dt = \frac{agk}{\omega^2} \cdot \frac{\cosh[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} \cdot \cos(kx - \omega t)$$

$$\zeta = \int w dt = \frac{agk}{\omega} \cdot \frac{\text{senh}[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} \cdot \text{sen}(kx - \omega t)$$

Sustituyendo en la expresión obtenida anteriormente, a partir de las condiciones de contorno en $z = 0$,

$$\omega^2 = g k \text{tgh}(k d)$$

Resulta:

$$\frac{\xi^2}{A^2} + \frac{\zeta^2}{B^2} = 1$$

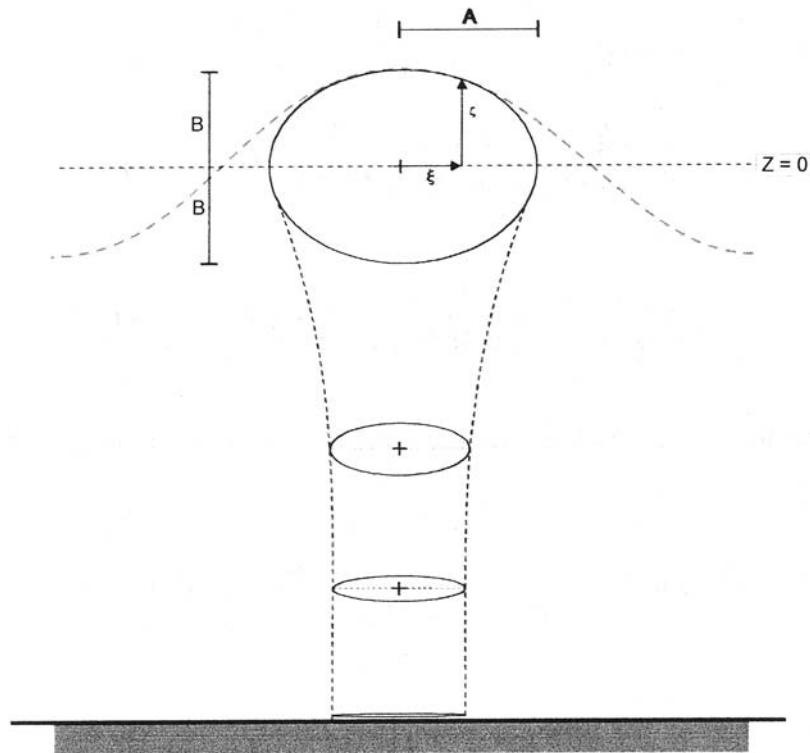
Siendo:

$$A = a \cdot \frac{\cosh[k(d+z)]}{\sinh(k \cdot d)}$$

$$B = a \cdot \frac{\sinh[k(d+z)]}{\sinh(k \cdot d)}$$

Ecuación que representa una elipse de semieje horizontal A y semieje vertical B.

Así pues en la teoría de onda lineal de pequeña amplitud, las partículas se mueven en orbitas elípticas cerradas, que en aguas profundas $A = B$ se transforman en circunferencias.

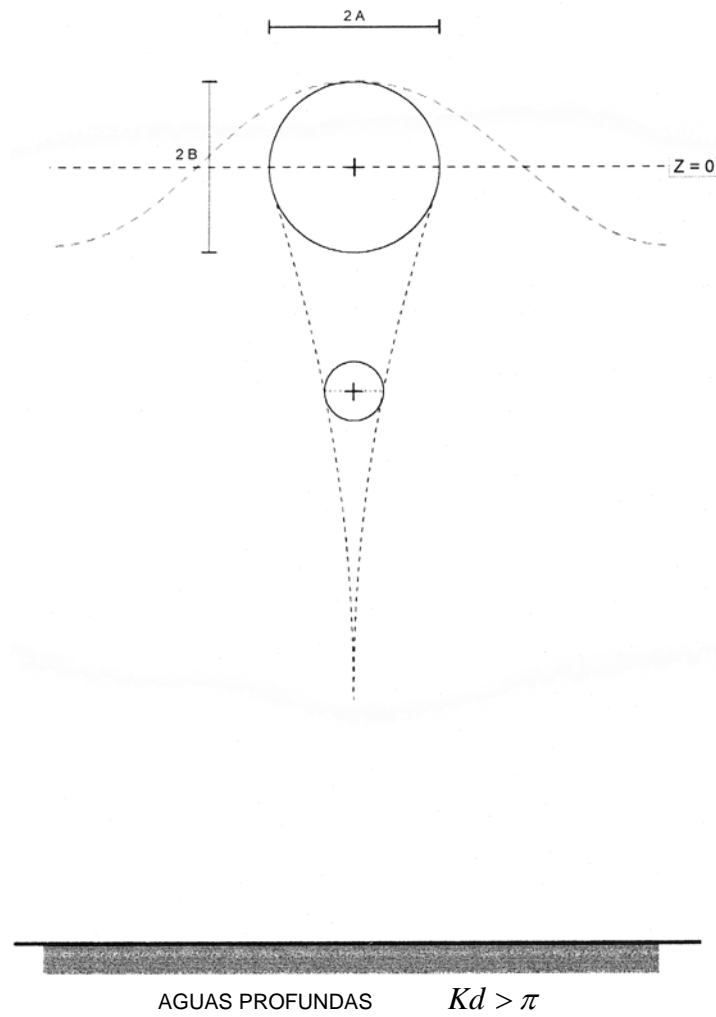


AGUA POCO PROFUNDA $Kd < \pi$

Las orbitas elípticas cada vez son más alargadas con la profundidad y en el fondo, la condición de borde

$$\varpi = -\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad \text{Para } z = -d, \text{ supone que}$$

$$\frac{\xi}{\zeta} \rightarrow \infty, \text{ tienden a degenerar en segmentos rectilíneos.}$$



Presión en un punto:

La influencia del oleaje sobre el fondo es DESPRECIABLE para profundidades mayores de $L/2$

$$k_p = \frac{\cosh[k(d+z)]}{\cosh(kd)}$$

\nearrow 1 para $z = 0$
 \searrow 0,04 para $z = -L/2$

$$\frac{P}{\rho_\omega \cdot g} = k_p \cdot \eta - z$$

El oleaje, caracterizado por su longitud de onda, (L ó K) y la profundidad d , permiten clasificarlo en aguas someras, de transición y profundas, pudiendo emplear expresiones matemáticas más sencillas según el caso. La clasificación se establece en función del producto; $(k \cdot d)$, o, $(2\pi d / L)$.

Variación Funciones Hiperbólicas	$k \cdot d \rightarrow 0$	$k \cdot d \rightarrow \infty$
$\sinh(kd)$	kd	$e^{kd/2}$
$\cosh(kd)$	1	$e^{kd/2}$
$\operatorname{tgh}(kd)$	kd	1

Clasificación del oleaje según la profundidad y la longitud de onda: (Arbitraria, pero generalmente aceptada).

$k \cdot d$	d/L	CLASIFICACIÓN	
0 a $\pi/10$	0 a 1/20	AGUAS SOMERAS	$d \leq L/20$
$\pi/10$ a π	1/20 a 1/2	AGUAS INTERMEDIAS	$L/2 > d > L/20$
π a ∞	1/2 a ∞	AGUAS PROFUNDAS	$d \geq L/2$

Con esta clasificación pueden realizarse las aproximaciones siguientes:

		AGUAS SOMERAS* $d \leq L/20$	AGUAS INTERMEDIAS* $L/2 > d > L/20$	AGUAS PROFUNDAS* $d \geq L/2$
Ecuación de la superficie libre		$\eta = a \cdot \text{sen}(k \cdot x - \omega \cdot t)$		
Velocidad de fase (Celeridad)	$C =$	$\sqrt{g \cdot d}$	$\frac{g}{\omega} \cdot \text{tgh}(k \cdot d)$	$\frac{g}{\omega}$
Longitud de onda	$L =$	$T \cdot \sqrt{g \cdot d}$	$\frac{gT^2}{2\pi} \cdot \text{tgh}\left(\frac{2\pi \cdot d}{L}\right)$	$\frac{gT^2}{2\pi}$
Frecuencia angular	$\omega^2 =$	$g \cdot k^2 \cdot d$	$g k \text{tgh}(k \cdot d)$	$g k$
Celeridad de grupo	$Cg =$	$\sqrt{g \cdot d}$	$\frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\text{senh}(2kd)} \right] \cdot C$	$\frac{g}{2\omega} = \frac{1}{2} \cdot C$
Comp. horizontal de velocidad	$u =$	$a \sqrt{\frac{g}{d}} \text{sen}(kx - \omega t)$	$\frac{agk}{\omega} \cdot \frac{\cosh[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} \cdot \text{sen}(kx - \omega t)$	$a \cdot \omega \cdot e^{kz} \text{sen}(kx - \omega t)$
Comp, vertical de velocidad	$w =$	$a \omega \left(1 + \frac{z}{d} \right) \cos(kx - \omega t)$	$-\frac{agk}{\omega} \cdot \frac{\text{senh}[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} \cdot \cos(kx - \omega t)$	$-a \cdot \omega \cdot e^{kz} \cos(kx - \omega t)$
Desp, horizontal de la partícula	$\xi_\omega =$	$\frac{a}{\omega} \sqrt{\frac{g}{d}} \cos(kx - \omega t)$	$\frac{agk}{\omega^2} \cdot \frac{\cosh[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} \cdot \cos(kx - \omega t)$	$a \cdot e^{kz} \cos(kx - \omega t)$
Desp. vertical de la partícula	$\zeta =$	$a \left(1 + \frac{z}{d} \right) \text{sen}(kx - \omega t)$	$-\frac{agk}{\omega^2} \cdot \frac{\text{senh}[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} \cdot \text{sen}(kx - \omega t)$	$-a \cdot e^{kz} \text{sen}(kx - \omega t)$
Presión (sobre la atmosférica)	$\frac{P}{\rho_\omega \cdot g} =$	$\eta = -z$	$\eta \cdot \frac{\cosh[k \cdot (d + z)]}{\cosh(k \cdot d)} - z$	$\eta \cdot e^{kz} - z$

Celeridad de grupo (Cg) y trenes de onda:

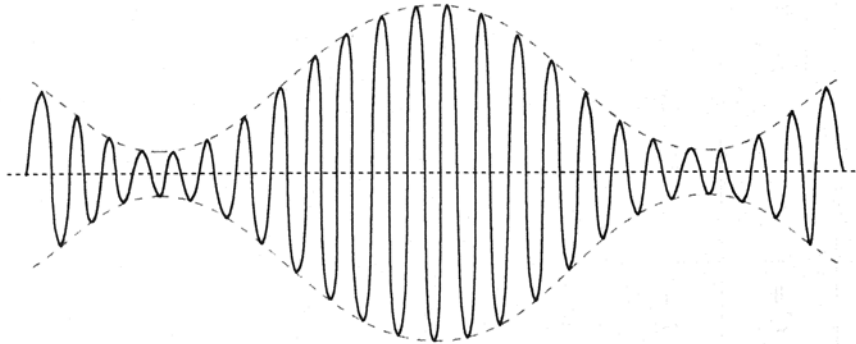
La ecuación de la superficie libre de una onda de Airy es:

$$\eta = a \cdot \text{sen}(k \cdot x - \omega \cdot t) \quad \left\{ \begin{array}{l} k = \frac{2\pi}{L} \\ \omega = \frac{2\pi}{T} \end{array} \right.$$

Supongamos, por ejemplo, dos ondas, de igual amplitud “a” pero de diferente frecuencia ω_1 y ω_2 . Al admitir la onda de Airy el principio de superposición, la ecuación de la superficie libre será:

$$\begin{aligned} \eta &= a \cdot \text{sen}(k \cdot x - \omega_1 \cdot t) + a \cdot \text{sen}(k \cdot x - \omega_2 \cdot t) = \\ &= 2a \cdot \underbrace{\cos\left[\frac{1}{2}(k_1 - k_2)x - \frac{1}{2}(\omega_1 - \omega_2) \cdot t\right]}_{\text{Amplitud variable del nuevo tren de ondas}} \cdot \text{sen}\left[\frac{1}{2}(k_1 + k_2) \cdot x - \frac{1}{2}(\omega_1 + \omega_2) \cdot t\right] \end{aligned}$$

Amplitud variable del nuevo tren de ondas



La elevación de la superficie libre η es cero cuando la amplitud es cero lo que ocurre para:

$$\frac{1}{2}(k_1 - k_2)x - \frac{1}{2}(\omega_1 - \omega_2) \cdot t = (2m + 1) \cdot \frac{\pi}{2}$$

Siendo m, un número entero (0, 1, 2, 3, ...).

El valor de x en los puntos de elevación nula, NODOS, es:

$$x_{nodo} = \left[\frac{\omega_1 - \omega_2}{k_1 - k_2} \right] \cdot t + \frac{(2m+1) \cdot \pi}{k_1 - k_2}$$

Y la velocidad de propagación del nodo, la celeridad de grupo, será:

$$Cg = \frac{dx_{nodo}}{dt} = \frac{\omega_1 - \omega_2}{k_1 - k_2}$$

En el limite, y cuando ω_1 se aproxima a ω_2 :

$$Cg = \frac{d\omega}{dk}$$

Recordando la condición de borde:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{1}{g} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2}, \text{ en } z=0$$

Que da:

$$\omega^2 = gk \cdot \operatorname{tgh}(kd)$$

Y derivando se obtiene:

$$Cg = \frac{1}{2} \cdot \left[1 + \frac{2kd}{\operatorname{senh}(2kd)} \right] \cdot c$$

Expresión que vale 1/2 en Aguas Profundas

Expresión que vale 1 en Aguas Someras

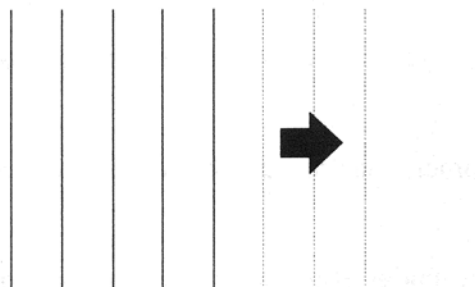
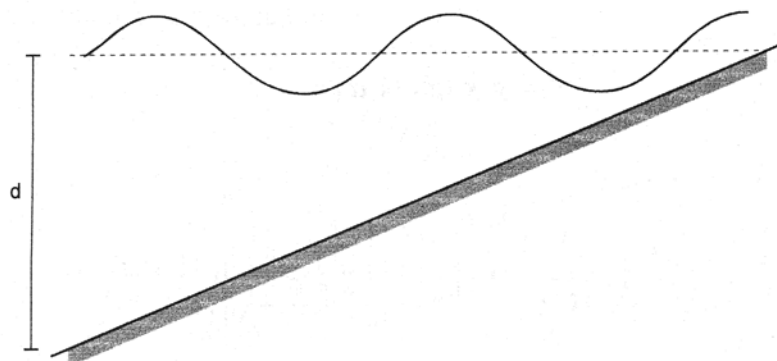
- En aguas someras las ondas individualmente se propagan a la velocidad del grupo.

- En aguas profundas el grupo, y la energía del oleaje, se propagan a mitad de velocidad que las ondas individualmente.

APROXIMACIÓN DEL OLEAJE A LA COSTA:

- En la teoría de Airy el fondo es horizontal, de profundidad constante.
- Esta hipótesis resulta admisible siempre que el fondo varia poco en relación a L (longitud de onda).
- Diversas investigaciones concluyen que la Teoría Lineal es razonablemente aproximada, siempre que la profundidad no varíe más de un 10% ó 15% en $L/2$.
- Puesto que el numero de olas, si no se rompen, ha de ser el mismo en un tiempo dado entre dos puntos, los periodos T se conservan y por tanto la Celeridad C y la longitud de la onda, L disminuyen.
- La Celeridad ha de bajar desde $2 Cg_0$ a Cg , de grandes profundidades a profundidad reducida.
- La onda al aproximarse a la costa sufre dos efectos:
 - SHOALING: EFECTO DE ROZAMIENTO CON EL FONDO.
 - REFRACCIÓN

EFEECTO SHOALING :



BATIMETRÍA PARALELA A LA DIRECCIÓN DE PROPAGACIÓN

La energía por unidad de longitud de cresta es (Dean 1991):

$$E = \frac{1}{8} \cdot \rho_w \cdot g \cdot H^2 \cdot L$$

La Energía específica por unidad de área:

$$\bar{E} = \frac{1}{8} \cdot \rho_w \cdot g \cdot H^2$$

El flujo de energía será:

$$\bar{P} = \bar{E} \cdot Cg$$

También denominado Potencia del Oleaje.

Puesto que la energía que entra en una zona ha de ser igual a la que sale, si no hay pérdidas,

$$\bar{E}_0 \cdot Cg_0 = \bar{E} \cdot Cg$$

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{Cg_0}{Cg}} = Ks$$

$Ks \rightarrow$ Coeficiente de Shoaling

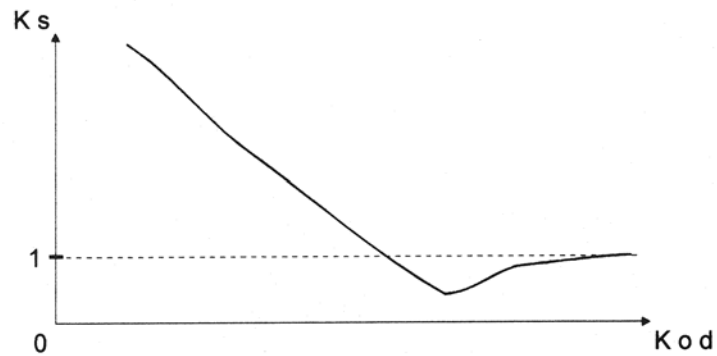
$$Ks = \sqrt{\frac{Cg_0}{Cg}}$$

Siendo:

$Cg_0 =$ Celeridad de grupo en profundidades grandes

$Cg =$ Celeridad de grupo en la zona considerada.

Ks , al disminuir la profundidad vale algo menos de 1, y luego sube rápidamente por encima de 1.



Al aumentar H, (y disminuir L, además) el peralte H/L, aumenta hasta alcanzar la ola la inestabilidad del talud y romper.

REFRACCIÓN:

La Celeridad de onda

$$C = \frac{L}{T} = \frac{\omega}{k}$$

teniendo en cuenta la condición de contorno

$$-\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{1}{g} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad \text{Para } z = 0$$

de donde se obtiene

$$\omega^2 = gk \cdot \operatorname{tgh}(kd)$$

resulta ser:

$$C^2 = \frac{g}{k} \cdot \operatorname{tgh}(kd)$$

y por tanto varía con la profundidad.

Si el frente de ondas se aproxima de forma oblicua a las líneas batimétricas, la profundidad será variable a lo largo de la cresta y por tanto la celeridad de onda también variará, como consecuencia las crestas se curvarán tendiendo a alinearse con las batimétricas.

La potencia del oleaje

$$\bar{P} = \bar{E} \cdot Cg \quad (\text{flujo de energía})$$

es constante, si no hay pérdidas.

El conocido método de los planos de oleaje de D. Ramón Iribarren emplea la onda cnoidal y NO la de Airy para el estudio de la propagación del oleaje en profundidades reducidas, LA REFRACCIÓN.

La teoría de Airy, es válida para las ondas de pequeña amplitud y largo periodo, en las que son admisibles las condiciones de borde expuestas anteriormente en $z = 0$ en vez de en $z = -h$, que es donde realmente se dan.

En general el peralte de las olas H/L no excede de 0,05 a 0,08, siendo válida la hipótesis de pequeña amplitud.

En algunos casos, cuando NO es admisible la hipótesis de pequeña amplitud de onda hay que recurrir a la TEORÍA NO LINEAL DE ONDAS de AMPLITUD FINITA, teorías que requieren la aplicación de las condiciones de borde a una superficie incógnita que es parte de la solución. Entre las teorías más utilizadas están la de Stokes (1847) y la de la Onda Cnoidal (1895). La de Stokes es aplicable en aguas profundas y la Cnoidal en aguas someras.

Las teorías de ondas de amplitud finita describen ondas con crestas más elevadas que la profundidad de los senos, y con senos mas largos que las crestas, a diferencia de la onda de Airy donde la elevación de las crestas y la depresión de los senos respecto del nivel medio es el mismo, así como la semilongitud de onda de las crestas y de los senos.

La teoría de ondas de pequeña amplitud predice orbitas cerradas (trayectorias de las partículas) mientras que en la teoría de ondas de amplitud finita las orbitas son algo abiertas y en consecuencia se produce un pequeño transporte neto de masa.

En las teorías de onda de amplitud finita hay un periodo dominante (y longitud de onda), lo que raramente ocurre en la realidad donde coexisten olas de diferentes periodos, motivo por el cual tampoco la aproximación de ondas de amplitud finita supone una Buena descripción del oleaje, siendo mas compleja como teoría que la de la onda lineal de Airy.

OLEAJE REAL:

El oleaje real, a diferencia de las ondas teóricas, es impredecible de forma tal que de la altura y longitud de onda de una ola individualmente considerada no puede predecirse cual será la altura de ola de la siguiente.

El oleaje real aparece así como un PROCESO ESTOCÁSTICO siendo la altura de ola una variable aleatoria que evoluciona en el tiempo y varia en el espacio.

Para el análisis de tan complejo proceso se aportan una serie de simplificaciones que van eliminándose a medida que se hace mas complejo el estudio del oleaje real.

Así y en primer lugar se distingue en el estudio del oleaje real entre las:

- COMPONENTE DE FLUCTUACIÓN
- COMPONENTE DE ESTADO

no considerándose en este momento del análisis la variabilidad de las alturas de ola del oleaje real en el marco temporal de los hiperciclos asociados a la evolución de las manchas solares y en consecuencia a la cantidad de energía que el planeta tierra recibe del sol.

Para el estudio de la COMPONENTE DE FLUCTUACIÓN del oleaje se hace la hipótesis de que este es un proceso:

- ESTACIONARIO
- Y
- HOMOGÉNEO

Dado que evidentemente el oleaje real no es un proceso ni estacionario, puesto que evoluciona claramente en el tiempo (pasando de calmas a temporales mas o menos violentos y recobrándose las calmas después de estos) ni tampoco homogéneo al variar sus principales características en el dominio del espacio, para hacer aplicables ambas hipótesis resulta necesario considerar, y así se hace, el oleaje en un punto dado y durante un lapso de tiempo lo suficientemente corto como para poder considerar que su contenido energético no ha variado sustancialmente, lo que conduce a la consideración del oleaje en un periodo de tiempo lo suficientemente corto como para que la hipótesis anterior resulte admisible pero al mismo tiempo suficientemente largo como para que la muestra del oleaje considerada resulte estadísticamente significativa. La consideración simultáneamente de ambos condicionados conduce a la consideración de periodos de tiempo de registro del oleaje en un punto dado de unos 20 minutos, o lo que es similar registros con mas de 100 olas.

La componente de fluctuación del oleaje admite dos descripciones y tipos de análisis, el ESPECTRAL y el GEOMÉTRICO ESTADÍSTICO.

DESCRIPCIÓN ESPECTRAL DEL OLAJE:

Cualquier observador del oleaje, sobre todo si lo contempla en una de sus fases iniciales en el proceso de generación, cuando la superficie del mar esta sometida a la acción de los campos de viento generadores del oleaje, puede confirmar la dificultad de apreciar no ya ondas regulares, sino incluso longitudes de onda, periodos y direcciones de propagación preponderantes.

Cuando el oleaje ha madurado, tiempo después de haberse generado, es posible llegar a determinar una dirección preponderante de propagación, e incluso unas longitudes de onda preponderantes, aunque se observen una amplia variedad de ellas, junto a protuberancias de diferentes amplitudes y anchuras.

La situación se clarifica mucho mas al aproximarse el oleaje a la costa, donde la acción del fondo sobre el mismo, sobre todo si el fondo es de pendiente suave y continuamente ascendente hasta la línea de orilla, pudiendo apreciarse en el oleaje no solo una clara dirección de propagación sino unos periodos definidos y hasta una cierta agrupación de altura de ola en frentes de larga anchura.

A la primera situación de oleaje en formación, generación, se le denomina SEA o mar naciente, a la segunda SWELL o mar de fondo y a la tercera oleaje en aguas someras, siendo tanto el SEA como el SWELL oleaje que se desarrolla en aguas profundas, (es decir con $d > L/2$).

El oleaje en aguas profundas puede definirse como un proceso estocástico, que varia de forma aleatoria en el espacio y en el tiempo, como se ha dicho.

Los desplazamientos de la superficie libre del mar respecto de su nivel medio, tomados a intervalos iguales se ajustan a una distribución normal, por lo que el proceso aleatorio es definido como Gaussiano.

El teorema Central del Limite, de la teoría probabilística, dice que: Si η es una variable aleatoria, que puede descomponerse en un gran numero de componentes:

$$\eta = x_1 + x_2 + x_3 + \dots + x_n$$

Supongamos que el valor medio de x_i es cero y su varianza (momento_ de 2° orden) σ^2 . Puesto que x_i son variables estadísticamente independientes, la distribución de probabilidad de la variable η , que es desconocida, tiene como media 0, y como varianza $n \sigma^2$, siendo n un numero grande.

Se puede estandarizar la variable aleatoria x_i en una nueva variable z :

$$z = \frac{\eta}{\sqrt{n\sigma}} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{\sqrt{n\sigma}}$$

Si la función característica de x es $\phi_x(t)$, aunque desconocida, la función característica de z es:

$$\phi_z(t) = \left[\phi_x\left(\frac{t}{\sqrt{n\sigma}}\right) \right]^n$$

Y para $n \rightarrow \infty$

$$\phi_z(t) = e^{-t^2/2}$$

Las situaciones confusas como lo es el SEA acostumbran a representarse y describirse matemáticamente en Física, mediante el desarrollo en serie de Fourier.

Así la variación en un determinado lapso de tiempo en un punto determinado, de la superficie libre del mar, $\eta(t)$, puede describirse con aproximación suficiente mediante la suma de un número finito de ondas lineales de diferentes amplitudes (a_i), y frecuencias (ω_i) y fases (ϕ_i). A esto se le conoce como análisis de Fourier.

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^n a_i \text{sen}(\omega_i t + \phi_i)$$

Siendo:

- $\eta(t)$: Variación de la superficie del mar en un punto determinado.
- n : Número de ondas lineales en que hacemos la descomposición.
- a_i : Amplitud de la onda lineal componente i .
- ω_i : Frecuencia angular ($2\pi/T_i$) de la onda componente i .
- ϕ_i : Fase de la onda i .

Recordando (Dean 1991) que la energía de una onda lineal, por unidad de anchura de cresta es:

$$E = \frac{1}{8} \cdot \rho_w \cdot g \cdot H^2 \cdot L$$

y que la energía por unidad de área, denominada ENERGIA ESPECIFICA es:

$$\bar{E} = \frac{1}{8} \cdot \rho_w \cdot g \cdot H^2$$

La energía específica de la n ondas en que se realiza la descomposición en serie de Fourier del caso de oleaje real en estudio, será, al ser aceptable el principio de superposición lineal:

$$\bar{E} = \frac{1}{8} \cdot \rho_w \cdot g \cdot \sum_{i=1}^n H_i^2$$

Es decir:

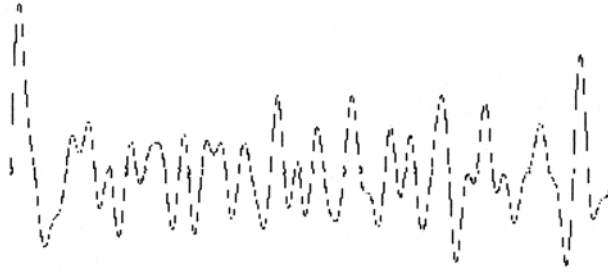
$$\frac{\bar{E}}{\rho_w \cdot g} = \frac{1}{8} \cdot \sum_{i=1}^n H_i^2 = \frac{\text{Energía específica}}{\text{densidad del agua} \times \text{gravedad}} = \text{ENERGÍA expresada en } m^2$$

Sabemos que:

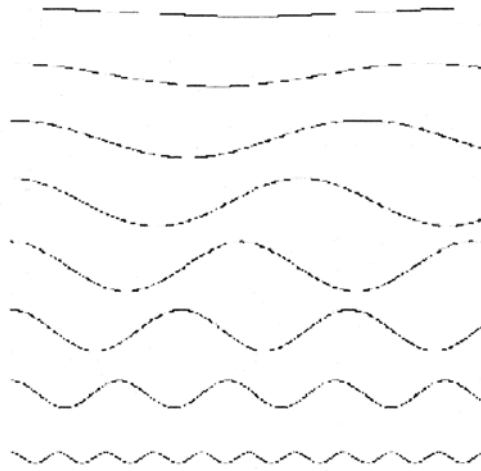
$$\frac{1}{8} \cdot \sum_{i=1}^n H_i^2 = \frac{1}{2 \cdot n} \sum_{i=1}^n a_i^2 = \sigma^2$$

Siendo σ^2 la VARIANZA DEL REGISTRO (que se expresa en unidades de superficie).

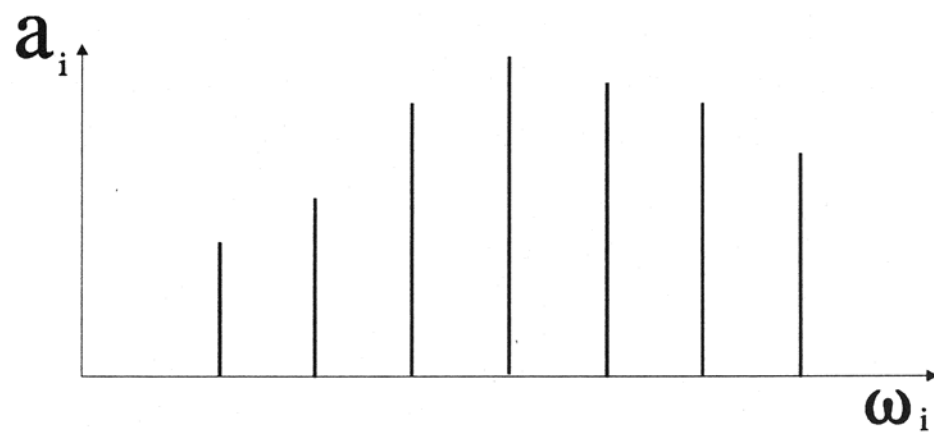
Registro real de oleaje $\eta(t)$



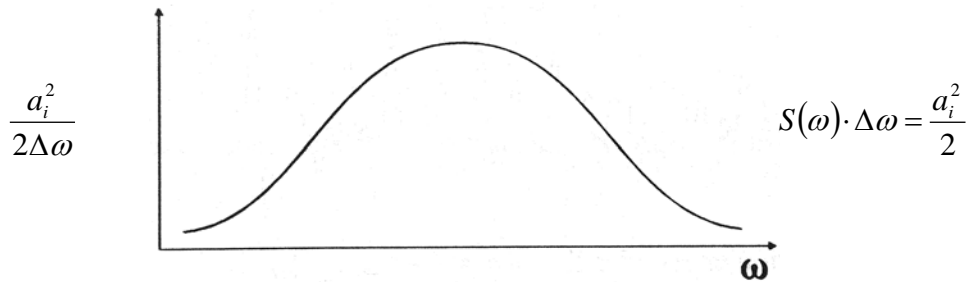
Descomposición en n ondas lineales $a_i(\text{sen } \omega_i t + \phi_i)$



Espectro frecuencial discreto:



Si se hiciese una descomposición con $n \rightarrow \infty$, el espectro frecuencial sería una función continua:



A la función $S(\omega)$, se le denomina ESPECTRO FRECUENCIAL.

La VARIANZA del registro coincide con el AREA DEL ESPECTRO.

$$\sigma^2 = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega$$

A la varianza σ^2 también se le conoce (Bores) como energía E del oleaje.

La utilización de la varianza del espectro σ^2 que representa la energía específica (energía por unidad de área) dividida por la densidad del agua y por la aceleración de la gravedad:

$$\sigma^2 = \frac{\bar{E}}{\rho_w \cdot g} = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega$$

tiene la ventaja de ser descriptiva del contenido energético del oleaje dado por unidad de superficie, y puede obtenerse a partir de un registro del mismo.

La E considerada por S. Bores es por tanto:

$$E = \frac{\bar{E}}{\rho_w \cdot g} = \sigma^2 = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega$$

A partir de a^2 no pueden reconstruirse las oscilaciones de la superficie libre del mar, pero se es representativo del contenido energético de un determinado ESTADO DEL MAR.

La obtención de a^2 se hace midiendo en un punto durante un intervalo de tiempo, lo que supone aceptar las hipótesis de que el oleaje no varía en el espacio ni en el tiempo, hipótesis que solo resultan válidas para cortos periodos de tiempo y espacios reducidos, (por ejemplo un pto. de medida durante 20 minutos).

Supongamos, para su estudio, que el oleaje tiene DOS COMPONENTES de evolución en el tiempo, una rápida, que varía en segundos y otro en horas, a la primera la denominamos, COMPONENTE DE FLUCTUACION, y a la segunda COMPONENTE DE ESTADO, siguiendo al Prof. P. S. Bores.

La varianza espectral del registro, a^2 , es un valor representativo de la Componente de Estado del oleaje en un instante y lugar dado, obtenida por integración de las ondas componentes en que mediante el análisis de Fourier se descompone la componente de fluctuación.

La descomposición espectral

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^n a_i \text{sen}(\omega_i t + \phi_i)$$

no considera la dirección de propagación.

Un oleaje propagándose, según diferentes direcciones θ_i , admite la siguiente descomposición espectral:

$$\eta(x, y, t) = \sum_{i=1}^n a_i \text{sen}[k_i (x \cos \theta_i + y \text{sen} \theta_i) - \omega_i t + \phi_i]$$

De esta descomposición puede definirse el ESPECTRO DIRECCIONAL $S(\theta)$ y la varianza espectral: θ^2

Considerando el ESPECTRO COMPLETO $S(\omega, \theta)$:

$$\sigma^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty S(\omega, \theta) \cdot d\omega d\theta$$

Resulta habitual admitir que el espectro completo $S(\omega, \theta)$ admite la descomposición en el producto del espectro frecuencial $S(\omega)$, por el espectro direccional $S(\theta)$, cumpliendo el espectro direccional $S(\theta)$ la condición:

$$\int_0^{2\pi} S(\theta) \cdot d\theta = 1$$

En este caso la varianza espectral θ^2 puede expresarse

como:

$$\tau^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty S(\omega) \cdot S(\theta) \cdot d\omega d\theta$$

DESCRIPCION GEOMETRICO ESTADISTICA DEL OLEAJE:

La otra forma de describir y analizar la componente de fluctuación del oleaje es la denominada descripción geométrico estadística del oleaje (P.S. Bores 68. Publicación 4B).

La descripción geométrico estadística resulta más intuitiva que la espectral.

Dado un determinado registro de oleaje y tras la cuasi arbitraria determinación del nivel medio del mar, se define ALTURA DE OLA como la distancia de una cresta a un seno siempre que se produzca un cruce por cero.

Así definido el conjunto de alturas de ola de una muestra de N olas considerada, se definen, entre otras, las siguientes alturas de ola:

$H_{1/n}$ Media de la fracción $1/n \cdot N$ de las olas más grandes de la muestra considerada, una vez ordenada esta de mayor a menor.

H_q Altura de ola, que con la ordenación anterior es superada por la fracción de las qN olas mayores.

$H_{\max,N}$ Mayor altura de ola de las N olas consideradas en la muestra del oleaje analizada.

Las alturas de ola definidas según el criterio anteriormente establecido se ajustan a una distribución de Rayleigh lo que permite inferir unas a partir de otras.

Por contra si en el registro de las variaciones del nivel libre de la superficie del mar $\eta(t)$ se estableciese una partición a intervalos iguales en el dominio del tiempo, el conjunto de elevaciones y depresiones obtenido se ajustaría a una distribución normal.

En la hipótesis de que el espectro sea estrecho, es decir que la energía se concentra alrededor de unas frecuencias próximas, Rice (1954) comprobó que la función de densidad de probabilidad de las alturas de ola se ajusta a una distribución de Rayleigh:

$$P(H) = \frac{H}{4\sigma^2} \cdot e^{-\frac{H^2}{8\sigma^2}}$$

Siendo:

$$\sigma^2 = \int S(\omega) d\omega$$

La ecuación anterior ha de satisfacer la condición:

$$\int p(H) dH = 1$$

Ello permite el establecimiento de relaciones entre alturas de ola definidas de distintas maneras.

Relaciones entre alturas de ola:

Obtenidas a partir de la distribución de Rayleigh por Goda (1985):

$$n \quad \frac{H_1/n}{\sigma} \quad \frac{H_1/n}{\bar{H}} \quad \frac{H_1/n}{H_{rms}}$$

100	6,67	2,66	2,36
50	6,24	2,49	2,21
20	5,62	2,24	1,99
10	5,09	2,03	1,8
5	4,5	1,8	1,59
3	4	1,6	1,42
2	3,55	1,42	1,26
1	2,51	1,00	0,87

Altura de Ola Significante

Altura de Ola Media

Siendo:

H_1/n Media de la fracción $1/n \cdot N$ de alturas de ola más altas.

\bar{H} Altura de ola media = Valor medio de las alturas = $H_{1/1}$

H_{rms} Altura de ola raíz media cuadrática = Root-mean-square

(Es un valor muy fácil de obtener electrónicamente, se eleva al cuadrado la muestra, se halla la media y se obtiene su raíz cuadrada).

A partir de la distribución de Rayleigh pueden obtenerse, entre otras, las expresiones:

$$\bar{H} = \int_0^{\infty} H \cdot p(H) \cdot dH = \sqrt{2\pi\sigma^2}$$

$$H_{rms}^2 = \bar{H}^2 = \int_0^{\infty} H^2 \cdot p(H) \cdot dH = 8\sigma^2$$

$$H_s = 1,42H_{rms}$$

$$H_{1/3} = 4\sigma = 4\sqrt{E}$$

$$\sigma^2 = \int S(\omega) d\omega = E$$

Resulta importante destacar que el oleaje es un proceso Gaussiano, es decir que si establecemos una partición en el dominio del tiempo, o del tiempo y del espacio, sobre una superficie con oleajes, las desviaciones respecto del nivel medio del mar $\eta(x_i, y_j, t_k)$, se ajustan a una distribución NORMAL, a diferencia de las ALTURAS DE OLA, definidas como distancia entre cresta y seno sucesivo pasando por el nivel medio, que siguen una DISTRIBUCION DE RAYLEIGH lo que permite establecer relaciones entre alturas de ola definidas de distinta manera y la varianza espectral o energía específica, con lo que cualquier tipo de altura de ola resulta un valor representativo de un determinado ESTADO DE MAR.

Lo que permite la consideración de un determinado estado de mar mediante $E, H_{1/3}, H_{1/n}, H_q, H_{\max, N}, H_{rms}, \dots$ al estar todos ellos relacionados, en vez de utilizar el registro completo de las N olas utilizado para el análisis de la componente de fluctuación, que así, en cuanto a contenido energético se refiere queda reducido a un único valor, pudiendo este complementarse con el de la frecuencia mínima o periodo máximo alcanzado, y si este supera o no al correspondiente periodo óptimo (OTD ó OPD) y la dirección correspondiente preponderante de propagación del Oleaje analizado en el punto considerado durante el periodo de tiempo registrado.

PREDICCIÓN DEL OLEAJE

La consideración del oleaje en profundidades indefinidas como un proceso **estocástico** (proceso aleatorio que varía en el tiempo) y su descripción espectral o geométrica estadística se utiliza principalmente para los estudios de PREDICCIÓN de oleaje, en sus dos vertientes de:

1. Predicción del oleaje que se prevé ocurra en el futuro.
2. Predicción a partir de los campos de viento medidos en su DIA del oleaje que estos debieron haber producido.

La predicción de oleaje requiere el conocimiento de las funciones de distribución de probabilidad de las variables consideradas, así como del ajuste de los parámetros de dichas funciones.

Como ya se ha comentado hay dos formas de abordar el problema:

- a) En el dominio del tiempo
- b) En el dominio de la frecuencia

Que dan origen a las ya comentadas:

- a) descripción geométrico-estadística del oleaje.
- b) descripción espectral

El teorema de Wiener Khintchine establece que la función de auto correlación, que da la varianza del proceso estocástico que es el oleaje, y la función de densidad espectral, es decir el espectro frecuencial, son transformadas de Fourier una de otra. (Bores 4B).

Aunque el espectro frecuencial pudiera obtenerse directamente del registro del oleaje en un punto durante un periodo de tiempo dado, la aplicación del teorema de Wiener Khintchine suministra el respaldo matemático que la aproximación en términos probabilísticas del oleaje precisa.

El conocimiento del espectro de un oleaje permite la predicción de ciertas variables del oleaje en el dominio de la probabilidad.

La forma del espectro frecuencial $S(\omega)$ varia en función de la velocidad del viento, de la duración y del fetch, al menos.

Al principio cuando el viento comienza a soplar se generan olas de corta longitud (alta frecuencia) y gradualmente van creciendo las amplitudes y las longitudes de onda, (disminuyendo las frecuencias), hasta alcanzarse una situación en la que ya el oleaje no puede crecer mas, bien porque alcanzan situaciones de inestabilidad y rompen (si crece la amplitud sin crecer suficientemente la longitud) o bien por la energía consumida en la propagación del oleaje (menor que la anterior). Así el espectro tiene un limite para cada valor de la velocidad de viento, que se alcanza cuando la totalidad de la energía recibida se consume en la propagación o en la rotura de cresta, cuando se alcanza esta situación se dice que el oleaje esta **TOTALMENTE DESARROLLADO**.

En la situación de oleaje totalmente desarrollado (OTD) se alcanzan las mas bajas frecuencias, mas largas longitudes de onda, que para la velocidad de viento considerada puedan alcanzarse.

Phillips desarrollo un análisis dimensional que conduce a la formula:

$$S(\omega) = \alpha \cdot g^2 \cdot \omega^{-5}$$

(Siendo α una constante) ($\alpha = 5,85 \cdot 10^{-3}$)

Kitaigorodskii (1961) desarrollo la siguiente función de densidad espectral, adimensional, para oleaje totalmente desarrollado:

$$S(\omega) = g^2 \cdot \omega^{-5} \cdot F \left(\frac{\omega \cdot \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_a}}}{g} \right)$$

Siendo:

τ_0 = Fricción tangencial del viento

ρ_a = Densidad del aire

NOTA:

$$\sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_a}} = \sqrt{C_{10}} \cdot \bar{u}_{10}$$

$$C_{10} = (0,8 + 0,065 \bar{u}_{10}) \cdot 10^{-3} \text{ Siendo}$$

$$\bar{u}_z = \bar{u}_{10} + \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_a}} \cdot \ln\left(\frac{z}{10}\right)$$

\bar{u}_{10} Velocidad viento a 10 m de altura

\bar{u}_z Velocidad viento a z_n

Toba (1973) propone:

$$S(\omega) = \alpha \cdot g \cdot \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_a}} \cdot \omega^{-4}$$

Desde 1950 se han propuesto multitud de espectros que han ido calibrándose con información local medida, lo que ha permitido ajustar las funciones de densidad espectral a las zonas consideradas.

Entre los espectros mas conocidos están:

Espectro de Pierson. Moskowitz (1964):

$$S(\omega) = \frac{8,1 \cdot 10^{-3} \cdot g^2}{\omega^5} \cdot e^{-0,74 \left(\frac{g/u_{19,5}}{\omega} \right)^4}$$
$$\int_0^{\infty} S(\omega) \cdot d\omega = \frac{8,1 \cdot 10^{-3}}{4 \cdot 0,74} \cdot \frac{u_{19,5}^4}{g^2} = \left(\frac{H_s}{4} \right)^2 \Rightarrow H_s = 0,21 \left(\frac{u_{19,5}^2}{g} \right)$$

Lo que permite expresar el espectro en función de H_s :

$$S(\omega) = \frac{8,1 \cdot 10^{-3} \cdot g^2}{\omega^5} \cdot e^{-0,032 \frac{(g/H_s)^2}{\omega^4}}$$

Espectro de Jonswap:

El "Joint North Sea Wave Project" desarrolló un modelo de espectro para el mar del Norte.

MEDIDA DEL OLEAJE:

El oleaje del mar, en grandes profundidades ($d > L/2$), es un proceso estocástico (proceso que varia en el tiempo) que además varia en el espacio. Su aspecto aparentemente caótico, en particular en las fases iniciales de su generación, admite, no obstante, descripción matemática (geométrico-estadística o espectral) a partir de la cual pueden inferirse ciertos valores de variables del oleaje en función de otras.

La modelización matemática descriptiva del oleaje precisa del ajuste de los parámetros que individualizan las expresiones matemáticas generales a las que se ajustan las diferentes variables del oleaje, energía, alturas de ola de distintos tipos, periodo, longitud de onda, frecuencia, numero de onda, peralte,...

La obtención de esos parámetros exige la medida y registro del oleaje, actividad que puede realizarse de diferentes formas, en función de los medios, características del emplazamiento y objetivos perseguidos.

Por intentar sistematizar la presentación de los sistemas de medida del oleaje en use distinguiremos en primer lugar, entre medidas Lagrangianas y Eulerianas:

- I. Medidas en un punto fijo a lo largo del tiempo.
- II. Medidas en un instante dado sobre una superficie.

En función del tiempo de observación de la medida I o del carácter repetitivo en el tiempo de las del tipo II podemos distinguir:

- a) Medidas esporádicas.
- b) Medidas periódicas durante cortos intervalos de tiempo.
- c) Medidas periódicas a lo largo de un ciclo o de tres.
- d) Medidas periódicas a lo largo de un hiperciclo, o de tres o mas.

Estando el oleaje íntimamente ligado con el viento existente en la zona de generación del mismo, es decir, sobre el fetch meteorológico, y los intercambios de energía en el océano relacionados con las corrientes y las temperaturas y salinidad del agua, las medidas de oleaje pueden ser:

- α) Exclusivamente de oleaje.
- β) Conjuntas con medidas de viento, corrientes y CTD. (Conductividad, Temperatura y Profundidad)

Según el objetivo que se persiga con las medidas estas pueden ser:

1. CIENTIFICAS, al objeto de mejorar el conocimiento sobre el comportamiento general del oleaje y sus relaciones con las variables de otros agentes físicos (atmosféricos y geofísicos).
2. TECNOLOGICAS, al objeto de calibrar modelos aplicables al diseño de obras marítimas, portuarias y costeras.
3. OPERACIONALES: para facilitar la gestión y operación de instalaciones industriales marítimas y terminales portuarias.
4. JURIDICAS: para dirimir posibles litigios en caso de siniestro o para dirimir una vez producidos.

El lapso de tiempo que media entre la medida del oleaje real y el procesado de la información correspondiente que permite disponer del registro del mismo y el tratamiento de la información registrada para extraer de ella los valores de las variables y parámetros buscados permite distinguir entre medidas:

A. En tiempo real:

- A1 Con transmisión de información por cable.
- A2 Con transmisión de información por radio.
- A3 Con transmisión de información vía satélite.

B. En diferido:

- B1 Grabando internamente información.
- B2 Transmitiendo información bruta sin procesar que se graba en el centro de recepción, de donde se retira periódicamente.

En función de las variables principales del oleaje consideradas, los principales sistemas de medida se refieren a:

1. Oscilación vertical de la superficie libre.
2. aceleración vertical de la superficie libre.
3. Aceleraciones de la superficie libre según los tres ejes.
4. Topografía de la superficie del agua.
5. Rugosidad de la superficie del mar.

Los sistemas de medida pueden estar ubicados en :

1. El fondo del mar.
2. Adosados a una pila, pared u otro tipo de soporte.
3. Flotando libremente en la superficie.
4. En la superficie.
5. En un punto fijo alto. (Faro, plataforma,..)
6. En un avión.
7. En un satélite.

La adecuada planificación de una campaña de medida del oleaje precisa de un conocimiento previo de la zona de medida y de una detallada consideración de los objetivos de la medida para poder establecer adecuadamente tanto el tipo de instrumentación a emplear, como su ubicación, tiempo de medida y metodología de proceso, todo ello en función de los niveles reales de precisión requeridos y con consideración a las limitaciones presupuestarias que pueden forzar el alcanzar un equilibrio entre el óptimo deseable desde una visión puramente científica hasta el razonablemente conseguible con óptica tecnológica.

Una cuestión generalmente poco tratada consiste en el análisis en profundidad de los niveles de precisión realmente requeridos durante el proceso de medida en función de los objetivos de la misma.

Cuando se mide sin objetivos claros predefinidos, o se mide con visión estrictamente científica, es claro que la precisión de la medida ha de ser la máxima posible con la tecnología y el presupuesto disponible, pero salvo en los casos de investigación universitaria de carácter básico, los trabajos que requieren medidas e incluso las investigaciones aplicadas precisan el conocimiento de las variables que intervienen en los procesos considerados hasta un cierto nivel, coherente tanto con los objetivos como con las precisiones alcanzables en la medida del resto de variables que intervienen en el proceso considerado.

La precisión o certeza de una medida, como es bien sabido, no coincide necesariamente con la exactitud con que sea capaz de realizar la medida el instrumento empleado para medir. No es este lugar para insistir sobre tan importante

tema, ampliamente considerado en los tratados sobre medida de variables físicas, que aquí hemos querido recordar por su enorme importancia en el caso que nos ocupadas las dificultades, riesgos y elevados presupuestos que en general realizar operaciones en el mar tiene.

Las medidas mas antiguas del oleaje se remontan a las OBSERVACIONES VISUALES realizadas desde un barco fondeando o en navegación, o desde la costa.

La observación visual desde un barco navegando del periodo del oleaje o de su longitud de onda suelen estar falseadas puesto que la navegación (generalmente con el oleaje entrando por popa) conduce a falsear estos valores, acortándolos cuando se navega a favor del mismo, lo que generalmente es habitual en caso de muy fuertes temporales, o alargándolos en el infrecuente caso contrario.

La recopilación, sistematización y compilación de esta información por el Almirantazgo Británico ha sido una de las principales fuentes de información sobre el oleaje que solo se ha visto superada por el relativamente reciente empleo de satélites artificiales para observar la tierra y el mar, si bien estas están limitadas en su utilidad por su catheter de medidas visuales y por tanto altamente imprecisas, aunque siempre de mas valor que nada.

Las medidas de la variación vertical de la superficie libre del agua en laboratorio se hacen mediante varillas que presentan diferente resistencia al paso de la corriente eléctrica según hasta donde están cubiertas por el agua. Este mismo principio se ha empleado para realizar medidas desde pilas de plataformas o muelles de puertos, donde generalmente también había escalas graduadas que permitían la observación visual de los niveles del mar, mas propio para la medida de mareas que del oleaje.

En Holanda, y como consecuencia de los estudios e investigaciones que siguieron a las catastróficas inundaciones de 1951 producidas por un fuerte oleaje de componente NW coincidente con una fortísima borrasca desplazada al SE del Mar del Norte que produjo una importante sobre elevación del nivel del mar, se desarrollo un instrumento capaz de medir la componente vertical de la aceleración dentro de una esfera contenida en otra esfera flotante que no importa el ángulo de inclinación

que se adopte puede seguir midiendo aceleraciones verticales exclusivamente, resulta elemental la doble integración de la aceleración para junto a las constantes de integración propias de cada equipo, y obtenidas mediante la calibración del mismo, obtener los desplazamientos verticales.

El mantenimiento del acelerómetro en un flotador sujeto al fondo mediante un elastómero que permita deformación sin tensión, al menos dentro del rango de las máximas alturas de ola esperables, mas la deriva del propio flotador debida al viento y a las corrientes, permite la medida en el punto considerado de las variaciones verticales de la superficie libre del mar, es decir, directamente de $\eta(t)$.

Los valores de $\eta(t)$ se pueden transmitir a tierra por radio, por vía satélite o bien almacenar internamente en memoria que se lea periódicamente.

Las boyas holandesas mencionadas optan por el primer sistema y recientemente admiten la incorporación del equipo francés Argos para el segundo.

Este tipo de boyas de enorme valor para ayuda en la gestión y operación de vías navegables y redes de alerta tiende a infravalorar las alturas de ola mayores durante los fuertes temporales, al poner en tensión el elastómero la deriva de la boya debida a la acción del viento y la corriente. Una vez en tensión el elastómero, los movimientos verticales de la boya se ven coaccionados y en consecuencia las aceleraciones verticales disminuyen produciendo medidas de olas de menor altura que las realmente existentes en casos de fuerte temporal con corrientes superficiales y vientos.

En España en 1968 y bajo la dirección del Prof. P.S. Bores, y con la colaboración del Prof. D. Luis Tejedor, se instalo la red exterior de medida del oleaje, mediante sensores de presión hidrostática ubicados en el fondo del mar y conectados a tierra por cable, generalmente a registradores instalados en faros. La fuerte acción dinámica del oleaje en la zona de rompientes en la transición mar tierra producía la rotura excesivamente frecuente de los cables de conexión del sensor submarino de presión con el registrador del faro. Las vicisitudes por las que ha pasado la red exterior española de medida del oleaje han sido diversas, desembocando en el actual

programa de Clima Marítimo del Ente Publico Puertos del Estado. A la red exterior le queda el merito de haber sido la primera red concebida globalmente, con un enfoque de ingeniería portuaria y costera a diferencia de las medidas holandesas que están enfocadas y relacionadas con la prevención de riesgos catastróficos. Resulta razonable que tres naciones con intereses marítimos esenciales, España, Holanda y el Reino Unido, sean pioneras en la investigación de la acción principal del mar en las latitudes medias que es el oleaje. Las otras dos grandes naciones marineras Portugal y desde fechas relativamente recientes Estados Unidos, tienen orientados sus intereses científicos en estrecha vinculación al Reino Unido.

Para muchas aplicaciones, y en especial para los estudios de dinámica litoral, esenciales para los intereses del estado de un país turístico casi insular como España, exigen el conocimiento de la dirección con la que la energía que transmite el oleaje aborda la costa, pues la dinámica litoral como es bien sabido depende tanto de la dirección con que el oleaje aborda la costa, como del contenido energético con que lo hace.

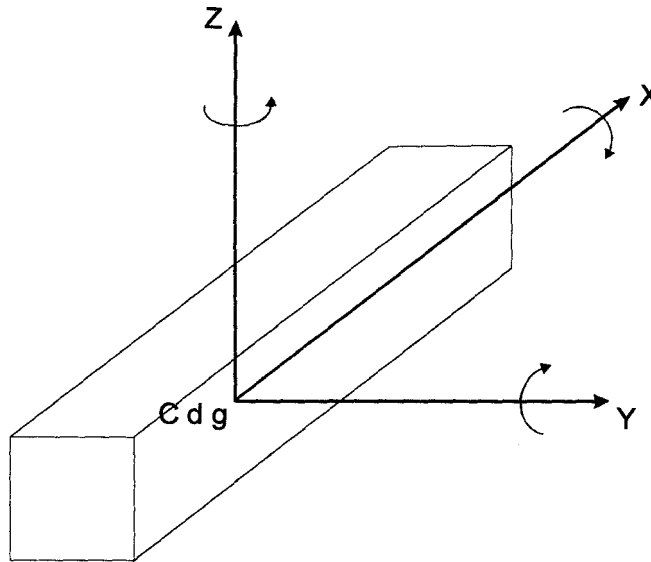
La medida de la dirección del oleaje resulta mucho mas fácil con los sistemas de medida instantánea sobre una superficie finita como son los relacionados con la fotogrametría aérea de la superficie del mar o con las imágenes de radar de la misma (convencional o de apertura sintética).

Las medidas puntuales a lo largo de un periodo de tiempo de la dirección no han sido posibles, salvo por observación, hasta hace muy pocos años que se han desarrollado inclinómetros de suficiente precisión y velocidad de medida como para deducir de la inclinación de un flotador la dirección en que este esta recibiendo la energía del oleaje. De hecho estos sistemas coinciden, y se han desarrollado como consecuencia, de la necesidad de corregir los disparos de misiles o artillería desde buques sometidos a los movimientos inducidos por el oleaje.

La inclinación del flotador de donde se deduce la dirección de arribada del oleaje, se deduce de la medida del (Pitch) cabeceo y de la alteada (Roll), y de la aceleración horizontal en los ejes x e y, de donde se deduce el desplazamiento.

MOVIMIENTOS DEL FLOTADOR:

En el procesado de datos para obtener el espectro resulta mucho mas cómodo aplicar el algoritmo de la Transformada Rápida de Fourier (F.F.T. = Fast Fourier Transform) según el método de Bendat y Pierson (1971).



	ESPAÑOL	INGLES
Desplazamiento según el eje x		SURGE
Desplazamiento según el eje y		SWAY
Desplazamiento según el eje z		HEAVE
Desplazamiento según el eje x	ALTEADA	ROLL
Desplazamiento según el eje y	CABECEO	PITCH
Desplazamiento según el eje z		YAW

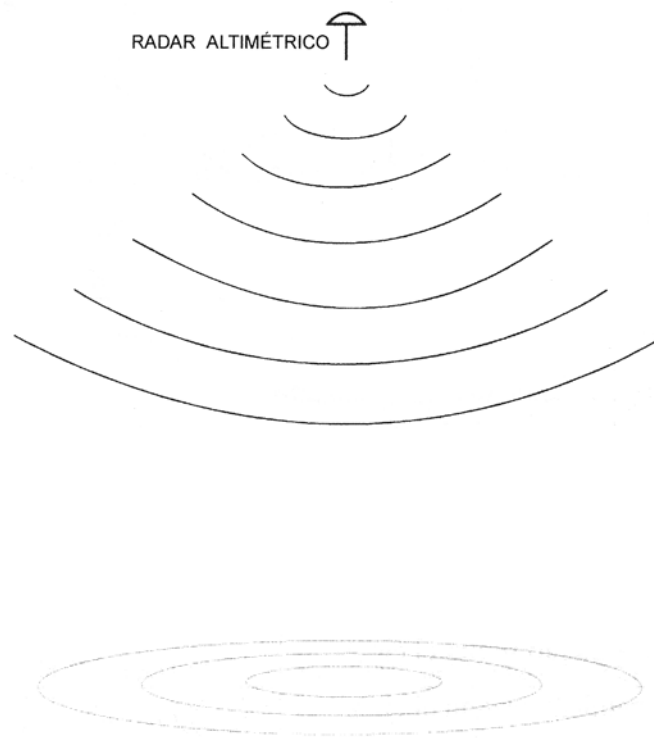
SATELITES:

La observación de la tierra desde el espacio ha supuesto un notable avance en el conocimiento de la misma, y la masa de datos producidos permite abordar estudios de estacionalidad de las variables analizadas.

Por lo que a la medida del oleaje se refiere hay dos bloques de datos, de procedencia espacial.

Los primeros, quizás influidos por la fotogrametría aérea de la superficie del mar se refieren a los datos de altimetría obtenidos mediante radar.

La misión GEOSAT (Noviembre 1986 a Enero 1990) con el satélite en orbita a 800 Km. de altura cubrió latitudes entre $\pm 72^\circ$, repitiendo orbita cada 17 días aproximadamente, con una separación entre bandas de unos 150 Km. (menor en los polos), con una velocidad relativa respecto del suelo de 6,5 Km/s.



El funcionamiento esquemático de la medida es el siguiente: un radar instalado en el satélite emite una serial pulsante desde su antena emisora que se va propagando seguir casquetes esféricos.

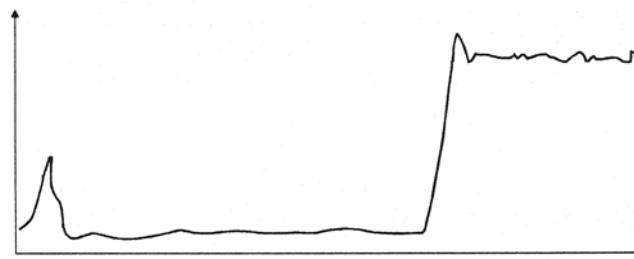
Cuando la primera serial del pulso alcanza la superficie del mar, esta ilumina una pequeña región circular inmediatamente bajo el satélite, en los incrementos de tiempo siguientes se van iluminando sucesivas coronas circulares sobre la superficie del mar. El área de cada uno de estos anillos (coronas) circulares es constante si los pulsos emitidos son todos iguales durante la emisión. (Geosat emitía 1000 pulsos por segundo).

Si la superficie del mar es perfectamente plana, el pulso reflejado alcanzara rápidamente la antena receptora del satélite, llegando en primer lugar el reflejo del primer pulso que llegó al mar y que logró iluminar el pequeño círculo central. Al reflejo de este primer pulso seguirán los reflejos de cada uno de los anillos circulares que darán una respuesta plana.

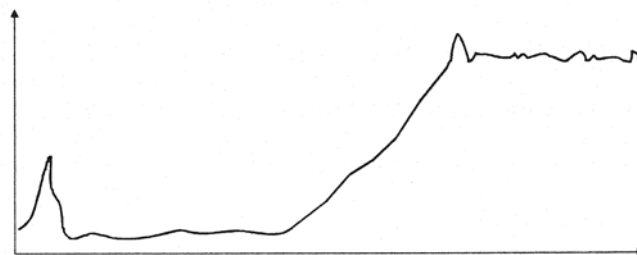
Si la superficie del mar ofrece un aspecto rugoso debido a la presencia de las protuberancias y hoyos que conforman el oleaje, ocurrirá que el frente del primer pulso tocara primero la cresta de la protuberancia contenida en el círculo primero, y después tocara en los senos, y todas las zonas intermedias.

En consecuencia, la serial reflejada en la cresta retornara antes y la del seno mas tarde, que en el caso de que el mar estuviese piano, por tanto con el mar encrespado, la respuesta del pulso será mas ancha. Al incrementarse las alturas de ola el ensanchamiento de la serial recibida del pulso reflejado, aumentara.

Así pues, la pendiente del comienzo del pulso de respuesta puede utilizarse como medida de la altura de la ola.
(En el empleo convencional del radar, el comienzo del pulso recibido es ruido del radar que en general se trata de eliminar. El análisis detallado de ese ruido es representativo de la rugosidad de la superficie iluminada por el radar).



MAR EN CALMA



MAR ENCRESPADO

La exactitud con que puede estimarse la $H_{1/3}$ con medidas desde radar en satélite se estima en $\pm 0,5$ m.

Tras la comentada misión GEOSAT (Noviembre 86 - Enero 90), posterior a la infructuosa misión GEOS 3 y la breve misión SEA SAT se han instalado altímetros en las siguientes misiones que actualmente (1999) se encuentran operativas, desde la fecha indicada:

ERS-1 desde Agosto 1991

TOPEX desde Septiembre

1992 ERS 2 desde Mayo 1995

(Las misiones ERS-1 y ERS-2 son de la Agencia Espacial Europea)

El espacio se esta transformando en el observatorio de la tierra, entre otras aplicaciones, quizás resulte ilustrativo mencionar el numero de objetos situados en orbitas, a distintas alturas, alrededor de la tierra en dos momentos:

Año	N° de Objetos	Satélites y Vehículos	Basura espacial
1965	3.058	576	2.482
1998	9.134	2.437	6.697

En general, las orbitas de los satélites se sit-Clan entre los 35.000 Km., altura de las Orbitas geoestacionarias, hasta orbitas de unos 650 Km. de altura, sincronas con el sol.

En la observación de la tierra desde el espacio además de información sobre la rugosidad de la superficie del mar, oleaje, se obtienen datos, entre otros, de topografía, batimetría, nubosidad, precipitación, extensión y profundidad de las capas de hielo, temperatura superficial, velocidad del viento, variabilidad del nivel del mar, producción biológica,...

La repetición de orbitas de un mismo satélite y la combinación de información recibida por distintos satélites permite ofrecer una imagen de la evolución en el tiempo de los variables en estudio, existiendo, no obstante, aún ciertas limitaciones importantes en el uso de la información que facilitan los sensores instalados en los satélites entre los que destacan:

1. El tamaño de la celda elemental de información (huella de la serial del sensor o piksel).
2. Solape entre las huellas en tierra de las orbitas.
3. Por el momento no se obtiene información ni sobre el periodo del oleaje ni sobre la dirección de propagación.
4. Debido a la primera dificultad, no suministra información en las zonas costeras (donde resulta de mayor utilidad), por el momento.

La reducción del tamaño de la celda mínima de información es fundamental para incrementar la resolución, en imágenes de radar al igual que ocurre con las imágenes del espectro visible.

SAR (RADAR DE APERTURA SINTETICA):

La misión SEA SAT y posteriormente los satélites de la Agencia Espacial Europea ERS1 y ERS2 han tenido instalado un SAR.

El Radar de Apertura sintética (SAR) es un radar coherente que ilumina bandas a ambos lados de la trayectoria de vuelo, en bandas de unos 100 Km. de anchura, requiriéndose una buena resolución para producir imágenes útiles. La resolución se consigue con una antena muy larga, así por ejemplo un satélite orbitando a 800 Km. precisaría una antena de 4 Km. de longitud para obtener una resolución de 25 m, siendo impracticable instalar una antena de semejantes dimensiones. El SAR aprovecha la circunstancia de que el vehículo que aloja el Radar esta en movimiento hacia delante.

El SAR emite múltiples pulsos y registra la fase de la señal recibida, creando una "apertura sintética" mucho más larga que la apertura real.

En la dirección perpendicular a la de vuelo la resolución se obtiene transmitiendo pulsos cortos.

Los materiales empleados precisan unos 0,5 segundos para volar 4 Km., consiguiéndose así la longitud requerida.

Uno de los problemas que se presentan es que en 4 Km. la superficie del mar puede haber cambiado de rugosidad.

La adecuada calibración de este sistema, que permite establecer la correlación entre el tipo de señal recogido por el SAR y la rugosidad de la superficie del mar es complejo y por el momento confuso, siendo objeto de estudio, en Europa dentro de la denominada acción COST 714, representada en España por los Profesores Almazán y Santos.

El radar de apertura sintética si se instala en un avión en vez de en un satélite, ilumina una superficie de mar mucho menor, siendo menor también la longitud de antena virtual al volar el avión mas despacio que el satélite, bajando en consecuencia la resolución.

Alpers y Almazán trataron de calibrar el SAR que posteriormente se instaló en el ERS1 sobre las aguas del Estrecho de Gibraltar instalado en un avión, aprovechando las reducidas dimensiones del Estrecho, y el hecho de que entonces estaba muy bien instrumentada la zona, con boyas de medida de oleaje y estaciones meteorológicas en ambas orillas y sobre el mar. Los resultados obtenidos fueron esperanzadores, pero el problema no quedó resuelto, y aún sigue pendiente, aunque COST 714 ha supuesto un importante impulso al respecto.

SAR esta ofreciendo imágenes del espectro obtenido sobre una superficie de 10 Km. x 5 Km., con resolución de unos 25 m. Cada 200 Km. sobre la huella de la trayectoria del satélite.

El radar ofrece ampliar posibilidades para observar la rugosidad de la superficie del mar, instalando en faros o similares (para estudios locales), en aviones o en satélites desde donde se ofrece la plataforma mejor para observar globalmente la superficie de los océanos de la tierra.

A pesar de las dificultades comentadas componiendo la información suministrada por los satélites puede obtenerse información global sobre el oleaje en los océanos y, por ejemplo, su variabilidad estacional.

A continuación se presenta un ejemplo, siguiendo a (Young 1999) , resultando representativa la información a la escala que se presenta, perdiendo interés al tratar de concretarla en una zona litoral concreta. No obstante, esta presentación tiene su indudable interés y aplicaciones directas, por ejemplo, para el establecimiento de las rutas comerciales de navegación mas favorables.

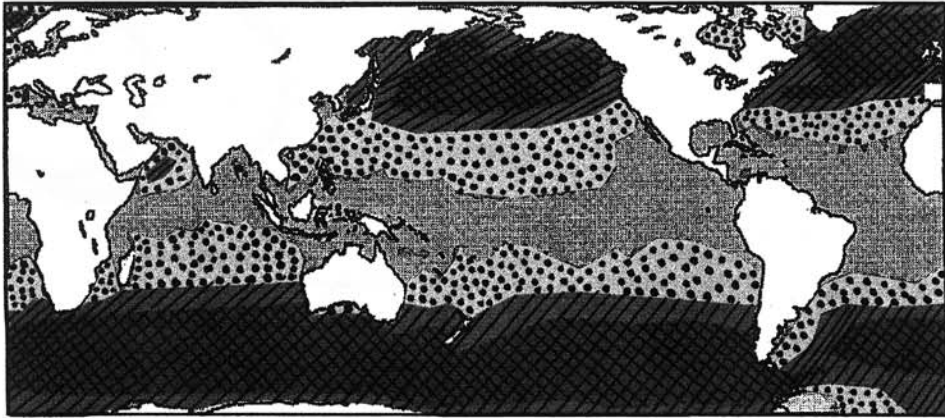
Actualmente existen servicios privados de información meteorológica a buques, que incluyen información sobre la rugosidad del mar, que se transmiten en directo y tiempo real a los puentes de los buques que tienen contratado este servicio, lo que permite al buque adoptar el derrotero de menor consumo de combustible o de menor tiempo de navegación al puerto de destino.

A continuación se presentan los contornos de las zonas donde se dan los valores medios mensuales de altura de ola significativa $H_{1/3}$ indicados, para los 12 meses del año.

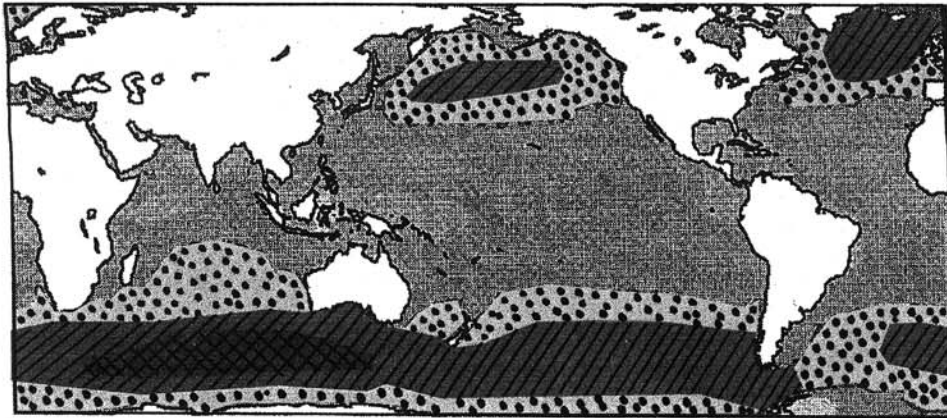
Asimismo se presentan las zonas donde se estima pueden encontrarse valores de altura de ola significativa mayores o iguales a los indicados durante los porcentajes de tiempo, en el año medio que se indican, habiéndose elegido para esta presentación:

10% 30% 50%

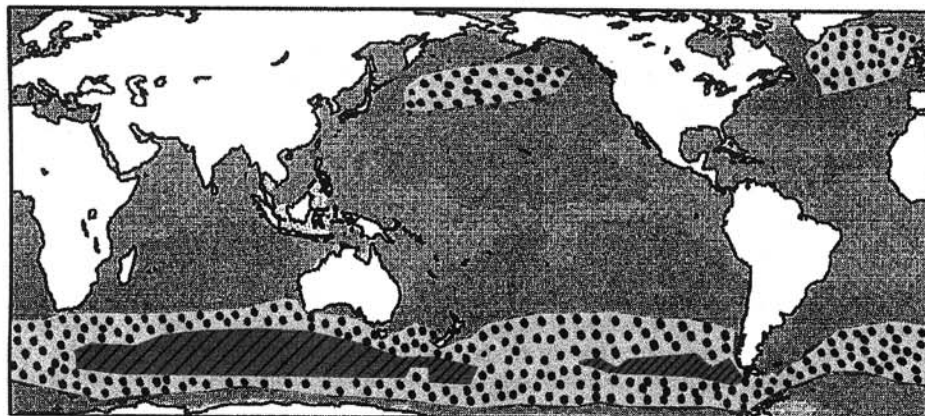
Hs que excede el 10% del tiempo los valores indicados



Hs que excede el 30% del tiempo los valores indicados



Hs que excede el 50% del tiempo los valores indicados



-  De 5 a 6 m.
-  De 4 a 5 m.
-  De 3 a 4 m.
-  Menor de 3 m.

Pueden apreciarse con claridad los peligros de la navegación al Oeste del Cabo de Hornos. también se aprecia la importancia estratégica de las Islas Malvinas y la conveniencia de aproximarse a la Antártida por el Mar de Weddell.

Destaca la importancia de Cabo San Roque en Brasil en el sistema de comunicaciones marítimas Europa-África-América, así como lo adecuado del nombre Pacífico a ese océano, acariciado por los vientos comerciales del Este, Norte y del Este, Sur.

En tiempos pasados el conocimiento de los vientos, corrientes y oleaje suponía el poder o no acceder al lugar deseado para comerciar o para entrar en combate, hoy en día todos los lugares son accesibles pero el coste de acceso y de transporte puede variar apreciablemente según el nivel de conocimiento disponible.

GPS. GLONASS. GALILEO:

Los sistemas de posicionamiento global por satélite, han abierto un nuevo campo de posibilidades, tanto en el ámbito marítimo, como en el terrestre, y no solo en cuanto a la fijación, con precisión, de la posición de elementos fijos, o móviles, sino también a técnicas colaterales que se pueden beneficiar o desarrollar a partir del hecho de que pueda conocerse con precisión métrica, submétrica, centimétrica o incluso milimétrica, la posición de un móvil, en tiempo real o en postproceso, todo ello y en el campo del oleaje ha permitido el desarrollo, entre otros de los sistemas de medida del oleaje con DGPS (GPS diferencial) concebidos por los Profesores Hein, Director del Instituto de Astronomía y navegación de la Universidad de Munich y los autores de estos apuntes.

En síntesis la ubicación de una antena GPS sobre un flotador y una base estabilizada, o de cuatro antenas GPS colocadas sobre los extremos de una cruz flotante, ligada con un elastómero al fondo y referenciada a una estación fija GPS en tierra permiten en postproceso el conocimiento del oleaje direccional, con precisión centimétrica.

Actualmente la integración de GPS con GLONASS, lo que supone duplicar prácticamente la constelación de satélites y mejorar la integridad del sistema esta permitiendo al equipo del Prof. Hein medir en el rango milimétrico.

Las posibilidades que se abrirán como consecuencia de la entrada en servicio del sistema europeo GALILEO y su posible integración con GLONASS y GPS abren un horizonte aún mas esperanzador, donde resulta difícil prever los rangos de precisión que puedan alcanzarse tanto en postproceso como en tiempo real, en todo caso este nuevo mundo es ya una realidad que continua avanzando, reduciendo precios y aumentando precisiones, a una velocidad de progreso tan sorprendente como esperanzadora.

PREDICCIÓN DEL OLAJE:

Antes de extenderse el use de sensores de oleaje instalados en satélites o en otros sistemas, la información disponible sobre el oleaje provenia de las observaciones tanto visuales como instrumentales y también de las previsiones de los datos de viento.

Ello se justifica por el escaso desarrollo de redes de medida del oleaje y por el muy completo y coordinado sistema de medidas meteorológicas que coordinadas por la Organización Meteorología Mundial desarrolla los correspondientes Institutos Nacionales de Meteorología.

Resulta evidente que el desarrollo de los métodos de previsión del oleaje para conocer el oleaje que se produjo como consecuencia de los vientos en su día medidos permite adivinar que oleaje se producirá en el muy próximo futuro a partir de los vientos medidos en tiempo real, e incluso predecir estados energéticos del mar a partir de las previsiones meteorológicas.

El oleaje se genera por el viento soplando sobre una superficie de agua, que suele denominarse "fetch". La transferencia de energía se logra a través del impulso que sobre la superficie liquida ejerce el viento, siendo proporcional el impulso al cuadrado de la velocidad del viento, y la energía del oleaje proporcional al impulso.

Existen multitud de modelos que relacionan la velocidad del viento, la duración y el fetch con la energía transferida al oleaje, desde muy simples, de aplicación manual hasta muy complejos que requieren el uso de potentes ordenadores.

La capa límite atmosférica no es completamente independiente del campo de olas.

La Ecuación del balance de energía entre el viento y el oleaje puede expresarse como:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla(Cg \cdot E) = S_{in} + S_{ds} + S_{nl}$$

Siendo:

$$E = \iint S(\omega, \theta) d\omega d\theta = \text{Densidad de energía del Oleaje}$$

Cg = Celeridad de grupo

$\nabla(Cg \cdot E)$ = Divergencia del flujo de energía

S_{in} = Rapidez con que la energía del viento se integra en el campo de olas.

(CAPTACIÓN).

S_{ds} = Rapidez con la que la energía del campo de olas se disipa. (DISIPACIÓN).

S_{nl} = Redistribución de energía dentro de su espectro y propagación superficial.

(DISPERSIÓN PROPAGATIVA)

En los modelos manuales, los cálculos se basan en curvas obtenidas experimentalmente.

En los modelos matemáticos, el termino mas difícil de plantear es el S_{nl} (termino de origen NO lineal) y la forma en que este se considera define los diferentes tipos de modelo en uso.

Se denominan modelos acoplados aquellos en los que el término S_{nl} depende de S_{in} y S_{ds} y se denominan modelos de propagación desacoplados (mas fáciles de usar) aquellos que prescinden de dichas interacciones.

En general, la escasez de datos de viento tomados directamente sobre la superficie del mar hace que se utilicen los mapas de isobaras, a nivel del mar, para deducir a partir de ellos los campos de viento.

La formulación de la relación entre la velocidad del viento en superficie y el gradiente de presiones definido por el mapa de isobaras a nivel del mar incluye los siguientes factores:

1. Viento geostrófico: (suponiendo isobaras rectas y campo de presión estacionario).

$$V_g = \frac{\text{Gradiente horizontal de presión}}{\text{Parámetros de Coriolis}} = \frac{\frac{1}{\rho} \cdot \text{absoluto } \nabla p}{(\text{velocidad angular de rotación de tierra}) \cdot \text{sen}(\text{latitud del lugar})} = \frac{G}{f}$$

2. Viento de gradiente: considerando la curvatura de las isobaras.

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \cdot \text{curvatura} \cdot f \left[\frac{1 - 4G}{(f^2 \cdot \text{curvatura})^{1/2}} \right]$$

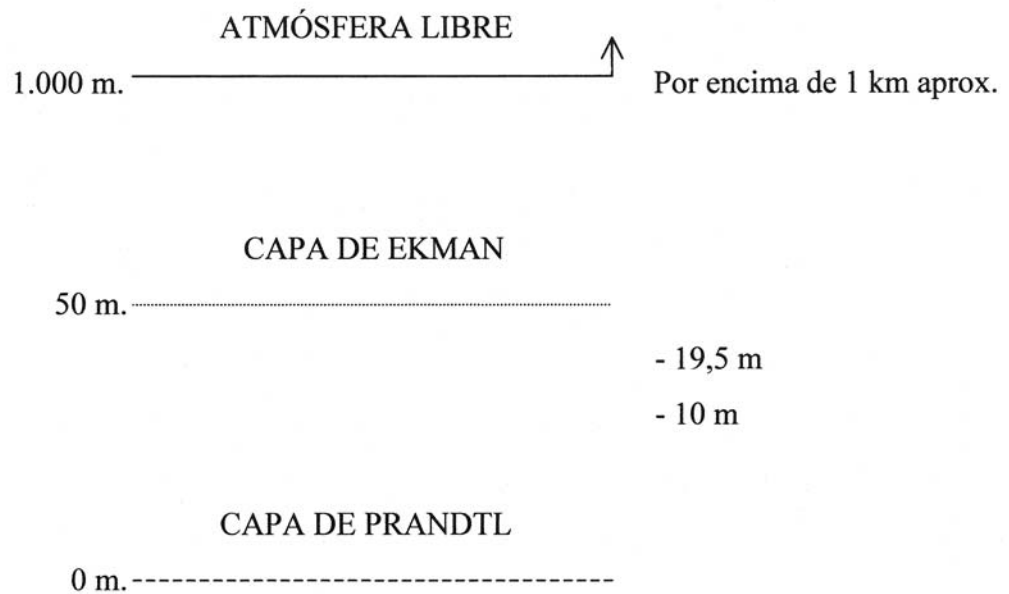
3. Viento superficial de gradiente: teniendo en cuenta la fricción superficial (estabilidad del aire).
 4. Gradiente isobárico.
 5. Difluencia de las isobaras.
- } (Las incertidumbres en la determinación de estos efectos motiva que habitualmente NO se consideren. Pueden afectar un 10 %)
6. Cizalladura horizontal del viento geostrófico.
(Este efecto es pequeño y generalmente puede ser despreciado)

En resumen puede concluirse que a efectos de hacer previsiones de oleaje resulta más que suficiente el empleo del viento superficial de gradiente.

En general, los modelos utilizan la velocidad del viento a 10 m de altura sobre el nivel del mar o a 19,5 m de altura, es decir dentro de lo que es la capa límite atmósfera-océano.

Para su determinación lo habitual es relacionar este viento con el viento de algún nivel superior, mediante la deducción de la distribución vertical de la velocidad del viento.

La atmósfera puede dividirse en tres partes:



En condiciones de estabilidad la velocidad del viento sigue un perfil logarítmico.

Es habitual expresar la velocidad del viento en el mar en términos descriptivos o del número de Beaufort, pudiendo utilizarse en primera aproximación los valores siguientes que relacionan aquellos con los correspondientes intervalos de velocidades:

ESCALA DE CONVERSION BEAUFORT DE LA FUERZA DEL VIENTO

MJMERO BEAUFORT	TERMINO DESCRIPTIVO	VELOCIDAD EN $m s^{-1}$ PARA USO EN MODELOS DE PREDICCIÓN DE OLAS	INTERVALO EN NUDOS
0	Calma	0,8	< 1
1	Ventolina	2	1 - 3
2	Flojito (Brisa muy débil)	3,6	4 - 6
3	Flojo (Brisa débil)	5,6	7 - 10
4	Bonancible (Brisa moderada)	7,8	11 - 16
5	Fresquito (Brisa fresca)	10,2	17 - 21
6	Fresco (Brisa fuerte)	12,6	22 - 27
7	Frescachón (Viento fuerte)	15,1	28 - 33
8	Temporal	17,8	34 - 40
9	Temporal fuerte	20,8	41 - 47
10	Temporal duro	24,2	48 - 55
11	Temporal muy duro	28	56 - 63
12	Huracán	-	64

GENERACION Y PROPAGACION DEL OLEAJE:

En los apuntes de "Oleaje I/II" del Prof. S. Bores 1969/70, y en la publicación 4-B, Introducción a la "Estructura del Oleaje" del Prof. P.S. Bores, puede encontrarse un tratamiento completo del proceso de generación del oleaje, y en el libro "Obras marítimas" de D. Ramón Iribarren, el estudio de la propagación del oleaje mediante el entonces novedoso, método de los Pianos de Oleaje.

Supuesto un mar en calma, una vez que comienza a soplar sobre el fetch un viento ocurre:

1. En primer lugar las pequeñas fluctuaciones asociadas a la turbulencia del viento superficial producen perturbaciones en el agua que comienzan a crecer al entrar en resonancia las pequeñas olas con las fluctuaciones de presión. (En muchos modelos este termino es despreciado).

2. El desarrollo del oleaje comienza cuando las pequeñas olas anteriores alcanzan un tamaño suficiente como para afectar al viento. El viento impulsa y roza las olas con una intensidad que depende del tamaño de ellas.

Este crecimiento se explica por lo que se denomina INESTABILIDAD DE CIZALLADURA DEL FLUJO, y fue formulada por Miles (1960).

3. PROPAGACION del oleaje. Las perturbaciones, olas, se desplazan, alejándose del lugar de generación. Las olas individuales, con su T y L se desplazan con celeridad $C = L/T$, pero el conjunto de la energía específica contenida en el oleaje se desplaza con la velocidad de la Celeridad de grupo C_g . (Para el caso de la onda lineal, de pequeña amplitud, de Airy vimos que $C_g = 1/2 C$)

A partir de cada punto de generación y crecimiento, cada componente del espectro $S(\omega, \theta)$ se propaga según la dirección o a una velocidad.

La mayoría de la energía se desplaza según la dirección media del conjunto de las olas componentes del oleaje.

Existen varias formulaciones para expresar la dispersión de energía, en el proceso de propagación, alrededor de la dirección media de propagación, a este tipo de dispersión se le suele denominar EXTENSIÓN del oleaje.

Existe otro tipo de dispersión, así denominado ya que las olas largas, y su energía, se desplazan más rápidamente que las cortas. En la zona de generación y crecimiento del oleaje existe una mezcla de frecuencias pero a gran distancia de su zona de generación las olas largas (de baja frecuencia) llegan antes que las olas cortas (de alta frecuencia).

La extensión y la Dispersión son las causas principales de decrecimiento de la energía del mar de fondo (SWELL). también se pierde energía por fricción interna y resistencia contra el aire. A la zona donde se producen estos fenómenos, se le denomina DECAY.

La DISIPACIÓN de energía en la zona de generación y crecimiento se produce por descrestado de las olas, debido a inestabilidad de su peralte, lo que se manifiesta con la aparición de espuma en las crestas (borreguitos).

Cuando el oleaje entra en zonas de profundidad reducida, comienzan a producirse pérdidas de energía por fricción con el fondo, percolación (flujo de agua en el lecho de arena del fondo), movimiento de materiales del fondo (limos, arenas y gravas; en orden decreciente de profundidad para formas litorales estables) y por último proceso de ROTURA en spilling, plunging o surging. Todos estos procesos tienen carácter no lineal lo que dificulta su tratamiento matemático.

Cuando la energía del oleaje incide sobre una pared vertical impermeable, de profundidad suficiente en relación a la altura de ola incidente, se produce la REFLEXIÓN de la energía y del oleaje en consecuencia. Como en cualquier otro caso de ondas el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión.

Tal y como ocurre en óptica y en acústica, un tren de olas, parcialmente obstruido irradia energía a la zona de sombra detrás del obstáculo, fenómeno característico de todos los tipos de onda que se conoce como DIFRACCIÓN.

La difracción solo se produce si el obstáculo tiene dimensiones suficientes en relación a las de la onda, esto supone que como mínimo ha de tener unas dimensiones del orden de la longitud de onda incidente, o al menos una fracción de esta.

Las dificultades, tanto de medir desde satélite como de predecir el oleaje a partir del viento o de las isobaras, en las zonas costeras que es donde se ubican las obras portuarias, de ingeniería costera y similares hace preciso por el momento continuar con la medida directa del oleaje in situ en el lugar requerido.

A efectos de realizar los primeros tanteos, y con la consecuencia cómoda de eludir con su uso responsabilidades, el Ente Público Puertos del Estado ha editado una R.O.M. (Recomendación para Obras marítimas) dando los valores de las

distribuciones medidas y extrémales a emplear, en grandes profundidades, en diferentes tramos en que ha ido dividido todo el litoral del territorio español, así pues el problema ingenieril ha quedado reducido a proceder a la propagación del régimen correspondiente dado por la R.O.M. desde profundidades indefinidas hasta el punto concreto de la costa de nuestro interés, para lo que es preciso un conocimiento adecuado de la batimetría del fondo marino desde profundidades indefinidas ($d > L/2$) hasta el punto de la costa en estudio.

Reconociendo la indudable comodidad que la utilización de la ROM de oleaje supone, la importancia de la obra o estudio en curso determinara la conveniencia o no de proceder a estudios mas profundos del oleaje o incluso a proceder a la medida directa de este durante el tiempo que se juzgue preciso, si hubiere lugar a ello.

El conjunto de problemas portuarios y costeros que precisan información de oleaje puede resumirse en:

- I. Los que requieren un conocimiento de las condiciones medias de las variables que caracterizan el oleaje, dentro de un año medio.
- II. Los que requieren un conocimiento de las características máximas extremas alcanzables al menos una vez en un numero de varios años.
- III. Los que requieren el conocimiento de los valores medios de las variables consideradas, cuando otras a las que estén correlados, y puedan considerarse variables principales, estén en situación extremal.

Las variables generalmente considerables para el oleaje son; altura de la ola, periodo, longitud de la onda, energía y dirección, así Como el nivel del mar correspondiente.

Como hemos visto energía y Altura de la ola, en sus diferentes definiciones, están biunívocamente relacionadas.

Periodo y Longitud, en el caso de onda lineal también están en relación biunívoca, en profundidades indefinidas.

Así pues, en general basta con la consideración de:

$E \rightarrow$ ENERGIA o altura de ola de algún tipo.

$T \rightarrow$ PERIODO o longitud de onda; frecuencia.

$\theta \rightarrow$ DIRECCION principal de propagación.

El conocimiento de la distribución anual media de energía o de altura de ola, exige la medida durante, como mínimo, un año; preferiblemente tres, u once mejor, incluso tres veces once, es decir treinta y tres años.

En general no interesa sino el conjunto de periodos asociados al intervalo de alturas de ola considerados, existiendo funciones de probabilidad conjunta H,T o bien considerando las distribuciones de T para los H en estudio.

Por lo que a la dirección se refiere las medidas de oleaje direccional, sobre aquellas direcciones posibles para la llegada y propagación del oleaje son imprescindibles, siendo la dirección del oleaje variable principal para ciertos casos, como por ejemplo los estudios de dinámica litoral.

El conocimiento de la distribución extremal de altura de ola significativa (o cualquier otra variable relacionada con la energía) exige su medida a lo largo del al menos un hiper ciclo (estimado en unos 11 años) y mejor de 3 o más.

Esto conduciría a la exigencia de periodos mínimos de medida para el conocimiento de las distribuciones extrémales de las variables consideradas de mas de 10 años, y preferiblemente 33 años, lo cual, evidentemente, no es practico, salvo que existan, como ocurrió en España, redes estatales de medida de oleaje instaladas durante largos periodos ininterrumpidamente. Desde 1968 en el caso de España.

Para estos casos en que no se dispone de registros suficientemente largos, resultan de especial relevancia los métodos de previsión de oleaje, ya que para estos dilatados periodos de tiempo si existen cartas de isobaras, publicadas en España, por el

Instituto Nacional de Meteorología, así como la utilización de la filosofía con que inicialmente fueron instaladas las redes:

- a) Red exterior de medida del oleaje.
- b) Red de medida del oleaje en el Estrecho de Gibraltar.

En resumen, esta filosofía de medida, consiste en, dada la imposibilidad de realizar medidas durante largos periodos de tiempo en todos los posibles puntos donde pudieran estas ser requeridas, se aconseja la elección de una serie de puntos fundamentales de medida, alejados de obstáculos, no influidos por el fondo, y que cubran un amplio tramo litoral, para disponiendo de largas series de medidas en estos puntos y precisando datos en un momento dado en un punto distinto cubierto, o en sombra, de un punto principal de medida, proceder a una medida corta simultanea en el punto de interés con la del fundamental, para apoyándose en ambas medidas simultaneas, encontrar la función de correlación y transferencia entre el punto fundamental y el de interés particular, pudiendo estimar mediante la aplicación de la función de transferencia las medidas de largo plazo del punto fundamental al punto en estudio.

España puede enorgullecerse de haber sido el primer país del mundo que instalo, en el año 1968, una red exterior de medida del oleaje, auspiciada y dirigida por el Prof. P.S. Bores y de haber instalado una compleja red de medida del oleaje en el Estrecho de Gibraltar, por el Prof. Almazán, con la colaboración del P.S.Bores.

BIBLIOGRAFIA:

A further investigation of wind generated waves. J. Darbyshire. 1959.

Análisis y pronóstico de las olas. OMM-702. Organización meteorológica Mundial. 1988.

Apuntes de oleaje I/II. P. S. Bores. E.T.S. Ing. Caminos, Canales y Puertos. 1969/70.

Buoy techniques for obtain directionality waves. D.E. Cartwright and N.D. Smith. 1964.

Calculation of the nonlinear wave-wave interactions in cross seas. I.R. Young, S. Hasselmann and K. Hasselmann. 1985.

Computation of combined refraction-diffraction. J.C.W. Berkhoff. 1972.

Empirical and theoretical relations between wind, sea, and swell. H.V. Sverdrup. 1946.

Eulerian and lagrangian aspects of surface waves. M.S. Longuet-Higgins. 1986.

Introducción a la estructura del oleaje 4-B. P.S. Bores. Cedex. 1967.

Introduction to meteorology. S.P. Arya. 1988.

Métodos de previsión y registro del oleaje. Departamento de física del Aire. M.C. Palomino. 1986.

Modelos de acoplamiento atmósfera-océano. M.C. Palomino. Universidad Complutense. 1994.

Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur constante ou décroissante. M. Miche. 1944.

On the theory of oscillatory waves. G.G. Stokes. 1880

Revised wave forecasting relationships. C.L. Bretschneider. 1952.

Shallow water wave modelling. J.A. Modelling. 1994.

The dynamics of the upper ocean. O.M. Phillips. 1977.

The effecto of swell on the growth of wind-waves. M.A. Donelan. 1987.

Tides and waves. G.B. Airy. London. 1845.