

Capítulo 1. Oleaje

Históricamente el oleaje ha sido uno de los fenómenos más intrigantes para el hombre, registrando un sinnúmero de esfuerzos por entender su generación y transformación. Desde la antigua Grecia existía ya una conciencia de la interacción entre el mar y la atmósfera e incluso Aristóteles en su libro *Acerca del cielo; meteorológicos* (Gredos, 1996) mencionó la importancia del viento para la generación del oleaje. Y fue entre los siglos XVI y XIX que comenzaron las contribuciones en el plano teórico, donde destacaron Airy (1845) y Stokes (1847) por sus teorías para el estudio del oleaje.

La ingeniería civil no ha estado ajena al estudio del oleaje, pues entre otros aspectos le interesa principalmente conocer los procesos que este fenómeno genera en la zona costera así como su influencia en la morfología de una costa, conocimiento que servirá como base para la construcción de estructuras dentro y fuera del mar.

Las olas se pueden definir como ondas provocadas por la propagación de energía mecánica a lo largo de la superficie del agua. Los mecanismos que aportan esta energía son de diferente naturaleza: viento, perturbaciones meteorológicas, sismos, atracción de cuerpos celestes, etc.; mecanismos que además definirán el tipo de ola inducida.

La forma más simple de representar una ola es por medio de ondas sinusoidales, donde se define como cresta la parte más alta que puede alcanzar una onda y el valle como la parte más baja. La longitud de onda, L , es la distancia horizontal entre dos crestas adyacentes; la altura de onda, H , es la distancia vertical entre el máximo de la cresta y el fondo del valle. Así mismo, el tiempo necesario para que dos crestas consecutivas pasen por el mismo punto se define como periodo de onda, T , mientras que su inverso ($1/T$) será la frecuencia. La celeridad, c , es la velocidad a la que viaja una onda y estará dada por la relación entre la longitud y el periodo (L/T). La mitad de la altura de onda es la amplitud. En el caso de una ola representada por una onda, la distancia vertical entre el fondo y la elevación media de la superficie del agua es la profundidad de ola, h ; y la elevación instantánea de la superficie del agua η , es el desplazamiento de la superficie libre con respecto al nivel medio del agua. En la figura 1.1 se pueden observar las características de una onda.

En la figura 1.2 y la tabla 1.1 se muestran los diferentes tipos de onda con sus mecanismos generadores, periodos y longitudes características, así como sus fuerzas restauradoras. En la figura 1.2 se aprecia que entre los periodos que van de 1 a 30 segundos existe un máximo de energía. Los movimientos correspondientes a estos periodos son ondas de gravedad, generadas por el viento y que propagan la energía desde la zona de generación perdiéndose lentamente debido a la fricción con la atmósfera y viscosidad molecular, hasta alcanzar la costa donde finalmente se disipa en los procesos de rotura. Estas oscilaciones reciben el nombre de oleaje.

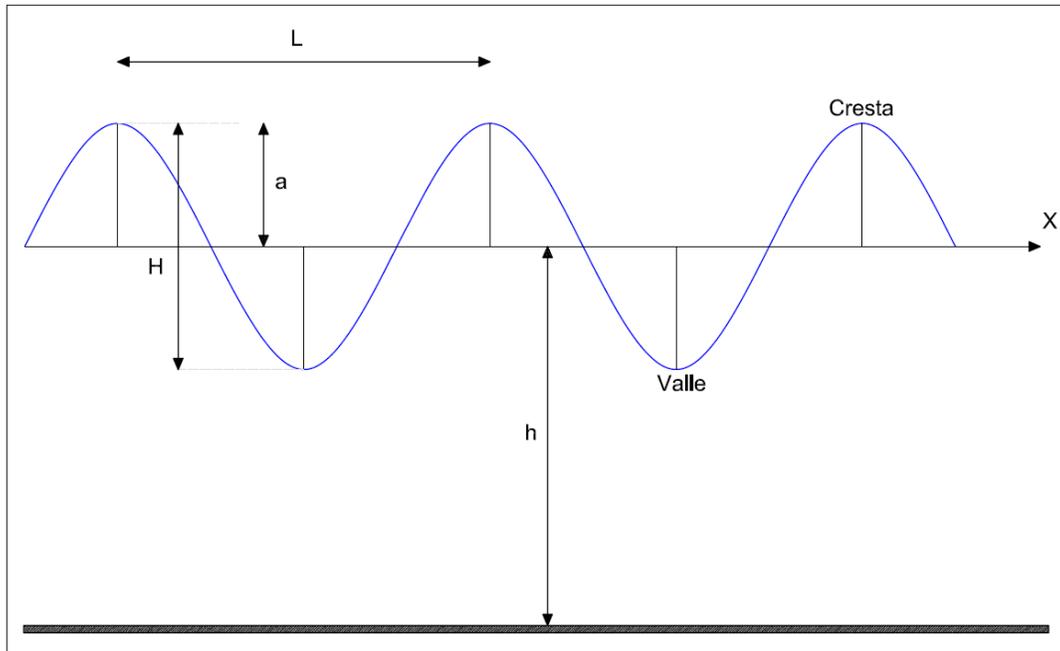


Figura 1. 1 Características de la onda

Tabla 1. 1 Clasificación de las ondas por su periodo (Johnson *et al*, 1978)

Nombre	Periodo (T)	Longitud (L)	Altura (H)	Fuerza generadora	Fuerza restauradora
Capilares	0 a 0.1 (s)	2 a 7 (cm)	1 a 2 (mm)	Viento	Tensión superficial
Ultragravedad	0.1 a 1 (s)	Centímetros	Centímetros	Viento	Tensión superficial y gravedad
Gravedad	1 a 30 (s)	Metros a cientos de metros	Centímetros a 15 (m)	Viento	Gravedad
Infragravedad	30 (s) a 30 (min)	100 a 200 (m)	Pequeña	Viento	Gravedad, fuerza de Coriolis
Periodo largo	5 (min) a 24 (h)	Pueden llegar a ser de escala planetaria	1 a 5 (m)	Sismo, derrumbes, atracción de cuerpos celestes	Gravedad, fuerza de Coriolis
Transmarea	Más de 24 (h)	-	0 a 12 (m)	Oscilaciones climáticas	Gravedad, fuerza de Coriolis

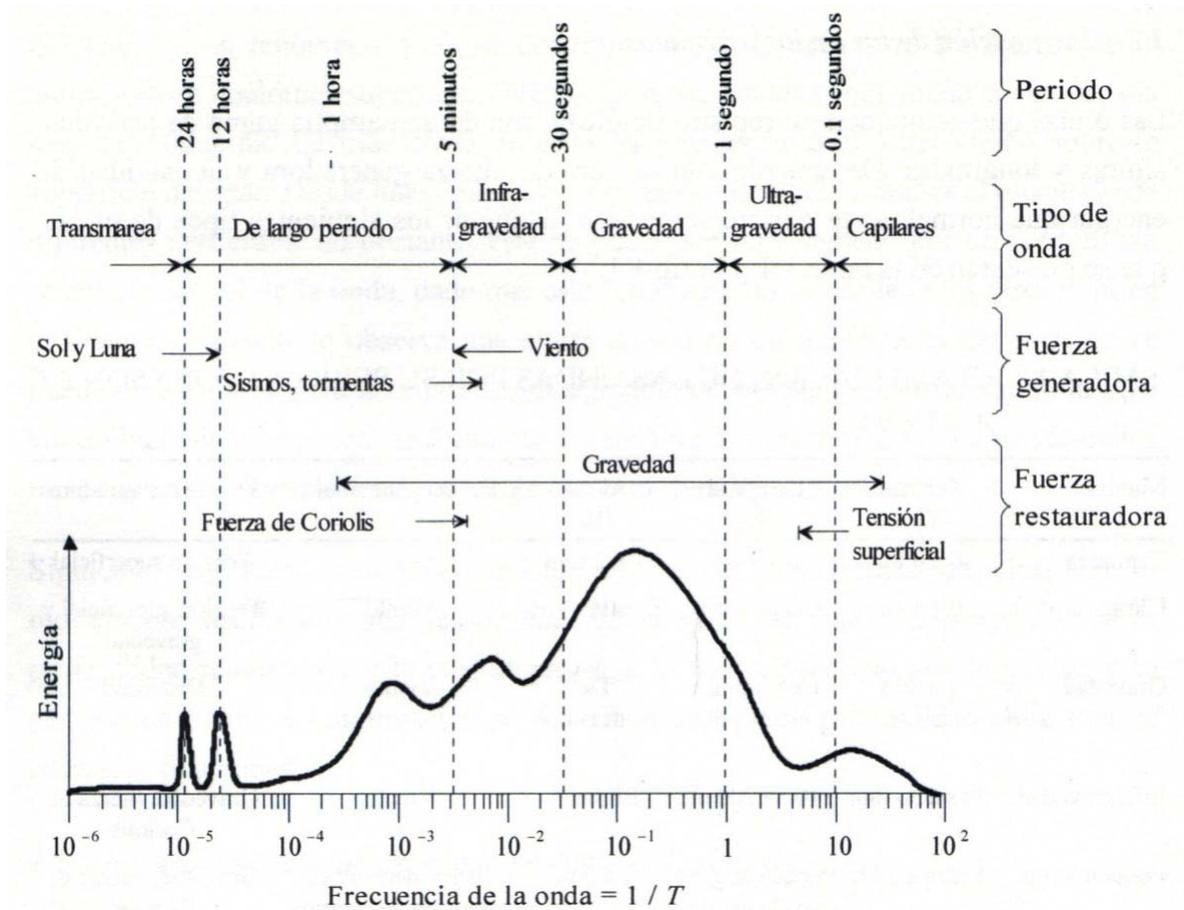


Figura 1. 2 Periodo-energía de las ondas (Kinsman, 1965)

1.1 Clasificación del oleaje

Cuando el viento le transfiere su energía a la superficie del mar se genera el oleaje. La zona donde se lleva a cabo dicha transferencia se conoce como zona de generación (fetch). A medida que el oleaje se propaga fuera de la zona de generación, las ondas se dispersan separándose en componentes. Por un lado, las componentes de mayor periodo se adelantan a las de menor periodo, produciéndose así una dispersión radial en la dirección de propagación. Por otro lado, se produce una dispersión angular debido a que las ondas que salieron del área de generación lo hicieron con direcciones diferentes alrededor de la dirección predominante (en este caso la del viento).

Aunque existe un sinnúmero de estados intermedios, se distinguen dos tipos extremos de oleaje, denominados por las palabras inglesas SEA y SWELL, o por su traducción al español como oleaje local y oleaje distante, respectivamente.

1.1.1 Oleaje local o SEA

Se produce en la zona generación costa afuera, las crestas son cortas y asimétricas, además de que existe poca correlación entre alturas y periodos sucesivos. Las olas presentan una altura relativamente grande para su longitud de onda, y la superficie líquida se vuelve impredecible.

1.1.2 Oleaje distante o SWELL

Como consecuencia de la dispersión radial y angular, el oleaje que se observa lejos de la zona de generación ha perdido su aspecto turbulento y es más regular, ya que las ondas son más parecidas entre sí. Este oleaje dispersado viaja a expensas de su propia energía.

Este tipo de oleaje llega a la zona costera y sufre otra disipación en el que las ondas progresan en forma paralela a las líneas batimétricas. A este proceso se le conoce como refracción.



Figura 1. 3. Oleaje tipo SEA (izq.) y oleaje tipo SWELL (der.)

1.2 Caracterización del oleaje

Como ya se ha establecido, el oleaje se trata de un tipo de onda que se propaga en el agua por la acción de un agente generador. De acuerdo con esta definición, el oleaje se puede caracterizar desde el punto de vista físico, matemático y estadístico.

1.2.1 Descripción física del oleaje

Desde el punto de vista de la física, las ondas propagadas en el agua se pueden clasificar de dos formas:

- a) Ondas oscilatorias. Estas ondas se caracterizan por no presentar transporte de masa. Dentro de las ondas oscilatorias están las ondas progresivas y las ondas estacionarias.
- b) Ondas translatorias. Estas ondas se caracterizan por presentar transporte de masa en la dirección de propagación de la onda. Dentro de las ondas translatorias se identifican las ondas solitarias, cnoidales y las mareas.

1.2.2 Descripción matemática del oleaje

Existe una clasificación con base en parámetros adimensionales que, a su vez, son función de las características de las ondas. Estos parámetros adimensionales son los siguientes:

- Altura relativa de la onda (α). Es la relación entre la altura de ola y la profundidad de la misma.

$$\alpha = \frac{H}{h} \tag{1.1}$$

- Peralte de la onda (β). Es la relación entre la altura y la longitud de onda.

$$\beta = \frac{H}{L} \tag{1.2}$$

- Profundidad relativa (λ). Es la relación entre la profundidad de la ola y su longitud.

$$\lambda = \frac{h}{L} \tag{1.3}$$

De acuerdo con estas relaciones, se puede hacer la caracterización que se presenta en la tabla 1.2.

Tabla 1.2 Características de los parámetros adimensionales para las distintas teorías de ondas

Tipo de onda	$\lambda = \frac{h}{L}$	$\alpha = \frac{H}{h}$	$\beta = \frac{H}{L}$
Pequeña amplitud	≥ 1	$\ll 1$	$\ll 1$
Ondas largas	$\ll 1$	-	-
Onda larga lineal	-	$\alpha \ll \lambda^2$	-
Boussinesq	-	$\alpha \sim \lambda^2$	-
Onda larga no lineal	-	$\alpha \gg \lambda^2$	-

1.2.3 Descripción estadística del oleaje

A pesar de los intentos por caracterizar y estudiar el oleaje desde diferentes puntos de vista, en la realidad es muy difícil representarlo por un modelo tan sencillo como el de la onda, pues el oleaje es un fenómeno que no se reproduce fuera del mar. Además, su naturaleza variable hace imposible predecir a partir de una altura de ola, cuál será la siguiente altura en ese mismo punto. Por lo tanto, la mejor manera de caracterizarlo es a través de modelos estadísticos, tratando al oleaje como un fenómeno aleatorio.

1.2.3.1 El oleaje como proceso estocástico

Al ser el oleaje un proceso aleatorio, se lo puede considerar como un conjunto de ondas viajando en diferentes direcciones, con diferentes amplitudes, frecuencias y fases, para que pueda ser estudiado como una superposición lineal de ondas armónicas simples, definidas como:

$$\eta(x, y, t) = \sum_i a_i \cos \left[\frac{\sigma_i^2}{g} (x \cos \theta_i + y \sin \theta_i) - \sigma_i t + \varepsilon_i \right] \quad (1.4)$$

Donde:

a Amplitud

σ Frecuencia angular ($2\pi/T$)

T Periodo de la onda

θ Ángulo de incidencia con respecto al eje X

ε Fase

x, y Posición espacial de la onda

t Tiempo.

Al observar la superficie del mar en cualquier instante t_i es claro que $\eta(t_i)$ se trata de una variable aleatoria. Ahora, si se considera un conjunto de n instantes t_1, t_2, \dots, t_n , η se tratará de una variable de n dimensiones. Así se conoce la función de distribución:

$$F_{t_1, t_2, \dots, t_n}(x_1, x_2, \dots, x_n) = \text{Prob} \left[\eta(t_1) \leq x_1, \eta(t_2) \leq x_2 \dots \eta(t_n) \leq x_n \right] \quad (1.5)$$

Estas distribuciones deben satisfacer las condiciones de simetría y de compatibilidad. Si las cumple, se puede concluir que para definir el proceso $\eta(t)$ sería necesario conocer todas las funciones de distribución dadas por la ecuación (1.5) para cualquier η . Si se considera que todas las distribuciones dadas por la ecuación (1.5) son normales, es posible simplificar este proceso utilizando la teoría de la correlación, pues toma en consideración sólo los dos primeros instantes del proceso, de forma que:

- El valor medio queda definido como

$$\mu_\eta(k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} n_k(t) dt \quad (1.6)$$

- Y la función de correlación se expresa como

$$R_{\eta\eta}(k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T \eta_k(t) \eta_k(t + \tau) dt \quad (1.7)$$

Sin embargo, aunque se restrinja el proceso al uso de solamente los dos primeros instantes, el problema sigue siendo muy complejo, por lo que se hace necesario admitir dos importantes hipótesis estadísticas: estacionariedad y ergodicidad.

1.2.3.2 El oleaje como proceso estacionario

Cuando las características externas que influyen en un fenómeno físico permanecen constantes durante un periodo de tiempo, el fenómeno físico se puede considerar como estacionario, de tal forma que en ese periodo exista un equilibrio entre fuerzas generadoras y restauradoras que intervienen, manteniendo así una manifestación aproximadamente estacionaria. Este periodo de tiempo es conocido como estado de mar.

El proceso $\eta(t)$ es estacionario cuando todas las funciones de distribución que lo definen permanecen constantes en cualquier intervalo de tiempo τ . Esto es:

$$F_{t_1+\tau, t_2+\tau, \dots, t_n+\tau}(x_1, x_2, \dots, x_n) = F_{t_1, t_2, \dots, t_n}(x_1, x_2, \dots, x_n) \quad (1.8)$$

Donde el valor medio está dado por

$$\mu(k) = \mu \quad (1.9)$$

Y la función de correlación depende de la diferencia $\tau = t + \tau$ tal que

$$R_{\eta\eta}(k) = R_{\eta\eta} \quad (1.10)$$

Para fines prácticos es suficiente considerar al oleaje como un fenómeno débilmente estacionario.

1.2.3.3 El oleaje como proceso ergódico

El teorema de ergodicidad dice:

“Si un proceso aleatorio $\eta(t)$ es estacionario y tanto $\mu_\eta(k)$ como $R_{\eta\eta}$ definidos en las ecuaciones (1.9) y (1.10) no difieren cuando se calculan sobre diferentes muestras, se dice que el proceso es ergódico”.

De esta forma, la hipótesis de ergodicidad permite utilizar promedios temporales sobre una realización, en vez de utilizar los promedios espaciales de realizaciones.

1.3 Fundamentos de hidrodinámica

La hidrodinámica se encarga de estudiar la dinámica de los fluidos, aceptando tres hipótesis básicas:

- El fluido es un líquido incompresible,
- El flujo es no viscoso,
- El flujo es irrotacional.

Así mismo, la hidrodinámica es fundamental para comprender muchos de los procesos que ocurren en la zona costera pues es base conceptual para el desarrollo de modelos numéricos que pueden servir como apoyo para el diseño de estructuras marítimas.

A continuación se presentan las ecuaciones básicas, ecuaciones de gobierno y condiciones de frontera que rigen en la propagación de ondas progresivas.

1.3.1 Ecuaciones fundamentales

La ecuación de Laplace es la ecuación de gobierno para el problema de flujo oscilatorio; mientras que las condiciones en las interfaces tanto agua-aire como agua-fondo, se describen a partir de las ecuaciones de continuidad y de Bernoulli.

1.3.1.1 Ecuación de continuidad

Al aceptar que el fluido es incompresible, la ecuación de continuidad es

$$\text{div}V = 0 \tag{1.11}$$

Donde V es el vector velocidad de flujo.

1.3.1.2 Ecuación de Laplace

A partir de un potencial de velocidades, Φ tal que

$$u = \left(-\frac{\partial\Phi}{\partial x} \right), \quad v = \left(-\frac{\partial\Phi}{\partial y} \right), \quad w = \left(-\frac{\partial\Phi}{\partial z} \right) \tag{1.12}$$

Donde u , v y w son los componentes cartesianos del vector velocidad; y considerando la ecuación de continuidad, se obtiene la ecuación de Laplace, que es

$$\frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\Phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2\Phi}{\partial z^2} = \nabla^2\Phi = 0 \tag{1.13}$$

1.3.1.3 Ecuación de Navier-Stokes

Su forma vectorial, para flujo incompresible es

$$\rho \frac{DV}{Dt} = -\nabla p + \mu \nabla^2 V + \vec{X} \tag{1.14}$$

Donde:

p Es la presión

- t Es el tiempo
- μ Es la viscosidad cinemática
- \vec{X} Representa a las fuerzas externas.

1.3.1.4 Ecuaciones de Euler

Son un caso particular de la ecuación (1.14). Al aceptar las hipótesis de: flujo viscoso y fuerzas externas nulas excepto la fuerza de gravedad con componente vertical, las ecuaciones de Euler quedan

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}; \frac{Dv}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}; \frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (1.15)$$

1.3.1.5 Ecuación de Bernoulli

La ecuación de Bernoulli es una forma integrada de las ecuaciones de Euler y proporciona una relación entre el campo de presiones y la cinemática del flujo. La ecuación queda

$$-\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{2}(u^2 + w^2) + \frac{p}{\rho} + gz = C(t) \quad (1.16)$$

En la que $C(t)$ está en función del tiempo que permanece constante a lo largo de una línea de corriente.

1.3.2 Flujo sobre fondo impermeable

La solución del problema de flujo sobre fondo impermeable representa una primera aproximación a la representación matemática de la propagación de ondas en la realidad. Esta aproximación permite la obtención de resultados sin gran esfuerzo computacional y con buena precisión. A continuación se presentan las ecuaciones que se utilizan para modelar la propagación de ondas de pequeña amplitud (teoría lineal) en agua y sobre un fondo horizontal impermeable. Para determinar estas ecuaciones, se establecen condiciones de contorno cinemática, dinámica y mixta para aplicarlas en la ecuación diferencial de gobierno (ecuación de Laplace y considerando el potencial de velocidades, Φ como variable dependiente).

1.3.2.1 Condiciones de contorno

Condición de contorno cinemática

La condición cinemática de contorno está dada por

$$\vec{u} \cdot \vec{n} = \frac{\partial F}{\partial t} \quad (1.17)$$

En $F(x, y, z, t) = 0$.

Donde $\bar{u} = (u, v, w)$, $n = \frac{\nabla F}{|\nabla F|}$ es un vector unitario normal a la superficie libre, y

$$|\nabla F| = \sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial z}\right)^2} \quad (1.18)$$

Al aplicar esta expresión al fondo y a la superficie libre, se obtienen las condiciones de contorno respectivas.

Condición cinemática en el fondo

$$w = -\frac{\partial \Phi}{\partial z} = 0 \quad (1.19)$$

En $z = -h$.

Condición cinemática en la superficie libre

$$-\frac{\partial \Phi}{\partial z} = \frac{\partial \eta}{\partial t} - \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \Phi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \quad (1.20)$$

En $z = \eta(x, y, t)$.

Condición de contorno dinámica

Esta condición estará dada por la ecuación de Bernoulli

$$-\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{p}{\rho} + gz = 0 \quad (1.21)$$

Condición de contorno mixta de superficie libre

Para obtener esta condición, se deriva la condición de contorno dinámica dada por la ecuación (1.21) y se sustituye en la condición cinemática de superficie libre, dada por la ecuación (1.20). Así se tiene

$$g \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} + \frac{1}{2} \left(-\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial \Phi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial \Phi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial \Phi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial z} \right) \left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} \right)^2 \right] = 0 \quad (1.22)$$

En $z = \eta(x, y, t)$

1.3.2 Teoría lineal de ondas sobre fondo impermeable

La teoría lineal es la solución a la ecuación de Laplace, dadas las condiciones de frontera descritas en las ecuaciones (1.19) a (1.22).

La teoría lineal de ondas es muy extensa, y su descripción completa no corresponde a los objetivos de este trabajo. A continuación se presentan sólo las expresiones de mayor interés.

La relación de dispersión está dada por la expresión

$$\sigma^2 = gk \cdot \tanh(kh) \quad (1.23)$$

Donde:

- $\sigma = 2\pi / T$ Es la frecuencia angular,
- T Es el periodo,
- $k = 2\pi / L$ Es una constante de integración denominada número de onda y
- L La longitud de onda.

La elevación de la superficie libre del agua, η se calcula con

$$\eta = \Re \left[-\frac{i\sigma}{g} \cosh(kh) A e^{i(kx - \sigma t)} \right] \quad (1.24)$$

En la que $A = -\frac{g}{i\sigma} \frac{a}{\cosh(kh)}$

- $\Re[\]$ Denota la parte real del argumento,
- h Es la profundidad del nivel medio del mar,
- a Es la amplitud de la onda,
- g Es la aceleración debida a la fuerza de gravedad y
- x Es el eje de propagación y t el tiempo.

El potencial de velocidades está dado por

$$\Phi(x, z, t) = \Re \left[-\frac{ig}{\sigma} \frac{\cosh(k) \cdot (h + z)}{\cosh(kh)} e^{i(kx - \sigma t)} \right] \quad (1.25)$$

1.4 Transformación del oleaje en la zona costera

Conforme el oleaje se aproxima a la costa, los efectos que el fondo produce en el mismo comienzan a notarse; esto es, cuando la profundidad de la ola es menor a la mitad de la longitud

de ola ($h < L/2$). Los efectos que se pueden observar son variaciones en la altura de ola o en la dirección de propagación.

1.4.1 Someramiento

Cuando un tren de onda, con altura y longitud constante se aproxima a la costa, la variación en la batimetría de la zona altera la celeridad de las olas, transformando su energía cinética en energía potencial. La onda sufre un aumento en su altura de ola originándose una asimetría en el perfil de la ola hasta que finalmente rompe.

1.4.2 Refracción

La celeridad de un frente de ola es mayor en aguas más profundas, por lo que al acercarse a la costa y disminuir la profundidad se presenta un giro del frente de ola conocido como refracción, tendiendo a propagarse paralela a la línea de costa.

1.4.3 Difracción

En su propagación hacia la costa, el oleaje se encuentra con obstáculos naturales o artificiales que generan un cambio abrupto en la altura de ola. Esta alteración provoca una cesión o transferencia de energía en dirección perpendicular a la propagación. A este fenómeno se le conoce como difracción.

El estudio de la difracción tiene una especial importancia para la planeación y diseño de estructuras marítimas, en el estudio de propagaciones de las ondas.

1.4.4 Reflexión

Cuando el oleaje choca con un obstáculo natural o artificial se presenta el fenómeno de reflexión, causando alteraciones a las características de la ola.

La reflexión en playas, acantilados o estructuras puede cambiar por completo el oleaje incidente, dando lugar a desplazamientos de la zona de rompientes, cambios en el nivel de disipación de energía o alteraciones al transporte de sedimentos. Esto hace que, si se quiere determinar adecuadamente la morfodinámica o estabilidad de la zona, sea de gran importancia la determinación del campo de ondas que existe frente a una estructura reflejante natural o artificial.

Dentro del estudio de la reflexión, se pueden presentar dos casos extremos. El primero cuando el oleaje se propaga sobre una superficie permeable, disipando su energía gradualmente; en este caso la reflexión se considera despreciable. El segundo caso se presenta cuando el oleaje se encuentra con un obstáculo vertical impermeable; la reflexión es casi pura, no se presentan los procesos de disipación o rotura.

El análisis de la reflexión se puede hacer mediante fórmulas empíricas que determinan su magnitud en playas o diferentes estructuras. Una fórmula es el coeficiente de reflexión

$$Cr = \frac{Hr}{Hi} \quad (1.26)$$

Siendo Cr el coeficiente de reflexión, Hr la altura de ola reflejada, y Hi la altura de ola incidente.

1.4.5 Rotura

A medida que las olas se acercan a la costa se presenta el proceso de someramiento, aumentando gradualmente la altura de ola. Cuando la altura de ola coincide aproximadamente con la profundidad, la ola se vuelve inestable hasta que rompe. A este proceso se le conoce como rotura, en el que se disipa una gran cantidad de energía en forma de turbulencia.

La rotura del oleaje está asociada directamente con la morfología de las playas y del fondo marino, ya que, al presentarse este proceso, se favorece el transporte de sedimento hacia la playa. Además, la rotura es una de las causas de las corrientes litorales, jugando un papel muy importante en la morfodinámica de las líneas de costa.

Existen cuatro tipos de rotura del oleaje asociadas a la pendiente de la playa: Descrestamiento (Spilling), Voluta (Plunging), Colapso (Collapsing) y Oscilación (Surfing). De estos tipos de rotura, sólo el Descrestamiento y la Voluta pueden tener lugar en aguas profundas, y se presenta cuando el oleaje supera un umbral de celeridad por las corrientes de aire. En la figura 1.4 se presentan los 4 tipos de rotura.

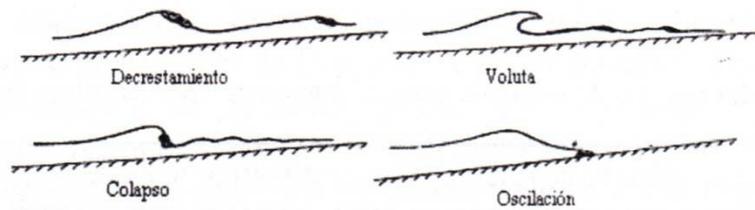


Figura 1. 4 Tipos de rotura del oleaje

El tipo de rotura que se presenta puede estar controlado por el número de Iribarren, también conocido como parámetro de rompientes

$$Ir = \frac{\tan \beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}} \quad (1.27)$$

Donde L_0 es la longitud de onda en aguas profundas $\left(\frac{gT^2}{2\pi}\right)$ tal que:

g Aceleración debida a la gravedad

T Periodo de onda

β Es el ángulo de inclinación de la playa,

H_0 Es la altura de ola en aguas profundas

En la tabla 1.3 se presentan los cuatro tipos de rotura, de acuerdo con el número de Iribarren.

Tabla 1. 3 Valores del número de Iribarren para los diferentes tipos de rotura según Battjes (1974)

Tipo de Rotura	Número de Iribarren
Descrestamiento (spilling)	$I_r < 1.0$
Voluta (plunging)	$1.0 < I_r < 2.6$
Colapso (collapsing)	$2.6 < I_r < 3.1$
Oscilación (surfing)	$3.1 < I_r < 4.0$
No hay rotura	$4.0 < I_r$

1.5 Corrientes marinas

Las corrientes son movimientos de agua que se presentan en el fondo o en la superficie del mar. Para fines de este trabajo, mencionaremos solamente las corrientes cuyo mecanismo generador es el oleaje.

1.5.1 Corrientes inducidas por el oleaje

Las corrientes que tienen lugar en la zona costera generalmente son inducidas por el proceso de rotura. Como se mencionó anteriormente, en el proceso de rotura se disipa una cantidad de energía en forma de turbulencia, generando así las corrientes costeras. Dentro de este tipo de corrientes se pueden identificar tres principales:

1. Corrientes transversales. La propagación del oleaje produce un transporte de masa en la misma dirección. Este transporte se conoce como deriva litoral y fluye hacia la costa, al igual que el agua después del proceso del rompimiento.
2. Corrientes longitudinales. Cuando existe un exceso en el flujo de energía asociado al proceso de rotura se presentan las corrientes longitudinales. Estas corrientes son paralelas a la costa y transporta sedimento a lo largo de la línea de costa.
3. Corrientes de retorno. Cuando se presenta el proceso de reflexión, se crean corrientes que avanzan en dirección costa afuera. Estas corrientes causan transporte de sedimentos mar adentro, afectando directamente la morfología de las playas.