

# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES  
CAMPUS ARAGÓN



“PROPIEDADES GENERALES DEL MOVIMIENTO DE  
ARENA Y CONSIDERACIONES PARA SU MODELACIÓN  
HIDRÁULICA”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
INGENIERO CIVIL

PRESENTA:

GREGORIO CRUZ GUADARRAMA

ASESOR:

ING. VALENTE TORRES ORTIZ



SAN JUAN DE ARAGÓN EDO. DE MEX.

2005

0350962





Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE MÉXICO

Ing. MARTÍN ORTIZ LEÓN  
Jefe de la Carrera de Ingeniería Civil,  
Presente.

En atención a la solicitud de fecha 4 de agosto del año en curso, por la que se comunica que el alumno GREGORIO CRUZ GUADARRAMA, de la carrera de Ingeniero Civil, ha concluido trabajo de investigación intitulado "PROPIEDADES GENERALES DEL MOVIMIENTO DE ARENA Y CONSIDERACIONES PARA SU MODELACIÓN HIDRÁULICA", y como el mismo ha sido revisado y aprobado por usted, se autoriza su impresión; así como la iniciación de los trámites correspondientes para la celebración del Examen Profesional.

En otro particular, reitero a usted la seguridad de mi  
atenta consideración.

U.N.A.M.  
F.E.S. ARAGON

05 AGO 17 10:40

INGENIERIA CIVIL  
RECIBIDO

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"  
San Juan de Aragón, México, 4 de agosto de 2005  
EL SECRETARIO

  
Lic. ALBERTO IBARRA ROSAS

C p Asesor de Tesis.  
C p Interesado.

AIR/

**PROPIEDADES GENERALES**

**DEL**

**MOVIMIENTO DE ARENA**

**Y**

**CONSIDERACIONES PARA SU**

**MODELACIÓN HIDRÁULICA.**

## **AGRADECIMIENTOS.**

**Agradezco a DIOS** el permitirme vivir este tiempo, iluminando mi camino cuando oscuro ha estado y hacerme consciente de discernir la luz de la oscuridad. **Agradezco a DIOS** el enviar un ángel en mi camino; quien me enseñó a caminar sin arrastrar lodo en mis pies (Gracias REINA MEDINA DELGADO).

**Agradezco a mis padres** por la dedicación que en mí pusieron, a mi madre Sra. MARTHA GUADARRAMA ORTIZ, el apoyarme y motivarme en mi educación y el hacerme consciente, que el trabajo es una virtud en el hombre. A mi padre Sr. CLEOFÁS CRUZ DOMÍNGUEZ, el enseñarme a levantar de los tropiezos, aprendiendo de mis errores y sobre todo por haberme instruido a amar a mi familia.

**Agradezco a mis hermanos** (Rogelio, M<sup>a</sup> Elena, Miguel, Erika, y Verónica) los tiempos en que juntos reímos y disfrutamos, por los tiempos en que hubo problemas y estuvimos unidos.

**Agradezco a mis profesores** que con su tiempo, sus enseñanzas, sus consejos y regaños fueron moldeando mi vida y en especial al Ing. Valente Torres Ortiz, por darme la oportunidad de desarrollar este tema de tesis.

**Agradezco a mis amigos** por ver compartido parte de su tiempo y por ayudarme cuando tuve problemas.

**Agradezco a mi universidad** el verme regalado la oportunidad de estudiar en sus aulas, el dejarme ir cuando mas confusión tenía, y accederme regresar para concluir la licenciatura, y sobre todo por que en su seno aprendí la libertad de pensar y elegir lo que uno quiere y desea ser. Gracias E.N.E.P ARAGÓN.

A todos gracias de todo corazón.

## CONTENIDO.

|  | Página |
|--|--------|
| CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN.....  | 1      |
| CAPÍTULO II. DESCRIPCIONES GENERALES.....                                  | 8      |
| II.1 Definición.....   | 9      |
| II.2 Partes de la playa.....   | 9      |
| II.3 Perfil de la playa.....   | 11     |
| II.4 Formaciones en planta de la playa.....                                | 16     |
| II.5 Fórmulas analíticas.....  | 20     |
| CAPÍTULO III. MOVIMIENTO DE LA ARENA OCASIONADO POR OLEAJES.....           | 24     |
| III.1 Formas del movimiento de la arena.....                               | 25     |
| III.2 Inicio del movimiento.....   | 29     |
| III.3 Movimiento de sedimentos en suspensión.....                          | 42     |
| III.4 Cantidad de sedimentos que se mueven sobre el fondo.....             | 48     |
| CAPÍTULO IV. CORRIENTES LITORALES.....                                     | 53     |
| IV.1 Generalidades.....  | 54     |
| IV.2 Factores que afectan el sistema de corrientes litorales.....          | 56     |
| IV.3 Fórmulas de la corriente litoral a lo largo de la costa.....          | 69     |
| CAPÍTULO V. DISTRIBUCIÓN DE SEDIMENTOS EN LA PLAYA.....                    | 79     |
| V.1 Descripción de la composición granulométrica de los sedimentos.....    | 80     |
| V.2 Análisis de la distribución de tamaños de los sedimentos playeros..... | 81     |
| V.2.1 Representación gráfica de datos granulométricos.....                 | 83     |
| V.2.2 Parámetros estadísticos granulométricos.....                         | 87     |
| V.3 Separación de minerales pesados de las muestras de los sedimentos..... | 92     |
| V.4 Distribución de los sedimentos en un perfil de playa.....              | 92     |
| V.5 Distribución de los sedimentos a lo largo de la línea de costa.....    | 95     |
| CAPÍTULO VI. DIRECCIÓN Y CANTIDAD DEL MOVIMIENTO DE ARENA.....             | 98     |
| VI.1 Dirección del movimiento de arena.....                                | 99     |
| VI.2 Cálculo de la cantidad del transporte litoral.....                    | 101    |

|   |     |
|---|-----|
| VI.3 Ecuaciones del transporte litoral a lo largo de la costa.....            | 106 |
| CAPÍTULO VII. MODELACIÓN HIDRÁULICA DEL MOVIMIENTO DE ARENA.....              | 108 |
| VII.1 Ejemplo de estudio del movimiento de arena en las costas de México..... | 109 |
| VII.2 Antecedentes del puerto.....  | 109 |
| VII.3 Medición del transporte litoral usando arena fluorescente.....          | 113 |
| VII.4 Cálculo de la cantidad del transporte litoral.....                      | 118 |
| VII.4.1 Cálculo de la velocidad del movimiento del centroide.....             | 119 |
| VII.4.2 Cálculo del transporte litoral.....                                   | 121 |
| VII.4.3 Relación entre el transporte litoral y la energía del oleaje.....     | 122 |
| VII.5 Medición de la corriente litoral.....                                   | 124 |
| VII.5.1 Método de medición.....   | 124 |
| VII.5.2 Resultado de la medición.....   | 124 |
| CAPÍTULO VIII. CONCLUSIONES.....  | 128 |
| GLOSARIO.....   | 132 |
| BIBLIOGRAFÍA.....   | 135 |

## ÍNDICE DE FIGURAS Y GRÁFICAS.

|   | Página |
|---|--------|
| <b>CAPÍTULO II.</b>   |        |
| 2.1 Esquema de un perfil playero.....   | 10     |
| 2.2 Clasificación de los perfiles de equilibrio para verano e invierno.....   | 12     |
| 2.3 Limitación de aparición de la barra.....  | 13     |
| 2.4 Clasificación de perfiles de equilibrio.....  | 14     |
| 2.5 Clasificación de los perfiles de la playa.....  | 18     |
| 2.6 Cambios de la línea de costa en el campo.....   | 16     |
| 2.7 Mapas batimétricos de la costa de Kashima y Niigata.....  | 17     |
| 2.8 Tamaño de la barra en las costas de Kashima y Niigata.....  | 17     |
| 2.9 Formación playera tipo "Cuspate".....   | 18     |
| 2.10 Formación de la flecha y la barrera.....   | 19     |
| 2.11 Formación del Tómbolo.....   | 19     |
| 2.12 Notación de los perfiles playeros según Larras.....  | 21     |
| 2.13 Perfil de equilibrio playero (Fórmula de Sitarz).....  | 22     |
| 2.14 Convención del sistema coordinado (según P. Bruun).....  | 23     |
| <br><b>CAPÍTULO III.</b>  |        |
| 3.1 Forma típica del movimiento de la arena en la playa de alta mar con el paso del oleaje.....   | 26     |
| 3.2 Movimiento de la arena sobre la cara de la playa.....   | 27     |
| 3.3 Direcciones del movimiento de la arena en cada dominio de la playa.....   | 28     |
| 3.4 Fuerzas que actúan sobre una partícula de arena.....  | 29     |
| 3.5 Límite del movimiento general de la arena (según Horikawa y Watanabe, 1966).....  | 35     |
| 3.6 Profundidad límite del movimiento general de la arena (según Horikawa y Watanabe, 1966).....  | 36     |
| 3.7 Datos para el cálculo del límite del movimiento general.....  | 37     |
| 3.8 Clasificación de los patrones de dispersión de partículas radiactivas (según Sato, Ijima y Tanaka, 1965).....                       | 40     |
| 3.9 Clasificación de los grupos de dispersión de las partículas radiactivas (según Sato, Ijima y Tanaka, 1963).....                     | 41     |
| 3.10 Profundidad límite del movimiento superficial (según Sato 1963 y 1980).....  | 41     |
| 3.11 Profundidad límite del movimiento perfecto (según Sato 1963 y 1980).....   | 42     |
| 3.12 Cantidad de arena en suspensión que entra y sale del volumen de control diferencial $dx$ , $dy$ , $dz$ .....                       | 44     |
| 3.13 Distribución del coeficiente de difusión por oleajes (Noda 1967).....  | 46     |
| 3.14 Relación proporcional entre la cantidad de arena en suspensión utilizando la Trampa de arena de bambúes (Homme-Horikawa 1963)..... | 47     |
| 3.15 Muestreador de arena usando bambú.....   | 48     |

3.16 Datos experimentales de la cantidad medida del movimiento de la arena en un tiempo unitario (Madsen y Grant 1976)..... 50

3.17 Coeficiente de fricción producido por oleajes para un fondo rugoso con capa límite turbulenta..... 52

CAPÍTULO IV.

4.1 Zonas de dominio de acción de las corrientes litorales..... 55

4.2 Corrientes que se presentan cerca de la playa..... 56

4.3 Movimiento de la partícula en el agua..... 57

4.4 Concepto de transporte de masa debido a los oleajes..... 58

4.5 Mecanismo de circulación cerca de la costa por diferencias en el nivel medio del mar, con  $\alpha = 0$  (diagrama esquemático)..... 61

4.6 Ascenso y descenso del oleaje..... 62

4.7 Diagrama conceptual del sistema de corrientes litorales..... 65

4.8 Vista en planta del sistema de corrientes litorales..... 67

4.9 Patrones del sistema de corrientes litorales..... 68

4.10 Generación de corrientes litorales..... 70

4.11 Diagrama de cálculo de la velocidad de la corriente litoral..... 73

4.12 Diagrama para encontrar  $H_b/H_o$  desde  $H_o/L_o$  cuando las líneas batimétricas son paralelas..... 75

4.13 Diagrama para encontrar  $\alpha_b$  desde  $H_o/L_o$  y  $\alpha_o$  cuando las líneas batimétricas son paralelas..... 74

CAPÍTULO V.

5.1 Distribución de tamaños del sedimento en la cusate..... 81

5.2 Curva granulométrica en papel semilogarítmico..... 85

5.3 Curva granulométrica en papel milimétrico..... 85

5.4 Curva granulométrica en papel de probabilidad..... 87

5.5 Distribución del tamaño de los sedimentos a lo largo del perfil de la playa en la costa de Tagonura en Japón..... 93

5.6 Relación entre el tamaño de los sedimentos y la profundidad en la costa de Tamakomai en Japón..... 94

5.7 Relación entre el diámetro de los sedimentos y la pendiente media de la playa..... 95

5.8 Distribución del diámetro de sedimentos a lo largo de la línea de playa en Oarai en Japón (según Ijima y Sato, 1964)..... 96

5.9 Distribución del diámetro promedio y mineral pesado en la costa de Sendai, Japón..... 97

CAPÍTULO VI.

6.1 Componentes del movimiento de arena..... 99



|     |   |     |
|-----|---|-----|
| 6.2 | Configuración alrededor de estructuras.....   | 100 |
| 6.3 | Configuración alrededor de la boca de ríos y cabos.....                                 | 101 |
| 6.4 | Modelo de caja negra para el cálculo del transporte litoral a lo largo de la Costa..... | 102 |
| 6.5 | Transmisión de la potencia de la ola.....   | 105 |

CAPÍTULO VII.

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 7.1  | Localización del puerto de Tecolutla Veracruz.....   | 109 |
| 7.2  | Plano batimétrico del puerto de Tecolutla Veracruz.....  | 110 |
| 7.3  | Granulometría de sedimentos en el río y el mar.....  | 113 |
| 7.4  | Línea base de la medición del transporte litoral.....  | 114 |
| 7.5  | Método de muestreo.....  | 116 |
| 7.6  | Distribución de la arena fluorescente.....   | 117 |
| 7.7  | Distribución vertical de la arena fluorescente.....  | 118 |
| 7.8  | Correlación del centroide de la distribución de la arena fluorescente.....                       | 120 |
| 7.9  | Flotador utilizado para la medición de la corriente litoral.....                                 | 125 |
| 7.10 | Trayectoria del flotador y su velocidad en la zona de rompientes.....                            | 126 |
| 7.11 | Distribución frecuencial de la velocidad de la corriente litoral mostrada en la Figura 7.10..... | 126 |



---

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

## INTRODUCCIÓN.

Las zonas costeras han sido históricamente determinantes en el desarrollo de las actividades de los pueblos, tanto en el aspecto industrial como en lo comercial, lo que ha motivado un creciente número de técnicas que han hecho posible la existencia de adecuadas estructuras costeras.

La concepción del proyecto de dichas estructuras, se debe realizar mediante el conocimiento de los procesos que ocurren en la zona litoral cerca de la costa, los cuales son extremadamente dinámicos, ya que comprenden entre otros aspectos, la acción combinada del oleaje con el movimiento de arena.

El movimiento de la arena en una zona costera, ha sido tradicionalmente estudiado por geomorfologistas, quienes han establecido esencialmente, metodologías deductivas y descriptivas de los procesos costeros.

Desde el punto de vista ingenieril, el estudio del movimiento de la arena en una zona costera se ha concentrado, principalmente en:

- a) Observación de los perfiles de equilibrio.
- b) Determinación de la profundidad de inicio de movimiento de los sedimentos.
- c) Estudio de la forma de los sedimentos en la playa de altamar, en la playa exterior y en la cara de la playa.
- d) Estudio de las corrientes que se presentan en el mar.
- e) Estudio de la distribución de tamaños y composición mineralógica de los sedimentos a lo largo de la costa.
- f) Desarrollo de métodos para cuantificar la cantidad y la dirección del transporte litoral.

Tratando de integrar los principales elementos que se deben de considerar para estudiar el fenómeno del movimiento de la arena, el presente texto se ha integrado con los métodos y

criterios más comúnmente utilizados en el campo de la ingeniería de costas, para estudiar el movimiento de la arena en procesos de erosión y azolvamiento.

Es muy importante mencionar que a la fecha, el nivel de conocimiento del fenómeno del movimiento de la arena en el mar, no se ha desarrollado totalmente, resultando necesario realizar mediciones sistemáticas en el campo de los diferentes procesos relacionados con el fenómeno del movimiento de la arena. No obstante que en el mundo existen numerosas publicaciones de los diversos procesos relacionados con dicho fenómeno, el estudio en la naturaleza de estos, ha indicado que la naturaleza es el mejor libro de texto.

Los geomorfologistas en costas, han discutido los diferentes fenómenos que aparecen en los procesos costeros, y han establecido numerosas clasificaciones de la topografía costera basada en los factores que tienen una influencia en su formación, incluyendo las fuerzas externas.

**El presente trabajo en su capítulo segundo** explica, desde el punto de vista ingenieril, la importancia de entender las variaciones costeras del área de interés a largo plazo y clasificar adecuadamente la morfología de la costa, ya que los procesos costeros que se presentan a corto plazo, generalmente se superponen a los cambios costeros que se presentan a largo plazo.

Los cambios costeros a corto plazo se estudian en la ingeniería de costas mediante el concepto de perfil de equilibrio, no obstante que debido a la naturaleza irregular del oleaje, el perfil de equilibrio nunca puede existir bajo las condiciones variables del oleaje del prototipo (nunca existe la similitud bidimensional del oleaje), resultando el concepto idealizado del perfil de equilibrio muy conveniente desde el punto de vista práctico.

Los perfiles de equilibrio son diferentes dependiendo de las características del mar, (perfil inicial (perfil antes de la acción del oleaje), profundidad del mar antes de la rompiente, etc.), pudiéndose clasificar los perfiles de equilibrio en perfiles de calma (perfil de verano) y de tormenta (perfil de invierno).

Respecto a las formaciones costeras en planta, estas son el resultado de las diferentes variaciones que sufren los perfiles playeros.

En la evolución morfológica de un litoral, intervienen, por una parte, factores que se derivan de las características del material playero, y por otra, la dinámica del mar. Esta diversidad de factores determina una variedad de formaciones de la playa, en planta.

**En el capítulo tercero** se da a conocer como los sedimentos bajo las acciones del oleaje, las corrientes litorales y las corrientes de marea, son transportados a lo largo de la costa, hacia el mar y hacia la tierra.

Fundamentalmente se puede establecer que existen dos modos de transporte de sedimentos.

- a) Transporte en suspensión y,
- b) Transporte sobre el fondo.

Los patrones del movimiento de los sedimentos, son diferentes en la playa de altamar, en la playa exterior y en la cara de la playa.

Al avanzar los oleajes de la playa de altamar hacia la costa, a una cierta profundidad los sedimentos empiezan a moverse por la acción de la energía del oleaje, a lo largo, se le conoce como profundidad límite de inicio de movimiento, pudiéndose distinguir en este campo, tres conceptos a saber:

- a) Movimiento inicial, estado en el que algunas partículas de la primera capa de la superficie del fondo empiezan a moverse.
- b) Movimiento general, estado en el que todas las partículas sobre la superficie del fondo empiezan a moverse.
- c) Movimiento perfecto, estado en el que todas las partículas del fondo del mar se mueven tan fuerte que cambia la profundidad.

**En el capítulo cuatro** se puede apreciar que el adecuado conocimiento de las corrientes es muy importante, sobre todo porque éstas son relativamente fuertes en la zona de la costa. Las corrientes son los vectores de los sedimentos que se hallan precisamente en suspensión debido al oleaje, y pueden conjugar igualmente su acción con la de éste en lo que se refiere al transporte de sedimentos. Resulta evidente, por otra parte, que su importancia es fundamental sobre la dispersión de los elementos contaminantes.

Es interesante, entonces, conocer las corrientes costeras cuando se trata de problemas de transporte de sustancias contaminantes, de dinámica sedimentaria de las playas y del azolvamiento de los puertos.

Nótese que los problemas debido a las corrientes, son evidentemente más sensibles en la zona de rompientes y en las bahías cerradas (cuando la amplitud de la marea es grande).

Las características de los materiales del fondo del mar, son un factor importante en el conocimiento de los mecanismos del movimiento de los sedimentos en la costa cuando estos se encuentran sujetos a las acciones del oleaje y de las corrientes.

**En el capítulo cinco** se hace mención al conocimiento de la naturaleza de los materiales del fondo del mar los cuales se sitúan en los siguientes niveles a saber:

- a) Análisis de los sedimentos de superficie: este permite conocer la amplitud de las playas naturales existentes.
- b) Análisis mineralógico de los mismos: permite obtener indicaciones sobre su origen. El examen de la variación espacial de la granulometría suministra información sobre su movimiento.

El estudio geotécnico del fondo del mar es con frecuencia indispensable para determinar la cimentación de las obras proyectadas.



- 
- b) Fórmulas empíricas en función de las características del oleaje.
  - c) Fórmulas empíricas en función de la energía del oleaje y material de la playa.
  - d) Fórmulas en función de la corriente litoral.
  - e) Uso de trazadores fluorescentes y radioactivos.
  - f) Uso de equipos para mediciones directas.

**En el capítulo siete** se realiza un ejemplo de modelación hidráulica del movimiento de arena sobre el puerto de Tecolutla Veracruz., utilizando las variables y parámetros de que se habló anteriormente.

**Finalmente se termina el presente trabajo con el capítulo ocho** donde se exponen las conclusiones a las que se llega después del estudio de la investigación.

---

## CAPÍTULO II

# DESCRIPCIONES GENERALES

## DESCRIPCIONES GENERALES.

### II.1 DEFINICIÓN.

La costa se puede definir como la franja de tierra que se encuentra rodeada de cualquier cuerpo de agua que esté expuesta, de manera alternada, ó cubierta por mareas y olas.

Una costa ésta formada por material suelto no consolidado tal como arena, grava y boteo, y recibe el nombre de playa. Las costas continuamente se encuentran cambiando, y en el mejor de los casos, bajo un equilibrio dinámico con sedimentos moviéndose hacia el mar y regresando hacia la playa. A veces, desde el punto de vista de la Ingeniería costera, con el término de costa se designa la parte de tierra confinando al acantilado costero o duna, así como el de la playa se designa la parte compuesta por sedimentos no consolidados existiendo al lado del mar desde la costa. La playa abarca a veces también la parte poco profunda del mar cerca de la costa.

Las playas son un caso particular de costa que se estudia con más detalle, ya que el material no consolidado se encuentra sujeto a mayores cambios. Algunos autores definen la costa como una frontera que separa el agua de la tierra. Si se trata de agua dulce se le denomina ribera; si se trata de arena la definen como playa y si existe un manto rocoso se le llama acantilado.

El litoral designa una porción mayor de la frontera entre el mar y la tierra. Abarca, siguiendo el criterio de la Ingeniería costera, la costa y playa definidas anteriormente y se extiende a la región cubierta permanentemente por las aguas hasta donde el transporte de sedimentos, debido al oleaje, es menos activo.

### II.2 PARTES DE LA PLAYA.

En la Ingeniería de costas, se puede definir la siguiente terminología asociada a los perfiles playeros (Ver. Figura 2.1, la cual presenta el nombre de las partes de la playa).

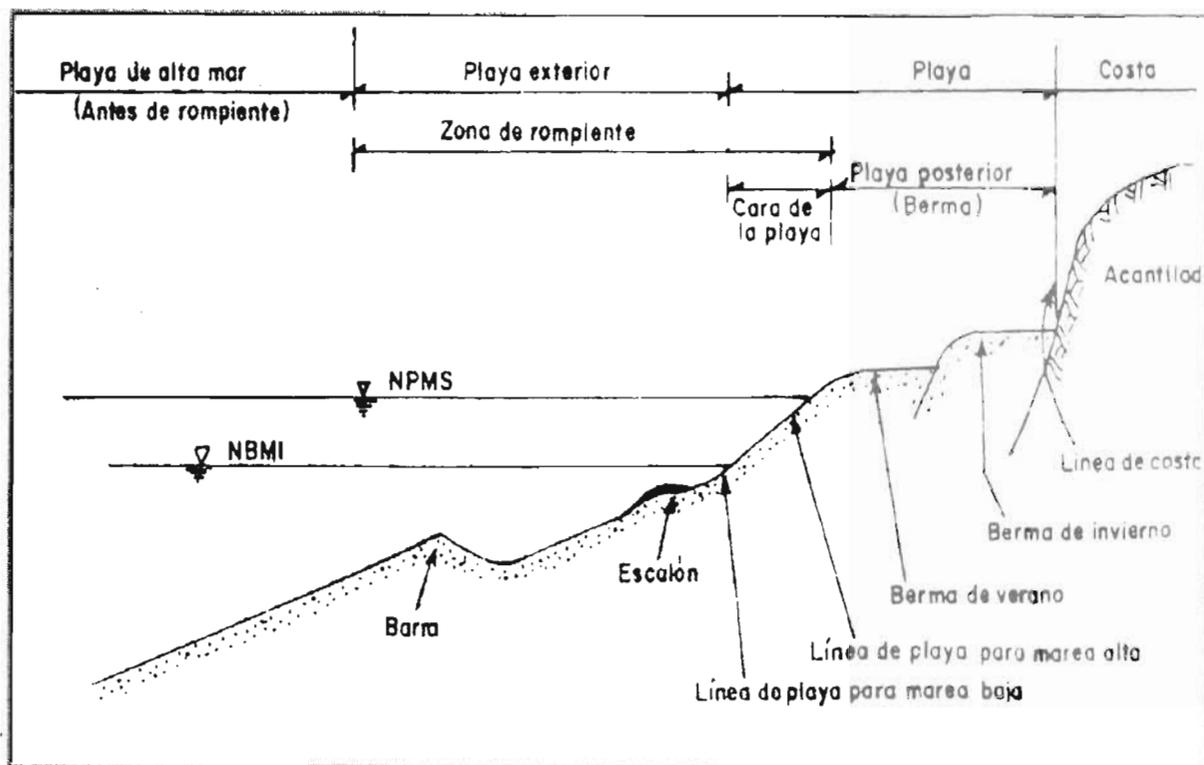


Fig. 2.1 Esquema de un perfil playero.

En el campo de la Ingeniería costera, la **línea de costa** indica la línea límite donde alcanza la influencia de oleajes y mareas, por ejemplo el fondo del acantilado, aunque es generalmente el límite entre el mar y la tierra. Por otro lado, al límite entre la playa y el mar se le llama la **línea de playa** que se divide en línea de playa para marea alta y para marea baja.

Desde el punto de vista de la Ingeniería costera, el litoral se divide comúnmente en las cuatro partes siguientes:

- Playa de alta mar (antes de la zona de rompientes). Esta zona se caracteriza por tener una pendiente suave y localizarse donde no rompen los oleajes normales.
- Playa exterior. Esta zona se caracteriza por estar localizada entre el límite hacia la tierra de la playa de alta mar y la línea de la playa para marea baja, donde se rompen oleajes y se forman la barra y el escalón dependiendo del régimen de oleaje (verano o invierno).

- c) Cara de la playa. Esta zona se caracteriza por estar localizada entre la línea de playa para marea baja y el límite alcanzado cuando actúan los oleajes normales.
- d) Berma (playa posterior). Indica la parte entre la cara de la playa y la línea de costa. Solamente los oleajes de huracán o ciclón pueden rebasar la berma.

La barra tiende a formarse por oleajes altos con gran esbeltez de la ola y el escalón por oleajes bajos con poca esbeltez de la ola. Cuando la playa se incrementa por oleajes con poca esbeltez de la ola, a veces se forma una pequeña duna, la cual se conoce como barra de berma.

### **II.3 PERFIL DE LA PLAYA.**

En términos generales se considera que existen dos formas definidas de los perfiles de la playa, y que se han designado genéricamente como perfil de verano y perfil de invierno, con el objeto de notar la diferencia de las características del oleaje que los modelan.

Formando un perfil de la playa con una pendiente uniforme en el canal de oleaje y haciendo actuar una cierta ola constante sobre él, durante largo tiempo (oleaje regular), el perfil cambia rápidamente durante el primer tiempo, y después cambia gradualmente para al final alcanzar el perfil de equilibrio que no cambia más por el mismo oleaje.

Bernard Mahauthe (1978) estableció que por la naturaleza irregular del oleaje, el perfil de equilibrio nunca puede existir bajo las condiciones variables del prototipo (nunca existe la similitud bidimensional del oleaje), no obstante es un concepto idealizado muy conveniente desde el punto de vista práctico.

Los perfiles de equilibrio son diferentes dependiendo de las características del fondo, altura del oleaje, periodo, variaciones del nivel del mar, perfil inicial (perfil antes de la acción de oleaje), profundidad de mar antes de rompiente, etc. pudiéndose clasificar como se menciono anteriormente, en el perfil de calma (perfil de verano) y perfil de tormenta (perfil de invierno), los cuales se muestran indicados en la figura 2.2.

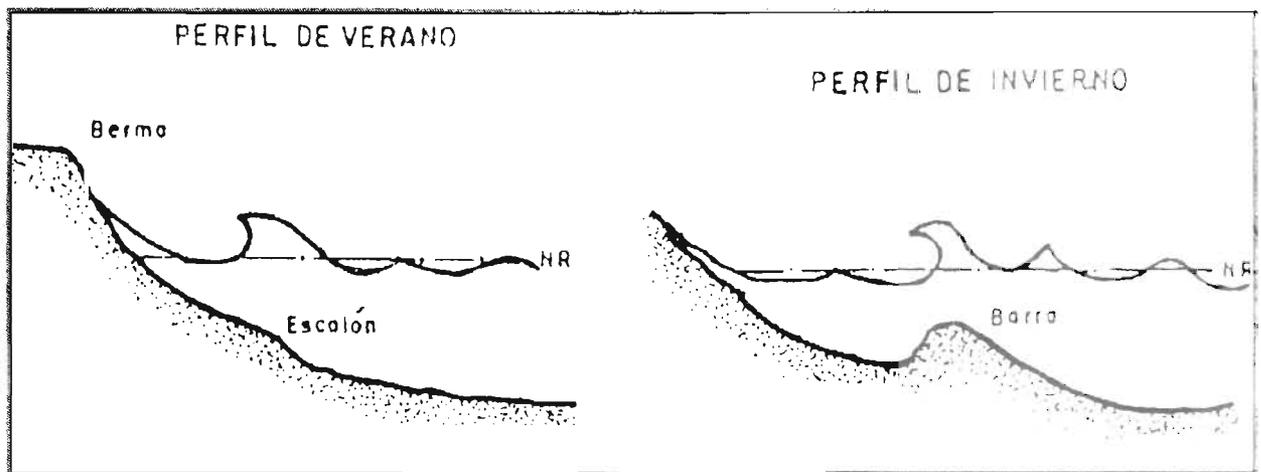


Fig. 2.2 Clasificación de los perfiles de equilibrio para verano e invierno.

NOTA: NR= Nivel de referencia.

En verano las condiciones de agitación del mar son menos severas que en 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, dando lugar a una serie de rompientes que forman barras y fosas típicas de los perfiles de invierno.

J.W. Jonson (1949), reportó en ensayos en modelo, que el perfil de tormenta se presenta para relaciones de esbeltez en aguas profundas de  $H_o/L_o > 0.025$  y el perfil de calma correspondiera a la relación  $H_o/L_o < 0.025$ , pero después se ha encontrado que este cambia también por las características de los sedimentos.

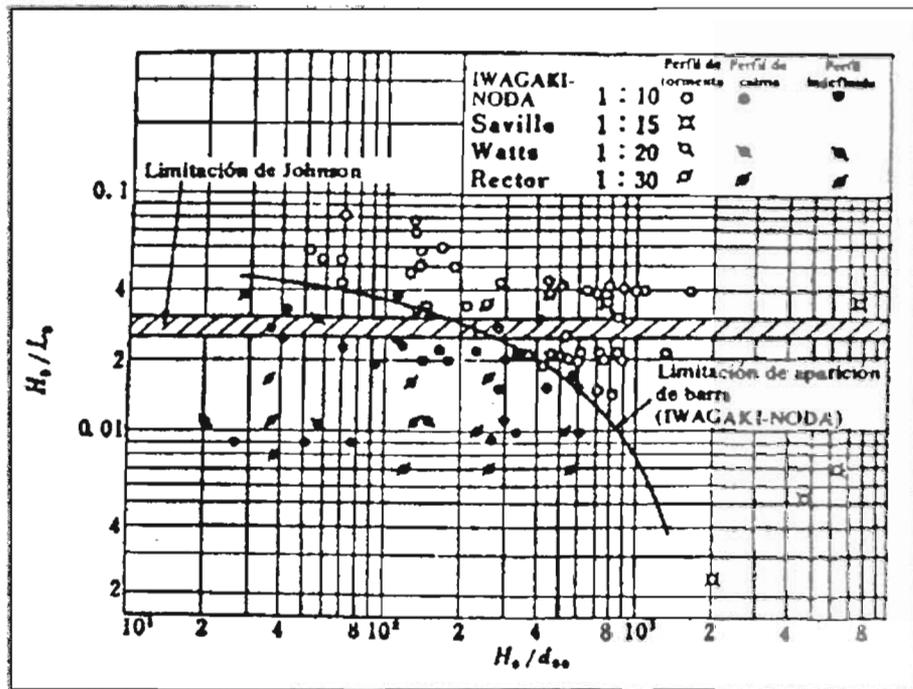


Fig. 2.3 Limitación de aparición de la barra (Iwagaki Noda, 1963).

La figura 2.3, muestra muchos resultados de ensayos en modelo con la relación entre  $H_o/d_{50}$  (razón de la altura del oleaje en aguas profundas contra el diámetro medio de partículas de los sedimentos) y  $H_o/L_o$  (esbeltez de la ola en aguas profundas). En esta figura se indica la línea de limitación entre el perfil de tormenta y el perfil de calma.

Pero dicha figura no puede aplicarse directamente en el campo porque el valor de  $H_o/d_{50}$  es mayor en el campo, que en el modelo. En el campo, un cierto oleaje no puede presentarse durante largo tiempo como el modelo sin cambio de sus características, por lo tanto no ocurre que el perfil playero alcance al perfil de equilibrio. Pero se puede explicar el fenómeno que se presenta en el campo usando la concepción anterior del perfil de equilibrio. Por ejemplo, si

siguen oleajes pequeños de poca esbeltez, generalmente la cara de la playa avanza hacia el mar haciendo su pendiente más abrupta.

Después, si vienen oleajes altos de esbeltez grande, la cara de la playa se erosiona para hacer su pendiente suave. Los sedimentos erosionados, desde la cara de la playa, se acumulan cerca de la línea rompiente para desarrollar barras. Tal fenómeno puede explicarse fácilmente pensando que el perfil de la playa tiende a transferirse hacia el perfil de equilibrio, correspondiente al oleaje que acciona sobre la misma playa.

Sunamura y horikawa (1974) estudiaron la variación de perfiles playeros, mediante ensayos en modelo y mediciones de campo, manejando diversos parámetros tales como la *esbeltez de la ola* y el *perfil inicial de la playa*, el *tamaño del grano* y la *longitud de la ola*. Con motivo de este análisis, propusieron una nueva clasificación de los perfiles playeros basada en el desplazamiento del fondo del mar respecto a la pendiente inicial, (según se muestra en la figura 2.4).

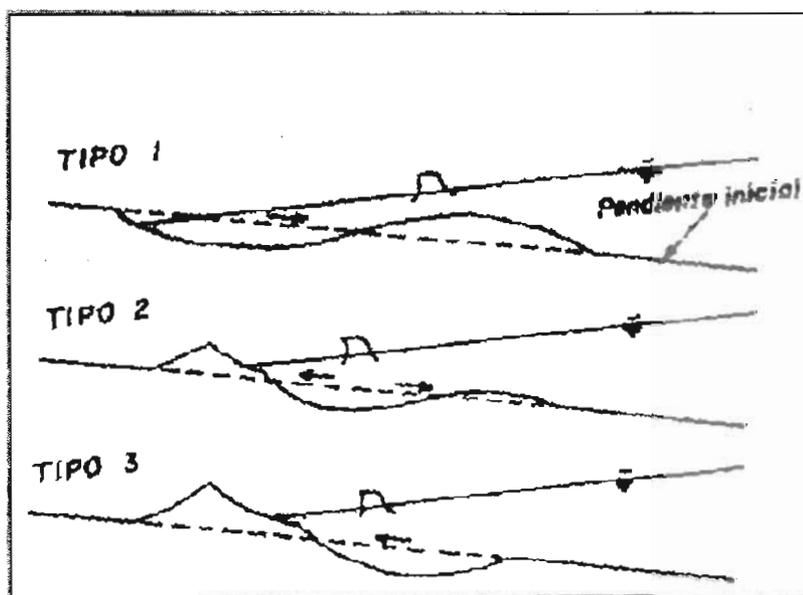


Fig. 2.4 Clasificación de perfiles de equilibrio (según Sunamura y Horikawa, 1974).

Los perfiles tipo 1, 2 y 3 se caracterizan por:

- a) Perfil tipo 1.- Se presenta regresión de la línea de costa y acumulación de arena en la playa de altamar.
- b) Perfil tipo 2.- Se presenta avance de la línea de costa y acumulación de arena en la playa de altamar.
- c) Perfil tipo 3.- Se presenta avance de la línea de costa y no se presenta acumulación de arena en la playa de altamar.

En las figuras 2.5 y 2.6 se muestran la condición crítica de la aparición de cada uno de los perfiles anteriores. En estas figuras el valor de  $\tan \beta$  corresponde a la pendiente del perfil playero.

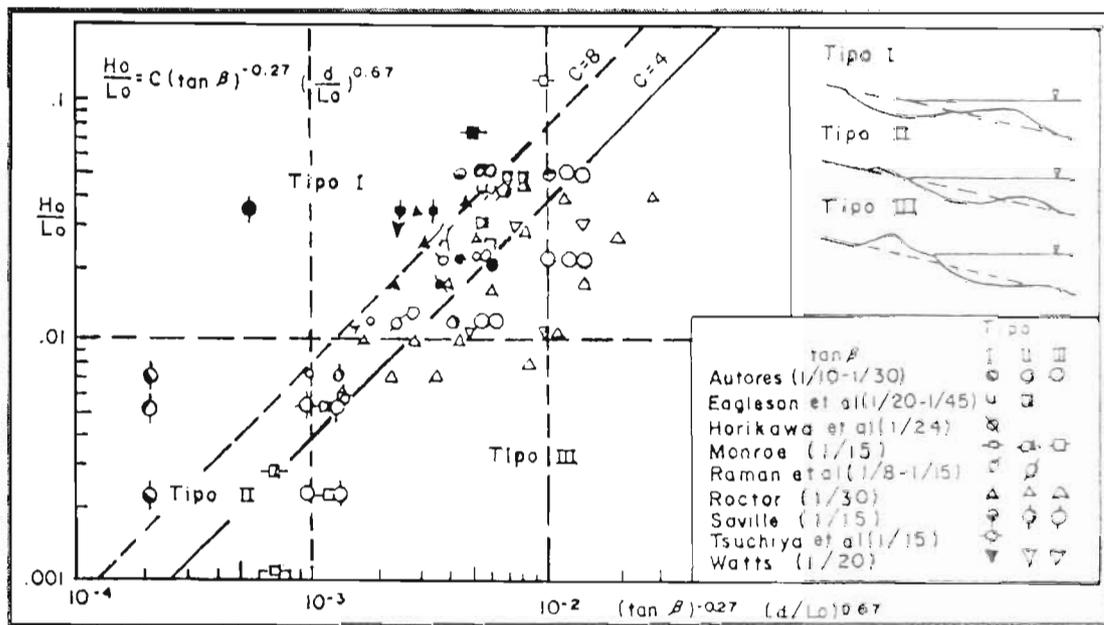


Fig. 2.5 Clasificación de los perfiles de la playa (según Sunamura y Horikawa, 1974).

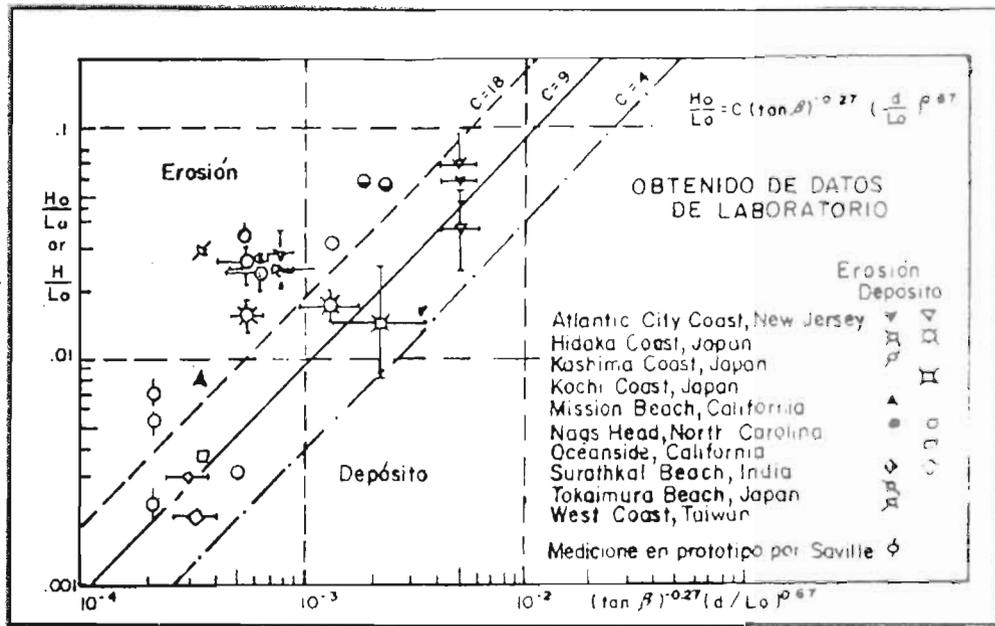


Fig. 2.6 Cambios de la línea de costa en el campo (según Sunamura y Horikawa, 1974)

## II.4 FORMACIONES EN PLANTA DE LA PLAYA.

Al representar una playa de pendiente constante, en un tanque de oleaje, y haciendo actuar un cierto oleaje sobre ella durante largo tiempo, generalmente todas las partes de la playa no cambian en forma igual.

Lo anterior es debido al accionar de los oleajes sobre la playa, ocurren varias corrientes, tales como corrientes paralelas a la línea de playa, corrientes hacia la tierra, corrientes hacia el mar, etc., dichas corrientes complican la distribución plana de la altura del oleaje. Por tanto, el perfil de la playa en el tanque cambia a un perfil con barras en alguna parte y a un perfil con escalón en otra. Además, en el campo los oleajes cambian con el lugar y con el tiempo, por eso aún en la misma costa, el perfil igual no cambia a lo largo de ella.

La figura 2.7, indica los mapas batimétricos de la playa exterior de las costas de Kashima y Niigata en Japón. Las barras se cortan en algunos lugares donde se presenta el perfil de escalón. Los mapas de Niigata tienen barras mayores que los de Kashima, porque Niigata tiene oleajes altos de esbeltez grande, siempre en el invierno. Los oleajes altos de esbeltez grande desarrollan

barras y los oleajes pequeños de poca esbeltez no desarrollan o disminuyen las barras (el tamaño de la barra se muestra en la figura 2.8).

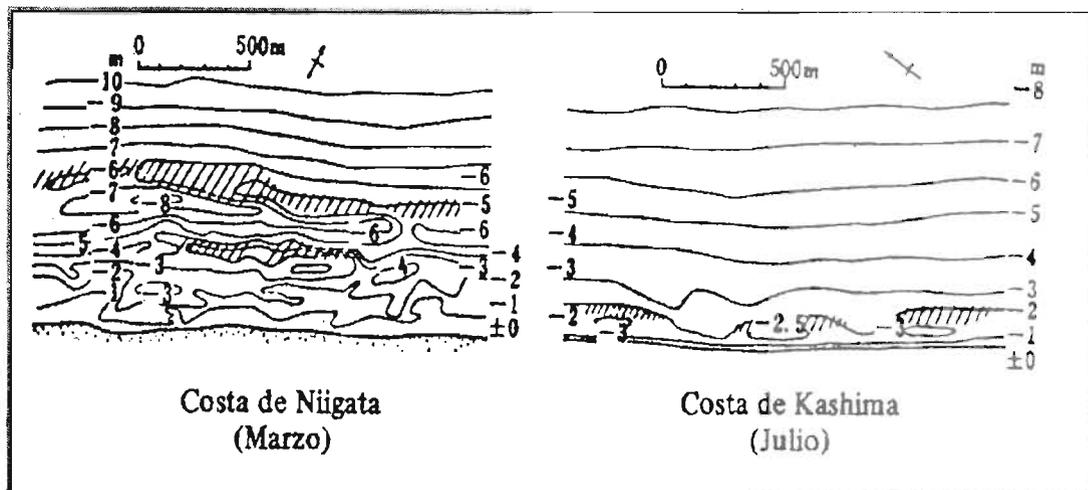


Fig. 2.7 Mapas batimétricos de las costas de Kashima y Niigata.

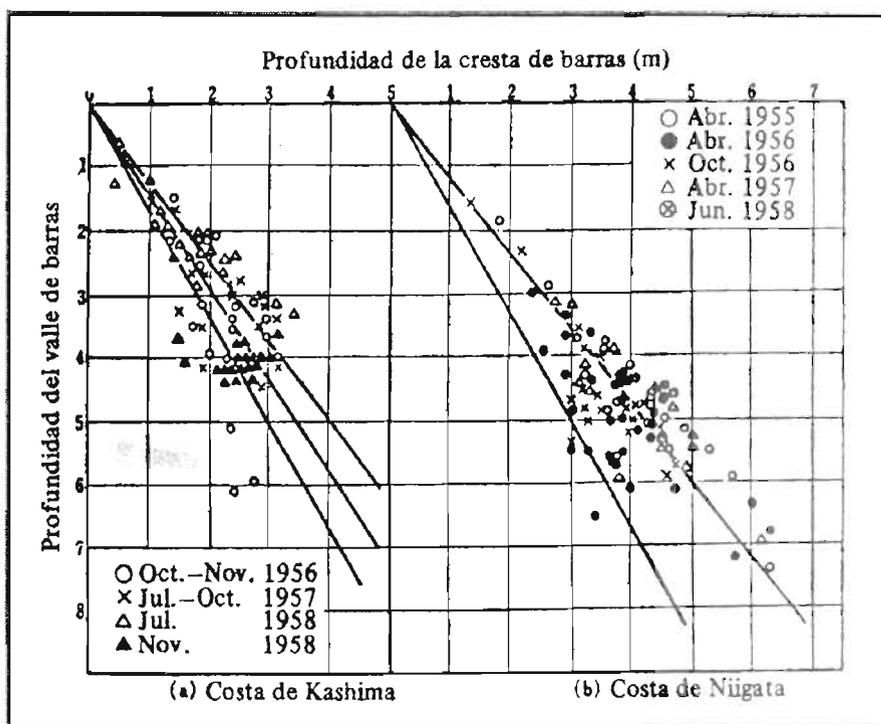


Fig. 2.8 Tamaño de la barra en las costas de Kashima y Niigata.

En la evolución morfológica del litoral intervienen por una parte, factores que se derivan de las características del material playero, y por otra: la dinámica del mar. Esta variedad de factores determinan una variedad de formaciones de la playa en planta, dentro de las cuales se tienen:

a) Cuspate: En una playa en erosión se puede observar una configuración concava y convexa de la línea de playa. Esta configuración se llama cuspate. Las cuspates tienen generalmente longitudes de 10 a 60 m. y se desarrollan continuamente para formar la cuspate de mayor longitud (de 100 a 1000 m.), tal como se observa en la figura 2.9.

b) Flecha y barrera: En la entrada de algunas desembocaduras de ríos grandes, a veces se presentan bancos de arena que son largos y delgados tal como se muestra en la figura 2.10. Se llaman flechas aquellos que salen desde puntos extremos de tierra firme; y se llaman barreras aquellos que no están unidos a tierra firme, es decir, en ambos extremos tienen una entrada de boca.

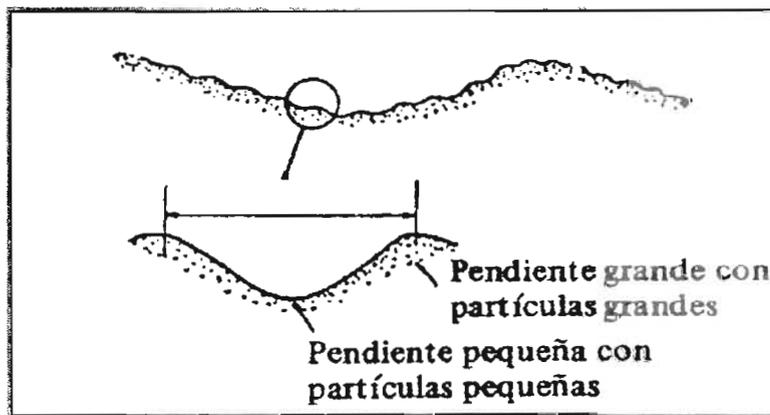


Fig. 2.9 Formación playera tipo "Cuspate."

La barrera se forma inicialmente como la flecha, formándose una sola boca en su extremo. Posteriormente durante una tormenta se rompe este banco de arena, con lo que se forma una segunda boca. Si ambas bocas son estables, queda permanentemente formada la barrera.

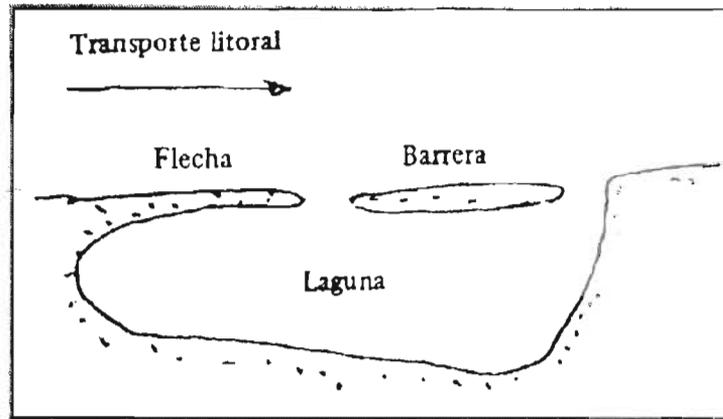


Fig. 2.10 Formación de la flecha y de la barrera.

c) Tómbolo: Escolleras e islas apartadas desde la costa, disminuyen la altura de los oleajes que actúan sobre la playa atrás de ellas, por lo que los materiales granulares se acumulan en ese lugar para que esa línea de playa marche hacia el mar tomando la forma de lengua, como se observa en la figura 2.11. Tal movimiento hacia el mar, de la línea de la playa, se conoce como tómbolo.

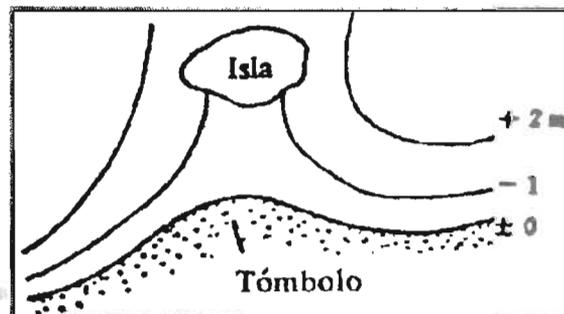


Fig. 2.11 Formación del Tómbolo.

## II.5 FÓRMULAS ANALÍTICAS.

Muchos investigadores han tratado de encontrar expresiones analíticas de los perfiles de la playa. en este trabajo de tesis se presentan las encontradas por Larras, Sitarz y Bruñi a partir de ensayos en modelo hidráulico y de mediciones realizadas en el campo.

### a) Fórmulas de Larras.

Larras, basándose en 34 perfiles de equilibrio obtenidos en canal de oleaje con cuatro tipos de material (polietileno, plexiglás, lignito y antracita) y estudiando 45 perfiles obtenidos en la naturaleza, llegó a la conclusión de que el perfil de equilibrio se podía aproximar a una parábola. de acuerdo con la siguiente ecuación:

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

Donde:

$$K = \frac{H_0}{L_0} + 0.039 \frac{D^{1.2}}{p^{*1.3}}$$

$$m = 11.5 \frac{H_0}{L_0} + 0.0275 \frac{1}{p^{*1.3}} - 0.05$$

D = Diámetro del material en mm

$$p^* = p - p$$

p = Densidad del material

p = Densidad del agua.

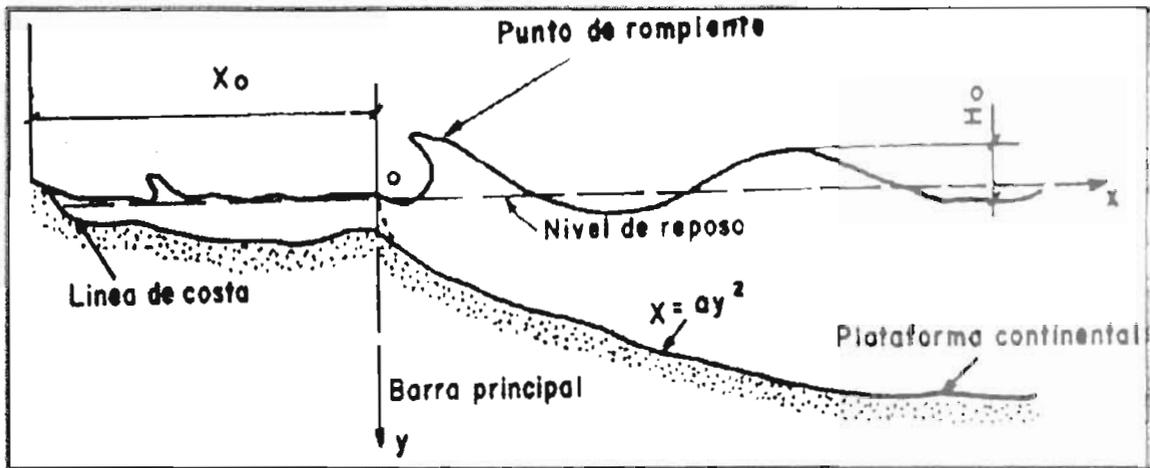


Fig. 2.12 Notación de los perfiles playeros según Larras.

b) Fórmulas según J. Sitarz.

J. Sitarz encontró la siguiente ecuación:

$$X = ay^2 + X_0 \quad (\text{válida si } H_0 \geq \frac{0.02}{p \cdot D^2})$$

Donde:

$$a = \frac{0.95}{p^{1/2} D H_0^{3/2}}$$

$$X_0 = \frac{A_1 H_0^{3/2}}{p^{1/2} D^{1/2}}$$

$A_1 = 43.5$  en modelo reducido sin barra

$A_1 = 66$  en modelo reducido con barra

$A_1 = 75$  en la naturaleza

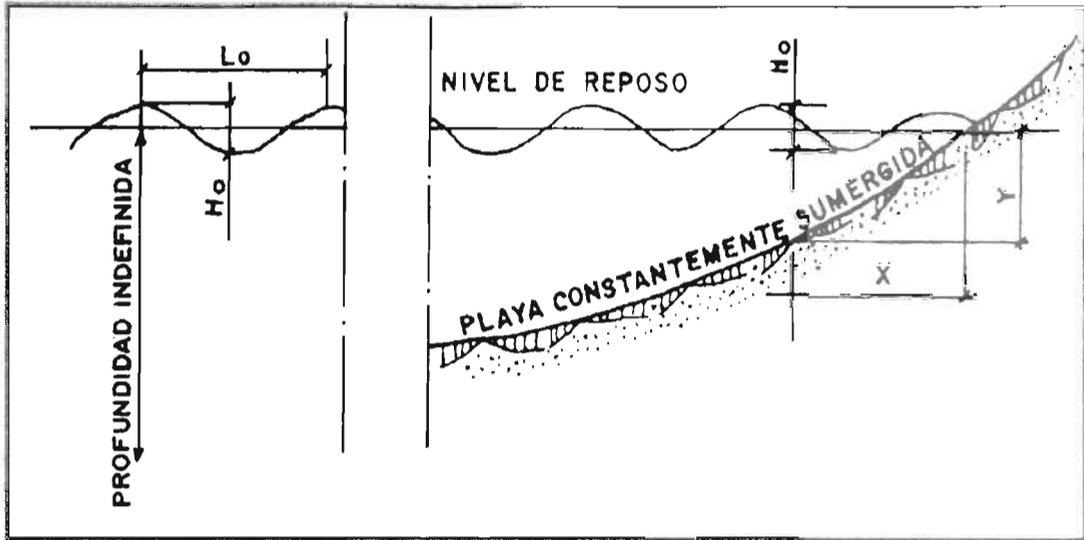


Fig. 2.13 Perfil de equilibrio playero (fórmula de Sitarz).

c) Fórmulas de P. Bruun.

Per Bruun, por consideraciones de orden energético y mediante observaciones en la costa danesa, llegó a la conclusión de que el perfil de equilibrio puede expresarse de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$Y^{3/2} = px$$

Donde: X, Y; son las distancias de un punto de la superficie del agua a la línea de la playa y al fondo respectivamente,(ver figura 2.14).

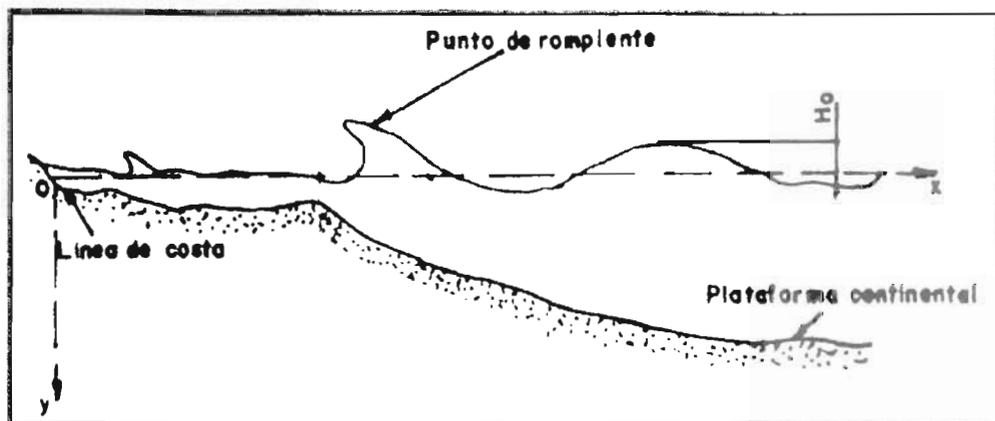


Fig. 2.14 Convención del sistema coordinado (según P. Bruun).

Por ejemplo, en una playa en donde la profundidad de 10 m. se encuentra localizada a 500 m. de la línea de playa se tendrá:

$$p = \frac{10^{3/2}}{500} = 0.063$$

Sustituyendo en la ecuación general se tiene:

$$Y^{3/2} = 0.063 X$$

La ecuación más general a la que llegó P. Bruun, suponiendo que la pérdida de energía es debida solamente a la fricción del fondo y considerando que esta pérdida es constante por unidad de área, está expresada como:

$$Y^{3/2} = p \frac{X}{T^{2/3}}$$

Sin embargo, ya que el perfil se forma por temporales, en los que la variación del periodo (T) es pequeña, la ecuación anterior se reduce a la establecida primeramente.

---

## CAPÍTULO III

**MOVIMIENTO DE LA ARENA**

**OCASIONADO POR OLEAJES**

## CAPÍTULO III

### MOVIMIENTO DE LA ARENA OCASIONADO POR OLEAJES.

#### III.1 FORMAS DEL MOVIMIENTO DE LA ARENA.

Los sedimentos en el mar, son transportados por la acción de los oleajes, corrientes inducidas por el oleaje y por las corrientes de marea. El movimiento de la arena, desde el punto de vista de la forma de su movimiento, puede dividirse en las que se mueven rodando o deslizando a lo largo del fondo del mar (sedimentos sobre el fondo) y las que se mueven en suspensión en el agua (sedimento en suspensión).

A continuación se explica la forma del movimiento de arena en cada dominio de la playa de alta mar, la playa exterior y la cara de la playa.

##### a) Movimiento de la arena en la playa de alta mar.

Generalmente en la playa de alta mar, se forman ondas pequeñas en el fondo, es decir, rizados de arena.

El movimiento de la arena en la playa de alta mar tiene relaciones estrechas con este rizo de arena. En la figura 3.1 se muestra la forma típica del movimiento de la arena en la playa de alta mar, con el paso del oleaje.

En la figura se observa, que cuando la cresta del oleaje pasa sobre el rizo de arena, las partículas de agua se mueven hacia tierra, con lo que las arenas en la pendiente del rizo del lado del mar se mueven para caer en la concavidad como se muestra en (a) de la figura, al mismo tiempo se genera el vórtice que abarca algunas partículas de arena como se indica en (b).

Por el paso del valle del oleaje que viene a continuación de la cresta del oleaje, las partículas de agua se mueven hacia el mar, por lo que las arenas anteriormente abarcadas en el vórtice se transportan separándose hacia el mar como se indica en (c). En este caso, la diferencia entre el

volumen de arena transportada hacia tierra, en forma de sedimentos sobre el fondo, y el volumen de arena transportada hacia el mar, en forma de sedimentos en suspensión, decide la dirección neta del movimiento de la arena.

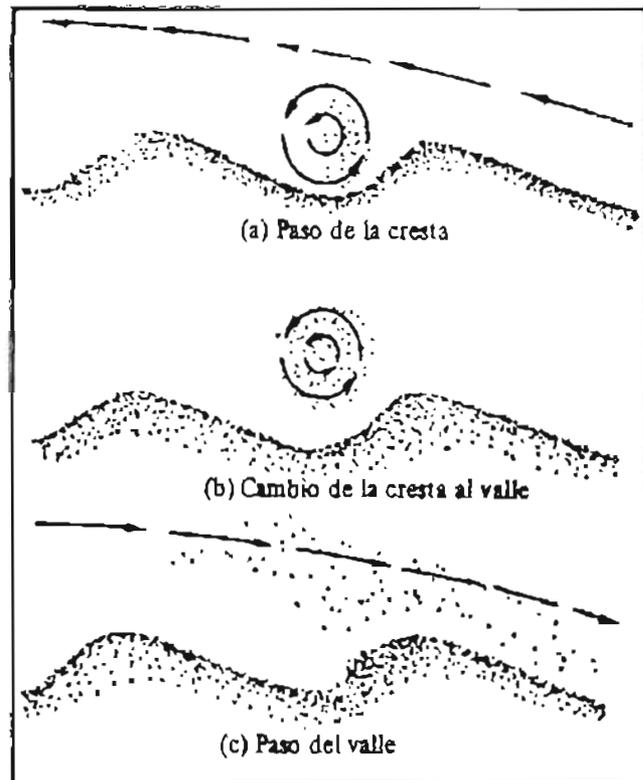


Fig. 3.1 Forma típica del movimiento de la arena en la playa de alta mar con el paso del oleaje.

En dicho proceso, los rizados de arena se mueven siempre hacia tierra, porque la arena sobre su pendiente del lado del mar se transporta en su pendiente del lado de la tierra en el tiempo cuando la cresta de oleaje pasa sobre el rizo de arena, aunque no se mueven por el valle de oleaje.

#### b) Movimiento de la arena en la playa exterior.

Al acercarse los oleajes a la playa, éstos rompen poniéndose la arena del fondo del mar en suspensión, debido a la turbulencia generada por los oleajes rompientes. La arena en suspensión

puede transportarse por las corrientes inducidas por el oleaje. No se presenta ningún rizo de arena en la playa exterior y la cantidad de arena en suspensión es mayor que en la playa de altamar.

c) Movimiento de la arena en la cara de la playa.

Los oleajes que marchan rompiéndose en la playa exterior suben finalmente sobre la cara de la playa y después retornan hacia el mar, en el proceso, los sedimentos de arena en la cara de la playa se mueven en suspensión y sobre el fondo, resultando superior el movimiento sobre el fondo. Al incidir el oleaje oblicuamente contra la línea de la playa, la corriente de agua por la rompiente sube y retorna sobre la cara de la playa oblicuamente tal como se muestra en la figura 3.2., Por lo tanto, la arena de la de la cara de la playa tiene la ruta de zig- zag y en total se transporta a lo largo de la línea de la playa.

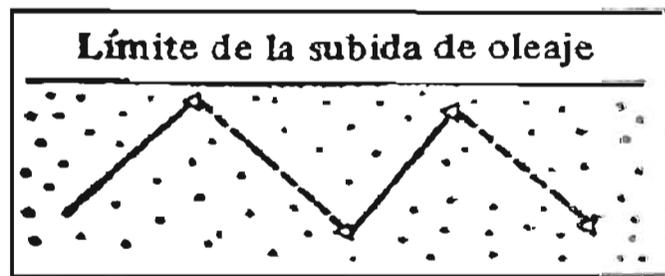


Fig. 3.2 Movimiento de la arena sobre la cara de la playa.

En la figura 3.3, se muestran las direcciones del movimiento de la arena en dichos dominios. Consideremos el caso cuando los oleajes marchan en la dirección marcada en la figura. Al entrar los oleajes dentro de cierta profundidad, las partículas de los sedimentos, hacen el movimiento de ida y vuelta conforme al movimiento del agua debido a los oleajes y se generan los rizos de arena sobre el fondo.

FES A.P.A.R.

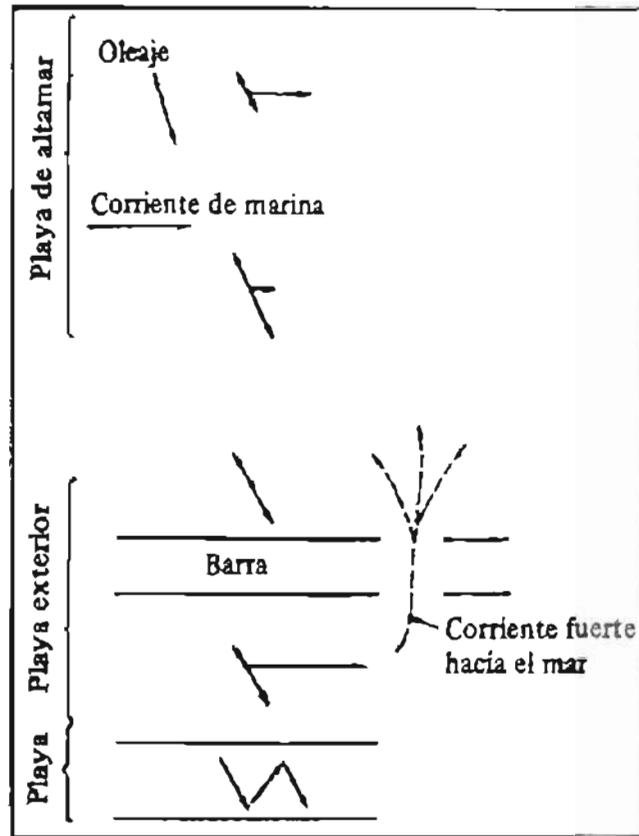


Fig. 3.3 Direcciones del movimiento de la arena en cada dominio de la playa.

Si hay corrientes de marea, como se indica en la figura, los sedimentos se transportan en su dirección al momento cuando están suspendidas. Al entrar en una profundidad más baja, el volumen del movimiento de los sedimentos hacia la dirección de las corrientes de marea disminuye rápidamente en comparación con el movimiento de los sedimentos hacia la dirección de los oleajes, porque el movimiento del agua se hace más fuerte cerca del fondo.

En seguida, al entrar en la playa exterior, los sedimentos se mueven por la corriente litoral paralelamente con la línea de la playa, además de moverse en la dirección de los oleajes rompientes. Al final, sobre la cara de la playa ocurre el movimiento de zig-zag de los sedimentos. También se generan las corrientes fuertes en el lugar donde se corta la barra, por lo que salen hacia la playa de alta mar, una parte de los sedimentos suspendidos en la zona de rompientes.

Generalmente, el movimiento de la arena en la zona de rompiente, supera mucho al movimiento de la arena en la playa de alta mar.

### III.2 INICIO DEL MOVIMIENTO

Al acercarse los oleajes de alta mar a la costa, a una cierta profundidad, los sedimentos empiezan a moverse por la acción de la energía del oleaje. A lo cual se le conoce como profundidad límite de inicio del movimiento de la arena para este oleaje.

*Se llama movimiento inicial al estado en que empiezan a moverse algunas partículas del sedimento saliente de la primera capa sobre la superficie del fondo, y se le llama movimiento general al estado en que empiezan a moverse todas las partículas de la primera capa sobre la superficie del fondo.*

Muchos científicos han investigado la profundidad límite y su concepción fundamental se indica a continuación.

Las fuerzas que actúan en una partícula que se encuentra sobre la superficie del fondo del mar, (se muestran en el diagrama de cuerpo libre mostrado en la figura 3.4).

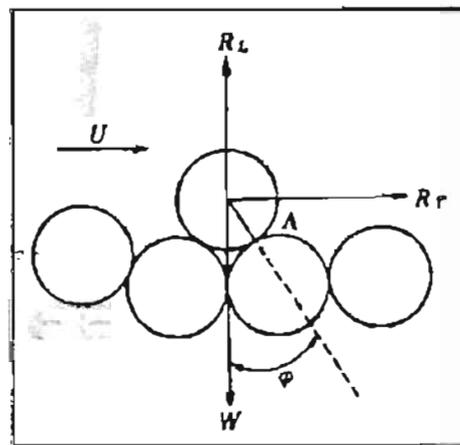


Fig. 3.4 Fuerzas que actúan sobre una partícula de arena.

Los momentos de dichas fuerzas indicadas en la figura 3.4. con respecto al punto A son:

$$\sum M_A ; R_T * ds/2 * \cos \phi \text{ "Fuerzas horizontales"}$$

y

$$\sum M_A ; (W - R_L) * ds/2 * \sin \phi \text{ "Fuerzas verticales"}$$

Donde:

$R_T$ : Fuerza horizontal debida al oleaje

$ds$ : Diámetro de la partícula

$\phi$ : Angulo de reposo

$W$ : Peso de la partícula dentro del agua

$R_L$ : Fuerza vertical debida al oleaje

La condición de inicio de movimiento de la partícula, está dada por la ecuación siguiente:

$$R_T * ds/2 * \cos \phi = (W - R_L) * ds/2 * \sin \phi$$

$$\therefore R_T = (W - R_L) * \tan \phi \tag{3.11}$$

Por otro lado, el esfuerzo cortante en el fondo se expresa por la siguiente ecuación:

$$\tau_0 = f \rho U_0^2 \tag{3.12}$$

Donde:

$\tau_0$ : Esfuerzo cortante en el fondo por unidad de área

$f$ : Coeficiente de fricción

$U_0$ : Velocidad horizontal de la partícula de agua en el fondo

$\rho$ : Densidad del agua

FEC

El área de la partícula proyectada en un plano, corresponde:

$$\pi * \left(\frac{ds}{2}\right)^2, \quad (3.3)$$

La fuerza horizontal debida al oleaje, haciendo uso de las ecuaciones 3.2 y 3.3, resulta:

$$R_T = k \tau_0 \pi \left(\frac{ds}{2}\right)^2$$

$$R_T = k f \rho U_0^2 \pi \left(\frac{ds^2}{4}\right) \quad (3.4)$$

Como la fuerza  $R_L$  es muy pequeña cerca del fondo, la fuerza  $W$  se puede expresar como:

$$W = g * (\rho^1 - \rho) * \frac{4}{3} * \pi * \left(\frac{ds}{2}\right)^3 \quad (3.5)$$

Sustituyendo en la ecuación 3.1 las ecuaciones 3.4 y 3.5 resulta:

$$k f \rho U_0^2 \pi \frac{ds^2}{4} = (\rho^1 - \rho) * \frac{4}{3} * \pi * \frac{ds^3}{8} * g * \tan \phi$$

Haciendo operaciones se tiene:

$$(\rho^1 - \rho) * \frac{\pi}{6} * g * ds^3 \tan \phi = g * k * \frac{\pi}{4} * ds^2 * f U_0^2 \quad (3.6)$$

Donde:

$\rho^1$ : Densidad de la partícula de arena

$g$  : Aceleración de la gravedad

$k$  : Coeficiente que depende de la forma de las partículas y de las corrientes producidas por el oleaje.

El coeficiente "k", se obtiene a partir de ensayos en modelo hidráulico y el coeficiente de fricción "f" varia con la condición de flujo de las corrientes en el fondo (flujo laminar o flujo turbulento).



Horikawa y Watanabe, suponiendo el coeficiente "f" conforme a lo anterior y utilizando muchos resultados obtenidos de ensayos en modelo hidráulico, expresaron la ecuación de la condición límite de inicio del movimiento como sigue:

$$\frac{H_o}{L_o} = \alpha \left( \frac{ds}{L_o} \right)^n \operatorname{sen} h \left( \frac{2\pi h}{L} \right) * \frac{H_o}{H} \quad (3.9)$$

Donde:

$\alpha$  : Coeficiente que depende de:  $(\rho^l - \rho)$ , g, v, tan  $\varphi$ , k, p y q.

n : Coeficiente que depende; p y q.

h : Profundidad.

$H_o$ ,  $L_o$ : Altura y longitud del oleaje en aguas profundas.

En la figura 3.5 se presenta gráficamente la ecuación 3.9, suponiendo que  $(\rho^l - \rho) = 1.65$  y tan  $\varphi = 1$ . A continuación se explican las divisiones hidrodinámicas del fondo. (presentadas en la Figura 3.5).

1) La condición de fondo hidráulicamente liso se cumple cuando:

$$\frac{ds/L_o}{\delta/L_o} < 0.153$$

2) La condición de fondo hidráulicamente rugoso se cumple cuando:

$$\frac{ds/L_o}{\delta/L_o} > 0.153$$

3) La condición de fondo hidráulicamente liso, con flujo laminar se cumple cuando:

$$\left(\frac{H_o}{L_o}\right) * \left(\text{sen } h \frac{2\pi h}{L}\right)^{-1} * \left(\frac{H_o}{H}\right)^{-1} < 556$$

$\delta$   
 $L_o$

4) La condición de fondo hidráulicamente liso, con flujo turbulento se cumple cuando:

$$\left(\frac{H_o}{L_o}\right) * \left(\text{sen } h \frac{2\pi h}{L}\right)^{-1} * \left(\frac{H_o}{H}\right)^{-1} > 556$$

$\delta$   
 $L_o$

5) La condición de fondo hidráulicamente rugoso, con flujo laminar se cumple cuando:

$$\left(\frac{H_o}{L_o}\right) * \left(\text{sen } h \frac{2\pi h}{L}\right)^{-1} * \left(\frac{H_o}{H}\right)^{-1} < 104$$

$\delta$   
 $L_o$

6) La condición de fondo hidráulicamente rugoso, con flujo turbulento se cumple cuando:

$$\left(\frac{H_o}{L_o}\right) * \left(\text{sen } h \frac{2\pi h}{L}\right)^{-1} * \left(\frac{H_o}{H}\right)^{-1} > 104$$

$\delta$   
 $L_o$

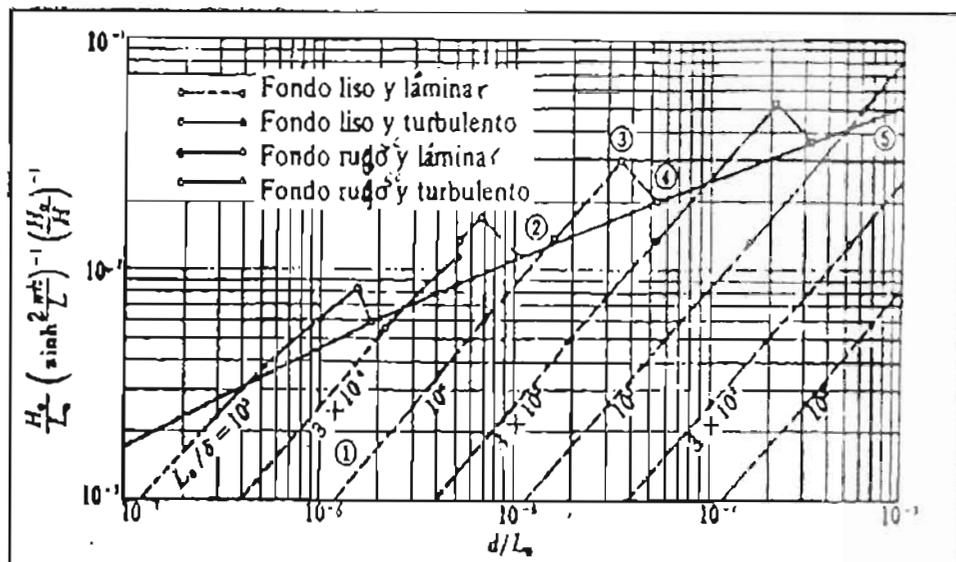


Fig. 3.5 Límite del movimiento general de la arena (según Horikawa y Watanabe, 1966).

La Figura 3.6 sirve para determinar la profundidad límite a partir del valor de

$$\left(\frac{H_o}{L_o}\right) * \left(\sinh \frac{2\pi h}{L}\right)^{-1} * \left(\frac{H_o}{H}\right)^{-1} \text{ (obtenido de la figura 3.5).}$$

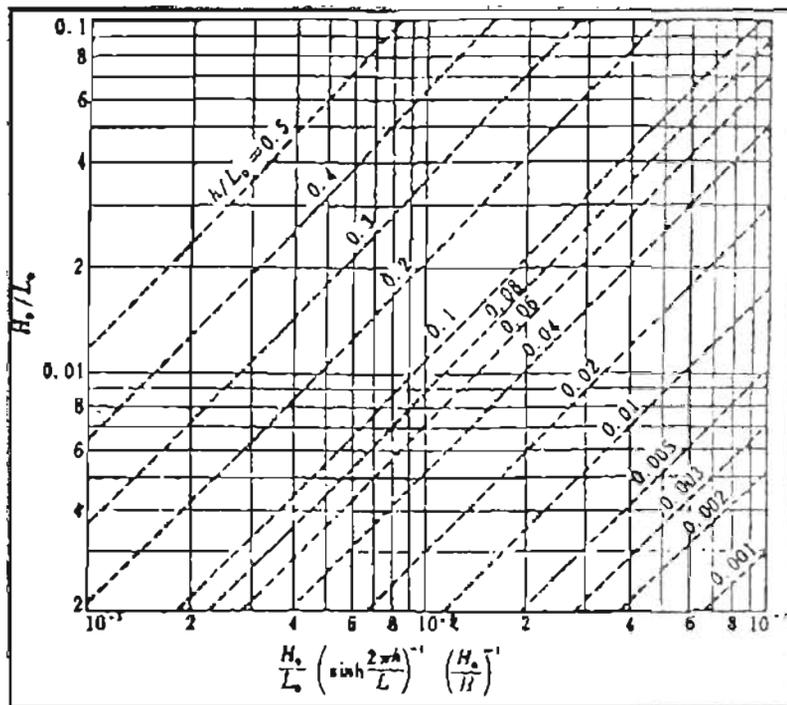


Fig. 3.6 Profundidad límite del movimiento general de la arena (según Horikawa y Watanabe. 1966).

b) Ecuación del límite de movimiento propuesta por Sato y Tanaka

Sato y tanaka, en base a datos de la costa de kashima en Japón. Encontraron varias ecuaciones de la profundidad límite del movimiento de la arena tomando en cuenta las siguientes consideraciones:  $U_0$ , en la ecuación 3.1, se sustituye por la expresión;  $U \left( \frac{\sigma}{\nu} * ds \right)$  donde  $U$  corresponde a la velocidad máxima debida al oleaje en la frontera de la capa límite, y si además El coeficiente de fricción se supone como la razón inversa del número de Reynolds  $\left( U \frac{ds}{\nu} \right)$ , la ecuación 3.6 se modifica como sigue:

$$\left( \frac{p'}{p} - 1 \right) g * ds * \frac{U^2}{\nu} = K' * \left( \frac{\sigma}{\nu} * ds \right) \tag{3.10}$$

En la figura 3.7 se muestran los resultados obtenidos por Manohar, Gogget, Sato y Tanaka a partir de ensayos en modelo hidráulico, con el fin de obtener el valor del coeficiente  $K^1$  y del

factor  $\frac{\sigma}{v} * ds$

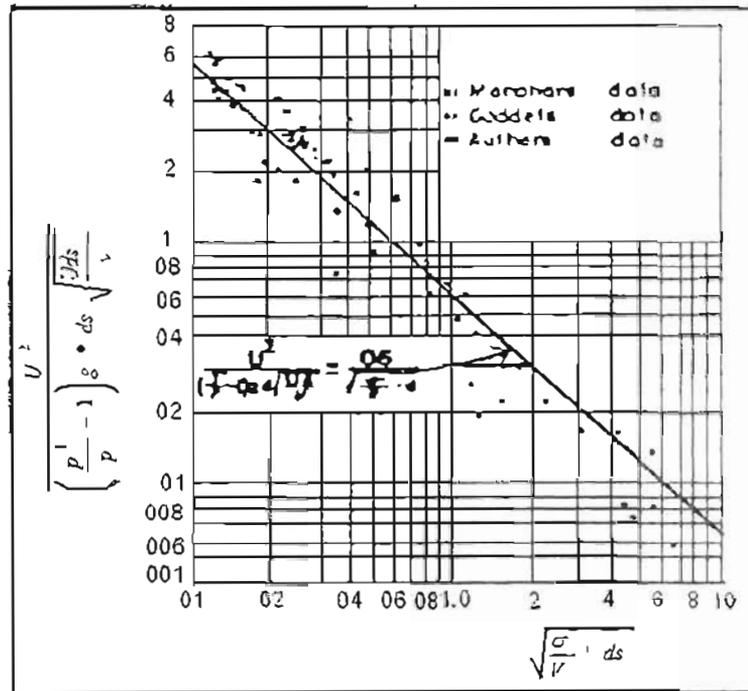


Fig. 3.7 Datos para el cálculo del límite del movimiento general.

Lamb encontró que la velocidad de la capa límite a una distancia  $Z$  del fondo, conforme a las teorías del oleaje en aguas intermedias se puede expresar de la siguiente manera:

$$U = U \left\{ 1 - e^{-0.706 \frac{\sigma}{v * z}} \cos \left( 0.706 \frac{\sigma}{v * z} \right) \right\} = U * \frac{\sigma}{v} * z$$

Donde:

$$U = \frac{\pi H}{T \operatorname{senh} \frac{2\pi h}{L}}$$

Con base en la figura 3.7, la ecuación del límite del movimiento general corresponde a:

$$\left( \frac{p^1}{p} - 1 \right) g^* ds^* = \frac{U^2}{v} = \frac{\sigma^* ds^*}{v} \quad (3.11)$$

Sustituyendo:

$$U = \frac{\sigma}{T} \frac{H}{\operatorname{senh} \frac{2\pi h}{L}}; \sigma = \frac{2\pi}{T}; T^2 = \frac{2\pi}{g} L$$

Resulta:

$$\frac{H}{L_0} = \left\{ 0.4243 \frac{2}{\pi} \left( \frac{p^1}{p} - 1 \right) \right\}^{2/3} \left( \frac{d}{L_0} \right)^{1/3} \operatorname{senh} \frac{2\pi h}{L}$$

Por otro lado, sustituyendo:

$$\frac{H}{L_0} = \left( \frac{H_0}{L_0} \right) \left( \frac{H}{H_0} \right); p^1 = 2.65 \text{ y } p = 1.03$$

Resulta:

$$\frac{H_0}{L_0} = 0.565 \left( \frac{ds}{L_0} \right)^{1/3} \operatorname{senh} \frac{2\pi h}{L} \frac{H_0}{H} \quad (3.12)$$

La ecuación (3.11) da valores inferiores que los de la figura 3.4, debido a la precisión teórica de ésta, pero desde el punto de vista práctico los valores no difieren mucho.

El límite del movimiento general indica el límite en que todas las partículas de la primera capa del fondo del mar empiezan a moverse, pero desde el punto de vista de la Ingeniería de costas, es necesario conocer la profundidad donde el movimiento de la arena es más fuerte. Con este fin: Sato, Ijima y Tanaka, inyectaron partículas radiactivas de vidrio, con la misma densidad y tamaño de las partículas de arena del fondo del mar. Al investigar la dispersión de las partículas radiactivas encontraron las siguientes ecuaciones:

#### 1) Ecuación del límite del movimiento superficial

$$\frac{H_o}{L_o} = 1.35 \left( \frac{ds}{L_o} \right)^{1/3} \operatorname{senh} \frac{2\pi h}{L} \frac{H_o}{H} \quad (3.13)$$

#### 2) Ecuación del límite del movimiento perfecto

$$\frac{H_o}{L_o} = 2.4 \left( \frac{ds}{L_o} \right)^{1/3} \operatorname{senh} \frac{2\pi h}{L} \frac{H_o}{H} \quad (3.14)$$

El significado físico de las ecuaciones (3.13) y (3.14) se indica en la figura 3.8. el movimiento superficial indica la condición en que se dispersa la mayor parte de las partículas radiactivas en la dirección del oleaje, sin el movimiento del punto de máxima radiactividad, en otras palabras, corresponde al estado, cuando todas las partículas de arena cerca de la superficie del fondo del mar se mueven en conjunto con la dirección del oleaje.

El movimiento perfecto indica la condición en que se mueve el punto de máxima radioactividad en la dirección del oleaje, en otras palabras: corresponde al estado en que las partículas se mueven tan fuerte que cambia la profundidad.

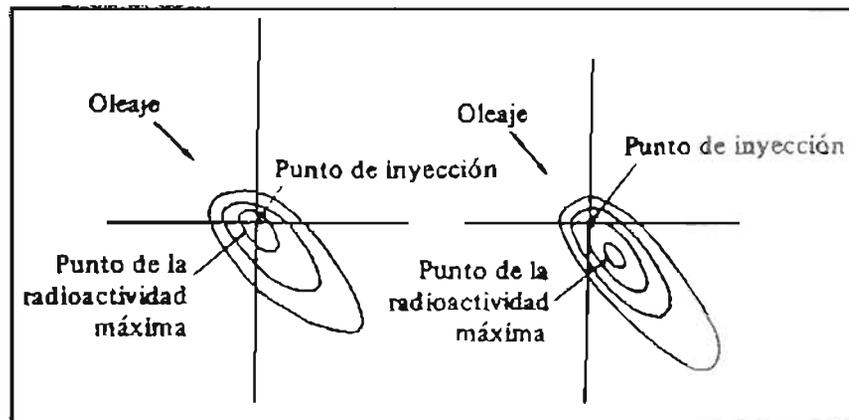


Fig. 3.8 Clasificación de los patrones de dispersión de partículas radiactivas (según Sato, Ijima y Tanaka, 1965).

En la figura 3.9, se indica la relación entre las características y diámetro medio de la arena para cada distribución de las partículas radiactivas, donde el primer grupo corresponde al movimiento perfecto, el segundo al movimiento superficial, el tercero al movimiento más débil y el cuarto grupo corresponde para el que no se mueve.

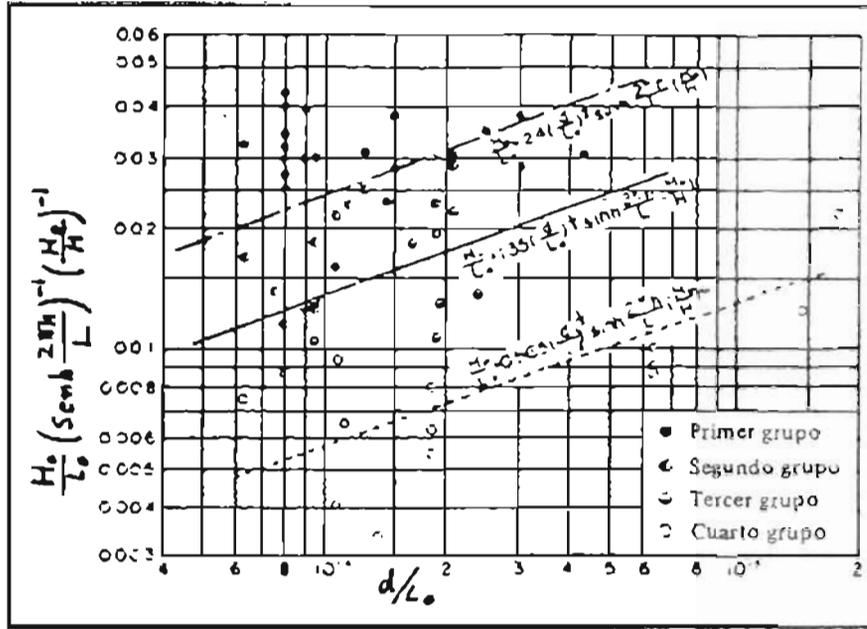


Fig. 3.9 Clasificación de los grupos de dispersión de las partículas radiactivas (según Sato, Iijima y Tanaka, 1963).

En las figuras 3.10 y 3.11 se muestran gráficamente las ecuaciones (3.13) y (3.14). Cuando se usen las figuras 3.4, 3.10 y 3.11 para cálculos en el campo, se usará la altura de ola significativa en lugar de  $H_0$ , el diámetro medio en  $d_s$  y la profundidad media, más la marea para  $h$ .

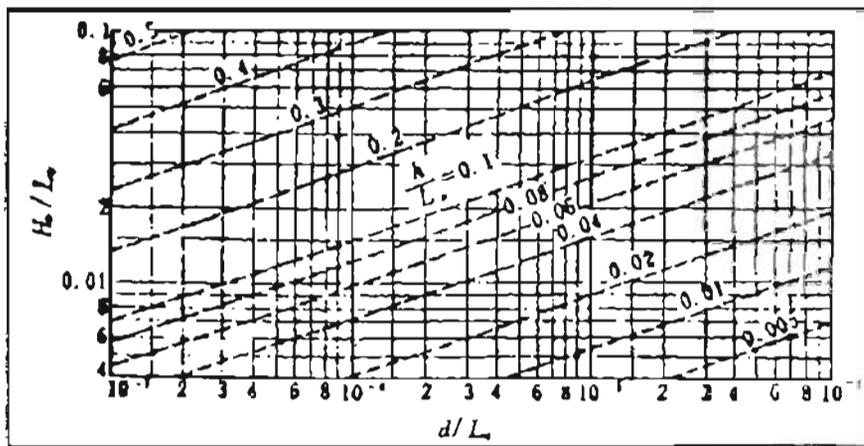


Fig. 3.10 Profundidad límite del movimiento superficial (según Sato 1963 y 1980).

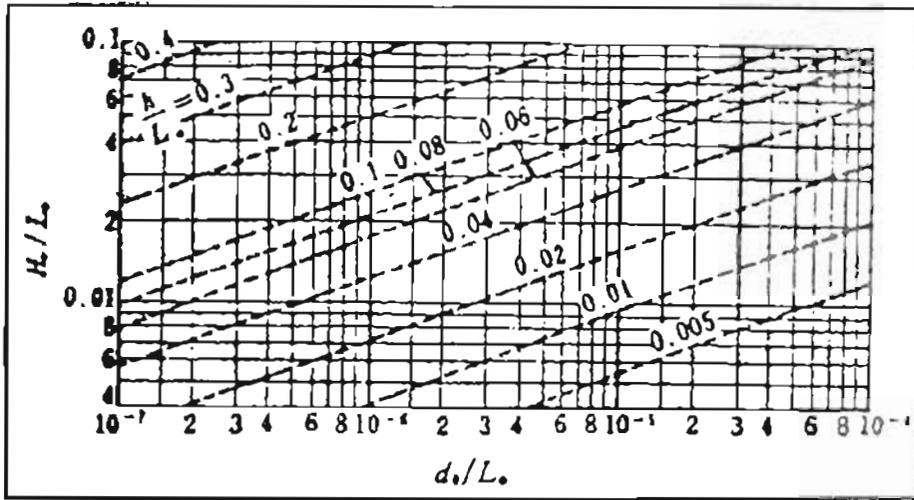


Fig. 3.11 Profundidad límite del movimiento perfecto (según Sato 1963 y 1980).

### III.3 MOVIMIENTO DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN.

Bajo la acción de los oleajes, los sedimentos se mueven en suspensión por la turbulencia del agua además de moverse sobre el fondo. En el campo, especialmente en la playa exterior la turbulencia de las partículas del agua es tan violenta que es mucha la cantidad de sedimentos en suspensión. Por lo tanto, los sedimentos en suspensión son muy importantes en ese lugar. Primero se explicarán las ecuaciones fundamentales sobre el movimiento de sedimentos en suspensión.

Si "c" es la concentración de arena, definida como la cantidad de arena en suspensión contenida en una unidad de volumen de agua y la componente en la dirección "X" de la velocidad de arena en suspensión que se transporta en la dirección de X se expresa como:

$$q_x = UC - \varepsilon_x \frac{dc}{dx} \tag{3.15}$$

Donde:

$q_x$  : Cantidad de arena en suspensión que se transporta en la dirección X.

$\epsilon_x$  : Coeficiente de difusión en la dirección X.

En la ecuación 3.15,  $UC$  es la cantidad de arena transportada en suspensión por la componente  $U$  y  $-\epsilon_x \frac{dc}{dx}$  es la cantidad de arena transportada por la componente de la turbulencia, donde el signo menos indica que la dirección media de la cantidad transportada por la componente de la turbulencia en la dirección X, tiene signo negativo en el caso de que crezca en la dirección X la concentración de la arena en suspensión.

Colocando horizontalmente los ejes "X" e "Y," y verticalmente el eje "Z" se obtienen las ecuaciones 3.16 y 3.17, añadiendo la cantidad de arena en suspensión para el eje de Z, como sigue:

$$\text{En el eje Y: } q_Y = V_c - \epsilon_Y \frac{\partial C}{\partial Y} \quad (3.16)$$

$$\text{En el eje de Z: } q_Z = (w - w_s) C - \epsilon_Z \frac{\partial C}{\partial Z} \quad (3.17)$$

Donde:

V y W: Velocidad media en la dirección "Y" y "Z"

$W_s$ : Velocidad de caída de la arena dentro del agua

$\epsilon_Y$  y  $\epsilon_Z$ : Coeficiente de difusión en la dirección "Y" y "Z"

Por otro lado, se analizará la entrada y salida de la arena en suspensión en un volumen de control diferencial definido por  $dx, dy, dz$ . La cantidad de arena en suspensión que entra y sale del volumen de control por unidad de tiempo en la dirección "X" indicada en la figura 3.12 es:

$$\begin{aligned}
 & -q_x dy dz - (q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} dx) dy dz \\
 & = -\frac{\partial q_x}{\partial x} dx dy dz \\
 & = -\frac{\partial}{\partial x} (UC - \epsilon_y \frac{\partial c}{\partial x}) dx dy dz
 \end{aligned}$$

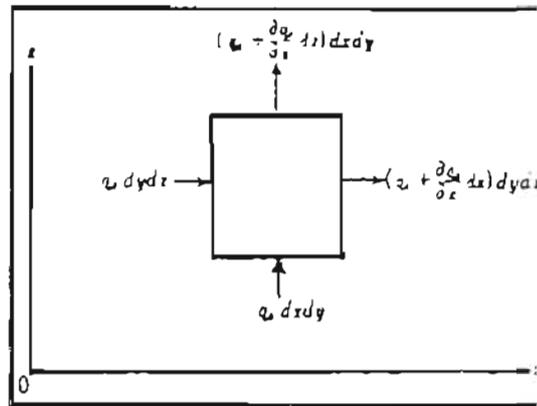


Fig. 3.12 Cantidad de arena en suspensión que entra y sale del volumen de control diferencial  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$ .

Las cantidades de arena en suspensión que entran en las direcciones de "Y" y "Z" se obtienen de la misma manera. La suma de las cantidades de arena que entran es igual al aumento de la arena

dentro del volumen  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$ . Por unidad de tiempo  $(\frac{\partial c}{\partial t} dx dy dz)$  y se expresa como:

$$\begin{aligned}
 & -\frac{\partial}{\partial x} (UC - \epsilon_x \frac{\partial c}{\partial x}) dx dy dz - \frac{\partial}{\partial y} (VC - \epsilon_y \frac{\partial c}{\partial y}) dx dy dz \\
 & -\frac{\partial}{\partial z} \{ (W - W_s) c - \epsilon_z \frac{\partial c}{\partial z} \} dx dy dz = \frac{\partial c}{\partial t} dx dy dz
 \end{aligned}$$

Ordenando términos, se tiene:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(CU) + \frac{\partial}{\partial y}(CV) + \frac{\partial}{\partial z}(CW) = \frac{\partial}{\partial x}(\varepsilon x \frac{\partial c}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\varepsilon y \frac{\partial c}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\varepsilon z \frac{\partial c}{\partial z}) + W_s \frac{\partial c}{\partial z} \quad (3.18)$$

Si la concentración es constante durante el tiempo, después de la acción de oleajes constantes durante largo tiempo, los términos del segundo miembro de la ecuación 3.18 serán igual a cero,

pudiéndose ignorar  $\frac{\partial c}{\partial x}$ ,  $\frac{\partial c}{\partial y}$  en comparación con  $\frac{\partial c}{\partial z}$ . considerando lo anterior la ecuación 3.18,

se simplifica a:

$$\frac{\partial}{\partial z}(\varepsilon z \frac{\partial c}{\partial z}) + W_s \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad (3.19)$$

Al integrar la ecuación 3.19, suponiendo que  $\frac{\partial c}{\partial z}$  y C son igual a cero en la superficie del agua,

resulta:

$$\varepsilon z \frac{\partial c}{\partial z} + W_s C = 0 \quad (3.20)$$

Suponiendo  $\varepsilon z$  constante en la dirección de "Z" y suponiendo que  $c = C_a$  en  $z = a$ , cerca del

fondo;  $c = C_a \exp\left\{ -W_s \frac{(z-a)}{\varepsilon z} \right\}$

En la realidad  $\varepsilon z$  no es constante en la dirección "Z" cuando actúan oleajes, en la Figura 3.13 se indica un ejemplo de la distribución del coeficiente de difusión por oleajes.

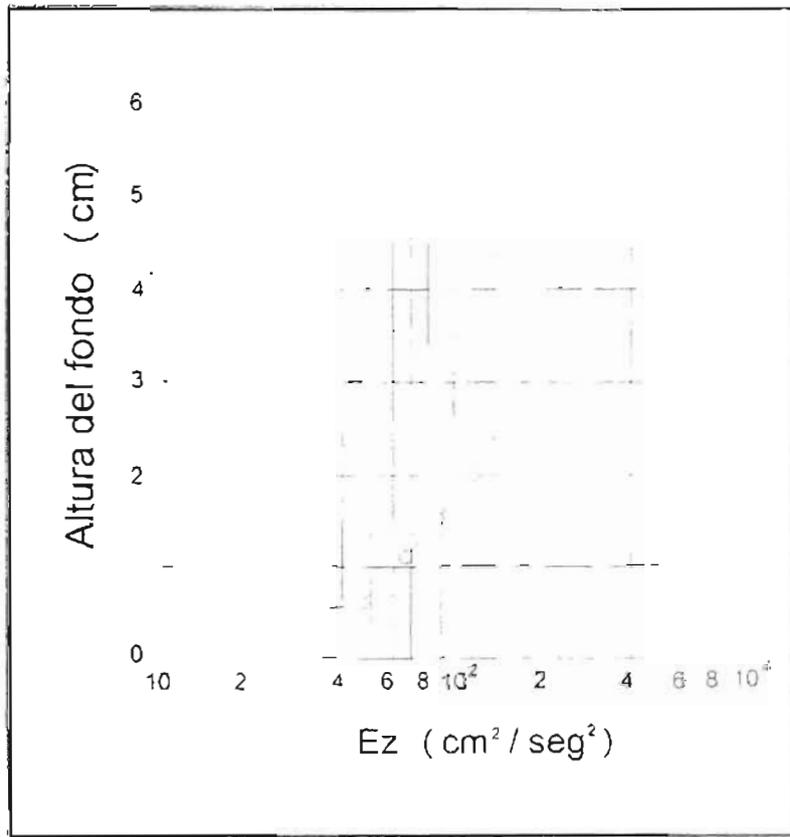


Fig. 3.13 Distribución del coeficiente de difusión por oleajes (Noda 1967)

De la ecuación 3.20 se obtiene:

$$Ez = - \frac{wsC}{dC/dz} \tag{3.21}$$

Varios investigadores en Japón han encontrado una relación entre la cantidad obtenida usando trampas de arena con bambúes de la concentración de la arena en suspensión. Homma y Horikawa obtuvieron la relación que se muestra en la figura 3.14 a partir de mediciones en campo y en laboratorio usando una trampa de arena como la indicada en la figura 3.15

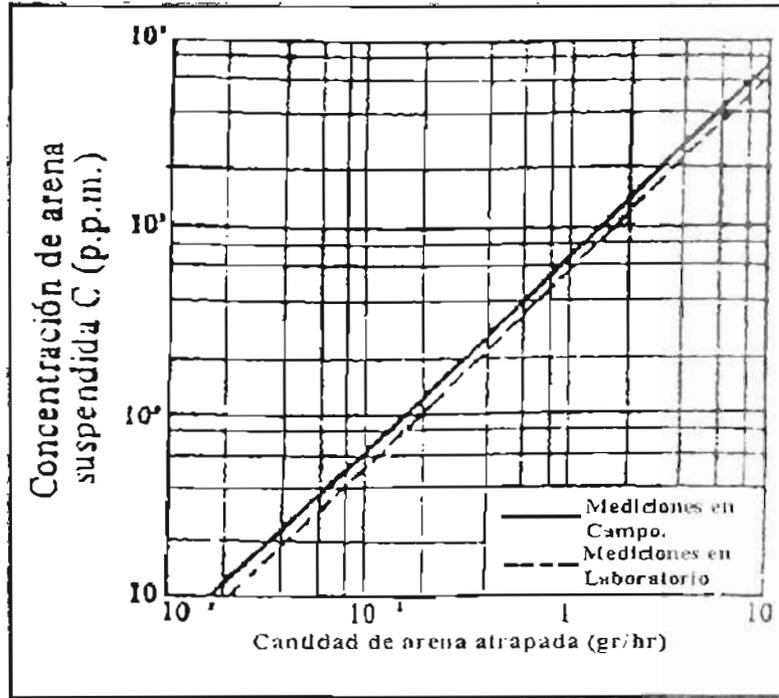


Fig. 3.14 Relación proporcional entre la cantidad de arena en suspensión utilizando la trampa de arena de bambúes (Homma – Horikawa 1963).

La distribución vertical de la arena en suspensión es tan complicada que actualmente no se ha determinado una expresión satisfactoria del coeficiente de difusión. la ecuación propuesta por Homma y Horikawa se expresa en la siguiente ecuación:

$$\varepsilon_z = \frac{1}{K} \frac{HL}{T^*} \frac{(\text{sen}.h \frac{2\pi z}{L})^2}{\text{sen}.h \frac{2\pi h}{L}} \frac{(\text{cos}.h \frac{2\pi z}{L})^2}{(\text{cos}.h \frac{2\pi h}{L})^2} \quad (3.22)$$

Donde:

K: Constante de Karman (K = 0.375 para laboratorio y K = 0.43 para el campo),

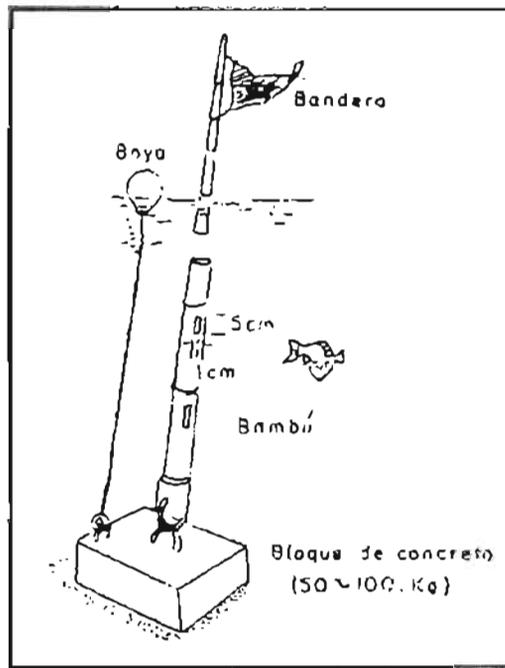


Fig. 3.15 Muestreador de arena usando bambú.

#### III.4 CANTIDAD DE SEDIMENTOS QUE SE MUEVEN SOBRE EL FONDO.

En la realidad es difícil cuantificar los sedimentos claramente como sedimentos sobre el fondo y sedimentos en suspensión. En este trabajo se explica una expresión para cuantificar la cantidad de sedimentos sobre el fondo, la cual se obtuvo con base en los resultados de ensayos en modelos efectuados en la universidad de California USA.

Madsen y Grand (1976), corrigieron los datos de los ensayos usando los términos indicados en la figura 3.16.

$$\phi = \frac{qs}{W_o d} \quad , \quad \psi m = \frac{T_{bm}}{(s-1)p^l g d} \quad (3.23)$$

Donde:

$qs$  : Cantidad medida de arena que entró en la trampa en un tiempo unitario.

$W_o$ : Velocidad de caída de las partículas de arena en el agua.

$d$  : Diámetro de la partícula de arena.

$p^l$  : Densidad de arena.

$g$  : Aceleración de la gravedad.

$s$  : Razón de  $p^l$  contra la densidad del agua.

$T_{bm}$ : Esfuerzo cortante por unidad del fondo producido por la velocidad máxima de la partícula de agua  $U_b$ .

Jonsson, expresa  $T_{bm}$  como:

$$T_{bm} = \frac{1}{2} f_w p^l U_{bm}^2 \quad (3.24)$$

Donde:

$f_w$ : Coeficiente de fricción.

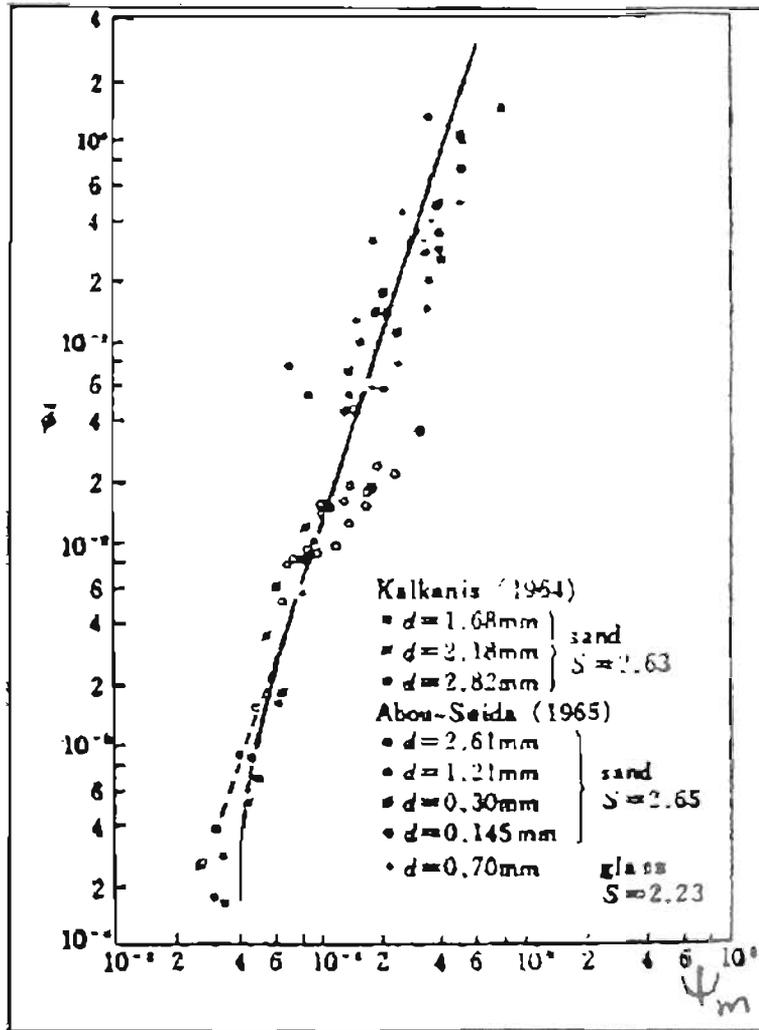


Fig. 3.16 Datos experimentales de la cantidad medida del movimiento de la arena en un tiempo unitario (Madsen y Grant 1976).

En la figura 3.16, la línea punteada se expresa como sigue:

$$\phi = 12 \psi_m^3 \tag{3.25}$$

La ecuación 3.25 se obtuvo al usar la fórmula de Brown en cada instante de la ola.



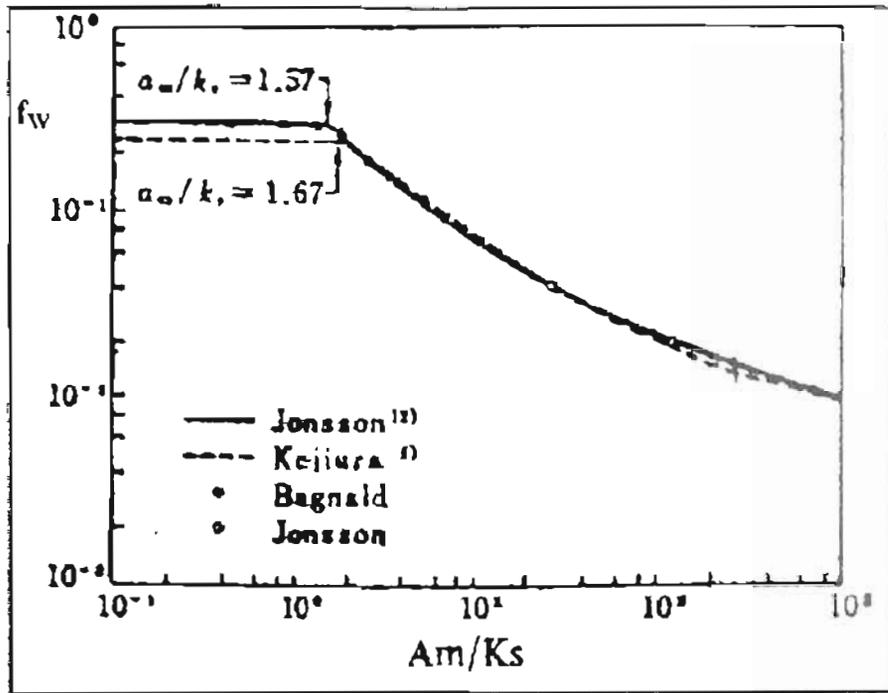


Fig. 3.17 Coeficiente de fricción producido por oleajes para un fondo rugoso con capa límite turbulenta.

---

## **CAPÍTULO IV**

---

# **CORRIENTES LITORALES**

---

FES AN

## CAPÍTULO IV

### CORRIENTES LITORALES.

#### IV. 1 GENERALIDADES.

En el océano existen varios tipos de corrientes. Las corrientes que se discutirán en este capítulo son las generadas por el oleaje y que se presentan en la costa, por la presencia de los oleajes rompientes.

Si los sedimentos se ponen en suspensión por aguas turbulentas, ellos se llevan fácilmente, aún por corrientes débiles, hacia sus direcciones. Por lo anterior, es necesario conocer las propiedades de las corrientes en la playa para conocer el fenómeno del movimiento de la arena.

En la figura 4.1, se muestra esquemáticamente, las zonas donde las corrientes litorales dominan.

Las corrientes oceánicas dominan en la pendiente continental y las corrientes de marea son dominantes en la plataforma continental. Las corrientes que dominan en la zona cerca de la costa son las corrientes litorales.

La corriente litoral, es la masa de agua lanzada por el rompiente que fluye como cierto tipo de corriente inclinada a lo largo de la línea de playa y la corriente de retorno es la masa de agua que sale hacia el mar. Cuando las corrientes litorales se desarrollan, se pueden ver fuertes corrientes de retorno cruzando la zona de rompiente de la superficie del agua al fondo con un ancho pequeño, que se llama corriente de rasgadura.

Pero en caso de que los oleajes incidan perpendicularmente a la playa, el desarrollo de corrientes litorales es débil y no se forman corrientes de rasgaduras. Y las corrientes de retorno salen pasando por la capa media del agua o cerca del fondo casi uniformemente a lo largo de la playa.

La corriente producida por el esfuerzo cortante, cuando el viento actúa sobre la superficie del agua, se llama corriente de transporte.

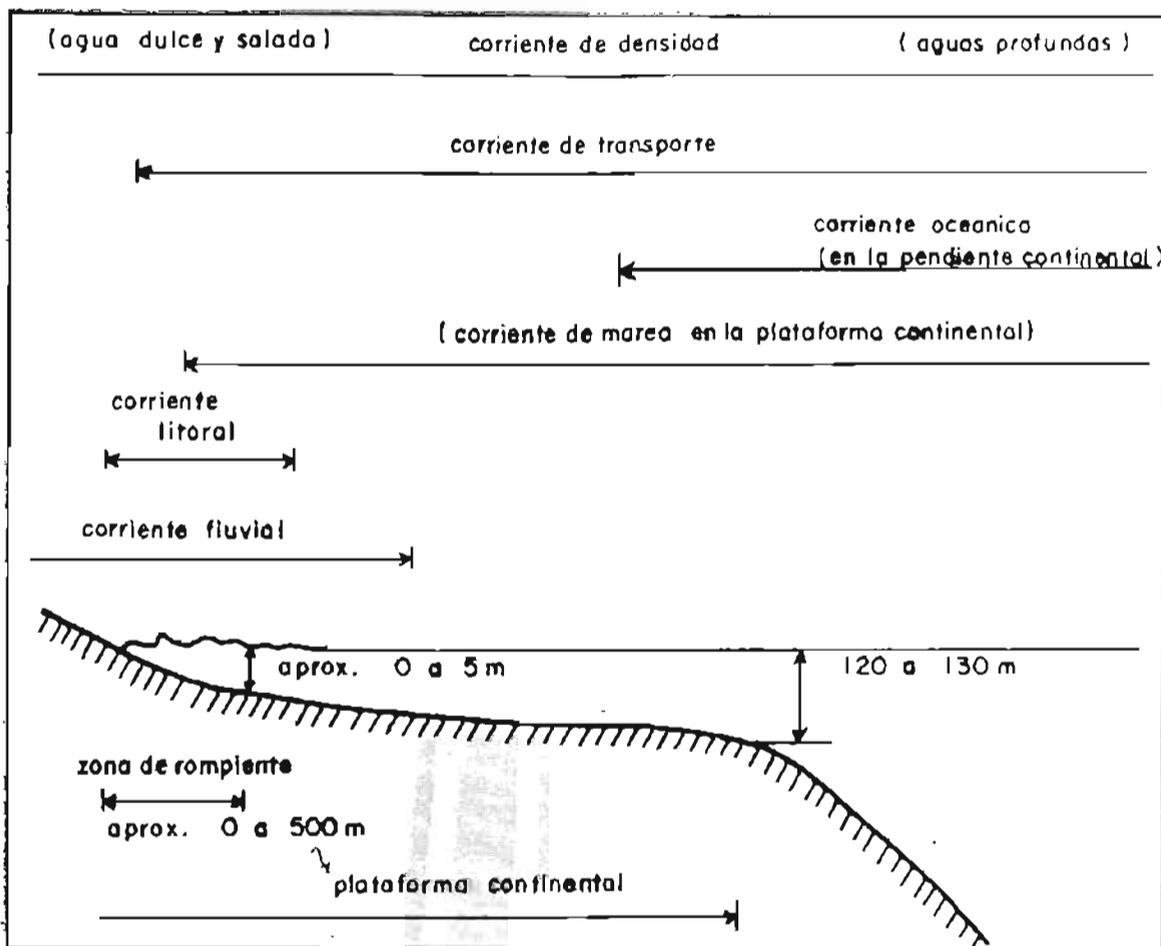


Fig. 4.1 Zonas del dominio de acción de las corrientes litorales.

En la desembocadura de los ríos al mar, existen corrientes fluviales, las cuales dependerán del tamaño del río, produciéndose por la diferencia de densidades del agua las denominadas corrientes de densidad.

Cuando no existe la desembocadura de un río, las corrientes litorales dominan en la zona costera y las corrientes costeras (corrientes de marea y de transporte) dominan fuera de la zona de la costa, (tal como se muestra en la figura 4.2).

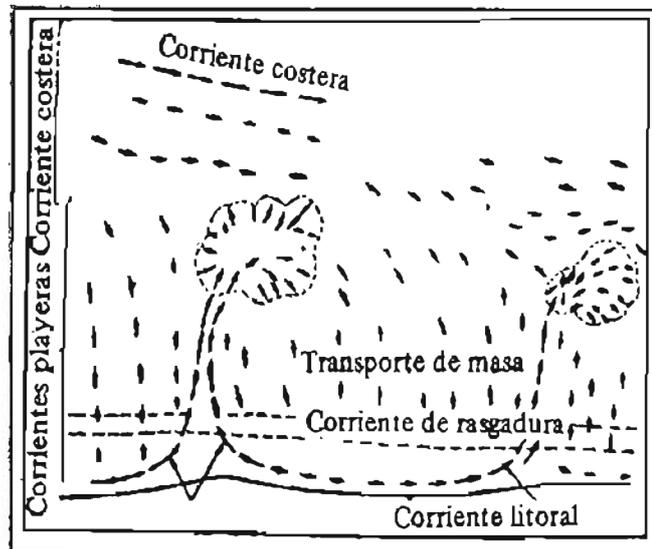


Fig. 4.2 Corrientes que se presentan cerca de la playa.

En mar abierto, las velocidades de la corriente de marea son pequeñas, comparada en las zonas de la costa, tales como bocas de bahías (velocidades del orden de 5 a 40 cm./seg., y como máximo de 50 cm./seg., el orden de las velocidades de la corriente de transporte es del 2 al 4% de la velocidad del viento en la superficie del agua.

En contraste con las corrientes litorales, las velocidades de las corrientes a lo largo de la costa usualmente son del orden de 20 a 100 cm./seg., y las velocidades de las corrientes de retorno, exceden los 200 cm./seg.

#### IV.2 FACTORES QUE AFECTAN EL SISTEMA DE CORRIENTES LITORALES.

Dentro de los factores que afectan en la generación del sistema de corrientes litorales se tienen:

## a) Transporte de masa.

Al observar cuidadosamente el movimiento de un flotador, puesto en suspensión en un canal de oleaje, se puede notar que el material en suspensión se moverá elípticamente, y en un tiempo dado, su posición promedio cambiará lentamente en la misma dirección de la propagación del oleaje, tal como se muestra en la figura 4.3.. Este fenómeno es llamado "*Transporte de masa debido a los oleajes.*"

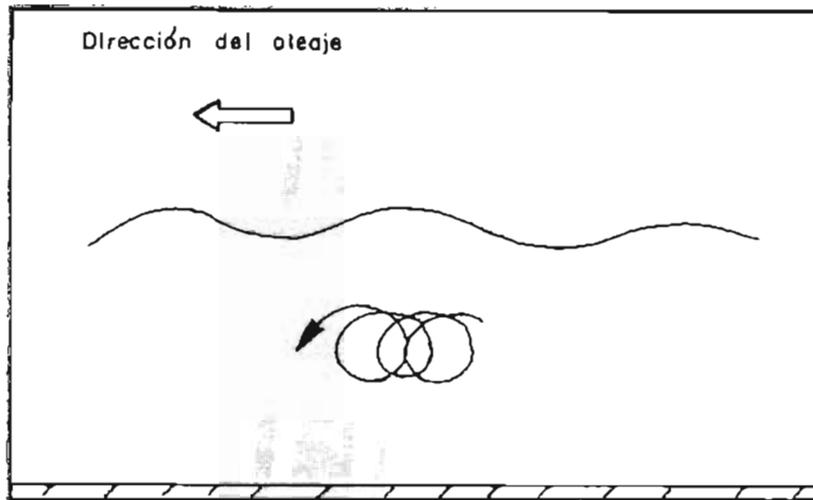


Fig. 4.3 Movimiento de la partícula en el agua.

La existencia del transporte de masa, puede entenderse fácilmente si se considera la siguiente situación física: La partícula de agua bajo la cresta del oleaje se mueve en la misma dirección del oleaje y bajo el valle se mueve en dirección contraria a la propagación del mismo.

De acuerdo con la teoría del oleaje de pequeña amplitud, estas velocidades son iguales en magnitud, pero son diferentes en dirección una de otra.

La profundidad es grande cuando la cresta del oleaje pasa y la profundidad es pequeña cuando el valle del oleaje pasa. De esta manera, el volumen de agua transportado en la dirección del oleaje es mayor cuando pasa la cresta que cuando pasa el valle, produciéndose un transporte neto de agua en la dirección del oleaje. A este volumen neto transportado en la dirección del oleaje se le conoce con el nombre de "*Transporte de masa*". (Ver figura 4.4).

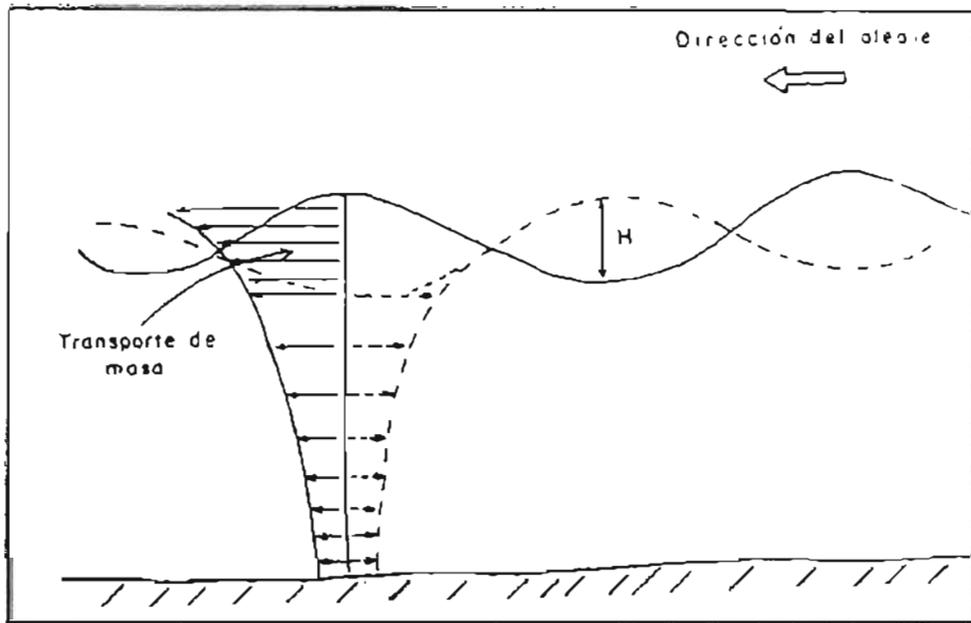


Fig. 4.4 Concepto de transporte de masa debido a los oleajes.

Por lo anteriormente señalado, es fácil inferir que el transporte de masa es proporcional a la diferencia de nivel entre la cresta y el valle del oleaje (altura de la ola). el concepto de transporte de masa se explica por la segunda aproximación de la teoría del oleaje de Stokes y se expresa como:

$$U = \frac{\pi^2 H^2 \cos .h.2K(h+z)}{2LT \quad \text{sen}.h^2 Kh} \quad (4.1)$$

Donde:

$\bar{U}$  : Transporte de masa en (m/seg.).

h : Profundidad del mar en (m).

K : Numero de oleaje.

Z : Nivel donde se desea calcular el transporte de masa, z =-d en el fondo del mar.

## b) Esfuerzo radial.

Bowen (1969) y Longuet-Higgins (1970) demostraron teóricamente que las corrientes costeras, son generadas por el esfuerzo radial, definido como el exceso de flujo de momento debido a la presencia de oleajes. A continuación se explicará brevemente el concepto de esfuerzo radial.

Asumiendo que la ley de Snell es válida en la zona de rompientes, el tensor del esfuerzo radial está dado como:

$$S = E \begin{bmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{yx} & S_{yy} \end{bmatrix} \quad (4.2)$$

$$S = E \begin{bmatrix} n(1 + \cos^2 \alpha) - \frac{1}{2} & \frac{1}{2} n \operatorname{sen} 2\alpha \\ \frac{1}{2} n \operatorname{sen} 2\alpha & n(1 + \operatorname{sen}^2 \alpha) - \frac{1}{2} \end{bmatrix}$$

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad ; \quad n = Cg/c$$

Donde:

E : Energía del oleaje.

H : Altura del oleaje.

$\rho$  : Densidad del agua.

g : Aceleración de la gravedad.

Cg : Celeridad de grupo.

$\alpha$  : Ángulo de incidencia del oleaje.

Los ejes X, Y están orientados en la dirección paralela a la costa y con la dirección hacia el mar, respectivamente. En el caso donde el ángulo incidente del oleaje  $\alpha = 0$ , (oleajes incidiendo perpendicularmente a la costa), la ecuación 4.2 se reduce a:

$$S = E \begin{bmatrix} 2n - \frac{1}{2} & 0 \\ 0 & n - \frac{1}{2} \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

En aguas poco profundas ( $n=1$ ), la ecuación 4.3. se reduce a:

$$S = E \begin{bmatrix} 3 & 0 \\ 0 & 1 \\ 0 & 2 \end{bmatrix} \quad (4.4)$$

El esfuerzo radial (flujo de momento) a través del plano  $X = \text{cte.}$ , en la dirección de propagación del oleaje (la dirección  $X$ ) está dado por:

$$S_{XX} = E \left\{ (1 + \cos^2 \alpha) - \frac{1}{2} \right\} \quad (4.5)$$

La ecuación 4.5, adquiere el valor máximo cuando  $\alpha = 0$ , y esto produce cambios negativos y positivos en el nivel medio del mar en la zona cercana a la costa, conocidos como descenso del oleaje. Fuera de la zona de rompientes y ascenso del oleaje, dentro de la zona de rompientes.

Si hay variación de la altura de la ola a lo largo de la costa se tendrá una variación de descenso y ascenso del oleaje. Produciéndose corriente en la zona de rompientes de áreas con mayor ascenso del oleaje, hacia áreas con menor ascenso del oleaje, fuera de la zona de rompientes las corrientes, fluirán en áreas de pequeños descensos del oleaje, hacia áreas con mayor descenso del oleaje.

En la figura 4.5, se representa un modelo esquemático de los mecanismos de circulación de corrientes inducidas por ascenso y descenso del oleaje.

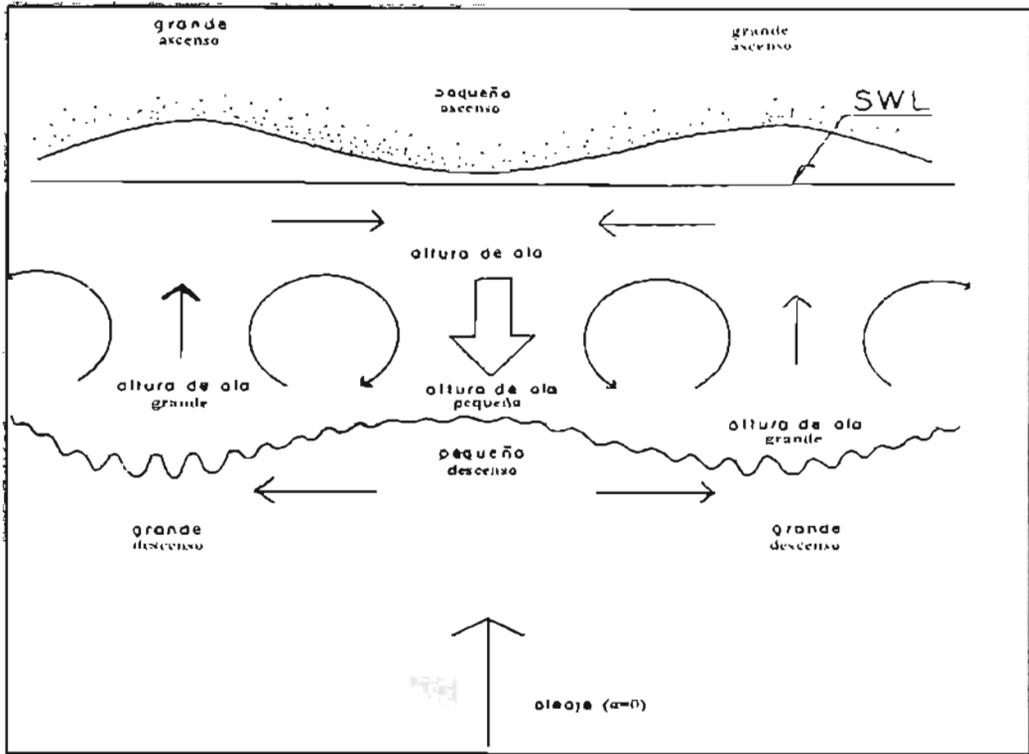


Fig. 4.5 Mecanismo de circulación cerca de la costa por diferencias en el nivel medio del mar, con  $\alpha = 0$  (diagrama esquemático).

El flujo de momento a través del plano  $Y = \text{cte.}$ , está dado por:

$$S_{YY} = E \left\{ n(1 + \text{sen}^2 \alpha) - \frac{1}{2} \right\} \quad (4.6)$$

Este momento transmite la fuerza de movimiento para las corrientes a lo largo de la costa. La ecuación 4.6 muestra que  $S_{YY}$  se desvanece cuando  $\alpha = 0$  en aguas profundas ( $n = \frac{1}{2}$ ).

c) Descenso y ascenso del oleaje.

Al considerar la propagación del oleaje desde aguas profundas hacia la costa, como se sabe, la altura del oleaje va aumentando cada vez más hasta el punto de rompimiento donde alcanza su máximo valor. Del punto de rompimiento a la línea de costa, la altura de la ola decrece por la profundidad debido al rompimiento del oleaje. La distribución del oleaje de aguas profundas a la costa se muestra en la figura 4.6, con línea punteada.

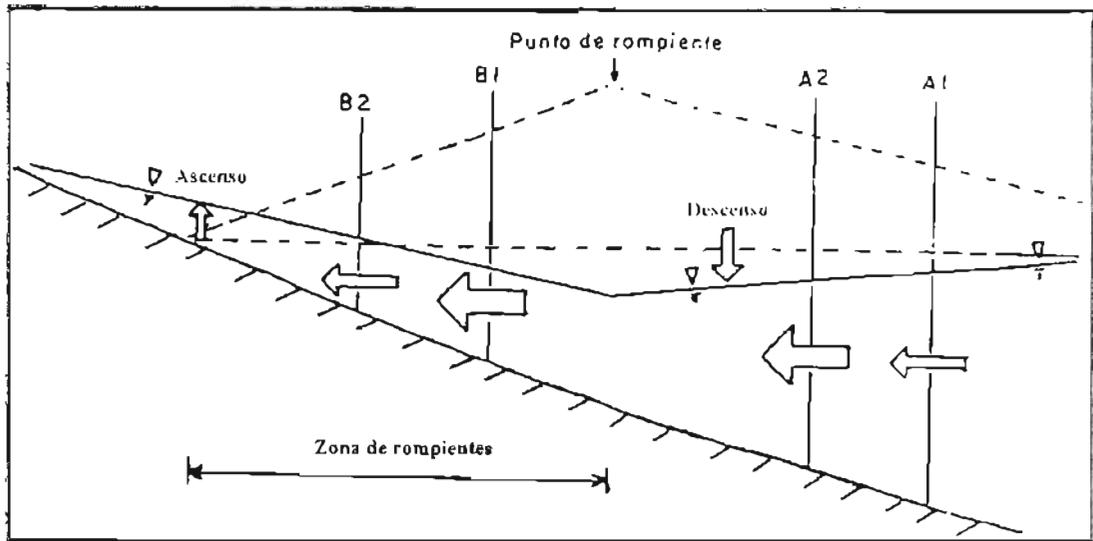


Fig. 4.6 Ascenso y Descenso del oleaje.

Considerando la situación en la zona de la playa exterior y definiendo dos secciones de control,  $A_1$  y  $A_2$ , mostradas en la figura 4.6, El volumen del transporte que pasa por la sección  $A_2$  es mayor que el volumen que pasa por la sección  $A_1$ , por que la altura de ola es mayor en la sección  $A_2$ , que en la sección  $A_1$ , debido a que el transporte de masa es proporcional al cuadrado de la altura de la ola. La causa de lo anterior, es debida a la pérdida de agua y a las pequeñas disminuciones del nivel del medio de la superficie del mar.

Así, al ir aumentando paulatinamente la altura de la ola desde aguas profundas hasta el punto de rompiente, el nivel de la superficie del mar decrecerá continuamente hasta el punto de rompiente, como se muestra en la figura 4.6 con línea continua. Este fenómeno es llamado descenso del oleaje.

El valor del descenso del oleaje es máximo en el punto de rompiente, el cual es proporcional a la altura de la ola en aguas profundas:

El descenso del oleaje, se puede calcular con la siguiente ecuación:

$$n = - \frac{H}{8} \frac{K}{\text{sen}.h.2Kh} \quad (4.7)$$

Donde:

H: Altura de la ola en la profundidad h en (m).

K: Número de ola definido como  $\frac{2\pi}{L}$ .

Al considerar la propagación del oleaje del punto de rompiente hacia la costa y definiendo dos secciones de control B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>, mostradas en la figura 4.6, se obtendrá un resultado similar al caso de la playa de alta mar. Aumentando continuamente el nivel medio de la superficie del mar desde el punto de rompiente a la línea de costa, tal como se indica con línea continua en la figura mencionada.

Este fenómeno es llamado ascenso del oleaje y su valor es también proporcional a la altura de la ola en aguas profundas.

El ascenso del oleaje, se puede calcular con la siguiente ecuación:

$$n' = K^1 (h_b - h) + n_b \quad (4.8)$$

Donde:

K: Constante, su valor puede obtenerse con la siguiente ecuación:

$$K^1 = \frac{1}{1 + \left(\frac{8}{3\gamma^2}\right)}$$

$\gamma$ : Esta definido por:  $H = \gamma (\bar{n} + h)$  en la zona de rompiente ( $\gamma = 0.73$  valor utilizado normalmente).

$n_b$  : Descenso del oleaje, en la rompiente.

$h_b$  : Profundidad en la rompiente

$h$  : Profundidad en cuestión.

$H$  : Altura del oleaje en la profundidad  $h$ .

Al propagarse los oleajes hacia la costa, el nivel medio de la superficie del mar cambiara con un gradiente determinado. Por lo tanto se requiere que el agua de mar transportada hacia la playa retorne hacia el mar cerca del fondo, pues de no existir esto, el nivel del agua en la playa subiria sin límite. Al romper las olas, la pendiente de la superficie del mar es balanceada por el esfuerzo radial.

d) Descripción tridimensional de las corrientes playeras.

Para describir tridimensional mente el patrón de corrientes litorales consideraremos una playa plana donde los oleajes inciden normales a la costa, tal como se muestra en la figura 4.7. en el cambio, la incidencia de la altura de la ola no es constante, fluctuando en la dirección a lo largo de la costa debido a varias causas. Consideremos en la figura 4.7 un grupo de tres líneas de referencia (normales a la línea de costa). Poniendo la línea B en el centro, correspondiendo a la posición donde la altura del oleaje incidente es relativamente más pequeña que en las otras dos secciones, como se muestra en la figura mencionada. El mecanismo de ocurrencia del sistema de corrientes en la zona de rompientes se explicara a continuación siguiendo la correspondencia de los símbolos, (mostrados en la figura 4.7).

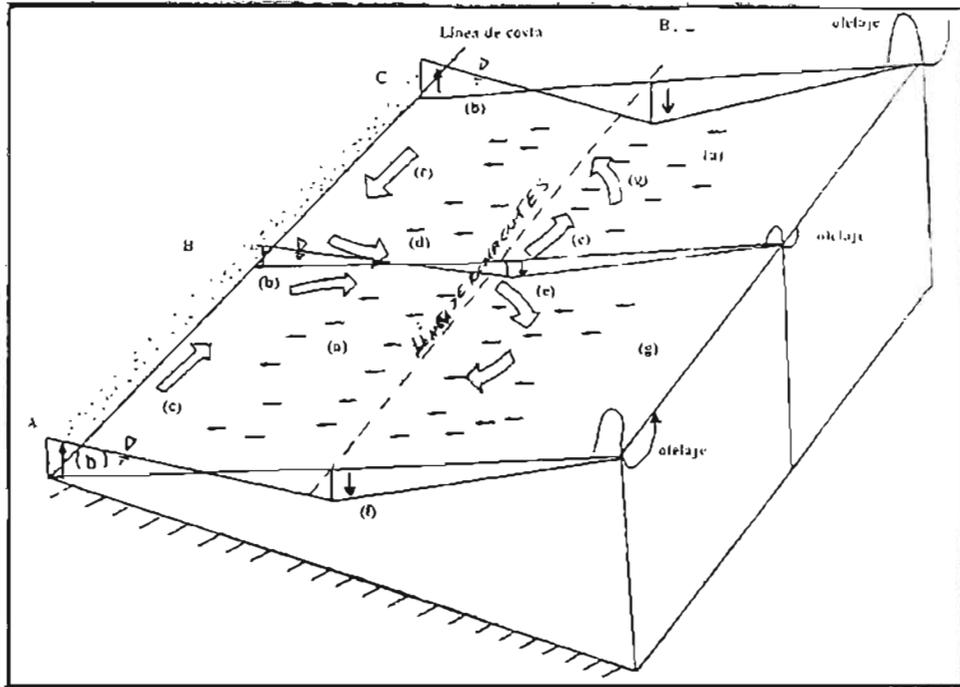


Fig. 4.7 Diagrama conceptual del sistema de corrientes litorales.

1) Cuando los oleajes inciden normales a la costa ( $\alpha = 0$ ), el transporte de masa genera corrientes en la dirección hacia la costa. Estas corrientes se les llama corrientes por transporte de masa.

2) El nivel medio del mar disminuye en la zona de rompiente por el descenso del oleaje, produciéndose corrientes de retorno hacia el mar. A estas corrientes se les llama corrientes de alimentación.

3) El valor de ascenso del oleaje, es proporcional a la altura del oleaje, por lo tanto, los valores del ascenso del oleaje, cerca de la línea de costa en los segmentos "A" y "C" son mayores que en la línea "B". Como resultado de esto, el nivel medio de la superficie del mar se inclinará de "A" y "C" hacia "B", las corrientes generales del segmento "A" a "B" y del segmento "C" a "B" se indican en la figura 4.7, con el símbolo (C). A estas corrientes se les llama corrientes a lo largo de la costa.

4) El agua transportada de los segmentos "A" y "C" hacia el segmento "B" corre en dirección hacia el mar a través de un área estrecha. A estas corrientes se les llama corrientes de retorno.

5) Las corrientes de retorno corren hacia fuera de la zona de rompientes, donde la velocidad de corriente se reduce súbitamente debido a dos razones. Una de ellas debido al incremento de la profundidad, la otra se explicará en el siguiente inciso. Esta localización es llamada corriente frontal.

6) En el área fuera de la zona de rompiente, el nivel medio de la superficie del mar disminuye por el descenso del oleaje. Los valores del descenso del oleaje son, como ya se ha mencionado, proporcionales a la altura de la ola. Así, los niveles medios de la superficie del mar en los segmentos "A" y "C" son menores que en el segmento "B".

7) Lo anterior significa que el nivel medio de la superficie del mar se inclinará del segmento "B" hacia ambos lados, generándose corrientes a lo largo de la costa en la zona de la playa de alta mar. En esta área, como la profundidad es grande, las velocidades de la corriente son débiles. Estas corrientes no son corrientes a lo largo de la costa, no hay ningún nombre para denominarlas.

*El transporte de masa debido a los oleajes, las corrientes a lo largo de la costa, las corrientes de alimentación y las corrientes de retorno, son llamados sistema de corrientes litorales. Las corrientes litorales son generadas por la incidencia de los oleajes en la costa, siendo completamente diferentes a las corrientes de marea, las cuales son generadas principalmente por los movimientos y la atracción de la tierra y la luna.*

Es importante y útil recordar que la dirección de las corrientes en la zona de rompientes es de las áreas de altura de ola grande a las áreas de altura de ola menor en la playa de altamar.

La vista en planta del sistema de corrientes litorales se muestra en la figura 4.8, de acuerdo con datos de campo.

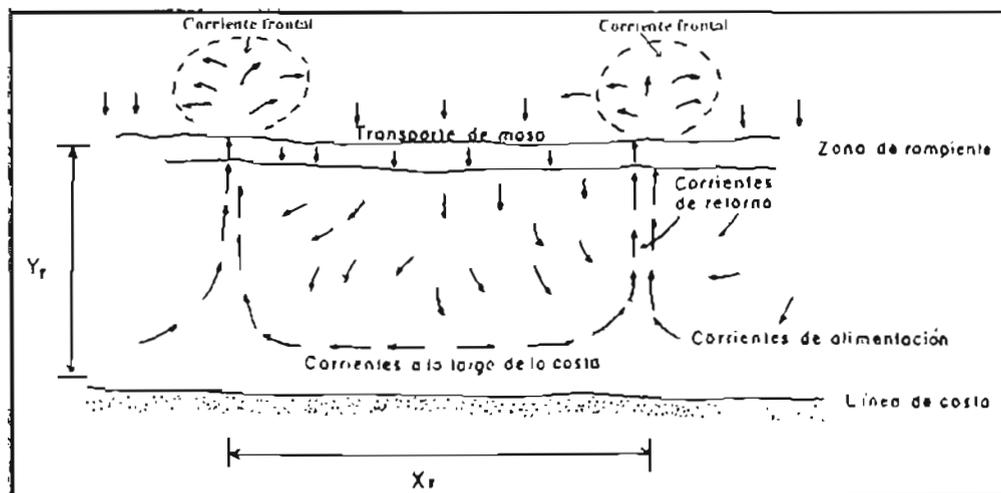


Fig. 4.8 Vista en planta del sistema de corrientes litorales.

e) Corrientes a lo largo de la costa.

En los anteriores incisos se discutió el sistema de corrientes litorales cuando la incidencia del oleaje es normal a la playa ( $\alpha = 0$ ). Cuando los oleajes inciden con algunos ángulos ( $\alpha \neq 0$ , incidencia oblicua del oleaje), el sistema de corrientes se distorsiona por la descomposición del oleaje en sus componentes de la costa hacia el mar y la componente a lo largo de la costa. Los patrones distorsionados se pueden inferir con lo discutido en los anteriores incisos. Los patrones del sistema de corrientes litorales observados en el campo se muestran esquemáticamente en la figura 4.9.

FES APO

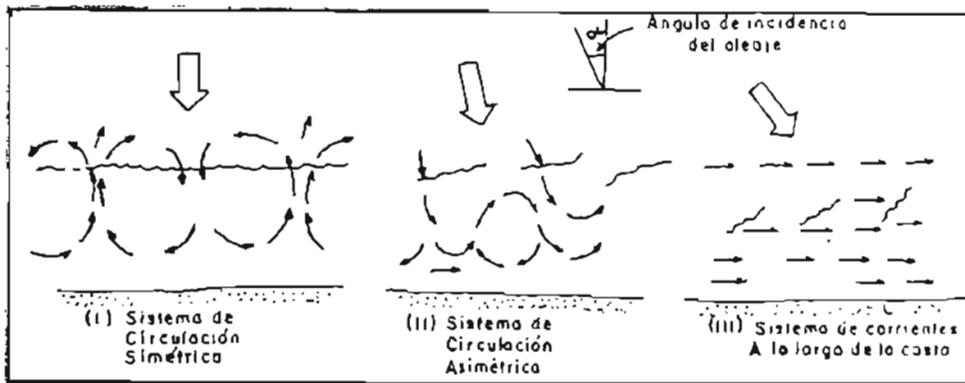


Fig. 4.9 Patrones del sistema de corrientes litorales.

- Caso (I): los oleajes incidentes normales a la línea de costa (ángulo igual a cero por definición). Forman un patrón de circulación simétrica de corrientes y se forman en la zona de rompientes.

- Caso (II): El ángulo de incidencia del oleaje es de algunos grados pero pequeño. Si descomponemos los oleajes en sus componentes de la costa hacia el mar y la componente a lo largo de la costa, la primera componente producirá patrones de circulación simétrica como el mostrado en la figura 4.9 (I), la segunda componente del oleaje producirá únicamente corrientes a lo largo de la costa. Por lo tanto, las corrientes resultantes formaran un patrón simétrico de circulación.

- Caso (III): El ángulo de incidencia es mayor que en el caso (II). La componente de la costa hacia el mar, del oleaje incidente será pequeña y la componente a lo largo de la costa será grande, por lo tanto, el flujo de la circulación desaparecerá y únicamente las corrientes a lo largo de la costa se mantendrán.

Como comentario se puede decir que es bien sabido que una gran cantidad de sedimentos se transporta en la zona de rompientes. Los materiales del fondo del mar son agitados y puestos en suspensión por las acciones de los oleajes y la turbulencia debida al rompimiento del oleaje, los cuales fácilmente se transportarán por las corrientes litorales. Resultando de gran importancia el

conocimiento de las corrientes litorales para comprender el fenómeno básico del transporte litoral.

En el caso (I) de la figura 4.9, los sedimentos en suspensión serán transportados por la circulación de corrientes únicamente dentro de las celdas de circulación. No existiendo severas deformaciones de la playa en largo tiempo. Por otro lado en el caso (II) los sedimentos en suspensión serán transportados a grandes distancias en la dirección a lo largo de la costa, provocando severas deformaciones de la playa en algunos casos.

### IV.3 FÓRMULAS DE LA CORRIENTE LITORAL A LO LARGO DE LA COSTA.

Muchos investigadores han estudiado las corrientes a lo largo de la costa, en base a experimentos en modelo hidráulico, mediciones en el campo y teorías, y han propuesto muchas fórmulas para calcular la velocidad de las corrientes a lo largo de la costa.

En todas las fórmulas la velocidad de la corriente a lo largo de la costa es cero cuando el ángulo de incidencia del oleaje es cero.

Desde el punto de vista del movimiento de arena, la corriente litoral es la más importante de las corrientes playeras por eso se han propuesto muchas fórmulas de la corriente litoral.

En este apartado comenzaremos por definir básicamente dos fórmulas las cuales utilizaremos en nuestro modelo hidráulico.

#### a) Fórmula por Inman Quinn.

Primero Putnam, Munk y Taylor (1949) indujeron la fórmula de la corriente litoral como se indica a continuación.

En la figura 4.10, los oleajes rompen con el ángulo de  $\alpha_b$  para la línea de playa.

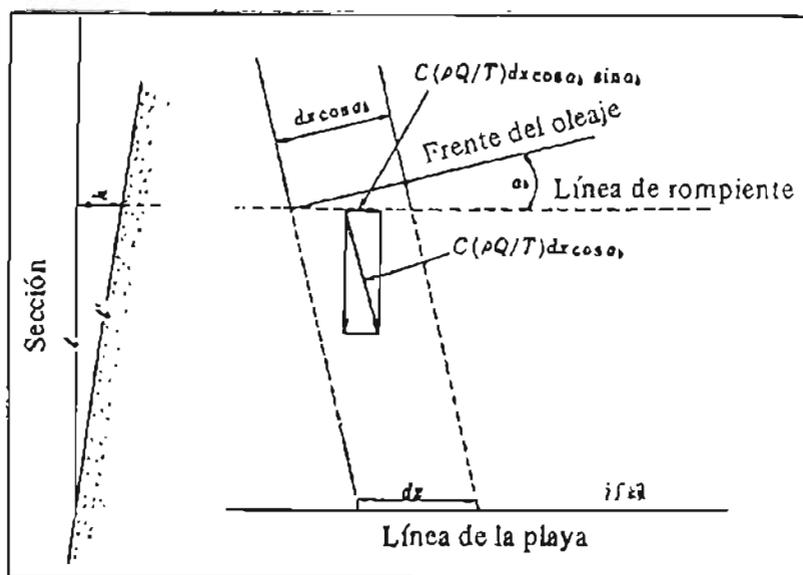


Fig. 4.10 Generación de corrientes litorales.

Si  $\rho$  es la densidad del agua,  $Q$  es el volumen llevado por una ola y  $T$  es su periodo. La cantidad llevada por unidad de tiempo es  $\frac{\rho Q}{T}$ . Su momento es  $C * (\frac{\rho Q}{T})$  usando la velocidad de la partícula de agua  $C$ , porque en la **línea** de rompiente la velocidad de la partícula de agua es igual a la celeridad del oleaje.

Por tanto, el momento de movimiento igual a  $C * (\frac{\rho Q}{T}) * dx * \cos \alpha_b$  se transporta por  $dx * \cos \alpha_b$  del ancho del oleaje entre la zona **de rompiente**, de que la componente hacia la dirección de la línea de playa es  $C \sin \alpha_b (\frac{\rho Q}{T}) * dx * \cos \alpha_b$ .

FES

Si de esa masa de agua que tiene dicho momento  $(\frac{\rho Q}{T}) * dx * \cos \alpha_b$  se deriva la corriente litoral, que tiene una velocidad  $V$  en la zona de rompiente, el cambio del momento es como sigue:

$$C \operatorname{sen} \alpha_b \left( \frac{\rho Q}{T} \right) dx \cos \alpha_b - V \left( \frac{\rho Q}{T} \right) dx \cos \alpha_b = (C \operatorname{sen} \alpha_b - V) \left( \frac{\rho Q}{T} \right) dx \cos \alpha_b$$

En caso de la condición constante, ese cambio se equilibrara con la fuerza de fricción del fondo  $f \rho V^2 \ell' dx$ , por eso:

$$(C \operatorname{sen} \alpha_b - V) \left( \frac{\rho Q}{T} \right) dx \cos \alpha_b = f \rho V^2 \ell' dx \tag{4.9}$$

Suponiendo que  $\ell' = \ell$  en la figura 4.10 y usando  $Q = 4h^2 \frac{H_b}{3h}$  y  $C = 2.28g/H_b$  en base a

la teoría de la onda solitaria, se obtuvo la solución como sigue:

$$V = \frac{\alpha}{2} \sqrt{1 + \frac{4C \operatorname{sen} \alpha}{\alpha}} - 1 \tag{4.10}$$

$$\alpha = 2.61 \sqrt{H_b \cos \alpha} / fT$$

$$C = \sqrt{2.28gH_b}$$

Donde:

$i$ : Pendiente del fondo del mar.

$H_b$ : Altura de la ola rompiente.

Inman y Quinn (1951) obtuvieron el coeficiente de fricción de fondo  $f$  como sigue:

$$f = 0.00404 V^{-3} \quad (4.11)$$

Donde:

V: Velocidad de la corriente litoral.

Ellos también cambiaron la ecuación 4.10 y obtuvieron la ecuación 4.12 como sigue:

$$\left. \begin{aligned} V &= \left[ \left( \frac{1}{4x^2} + Y \right)^2 - \frac{1}{2x} \right]^{1/2} \\ x &= \frac{646 H_b i \cos \alpha_b}{T}, Y = C \cdot \text{sen} \alpha_b \\ C &= 2.28 g H_b \\ (\text{unidad: } m, \text{seg}) \end{aligned} \right\} \quad (4.12)$$

La figura 4.11, es el diagrama de cálculo de la ecuación 4.12, de donde la velocidad de la corriente litoral se obtiene como sigue:

- 1) Se busca el punto de intersección de la línea que conecta los valores T y  $H_b$  y la primera línea de transición.
- 2) Se conectan el punto de intersección de (1) y el valor de  $i$  (la pendiente del fondo) para buscar el nuevo punto de intersección con el eje de  $H_b$ .
- 3) Se conectan el valor de  $\alpha_b$  y el valor de  $H_b$  sobre otro eje que está en la parte superior para buscar el punto de intersección con la segunda línea de transición.
- 4) Se conectan el punto de intersección de (2) y el punto de intersección (3) para buscar el valor de V (la velocidad de la corriente litoral).



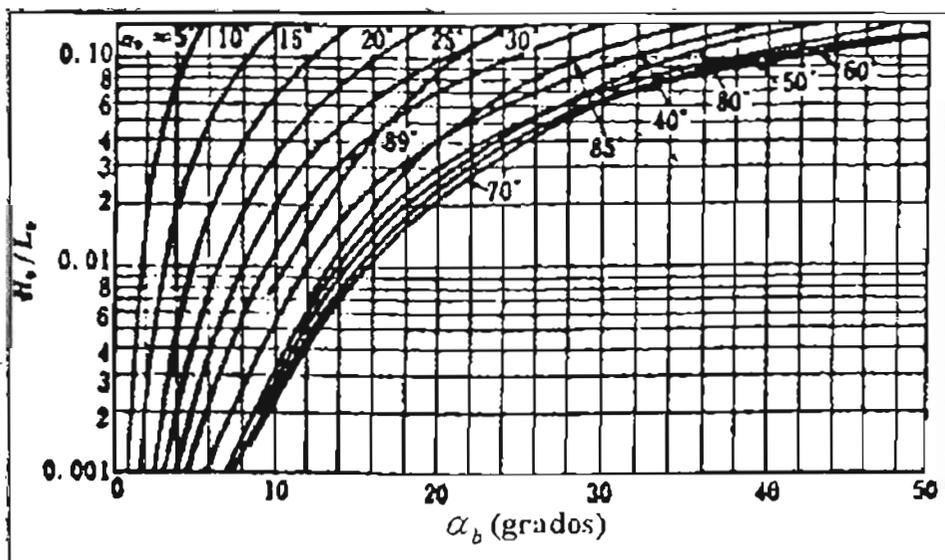


Fig. 4.13 Diagrama para encontrar  $\alpha_b$  desde  $H_o/L_o$  y  $\alpha_o$  cuando las líneas batimétricas son paralelas.

b) Fórmula tomando en cuenta la tensión radial.

En 1960, Longuet, Higgins y Stewart probaron que se podía considerar que una cierta fuerza actúa en la superficie del agua cuando existen oleajes y llamaron a esa fuerza tensión radial.

La "tensión radial" se ha usado por muchas personas para aclarar fenómenos de las corrientes litorales y del aumento del nivel de la superficie del agua que causa el oleaje.

Esta "tensión radial" y su aplicación, se explicarán más adelante, aquí solamente se describen las fórmulas de la corriente litoral que se ha obtenido tomando en cuenta la "tensión radial."

Longuet y Higgins, encontraron la forma de utilizar la tensión radial como sigue:

FES 31

$$V = \frac{5\pi}{8} U_{\max} \frac{i}{f} \text{sen} \alpha_b \text{cos} \alpha_b$$

Donde:

$U_{\max}$ : Velocidad de la partícula de agua en la línea de rompiente.

$f$ : Coeficiente de fricción en la zona de rompiente.

$\alpha_b$ : Ángulo del oleaje en la línea de rompiente.

En la línea de rompiente  $U_{\max}$  equivale a  $C_b$  que es  $\sqrt{gh_b}$ .

Por eso usando  $U_{\max} = \sqrt{gh}$

$$V = \frac{5\pi}{8} (gh)^{\frac{1}{2}} \frac{i}{f} \text{sen}.\alpha_b \text{cos}.\alpha_b$$

Además, sustituyendo  $h = \gamma H_b$  ( $\gamma = 1.2 \cong 0.7$ )

$$V = \frac{5\pi\gamma^{\frac{1}{2}}}{8f} i (gH_b)^{\frac{1}{2}} \text{sen}.\alpha_b \text{cos}.\alpha_b$$

$$V = C' i (gH_b)^{\frac{1}{2}} \text{sen}2\alpha_b \quad (4.13)$$

Longuet y Higgins dieron un valor de  $C = 9$  aproximado en la ecuación 4.13. para la línea de rompiente.

En la publicación del Coastal Engineering Research Center de U.S.A. el valor de  $C = 20.7$  se obtuvo a la comparación con datos experimentales como sigue:

$$V = 20.7 i (gH_b)^{\frac{1}{2}} \text{sen}2\alpha_b \quad (4.14)$$

En todas las fórmulas la velocidad de ola de la corriente a lo largo de la costa es cero cuando el ángulo de incidencia del oleaje también es cero. La mayoría de las fórmulas fueron obtenidas considerando el balance del flujo de momento en la zona de rompientes aplicando el primer tratamiento seguido por Putnam, Munk y Taylor.

En la tabla 4.1, se presenta un resumen de las fórmulas más usadas para el cálculo de la velocidad.



Tabla 4.1 Lista de fórmulas de la velocidad de la corriente a lo largo de la costa

| AUTOR                         | FÓRMULA   |
|-------------------------------|---|
| Putnam - Munk - Taylor (1949) | $V = \frac{a}{2} \left\{ \left( 1 + \frac{4C}{a} \operatorname{sen} \alpha_h \right)^2 - 1 \right\}^{1/2}$ $a = 0.116 H_b \cos \alpha_h b \text{ (ft.) } C = \left\{ 2.28 g H_b \right\}^{1/2}$   |
| Jain - Quinn                  | $V = \left\{ \left( \frac{4}{4*2} + Y \right)^2 - \frac{1}{2X} \right\}^{1/2}$ $X = 0.46 H_b \cos \alpha_h \pi \quad Y = C \operatorname{sen} \alpha_h \quad C = \left\{ 2.28 g H_b \right\}^{1/2}$   |
| Nagai (1954)                  | $V = \frac{1}{8} C_{H,K} \left\{ \left( 1 + \frac{16 \operatorname{sen} \alpha_h}{KH_b} \right)^2 - 1 \right\}^{1/2} \quad K = \text{const.}$   |
| Kalvin - Eagleson (1964)      | $V = K g T \operatorname{sen}^2 \alpha_h \quad K = \text{const.}$   |
| Eagleson (1965)               | $V = \left\{ 1 - \frac{V(0)^2}{A} e^{-Bx} \right\}^{1/2} A^2$ $A = \frac{3}{8} \left\{ \frac{g H_b^2 n_h}{h_b} \right\} \frac{\operatorname{sen} \beta \operatorname{sen} \alpha_h - \operatorname{sen} 2 \alpha_h}{f}$ $\beta = \frac{2}{5} \left\{ \frac{f}{h_b \cos \beta \operatorname{sen} \alpha_h} \right\}$ |
| Sato y Tanaka (1966)          | $V = K_0 \left\{ \frac{i H_0^5}{T^3} \operatorname{sen} 2 \alpha_h \right\}^{1/3} \quad K_0 = 1.6 \text{ (costa de Kashima Japón)}$   |
| Shadrin (1961)                | $V = \pm \left\{ 1.11 \frac{H_b}{T} (g H_b)^2 \left( 1 - \frac{\ell_1}{\ell_2} \right) \right\}^{1/2}$ <p style="text-align: center;"><math>\ell_1, \ell_2</math>, distancia entre la barra y la línea de costa</p>   |
| Brunn (1962)                  | $V = \frac{Q_b X \cos \alpha_h}{A_c T}$ <p style="text-align: center;"><math>A_c</math> = Área de sección transversal de la zona de rompientes</p>  |
| Brunn (1962)                  | $V = \left\{ \frac{2 g Q_b \operatorname{sen} 2 \alpha_h}{L_b f} \right\}^{1/2} \quad L_b = \text{Longitud del oleaje rompiente}$   |

En la tabla 4.1 el significado de las variables corresponde a:

$H_b$  = Altura del rompiente.

$H_0$  = Altura de la ola en aguas profundas.

$h_b$  = Profundidad de rompiente.

$C_b$  = Celeridad del oleaje rompiente.

$i$  =  $\tan \beta$  ; pendiente media del fondo en la zona de rompientes.

$\alpha_b$  = Angulo entre el frente del oleaje y la línea de costa en la rompiente.

$T$  = Periodo del oleaje.

$g$  = Aceleración de la gravedad.

$n_b$  = Relación de la celeridad de grupo y la celeridad del oleaje en la rompiente.

$Q_b$  = Volumen de fluido que entra a la zona de rompientes a través de la línea de rompiente por unidad de cresta y por oleaje.

$f$  = Factor de fricción de Darcy-Weisbach.

$X$  = Coordenada horizontal medida positivamente en la dirección paralela a la costa, con origen en la intersección de la barrera y la línea de costa (Eagleson, 1965), o la distancia del origen de las corrientes de retorno (Brunn, 1963).



---

# CAPÍTULO V

## DISTRIBUCIÓN DE

## SEDIMENTOS EN LA PLAYA

FE:

ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

## CAPÍTULO V

### DISTRIBUCIÓN DE SEDIMENTOS EN LA PLAYA.

#### V.1 DESCRIPCIÓN DE LA COMPOSICIÓN GRANULOMÉTRICA DE LOS SEDIMENTOS.

Las características de los materiales del fondo del mar, son un factor importante en la determinación de los mecanismos del movimiento del sedimento costero, debido a la acción del oleaje y las corrientes. Desde el punto de vista ingenieril, la dirección dominante del transporte litoral es uno de los elementos más importantes a determinar y frecuentemente se investiga por la variación a lo largo de la costa de las características del sedimento.

*Las propiedades físicas del sedimento que deben conocerse para investigar los cambios que sufre la costa, así como el transporte litoral, son la distribución de tamaños, forma, redondez y composición mineralógica. De las propiedades anteriores la distribución de tamaño y la composición mineralógica son las más importantes.*

En muchas playas la distribución de tamaños en perfiles playeros presenta el mismo patrón. Especialmente en las formaciones costeras llamadas Cuspate, en la figura 5.1. se muestra la distribución de tamaños en los cuspates, en donde se observa que el sedimento es más grueso en la cresta del cuspate que en el valle.

Por consiguiente, cuando se investigue la distribución de tamaños de los sedimentos a lo largo de la costa, se deberá tener cuidado de los efectos locales de la topografía local, tales como la cuspates, decidiendo cuidadosamente los puntos de muestreo.

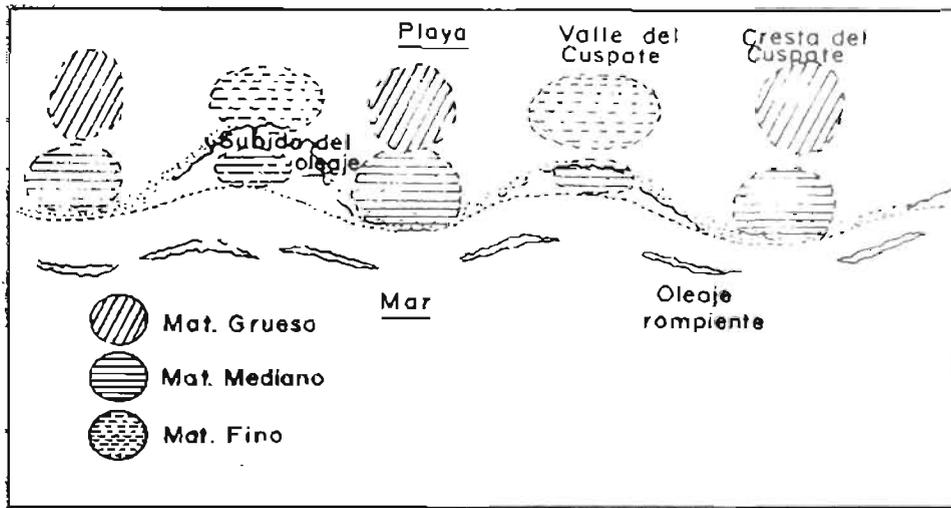


Fig. 5.1 Distribución de tamaños del sedimento en la cuspate.

## V.2 ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DE LOS SEDIMENTOS PLAYEROS.

Los sedimentos de las playas no son de tamaño uniforme sino de una mezcla de varios tamaños. Con el objeto de realizar una clasificación de los diferentes tamaños de los sedimentos, que forman una muestra de material playero, es necesario realizar un análisis por medio de mallas. En la tabla 5.1, se muestran las mallas Tyler Estándar y U.S. Beureu of Standars con sus correspondientes aberturas.

FE

| TYLER STANDARD |                 | U.S BUREAU OF STANDARDS |                 |
|----------------|-----------------|-------------------------|-----------------|
| MALLA          | ABERTURA EN MM. | NUMERO                  | ABERTURA EN MM. |
| 3"             | 76.02           | 4"                      | 101.6           |
| 2"             | 50.8            | 2"*                     | 50.8-           |
| -              | 26.67           | 1"*                     | 25.4            |
| -              | 18.85           | 1/2"*                   | 19.1            |
| -              | 13.33           | 1/4"*                   | 12.7            |
| -              | 9.423           | 3/8"*                   | 9.52            |
| 3              | 6.680           | 1/2"                    | 6.35            |
| 4              | 4.699           | 4*                      | 4.76            |
| 6              | 3.327           | 6                       | 3.36            |
| 8              | 2.362           | 8                       | 2.38            |
| 9              | 1.981           | 10*                     | 2.00            |
| 10             | 1.651           | 12                      | 1.68            |
| 14             | 1.168           | 16                      | 1.19            |
| 20             | 0.833           | 20*                     | 0.810           |
| 28             | 0.589           | 30                      | 0.590           |
| 35             | 0.417           | 40*                     | 0.420           |
| 48             | 0.295           | 50                      | 0.297           |
| 60             | 0.246           | 60*                     | 0.250           |
| 65             | 0.208           | 70                      | 0.210           |
| 100            | 0.147           | 100*                    | 0.149           |
| 150            | 0.104           | 140                     | 0.105           |
| 200            | 0.074           | 200*                    | 0.074           |
| 270            | 0.053           | 270                     | 0.053           |
| 400            | 0.038           | 400                     | 0.037           |

Tabla 5.1 Normas de aberturas para las mallas Tyler Estándar y U.S. Beareu Standars.

En general, solo algunas mallas son suficientes para definir convenientemente la distribución de tamaños de una muestra de material playero. Por ejemplo en la Secretaria de Comunicaciones

y Transportes de México, se usan las mallas señaladas con asterisco en la tabla 5.1, para pruebas de rutina.

El procedimiento de prueba para un análisis de mallas consiste en lo siguiente:

- a) Se seca la muestra de material playero en un horno y se pesa.
- b) En un juego de mallas, dispuesto en orden descendente incluyendo tapa y charola, efectúese un cribado vigoroso durante 5 minutos como mínimo; es conveniente para ello, disponer de un dispositivo mecánico especial.
- c) Se pesaran los retenidos en cada malla, cuidando que ninguna partícula quede adherida en sus entramados. Obteniendo así los porcentajes parciales retenidos, referidos al peso total de la muestra. Estos porcentajes, sumados a los de todas las mallas mayores, dan el porcentaje retenido total hasta esa cierta malla (porcentaje acumulado), cuyo complemento a 100% es el porcentaje de muestra menor que la abertura de tal malla. Con tales datos puede dibujarse la curva acumulativa (distribución de tamaños de la muestra).

### V.2.1 Representación gráfica de datos granulométricos.

Los datos obtenidos con el análisis granulométrico se pueden representar gráficamente de varias formas.

En todos los métodos se toman como abscisas los diámetros de las partículas y, como ordenadas las frecuencias. Los análisis granulométricos se pueden representar gráficamente, ya sea en milímetros, directamente, empleando papel con escala logarítmica, o en unidades  $\phi$  y en papel aritmético.

Según Krumbein, el tamaño se puede clasificar utilizando las unidades  $\phi$  por medio de la siguiente ecuación:

$$\phi = -\log_2 d$$

Donde:

$d$  = Diámetro de las partículas en mm.

La tabla 5.2 muestra la relación entre las unidades  $\phi$  y  $d$  en mm.

|                 |       |       |       |       |       |       |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $\phi$          | 0.5   | 1.0   | 1.5   | 2.0   | 2.5   | 3.0   |
| $d(\text{mm.})$ | 0.707 | 0.500 | 0.345 | 0.250 | 0.177 | 0.125 |

|                 |      |      |      |      |      |      |      |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|
| $\phi$          | -3.0 | -2.5 | -2.0 | -1.5 | -1.0 | -0.5 | 0    |
| $d(\text{mm.})$ | 8.00 | 5.66 | 4.00 | 2.83 | 2.00 | 1.41 | 1.00 |

Tabla 5.2 Relación entre las dimensiones  $\phi$  y  $d$  en mm.

A continuación se presentan dos métodos de representación gráfica del análisis de la distribución de tamaños.

1) Representación gráfica de la curva acumulada con ordenadas aritméticas.

Este es el método de representación más comúnmente usado. En este método el eje de las ordenadas tiene una escala aritmética marcada de 0 a 100% con los porcentajes acumulados. En el eje de las abscisas se marcan los tamaños de las partículas, pudiéndose acotar éstos en milímetros (en cuyo caso se tiene que emplear papel semilogarítmico), tal como se muestra en la figura 5.2, o en unidades  $\phi$  (en cuyo caso se tiene que emplear papel milimétrico) tal como se muestra en la figura 5.3.

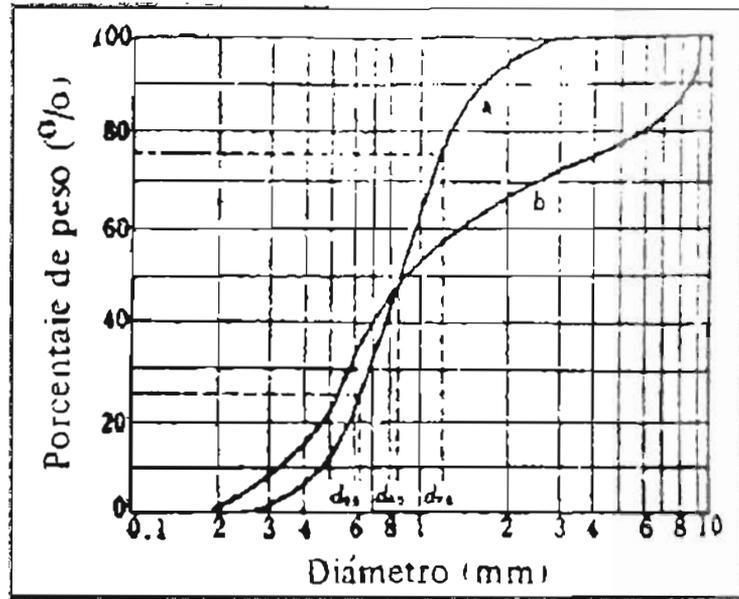


Fig. 5.2 Curva granulométrica en papel semilogaritmico.

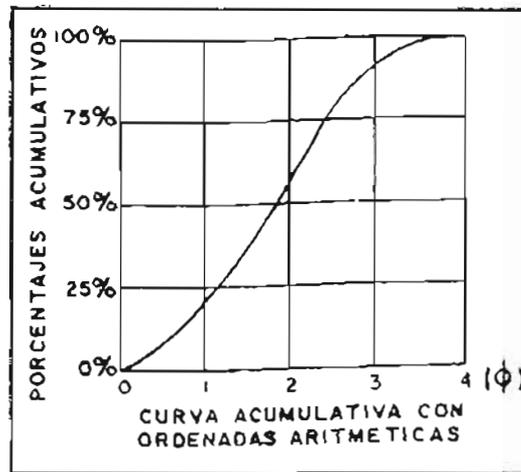


Fig. 5.3 Curva granulométrica en papel milimétrico.

El análisis granulométrico proporciona normalmente una curva en forma de "S". la ventaja de la curva acumulativa es que en ella se pueden leer exactamente todos los parámetros estadísticos, pudiéndose así comparar cuantitativamente las muestras.

La forma de la curva es independiente de las mallas empleadas y la única desventaja es su difícil interpretación a primera vista, cuando no se tiene experiencia. No es pictórica. También, si el intervalo entre las mallas es grande, el dibujo de la curva está sujeto a un error considerable.

## 2) Representación gráfica de la curva acumulativa con ordenadas de probabilidad.

En este método, la curva acumulativa se traza usando en el eje de las ordenadas una escala de probabilidad con acotaciones de 0.01 a 99.99% y en el eje de las abscisas se marcan los tamaños de las partículas en dimensiones de  $\phi$  (escala aritmética).

Al trazar en papel de probabilidad la curva acumulativa de un sedimento que se distribuye de acuerdo a la distribución normal de probabilidades, se obtiene una línea perfectamente recta, cuya posición depende del tamaño promedio de las partículas y cuya pendiente depende del grado de clasificación. Esto es porque la escala de probabilidad es muy condensada en su parte media (entre 30 y 70%) y muy extendida en los extremos (debajo del 10 y arriba del 90%); por medio de ella se endereza la curva en forma de "S" que se obtendría al emplear ordenadas aritméticas. (Ver figura 5.4).



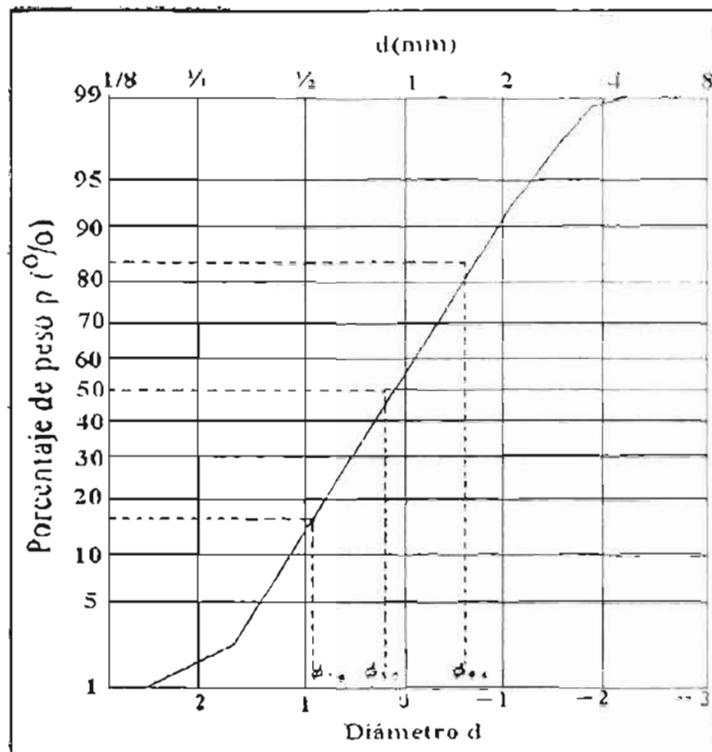


Fig. 5.4 Curva granulométrica en papel de probabilidad

Este tipo de gráfica es muy útil para estudiar que tanto se aleja la distribución de tamaños de una muestra de la distribución normal de probabilidades. Además, ya que en el papel de probabilidad “las colas” se enderezan, y la muestra tiende a representarse con una línea recta, es posible leer parámetros estadísticos con mucha mayor exactitud, debido a la facilidad de interpolar y extrapolar. En consecuencia, esta es la curva que debe emplearse para determinar los parámetros estadísticos. Su única desventaja es que todavía es menos pictórica que la curva acumulativa y que no es de uso muy común.

### V.2.2 Parámetros estadísticos granulométricos.

Una vez dibujada la curva granulométrica, es fácil determinar cualquier diámetro de la muestra, donde el subíndice “n” indica el porcentaje en peso de la muestra que contiene partículas que son menores o iguales que  $d_n$ .



$d_i$  : Diámetro medio correspondiente a cada intervalo en que se dividió la curva granulométrica.

En general,  $d_{50}$  es un poco diferente de  $d_m$ , usándose en la práctica  $d_{50}$  más que  $d_m$ .

- Coeficiente de clasificación.

Este coeficiente expresa el grado de clasificación de la muestra y cuanto más se acerca a uno, más se igualan los diámetros de las partículas de la muestra, es decir, la muestra está constituida por partículas de igual tamaño.

El coeficiente de clasificación se define como:

$$S_o = \left( \frac{d_{75}}{d_{25}} \right)^{1/2}$$

Donde:

$d_{75}$ ,  $d_{25}$ . Corresponden al 75 y del 25% de la curva granulométrica, respectivamente.

- Coeficiente de desviación.

Este coeficiente indica el grado de desviación de los tamaños que son diferentes del diámetro central. Cuando la curva granulométrica tiende hacia los tamaños mayores, el coeficiente de desviación tendrá un valor mayor que uno, y cuando tiende hacia los tamaños menores el coeficiente de desviación tendrá un valor menor que uno.

El coeficiente de desviación se define:

$$S_k = \frac{d_{75} * d_{25}}{(d_{50})^2}$$

Donde:

$d_{75}$ ,  $d_{50}$  y  $d_{25}$ , corresponden al 75, 50 y 25% de la curva granulométrica, respectivamente

2) Parámetros estadísticos para curvas granulométricas dibujadas en papel milimétrico y papel de probabilidad.

Los parámetros estadísticos más útiles que ayudan a observar las características de la curva granulométrica, usando unidades  $\phi$  son:

- Diámetro central.

$$MD\phi = \phi 50$$

- Diámetro medio.

$$M\phi = \frac{1}{2} (\phi 84 + \phi 16)$$

- Coeficiente de clasificación.

$$\sigma\phi = \frac{1}{2} |\phi 84 - \phi 16|$$

Si  $\sigma\phi = 0$ ; la muestra está constituida por partículas de igual tamaño.

- Coeficiente de desviación.

$$\alpha\phi = \frac{M\phi - MD\phi}{\sigma\phi}$$

Si  $\alpha\phi = 0$ ; la distribución de tamaños es simétrica respecto al diámetro central.

$\phi 50$ ,  $\phi 84$ ,  $\phi 16$  ; indican el diámetro correspondiente al porcentaje en peso del 50, 84 y 16% de la curva granulométrica, respectivamente, en unidades  $\phi$ .

La American Geophysical Union subdivide en varias clases el tamaño del sedimento. En la tabla 5.3, se muestra la lista completa de grupos y clases.

| GRUPO          | CLASE       | TAMAÑO (en mm)   |
|----------------|-------------|------------------|
| Cantos rodados | Muy grandes | 2.000 - 4.000    |
|                | Grandes     | 1.000 - 2.000    |
|                | Medianos    | 500 - 1.000      |
|                | Pequeños    | 150 - 500        |
| Guijarros      | Grandes     | 130 - 250        |
|                | Pequeños    | 64 - 130         |
| Grava          | Muy gruesa  | 32 - 64          |
|                | Gruesa      | 16 - 32          |
|                | Mediana     | 8 - 16           |
|                | Fina        | 4 - 8            |
|                | Muy fina    | 2 - 4            |
| Arena          | Muy gruesa  | 1 - 2            |
|                | Gruesa      | 0.5 - 1          |
|                | Mediana     | 0.25 - 0.5       |
|                | Fina        | 0.125 - 0.25     |
|                | Muy fina    | 0.062 - 0.125    |
| Limo           | Grueso      | 0.031 - 0.062    |
|                | Mediano     | 0.016 - 0.031    |
|                | Fino        | 0.008 - 0.016    |
|                | Muy fino    | 0.004 - 0.008    |
| Arcilla        | Gruesa      | 0.002 - 0.004    |
|                | Mediana     | 0.001 - 0.002    |
|                | Fina        | 0.0005 - 0.001   |
|                | Muy fina    | 0.00024 - 0.0005 |

Tabla 5.3 Clasificación de la American Geophysical Union para el tamaño de los sedimentos.

### V.3 SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS DE LAS MUESTRAS DE LOS SEDIMENTOS.

Comúnmente, la composición mineralógica se analiza únicamente contra minerales pesados porque los minerales especiales pueden indicar claramente la diferencia del campo de materiales ordinarios tales como la roca común, la cual tiene una gravedad específica (densidad relativa  $\rho = 2.65$ ).

Estos materiales pesados son separados de la arena natural usando líquidos pesados tales como el tetrabromuro de etileno cuya gravedad específica es de 2.95

La metodología de la separación de material pesado se realiza como sigue:

- a) La muestra de arena se lava con agua dulce para quitarle la sal contenida en ella.
- b) Secas las muestras, se criban mecánicamente usando varios tamaños de tamices (mallas).
- c) La arena de cada fracción de tamaños contenida en cada uno de los tamices se coloca en una probeta, vaciando un líquido pesado hasta que se derraman los minerales menos pesados.
- d) Los minerales asentados en el fondo de la probeta, se usarán como muestra para el análisis de la composición mineralógica.

### V.4 DISTRIBUCIÓN DE LOS SEDIMENTOS EN UN PERFIL DE PLAYA.

Como se ha explicado en el capítulo III, los sedimentos en la playa de altamar se mueven sobre el fondo con sentido hacia tierra al pasar las crestas de los oleajes y se mueven en suspensión en el valle de los oleajes, resultando que cuando las partículas son de tamaño pequeño, éstas se moverán hacia el mar, debido a que las partículas de menor tamaño fácilmente se ponen en suspensión.

Por otro lado, cuanto menor es la profundidad, mayor será la fuerza del oleaje actuando sobre el fondo. Resultando que cuando el fondo es poco profundo, el tamaño de las partículas será mayor.

De lo anterior se concluye que en la zona de rompiente, el tamaño de las partículas tiende a ser mayor que en la playa de altamar, porque es grande la perturbación de agua ocasionada por el rompiente del oleaje. No pudiendo existir partículas finas de sedimento.

En la figura 5.5 se indica como ejemplo, los resultados de mediciones realizadas por Ichikawa en 1975, en un perfil de playa de la costa de Tagonoura en Japón. Las mediciones se realizaron en la marea de acción transversal en diferentes tiempos, con el fin de encontrar la distribución de los tamaños de los sedimentos a lo largo del perfil de la playa. La playa es de grava y se encontró que el tamaño de los sedimentos tiene una relación más estrecha con la profundidad que con la distancia a la línea de playa.

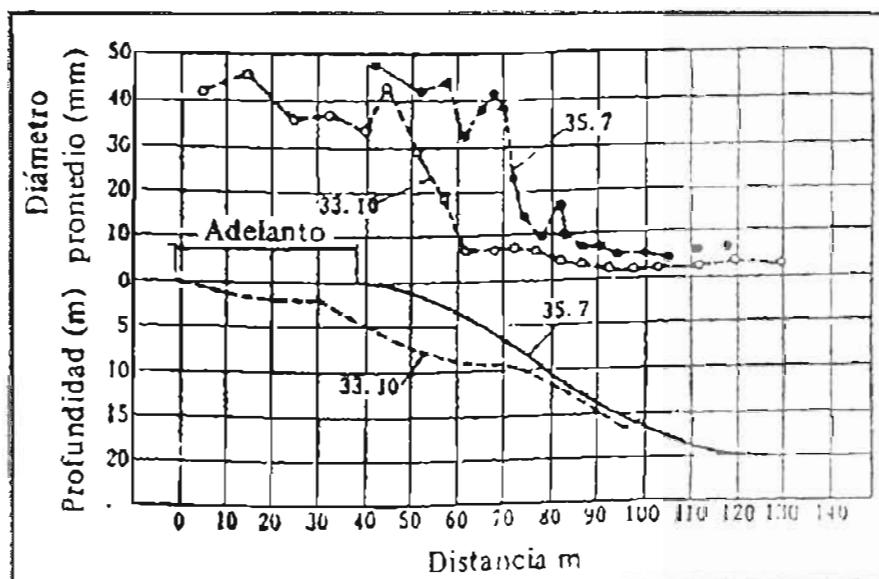


Fig. 5.5 Distribución del tamaño de los sedimento a lo largo del perfil de la playa en la costa de Tagonura en Japón.

La figura 5.6 Indica la relación obtenida, a partir de mediciones realizadas por Sato, entre el diámetro central y la profundidad en la costa de Tamakomai en Japón. La playa es arenosa y casi siempre existen barras entre los 2 y los 3 m de profundidad, en donde el tamaño de los sedimentos es mayor.

La distribución de tamaños de los sedimentos a lo largo del perfil de playa, presenta el máximo valor en la vecindad de la primera berma y en la vecindad de las barras, y al alejarse hacia el mar el tamaño de los sedimentos casi no cambia con la profundidad. Lo que indica que los sedimentos en tal profundidad no pueden trasladarse ni con oleajes de tormenta.

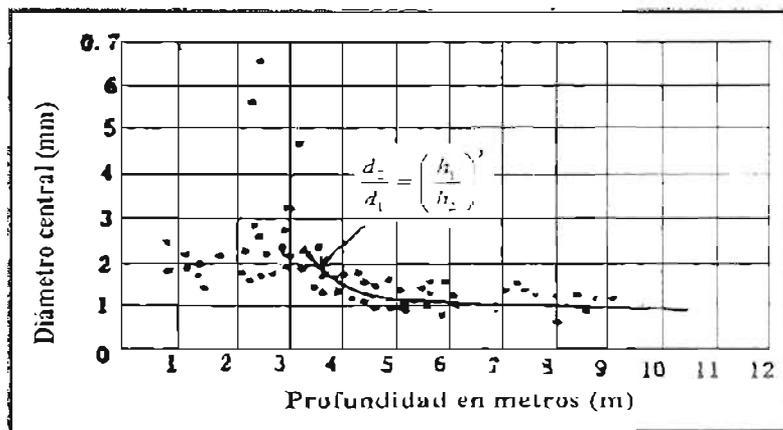


Fig. 5.6 Relación entre el tamaño de los sedimentos y la profundidad en la costa de Tamakomai en Japón.

Las playas expuestas al oleaje no pueden estar formadas por limo y arcillas, ya que son materiales que fácilmente son puestos en suspensión y transportados por las corrientes. Los sedimentos con mayor diámetro tienden a formar playas con mayor pendiente debido a su permeabilidad.

En la figura 5.7 se indica la relación entre el diámetro del material y la pendiente media de la playa, obtenida en investigaciones realizadas en los Estados Unidos por Wiegel en 1964.

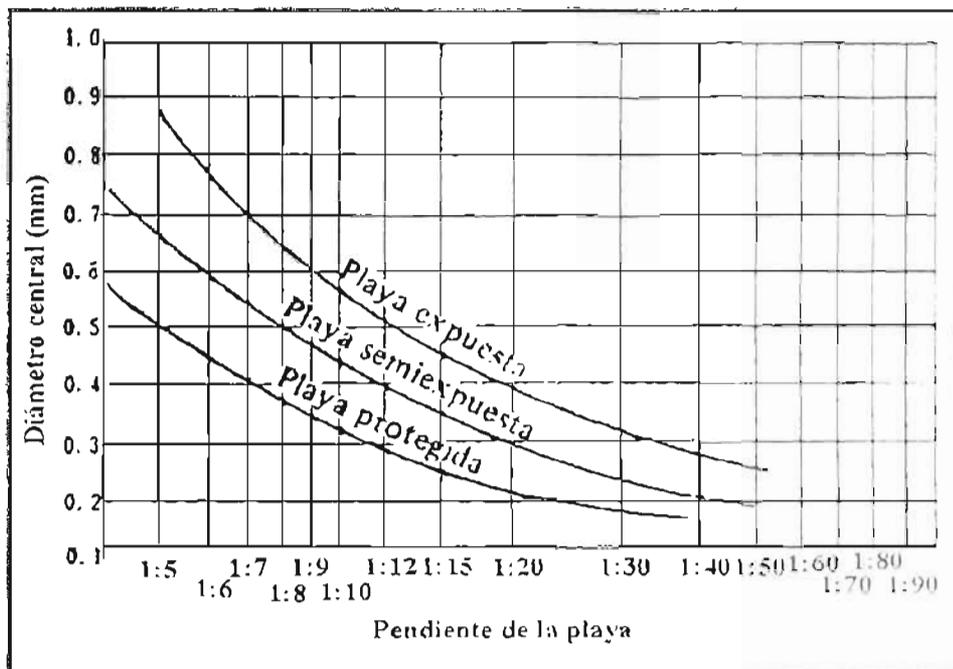


Fig. 5.7 Relación entre el diámetro de los sedimentos y la pendiente media de la playa.

## V.5 DISTRIBUCIÓN DE LOS SEDIMENTOS A LO LARGO DE LA LÍNEA DE COSTA.

A lo largo de la línea de playa, los sedimentos se distribuyen debido a la acción de los oleajes y las corrientes. En la figura 5.8, se muestra la distribución del diámetro de sedimentos a lo largo de la playa Oarai en Japón, donde la mayor parte de los sedimentos descargados por el río Naka hacia el mar son transportados hacia Kashima, debido a que la dirección predominante del oleaje es como se indica en la figura.

Observándose que los sedimentos con menor diámetro medio se alejan de la boca del río, porque cuanto menor es el diámetro del material, más fácilmente se ponen en suspensión y son transportados por las corrientes litorales y en la vecindad del Cabo Oarai se observan tamaños

grandes de sedimento, debido a la turbulencia ocasionada por la concentración del oleaje en esta protuberancia de la costa.

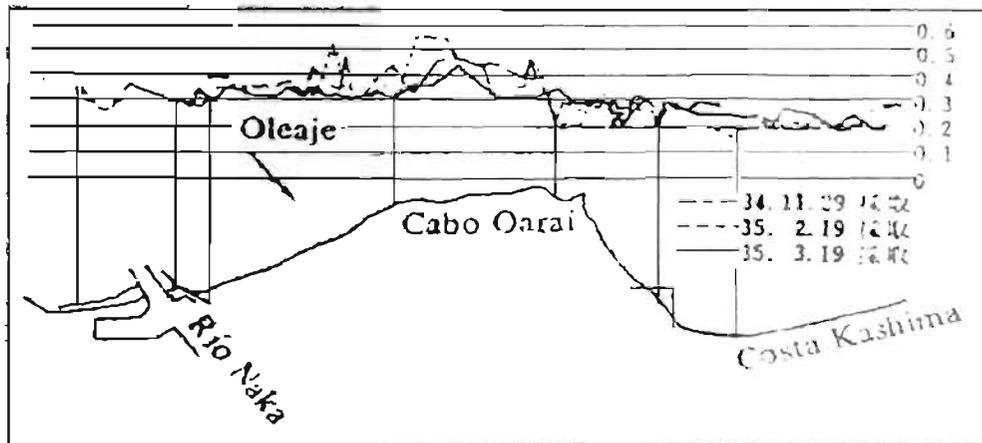


Fig. 5.8 Distribución del diámetro de sedimentos a lo largo de la línea de playa en Oarai en Japón (según Ijima y Sato, 1964).

La figura 5.9, muestra la distribución a lo largo de la costa del diámetro promedio y el porcentaje de mineral pesado de los sedimentos sobre la cara de la playa, en la costa de Sendai en Japón.

En esta figura se observa que el diámetro medio de los sedimentos es mayor en la vecindad de las bocas de los ríos Abukama y Natori; y al alejarse de estas bocas el diámetro promedio es menor. En este caso, la relación de disminución de los diámetros del material con la distancia, es más suave hacia el Norte que hacia el Sur.

Lo que indica que el sentido predominante del transporte litoral es hacia el norte. La distribución del porcentaje del contenido de mineral pesado también presenta la misma tendencia, debido a que los diámetros medios, con menor peso específico, son más fáciles de mover cuando actúan los oleajes y las corrientes.

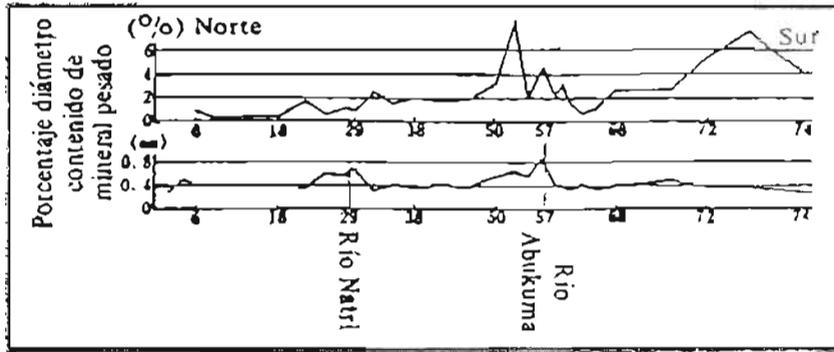


Fig. 5.9 Distribución del diámetro promedio y mineral pesado en la costa de Sendai, Japon

---

**CAPÍTULO VI**

**DIRECCIÓN Y CANTIDAD**

**DEL MOVIMIENTO DE ARENA**

## DIRECCIÓN Y CANTIDAD DEL MOVIMIENTO DE ARENA.

## VI.1 DIRECCIÓN DEL MOVIMIENTO DE ARENA.

Generalmente el movimiento de arena se divide en la componente del movimiento de la arena paralela a la costa y la componente del movimiento de la arena perpendicular a la misma.

Esta clasificación indica las componentes paralela y perpendicular a la costa del movimiento resultante cuando el sedimento se mueve del punto "a" hacia el punto "b" (como se muestra en la figura 6.1).

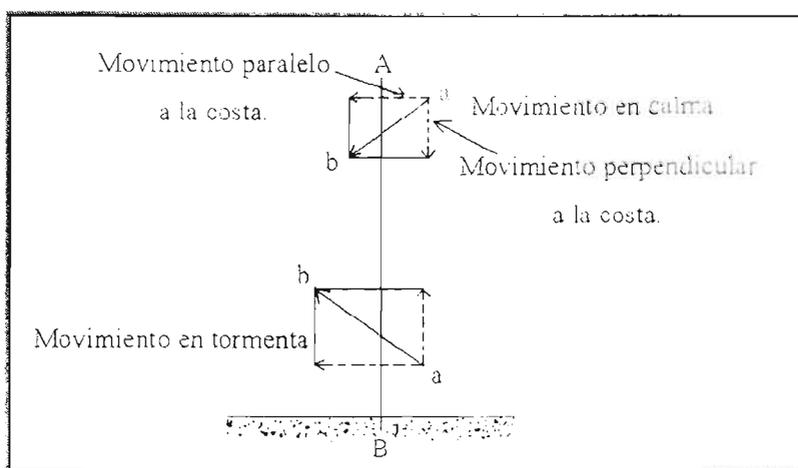


Fig. 6.1 Componentes del movimiento de arena.

La dirección del movimiento resultante de la arena al relacionar las componentes del movimiento antes mencionado, tiene mucha relación con la magnitud de los oleajes incidentes, pudiéndose establecer que el movimiento de arena tendrá una orientación hacia el mar en época de tormentas y una orientación hacia tierra en época de calma con oleajes pequeños.

Los oleajes y las corrientes en la naturaleza varían con el tiempo, resultando como consecuencia una variación de la magnitud del transporte litoral. Pero al considerar un periodo de tiempo largo (una estación o un año), existirá la posibilidad de entender la orientación predominante del

Transporte litoral para cada costa. Esta orientación se conocerá al investigar en el campo las siguientes características:

a) Variación de la composición de tamaños y mineral pesado de los sedimentos a lo largo de la costa.

b) Componentes a lo largo de la costa de la potencia del oleaje.

En general, al sumar las componentes a lo largo de la costa de la potencia del oleaje (flujo de energía del oleaje) durante largo tiempo, la orientación predominante de esa suma coincidirá con la orientación del transporte litoral. Pero en lugares donde la corriente oceánica es fuerte, es necesario tomar en cuenta esta corriente para definir la orientación predominante del transporte litoral. El método de cálculo de las componentes a lo largo de la costa de la potencia del oleaje se explicará posteriormente.

c) Configuración de la playa y características de los sedimentos alrededor de estructuras, tales como escolleras, rompeolas, espigones, etc.

Generalmente, cerca de una estructura, la línea de playa avanza hacia el mar en el lado de arriba con respecto al movimiento del transporte litoral y retrocede hacia tierra en el lado de abajo con respecto al movimiento del transporte litoral y la pendiente de la cara de la playa se hace más abrupta en el lado de arriba del transporte litoral y más pequeña en el lado de abajo. (Lo anterior se puede observar en la figura 6.2).

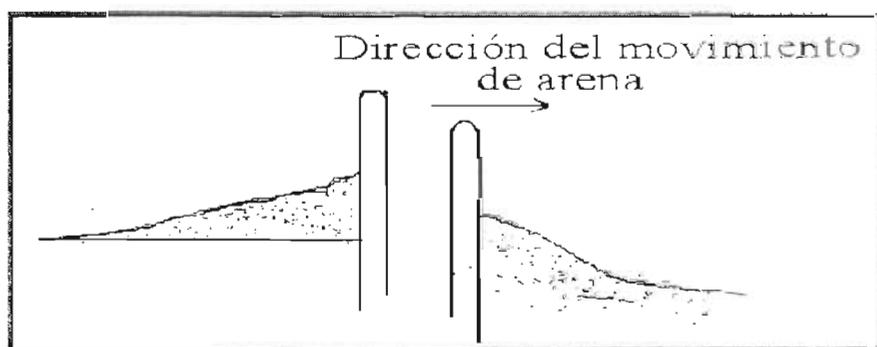


Fig. 6.2 Configuración alrededor de estructuras.

d) Configuración alrededor de cabos o bocas de ríos.

Si no existen espigones en la boca de ríos, generalmente la boca presenta la tendencia de desviarse hacia la orientación del movimiento del transporte litoral, tal como se indica en la figura 6.3 (a). Esta desviación tiene relación con la orientación del río aguas arriba y con el caudal del mismo, por lo que en ocasiones la boca del río se desvía en dirección contraria a la del transporte litoral.

Alrededor de cabos, el ancho de la playa es mayor en el lado superior con respecto al movimiento del transporte litoral y más pequeño en el lado inferior del mismo, tal como se indica en la figura 6.3 (b).

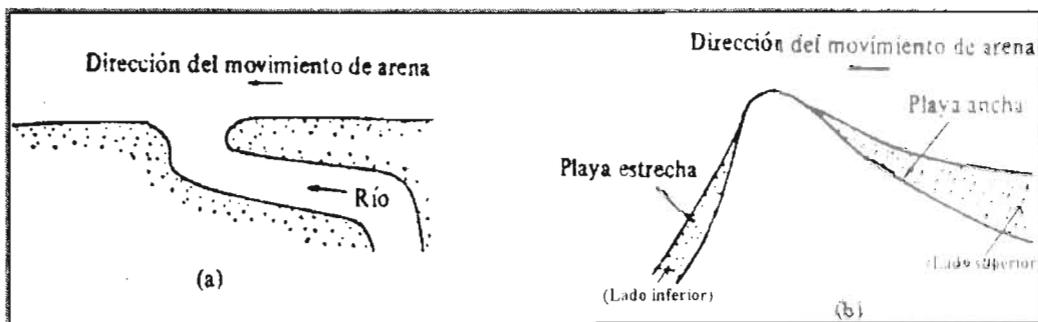


Fig. 6.3 Configuración alrededor de la boca de ríos y cabos.

Es difícil, o muchas veces se cometen errores graves, al decidir la orientación del transporte litoral al investigar una, o sólo algunas, de las características descritas anteriormente, resultando necesario investigar en la medida de lo posible todas las características mencionadas.

Generalmente, la orientación del transporte litoral cambia con la estación, resultando peligroso decidir la orientación del mismo con base en la investigación de las características mencionadas durante una sola campaña estacional.

## VI.2 CÁLCULO DE LA CANTIDAD DEL TRANSPORTE LITORAL.

En la zona de rompientes una gran cantidad de arena es transportada por la acción de oleajes y corrientes litorales. Sin embargo, el mecanismo del transporte de arena no se conoce aún. Por lo anterior, algunas veces, es útil poner el mecanismo desconocido dentro de un modelo conceptual

de caja negra, como se indica en la figura 6.4., En esta caja negra no es necesario saber que pasa dentro de ella y examinaremos únicamente la relación entre lo que entra y lo que sale.

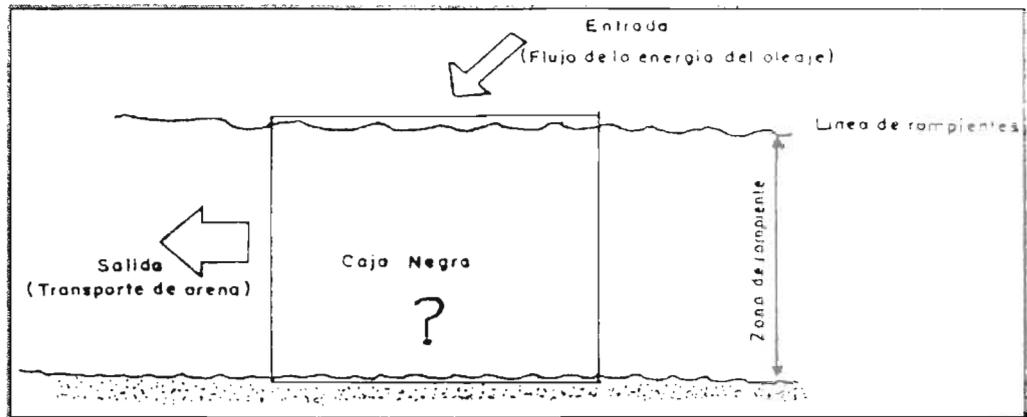


Fig. 6.4 Modelo de caja negra para el cálculo del transporte litoral a lo largo de la costa.

Lo que sale de la caja negra corresponde a la cantidad de transporte litoral a lo largo de costa y lo que entra corresponde a los oleajes. Existen muchos parámetros que representan las características del oleaje, tales como; la altura, el periodo, la esbeltez, la energía del oleaje, el flujo de energía del oleaje etc. De los cuales, el que se utilizará será el flujo de la energía del oleaje, porque la energía se consume al transportar los materiales del fondo. En adición, el flujo de la energía del oleaje es proporcional al cuadrado de la altura de la ola y la ocurrencia del mecanismo de corrientes litorales como se ha explicado anteriormente, también depende del cuadrado de la altura de la ola. Por todo lo anterior, resulta necesario estudiar la relación de la entrada y salida del modelo de caja negra expresado como:

$$Q = F(P \ell_s) \quad (6.1)$$

Donde:

Q: Transporte litoral a lo largo de la costa

$P \ell_s$ : Componente a lo largo de la costa del flujo de la energía del oleaje.

F: Función.

Muchos investigadores han estudiado la relación de la ecuación (6.1) y más concretamente la han expresado como:

$$Q = \alpha P^n \ell_s$$

Donde:

Q: Transporte litoral que pasa por una superficie perpendicular a la línea de costa en un tiempo dado.

$\alpha$ , n: coeficientes, cuyo valor se determina mediante mediciones en el campo. (o en base a modelos hidráulicos).

$P \ell_s$ : Parámetro proporcionado por la componente por unidad de ancho a lo largo de la costa, de la energía de la ola que se transporta en un tiempo dado. A continuación se indica la manera de calcular el parámetro  $P \ell_s$ . Tomando como referencia la figura 6.5, la energía de una ola significativa en la línea de rompiente que se transporta por una unidad de ancho de cresta de oleaje se expresa como:

$$W_b = \left\{ \frac{pg}{8} \left( \frac{H_1}{3} \right)^2 C_g \right\}_b \tag{6.2}$$

↑  
(Energía del oleaje)

El subíndice b, indica en la línea de rompiente y  $C_g$  indica la celeridad de grupo. La energía transportada por el ancho  $b_b$  se expresa como  $b_b W_b$ . La componente  $b_b W_b$  a lo largo de la costa es  $b_b W_b \text{sen} \alpha_b$ ,

$$(b_b) (W_b) * \text{sen}(\alpha)_b * \frac{1}{\cos \alpha_b} = W_b * \text{sen}(\alpha)_b * \cos(\alpha)_b \tag{6.3}$$

La suma de la componente de la energía transportada durante largo tiempo se expresa como:



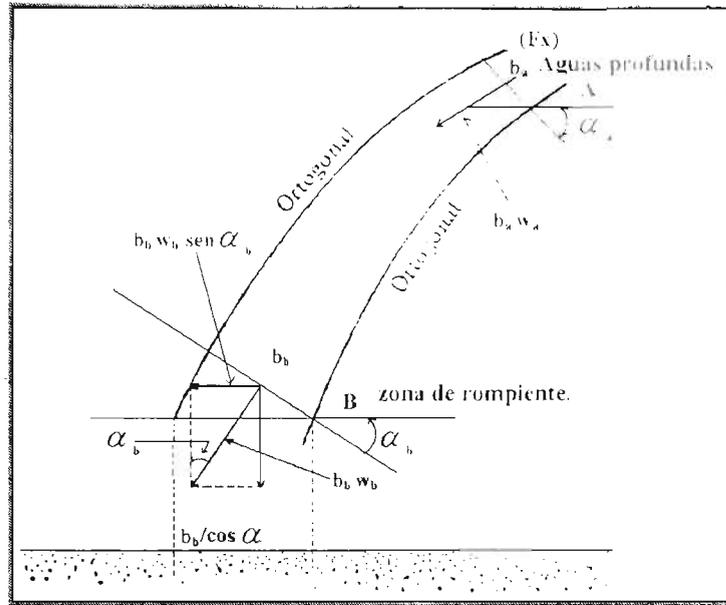


Fig. 6.5 Transmisión de la potencia de la ola

En la figura 6.5 si la energía del oleaje transportándose por el ancho  $b_a$  de la cresta se expresa como  $w_a b_a$ , al no haber cruce de la energía del oleaje entre ortogonales se puede obtener la siguiente ecuación:

$$b_a W_a = b_b W_b \tag{6.6}$$

Haciendo operaciones resulta:

$$W_b = \frac{b_a}{b_b} W_a = K_r^2 W_a = K_r^2 \left( \frac{\rho g}{8} \left( \frac{H_1}{3} \right)^2 Cg \right)_a \tag{6.7}$$

Donde  $K_r$ , corresponde al coeficiente de refracción entre A y B, pudiendo expresar la ecuación (6.4) como:

$$P \ell_s = \sum W_b^* \sin(\alpha)_b^*$$

$$P\ell_s = \sum K_r^2 \left( \frac{\rho g}{8} \left( \frac{H_1}{3} \right)^2 C_{s,a} \sin(\alpha)_n * \cos(\alpha)_n \right)_b \quad (6.8)$$

Para utilizar la ecuación (6.8) es necesario calcular el coeficiente de refracción  $K_r$  y el ángulo de rompiente de cada oleaje, no resultando necesario calcular la altura del oleaje rompiente.

### VI.3 ECUACIONES DEL TRANSPORTE LITORAL A LO LARGO DE LA COSTA.

Se han realizado numerosos intentos para correlacionar las características de la acción del oleaje y de los sedimentos, en la cantidad del transporte litoral, pieza básica de todo proyecto costero.

En 1956, Caldwell, a partir del análisis de los volúmenes de arena atrapados por espigones en la costa californiana (U.S.A.), le permitieron conocer el transporte litoral con cierta exactitud. Posteriormente, muchos han sido los investigadores que han seguido analizando el tema.

En la tabla 6.1 se presenta una lista de las ecuaciones más representativas para calcular el transporte litoral a lo largo de la costa.

| INVESTIGADOR                               | FORMULA $Q(m^3/día)$<br>$P \ell S$ (Ton-m/día/m) | BASES DE LA FORMULA  |
|--|--|--|
| Caldwell(1956)                             | $Q = 1.21 P \ell S^{0.8}$                        | Sur de la boca del lago Wards Florida. (d = 0.3 - 0.7 mm)<br>Bahía Anaheim, California<br>d = 0.3 - 0.5 mm; H = 1.5 - 5 ft<br>T = 11.5 - 17.2 seg. |
| Savage (1959)                              | $Q = 0.217 P \ell S$                             | Varios datos de campo y laboratorio.   |
| Ijima, Sato, Aono y Ishii (1960)           | $Q = 0.130 P \ell S^{0.54}$                      | Costa de Fukue en Japon (d = 1-2 mm. H < 1m. T = 2-4 seg)  |
| Ichikawa, Ochiai, Tamita y Morobuse (1961) | $Q = 0.131 P \ell S^{0.30}$                      | Bahía Suruga. Tagonaura en Japon (d = 5-41 mm, tan (β) = 1.5 (1/10))   |
| Manoha(1962)                               | $Q = 0.786 P \ell S^{0.91} d^{0.59}$             | Varios datos de campo y laboratorio.   |
| Ijima, Sato y Tanaka (1964)                | $Q = 0.3 P \ell S$                               | Costa de kashima en Japon (d = 0.15- 0.20 mm. H < 4m)  |
| C.E.R.C. (1975)                            | $Q = 0.401 P \ell S$                             | Datos de campo por Komar Caldwell y Watts.   |

Tabla 6.1 Lista de ecuaciones representativas para el cálculo del transporte litoral a lo largo de la costa.

# CAPÍTULO VII

**MODELACIÓN HIDRÁULICA**

**DEL MOVIMIENTO DE ARENA**

FES

## CAPÍTULO VII

### MODELACIÓN HIDRÁULICA DEL MOVIMIENTO DE ARENA.

#### VII.1 EJEMPLO DE ESTUDIO DEL MOVIMIENTO DE ARENA EN LAS COSTAS DE MÉXICO.

En el presente capítulo se describirán a manera de ejemplo los métodos y resultados obtenidos de mediciones del movimiento de arena, en el Puerto de Tecolutla, Veracruz. Localizado en la costa del Golfo de México entre los puertos de Veracruz y Tuxpan, (como se indica en la figura 7.1).

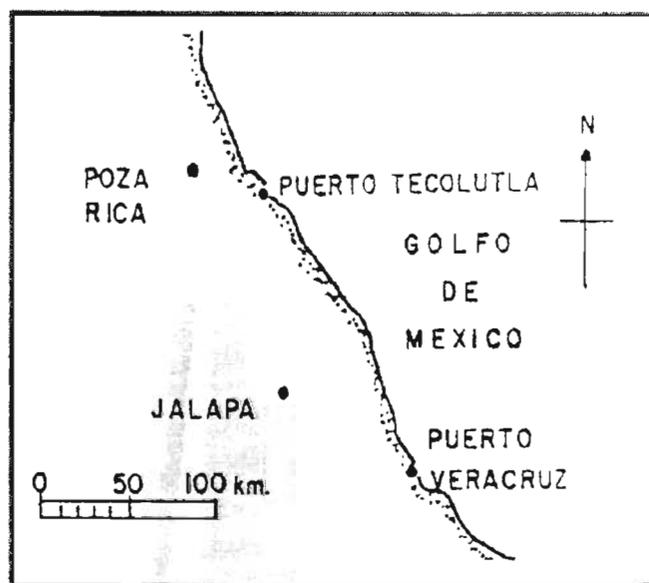


Fig. 7.1 Localización del puerto de Tecolutla, Ver.

#### VII.2 ANTECEDENTES DEL PUERTO.

En un tiempo este puerto, ubicado en la margen izquierda del río del mismo nombre, tuvo cierta importancia, ya que la desembocadura tenía suficiente profundidad para permitir el paso a embarcaciones medianas de pesca. Sin embargo, al construirse el sistema hidroeléctrico Necaxa, el régimen hidráulico del río se modificó, presentándose el problema de sedimentación en la desembocadura. Este problema se define por la presencia de una barra que no permite el acceso de embarcaciones en tiempo de estiaje.

Con el objeto de resolver el problema de azolvamiento en la desembocadura, se construyó en 1979 una escollera de aproximadamente 300 m. de longitud en la margen izquierda, dando resultados no satisfactorios.

La figura 7.2, muestra la batimetría del puerto de tecolutla correspondiente al mes de abril de 1985, donde se observa que en promedio la profundidad en la desembocadura es de 2 m, y que en la costa sur las curvas batimétricas de 2 a 6 m. se localizan más alejadas hacia el mar que en la costa norte. Puede pensarse que lo anterior se debe a que los sedimentos aportados por el río se mueven más hacia la costa sur que hacia la costa norte.

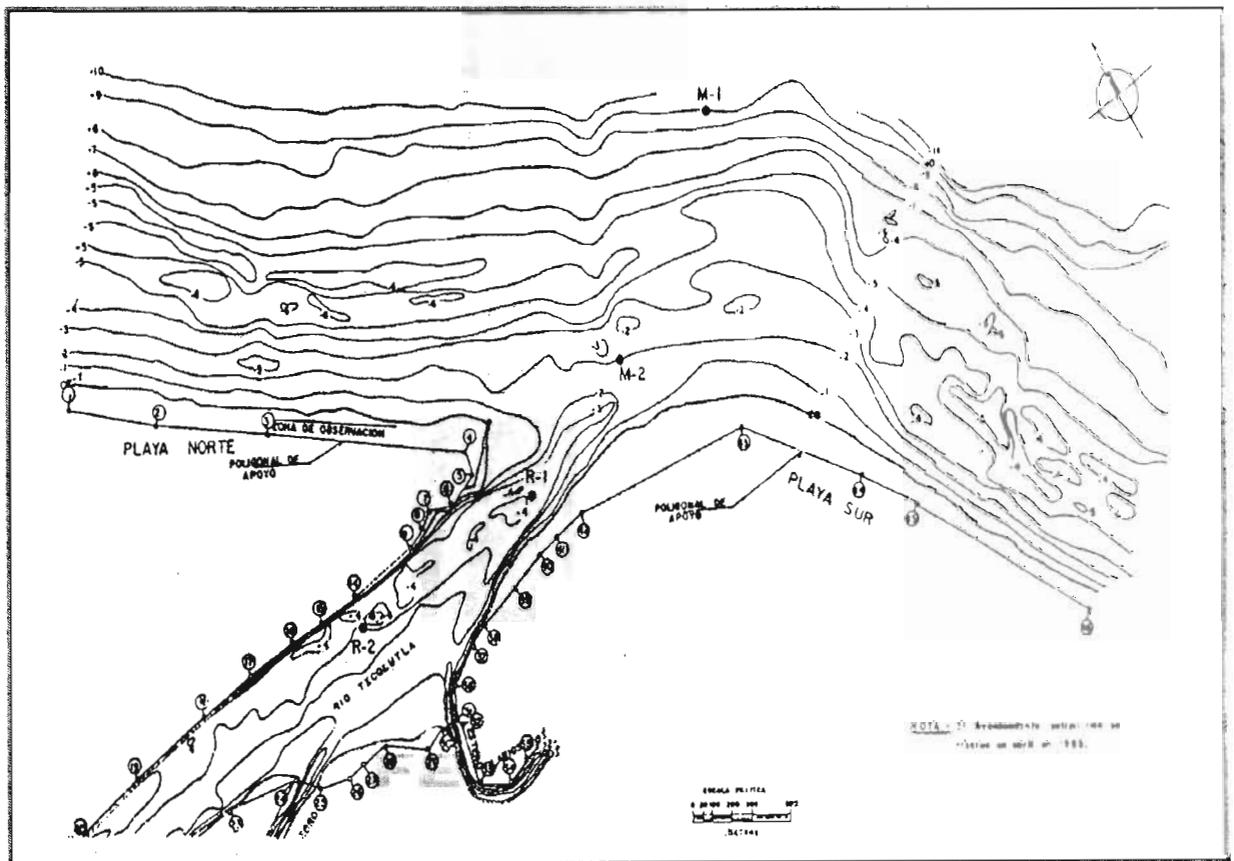


Fig. 7.2 Plano batimétrico del puerto de Tecolutla, Veracruz.

La tabla 7.1, muestra los datos estadísticos del oleaje normal para el régimen anual en la zona de estudio.

En dicha tabla se observa que la dirección predominante del oleaje es la "Este" para todas las alturas de las olas. Sin embargo, oleajes mayores a 1.80 m. provienen de la dirección Norte más que de la dirección Este, lo que causa el movimiento de la arena con tendencia hacia la Costa Sur. Con respecto a la dirección predominante del oleaje, para la distribución estacional, se puede mencionar que es la dirección Este para las estaciones primavera y verano. Las direcciones Norte y Noreste son predominantes para las estaciones de otoño e invierno con alturas de oleaje mayores que para las estaciones de primavera y verano.

Con respecto a los niveles de marea, como en la zona de estudio no se cuenta con una estación mareo gráfica, se usaron los datos de marea del Puerto de Tuxpan, Veracruz, los cuales se describen a continuación:

|                        |           |
|------------------------|-----------|
| Nivel de pleamar media | 0.219 m.  |
| Nivel medio del mar    | 0.000 m.  |
| Nivel de media marea   | -0.033 m. |
| Nivel de bajamar media | -0.284 m. |

Tabla 7.1 Datos del oleaje normal del régimen anual.

(1) altura del oleaje.

Número de observaciones: 1959

| RANGOS    | NUMERO DE OBSERVACIONES |     |     |      |      |      |      |      |        |       |       |
|-----------|-------------------------|-----|-----|------|------|------|------|------|--------|-------|-------|
|           | N                       | NE  | E   | SE   | S    | SW   | W    | NW   | CALMAS | OTRAS | TOTAL |
| 0.00-1.80 | 140                     | 188 | 279 |      |      |      |      |      |        |       | 607   |
| 1.80-3.60 | 46                      | 15  | 33  |      |      |      |      |      |        |       | 94    |
| 3.60-4.80 | 6                       | 6   | 4   |      |      |      |      |      |        |       | 16    |
| CALMAS    |                         |     |     |      |      |      |      |      | 238    | 104   | 342   |
| TOTALES   | 192                     | 209 | 316 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 238    | 104   | 1059  |

## (2) Periodo del oleaje:

| RANGOS  | NUMERO DE OBSERVACIONES |     |     |      |      |      |      |      |
|---------|-------------------------|-----|-----|------|------|------|------|------|
|         | N                       | NE  | E   | SE   | S    | SW   | W    | NW   |
| =<5 SEG | 320                     | 613 | 549 |      |      |      |      |      |
| 6-9     | 2                       | 4   | 4   |      |      |      |      |      |
| >=10    | 6                       | 7   | 5   |      |      |      |      |      |
| TOTALES | 328                     | 624 | 558 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |

En la figura 7.3, se muestran las distribuciones granulométricas de los sedimentos en el río y en el mar. Los lugares donde se obtuvieron las muestras se indican en la figura 7.2, y de la figura 7.3, se observa que el diámetro central para las muestras M-1, M-2 y R-1 es aproximadamente 0.15 mm. Con pequeña desviación. La muestra R-2 dentro del río presenta 0.25mm. De diámetro central con desviación un poco mayor que las otras muestras.

Lo anterior indica que la costa cercana a la desembocadura consiste de arena fina con pequeña desviación.



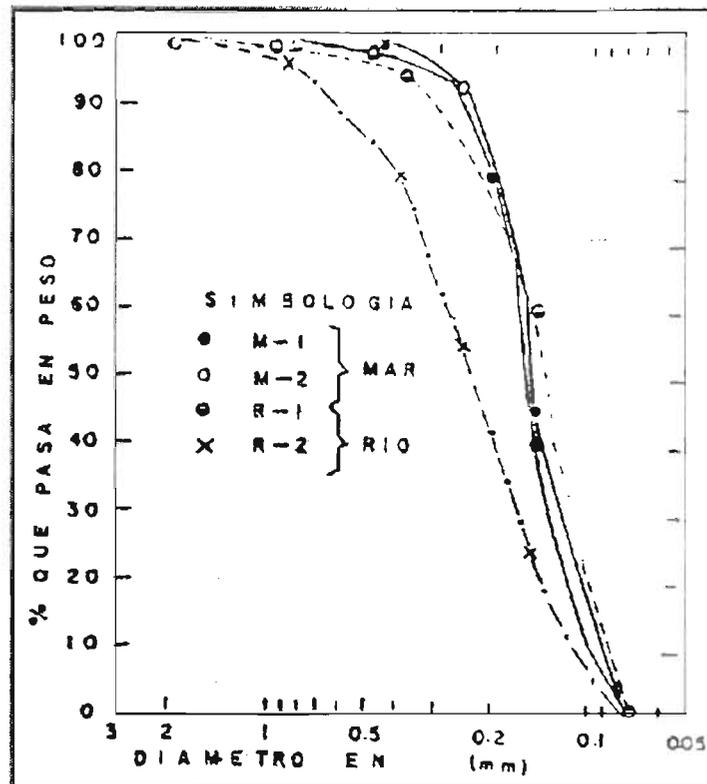


Fig. 7.3 Granulometría de sedimentos en el río y en el mar.

### VII.3 MEDICIÓN DEL TRANSPORTE LITORAL USANDO ARENA FLUORESCENTE.

Esta medición se realizó sembrando arena fluorescente en la cara de la playa norte el día 5 de junio de 1986.

#### a) Lugar de la observación.

En la figura 7.2, se indica la zona de observación en donde se realizó esta medición. En la figura 7.4, se indica la línea base de la observación que se trazó paralela a la costa con longitud de 700 m. Se colocaron estacas a una separación de 20 m. en los primeros 200 m. A cada 50 m. en los siguientes 300 m, y a cada 100 m. en los restantes 200 m.

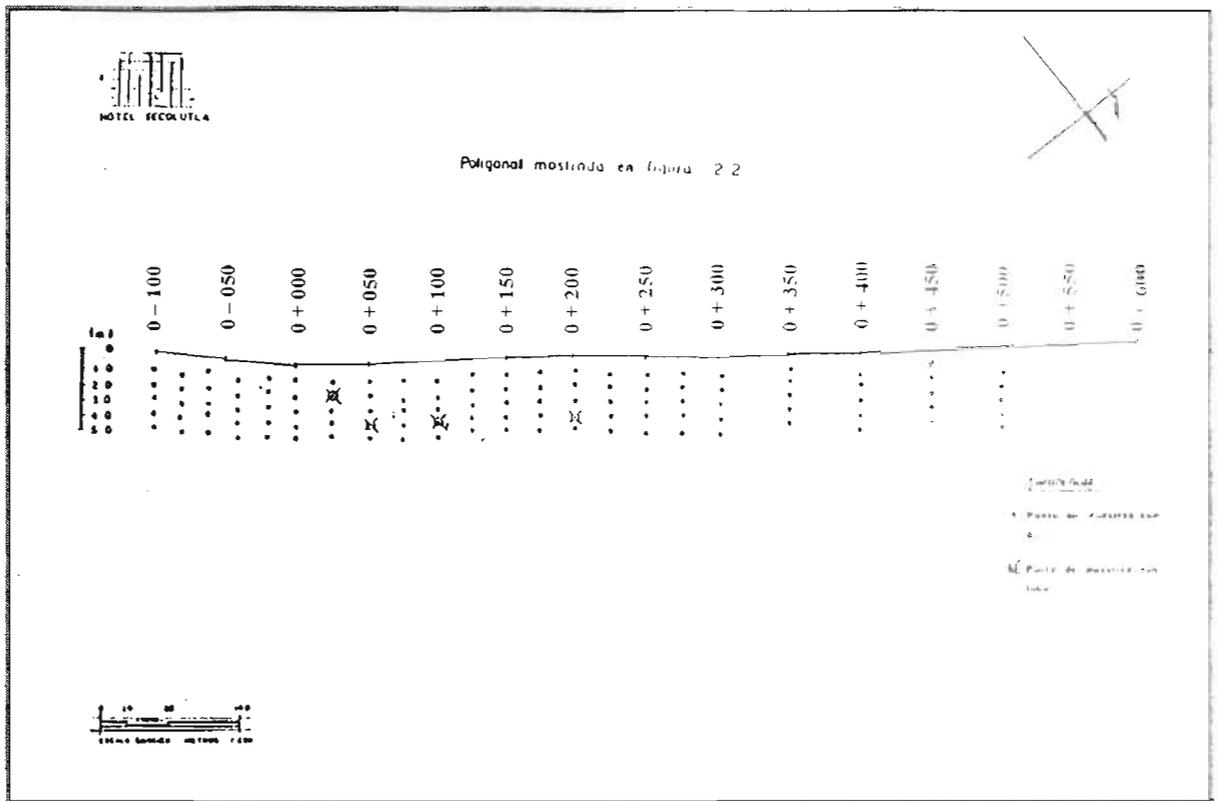


Fig. 7.4 Línea base de la medición del transporte litoral.

Durante la campaña de mediciones se obtuvieron perfiles playeros en los cadenamientos 0-100, 0+000, 0+100, 0+200, 0+300, 0+400, 0+500, 0+600 de la línea antes mencionada, resultando que la pendiente de la cara de la playa tiene aproximadamente valores de 0.03 a 0.05.

#### b) Preparación de la arena fluorescente.

Para la preparación de la arena fluorescente, primeramente se tomaron 150 kg. de arena de la cara de la playa en la zona de observación. La arena extraída se lavó con agua dulce con el fin de quitarle las partículas de material fino y se extendió sobre plástico para su secado al sol. Para secar la arena rápidamente también se usó un fogón con comal.

Una vez seca la arena, se preparó la pintura fluorescente para mezclarla con la arena. la proporción de la mezcla se indica a continuación:

ARENA: PINTURA FLUORESCENTE = 20 kg: 800 ml.

(La densidad de pintura fluorescente es 1 gr/ml)

Con esta proporción la pintura fluorescente se mezcló con la arena y posteriormente se extendió en plásticos para su secado.

c) Siembra y colección de arena fluorescente.

La arena fluorescente preparada se dividió en 3 bolsas de plástico conteniendo cada una de ellas 50 Kg. Dichas bolsas se llevaron al sitio de la medición en la playa Norte, sembrando a 10, 20, y 30 m. cada una de ellas sobre la sección 0+000 mostrada en la figura 7.2. Esta siembra de arena fluorescente se efectuó cortando cada una de las bolsas al mismo tiempo.

El muestreo de arena fluorescente sembrada se realizó a 1, 2, 3, 4 y 24 hrs. después de la siembra. La figura 7.5 indica el método de muestreo de arena sobre la playa, explicándose detalladamente como sigue:

- 1) Meter un tubo plástico dentro de la arena hasta 10 cm. de profundidad en la playa.
- 2) Poner un tapón en la punta superior del tubo, sacar el tubo y poner otro tapón a la parte inferior.
- 3) Colocar la muestra de arena extraída por cada tubo, en una bolsa de plástico con el número del lugar donde se sacó.

FES

Algunas muestras de arena se quedaron en tubos cortos sin colocar la muestra en bolsas de plástico, con el fin de detectar el espesor del movimiento de la arena fluorescente.

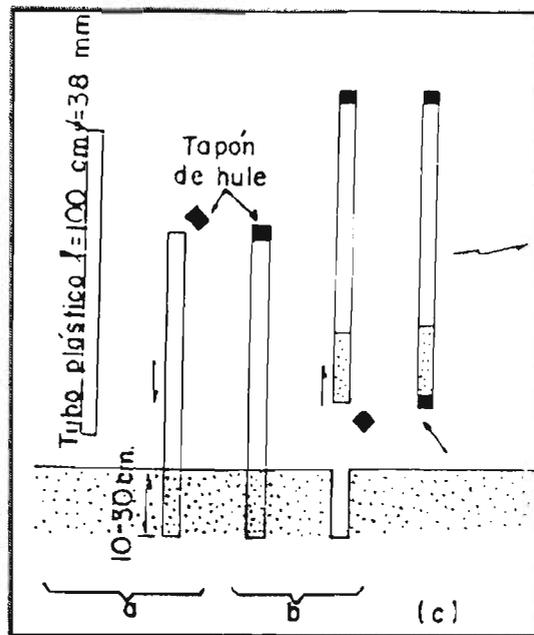


Fig. 7.5 Método de muestreo.

La localización de los puntos de muestreo se muestra en la figura 7.4, donde el punto negro indica el muestreo de arena colocado en bolsa de plástico y el círculo con cruz indica la muestra de arena colocada en tubo corto. Al muestrear la arena, la distancia entre el punto de muestreo y la línea base se midió usando cuerda con marcas por dos personas: una colocada en tierra y la otra colocada en el punto de muestreo.

#### d) Cuantificación de la arena fluorescente.

Las muestras extraídas se analizaron en un cuarto oscuro siguiendo la metodología que a continuación se explica:

- 1) Se vació la muestra de la bolsa dentro de una charola con dimensiones de 10\*50\*2 cm.
- 2) Se extendió la muestra de arena uniformemente dentro de la charola.
- 3) Se contaron las partículas de arena fluorescente sobre la superficie de la muestra cuando están expuestas a la luz ultravioleta, identificándolas visualmente y usando contador mecánico.

En el caso de las muestras contenidas en los tubos cortos, la longitud total de la muestra se dividió en partes de 1 cm. de longitud. Cada parte se analizó contando el número de granos de arena fluorescente contenida para conocer la distribución vertical de partículas fluorescentes.

Cuando la cantidad de arena de la muestra no ocupa la superficie total de la charola, los granos fluorescentes en el área ocupada por la muestra se cuentan y se convierten al número de granos fluorescentes en la superficie total de la charola. Por ejemplo, si una muestra de arena ocupa  $\frac{1}{4}$  del total de la superficie de la charola ( $500 \text{ cm}^2$ ) y en esta muestra se cuentan 10 partículas fluorescentes, la conversión del número de partículas contenidas en la muestra al total de superficie de la charola será:  $10 * 4 = 40$  partículas fluorescentes para  $500 \text{ cm}^2$ .

e) Análisis de resultados.

En la figura 7.6 se muestra, la distribución del número de partículas de arena fluorescente que se obtuvo según lo indicado en el punto 4.

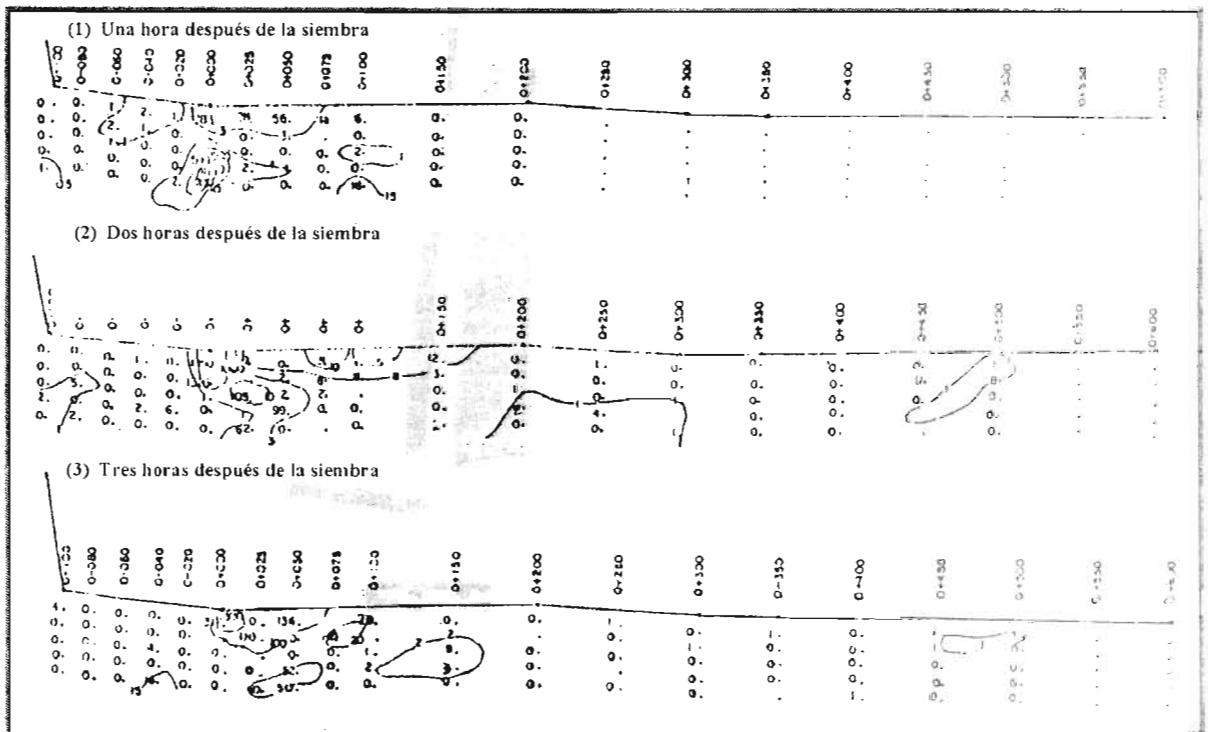


Fig. 7.6 Distribución de la arena fluorescente.

En La figura 7.7, se muestra la distribución vertical de la arena fluorescente. En dicha figura se observó que la mayor parte de arena fluorescente se encontró hasta 3 cm. por debajo del fondo del mar.

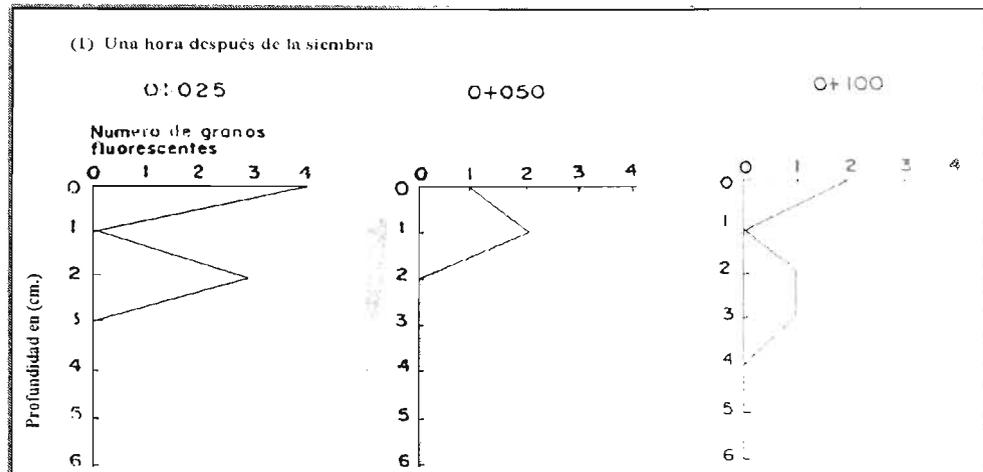


Fig. 7.7 Distribución vertical de la arena fluorescente.

#### VII.4 CÁLCULO DE LA CANTIDAD DEL TRANSPORTE LITORAL.

La cantidad de transporte litoral puede expresarse de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$Q = V.D.L. \quad (7.1)$$

Donde:

Q = Cantidad de transporte litoral.

V = Velocidad del movimiento del centroide de la distribución de la arena fluorescente.

D = Espesor donde se mueve la arena fluorescente.

L = Ancho de playa donde se mueve la arena fluorescente.



|     |      |     |      |      |     |      |     |      |      |      |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|-----|------|-----|------|------|-----|------|-----|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| X   | -100 | -80 | -60  | -40  | -20 | 0    | 25  | 50   | 75   | 100  | 150 | 200 | 250 | 300 | 350 | 400 | 450 | 500 | 550 |
| N   | 1    | 0   | 4    | 3    | 3   | 1933 | 30  | 60   | 14   | 26   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| X.N | -100 | 0   | -240 | -120 | -60 | 0    | 750 | 3000 | 1050 | 2600 | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |

$$l = \frac{\sum X, N}{\sum N} = \frac{6880}{2074} = 3.31$$

$$\sum N = 2074$$

$$\sum X, N = 6880$$

X: Distancia a lo largo de la costa desde el punto de Siembra en metros.

N: Numero total de partículas fluorescentes en una misma sección.

Tabla 7.3 Cálculo del centroide de la distribución de la arena fluorescente. una hora después de la siembra.

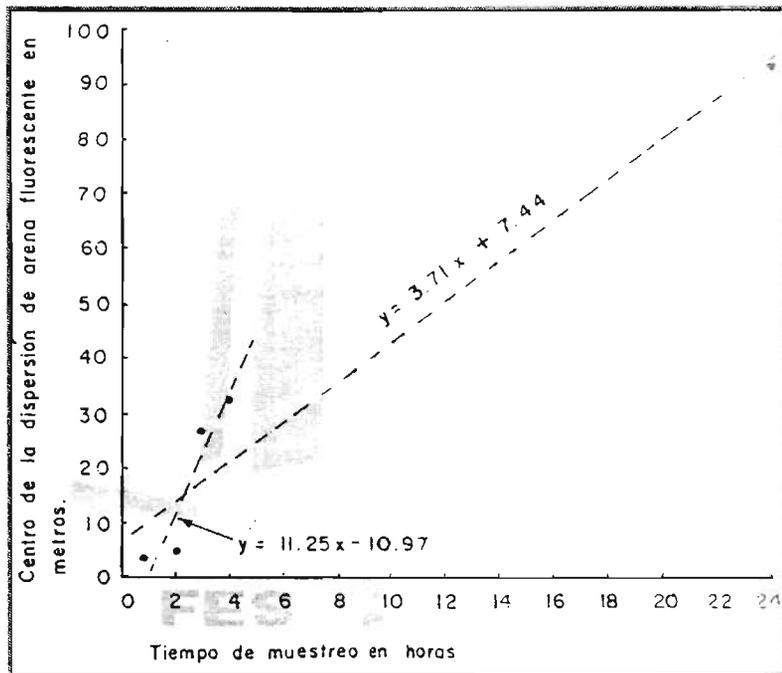


Fig. 7.8 Correlación del centroide de la distribución de la arena fluorescente

### VII.4.2 Cálculo del transporte litoral.

De la figura 7.8, se calculó el valor medio del espesor "D" como sigue:

$$D = \frac{(2+1+3+1+5+1+4+8+5+2+2+3+2)}{13} = 3 \text{ cm.}$$

Por otro lado, el ancho de la playa donde se mueve la arena fluorescente corresponde a 50 m. La velocidad del movimiento del centroide puede calcularse usando las ecuaciones (7.2) y (7.3) como sigue:

Para las primeras horas:

$$V_1 = \frac{dy_1}{dx} = 11.25 \text{ m/h}$$

Para todas las distribuciones

$$V_2 = \frac{dy_2}{dx} = 3.71 \text{ m/h}$$

Sustituyendo todos los valores calculados anteriormente en la ecuación (7.1), la cantidad de transporte litoral resulta ser:

Para las primeras cuatro horas:

$$Q_1 = 11.25 * 0.03 * 50 = 16.88 \text{ m}^3/\text{h}$$

Para todas las distribuciones:

$$Q_2 = 3.71 * 0.03 * 50 = 5.57 \text{ m}^3/\text{h}$$

De los resultados anteriores de  $Q_1$  y  $Q_2$ , se puede pensar que la diferencia se debió a que después de las primeras cuatro horas de realizada la siembra la altura del oleaje disminuyó.

Calculando el valor del transporte litoral para un año, usando  $Q_2$  resulta:

$$Q_2 = 5.57 * 24 * 365 = 48793.20 \text{ m}^3/\text{año}$$

La decisión definitiva del valor del transporte litoral estará condicionada a la información disponible de los datos de las características del oleaje, siendo conveniente disponer de información por lo menos de un año.

#### VII.4.3 Relación entre el transporte litoral y la energía del oleaje.

La relación entre el transporte litoral y la energía del oleaje puede expresarse como:

$$Q = \alpha P l_s \quad (7.4)$$

Donde:

$Q$  = Transporte litoral a lo largo de la costa.

$\alpha$  = Coeficiente, cuyo valor se decide por datos obtenidos en campo.

$P l_s$  = Parámetro proporcionado por la componente por unidad de ancho, a lo largo de la costa, de la energía de la ola que se transporta en cierto tiempo.

Durante esta campaña de mediciones los valores de las características del oleaje estimados visualmente son los siguientes:

$$h_b = 1.00 \text{ m.}$$

$$H_b = 0.80 \text{ m.}$$

$$\alpha_b = 5^\circ$$

$$T = 7 \text{ seg.}$$

Por lo tanto, el valor de  $P l_s$  puede calcularse como sigue:

$$P l_s = W_b \text{ SEN } \alpha_b \text{ COS } \alpha_b$$

$$Pl_s = \frac{\rho g}{8} (H_b)^2 C g \text{ SEN } \alpha_b \text{ COS } \alpha_b$$

$$Pl_s = \frac{1.03}{8} (0.80)^2 * (0.98*3.09)*(0.0871)*(0.9961) * 3600$$

$$Pl_s = 76.59 \text{ ton. m/m}$$

El valor de “ $\alpha$ ” se puede calcular usando la ecuación (7.4).

Para la ecuación el valor de  $Q_1$  es:

$$\alpha_1 = \frac{Q_1}{pl_s} = \frac{16.88}{76.59} = 0.22$$

El valor de  $Q_2$  es:

$$\alpha_2 = \frac{Q_2}{pl_s} = \frac{5.57}{76.59} = 0.07$$

En términos generales el valor de “ $\alpha$ ” está comprendido en el intervalo de 0.2 a 0.5. en mediciones realizadas en otros países. Por lo tanto; el valor de “ $\alpha$ ” para “ $Q_1$ ”, se considera como buen valor, ya que el valor de “ $\alpha$ ” para “ $Q_2$ ” es menor del rango antes mencionado. ya que el cálculo de “ $\alpha$ ” se realizó usando las características del oleaje estimadas por la mañana aunque el oleaje disminuyó por la noche siguiente.

Por lo anterior, la ecuación que relaciona el transporte litoral y la energía del oleaje aproximadamente, puede expresarse como sigue:

$$Q = 0.22 Pl_s \tag{7.5}$$

## **VII.5 MEDICIÓN DE LA CORRIENTE LITORAL.**

### **VII.5.1 Método de medición.**

Las características playeras se midieron a lo largo de la línea base, de la observación mencionada anteriormente en la figura 7.4; Para la medición de las corrientes se utilizaron flotadores como se indica en la figura 7.9, Este flotador se compone de dos bolas; una bola de 7cm. de diámetro rellena de aire y otra de 15 cm. de diámetro rellena con agua de mar. estas dos pelotas se unen con hilo para pescar.

Al colocar este flotador en el mar la pelota pequeña se mueve conforme a la pelota grande, indicando el valor correspondiente de la corriente a la profundidad donde se localiza la pelota grande. El flotador se soltó entre la zona de rompiente y la línea de costa; cada minuto se midió la distancia recorrida a lo largo de la playa y la distancia de la línea base hacia el mar.

### **VII.5.2 Resultado de la medición.**

En la parte superior de la figura 7.10, se muestra la trayectoria del flotador, usando el método anteriormente explicado, donde el eje horizontal corresponde a la distancia a lo largo de la costa y el eje vertical a la distancia hacia el mar. Cabe mencionar que la distancia hacia el mar de cada posición del flotador es aproximada debido a que ésta se determinó visualmente. El flotador se movió generalmente en la zona entre los 15 y 40m. de la línea de costa. Pero entre los 140 y 160 m. a lo largo de la costa, se movió hacia el mar remarcadamente, lo cual indica la presencia de fuertes corrientes de retorno, en esta parte.

En la parte inferior de la figura 7.10, se indica el valor de la velocidad media entre cada punto de medición. Tomando los valores de la velocidad de la corriente litoral a cada 5 m. de longitud, de la línea de costa. De la figura 7.10, se determinó la distribución frecuencial de la velocidad de la corriente litoral mostrada en la figura 7.11, donde el eje vertical representa el número de ocurrencia (frecuencia) de la velocidad. De dicha figura se obtiene que el valor promedio de la

velocidad de la corriente es de 14.69 cm/s., la mínima de 3.75 cm/s y la máxima de 28.30 cm/s. observándose que la velocidad más frecuente está comprendida entre 10 y 15 cm/s.

La fórmula para la velocidad de la corriente considerando la referencia del "Coastal Engineering Research Center U.S.A." se expresa como sigue:

$$V = K i (g H_b)^{1/2} \text{ SEN } \alpha_{2b} \tag{7.6}$$

Donde:

V = Velocidad de la corriente litoral.

i = Pendiente de la playa.

K = Constante.

g = Aceleración de la gravedad.

H<sub>b</sub> = Altura de ola rompiente.

α<sub>b</sub> = Angulo del rompiente respecto a la línea de playa.

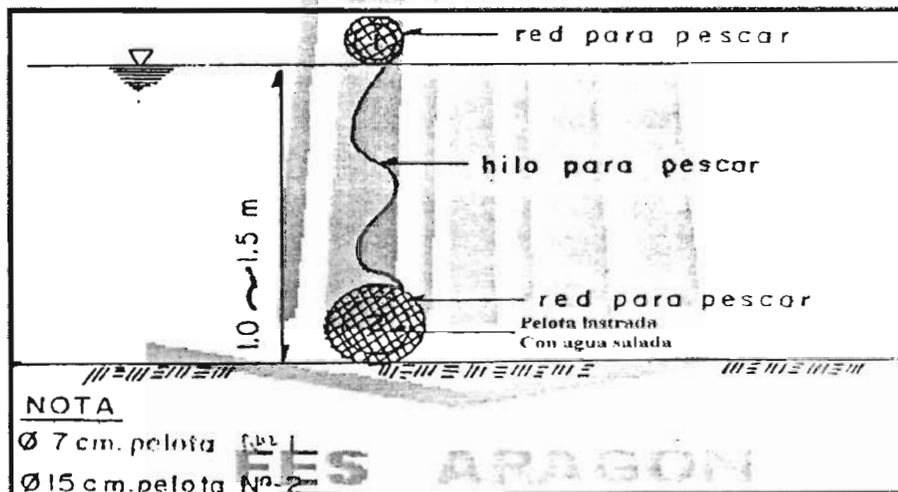


Figura 7.9 Flotador utilizado para la medición de la corriente litoral.

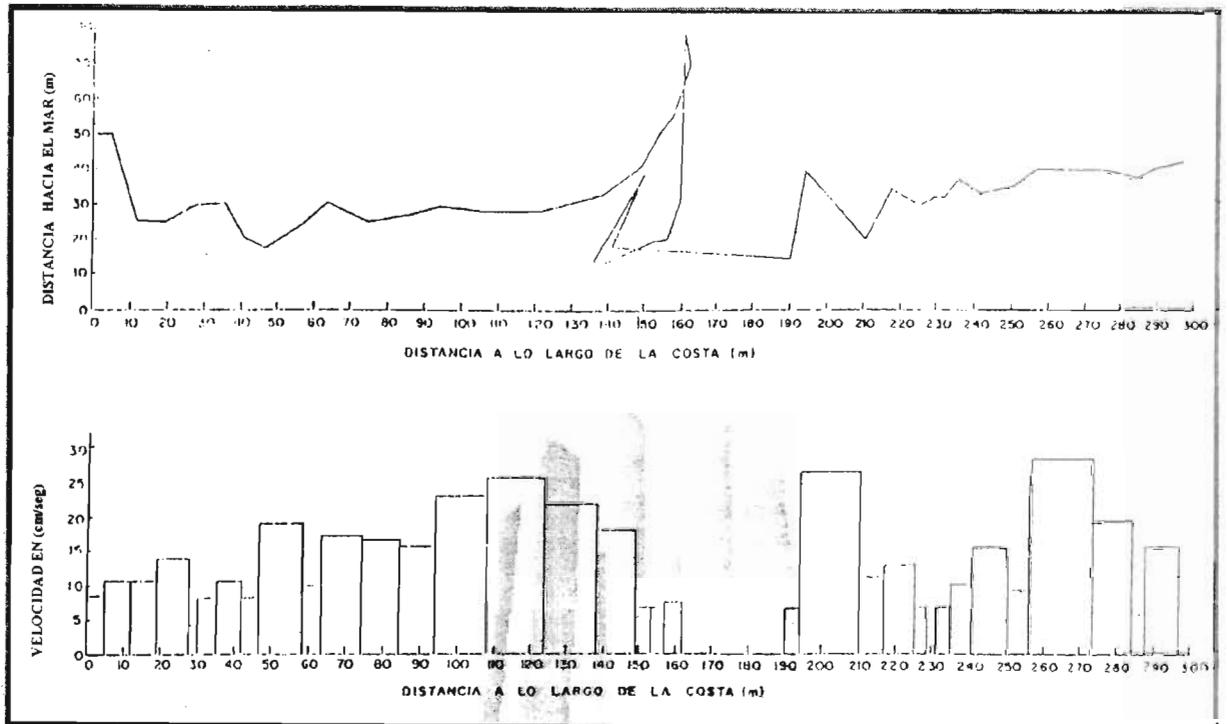


Figura 7.10 Trayectoria del flotador y su velocidad en la zona de rompientes.

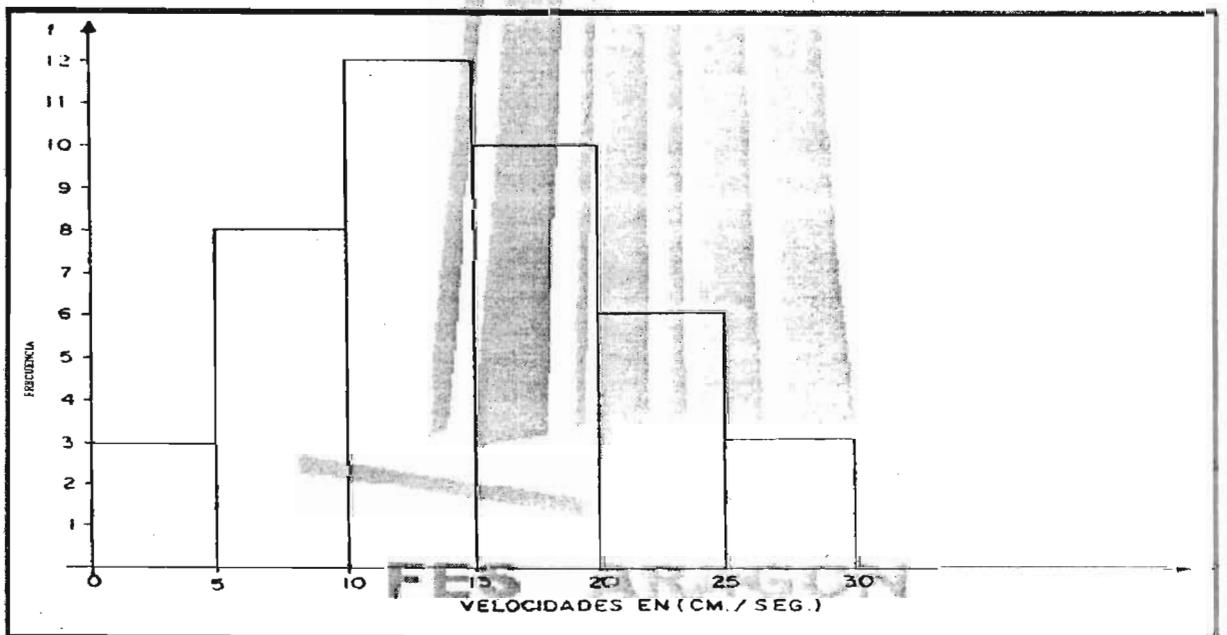


Figura 7.11 Distribución frecuencial de la velocidad de la corriente litoral mostrada en la figura

7.10

Por otro lado los valores obtenidos durante la campaña de mediciones son como sigue:

$$V = 14.69 \text{ cm./s (Velocidad promedio)}$$

$$i = 0.05 \text{ (pendiente de la playa)}$$

$$g = 9.80 \text{ m/m}^2$$

$$H_b = 0.80 \text{ m. (estimada visualmente)}$$

Sustituyendo estos valores en la ecuación 7.6 se tiene:

$$K = \frac{V}{i(gH_b)^{1/2} \text{SEN}2\alpha_b} = \frac{14.69}{0.05(9.8 * 0.5)^{1/2} \text{SEN}2(5^\circ)}$$

$$K = 7.70$$

Si se toma el valor máximo de la velocidad, se tiene:

$$K = 14.90$$

Los valores de la constante "k" obtenidos, son menores que el valor reportado por el "Coastal Engineering Center U.S.A" que es  $K = 20.70$

FES ARAGON



## CAPÍTULO VIII

## CONCLUSIONES

FES ARAGÓN

## CAPÍTULO VIII

### CONCLUSIONES.

Al término del presente trabajo se observa la importancia de los cambios inducidos en el medio ambiente marítimo-costero, tanto por la naturaleza como por el hombre. Y elegir los medios para diseñar las obras necesarias para protegerlos de esos cambios.

Así mismo es de suma importancia conocer la terminología de las definiciones de la playa, y las partes que componen cada una de estas. Con la finalidad de comprender los fenómenos que ocurren en ese medio, fenómenos, tales como, el perfil de equilibrio para invierno y para verano, los cuales pueden formar un perfil con barra en algunas partes y en un perfil con escalón en otras, esto en función del accionar de los oleajes que incurran en la playa y del retorno de estas hacia el mar.

A la vez, dicha dinámica del mar, junto con otros factores, determina una variedad de formaciones en planta de la playa. Por ejemplo si se observa una playa en erosión, esto provoca formaciones en planta de cusparte, flechas y barreras.

También se mencionó la importancia de expresiones analíticas elaboradas por investigadores como Larras, Sitarz, P Brum, quienes basaron sus deducciones en perfiles de equilibrio realizados con modelos hidráulicos y mediciones realizadas en campo.

Es importante conocer el movimiento de arena en cada dominio (zona) de la playa (playa de altamar, playa exterior y cara de la playa), ya que dicho movimiento puede ser rodado a lo largo del fondo del mar o con partículas que se mueven en suspensión, de lo cual resulta el movimiento inicial de la arena, siendo este el estado en que empiezan a moverse algunas partículas del sedimento saliente de la primera capa sobre la superficie del fondo, y el movimiento general al estado en que empiezan a moverse todas las partículas de la primera capa sobre la superficie del fondo.

La determinación de las ecuaciones del límite general del movimiento de la arena, que indica el límite en que todas las partículas de la primera capa del fondo del mar empiezan a moverse, es importante este límite y corresponde al estado cuando todas las partículas de arena cerca de la superficie del fondo del mar se mueven en conjunto con la dirección del oleaje. Cabe mencionar, que bajo la acción de oleajes, los sedimentos se mueven en suspensión por la turbulencia del agua además de moverse sobre el fondo, y es de gran importancia el conocimiento de las ecuaciones fundamentales para el cálculo de la cantidad en la dirección "X" y "Y" de sedimentos en suspensión y sedimentos que se mueven sobre el fondo.

Si los sedimentos se ponen en suspensión por aguas turbulentas, éstos son arrastrados fácilmente, aún por corrientes débiles, hacia sus direcciones, por lo tanto es necesario conocer las propiedades de las corrientes en la playa para definir el fenómeno del movimiento de la arena. Entre las corrientes más importantes se encuentran la corriente litoral que es la masa de agua lanzada por la rompiente que fluye como cierto tipo de corriente inclinada a lo largo de la línea de playa y la corriente de la línea de retorno que es la masa de agua que sale hacia el mar con una velocidad promedio de 20 a 100 cm. /seg.

También, es importante el conocimiento de los factores que afectan la generación del sistema de corrientes litorales, como son; el transporte de masa, el esfuerzo radial, descenso y ascenso del oleaje. Y conocer las ecuaciones para el cálculo o estimación, de cada uno de los fenómenos mencionados.

Por otro lado, el hecho de mencionar a los investigadores que han estudiado las propiedades generales del movimiento de arena en base a experimentos con modelo hidráulico, mediciones en campo, teorías, y que han desarrollado fórmulas para su estimación ejemplifica la complejidad del tema.

**FES ARAGÓN**

Es necesario conocer la distribución de los sedimentos en la playa y sus propiedades físicas para poder estimar los cambios que sufre la costa. Por ejemplo, para el análisis de la distribución de

tamaños de los sedimentos se utilizan mallas. Los datos granulométricos obtenidos se representan en graficas. El análisis anterior sirve para conocer de qué manera se forman los perfiles playeros.

Generalmente el movimiento de la arena se divide en la componente del movimiento de la arena paralela a la costa y la componente del movimiento de la arena perpendicular a la misma y tiene mucha relación con la magnitud de los oleajes incidentes, pudiéndose establecer que el movimiento de la arena tendrá una orientación hacia el mar en épocas de tormenta y una orientación hacia la tierra en épocas de calma con oleajes pequeños.

Pero dichos oleajes y corrientes pueden variar con el tiempo, provocando un cambio en la magnitud del transporte litoral, por lo cual, es necesario investigar en el campo las características siguientes: variación y composición del tamaño de los sedimentos a lo largo de la costa, las componentes a lo largo de la costa de la potencia del oleaje, la configuración de la playa y las características de los sedimentos, la configuración alrededor de cabos y bocas de ríos. Las características mencionadas anteriormente, se deben estudiar y analizar en varias estaciones del año (por varios años) para poder dar una orientación precisa del transporte litoral.

Por lo general, en este tipo de estudios es útil el mecanismo de modelo conceptual de caja negra, en donde se examina la relación entre lo que entra y lo que sale. Lo que sale de la caja negra corresponde a la cantidad de transporte litoral a lo largo de la costa y lo que entra corresponde a los oleajes, existiendo parámetros que representan las características del oleaje. El más utilizado es el flujo de energía del oleaje, por que la energía se consume al transportar los materiales del fondo. Esto por la razón de que el flujo de energía del oleaje es proporcional al cuadrado de la altura de la ola y la ocurrencia del mecanismo de corrientes litorales, como se ha explicado anteriormente, también depende del cuadrado de la altura de la ola.

FES ARAGÓN

## GLOSARIO

- AMPLITUD DE MOVIMIENTO:** Valor máximo de una magnitud que varía periódicamente.
- ANÁLISIS MINERALÓGICO:** Estudio de la composición Química y las propiedades de los minerales, y su deformación.
- ARCILLAS:** Tierra formada por silicatos de aluminio, impermeable, que mezclada con agua adquiere plasticidad.
- AZOLVAMIENTO:** Basura o lodo que obstruye un conducto de agua.
- BAJAMAR:** Fin de reflujos del mar, (marea baja), y tiempo que dura este movimiento.
- BATIMETRÍA:** Conjunto de técnicas para la medición de la profundidad de mares, lagos, ríos y estudio de la distribución de la flora y fauna subacuática.
- BARRA:** Acumulación de arenas, por acción de las olas al batir con fuerza contra determinados litorales.
- BERMA:** Espacio estrecho acondicionado entre un canal, un cauce, etc.
- BOCA DE RIO:** Desembocadura de un río.
- CABOS:** Parte de la costa que se penetra en el mar.
- CELERIDAD:** Rapidez.
- CÓNCAVA:** Línea o superficie curva que, respecto del que la mira, tiene su parte más deprimida en el centro.
- CONVEXO:** Línea o superficie curva que, respecto del que la mira, tiene su parte más saliente en el centro.
- COSTA:** Tierra que bordea la orilla del mar ó de grandes ríos o lagos.
- CRESTA DE OLEAJE:** Cima de una ola coronada de espuma.
- CRIBAR:** Pasar una semilla o un mineral por la criba para limpiarlo de impurezas o separar las partes menudas de las gruesas.
- DUNA:** Colina formada por un montón de arena acumulada por el viento.
- DENSIDAD:** Movimiento de un conjunto de partículas en un medio ambiente bajo la acción de diferencias de concentración, temperatura, etc.

**EROSIÓN:** Conjunto de fenómenos de desgaste de la corteza terrestre, constituidos por la degradación del relieve y el transporte y acumulación de los materiales arrancados, producidos por agentes Geológicos y por seres vivos.

**ESTACIÓN MAREOGRÁFICA:** Instalación que registra la altura de las mareas.

**ESTIAJE:** Nivel más bajo o caudal mínimo de un curso de agua y periodo que dura este nivel.

**EXTRAPOLAR:** Aplicar una conclusión a un dominio distinto para extraer una hipótesis.

**FRECUENCIA ANGULAR:** Número de vibraciones por unidad de tiempo, en un fenómeno periódico.

**GEOMORFOLOGIOTAS:** Persona que se dedica al estudio de la geomorfología.

**GRADIENTE:** Tasa de variación de un elemento Meteorológico en función de la distancia. Vector cuyas componentes son las derivadas parciales de la función respecto de una de las coordenadas.

**GRANULOMETRÍA:** Medida del grosor de los granos de una mezcla polvulenta; y determinación de su forma y de la proporción en que se encuentran.

**INTERPOLAR:** Intercalar unas cosas entre otras que siguen un orden.

**LIMO:** Depósito fino, transportado por el agua y sedimentado en el fondo de ríos, pantanos o aguas marinas, cuya granulometría está comprendida entre las arenas finas y las arcillas.

**LITORAL:** Conjunto de las costas de un país o de un mar.

**MAPAS BATIMÉTRICOS:** Representación convencional, sobre un plano, de la distribución de fenómenos Geográficos, Geológicos etc.

**OBLICUO:** Que no es perpendicular ni paralelo a un plano o línea dados.

**OLEAJE:** Sucesión continuada de olas en movimiento ondulatorio del mar.

**PATRÓN:** Modelo que se compara con algo o que se utiliza para referirse a otra cosa de la misma especie.

**PESO ESPECÍFICO:** Cociente entre el peso de un cuerpo y su volumen.

**PLATAFORMA CONTINENTAL:** Prolongación del continente bajo el mar, a una profundidad generalmente inferior a los 200 m, limitada por el talud continental.

**PLEAMAR:** Altura máxima alcanzada por la marea y tiempo que dura dicha altura.

**POTENCIA:** Capacidad para realizar alguna cosa ó producir un efecto.

**RÉGIMEN:** Conjunto de condiciones regulares y habituales que provocan y acompañan una sucesión de fenómenos determinados, (régimen de lluvias de un país).

**REGRESIÓN:** Retroceso, acción de volver hacia atrás.

**ROMPIENTE:** Escollo donde el agua del mar ó de un río rompe.

**SEDIMENTOS:** Deposito que se forma en un líquido en el que hay sustancias en suspensión.

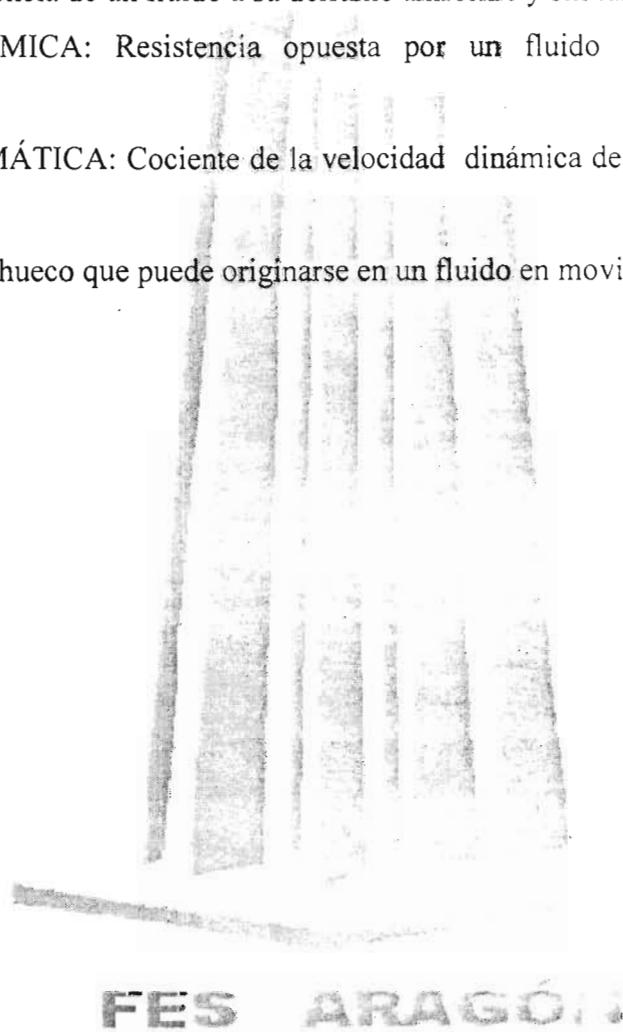
**TURBULENTAS.** Movimiento de un fluido en que las partículas que constituyen las líneas de corriente no discurren siguiendo trayectorias paralelas, si no que se difunden y forman remolinos.

**VISCOCIDAD:** Resistencia de un fluido a su derrame uniforme y sin turbulencia.

**VISCOCIDAD DINÁMICA:** Resistencia opuesta por un fluido dada una velocidad de deformación.

**VISCOCIDAD CINEMÁTICA:** Cociente de la velocidad dinámica de un fluido por su masa de volumen.

**VÓRTICE:** Torbellino hueco que puede originarse en un fluido en movimiento.



## BIBLIOGRAFÍA

➤ Ingeniería del Riego

Autor: Guillermo Castañón

Editorial: Paraninfo

➤ Ingeniería de costas

Autor: Armando Frías Valdez

Gonzalo Moreno Cervantes

Editorial: Limusa.

➤ Manual de hidráulica marítima elemental

Autor: Sánchez, B. J. L.

Editorial: Instituto de ingeniería de la UNAM, México, 1972.

➤ Engineering Hydraulics

Autor: Ruse. H.

Editorial: John Willey and Sons, Inc., New York. 1958

➤ Mecánica de suelos Tomo I

Autor: Juárez. B. y Rico. R.

Editorial: Limusa, México. 1976

➤ Ensayos en modelo sobre movimiento de arena, ensayos sobre modelo hidráulico del puerto mar de la plata

Autor: Sunrice Tec. Cons. CO, LT