



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES
“ARAGÓN”**

“GENERALIDADES PARA DETERMINAR
LAS FÓRMULAS EMPÍRICAS PARA
CALCULAR EL TRANSPORTE LITORAL
EN LAS COSTAS MEXICANAS.”

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE

I N G E N I E R O C I V I L

P R E S E N T A:

PATRICIA VELÁZQUEZ RODRÍGUEZ

ASESOR: ING. JESÚS IGNACIO HEREDIA DOMÍNGUEZ

MÉXICO 2011



FES Aragón



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"
DEDICATORIAS Y AGRADECIMIENTOS

SEÑOR:

Tú que en silencio me has acompañado a lo largo
De mi vida y sin pedirme nada a cambio hoy
Me regalas la alegría de ver realizado uno más
De mis Sueños, guarda mi corazón cerca de ti y
Guíame día con día en el camino que lleva hacia TI.

A MI PADRE Y LORENA:

Con la mayor gratitud por todos sus esfuerzos,
Sus desvelos, sus sacrificios para que yo pudiera
Terminar mi Carrera Profesional.
Mi triunfo es suyo también
Gracias

A MI MADRE

En reconocimiento a todo el apoyo brindado
A través de mis estudios y con la promesa de seguir
Siempre Adelante.
Con cariño y Admiración

A las Mujeres más importantes de mi vida:

Más que Hermanas son Amigas
Imaginé que algún día podría agradecerles
Su inmenso Apoyo Incondicional

Hubiera querido darles más que
Este pequeño presente
Recíbanlo como símbolo de mi eterno Amor
Mis chaparritas adoradas y si
Alguna vez yo dudé de mí, ustedes
Nunca lo hicieron siempre me vieron grande cuando
Aún era pequeña, siempre creyeron en mí y
Sabían que este día llegaría

GRACIAS

Laura, Diana y Mariana
Con todo mi Cariño



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

A mis Sobrinas:

MELANIE Y FATIMA

Que desde que nacieron me robaron
El corazón y corren con alegría hacia mí,
Brindándome sus bellas sonrisas y mil besos,
Demostrándome así su gran cariño.
Ellas se han convertido en mi mayor Ilusión,
Mi Valentía, mi Fuerza y mi Alegría.
Las Quiero Pequeñas Traviesas

A MIS ABUELITAS

Mi gratitud inmensa por sus horas de desvelo,
Su franco regaño y sus sabios Consejos.
Invaluable tesoro que aquilato y acojo.
Por el enorme impulso que en todo momento
Me dio la fuerza y la voluntad en mi Misión
Por ser alguien en la vida, por la fe sin límite que
Tuvieron en **MI**, por su grandeza infinita les
Dedico este triunfo
Con Cariño y Admiración.

A MIS TIAS Y TIOS

Dedico la presente como Agradecimiento
Al apoyo brindado durante estos años de
Estudio y como un reconocimiento de
Gratitud al haber finalizado esta carrera.
Con admiración y respeto.

A MIS PRIMAS Y PRIMOS

Porque gracias a su apoyo, consejos.
Y locuras este esfuerzo se hizo menos difícil.
Cada momento fue único y además muy divertido.
Los quiero mucho a todos.

A MIS AMIGOS

Gracias por las cosas buenas y divertidas que compartieron
Conmigo en esta etapa tan importante para todos;
Ya que cuando todos luchamos por el mismo sueño,
Y no hay envidias, ni rivalidades en los salones
Encontramos amistades muy sinceras.

**Gracias por su Amistad y
Apoyo Incondicional.**



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

A MI ASESOR

Ing. Jesús Heredia Domínguez

Porque gracias a su Apoyo, Confianza
Y paciencia en todo momento he logrado

Uno de mis objetivos la obtención de:

Mi título profesional

Y sabe que es lo que más le agradezco:

Su Amistad ya que recibí muchas alegrías,
Sabios consejos y sobre todo lecciones de vida.

Con admiración y respeto.

A MIS MAESTROS

Ya que en los salones de clases

No solo fueron lecciones de la carrera
Sino también experiencias compartidas

Y es lo que recordaremos por siempre.

Podrán estar seguros que pondré en

Práctica mis conocimientos

Gracias.

A MIS AMIGAS

Porque después de tantas cosas que pasamos

Juntas buenas y malas, me queda claro que

Nunca podremos olvidar el apoyo desinteresado

Que nos dimos en su momento y todos los

Momentos divertidos en los que estuvimos

JUNTAS.

Muchas gracias por todo.

Las aprecio mucho

Nancy, Lourdes y Nelly

Para ti que siempre has estado conmigo, de quien

Solo he recibido apoyo, comprensión y

Uno de los sentimientos más puros

A M O R

En los últimos 3 años has cambiado mi vida

Por completo y has sido parte importante de

Esta etapa de mi formación profesional.

Por lo que ha sido y será Gracias.

TE AMO

ARCADIO



I N D I C E

	PAGINAS
INTRODUCCION	6 - 8
1. ANTECEDENTES	9 - 13
2. REGIMEN OCEANOGRAFICO	14 - 33
2.1. CORRIENTES	
2.1.1. Corrientes Oceánicas	
2.1.2. Corrientes locales inducidas por el viento	
2.1.3. Corrientes por marea	
2.1.4. Corrientes producidas por el oleaje	
2.2. OLEAJE	
2.2.1. Teorías de oleaje existente	
2.2.2. Fuentes de información del oleaje estadístico	
2.2.3. Refracción del oleaje	
2.2.4. Rompientes	
3. TRANSPORTE LITORAL	34 - 53
3.1. PROPIEDADES DEL AGUA	
3.2. INICIACION DEL MOVIMIENTO DE LAS PARTICULAS	
3.2.1. Efectos de varios factores sobre el sedimento	
3.3. COMPORTAMIENTO DE LOS SEDIMENTOS BAJO LA ACCION DEL OLEAJE	
3.3.1. Movimiento del agua producida por el oleaje cerca del fondo	
3.3.2. Mecánica del transporte de sedimentos bajo la acción del oleaje	
3.3.3. Acción de la corriente	
3.4. PERFILES DE EQUILIBRIO DE LA PLAYA	
3.4.1. Equilibrio dinámico transversal de una playa	
3.5. CUANTIFICACION DEL TRANSPORTE LITORAL	
3.5.1. Medición directa	
3.5.2. Formulas Empíricas	



4. FORMULAS EMPIRICAS PARA CUANTIFICAR EL TRANSPORTE LITORAL

4.1. FORMULAS EN FUNCION DE LAS CARACTERISTICAS DEL OLEAJE

- 4.1.1. Formula de Caldwell
- 4.1.2. Formula del Centro de Investigación de Ingeniería de Costas(CERC)
- 4.1.3. Formula de Savage
- 4.1.4. Formula de Ljima, Sato, Aono e Ishi (1960)
- 4.1.5. Formula de Ichikawa, Ochiai y Morobuse (1961)
- 4.1.6. Formula de Manoha (1962)
- 4.1.7. Formula de Ijima, Sato y Tanaka (1964)
- 4.1.8. Formula del Manual de Protección Costera (SHORE PROTECTION MANUAL), (1975)

4.2. FORMULAS EN FUNCION DE LAS CARACTERISTICAS DEL OLEAJE Y DEL MATERIAL

- 4.2.1. Formula de Larras
- 4.2.2. Formula de Pichkine
- 4.2.3. Formula de Springall

4.3. FORMULAS EN FUNCION DE LA VELOCIDAD DE LA CORRIENTE LITORAL

- 4.3.1. Formula Engelund
- 4.3.2. Formula Einstein
- 4.3.3. Formula de Bagnold

4.4. FORMULAS EN FUNCION DEL OLEAJE Y LA CORRIENTE

- 4.4.1. Formula de Bijker
- 4.4.2. Formula calibrada por Petroleos Mexicanos (PEMEX).

CONCLUSIONES 67 - 68

BIBLIOGRAFIA 69 - 70

GLOSARIO DE TERMINOS 71 - 81



INTRODUCCIÓN

El estudio de cualquier tema generalmente involucra una base científica (los aspectos del porque y en donde) y una componente ingenieril o de aplicación práctica (el aspecto del como). En el caso del mar, la parte científica se denomina genéricamente como oceanografía, mientras que la parte práctica se conoce como ingeniería marítima.

Desde la perspectiva científica (al menos en parte de ella), la existencia de los mares condujo al camino de la evolución de materia inerte en vida y conciencia.

El mar en definitiva es un elemento esencial para la existencia de vida en el planeta. Por lo tanto es de vital importancia para el hombre estudiar y conocer bien el sistema oceánico para trasladar este conocimiento a la práctica, es decir, para poder conservarlo en su estado natural, para así maximizar los recursos naturales y los beneficios que produce para el hombre.

Desafortunadamente la mayoría de los actos humanos afectan directa o indirectamente a la costa (Construcción de presas, estructuras costeras) han provocado impactos negativos sobre esta.

Y Desde el punto de vista de la ingeniería de costas, los fenómenos que mayor problemática presentan cuando se planea construir un puerto en una costa o en la boca de un río son la erosión y el azolvamiento.

En el campo de la ingeniería de costas, siempre se ha buscado la mejor forma de evaluar correctamente el volumen y sentido del transporte litoral, el estado erosional o deposicional, de las playas y la evolución del fondo, dada su importancia en el diseño de cualquier tipo de obra costera.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Estos fenómenos ocasionan cambios en la configuración de la playa. El estudio de los cambios en realidad, no es tan simple, ya que la altura, el período y la dirección del oleaje varían constantemente, además de la existencia de mareas.

Sin embargo, la playa y la costa tienen tendencia a transformarse hacia una configuración más estable por fuerzas exteriores que intervienen en este proceso, es decir, se presentará la erosión o el azolvamiento, cuando estos fenómenos influyen sobre construcciones o caminos, es necesario construir obras de protección considerando en todas las contramedidas las deformaciones que pudiera sufrir la playa.

Es de mencionarse que el fenómeno del movimiento de arena es tan complicado que una sola parte de éste se puede analizar cuantitativamente. Por eso, al planear un puerto se debe investigar el fenómeno del movimiento de arena alrededor del lugar correspondiente por medio de mediciones directas del fenómeno y durante la construcción es necesario monitorear el movimiento del material sólido y considerar las deformaciones que se presenten en cada estación. Tomando en cuenta todo lo anterior, la naturaleza presenta en muchas ocasiones cambios imprevistos que ocasionan ajustes al proyecto y realizar contramedidas a través de la observación o el ensayo en modelos físicos. Pero probablemente realizar cambios sobre la construcción puede llegar a ser incosteable y en ocasiones erróneo y si los cambios se realizaran sobre modelos físicos podría llevarse menos tiempo para conocer el comportamiento correspondiente.

De tal manera, considerando que cuando se construye una obra para protección de costas, su vida útil va a depender de la cantidad de material que es transportado por el oleaje en el sitio de la obra, por tal motivo es de vital importancia cuantificar correctamente el transporte de sedimentos ya sea por métodos directos o por fórmulas empíricas.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Las fórmulas empíricas que se conocen utilizan coeficientes relacionados con el sitio donde fueron calibradas por lo que muchas veces si estas expresiones se aplican a otros lugares pueden conducir a valores erróneos.

Por tal motivo en este trabajo se pretende analizar fórmulas existentes para valuar el transporte litoral. Comparando los resultados que arroja cada una de ellas, Cabe hacer mención que la dificultad de conocer analíticamente el fenómeno de transporte litoral ha provocado la aparición de muy diversas ecuaciones que arrojan diferentes resultados y por ello es conveniente determinar cuál de estas es la que más se apega a la realidad, ya que las condiciones en cada sitio son diferentes, puesto que los oleajes, configuraciones batimétricas, características del material playero, etc., varían considerablemente de un lugar a otro.

Pues bien, de una manera muy general se podría plantear la siguiente hipótesis; *Si para realizar la cuantificación de transporte litoral se considera en la fórmula del oleaje, configuración batimétrica, características del material playero, etc., entonces se podrán obtener resultados más confiables de este fenómeno*, comparando los resultados teóricos con las mediciones directas que se puedan realizar en cualquier sitio en estudio, y como objetivos serían encontrar las diversas fórmulas que permitan cuantificar el transporte litoral.

Relacionar la interacción de los elementos que contribuyan al transporte litoral. Determinar las ventajas y desventajas de cada una de las fórmulas. Obtener dentro de las fórmulas teóricas la que más se acerque a los valores de transporte litoral medidos en cualquier zona de estudio.



A N T E C E D E N T E S

El conocimiento del comportamiento del movimiento del transporte de sedimentos permite, en primer lugar, predecir en el tiempo la variación de la línea de costa para diseñar espigones y buscar la estabilidad de la playa, conocer el área de arena-sol con que se contará en una cantidad de años, determinada para posteriores fines turísticos y, por último, construir playas artificiales.

La ingeniería costera se subdivide en tres categorías: puertos, morfología y offshore. Siendo el campo de la morfología el más extenso y el que interviene en los demás. En la morfología costera se estudia la interacción entre el oleaje, la corriente y la costa, lo cual provoca un movimiento de la arena (transporte de sedimentos) y eventualmente cambios en la costa. El transporte de sedimentos puede ser longitudinal y transversal.

TRANSPORTE LONGITUDINAL DE SEDIMENTOS

El transporte de sedimentos longitudinal es la corriente de transporte que está constituida por el material (generalmente arena), que se mueve a lo largo de la costa, debido principalmente a la acción del oleaje.

Transporte de sólido bruto: Incluye tanto el transporte en una dirección como en la opuesta, a lo largo del período de medida, debido a las condiciones cambiantes de temporales.

Transporte longitudinal neto: Indica la diferencia de volúmenes moviéndose en uno u otro sentido: es la resultante de transporte de sedimentos longitudinal, y el principal responsable de la evolución de las playas.

El transporte de sedimentos longitudinal tiene como característica que el material movido generalmente no regresa al mismo punto de partida. Tiene lugar en la zona de rompiente.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Las técnicas para medir el transporte litoral se pueden clasificar en cuatro categorías:

- 1) Realización sistemática de sondeos topográficos y batimétricos alrededor de un obstáculo, prolongado perpendicularmente desde la costa (espigón de prueba), o mediante sondeos sistemáticos en una trampa de sedimentos (dragado de prueba).
- 2) Mediante el uso de algún tipo de trampa de sedimentos.
- 3) A través de la aplicación de la *técnica de trazadores fluorescentes, o de trazadores radioactivos*.
- 4) Mediante el desarrollo de algún tipo de detector para el movimiento de sedimentos.

La primer técnica es un método efectivo, pero ordinariamente muy caro. El segundo y cuarto métodos están ahora en desarrollo. Por tanto, la aplicación del tercer método se considera el más conveniente y el más barato, particularmente hablando de los trazadores fluorescentes.

En la técnica de trazadores para la medición del transporte litoral, se tienen dos tipos; uno es el trazador radioactivo y el otro el trazador fluorescente. El radioactivo tiene muchas ventajas en comparación con el fluorescente, pero es restringido física y socialmente. El trazador fluorescente, aunque de menor eficiencia que el radioactivo en los trabajos de campo y en los análisis del laboratorio, pero puede emplearse sin algún daño en algún lugar específico.

Los trazadores radioactivos se fabrican mediante aplicación de neutrones en un reactor atómico sobre arena de vidrio, que tiene la misma densidad y distribución de tamaños de los granos de la arena natural, y contiene alguna cantidad de material radioactivo tal como cobalto (^{59}Co). La radiactividad se controla por la cantidad y contenido del material radioactivo.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

En términos generales, las técnicas de la aplicación de pinturas fluorescentes varían, pero todas incluyen las siguientes ventajas sobre los métodos radioactivos:

1. La sedimentación natural de material grueso, de arena o de guijarros de un sitio de estudio, pueden ser fácilmente marcados.
2. La mayoría de pinturas empleadas, no presentan riesgos legales ni de salud.
3. Diferentes colores fluorescentes pueden emplearse para diferenciar sucesivas pruebas en una localidad, o para trazar el movimiento de diversos tamaños de fracciones de sedimento.
4. La solubilidad del trazador fluorescente, se puede en algunos casos ajustar de tal forma que la pintura adherida en los granos de arena permanezca por varios días o por varios años.
5. El costo de la pintura fluorescente es relativamente barata.
6. El pintado de la arena puede efectuarse en cualquier lugar y en principio, transportarse al sitio de estudio.
7. El tiempo para la pigmentación de la arena es corto; algunas veces requiere sólo algunos minutos de trabajo.
8. En la mayoría de los casos, la arena que se va a pintar no requiere de alguna preparación especial previa.
9. La sensibilidad de la técnica de trazadores fluorescentes es por lo menos un grano en 1×10^6 granos, la cual equivale a la técnica de trazadores radioactivos.
10. La pintura no afecta las características hidráulicas de los granos de arena marcados.

El uso de trazadores de arena para cuantificar el movimiento de la arena en la zona de rompientes tiene una larga historia (Inman y Chamberlain, 1959; Ingle, 1965; Zenkovich, 1967). La técnica de trazadores es también muy útil para derivar información cualitativa, tal como la dirección del transporte litoral y las contribuciones relativas de diferentes campos (Sasaki y Sakuramoto, 1984).



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

El uso cuantitativo del método de trazadores de arena en zona de rompientes, fue introducido por Komar e Inman (1970), con base en desarrollos de metodologías de trazadores fluorescentes para estimar el transporte de sedimentos en ríos (Lean y Crickmore, 1963; Crickmore, 1967). Entre los experimentos tipo, más cuantitativos que utilizaron arena marcada con colores fluorescentes, se mencionan los realizados por (Komar e Inman, 1970; Knoth y Nummedal, 1977; Inman, et al, 1980; Kraus, Farinato, y Horikawa, 1981; Kraus, et al, 1982; Katoh, Tanaka, 1985).

ESTRUCTURA DEL TRABAJO DE TESIS.

El presente trabajo de tesis incluye:

I. ANTECEDENTES

Es una descripción de las técnicas para medir el transporte litoral, y el cual en este capítulo nos enfocamos en la *técnica de trazadores*.

La técnica de trazadores para la medición del transporte litoral, se tienen dos tipos; uno es el trazador radioactivo y el otro el trazador fluorescente. El radioactivo tiene muchas ventajas en comparación con el fluorescente, pero es restringido física y socialmente.

El uso de trazadores de arena para cuantificar el movimiento de la arena en la zona de rompientes tiene una larga historia...

II. REGIMEN OCEANOGRAFICO

La manera más confiable que existe para conocer las características del oleaje para un sitio determinado, sería el de realizar mediciones directas durante un lapso que se recomienda no sea menor de un año, para lo cual en la actualidad existen diferentes aparatos que permiten llevarla a cabo.

Las corrientes para su estudio se pueden dividir en cuatro apartados: corrientes oceánicas, corrientes inducidas por el viento, corrientes por marea y corrientes en la costa producidas por oleaje. Aunque en relaciona a su ámbito también pueden clasificarse en corrientes locales y generales, en función de su relativa área de influencia, resultando obvia su diferenciación.



III. TRANSPORTE LITORAL

Es muy importante señalar que a la fecha el nivel de conocimiento del fenómeno de transporte litoral, no se ha desarrollado totalmente, resultando necesario realizar mediciones sistemáticas en el campo de los diferentes procesos relacionados con este fenómeno. No obstante que existen numerosas publicaciones de los diversos procesos relacionados con el transporte de sedimentos, el estudio de estos en *la naturaleza misma* nos ha indicado que es el mejor libro de texto.

El transporte de sedimentos o acarreo litoral es el fenómeno que se lleva a cabo en una playa, cuando las partículas sólidas que la componen se transportan a lo largo de ella; se sabe que el arrastre de sólidos se produce principalmente entre la línea de playa y la zona de rompientes, aunque también fuera de esta se produce transporte.

IV. FORMULAS EMPIRICAS

Para tratar de predecir la forma futura de la línea costera, la cantidad de transporte litoral debe ser determinado en las direcciones tanto paralelas como perpendiculares de la línea costera en la zona del litoral, sin embargo, nuestros conocimientos presentes del movimiento del sedimento no son aún suficientes para establecer una fórmula apropiada para *el cálculo del transporte litoral...*

CONCLUSIONES

En este trabajo de tesis se trato de establecer una Fórmula General para calcular el transporte litoral en las costas mexicanas, pero fue más difícil de lo que se creyó; debido a que nos percatamos que a pesar de que se tratan de englobar los parámetros posibles de todas las costas varían muchísimo una de la otra aun estando en el mismo país.

Y finalizo haciendo el comentario de que dependerá de la experiencia de cada Ingeniero a cargo de estos estudios y resultados; que determine cuál de las fórmulas es la más Óptima en cada sitio.

La otra recomendación seria que es conveniente llevar a cabo un modelo Físico de Hidráulica Marítima en el laboratorio en donde se podrá determinar mediante escalas distorsionadas el transporte litoral que se pueda presentar en la zona, ocasionando así una calibración que nos pueda determinar la Fórmula idónea.



CAPITULO 2

REGIMEN OCEANOGRAFICO

2.1. CORRIENTES

El adecuado conocimiento de las corrientes es muy importante, sobre todo porque estas son relativamente fuertes en la región de la costa, las corrientes son los vectores de los sedimentos que se hallan precisamente en suspensión debido al oleaje, y pueden conjugar igualmente su acción con la de este en lo que se refiere al transporte de sedimentos. Resulta evidente, por otra parte que su importancia es fundamental sobre la dispersión de los elementos contaminantes.

En general se puede definir a las corrientes como desplazamientos de una masa de agua, determinadas por dos características: DIRECCION Y VELOCIDAD.

La dirección de una corriente es el rumbo al cual se dirige. La velocidad de una corriente se expresa tradicionalmente en nudos, cuando se tratan aspectos relativos a la navegación (1 nudo= 1 milla marítima por hora= 1,853 m/h).

Las corrientes para su estudio se pueden dividir en cuatro apartados: corrientes oceánicas, corrientes inducidas por el viento, corrientes por marea y corrientes en la costa producidas por oleaje. Aunque en relaciona a su ámbito también pueden clasificarse en corrientes locales y generales, en función de su relativa área de influencia, resultando obvia su diferenciación.

2.1.1. Corrientes oceánicas

Las causas que generan las corrientes marinas son esencialmente dos: VIENTO Y GRADIENTE

- El viento como elemento generador opera por el efecto del arrastre de las moléculas superficiales, las cuales a su vez, por rozamiento actúan sobre las moléculas más profundas, según sea la intensidad y persistencia del viento y también, dependiendo que haya o no elementos que se opongan al mantenimiento del flujo de agua. Por lo tanto, de este tipo de corrientes se puede decir que en general es prácticamente superficial y de poca intensidad. Así mismo coincide en dirección con los vientos generales o planetarios y tienen una dirección más o menos constante en el transcurso del año.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

- El gradiente como elemento productor de las corrientes está determinado por la diferencia de densidades de las masas de agua, la cual es función de la temperatura y salinidad. Una serie de elementos circunstanciales contribuyen a matricular las corrientes cualesquiera que sea su origen. La configuración litoral y la Batimetría del fondo son dos de estos elementos, así mismo, influye también la inercia de la misma corriente una vez generada.

La aportación de agua dulce puede ser también un elemento característico de un esquema de corrientes, tratándose de corrientes que involucren una gran cantidad de masa de agua, la Fuerza de Coriolis es otro agente que produce un determinado comportamiento.

2.1.2. Corrientes locales inducidas por el viento

Cuando el viento sopla sobre la superficie libre del mar, se produce un esfuerzo cortante sobre el agua, debido a lo cual las partículas líquidas que cuando el viento no actuaba describían órbitas elípticas casi cerradas al paso de las olas, ahora tendrán una resultante de translación importante.

2.1.3. Corrientes por marea

La elevación y descenso periódico del nivel de agua ocasiona movimientos notables en las masas líquidas, sobre todo en zonas costeras en donde la comunicación con el mar abierto está relativamente restringida, (estuarios, bahías, entradas a puertos, desembocaduras, etc.) de esta forma se generan las llamadas corrientes de marea.

A su vez este tipo de corrientes se subdivide en: "corrientes rotativas", cuando su rumbo varía escalonadamente conforme a la rosa de los vientos, en uno u otro sentido a medida que la marea regresa; "corrientes pendulares", cuando el sentido de la corriente cambia según el estado de la marea (flujo o reflujo); "corrientes hidráulicas", caracterizadas por el efecto de represamiento de las aguas producido por una especial configuración de la costa.

La característica primordial de este tipo de corrientes es su periodicidad que puede ser diurna o semi diurna-mixta, según sea la marea astronómica. En las entradas la marea de una corriente fluye en dos sentidos; cuando está creciendo hacia la zona interna (flujo) y cuando está descendiendo hacia mar adentro (reflujo).



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Las características de las corrientes de marea, como es fácil de comprender, cambian de un lugar a otro, dependiendo en primer término del carácter de la marea y en función también de la profundidad y configuración del terreno donde se desarrolla. Por lo tanto no son recomendables las expresiones analíticas para su cálculo, haciéndose necesaria su medición directa.

Los efectos producidos por las corrientes de marea interesan al ingeniero, por lo general, en las zonas inmediatas al litoral; en zonas de mar profundo, estas corrientes mantienen una rotación periódica por causa de la fuerza de Coriolis con velocidades relativamente bajas. Por el contrario, en las proximidades de las costas y especialmente en las zonas estrechas, como las antes mencionadas, las velocidades pueden llegar a ser bastante considerables dando lugar a problemas de diversa índole, como pueden ser el transporte de sedimentos, accesos de puertos, transporte de contaminantes, etc.

2.1.4. Corrientes producidas por oleaje

La importancia de las corrientes por el oleaje radica fundamentalmente en el hecho de que sean las que originan y regulan, en su mayor parte, el movimiento de los sedimentos costeros.

En función de la dirección de su movimiento estas corrientes se clasifican en dos tipos:

a) Corrientes normales a la costa.

Son generadas por la necesidad de evacuación del volumen de agua sobrante que ha sido empujada y acumulado contra la playa en el estrán (**Fig. 1**). Debido a la acción del oleaje y del viento; este exceso de volumen se manifiesta con una sobreelevación del nivel del mar en la zona de rompientes.

Este tipo de corrientes, a su vez pueden tomar dos formas, la primera se denomina resaca (underflow) y se manifiesta como un flujo difuso que arranca del estrán desplazándose próximo al fondo hacia mar adentro a lo largo de prácticamente toda la playa: esta corriente desaparece a la altura de la línea de rompientes no produciendo, entonces, ninguna renovación aplicable del agua.

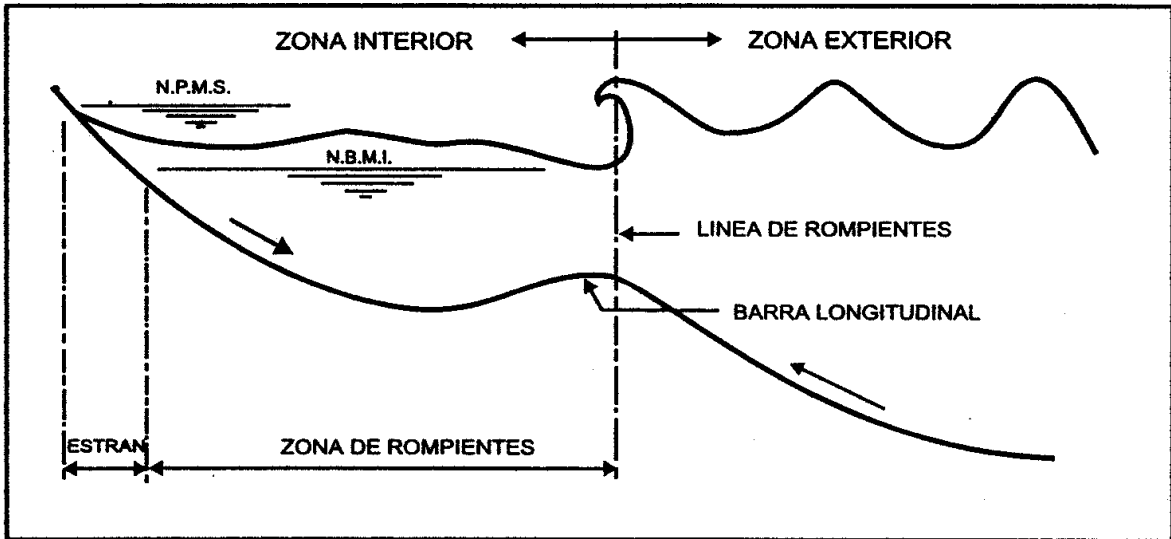


Fig. 1. Zona de rompientes y estrán.

La segunda forma se denomina corriente de retorno (ripcurrent) y se presenta en forma de chorro concentrado, atravesando la línea de rompientes para expandirse luego (Fig. 2).

Las corrientes de retorno presentan gran dificultad para su análisis, dada su movilidad, y los múltiples parámetros que en ella intervienen, como son: La topografía del fondo, la interacción entre las olas y las corrientes, etc.

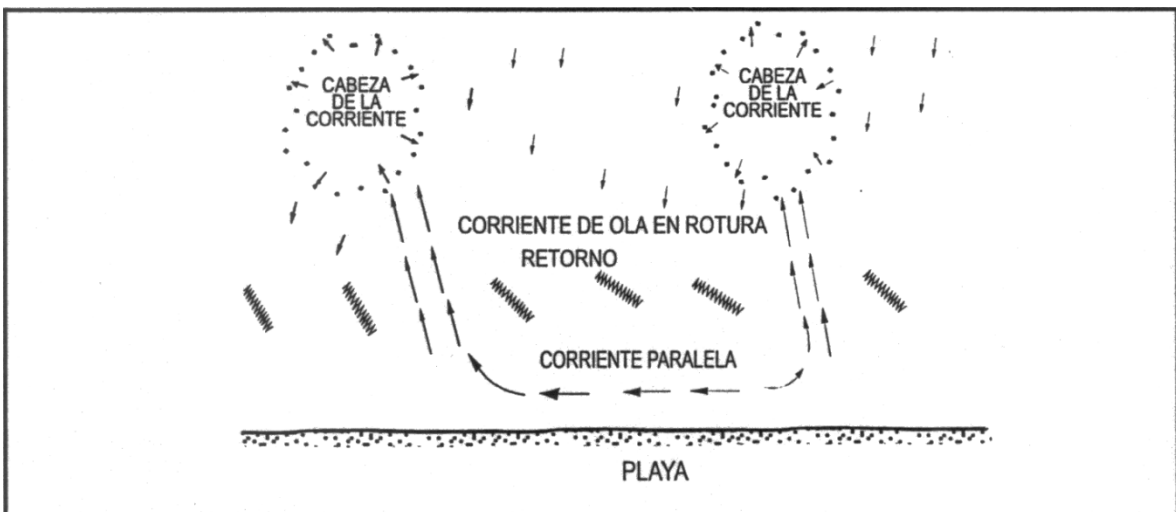


Fig. 2. Corrientes de retorno.

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Cuando se tienen una incidencia normal del oleaje a la playa, algunos estudios han indicado que se forman células cerradas de circulación de las corrientes (Fig. 3).

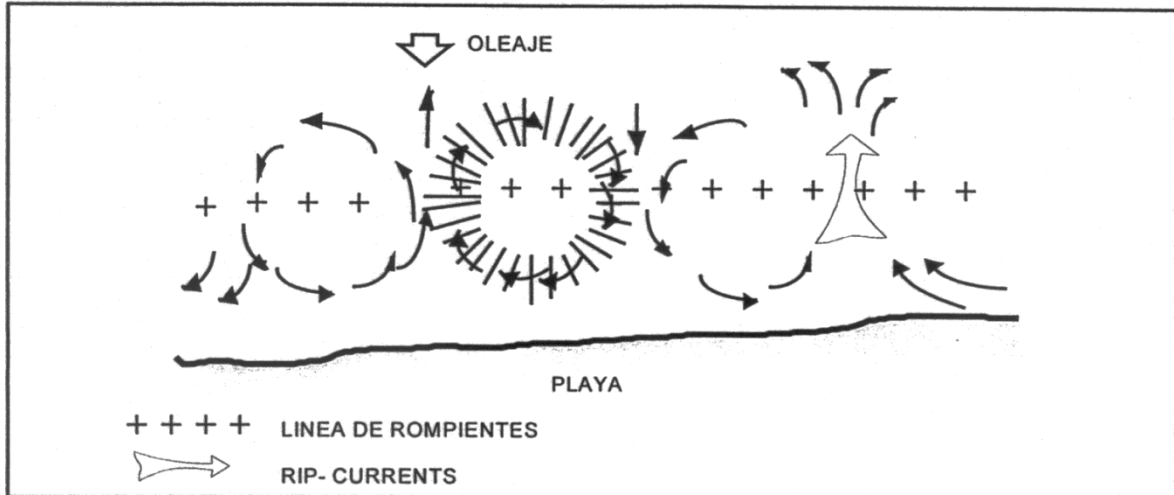


Fig. 3. Células de circulación cerradas.

La importancia de este tipo de corrientes estriba en que producen una calcificación en los sedimentos en las playas, la cual interviene en su balance o estabilidad.

b) Corrientes paralelas a la costa

Lo más común en una playa es que el oleaje incida formando un cierto ángulo con ella, es decir, oblicuamente, bien se ha debido a la refracción que sufren en su acercamiento o por la dirección en que fue generado; debido a ello se formara una corriente paralela a la costa localizada entre la línea de rompientes y la orilla: esta corriente recibe el nombre de "Corriente Litoral" o corriente a lo largo de la costa (Long shore current).

Se considera generalmente que esta corriente es la principal responsable de transportar los sedimentos a lo largo de la costa, una vez que el sedimento ha sido puesto en suspensión en la rotura de la ola, por tal razón es muy importante dentro de la ingeniería de costas conocerla cuantitativa y cualitativamente.

2.2. OLEAJE

El oleaje es generado por el viento al actuar sobre la superficie del mar. Dicho oleaje es aparentemente caótico e irregular. El oleaje adquiere una forma más regular a medida que se aleja del lugar en que fue generado ya que hay una separación natural de las ondas en función de su periodo.

Con la finalidad de describir el oleaje se ha idealizado la onda que se muestra en la (Fig. 4).

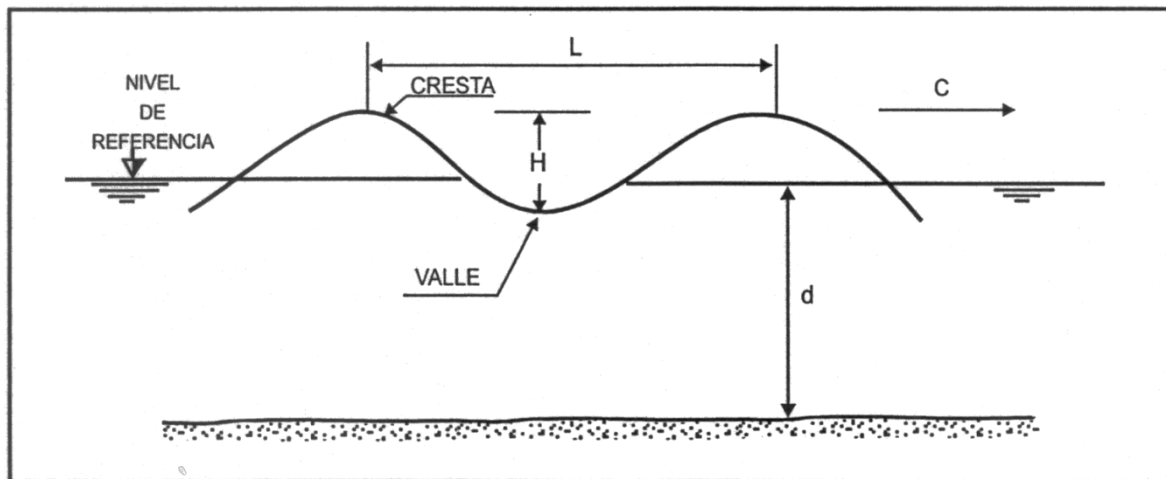


Fig. 4. Onda de oleaje idealizada.

La altura de la ola H se define como la distancia vertical entre la cresta y el valle de una ola determinada; por su parte la longitud L es la distancia horizontal media entre dos crestas o valles consecutivos. Otra característica importante de la onda de oleaje está dada por su periodo T , el cual se define como el tiempo que tarda en pasar por un punto fijo dos crestas o dos valles consecutivos; la celeridad C de la onda, es la velocidad con la cual se desplaza la ola. Y así podemos decir que los parámetros que definen el oleaje son su altura H , su longitud L , su celeridad C y su periodo T . obviamente siendo el oleaje de naturaleza aleatoria, en un tren de olas se tendrán infinitud de valores de las características antes indicadas.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Para definir las características del perfil de una ola, se utiliza la llamada relación de esbeltez $g = H / L$; por su parte la frecuencia del oleaje queda determinado por el inverso del periodo: $W = 1 / T$. La configuración del oleaje en el mar, varía de una forma irregular, tanto en el espacio como en el tiempo, por lo que se considera un proceso aleatorio. Debido a estas limitaciones que se tienen para hacer observaciones de este proceso, para poder utilizar los registros disponibles de los desplazamientos de la superficie del mar, se acepta a priori que estos son típicos del fenómeno y los cálculos estadísticos realizados en ellos permiten definir una guía de las leyes que gobiernan el oleaje en el mar.

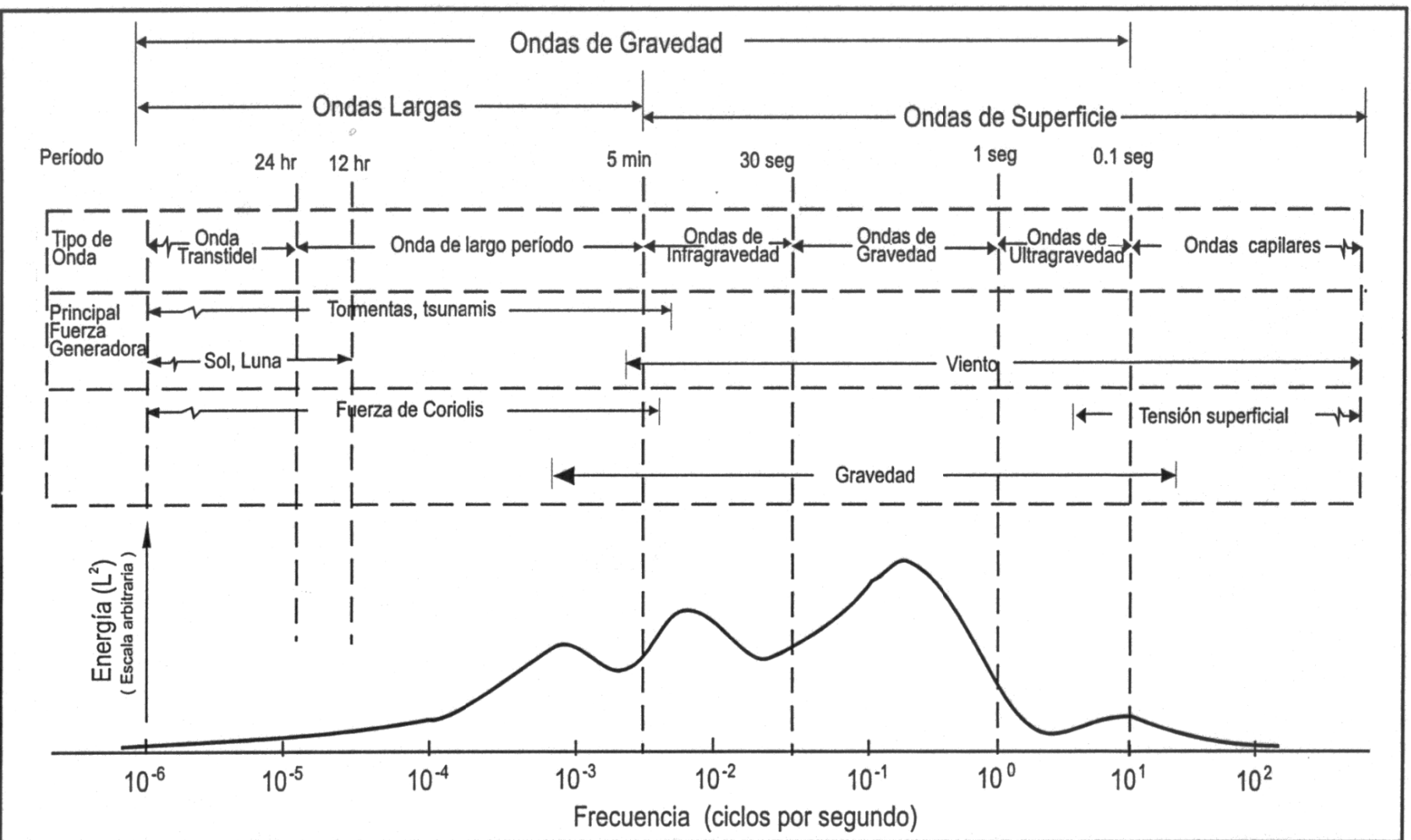
Para tratar de filtrar la información y poder acotar a los parámetros anteriores, es usual referirse a las características del oleaje significativo, el cual se supone coincide con las alturas del oleaje reportado de observaciones visuales. Se define como la altura de la ola significativa, al promedio del tercio medio de todas las olas más altas en una observación dada. Para que haya concordancia entre la definición de la altura de la ola significativa y la altura de una ola deducida de una observación visual, se supone que la altura significativa es la predominante.

Las ondas en el océano son de una amplia gama de períodos; en la (Fig. 5). Se presenta un diagrama en donde aparecen los principales tipos de ondas en el océano en relación a su periodo y a los agentes que la producen. Aparecen en la figura, también, las energías correlativas a cada tipo de onda.

Se observa que la onda que tiene una mayor concentración de energía, es el oleaje producido por el viento, el cual tiene períodos máximos de alrededor de 20 seg., habiéndose registrado alturas máximas del orden de 30 m. Las ondas de largo período se asocian a los Tsunamis, generados por temblores ocurridos en el océano o por la erupción de algún volcán submarino, la onda o marea de tormenta, generada por este tipo de perturbaciones meteorológicas y la onda de marea astronómica con periodos de hasta más de 12 hrs.



Fig. 5. Clasificación de las ondas.



2.2.1. Teorías de oleaje existente

Como se ha visto el oleaje se caracteriza por ser irregular y aleatorio, además de desarrollarse prácticamente en dos dimensiones; por ello su descripción matemática presenta ciertas dificultades. Sin embargo se han desarrollado varias teorías para analizar matemáticamente el fenómeno, mismas que han evolucionado desde que hicieron su aparición, ver **Tabla 1**.

La teoría más clásica desarrollada por Airy en 1845, se denomina, "Teoría lineal de pequeña amplitud", siendo su importancia notable debido a que se ajusta bastante bien al comportamiento real de las olas cuando se encuentra en profundidades infinitas, siendo, además de fácil aplicación.

En 1802 Gerstner desarrollo la "teoría troncoidal" que fue la primera en considerar ondas de amplitud finita; para describir el perfil de la onda se considera adecuada, dejando mucho que desear en cuanto al movimiento orbital de las partículas. Por su parte Stokes en 1880 estableció una teoría, también de amplitud finita, la cual en sus aproximaciones de 3° y 4° orden describe adecuadamente el oleaje en mar profundo.

Todas las teorías mencionadas no presentan validez cuando se trata de profundidades reducidas ya que no consideran la influencia del fondo del océano sobre el perfil de las ondas. La teoría de Korteweg o senoidal merece especial mención en este sentido ya que es la que mejor define el funcionamiento ondulatorio en profundidades someras, aunque su principal obstáculo lo representa la dificultad práctica para su aplicación.

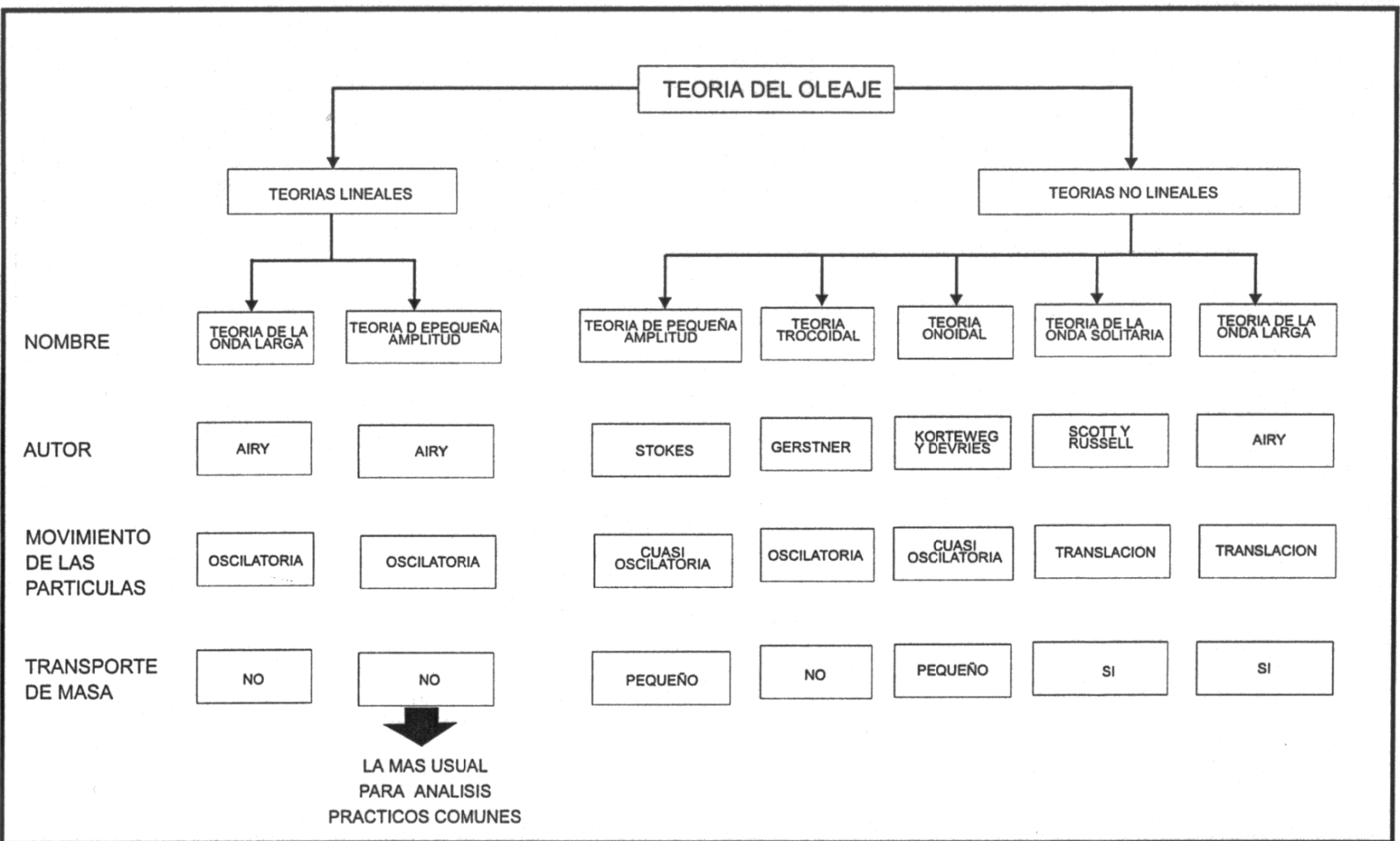
La teoría senoidal tiene su límite de aplicación cuando se acerca la rotura del oleaje en cuyo caso la teoría de la onda solitaria ofrece una buena aproximación y su manejo es relativamente sencillo.

Como se menciono la teoría de Airy es la mayor aplicación tiene en los prácticos comunes. Las hipótesis de partida de esta teoría son las siguientes:

- a.- El fluido es homogéneo e incompresible; por lo tanto la densidad ρ es constante.
- b. - Se desprecia la tensión superficial ($k=0$)
- c. - Se desprecia el efecto de Coriolis ($F_c=0$)
- d. – La presión en la superficie libre es uniforme.



TABLA I





2.2.2. Fuentes de información del oleaje estadístico

La manera más confiable que existe para conocer las características del oleaje para un sitio determinado, sería el de realizar mediciones directas durante un lapso que se recomienda no sea menor de un año, para lo cual en la actualidad existen diferentes aparatos que permiten llevarla a cabo.

Sin embargo, la medición directa casi nunca es posible realizarla, bien sea por motivo de orden económico, o por la necesidad de contar con datos rápidamente, por lo que es común hacer uso de fuentes de información que definen las variables de oleaje en cuanto a período y altura.

A continuación se presentan dos de ellas.

a. – Datos estadísticos de oleaje (Ocean Wave Statistics).

Esta fuente de información fue editada en 1967 por el Laboratorio Nacional de Física del Ministerio de Tecnología de la Gran Bretaña y contiene los datos estadísticos del oleaje, estimados visualmente por barcos voluntarios que navegaron en las rutas establecidas en todo el mundo durante los años de 1953 a 1961.

Los datos reportados por los observadores son: dirección, período y alturas de ola, no haciéndose ningún tipo de distinción entre el oleaje local (SEA) y el distante (SWELL).

b. – Cartas de oleaje local y distante (Sea and Swell Charts).

En este caso la información se refiere a las publicaciones denominadas "Atlas of Sea and Swell Charts" tanto del Océano Pacífico Noroeste como del Océano Atlántico Norte, ambas editadas por la U. S. Navy Oceanographic Office, Washington D.C. mismas que fueron procesadas por el Departamento de Estudios y Laboratorios de la Dirección General de Obras Marítimas de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes.

Los datos presentados por esta fuente, obedecen a observaciones visuales del estado del mar, realizadas desde embarcaciones durante un período de tres años. Para su presentación el oleaje se agrupa en dos tipos, dando la definición para cada uno de ellos:



1.- *Oleaje local (Sea).*

Las olas generadas por vientos locales mismas que son generalmente de períodos cortos y superficie irregular rápidamente cambiante que se desplaza en la misma dirección que el viento generado.

2.- *Oleaje distante (Swell).*

Olas que han avanzado más allá de la influencia de los vientos generados. Son más largos en período, de crestas redondeadas más uniformes, de mayor altura y su dirección es independiente de la dirección del viento.

2.2.3. Refracción del oleaje.

Conforme el oleaje se traslada a aguas someras, el cambio de profundidad causa una disminución en la celeridad debido al efecto de fricción, como consecuencia su longitud disminuye y su altura aumenta y el frente de ese oleaje se reorienta conforme a los contornos del fondo (líneas batimétricas). Ese efecto se llama refracción del oleaje, el cual depende de la relación entre la profundidad y la longitud de onda (d/L).

La velocidad de propagación de una ola progresiva, para un período determinado, de acuerdo a la teoría lineal se expresa:

$$C = \frac{gt}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (2.1)$$

La disminución de velocidad significa que cuando un tren de olas, de un determinado período, entra en aguas intermedias ($1/25 < d/L_0 < 1/2$) y bajas ($d/L_0 < 1/25$) las distintas partes de la cresta (frente de ola) se desplazan con diferentes velocidades dependiendo de la profundidad, provocando que la cresta se deforme o doble en su proyección horizontal, de tal forma que tiende a hacerse paralela a las líneas batimétricas sobre las que se propaga.

La importancia de la refracción del oleaje estriba en el hecho de que prácticamente todas las estructuras marítimas se construyen en aguas bajas o intermedias, donde las olas sufren considerables cambios debido a su efecto.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Los patrones del oleaje incidente en una región determinada de la costa, son conocidos normalmente mediante fotografías aéreas o con la construcción de los diagramas de refracción. Por lo tanto, el estudio del fenómeno de refracción es materia obligada para la determinación de las características del oleaje y sus acciones, como por ejemplo:

- Determinar los arrastres de sedimentos.
- Definir los ángulos de incidencia de los frentes de ola con respecto a la línea de costa, los que permiten calcular la tendencia y magnitud del transporte litoral.
- Definir fronteras en modelos hidráulicos.

Además de la refracción causada por el fondo, las olas pueden refractarse por corrientes o por algún otro fenómeno que provoque que una parte de la ola se desplace más rápidamente que otra. Para definir las características cambiantes del oleaje a diferentes profundidades, es necesario trazar los planos de refracción, por cualquiera de los diversos procesos que existen para ello. Las ecuaciones fundamentales que rigen la elaboración de los planos de refracción, se basan en la teoría lineal del oleaje armónico simple de pequeña amplitud. La diferencia de las expresiones para calcular las características del oleaje en relación con la profundidad d en la que se encuentran, están ligadas a los rangos de variación de la relación d/L , y las aproximaciones de las funciones hiperbólicas.

Las características de las olas en aguas profundas y aguas bajas están ligadas por las relaciones siguientes:

AGUAS PROFUNDAS

AGUAS BAJAS

$$C_o = \sqrt{\frac{g L_o}{2 \pi}}$$

$$C = \sqrt{\frac{g L}{2 \pi} \tanh \frac{2 \pi d}{L}}$$

(2.2)

$$T_o = \sqrt{\frac{2 \pi L_o}{g}}$$

$$T = \sqrt{\frac{2 \pi L}{g} \coth \frac{2 \pi d}{L}}$$

(2.3)

AGUAS PROFUNDAS

AGUAS BAJAS

$$L_o = \frac{gT_o^2}{2\pi}$$

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tan h \frac{2\pi d}{L}$$

(2.4)

$$L_o = C_o T_o$$

$$L = C T$$

(2.5)

Donde con subíndice "o" se indican las características del oleaje en aguas profundas.

Considerando que $T = T_o$, de la ecuación (2.5) se deduce que:

$$L K = L_o$$

(2.6)

Donde:

$$K = \cot \frac{2\pi d}{L}$$

(2.7)

En la actualidad el fenómeno de refracción puede analizarse mediante métodos gráficos y numéricos; estos últimos no se abordarán en el presente trabajo.

Para poder explicar los métodos gráficos conviene definir como frente de la ola a la cresta de ésta, la cual se supone infinita, y como ortogonal o rayo de la ola a una línea siempre perpendicular a la cresta.

Existen diversos métodos para la construcción de los planos de refracción. En unos se trabaja con los frentes de ola y sus ortogonales, y en otros únicamente con sus ortogonales. Todas las metodologías están basadas en el principio de óptica denominado como la Ley de Snell, cuyas suposiciones de partida son las siguientes:

- a. La energía comprendida entre dos ortogonales permanece constante (las ortogonales son líneas que se dibujan perpendicularmente a las crestas y se prolongan en la misma dirección de la ola), **ver Fig. 6.**

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

- b. La dirección de avance de la ola es perpendicular a su cresta en cada momento.
- c. La celeridad de la ola en un punto en particular, para un período determinado, depende únicamente de la profundidad de ese punto.
- d. Los cambios en la batimetría son graduales.

La forma de la ola es senoidal, de cresta indefinida, pequeña amplitud ($h \ll L$), período constante y monocromático (todas las ondas son iguales).

- e. Se desprecian los efectos de corrientes, vientos y reflexiones del oleaje incidente en la playa.

Los planos de refracción se construyeron usando el método que está basado en el principio de Huygens. C_1 es la celeridad en el punto P_1 , donde la profundidad es d_1 para una ola de período T . La cresta siguiente se encuentra a la distancia $C_1 T$, entonces tangente a la circunferencia de radio $C_1 T$ centrada sobre el punto considerado. La cresta siguiente es también tangente a la circunferencia de radio $C_2 T$ centrada en el punto vecino P_2 .

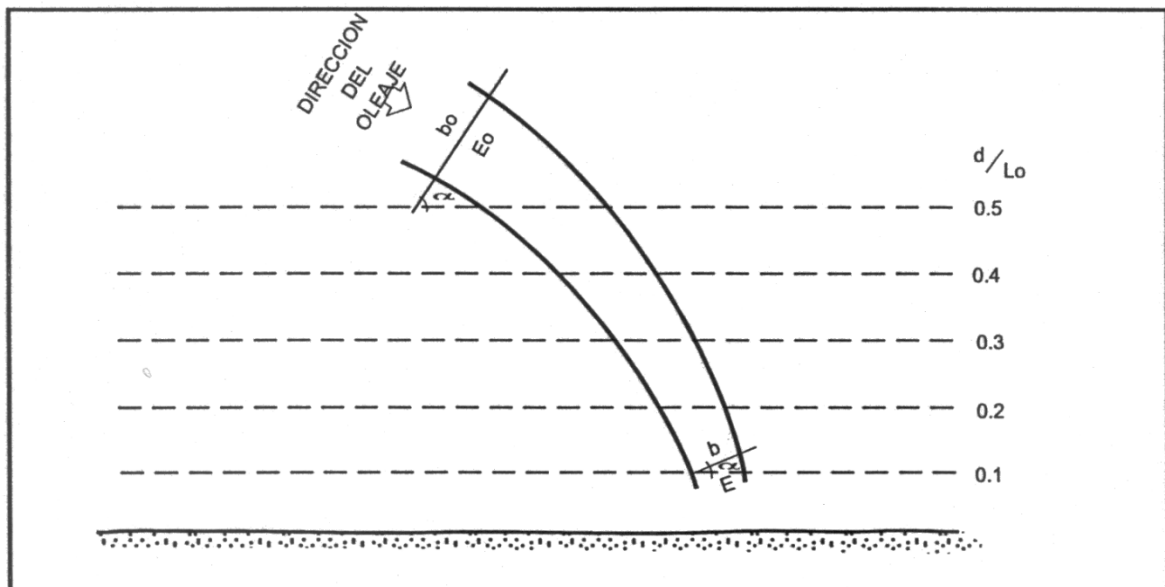


Fig. 6. Fenómeno de refracción.

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Donde la profundidad es d_2 . La cresta siguiente es entonces envolvente de las circunferencias centradas sobre la cresta inicial y de radio $C_1 T$. La celeridad C es calculada en función de la profundidad correspondiente al centro de la circunferencia y a partir del período T , ver Fig. 7.

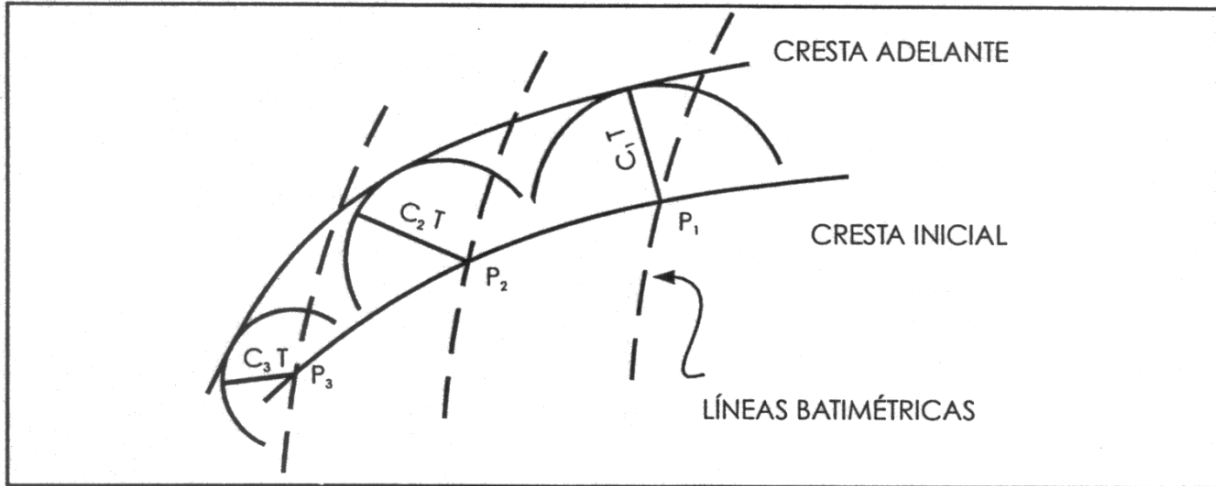


Fig. 7. Construcción de planos de refracción.

2.2.4. Rompientes

Las olas al desplazarse de aguas profundas a someras disminuyen gradualmente su longitud e incrementan su altura, por tanto la pendiente de la onda aumenta y finalmente rompe a una cierta profundidad.

El fenómeno de rompiente se presenta en el mar que está bajo la acción del viento. Además la rompiente se caracteriza por la presencia de turbulencia e inclusión de aire asociado con una disipación de energía.

La rotura de una ola puede ser motivada por dos causas, que son:

a. Relación de esbeltez

$$\gamma = H / L \quad \text{Relación de esbeltez}$$

El valor límite para la rotura de la ola es $\gamma = 0.142 = 1 / 7$

Cuando se alcanza este valor la ola empezará su proceso de rompimiento, disipando parcialmente su energía. Esta rotura sucede cuando la velocidad de las partículas en la cresta de las olas se iguala con la celeridad de la onda y un incremento en la relación de esbeltez aumenta la velocidad de las partículas provocando la inestabilidad de la ola.

La rotura en este caso está asociada también al ángulo que forma la cresta, tal y como se muestra en la Fig. 8.

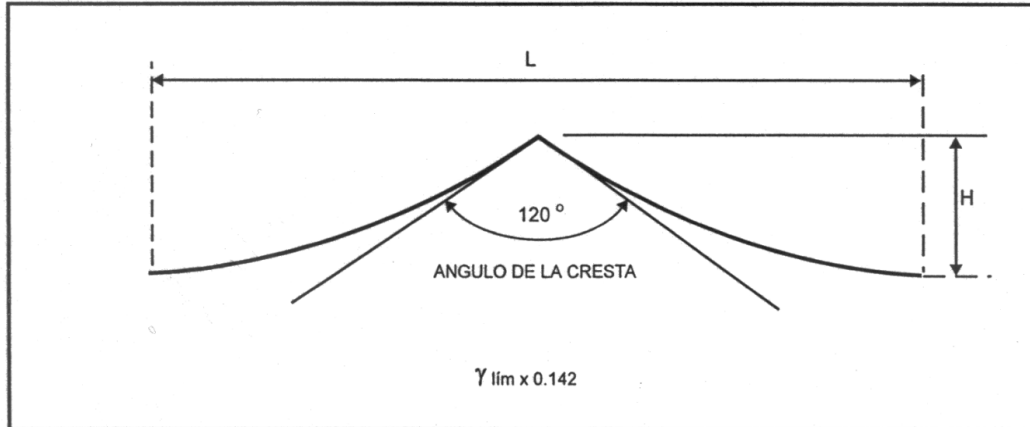


Fig. 8. Límite de esbeltez de la ola.

b. Por efecto de fondo

En este caso la ola rompería por efecto de la profundidad del fondo; de acuerdo a la teoría de la onda solitaria modificada, las expresiones que dan las condiciones de rompiente son:

$$\frac{H_b}{H'_0} = \frac{1}{3.3 \left(\frac{H'_0}{L_0}\right)^{1/3}} \quad (2.8)$$

$\frac{H_b}{H'_0}$ = índice de altura rompiente

$$\frac{d_b}{H_b} = 1.28 \quad (2.9)$$

d_b = profundidad de rompiente

H_b = altura de ola rompiente

Esta última expresión, la más usual, significa que una ola con altura determinada tenderá a romper cuando la profundidad del fondo donde se desplaza alcance un valor de 1.28 veces su altura. A su vez, se ha demostrado que existen fundamentalmente tres formas o tipos en los que la ola puede romper, denominándoseles internacionalmente a cada una de ellas: SPILLING, PLUNGING Y SURGING; aunque algunos autores aceptan una forma más llamada COLLAPSING, Ver Fig. 9.

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

La Rompiente Spilling (continua), se caracteriza por romper muy suavemente, y porque en un amplio recorrido, la onda deja tras esta la superficie llena de espuma. No existe una clara línea de rompiente.

La Rompiente Plunging (rodante), se distingue por tener una zona de rompiente perfectamente definida, que es en donde el agua de la cresta se adelanta a la onda y cae frente a ella, produciendo mucha espuma y turbulencia y disipando gran cantidad de energía en espacios relativamente cortos.

La Rompiente Surging (ondulante), es la que ocurre casi en la línea de playa. La onda se aproxima hasta la línea de costa donde rompe y disipa su energía en forma de un frente con espuma, que sube sobre la playa. La zona de rompiente queda perfectamente definida en la línea de costa.

Finalmente, el Collapsing es una combinación o transición entre las formas Plunging y Surging.

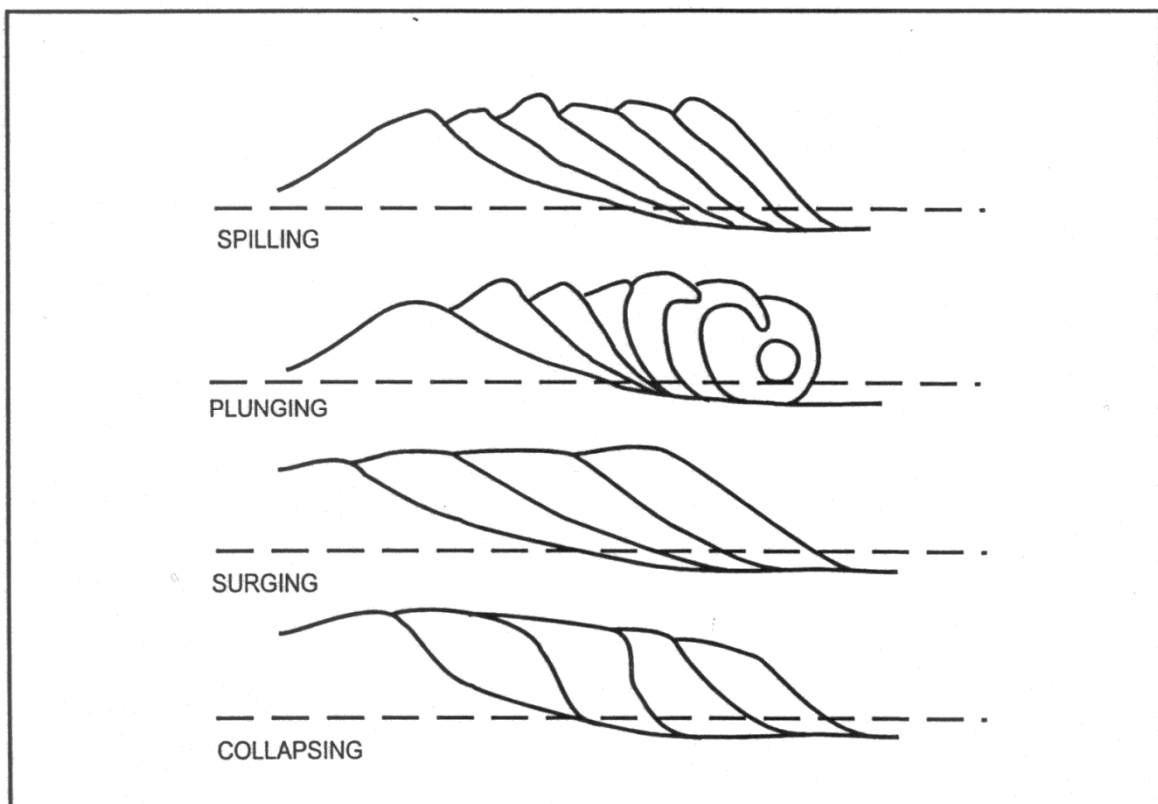


Fig. 9. Tipos de Rompiente del oleaje.

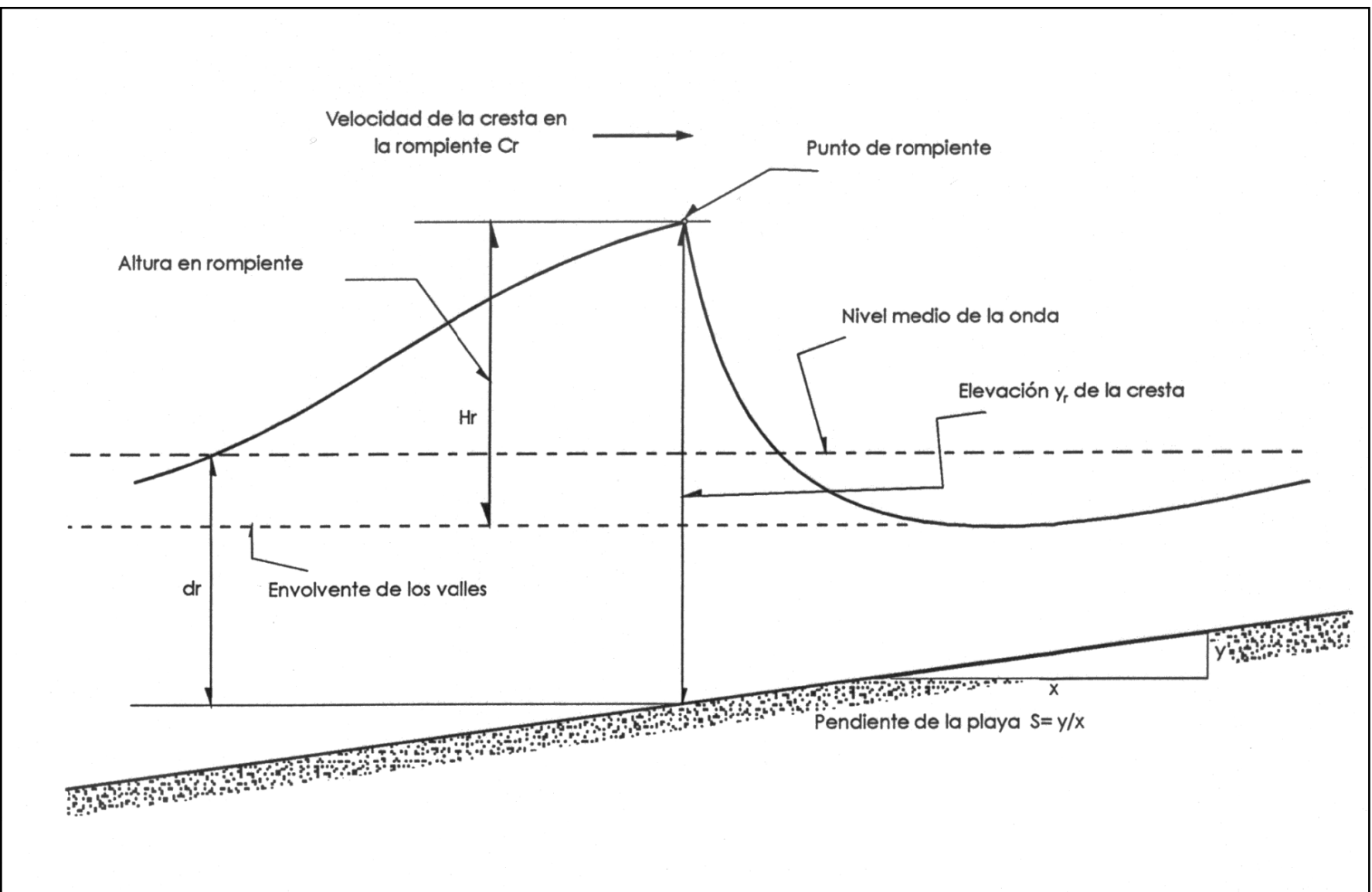


Se ha demostrado, por otra parte, que el tipo de rompiente de una ola en una costa depende tanto de la relación de esbeltez γ , como de la pendiente de la playa m ; los valores deducidos al respecto por Wiegand se presentan en la Tabla 2.

PENDIENTE	SURGING	PLUNGING	SPILLING
1:50	$\gamma < 0.0039$	$0.0037 < \gamma < 0.020$	$\gamma > 0.020$
1:20	$\gamma < 0.0079$	$0.0079 < \gamma < 0.035$	$\gamma > 0.035$
1:10	$\gamma < 0.010$	$0.010 < \gamma < 0.070$	$\gamma > 0.060$

Tabla 2. Tipo de Rompiente en relación a la esbeltez y la pendiente.

Fig. 9 Características generales de la ola rompiente.





CAPITULO 3

TRANSPORTE LITORAL

El transporte de sedimentos o acarreo litoral es el fenómeno que se lleva a cabo en una playa, cuando las partículas sólidas que la componen se transportan a lo largo de ella; se sabe que el arrastre de sólidos se produce principalmente entre la línea de playa y la zona de rompientes, aunque también fuera de esta se produce transporte.

Es muy importante señalar que a la fecha el nivel de conocimiento del fenómeno de transporte litoral, no se ha desarrollado totalmente, resultando necesario realizar mediciones sistemáticas en el campo de los diferentes procesos relacionados con este fenómeno. No obstante que existen numerosas publicaciones de los diversos procesos relacionados con el transporte de sedimentos, el estudio de estos en la naturaleza misma nos ha indicado que es el mejor libro de texto.

Desde el punto de vista ingenieril, el estudio del transporte de sedimentos, se ha concentrado en:

- La observación de los perfiles de equilibrio.
- Determinación de la profundidad de inicio de movimiento de los sedimentos.
- Estudio de las corrientes que se presentan.
- Estudio de la distribución de tamaños y composición mineralógica de los sedimentos a lo largo de la costa.
- Desarrollo de métodos para cuantificar el transporte litoral y conocer su dirección.
- En ingeniería de costas sirve para diseño de protecciones costeras y puertos.

En base en lo anterior podemos señalar que uno de los principales objetivos en el estudio de transporte de sedimentos es predecir si se tendrá una condición de equilibrio o existirá erosión o depositación y determinar las cantidades involucradas. La cantidad de transporte de sedimentos, expresada como masa, peso o volumen por unidad de tiempo, puede ser determinada por medio de mediciones de campo o por métodos analíticos; con ambas formas se obtienen resultados poco precisos, por lo que posibles variaciones en las cantidades de transporte calculadas tendrán que ser consideradas para fines de diseño.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

El problema fundamental para el conocimiento de transporte de sedimentos es la complejidad del proceso de transporte; la interacción de un flujo turbulento, cuyas características son solamente conocidas por empirismos, y la frontera consistente en la pérdida de sedimentos, difícilmente puede ser descrito por simples ecuaciones. Por lo tanto, la mayor parte del conocimiento está basado en experimentos y mediciones en campo y laboratorio. Las causas que provocan el transporte de sedimentos en las costas son básicamente las corrientes y el oleaje; provocan esfuerzos cortantes sobre los sedimentos sólidos y hacen que sean transportados en suspensión o por el fondo a distancias más o menos grandes y depositados en zonas tranquilas. Por ello antes de emprender la realización de una obra es preciso tomar en cuenta las posibles interacciones entre el fluido en movimiento y los sedimentos del fondo sobre los que éste actúa. La naturaleza de esta interacción es sumamente compleja y el movimiento de los sedimentos depende de múltiples parámetros como son: gradientes de velocidades en el fluido, turbulencias, geometría del fondo, naturaleza de los materiales, espesor del sedimento en movimiento, porosidad y cohesión de los depósitos y características del fluido entre otras. Además, todos estos parámetros no son constantes en el tiempo y en el equilibrio final de los sedimentos no será más que una resultante de acciones hidrodinámicas, en las que el fluido y sólido reaccionan uno sobre otro.

Las leyes que rigen estos fenómenos aún no se conocen a la perfección, por lo que resulta difícil, incluso imposible, prever con precisión, la evolución de un fondo sometido a múltiples acciones hidroneumáticas, mediante un simple enfoque teórico del movimiento de los sedimentos.

Utilizando en combinación algunas leyes teóricas y empíricas es posible comprender mejor el movimiento de los sedimentos.

3.1. PROPIEDADES DEL AGUA

Algunas de las propiedades del agua se muestran en la **Tabla 3**. Las propiedades del sedimento más frecuentemente usadas son:

a.- Tamaño.

Una clasificación adecuada del tamaño de las partículas es la dada por la Unión Geofísica Americana para arcillas, limos, arena, grava, guijarros y cantos rodados (Tabla 4), la cual se basa en el diámetro de la abertura del tamiz (D). Además de este diámetro existe el diámetro de sedimentación (D_s) y el diámetro nominal (D_n).

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

b.- Forma.

Aparte del diámetro también la forma es de importancia. Una partícula plana tendrá una menor velocidad de caída y será más difícil de transportar por el lecho o fondo que una redonda. Para caracterizar la forma del grano se hace uso del "Factor de Forma", $s.f. = c/\sqrt{ab}$ donde a, b y c son tres ejes mutuamente perpendiculares de los cuales a es el mayor, b el medio y c el menor.

Para esfera $s.f. = 1$, para arenas naturales $s.f. = 0.7$

Propiedad	Símbolo	Unidades	Expresión
Peso específico	γ	kg / m ³	----
Densidad Relativa	Δ	----	$\Delta = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w$
Viscosidad cinemática	ν	m ² seg ⁻¹	$\nu = \eta / \rho_w$
Viscosidad dinámica	μ	kg m ⁻¹ s ⁻¹	$\mu = (\eta a_u) / a_z$
Tensión superficial	σ	kg s ⁻¹ σ N m ⁻¹	----

ρ_s = densidad del agua de mar (1,026 Kg/m³)

ρ_w = densidad del agua dulce (1,000 Kg/ m³)

para la superficie agua/aire : $\sigma = 0.074 \text{ N/m}$ a la presión atmosférica

Tabla 3. Propiedades del agua.

c.- Densidad.

La mayoría de los sedimentos tiene su origen en la desintegración o descomposición de rocas.

- Arcilla: fragmentos de feldespato y micas.
- Limo : sílicas
- Arena : cuarzo
- Grava y cantos rodados: fragmentos de roca original.

La densidad de la mayoría de las partículas (<4 mm de D) varía muy poco. Debido a que el cuarzo es predominante en sedimentos naturales, la densidad promedio puede ser asumida como 2,650 kg/m³; aunque algunas veces están presentes minerales pesados los cuales generalmente son segregados durante la formación de rizos u otros modos de transporte. Los minerales arcillosos varían entre 2,500- 2,700kg/m³ de densidad.

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

d.- Velocidad de caída de sedimentos no cohesivos.

La velocidad de caída de un sedimento es un parámetro fundamental en estudios sobre suspensión y sedimentación de partículas.

La velocidad de caída está definida por la ecuación que da el equilibrio entre la fuerza de gravedad y la resistencia al flujo:

$$\frac{\pi}{6} D^3 (\rho_s - \rho_w) g = C_D \frac{1}{2} \rho_w W^2 \frac{\pi}{4} D^2 \quad (3.1)$$

Gravedad Resistencia

En la cual

C_D = Coeficiente de arrastre

W = Velocidad de caída

D = Diámetro de la partícula

De esta relación se tiene:

$$W = \left(\frac{4}{3} \frac{gD}{C_D} \Delta \right)^{1/2} \quad (3.2)$$

$$\Delta = \frac{(\rho_s - \rho_w)}{\rho_w} \quad (3.3)$$

Δ = Densidad relativa.

Los valores de C_D dependen del número de Reynolds ($Re = W D / \nu$) y de la forma de la partícula (expresada por $s.f. = c/\sqrt{ab}$)

e.- Velocidad de caída de sedimentos cohesivos en agua calma.

En un medio con sal disuelta, las partículas se juntan en flóculos de 0.5 a 1.5 mm de diámetro por lo que W es de 10 a 100 000 veces más grande que para las partículas individuales. Este fenómeno de floculación es más efectivo cuando la salinidad y la temperatura son elevadas.



Tabla 4. Tamaño de las partículas de acuerdo con la Unión Geofísica Americana (AGUD).

T A M A Ñ O			TIPO
Milímetros	Micras	Pulgadas	
4000 - 2000		160 - 80.0	cantos rodados muy grandes
2000 - 1000		80.0 - 40.0	cantos rodados grandes
1000 - 500		40.0 - 20.0	cantos rodados medianos
500 - 250		20.0 - 10.0	cantos rodados pequeños
250 - 130		10.0 - 5.00	grandes guijarros
130 - 64		5.00 - 2.50	pequeños guijarros
64 - 32		2.50 - 1.30	grava muy gruesa
32 - 16		1.30 - 0.60	grava gruesa
16 - 8		0.60 - 0.30	grava media
8 - 4		0.30 - 0.16	grava fina
4 - 2		0.16 - 0.08	grava muy fina
2.00 - 1.00	2000 - 1000		arena muy gruesa
1.00 - 0.50	1000 - 500		arena gruesa
0.50 - 0.25	500 - 250		arena media
0.2500 - 0.1250	250 - 125		arena fina
0.1250 - 0.0620	125 - 62		arena muy fina
0.0620 - 0.0310	62 - 31		limo grueso
0.0310 - 0.0160	31 - 16		limo medio
0.0160 - 0.0080	16 - 8		limo fino
0.0080 - 0.0040	8 - 4		limo muy fino
0.0040 - 0.0020	4 - 2		arcilla gruesa
0.0020 - 0.0010	2 - 1		arcilla media
0.0010 - 0.0005	1 - 0.50		arcilla fina
0.0005 - 0.00025	0.50 - 0.25		arcilla muy fina

3.2 INICIACIÓN DEL MOVIMIENTO DE LAS PARTÍCULAS.

Al avanzar el oleaje de la playa hacia la costa, a cierta profundidad los sedimentos empiezan a moverse por la acción de la energía del oleaje, a la que se le conoce como profundidad límite de inicio de movimiento.

Se denomina movimiento inicial, al estado en que algunas partículas de la primera capa sobre la superficie del fondo empiezan a moverse, y movimiento general, al estado en que todas las partículas sobre la superficie del fondo del mar empiezan a moverse.

El equilibrio de una partícula sobre el fondo es perturbado cuando el efecto resultante de las fuerzas (de arrastre, sustentación y viscosas) sobre la superficie de la partícula llega a ser mayores que las fuerzas estabilizadoras como la gravedad y la cohesión. La cohesión es importante solamente en sedimentos en el rango de arcillas y limos o arenas finas con un apreciable contenido de limo.

El aspecto teórico sobre el inicio del movimiento empezó a ser analizado por Brahms (1753) y posteriormente Dubuat (1779-1786) el cual introdujo el concepto sobre esfuerzo cortante de fondo e hizo algunos experimentos sobre el movimiento de partículas.

Posteriormente White (1940) dio una explicación completa sobre el equilibrio de un grano en el fondo, dentro de un flujo, ver **Fig. 10**.

- ✓ La fuerza perturbadora F (resultante de las fuerzas de arrastre y sustentación) será proporcional al esfuerzo cortante τ_0 y al área superficial de la partícula (D^2).

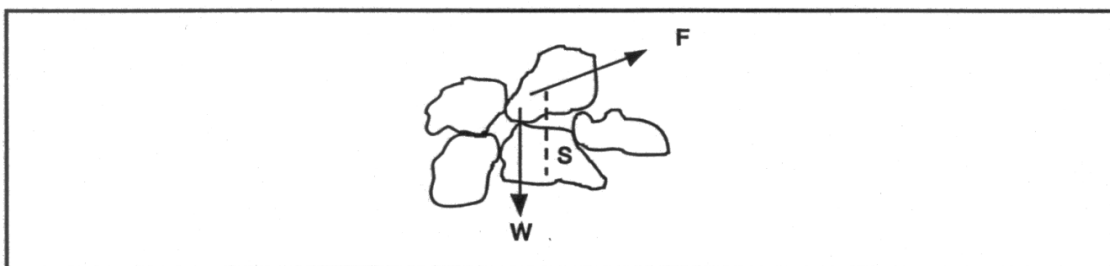


Fig.10. Equilibrio de un grano en el fondo.

- ✓ La fuerza de gravedad estabilizadora es proporcional a:

$$(\rho_s - \rho_w) g D^3$$

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Tomando el momento con respecto al punto de giro "s" resulta la ecuación:

$$O_{11}\tau_0 D^2 \geq O_{12}(\rho_s - \rho_w) g D^3 \quad (3.4)$$

ó

$$\tau_0 \geq C (\rho_s - \rho_w) g D \quad (3.5)$$

El factor C dependerá de la condición del flujo cerca del lecho, la forma de la partícula, la posición relativa de la partícula con respecto a otras partículas, etc. La condición del flujo (R_e^*) cerca del lecho puede ser descrita por la relación del tamaño del grano con respecto al espesor de la subcapa viscosa, que es proporcional a $U^* D/\nu = R_e^*$, Número de Reynolds basada en el tamaño del grano y la velocidad al corte (U^*).

La dificultad de todas las pruebas es la definición de "iniciación" de movimiento: es el movimiento de la primera partícula o de un gran número de granos. Shields relacionó el tipo de transporte de sedimentos con t_0 y definió T_{cr} por extrapolación para transporte de material nulo. En donde T_{cr} es el esfuerzo cortante crítico.

3.2.1. Efectos de varios factores sobre el sedimento

a) Efecto del criterio usado.

Es claro que el valor crítico de T_0 dependerá del criterio para la iniciación del movimiento. Con el fin de tener un criterio objetivo Neill (1968-1969) propuso el parámetro adimensional:

$$N = n D^3 / U^* \quad (3.6)$$

En el cual n es el número de granos dispersados por unidad de área y por unidad de tiempo. Para material rugoso Shields dio el valor de:

$$N = 15 \times 10^{-6}$$

b) Efecto de la forma de la partícula.

Los experimentos de Shields fueron hechos con diferentes tipos de material y en ellos no se obtuvo influencia alguna de la forma de la partícula. Pruebas en el Laboratorio de Hidráulica de Delft (Holanda), con material grueso, mostraron que el valor crítico de T_{cr} es el mismo para varias formas (esferas, cubos, piedras rotas, etc.), si el diámetro nominal D_n es el parámetro de comparación.

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

c) Efecto de graduación.

Es claro que un amplio rango de graduación tendrá influencia sobre T_{cr} . En la práctica la graduación tiene influencia para $D_{95}/D_{50} > 5$ solamente (Knoroz 1971), ya que los granos grandes están más expuestos y los más pequeños están cubiertos por los más grandes. Por lo tanto el D_{50} es una buena medida para la mayoría de muestras.

Para una amplia graduación ocurrirá el efecto "coraza" el cual significa que las partículas finas son erosionadas y una capa coraza de partículas gruesas se forma previniendo al lecho de erosiones subsecuentes.

d) Efecto de h/D.

La estructura turbulenta cerca del lecho en un fluido infinito está completamente definida por el esfuerzo cortante del lecho (T_o) y rugosidad (K_s), pero para pequeños valores de h/D la profundidad da una limitación sobre el tamaño de los vórtices grandes. El radio de la duración del vórtice y el tiempo necesario para acelerar una partícula llega a ser pequeño; por tanto puede ser esperada una influencia de h/D (se tiene mayor estabilidad con h/D pequeños).

Experimentos han demostrado que T_{cr} aumenta con decrementos de h/D (Ashida, 1973).

e) Sedimentos cohesivos.

El carácter cohesivo de un suelo aumentará su resistencia contra la erosión: datos empíricos sobre velocidades medias críticas en m/seg. para este tipo de suelos se presenta en la **Tabla 5**.

	SUELO MODERADAMENTE COMPACTO		COMPACTO
Arena Arcillosa	0.45	0.9	1.25
Arcilla	0.35	0.8	1.2
Suelo arcilloso pobre	0.3	0.7	1.05

Tabla 5. Velocidades medias críticas para vencer la cohesión de suelos.

Diferentes autores han tratado de correlacionar el esfuerzo cortante crítico con las características del suelo (contenido de limo, índice de plasticidad, etc.). De los resultados de las investigaciones se deduce que para suelos cohesivos con $D_{50} = 10 - 100 \mu$ es posible tener velocidades cortantes críticas $U^*_{cr} = 3 - 4.5$ cm/seg.

Para sedimentos depositados muy recientemente (por ejemplo limos en estuarios), se dan relaciones entre U^*_{cr} y el peso seco de los sedimentos. Los valores mínimos son del orden de $U^*_{cr} = 1.0$ cm/seg. (Período de consolidación de algunos días) a 3.0 cm/seg. para periodos de consolidación de algunas semanas.

3.3 COMPORTAMIENTO DE LOS SEDIMENTOS BAJO LA ACCIÓN DEL OLEAJE.

Bajo la acción del oleaje, los sedimentos están sometidos a diferentes fuerzas: unas provienen directamente del movimiento orbital de las partículas de agua en las cercanías del fondo (**Fig. 11**), otras de las corrientes en la capa límite y de las corrientes de compensación (**Fig. 12**).

Cerca de la costa el oleaje produce, además, una corriente paralela a la costa (Longshore Current) debido a su incidencia oblicua, cuya magnitud en un temporal es semejante a la de un gran río en época de avenidas. Adicionalmente, en la parte alta de las playas, al precipitarse sobre estas el oleaje, se producen desplazamientos de los sedimentos en "zigzag" o diente de sierra que llegan a ser de gran importancia.

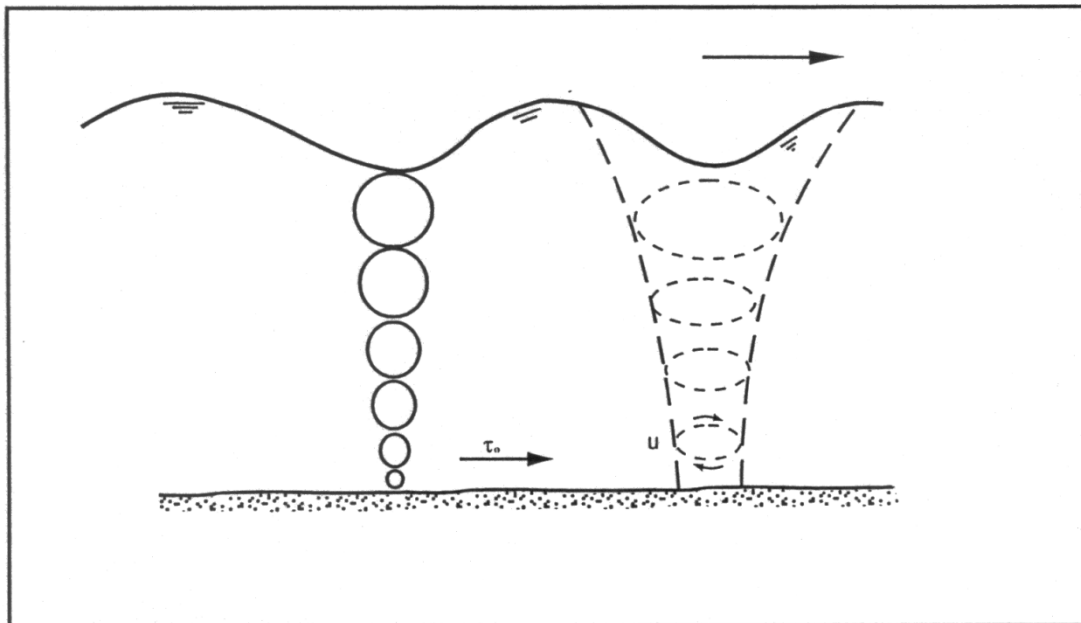


Fig. 11. Movimiento orbital de las partículas de agua cerca del fondo.

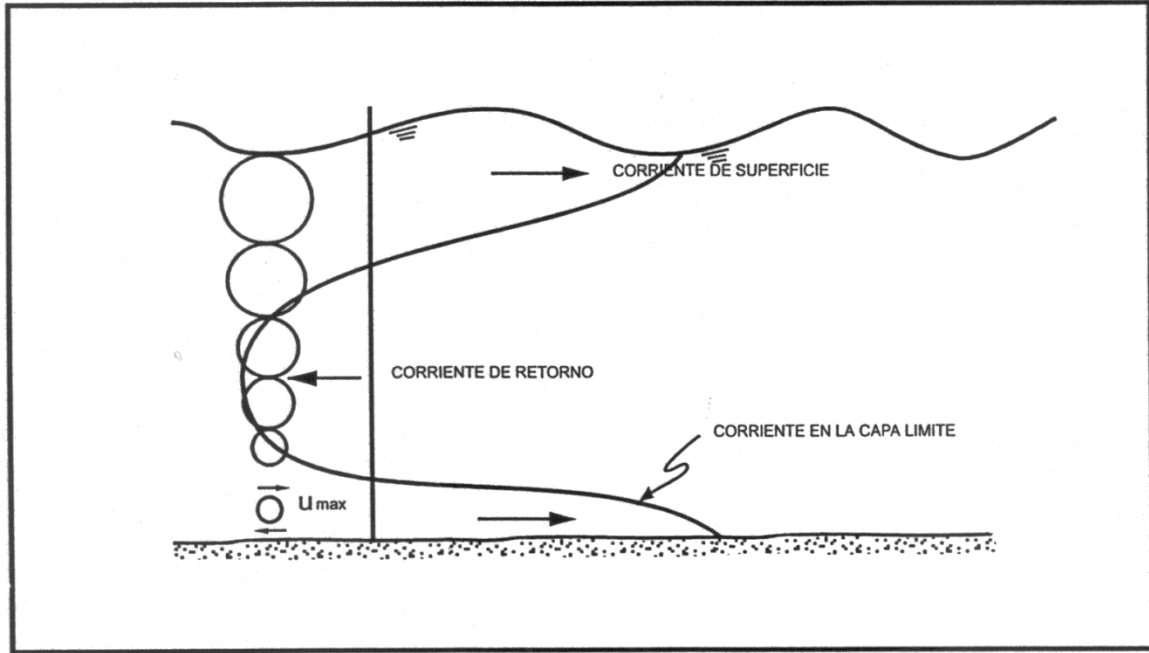


Fig. 12. Corriente en la capa límite y de compensación.

3.3.1 Movimiento del agua producida por el oleaje cerca del fondo.

Cerca del fondo, el oleaje produce corrientes capaces de provocar la oscilación de las partículas sólidas si su velocidad es superior a la velocidad crítica de inicio de movimiento de los sedimentos. La velocidad máxima orbital, U_{max} . En el fondo está dada por la expresión:

$$U_{max} = \frac{\pi H}{T \operatorname{sen} h \frac{2\pi d}{L}} \quad (3.7)$$

Por otra parte, la velocidad de corte U^* en el fondo se expresa como:

$$U^* = \left(\frac{8 \nu U_{max}}{\pi T} \right)^{1/4} \quad (3.8)$$

Sustituyendo U_{max} en esta ecuación queda:

$$U^* = 0.07 \left(\frac{H^2}{T^3 \operatorname{sen} 2h \frac{2\pi d}{L}} \right)^{1/4} \quad (3.9)$$

Siendo:

ν = viscosidad cinemática del agua = $10^{-6} \text{ m}^2 / \text{seg}$ a 20° C .

Por otra parte el esfuerzo cortante en el fondo T_o queda expresado como:

$$\tau_o = \rho U_*^2 \quad (T_o \text{ en Newton / m}^2 \text{ en m / seg)} \quad (3.10)$$

3.3.2 Mecánica del transporte de sedimentos bajo la acción del oleaje

El movimiento de sedimentos que se produce en la costa se realiza generalmente en dos zonas que son: la parte INTERIOR (ONSHORE) y la parte EXTERIOR (OFFSHORE). La parte interna se subdivide, a su vez, en dos zonas que se conocen como: zona de rompientes y zona de estrán (Fig. 13). Paralelamente, tomando en cuenta el sentido de movimiento de los sedimentos bajo la acción del oleaje tiene dos tipos: transversal y longitudinal. El movimiento longitudinal, conocido también como transporte litoral, es más importante que el transversal en problemas de azolvamiento de los accesos portuarios.

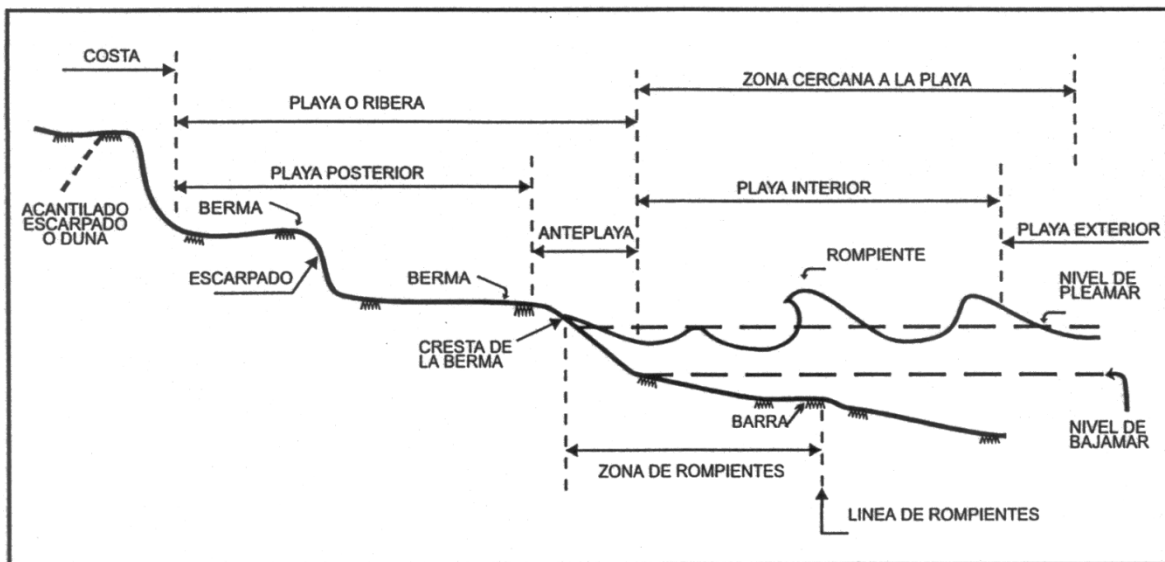


Fig. 13. Perfil de una playa arenosa.

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Cuando la ola llega a la costa con un cierto ángulo, la supuesta componente de la energía paralela a la costa produce una corriente litoral y por consiguiente un transporte de sedimentos a lo largo de la misma. (Fig. 14b).

El transporte litoral se efectúa siguiendo dos procesos:

1. Por el efecto de la ola al precipitarse sobre la parte alta de la playa; la ascendente transporta sedimentos en dirección de la ola y descende por la línea de mayor pendiente produciendo un transporte en diente de sierra (Fig. 14a).
2. Debido al rompimiento de la ola y a la corriente longitudinal; el sedimento en esa zona (rompiente) sigue un camino análogo al que se tiene en lo alto de la playa y la corriente longitudinal acarrea los sedimentos como si fuera una corriente permanente llamándose corriente en la rompiente (Fig. 14b).

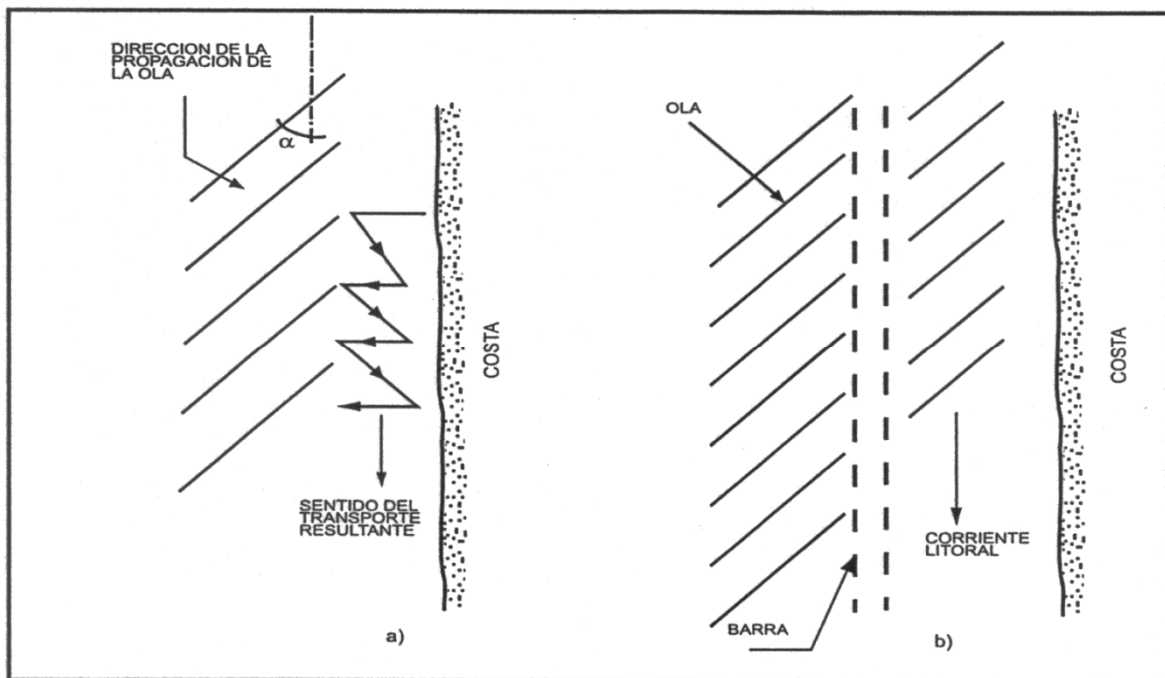


Fig. 14. Corrientes inducidas por el oleaje.

La parte exterior de la playa se extiende mar adentro desde la zona de rompientes hasta la distancia en que la superficie del fondo deja de ser agitada por la acción de la ola. En esa parte del inicio y sentido del movimiento puede realizarse por los siguientes procesos, Ver Fig. 15.

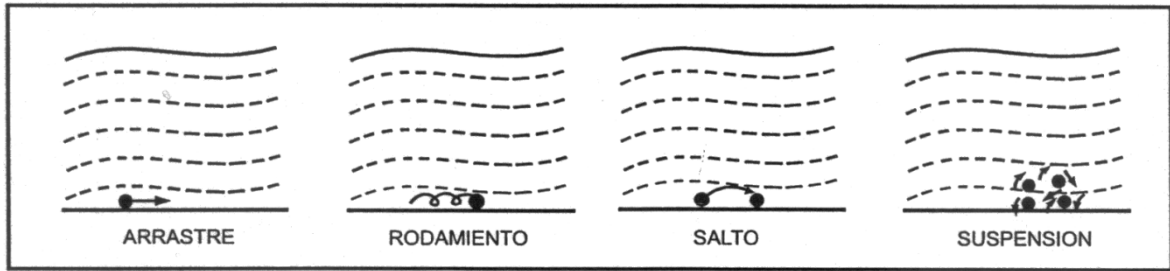


Fig. 15. Proceso de inicio del movimiento

El transporte en la zona exterior es el resultado de la interacción del movimiento oscilatorio de las moléculas de agua y las partículas del fondo. Este movimiento somete a los granos a fuerzas hidrodinámicas que tienen que ser equilibradas por su propio peso. De este movimiento resulta la formación de rizados en el lecho, cuyo conjunto se orienta paralelamente a las crestas de las olas (Fig. 16).

3.3.3 Acción de la corriente.

Cuando la intensidad de una corriente aumenta progresivamente, y ésta fluye sobre un fondo de material susceptible de ser movido y de un mismo diámetro, se observa un ligero movimiento de los granos y después algunos empiezan a desplazarse; esto es lo que se denomina inicio de movimiento. Si el material es fino se originan ondas de perfil asimétrico que generan un flujo turbulento cerca del fondo, que lo modifica. Singularmente estas ondas (dunas) se orientan según el sentido de la corriente (Fig. 17). Entre más grande sea la corriente estas ondas desaparecen y posteriormente se tiene la presencia nuevamente de ondas conocidas como antidunas.

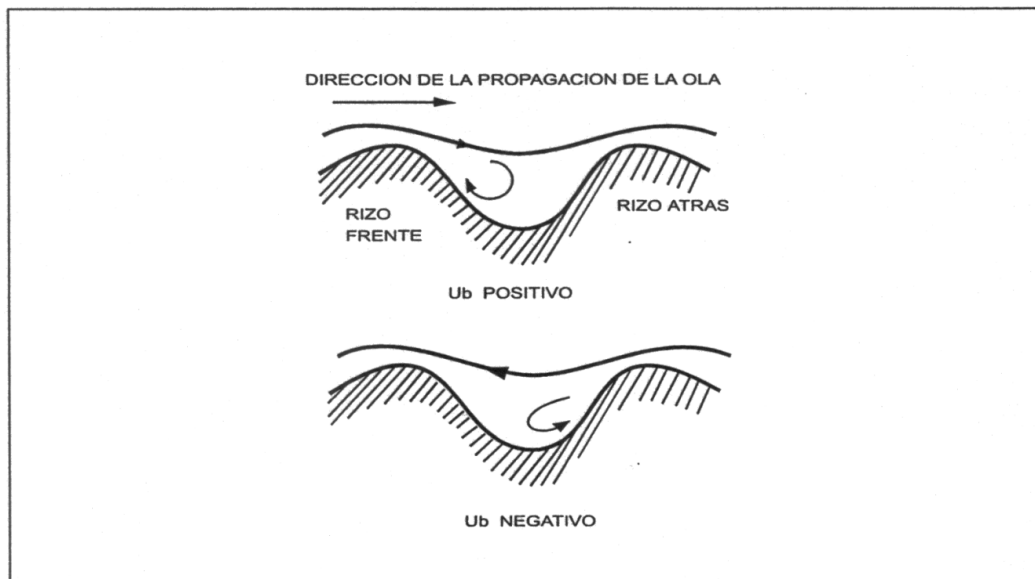


Fig. 16. Formación de vórtices cerca del fondo.

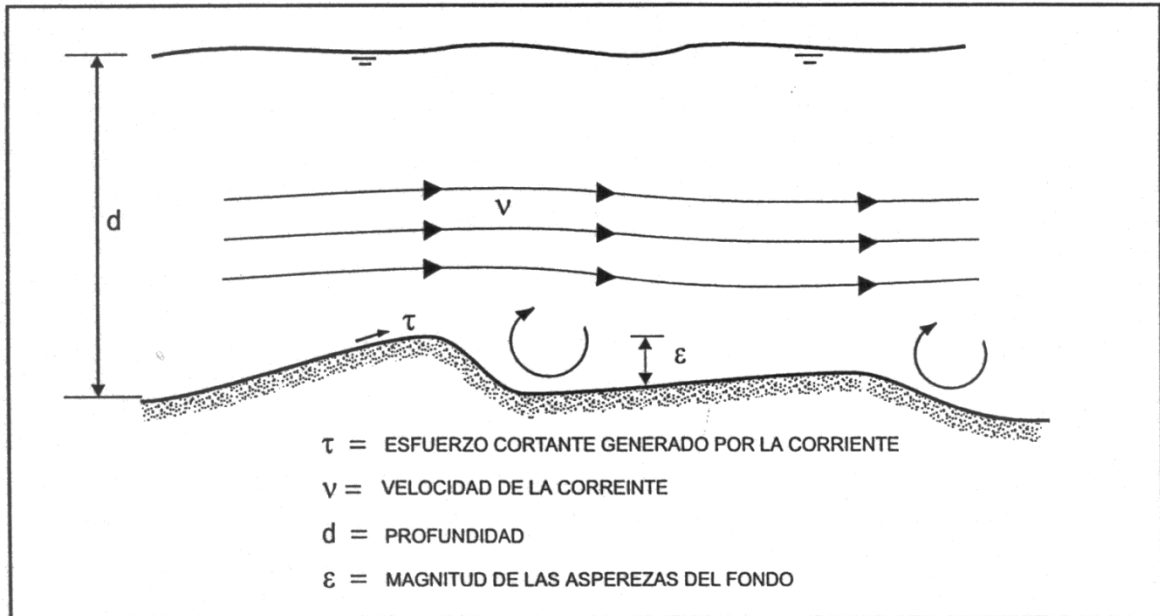


Fig. 17. Formación de Dunas.

Las etapas de inicio del movimiento producido por el oleaje son:

a) Iniciación del movimiento de los granos.

Para un cierto valor de la velocidad, llamado velocidad crítica, bajo la cual se producirá el movimiento de la arena del fondo; normalmente puede asociarse al valor de la velocidad crítica el de la profundidad crítica.

b) Movimiento general.

En la etapa anterior solo algunos granos han iniciado el movimiento, en tanto que en esta etapa prácticamente la totalidad de las partículas participan en el movimiento a base de rodamientos, deslizamientos o saltos cortos.

c) Formación de rizos.

A medida que el movimiento se acentúa, el fondo empieza a deformarse adquiriendo un aspecto ondulado. Las características de estas ondulaciones, longitud y altura dependen de que tan cerca estén las condiciones de flujo de la etapa anterior a la siguiente.

d) *Transporte masivo.*

Finalmente cuando la acción del oleaje en el sentido de propagación ha alcanzado su efecto máximo, el movimiento en el fondo es un movimiento como un "tapete", es decir, es un transporte masivo hacia la costa.

3.4 PERFILES DE EQUILIBRIO DE LA PLAYA.

El perfil de una playa está fuertemente influenciado por la acción del oleaje; en general, los factores que determinan la forma de la playa son: las propiedades del material tales como: densidad, resistencia a la erosión, tamaño y forma de la partícula; condiciones del oleaje, condiciones del oleaje y corrientes, así como la geografía y batimetría de la costa.

Fuera de la zona de rompientes, la acción del oleaje usualmente causa un efecto menor en el transporte de arena; este pequeño suministro de material a la barra compensa al depositado en la anteplaya, de esta manera se mantiene el equilibrio de la barra (**Fig. 18**). La erosión más allá de la barra es un proceso lento y disperso, de tal forma que la pérdida de material en esta zona no tiene mayores consecuencias para la estabilidad de una playa.

Esta pérdida se compensa durante las tormentas.

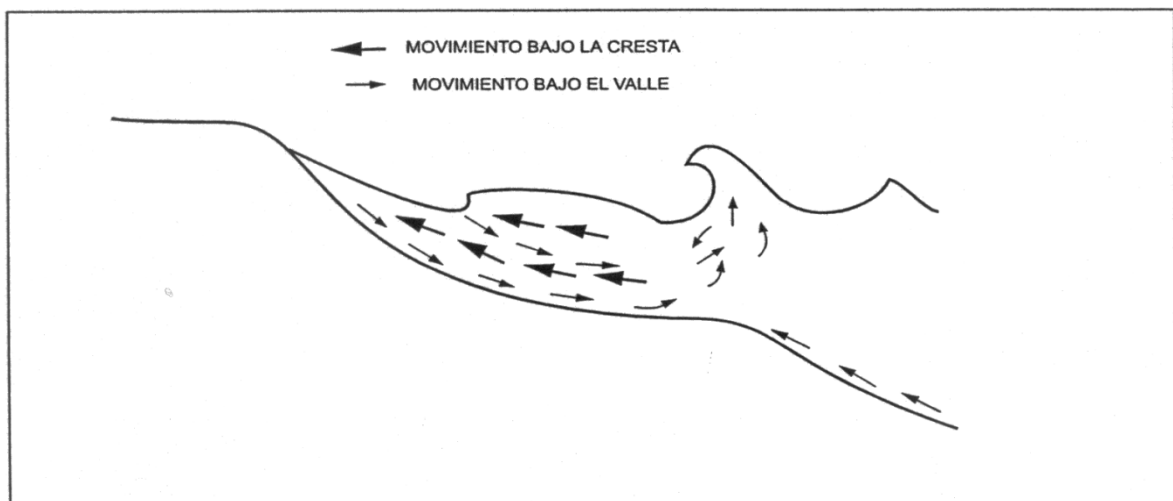


Fig. 18. Movimiento de arena y agua durante condiciones de calma en la zona de rompientes.

Generalmente se distinguen dos tipos clásicos de perfiles de equilibrio que son: el perfil de verano o de buen tiempo y el de invierno o de tormenta. Para su definición es determinante la relación de esbeltez de la ola. Así, por ejemplo el perfil de verano se presenta para relaciones de esbeltez

$\gamma = H_o / L_o < 0.025$ Y el de invierno para $\gamma = H_o / L_o > 0.025$ (Fig. 19).

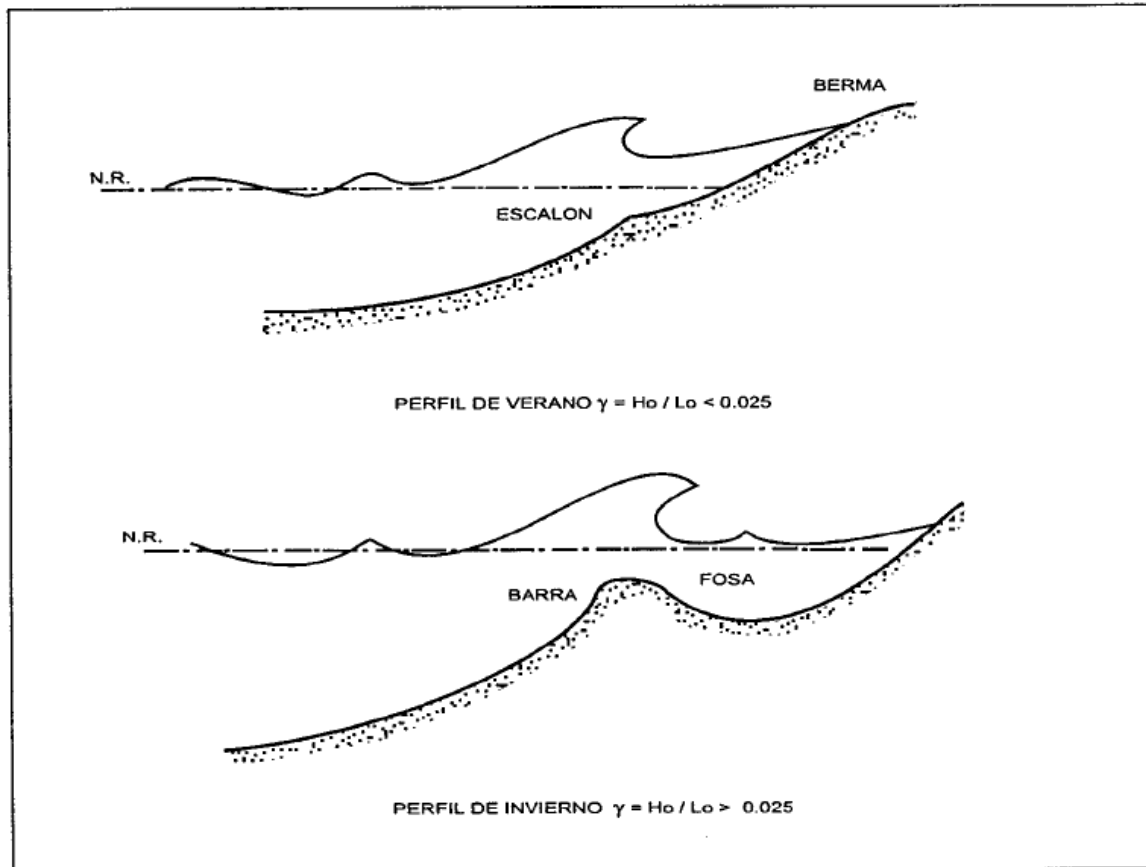


Fig. 19. Perfiles de equilibrio de una playa.

Por definición, una playa puede referirse a una área costera entera teniendo un fondo consistente en partículas cuyo rango puede variar desde arena hasta grava. De acuerdo a la definición técnica una playa se extiende desde la línea de baja marea hasta el lugar donde se marca un cambio en el material o forma fisiográfica de éste, o hasta la línea de vegetación permanente, como se muestra en la Fig. 13; esta figura muestra un perfil típico de una playa arenosa, estando subdividida en playas posterior y anterior. La frontera entre esas zonas es la berma (punto de máximo alcance de la ola bajo condiciones normales); el lamido de la ola alcanza la frontera entre playa y la costa solamente durante tormentas más severas.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

La pendiente promedio de una playa está ampliamente ligada a la forma y tamaño del grano del material playero. Partículas gruesas y de forma irregular forman pendientes más fuertes. Playas a base de gravas o guijarros pueden ser estables con pendientes de hasta 4:1, playas arenosas usualmente tienen pendientes entre 25:1 a 150:1, playas a base de limo o de lodo son usualmente más tendidas, teniendo pendientes tan bajas hasta 5000:1.

3.4.1 Equilibrio dinámico transversal de una playa.

Cuando las olas rompen, ya sea en rompiente progresiva o de colapso (los dos tipos de rompiente más comúnmente encontrados), su energía es disipada en gran parte por turbulencia; los granos de arena son arrancados del fondo y puestos en suspensión temporalmente por esta turbulencia. Una porción de la masa de agua de la cresta de la ola se derrama enfrente de la costa en las capas superiores de la zona de rompiente, transportando arena con ella; esta agua disipa su energía restante por el efecto del lamido sobre la playa. Parte de esta agua producto del lamido regresa a el mar por filtración, pero la mayoría lo hace por la superficie. Aparte, debido a que el regreso del agua es menos turbulento, una menor cantidad de arena se regresa hacia el exterior de la playa en comparación con la que fue transportada hacia el interior; la anteplaya por tanto, crece ligeramente durante estas condiciones de calma. El flujo de regreso del agua y arena continúa a lo largo del fondo hacia la barra en la zona exterior de la zona de rompientes completando de esta manera el ciclo.

3.5 CUANTIFICACION DEL TRANSPORTE LITORAL

Entre otros factores, las corrientes y el oleaje mueven continuamente el material de las playas, formando y modificando bajos, tómbolos y bahías. A veces este movimiento alcanza una especie de equilibrio periódico, que puede ser alterado por las obras que se construyen en la costa. Por ello resulta de interés el conocimiento de los volúmenes de material transportado; la mejor forma de llegar a este conocimiento es la medición directa en el campo, pero como esto no siempre es posible, teniendo en cuenta que por la variabilidad de los factores que intervienen en estos procesos, las mediciones requieren de lapsos de bastante consideración, en contraste con la urgencia con que son requeridas las obras.

A pesar del avance que ha tenido la Hidráulica Marítima en los últimos 30 años, en predicción de oleaje, en el conocimiento de los procesos costeros y en el de la interacción entre el oleaje y las partículas del fondo, aún no se resuelve en forma completa la evaluación del transporte de arena a lo largo de una playa producido por el oleaje del mar.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Desde un punto de vista exacto queda mucho por hacer, toda vez que aún no es conocida la forma como el material del fondo es arrastrado en cada instante, mientras la ola pasa sobre él. Sin embargo, desde un punto de vista ingenieril existen varios procedimientos y fórmulas para cuantificar el arrastre litoral.

Los métodos para valuar el arrastre litoral se pueden subdividir de la siguiente manera.

3.5.1 Medición Directa

a) Obras marítimas de calibración o prueba.

Las obras marítimas de calibración o prueba se construyen perpendiculares a una playa y permiten detener en forma total el material arrastrado, con lo que es posible conocer el volumen que el oleaje ha movido en un determinado tiempo; generalmente un año.

Dentro de esta clasificación se consideran a los espigones de prueba y a los dragados de prueba.

1.- Espigones de prueba.

Los espigones de prueba son estructuras impermeables que se construyen perpendicularmente a la costa y abarcan desde la berma hasta antes de la rompiente e impiden el paso del material arrastrado; garantiza que frente al morro del mismo no haya intercambio de arena de un lado al otro. Son estructuras que se construyen con una permeabilidad muy baja y deben tener una altura para que la arena no pase por arriba, durante las tormentas. Se debe conocer la batimetría del sitio antes de la construcción del espigón, la cual se compara con levantamientos periódicos que se efectúan durante la construcción y vida útil del mismo (mientras no pase arena frente al morro). Esto permite conocer los volúmenes de arena que se acumulan de un lado del espigón en determinados periodos de tiempo.

Como las direcciones del oleaje varían a lo largo de un año y con ello las direcciones del arrastre litoral, un espigón con una vida útil mayor de un año permite estimar los volúmenes arrastrados a lo largo de una costa en ambas direcciones en un periodo de tiempo así como el volumen resultante.



2.- Dragados de prueba.

Los dragados de prueba son excavaciones que se hacen también perpendiculares a la playa, generalmente a la entrada de puertos o bahías. Al terminar el dragado se levanta la primera batimetría y posteriormente se levantan otras, para ver la forma como la excavación se llena y conocer los volúmenes arrastrados en diferentes épocas. Debido a que en estas excavaciones se detiene el material que proviene de diferentes direcciones no se utilizan con frecuencia, y son preferidos los espigones de prueba. Sin embargo cuando existe una única dirección de donde proviene el material y se cuenta con un equipo de dragado, puede ser la solución más económica.

Generalmente en estas obras se conocen los volúmenes arrastrados durante períodos de tiempo de un mes, 6 meses o un año, etc., pero excepto si se hacen sondeos muy frecuentes y persiste un mismo oleaje entre dos sondeos, no es posible asociar las características de un oleaje en particular con el volumen arrastrado y por lo tanto, la información obtenida, aunque útil localmente, es muy limitada

b). Uso de los trazadores.

Una de las mejores formas de cuantificar el arrastre litoral, es mediante el uso de trazadores, entre los que se cuentan principalmente los radiactivos y los fluorescentes. Los primeros tienen la ventaja de que las partículas marcadas pueden ser localizadas y contadas con mayor facilidad, aunque infortunadamente requieren de equipo más complejo. Por otra parte, al utilizar estos trazadores se depende de las personas que hacen el marcado y así, no siempre es posible contar con los trazadores cuando se requieren.

Los trazadores fluorescentes son mucho más fáciles de preparar, su manejo es mucho más sencillo y requieren de equipo menos complejo para recogerlo. Presentan la desventaja de que no es posible hacer registros continuos en el sitio y que en ocasiones, se muestrea donde aún no hay material marcado. El conteo de los granos es la operación más compleja y tardada del proceso.

c) Fosa de prueba.

Las fosas de prueba se utilizan cuando se desea conocer el transporte en la zona exterior de la playa, estableciendo las dimensiones de la fosa de antemano para poder cuantificar los depósitos. La desventaja de este método es que representa el transporte en forma cuantitativa, pero no muestra claramente su procedencia.



3.5.2. Fórmulas Empíricas.

Dentro de esta clasificación se agrupan todas las expresiones obtenidas para valuar el arrastre litoral, que tiene una aplicación local ya que al no hacer intervenir a todos los parámetros involucrados en el fenómeno, se pueden aplicar sólo al sitio para el cual fueron obtenidas o bien para lugares muy similares a él. Más ampliamente se hablará al respecto en el siguiente capítulo.



CAPITULO 4

FÓRMULAS EMPÍRICAS PARA CUANTIFICAR EL TRANSPORTE LITORAL.

Para tratar de predecir la forma futura de la línea costera, la cantidad de transporte litoral debe ser determinado en las direcciones tanto paralelas como perpendiculares de la línea costera en la zona del litoral, sin embargo, nuestros conocimientos presentes del movimiento del sedimento no son aún suficientes para establecer una fórmula apropiada para el cálculo del transporte litoral.

Varios intentos han sido hechos directamente en correlación al flujo de energía de las olas en la dirección a lo largo de la costa, a la velocidad de la corriente, al material playero del lugar, etc.

4.1 FÓRMULAS EN FUNCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL OLEAJE.

Dentro de esta clasificación se agrupan todas las expresiones obtenidas para valuar el arrastre litoral, que tienen una aplicación local ya que al no hacer intervenir a todos los parámetros que intervienen en el fenómeno, se pueden aplicar sólo al sitio para el cual fueron obtenidas o bien para lugares con características similares. Existen expresiones como la de Munck, Petersen y Knapas, que permiten valuar el arrastre litoral en función de la velocidad del viento actuando en la zona de estudio. Esta fórmula se puede llegar a aplicar cuando el único oleaje que llega a una playa es el producido por ese viento, lo cual puede ocurrir en bahías cerradas o lagos. En el mar, estas expresiones no deben utilizarse ya que no toman en cuenta en forma explícita las características de la playa ni del material que la constituye; aunque para el lugar en que fueron obtenidas ello es tomado en cuenta en el exponente y constante de la fórmula.

4.1.1. Fórmula de Caldwell.

Este método está basado en resultados obtenidos en la bahía de Anaheim, California. Durante las observaciones, la dirección del oleaje varió entre 9° y 21° , y los diámetros del material playero variaron entre 0.1 y 0.4 mm.

Este autor propuso en 1956 la siguiente expresión, que posteriormente fue probada en la costa de New Jersey.

$$Q = K E_i^{0.8} \quad (4.1)$$

Donde:

Q = volumen transportado en pies³/día.

K = factor de proporcionalidad (tentativamente se escogió 210)

E_i = componente a lo largo de la playa, de la energía del oleaje en millones de libras pie, por pie y por día; y es igual a:

$$E_i = E_p \text{ Sen } \alpha \text{ Cos } \alpha$$

En que:

α = ángulo en la zona de rompiente, entre la cresta de la ola y la línea de la playa

E_p = energía del oleaje debida al desplazamiento de la ola en libras/pie/pie de playa por día, la cual se obtiene con:

$$E_p = E_n C_g \quad (4.2)$$

$$E_n = \frac{\gamma g H_r^2}{8} \quad (4.3)$$

$$C_g = n C = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{4\pi d/L}{\text{senh}(\pi d/L)} \right] C \quad (4.4)$$

Siendo:

H_r = altura de la ola en la rompiente (ft)

L = longitud de la ola en la rompiente (ft)

γ = peso específico del agua del mar (64 lb/ft³)

C = celeridad en la rompiente (ft/seg)

d = profundidad en la rompiente (ft)

C_g = Celeridad del grupo.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

4.1.2. Fórmula del Centro de Investigación de Ingeniería de Costas (CERC).

Basada en los estudios de Caldwell, Savage, etc. el Coastal Engineering Research Center propuso la expresión que se indica a continuación, que es del mismo tipo que la de Caldwell y que tampoco toma en cuenta el material del fondo, aunque su rango de aplicación es para arenas finas y medias.

$$Q_s = 913 K_r^2 H_o^2 T \text{ Sen } 2\alpha \quad (4.5)$$

En donde:

Q_s = gasto sólido en (m³/día)

T = período de la ola en seg.

K_r = coeficiente de refracción

H_o = altura de la ola en aguas profundas.

4.1.3. Fórmula de Savage.

Esta fórmula fue desarrollada en 1959. Las bases de formulación fueron obtenidas en base datos de laboratorio y de campo.

$$Q_x = 0.217 E_x \quad (4.6)$$

4.1.4. Fórmula de Ijima, Sato, Aono e Ishi (1960)

Esta fórmula es válida únicamente para la costa Fukue, Atsumi de Japón, para los siguientes datos:

$d = 1 - 2 \text{ mm}$, $H < 1 \text{ m}$ y $T = 2 - 4 \text{ seg.}$

$$Q_x = 0.130 E_x^{0.54} \quad (4.7)$$

4.1.5. Fórmula de Ichikawa, Ochiai, Tomica y Morobuse (1961)

Esta fórmula es aplicable para Tagonoura y la Bahía de Suruga, Japón, para los valores siguientes:

$$d = 5 - 40 \text{ mm}, \tan \beta = 1/5 - 1/10q \quad (4.8)$$

$$Q_x = 0.131 E_x^{0.3}$$



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

4.1.6. Fórmula de Manoha (1962).

$$Q_x = 0.786 E_x^{0.91} d^{0.59} \quad (4.9)$$

Las bases de formulación fueron obtenidas de datos de laboratorio y de campo.

4.1.7. Fórmula de Ijima, Sato y Tanaka (1964).

$$Q_x = 0.3 E_x \quad (4.10)$$

Aplicada a la costa de Kashima, Japón.

Para valores tales como:

$$d = 0.15-0.2 \text{ mm.}, H < 4 \text{ m}$$

4.1.8. Fórmula del Manual de Protección Costera (Shore Protection Manual), (1975)

$$Q_x = 0.401 E_x \quad (4.11)$$

Las bases de su formulación fueron establecidas con datos de campo de Komar, Caldwell y Watts.

4.2. FÓRMULAS EN FUNCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL OLEAJE Y DEL MATERIAL PLAYERO

Existen varias fórmulas para valuar el arrastre playero en función de la energía del oleaje y que toman en cuenta el diámetro D del material del fondo.

4.2.1. Fórmula de Larras.

La fórmula de Larras expresa que:

$$Q_s = K' g H^2 T \operatorname{sen} \left[\frac{7}{4} \right] \alpha \quad (4.12)$$

Donde Q_s está en $m^3/\text{seg.}$

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Todas las variables ya se han descrito anteriormente, excepto T que es el periodo de la ola (en seg) y K' que es función de la esbeltez de la ola y del diámetro medio del material playero (D), en mm. La cual se expresa como:

$$K' = 0.118 \times 10^{-5} D^{-1/2} \left[\frac{L_0}{H_0} \right] \quad (4.13)$$

Haciendo operaciones, la ecuación anterior, expresando Q_s en $m^3/\text{día}$ se puede escribir como:

$$Q_s = 1.56 \frac{H^2 T^3}{H_0 D^{1/2}} \text{sen} \left[\frac{7}{4} \right] \alpha \quad (4.14)$$

4.2.2. Fórmula de Pichkine.

La expresión propuesta por este autor es la siguiente.

$$Q_s = 1.2 \times 10^{-6} H^2 L \frac{g^{1/2}}{D^{1/2}} \text{sen } 2\alpha \quad (4.15)$$

Haciendo operaciones, la ecuación anterior, expresando Q_s en $m^3/\text{día}$ es:

$$Q_s = 0.505 \frac{H^2 T^2}{D^{1/2}} \text{sen } 2\alpha \quad (4.16)$$

4.2.3. Fórmula de Springall.

Este criterio fue expuesto en la ponencia presentada en el IV Congreso Nacional de Hidráulica por el Doctor en Ingeniería Rolando Springall Galindo, la base del estudio es el análisis de una serie de trabajos que se llevaron a cabo con el objeto de determinar el arrastre litoral en las costas de la República Mexicana.

$$Q_s = 1.1 \times 10^6 D_m^{7/4} H_b (\text{Sen } 2\alpha / mT)^{1/2} \quad (4.17)$$

En donde:

Q_s = gasto sólido, en $m^3/\text{día}$.

D_m = diámetro medio del material, en m.

H_b = altura de la ola en la rompiente, en m.

m = pendiente de la playa.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

4.3 FÓRMULAS EN FUNCIÓN DE LA VELOCIDAD DE LA CORRIENTE LITORAL

Conocida la velocidad de la corriente producida por el oleaje a lo largo de una playa es posible cuantificar el arrastre producido por ella, utilizando fórmulas que se obtuvieron originalmente para ríos y canales (flujos permanentes) y que han sido modificadas para tomar en cuenta la turbulencia debida al oleaje.

La velocidad de la corriente litoral puede conocerse o bien por mediciones directas efectuadas en la playa de interés o bien utilizando fórmulas que permiten valorarla en función de las características del oleaje.

Conocida la velocidad de la corriente litoral ya sea por observación directa o por cálculo de la misma es posible cuantificar el arrastre con métodos como los de Einstein, Bagnold, Engelund.

Conviene al aplicar estas fórmulas el subdividir la zona, en donde se produce el arrastre, en franjas con profundidad similar y calcular el arrastre en cada una de ellas.

4.3.1. Fórmula de Engelund.

Este método obtenido en canales de laboratorio y probado en condiciones reales da el volumen total arrastrado en el fondo y en suspensión. Su aplicación se limita a fondos arenosos y escurrimiento uniforme.

$$Q_i = \frac{0.04 (HS)^{3/2} V^2 B_i}{\Delta^2 g^{1/2} D_{35}} \tag{4.18}$$

En donde:

B_i = ancho de la franja escogida.

Δ = densidad relativa en los granos del fondo

D_{35} = diámetro 35 de la curva granulométrica

S = pendiente hidráulica la cual puede ser valuada en función de la fórmula de Manning o de Chezy; o bien con la expresión de Brebner y Kamphuis.

$$S = \left[\frac{V}{H} \right]^2 \tag{4.19}$$

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

4.3.2. Fórmula de Einstein.

Este método fue propuesto originalmente por Einstein en 1950 para el cálculo del arrastre de fondo en ríos. En 1952 se inició un estudio para cuantificar el arrastre litoral y los resultados que aquí se presentan fueron publicados en 1971.

Aunque se hicieron intentos de determinar la cantidad de material puesto en suspensión en la rompiente al paso de cada ola, no se ha llegado a un resultado satisfactorio.

El gasto sólido, por unidad de ancho, arrastrado en el fondo está dado en kg/seg./m.

$$q_B = \gamma_s \phi \left[\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right]^{1/2} (g D_{65})^{1/2} \quad (4.20)$$

Donde:

γ_s = peso específico del material del fondo

γ = peso específico del agua de mar

ϕ = "intensidad de transporte de fondo" y que está en función de "la intensidad de la corriente".

$$\psi = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{D_{65}}{R_b S} \xi \quad (4.21)$$

En donde:

Ψ = intensidad de la corriente.

R_b = radio hidráulico que se puede considerar como el tirante medio de cada franja en la que se divide la sección transversal de la playa.

S = pendiente hidráulica de la corriente litoral. Como se conoce la velocidad litoral media en función de ella se calcula el valor de S .

ξ = factor de corrección. El valor de q_B en kg/seg/m de ancho, indica el arrastre de sedimentos que una corriente dada produce en el fondo.

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

4.3.3. Fórmula de Bagnold.

La expresión propuesta por Bagnold para valuar el gasto sólido es:

$$q_T = \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \gamma RSV \left[\frac{e_b}{\tan \theta} + 0.01 \frac{V}{W_s} \right] \quad (4.22)$$

En donde:

e_b = eficiencia del transporte del fondo en movimiento.

$\tan \theta$ = pendiente de equilibrio del material seco.

Las demás variables se han explicado en los métodos anteriores.

El procedimiento de aplicación de este criterio es enteramente similar a los dos anteriores.

Dentro de este inciso se presentarán algunos criterios para calcular la velocidad media a lo largo de una playa. Tiene el inconveniente de no permitir que se conozca la velocidad real en distintas zonas entre la rompiente y la línea de playa, sino únicamente la velocidad media en toda esa zona. A continuación se indican algunos métodos para valuar la velocidad de la corriente litoral media.

a) Fórmula de Eagleson.

Este autor obtuvo la expresión siguiente:

$$V_L^2 = \frac{3g}{8} \frac{H_r^2 N_b \sin \theta \sin \alpha \sin 2\alpha}{d_r f} \quad (4.23)$$

En donde:

V_L = velocidad media de la corriente litoral.

θ = pendiente de la playa.

H_r = altura de la ola en la rompiente

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

d_r = profundidad media en la rompiente

α = ángulo de incidencia del oleaje con respecto a la playa, en la zona de rompiente.

f = coeficiente de fricción de Darcy-Weisbach

N_b = relación de la celeridad de grupo a la celeridad de la onda en la rompiente.

Se obtiene mediante la fórmula:

$$N_b = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2 K d_r}{\text{sen } h_2 k d_r} \right] \quad (4.24)$$

$$f = 2 \text{Log} \frac{d_r}{D_{65}} + 1.74 \quad (4.25)$$

D_{65} = tamaño de los granos en el que 65% de las partículas del conjunto es menor o igual que el.

Si se acepta que $d_r = H_r/0.78$ y haciendo operaciones se puede llegar a:

$$V_L^2 = 2.87 \frac{H_r N_b}{f} \text{sen } \theta \text{sen } \alpha \text{sen } 2\alpha \quad (4.26)$$

Si se acepta que en la playa el oleaje en estudio está en aguas bajas completas; $N_b = 1$ y por lo tanto:

$$V_L = \left(2.87 \frac{H_r}{f} \text{sen } \theta \text{sen } \alpha \text{sen } 2\alpha \right)^{1/2} \quad (4.27)$$

b) Fórmula de Brunn.

La expresión propuesta en 1963 por Brunn para valuar la velocidad media de la corriente a lo largo de una playa es:

$$V_L = C' f \left[H_r^{3/2} \theta \frac{\text{sen } 2\alpha}{T} \right]^{1/2} \quad (4.28)$$

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

En donde:

$C'f$ = constante que resultó igual a 0.25 (en el laboratorio) y 0.13 (en el campo) veces el coeficiente de Chezy C , generalmente se acepta $C'f = 14.3$.

c) Fórmula de Inman y Quinn.

De todos los métodos empíricos existentes, aquellos que se basan en un análisis de datos conducen a resultados más razonables, en la mayoría de los casos. Entre aquellos autores que han obtenido fórmulas empíricas se tiene a Inman y Quinn quienes proponen la siguiente expresión en sistema inglés.

$$V_L = \left[(0.25 R^2 + \sqrt{2.28 g H_r \sin \alpha})^{1/2} - 0.5R^2 \right]^2 \quad (4.29)$$

En donde:

$$R = 108.3 \theta \frac{H_r \cos \alpha}{T} \quad (4.30)$$

Las demás variables ya han sido definidas.

4.4. FÓRMULAS EN FUNCIÓN DEL OLEAJE Y LA CORRIENTE.

4.4.1. Fórmula de Bijker.

Una de las fórmulas más recientes es la de Bijker (Delft University of Technology), basada en datos de Kalinske - Frijlink, en la cual el transporte litoral es determinado en base al efecto combinado del oleaje y la corriente.

$$S_b = BD \sqrt{g} \frac{V}{C} \exp \left| \frac{-0.27 \Delta D \rho g}{\mu \tau_{cw}} \right| \quad (4.31)$$

Donde:

S_b = transporte de sedimentos por el fondo ($m^3/m/seg$)

B = coeficiente adimensional = 5 (1977)

D = diámetro medio de las partículas (m)

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

g = aceleración de la gravedad (m/seg²)

V = velocidad media de la corriente (m/seg.)

C = coeficiente de Chezy = $18 \log \frac{12h}{r}$ (m^{1/2}/seg)

r = rugosidad del fondo (m)

h = profundidad (m)

Δ = densidad relativa del sedimento = $\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w}$

ρ = densidad del agua (kg/m³)

μ = coeficiente de Rizo = $(C/C')^{3/2}$

C' = coeficiente de Chezy = $18 \log \frac{12h}{D_{90}}$ (m^{1/2}/seg)

τ_{cw} = velocidad de corte, bajo los efectos combinados del oleaje y la corriente.

$$\tau_{cw} = \tau_c \left| 1 + \frac{1}{2} \left(\frac{\xi \ddot{U}_b}{V} \right)^2 \right| \quad (4.32)$$

τ_c = velocidad de corte debido a la corriente (N/m²)

$$\tau_c = \frac{V \sqrt{g}}{C} \quad (4.33)$$

$$\xi = \frac{C f_w}{2g} \quad (4.34)$$

f_w = Coeficiente de fricción = $\exp \left| -5.977 + 5.213 \left(\frac{ab}{r} \right)^{-0.194} \right|$

$ab = \frac{\gamma}{4\pi} L$: $1.47 < \frac{ab}{r} < 300$ Si $\frac{ab}{r} < 1.47$, $f_w = 0.32$

γ = índice de rompiente, según Bijker $\gamma = 0.6$ a 0.8

L = longitud de la ola.

\ddot{U}_b = velocidad orbital máxima en el fondo (m/seg).

$$\ddot{U}_b = \frac{\pi H}{T \operatorname{sen} h} \frac{2\pi h}{L} \quad (4.35)$$

H = altura de la ola (m)

4.4.2. Fórmula calibrada por Petróleos Mexicanos.

Para la determinación del transporte de sedimentos generados por las corrientes de fondo. Petróleos Mexicanos calibró una expresión para las costas mexicanas, en base a los estudios realizados para el puerto petrolero de Dos Bocas, Tabasco; misma que se basa en la siguiente expresión:

$$Q_s = \frac{b D_{50} \bar{V} \sqrt{2}}{C} \exp \left| \frac{-0.27 \Delta D_{50} g}{V_{cw}} \right| \quad (4.36)$$

En donde:

$Q_s = S_b$, $b = B$, $\bar{V} = V$ Y corresponde a lo indicado en la expresión de Bijker.

$$C = 10 \log \frac{12h}{r} \quad (\text{m}^{1/2} / \text{seg}) \quad (4.37)$$

V_{cw} = velocidad de corte (m/seg), bajo los efectos combinados del oleaje, evaluada con la expresión:

$$V_{cw} = V_c \left| 1 + \frac{1}{2} \left(\frac{\xi \ddot{U}_b}{V^2} \right)^2 \right|^{1/2} \quad (4.38)$$

$$\xi = \sqrt{\frac{f_w}{2g}} \quad (4.39)$$

V_c = velocidad de corte debida a la corriente (m/seg.)



4.4.3. Fórmula realizada por el Laboratorio Central de Hidráulica de Francia.

El Laboratorio Central de Hidráulica de Francia, calcula el volumen de sedimentos, por medio de la siguiente expresión:

$$Q_s = H^2 T f(\alpha) \dagger \left(\frac{K g}{C} \right) \quad (4.40)$$

Donde:

Q_s = volumen de sedimentos transportados (m^3)

H = altura de la ola (m)

T = periodo de la ola (seg)

α = oblicuidad del oleaje con la línea de rompiente (grados)

t = tiempo de acción del oleaje

g = aceleración de la gravedad (m/seg^2)

C = relación de esbeltez $H/L > 1\%$

L = longitud de la ola (m)

$K = 3 \times 10^{-6}$ para arenas de 0.2 mm de diámetro

$K = 4.5 \times 10^{-6}$ para arenas de 0.3 mm de diámetro

$K = 1.8 \times 10^{-6} D^{-1/2}$ para arenas de diámetro mayor de 0.3 mm

D = diámetro medio (mm)

$f(\alpha) = \text{sen } 2\alpha$



CONCLUSIONES

Existen varios criterios que permiten valorar analíticamente el volumen de arena arrastrada por el oleaje, sin embargo, todos los métodos tienen algún inconveniente que limita y reduce su aplicación.

Cuando se desea conocer el volumen que se mueve durante un año se debe recurrir al uso de las fórmulas indicadas. Por medio de mediciones directas y conocidas las características del oleaje durante la medición del arrastre, se puede conocer cuál de los métodos analíticos que se han presentado, permite encontrar un valor más cercano a lo observado. La fórmula con la cual se obtiene el resultado más congruente con lo medido, es la que conviene aplicar para determinar analíticamente, el volumen de material arrastrado por los diferentes oleajes que se presentan a lo largo del año en el sitio en estudio.

Hay factores como la forma de la playa, número de rompientes, distribución del tamaño de los materiales, influencia del viento local, etc., que no son tomados en cuenta en las fórmulas, por lo que es indispensable medir el arrastre durante un período mínimo de un año y seleccionar la mejor fórmula para ser aplicada en ese lugar. Para que las fórmulas empíricas establecidas den resultados confiables del transporte litoral en una zona, deberán calcularse los coeficientes que en ella intervienen.

Para tener conocimiento real del transporte litoral en las costas, lo más indicado es cuantificarlo directamente.

Cuando se utilice alguna fórmula de transporte litoral, los parámetros que intervengan en ella deberán evaluarse correctamente en el sitio.

En los anteproyectos de cualquier obra marítima donde se involucra el transporte litoral podrá utilizarse la fórmula empírica que más se apegue a las condiciones del sitio, de acuerdo con los fenómenos oceanográficos observados.



FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES "ARAGÓN"

Ya que se dice que una playa esta en equilibrio cuando el volumen total de sedimentos que entran y salen de la misma en un determinado lapso de tiempo, no presenta pérdidas ni ganancias. Las actuaciones humanas sobre la costa (construcción de obras costeras) o en los causes naturales que aportan sedimento al sistema (construcción de presas), traen como consecuencia que este equilibrio se rompa y que el Transporte litoral se vea alterado.

El interés de entender el balance sedimentario en las playas buscando mantener su equilibrio, radica en la importancia que tienen como estructuras naturales de protección costera, para el diseño de obras portuarias y para el desarrollo de proyectos turísticos.

Las playas se encuentran en una delicada situación a nivel mundial debido a su constante erosión por la acción del cambio climático global. Por lo que se hace necesario contar con herramientas que permiten obtener soluciones eficientes y eficaces desde el punto de vista funcional y económico.

En este trabajo de tesis se trato de establecer una Fórmula General para calcular el transporte litoral en las costas mexicanas, pero fue más difícil de lo que se creyó; debido a que nos percatamos que a pesar de que se tratan de englobar los parámetros posibles de todas las costas varían muchísimo una de la otra aun estando en el mismo país.

Y finalizo haciendo el comentario de que dependerá de la experiencia de cada Ingeniero a cargo de estos estudios y resultados; que determine cuál de las fórmulas es la más Óptima en cada sitio.

La otra recomendación seria que es conveniente llevar a cabo un modelo Físico de Hidráulica Marítima en el laboratorio en donde se podrá determinar mediante escalas distorsionadas el transporte litoral que se pueda presentar en la zona, ocasionando así una calibración que nos pueda determinar la Fórmula idónea.



BIBLIOGRAFIA

BIC, Ingenieros Civiles, S.A. de C.V., Estudios Físicos en la Boca del Mezquital, Tamps. , Dirección General de Obras Marítimas, México 1985.

Bonefille, R., Hydraulique Maritime, Ecole Nationale des Travaux Publics de L' Etat, París, 1970. Bustamante, R.

Figueroa C.V., Ingeniería Marítima, Impresiones Selectas, México. 1959.

Consultores, S.A. Estudios de Acarreos Litorales y

Topohidrográficos Laguna Madre, Tamps. Secretaría de Marina, México 1974.

Ferrero, H. J. Tratado de Hidráulica. Editorial Alhambra Mexicana, S.A., México, D.F. 1982.

Frías, V.A., Moreno, C. G., Ingeniería de Costas, (2a. Edición), Limusa, México, 1989.

Katoh, K., Tanaka, N. Litoral Drift, Ministry of Transport Japan International Cooperation Agency, Tokyo, Jap. 1983.

Maza Álvarez José A. Manual de Diseño de Obras Civiles,

Hidrotecnia, Hidráulica Marítima. Comisión Federal de Electricidad. México 1983.

Office, Japan International Cooperation Agency,

Características Generales de las Ondas Progresivas Regulares. Texto para el Proyecto del Centro Hidráulico Portuario. Vol. I. México. 1985.



Montoya Rodríguez Miguel, Chávez Amparan Ramón.

Azolvamiento de Puertos. 5^o Curso Internacional de Ingeniería Portuaria. Puertos Mexicanos. 1992.

Montoya Rodríguez Miguel. Características Generales del Movimiento de Arena. 5^o Curso Internacional de Ingeniería Portuaria. Puertos Mexicanos. 1992.

Sánchez, B. J. L. Manual de Hidráulica Marítima Elemental. Comisión Federal de Electricidad. México. D.F. 1987.

Wiegel, R. L, Oceanographical Engineering. Prentice Hall, Englewood Cliffts, U. S. A.. 1964.



GLOSARIO DE TERMINOS

AGUAS INTERMEDIAS O DE TRANSICIÓN

CONDICIÓN QUE SE PRESENTA ENTRE AGUAS SOMERAS Y PROFUNDAS, Y LA CELERIDAD DEPENDE DEL PERÍODO DE LA ONDA Y DE LA PROFUNDIDAD DEL AGUA.

AGUAS PROFUNDAS

SE PRESENTA ESTA CONDICIÓN CUANDO LA CELERIDAD DE LA ONDA NO ES AFECTADA POR LA PROFUNDIDAD Y SOLO DEPENDE DE SU PERÍODO. A LAS VARIABLES SE LES PONE SUBÍNDICE "O".

AGUAS SOMERAS O POCO PROFUNDAS

LA CELERIDAD DEPENDE DE LA PROFUNDIDAD, POR TANTO ES INDEPENDIENTE DEL PERÍODO DE LA ONDA, SE LES PONE SUBÍNDICE "B".

ALTURA DE LA OLA

DISTANCIA VERTICAL MEDIDA ENTRE LA CRESTA Y VALLE DE LA ONDA.

ALTURA DEL PERFIL

DESNIVEL ENTRE CUALQUIER PUNTO DE LA SUPERFICIE DE LA ONDA Y EL NIVEL DE REPOSO

AMPLITUD DE LA OLA

DISTANCIA ENTRE LA CRESTA Y EL NIVEL MEDIO DE LA ONDA

ANEMÓMETRO

INSTRUMENTO QUE MIDE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

BAJAMAR

EL DIARIO DESCENSO DEL NIVEL DEL MAR



BANCOS

ACUMULACIONES DE ARENA ALEJADAS DE LA COSTA Y BAJO LA SUPERFICIE DEL AGUA.

BARRAS

DEPÓSITOS DE SEDIMENTOS LOCALIZADOS EN EL LITORAL QUE SIGUEN UNA DIRECCIÓN CASI PARALELA A LA COSTA, SE FORMAN EN LA ZONA DE ROMPIENTES CUANDO EL OLEAJE ES MUY INTENSO Y A LO LARGO DE ELLOS PUEDE OCURRIR UN TRANSPORTE INTENSO DE SEDIMENTOS.

BARRERAS

DEPÓSITOS DE SEDIMENTOS SEMEJANTES A LAS FLECHAS QUE SE PRESENTAN FRENTE A LAGUNAS COSTERAS, PERO QUE NO ESTÁN UNIDOS A TIERRA FIRME; ES DECIR, EN AMBOS EXTREMOS SE TIENE UNA BOCA O COMUNICACIÓN ENTRE LA LAGUNA Y EL MAR.

BERMA

FORMACIÓN DE SEDIMENTOS CASI HORIZONTALES QUE SE PRESENTAN AL IR DISMINUYENDO UN OLEAJE DE GRAN ALTURA (AL TERMINO DE UNA TORMENTA), PUEDEN FORMARSE UNA O VARIAS BERMAS ESCALONADAS.

BRAZA (FATHOM)

UNIDAD DE LONGITUD QUE GENERALMENTE SE UTILIZA PARA EXPRESAR LA PROFUNDIDAD DEL TERRENO EN LAS CARTAS MARÍTIMAS= 1.8288 M.

CELERIDAD O DE VELOCIDAD DE LA OLA

VELOCIDAD CON QUE SE TRASLADA LA ONDA A TRAVÉS DE LA SUPERFICIE DEL LÍQUIDO $C = L / T$.

CLAPOTIS (CHAPOTEO)

ES LA INTERACCIÓN DE DOS TRENES DE ONDAS QUE SE PROPAGAN EN DIRECCIONES OPUESTAS.



COSTA

FRONTERA ENTRE EL MAR Y LA TIERRA.

CRESTA DE LA OLA

PUNTO DONDE EL PERFIL DE LA ONDA TIENE LA MAYOR ALTURA.

DECAIMIENTO

AL AVANZAR UNA ONDA DISMINUYE SU ALTURA DEBIDO PRINCIPALMENTE A LA FRICCIÓN.

DIFRACCIÓN DEL OLEAJE

CUANDO EL OLEAJE ES INTERRUMPIDO POR LA PRESENCIA DE UN OBSTÁCULO, LAS ONDAS SE CURVAN ALREDEDOR DE ESTE Y PENETRAN DENTRO DE LA ZONA PROTEGIDA.

ENERGÍA DE LA ONDA

ES IGUAL A LA SUMA DE LA ENERGÍA POTENCIAL Y LA CINÉTICA.

ESBELTEZ DE LA ONDA

RELACIÓN ENTRE ALTURA Y LONGITUD, $1/7$ PARA AGUAS PROFUNDAS $1/10$ PARA LAS SOMERAS.

ESCOLLERA O ROMPEOLAS

ELEMENTOS DE PIEDRA O PREFABRICADOS CUYA FUNCIÓN ES DI LA ENERGÍA DE LA OLA AL INCIDIR SOBRE LA PENDIENTE DE LA ESTRUCTURA O BIEN DE REFLEJAR ESA ONDA.

ESPIGONES

SE EMPLEAN PARA ESTABILIZAR UNA PLAYA SUJETA A AVANCES RETROCESOS INTERMITENTES, PARA REDUCIR EL TRANSPORTE LITORAL REORIENTAR UN TRAMO DE LÍNEA DE COSTA, PARA AMPLIAR LA PLAYA ATRAPANDO MATERIAL LITORAL O PARA PREVENIR LA PÉRDIDA DEL MATERIAL.



EVAPORÍMETRO

INSTRUMENTO PARA MEDIR LA EVAPORACIÓN.

FETCH

TAMAÑO DE LA ZONA DONDE SE GENERA LA OLA DEBIDO A LA ACCIÓN DEL VIENTO.

FLECHAS

DEPÓSITOS QUE SE FORMAN EN PUNTOS EXTREMOS DE PLAYAS DISCONTINUIDADES DE LA COSTA CUANDO EXISTE UN GRAN TRANSPORTE LITORAL Y LAS AGUAS SON SOMERAS O POCO PROFUNDAS.

FRECUENCIA DE LA OLA

ES EL RECÍPROCO DE SU PERÍODO.

FUERZA DE CORIOLIS

FUERZA RESULTANTE DE LA ROTACIÓN DE LA TIERRA SOBRE SU EJE VELOCIDAD ANGULAR.

FUERZA DE PRESIÓN

PROVOCADA POR LA DIFERENCIA DE TEMPERATURAS, SU DIRECCIÓN DE ZONAS DE ALTA PRESIÓN A ZONAS DE BAJA PRESIÓN.

HIGRÓMETRO

CABELLO HUMANO DESENGRASADO PARA MEDIR LA HUMEDAD

ISOBARAS

CURVAS DE IGUAL PRESIÓN ATMOSFÉRICA (TRAZADAS CON 3,4 Y 5 MILIBARES DE SEPARACIÓN)

LÍNEA BATIMÉTRICA

CONTORNOS DEL FONDO.

LIMNÍGRAFO

INSTRUMENTO QUE REGISTRA LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL AGUA (MAREAS).



LITORAL

ABARCA LA PLAYA O COSTA Y SE EXTIENDE A LA REGIÓN CUBIERTA PERMANENTEMENTE POR LAS AGUAS HASTA LA ZONA DONDE EL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DEBIDO AL OLEAJE ES MENOS ACTIVO, ES DECIR HASTA UNA ZONA DE 20 M. DE PROFUNDIDAD APROX.

LONGITUD DE LA OLA

DISTANCIA HORIZONTAL ENTRE DOS CRESTAS O VALLES CONSECUTIVOS

MÉTODOS DE PREDICCIÓN DEL OLEAJE

SVERDRUP-MUNK-BRETCHSNEIDER (SMB) Y PIERSON, NEWMANR JAMES (PNJ).

MÉTODOS PARA CONSTRUIR DIAGRAMAS DE REFRACCIÓN

MÉTODO DE LOS FRENTE DE ONDA Y EL DE RAYOS U ORTOGONALES.

MAPA SINÓPTICO (MAPAS DE SUPERFICIE)

ELABORADO EN BASE A DATOS CLIMATOLÓGICOS, OBSERVADOS SIMULTÁNEAMENTE EN DIFERENTES PUNTOS Y MUESTRA CURVAS ISÓBARAS.

MAREA

ONDA DE PERÍODO LARGO GENERADA POR LA ATRACCIÓN DEL SOL O LA LUNA, CON PERÍODOS APROX. DE 12 Y 24 HRS

MAREA ASTRONÓMICA

BAJAMAR Y PLEAMAR.

MAREAS MUERTAS

OCURREN EN EL PRIMER Y TERCER CUARTO DE LUNA Y SON DE PEQUEÑA AMPLITUD.



MAREAS VIVAS

PRODUCIDAS POR EL SOL O LA LUNA NUEVA Y LUNA LLENA, TIENEN AMPLITUD MAYOR QUE NINGUNA OTRA.

MAREÓGRAFOS

INSTRUMENTO QUE REGISTRA LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL AGUA (MAREAS).

MILLA NÁUTICA

UNIDAD DE LONGITUD MÁS FRECUENTE PARA EXPRESAR MEDIDAS = 1.852 KM

NIVEL ESTÁTICO O DE REPOSO

NIVEL DE LA SUPERFICIE DEL AGUA ANTES QUE PASE LA ONDA, ES EL NIVEL DE LA SUPERFICIE SIN ONDAS. A LA DISTANCIA ENTRE ESTE NIVEL Y EL MEDIO DE LA ONDA, SE DESIGNA COMO DY.

NIVEL MEDIO DE LA ONDA

NIVEL QUE ESTABLECE QUE EL ÁREA DE LA CRESTA ARRIBA DE ESTE (NIVEL) SEA IGUAL AL ÁREA DEL VALLE BAJO ESE MISMO NIVEL. EN LA TEORÍA DE AIRY (ONDA SENOIDAL, AMPLITUD PEQUEÑA) COINCIDE CON EL NIVEL DE REPOSO.

NUDO (KNOT)

UNIDAD DE VELOCIDAD IGUAL A UNA MILLA NÁUTICA POR HORA, VELOCIDAD DEL VIENTO O LA CELERIDAD DE LA ONDA GENERALMENTE SE EXPRESA CON ESTA UNIDAD.

OLA SIGNIFICANTE

ALTURA DE LA OLA PROMEDIO DEL TERCIO DE LAS OLAS MÁS ALTAS HAY EN UNA OBSERVACIÓN

OLEAJE REAL

SE FORMA AL SOPLAR EL VIENTO SOBRE LA SUPERFICIE DEL MAR



ONDA (OLA)

ONDULACIÓN DE LA SUPERFICIE DE UN LÍQUIDO.

ONDA DE OSCILACIÓN

LOS DESPLAZAMIENTOS DE LAS PARTÍCULAS SIGUEN TRAYECTORIAS CERRADAS O CASI CERRADAS

ONDA EN AGUAS INTERMEDIAS

ONDA PROGRESIVA DONDE $D < 0.5 L$.

ONDA ESTACIONARIA

ONDA PROGRESIVA DONDE $D \leq 0.05 L$.

ONDA PROGRESIVA

LA CRESTA SE DESPLAZA HORIZONTALMENTE

ONDA SOLITARIA

ONDA PROGRESIVA QUE SE DESPLAZA PRÁCTICAMENTE SOBRE SUPERFICIE DEL AGUA EN REPOSO, NO PRESENTA VALLE, NO ES PERIÓDICA Y NO TIENE DEFINIDA UNA LONGITUD DE ONDA.

ORTOGONAL

CUALQUIER LÍNEA PERPENDICULAR AL FRENTE DE LA ONDA Y POR TANTO PARALELA A LA DIRECCIÓN DE PROPAGACIÓN DE LA ONDA

PERÍODO DE LA OLA

TIEMPO QUE TRANSCURRE PARA QUE PASEN DOS CRESTAS O VALLES CONSECUTIVOS POR LA MISMA SECCIÓN.

PERÍODO SIGNIFICANTE

PROMEDIO DE LOS PERÍODOS COMPENDIDOS DEL TERCIO DE LAS OLAS MÁS ALTAS QUE HAY EN UNA OBSERVACIÓN.



PLAYA

COSTA FORMADA POR MATERIAL SUELTO, NO CONSOLIDADO

PLEAMAR

EL DIARIO ASCENSO DEL NIVEL DEL MAR

PLUVIÓMETRO Y FLUVIÓGRAFO

INSTRUMENTO PARA MEDIR LA PRECIPITACIÓN.

PROPAGACIÓN

TÉRMINO UTILIZADO PARA DESCRIBIR EL PASO DE UNA ONDA A TRAVÉS DE LA SUPERFICIE DEL LÍQUIDO

REFLEXIÓN

CUANDO UN OLEAJE NO ROMPIENTE INCIDE SOBRE UNA ESTRUCTURA NO HAY IMPACTO Y POR ELLO UNA PARTE DE LA ENERGÍA ES REFLEJADA Y LA OTRA SE TRANSMITE AL INTERIOR DE LA ESTRUCTURA SI ES PERMEABLE.

REFRACCIÓN

DISTORSIÓN EN LOS FRENTES DE ONDA DEBIDO A CAMBIOS EN PROFUNDIDAD EN AGUAS SOMERAS

ROMPIENTE

AL DESPLAZARSE LAS ONDAS DE AGUAS PROFUNDAS A SOMERAS DISMINUYEN SU LONGITUD E INCREMENTAN SU ALTURA; LA PENDIENTE DE LA ONDA AUMENTA Y FINALMENTE ROMPE A UNA CIERTA PROFUNDIDAD

ROMPIENTE

ES LA ZONA A LO LARGO DEL LITORAL DONDE LAS OLAS ROMPEN POR PRIMERA VEZ

ROMPIENTE COLAPSANTE (COLLAPSING)

ES UNA CONDICIÓN EXTREMA DE LA ROMPIENTE ONDULANTE



ROMPIENTE CONTINUA (SPILLING)

CUANDO UNA ONDA SE APROXIMA A LA COSTA SOBRE UN FONDO CON PENDIENTE MUY SUAVE Y ONDAS CON ESBELTEZ MUY GRANDE.

ROMPIENTE ONDULANTE (SURGING)

OCURRE CUANDO LA PLAYA TIENE PENDIENTE GRANDE

ROMPIENTE RODANTE (PLUNGING)

OCURRE PARA CONDICIONES INTERMEDIAS DE PENDIENTE DEL FONDO Y ESBELTEZ DE LA ONDA.

ROSA DE LOS VIENTOS

ESQUEMA QUE DEFINE LOS PUNTOS CARDINALES

SEA

ONDAS FORMADAS POR EL VIENTO

SEDIMENTO

MATERIAL NO CONSOLIDADO QUE FORMA LA PLAYA

SEICHES

ONDA ESTACIONARIA FORMADAS POR ONDAS DE PERÍODO LARGO

SICRÓMETRO

INSTRUMENTO PARA MEDIR LA HUMEDAD

SWELL

OLAS EN LA ZONA DE DECAIMIENTO QUE SE TRASLADAN LIBREMENTE Y ESTÁN LIBRES DE LA ACCIÓN DEL VIENTO.

TÓMBOLOS

UNA ISLA U OBSTÁCULO DIFRACTA A LA OLA, ESTO HACE QUE DISMINUYA EL TRANSPORTE LITORAL Y LAS PARTÍCULAS SE SEDIMENTAN. ESTE DEPÓSITO AUMENTA HASTA QUE SE UNE A LA ISLA SEPARANDO EN DOS LA PLAYA INICIAL.



TRAMPAS DE ARENA

DISPOSITIVOS MEDIANTE LOS CUALES SE EXTRAEN MUESTRAS REPRESENTATIVAS DE MATERIAL EN SUSPENSIÓN Y DE FONDO SIN ALTERAR LAS CONDICIONES EXISTENTES.

TRANSMAREA

GENERADA POR LA ATRACCIÓN DEL SOL Y LA LUNA, ONDAS DE PERÍODO MUY LARGO >24 hrs.

TRANSPORTE LITORAL

SE PRODUCE POR EFECTO DE LAS CORRIENTES LITORALES, Y POR LA ACCIÓN DIRECTA DEL OLEAJE QUE AL PONER EN SUSPENSIÓN LAS PARTÍCULAS, FACILITA SU DESPLAZAMIENTO DENTRO DEL SENO DE LAS CORRIENTES.

TRAZADORES

PARTÍCULAS DE ARENA DE LA PLAYA EN ESTUDIO LAS CUALES SE HAN MARCADO CON PINTURA O CON RADIOACTIVANTES.

TREN DE OLAS

CONJUNTO DE ONDAS CUYO PERÍODO ES CONSTANTE, NO ASÍ SU ALTURA.

TSUNAMI

ONDA DE PERÍODO LARGO GENERADA POR DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS DE TIERRA DEBIDO A MOVIMIENTOS TERRESTRES.

VALLE DE LA OLA

PUNTO DONDE EL PERFIL DE LA ONDA TIENE EL NIVEL MAS BAJO.

VELETA

INSTRUMENTO QUE DETERMINA LA DIRECCIÓN O SENTIDO DEL VIENTO.



VIENTO

EL MOVIMIENTO GENERADO CUANDO LAS MASAS DE AIRE SON IMPULSADAS POR EL EFECTO DE LOS GRADIENTES A QUE DAN LUGAR LAS DIFERENCIAS DE PRESIÓN ENTRE DOS PUNTOS EN LA ATMÓSFERA.

VIENTO GEOSTRÓFICO

EL VIENTO QUE SOPLA EN DIRECCIÓN PARALELA A LAS ISOBARAS, CUANDO ESTAS SON RECTAS.

VIENTO REAL O FORMATIVO

VIENTO QUE SOPLA EN EL MAR, PARA DETERMINAR SU VELOCIDAD SE UTILIZA EL EQUILIBRIO ENTRE 4 FUERZAS, FUERZA DE PRESIÓN, DE CORIOLIS, CENTRÍPETA Y DE FRICCIÓN.