

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

REGIMEN DE COSTAS

DESCARTE

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO CIVIL

presenta:

PEDRO JASSO GUTIERREZ

---

México, D. F.

1975





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.

**A MI ESPOSA**

POR SU APOYO Y AMOR

**A MI HIJITO**

NUEVA LUZ EN MI CAMINO

**A MIS HERMANOS**

CON CARÍÑO

# MIS MAESTROS

EN ESPECIAL AL ING. HECTOR  
LOPEZ GUTIERREZ, POR SU  
ESPECIAL INTERES EN LA  
INGENIERIA DE RIOS, Y COSTAS

A MI FAMILIA  
CON AFECTO

A MIS AMIGOS



FACULTAD DE INGENIERIA  
Exámenes Profesionales  
Núm. 40-166  
Exr. Núm. 40/214.2/

UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

Al Pasante señor PEDRO JASSO GUTIERREZ,  
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud relativa, me es grato transcribir a usted a continuación el tema que aprobado por esta Dirección propuso el Profesor Ing. Héctor López -- Gutiérrez, para que lo desarrolle como tesis en su Examen Profesional de Ingeniero CIVIL.

"REGIMEN DE COSTAS"

- I. Fluctuaciones del nivel del mar
- II. Morfología de las costas
- III. Acción del oleaje sobre las playas
- IV. Procesos costeros
- V. Régimen de vasos a marea libre

Ruego a usted tomar debida nota de que en cumplimiento de lo especificado por la Ley de Profesiones, deberá -- prestar Servicio Social durante un tiempo mínimo de -- seis meses como requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así como de la disposición de la -- Dirección General de Servicios Escolares en el sentido de que se imprima en lugar visible de los ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente,  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
México, D. F., a 21 de octubre de 1974.  
EL DIRECTOR

ING. ENRIQUE DEL VALLE CALDERON

*EW*  
EVC/GSA/glt.

# I N D I C E

Pag

## INTRODUCCION

C

CAP. 1 FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR	1
1.1 NIVEL DEL MAR	1
1.2 FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR	2
1.2.1 FLUCTUACIONES EN EL ESPACIO	2
1.2.1.1 EFECTO DE LA ACELERACION DE CORIOLIS	3
1.2.1.2 EFECTO DE LA PRESION ATMOSFERICA	4
1.2.1.3 BARRERAS Y DIFERENCIAS DE DENSIDAD	5
1.2.2 FLUCTUACIONES EN EL TIEMPO	5
1.2.2.1 VARIACIONES DE PERIODO CORTO	6
1.2.2.2 VARIACIONES ANUALES	7
1.2.2.3 VARIACIONES DE LARGO PERIODO	8
1.3 MAREAS	9
1.3.1 MAREAS ASTRONOMICAS	9
1.3.2 ANALISIS TEORICO DE LAS MAREAS	10
1.3.3 MEDICION DE MAREAS	16
1.3.4 PREDICCIONES DE MAREAS	19
1.3.5 MAREAS DE VIENTO Y TORMENTA	26
1.3.5.1 MAREA DE TORMENTA	29
1.3.5.2 TEORIA DE LAS MAREAS DE TORMENTA	32

1.3.5.3 METODOS PARA VALUAR LA MAREA DE TORMENTA	34
1.3.5.3.1 ANALISIS PARA LA LAGUNA MADRE	36
1.4 ESTADOS DE RESONANCIA	39
1.4.1 REFLEXIONES INTERNAS	40
1.4.2 ONDAS DE LARGO PERIODO	42
1.5 TSUNAMIS	46
CAP. 2 MORFOLOGIA DE LAS COSTAS	50
2.1 FORMAS TERRESTRES DE TIPO COSTRUCTIVO	51
2.2 FORMAS TERRESTRES DE TIPO DESTRUCTIVO	52
2.3 LINEAS DE COSTA EMERGIDAS Y SUMERGIDAS	54
2.4 LINEAS COSTERAS NUEVAS	56
CAP. 3 ACCION DEL OLEAJE SOBRE LAS PLAYAS	57
3.1 PERFILES DE PLAYA	65
CAP. 4 PROCESOS COSTEROS	79
4.1 CARACTERISTICAS DE LOS MATERIALES DEL LITORAL	79
4.1.1 GRANULOMETRIA	79
4.2 ORIGENES DE LA ARENA O FUENTES DE ABASTECIMIENTO DE LAS PLAYAS	82
4.2.1 TRANSPORTE LITORAL	84
4.2.2 CONTRIBUCIONES POR CORRIENTES	84
4.2.3 CONTRIBUCIONES POR EROSION DE FORMACIONES COSTERAS	87

4.2.4 TIPOS DE TRANSPORTE LITORAL	88
4.2.5 PROFUNDIDADES A LAS CUALES EL MATERIAL SE MUEVE	89
4.2.6 DETERMINACION DE LA DIRECCION Y SU VARIABILIDAD	92
4.2.6.1 EFECTOS DE LAS ESTRUCTURAS EXISTENTES	93
4.2.6.2 EVIDENCIAS EN LOS MORROS	95
4.2.6.3 EVIDENCIAS EN ENTRADAS DE MAREA Y CORRIENTES	95
4.2.6.4 ANALISIS DEL OLEAJE	97
4.2.6.5 VARIACIONES DE LAS CARACTERISTICAS DEL MATERIAL	99
4.2.7 MEDICION DE CORRIENTES	101
4.3 GASTOS DE TRANSPORTE LITORAL	106
4.4 PERDIDAS DE MATERIAL LITORAL	110
4.4.1 PERDIDAS POR TRANSPORTE A LO LARGO DE LA PLAYA	111
4.4.2 MOVIMIENTO HACIA EL MAR	111
4.4.3 PERDIDAS EN LAS FOSAS SUBMARINAS	113
4.4.4 PERDIDAS POR DEFLACION	114
4.5 EROSION Y AZOLVE	118

CAP. 5	REGIMEN DE VASOS A MAREA LIBRE	120
5.1	GENERALIDADES	120
5.2	ESTABILIDAD HORIZONTAL	121
5.3	ESTABILIDAD VERTICAL	124
5.3.1	FACTORES DE ESTABILIDAD	124
5.3.2	RELACIONES PARA EL ANALISIS DE ESTABILIDAD	133
5.3.3	FORMA DE PASO DEL MATERIAL	134
5.3.4	GRADO DE ESTABILIDAD	135
5.3.5	CAPACIDAD DE AUTOCONSERVACION DE UN CANAL	136
5.4	CONSIDERACIONES ADICIONALES PARA VALUAR EL PRISMA DE MAREA	139
5.4.1	CONTROL DE SALINIDAD	140
5.4.2	VOLUMEN PARA PERDIDAS	141

## BIBLIOGRAFIA

## I N T R O D U C C I O N

"Considerando al mar como una fuente de desarrollo y crecimiento y no un motivo más de dominio por parte de las naciones poderosas o de empresas con intereses extranacionales, ante las cuales continuamos dependiendo debido a la tecnología importada; de nada servirá que logre México un mar patrimonial de 200 millas, si no contamos con la investigación, con la flota y con la capacidad para desarrollar procesos industriales y de aprovechamiento de nuestros 9219 km. de litoral.

Necesitamos multiplicar nuestros esfuerzos, acelerar en estos aspectos el paso, con un decidido esfuerzo y con una voluntad muy clara de superación."

Palabras expresadas por el C. Presidente de la Republica Lic. Luis Echeverria Alvarez y el C. Secretario de Marina Almirante C. G. Luis M. Bravo Carrera en la inauguración del Primer Simposio Latinoamericano sobre Oceanografía.

Conociendo la necesidad de una explotación mas racional de nuestras costas y considerando la poca atención que se ha dado al estudio científico de las ciencias del mar, el presente trabajo pretende recopilar una serie de informaciones científicas que en general son de procedencia extranjera, pero que son aplicables en cualquier momento y en cualquier lugar de la tecnología marina.

Con este tema sobre "Régimen de Costas" se pretende contribuir, en forma por demás modesta, con la acción que viene aplicando la Facultad de Ingeniería en el desarrollo del país y en especial con la materia de Ingeniería de Ríos y Costas, para la cual estas informaciones podrían considerarse como parte de un curso normal de la materia.

### FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR

1.1. NIVEL DEL MAR. El nivel del mar es la elevación de la superficie del mar medida por la distancia vertical entre la superficie del mar y algún punto fijo en tierra, como una roca emergiendo sobre una playa, la cima de una montaña o un punto de referencia instalado por el hombre.

La superficie del mar no es una superficie esferoidal estacionaria, por lo que la determinación exacta de su elevación-media requiere una larga serie de observaciones. De ordinario, se instala un mareógrafo y se leen los registros cada hora durante varias semanas, meses o años.

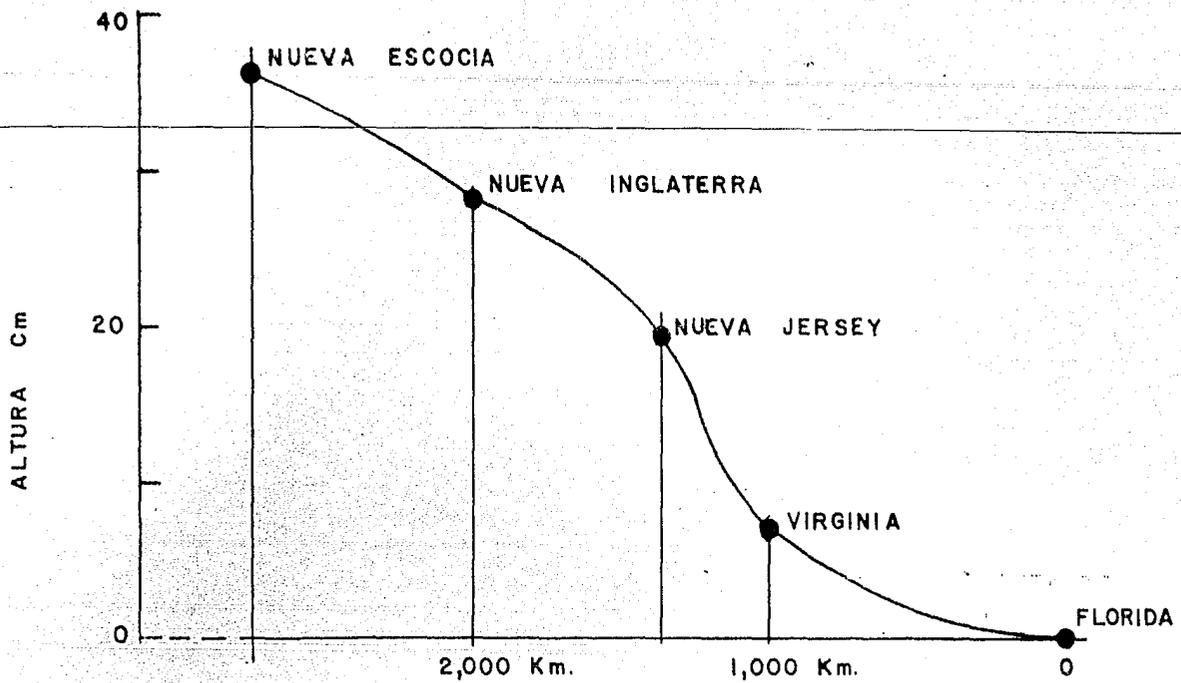
El período de registro recomendado para eliminar en lo posible todas las componentes de la marea es de 19 años. Sinembargo, se utilizan con frecuencia series más cortas, que permiten precisar mejor el resultado obtenido del nivel medio del-mar por comparación con los registros de un mareógrafo próximo (donde el nivel del mar es conocido exactamente) durante el mismo período de tiempo.

Si no se pueden obtener valores a todas las horas, es -  
posible utilizar cada día con alguna inexactitud, valores horarios  
elegidos.

Existen otros ceros hidrográficos con aplicaciones útiles-  
para una zona determinada, H.A. Marmer (1) ha publicado un -  
estudio detallado de las definiciones, determinación y empleo --  
de ceros hidrográficos.

1.2. FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR. Las pri-  
meras fluctuaciones del nivel del mar observadas por el hombre  
fueron sin duda las olas; después observaría el flujo y reflujo -  
de las mareas. Pero una atención más detenida y registros rea-  
lizados con gran cuidado revelan que la altura del nivel del mar  
cambia constantemente, y que su valor medio (nivel medio del-  
mar) dependerá de la duración de las observaciones y de la --  
época en que fueron realizadas.

1.2.1. FLUCTUACIONES EN EL ESPACIO. Mediante nive-  
laciones de precisión efectuadas a lo largo de la costa atlántica-  
de los Estados Unidos se comprobó que la superficie del mar no  
es perpendicular a la plomada.



ALTURA DEL NIVEL MEDIO DEL MAR DE NORTE A SUR A LO LARGO DE LA COSTA ORIENTAL DE AMERICA DEL NORTE ALTURAS REFERIDAS A LA COSTA DE FLORIDA.

### 1.2.1.1. EFECTO DE LA ACELERACION DE CORIOLIS. -

El nivel del mar está situado unos 30 cm, más alto en la costa-Maine que en Florida, presentando la máxima pendiente en Carolina del Norte, a la altura de cabo Hatteras. Esto sucede porque en el mar el agua está siempre en movimiento. El movimiento de cualquier líquido sobre la superficie de la tierra está influido por la rotación de la misma; los líquidos son desviados a la derecha- (mirando a la dirección de la corriente) en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. Este efecto se debe a la-

aceleración de Coriolis.

Mar adentro y a partir de la costa oriental de los Estados Unidos la corriente del Golfo se dirige hacia el norte, pero más cerca de la costa, sobre la plataforma continental, se dirige hacia el sur. El agua es entonces desviada hacia el oeste y se acumula a lo largo de la costa. La máxima acumulación de agua se produce en Nueva Inglaterra y en los estados del Atlántico medio, donde es mayor la corriente hacia el sur; menor acumulación hay al sur del cabo Hatteras, donde la corriente del Golfo, que se dirige al norte, pasa junto a la costa.

Este efecto no se reduce a las costas continentales. Cada uno de los principales océanos contiene al menos un remolino donde el agua, en forma más o menos continua, sigue una trayectoria circular.

Si el efecto de Coriolis fuera el único factor importante, la superficie del mar se vería como una superficie lisa aproximadamente perpendicular a la plomada en cualquier lugar, pero con elevaciones de 1 m, o menos cerca de las Bermudas, a la altura del Japón y también en las latitudes medias del hemisferio sur. Además descendería el nivel de la superficie del mar en Islandia, en el golfo de Alaska y cerca del continente Antártico, el cual está rodeado por una gran corriente que circula en el sentido de las agujas del reloj.

1.2.1.2. EFECTO DE LA PRESION ATMOSFERICA. El ni--

vel del mar también se desvía de su valor medio a causa de diferencias en la presión atmosférica. Si la presión es alta en una zona del oceano y baja en otra, el agua tenderá a desplazarse hacia el área de baja presión. Así, la superficie del mar se comporta como un barómetro invertido: se mantiene alta donde la presión del aire es baja y se conserva baja donde la presión del aire es alta.

1.2.1.3. BARRERAS Y DIFERENCIAS DE DENSIDAD. Un tercer efecto puede observarse allí donde una parte de la superficie del mar se halla separada de otra por una barrera de tierra. Nivelaciones de precisión hechas en el continente norte americano demuestran que el nivel del mar es casi 50 cm. más alto en la costa del Pacífico que en la costa del Atlántico. Las corrientes y los vientos son sin duda causa de estas diferencias de nivel, pero otro importante factor es la diferencia de densidad del agua del mar.

El agua, incluyendo la del mar, se dilata y contrae con los cambios de temperatura. En el mar el efecto se complica por la presencia de la sal, ya que una masa de agua ocupa mayor o menor espacio según su contenido relativo de sal. Por ello, cuando el agua del mar sea fría y salada ocupará menos espacio por unidad de masas, y de ahí que permanezca en un nivel más bajo que cuando sea caliente y dulce.

1.2.2. FLUCTUACIONES EN EL TIEMPO. La altura del nivel-

del mar en un punto determinado cambia de segundo en segundo, de hora en hora, incluso de un siglo a otro. Los más pequeños cambios regulares en el nivel del mar que sean lo bastante grandes para ser observados a simple vista tienen períodos de 12 y 24 horas aproximadamente. Estas son las mareas.

1.2.2.1. VARIACIONES DE PERIODO CORTO. Menos regulares que las mareas son las fluctuaciones cuyo período es de varios días a una semana o dos. Su origen radica en el movimiento de los sistemas de alta y baja presión en la atmósfera. A medida que una zona de bajas presiones se acerca a la costa, el nivel del mar se eleva; cuando la baja presión se desplaza hacia el interior y una zona de altas presiones cubre la costa, el nivel del mar desciende de nuevo. El área de la superficie del mar que sube y baja está relacionada con el volumen de la perturbación meteorológica y tiene, generalmente, un diámetro de unos pocos centenares de kilómetros. La amplitud de la variación del nivel, depende de la diferencia de presión en la atmósfera, pudiendo ser de 20-30 cm. e incluso mayor.

Algunas veces elevaciones del nivel del mar muy grandes y destructivas, que duran uno o varios días, se producen en relación con fuertes tormentas atmosféricas. Se ha calculado que más de las tres cuartas partes de las muertes ocasionadas por los huracanes son debidas a inundaciones producidas por las olas de temporal, más que a la acción directa de los

fuertes vientos. Dichas olas son producidas en parte por las bajas presiones centradas en el ojo de la tormenta y en parte también a causa del agua arrojada por los vientos sobre el ciclón (especialmente en zonas de bajos fondos).

1.2.2.2. VARIACIONES ANUALES. Una variación más estrictamente periódica, aún cuando no tan notable, es la fluctuación con período de un año. El nivel del mar, en todas las zonas situadas en latitudes medias, es más alto en otoño y más bajo en primavera. Esto significa que cuando el nivel del mar es alto a lo largo de la costa de los Estados Unidos, Europa y Japón (en el norte en otoño y en el sur en primavera), es bajo en Sudamérica, Sudáfrica y Australia.

La variación media anual de nivel es de 20 cm., aunque varía desde casi cero en algunas islas ecuatoriales a más de 1 m. en la costa meridional de la bahía de Bengala. La oscilación parece ser inferior cerca de las islas situadas en medio del océano que en las costas Continentales, pero en ambos casos tiene la misma fase. Esto es, en Septiembre el nivel del mar es alto en una sección transversal del océano Atlántico que va desde los Estados Unidos hasta Europa, entre las latitudes 20-40 N.

Asimismo el nivel es alto en la faja de igual latitud que atraviesa el Pacífico Norte, pero bajo en las latitudes medias del hemisferio Sur.

En latitudes medias la densidad del agua del mar cambia poco a poco durante el año. A fines de verano y hasta los --- 400 m. de profundidad el agua del mar tiene una temperatura --- varios grados mas elevada que al terminar el invierno esta --- masa de agua más caliente se sitúa 10-20 cm. más alta que --- la masa de agua fría durante el invierno. Este efecto explica --- los dos tercios de la elevación del nivel del mar producida en --- las latitudes medias.

1.2.2.3. VARIACIONES DE LARGO PERIODO. Se han -- observado cambios todavía más lentos en el nivel del mar, -- pero son más difíciles de estudiar cuantitativamente por no -- disponer de observaciones continuas sobre todos los oceanos.

Largos registros, obtenidos mediante instrumentos adecua dos, existen sólo en Europa, Estados Unidos, Japón e Indonesia. Prueban que el nivel del mar puede elevarse en forma más o - menos continua durante varios años, alcanzando quizá hasta --- 1 M., para descender a continuación súbita o paulatinamente. -- Otro hecho evidentemente es el de las antiguas líneas de playa, que indican que en tiempos lejanos el nivel del mar estuvo va- rios metros, tal vez decenas, más elevado que hoy.

Las causas de estos cambios no podrán explicarse hasta - que no se disponga de datos más completos sobre su distribución geográfica y sobre cuándo se produjeron y cuánto tiempo persis- tieron. Por ejemplo, cambios lentos de la altura del nivel del --

mar pueden haberse originado por fusión o recongelación de las gigantescas capas de hielo del Antártico y Groenlandia, las cuales contienen agua suficiente para elevar el nivel del mar varias decenas de metros.

1.3. MAREAS. La marea es el efecto, que sufre el agua del mar al oscilar su nivel en la costa. Muy diferente del oleaje que es otro tipo de fenómeno.

Las mareas son originadas por diferentes fenómenos pero básicamente podemos distinguir las MAREAS ASTRONOMICAS como las más importantes y otras debidas al viento o al viento de tormenta.

1.3.1. MAREAS ASTRONOMICAS. El fenómeno denominado MAREA ASTRONOMICA es aquél por medio del cual, el nivel del mar varía en una forma regular y con cierta periodicidad, originadas por la atracción gravitacional de la luna y el sol sobre la tierra.

Hace casi 2000 años, los naturalistas como Strabo y Pliny ya sospechaban que debía existir una relación entre los cuerpos celestes y los movimientos del mar.

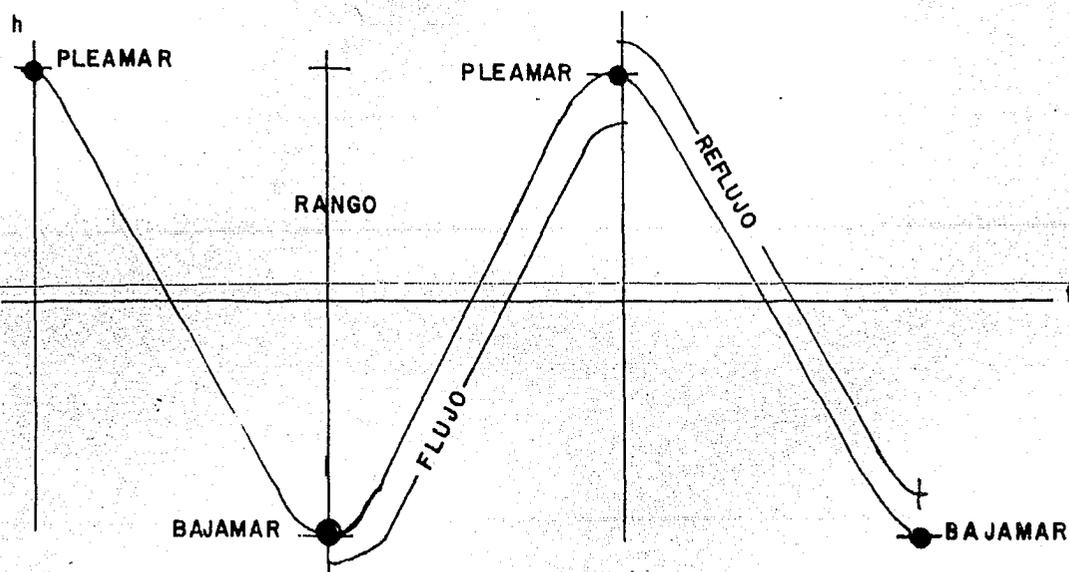
Kepler descubrió que las fuerzas atractivas del sol y la luna estaban involucradas en el fenómeno; pero fue Newton el primero en discutir el origen de las mareas desde un punto de vista matemático. En su obra maestra "Philosophias Naturalis, Principia Mathematica" (Londres 1687), trató el probleo

ma de las mareas considerando a la tierra totalmente cubierta con agua y demostró que la superficie del agua se transformaría en un esferoide como resultado de las atracciones del sol y la luna.

Posteriormente, otros científicos e investigadores han desarrollado notablemente la teoría sobre el fenómeno de las mareas, entre los cuales podemos mencionar: Laplace, Lord-Kelvin, Darwin, Lorenz, etc.

### 1.3.2. ANALISIS TEORICO DE LAS MAREAS

Los nombres que se utilizan para designar las características de una marea son:



PLEAMAR: punto más alto de la marea.

BAJAMAR: Punto más bajo de la marea.

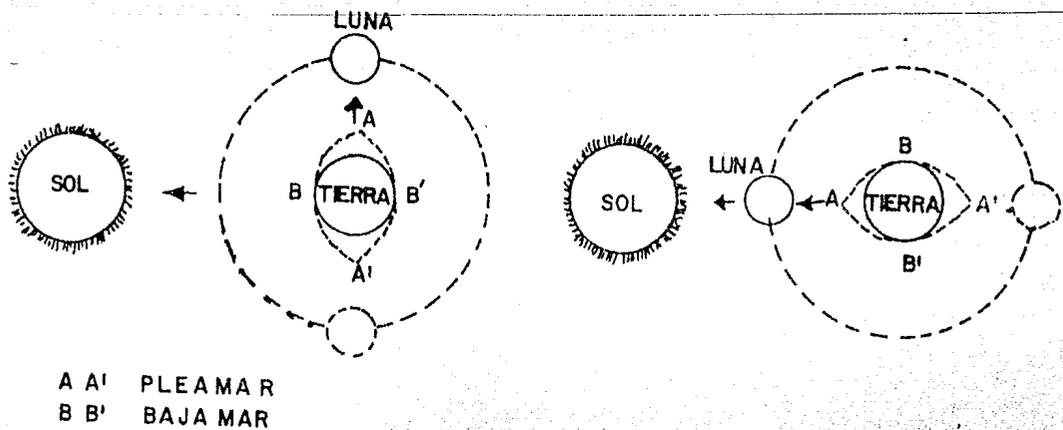
RANGO O AMPLITUD: Distancia vertical entre el Bajamar y el pleamar.

PERIODO: Tiempo transcurrido entre 2 pleamares o 2 bajamares consecutivos.

Las fuerzas de primordial importancia en la generación de mareas en los océanos son: las fuerzas gravitacionales del sol y la luna, la fuerza centrífuga debida al movimiento de la tierra alrededor de su órbita, la fuerza de Coriolis debido a la rotación de la tierra alrededor de su eje y la fuerza de fricción debida al movimiento del agua con respecto a las fronteras que contiene.

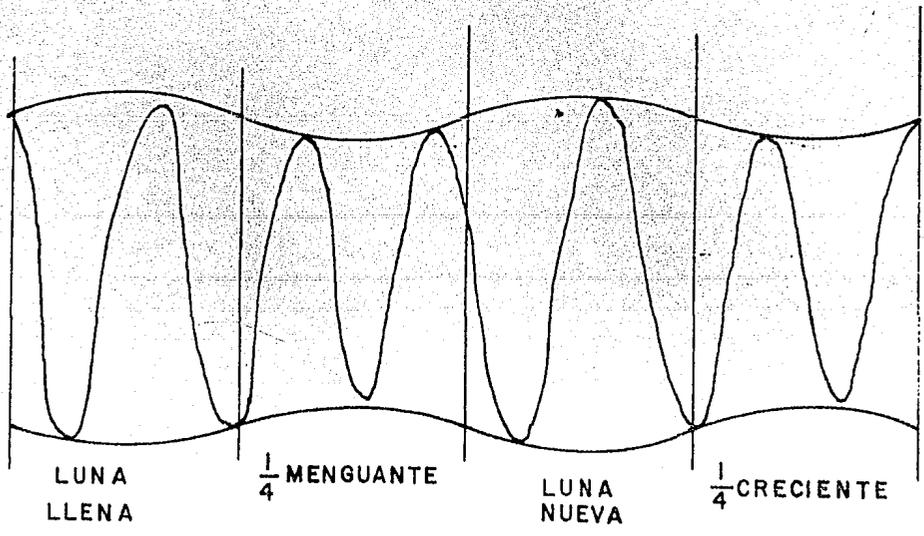
Se ha demostrado que las fuerzas gravitacionales de otros planetas son despreciables y que, aunque la luna tiene una masa mucho menor que la del sol, por estar más cerca, su campo gravitacional para la generación de mareas es mucho mayor que el del sol.

Analizando en forma simple los efectos del sol y la luna podemos encontrar las primeras características de las mareas. Así considerando que la luna efectúa en 28 días una rotación, tendremos que cuando la luna y el sol están alineados (luna llena) los efectos de atracción se suman provocando las atracciones máximas y por lo tanto las mareas máximas, a esta situación se le denomina MAREAS VIVAS O SISIGIAS.

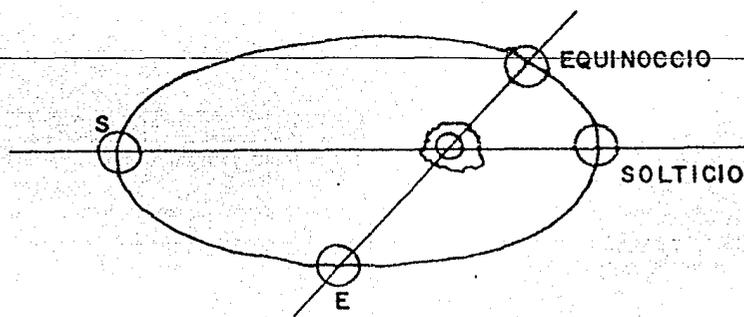


Por lo contrario cuando la luna esta sobre el eje formando  $90^{\circ}$  con el de la luna-sol (cuarto menguante o creciente) las atracciones se restan, haciendo que las mareas sean muy pequeñas y a estas se les llama MAREAS MUERTAS.

Así podemos ver que las mareas siguen una ley de variación con relación al mes lunar de la siguiente forma:



Ahora considerando que la tierra gira alrededor del --  
sol en 365 días provocándose las 4 estaciones en función de--  
los equinoccios (dist. máximas) y los solsticios (dist. mínima)  
y en función de la ley de atracción universal de Newton ----  
( $F = \frac{\gamma}{d^2} m_1 m_2$ ) vemos que las mareas máximas se presentarán  
en los equinoccios llamándose MAREAS EQUINOCCIALES.



Considerando la integración de los 2 anteriores aspec---  
tos vemos que las mareas máximo maximorum serán las de --  
SISIGIAS EQUINOCCIALES y las mínimas las MUERTAS DE --  
SOLTICIO (en invierno y  $\frac{1}{4}$  creciente).

La observación consecutiva de las mareas, durante un --  
período largo de tiempo, permite un análisis adecuado de la--  
amplitud y fase de las componentes. Al mismo tiempo, esta --  
información se utiliza para la predicción de las mareas astro--  
nómicas.

Las mareas astronómicas o mejor dicho, los tipos de --  
curvas de marea que se presentan durante la mayor parte de --  
un mes, se clasifican en:

- |                    |   |
|--------------------|---|
| - Marea diurna     | Presenta una pleamar y una baja --<br>mar por día.  |
| - Marea semidiurna | Comporta dos pleamares y dos baja <u>ma</u><br>res aproximadamente iguales por<br>día.        |
| - Marea mixta      | Se caracteriza por tener dos pleama <u>re</u><br>s o bajamares notablemente dife--<br>rentes. |

Las diferencias de altura entre dos pleamares o bajamares sucesivas en una curva, se conoce como desigualdad diurna; esta diferencia cambia con la declinación de la Luna y en menor grado con la del Sol. En general, esta desigualdad tiende a aumentar con la declinación Norte o Sur de la--Luna, y a disminuir conforme la Luna se aproxima al Ecuador. Esta diferencia permite también distinguir entre las mareas semidiurna y mixta.

Las mareas altas así como las mareas bajas presentan sus máximos valores cada 14,3 días, constituyendo así las mareas de sicigias. Esto ocurre cuando se tiene Luna llena o nueva. En el otro extremo, cada 14,3 días las mareas altas y bajas presentan sus mínimos valores, constituyendo así lo que se denomina mareas muertas.

A la vez y durante dos ocasiones al año se presentan mareas máximas maximorum de sicigias, lo cual ocurre de acuerdo con la posición de la Tierra en su órbita (equinoccios de --

de primavera y otoño).

La variación de niveles del agua motivada por las mareas, ha dado lugar al establecimiento de diferentes planos de mareas, que a continuación se definen:

- a) Pleamar máxima registrada. Es el máximo nivel registrado para una marea alta.
- b) Nivel de marea alta media. Es el promedio de las mareas altas ocurridas en un lapso dado.
- c) Nivel medio del mar. Es la altura promedio del nivel del mar.
- d) Nivel de marea baja media. Es el promedio de las mareas bajas ocurridas en un lapso.
- e) Bajamar mínima registrada. Es el mínimo nivel registrado para la marea baja.

Es conveniente aclarar que para conocer con buena precisión los planos de mareas mencionados anteriormente, es necesario el haber observado las variaciones de ella durante un lapso de 18.6 años. Sin embargo, el tiempo mínimo que se requeriría para poder establecer los planos anteriores en algún lugar de interés, es del año, en el entendido de que la determinación así realizada no será lo suficientemente precisa. Si el estudio es preliminar, se acepta un mes lunar.

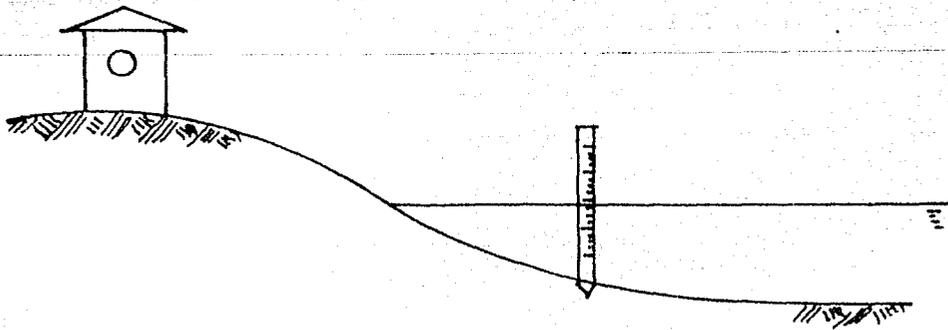
Dentro de las aplicaciones mas comunes de los planos anteriores podemos considerar los siguientes:

- a) Se aplica en la determinación de la zona Federal -maritima (20 m. tierra adentro de la máxima marea observada es zona Federal). También para el trazo de un camino próximo al mar, para darle un margen de seguridad.
- b) Se aplica en la determinación de estructuras, rompeolas, muelles, etc.
- c) Es el plano fundamental al cual los puntos de tierra firme son referidos.
- d) Para la realización de batimetrías en el Golfo de México.
- e) En la navegación o en obras como llenado de lagunas para ver cual es el tamaño económico de las compuertas.

Además hay un sin número de aplicaciones.

1.3.3. MEDICION DE MAREAS. Existen basicamente 3-formas de medir las mareas en función del número de observaciones tanto en tiempo como en lugares de observación y del uso de esas observaciones.

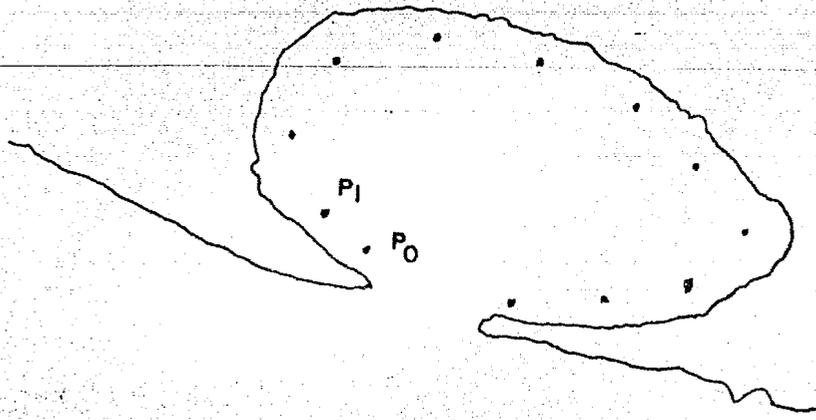
La primera, es el empleo de la REGLA DE MAREA, este procedimiento es relativamente simple y recomendable para observaciones cortas (aprox. 1 semana) donde la precisión que se requiera sea baja.



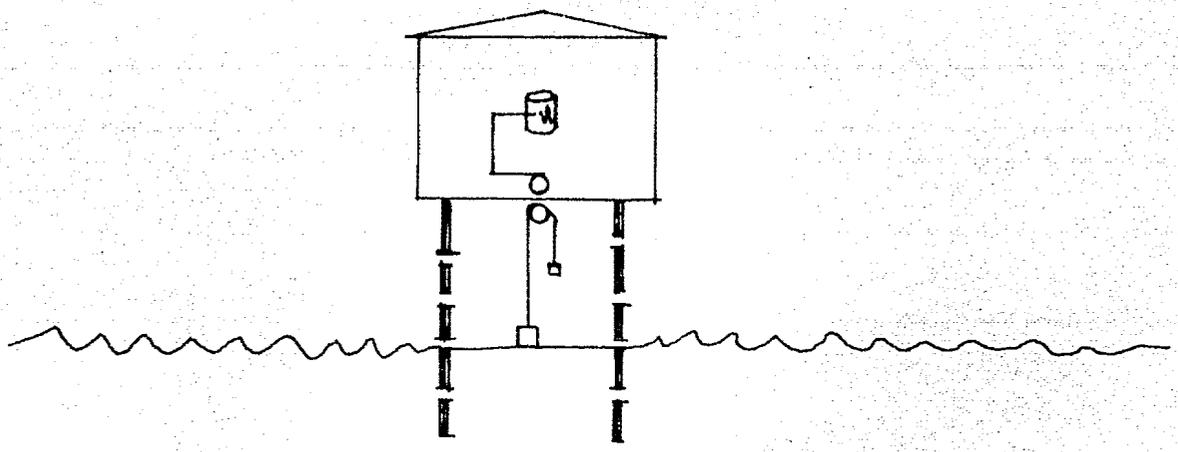
Esto es que en un sitio más o menos protegido se hinca una regla graduada y se observan los diversos niveles que puede alcanzar el agua, haciendo lecturas continuas durante 24 -- horas por lo cual su uso se reduce a muy poco tiempo, esta - regla debe estar ligada a un banco de nivel en tierra.

Otro caso de uso es cuando se observa para fines muy--- específicos las mareas en distintos puntos de un lugar. Así si en una laguna litoral queremos saber la influencia de la ma-- rea, podemos establecer en diversos puntos de esta laguna Reglas de marea, las cuales nos servirían para ver durante uno o más ciclos de marea, una serie de observaciones simultá-- neas.

Cuando el período de observación es mayor de 1 semana, pero o no se tiene la seguridad de volver a trabajar al sitio - (al menos en plazo corto) o definitivamente la observación de mareas en ese lugar o no tendría ninguna utilidad de terminar la en forma continua es recomendable el uso de limnógrafos.



Estos esquemáticamente se montan sobre un tubo perforado que permite que la agitación exterior no afecte al interior, tiene una polea y un flotador que permite el movimiento de subida o bajada el cual transmite este movimiento a un papel donde se va dibujando una gráfica, este papel tiene un mecanismo de relojería y así en forma continua se registran las variaciones del nivel del mar.



Este aparato se usa para lapsos mayores de 1 semana y su empleo está limitado a casos donde la marea no se desea observar en forma sistemática ya que en este caso recurrimos al uso del:

MAREOGRAFO. De estos existen diversos tipos, y los más comunes siguen el principio anterior, con un mecanismo de relojería, la diferencia es la autonomía ya que este tiene papel para aproximadamente 1 mes, aparte de que es un sistema de mecanismo más preciso que el anterior, entre los tipos de mareografos que también existen están los de presión y los analógicos digital. El primero de uso reducido por su complejidad mecánica, y requiere de un personal bastante capacitado, por ser su mecanismo muy complicado, en cambio el analógico digital va marcando con perforaciones las diferentes lecturas y una vez terminado el rollo este es analizado por una máquina computadora, lo cual evita los errores humanos en la interpretación de datos.

Los mareografos anteriores se emplean cuando las observaciones se hacen sistemáticamente lo cual indica que estamos tratando de hacer Predicciones de Marea para el futuro.

1.3.4. PREDICCIONES DE MAREA . A causa de la compleja naturaleza de las relaciones dinámicas y la compleja configuración de las cuencas oceánicas, los métodos prácticos de predicción utilizan observaciones pasadas realizadas en el-

lugar que se considera.

Es decir que para definir la ecuación de la curva de mareas del lugar intervienen ciertos valores fijos constantes y --- ciertas variables que dependen de los aspectos astronómicos de movimiento del sol y la luna, pero tomando como centro de observación el lugar mismo.

Las características detalladas relativas a la variación de la onda de marea están dadas en las Tablas de Mareas. (2) (3)-

---

(4).

Un ejemplo de predicción de mareas será el que analizaremos para la zona de la Laguna Madre en Tamaulipas.

Las mareas en la zona de la Laguna Madre son del tipo mixto, pero predominantemente diurnas; por lo que es necesario realizar un análisis de dichas curvas para obtener una curva representativa, y estar en condiciones de evaluar efectos que dicha curva pueda tener en los diferentes fenómenos que ocurren en la Laguna.

En el puerto de Tampico, Tamps., y desde el año de -- 1952, el Instituto de Geofísica de la UNAM, estableció una estación mareográfica cuyos datos permiten constar el tipo de marea que se presenta en la zona y además, el poder predecir de una manera correcta, lals pleamares y bajamares del año.

El citado Instituto ha definido los diferentes planos de ---

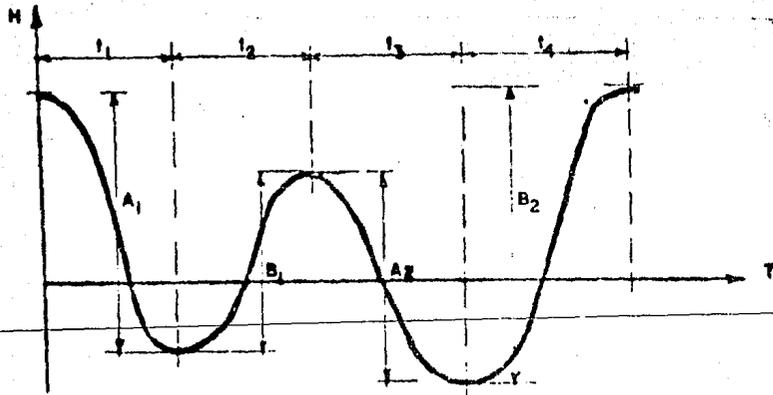
marea para este puerto con bastante aproximación, los cuales se indican a continuación:

Pleamar máxima registrada:	0.919 m.
Nivel de pleamar media:	0.162 m.
Nivel medio del mar:	0.000 m.
Nivel de media marea:	-0.012 m.
Nivel de bajamar media:	-0.185 m.
Nivel de bajamar media de sicigias:	-0.460 m.
Bajamar mínima registrada:	-0.697 m.

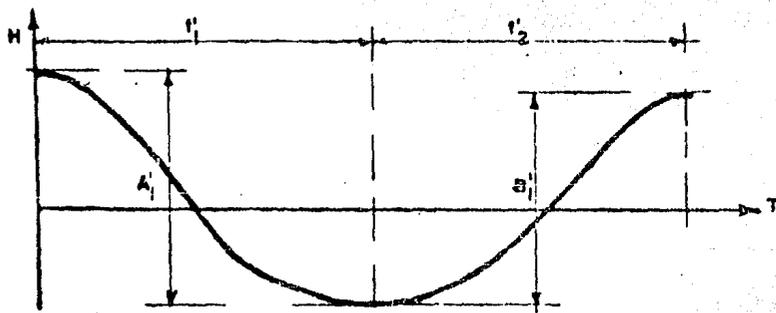
Debido a que este Instituto tiene solamente en proyecto la instalación de una estación en Matamoros, Tamps, no es posible hacer una interpolación entre este sitio y Tampico; -- por lo cual fue preciso recurrir a las tablas americanas de Predicción para Puerto Isabel Texas. De estas tablas se puede apreciar que el rango de mareas diurnas es de 0.5795 m. - el cual no difiere grandemente de los 0.62 m. que se obtienen para Tampico, por lo cual se pueden utilizar los datos de este último para la determinación de las características de una marea tipo.

El análisis de mareas comprende la clasificación de los siguientes tipos:

- TIPO I                      Marea semidiurna, que incluye:
1. Mareas vivas
  2. Mareas muertas



Marea Semidiurna



Marea Diurna

### 3. Mareas medias

#### TIPO II

Marea diurna, que incluye:

1. Mareas vivas
2. Mareas muertas
3. Mareas medias

El análisis de mareas se realizará mes por mes, considerando para ello, la clasificación anterior y los valores que presentan las predicciones para el año de 1967.

Se considerará además la media geométrica que defina una curva de mareas para el caso de mareas vivas y muertas, tomando en cuenta la amplitud y el periodo. Las características de las mareas medias se obtendrá simplemente como el promedio aritmético de las vivas y muertas, tanto en lo que se refiere a amplitud como a periodo.

Se utilizará la convención gráfica indicada en las figuras, según que se trate de marea semidiurna o diurna.

En la tabla 1 que se muestra a continuación, se consignarán los valores tomados en la tabla de predicciones para las mareas diurnas y semidiurnas en sus dos tipos: vivas y muertas.

TABLA 1

CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DE LAS CURVAS  
DE MAREAS

MES		H (cm) y T (hs)											
		TIPO I						TIPO II					
		A <sub>1</sub>	B <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	B <sub>2</sub>	t <sub>1</sub>	t <sub>2</sub>	t <sub>3</sub>	t <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	B <sub>1</sub>	t <sub>1</sub>	t <sub>2</sub>
E	1	34	34	12	9	7.6	7	5.5	5.3	73	73	9.6	15
	2	3	9	15	15	4	6.6	7.3	6	15	18	17	8
F	1	46	43	8	15	8.3	7.3	5	5	61	61	10	15
	2	7	3	37	6	2.7	8.3	8	5	38	34	14	10.6
M	1	37	28	15	27	8	6.5	5.5	6.3	61	61	8.7	16
	2	9	9	15	15	5.3	5.3	7	6.3	34	34	16.6	10
A	1	24	19	24	33	6.6	5.7	6	7	76	73	15.7	9.6
	2	12	15	15	12	5.8	6	6.3	5.5	37	37	19.5	8.7
M	1	21	27	9	3	7	7.7	6	3.3	82	79	15.5	9.8
	2	8	6	9	15	6.6	6	7	6.3	34	39	15.1	9
	1	21	21	9	6	7	7	5.5	4.5	82	79	15	10
	2	5	9	3	9	7	6.6	4.5	5.8	37	37	15.5	8.5
	1	17	17	6	6	7	7.4	6	4	69	69	14.8	10
	2	9	6	12	12	5.7	5	6.6	6.9	24	24	8	13.9
A	1	9	12	27	21	5.2	5.5	7.0	6.1	54	51	15	9.3
	2	15	18	9	6	6.17	7.0	5.7	5.0	18	18	7.2	16.4
	1	18	27	24	12	5.5	6.5	6.6	5.1	55	55	14.8	9.5
	2	9	15	24	18	5	4.7	7	6	33	33	16	10
	1	30	39	9	33	7.3	8.2	6.7	10	64	64	16	9.75
	2	9	6	19	19	5.3	4.8	7.0	6.8	42	39	14.9	9.5
I	1	33	48	18	43	7	7.6	6.3	10.8	79	76	15.8	10
	2	12	15	15	15	6.4	6.50	6.3	6.3	24	21	16.3	7.7
)	1	9	12	18	18	4.5	6.1	6.4	6	79	79	15.4	9.83
	2	6	12	18	15	5.5	6.6	6.6	7.1	21	18	16.2	7.7

De los valores anteriores y calculando tanto la media geométrica como el promedio aritmético, se llega a las mareas - tipo que se consignan a continuación.

TABLA 2

CARACTERISTICAS DE LAS MAREAS TIPO PARA LA LAGUNA MADRE

TIPO		$A_1$	$B_1$	$A_2$	$B_2$	$t_1$	$t_2$	$t_3$	$t_4$
I	1	27.9	32.3	19.04	10.66	7.202	7.212	6.173	4.94
	2	7.59	10.25	15.42	14.95	5.23	5.86	6.72	5.91
	3	11.74	21.27	17.23	21.80	6.22	6.53	6.45	5.42
ZONA									
II	1	69.88	75.34			12.87	10.47		
	2	30.67	36.51			16.09	13.75		
	3	50.27	55.94			14.48	12.11		

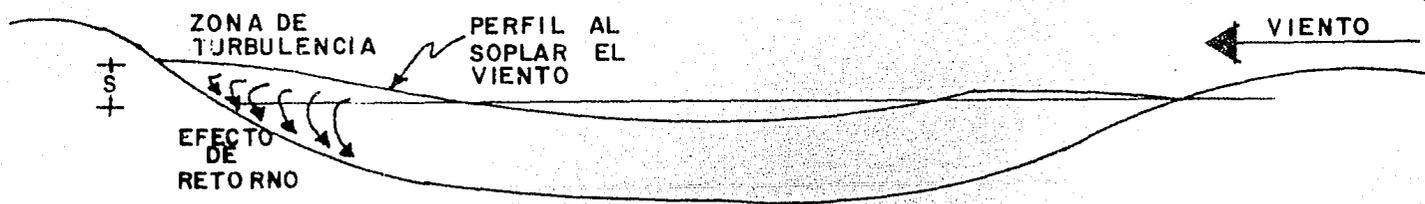
1.3.4. PREDICCIONES DE MAREA. A causa de la complicada naturaleza de las relaciones dinámicas y la compleja configuración de las cuencas oceanicas, los métodos prácticos de predicción utilizan observaciones pasadas realizadas en el lugar que se considera.

Es decir que para definir la ecuación de la curva de mareas del lugar intervienen ciertos valores fijos constantes y ciertas variables que dependen de los aspectos astronómicos de movimiento del sol y la luna, pero tomando como centro de observación el lugar mismo.

Las características detalladas relativas a la variación de la onda de mareas están dadas en las Tablas de Mareas.

(2) (3) (4).

1.3.5. MAREAS DE VIENTO Y DE TORMENTA. El viento al soplar sobre la superficie del agua, además de generar oleaje, induce una corriente superficial en la dirección general del movimiento mismo, como consecuencia de los esfuerzos tangenciales entre el viento y el agua ejercidos sobre la superficie de ésta y también en menor grado de las diferencias de presión atmosférica sobre la superficie del agua. Lo anterior provoca una sobreelevación del cuerpo del agua en el lado hacia donde sopla el viento (sotavento) con el consecuente descenso del mismo en la zona de donde proviene el viento (barlovento), - esto va acompañado de turbulencia y el fondo se ve afectado por un flujo de retorno.



Es conveniente aclarar algunos términos frecuentemente usados para el estudio de este fenómeno uno es el de Sobreelevación de tormenta (storm surge) que define la sobreelevación

del nivel normal del agua debido a la acción del esfuerzo del viento sobre la superficie del agua, es decir corresponde a la diferencia entre la marea astronómica normal y la real -- observada durante el meteoro, el termino sobreelevación de viento (Wind Setup) es aplicable cuando este fenómeno se lleva a cabo en lagos o en almacenamientos confinados y sobreelevación de tormenta (storm Surge) cuando se trata de mar abierto.

Cuando la sobreelevación de tormenta es originado por un ciclón o huracán se emplea el término sobreelevación de huracán (Hurricane Surge), y para indicar la marea observada durante el huracán o ciclón se utiliza el de marea de tormenta (Storm tide).

Un ejemplo de sobreelevación de viento se analiza en un estudio realizado por Hunt (30). En él indica que la sobreelevación del nivel del agua originada por los vientos en el lago -- Erie es cada día más importante. Los Ingenieros deben conocer los niveles del agua esperados, para diseñar las obras de reacondicionamiento del puerto y las protecciones playeras. En este se puede observar que en el año de 1909 se tuvo una diferencia de 12.2 pies.

Existen otras recopilaciones de ejemplos acerca de la inclinación de una superficie de agua originada por los esfuerzos del viento, como por ejemplo las observaciones hechas en el Lago Okeechobee, Florida, en donde se vió una discrepan--

cia entre los estudios realizados para calcular la sobreelevación suponiendo condiciones de fondo liso y las obtenidas en este con fondo rugoso o lleno de plantas que influye mucho sobre el fenómeno. Ver referencias (5) (6) (7) (8) (9) (10).

La sobreelevación debida al viento depende de la velocidad de éste, la distancia sobre la cual sopla, su dirección y la profundidad del agua. La marea de viento es mayor en aguas de poca profundidad, y ésta es la razón por la cual este tipo de sobreelevación del nivel del agua es mayor en las costas del Golfo de México que en las del Atlántico, así como en las del Atlántico respecto a las del Pacífico. La marea de viento podrá incrementarse también, debido al efecto de embudo en el caso de bahías con bocas convergentes.

Se han desarrollado varios métodos para la determinación o predicción de la marea de viento, desde el uso de cartas de datos de niveles de agua donde se indican condiciones extremas de sobreelevación debida al viento en periodos de observaciones en diferentes lugares costeros, y otros empiricos como los de Reid (11), Bretschneider (12) y Conner (13), que son métodos que dan resultados más o menos correctos, pero debido a que varias consideraciones se han despreciado, dan resultados diferentes en varios pies, a los observadores en un viento específico.

Debido a lo anterior se han desarrollado otros métodos -

Más científicos para precisar la marea de viento entre los ---  
cuales se encuentran los de Hellstrom (14) Keulegan (15) y ---  
Thijsse (16), este último ha sido aplicado sucesivamente en ---  
una gran variedad de condiciones de campo.

1.3.5.1. MAREA DE TORMENTA. El avance de un hura  
cán hacia la costa trae consigo un aumento normal en el nivel-  
de mareas, siendo en ocasiones, para huracanes muy severos,  
superior a 5 m. sobre la marea normal.

En general, en el análisis de la marea de tormenta de-  
ben considerarse las sobreelevaciones debidas al esfuerzo de -  
corte por el viento y a la producida por el efecto de reducción  
de presión atmosférica sobre la normal.

La marea de tormenta se inicia con una elevación gra-  
dual del nivel de la marea, algunas ocasiones más de 24 ---  
hrs. antes de que la tormenta alcance su distancia mínima al  
lugar. Ocasionalmente, la marea llega a ser menor que la --  
normal durante el lapso en que la tormenta se aproxima. Gene-  
ralmente sigue una rápida elevación del nivel del agua en el mou  
mento que los vientos de cierta magnitud, asociados con el hura  
cán se dejan sentir. El punto de elevación máxima de la marea  
de tormenta se presenta generalmente una o dos horas después-  
de que la tormenta alcanzó la mínima distancia al sitio en cuesu  
tión. En áreas con buenas condiciones de drenaje, el descenso -  
del nivel de marea es generalmente más rápido que la elevación y-

la marea en algunas ocasiones baja más allá de lo normal unas pocas horas después de que la tormenta ha pasado.

~~En tierras pantanosas y otros lugares con drenaje deficiente,~~ pueden requerirse muchos días para que el nivel de las aguas retorne a niveles normales. Es frecuente considerar la onda de tormenta como una onda cuya longitud es del orden de cincuenta kilómetros y período entre 8 y 24 horas. Por ésto, es fácil ver que la altura de la onda sobre una costa abierta se modificará sensiblemente en tanto se propaga a través de una bahía o de un río.

La amplitud de ella puede duplicarse fácilmente a unos cuantos kilómetros de la boca de entrada, si la geometría de la bahía presenta orillas convergentes. Análogamente dicha amplitud puede decrecer hasta la mitad de su valor original cuando se propaga dentro de una bahía ancha con una conexión angosta con el mar.

En otros casos, si la marea de tormenta en la costa sobrepasa el cordón litoral en una zona donde exista esta formación, las modificaciones sobre este cordón serán tan notables como intensa sea la marea, rompiéndolo y abriendo canales que posteriormente podrán cerrarse o no.

En general se ha observado que la marea de tormenta es mayor en regiones en las cuales la plataforma continental es más plana, caso típico del litoral de la Laguna Madre en Tamaulipas.

Cuando se presentan inundaciones en una zona costera, el efecto del oleaje es muy considerable por tanto es conveniente ~~efectuar predicciones cuantitativas del oleaje, asociadas a huracanes y otras tormentas.~~ Sin embargo, las características y efectos sobre el área mencionada depende de la topografía local y pueden variar mucho en pequeñas distancias.

Es sabido que la altura máxima de la ola rompiendo normalmente no será mayor de 0.78 veces la profundidad donde se presenta. Así por ejemplo, si la marea de tormenta alcanza un nivel sobre el nivel medio del mar de 3 m. en una región en la cual la elevación de la tierra es de 1 m., sobre el nivel medio del mar, la profundidad del agua será de 2.m. y la máxima altura de ola probable será de 1.6 m. aproximadamente. Dicha altura podrá adoptarse como de diseño en los casos que se requiera protección tierra adentro contra huracanes.

El primer valor máximo maximorum de la marea de tormenta es seguido algunas veces de una serie de máximas.

El segundo máximo de la marea de tormenta, se presenta algunas horas después de que la tormenta ha pasado y puede ser tan alto como el primero. Si el primer máximo de la tormenta ocurre aproximadamente al mismo tiempo que el nivel normal de marea baja y el segundo con el de marea alta, este máximo será el más importante.

La marea de tormenta se mueve a través de cuerpos de

agua, bahías por ejemplo, como una onda progresiva, consecuentemente el máximo de la onda en la parte más tierra adentro de la bahía, tendrá lugar horas después de presentadas las condiciones máximas en la costa. De diversas observaciones se ha encontrado que las alturas máximas y mareas superiores a las normales de la onda de tormenta generalmente se presentan predominantemente a la derecha del centro de la perturbación.

1.3.5.2. TEORIA DE LAS MAREAS DE TORMENTA. Las ecuaciones completas de movimiento que gobiernan la generación de ondas de tormenta no han sido resueltas en forma precisa. Hay varias formas de obtener soluciones analíticas simplificadas, una de ellas es suponer el mar como un lago rectangular de profundidad constante no sujeto a efectos de la fuerza de Coriolis. Otra es partir de la consideración de mar ilimitado con una sola frontera, el fondo, variando la profundidad según una pendiente constante. En el caso de cuerpos de agua alargados y estrechos se pueden introducir la simplificación adicional de suponer un flujo unidireccional y horizontal. Más aún, las ecuaciones para este tipo de flujo son compatibles con las principales variables de generación de la onda de marea de tormenta.

Por otra parte, en lo que se refiere a las características de la pendiente de la superficie del agua, ello está en razón -

directa de una cierta potencia de la velocidad, e inversa de la profundidad de propagación.

---

Cuando el fenómeno se estudia en una costa abierta, hay que tomar en cuenta que la tormenta es de dimensión finita y tiene además un movimiento que, en algunos casos, generará una corriente paralela a la costa debido al gradiente producido por las distintas elevaciones de la superficie del agua a lo largo de la playa. Esta corriente traerá consigo un abatimiento de los valores de la marea generada sólo por la componente del viento normal a la costa.

También hay que considerar que la fuerza de Coriolis, actuando sobre la corriente paralela, producirá una sobre-elevación a la derecha de la corriente. Todos estos factores tendrán influencia si la duración de la tormenta es suficiente para su desarrollo completo.

Resumiendo, los factores más importantes en la generación de mareas de tormenta son el arrastre superficial del agua del mar por efecto del viento y la reducción de la presión atmosférica consecuencia del paso del ojo del huracán. Hayes (17) señala que otros factores que influyen sobre las características de la marea de viento en la costa, son:

- Configuración de la línea de playa
- Tamaño y pendiente de la plataforma continental. A menor pendiente y mayor extensión, la marea se am-

plifica considerablemente.

- Angulo entre la trayectoria del huracán y la línea de costa.

El efecto mayor se tiene cuando el ángulo entre la costa y el lado exterior derecho de la tormenta forman  $90^{\circ}$

- Fase con la marea astronómica
- Efectos de lluvia
- Transporte de agua por rotura del oleaje
- Topografía costera
- Convergencia de corrientes generadas por el viento en el mar.

1.3.5.3. METODOS PARA VALUAR LA MAREA DE TORMENTA. Existen diversos métodos para valuar la marea de tormenta, entre ellos citaremos el de Harris (18) y el de Bretschneider (19).

El primero se basa en una serie de observaciones realizadas en la costa Atlántica de los Estados Unidos de América, así como en el Golfo de México y requiere como único dato, la presión barométrica mínima de la tormenta proporcionando, en función de ella, el valor de la sobreelevación de tormenta. La expresión es:

$$h_{\max} = 0.142 (1023 - P_0)$$

$P_0$  en milibares (mb)

h en pies.

Tiene el inconveniente de no tomar en cuenta en forma -  
directa la topografía local: y ~~no separar los dos efectos causan~~  
tes de la sobreelevación. Bretschneider por su parte, si consider  
a que para los efectos de cálculo:

$$h = h_1 + h_2$$

h = sobreelevación de tormenta

$h_1$  = efecto debido a la reducción de presión atmosférica.

$h_2$  = efecto debido al esfuerzo de corte del viento.

Para el cálculo de estos efectos, las expresiones a emplear  
son:

$$h_1 = 1.14 \Delta P_o \left[ 1 - e^{-R/r} \right]$$

donde:

$\Delta P_o = P_N - P_O$  = reducción de la presión atmosférica.

$P_o$  = presión atmosférica en el centro del huracán.

$P_N$  = presión atmosférica normal.

1.14 = factor de conversión de pulgadas de mercurio a --  
pies de agua.

R = radio del viento máximo, y es la distancia radial medi  
da desde el centro del huracán hasta la zona de ---  
vientos máximos.

r = la distancia radial medida desde el centro del huracán  
hasta el punto en consideración.

Si por ejemplo  $r = R$

$$h_1 = 1.14 \Delta P_o \times 0.63$$

$$\text{Si } r = 0$$

$$h_1 = 1.14 \Delta P_o$$

$$h_2 = \sum_1^{N-1} h_i$$

donde:

$$h_i = d_t \left[ \sqrt{\frac{2 k U U_x \Delta x}{g d T^2} + 1} \right] - 1$$

donde:

$g$  = aceleración de la fuerza de gravedad

$U$  = velocidad absoluta del viento.

$U_x$  = componente de la velocidad del viento en la dirección de cálculo.

$\Delta x$  = incremento de distancia horizontal en la dirección de cálculo.

$k$  = parámetro de esfuerzo, igual en el caso de la plataforma continental, a  $3 \times 10^6$

El efecto anterior puede también evaluarse no por incrementos finitos, sino considerando valores medios, ya que los resultados, cuando la pendiente de la plataforma continental es suave, no varían mucho respecto de los obtenidos con el método de incrementos finitos.

1.3.5.3.1. ANALISIS PARA LA LAGUNA MADRE. Para el caso particular de la Laguna Madre es de importancia considerar el efecto de la marea de tormenta, ya que su influencia es decisiva en el llenado de ella.

De acuerdo con la información recabada, y asentada en capítulos anteriores, se ha podido apreciar que la Laguna Madre recupera una buena cantidad de agua en la época de ciclones.

Este hecho se debe principalmente a que la marea de viento sobrepasa la cota de las dunas en el cordón litoral permitiendo así un llenado parcial de la laguna.

Para el caso particular del cálculo de la marea de tormenta se escogieron los ciclones Carla (Septiembre 9 de 1961) e Inés (10 octubre de 1966). Los datos correspondientes a estos se consignan a continuación:

Huracán Carla:

Fecha: 9 de septiembre de 1961

Hora: 0 hs.

Viento formativo = 19.5 m/seg.

Dirección: NE

Presión mínima: 1002 mb,

F = 82 Km. = 44.23 mi. naut.

Prof. media = 40 m.

Huracán Inés:

Fecha: 10 de Octubre de 1966

Hora: 6 hs.

Viento formativo 65 nudos = 33.5 m/seg.

Dirección: SE

Presión mínima: 1002 mb.

Fetch F = 46 Km = 24.8 mi. naut.

Prof. media = 20 m.

Evaluación de la marea de tormenta.

Huracán Carla:

Calculemos primero el efecto de reducción de presión atmosférica:

Si  $r = R$

$$h_1 = 1.14 \times 0.63 \Delta P_o = 0.719 \Delta P_o$$

$$\Delta P_o = 1002 \text{ mb} = 34.6 \text{ in. de Hg}$$

$$P_n = 30 \text{ in de Hg}$$

$$P = 4.6 \text{ in de mercurio}$$

$$h_1 = 0.719 \times 4.6 = 3.3 \text{ ft} = 1.0 \text{ m.}$$

El efecto del viento será:

Dirección: NE

$$U = 38 \text{ nudos} = 19.5 \text{ m/seg.}$$

$$F = 82000 \text{ m.}$$

hasta  $d = 100 \text{ m.}$

$$d_m = 40 \text{ m.}$$

$$h_2 = 40 \left[ \sqrt{\frac{6 \times 10^{-6} \times 3.8 \times 10^2 \times 8.2 \times 10^4}{9.81 \times 1.6 \times 10^3} + 1} - 1 \right]$$
$$= 40 \left( \sqrt{1.0119} - 1 \right)$$

$$h_2 = 0.40 \text{ m.}$$

$$h_{TOT} = 1.0 + 0.4 = 1.40 \text{ m.}$$

Ciclón Inés;

El valor del efecto de reducción en presión atmosférica es igual al caso anterior ya que las presiones mínimas son iguales en cada caso.

$$h_1 = 1.00$$

$$h = 20 \left[ \sqrt{\frac{6 \times 10^6 \times 1.12 \times 10^3 \times 3.2 \times 10^4}{9.81 \times 4 \times 10^2} + 1} - 1 \right]$$

$$h_2 = 0.5 \text{ m.}$$

$$h = 1.5 \text{ m.}$$

#### Conclusiones Relativas.

De los cálculos realizados, se puede observar que la marea de tormenta adquiere valores de 1.50 m. que equivalen a 5 ft. Si se compara este valor con el registrado en Puerto Isabel en la parte Sur de la Isla Padre se puede constatar que este valor calculado coincide con él. Este hecho confirma que los cálculos realizados se ajustan bastante bien a la realidad y que para condiciones similares a las de los ciclones Carla e Inés, es posible esperar valores de la marea de tormenta semejantes.

Es importante hacer notar que esta marea de viento registrada se presenta con una forma similar a la de una onda de avenida, siendo el tiempo de duración de 4 días.

1.4 ESTADOS DE RESONANCIA. En general los estados de resonancia pueden deberse a 2 causas:

- a) Reflexiones internas.
- b) Ondas de periodo largo

Se puede entender por resonancia el fenómeno que se presenta dentro de una area protegida cuando existe coincidencia entre sus características geométricas y las características del oleaje o de ciertas ondas, produciéndose por efecto de tal coincidencia una agitación anormal.

1.4.1. REFLEXIONES INTERNAS. Este es un factor importante que debe tomar en cuenta el proyectista de puertos, especialmente cuando se trata de obras para alojar embarcaciones pequeñas. Aun en un puerto que cuente con una entrada bien protegida, una pequeña cantidad de energía entrando en un período crítico de resonancia, puede amplificarse dentro del mismo. El problema de reflexión del oleaje da como resultado la amplificación de ondas, y la resonancia llega a ser aun más crítica cuando los muros de contención, malecones y rompeolas tienen paredes verticales o superficies altamente reflejantes.

La concentración de ondas de período reducido al entrar en un puerto, origina una agitación o la formación de ondas de largo período en áreas del puerto o dársena donde no se determinó por medio de los diagramas de difracción.

El proceso de reflexión de ondas en el agua, es análogo al realizado por las ondas luminosas y acústicas. Para ondas que se propagan en el agua, un método de análisis conveniente es el considerar la pared o frontera reflejante como el origen de alimentación de un tren de ondas secundario, estableciendo la relación

de fase adecuada entre los trenes de ondas incidentes y reflejados, por medio de la condición de frontera de que no existe flujo entre éstas.

---

La interacción de dos trenes de ondas que se propagan en direcciones opuestas, da origen al fenómeno comunmente conocido como "chapoteo" (clapotis) u onda estacionaria. El sistema de ondas clapotis resultante, pierde la apariencia de un movimiento horizontal progresivo, pero oscila verticalmente sobre puntos fijos, nodos y antinodos, (donde el nodo es el punto de variación mínima en altura y el antinodo el de máxima).

Nuestro conocimiento actual del fenómeno de reflexión que se origina cuando una onda se propaga dentro de un puerto, justifica que los proyectos sean ensayados en modelos hidráulicos (modelos reducidos), particularmente en aquellos -- construídos para embarcaciones pequeñas. A la fecha parece ser necesario reproducir las condiciones reales de un determinado lugar con el objeto de prever la propagación, transmisión amortiguamiento y reflexión del oleaje, dentro de los límites de un puerto.

Lemehuate (29), en su investigación referente a amortiguamiento del oleaje para puertos, concluye que las playas naturales siguen siendo el elemento más efectivo de amortiguamiento del mismo y recomienda que cuando un puerto abarca zonas -

de playa, esta sea sustituida por estructuras amortiguadoras del oleaje. Los resonadores del oleaje, rompeolas hidráulicos, neumáticos y flotantes, son costosos e inseguros, además se considera que son soluciones no muy buenas, en cuanto a ingeniería se refiere, excepto en casos muy especiales.

Las estructuras de enrocamiento dan excelentes resultados en el amortiguamiento de la energía del oleaje. Los factores más importantes en el diseño de este tipo de estructuras son, el tamaño de las rocas, el talud y el porcentaje de vacíos. En la práctica, se ha observado que a mayor tamaño de las rocas, mayor eficiencia de amortiguamiento de la energía del oleaje.

En la práctica, las estructuras de enrocamiento que proporcionan protección a la entrada de un puerto, deberán ser impermeables para limitar la cantidad de energía transmitida al interior de éste; las estructuras localizadas dentro de un puerto deberán ser permeables con el objeto de amortiguar energía.

1.4.2. ONDAS DE LARGO PERIODO (SEICHES). Son ondas estacionarias de relativamente largo período las cuales se presentan en lagos, canales, bahías y a lo largo de costas a mar abierto. Originalmente la palabra Seiche es empleada para designar oscilaciones libres de largo período en lagos. Sin embargo, en la práctica actual se aplica este término descriptivo

a las oscilaciones libres de todas las masas de agua relativamente pequeñas. La mecánica de la generación del seiche aún no se conoce completamente, no obstante que todas las evidencias disponibles prueban que los seiches en los lagos son el resultado de cambios bruscos o de cambios periódicos intermitentes de la presión atmosférica y cambios similares en la velocidad del viento. Las ondas estacionarias en canales se pueden indicar por un incremento o una reducción repentina apreciable de volúmenes de agua. Los seiches en bahías pueden ser generados por cambios locales en la presión atmosférica y en el viento, como sucede en los lagos, y por oscilaciones transmitidas a través de la bocana de la bahía desde mar abierto.

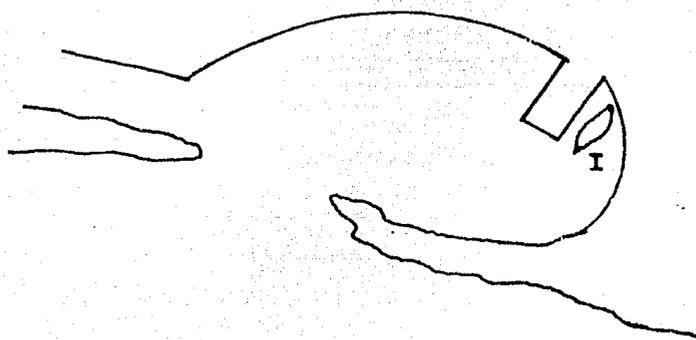
Los seiches en mar abierto pueden ser causados por cambios en la presión atmosférica y en el viento, sismos y deslizamientos submarinos.

Las oscilaciones libres tienen períodos que dependen de las dimensiones tanto verticales como horizontales del almacenamiento, del número de nodos de la onda estacionaria, y de la fricción.

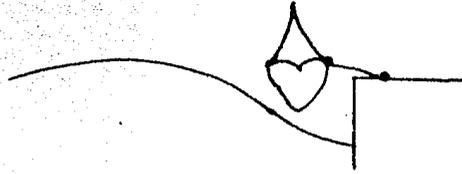
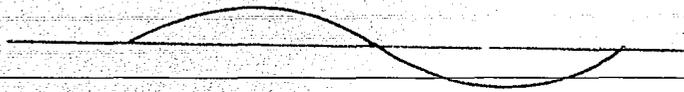
La fricción puede despreciarse generalmente al menos que el depósito sea muy largo y de poca profundidad. El período de una onda real oscilatoria artificial es el mismo que el período de la fuerza que la origina; Sin embargo las oscilaciones artificiales son generalmente generadas por fuerzas

externas intermitentes y en este caso, el período de la oscilación se determina en parte por medio del período de la fuerza externa, también en relación a las dimensiones del almacenamiento de agua del modo de la oscilación.

Un caso de ondas de largo período se tuvo en Manzanillo, en donde sucedía que al estar atracado un barco en la zona (I) y estar todo en calma, el barco de pronto rompía su atadura, azotándose contra el muelle.



Esto era debido a este fenómeno, el cual, sucedía dado que por efectos de ciertas tormentas en el océano Pacífico se crean condiciones de alta o baja presión atmosféricas, reflejándose esto en apachurrones sobre la superficie del mar produciéndose ondas por decir algo de 2 o 3 km. de longitud, un  $t$  (tiempo) largo y  $H$  (altura) pequeña, entonces la mitad de esta onda hace que el agua sin agitación aparente se abata, produciendo que el barco se quede sin apoyo y por consiguiente rompa sus amarras.



Un almacenamiento confinado con una longitud,  $L$ , profundidad promedio,  $d$ , y  $n$ , número de nodos, tiene un período de oscilación libre natural,

$$T_n = \frac{2 L}{n \sqrt{gd}}$$

El período máximo y fundamental, cuando  $n = 1$ , llega a ser:

$$T = \frac{2 L}{\sqrt{gd}}$$

Esta ecuación se denomina fórmula de Marian (20). En una bahía rectangular abierta, la forma más simple de la onda estacionaria es una con un nodo en la bocana y un lazo en el extremo cerrado de la bahía.

El período de oscilación libre en este caso es:

$$T = \frac{4 L}{\sqrt{gd}}$$

La longitud total de la bahía es ocupada solamente por un cuarto de la longitud de onda.

La longitud total de la bahía es ocupada solamente por un cuarto de la longitud de onda.

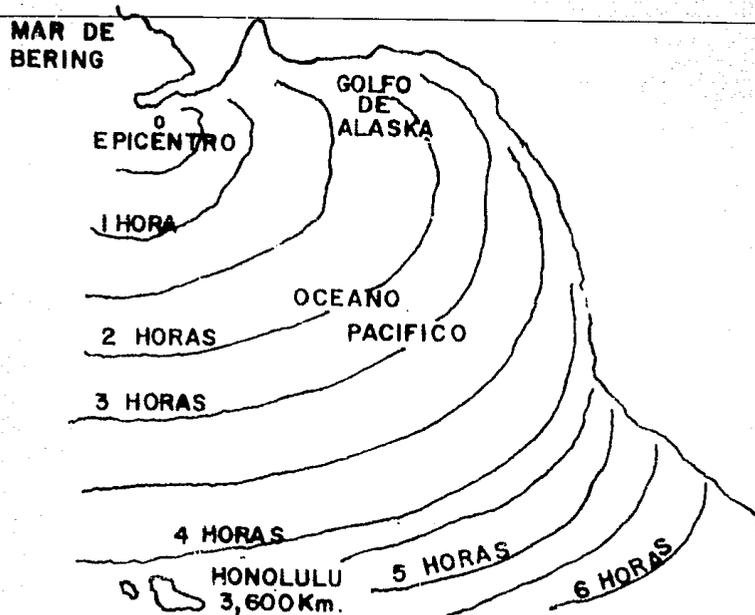
La teoría de las oscilaciones libres en depósitos de -- distintas formas particulares ha sido desarrollada por muchos autores. (21), (22), (23), (24), (25), (26), (27), (28).

1.5. TSUNAMI. Es una onda gravitatoria superficial de gran longitud (onda de marea) formada por una dislocación impulsiva del fondo oceánico. Con frecuencia, la dislocación está asociada a un hipocentro somero ( $< 30$  Km) de intensidad superior al grado siete de la escala de Gutenberg Richter. Sin embargo, no todos los terremotos de estas características van acompañados de un tsunami. Se supone que también constituye una condición indispensable el movimiento vertical. Las investigaciones sobre los movimientos experimentados por el suelo durante los terremotos y la cuidadosa triangulación de las ondas sísmicas procedentes de terremotos submarinos similares han--conducido a la conclusión de que la fuente generatriz, tal como queda definida por las sacudidas inicial y subsiguientes, es por lo general elíptica. Claramente, el efecto de la perturbación--consiste en una serie rápida y discontinua de complejos movi--mientos en varias direcciones. Todos los movimientos de esta clase (verticales) se traducen en una elevación o de presión local de la superficie oceánica. Esta variación del nivel de la -superficie marina se dispersa con rapidez en forma de un tren de ondas oscilatorias que, en muchos aspectos, son similares-

a las ondas producidas por una piedra arrojada en un estanque poco profundo.

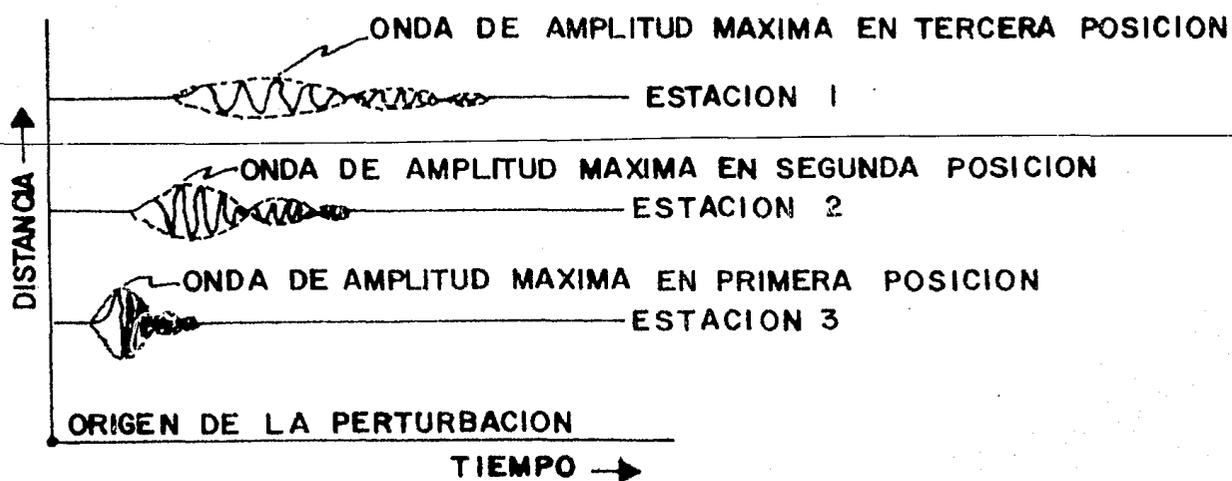
Los intentos de análisis teórico de la generación e historia subsiguiente de las ondas formadas de este modo sólo han suministrado éxitos cualitativos: la mayor parte de los conocimientos que se poseen sobre su comportamiento son empíricos. Los experimentos con modelos reducidos indican que, cerca del origen, la amplitud de la onda está relacionada con la amplitud e intensidad de la perturbación inicial, mientras que la longitud de la onda depende de las dimensiones de la dislocación, que puede alcanzar 160 km. o más.

La perturbación superficial originaria contiene todas las frecuencias de componentes, llegando hacia abajo hasta la asociada con la longitud de onda de la perturbación. Estas componentes que tienen longitudes de onda que resultan grandes en comparación con la profundidad circularán aproximadamente a la velocidad teórica correspondiente a ondas de longitud infinita que se propagan por el agua a una profundidad constante (alrededor de 650-800 Km/h en el oceánico Pacífico), y las componentes más cortas circularán con mayor lentitud. (ver figura)



Desplazamiento de una onda de marea producida el lunes 10. de abril de 1946 por un terremoto cuyo epicentro estuvo situado al sudeste de la isla Unimak. (De L.D. Leet y S. Judson. Physical Geology 2a. ed. prentice Hall, 1958)

En una etapa posterior de su evolución los trenes de ondas están formados por muchas crestas individuales, cuyas longitudes de onda disminuyen con el tiempo en un determinado período de observación y con el aumento de la distancia desde el frente del tren de ondas en cualquier instante del tiempo.



Las amplitudes de las crestas individuales están moduladas por un ritmo lento que escinde el tren en grupos de ondas; la amplitud máxima de cada grupo disminuye de modo paulatino con la distancia desde el frente y en relación directa con la distancia desde el origen. Consideradas individualmente, la cresta más alta del tren de ondas será la más próxima al centro u origen de la perturbación, y su situación en el tren de ondas retrocederá lentamente a través del primer grupo hasta que, después de recorrer una distancia de varios miles de kilómetros, puede suceder que sea la sexta o la séptima en pasar por el punto de observación. Aun cuando en un principio la altura de la perturbación pueda haber sido de alguna decena de metros, en un radio de varios centenares de kilómetros la onda más alta no rebasará de 1-2 m.

Sin embargo, cuando un tsunami se aproxima a una gran isla o una costa continental, los efectos combinados de la refrac

ción, resonancia, canalización e interferencia pueden traducirse en un considerable incremento local de la altura de la ola; por esta razón se han observado marcas de agua hasta una altura de 12-15 m. sobre el nivel del mar en este resurgimiento de los grandes tsunamis.

## C A P I T U L O 2

### MORFOLOGIA DE LAS COSTAS

Nos referiremos al estudio de los aspectos característicos y de la estructura terrestre en una zona costera sometida a procesos marinos y subaéreos de erosión y sedimentación. Las tierras costeras son las comprendidas entre la línea de la costera, o nivel de la bajamar, y la tierra firme, incluyendo muchos detalles menores del relieve, así como los principales aspectos de la topografía costera. En este tema se hace hincapié en los aspectos regionales de la morfología costera. Un estudio de los procesos en las playas y zonas próximas a la costa, será visto en Procesos costeros.

La vigorosa acción de las olas, las diversas corrientes, la elevada salinidad del agua y los vientos continuos originan formas terrestres, tanto constructivas como destructivas, ya que actúan sea cual fuere la composición de las rocas y su estructura, sus características topográficas y la cubierta vegetal que puedan poseer. Además de los agentes que actúan sobre las formas terrestres, la posición variable de la línea de la costa respecto al nivel del mar es un factor importante en la

evolución costera.

El embate del mar se ha concentrado en el nivel actual o en sus proximidades durante 5,000-6,000 años solamente. En los 130 siglos precedentes el nivel del mar ha crecido en unos 122 m. debido al incremento de volumen del oceano por las aguas de fusión de los hielos continentales en disminución en las postrimerías del Pleistoceno. Las formas costeras que se originaron durante la regresión de los mares se encuentran sumergidas en la actualidad mar adentro.

## 2.1 FORMAS TERRESTRES DE TIPO CONSTRUCTIVO.

Entre ellas se incluyen los deltas, planicies deltaicas costeras, playas, barras, bancos, arrecifes, dunas y otras muchas formas de menor importancia.

También constan en este grupo las estructuras de origen orgánico. A lo largo de las costas de los mares cálidos, las algas, los corales, y otros organismos pueden cementar los materiales de las playas hasta formar rocas sólidas, o pueden acumularse en cantidades enormes para constituir arrecifes, que a veces se extienden a distancias considerables de la costa. Estas son formas terrestres de tipo constructivo, como lo son también los bajos y acumulaciones de sedimentos alrededor de las raíces de los manglares y otras plantas en algunas costas.

La posición y desarrollo de estas formas están relacionados con la situación del mar en su origen.

Los deltas avanzan en dirección al mar, formándose en estuarios y en las desembocaduras de los ríos. Pueden todavía avanzar mar adentro, donde los ríos depositan sus cargas con mayor rapidez que la velocidad con que el mar erosiona la costa o las corrientes arrastran los sedimentos. La posición de un delta depende de la topografía del continente, la cual determina la forma de la desembocadura del río. En los lugares donde la tierra es plana, como en el caso de una amplia llanura de inundación que conduce al mar, la desembocadura del río aparece en el extremo inferior de una zona de meandros, cuya situación depende de cambios de cursos o capturas que se producen incluso hasta varios cientos de kilómetros tierra adentro. Si dichos cambios en los cursos de los ríos originan la aparición de nuevas zonas de meandros, como es frecuente, el ensanchamiento del delta puede realizarse con rapidez, primero en un lugar y posteriormente en otro que puede estar a muchos kilómetros de distancia. En tal caso la plataforma costera se transforma en una planicie deltaica. Su parte frontal está orlada de playas Marismas, albuferas y bahías de varias clases constituyen corrientemente una zona baja detrás de las playas, a través de la cual los diques naturales de las ramificaciones de la corriente forman fajas de terreno relativamente firme y secas, que conducen al mar.

## 2.2 FORMAS TERRESTRES DE TIPO DESTRUCTIVO. En-

tre las formas terrestres de tipo destructivo están los acantilados, plataformas estrechas talladas por las olas, puentes naturales y grutas al nivel del mar, masas de rocas desprendidas que constituyen islas y agujas, y otras muchas formas - cuyos aspectos característicos han evolucionado por la influencia dominante de la topografía local y el tipo y estructura de roca.

Las formas erosivas dependen considerablemente del tipo de costa sometido al embate de las olas. De este modo -- una roca resistente puede haber cambiado poco durante 50-60 siglos de exposición al oleaje, como ocurre en el caso de las capas de rocas cristalinas en masa existentes a lo largo de las costas próximas a Río de Janeiro, en la Costa Brava-catalana y en otras costas escarpadas de diversos lugares. - Las rocas no consolidadas, como la mayoría de los sedimentos del Terciario y Cuaternario, han sido obligadas por lo -- general a formar costas suaves con playas rectas y largas, - las cuales pueden limitar el continente o estar algo alejadas del mismo, mar adentro.

En estos casos la acción de las olas y los procesos -- químicos de meteorización han demostrado que son capaces - de desintegrar las rocas en finos detritos de granulometría - suficientemente pequeña para que las corrientes los puedan - transportar y depositar en las playas.

En las orillas opuestas del mar Báltico, en las partes este y oeste del delta del Ródano o entre la costa suave de Texas y la irregular de Terranova pueden observarse contrastes que están relacionados con la clase de roca constituyente de la línea de la costa.

COSTAS DE FIORDOS. Una región de rocas profundamente erosionadas por la acción de los glaciares puede convertirse en una costa de fiordos. A lo largo de tales costas pueden existir profundos estuarios que penetran a gran distancia tierra adentro, a menudo entre acantilados abruptos desde los cuales caen elevadas cascadas, como ocurre a lo largo de las costas de Noruega, Alaska Meridional y S. de Chile.

RIAS. Las costas con rías se caracterizan por una serie de entrantes y salientes irregulares análogos a los de las costas de fiordos, pero con un relieve más suave; han sido producidas al quedar sumergidas regiones de topografía no glaciaria. Son famosas las rías gallegas.

COSTAS DE TIPO CARSTICO. Las formas cársticas se producen en capas de caliza relativamente soluble existentes a lo largo de algunas costas, tales como la de Dalmacia, en el mar Adriático.

### 2.3. LINEAS DE COSTA EMERGIDAS Y SUMERGIDAS.---

Muchos geomorfologistas consideraron las costas suaves como emergidas, basándose en la hipótesis de que los fondos marinos son planos, de modo que cuando se elevaron hasta convertirse en llanos o plataformas litorales formaron costas relativamente rectas. Las líneas costeras más complicadas fueron consideradas como sumergidas, en la creencia de que la región en cuestión había experimentado cierto descenso, permitiendo al mar inundar una topografía muy variada que había sido producida por la meteorización y erosión de las superficies expuestas al aire. Sin embargo, debido a la comprobación de que la reciente elevación del nivel del mar es de mucho mayor magnitud que la supuesta anteriormente, ha tenido mayor aceptación la idea de que las líneas costeras de los océanos han quedado sumergidas en todo el mundo. Durante el último y breve período de quietud del nivel del mar se ha originado considerables contrastes entre costas uniformes e irregulares. En realidad, los ejemplos clásicos de líneas costeras emergidas presentan abundantes pruebas de inundación. Las costas suaves de Nueva Jersey, en la parte sur, demuestran la facilidad con que el Atlántico crea litorales de contornos suaves y largas playas en roca no consolidada, mientras que los contornos irregulares de Chesapeake y otras bahías más hacia el interior son producto de valles inundados que fueron labrados durante el anterior período, en el que el nivel del mar era bajo.

2.4 LINEAS COSTERAS NUEVAS. La elevación de la tierra se produce rápidamente en muchas costas, en particular en las montañosas. De esta manera las playas, acantilados, plataformas costeras y otras formas terrestres quedan a suficiente altura sobre el nivel del mar. Al levantarse, los bancos costeros forman terrazas. Un plegamiento muy suave en regiones -- formando bancos también bascula y eleva las planicies costeras, haciendo que algunas de ellas se transformen asimismo en terrazas. Ordinariamente se prolongan tierra adentro formando terrazas fluviales, o bancos, que en otro tiempo fueron llanuras de inundación.

La tierra puede haberse desplazado también hacia abajo debido a una falla, con lo que los escarpes constituyen la línea costera local. También se forman nuevas líneas costeras alrededor de islas volcánicas o corrientes de lava que alcanzan el mar.

Con el tiempo se modificarán debido al ataque de la erosión, que creará acantilados y playas similares a los que se han originado con rapidez en costas con depósitos o sedimentos glaciares sumergidos, como los drumlins existentes a lo largo de las costas del Maine o grandes cantidades de sedimentos de la costa sur de Long Island.

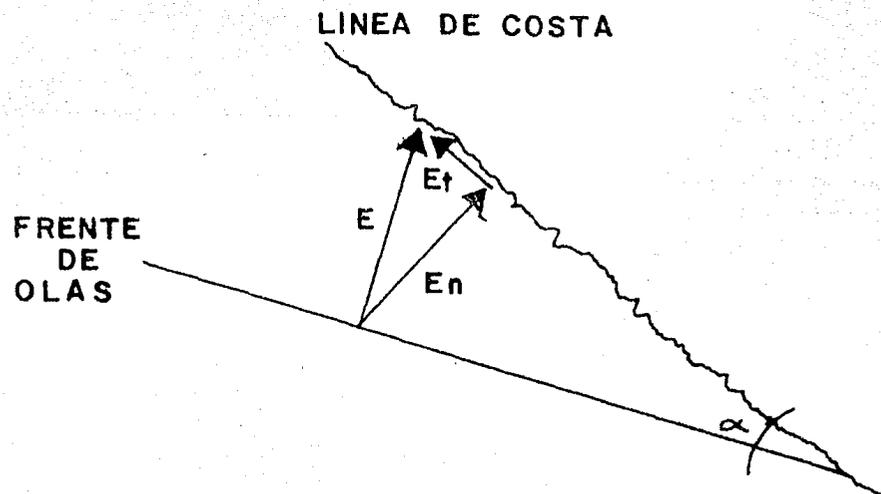
## C A P I T U L O 3

### ACCION DEL OLEAJE SOBRE LAS PLAYAS

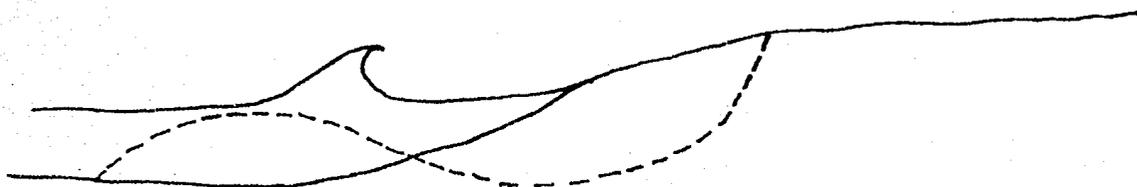
La acción del oleaje sobre las costas genera el transporte litoral que es dentro del estudio de la Ingeniería de Costas, uno de los aspectos más importantes. Este transporte litoral es el resultado de la acción del oleaje sobre fondos arenosos y más genericamente sobre fondos granulares.

Dicha acción se reduce a un movimiento de las partículas de fondo según la intensidad de las velocidades generadas en cada punto.

Sabemos que el oleaje tiene una cierta energía que se desplaza en el mismo sentido perpendicular al frente de olas. También sabemos que el frente de olas generalmente llega con un cierto ángulo. Entonces al llegar a la playa, esta energía la podemos descomponer en una componente normal y una componente tangencial.



De lo anterior podemos observar que si el frente de olas incidiera solo en forma perpendicular, la arena de la playa se acumularía en una época del año y se retiraría en otra sin que hubiera alguna alteración.

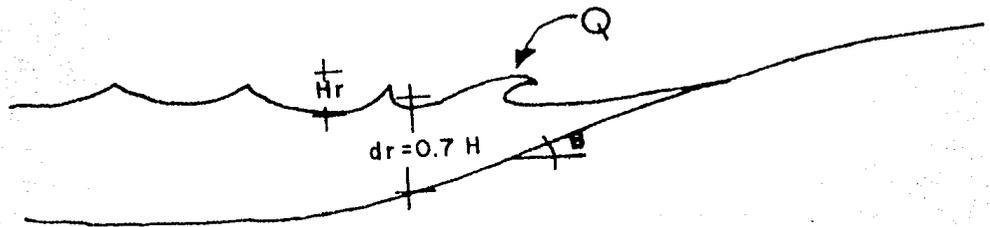


También podemos observar que la  $E_t$  es la causante de un movimiento paralelo a la costa que es el que origina el transporte litoral a lo largo del mismo.

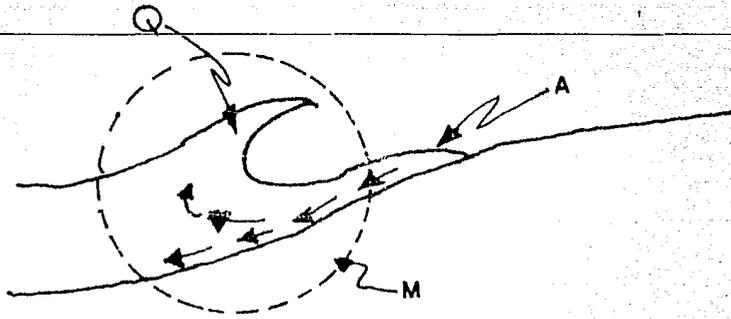
Como sabemos en la realidad se presentan los frentes de olas con algún ángulo y por consiguiente el vector de la energía se puede considerar formado tanto por una  $E_n$  como una  $E_t$  actuando simultáneamente.

Para comprender estos dos fenómenos veremos que sucede cuando la ola rompe. Las condiciones en que la celeridad rebasa al movimiento de la partícula (es decir, el momento en que la ola rompe) se produce aproximadamente ---

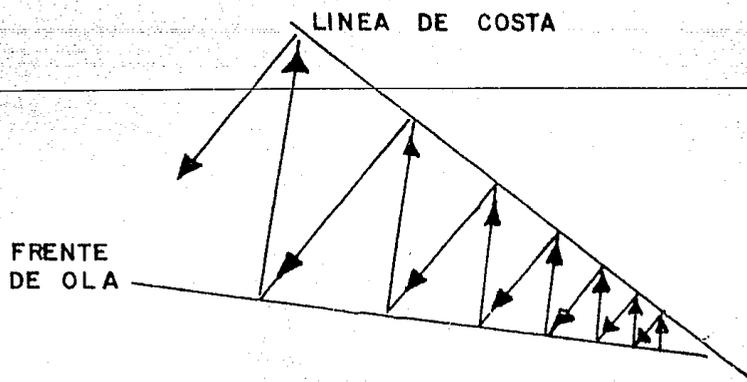
cuando la profundidad es  $d_r = 0.7 H_r$ , la forma como esa ola rompe dependerá fundamentalmente de la relación de esbeltez ( $\delta$ ) y de la pendiente de la playa ( $\beta$ ).



Examinando el rompimiento de la ola tanto en corte como en planta se observa que la masa de agua ( $Q$ ) rompe acumulándose el agua en ( $A$ ) y esta regresa por la pendiente hasta que otra ola llega presentándose en ( $M$ ) un movimiento de retorno o reincorporación y otro hacia abajo, lo cual ocasiona el fenómeno en el que se dice, si una persona está parada en la playa, que "se lo jalo el mar"



Así también podemos observar que cuando por efectos del fondo sobre el oleaje, se produce la rompiente del mismo, dando origen cuando se presenta con una cierta dirección frente a la línea de playa, una corriente por la fosa -- producida por la rotura de la ola, esta es conocida con el nombre de CORRIENTE LONGITUDINAL (long- shore current ) Así al actuar los dos tipos de corrientes (ida y regreso y - longitudinal) se provoca un movimiento en DIENTE DE SIERRA este se produce en la cara de la playa ( A ) y en ( A )- se presenta la longitudinal (linea de rompientes).



Como esta masa de agua en movimiento lleva considerables partículas en suspensión, se origina el transporte litoral a lo largo de la costa, pero principalmente por la parte alta de la playa.

Eventualmente se produce otro movimiento cuando no se puede establecer el drenaje debido al acumulamiento de la masa de agua y de material en suspensión que va siendo acumulado sobre la zona interior de la playa ya sea por corriente longitudinal o por la "diente de sierra", entonces ese acumulamiento provoca que se desaloje la masa de agua y de material en suspensión hacia mar adentro, produciendo generalmente atrás de la línea de rompientes, una especie de hongo que es una zona de acumulación de material que servirá posteriormente como zona de alimentación para el siguiente tramo de playa. Este tipo de corriente se conoce como CORRIENTE DE RETORNO (rip-current).

Basándose en el esquema clásico de corrientes litorales de Shepard e Inman ( 31 ) y Arlman-et-al ( 32 ), es posible complementar el diagrama de corrientes y transporte litoral ( figura sig. ), en el que se aprecia básicamente la zona exterior de la playa, la zona interior, la zona húmeda, la berma, el estran, la fosa y barra longitudinal, la línea de rompientes, las corrientes longitudinales, las de "dientes de sierra" y las de retorno y el límite de movimiento.

Así un llamado PERFIL DE PLAYA contiene los elementos siguientes:

ZONA DE DUNAS. Es formada por la arena que es sacada por el mar y acumulada por el viento y ya el mar no tiene acción sobre ella.

ZONA HUMEDA. En términos generales permanece seca pero por oleajes extraordinarios se moja.

BERMA. Es el límite entre lo que eventualmente está en contacto con el mar con lo que no está.

ESTRAN O CARA DE LA PLAYA. Es la zona que está en contacto permanente con el mar, es decir es la zona que se cubre y descubre con el movimiento del mar y cambia en forma activa durante el día.

ZONA INTERIOR. Limitada por la línea de rompientes y por la traza del nivel medio de mareas bajas, esta zona presenta un intenso movimiento de material debido a

la turbulencia generada por la rotura de las olas. La mayor parte del material se mueve en suspensión. -  
~~Por otra parte la rotura de las olas trae como conse-~~  
cuencia la formación de barras arenosas (barra longi-  
tudinal) cuyo seno (fosa longitudinal) sirve de canal--  
natural a la circulación de corrientes a lo largo de la  
playa. (long-shore currents).

LINEA DE ROMPIENTES. se denomina así a la zona -  
donde se producen los rompientes del oleaje y depen-  
diendo de las características de este y la pendiente de  
la playa, es posible que se tengan una o más líneas -  
de rompiente.

ZONA EXTERIOR. Cuando el oleaje empieza a ser so-  
metido a los efectos de fricción con el fondo, se pre-  
senta, a partir de una cierta profundidad, una interac-  
ción entre las moléculas de agua y las partículas del  
fondo. Esta interacción se produce como resultado del  
movimiento oscilatorio de las moléculas de agua, que  
somete a los granos de sedimento a fuerzas hidrodinámicas que tienden a ser equilibradas por el peso pro-  
pio de los granos.

La resultante de estas dos acciones determinará la mag-  
nitud y dirección del transporte de arenas en esta zona,  
que generalmente resulta ser paralelo a la dirección de

propagación del oleaje hasta llegar a la zona de rompientes donde las características de movimiento son diferentes.

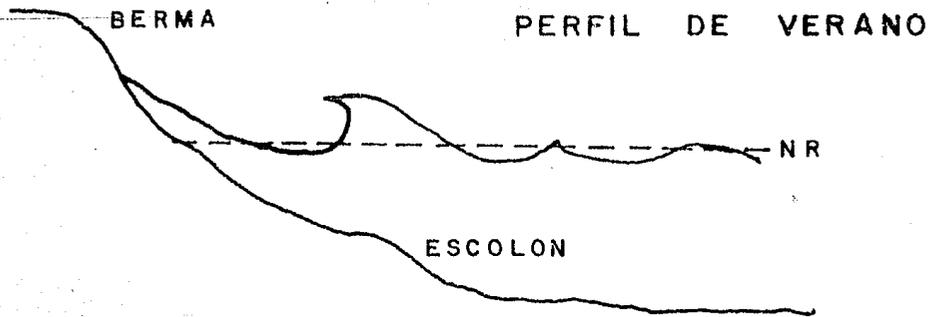
LIMITE DE MOVIMIENTO. Es cuando empieza a haber movimiento en el fondo.

Fundamentalmente el transporte litoral se realizará según las condiciones prevalecientes del oleaje, las que a su vez originarán una forma específica del perfil playero, por lo que enfocaremos nuestra atención sobre el estudio de los perfiles de playa, para posteriormente, de acuerdo con el tipo de éstos, evaluar el transporte litoral existente y los posibles fenómenos que esto pueda ocasionar.

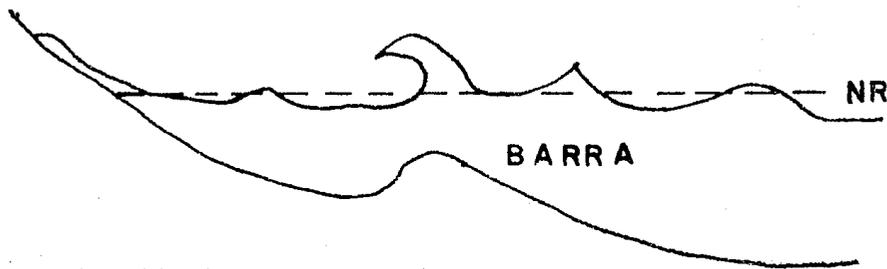
3.1. PERFILES DE PLAYA. En términos generales se considera que existen básicamente dos formas definidas de los perfiles de playa que se han designado genéricamente como perfil de verano y perfil de invierno, con el objetivo de hacer notar la diferencia de las características del oleaje que los modelan: así en verano por ejemplo, se supone que las condiciones de agitación del mar son menos severas que en la época de invierno, produciéndose un perfil en el que se nota una acumulación considerable de material en la parte alta del estrán, dando lugar a una berma bien definida.

Para las condiciones de invierno se tiene una mayor

agitación, esto da lugar a una serie de rompientes que forman barra y fosas, típicas de los perfiles de invierno.



PERFIL DE INVIERNO



Sin embargo considerando que el factor determinante para un tipo de perfiles es la relación de esbeltez del oleaje  $H/L$ , se puede establecer que un perfil con formación de

barras (invierno) será característico de una relación  $H/L > 0.025$  y el perfil de verano corresponderá a la relación  $H/L < 0.025$ .

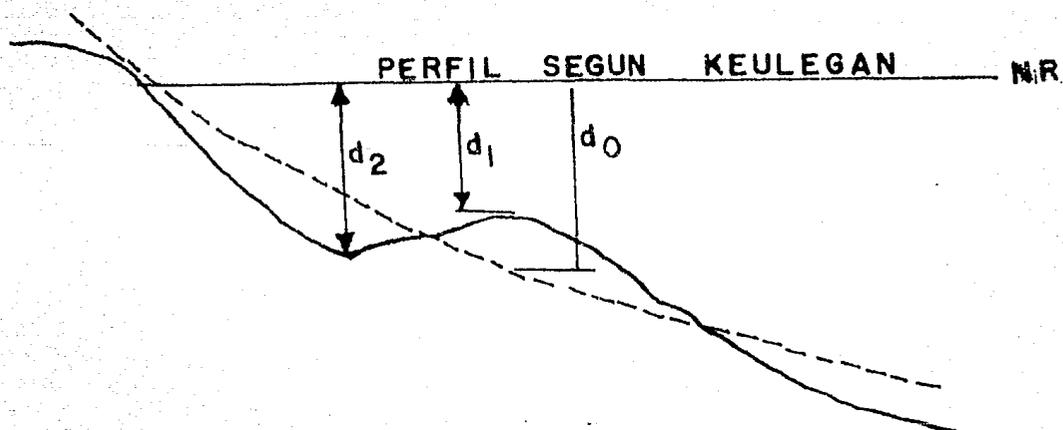
En términos generales se puede establecer que la pendiente en el estrán aumentará o disminuirá si la relación de esbeltéz aumenta o disminuye, análogamente variará en forma inversa si se toma en consideración las características del diámetro del material playero como indicativo.

La variación de estas relaciones es estacional, y más aún, pueden en algunos casos variar considerablemente en un mismo día. Por ello, diversos investigadores han tratado de obtener un perfil llamado de equilibrio que representa la acción conjunta de parámetros que intervienen en la formación del perfil de playa, ésto es, características de material de fondo, amplitudes del oleaje, período, variaciones de nivel, etc.

Generalmente consideraron que los perfiles de playa tienen la forma de una parábola fraccionaria a partir de un origen materializado por la intersección de la línea de playa con el nivel medio del mar y que además sobre este perfil se desplazan, de acuerdo con las características del oleaje, la barra y la fosa cuando se forman.

Según Keulogan (33), Shapard (34) e Inman (35), es posible establecer las siguientes relaciones de un perfil --

playero.



$$\frac{d_1}{d_0} = 0.58 \quad \frac{d_2}{d_1} = 1.69 \quad d_0 = H_b$$

en la que:

$d_1$  = profundidad de la barra

$d_2$  = profundidad de la fosa

$d_0$  = profundidad de la barra sobre el perfil

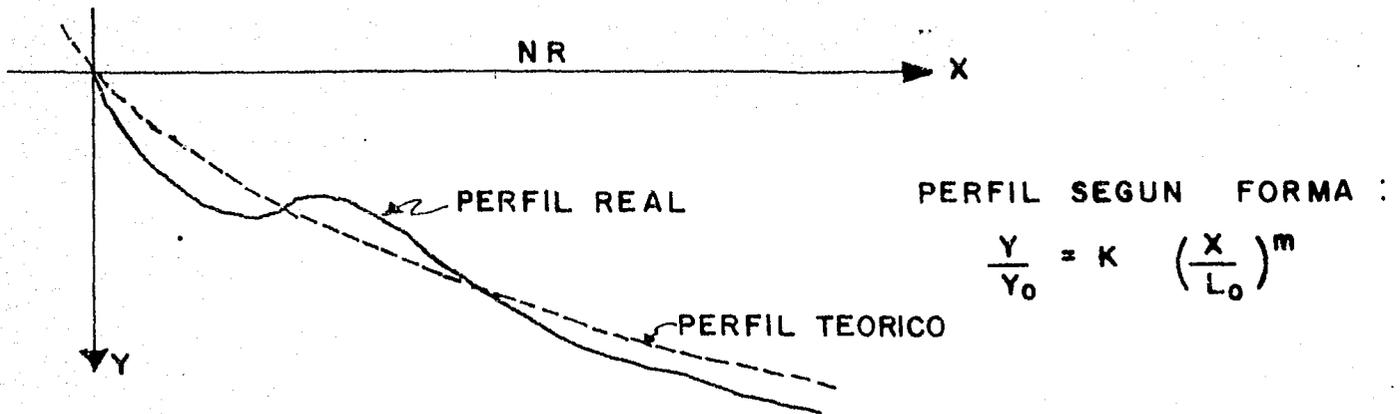
$H_b$  = altura de la ola al romper

Bruun (36) establece, según resultados obtenidos en las costas de California, específicamente en Misión Bay y en las costas danesas, que el perfil de equilibrio tiene la forma de

$$X = K y^{3/2}$$

en la que X es la distancia horizontal de la línea de playa al punto de profundidad Y e indica que el perfil puede trans

ladarse perpendicularmente a la playa en caso de erosión-  
o de azolve Larras (37) propone una fórmula para el per-  
fil base de la playa sobre el que se desarrollan el escalón,  
la fosa o la barra



$$\frac{Y}{L_0} = K \left( \frac{X}{L_0} \right)^m$$

X = distancia horizontal de cada punto del perfil a la -  
traza del nivel en reposo con la playa,

Y = profundidad de cada punto del perfil bajo el nivel-  
de reposo,

L<sub>0</sub> = longitud de la-ola en aguas profundas,

K y m = números sin dimensión.

$$K = \frac{h_0}{L_0} + 0.039 \frac{\sqrt{d_n}}{\sqrt{\gamma-1}}$$

$d_n$  = diámetro de los granos en mm.

$\gamma$  = peso específico de la arena.

$$m = 11.5 \frac{h_0}{L_0} + 0.0275$$

Posteriormente Kemp (38) propone que los parámetros fundamentales a considerar deben estar relacionados en la forma siguiente:

$$\lambda = 44 \frac{H_b^{3/2}}{D^{1/2}}$$

donde:

H = altura de ola antes de romper

$H_b$  = altura de rompiente en m.

D = diámetro de los granos en mm.

$\lambda$  = distancia a la línea de rompientes.

La pendiente de la playa puede expresarse como:

$$m = 0.023$$

Considerando que antes de romper la ola se comporta como una onda solitaria y que además el tipo de perfil de playa es función de la relación entre el tiempo transcurrido de la rotura de la ola hasta que llega al punto de alcance máximo y su periodo. La expresión que nos da el valor del pe--

riodo crítico de transición entre el perfil de barra y el de escalones o bermas es:

$$T_c = \frac{2 \lambda}{2 g H_b}$$

Tc en segundos

El valor de la altura crítica de transición es:

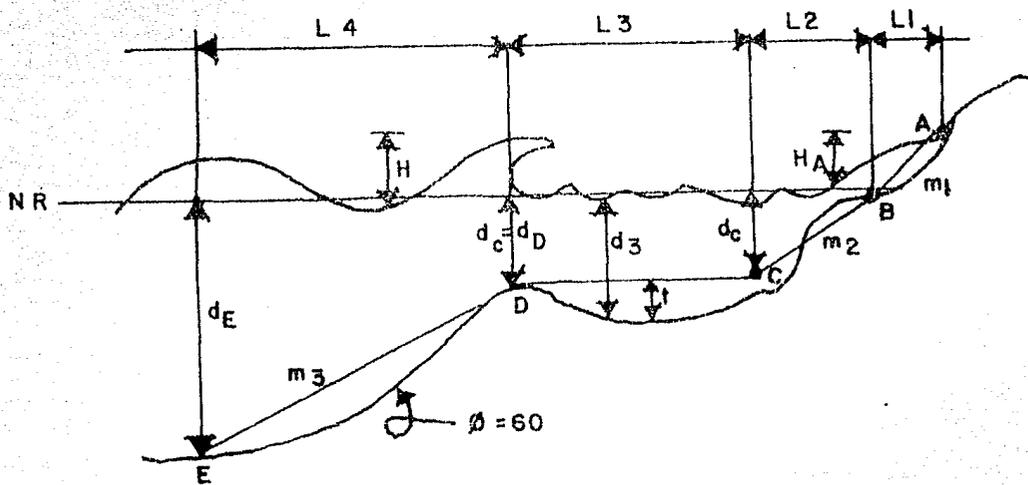
$$H_b = 0.05 D^{1/2} T$$

Popov (39) considera que deben de existir cuatro zonas bien definidas en un perfil estable, siendo éstas:

- 1.- La comprendida entre el punto de máximo alcance de la ola y el nivel de reposo.
- 2.- La parte relativamente plana entre el nivel de reposo y el punto más bajo del canal de rompiente.
- 3.- La parte comprendida entre el fondo del canal y la cresta de la barra.
- 4.- La zona de la cresta de la barra al límite de la acción del oleaje sobre los fondos.

Las relaciones entre los diferentes elementos que se pueden considerar en estas zonas son los siguientes:

## PERFIL TEORICO SEGUN POPOV



a. Alcance máximo de la ola.

Para  $10 < \frac{H}{D} \leq 100$

$$\frac{H_A}{H} = 5.65 \frac{D}{H} - 4.3 \frac{H}{L} + 0.58$$

Si  $\frac{H}{D} > 100$ :

$$\frac{H_A}{H} = 0.63 - 4.3 \frac{H}{L}$$

b. Pendiente  $m_1$

Si  $200 < \frac{D \sqrt{gD}}{\gamma} \leq 1200$

$$m_1 = \left( 2 - 5 \cdot 10^{-4} \frac{D \sqrt{gD}}{\gamma} \right) \frac{H}{D}$$

$$\text{Si } \frac{D \sqrt{gD}}{\gamma} > 1200 ; m_1 = 1.3 \left( \frac{H}{D} \right)^{1/4}$$

c. Pendiente  $M_2$

$$M_2 = \left( 2.9 - 10 \frac{H}{L} \right) \left( \frac{H}{D} \right)^{1/3}$$

d. Profundidad  $d_c$

$$d_c = d_o = 0.6 H$$

e. Longitud  $L_3$

$$\frac{L_3}{H} = \left(0.6 - \frac{3H}{L}\right) \left(\frac{H}{D}\right)^{1/3}$$

f. Pendiente  $m_4$

$$\text{Si } \frac{H}{D} > 40$$

$$m_4 = \frac{460 \gamma}{D \sqrt{gD}} + 2.1$$

$$\text{Si } \frac{H}{D} < 40$$

$$m_4 = K \left( \frac{460 \gamma}{D \sqrt{gD}} + 2.1 \right)$$

Donde K vale :

H/D	10	15	20	25	30	40
K	1.7	1.5	1.3	1.2	1.1	1.0

$$\text{g. Profundidad } \frac{d_E}{H} = \left[ \frac{400 \gamma}{D \sqrt{gD}} + 0.55 - \left( \frac{1200 \gamma}{D \sqrt{gD}} + 2.3 \right) \frac{H}{L} \right] \left( \frac{H}{D} \right)^n$$

donde:

$$n = 0.27 - \frac{35.9}{D \sqrt{gD}}$$

El diámetro usado para los cálculos debe ser el diámetro 60 (en peso).

Eagleson, glenne y Dracup (40) de acuerdo con ensayos realizados en 1961 y 1963 (41) proponen una expresión de los perfiles de equilibrio para un cierto oleaje, a partir de la condición de equilibrio oscilante de los granos en el momento de la iniciación de su movimiento, lo que resulta para una --

sección localizada antes de la zona de rompientes, que la pendiente de la sección será:

$$\operatorname{sen} \alpha = \frac{K}{J} f_1 \left( \frac{d}{L_0} \right)$$

$$\text{en la que } K = 0.92 \left[ \pi \left( \frac{H_0}{L_0} \right) \right]^2 \frac{D}{L_0} (\beta D)^{3/7} \text{ en ft/seg.}$$

H = altura de la ola

D = diámetro de material de fondo

$$J = 6.94 \times 10^{-2} \frac{DTg}{\gamma} \left( \frac{D}{L_0} \right)^2 \left( \frac{S_s}{S_f} - 1 \right) \text{ en ft/seg.}$$

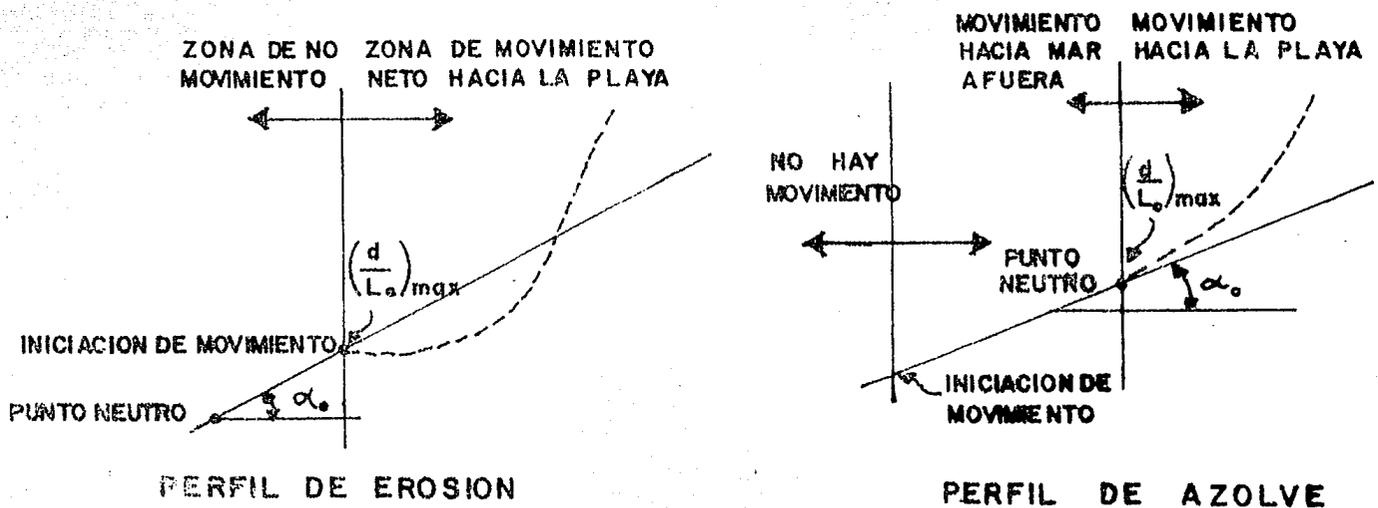
$$\beta = \left[ \frac{\pi}{\gamma T} \right]^{1/2}$$

$$f_1 = \frac{d}{L_0} = \frac{\cot h^2 \frac{2\pi d}{L}}{\operatorname{sen} h^2 \frac{2\pi d}{L} + \frac{2\pi d}{L_0}}$$

Considerando que es posible integrar la ecuación de la pendiente de curva determinada para tramos pequeños, se obtiene una nueva para el perfil de equilibrio de la forma:

$$\begin{aligned} \frac{X}{L_0} = & 42.73 \frac{J}{K} \left[ \ln \left( 0.01335 - 0.0161 \frac{h}{L_0} \right) + 0.7271 \left( \frac{h}{L_0} \right)^2 + \right. \\ & \left. + 1.206 \frac{h}{L_0} - 1.50 \right] \left( \frac{d}{L_0} \right)_x \\ & \left( \frac{d}{L_0} \right)_{\max} \end{aligned}$$

El origen del sistema de eje se tiene en el punto  $\left( \frac{d}{L_0} \right)_{\max}$  que es el punto a partir del cual se hace sentir la acción del oleaje.



Sin embargo los resultados de la expresión no concuerdan con la realidad, ya que la pendiente obtenida es función de la pendiente inicial de los ensayos.

Tomando en cuenta los resultados anteriormente citados y las propias experiencias realizadas en el Laboratorio Nacional de hidráulica de Chatou, Sitarz (42) (43), propone una expresión que define el perfil de equilibrio como una curva parabólica cuyo origen se encuentra localizado en el nivel medio del mar sobre la barra del perfil.

Un primer intento lo lleva a proponer para el perfil que va de la línea de rompientes hacia playa afuera la siguiente expresión:

$$X = \frac{K}{\rho' D H^{3/2}} Y^2$$

---

Y = profundidad a partir del nivel de reposo

X = distancia horizontal a partir de la línea de rompientes.

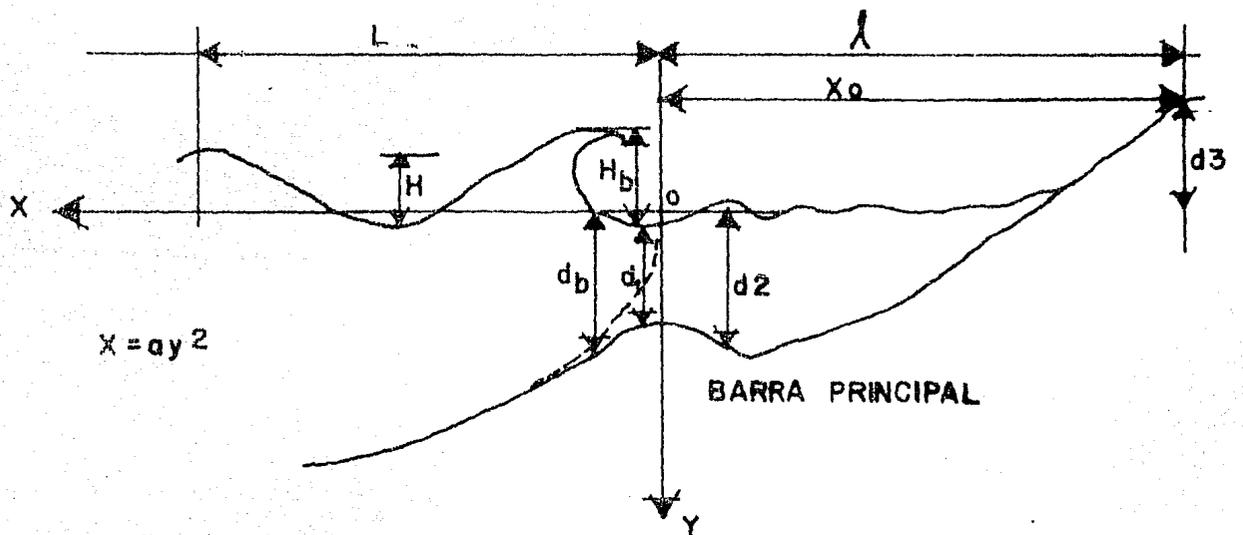
K = 0.75 si X y H en metros, D en mm. y  $\rho' = 1.6$

H = altura de la ola.

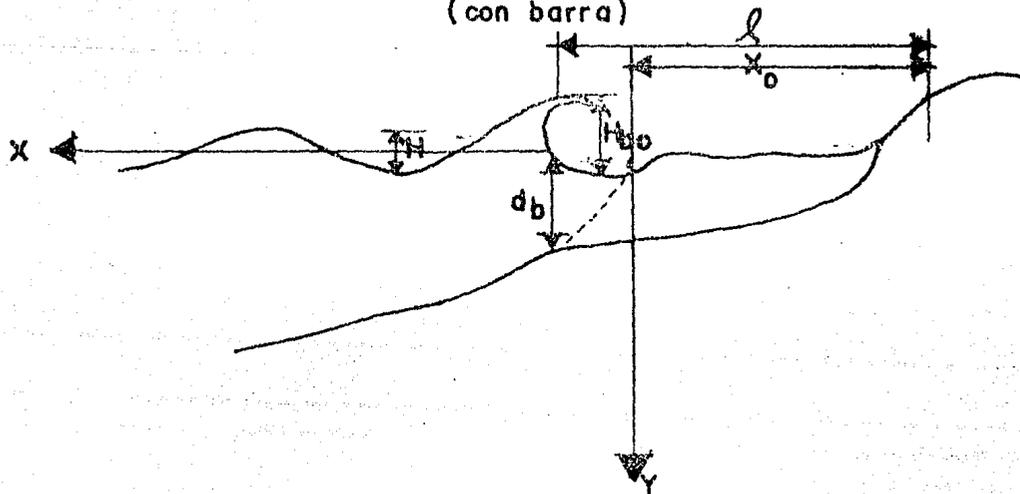
Se distinguen dos zonas, la primera es la parte de playa sometida a la acción de la ola antes de romper, la segunda expuesta a los efectos de la ola rota. Las características de la parte expuesta a los efectos de la ola rota son función del período de la ola. Hay un cierto valor  $T_c$  a partir del cual no existe barra y por debajo del mismo si hay.

$$T_c = \frac{K}{0.06 \sqrt{\rho' D}}$$

PERFILES TEORICOS EN FUNCION DEL PERIODO T



PERFIL PARA  $T < T_c$   
(con barra)



PERFIL PARA  $T < T_c$   
(sin barra)

La forma del perfil de equilibrio del fondo comprendido entre la profundidad de la plataforma continental de pendiente inferior a 3 % y la profundidad de rompiente  $d_b$  de la ola puede asimilarse a una forma parabólica  $X = a Y^2$  o sea

$$X = \frac{K}{\sqrt{\rho'} D_2 H^{3/2}} Y^2$$

H = altura de la ola

$D_2$  = diámetro medio en mm. del material formador del perfil.

$\rho'$  = densidad del material bajo el agua

K = 0.95 si X, Y y H en m. y D en mm.

El origen de los ejes de la parábola está a una distancia de la berma de la playa:

$$X_0 = \frac{60}{D_1^{1/2}} H^{3/2} \quad \text{Si} \quad 0.004 < \frac{H}{L_0} < 0.01$$

$D_1$  = diámetro del material entre la línea de rompientes y la berma de la playa.

$$a = \frac{1}{\sqrt{\rho'} D_2 H^{3/2}} \quad \text{y para} \quad a \approx 10$$

$$H^{3/2} = \frac{0.75}{a D_2} = \frac{0.75}{0.042 \times 10} = 1.78$$

$$\therefore H = 1.465 \text{ m}$$

Por lo que podemos considerar que el oleaje formador de la playa es uno del orden de 1.35 a 1.465 m, o sea 140 m.

## C A P I T U L O 4

### PROCESOS COSTEROS

---

4.1 CARACTERISTICAS DE LOS MATERIALES DEL LITORAL.- La textura y composición del material en la zona litoral es generalmente arenosa y en cualquier momento puede definirse analizando muestras de los sedimentos 2 a 5 cm. superficiales. El procedimiento acostumbrado es obtener muestras de los materiales de la berma, algunas del estran y otras a lo largo del perfil con intervalos aproximados de 2 metros hacia el mar hasta que se aprecia un patron de uniformidad.

En la practica el limite hasta el cual se obtienen muestras corresponde con 10 metros de profundidad.

Las propiedades fisicas de los materiales del litoral incluyen granulometría, esfericidad y redondez de los granos y composición mineral. Algunas características de la playa incluyendo porosidad, permeabilidad y pendiente. Generalmente lo que se estudia en detalle de los granos individuales es la distribución de tamaños y su composición mineral.

4.1.1 GRANULOMETRIA.- Ya que la distribución de tamaños de los sedimentos es de gran importancia en la descripción de las características de los mismos, todas las muestras deben someterse al analisis.

Este debe ser complementado por métodos de velocidad de --

sedimentación (44). El tubo de Acumulación Visual es un procedimiento aceptable para determinar la distribución de tamaños de los sedimentos (45).

En la tabla siguiente aparecen clasificaciones de tamaños uniformes aprobados por el Cuerpo de Ingenieros (USA) en marzo de 1953 (basados en la clasificación de Casagrande).

CLASIFICACION DE SUELOS UNIFORMES DEL CUERPO DE INGENIEROS.

(Empleando los tamaños de Malla Standard U.S.)

N O M B R E	LIMITES DE TAMAÑO DEL GRANO - (DIAMETRO)
Canto rodado -----	Arriba de tres pulgadas
Grava Gruesa -----	3/4" a 3"
Grava fina -----	Malla # 4 a 3/4" (4.76 a 19 mm.)
Arena gruesa -----	Malla # 10 a la # 4 (2.0 a 4.7 mm)
Arena media -----	Malla # 40 a la # 10(0.42 a 2.0 mm)
Arena fina -----	Malla # 200 a la # 40 (0.074 a 0.42 mm)
Limo o arcilla -----	Abajo de la malla # 200(abajo de -- 0.074 mm.)

Una muestra de 5 a 7 grms. es suficiente para el análisis, empleando el método de velocidad de caída. Se determina el porcentaje con relación al peso para cada tamaño y se construye una curva de distribución de tamaños acumulativa (46). De esta curva puede obtenerse el diámetro de las partículas del sedimento para cualquier porcentaje. A partir de un análisis estadístico apoyado en los

estudios de Krumbein (47) Wentworth (48), Tvask (49), el apoyo de las computadoras (50), Hoel (51), con pequeñas muestras podemos llegar a determinar y poder concluir si la distribución de material es correcta o existen factores que la alteran o bien es una clasificación natural incompleta.

Una descripción completa de los procedimientos del laboratorio que se emplean para efectuar análisis mecánico y petrográfico de arenas está expresado por Krumbein y Petti John (52).

La tabla, de Pettijohn (53) enumera los cincuenta detritus minerales más comunes de las arenas. Los minerales más comunes en arenas de playa están con mayúsculas. Los minerales menores están subrayados, el resto son minerales pesados.

#### TABLA DE PETTIJHON

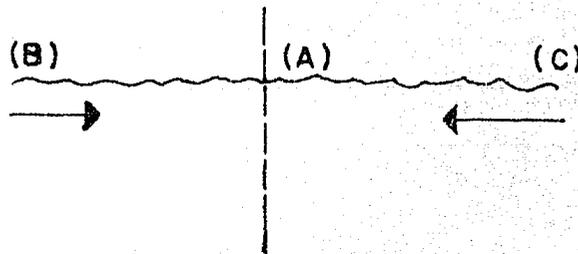
##### DETRITUS MINERALES EN ARENAS

1. - Actinolite	18. - DIOPSIDE	35. - Olivine
tremolite	19. - DOLOMITE	36. - RUTILE
2. - Aratase	20. - Dumortierite	37. - Serpentine
3. - ANDALUSITE	21. - EPIDOTE	38. - Siderite
4. - APATITE	22. - Fluorite	39. - Sillimanite
5. - ALGITE	23. - GARNET	40. - Spinel
6. - Barite	24. - Glauconite	41. - Sphene
7. - BIOTITE	25. - Hematite	42. - SAUROLITE
8. - Brookite	26. - HORNLENDE	43. - Topaz
9. - <u>CALCITE</u>	27. - HYPERSTHENE-	44. - TOURMALINE
10. - Cassiterite	ENSTATITE	45. - Vesuvianite
11. - <u>Chalcedony</u>	28. - ILMENITE	46. - Xenotime
12. - Chloritoid	29. - KYANITE	47. - ZIRCON
13. - Chlorite	30. - LEUCOXENE	48. - ZOISITE
14. - Clinozoisite	31. - Limonite	49. - <u>FELDSPAR</u>
15. - Collophane	32. - MAGNETITE	50. - <u>QUARTZ</u>
16. - Cordierite	33. - Monazite	
17. - Corundum	34. - <u>MOSCOVITE</u>	

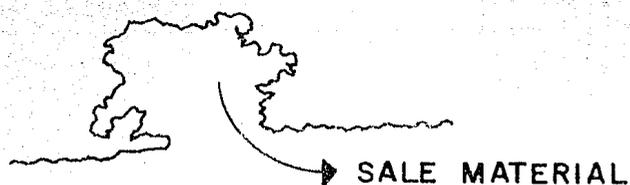
4.2 ORIGENES DE LA ARENA O FUENTES DE ABASTECIMIENTO DE LAS PLAYAS. Las principales fuentes de abastecimiento de material para cualquier tramo de playa son:

---

- a) De origen terrígeno que son las contribuciones por corrientes como las de los ríos, que son tomadas por el oleaje y circuladas hacia las playas.
- b) Debido a playas vecinas, que es el material que se desplaza dentro del área por transporte litoral natural desde áreas de playas adyacentes. Es decir que el material que tengamos que analizar en (A) puede provenir de (B) o de (C) dependiendo de la corriente.



c) De acantilados, que son contribuciones debidas a erosión en formaciones costeras diferentes a las playas, expuestas a la acción del oleaje. Un ejemplo de este tipo es el proceso natural de zonas rocosas sujetas a erosión.



d) Otras: De volcanes submarinos, de cenizas de volcan o de grandes formaciones de coral y otros organismos que al movimiento del oleaje se desintegran formando playas blancas. Además habrá ocasionalmente algún movimiento neto de material lejano a la playa aparte del normal estacional o de otras fluctuaciones periódicas. Esta última podrá ocurrir debido a cambios permanentes o de largo período en el nivel del agua.

Considerando a las playas como un todo, la conservación de las playas puede lograrse a expensas de la erosión de la masa terrestre.

Después de analizar las muestras de suelo se puede determinar que a mayor contenido de materiales pesados mas cercana esta la fuente de aporte, y entre mas cercanas esten las fuentes de aporte más angulosos serán los granos.

4.2.1. TRANSPORTE LITORAL. Para cualquier tramo de playa, el mayor abastecimiento de material que llega a ella es generalmente acarreo litoral erosionado, de un tramo de playa adyacente, al menos que una corriente de sedimentos mayor, entre en el tramo estudiado o que la erosión sobre una duna sea lo suficientemente rápida como para proveer un abastecimiento, ... apreciable. Debe tenerse cuidado para determinar la fuente de abastecimiento, ya que el material que constituye una playa determinada puede ser el producto de una o varias zonas de abastecimiento. Un estudio de los alrededores de la playa, la relativa disponibilidad de material en las posibles áreas de abastecimiento, los agentes activos de erosión, y las condiciones favorables para el transporte de material desde las zonas de abastecimiento hasta el lugar de la playa, indicaran generalmente la fuente o fuentes de abastecimiento. El análisis petrográfico de las muestras del material tanto litoral como de las posibles fuentes de abastecimiento debe establecer una correlación en el contenido mineral.

4.2.2. CONTRIBUCIONES POR CORRIENTES. Pueden determinarse por los siguientes métodos generales: (a) medición directa; (b) estudios de sedimentos; y (c) Cálculo de la capacidad de transporte de sedimentos de las corrientes. A la fecha, el único método confiable es el de medición directa.

Una buena medición directa debe efectuarse bajo ciertas con

diciones. En los deltas son adecuadas, mediciones hidrográficas sucesivas para determinar los volúmenes con los cuales contribuyen las corrientes que transportan sedimentos al oceano o lago solamente durante avenidas. También es adecuado efectuar mediciones comparativas en las playas (seccionamientos) para determinar la cantidad de material con que contribuyen las corrientes que continuamente llegan a éstas, o efectuarlas por periodos largos en aquellas donde las corrientes terminan por formar canales navegables u otros depósitos naturales de sedimentos.

Será necesario tomar en cuenta alguna corrección, por sedimentos depositados fuera del canal o almacenamiento, por material que sale debido al transporte litoral natural entre seccionamiento y seccionamiento y por material removido artificialmente del area estudiada durante el mantenimiento de canales de navegación y almacenamientos.

La investigación deberá mostrar que los orígenes de los materiales que constituyen las playas son los almacenamientos tributarios que drenan a la playa o playas consideradas, si la medición directa es difícil de obtener se requerirá de un estudio geológico detallado de dichos almacenamientos. Un estudio tal, deberá incluir datos de fisiografía, hidrología, petrología y sedimentología, así como el gasto de sedimentos deducidos de mediciones ó de valores estimados de sedimentación terrestre.

Para escurrimientos de montañas, el Servicio Forestal -- (USA) (54) ha desarrollado métodos empíricos para estimar cantidades de sedimentación. La determinación fué para una zona-específica de características geológicas conocidas, pero los resultados son aplicables para otras zonas si se hacen correcciones por algunas variables, tales como vegetación, hidrología-- y tipos de roca.

Aún habiendo buenos datos de variación de sedimentación-terrestre, puede ser muy difícil estimar cuanto material llega a la playa. La medición de pérdidas deberá ser indirecta. Si las corrientes están degradando o parecen estar normales, se puede suponer que todo el material al final llegará a la playa. Pero si las corrientes están aumentando el fondo, deberán estimarse las variaciones de depósitos a lo largo del canal y -- restarse las pérdidas de la sedimentación total para determi--nar el abastecimiento neto de sedimentos a las playas.

La carga de sedimentos acarreado por una corriente puede dividirse en dos partes, la carga en suspensión y la carga de fondo. El método que generalmente se emplea para determinar la capacidad de acarreo de sedimentos de una corriente es obtener por medio de una medición directa la carga de suspensión en una muestra (55). Cuantificaciones de este tipo son caras y tardadas pues se requieren observaciones continuas desde uno hasta diez años dependiendo de la carga.

La carga del fondo puede determinarse por medio de un muestreo o trampa.

~~Además ha sido desarrollado un método por Einstein (56)~~  
(57) para determinar la carga del fondo basándose en el tamaño de los granos que lo forman. El concepto básico de este método es que el material del fondo siempre se mueve de acuerdo con la capacidad de la corriente. Pueden calcularse las variaciones de capacidad de una corriente para mover material del fondo por fórmulas, las cuales fueron desarrolladas para permitir la predicción de variaciones individuales de cargas de fondo de los diferentes componentes del mismo en términos del gasto de la corriente.

El método empleado para obtener tales soluciones es laborioso pero no difícil de seguir. Sin embargo este método se emplearía solamente si la determinación de la capacidad de acarreo fuese de gran importancia y no pudiera determinarse por medición directa o en base a recopilaciones históricas de datos.

4.2.3 CONTRIBUCIONES POR EROSION DE FORMACIONES COSTERAS.- La erosión de formaciones costeras es otra gran fuente de abastecimiento del material playero. Mientras que una berma de playa se mantiene entre la formación costera y la acción del oleaje, esta formación contribuye un poco con el abastecimiento litoral. Donde no hay berma el mar ataca las formaciones costeras, causando serias erosiones a la línea de costa. La cantidad de tales contribuciones de erosión puede ser estimada--

sólamente através de mediciones comparativas (seccionamientos - periódicos). Las formaciones costeras frecuentemente contienen - mucho material demasiado fino para permanecer sobre la playa.

La proporción del material playero abastecido, respecto al total del material erosionado puede determinarse por un análisis de mecánica de suelos de una muestra compuesta. Cada estrato deberá estar representado en proporción a su espesor. En el área de los Grandes lagos, las sobreelevaciones del nivel del nivel del agua permiten que las olas ataquen riscos que generalmente son de material muy erosionable. Esto origina desplazamiento de la línea de playa y contribuye al abastecimiento de material --- playero.

Se requerirá de un estudio geológico en aquellos lugares donde de la erosión de formaciones costeras es de importancia.

La amplitud de los trabajos de campo e investigación depende rá de la importancia de la erosión sobre las formaciones costeras como una fuente de abastecimiento de material litoral.

4.2.4. TIPOS DE TRANSPORTE LITORAL. Las olas y las -- corrientes proporcionan las fuerzas necesarias para mover el material litoral. La mecánica del transporte litoral aun no se conoce con precisión, pero debe establecerse en general que el material-litoral se mueve por alguno de los tres tipos básicos de transporte: (a) material conocido como "material playero", movido a lo -- largo de la zona del estran bajo un patrón en zig zag: (b) material

movido en suspensión en la zona de rompientes por corrientes a lo largo de la playa y la turbulencia que origina el rompimiento de las olas; (c) material cónico como "material del fondo" el cual es movido por el mismo, deslizándose, rodando o saltando, por las corrientes oscilantes de las olas que pasan. Se ha podido observar movimiento de fondo significativo en profundidades que exceden los 30 metros en zonas expuestas de costas marítimas. Sin tomar en cuenta el tipo de transporte, la dirección y el valor del transporte litoral depende principalmente de la dirección y energía de las olas que llegan a la playa. Existen excepciones en los estrechos de playa adjuntas a entradas de marea, donde las corrientes por marea deben dominar.

Las energías necesarias para erosionar sedimentos, como son las originadas por el oleaje, la corriente litoral y la corriente por marea, deben expresarse en función de la velocidad necesaria para erosionar partículas de una capa sedimentaria. Esta energía cinética es cuantificable ya que es la velocidad necesaria para erosionar partículas sedimentarias.

4.2.5 PROFUNDIDADES A LAS CUALES EL MATERIAL SE MUEVE. En playas arenosas o donde las zonas de rompientes y fondo cercano a la playa están compuestas de arena, el tamaño de los granos de esta, generalmente decrece a lo largo del perfil de la playa conforme la profundidad aumenta, hasta alcanzar profundidades donde las corrientes normales del oleaje no originan mo

movimiento en el material del fondo. El material grueso generalmente se encuentra de la parte baja del estran del lado del mar hasta la zona de rompiente.

Esta graduación de tamaños de granos a lo largo del perfil de la playa se debe a un proceso de "clasificación por pendiente".

La "clasificación por pendiente" se atribuye generalmente a la velocidad diferencial de las corrientes oscilatorias de las olas en aguas reducidas. Teóricamente, en aguas profundas, la velocidad de las partículas de agua es uniforme en toda su trayectoria orbital. Se mueven en dirección de la propagación del oleaje, mientras la cresta está pasando, y en dirección opuesta cuando pasa el seno. Sin embargo la uniformidad cesa cuando la ola -- empieza a ser afectada por el fondo. Se presenta una deformación en las crestas haciéndolas más inclinadas, y cortas en relación con la longitud de los senos. Esto origina que las partículas de agua en movimiento orbital alcanzan la parte alta de sus orbitas en menos tiempo que el que requieren para retornar al fondo de su órbita y debido a esto las velocidades orbitales mayores en las crestas están asociadas con la dirección hacia la playa. Ya que se considera que las partículas de arena de mayores tamaños requieren mayores velocidades para ser movidas, el efecto de este fenómeno es transportar hacia la playa partículas gruesas del material del fondo. Donde la pendiente llega a ser suficientemente inclinada, la gravedad origina una condición de-

equilibrio con la corriente. Las corrientes causadas por ondas re flejadas afectan el balance de fuerzas en esta región cercana a la playa.

---

Debido a la "clasificación por pendiente", el material, en el transporte litoral, se mueve generalmente dentro de un rango de profundidad compatible con su tamaño o resistencia para ser trans portado. El patrón real o cuantificación de transporte de particu- las individuales o grupos de partículas no puede establecerse con los actuales conocimientos. Se sabe que las zonas cercanas a la- playa están relacionadas al tamaño del grano del material que las constituye, sin embargo, esta relación no es la misma para todos los lugares debido a que también está influida por la variación del nivel del agua, oleaje y el nivel del agua en el subsuelo. El tama- ño medio de los granos es un parámetro satisfactorio para efec- -- tuar evaluaciones generales de la transportabilidad del material -- litoral, aunque también son factores significantes, la densidad y- forma de la partícula.

Es posible medir el movimiento de sedimentos a varias pro- fundidades en el océano empleando trazadores detectables. Para -- aplicar esta técnica, los sedimentos naturales o un material que los simula, son provistos con una marca identificable la cual pue de detectarse en el campo o en el laboratorio. Actualmente se - emplean dos tipos de marcas: los sedimentos naturales se recu- -- bren con una película muy delgada de material fluorescente (58)-

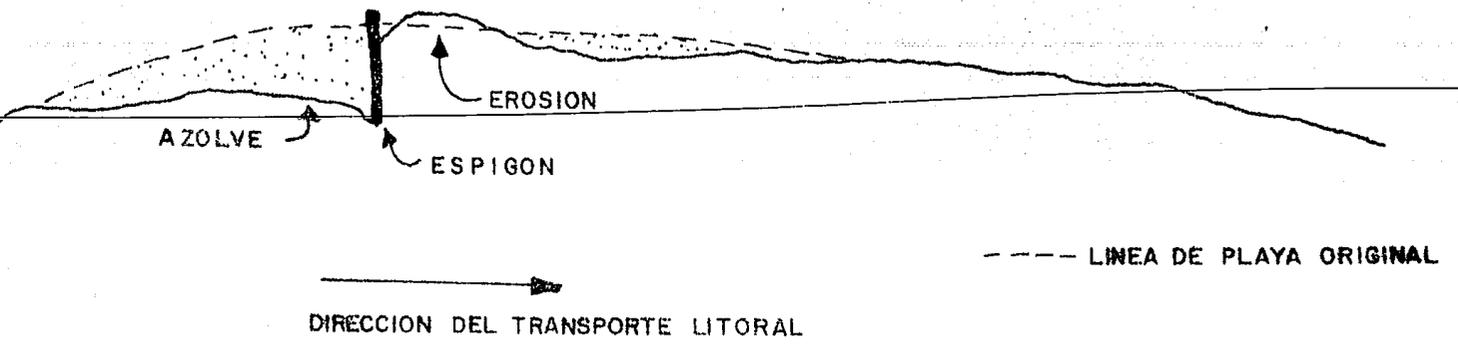
o a sedimentos naturales o artificiales se les incorpora material radioactivo (59). Iluminando el extremo ultravioleta del espectro se proporciona energía al material fluorescente y hace que los trazadores sean identificables, y las emisiones radioactivas pueden ser detectadas por implementos nucleares convencionales. El movimiento de las partículas señaladas causando por fuerzas naturales, en cualquier profundidad puede ser detectado y puede determinarse su dirección y distancia.

4.2.6 DETERMINACION DE LA DIRECCION Y SU VARIABILIDAD. La dirección del transporte litoral en cualquier momento puede determinarse por observación de la configuración playera--cercana a estructuras existentes. También es necesario conocer la dirección predominante del transporte litoral sobre un ciclo climático normal. Esto implicaría la localización y posición de barreras litorales o construídas por el hombre y las zonas denominadas nodales en las cuales el transporte litoral neto cambia de dirección. En estas zonas el acarreo litoral neto vale cero debido a que las componentes son iguales. Ya que los métodos empleados en la determinación de la dirección del transporte litoral puede cambiar de lugar a lugar, la obtención de las direcciones predominantes del transporte litoral y la localización de barreras litorales y zonas nodales puede llevarse a cabo por el análisis de los siguientes factores; (a) Efectos de Azolve o erosión en las estructuras existentes.

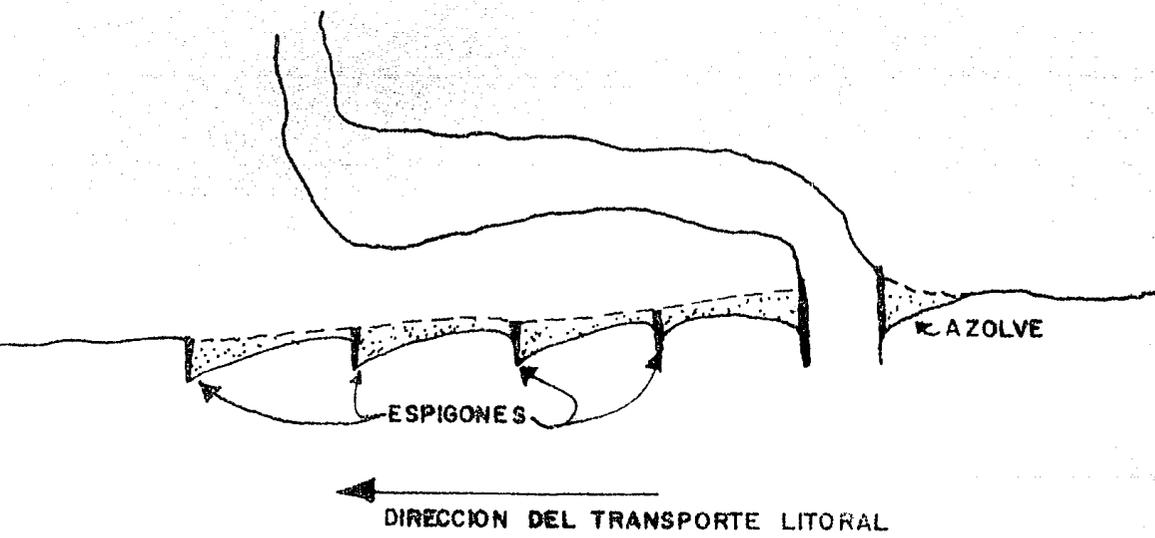
- (b) Formaciones playeras en las cercanías de los morros.
- (c) Configuraciones de rivera y lechos de entradas de marea y ríos.
- (d) Análisis estadístico de la energía del oleaje.
- (e) Características de los materiales de la playa y del fondo.
- (f) Medición de corrientes (particularmente en las cercanías de las entradas de marea).

#### 4.2.6.1 EFECTOS DE LAS ESTRUCTURAS EXISTENTES. -

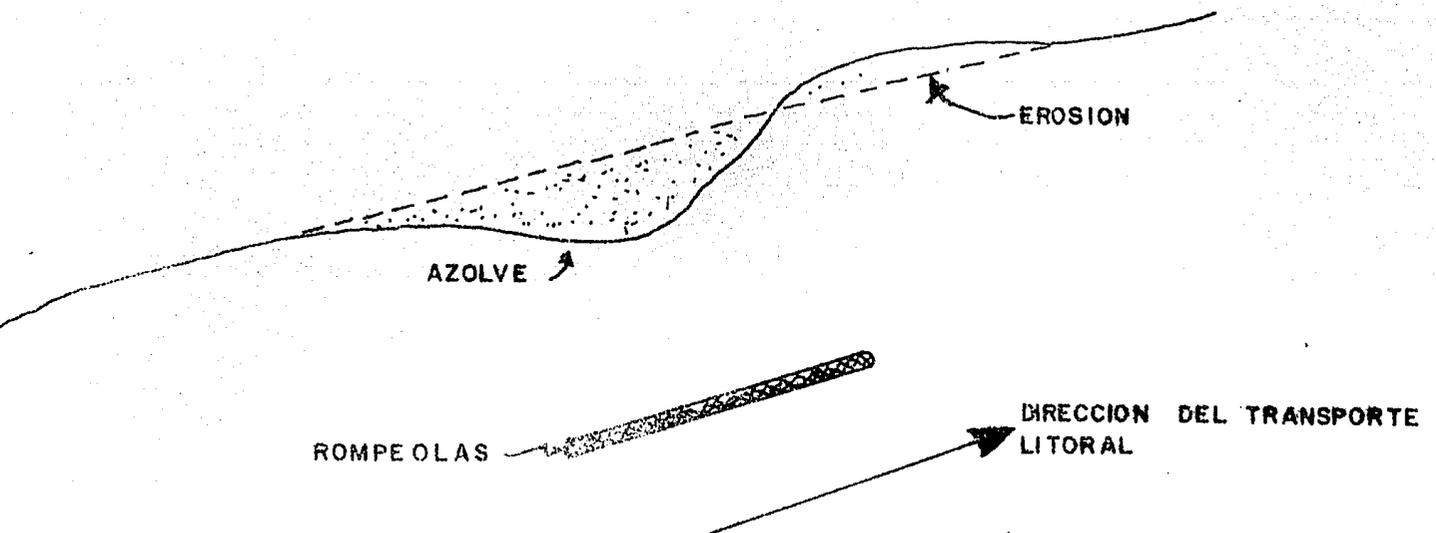
los efectos de estructuras existentes proporcionan los medios más confiables para la determinación de las características de transporte litoral. Este método está ilustrado en la serie de figuras de la (a) hasta la (f). Las evidencias que se presentan en los espigones, figuras (a) y (b) indican la dirección del transporte litoral. Para determinar la dirección predominante del transporte litoral se requieren observaciones periódicas cuando menos durante 1 año para evitar errores de interpretación debidas a efectos estacionales. Considerando las evidencias que se presentan en rompeolas y escolleras (figuras c, d y e), los volúmenes de azolve son generalmente lo suficientemente grandes, de tal manera que la condición que se observa en cualquier momento, probablemente sea indicativa de la dirección predominante del transporte litoral, con -



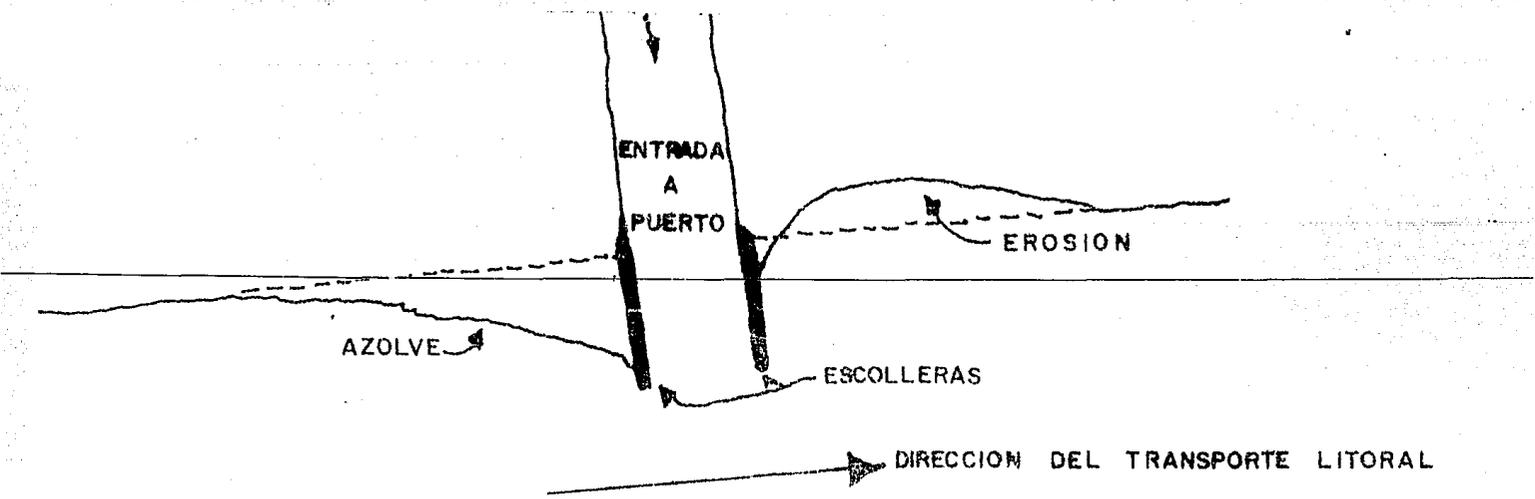
A. EFECTO DE UN ESPIGON, EN SANTA MONICA, CALIF. U.S.A.



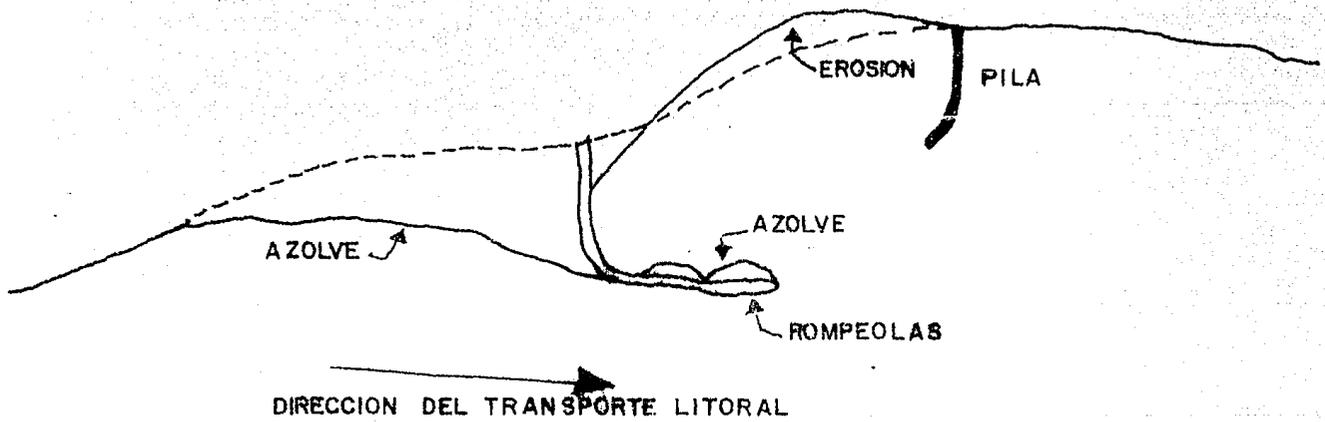
B. EFECTO DE UNA SERIE DE ESPIGONES, EN ALAMITOS LONG BEACH, CALIF. U.S.A.



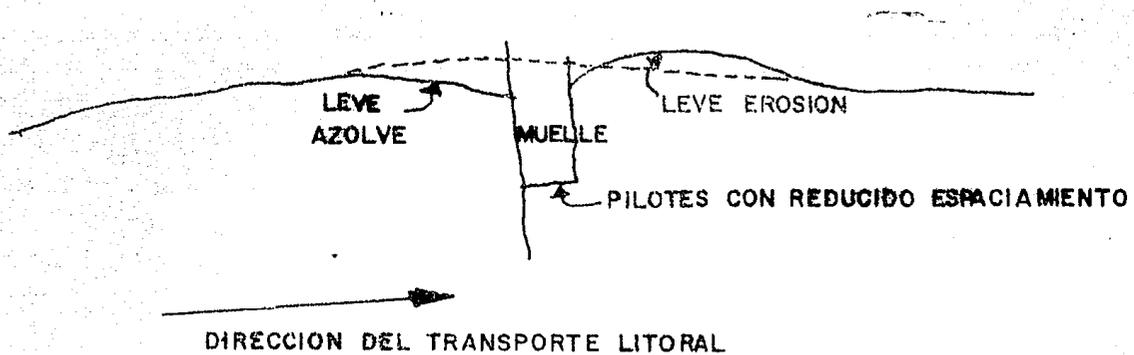
C. EFECTO DE UN ROMPEOLAS PARALELO A LA PLAYA EN SANTA MONICA, CALIF. U.S.A.



D. EFECTO DE ESCOLLERAS EN BALLENA CREEK, CALIF. USA.



E. EFECTO DE UN ROMPEOLAS LIGADO A LA COSTA EN SANTA BARBARA, CALIF. USA.



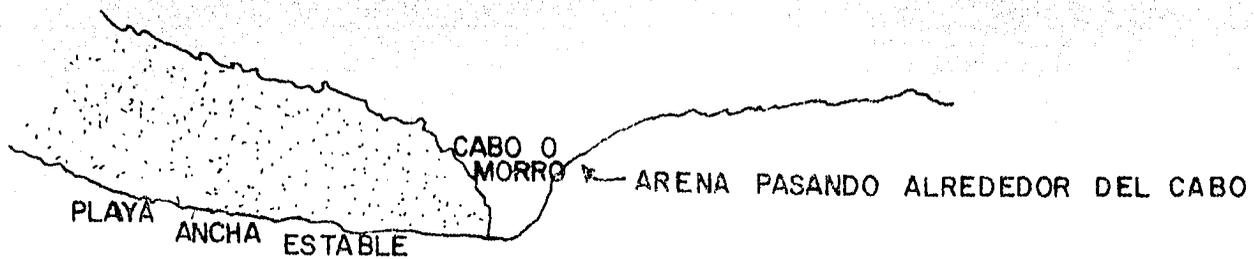
F. EFECTO DE UN GRUPO DE PILOTES EN SANTA MONICA, CALIF.

incrementos variables que muestran el factor denominado variabilidad de dirección.

La figura (f) indica el efecto que produce el reducido espaciamiento entre los pilotes de un muelle.

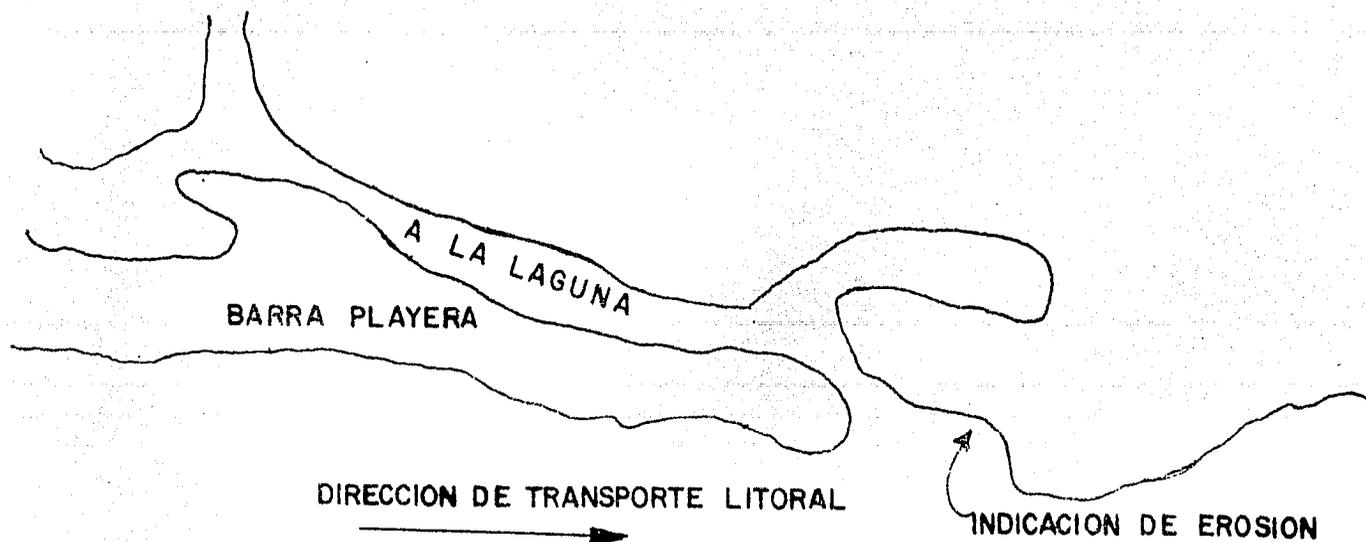
4.2.6.2. EVIDENCIAS EN LOS MORROS. Debido a que -- con frecuencia existen costas rocosas en ambos lados de los morros, la evidencia que éstos presentan generalmente no es indicativa de la dirección del transporte litoral como sucede en las estructuras. En algunos casos, el morro tiene tal orientación que causa una inversión de la dirección del transporte litoral bajo la acción de todas las condiciones de oleaje, ocasionando una división en la línea de la costa. El morro que aparece en la Figura (g) - permite el paso del acarreo litoral a pesar de que no existe playa en el morro mismo. La Figura (h) es ilustrativa de un morro que actúa como una barrera litoral. Los arrecifes cortados por el oleaje, sin playas arenosas, generalmente señalan el acarreo dominante en la costa, mientras que las playas relativamente amplias y estables se encuentran en costas con acarreo en sentido contrario al dominante.

4.2.6.3. EVIDENCIAS EN ENTRADAS DE MAREA Y CORRIENTES. La localización y formación de entradas de marea - también pueden indicar la dirección del movimiento del acarreo litoral. A lo largo de grandes períodos, las entradas de marea -



DIRECCION DEL TRANSPORTE LITORAL

G. DIRECCION DEL TRANSPORTE LITORAL INDICADO POR ESPOLONES EN  
PUNTA MUGU, CALIF.



I. ACCESO DE MAREA A UNA BAHIA O LAGUNA  
EN LAGUNA MUGU, CALIF.

tienden a emigrar en la dirección en que se está moviendo el acarreo litoral. Sin embargo, con frecuencia se observan pequeñas inversiones en el sentido del acarreo asociadas con cambios en el canal de la barra y la natural obstrucción y la subsecuente abertura en el lugar donde se verifica la inversión del acarreo litoral confundiendo las evidencias. Las Figuras (i) y (j) muestran formaciones típicas de entradas de marea y la forma como indican la dirección general del transporte litoral. La disposición del canal y del delta en la desembocadura de los ríos (cuando no tienen un mantenimiento artificial) con frecuencia indicarán la dirección del transporte litoral ya que la orientación del canal generalmente se desvía en el sentido correspondiente al acarreo litoral.

4.2.6.4. ANALISIS DEL OLEAJE. Un análisis de las componentes de la energía del oleaje actuando sobre la zona litoral permitirá la deducción de la dirección y el valor de la energía de la componente que actúa a lo largo de la playa, siendo ésta la fuerza principal para el transporte litoral.

Aún no se ha inventado un aparato para medir satisfactoriamente la dirección del oleaje, por esto es que no hay una recopilación continua de datos que se puedan usar con este propósito. Se han estado empleando dos métodos para el desarrollo de datos estadísticos del oleaje, el primero son reportes de embarcaciones durante largos períodos, recopilados por la Oficina Oceanográfica de los Estados Unidos y publicados como "Sea and Swell ----

Charts". El segundo método, aplicado primero por Scripps Institution of Oceanography en la costa de California (60) y posteriormente por Beach Erosion Board (ahora CERC) para los Grandes Lagos (61), una porción de la costa norte del Atlántico (62), y la costa del Golfo (63), comprende la aplicación de técnicas de predicción de oleaje para producir estadísticas del oleaje a partir de cartas sinópticas del tiempo.

Ambos métodos proporcionan datos estadísticos sobre alturas y direcciones del oleaje en aguas profundas. El segundo método también proporciona los períodos del oleaje asociados con la altura y dirección permitiendo la evaluación de la energía.

El análisis de la componente, a lo largo de la playa, de la energía del oleaje, se realiza cuando no existe una evidencia confiable para determinar la dirección predominante del transporte litoral. Existen dos métodos generales para realizar este cálculo, el primero por simples diagramas de vectores para determinar la fuerza resultante en aguas profundas paralela al alineamiento general de la playa. El segundo método es un refinamiento del primero, y consiste en proyectar la energía del oleaje en aguas profundas hasta una posición cercana a la playa, por medio del análisis de refracción, y calcular la componente a lo largo de la misma zona de estudio. Para una topografía uniforme tanto de la playa como del fondo del mar (fig. k), sólo habrá una pequeña diferencia entre los resultados de los dos métodos. Para una topografía más compleja, generalmente se encuentran irregularidades

locales.

En el presente no hay una técnica probada para el uso del análisis de refracción para determinar la dirección del transporte, y cuando los resultados de este método difieren de las evidencias, su uso debe emplearse por regla general ajustándose a las evidencias confiables.

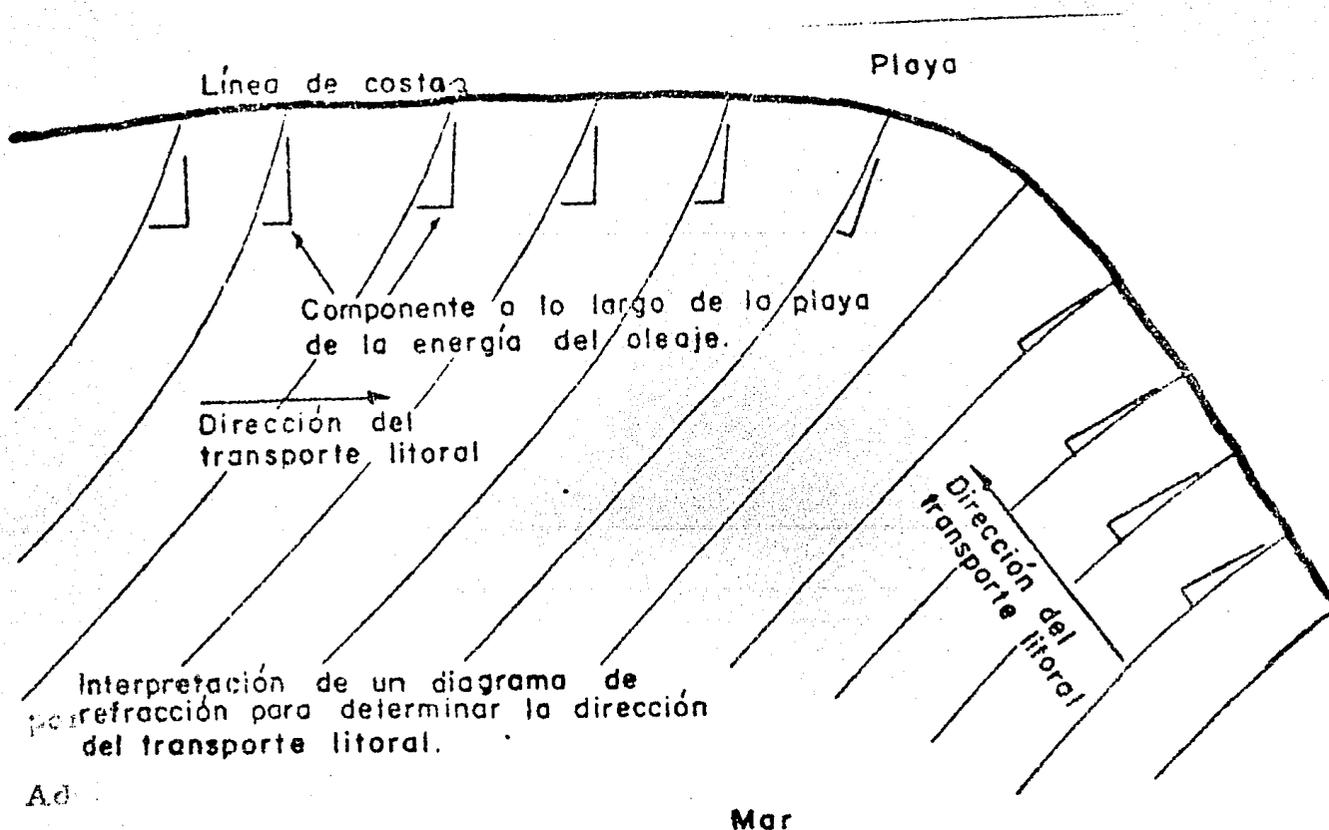
4.2.6.5. VARIACIONES EN LAS CARACTERISTICAS DEL MATERIAL. Una comparación de los diámetros medios de una serie de muestras tomadas en la misma forma a lo largo de una costa, frecuentemente presenta una tendencia progresiva en la variación en el tamaño del grano del material. En casos ordinarios de transporte de sedimentos (en tierra) el tamaño medio del grano decrecerá en relación a la distancia a la fuente de abastecimiento, indicando de esta manera la dirección predominante del transporte. Tal evidencia no es una indicación confiable del transporte litoral predominante a lo largo de una playa, debido a la gran variación del tamaño de los granos, al efecto de exposición y a la topohidrografía sobre la zona de clasificación por pendiente, y a los efectos de alteración debido a las diferentes condiciones del mar que pueden ocurrir poco antes o durante el programa de muestreo.

Una variación progresiva en el contenido total de minerales pesados en una serie de muestras tomadas a lo largo de una costa, puede indicar la dirección del transporte litoral, ya que estos

minerales acusan menores variaciones.

Los minerales pesados tienen una tendencia a permanecer en las playas, mientras que los minerales ligeros con frecuencia son acarreados más allá de la zona de rompiente.

Cuando esto sucede, el porcentaje relativo en el contenido total de minerales pesados que contienen las muestras aumentará con la distancia desde la fuente de abastecimiento de minerales ligeros. Una disminución progresiva en la frecuencia de un mineral en particular, también puede indicar la dirección del transporte litoral.



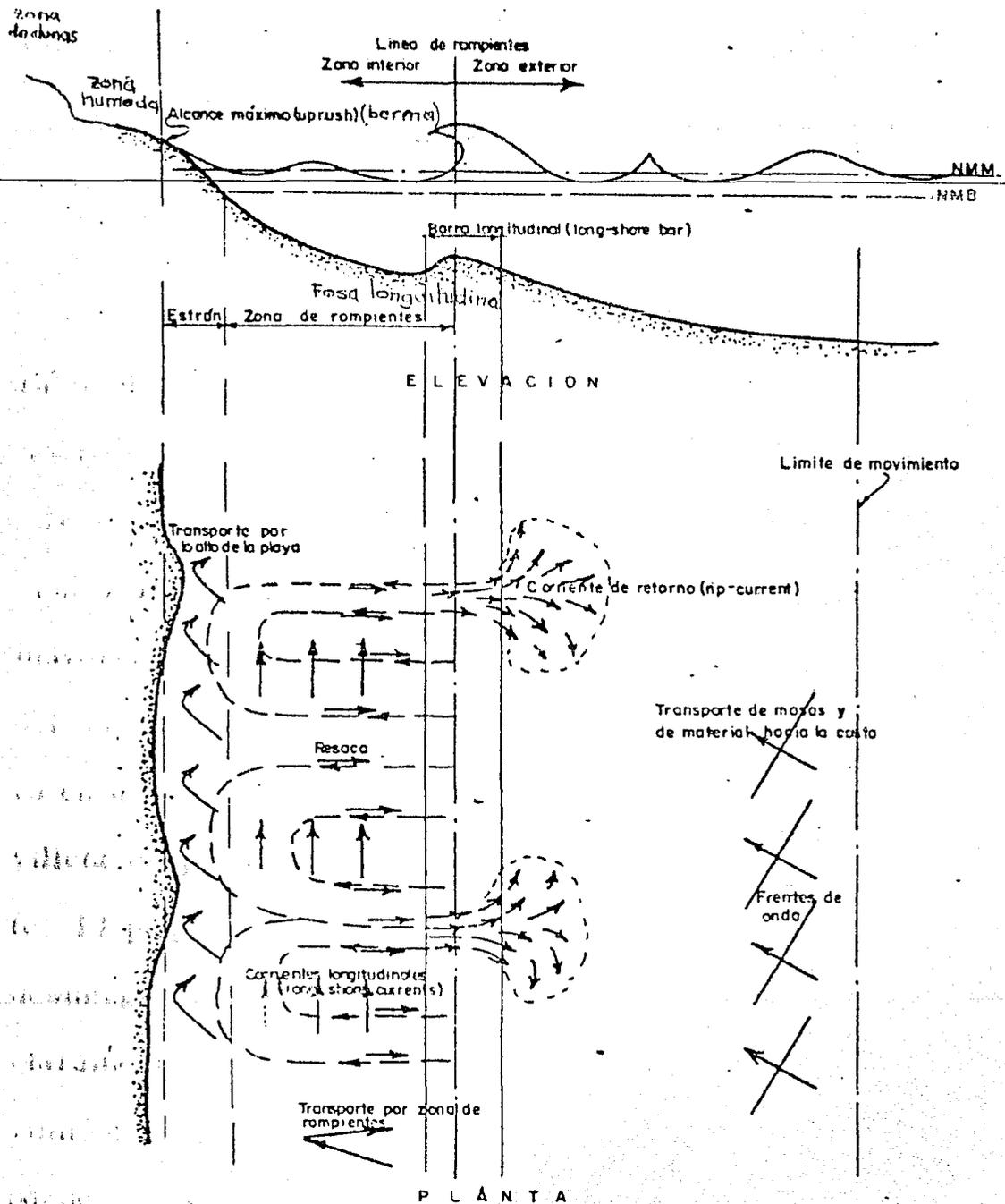
Interpretación de un diagrama de refracción para determinar la dirección del transporte litoral.

Ad

Mar

el d.

ANÁLISIS DE LA DIRECCIÓN DEL TRANSPORTE LITORAL POR MEDIO DE DIAGRAMA DE REFRACCIÓN.—



#### 4.2.7. MEDICION DE CORRIENTES

La medición de las corrientes litorales pueden algunas veces proporcionar una indicación de la dirección del transporte litoral, pero tales mediciones requieren demasiado tiempo y -- frecuentemente son poco confiables. Las mediciones deben hacerse a intervalos frecuentes durante un año para que sean de algún va-

lor, y si se observan inversiones en la dirección y variaciones en la velocidad del viento, dichas mediciones no pueden evaluarse en términos de acarreo litoral. Los métodos más comunes empleados para obtener la dirección y velocidad de las corrientes son el uso de flotadores fuera de la zona de rompientes y material colorante fluorescente y globos dentro de la zona de rompientes. El fluorescente es un colorante cristalino amarillo-rojizo el cual recibe su nombre de la fluorescencia amarillo-verdosa de sus soluciones alcalinas. Puede compararse a un costo moderado en la mayoría de las firmas de productos químicos. Un método común del uso del material fluorescente es colocar un puño de arena seca en una cuchara cafetera de cristales fluorescentes en una servilleta de papel, o bolsa de material que se desintegre rápidamente. El paquete se arroja en la zona de rompientes y en cuanto se desintegra la envoltura y los cristales se disuelven, se aprecia claramente una mancha brillante amarillo-verdosa en el agua. El movimiento de esta mancha de agua coloreada a lo largo de la playa puede ser medido desde la misma anotando la distancia que recorre y el tiempo que emplea en recorrerla. Todas las medidas deben hacerse al centro del área coloreada, la cual gradualmente se dispersará hasta desaparecer. Otro método puede aplicarse en el mar cuando la dispersión es muy rápida y hace inaplicable el método del colorante y es el uso del globo. Este método consiste en llenar un globo con agua dulce, sellándolo y arrojándolo fuera,

dentro o más allá de la zona de rompientes. El agua dulce al tener una densidad ligeramente menor que el agua de mar permite que el globo flote, y por lo tanto hace posible seguir la corriente litoral en esta zona.

De la distancia recorrida y el tiempo empleado en el movimiento, la velocidad de la corriente puede calcularse. Si el tiempo lo permite deberán realizarse tres lecturas en cada estación y promediarse. Para obtener resultados más exactos, estas lecturas deben tomarse 2 veces al día a intervalos regulares a lo largo de la playa en estudio, en combinación con medición de alturas de olas, períodos y dirección de incidencia del oleaje. Dado que el viento afecta la corriente en aguas reducidas, su velocidad y dirección debe ser recopidada.

La medición de corrientes después de la zona de rompientes generalmente se realiza por medio de flotadores. En general los flotadores son menos exactos que el colorante. En las velocidades bajas de corrientes comunes en la zona hacia el mar -- después de la rompiente, las condiciones del viento tienen un efecto considerable sobre los movimientos del flotador al menos que se tomen muchos cuidados.

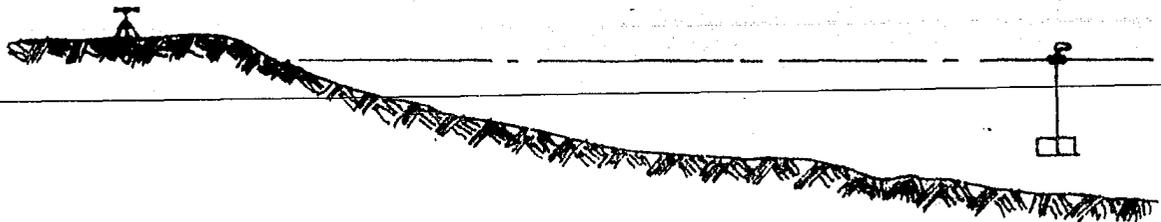
Aunque se han empleado muchos tipos de flotadores, la mayoría sigue el mismo patron general de movimiento. Los flotadores deben estar sumergidos en el agua y diseñados para ofrecer la menor resitencia al viento y la máxima posible al agua. Un --

tipo de flotador que sigue este criterio es el de plástico, lleno de agua con un colchón de aire que emplea los mismos principios que los globos mencionados anteriormente. Los colchones de aire están coloreados y su dirección y grado de movimiento puede determinarse por una secuencia de fotografías aéreas. Los flotadores deben soltarse con una secuencia a lo largo de una sección completa de perfil playero espaciados a intervalos regulares desde 200 hasta 400 pies. Cada flotador debe tener un color distinto, una bandera, o marca que permita su clara identificación.

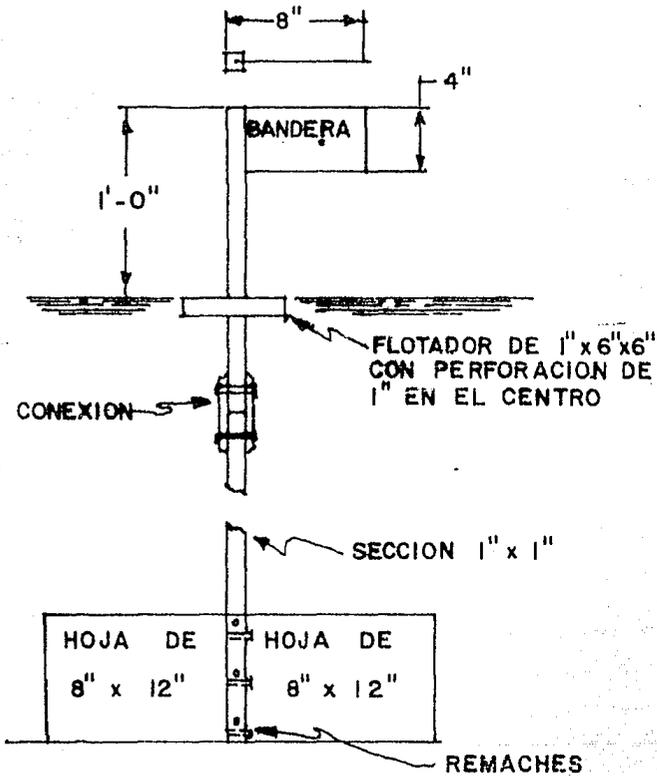
La localización de los flotadores puede hacerse mediante intersecciones con tránsitos a intervalos regulares. Estas mediciones se continúan generalmente a lo largo de uno o varios ciclos de marea.

Debido al corto tiempo de observación, este tipo de medición de corriente no refleja los cambios estacionales y se puede emplear sólo en conexión con otras observaciones.

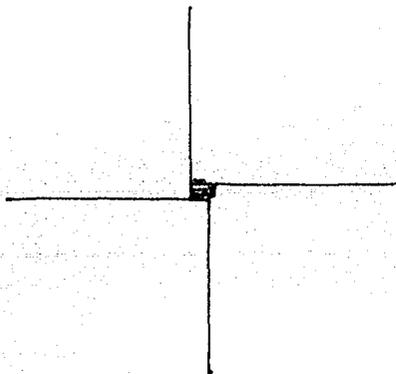
Se emplean dos tipos de flotadores subsuperficiales, el flotador con varilla y el flotador con veleta. El flotador con varilla, de dimensiones uniformes, da una aproximación de los valores integrales de la corriente sobre la profundidad cubierta por el flotador. El flotador con veleta da una aproximación de la velocidad de la corriente a la profundidad de la veleta. Los flotadores de gran longitud dragan el fondo y proporcionan lecturas erróneas, flotadores de longitud comparativamente corta propor



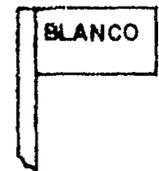
USO TIPICO



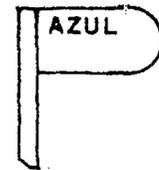
ENSAMBLE DEL FLOTADOR



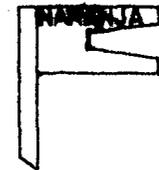
ENSAMBLE DE LAS HOJAS



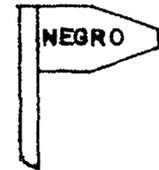
BLANCO



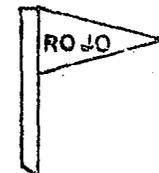
AZUL



AMARILLO



NEGRO



ROJO

BANDERAS  
30 gr. ALUMINIO BANDERAS  
QUE EN CONJUNTO  
MUESTRAN LAS DIFERENCIAS  
EN FORMA Y COLOR

CONSTRUCCION TIPICA DE UN FLOTADOR DE BANDERA

cionarán datos sólomente de la velocidad superficial de las corrientes. La longitud del vástago de un flotador debe permitir la selección de la longitud apropiada de acuerdo con la variación de profundidades a lo largo de un perfil. Esta selección de la longitud apropiada del flotador se basa en la experiencia de varios intentos en el lugar de la medición. En la Figura ( ) aparece un diseño de un flotador de veleta.

Los medidores de corriente se usan en estudios extensos para determinar la velocidad de las corrientes en el fondo. Generalmente no se emplean en la determinación de la dirección del transporte litoral porque la información que se obtiene raras veces es compatible con el costo de su operación.

4.3. GASTOS DE TRANSPORTE LITORAL. Es tan importante como la dirección del movimiento del acarreo litoral para el diseño funcional y estructural de las obras de protección de costas. El gasto del transporte litoral se puede medir con bastante exactitud sólomente en una barrera litoral artificial completa.

En tales barreras este gasto se puede calcular midiendo a la vez el azolve en el lado del sentido del acarreo con la erosión en el lado opuesto. Los azolves pueden medirse en barreras parciales pero aún no se ha ideado un método para determinar que proporción del acarreo litoral total es atrapado por una barrera parcial. Hasta que tal método sea ideado, la cuantificación del volumen de material atrapado por espigones o escolleras cortas no

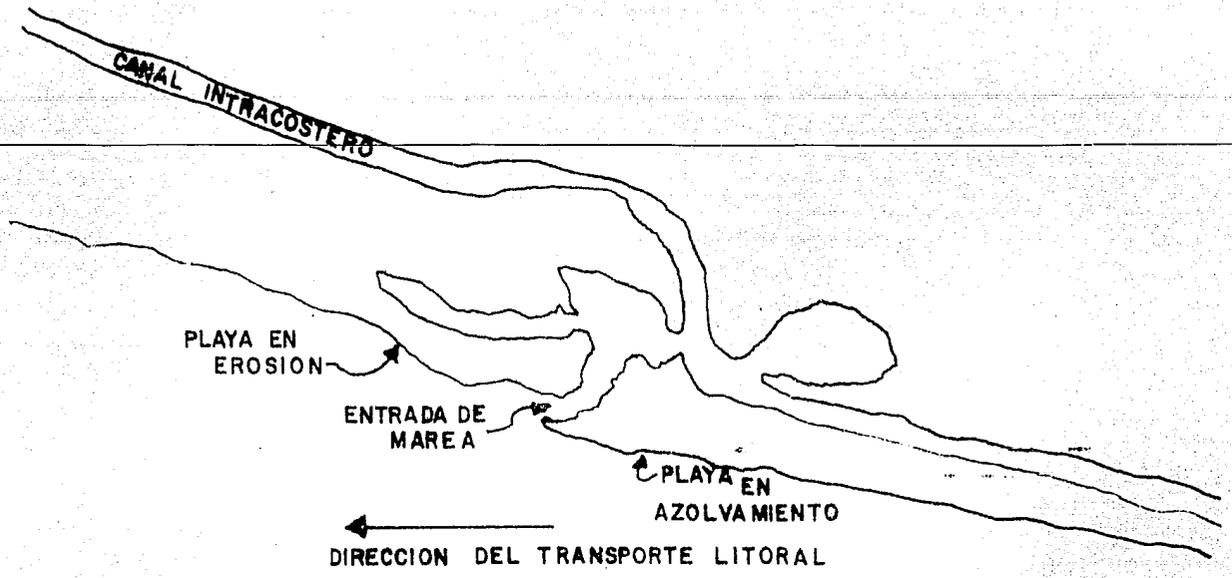
es adecuado para que sirva de base para determinar el gasto de transporte litoral.

---

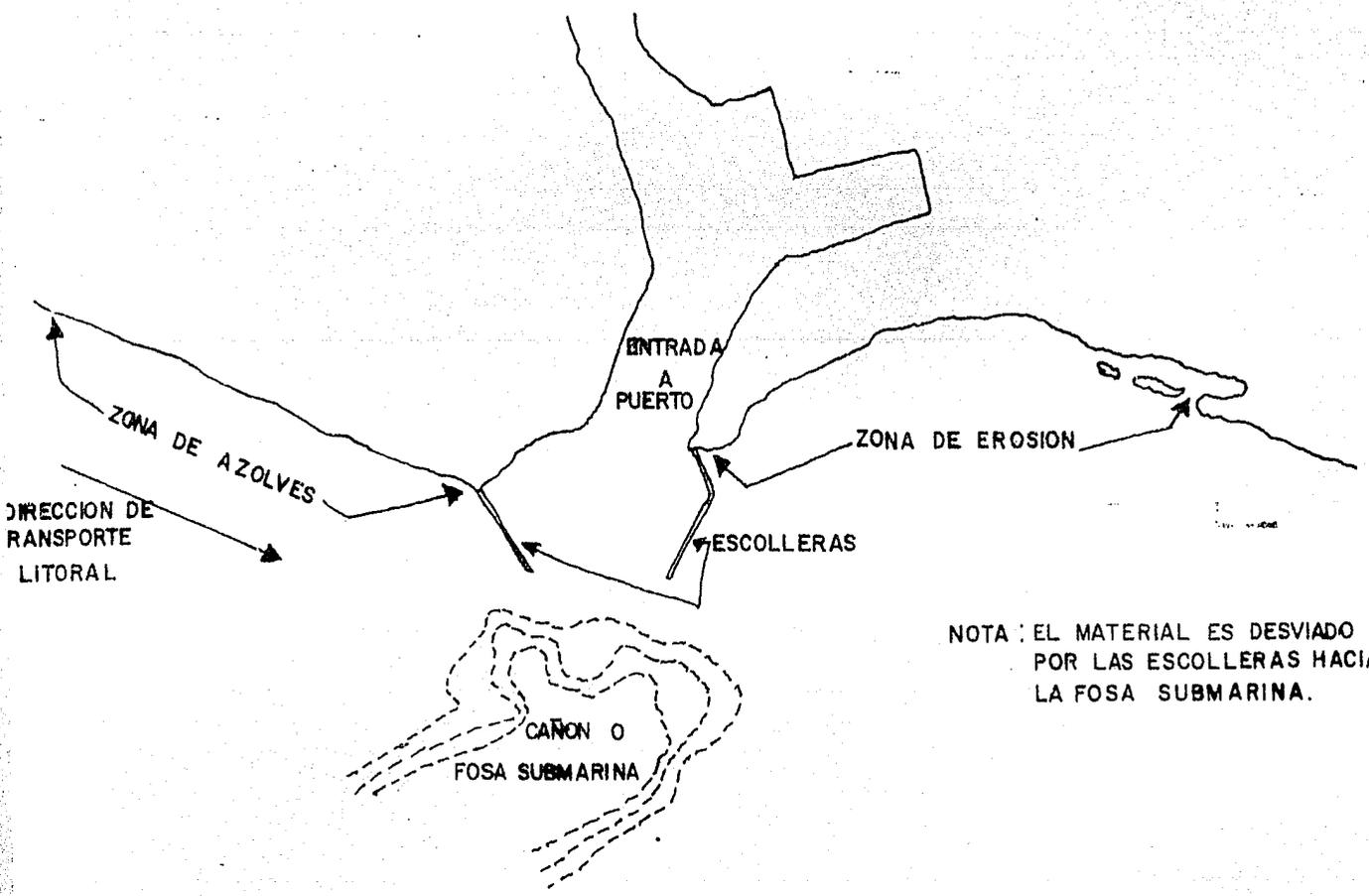
Las barreras litorales naturales son de poco uso en la de terminación del gasto del transporte litoral porque sobre lapsos-geológicos, las playas, acarreo arriba o acarreo abajo de estas barreras, tienden a alcanzar una condición de estabilidad donde el abastecimiento de arena iguala a las pérdidas.

En las figuras m, n, o, se muestran ejemplos típicos de barreras artificiales, temporales, casi completas y esenciales -- completas. En estos ejemplos, y en todos los casos similares, el gasto de transporte litoral se determina midiendo la cantidad de azolve o erosión ocurrida durante un lapso conocido. Para compensar por cambios estacionales, se deben realizar mediciones -- aproximadamente cada año y en la misma época del mismo. Para compensar por fluctuaciones anuales, el período de mediciones debe extenderse de acuerdo con las condiciones. El gasto de transporte litoral debe expresarse en volumen de acarreo por unidad-- de tiempo, generalmente un año.

Cuando se va a establecer el gasto de transporte litoral a -- los lados de una barrera, la base del seccionamiento debe prolongarse una distancia suficiente para incluir completamente tanto la zona azolvada como la erosionada. En aquellos lugares donde la -- erosión se prevee, la línea base debe estar referida a puntos localizados a una distancia considerable del mar, distancias de 300 mts.



ACCESO DE MAREA A TRAVES DE UNA BARRA EN HILLSBORO, FLORIDA.



NOTA: EL MATERIAL ES DESVIADO POR LAS ESCOLLERAS HACIA LA FOSA SUBMARINA.

EJEMPLO DE SOLUCION PARA EL ACARREO LITORAL EN PUERTO HUENEME, CALIF.

de la línea de playa son comunes. Se trazan perfiles desde la línea base hacia el mar cuando menos hasta la profundidad de 10 mts. Los perfiles deben espaciarse de acuerdo con la exactitud deseada y el grado de regularidad de la zona (64). Los perfiles pueden trazarse por medio de cualquier método de levantamiento hidrográfico.

Cuando la cantidad de trabajo por hacer es grande y continua, es ventajoso emplear equipo de ecosondeo y vehículos anfibia. Se debe tener cuidado para obtener exactitud en el control vertical y en las mediciones, ya que pequeños errores de descompensación vertical originan grandes cantidades erróneas en la cuantificación de volúmenes.

La medición de azolves en los rompeolas o en espigones largos da una base para estimar el gasto del transporte litoral. La profundidad del agua hasta la cual se profundiza una estructura y el carácter del material atrapado debe considerarse en la evaluación del gasto atrapado en comparación con el acarreo litoral total. Los espigones cortos proporcionan una idea poco confiable para valorar el gasto de transporte litoral porque el volumen atrapado es pequeño y se hace indeterminable el total del acarreo litoral.

Los gastos de azolve en los accesos de canales que cuentan con un dragado frecuente de mantenimiento, pueden proporcionar una estimación del acarreo litoral. Sin embargo este método raras veces puede emplearse debido a la dificultad que existe para

separar el azolve causado por inversiones en la dirección del transporte litoral del debido a la dirección predominante.

En aquellos lugares donde no hay barreras litorales adecuadas en las cuales se pueda determinar el gasto de transporte por medio de mediciones, un valor "del orden de" aproximado, puede obtenerse de la relación entre la componente de la energía del oleaje a lo largo de la playa y cantidad de transporte, esta relación fue recopilada por Savage (65) empleando datos de otros investigadores Cadwell (66); Watts (67); Savauge (68); Shay y Johnson (69); Saville (70); Krumbein (71) y posteriormente suplementado por datos de Fairchild (72).

Cuando se emplea esta relación, la componente de la energía del oleaje a lo largo de la playa debe haberse obtenido del cálculo de la energía del oleaje en aguas profundas y del análisis del oleaje descrito en la Sección análisis del oleaje. Si las características del oleaje son aguas relativamente reducidas -- (10 mts. o menos) estas características pueden emplearse directamente para calcular la energía, ignorando la refracción.

4.4. PERDIDAS DE MATERIAL LITORAL. Los procesos principales de pérdida del material desde una zona playera específica son:

- a) Desplazamiento del material fuera del área por medio de un movimiento lateral.
- b) Movimiento del material hacia el mar en las cuales dicho

material es pérdida del abastecimiento litoral.

c) Pérdida de material en las fosas submarinas.

d) Pérdida de material por deflación.

La pérdida de material por abrasión de la arena se ha encontrado que es de poca importancia (75). En las zonas donde hay playas con barreras angostas y relativamente bajas cantidades significativas de material costero puede ser acarreado sobre las dunas durante las tormentas y depositado en la parte posterior o en las lagunas.

4.4.1. PERDIDAS POR TRANSPORTE A LO LARGO DE LA PLAYA. El movimiento de materiales hacia fuera de la zona está dado por el gasto neto de transporte en el extremo "acarreo-abajo" del segmento de playa bajo estudio. Pudiera ser que esta pérdida sea posible medirla directamente como se ha indicado anteriormente. Si no se puede medir directamente en un lugar determinado, es posible estimarlos considerando los gastos de transporte en los dos puntos conocidos más cercanos arriba y abajo donde los gastos han sido establecidos o pueden ser medidos directamente. En el mejor de los casos ésta es una estimación gruesa ya que también deben tomarse en consideración los factores desconocidos de incremento y pérdidas de abastecimiento en el área estudiada.

4.4.2. MOVIMIENTO HACIA EL MAR. Se ha observado que-

los cambios en el perfil de la playa ocurren simultáneamente con cambios en profundidad o en las características del oleaje. el -- ajuste del perfil debido a cambios en la profundidad es relativa-- mente lento o menor con respecto a los ciclos de marea sencillos (diurnos). Han sido registrados cambios sensibles cuando se han-- hecho comparaciones con el nivel del mar expresando como nivel diario medio del mar. El ajuste del perfil debido a cambios en-- las características del oleaje es rápido aunque generalmente tem-- poral. Una simple tormenta de unas cuantas horas de duración -- puede causar un cambio mayor en el perfil. Los cambios en el per-- fil pueden principalmente atribuirse al transporte del material -- hacia la playa o hacia el mar. Generalmente el transporte de ma-- terial es hacia el mar cuando el nivel del agua sube a las olas - se agrandan, y hacia la playa cuando sucede lo contrario.

Estudios de laboratorio indican que la pendiente crítica de - la ola que define la frontera entre las zonas del perfil "hacia la playa y hacia el mar" es del orden de  $H_o/L_o = 0.025$ .

Este aún no se confirma en la naturaleza. El continuo trans-- porte de material de la playa hacia el mar y del mar hacia la -- playa da como resultado un movimiento de material a lo largo de esta una forma lenta y puede clasificarse como un tipo de transporte-- cuya relativa importancia es hasta ahora desconocida. La canti-- dad de material que se pierde en las grandes profundidades lejos de la costa no puede determinarse a la fecha con los conocimien--

tos que se tienen.

Es posible que como información de la clasificación del material con respecto a la pendiente y a las características del oleaje, se desarrollen ecuaciones mediante las cuales esta posible e importante fuente de pérdida de material pueda valorizarse. En la actualidad únicamente puede suponerse que es el faltante de una pérdida total conociendo las otras pérdidas. Si el gasto de abastecimiento de material a una zona aumenta y excede la capacidad de transporte de una playa disminuye, habrá azolve o reosión a lo largo de la misma. Conforme estos depósitos reducen la profundidad cercana a la playa, la pendiente de la misma adquiere un perfil gobernado por las fuerzas litorales y el material de la costa.

Considerando que las características del material permanece constante en su graduación, el perfil de equilibrio se alcanzará cuando todo el material playero haya sido clasificado burdamente. El material adquiere su pendiente característica dependiendo de la influencia del oleaje incidente.

Un continuo excedente de abastecimiento originara que avance la berma hacia el mar sin cambio apreciable en el perfil, originando depósito de sedimentos a mayores profundidades.

4.4.3. PERDIDAS EN LAS FOSAS SUBMARINAS. Una profunda fosa submarina que cruza la zona litoral proporciona un lugar de depósito para las grandes pérdidas de material en

las profundidades en mar abierto. Cuando se combina con una -  
escollera o rompeolas como se indica en la figura (m), la fosa  
submarina puede constituir una completa y fundamental barrera-  
litoral al recibir todo el material que pase al rededor de la es-  
collera o rompeolas.

Levantamientos comparativos han sido insuficientes pa-  
ra la determinación de las pérdidas de material playero que se  
han vertido en la fosa.

4.4.4. PERDIDAS POR DEFLACION. Conforme una pla-  
ya se amplía y aumenta la expansión de arena seca, aumentan -  
las pérdidas debido a la deflación (el acarreo de material de la  
superficie terrestre debido a la acción del viento). Este trans--  
porte de arena ocasionado por el viento es un factor importante  
que incluye la estabilidad de la playa y de la zona posterior a la  
misma en algunas áreas costeras. Las pérdidas pueden ser ya -  
sea hacia la playa o en sentido contrario. En el caso de las pér-  
didas que se presentan hacia el mar, la arena depositada en el-  
agua es transportada a lo largo de la superficie playera por la-  
corriente litoral y puede ser depositada en la playa o transpor-  
tada hacia otra zona. En el caso de pérdidas hacia tierra, la -  
arena que es transportada en esta dirección origina el desarro-  
llo de una faja de dunas inmediatamente atrás de la playa. En-  
cualquiera de los dos casos las cantidades de pérdida por de--  
flación son generalmente difíciles de calcular.

En algunos casos las pérdidas hacia tierra pueden determinarse mediante el registro del cambio de tamaño de la duna - entre levantamientos periódicos sucesivos. Dichos registros serán generalmente más costosos que la información que de ellos obtiene, a menos que el problema del control de dunas sea considerado de la misma magnitud que las pérdidas del material playero.

En general, excepto cuando un proyecto incluye el empleo de defensas contra la arena, las pérdidas por deflación pueden no ser un factor importante que afecten el diseño de estructuras de protección costera. Sin embargo, debido a los aspectos de control de dunas, se han realizado trabajos experimentales al respecto para inventar medios para cuantificar la deflación y relacionarlo con las cantidades de arena desplazada por el viento y el diámetro medio  $M_d$  del grano de la arena.

Kadib (76) ha resumido los trabajos de O'Brien y Rindlaub (77), Bagnold (78) y Kawa Mora (79) relacionados con métodos para calcular la proporción de transporte de arena debido al viento, presentando el método Bagnold.

Esta ecuación ha sido modificada para calcular el transporte anual de arena debido al viento, en las playas naturales, en lbs. por año:

$$Q = C I t \sqrt{\frac{M_d}{M_o}} \frac{W_a}{g} U_*^3$$

siendo:

$Q$  = Transporte total en lbs. por año.

$C$  = Constante de Bagnold,

1.5 para arena casi uniforme.

1.8 para arena graduada naturalmente

2.8 para arena con una gran variación en el diámetro del grano.

$l$  = Longitud de alcance en pies, perpendicular a la dirección del viento considerado.

$M_d$  = Diámetro medio de la arena considerada en mm.

$M_D$  = 0.25 mm. (diámetro medio de la arena standard).

$W_a$  = Peso unitario del aire = 0.076 lbs./pie<sup>3</sup> a 70° F., con presión a 30 pulgadas de mercurio y seco (humedad relativa 0%).

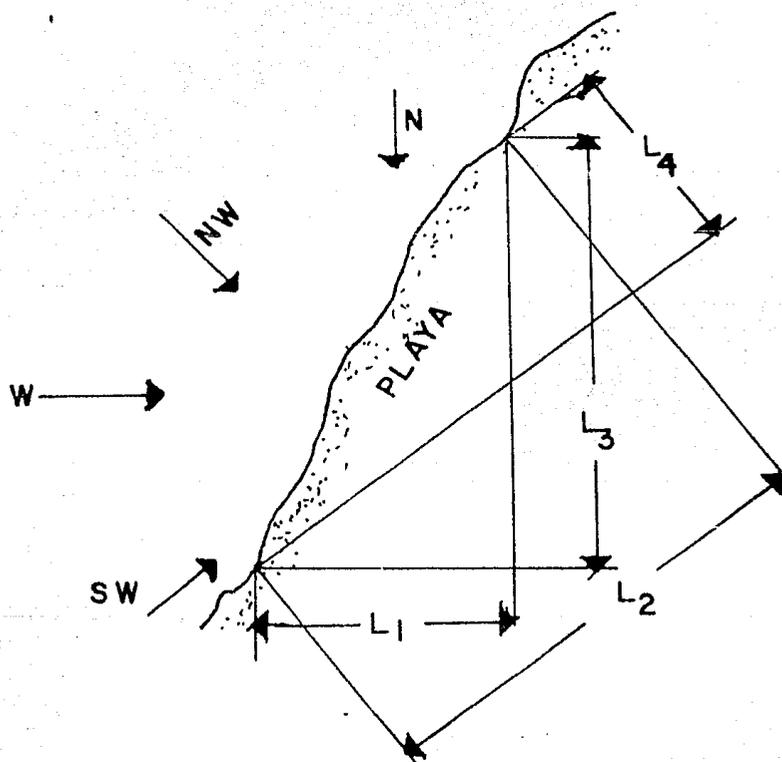
$U_*$  = Velocidad de cortante en pies/seg.

$t$  = Duración del viento en segundos por año.

$g$  = Aceleración debido a la gravedad = 32.2 pies/seg<sup>2</sup>

Debe observarse que Bagnold no hizo ninguna reducción en la cuantificación del transporte, por arena que se encuentre en condiciones húmedas tal como sucede en las investigaciones de Peilly (80).

La longitud de alcance que está contribuyendo al transporte hacia tierra se puede determinar considerando las ocho posibles diferentes direcciones del viento, que son: N, NE, E, SE, S, SW, W y NW. Sólomente las direcciones de viento mar a tierra causan transporte de arena hacia tierra, por ejemplo: estas direcciones son; N, NW, W y SW, como se indica en la Figura;



Las proyecciones perpendiculares  $l_1$ ,  $l_2$ ,  $l_3$  y  $l_4$ , representan la  $l$  en la ecuación para el cálculo del transporte total.

La velocidad de cortante ( $U$ ) se obtiene de la siguiente forma;

$$U = \frac{U - U'}{6.13 \text{ Log. } \frac{Z}{Z'}}$$

donde:

$U'$  y  $Z'$  fueron calculados, empleando la fórmula de Singg's (92).

$U$  = Velocidad del viento medida en pies/seg.

$U'$  = Velocidad del viento en el foco =  $29.34 M_d$  en pies/seg.

$Z$  = Altura en pies, sobre la superficie de arena, a la cual se midió la velocidad  $U$ .

$Z'$  = Altura del punto focal =  $0.03281 M_d$  en pies.

$M_d$  = Diámetro medio de la arena en mm.

4.5. EROSION Y AZOLVE. A lo largo de una determinada franja playera deberá existir cuando menos una de las tres condiciones siguientes:

a) El azolve predomina sobre la erosión y la playa se amplía.

b) La línea de playa es estable, por lo tanto no predomina ni el azolve ni la erosión.

c) La playa se encuentra bajo una condición de erosión en la cual las pérdidas de material exceden al abastecimiento.

En circunstancias normales solamente la última condición es de importancia porque es esta la que trata con la desaparición de playas de protección natural y la consecuente destrucción de propiedades con riesgos de pérdidas de vidas humanas. Es de gran importancia definir, cuando sea posible, el abastecimiento total,

las pérdidas totales y el balance neto entre el natural abastecido y las pérdidas.

Con el objeto de analizar y cuantificar las condiciones de cualquier playa o región, es necesario emplear el mayor número de datos disponibles observados referentes al acarreo litoral y su transporte. Aunque no siempre es posible obtener conclusiones bien definidas, en muchos casos una investigación cuidadosa proporcionará conocimientos en lugar de conjeturas. La información necesaria se puede dividir en tres categorías básicas:

- a) Fuentes de abastecimiento y características de materiales del litoral.
- b) Modos y dirección del transporte litoral.
- c) Gastos de abastecimiento y pérdida de material.

## C A P I T U L O 5

### REGIMEN DE VASOS A MAREA LIBRE

---

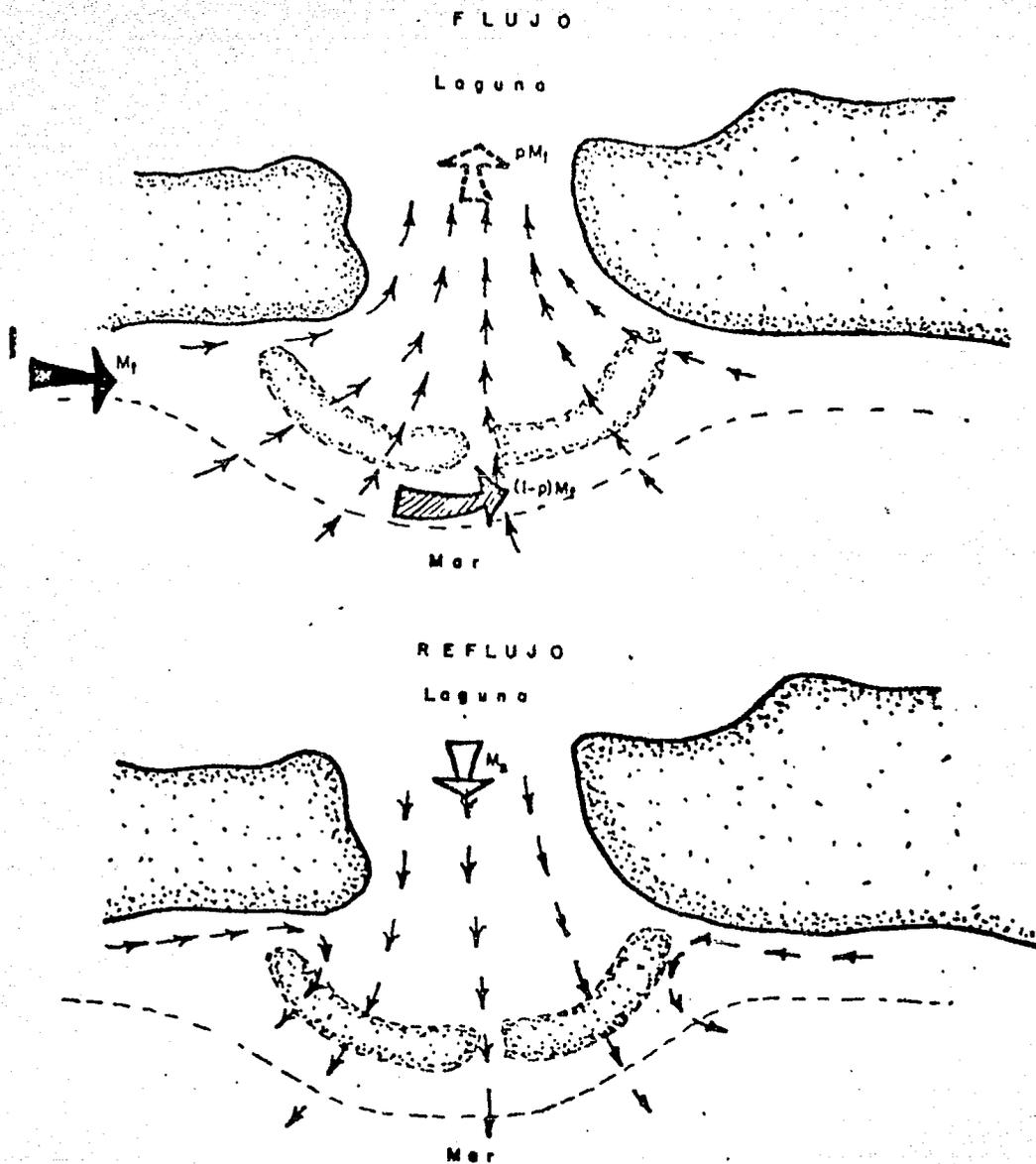
5.1. GENERALIDADES. Dentro de los diversos tipos de canales a marea libre (\*) de acuerdo con su origen-geológico, hidrológico o de transporte litoral para el problema que se trata, analizaremos aquellos cuyo origen es el transporte litoral. La laguna Madre en Tamaulipas es el caso de una albufera conectada al mar a través de un conjunto de bocas cerradas en la actualidad. El movimiento de volúmenes de marea entre la laguna y el mar dió lugar a la formación de deltas lagunarios y marinos. De acuerdo con Armstrong (81), el tipo más simple de deltas es el simétrico con respecto a la disposición interior de áreas activas de la laguna, ya que el canal sufrirá desviaciones por efecto del transporte litoral. Este caso es poco común pues la mayoría de los deltas son asimétricos con canales diagonales y zonas lagunarias desiguales.

El problema fundamental de los canales a marea libre es mantener el equilibrio entre el volumen de agua movido en cada ciclo de marea y el acarreo litoral que llega a su desembocadura. Este equilibrio o estabilidad puede analizarse en dos formas, la primera considerando la posición de la entrada con respecto a su localización en planta-estabilidad horizontal-y la segunda -tomando en cuenta las características de la sección transversal

vertical.

(3) Un canal a marea libre es una comunicación entre el mar y una bahía laguna o estuario, a través de la cual fluyen corrientes de marea y otras corrientes, siendo el área de la conexión muy pequeña comparada con la del cuerpo de agua separado del mar.

5.2. ESTABILIDAD HORIZONTAL. Los canales podrán ser estables o migratorios. La estabilidad o la migración es función de su "edad". En el caso de albuferas, puede abrirse un canal durante una tormenta, cerrándose de inmediato; pero si las condiciones interiores de la laguna son favorables, es posible que permanezca abierto, iniciando un proceso migratorio, que de no existir interferencias, puede adoptar una situación estable. En este proceso, tiene una gran influencia el acarreo litoral  $M$ , el área de entrada  $a$  y la longitud  $L$  del canal. Consideremos una entrada cuyas características están cerca del ideal. (ver figura).



En este caso la barra tiene una disposición tal, que su centro de curvatura está muy próximo a la principal salida. El oleaje, por efectos de refracción, generará un sistema de transporte tanto normal como paralelo a la costa y orientado hacia-

la boca. Dicho material es susceptible de ser arrastrado hacia el interior de la laguna, principalmente en el caso de las costas del Golfo de México, donde existe un predominio de las corrientes de flujo sobre las de reflujo.

Si llamamos  $M_t$  al acarreo litoral total y  $p$  al porcentaje del mismo que es llevado por el flujo hacia el canal,  $(1-p) M_t$  será el que pase por la barra.

Por otro lado, llamemos  $M_s$  a la capacidad de transporte que tiene el canal debido al flujo y reflujo. Se puede examinar la estabilidad horizontal a la luz de las relaciones de longitud de canal, material que entra al canal y capacidad de transporte del mismo. Mientras que estas relaciones se mantengan dentro de un valor tal que  $M_s \geq PM$  total y el canal no sea demasiado largo, la estabilidad está asegurada en un cierto grado.

Hay que considerar también el efecto que pueda tener sobre la boca la presencia de escolleras. En términos generales, según O'Brien (82), las escolleras no sólo estabilizan la posición de una entrada sino que la protegen contra el cierre de ella por acción del oleaje, aún más, la dimensión del área puede ser muy reducida, siempre y cuando esté debidamente protegida. También es necesario considerar el efecto que tendrá el régimen costero. Si se constituyen en una barrera completa, las playas adyacentes sufrirán la reorientación típica que se presenta por la presencia de un obstáculo normal a la playa.

En términos generales se estima que las escolleras pueden reducir en un 33 % el material que entra a las bocas. Cuando un cierto porcentaje del material pasa de un lado a otro de las escolleras, se presentará una situación similar a la anterior dando también lugar a la formación de bajos.

En todos los casos hay que prever que el cordón litoral sea lo suficientemente robusto para no debilitarse por las erosiones y dar lugar a la apertura de nuevas bocas que restarían eficiencia a la original.

5.3. ESTABILIDAD VERTICAL. La estabilidad de la sección transversal está ligada con la estabilidad horizontal en el aspecto relativo a la forma de paso del acarreo litoral de un lado a otro de la entrada, independientemente de la estabilidad de la sección transversal propiamente dicha. Examinemos con cierta amplitud cada uno de los factores que es necesario considerar para el análisis completo de estabilidad.

Los agruparemos en dos tipos fundamentales

- a. Los que generan estabilidad
- b. Los que la contrarrestan

El primero lo representa el intercambio de agua debido a la marea, en tanto que el segundo el acarreo litoral.

5.3.1. FACTORES DE ESTABILIDAD. Entre ellos, el básico para los análisis es el prisma de marea  $\Omega$ , que es el volú---

men en la laguna comprendido entre el nivel de mareas bajas y de mareas altas (marea viva). Sin embargo esta definición pierde generalidad a medida que aumenta el área de la laguna debido a: defasamientos, pérdidas y modificaciones por la configuración del fondo. Es decir en general se tiene que la pleamar y la bajamar tienen, en el interior de la laguna un retardo con respecto a la entrada.

Además, el tiempo de flujo es menor a medida que el punto considerado se aleja de la entrada, variando este tiempo de acuerdo con el tipo de marea y también la amplitud de la misma no es necesariamente nueva en el interior de la laguna que en la entrada.

Es conveniente agregar las observaciones de O'Brien (82), quien señala que cuando la diferencia en áreas entre los niveles de marea baja y alta no es mayor del 25% es posible evaluar el prisma con una aproximación  $\pm 10\%$ , pero cuando esta diferencia aumenta o se tienen características de mareas muy variables dentro de la laguna, el cálculo del prisma tendrá que hacerse por áreas parciales, tomando en cuenta variaciones de amplitud y fase, o más simplemente efectuando mediciones directas de velocidad en la entrada.

Existen formas teóricas más o menos aceptables de calcular el prisma de marea idealizado este fenómeno y utilizando valores de velocidad medias. Entre los métodos que permi-

ten efectuar este cálculo citaremos el de Keulegan (83), el cual, no obstante lo simplificado de sus consideraciones iniciales (paredes verticales del vaso, ningún aporte de agua dulce, marea senoidal, canal rectangular de profundidad mayor que las variaciones de marea y reflujos siguiendo la fórmula de Manning) proporciona resultados que han sido verificados satisfactoriamente en la naturaleza. De acuerdo con Keulegan se parte de la ecuación de almacenamientos:

$$\frac{dh_1}{d\theta} = K \sqrt{h_2 - h_1} \quad ; \quad h_2 > h_1$$

$$\frac{dh_1}{d\theta} = - K \sqrt{h_2 - h_1} \quad ; \quad h_1 > h_2$$

donde:

$h_1$  = relación entre el nivel en la laguna, para una fase con la semiamplitud  $H$  de la marea

$h_2$  = idem pero para el mar.

$\theta$  = ángulo de fase

$K$  = coeficiente de llenado.

$$K = \frac{T}{2H \pi} \cdot \frac{a}{A} \sqrt{\frac{2 g r H}{\lambda L + m r}}$$

$2H$  = rango de la marea

$T$  = período de un ciclo de marea

$a$  = área de la sección transversal del canal

$A$  = área del vaso

$\lambda$  = coeficiente de fricción

$m$  = coeficiente de distribución de velocidades en la sec

ción

$L$  = longitud del canal

$r$  = radio hidráulico

Sea la ley de variación de la marea en el mar

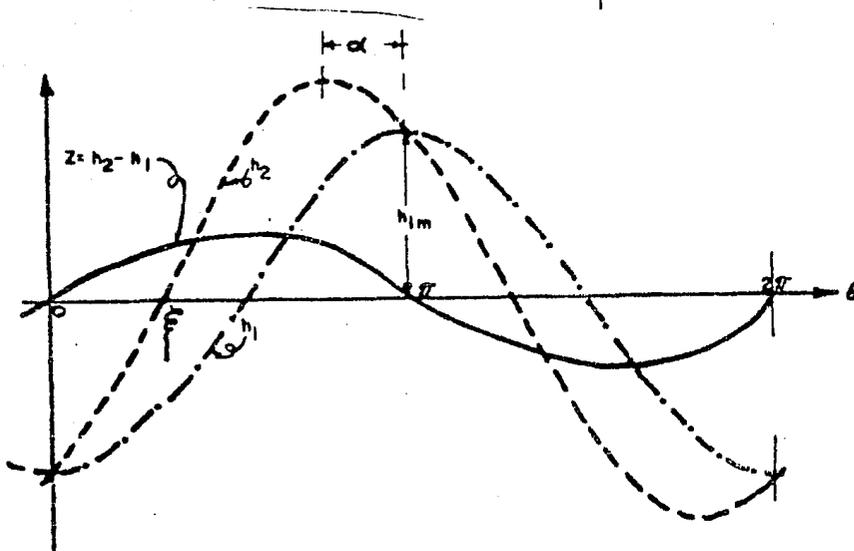
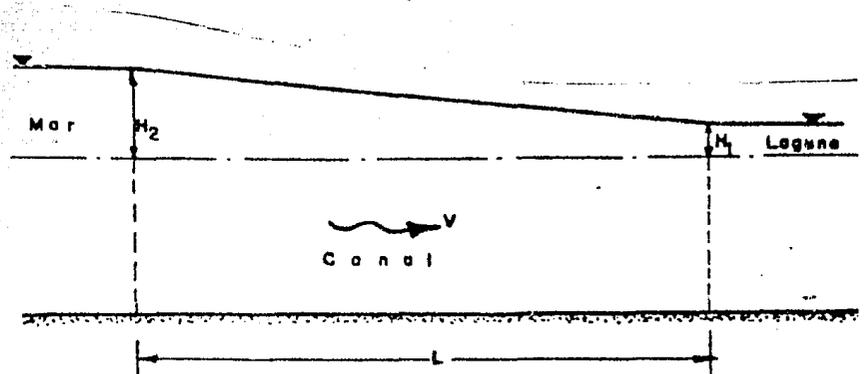
$$h_2 = \text{sen}(\theta - \xi)$$

Se observa que si  $\xi = \theta$ ,  $h_2 = 0$

Aceptando que en general  $h_1 < h_2$ , existirá una curva tal que sus ordenadas valgan

$$z = h_2 - h_1$$

$$z = h_1 - h_2$$



MAREAS EN MAR VS. MAREAS EN LAGUNA

De acuerdo con la figura se observa que los valores máximos o mínimos de la marea en el vaso, corresponden a valores de  $z = 0$ . Esto sucede cuando  $\theta = 0$  y  $\xi = \pi$

$$\therefore h_2 = \dots \xi_j$$

$$\text{pero como } h_{1m} = z + n_2$$

$$h_{1m} = \text{sen } \xi_j$$

Que representa la relación de amplitudes entre la marea en el mar y en el vaso.

El valor de  $\xi_j$  es una función directa del coeficiente de llenado K.

La pleamar en el mar se presenta para  $\theta - \xi_j = \frac{\pi}{2}$ , y el defasamiento entre los valores máximos de la marea en el mar y al final del canal de unión es:

$$\alpha = \frac{\pi}{2} - \xi_j$$

A partir de la definición de prisma de marea y de acuerdo con lo establecido se tendrá:

$$Q = 2 H A h_{1m}$$

Por otra parte el gasto máximo durante una fase de marea y el prisma de marea están ligados por la expresión:

$$\frac{T \cdot Q_m}{\pi \cdot \Omega} = C_1$$

$C_1 =$  coeficiente adimensional, función de K.

Consecuentemente la velocidad media máxima está dada por:

$$V_{1m} = 2\pi C_1 \frac{A}{a} \frac{H}{T} \text{sen } \xi_j$$

La relación entre la velocidad media y la máxima para un perfil estable teórico según Bretting, varía entre 0.73 y 0.86, y dado que para una sección parabólica vale 0.85, es aceptable considerar para una trapezoidal un valor de 0.8.

En análisis similar Larras (84) propone como relación entre amplitudes la expresión:

$$h_{1m} = \cos \frac{2\pi\alpha}{T}$$

que equivale al mismo valor dado en la ecuación anterior para  $h_{1m}$ .

La velocidad máxima es:

$$V_{max} = \sqrt{gH} \sqrt{1 - (h_{1m})^2}$$

Una vez establecido un cierto valor del prisma de marea  $(\zeta)$ , el área mínima de equilibrio de la entrada del canal, con o sin escolleras, esta controlada por dicho prisma de marea y por tanto una reducción en él traerá como consecuencia una reducción en esa área. Asimismo, cuando existen dos o más bocas en la misma laguna, el cierre de una de ellas traerá como consecuencia, según O'Brien, un aumento en las dimensiones de las otras.

Este argumento es un tanto cuanto discutible, sobre todo si se piensa en un vaso de gran extensión y con una geometría irregular. Por otra parte es necesario de acuerdo con las reco-

mendaciones de Krus Abecasis (85), mantener la entrada lo más cerca posible del centro de masas activas del agua dentro de la laguna. Conservando en mente lo anterior, es conveniente analizar los efectos del gasto máximo  $Q_m$ , la velocidad media máxima y el esfuerzo cortante  $\bar{\tau}$ .

Inicialmente los valores de la velocidad y el gasto pueden obtenerse del prisma o si se quiere, en primera aproximación pueden emplearse las expresiones:

$$V_{med \max} = R^{\frac{1}{8}} - 0.2 \quad \text{Si } R \geq 5m$$

$$V_{med \max} = R^{\frac{1}{8}} - 0.1 \quad \text{Si } R < 5m$$

( v en m/seg., si R en m.)

Su relación con  $\bar{\tau}$  puede hacerse a través de la formula de Chesy:

$$\bar{\tau} = \rho g R s$$

$$V = c \sqrt{RS}$$

$$Q = \frac{V}{A}$$

El factor  $\bar{\tau}$  merece atención particular, no obstante la discrepancia en opiniones sobre la importancia de él en el análisis de estabilidad, ya que mientras Bruun y Gerritsen (86) lo consideran fundamental, O'Brien (82) opina que su valor parece no suministrar un criterio significativo para las condiciones de equilibrio de la entrada.

De cualquier forma se piensa que los elementos de juicio de Bruun y Gerritsen son más sólidos y por tanto se utiliza

rá el criterio de estos autores. El esfuerzo cortante  $\tau$  debe analizarse considerando ciertos valores específicos, ellos son:

$\tau_c$  = esfuerzo cortante crítico, o sea el valor para el cual el material del canal, representado generalmente por el  $D_{50}$ , empieza a moverse.

$\tau_s$  = esfuerzo cortante de estabilidad; puede interpretarse sea como el valor para el cual no hay problemas de movimiento o como aquel para el cual el material que entra por la sección considerada es igual al que sale de ella.

En nuestro caso esta es la definición que aceptamos.

El valor del esfuerzo cortante se ve directamente afectado por el contenido de material en suspensión en el agua, así como también por el porcentaje "p" de acarreo litoral.

En el caso que estamos tratando el material en suspensión se deberá exclusivamente a los arrastres propios del canal y en primer grado, a la acción del oleaje que se significa también en el valor del acarreo litoral  $M_t$ .

La acción del oleaje es difícil de valuar salvo en el caso del transporte litoral, este efecto se analizó en anteriores temas.

Cerca de la entrada el movimiento de arena en el fondo y en suspensión es complicado debido al doble efecto de corrientes de marea y efecto oscilatorio producido por el oleaje; además que por la refracción producida por la barra el transporte litoral

está siempre orientado hacia la boca y en general de acuerdo con lo indicado en la figura(a) el acarreo litoral tenderá a cerrar la boca, aumentando esta tendencia con una acción severa y prolongada del oleaje, salvo en el caso de algunas tormentas en que la barra puede ser fuertemente erosionada y la boca, ampliada. Es decir, para cada tamaño de entrada, habrá un cierto tipo de oleaje, de altura y duración determinados, que puedan cerrar la boca no obstante el efecto de las corrientes de marea. Hechas las observaciones anteriores, Bruun (86) propone los siguientes valores -- del esfuerzo cortante de estabilidad.

T A B L A

CONDICION	(Kg/m <sup>2</sup> )
- Transporte litoral de fondo y en suspensión considerables:	0.50
- Transporte litoral de fondo y en suspensión medios:	0.45
- Transporte litoral y en suspensión bajos:	0.35

A partir de lo anterior la expresión correspondiente para el área de estabilidad es:

$$a_s = \frac{Q_m}{C \sqrt{\frac{\tau_s}{\rho g}}}$$

C = coeficiente de Chezy = 30 + 5 log a

(a en m<sup>2</sup>, C en m<sup>1/2</sup>/ seg.

Q<sub>m</sub> = gasto máximo en mareas vivas.

En cuanto al canal propiamente dicho, tendrá una cierta capacidad de transporte  $M_s$  que será función del esfuerzo cortante y consecuentemente de la velocidad media máxima, esta capacidad puede valuarse usando la expresión de Kalinske:

$$D \frac{q_s}{\sqrt{\tau}} = 10 \left( \frac{\tau}{D^2 (s_s - 1)} \right)^2$$

en que:

$D$  = D50 en mm.

$\tau$  = esfuerzo cortante en Kg/m<sup>2</sup>

$q_s$  = gasto sólido instantáneo por unidad de ancho -----  
(m<sup>3</sup>/seg/m.)

### 5.3.2 RELACIONES PARA EL ANALISIS DE ESTABILIDAD

Estas relaciones tienen por objeto conocer la situación existente o que puede presentarse en una boca; las preguntas básicas son:

- ¿ Cómo pasará el material de un lado a otro de la boca?
- ¿ Qué grado de estabilidad puede esperarse?
- ¿ Las corrientes de marea son capaces de mantener libre de azolves al canal?

Haciendo un resumen, los elementos que nos permitirán establecer las relaciones para responder a cada una de las preguntas anteriores son:

$\Omega$  - prisma de marea para mareas vivas (m<sup>3</sup>/ciclo)

$Q_m$  - gasto máximo para mareas vivas (m<sup>3</sup>/seg)

$V_m$  - Velocidad máxima media (m/seg).

$M_t$  - acarreo litoral total ( $m^3/año$ )

---

$M_n$  - acarreo litoral neto ( $m^3/año$ )

$M_s$  - capacidad de transporte de la sección ( $m^3/año$ )

$P$  - porcentaje del acarreo litoral que entra al canal

$\tau$  - esfuerzo cortante en el canal ( $Kg/m^2$ )

$\tau_s$  - esfuerzo cortante de estabilidad ( $Kg/m^2$ )

$a$  - área de la sección ( $m^2$ )

$a_s$  - área de la sección estable ( $m^2$ )

5.3.3. FORMA DE PASO DEL MATERIAL. En la naturaleza se observan dos formas típicas de paso del material de un lado a otro de la boca. La primera es por barra, o sea frente al canal se forma una barra convexa hacia el mar que sirve de "puente" por donde circula el arrastre de fondo. Esta condición no es muy favorable cuando se pretende utilizar el acceso para entrada de embarcaciones. La segunda es utilizando las corrientes de marea como medio de "transporte"; el material es arrastrado hacia el canal por las corrientes de flujo y regresado al mar, del otro lado de la boca, con las de reflujó. Esta condición es en extremo favorable, siempre y cuando las características del canal sean tales que no se produzcan depósitos en un extremo interior. La forma de paso está determinada, según Bruun (86), por la relación entre el gasto máximo y el acarreo litoral neto.

$$r = \frac{M_{\text{neto}}}{Q_m}$$

Si  $r > 200-300$  paso por barra

$r < 10-20$  paso por corriente de marea

Normalmente pueden presentarse formas de paso combinadas, ya que el intervalo entre 20 y 200 es demasiado grande. En general mientras más regular sea el transporte por una acción moderada o fuerte del oleaje en las playas inmediatas a la boca, existirán mejores condiciones para el paso del material. También hay que considerar el efecto de escolleras en la desembocadura (ver III-4.2). Normalmente el escollerado da lugar a un paso de tipo mixto, dependiendo el predominio de uno sobre otro, si el acarreo se mueve por lo alto de la playa o por corrientes litorales.

5.3.4. GRADO DE ESTABILIDAD. La relación que da el mejor índice es la establecida entre el prisma de marea y el acarreo litoral neto.

Si  $\Omega / M_n < 100$  existirá una gran tendencia a la formación de bajos y la capacidad de autodragado de las corrientes de marea será muy bajo, de hecho esta situación creará una tendencia a la divagación e inclusive bifurcación del canal disminuyendo, en consecuencia, la eficiencia hidráulica de la sección.

Cuando la relación  $\Omega / M_n > 150$  a 200, el grado de estabilidad es aceptable, siendo óptimo cuando el valor es superior-

a 300. El cociente  $\Omega/M$  proporciona también un criterio para la selección del esfuerzo cortante de estabilidad  $\bar{\sigma}_s$ ; el criterio es el siguiente (86):

	$\Omega/M_n \geq 600$	$150 < \Omega/M_n < 600$	$\Omega/M_n \leq 150$
$\bar{\sigma} \text{ (kg/m}^2\text{)}$	0.46	0.50	0.51

Este criterio hace ver que para valores muy cercanos o inferiores a una estabilidad aceptable, puede tratarse de subsanar esta deficiencia con un incremento en la velocidad y por tanto en el esfuerzo cortante de estabilidad, buscando en esta forma mejorar la eficiencia hidráulica de la sección, hecho que podrá llevar a un incremento en el valor del prisma de marea y en consecuencia en el grado de estabilidad de la sección.

5.3.5. CAPACIDAD DE AUTOCONSERVACION DE UN CANAL. El análisis de esta capacidad puede hacerse tomando en cuenta diversas relaciones. Un primer criterio es comparado el valor de la velocidad de las corrientes de marea con la velocidad crítica del material del canal. A este respecto, la experiencia demuestra que es conveniente que, en general, las velocidades en el canal se conserven superiores a la crítica durante el 60 % a 80 % del tiempo. Es decir, se ha encontrado que la relación  $V_m/V_c$  arroja los siguientes valores en cuanto al porcentaje de tiempo de marea en que la corriente es ca

pas de mantener un autodragado adecuado.

T A B L A (84)

$V_m$	
$V_c$	%
1.05	20
1.3	40
2.0	60
5.75	80

O sea deberá tratarse de que  $V_m = 2$  a  $5 V_c$ .

Por lo que toca a la comparación entre el gasto máximo y el acarreo neto  $M_n$ , se tiene que si  $Q_m/M > 0.01$ , las condiciones de estabilidad son mejores que si es menor de ese valor.

El análisis más completo es quizás el que se hace tomando en cuenta las relaciones entre la capacidad de transporte  $M_s$  con el porcentaje de acarreo litoral  $p$   $M_t$  que entra al canal; el esfuerzo cortante en la sección  $\tau$  y el de estabilidad  $\tau_c$ ; el esfuerzo cortante  $\tau$  con las características del material, peso volumétrico y  $D_{50}$ ; y finalmente entre el porcentaje  $p$ , el área de la sección  $a$  y el área de estabilidad  $a_c$

Inicialmente tendríamos los siguientes valores como los más ventajosos (87)

$$0.5 < \frac{M_t}{PM_t} < 1.5$$

$$0.8 < \frac{\tau}{G_c} < 1.2$$

$$1.0 \leq \frac{G}{(\delta_s - \delta) L_{s0}} < 1.5$$

Los valores límites, sobre todo los inferiores están fuertemente afectados por el valor de  $M_t$ . En función de él la entrada podrá tener <sup>d</sup> hacia un canal no estable, pero con valores del esfuerzo cortante inferiores al crítico para el caso de que el acarreo total sea pequeño; pero si  $M_t$  es grande y el prisma de marea reducido, el acceso tenderá a cerrarse.

Ahora bien si el prisma de marea es grande será más probable el desarrollo de una condición de estabilidad.

Los demás elementos pueden relacionarse en la siguiente forma como los valores más adecuados a la estabilidad:

$$0.7 < p \leq 1.6$$

$$0.8 \leq \frac{a}{Q_s} \leq 1.2$$

$$o \quad \frac{a}{u_s} > 1.5$$

La condición ideal es que tanto "p" como la relación a/as se mantengan muy cerca de la unidad. Si a/as aumenta considerablemente, el canal tenderá hacia un estado de no erosión que puede representar una situación estable. En cambio si tiende hacia el límite inferior existirá una tendencia a la formación de barra tanto mejor desarrollada cuanto menor sea la relación, lle-

gando a cerrarse la entrada, si  $a/a_s = 0.4$ . Finalmente es conveniente señalar que para ambos casos mientras más cercano a la unidad esté el valor de "p" se tendrán mejores condiciones de estabilidad. El valor de "p" puede calcularse con la expresión.

$$p = \frac{M_s}{M_t}$$

5.4. CONSIDERACIONES ADICIONALES PARA VALUAR EL PRISMA DE MAREA. Se han señalado ya la importancia que tiene en los análisis de estabilidad el valor del prisma de marea. Sin embargo hay casos, como el de la Laguna Madre, en que se requiere no sólo mantener un cierto grado de estabilidad en la boca sino también asegurar un aporte de agua con salinidad normal al interior de una laguna hipersalina, a fin de disminuir gradualmente el contenido de sal hasta un nivel aceptable, máxime si se considera que los aportes de agua dulce son mínimos y que prácticamente no es posible contar con ellos para ese fin.

Además como los volúmenes de agua, diferentes a los de origen marino, que llegan a la laguna, no son capaces de compensar las pérdidas por evaporación, un porcentaje del prisma deberá utilizarse también para esta compensación. Resumiendo, hay que incluir dentro del cálculo del prisma de marea necesario dos volúmenes adicionales:

- I.- Volúmen para control de salinidad.
- II.- Volúmen para compensar pérdidas.

5.4.1. CONTROL DE SALINIDAD. El control de salinidad tiene primordial importancia desde el punto de ecológico. Simmons (88) señala, que una salinidad de 45 ppm es el valor máximo aceptable para el adecuado desarrollo de las especies, valor confirmado por las observaciones de Hildebrand (89) en la Laguna Madre de Tamaulipas donde para concentraciones salinas entre 41 ppm y 47 ppm la pesca era muy intensa y productiva. Por su parte ---- Hedgpeth (90) encontró que a partir de 72 ppm los peces empie--zan a morir, por tanto es conveniente considerar como concentración máxima aceptable, en las áreas pesqueras, 45 ppm y exepcionalmente 50 ppm.

Sverdrup, Johnson y Fleming (91) proponen la siguiente -- expresión para el cálculo del volúmen requerido a fin de mantener la salinidad en un cierto límite;

$$V_e = E_n \frac{S_r}{S_r - S_f}$$

$V_e$  = Volúmen requerido en un cierto tiempo

$E_n$  = evaporación neta

$S_f$  = Salinidad promedio del agua al entrar (flujo)

$S_r$  = salinidad promedio a la salida (reflujo)

Esta fórmula tiene el inconveniente de no tomar en cuenta los efectos de mezclado por la influencia de las corrientes de marea. De observaciones efectuadas en la laguna madre de texas, - Carother (12) sugiere la inclusión de un factor representativo de-

de la eficiencia de mezclado; este factor tiene un valor inicial de 0.2 para una concentración de 40 ppm aumentando a razón de --- 0.005 por cada parte por mil sobre 40. La fórmula entonces pue- de expresarse como:

$$V_e = \frac{1}{\eta} \left( E_n \frac{S_r}{S_r - S_f} \right)$$

A partir de esta expresión es posible establecer curvas de igual salinidad de acuerdo con las áreas afectadas por el prisma- requerido para fines de estabilidad y serán en última instancia--- consideraciones económicas relativas a las dimensiones de la en- trada, las que permiten decidir si se usa el prisma de marea re- querido por estabilidad o el adecuado para fines pesqueros, siem- pre y cuando este último arroje relaciones de estabilidad acepta- bles.

5.4.2. VOLUMEN PARA PERDIDAS. Se ha establecido ya- en incisos anteriores que el prisma de marea debe considerarse- no en función del área total de laguna afectada por las variacio-- nes de nivel dentro de ella, sino de acuerdo con el volumen real que se mueve por el canal de acceso en cada ciclo. Como los -- análisis de estabilidad están en función de él, es necesario consi- derar que hay casos, como el que nos ocupa, en que por efecto- de pérdidas por evaporación el volúmen que entra no necesariamen- te es el que sale. Dicho en otra forma, no toda el área afectada -

por mareas es tributaria de la boca, en cambio las pérdidas de agua si se tienen sobre toda su extensión, por tanto el prisma de marea usado para fines de estabilidad, tomando en cuenta las pérdidas deberá calcularse como:

$$\Omega_R = \Omega_F - E_n A T$$

$\Omega_F$  = Prisma de flujo

$E_n$  = evaporación neta en  $m^3/Km^2/t$  (t en seg.)

A = área total afectada por marea ( $Km^2$ )

T = ciclo de la marea (seg.)

$\Omega_R$  = prisma real para análisis de estabilidad.

## B I B L I O G R A F I A

---

1. H.A. Marmer Tidal datum planes, 5a.ed., USCGS. ---  
Spec. Publ. 135, 1951.
- 2 U.S. Dept. of Commerce, Coast and Geodetic Survey Tide  
de Tables, East Coast, North and South America Published annually.
3. U.S. Dept. of Commerce, Coast and Geodetic Survey ---  
Tide Tables, West Coast, North and South America. Published annua  
lly.
4. Instituto de Geofísica.- Tablas de Predicción de Mareas.-  
Puertas del Golfo de México. Departamento de Oseanografía, UNAM  
México 1967.
5. Haurwits, B.- The slope of Lake Sur faces under varia-  
ble Wind Stresses. U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion  
Bourd, Tech. Menio. No. 25, November 1951.
6. Saville, T., Jr.- Wind Set-up and wares in shallow ---  
water. U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, ---  
Tech. Manio. No. 27, June 1952.
7. Sibul, D.- Laboratory Study of Wind Tides in Shallow--  
Water. U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Tech.  
Memo No. 61 august 1955.
8. Tichuer, E.g.- Effect of Botton Roughness on Wind Tide  
in Shallow Water, U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion  
Board, Tech. memo No. 95, May 1957.

9. U.S. Army Corps of Engineers-Wanes and Wind tides in Shallow Lakes and Reservoirs, Summary Report, Project CW-167, U.S. Army Engineer District, Jacksonville, Florida, - 1955

10. Sibul, O. - Laboratory Study of wind tides in Shallow Water, U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Memo No. 61 August 1955

11. Reid, R.O. - Approximate Response of Water Level on a sloping shelf to a Wind Fetch Which Moves Directly Towards Shore U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Memo No. 83 June 1956.

12. Bretschneider, C.L. Engineering Aspects of Hurricane Surge. Proc. of the Technical Conference on Hurricanes, Sponsored by American Meteorological Society at Miami Beach, Florida, November 1958.

13. Conner, W.C., R.H. Proft and D.L. Harris - Empirical Methods for Forecasting the Maximum Storm Tide due to Hurricanes and other Tropical Storms U.S. Weather Bureau Monthly Weather Review, Vol. 86 No. 4, April 1957.

14. Hellstrom B. - Wind Effects on Lakes and Kiners. Handlenger Ingenion Vetenskass Akademieu No. 158, 1941.

15. Keulegan G.H. Wind Tides in Small Closed Channels Journal of Research. U.S. National Bureau of Standards. R.P. 2207, Vol. 46, 1951.

16. Thipse J. Th. - On Wind Effects. U.S. Waterways Experiment Station. Bulletin. - Vol. 2, 1938

---

17. Hayes O.M. - Sedimentation on a Semiarid Wane -- Dominated Coast (South Texas) With Emphasis on Hurricane --- Effects. University of Texas. Austin 1965

18. Harris D.L. - The Hurricane. Surge. Proc. Of 6th Conf. on Coastal Engineering. Council on Wane Research 1958.

19. Bretschneider C.L. - Engineering Aspects on Hurri- cane Surge. Proc. Technnical Conference on Hurricanes. Flori- da, November 1958

20. Snerdrup, H.U., M.W. Jolmson and R.H. Fleming the Oceans; Their Physics, Chemistry, and General Biology --- New York: Prentice- Hall, Juc. 1942.

21. Christal, G. - On the Hydrodynamical Theory of-- Seiches, with a Bibliographical Sketch. Traus Of the Royal --- Society of Edinburgh, Vol H 1, Part 3, No. 25. London: Robert Grant and Sou, 1905

22. Chrystal, G. - the Some Results in the Mathematicas Theory of Seidres. Proc. of the Royal Society of Edimburgh Se-- sion 1903-1904, Vo. XXV, Part 4, pp. 328-337. - London: Ro-- bert Grant and son, 1904.

23. Harris, R.A. - Currents, Shallow-Wather tides, ---- Meteorological Tides, and Miscellaneous Matlers, Mannual of -- Tides part V, Report of the Supermtendent of the Coast and --- Geodetic Survey, Appendix 6, 1907.

24. Hidaka, K. - A Theory of sheef Seiches, and Seiches in a Channel, Memoris of the Imperial Marine observatory, Kolie, Japan, 1934 -35

25. Honda, K. and Others- Seccundary Undudations of --- Oceanic Tides. Journal, Cellige of Science, Imperial University, -- Japan, Vol. 24, 1908.

26. Defant, A. - Gezeithen Probleme Meeres in Landnahe, Probleme der Kosmischen Physik, VI, Hamburg, 1925

27. Suerdrup, H.U., M.W. Johnson and R.H. Fleming--- The Oceans; Their Physics, Chemistry, and General Biology. New York: Prentice- Hall, Inc. 1942.

28. Hunt, L.A. - Desing of Seawalls and Breakwaters. -- Proc. American Society of Civil Engineers, Waterways and Harbers Division, Vol. 85, No. W.W.5, september 1959

29. Le Méhanté, B. - Wane Absorbers in Herbors, Contract Report No. 2-122, National Engineering Science Company for U.S. - Army Engineering Wateways Experiment-Station, June 1965

30. Hunt, L.A. - Winds, Wind Setup, and Seiches on Lake Erie. U.S. Army Engineer Districre, Lake Survey, 1959.

31. Shepord F.P. Juman D. - Nearshre Circulation. - Proc. of the Ist Conferencial on Coast Engineering. Council on Wane --- Research 1951

32. Arlman J.J., Santema P. Svasik J.N. - Movement of-- Bothom Sediment in Coast Waters by Currents and Wanes; Measurements With the Help of Radioactine Tracers in the Netherlands. ---

beach Erosion Board, Technical memorandum No. 105, March 1958

33. Keulegan G.H. - Depth of offshore bars Beach Erosion Board, Technical memorandum No. 8, July 1945

34. Shepard F. - Long- Shore Bars and Long Shore Troughs, Beach Erosion Board, Technical Memorandum No. 15, January 1950

35. INMAN D. - Areal and Seasonal Variations in Beach and Nearshore Sediments at La Jolla, Calif. - Beach Erosion Board Technical Memorandum No. 39, March 1953

36. Brunn P. - Coast Erosion and the Development of Beach Profiles, Beach Erosion Board, Technical Memorandum No. 44, June 1954

42. Sitarz J. - Cotes Africannes, Etude des profiles d'equilibre de plage, Travanx du Centre de Recherches et D'Etudes Oceanographiques, - Tome III Fase. IV, Paris 1960

43. Contribution a L'Etude de L'Evolution des Plages a Partir de la Connaissavce ais Profils d'Equilibre, Travaux du Centre de Recherches et D'estudes Oceanographiques, Tome V, Fasc. II, III IV, Paris September 1963

44. Buggs L.I., D.S. Mc culloch and F. Meser - The Hidraulic Shape of Sand Particles, Journal of Sedimentary Pelrology, Vol. 32, No. 4, pp. 645-656, December 1962

45. Colby, B.C., C.D. Johnson and G.M. Waths - The Development adn Calibration of the Visual-Accumulation Tube, Subcommittee on Sedimentation Interagency Committe on Water Resources, St. Anthouy Falls Laboratory, Memeapolis, Miunesota, 1957

46. Krumbein, W.C. and F.J. Pettijohn Manual of Sedimentary Petrography New York D. Appleton-Century Co. Inc. 1938

47. Krumbein, W.C. - Application of Logarithmic Moments to Size Frequency Distributions of Sediments. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 6, PP. 35-47, 1936

48. Wentworth, C.K. - A Scale of Grade and Class Terms for Clastic sediments, Journal of Geology, Vol. 30, No. 5 pp. 377-392, 1922

49. Trask, P.D. Origin and Environment of source Sediments of Petroleum Gulf Publishing Company, Houston, Texas 1932

50. Krumbein, W.C. and F.J. Pettijohn Manual of Sedimentary Petrography New York. D. Appleton-Century Co. Inc. 1938

51. Hael, P.G. Introduction to mathematical statistics New York: John Wiley and sons, Inc.; 1947

52. Krumbein, W.C. - and F.J. Petticohu Manual of Sedimentary Petrography New York. D. Apleton-Century Co. Inc. 1938

53. Pettijohn, F.J. Sedimentary Rocks. New York: Harper and Brothers, 1949.

54. Anderson, H.W. - Flood Frequencies and Sedimentation from Forest Watersheds. Transamer. Geophysical Union Vol. 30 pp. 567, 584, 1949

55. U.S. Army Corps of Engineers-Measurement and Analysis of Sediment Loads in Streams. U.S. Army Engineer District, St. Paul, Minn

56. Einstein, H.A. - The bed load function for sediment Transportation in open channel Flows. U.S. Department of Agriculture, Bulletin No. 1026, September 1950

57. Einstein, H.A. - Estimating Quantities of Sediment Supplied by Streams to a Coast Proc. of the first Conference on Coastal Engineering, Council on Wave Research, Univ. Of Cal. 1951

58. Einstein, H.A. and R.B. Kroner - Methods of Determining Sediment Transport Along the Coast and in Coastal Waterways, --- 44th Intern. Navigation Congress, Baltimore, Section 11, Subject 5. 1961

59. Wilson, B.W. - Methods of Determining sand and Silt Movement Along the Coast, in Estuaries and in Maritime Rivers. XXth International Navigation Congress, Baltimore, 1961.

60. Scripps Institution of Oceanography a Statistical Study of Wave Conditions at fine open sea Localities along the California Coast. SIO Wave Report No. 68, July 1947

61. Saville, T., Jr. Wave and Lake Level Statistics for Lakes Michigan, Erie and Ontario, U.S., Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Memoranda Nos. 36, 37 and 38, March 1953

62 Pierson, W.J. Jr. The Accuracy of Present Wave Forecasting methods with Reference to Profiles in Beach Erosion on the New Jersey and Long Island Coasts. U.S. Army Corps of Engineers. Beach Erosion Board Tech. Memo. No. 24 April 1951

63. Breischneider, C.L. - Wave Statistics for the Gulf of México off Caplen, Texas U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Memo. No. 86, September 1956

64. Saville, T., Jr. And J.M. Caldwell Accuracy of Hydrographic Surveys in and near the surf Zone U. Tech. Memo. No. 32, March 1953

65. Savage, R.P. - Laboratory Study of the Effect of Groins on the rate of Littoral Transport. U.S. Army Corps of Engineers, beach Erosion Board, Tech. Memo No. 114, June 1959

66. Caldwell, J.M. - Wave Action and Sand Movement Near Anaheim Bay, California, U.S. Army Corps, of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Memo No.60, February 1956

67 Watts, G. M. - A. Study Of Sand Movement at South Lake Worth Inlet, Florida. U.S. Army Corps of Engineers Beach Erosion Board, Tech Memo No. 42, October 1953

68 Sauvage de Saint Marc, G. and G. Vincent-Transport-Littoral Formation de Fliches et de Tombolos, Proc. 5th Conference on Coastal Engineering, Council on Wave Research, Univ - Of. Ca. 1954.

69. Shay, E.A. And I.W. Johnson-Model Studies on The-Movement of Sand Transported By Wave Action Along a Straight-Beach Engineering Research, Univ. Of Cal. Series 14, Issue 7, 1951

70. Saville, T., Jr. - Model Study of Sand Transport Along an Infinitely Long, Straight Beach Traus, Amer. Geophysical Union, Vol. 31, No. 4, August 1950

71. Krumbem, W.C. - Shore Currents and sand Movements  
~~on a model Beach. U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion~~  
Board, Tech. Memo, No. 7 September 1944

72. Fairchild, J.C. - Correlation of Litter Dredge With Wave  
Climate Along Shores of New York and New Jersey, U.S. Army -  
Coastal Engineering Research Center Tech. Memo No. 18, May--  
1966

73. Caldwell, J.M. - Wave Action and Sand Movement --  
Near Anaheim Bay, California, U.S. Army Corps of Engineers, --  
Beach Erosion Board, Tech. Memo No. 60, February 1956

74. Watts, G.M. - A Study of Sand Movement at South--  
Lake Worth Inlet, Florida, U.S. Army Corps of Engineers Beach  
Erosion Board, Tech Memo No. 42, October 1953.

75. Mason, M.A. Abrasion of Beach Sand. U.S. Army-  
Corps of Engineers, Beach Erosion Board Tech. Memo No. 2 Fe-  
bruary 1942.

76. Kaib, A.L. Calculation Procedure for Sand Transport  
by Wind on Natural Beaches U.S. Army Coastal Engineering Rese-  
arch Center, Misc. Paper 2, 64, April 1964

77. O'Brien, M.P. and B.D. Rindlaub The Transportation  
of Sand By Wind Civil Engineering, Vol. 6, No. 5, Pp325 327, -  
May 1936

78. Bagnold, R.A. - The Physics of Blown Sand and De--  
sert Dunes. New York: William Morrow and Co. pp. 265, 1942

79. Kawamura, R. Study on Sand Movement by Wind. Report of Institute of Science and Technology, University of Tokio, --  
Vol. 5, No. 3/4, October 1951.

80. Belly, Pierre. Yves. Sand Movement by Wind. U.S. --  
Army Coastal Engineering Research Center, Technical Memorandum  
No. 1, January 1964

81. Armstraug P.W, Reduction of Maintenance by Proper --  
Orientation of Ship Channels Through Tidal Inlets. Proc. of 2nd --  
Conference on Coastal Engineering. Comcilon Wane Research, 1952

82. O'Brien M.P. Equilibrium Flow Areg of Tidal Inlets-  
on Sandy Coast. - Proc. of 10th Conference on Coastal Engineering  
American Society of Civil Engineers. 1967

83. Kenlegan G.H.- Water Level Fluctuations of Basins--  
in Communication With Seas Third Progress Report on Fidal Flow  
Entrances, NBS Report No. 1140 U.S. Departament of Commerce,  
September 1951

84. Larras J. Embouchires, Estuaires, Lagunes et Del--  
tas Collection del Centre de Recherches et D'Essais de Chaton --  
Eirolles, Paris 1964

85. Krus Abecases C. Littoral Drift Problems in Portu--  
gal With Special Reference to the Behaviar of Inlets on Seudy ----  
Beaches. - Proc. of The 6th Conference on Coastal Engineering. --  
Comercil on Wave Research, 1958.

86. Brun P. y Georitsen F. - Stability of Coastal Inlets.--

North Holland Publishing Co. Amsterdam 1960

87. Tidal Inlets and Littoral Drift, Vol. 2. - Ed. Universitets Forlaget, Oslo, 1966

---

88. Simmons E.G. - An Ecological Survey of the Upper Laguna Madre of Texas. - Institute of Marine Science Publ. Vol. IV, -- No. 2, July 1957

89. Hieldebraud H. - Estudios Biológicos Preliminares sobre la Laguna Madre de Tamaulipas. - Revista Ciencia Vol. XVII, Nos. 7-9 México, Marzo 1955

90. Hedgpeth J.W. The Laguna Madre of Texas. - Trans--- 12th North American Sild Life Conf. pp. 364-380 1947

91. Suerdrup H.U., Johnson M.W. y Fleming R.A. the --- Oceans Prentice Hall June 1960

92. Zuigg, A.W. - Wind Tumid Studies of Movement of --- Sedimentary Materials. Proc., Fifth Hydraulic Conference, State--- University of Cowa, Studies in Engineering Bullecten 34, 1953, ---- pp III-135.