

Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA

2ej
142



REGIMEN DE ESTUARIOS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO CIVIL
P R E S E N T A:

DAVID MONTEAGUDO LEON

Asesor: Ing. Antonio Moreno Gómez

MEXICO, D. F.

1983



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

C O N T E N I D O

1. INTRODUCCION
2. TIPOS Y MORFOLOGIA DE LAS DESEMBOCADURAS.
 - 2.1 El Estuario.
 - 2.2 Las Lagunas Costeras.
 - 2.3 Sistema Lagunario-Estuariano.
 - 2.3.1 Desembocaduras del río del sistema.
 - 2.3.2 La liga de la laguna con el mar.
 - 2.4 Sistema Estuariano-Lagunario.
 - 2.4.1 Mezcla de agua dulce.
 - 2.4.2 Mezcla de agua salada.
 - 2.5 Vaso Principal.
 - 2.6 Esteros, Vasos Secundarios, Planicies de Inundación y Marismas.
 - 2.7 Deltas.
 - 2.7.1 Variaciones en el aporte de sedimento por el río.
 - 2.7.2 Variaciones de las corrientes por mareas.
 - 2.7.3 Influencia de las fuerzas de distribución.
 - 2.7.4 Influencia del transporte litoral.
 - 2.8 Costas Fangosas.
 - 2.9 Influencia de los cambios que hace el hombre en las de desembocaduras.
3. HIDRAULICA DE LAS MAREAS.
 - 3.1 Desembocaduras de ríos.
 - 3.2 Mediciones del nivel del agua en ríos sujetos a la acción de la marea..
4. CORRIENTES DE DENSIDAD Y CUÑA SALINA.
 - 4.1 Corrientes de densidad y cuña salina
 - 4.2 Problemas en la navegación debidos a corrientes de densidad.

- 4.3 Problemas de sedimentación debidos a corrientes de -- densidad.
- 4.4 Otras consideraciones sobre sedimentación en estuarios
- 4.5 Clasificación de las mezclas de agua dulce y salada.
- 4.6 Algunas recomendaciones para controlar la sedimentación.
- 4.7 Intrusión salina debida a corrientes de densidad.
 - 4.7.1 Estuario completamente estratificado.
 - 4.7.2 Estuario parcialmente mezclado.
 - 4.7.3 Estuario bien mezclado.
 - 4.7.4 Cambios en el tipo de estuario.

5. REGIMEN DE VASOS A MAREA LIBRE.

- 5.1. Deducción de la ecuación de cambios de nivel.
- 5.2 Variación senoidal de la superficie del mar.
- 5.3 Método aproximado de solución.
- 5.4 Amplitud de mareas en el vaso y defasamiento.
- 5.5 Prisma de mareas y máxima velocidad media en el canal.

6. ESTABILIDAD DE ACCESOS COSTEROS.

- 6.1 Estabilidad horizontal.
- 6.2 Estabilidad vertical.
- 6.3 Factores de estabilidad.
- 6.4 Variables para el análisis de estabilidad.
- 6.5 Forma de paso del material.
- 6.6 Grado de estabilidad.
- 6.7 Capacidad de autoconservación del canal.

I. INTRODUCCION

Los estuarios son regiones de agua las cuales están conectadas con el mar y son alimentados por frecuentes fuentes de agua dulce de ríos en sus límites con tierra.

En estas regiones salinas el agua de mar y el agua dulce se encuentran una con otra dando lugar a la formación de diferentes fenómenos los cuales han sido estudiados mediante modelos matemáticos dando lugar a la obtención de valiosa información -- aplicable a la navegación y construcción de elementos portuarios.

Más de los modelos matemáticos, los cuales han sido desarrollados para determinar el comportamiento de los numerosos - fenómenos que se dan en un estuario son más descriptivos que predictivos.

Los modelos matemáticos teniendo capacidad predictiva- requieren información física, la cual desgraciadamente está baseada en aforos realizados por personal con poca capacidad técnica, siendo de esta manera inexacta y poco confiable.

Otros tantos modelos matemáticos se han realizado en - estructuras ya existentes con el objeto de efectuar mejoramiento y obtener un mejor aprovechamiento de los recursos naturales. -- Considerando un ejemplo en particular, estas mejoras incluyen -- las atenciones para mantener un canal con una cierta anchura y - profundidad en una posición previamente analizada y escogida de-

entre diferentes alternativas, esto será posible llevarlo a cabo gracias al conocimiento de las distribuciones de corrientes, -- acarreos y sedimentación de materiales.

En las orillas de las desembocaduras de ríos y lagunas costeras se advierte la existencia de caserios, poblaciones y -- ciudades cuya actividad humana se encuentra intimamente ligada a las tareas marítimas, pesqueras y turísticas, entre otras.

El continuo desarrollo de estas actividades demanda la realización de obras marítimas en estas zonas buscando aprove- -- char sus características en beneficio de la colectividad.

Es por ello que resulta elemental conocer el grado de interacción de las masas de agua con la porción terrestre, las-- desembocaduras, la hidráulica de las mareas, las corrientes de-- densidad, el régimen de vasos a mares libre y la estabilidad de los accesos costeros.

Las consideraciones anteriores han dado lugar al planteamiento de numerosas incógnitas que el ingeniero especializado en Ingeniería Portuaria intenta resolver consultando infinidad -- de estudios, efectuando diversos modelos matemáticos y basado en la intuición de la propia experiencia que le ha dado la investi- gación.

El presente trabajo no pretende ser un tratado en el -- Regimen de Estuarios, sino una ayuda a todos aquellos compañeros que de una u otra forma están relacionados con tan interesante -- perspectiva en el futuro de nuestro país.

2. TIPOS Y MORFOLOGIA DE LAS DESEMBOCADURAS.

Las diferentes formas a que es susceptible la materia de transformarse, se deberá principalmente a fenómenos físicos, químicos y del medio ambiente como lo son las mareas, las corrientes fluviales, de viento, de marea y de densidad, la salinidad, la intrusión salina, las tempestades y las avenidas. Todo lo anterior traerá como consecuencia acciones como lo son el transporte litoral, la sedimentación y su distribución en las líneas costeras y en los bancos de arena, etc; dando lugar a los principales cuerpos de agua que se mencionan a continuación.

2.1 EL ESTUARIO.

La palabra estuario proviene del latín aestuarium, que significa marea. En forma general el término se aplica a una formación costera en la cual la marea juega un papel muy importante. Historicamente se ha definido como la parte baja de los ríos sujeta a efectos de marea. Según Emery y Stevenson estuario es una amplia desembocadura de un río o un brazo de mar donde la marea encuentra la corriente de un río.

Por su parte Pritchard tratando de integrar ampliamente el concepto, establece que un estuario es un cuerpo de agua costera semicerrado que tiene libre conexión con mar abierto y dentro del cual el agua marina puede encontrarse diluida con el agua dulce procedente de los escurrimientos de tierra firme.

2.2 LA LAGUNA COSTERA.

Desde un punto de vista geomorfológico se define como una "depresión" que contiene agua dulce y salada localizada en el borde litoral. En otras palabras, son cuerpos de agua ubicados en la zona litoral del continente, que presentan una comunicación con el mar y a los cuales llegan corrientes superficiales de agua dulce continental que propician la mezcla, para dar como resultado concentraciones variables según la zona.

Normalmente las lagunas costeras presentan variaciones relativamente pequeñas de marea, con amplia plataforma continental y una pendiente suave, en las cuales existe un cierto transporte litoral que tenderá en la mayoría de los casos a cerrar completamente el acceso a la laguna.

En condiciones naturales existe un cierto equilibrio entre la acción de los diferentes agentes que intervienen en el funcionamiento de una laguna, actuando unos en el sentido de absorberlas y hacerlas desaparecer y otras en el sentido de profundizarlas o mantenerlas.

La acción humana es fundamental en este aspecto ya que puede ayudar con sus actos a la desaparición de las lagunas o a la conservación de las mismas.

El cordón litoral tiende a adelgazarse o aún a cortarse por el efecto de tempestades o ciclones, mientras que el transporte litoral tenderá a robustecerlo y a cerrar las bocas-

de los accesos.

Las fuertes avenidas provocadas por las intensas lluvias tratarán de abrir las bocas y profundizar los fondos por las corrientes que origina, de la misma manera que aportan sedimentos, que posteriormente serán introducidos nuevamente por las corrientes de flujo, esto debido a los efectos de los fuertes oleajes al destruir la barrera litoral.

Es frecuente establecer la diferencia entre laguna y estuario desde el punto de vista de la estabilidad en la salinidad. Se dice, que cuando el escurrimiento de agua dulce en un vaso separado desarrolla un cuerpo estable de agua salobre, se podrá considerar como laguna. Si este mezclado no es estable y presenta cambios periódicos, el vaso podrá considerarse como un estuario.

2.3 SISTEMA LAGUNARIO-ESTUARIANO.

Este sistema puede definirse como el canal de comunicación con el mar y pueden ser:

2.3.1 DESEMBOCADURA DEL RIO DEL SISTEMA.

En este caso la laguna puede estar integrada completamente con ese canal o comunicada a su vez con el río através de un segundo canal. En el sistema estuariano más simple, la parte baja del río se amplía considerablemente en comparación con el resto del cauce.

2.3.2. LA LIGA DE LA LAGUNA CON EL MAR.

La liga puede tener únicamente una longitud equivalente al ancho del cordón litoral, que separe a la laguna del mar a constituir un brazo de mar de varios kilómetros de extensión.

2.4 SISTEMA ESTUARIANO-LAGUNARIO.

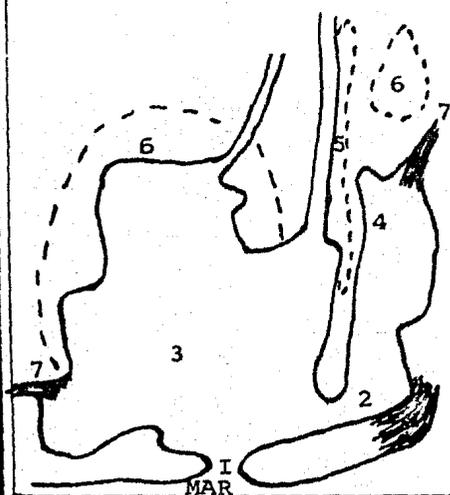
Este sistema se definirá desde el punto de vista de la mezcla de aguas dulces y saladas.

2.4.1 MEZCLA DE AGUA DULCE.

En este caso se presentan características bien definidas aunque variables para ir desde el movimiento estratificado con la cuña salina en la parte inferior, apareciendo inclusive en las fases más intensas del flujo de inversión de corrientes, hasta el mezclado débil en toda la sección sin inversión de flujo.

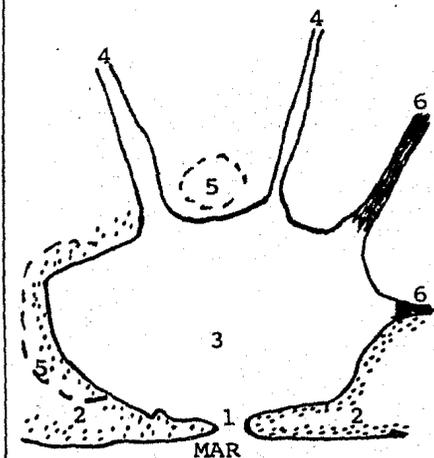
2.4.2 MEZCLA DE AGUA SALADA.

En este caso el fenómeno de mezcla es menos acentuado y el sentido de las corrientes de flujo y reflujos está bien definido.



Sistema proponderante fluvial.

1. Canal de comunicación.
- 2 Canal Laguna-Mar
- 3 Laguna integrada al estuario.
4. Laguna separada del río.
5. Vaso principal integrado por el río y laguna si existe.
- 6 Planificación de inundación vasos secundarios, marismas.
- 7 Esteros.



Sistema proponderante Lagunario.

- 1 Canal de comunicación.
- 2 Cordon Litoral.
- 3 Vaso principal.
- 4 Escurrimiento superficial.
- 5 Planicie de inundación, vasos secundarios y marismas
- 6 Esteros (ocasionalmente).

FIG. 2.4.a SISTEMAS ESTUARIANOS-LAGUNARIOS

2.5 VASO PRINCIPAL.

Es la zona donde las áreas de agua tienen una extensión sensiblemente mayor a la sección transversal del canal de comunicación.

Es un sistema estuario típico esta parte la consti-
tuyen secciones muy amplias del río mismo, dentro de los cuales
pueden estar incluidas zonas lagunarias.

Para el sistema combinado con dominio lagunario, el
vaso principal es la laguna propiamente dicha, según las caracte-
rísticas de la marea, la presencia salina tendrá mayor o me-
nor influencia, pero en general los procesos de mezclado son
más débiles y la salinidad tiende a ser menor.

En los sistemas lagunarios, los escurrimientos de --
tierra son en forma de corrientes e intermitentes, desembocan-
en ella siendo esta la causa del abatimiento de la salinidad.

2.6 ESTEROS, VASOS SECUNDARIOS, PLANICIES DE INUNDACION Y MA- RISMAS.

Estas partes se localizan en la zona más alejada del
mar y constutuyen el extremo interior del sistema, se integra-
por pequeños vasos y zonas bajas, que estan sujetas a inunda-
ción ya sea en épocas de avenidas para sistemas estuarianos --
puros o por efectos de variación de mareas en sistemas laguna-
rios.

Existe también una barra interior que los separa del sistema principal, su liga con él puede ser a través de pequeños canales o cuando el agua rebasa la cota superior de la barra.

De esta manera es posible entrar al terreno de la clasificación según diversos criterios científicos, sin embargo -- conviene establecer como conclusión el hecho de que desde el -- punto de vista de la Ingeniería Hidráulica el problema del aprovechamiento de las zonas estuarias y lagunarias radica en asegurar un sistema circulatorio adecuado de las aguas, principalmente de las marismas, que en sí constituyen un elemento preponderante en la dinámica del sistema.

Según Bowden, el factor determinante de la circulación estuarina es el papel desempeñado por las corrientes de marea con relación a los aportes de agua dulce; consecuentemente, concentraremos nuestra atención al problema representado -- por esta circulación con especial énfasis en el acceso o boca -- y en el canal de comunicación, que son las piezas claves de los sistemas estuarianos y lagunarios.

Al considerar el origen de los accesos por marea se -- ha concluido que la mayor parte de estos han sido producto de -- la naturaleza a través de una barra construida mediante la acción del oleaje.

2.7 DELTAS

Las deltas son formaciones locales en la costa, donde el material es principalmente suministrado por un río, Inicialmente consideramos un caso simple donde no existen corrientes - por marea o litorales y los frentes de ola son siempre paralelos a la costa. El río depositará el material sólido en la inmediata vecindad de la desembocadura del río, porque la velocidad del río y su consecuente capacidad se reducen prácticamente a - cero. Si no existe oleaje se formará una delta como se muestra en la figura 2.7.a y consistirá de arena, limos y arcilla.

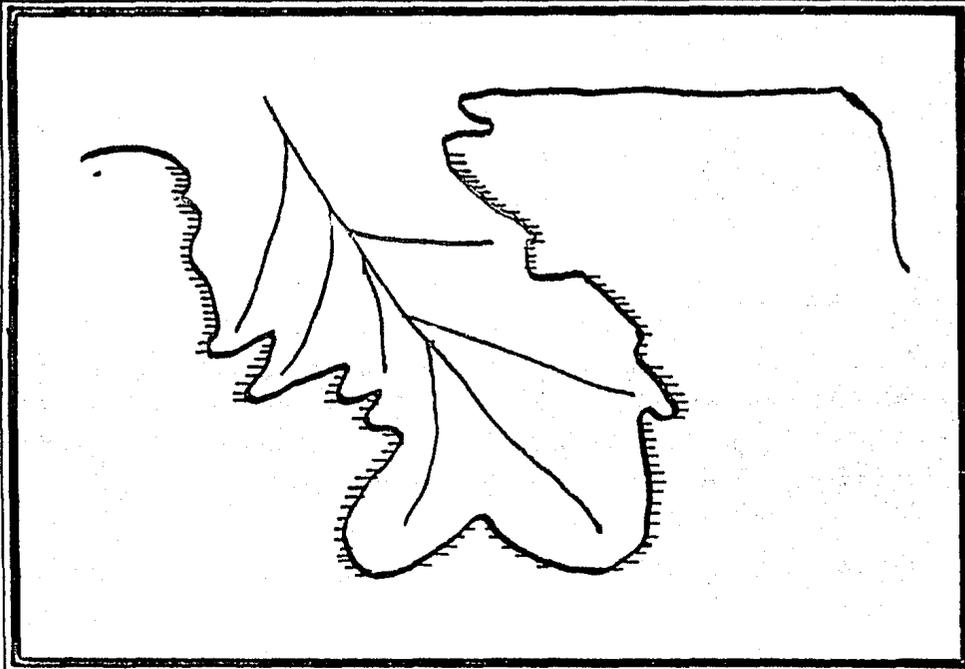


FIG. 2.7.a DELTA SIN LA PRESENCIA DE OLEAJE.

Si al mismo tiempo existe oleaje, ocurrirá el fenómeno de refracción del oleaje y en ambos lados del delta se presentarán corrientes litorales. Estas corrientes combinadas con la acción perturbadora del oleaje, transportarán el material - en la dirección de la costa original.

En la zona adyacente al delta, la refracción inicialmente se incrementará para posteriormente disminuir, por ello, el material se decantará en ambas extremidades del delta, primero el material grueso y finalmente el fino. El resultado final es la comunmente denominada delta de pata de pajaro, que se esquematiza en la figura 2.7.b.

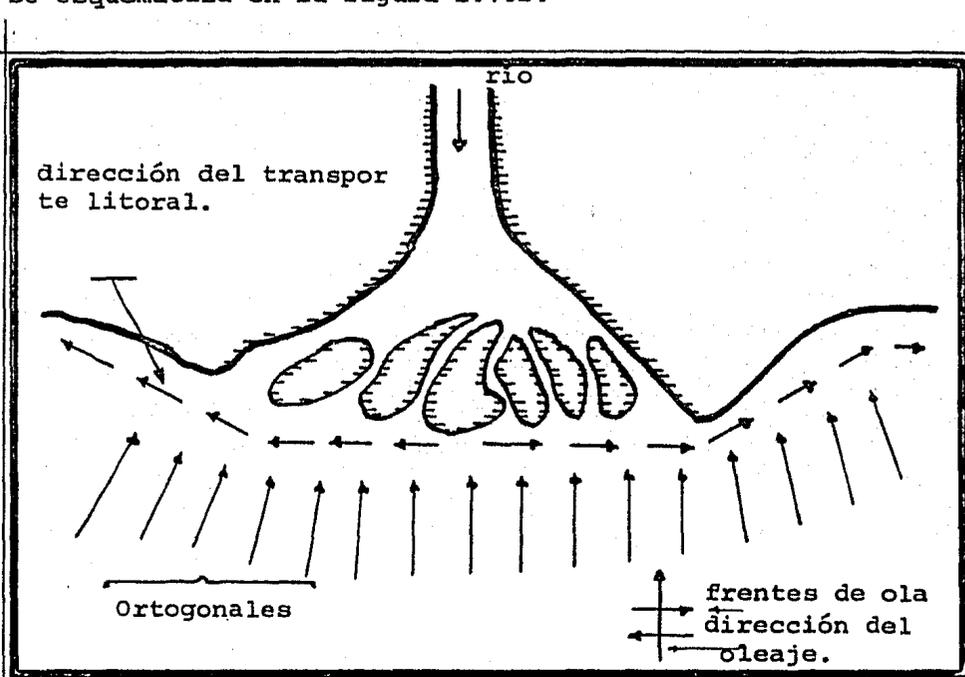


FIG. 2.7.b DELTA TIPO PATA DE PAJARO

Generalmente existe el fenómeno de las mareas, las olas se aproximan a la costa con un cierto ángulo desarrollando corrientes litorales. La corriente por marea tiende a mantener abierta las bocas en la costa, mientras que el transporte de sedimentos en el mar debido a la acción del oleaje y las corrientes tratan de cerrar las comunicaciones hidráulicas en la costa.

El tipo de comunicación con el mar de un río o un estuario se establecerá finalmente, dependiendo de muchos factores.

LOS MAS IMPORTANTES SON:

- a. Corrientes en la comunicación (por marea y escurrimientos).
- b. Corrientes y oleaje en la zona costera.
- c. Transporte litoral.
- d. El sedimento transportado por el río.

Las variaciones de cada uno de estos factores conduce a un gran número de posibles combinaciones, cada una de las cuales produce un tipo único de comunicación. Las más características resultan al relacionar el aporte de sedimentos y las fuerzas distributivas del oleaje que actúan sobre estos. Esta concepción deberá ser separada en dos grupos; el aporte sólido del río con el agua de mar y el sedimento de la zona costera con el agua del río.

2.7.1 VARIACIONES EN EL APORTE DE SEDIMENTO POR EL RIO.

La figura 2.7.1.a muestra el caso de un enorme aporte, mientras que el efecto de los restantes factores es relativamente despreciable; existe una oportunidad muy pequeña de dispersar el sedimento. Si el sedimento consiste de partículas finas se formará una delta tipo Pata de Pajaro.

La figura 2.7.1.b muestra el caso de un aporte considerable y relativamente menos importante el efecto de otros factores.

La figura 2.7.1.c muestra el caso donde un aporte bajo se balancea con buenas fuerzas de distribución.

En los ejemplos anteriores, debe señalarse que las variaciones en el aporte del sedimento de los ríos, en relación con la magnitud de los restantes factores afectan no sólo el tipo de comunicación, sino también el tipo de delta en su totalidad.

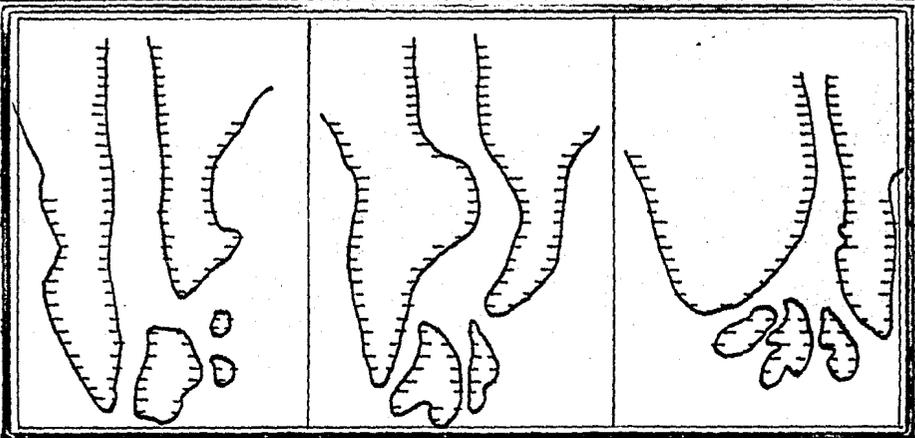


FIG. 2.7.1.a

FIG. 2.7.1.b.

FIG. 2.7.1.c

2.7.2 VARIACIONES DE LAS CORRIENTES POR MAREA:

La figura 2.7.2.a muestra el caso de un reflujo de marea muy fuerte con un bajo aporte de sedimento del río. En ambos lados de la comunicación se forman flechas y una barra submarina se forma alejada de la costa.

La figura 2.7.2.b muestra el caso medio de una corriente menos fuerte balanceada por las fuerzas de distribución en la zona costera.

La figura 2.7.2.c muestra la acción de fuerzas de distribución relativamente importante que dispersan el sedimento del río antes de que este se interne en el mar.

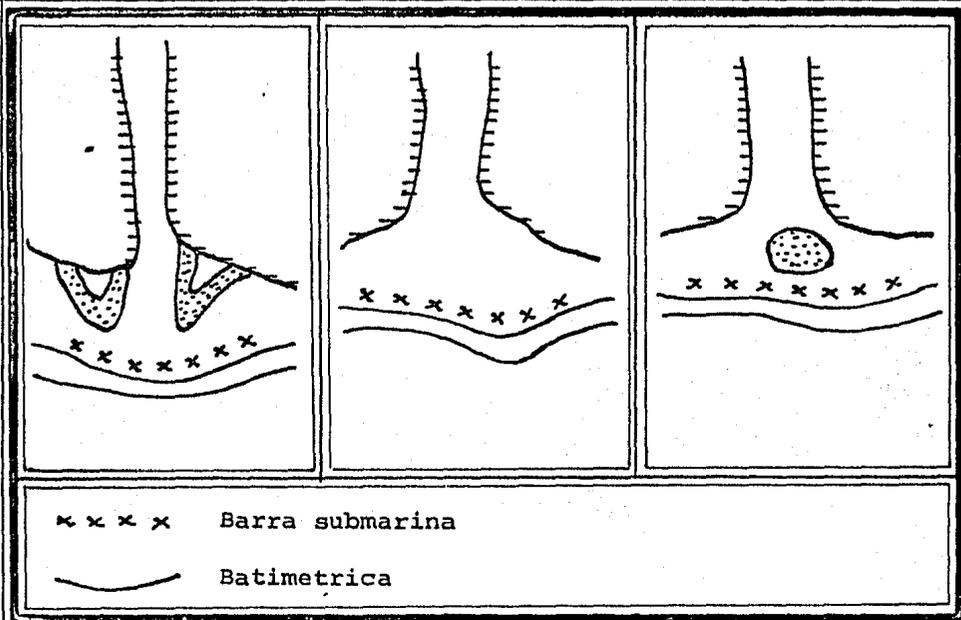


FIG. 2.7.2.a

FIG. 2.7.2.b

FIG. 2.7.2.c

2.7.3 INFLUENCIA DE LAS FUERZAS DE DISTRIBUCION.

La figura 2.7.3.a muestra los casos donde las fuerzas de distribución provocadas por oleaje y corrientes son muy fuertes, regulares y moderados respectivamente en relación a la magnitud de los factores restantes.

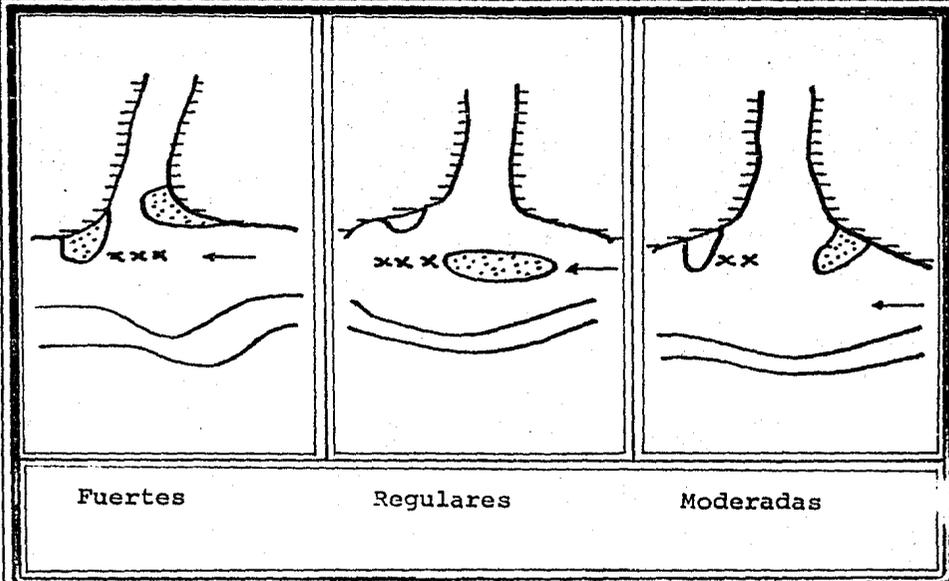


FIG. 2.7.3.a INFLUENCIA DE LAS FUERZAS DE DISTRIBUCION.

2.7.4 INFLUENCIA DEL TRANSPORTE LITORAL.

Finalmente, al variar el transporte litoral la figura 2.7.4.a muestra los casos en donde el transporte es considerable, regular y pequeños respectivamente en relación a los otros factores.

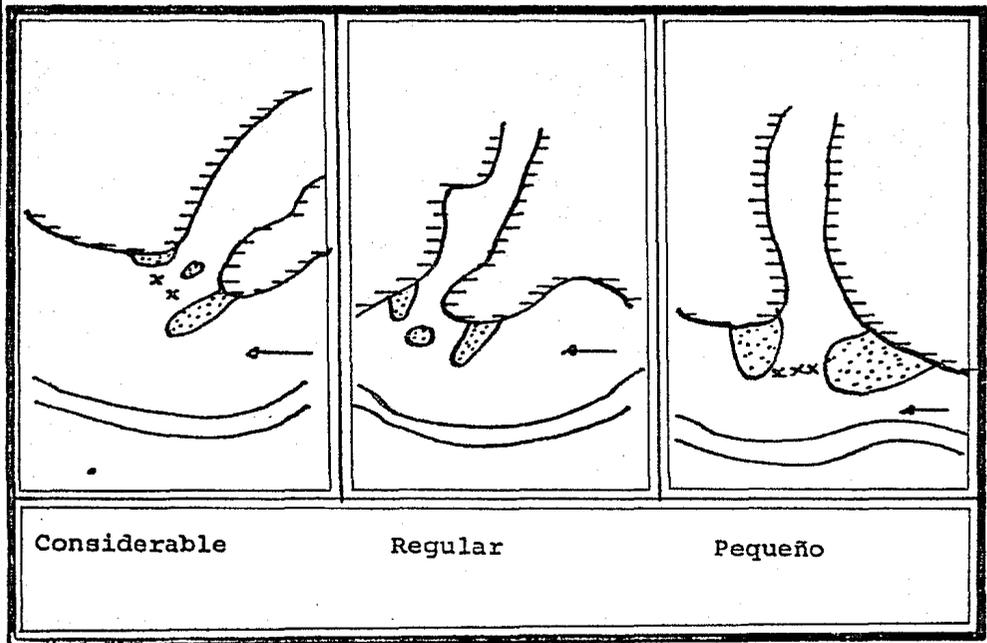


FIG. 2.7.4.a INFLUENCIA DEL TRANSPORTE LITORAL

En lo que se refiere a configuraciones mas detalladas de de las comunicaciones, el número de posibilidades es infinito.

En general las corrientes por flujo de marea (llenante) son más fuertes en las márgenes de las desembocaduras, mientras que las corrientes por el reflujó de marea (vaciante) predominan en el centro de las comunicaciones con el mar.

Esto se debe al hecho de que el tirante promedio es menor durante la marea baja que durante la marea alta.

Comúnmente la configuración de las comunicaciones no es estable pero sigue ciertos patrones de cambio.

En algunas ocasiones se presentan movimientos cíclicos de largo período con una sucesión de erosión y depósito de material en causas inestables.

Parece que la estabilidad de la boca depende en mucho de la relación entre el transporte litoral y el promedio del flujo máximo por marea. Las relaciones pequeñas acrecentan la estabilidad de las comunicaciones.

2.8 COSTAS FANGOSAS.

Los ríos muy largos, como el Amazonas, transportan grandes cantidades de materiales arcillosos en suspensión por lo que la costa adyacente esta compuesta por lodos. Este material en suspensión es generalmente más fino que 0.002 mm. y la concentración es muy fuerte. Cuando la concentración excede las 200,000 ppm. entonces la mezcla no se comporta como un fluido.

Cuando este material en suspensión entra en contacto con el agua salada, ocurre un proceso de floculación debido a que el agua salada contiene una concentración relativamente alta de iones metálicos cargados positivamente (Na, K, etc.) y neutralizan los iones cargados negativamente de las partículas de limo provocando la floculación, (partículas con mayor peso y caen al fondo).

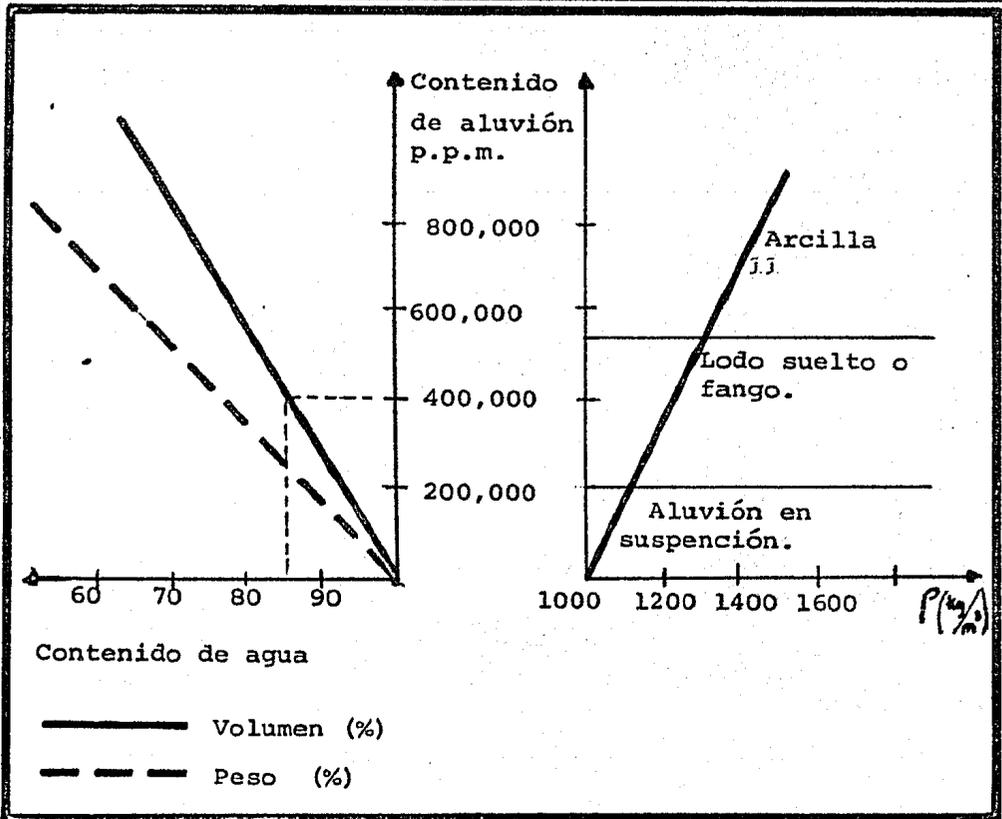


FIG. 2.8.a NOMENCLATURA DE ACUERDO CON LA CONCENTRACION DE ALU VION.

El sedimento arcilloso resultante es fango o lodo -- que contiene 85% de agua en volumen, este no es estable tiende a moverse con las corrientes oceánicas a lo largo de la costa en ondas de 40 Km. de longitud y celeridad de 1.3 Km. por año.

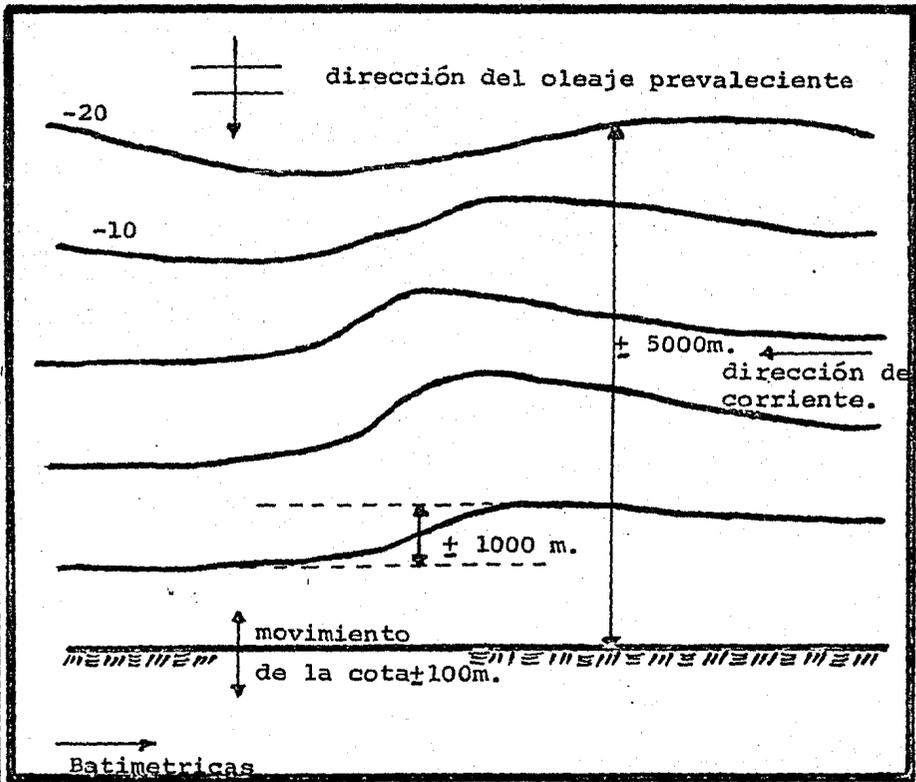


FIG. 2.8.b ONDAS DE FANGO.

El mecanismo de transporte se muestra en la figura - 2.8.c; en el que las líneas de corriente tienden a ser perpendiculares a las curvas batimétricas.

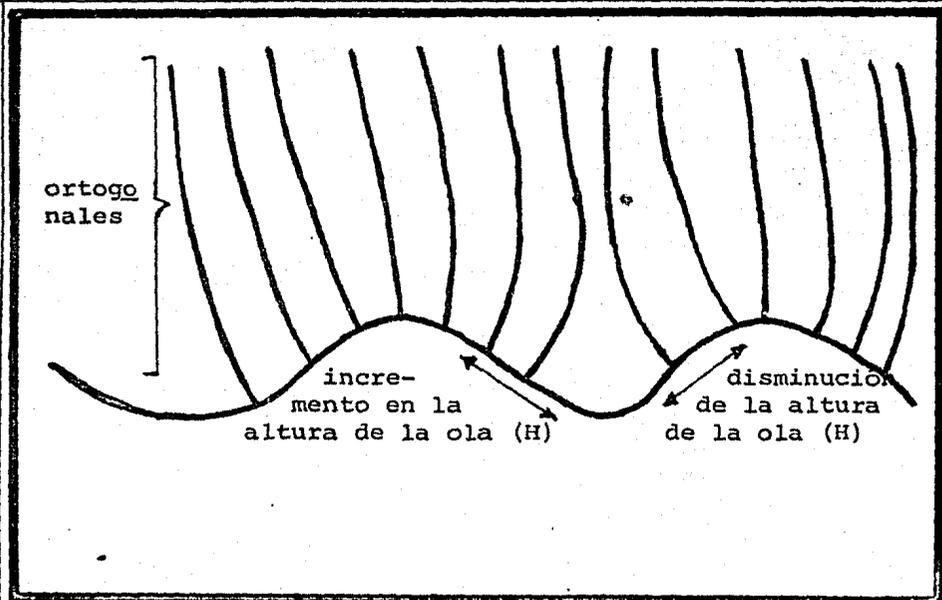


FIG. 2.8.c MECANISMO DE TRANSPORTE DE LAS ONDAS DE FANGO.

Cuando la dirección del viento prevalece como se muestra en la figura, 2.8.c. en el punto A la refracción provoca que se incremente la energía por unidad de área, por lo que se incrementará la altura de la ola (H), resultando mayores disturbios en el material sólido. Este material es transportado por las corrientes hacia el punto B. donde la refracción produce divergencia en el oleaje por lo que H disminuye, con este proceso

el material removido en A se depositará en B.

La línea de la costa tiende a trasladarse con las ondas de fango. Como este movimiento puede ser del orden de cientos de metros, es aconsejable comprobarlo, lo cual resulta muy complicado porque el fango no resiste estructuras pesadas.

En algunas ocasiones existen escollos de arena fina - en los que se pueden construir sistemas de defensa, pero estos escollos no son continuos. Otras posibilidades son las fijación de vegetación o construcción de estructuras que flotan sobre -- el fango.

El incremento del tamaño de los buques dificulta los problemas para construir un puerto sobre este tipo de costas. - Las pendientes sumamente tenues de estas costas (1:1000) requieren de enormes cantidades de dragado lo cual resulta costoso, - ya que el lodo se filtra entre las tolvas de las dragas de succión. Unicamente es posible el dragado por agitación cuando se provoca una velocidad de la corriente suficiente para dispersar el material. Una ventaja es que el claro de la embarcación puede ser muy pequeño.

2.9 INFLUENCIA DE LOS CAMBIOS QUE HACE EL HOMBRE EN LAS DESEMBOCADURAS.

Un importante problema de Ingeniería en las zonas donde actúan las mareas es el cambio en los modelos de bancos de arena en los estuarios. Lo cual inevitablemente acompaña a los

cambios hechos por el hombre en la proporsión de los flujos de la geometría de un estuario dado. Estas medidas incluyen estructuras construidas para reducir el flujo de las mareas, desviaciones de flujos de agua dulce, profundidades y anchos de canal en estuarios.

Algunos modelos hidráulicos experimentales estudiados en laboratorios ampliamente capacitados, han sido usados como metodos de corrección o perfeccionamiento de problemas de transporte litoral y sedimentación. Desgraciadamente estos estudios han sido aceptados una vez que los cambios que causaron el problema han sido hechos.

Cuando los canales son dragados, los modelos de flujo y la cantidad de materia cambian, consecuentemente los bancos de arcilla o arena cambiarán también. Esto es particularmente verdadero para ríos donde las cargas sedimentarias fueron en una proporsión mayor de arcilla y de otros materiales poco pesados como sucedio en las entradas de los puertos de Charleston, del río Savannah y del río Mississippi.

Frecuentemente con el dragado de canales se forman trampas de sedimentos y existe el desvío de bancos de arcilla o arena hacia otras áreas, ya sea corriente arriba o corriente abajo, donde formarán llanuras para de nueva cuenta tener que dragar, dando como resultado altos costos.

Llego a ser una práctica común en el dragado de estua

rios descargar el material en el área de entrada o en cualquier cavidad profunda, esto fue un gran error, como ha sido demostrado en el ahora clásico experimento con radioactividad Sc ⁴⁶.

En el río Thames en Inglaterra, para determinar la trayectoria del sedimento fueron mezclados isótopos en la materia, los cuales fueron rastreados con rayos gama, el material rastreado tubo una densidad similar a la del limo del río Thames, él cual consistia de micas de carbonato de sodio con un contenido aproximado de 1.5% de oxido de escandio.

Estos experimentos fueron efectuados para demostrar con certeza sí el transporte de sedimentos se forma principalmente através de la entrada del canal de la dársena de Tilbury o a lo largo de la parte superior final, 26 millas despues del puente de Londres. Antes de la prueba se realizó una sistemática inspección usando un contador geiger sobre la cama del estuario entre 8 y 38 millas despues del puente de Londres para determinar la presencia de radioactividad, procediendo despues a mezclar las micas de escandio 46 con el limo del río. Durante las siguientes tres semanas se trazo la ruta de las partículas.

Uno de los resultados más sorprendentes fue que las mareas vaciaron de material la dársena de Tilbury 12 millas desde el punto de inyección, siendo este lugar donde era necesario el dragado.

Teniendo el total de observaciones se concluyó que el

sedimento se movía hacia la cabeza del estuario donde hay un movimiento neto del agua hacia la cama del mismo, este sedimento es virado y puesto en la parte trasera del estuario donde será bombeado hacia tierra. Este método es ahora gradualmente puesto en práctica en los Estados Unidos para tener una mayor conservación de la vida biológica.

De esta manera observamos que el vaciado producido -- por las corrientes hacia abajo, es como una agitación del dragado, igualmente cualquier otra fuente que provea de material a un estuario deberá ser limitada.

Como las fuentes de material son áreas pantanosas, el material que es erosionado de la ribera es orgánico, como resultado de la vida de plantas y animales en un estuario, los desperdicios industriales de toda clase y las aguas negras producirán una gran variedad de sedimentos. En el río Potomac en Maryland estudios realizados sobre estas contribuciones de cargas en suspensión dio como resultado que estos materiales fueron -- erosionados de lugares en construcción como lo fueron minerales de arcilla y materiales de cuarzo. Se determinó una diferencia esencial en el transporte hidráulico entre los materiales granulares y coloidales, la cual depende de las propiedades de la -- floculación y las formas agregadas de múltiples partículas en -- interacción con el fluido en suspensión, mientras los sedimentos granulares quedan diluidos por las condiciones de flujo, el

esfuerzo cortante interno generado por el flujo fomentará la floculación por el incremento proporsional del choque con un cierto esfuerzo cortante crítico.

Más alla de cierto esfuerzo cortante crítico los floculos son reducidos a un tamaño limitado para dar lugar al esfuerzo cortante, entonces la erosión interflocular reduce el tamaño tan rápidamente como la fluculación se produce, la velocidad establecida es gobernada por las condiciones de flujo de ellos mismos, la cual el hombre puede cambiar en una dirección o en otra, pero más frecuentemente con el resultado de que esta sedimentación se incrementa debido a la alta entrada de material por las operaciones de dragado.

3. HIDRAULICA DE LAS MAREAS.

En este capítulo se tratará brevemente de describir, - como se presentan los escurrimientos, flujos, corrientes y en general el comportamiento de las aguas debido a la existencia de - mareas, siendo esta parte fundamental para poder explicarnos algunos de los diferentes fenómenos que tienen lugar en un estuario.

3.1 DESEMBOCADURAS DE RIOS.

Las desembocaduras de ríos en costas de pendiente suave no sólo se ven influenciados por los escurrimientos desde las cuencias de las mismas, sino también por el prisma de marea.

De acuerdo con O'Brien en la publicación ASCE WWI, de - Feb. 1969.

$$A = 2 \times 10^{-5} P$$

en donde:

A: es el área de la sección transversal del río en su - desembocadura en pies cuadrados.

P: es el prisma de marea en pies cúbicos, definiendose - como el volumen de agua que fluye como flujo y reflujos debido a la marea.

Generalmente se desarrollan diferentes canales naturales para el flujo durante la alta y baja marea.

Como se sabe, en los ríos el talweg en la curva de un -- río se forma en la parte de afuera de la curva y la sección tiene-

un tirante más continuo aguas abajo o aguas arriba de la curva.

En el caso de una corriente de dirección alternante sobre un canal ancho se desarrolla un sistema de canal de doble curso como se muestra en la figura 3.1.a

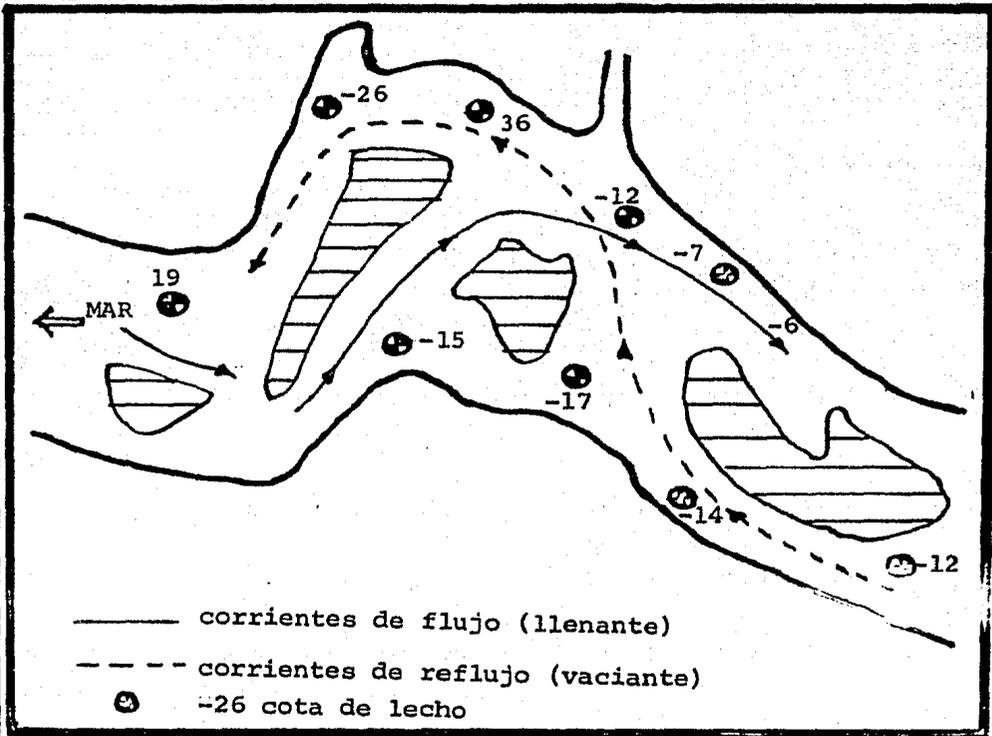


Fig. 3.1.a SISTEMA DE DOBLE CURSO DE CANALES.

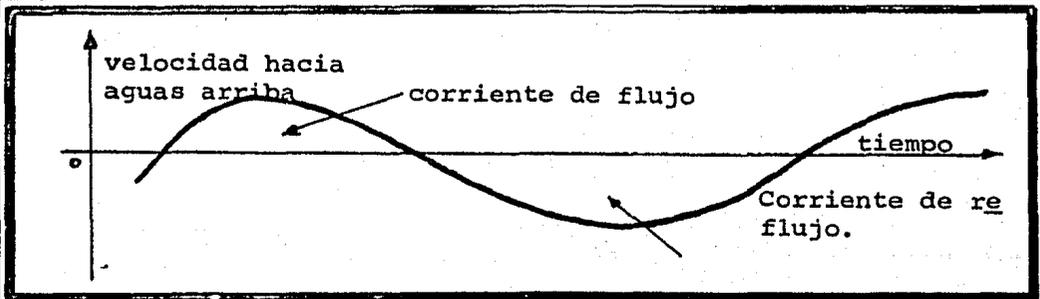
Puesto que el nivel del agua en el mar, durante el flujo de la marea se eleva, los canales de flujo tienen la tendencia a terminar en bajos. En cierto momento el nivel del agua es tan alto que el extremo de estos canales de flujo (después de la curva) se rebasan y el nivel del agua no se mantiene confinado en el

canal y se inundan los bajos hasta la siguiente curva del meandro.

Justamente ocurre lo contrario durante la marea baja en el refluo. En este caso el nivel del agua disminuye y la corriente de refluo se confina a un canal angosto.

También resulta que $Q_{\text{flujo}} < Q_{\text{reflujo}}$ puesto que el -- gasto en refluo contiene además del prisma de marea el escurri-- miento del río. Por estas razones, los canales de refluo son generalmente más profundos y tienen una pequeña tendencia a estrangularse hacia aguas abajo (en dirección del mar).

En ríos sujetos a la acción de la marea el gasto normal del río es detenido o frenado por el movimiento provocado por la marea y en algunos casos se presenta un flujo inverso al del cause natural. En todos los sitios del cause de un río donde se aprecia un movimiento vertical del nivel del agua, la magnitud de la corriente varía con la marea.



F9g. 3.1.b VARIACION DE LA CORRIENTE EN LA DESEMBOCADURA.

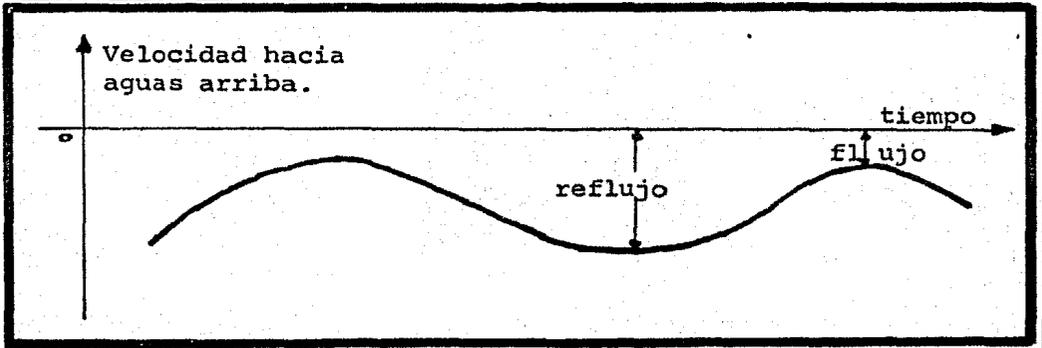


Fig. 3.1.c VARIACION DE LA CORRIENTE EN UN SITIO AGUAS ARRIBA MUY DISTANTE DE LA DESEMBOCADURA.

De la teoría de ondas largas (de mareas) la relación -- entre la marea vertical y la marea horizontal (corriente) se puede estimar, esta relación se indica en la figura 3.1.d (despreciando el escurrimiento del río).

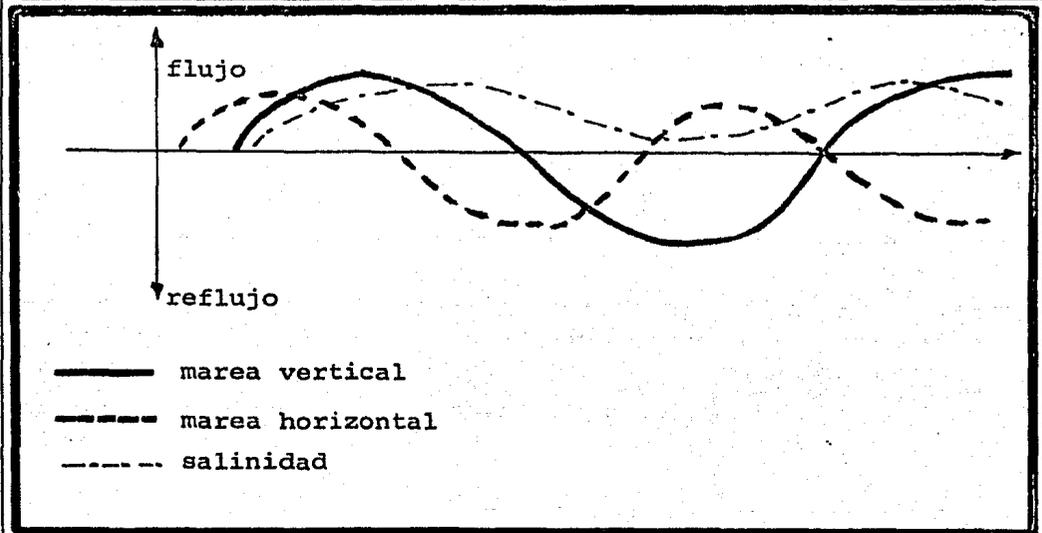


FIG. 3.1.d . RELACION ENTRE LA MAREA VERTICAL Y LA MAREA HORIZONTAL.

Debido al cambio en velocidad y dirección de la corriente, el sedimento normal que es transportado hacia el mar es detenido. Esto depende de la magnitud de la marea y la influencia de las diferencias de salinidad (densidad) del agua. Normalmente el ancho del río es mayor y más profundo en la desembocadura que -- aguas arriba, debido a que la capacidad total se obliga a incrementarse por el movimiento de las mareas.

Un análisis de la ecuación de movimiento de las ondas de marea muestra que en aguas reducidas el término de resistencia es relativamente mayor en comparación con el término de inercia. -- Por lo tanto, en aguas bajas el cambio de dirección de la corriente ocurre antes que se presente en aguas profundas.

3.2 MEDICIONES DEL NIVEL DEL AGUA EN RIOS SUJETOS A LA ACCION DE LAS MAREAS.

En un río sujeto a la acción de la marea, la marea vertical en su desembocadura se puede conocer totalmente, no sólo la forma de la función en el tiempo, sino también el nivel mismo. Este nivel puede correlacionarse con el nivel medio del mar (determinado a partir de una serie de mediciones durante el mes) o a un banco de nivel determinado.

Al instalar aguas arriba, una estación de medición de -- niveles de la superficie libre del agua, en ocasiones resulta difícil relacionar las mediciones con un banco de nivel, porque -- sean escasos o esten sumamente distantes entre sí.

Entonces como no se han calibrado esas estaciones únicamente se puede contar con la curva de la marea, pero se desconoce el nivel absoluto. Entonces con la ayuda de las observaciones realizadas durante el punto muerto o de inflexión de la marea, es posible calibrar dicha estación de medición.

El procedimiento consiste en lo siguiente:

Si no existe inercia, la velocidad del agua debe de ser cero. Si no existe diferencia de nivel (AH) entre dos estaciones, entonces, antes de que ocurra el punto de inflexión de la curva de marea, el agua tiene que contar con un gradiente para vencer las fuerzas de inercia. El gradiente necesario depende de la velocidad del agua en el momento en que AH es igual a cero. El desfaseamiento en tiempo entre el instante en que AH=0 y cuando ocurre el punto de inflexión de la marea depende de la forma de la curva de marea.

La ecuación de movimiento de la onda de marea es:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{gv/v}{c^2 h} = 0$$

Cerca del punto de inflexión de la curva de marea el término $v \frac{\partial v}{\partial x}$ puede despreciarse con respecto al término $\frac{\partial v}{\partial t}$ ya que v es muy pequeño.

Cuando AH entre los puntos a y b es igual a cero, entonces $\frac{\partial h}{\partial x} = 0$ (ver Fig. 3.2.a)

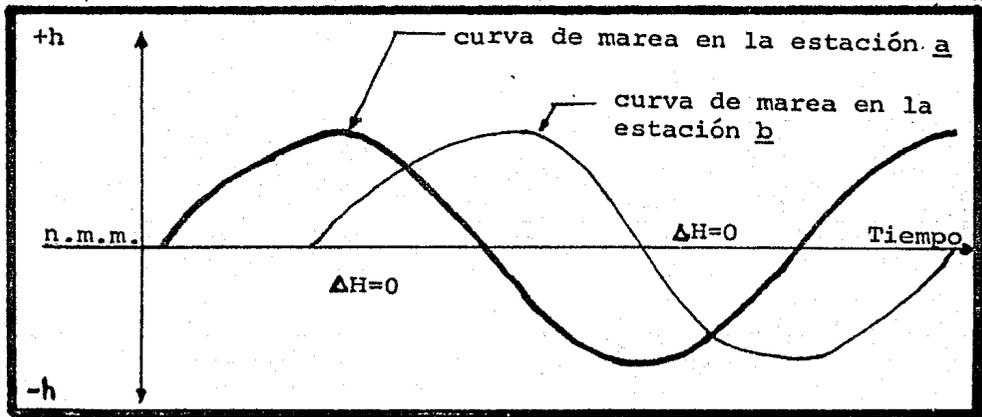


Fig. 3.2.a CURVAS DE MAREA EN PUNTOS DIFERENTES.

Entonces:
$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{g v / |v|}{c^2 h} = 0$$

Por lo tanto:
$$\frac{\partial v}{\partial t} = - \frac{g v / |v|}{c^2 h}$$

como $v = f(x, t)$; y, $\frac{\partial v}{\partial x} = 0$ entonces podemos escribir:

$$\frac{dv}{v/|v|} = - \frac{g dt}{c^2 h}; \quad \frac{1}{v} = t - \frac{g t}{c^2 h} \quad (t \text{ es constante}) \quad \frac{dv}{dt} = - \frac{g v / |v|}{c^2 h};$$

$$t - vt = \frac{c^2 h}{g}$$

esta ecuación proporsiona la relación entre la velocidad y el tiempo como una función de $\frac{c^2 h}{g}$ cuando $\frac{\partial h}{\partial x} = 0$ es decir, cuando el nivel de agua a es el --

mismo nivel en b. Cuando t se expresa en horas, la ecuación ante

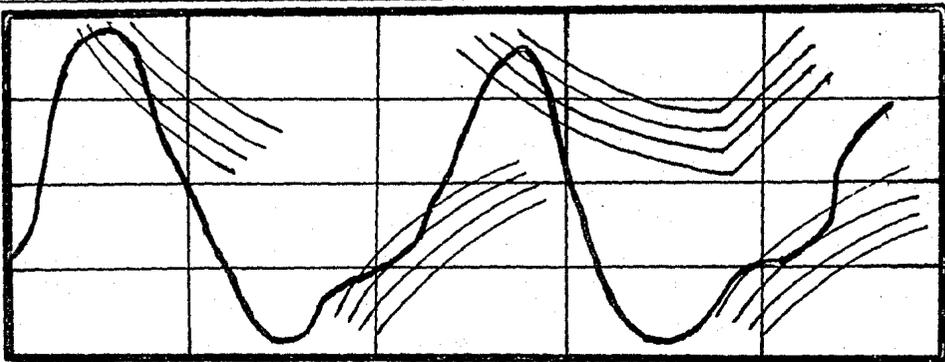
rrior se transforma a:
$$t - vt = \frac{c^2 h}{3600 g}$$

En un diagrama de $v-t$ se pueden dibujar, para varios -- tirantes, las funciones de $\int v dt = \frac{c^2 h}{3600g}$ el punto donde una de esas curvas es tangencial a la curva original de $v-t$ es el momento en que AH , entre las estaciones a y b es igual a cero.

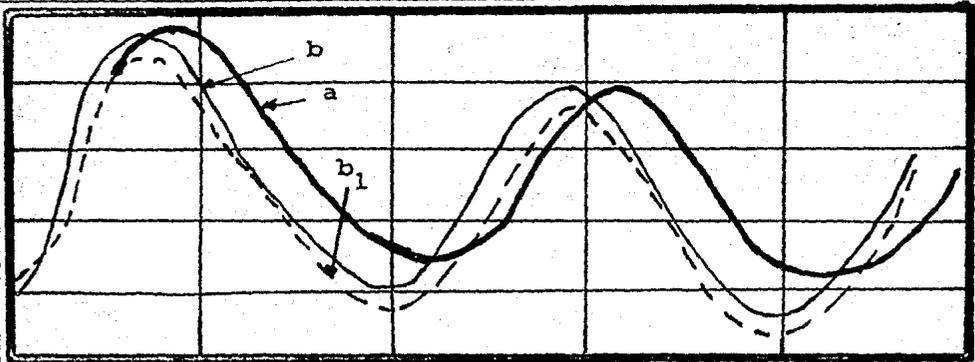
Supongamos que deseamos calibrar la estación en b y la estación en a se encuentra calibrada, marcamos el instante que en la curva $v-t$ sea $AH=0$.

En otras palabras, este es el punto donde las curvas de marea de a y b se intersectan. Se conoce la forma de la curva en el punto b pero no su plano de referencia.

Moviendo la curva de marea de b en el sentido vertical se intersecta a la otra curva en el punto dado. Con ello se tiene el plano de referencia para la estación en b y entonces estará -- calibrada.



curva $v-t$



curva h-t

Como una primera aproximación se puede señalar que el intervalo entre el instante en que $AH=0$ y cuando $v=0$ (punto de intersección de la curva de marea) es el mismo para alta o bajamarea. Esto es cierto exactamente cuando la forma de la curva -- cerca de la cresta (marea alta) es de la misma forma cerca del valle (marea baja). Esta condición se puede encontrar deslizando también la curva h verticalmente. Este método de aproximación no requiere del diagrama $v-t$.

En principio la curva $v-t$, necesaria para el primer método se requiere determinar en un punto a la mitad de la distancia entre las dos estaciones. Si esto no es posible realizarlo, la curva de velocidad puede tentativamente verse hasta que el intervalo sea nuevamente igual. Si este paso no tiene éxito, entonces se puede deslizar la curva h con respecto al eje del tiempo para que los intervalos sean iguales.

4. CORRIENTES DE DENSIDAD Y CUÑA SALINA.

El régimen de flujo en los estuarios está gobernado por cuatro influencias dinámicas que determinan la dirección y magnitud de velocidades a diferentes profundidades y a diferentes distancias de la desembocadura. Estos factores dinámicos -- pueden enumerarse, por orden de importancia, en la forma siguiente:

a. El efecto de la marea sobre toda la longitud de la intrusión salina.

b. El efecto de las fuerzas gravitacionales debidas a las variaciones de la densidad entre el agua dulce que tiene su origen en tierras altas y el agua salada procedente del mar.

c. Las fuerzas gravitacionales necesarias para producir un transporte neto de agua dulce hacia el mar.

d. Las fuerzas centrífugas y de Coriolis que inducen movimiento transversal del fluido, debidas a la curvatura del canal y la rotación de la tierra, respectivamente.

4.1 CORRIENTES DE DENSIDAD.

Las corrientes de densidad se presentan por las diferencias en salinidad (o densidad) entre dos cuerpos de agua que se interconectan periódicamente.

Supongamos que se tienen dos cuerpos de agua, uno con agua dulce y el otro con agua salada, como se muestra en la fi-

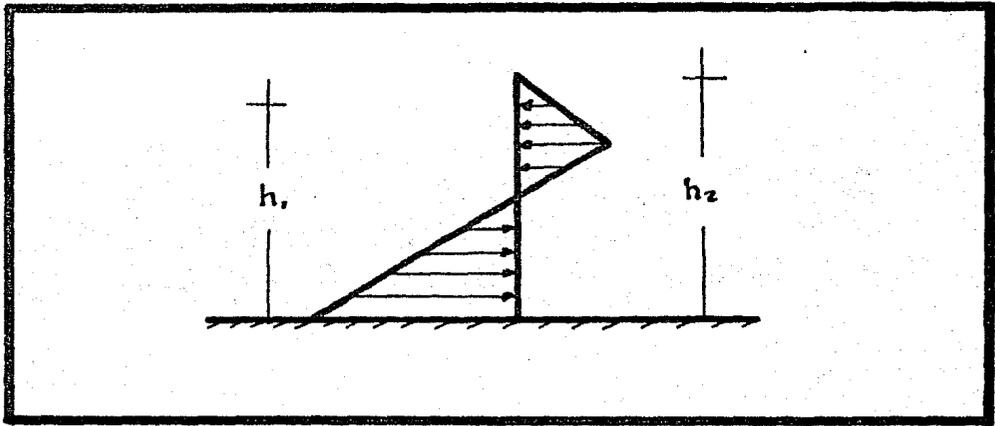


FIG. 4.1.b DISTRIBUCION DE LA PRESION NETA...

Cuando la separación se remueve, estas diferencias de presión provocarán un flujo de agua salada cerca del fondo hacia la sección con agua dulce. Después de un cierto tiempo la interfase entre los dos fluidos de diferente densidad tendrá la forma que se muestra en la figura 4.1.c

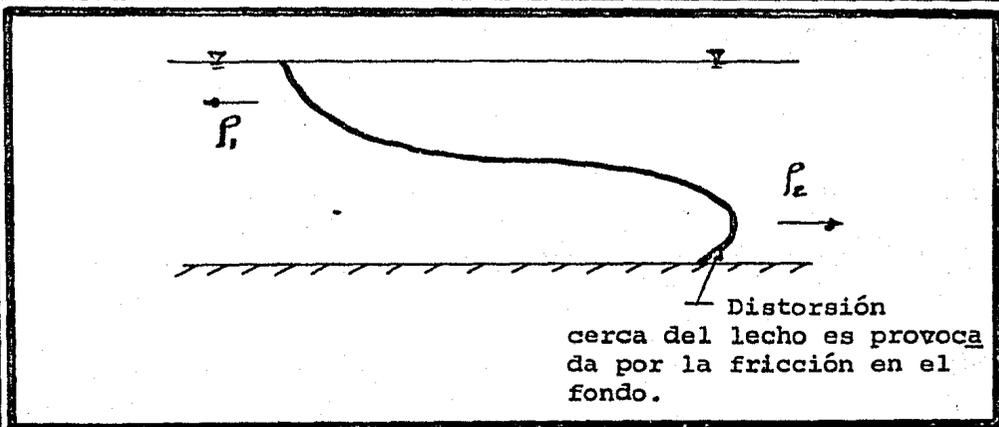


FIG. 4.1.c CUÑA SALINA

La velocidad v de esa cuña es igual a:

$$v = 0.45 \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} gh}$$

La forma de esta curva es parecida a la que se presenta en la superficie libre del agua en el caso de colapso de la cortina de una presa.

Cuando el frente de la cuña llega al final del depósito esta se comporta como una ola que se translada, removiendo el agua dulce de esta zona, lo cual se muestra en la figura ---

4.1.d

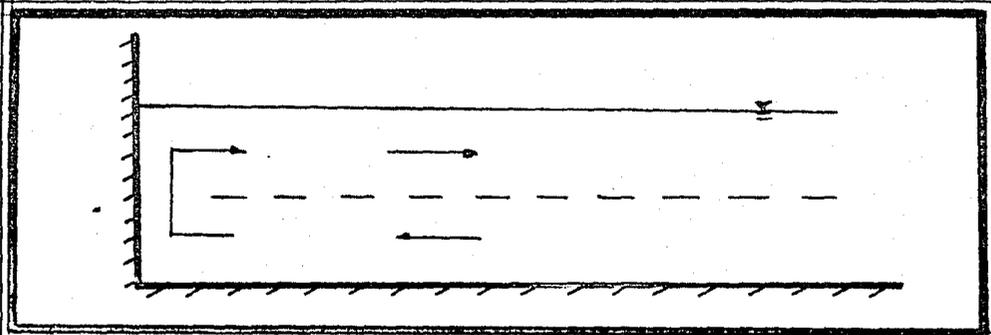


FIG. 4.1.d INTERCAMBIO VERTICAL DE UNA ONDA QUE SE TRANSLADA.

Cuando se inyecta lentamente el agua salada cerca del fondo de un depósito cerrado lleno parcialmente con agua dulce, después de un cierto tiempo existirán dos capas de agua, la superior de agua dulce y la inferior de agua salada. Cuando se genera una onda de translación en el agua salada, la onda viajará con una velocidad igual a:

$$c = \sqrt{\frac{h_1 h_2 \Delta P_g}{P_2 h_1 + P_1 h_2}} = \sqrt{\frac{h_1 h_2 \Delta P_g}{P h}}$$

4.1.d

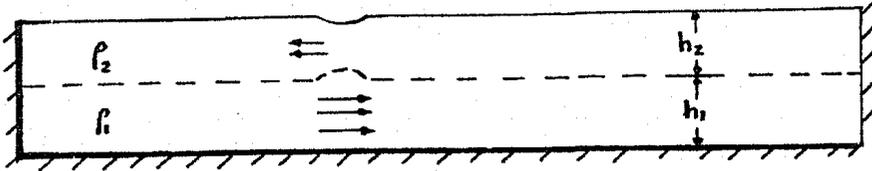


FIG. 4.1.e EFECTO DE UNA ONDA DE TRANSLACION SOBRE LA CAPA INFERIOR.

De las ecuaciones básicas de movimiento del agua para la capa superior se entiende que una curva positiva en la interfase corresponde a una curva negativa en la superficie.

4.2 PROBLEMAS EN LA NAVEGACION DEBIDOS A CORRIENTES DE DENSIDAD.

Los problemas de navegación se presentan cuando la corriente que actúa sobre una embarcación cambia rápidamente de dirección. La figura 4.2.a muestra el caso cuando una dársena se conecta con un río o un estuario.

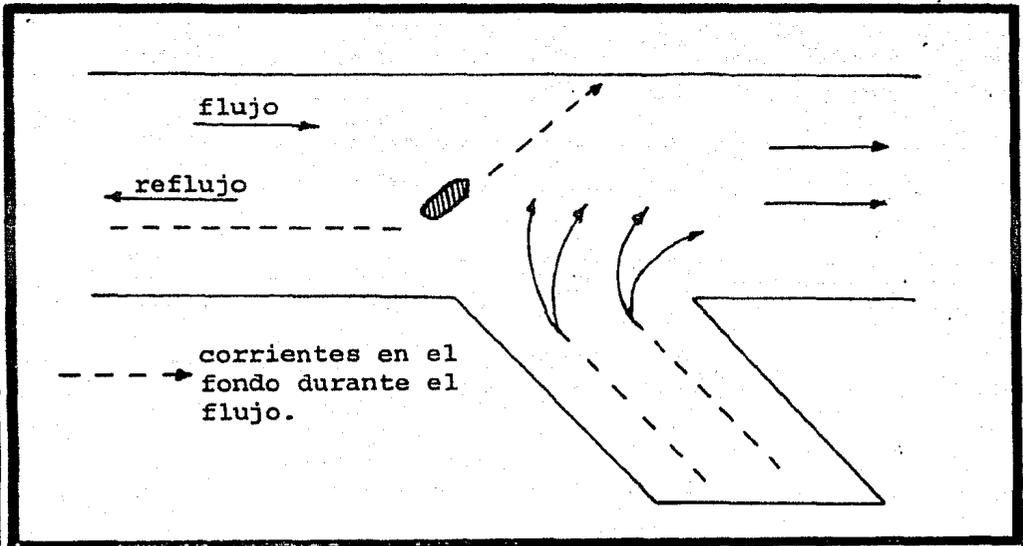


FIG. 4.2.a PROBLEMAS DE NAVEGACION DEBIDOS A CORRIENTES DE DENSIDAD.

Quando una embarcación con calado relativamente pequeño navega aguas arriba durante la marea alta, experimenta repentinamente una corriente transversal formada por el agua dulce que es sacada de la dársena por la intrusión de agua salada. -- Los efectos de este fenómeno pueden ser desastrosos ya que los marineros esperan que se presente una corriente hacia la dársena. Esto puede evitarse atendiendo a las indicaciones de los -- prácticos de los puertos.

4.3 PROBLEMAS DE SEDIMENTACION DEBIDOS A CORRIENTES DE DENSIDAD.

La sedimentación ocurre en las dársenas cercanas a -- los ríos.

Hacia aguas arriba la cuña salina se trasladada como se

muestra en la figura 4.3.a

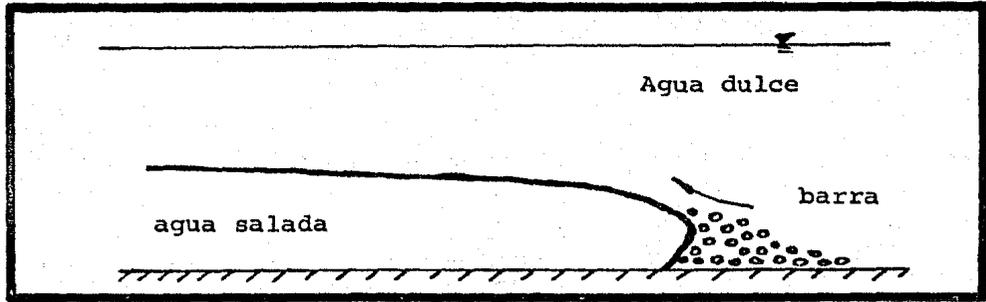


FIG. 4.3.a FORMACION DE UNA BARRA DEBIDO A LAS CORRIENTES DE DENSIDAD.

En el lecho la velocidad del agua disminuye de tal suerte que el transporte de sedimentos por el fondo se nulifica formando una barra en el río, de acuerdo como es explicado por la figura 4.3.b

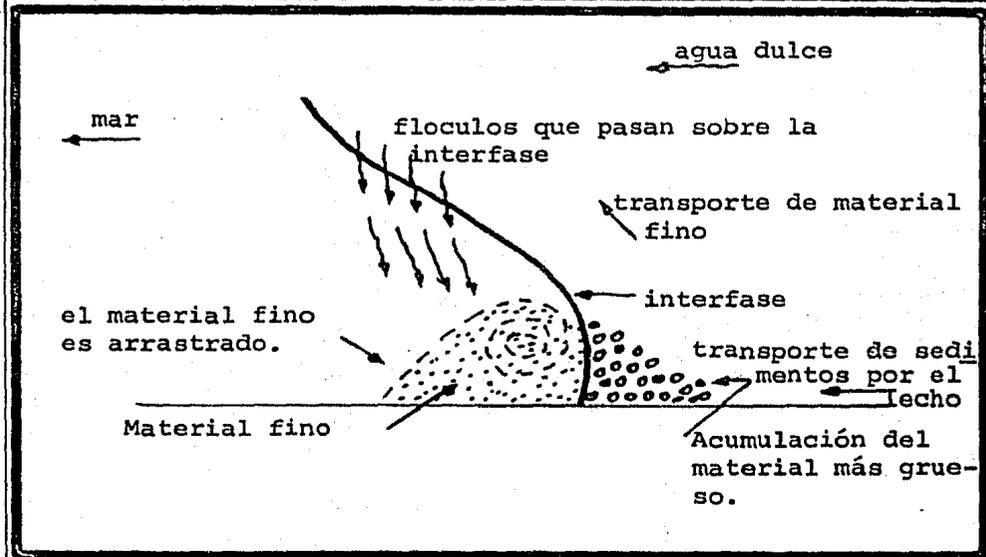


FIG. 4.3.b CONTRIBUCION DE MATERIAL SOLIDO PARA FORMAR LA BARRA.

En las dársenas las partículas en suspensión que transporta el agua salada durante el flujo se depositan en el fondo. En reflujo las velocidades no son lo suficientemente altas para regresar este material a su estado de suspensión nuevamente. Debido a que el agua dulce (que llena la dársena durante el reflujó) es empujada fuera de la dársena por el agua salada, la cantidad de material y agua que entra es mucho mayor que la requerida para llenar el prisma de marea. Cuando la dársena es muy larga, la cuña salina no alcanza a viajar en toda la longitud de la dársena y regresar, por lo que no se presenta un completo intercambio de agua. En dársenas de corta longitud se pueden -- presentar varios intercambios completos, dependiendo de las variaciones de la salinidad en un ciclo de marea; en cada intercambio se presenta un depósito de material adicional.

Schif y Schonfeld derivaron una expresión para encontrar la longitud de la cuña salina en un canal rectangular y horizontalmente descargado al mar con poca influencia de la marea.

$$L = \frac{2h}{F_1} \left(\frac{1}{5F^2} - 2 + 3F^{2/3} - \frac{6}{5} F^{4/3} \right)$$

$$F_1 = \frac{8Z_c}{P (V_1 - V_2) V_1 - V_2}$$

$$F = \frac{v_r}{\sqrt{d g h}}$$

- L : es la longitud de la cuña.
- V_r : es la velocidad del agua en el canal aguas arriba de la cuña.
- V_1 : es la velocidad del agua dulce sobre la cuña.
- V_2 : es la velocidad de la cuña salina.
- τ_c : es el esfuerzo cortante en la interfase.

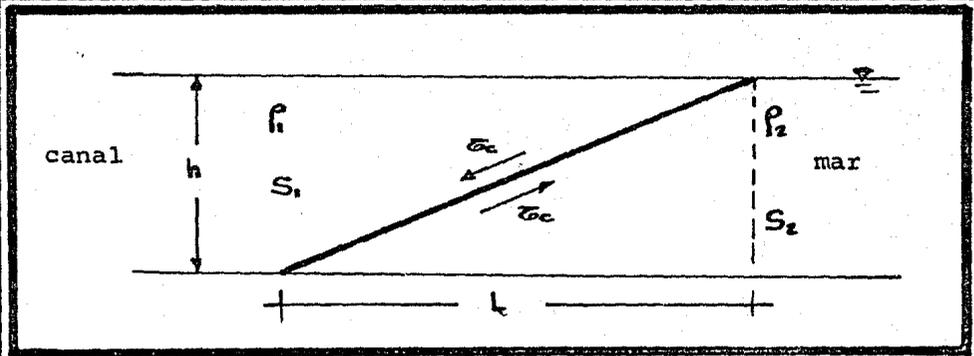


FIG. 4.3.c REPRESENTACION ESQUEMATICA..

El volumen de partículas de material que penetran en una dársena depende de su concentración.

Sí se tiene una dársena de 300 m de ancho, 3000 m de longitud y tirante máximo de 10 m con una concentración de sedimentos de 0.4 Kg/m^3 en el flujo y 0.1 Kg/m^3 en reflujo y un intercambio total de agua por ciclo de marea, entonces la cantidad de material que se deposita por día es:

$$\frac{2 \times 300 \times 3000 \times 10 \times (0.4 - 0.1)}{1000} = 0.6 \times 10^3 \text{ ton/día}$$

Esta sedimentación también denominada intercambio vertical de agua, es la que prácticamente contribuye a toda la sedimentación en una dársena.

Adicionalmente, también ocurre sedimentación en los vórtices como los que se conforman en la entrada de las dársenas ver la figura 4.3.d, arrojando agua dentro de la dársena -- con agua en reposo y se sedimenta el material antes que se presente el reflujó.

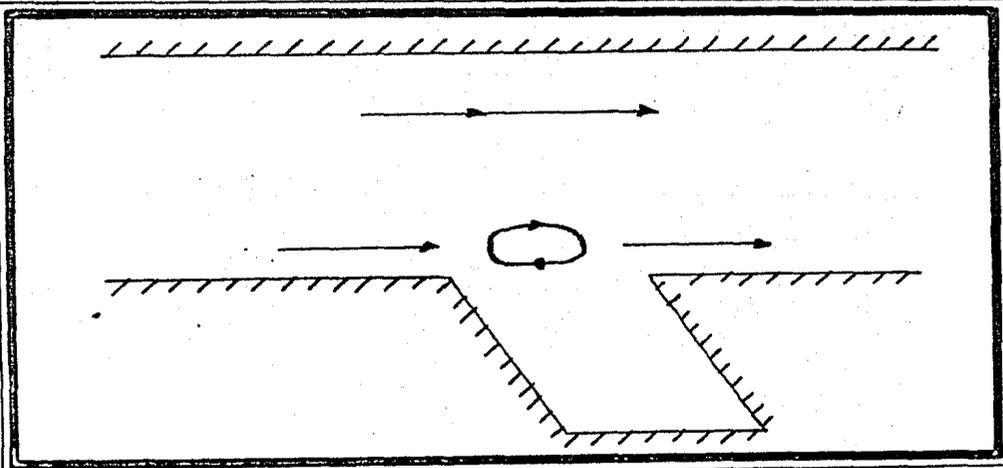


FIG. 4.3.d FORMACION DE UN VORTICE A LA ENTRADA DE UNA DARSENA.

Asimismo, se presenta una floculación del material en suspensión presente en el agua dulce cuando esta es empujada -- hacia afuera de la dársena. Las partículas de arcilla en el --- agua dulce tienden a desprender iones positivos y entonces las moléculas de agua muestran su carácter dipolar y se forma una -- capa de agua alrededor de cada partícula de arcilla.

En el resto de la masa de agua el potencial es aún negativo lo que impide que las partículas de arcilla se junten y se decanten.

El agua salada que entra a la dársena contiene una relativa alta concentración de iones cargados positivamente (Na^+ , K^+ , etc.). Los que se neutralizan con la carga negativa del material en suspensión, para posteriormente ocurrir la floculación de las partículas de arcilla.

4.4 OTRAS CONSIDERACIONES SOBRE SEDIMENTACION EN ESTUARIOS.

El problema de la sedimentación en estuarios esta relacionado con la penetración de agua salada debajo del agua dulce corriente arriba, donde P es la densidad del agua dulce, $P + \Delta P$ es la densidad del agua salada y P_m es la densidad promedio de los dos líquidos, la velocidad densimétrica de la cuña salina que se encuentra en movimiento en el fondo de la corriente arriba, siendo el caso de una corriente marina es:

$$V_A = \frac{\Delta P}{P_m} \sqrt{gh}$$

Donde g es la aceleración de la gravedad y h es la profundidad del agua.

La computación digital es uno de los métodos más aceptados para el análisis del comportamiento hidráulico y la calidad del agua en el gran sistema estuario, uno de los ejemplos

más significativos ha sido la evaluación de modelos de rompientes en estuarios, así como su clasificación de acuerdo al grado con que el agua dulce y el agua salada se mezclan.

Por otra parte, una aproximación del tipo de mezclado dado en un estuario puede ser establecido por el cociente entre el volumen de agua dulce que entra al sistema durante un ciclo de marea y el prisma de marea. Si el resultado es igual o mayor que la unidad, el estuario será del tipo de estratificación alta.

El tipo de estratificación alta es predominante en un flujo de marea abierto al agua dulce, donde el agua dulce y el agua salada permanecerán separadas, ver figura 4.4.a, el agua salada penetra a una cierta distancia del estuario, esta penetración es función de la profundidad del canal, al mismo tiempo el agua dulce se descarga, siendo este el momento en que las densidades son diferentes.

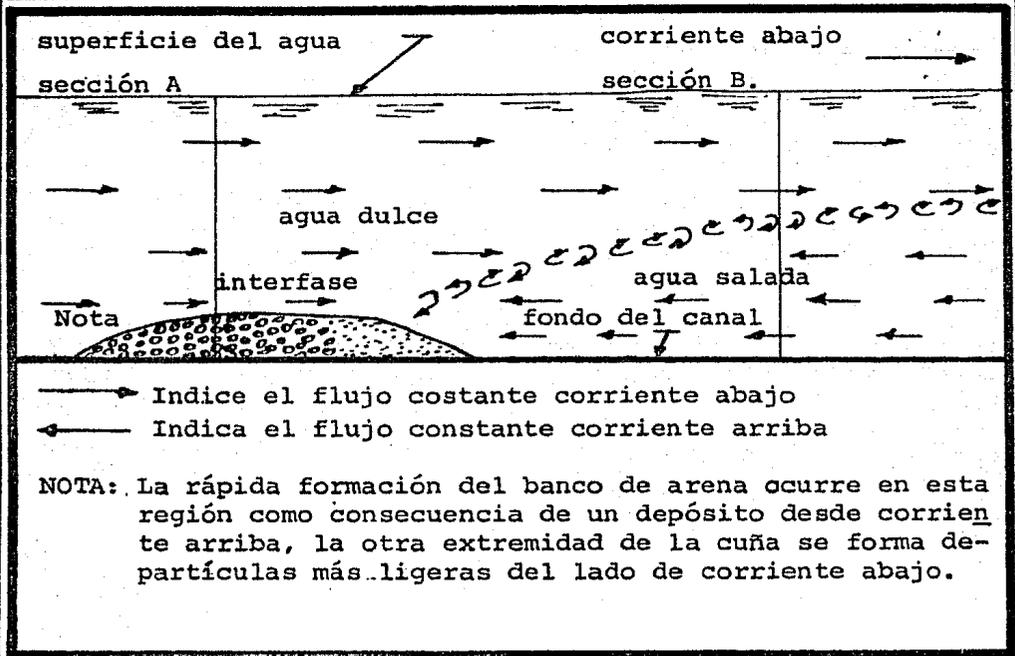


FIG. 4.4.a CONDICIONES TÍPICAS DE UN ESTUARIO ALTAMENTE ESTRATIFICADO.

El estuario de alta estratificación es caracterizado por un fondo bajo y corrientes superficiales, así como una pequeña difusión desde el estrato más bajo de agua salada hasta el estrato más alto de agua dulce, siendo estas las razones para que la cuña salina sea finalmente detenida.

La longitud de penetración de la cuña dependerá de las diferentes densidades, profundidad, anchura y topografía del fondo, flujo del río, viscosidad, etc.

Al tener una distribución de la salinidad de la corriente superior y pequeños cambios en la profundidad del canal, serán factores que causarán cambios en la longitud de la intru-

sión, provocando con esto dificultades para la navegación.

En lugares donde el agua dulce se mueve por encima de una cuña salina detenida, la mezcla ocurrirá cuando la velocidad del agua dulce exceda el límite de profundidad.

El proceso de mezclado por difusión, el corte del flujo turbulento y cualquier detención del movimiento del agua causa una sedimentación por suspensión de materiales, parte de la cual flocula, esta unión de partículas llegará a formar bancos de arcilla o limo.

La simple detención de la cuña salina, lo cual ocurre cuando un río descarga en una marea oceánica llega a ser uno de los más complejos fenómenos en la práctica marina como objeto de la marea.

En los estuarios el sistema de corrientes depende --- principalmente de algunos factores, los cuales se mencionan a continuación:

- a. La acción de la marea causa una fluctuación de la lámina acuífera.
- b. Diferentes densidades.
- c. Corrientes fluviales.
- d. La geometría de los estuarios causa remolinos y -- contracorrientes.
- e. El giro de corrientes por la fuerza de Coriolis.
- f. Los esfuerzos que produce el viento y el oleaje, -

incluyendo la transportación masiva por las olas.

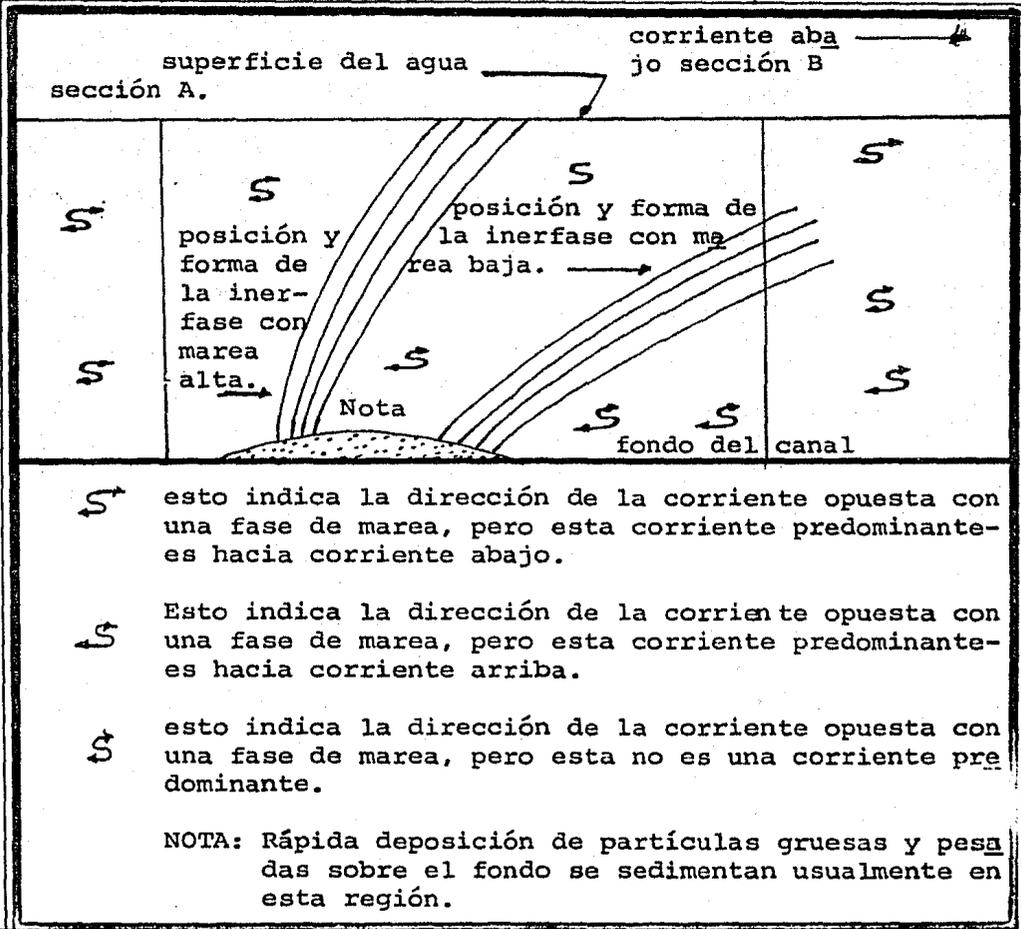


FIG. 4.4.b TÍPICA CONDICION DE UN ESTUARIO PARCIALMENTE MEZCLADO.

La figura 4.4.b muestra las condiciones típicas de un estuario parcialmente mezclado. En la parte mixta del estuario el radio del agua dulce descarga al prisma de marea, normalmente en el rango de 0.2 a 0.5, la interfase entre el agua dulce - en la parte superior del estrato y el agua salada no esta muy -

bien definida como en el caso de un estuario altamente estratificado. Pero la interfase es indicada por una transición en el perfil de la salinidad vertical y/o en el perfil de la velocidad vertical. En la región de intrusión de agua salada, la dirección de la corriente cerca de la superficie y en el fondo se invierte con la fase de la marea. La corriente neta se presenta bajo el flujo superior de la interfase y arriba del flujo inferior de la interfase. La salinidad local sobre la longitud total de la intrusión varía poco desde la superficie del fondo, debido a la rápida difusión vertical y a la mezcla que se forma por una alta turbulencia y corrientes convectivas. Las velocidades no exhiben extremos como en el caso de estuarios estratificados, a través de corrientes superficiales que se incrementan al menguar la marea, las corrientes de fondo se debilitan con el flujo de la avenida.

Esta situación desarrolla en alto grado la buena mezcla dentro del estuario. La figura 4.4.c muestra cuando las fuerzas de la marea predominan sobre el flujo de agua dulce, dando lugar a una mezcla predominante. En un estuario bien mezclado el radio de agua dulce descarga al prisma de marea y es del orden de 0.1 o menos. La salinidad decrece progresivamente en el agua marina con la entrada del agua dulce llegando hasta la parte superior, las corrientes son invertidas con la fase de la marea a través del estuario.

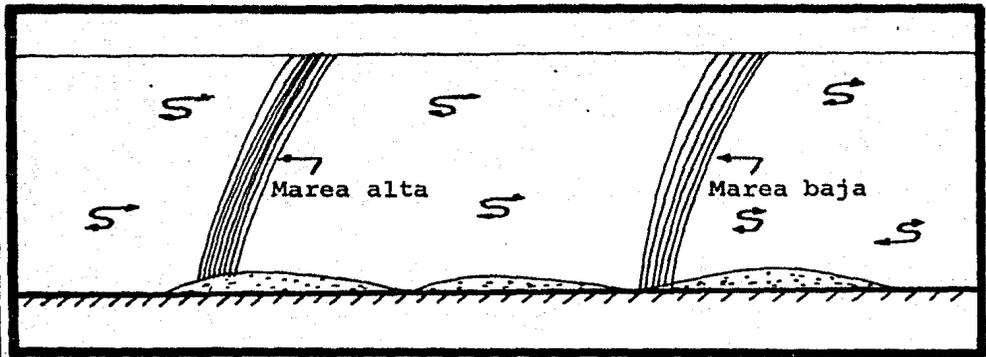


FIG. 4.4. c CONDICION TIPICA DE UN ESTUARIO BIEN MEZCLADO.

Como es mencionado en el libro Prediction of the extent of salt water intrusion into estuaries and seas por Van der Burgh, del Journal of Hydraulic Research (4):267-88, una relación empirica existe entre la salinidad a poca profundidad del agua, donde la velocidad del flujo decae y la profundidad del canal, haciendo posible el cálculo del promedio de la distribución salina longitudinal. En el libro Salinity intrusion effects in estuary shoaling de la ASCE, se revisa un metodo donde se trata de predecir los cambios en el regimen de estuarios, lo cual se aplica a los estuarios en los cuales la distribución de la salinidad es parcial o del tipo de bien mezclados, por lo consiguiente es usado en la planeación de proyectos donde se localizan estos estados y como base para las eventuales necesidades de futuros estudios más detallados.

Como resultado de dos salinidades dimensionales y la distribución de la salinidad en un estuario idealizado, se de-

mostro que la única corrección que existe entre el radio de la velocidad U_b/V_f (U_b es la velocidad media horizontal cerca de la cama del canal, sobre un período de marea y V_f es la media de la velocidad del agua dulce en el estuario) de esta manera - el número densimétrico de Froude F'_x está definido como:

$$F'_x = \frac{v_f}{\sqrt{\left(\frac{\Delta P}{P}\right)_x gh}}$$

Donde $\left(\frac{\Delta P}{P}\right)_x$ es la diferencia de la densidad relativa entre el agua dulce y la densidad media de una sección x - dentro de la región de la intrusión salina y h es la profundidad del canal.

En la media del tiempo, la distribución de la velocidad exhibe la característica de una velocidad invertida, un flujo neto de agua a lo largo de la superficie y un flujo neto cerca del fondo.

La corrección mostrada en la figura 4.4.d nos da una relación cuantitativa para el decremento de la velocidad cerca del fondo en dirección de las tierras altas.

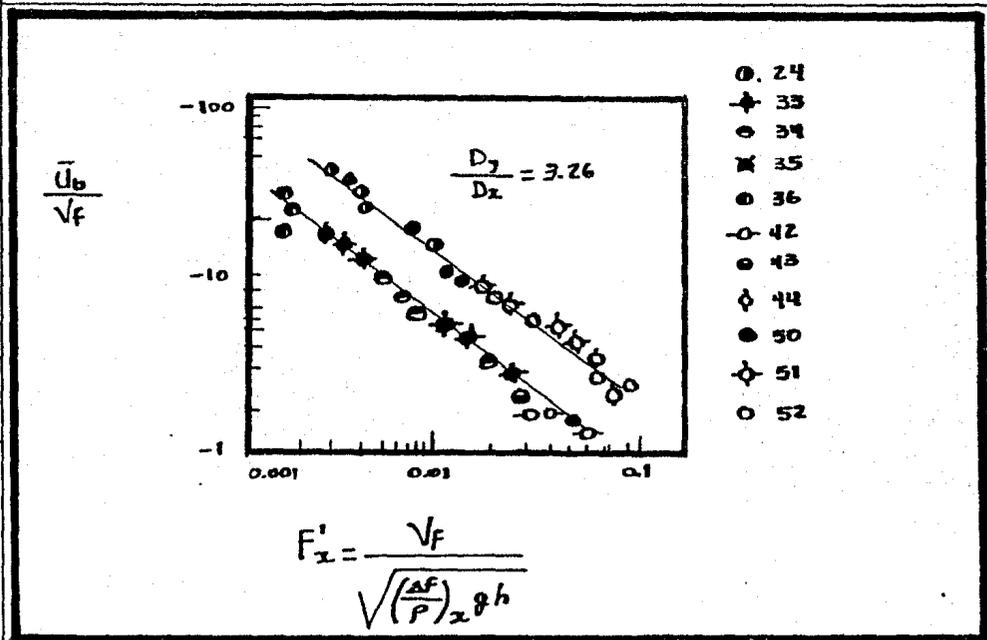


FIG. 4.4.d CORRELACION DE LA VELOCIDAD EN EL FONDO PARA UN ESTUUARIO IDEALIZADO.

La figura 4.4.e muestra ejemplos sobre el uso de este concepto en canales experimentales y se revela una relación única entre la ubicación del punto nulo (donde U_b cambia de dirección de corriente arriba a corriente abajo) y la distribución longitudinal de la salinidad.

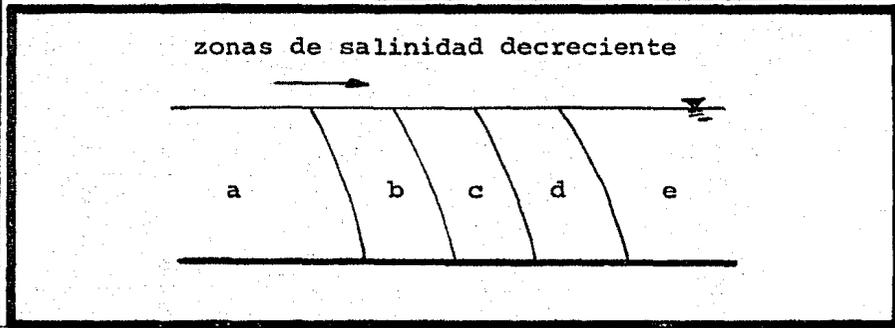


FIG. 4.5.a MEZCLADO COMPLETO.

El mezclado parcial ocurre cuando:

$$0.1 < \frac{QT}{PM} < 1.0$$

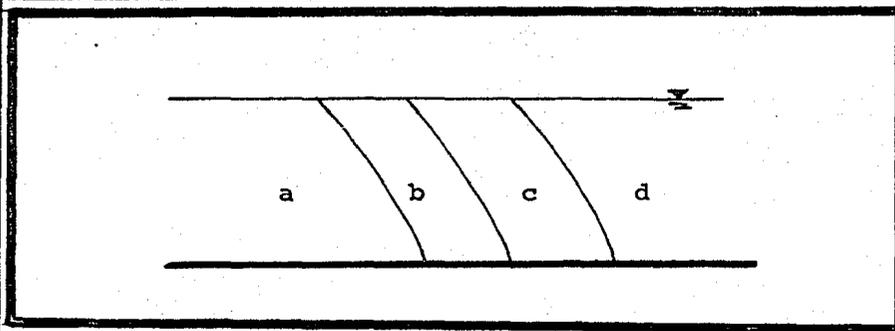


FIG. 4.5.b MEZCLADO PARCIAL.

El mezclado insignificante se presenta cuando:

$$\frac{QT}{PM} > 1.0$$

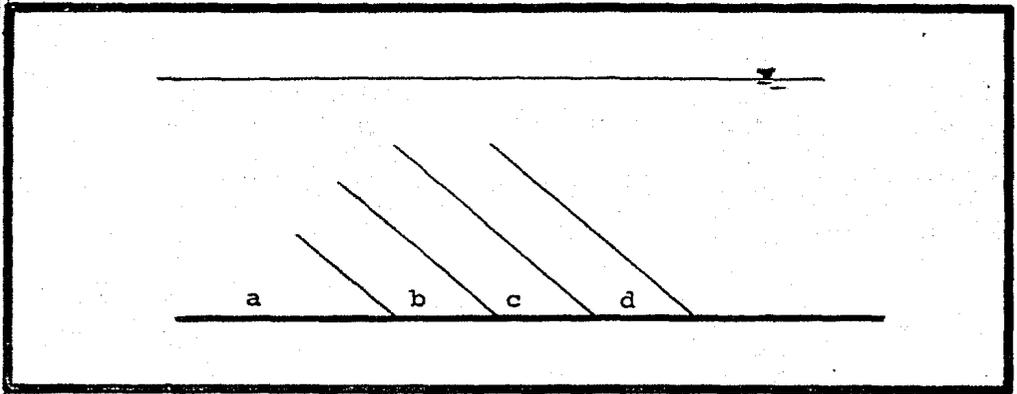


FIG. 4.5.c MEZCLADO INSIGNIFICANTE.

Existen capas casi horizontales de diferente salinidad.

4.6 ALGUNAS RECOMENDACIONES PARA CONTROLAR LA SEDIMENTACION.

Las dársenas pequeñas experimentan una sedimentación considerable provocada por la formación de un vórtice en la entrada, en algunas ocasiones se acostumbra orientar la entrada - como se muestra en la figura 4.6.a con el fin de reducir el vórtice y la sedimentación consecuente.

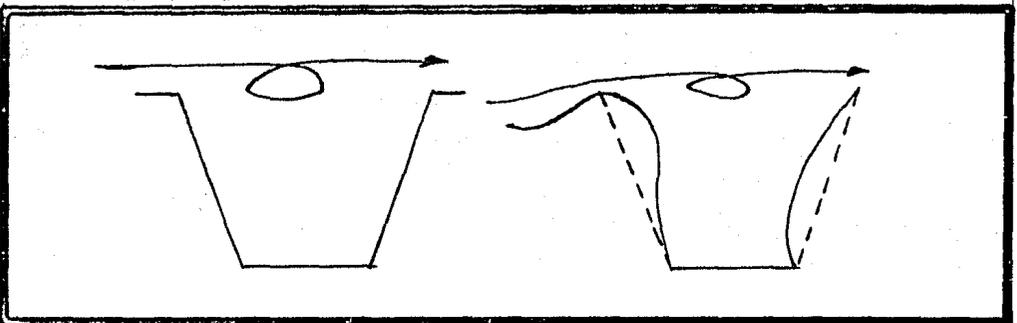


FIG. 4.6.a REDUCCION DE LA FORMACION DEL VORTICE.

Las dársenas muy largas pueden angostar la entrada para disminuir la sedimentación.

La velocidad de la corriente de densidad unicamente depende de la diferencia de presión provocada por las diferencias en la salinidad, por lo que disminuye la cantidad de sal, el sedimento en suspensión y el agua que entra a la dársena en la unidad de tiempo.

Cuando la dársena es tan larga que en la situación original no existe un intercambio total de agua, la relación de la sedimentación en la nueva situación (entrada angosta) comparada con la original, será la misma que resulta con la relación b_1 / b_0 lo cual se representa en la figura 4.6.b

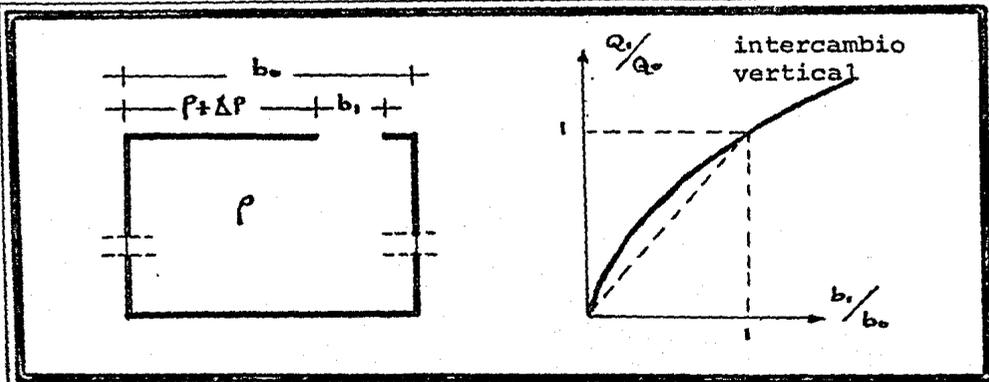


FIG. 4.6.b DISMINUCION DEL INTERCAMBIO VERTICAL PROVOCADO POR UNA ENTRADA ANGOSTA.

Una segunda posibilidad para disminuir la sedimentación en una dársena larga, es con una cortina de aire. El aire induce una corriente como se muestra en la figura 4.6.c

Cuando esta corriente tenga una velocidad semejante a la de la cuña salina, la única cantidad de agua salada que entra será la necesaria para elevar el nivel del agua, más el efecto de mezclado en la corriente que se levanta.

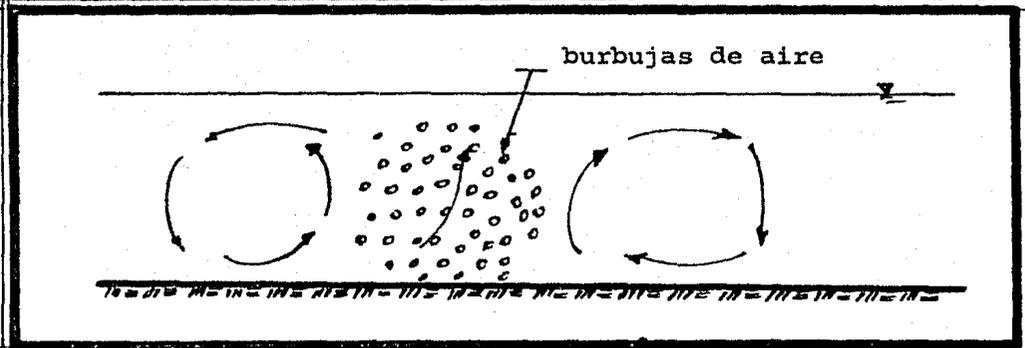


FIG. 4.6.c CORTINA DE AIRE.

4.7 PROBLEMAS DE INTRUSION SALINA DEBIDOS A CORRIENTES DE DENSIDAD.

La intrusión salina es un problema que se presenta en el caso de esclusas que comunican cuerpos de agua dulce y salada.

Dependiendo de la cantidad de agua dulce que recibe un estuario y del grado de mezclado que por acción de la marea tenga con el agua salada del mismo, surgen tres tipos principales de intrusión salina.

4.7.1 ESTUARIO COMPLETAMENTE ESTRATIFICADO.

Cuando el flujo de agua dulce hacia el mar es grande en comparación con el reflujó, el agua dulce tiende a permane--

cer separada del agua salada. De esta manera se crea un sistema en el cual el agua dulce fluye sobre una capa de agua salada -- que tiende a penetrar en el estuario y adquiere la forma de una cuña. La longitud de penetración de la cuña salina en el estuario y la forma que esta adquiere, son funciones de la descarga de agua dulce, el tirante del canal y la diferencia de densidades entre los dos fluidos.

La figura 4.7.1.a representa esquemáticamente este sistema.

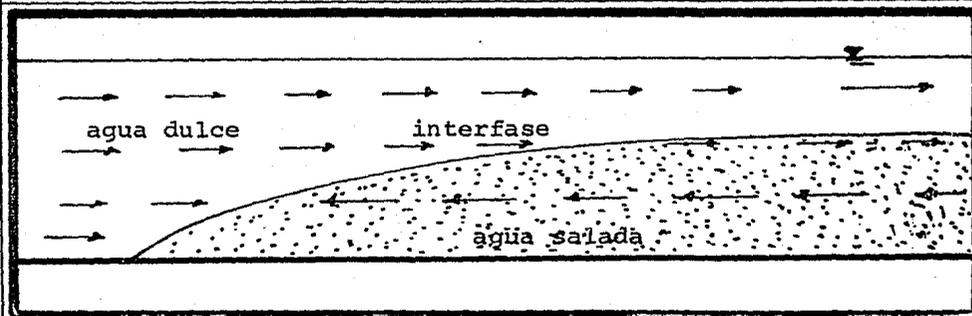


FIG. 4.7.1.a CONDICION TIPICA DE UN ESTUARIO COMPLETAMENTE ESTRATIFICADO.

Se puede observar que la velocidad del flujo de agua dulce aumenta proporcionalmente al incremento del tirante de agua salada de la cuña. Por otra parte, mientras en la porción inferior de la intrusión existe un flujo invertido de agua salada, en la vecindad de la interfase el flujo de ésta tiene el mismo sentido que el del agua dulce.

Aguas arriba del límite de la intrusión salina la di-

rección de la corriente es la misma en cualquier profundidad y, dado que no existe una inversión del flujo por acción de la marea en un estuario completamente estratificado, la dirección de la corriente es siempre hacia el mar. En la región de la cuña salina la dirección del flujo sigue siendo hacia el mar, desde la superficie hasta un punto situado abajo de la interfase a -- partir del cual la dirección de la corriente se invierte.

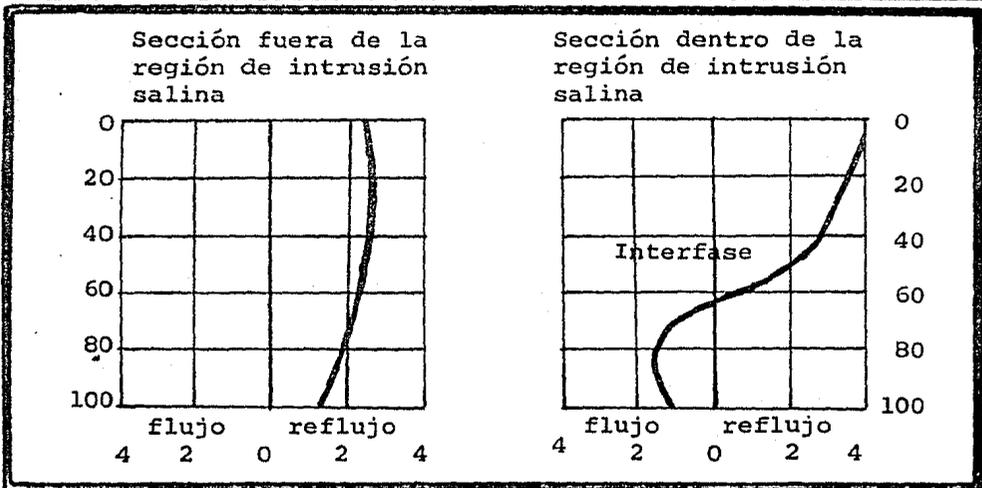


FIG. 4.7.1.b DISTRIBUCION TIPICA DE VELOCIDADES EN UN ESTUARIO COMPLETAMENTE ESTRATIFICADO.

La figura 4.7.1.b muestra las distribuciones de velocidad típicas de dos secciones de un estuario completamente estratificado, ilustra la condición descrita: el primer perfil de velocidades corresponde a una sección del estuario que se encuentra fuera de la intrusión salina, mientras que el segundo - representa una sección dentro de la región de la cuña; ambos ca

En el eje de las abscisas se indican las velocidades relativas de los fluidos, tanto en el sentido aguas abajo (reflujo) - como en el contrario (flujo), por otra parte, el eje de las ordenadas representa la profundidad como porcentaje del tirante total.

Si la salinidad del mar, el tirante del canal y el gasto de agua dulce se mantienen constantes, el movimiento de la cuña salina hacia aguas arriba, o en sentido contrario, finalmente cesa. Esta forma estática se denomina cuña salina detenida. Por otro lado, si existen amplitudes de marea pequeñas o algunas variaciones en el flujo de agua dulce, la cuña salina responderá a estos cambios con un movimiento lento en busca del equilibrio.

A pesar de que el mezclado vertical depende de muchos factores, se puede lograr una aproximación al tipo de intrusión salina en un estuario dado, dividiendo el volumen de agua dulce que entra al sistema en un ciclo de marea entre el prisma de marea. Si el resultado es del orden de la unidad o mayor, probablemente el estuario es completamente estratificado.

4.7.2 ESTUARIO PARCIALMENTE MEZCLADO.

En un estuario parcialmente mezclado las corrientes de marea son capaces de producir un mezclado apreciable del agua salada con el agua dulce. Dado que en este tipo de estuario la corriente de marea normalmente tiene flujo y reflujo, el

agua salada avanza y retrocede con una cierta fase del ciclo de marea. La interfase entre el agua un poco más dulce de la capa superior y la un poco más salada no está tan definida como en el caso de la cuña salina. Sin embargo, se puede detectar la presencia de una interfase aparente por una transición, más o menos pronunciada del perfil vertical de salinidad o el de velocidades.

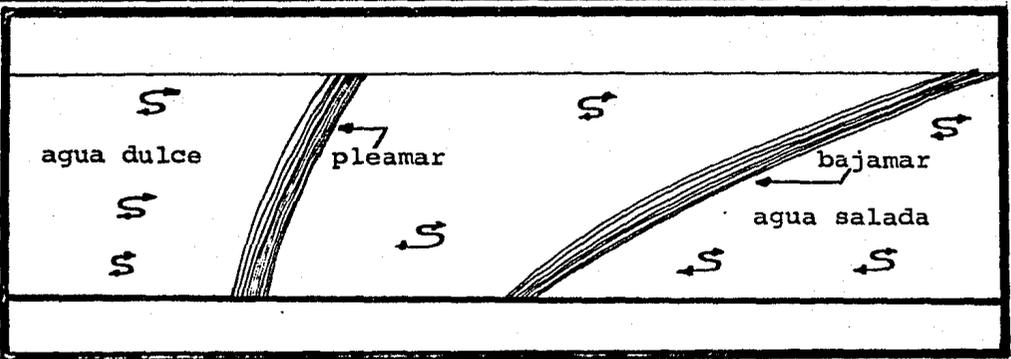


FIG. 4.7.2.a CONDICIONES TÍPICAS DE UN ESTUARIO PARCIALMENTE MEZCLADO.

La figura 4.7.2.a muestra el desplazamiento de la interfase aparente con la fase de marea. También se ilustra, mediante el uso de flechas que presentan un cambio de sentido, la influencia de la marea sobre el flujo de agua dulce en el estuario. Puede apreciarse que a todo lo largo de la intrusión salina existe predominio del flujo de agua salada, especialmente en las cercanías del fondo del río.

En la región del estuario aguas arriba de la intru---

sión la dirección de la corriente se invierte con la fase de marea y la distribución vertical de velocidades en cada sentido es similar a la de un río en zonas altas; debido a la descarga de agua dulce, la corriente dirigida aguas abajo predomina en toda la profundidad sobre la corriente aguas arriba, como se puede apreciar en la figura 4.7.2.b, en donde ésta última es representada por la línea punteada. En la región de la intrusión salina la dirección de la corriente, tanto en el fondo como en la superficie, se invierte con la fase de marea. Arriba de la interfase aparente el flujo es hacia el mar, mientras que debajo de ella el flujo es en sentido opuesto.

En un estuario parcialmente mezclado la relación entre la aportación de agua dulce y el prisma de marea es generalmente de 0.2 a 0.5.

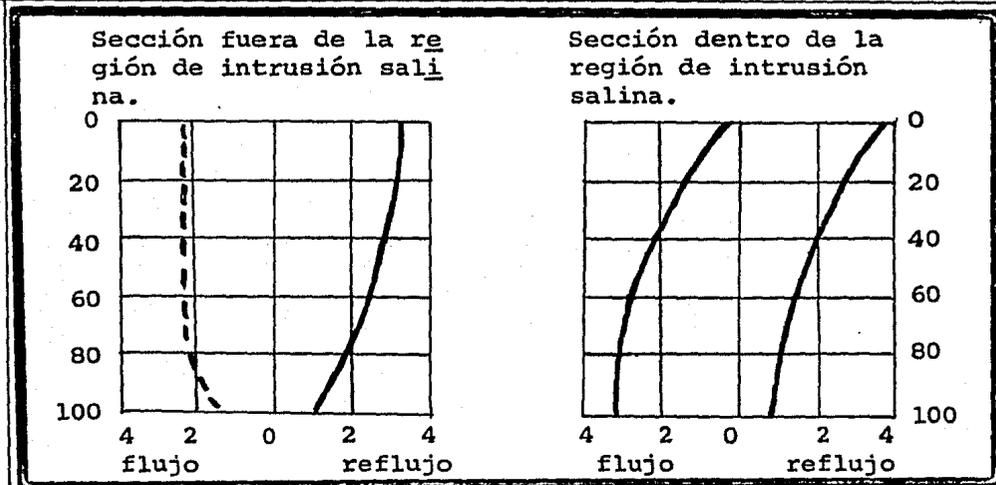


FIG. 4.7.2.b DISTRIBUCION TIPICA DE VELOCIDADES EN UN ESTUARIO PARCIALMENTE MEZCLADO.

4.7.3 ESTUARIO BIEN MEZCLADO.

En el estuario bien mezclado las fuerzas de marea predominan sobre el flujo de agua dulce en tal grado, que el agua dulce y la salada se mezclan casi uniformemente a lo largo de un eje vertical. En algunos casos puede detectarse una interfase aparente cuando en cierta región exista una transición en la distribución vertical de la salinidad o en el perfil de velocidades.

La salinidad decrece progresivamente del agua de mar en la desembocadura al agua dulce en las zonas altas, al mismo tiempo la primera en el fondo excede a la de superficie en un 15 ó 25 por ciento.

La dirección de la corriente se invierte con la fase de la marea a todo lo largo de la intrusión. En las regiones de agua dulce y salobre el reflujó predomina sobre el flujo debido a la descarga de agua dulce. Por el contrario, en las regiones de salinidad media a alta el flujo predomina levemente sobre el reflujó (ver figura (4.7.3.a))

En este tipo de estuario la relación: descarga de agua dulce prisma de marea es del orden de 0.1 o menor.

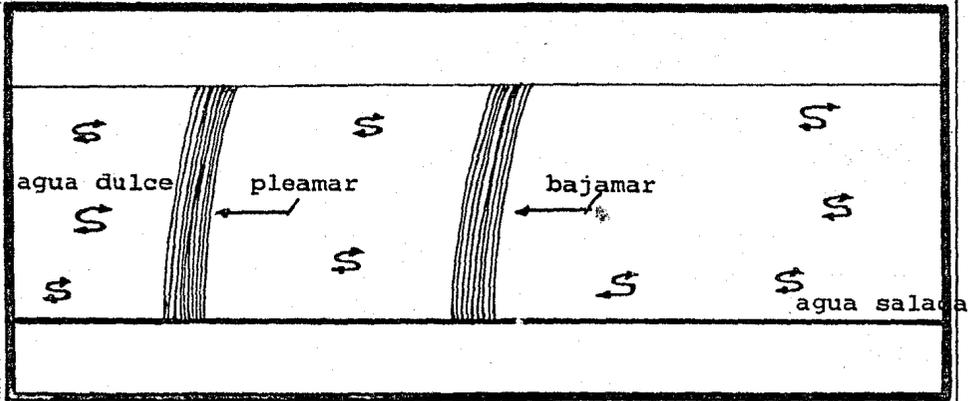


FIG. 4.7.3.a CONDICIONES TÍPICAS DE UN ESTUARIO BIEN MEZCLADO.

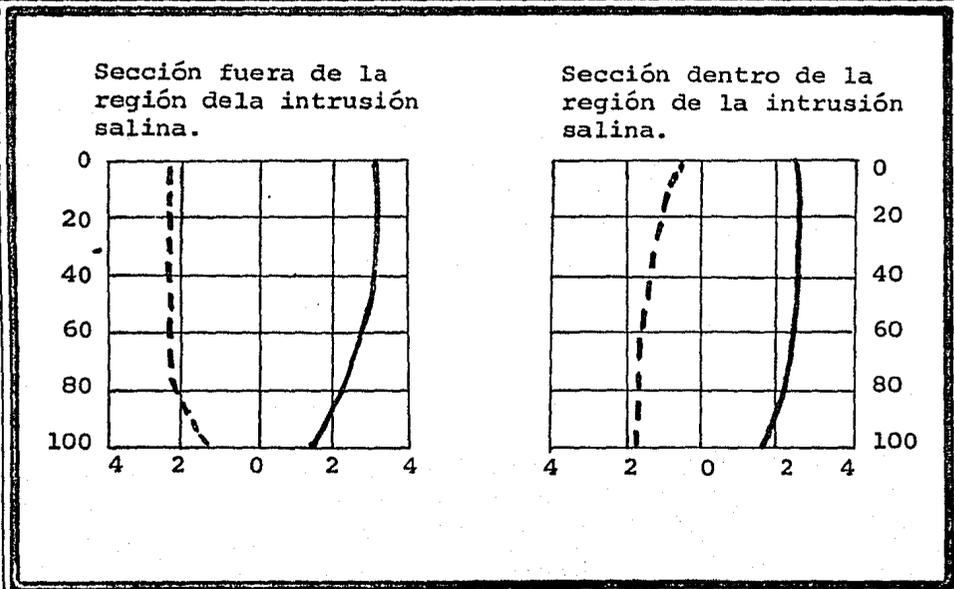


FIG. 4.7.3.b DISTRIBUCION TÍPICA DE VELOCIDADES EN UN ESTUARIO BIEN MEZCLADO.

4.7.4 CAMBIOS EN EL TIPO DE ESTUARIO.

Un estuario puede cambiar de completamente estratificado a parcialmente o bien mezclado si disminuye el gasto de agua dulce. En forma opuesta, un estuario bien mezclado puede cambiar a parcialmente mezclado o completamente estratificado si se incrementa la aportación de agua dulce.

Al cambiar las condiciones naturales de los estuarios para facilitar la navegación, se pueden producir cambios menores en el grado de mezclado. A medida que los canales se profundizan por medio del dragado, el agua salada penetra una mayor longitud en el estuario y el grado de estratificación vertical del agua dulce y salada se incrementa debido a la reducción en la velocidad de la corriente.

5. REGIMEN DE VASOS A MAREA LIBRE.

En general la transferencia de arena por flujos de marea tiene lugar de dos diferentes maneras:

a. Por migración de canales y barras.

b. Por el transporte de arena debido al flujo de marea en el canal.

Los canales de marea en las entradas particularmente corren entre la garganta y el océano, lo cual da lugar a que exista migración, de esta manera cambian de localización continuamente moviéndose de un lado de la entrada hacia el otro.

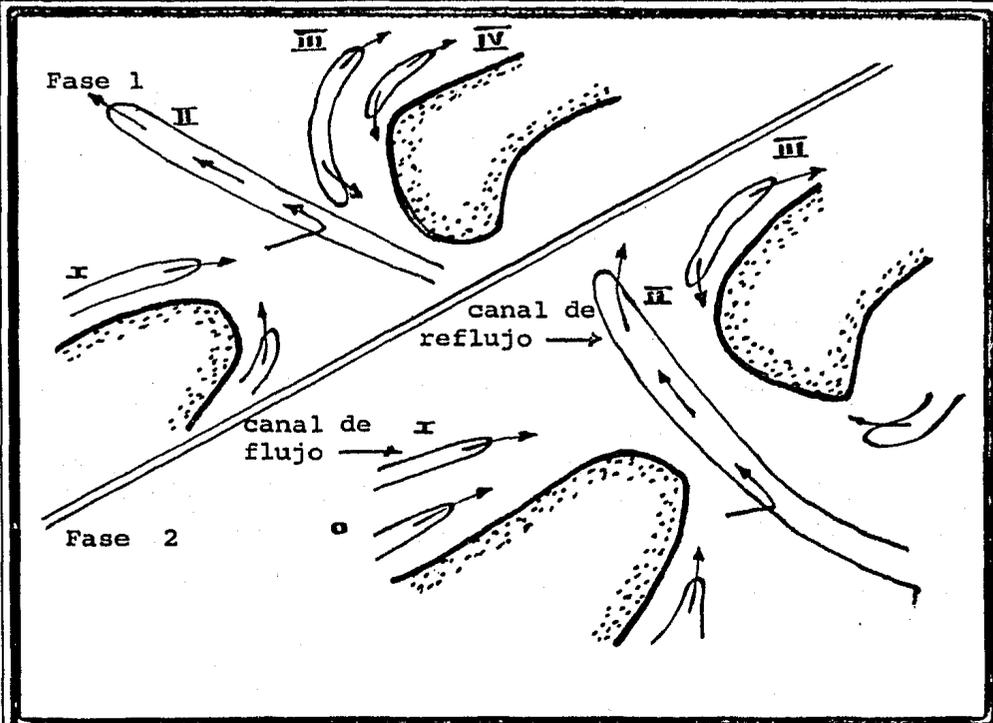


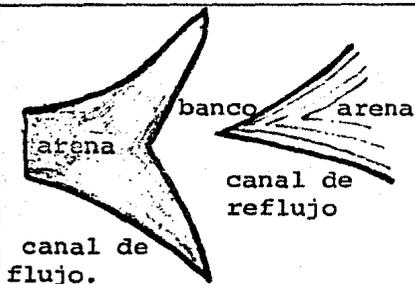
Fig. 6.1 MIGRACION DE CANALES DE MAREA.

En la figura 6.1 este principio es demostrado por -- la fase 1 y 2 del sistema de canal de marea. Los canales en la fase 1 estan numerados con I,II,III,IV, en la fase 2 la localización de estos canales ha cambiado en comparación con la fase 1 y un nuevo canal O ha sido desarrollado. En este ejemplo los canales se mueven de izquierda a derecha y las barras y bancos de arena entre los canales se mueven en la misma dirección con el resultado de que una barra ocasionalmente se une a un bajo-acarreo costero por olas o corrientes litorales.

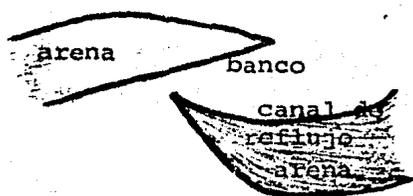
En otros casos la migración de canales de marea toma lugar en la dirección del acarreo litoral, la arena es transportada sobre la barra bajo la influencia de olas y se deposita sobre los bancos de los canales, donde es forzado su transporte. En la vecindad de entradas de marea las corrientes de marea generalmente fuertes en las entradas cambian el modelo de acarreo litoral enteramente a lo largo de la línea costera, la acción del oleaje es la causa predominante para la transportación de material, en la vecindad de las entradas de marea el transporte de material toma lugar bajo los efectos combinados de olas y corrientes de marea.

En la marea de los ríos, estuarios y entradas los canales de marea pueden usualmente ser identificados como una avenida o canales de reflujó. Los canales de avenida acarrear predominantemente flujos de avenida, teniendo como resultado la transportación de arena en dirección de la bahía formando

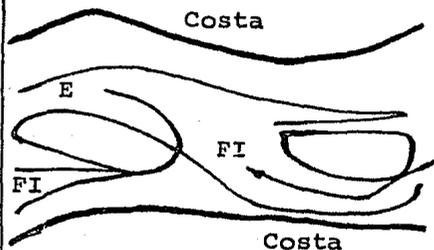
bancos en la parte final de la misma. Los canales de reflujo -
acarrean predominantemente reflujo y dan como resultado el - -
transporte de material hacia el mar y forman barras en su par-
te final. En la figura 6.2 se indican los diferentes tipos de-
reflujos y canales de avenida.



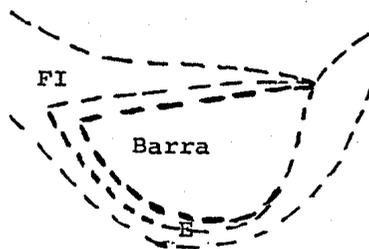
Croquis de una evación mu
tua de canales de flujo y
reflujo por medio de un ca
nal de bifurcación.



Croquis de una evación mutua
con ataque por un flanco de
canales de flujo y reflujo.



Croquis de corrientes de
arena en circulación, la
arena se mueve corriente
arriba en el canal de flu
jo y corriente abajo en el
canal de reflujo.



Croquis del movimiento de
arena debido a cambios del
flujo de aguas arriba y
aguas abajo en las corrien
tes de circulación de arena.
Un grano de arena puede re
gresar a su lugar de origen.
El dragado en esta zona es
pequeño.

Fig. 6.2 CARACTERISTICAS DE LOS CANALES DE FLUJO Y REFLUJO.

Algunos ejemplos de flujos de marea predominantes se encuentran en dos grupos de estuarios los cuales forman parte de la costa sur de Dutch en Holanda. La entrada más al sur en el oeste de Shelde forma parte de un camino marino en el puerto de Antwerp, Belgica. El prisma de marea es de 1600 millas y la sección transversal cerca de la entrada es de 865000 pies cuadrados, el rango medio de marea en esta área es de 3 a 3.5-metros. Grandes cantidades de arena pasan a través de este extremo del extenso estuario por el flujo de marea, el acarreo sobre la costa es insuficientemente alimentado, primeramente porque a una profundidad del canal de marea se encuentra cerrado en la línea costera, lo cual acarrea el material más lejos.

La siguiente entrada al norte en el oeste de Shelde es casi del mismo tamaño que la del este de Shelde, pero las corrientes de marea aunque igual en fortaleza es de menor concentración, lo cual da como resultado una mejor transferencia de arena por estar suficientemente alimentada por el acarreo costero de la isla.

Hacia el norte el tamaño de las entradas decrece, de esta manera el radio de acarreo litoral por el flujo de marea se incrementa dando como resultado mejores condiciones. Hacia el noroeste un grupo de entradas de marea sobre la costa de -- Dutch, donde se localizan una serie de islas con una distancia variable hacia tierra, el área entre las islas y tierra es lla

mada Wadden, el mar de Wadden esta formado de arena y limo el cual desaparece hacia aguas abajo, numerosos canales de marea existen con un rango de marea de 1.5 a 2.1 metros.

El libre desarrollo de las entradas de Texel ha sido amparado por una gran protección a lo largo del sur, lo cual ha dado lugar a la formación de profundidades naturales (profundidad maxima de 45 metros.) con alta concentración de corrientes. La entrada de Vlie la cual ha tenido más libertad en desarrollo casi con la misma capacidad de flujo que la entrada de Texel. La capacidad de flujo de Everlandse Gat es sólo de una quinta parte de la capacidad de las entradas adyacentes, lo cual indica un alto grado de transformación de la barra, la dirección resultante del transporte de arena en la avenida y el canal de reflujó es mostrada en la figura 6.4 indicando un movimiento de zig-zag de la arena en la entrada.

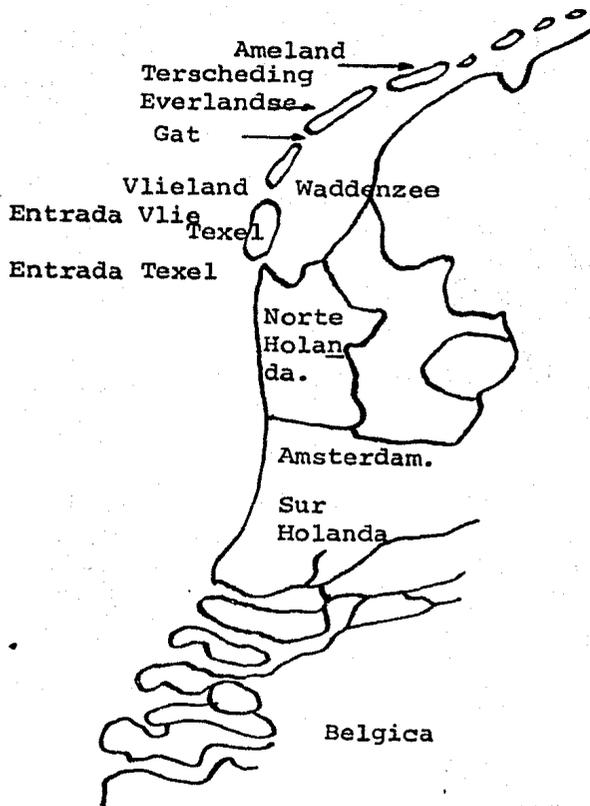


Fig. 6.3 LINEA COSTERA DE DUTCH.

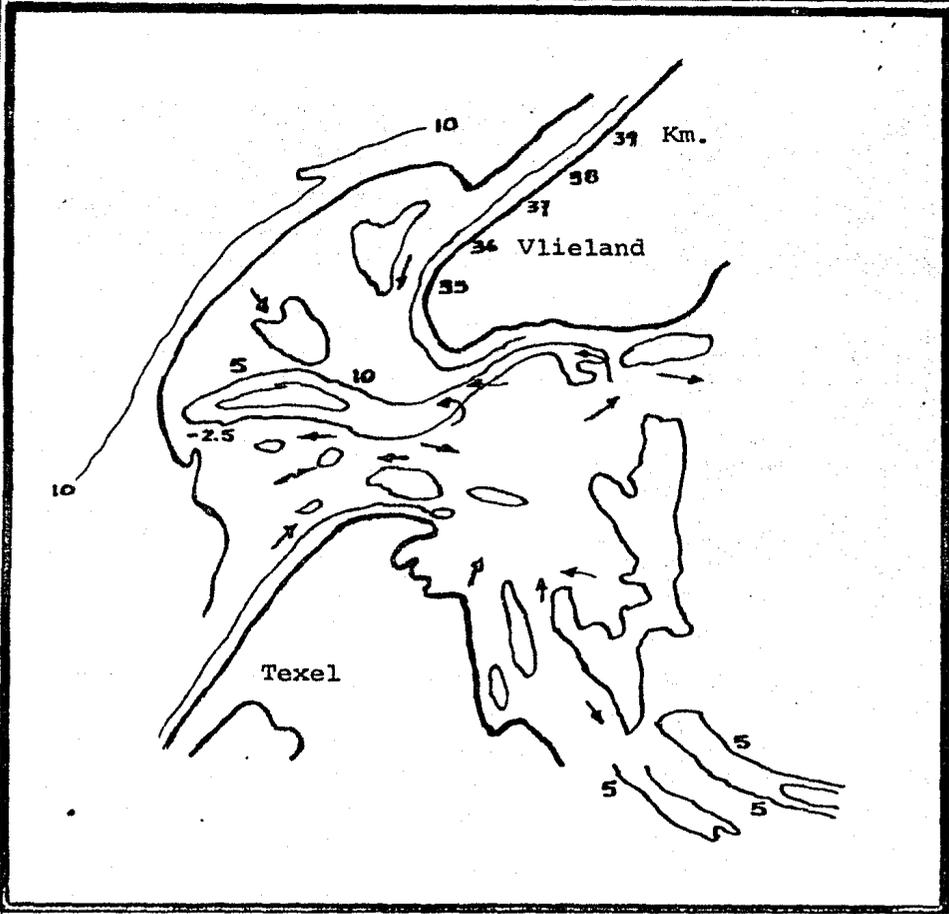


Fig. 6.4 VECTORES RESULTANTES DEL TRANSPORTE DE ARENA EN EYERLANDSE GAT, EN EL NORTE DE HOLANDA.

Durante la primera fase de una utilización de rompeolas una gran cantidad de arena es generalmente acumulada - a lo largo del acarreo superior de la playa, con un incremento en la cantidad de acumulación de material derivado, es necesario considerar que en algunos casos la acción de las olas moverá de nueva cuenta el material. La presencia de una es - -

estructura especial puede presentar desventajas y desarrollar difracción y refracción del modelo de oleaje original para movimientos de arena y su regreso hacia la playa.

Una entrada de marea provoca que el material sea acumulado sobre los bancos y este decremента la cantidad de material aprovechable utilizado por las derivaciones, algunas veces provee una conveniente fuente para derivaciones artificiales por bombeo de material del banco hacia el lado del acarreo.

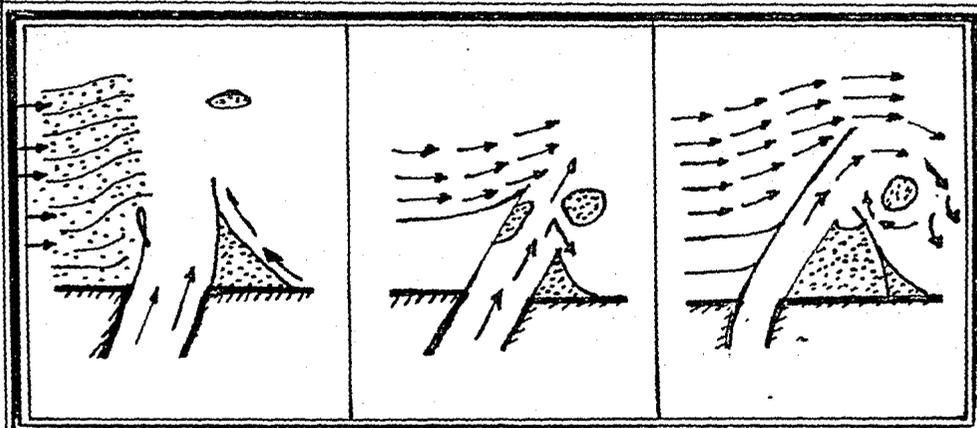


Fig. 6.5 PRINCIPIOS GENERALES DE DEPOSICION DE MATERIA EN EL DESARROLLO DE ENTRADAS DE MAREA.

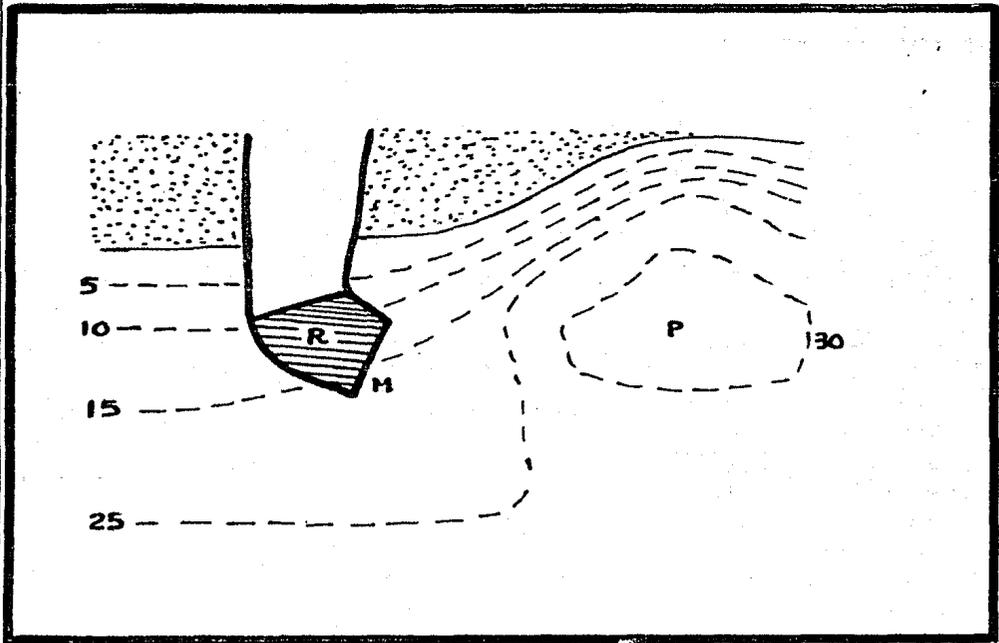


Fig. 6.6 ENTRADA DEL PUERTO DE ABIDJAN AFRICA.

La figura 6.5 muestra los principios generales sobre depósitos de materiales en entradas de mareas. La figura 6.6 -- muestra la entrada al puerto de Abidjan en la costa de marfil -- en Africa se requirió hacer un corte en la conexión del océano con la laguna para tener 8.2 metros de profundidad en el canal. La arena que llega del oeste es depositada por las corrientes de flujo en M, la corriente de refluo que se concentra fuertemente en este punto transporta material en la dirección de P, -- donde parte, se sedimenta en depresiones profundas en el fondo del mar.

En casos similares ha sido necesario bombear la arena a través de las barreras hacia abajo de los acarreos y proveer --

de abrigo para evitar la erosión de las playas.

El fondo del mar no siempre tiene el mismo nivel, en las profundidades marinas existen irregularidades geológicas - debidas a causas tectónicas o naturales, la parte media del -- Atlántico y las islas volcánicas en el Pacífico son ejemplos - a gran escala de las desviaciones del nivel de sedimentos ha-- cia las darsenas y estuarios. El agua profunda sobre el fondo-- es objeto sólo de fuerzas por corrientes principalmente de ma-- rea o de densidad natural, usualmente sólo a pocos centímetros por segundo, pero algunas veces por inexplicables razones lle-- gan a ser más altas de 0.5 metros por segundo. En aguas poco - profundas la situación puede ser muy diferente, las corrientes pueden ser mucho más fuertes su magnitud puede alcanzar de 1 - a 2 metros por segundo. La acción del oleaje será a una consi-- derable profundidad (200 metros o más) moviendo el material -- del fondo. La sedimentación es usualmente más fuerte en aguas-- poco profundas particularmente cerradas a la costa donde las - fuerzas de acarreo litoral ocurren, el resultado es el desarro-- llo de una situación de equilibrio dinámico caracterizado por-- el aumento en la erosión, esta situación dinámica es usualmen-- te manifestada en la geometría del fondo. En aguas profundas - el fondo es completamente plano, pero fondos de material alu-- vial pueden tener superficies rugosas demostrando que las co-- rrientes de 0.2 a 0.3 metros por segundo pueden ocurrir.

Las superficies rugosas son un rasgo común en todos los fondos de arena de aguas poco profundas, pero otros rasgos pueden aparecer sobre los fondos como lo son la Geología natural muy antigua de rocas o glaciales morenas. Bancos de arena aislados sobre el nivel del fondo es lo menos común y puede dar como resultado la existencia de morenas, una arcilla dura (no erosionable) o materiales similares. Para las evaluaciones de estabilidad del fondo, como factores principales deben ser considerados las fuerzas hidrodinámicas y la movilidad del fondo, la cual es expresada por las características de los suelos, los factores involucrados incluyen gravedad específica, distribución y tamaño de los granos, fuerzas cohesivas y las velocidades de sedimentación.

Cualquier entrada de marea sobre un acarreo litoral costero presenta resultados integrados de fuerzas por flujo, olas y sedimento transportado balanceándose cada uno en un estado de equilibrio dinámico. La historia de una entrada generalmente demuestra un continuo cambio horizontal como lo es la geometría de la sección transversal, normalmente la entrada eventualmente se cierra ya que el material arenoso no puede ser depositado en la entrada en cantidades ilimitadas, este cierre puede tomar mucho tiempo.

Muchas entradas sobre acarreos litorales costeros cambian en la dirección del acarreo litoral prevalenciente, la proporción del cambio de entradas sobre costas arenosas depende de

la magnitud del acarreo litoral, la velocidad de las mareas - oceanicas y otras corrientes y sobre la diferencia de fase en - tre cualquier corriente de marea a lo largo de la costa y -- las corrientes de marea en la entrada. Como resultado depósitos en el lado superior del acarreo el canal de entrada es -- usualmente forzado a cambiarse en dirección hacia el acarreo inferior causando erosión a este. Por este proceso la barrera del acarreo superior puede extenderse hacia el mar enfrente - de la barrera del acarreo inferior o hacia una área de tierra. Esta situación es limitada por el tiempo, continuando la ex-- tención del canal por el incremento de depósitos perdidos en la parte superior y la entrada queda finalmente cerrada. Mu-- chas veces estando cerrado sucede un rompimiento de una nueva entrada através de la barrera haciendo un estrecho desde el - punto fijo hidráulico siendo una conexión oceánica más prác-- tica. Como este rompimiento puede ser resultado de la erosión o de grandes mareas producidas por una tormenta, en muchos ca-- sos el rompimiento sucede porque la barrera fue arrastrada -- por la avenida de agua almacenada en la bahía, laguna o vaso y no pudo escapar demasiado rápido quedando atrapada.

Algunas entradas cambian completamente otras mantie-- nen un cuello (mínimo para el flujo por la sección transver-- sal) en el mismo lugar mientras el canal sale através de la - barra o bancos emigrados por acarreo inferior frecuentemente - en ciclos fijos, cambiando del acarreo inferior a una nueva -

localización en el acarreo superior o a otra posición sobre el cuerpo principal de la laguna o vaso tomando lugar a intervalos regulares de 10 a 30 años. Debido a este proceso grandes cantidades de arena son transferidas al acarreo inferior influenciados por una erosión considerable.

Muchas entradas costeras desarrollan una transferencia natural de arena desde el acarreo superior hasta el lado del acarreo inferior, muchas otras sufren transferencia de material debido a la acción del flujo de marea y parcialmente por transferencia de arena desde un lado de la entrada a el otro sobre la costa o sobre una barra costera.

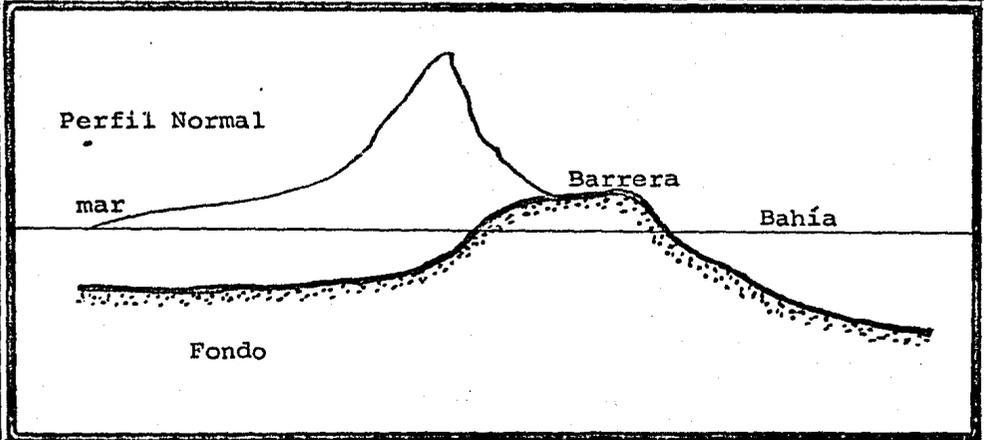


FIG. 6.7 DISTRIBUCION RELATIVA DE UN ACARREO LITORAL EN UN PERFIL DE FONDO NORMAL.

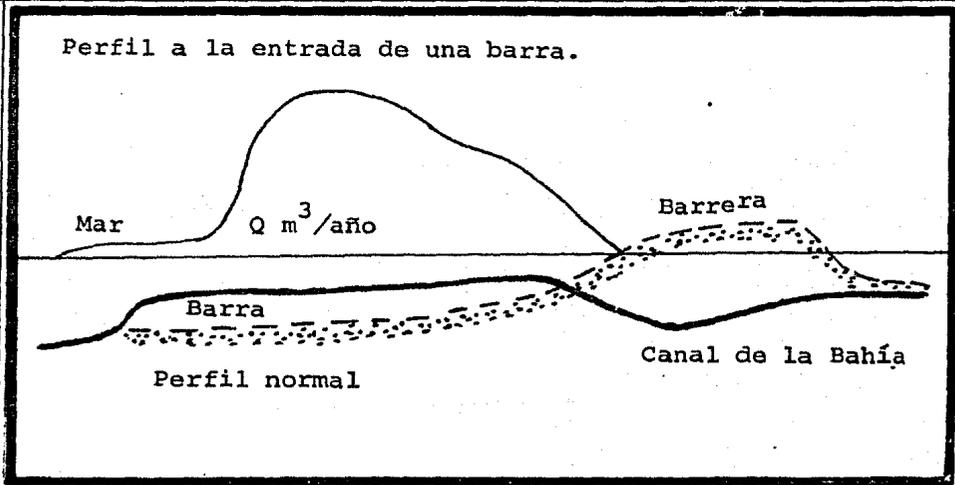


Fig. 6.8 CAMBIO DE LA DISTRIBUCION DEL ACARREO LIQUIDO TOTAL CAUSADO POR UN ROMPIMIENTO.

La figura 6.7 muestra un perfil normal sin un canal de entrada, el acarreo del perfil es una cantidad neta de metros cúbicos de material por año a lo largo de la costa.

La figura 6.8 demuestra el cambio que ocurre en el perfil del fondo después de un rompimiento, el acarreo entonces tendrá lugar principalmente sobre barras a través de la entrada. Es interesante considerar que la arena acarreada es puesta en la entrada, la cantidad total de material acarreado a la entrada de todos lados es $M_t = M_{\text{total}}$ y p por ciento transferido por el flujo en la entrada, $(1-p)M_t$ es puesto sobre una barra o banco, lo cual se describe en la figura 6.9

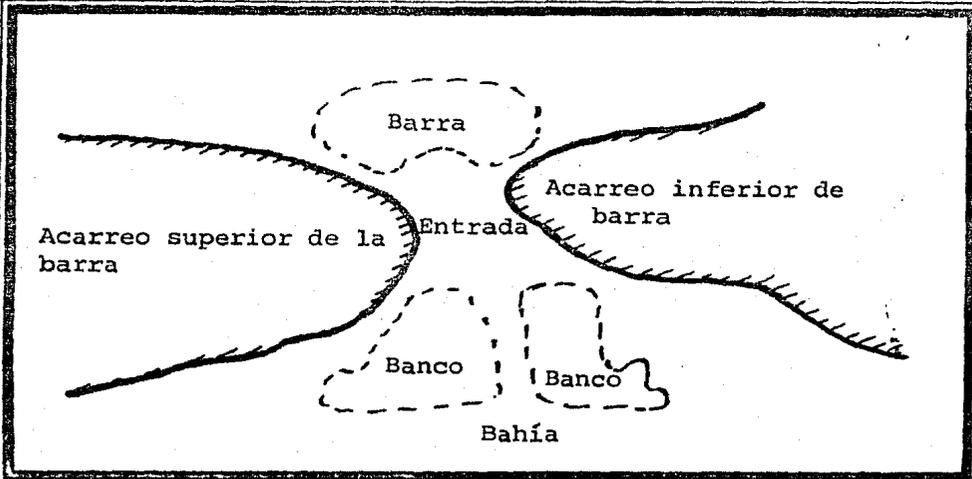


Fig. 6.9 ENTRADA COSTERA CON BARRA PREDOMINANTE.

Las corrientes de entrada acarrean material sobre el fondo adelante o atras de la entrada. En el desarrollo de condiciones de equilibrio las corrientes de entrada son capaces de empujar el excedente de material enteramente hacia los lados de afuera de la entrada del canal para depositarlos sobre la costa, en la bahía o para una emigración sobre el fondo del océano.

Como es explicado por Bruun y Gerritsen los parámetros dimensionales $M_{net} / Q_{max} = r$ lo cual parece ser significativo para la magnitud de derivación. El valor de este radio indica sí la derivación es predominante en una barra o es un flujo de marea transferido. Por los metodos más recientes el material fluye fuera de la entrada por corrientes de refluo acarreando el material fuera de la entrada hacia una área de

la costa posiblemente en la dirección del acarreo inferior. De la experiencia práctica con la derivación las siguientes reglas pueden ser usadas como una guía: $r = 10-20$ indica un flujo de marea predominante (pequeña formación de una barra); $r > 200-300$ indica una predominante derivación de la barra con una barra típica o formación de bancos.

En el fondo de la entrada del canal el material se mueve en ambas direcciones por la avenida y las corrientes de reflujó dando lugar a que no haya flujo de agua dulce y una larga prisma de marea pueden ser simétricas, en el estado inicial de desarrollo cuando la entrada del canal puede ser corta y la sección transversal de la entrada se expande, esta situación se explica en la figura 6.10 mostrando un plano horizontal de la entrada.

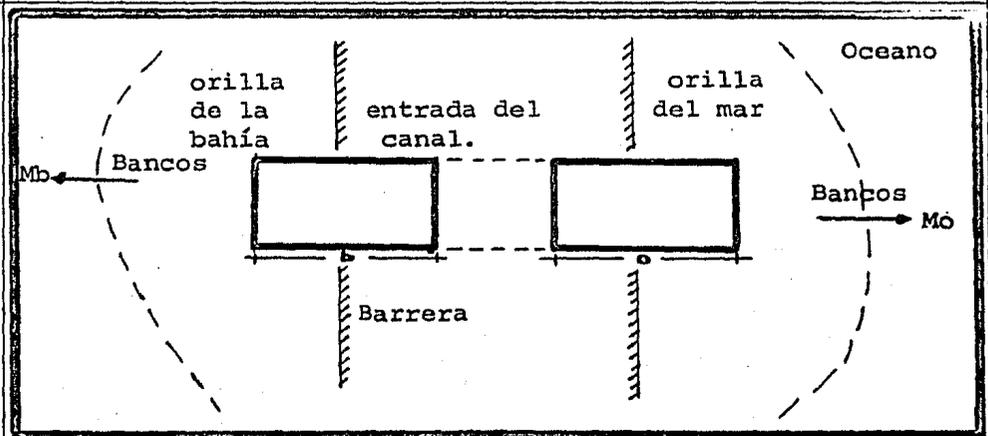


FIG. 6.10 CARPETA RODANTE DEL MATERIAL DEL FONDO EN LA ENTRADA DE UN CANAL.

Los movimientos de los estratos de agua pueden ser comparados con el movimiento de las carpetas rodantes con longitud b (para bahías) y o (para el océano).

Por el movimiento de estas carpetas parte de estas se pierden sobre bancos marinos ($M_o = M_{\text{océano}}$) y otra parte sobre los bancos en la bahía ($M_b = M_{\text{bahía}}$). No todo el material es transferido a la entrada del canal por el acarreo litoral, desde ambos lados el canal gradualmente se hará más hondo y ancho hasta que llega a circular el flujo. Si el material puede fluir de la entrada en igual cantidad que el acarreo de la entrada desde los lados ($M_b + M_o = V$) las condiciones de equilibrio existen (pero no son las últimas porque sigue la formación de depósitos en ambas partes finales del canal). Si la entrada del canal es muy larga, una situación puede ser desarrollada por la cual las corrientes de la entrada gradualmente se debilitan y el área de la sección transversal de la garganta de la entrada decrece simultáneamente porque decrece el prisma de marea, este puede ser finalmente el resultado de una capacidad de falta en la entrada del canal de un flujo inferior adecuado para que todo el material sea llevado a la entrada desde un acarreo largo por la costa.

En el análisis de los cuerpos de agua que se comunican con el mar, como son las lagunas litorales, bahías y estuarios es necesario definir los siguientes parámetros:

a.- Cambios de nivel de la superficie libre del - -

agua, que depende de la forma del vaso, los taludes de las paredes, los aportes de agua dulce, la rugosidad de los canales de comunicación con el mar y el tipo de marea.

b.- Flujo de agua en la comunicación, que depende de la forma y dimensiones del vaso, el sentido del flujo y el rango de marea.

c.- Retraso en el que se presenta la altura de marea máxima en el vaso con respecto al mar.

d.- Velocidad máxima promedio que se presenta en el canal.

Los parámetros mencionados anteriormente pueden ser simplificados con el fin de facilitar la solución de las ecuaciones del comportamiento del sistema. De esta manera KEULEGAN simplifica su planteamiento al considerar lo siguiente:

a.- Las paredes del vaso son verticales.

b.- En el canal de comunicación la profundidad es varias veces mayor a la amplitud de las mareas.

c.- No existen aportaciones provenientes de ríos y arroyos.

d.- No se presentan corrientes de densidad.

e.- Las fluctuaciones del nivel del agua por efecto de la marea están representadas por una curva senoidal.

f.- Supone que el agua en el canal toma una forma prismática.

g.- La profundidad del canal es mucho mayor en rela-

ción al rango de variación de las mareas.

h.- El flujo del canal está regido por la fórmula de -- Manning.

El análisis se enfoca inicialmente a evaluar el máximo desplazamiento de la superficie del agua en el vaso y posteriormente a determinar la máxima velocidad media en el canal durante el ciclo de marea.

5.1 DEDUCCION DE LA ECUACION DE CAMBIOS DE NIVEL.

Consideremos una sección longitudinal del canal de comunicación entre el vaso y el mar, como se muestra en la figura - -

5.1.a.

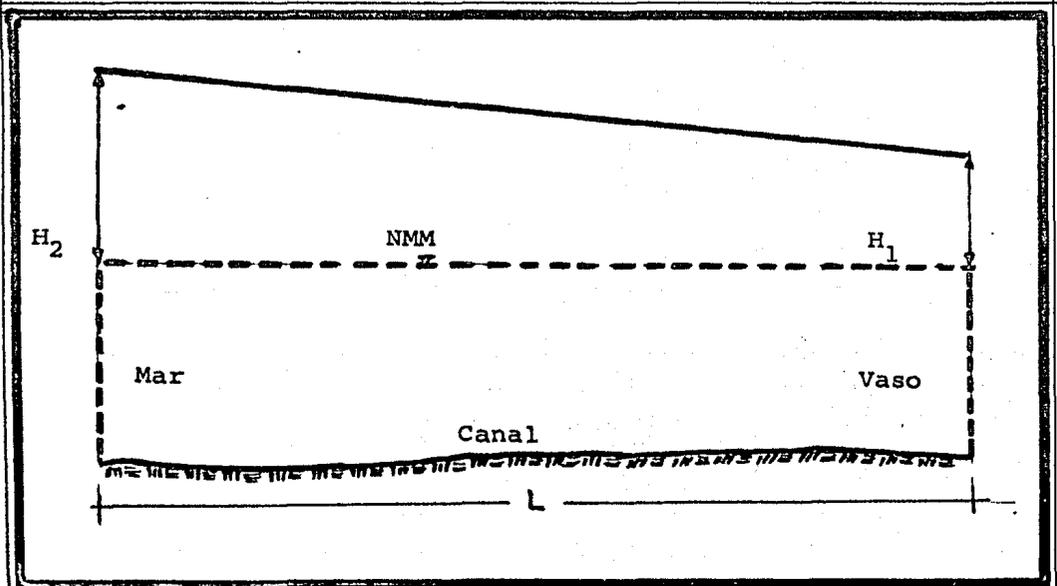


FIG. 5.1.a GRADIENTE HIDRAULICO, SOBRE EL CANAL DE COMUNICACION.

La diferencia de nivel de la superficie del agua en el vaso y en el mar puede representarse como $H_2 - H_1$

Esta distancia puede ser descompuesta en dos partes, -- como sigue:

$$H_2 - H_1 = \Delta H_1 + \Delta H_2$$

en donde:

$$\Delta H_1 = m \frac{v^2}{2g} \dots\dots\dots 5.1.1$$

siendo:

m = Al coeficiente resultado de la distribución de velocidades. Si la distribución es uniforme, entonces $m = 1$.

ΔH_2 , representa la pérdida de energía por fricción, por lo que utilizando la fórmula de Weisbach:

$$\Delta H_2 = \lambda \frac{L}{R_H} \frac{v^2}{2g} \dots\dots\dots 5.1.2$$

donde:

λ = Coeficiente de fricción

R_H = Radio hidráulico del canal

v = Velocidad media del flujo en el canal

Sumando las ecuaciones 5.1.1 y 5.1.2:

$$\Delta H_1 + \Delta H_2 = \left(\lambda \frac{L}{R_H} + m \right) \frac{v^2}{2g}$$

Sustituyendo los valores de $\Delta H_1 + \Delta H_2$, multiplicando - por R_H y despejando a v^2 , tenemos lo siguiente:

$$v^2 = \frac{2g R_H}{\lambda L + m R_H} (H_2 - H_1)$$

Es deseable expresar la elevación con respecto al nivel medio del mar (n.m.m.) en términos de la semiamplitud de la marea que ocurre en el mar. Si el rango de la marea se representa por $2H$, la semiamplitud será H . Entonces,

$$v^2 = \frac{2g R_H}{\lambda L + m R_H} \left(\frac{H_2}{H} - \frac{H_1}{H} \right)$$

o bien:

$$v = \sqrt{\frac{2g R_H}{\lambda L + m R_H}} \sqrt{\frac{H_2}{H} - \frac{H_1}{H}} \dots\dots\dots 5.1.3$$

Si se expresa $h_2 = H_2/H$ y $h_1 = H_1/H$, entonces:

$$v = \sqrt{\frac{2g R_H}{\lambda L + m R_H}} \sqrt{h_2 - h_1} \dots\dots\dots 5.1.4$$

Como no se consideran aportaciones de agua provenientes de ríos y las paredes se estiman verticales, al suponer que las variaciones del nivel del agua producidas por la marea influyen en toda el área del vaso, la ecuación de almacenamiento de agua en el vaso resulta:

$$A \frac{dH_1}{dt} = a v \dots\dots\dots 5.1.5$$

donde:

A = Área del vaso

a = Area desde sección transversal del canal prismático

V = Velocidad media del agua en el canal

$\frac{d H_1}{dt}$ = Variación del nivel del agua en el vaso con respecto al tiempo.

De la ecuación 5.1.5

$$\frac{d H_1}{dt} = \frac{a}{A} V \dots \dots \dots 5.1.6$$

Al considerar el período T de un ciclo de marea, se puede escribir.

$$\frac{t}{T} = \frac{\theta}{2}$$

donde:

θ = Tiempo específico de la marea, en radianes.

entonces:

$$\frac{d h_1}{d \theta} = \frac{T}{2\pi H} \frac{a}{A} V \dots \dots \dots 5.1.7$$

Sustituyendo la ecuación (5.1.6) en la ecuación (5.1.7)

y al considerar:

que; $K = \frac{T}{2\pi H} \frac{a}{A} \sqrt{\frac{2g R_H}{\lambda L + m R_H}}$, entonces:

$$\frac{d h_1}{d \theta} = K \sqrt{h_2 - h_1} ; (h_2 < h_1) \dots \dots \dots 5.1.8$$

que es la ecuación diferencial para las fluctuaciones de la superficie en el vaso cuando el nivel del mar es mayor que el nivel en el vaso. Cuando se presenta la condición contraria, -

o sea, cuando el nivel del mar es inferior al nivel en el vaso, -
la ecuación correspondiente es:

$$\frac{d h_1}{d\theta} = K \sqrt{h_1 - h_2}; \quad (h_1 > h_2) \dots\dots\dots 5.1.9$$

Al coeficiente K se le denomina Coeficiente de Sensibili-
dad de llenado.

5.2 VARIACION SENOIDAL DE LA SUPERFICIE DEL MAR.

Suponiendo que las fluctuaciones en la superficie del --
agua del mar puede ser representados por una curva senoidal, la so-
lución más general que describe las fluctuaciones de nivel de la -
superficie del agua en el vaso necesita estar afectada con referen-
cia a la altura de la superficie del agua en el vaso en el instan-
te en el que es conectado con el mar.

Sin embargo, si el vaso ha estado comunicado con el mar-
durante largo tiempo, las fluctuaciones de la superficie del agua-
en el vaso llegan a ser estables y las fluctuaciones entre límites
ya no varían con el tiempo.

Los mismos límites pueden ser establecidos no tomando en
cuenta las condiciones iniciales en que hubo estado el nivel en el
vaso. Sin embargo, las fluctuaciones de la superficie del agua en-
el vaso son periódicas, y no se puede decir que la variación co---
rresponda a una curva senoidal pura, debido a que la resistencia -
a la fricción del canal de unión varía con el cuadrado de la velo-
cidad media.

Considerando que los desplazamientos de la superficie - del agua en el mar y en el vaso están dados sobre un eje común en el tiempo t , o por el parámetro adimensional (ver figura 5.1.6), - el origen del tiempo debe ser tomado en el instante en que h_2 y h_1 son iguales y h_2 comienza a crecer más rápidamente que h_1 .

Entonces como se muestra en la figura 5.1.b, $h_2 = 0$ --- cuando $\theta = \zeta$. Teniendo en cuenta que la oscilación de la superficie del mar viene dada por:

$$h_2 = \text{sen} (\theta - \zeta), \quad 0 < \theta < 2 \dots\dots\dots 5.2.1$$

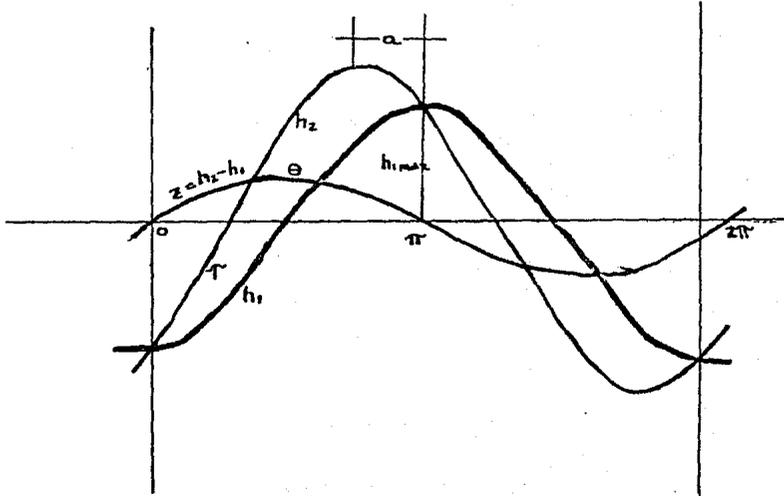


FIG. VARIACIONES DE LA SUPERFICIE DEL MAR Y EL VASO.

Debe considerarse que se sostendrá el método de solución a seguir durante la porción de tiempo en el cual el nivel del agua en el mar sea mayor al nivel del agua en el vaso. Se podrá considerar que durante un tiempo $T/2$ la superficie del mar es mayor que la superficie en el vaso. La suposición se verificará después. Acordando que la determinación de h_1 debe estar separada en rangos de valores comprendidos en $0 < \theta < \pi$, $\pi < \theta < 2\pi$ -- donde el primer rango $T/2$ es cuando $h_2 > h_1$ y el segundo lapso $T/2$ es cuando $h_1 > h_2$, se tiene:

Para el primer lapso $T/2$, $h_2 > h_1$, tenemos:

$$h_2 > h_1, \quad 0 < \theta < \pi$$

$$h_2 = \text{sen}(\theta - \zeta) \dots\dots\dots 5.2.2$$

$$\frac{dh_1}{d\theta} = K \sqrt{(h_2 - h_1)} \dots\dots\dots 5.2.3$$

$$h_2 = h_1, \quad \theta = 0$$

$$\text{y } h_2 = h_1, \quad \theta = \pi$$

Para el segundo lapso $T/2$, $h_1 > h_2$, tenemos:

$$h_1 > h_2, \quad \pi < \theta < 2\pi$$

$$h_2 = \text{sen}(\theta - \zeta) \dots\dots\dots 5.2.4$$

$$\frac{dh_1}{d\theta} = -K \sqrt{h_1 - h_2} \dots\dots\dots 5.2.5$$

$$h_2 = h_1, \quad \theta = \pi$$

$$\text{y } h_2 = h_1, \quad \theta = 2\pi$$

En vez de determinar h_1 directamente, es más convenien

te obtener la diferencia, $h_1 - h_2$, de esta manera poniendo:

$$z = h_2 - h_1, \quad 0 < \theta < \pi \quad \dots\dots 5.2.6$$

la ecuación 5.2.3 se reduce entonces a:

$$\frac{dz}{d\theta} = -K \sqrt{z} + \frac{dh_2}{d\theta}$$

Introduciendo después el valor de h_2 de la ecuación - -
5.2.4 el problema matemático para el primer rango se desarrolla -
como sigue, para la determinación de z :

$$z > 0, \quad 0 < \theta < \pi$$

$$\frac{dz}{d\theta} = -K \sqrt{z} + \cos \theta \cos z + \sin \theta \sin z \quad \dots\dots 5.2.7$$

$$z=0, \quad \theta=0$$

$$z=0, \quad \theta=\pi$$

Para el segundo rango, tenemos:

$$z = h_1 - h_2, \quad \pi < \theta < 2\pi \quad \dots\dots 5.2.8$$

con la ecuación 5.2.5 llegamos a:

$$\frac{dz}{d\theta} = K \sqrt{z} - \frac{dh_2}{d\theta}$$

introduciendo la transformación

$$\theta = \pi + \beta \quad \dots\dots 5.2.9$$

y por lo tanto la relación :

$$h_2 = -\text{sen}(\beta - z)$$

El problema matemático para el segundo rango involucra-
para su solución, las relaciones:

$$z < 0, \quad 0 < \beta < \pi$$

$$\frac{dz}{d\beta} = -K \sqrt{z} + \cos \beta \cos z + \sin \beta \sin z \quad \dots\dots\dots 5.2.10$$

$$z = 0, \quad \beta = 0$$

$$z = 0, \quad \beta = \pi$$

Comparando las ecuaciones 5.2.7 y 5.2.10 nos indican - que será suficiente obtener la solución de z sólo para el primer rango. El comportamiento de z para el segundo rango puede ser de ducido. La misma comparación nos muestra también que la porción- del tiempo durante el cual la superficie del mar es superior a - la superficie del vaso corresponde a un tiempo T/2. Por lo tan- to, la suposición original queda comprobada.

Entonces la solución a la ecuación 5.2.7 quedará defi- nida como:

$$z = f(\theta) \quad \dots\dots\dots 5.2.11$$

y ya que:

$$h_1 = h_2 - z, \quad 0 < \theta < \pi$$

el valor de h_1 para este rango es:

$$h_1 = \sin(\theta - z) - f(\theta) \quad \dots\dots 5.2.12$$

Nuevamente, debido a que la solución de la ecuación - - 5.2.10 es de la forma:

$$z = f(\beta) \quad \dots\dots 5.2.13$$

y como :

$$h_1 = z + h_2, \quad 0 < \beta < \pi$$

el valor de h_1 para el segundo rango es :

$$h_1 = \text{sen}(\beta - \theta) + f(\beta), \quad \theta = \pi + \beta \quad \dots\dots\dots 5.2.14$$

La interpretación geométrica acerca de esta discusión - es fácilmente inferida. La curva de h_1 para el primer rango ascendente, es decir, su pendiente es mayor o igual que cero. La curva de h_1 , para el segundo rango es invertida y movida a lo largo del eje θ una distancia, π .

5.3 METODO APROXIMADO DE SOLUCION.

La determinación de la forma de z queda satisfecha por una ecuación diferencial (ecuación 5.2.7), que puede ser resuelta en varias formas. Como estan involucrados cambios periódicos es - preferible la solución tomando en cuenta la función circular de 0. De esta forma y utilizando las series de Fourier para la solución de $\sqrt{\text{sen } \theta}$ se llega a lo siguiente:

$$z = a_1 \text{sen } \theta + a_1 b_3 (\cos \theta - \cos 3\theta) + a_1 a_3 \text{sen } 3\theta \quad \dots\dots\dots 5.3.1$$

$$z^{1/2} = a_1^{1/2} (N_1 \text{sen } \theta + N_3 \text{sen } 3\theta) + \frac{b_3 N_1}{2} (\cos \theta - \cos 3\theta) + \frac{a_3 N_1}{2} \text{sen } 3\theta \quad \dots\dots\dots 5.3.2$$

y:

$$\frac{dz}{d\theta} = a_1 \cos \theta + a_1 b_3 (-\text{sen} \theta + 3 \text{sen} 3\theta) + 3 a_1 a_3 \cos 3\theta \quad \dots\dots\dots 5.3.3$$

Donde N_1 toma el valor de 1.1107, N_3 el valor de 0.1580 y a_1, a_3, b_1 y b_3 son constantes a determinar.

Tomando en cuenta que las fluctuaciones de la superficie del agua en el vaso están dadas por $h_1 = z + h_2$ y que z está dada por la ecuación 5.3.1, las cantidades a_1, a_3, b_3 y \mathcal{E} son los parámetros que determinan la forma de las fluctuaciones en el vaso como función del tiempo. Estas constantes dependen individualmente del coeficiente de llenado K . Sus valores, determinados de acuerdo a lo proyectado en el planteamiento de las relaciones al respecto, están dados en la tabla de la pag. 98.

En el método usado, los resultados están obtenidos dentro de la solución con una segunda aproximación de la ecuación diferencial, ecuación 5.2.7. El método de análisis es semejante a uno que pueda tener grandes aproximaciones. Esta posibilidad, sin embargo, tiene únicamente un significado teórico, tomando en cuenta que los cálculos que hay que hacer son demasiado laboriosos y pueden ser evitados.

5.4 AMPLITUD DE MAREAS EN EL VASO Y DEFASAMIENTO.

El rango de mareas en el vaso es el doble del desplazamiento máximo de la superficie del agua en el vaso medida a partir del nivel medio del mar. Los máximos y mínimos desplazamientos corresponden a la diferencia nula de z ($h_2 = h_1$), ya que para estos puntos $dh_1/d\theta$ es nula (ver ecuación 5.2.3). Como z es nula en los puntos $\theta = 0$ y $\theta = \pi$, es suficiente el considerar el valor de h_1 en $\theta = \pi$, donde h_1 es máxima, llamando a este valor h_{1m} . Tomando en cuenta las características adimensionales de esta cantidad,-

nos muestra que h_{1m} nos da la proporción del semirango de mareas en el vaso al semirango de mareas en el mar. Ya que en $\theta = \pi$, h_{1m} es igual a h_2 y como el valor de h_2 en $\theta = \pi$ es $\text{sen } \zeta$ (ver ecuación 5.2.2), la proporción de la semiamplitud de mareas en el vaso a la semiamplitud de mareas en el mar es:

$$h_{1m} = \text{sen } \zeta \quad \dots\dots\dots 5.4.1$$

La relación de la amplitud de mareas en el vaso a la amplitud de mareas en el mar es también $\text{sen } \zeta$. Los valores de $\text{sen } \zeta$ como una función de K se muestran en la tabla de la pag. 99. Entonces la amplitud de mareas en el vaso se puede leer directamente de la tabla y por lo tanto el coeficiente de llenado K es conocido para un vaso en particular (ver fig. 5.4.a)

La siguiente pregunta a considerar es el retardo entre el máximo desplazamiento de la superficie del agua en el mar y el máximo desplazamiento del agua en el vaso. Expresando el retardo en radianes y asignándole la letra α el máximo desplazamiento de la superficie del agua ocurre en θ_m y tiene el valor de la ecuación 5.2.2.

$$\theta_m - \zeta = \frac{\pi}{2} \quad , \quad m = \frac{\pi}{2} + \zeta$$

El máximo desplazamiento de la superficie del agua en el vaso ocurre cuando $\theta = \pi$. Entonces el defasamiento es:

$$\alpha = \pi - \theta_m \quad \text{,} \quad \dots\dots\dots 5.4.2$$

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

TABLA

PARAMETROS DE LA VARIACION DE LA SUPERFICIE
DEL AGUA EN EL VASO, COMO FUNCION DE K.

K	a_1	a_3	b_3	cos	sen
0.1	0.9936	-0.0001	-0.0052	0.99327	0.115804
0.2	0.9745	-0.0004	-0.0106	0.97334	0.22934
0.3	0.9435	-0.0009	-0.0164	0.94086	0.33874
0.4	0.9020	-0.0017	-0.0220	0.89735	0.44137
0.5	0.8515	-0.0028	-0.0282	0.84425	0.53593
0.6	0.7942	-0.0043	-0.0347	0.78386	0.62091
0.7	0.7325	-0.0063	-0.0418	0.71856	0.69549
0.8	0.6689	-0.0089	-0.0495	0.65091	0.75917
0.9	0.5997	-0.0123	-0.0579	0.57732	0.81649
1.0	0.5451	-0.0165	-0.0664	0.51783	0.85551
1.2	0.4369	-0.0281	-0.0849	0.39949	0.91676
1.4	0.3489	-0.0448	-0.1038	0.30119	0.95357
1.6	0.2811	-0.0661	-0.1201	0.22449	0.97446
1.8	0.2294	-0.0910	-0.1327	0.16588	0.98614
2.0	0.1893	-0.1177	-0.1401	0.12160	0.99258
3.0	0.8830X 10- 1	-0.2207	-0.1187	0.02953	0.99956
4.0	0.5032X 10- 1	-0.2606	-0.0802	0.01037	0.99995
5.0	0.3232X 10- 1	-0.0532	-0.0532	0.00575	0.99898
6.0	0.2249X 10- 1	-0.2794	-0.0377	0.00363	0.99999
7.0	0.1653X 10- 1	-0.2817	-0.0280	0.00256	1.0000
8.0	0.1266X 10- 1	-0.2828	-0.0215	0.00192	1.0000
9.0	0.1001X 10- 1	-0.2835	-0.0170	0.00150	1.0000
10.	0.8105X 10- 2	-0.2845	-0.0138	0.00119	1.0000
20.	0.2026X 10- 2	-0.2845	-0.0035	0.00030	1.0000
30	0.9007X 10- 3	-0.2845	-0.0015	0.00013	1.0000
40	0.5066X 10- 3	-0.2845	-0.0009	0.00008	1.0000
50	0.3242X 10- 3	-0.2845	-0.0006	0.00005	1.0000
60	0.2252X 10- 3	-0.2845	-0.0004	0.00004	1.0000
70	0.1654X 10- 3	-0.2845	-0.0003	0.00003	1.0000
80	0.1267X 10- 3	-0.2845	-0.0002	0.00002	1.0000

TABLA

COEFICIENTE C EN LA FORMULA DEL PRISMA DE MAREAS
Y LA AMPITUD DE LA MAREA EN EL VASO

<u>K</u>	<u>sen</u>	<u>c</u>	<u>K</u>	<u>sen</u>	<u>c</u>
0.1	0.1158	0.8106	4.0	0.9999	0.9993
0.2	0.2293	0.8116	5.0	0.9999	0.9994
0.3	0.3387	0.8128	6.0	1.0000	0.9997
0.4	0.4414	0.8153	7.0	1.0000	0.9997
0.5	0.5359	0.8184	8.0	1.0000	0.9998
0.6	0.6209	0.8225	9.0	1.0000	0.9998
0.7	0.6955	0.8288	10.0	1.0000	0.9998
0.8	0.7592	0.8344	20	1.0000	0.9998
0.9	0.8165	0.8427	30	1.0000	0.9999
1.0	0.8555	0.8522	40	1.0000	0.9999
1.2	0.9168	0.8751	50	1.0000	0.9999
1.4	0.9536	0.9016	60	1.0000	1.0000
1.6	0.9745	0.9267	70	1.0000	1.0000
1.8	0.9884	0.9484	80	1.0000	1.0000
2.0	0.9926	0.9650	90	1.0000	1.0000
3.0	0.9996	0.9950	100	1.0000	1.0000

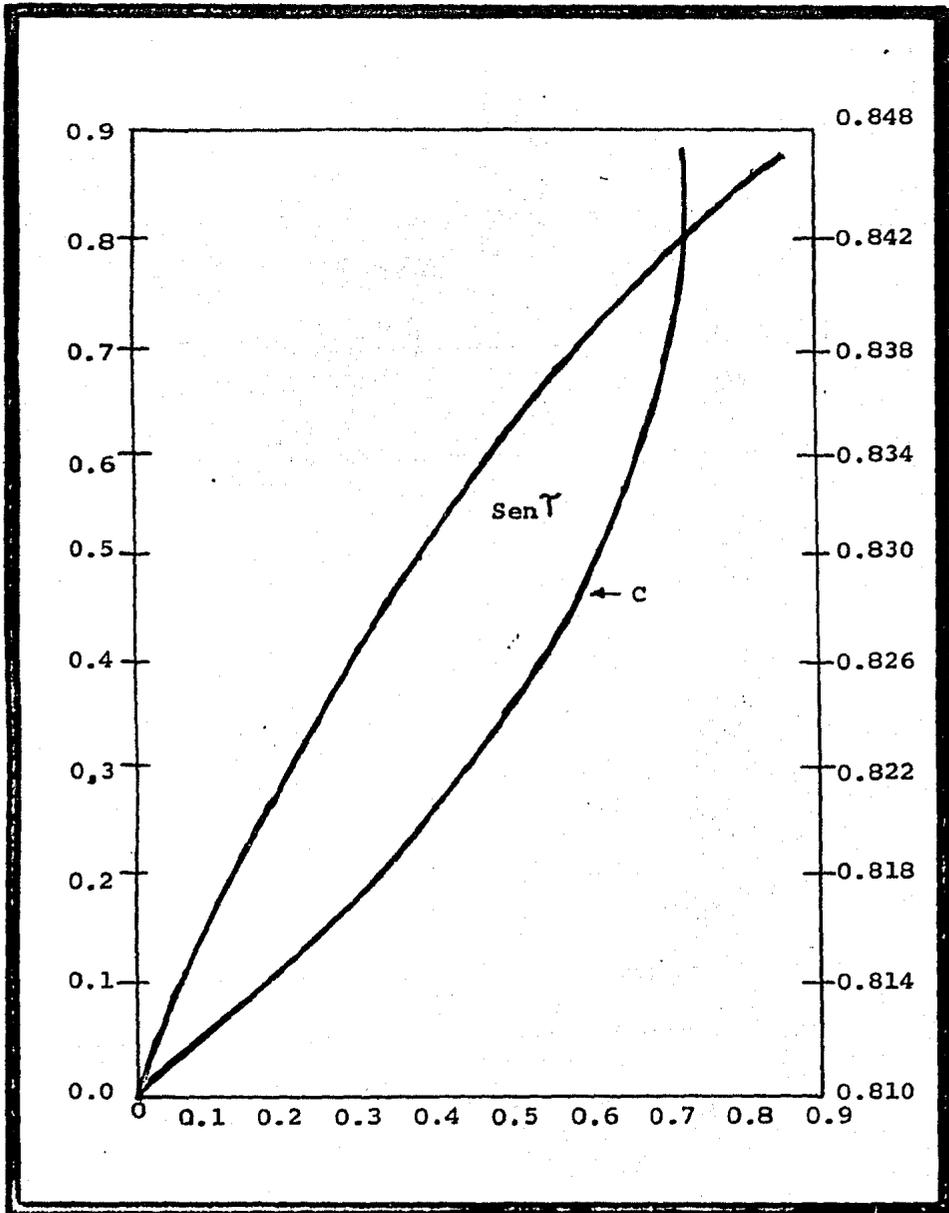


FIG. 5.4.a RELACION DEL COEFICIENTE DE LLENADO K CON C Y $\text{SEN } T$

5.5. PRISMA DE MAREAS Y MAXIMA VELOCIDAD MEDIA EN EL CANAL.

El volumen de agua en el vaso incluido entre los dos planos horizontales, uno dado por la elevación máxima de la superficie durante un ciclo de marea y el otro dado por la elevación menor de la superficie, es conocido como el prisma de mareas. Designando el volumen del prisma por Ω , si Q_m es el gasto máximo a través del canal durante medio ciclo de mareas, el volumen del prisma, el máximo valor de descarga y el período de mareas pueden ser relacionados por la expresión:

$$\frac{T Q_m}{\pi \Omega} = C \quad \dots\dots\dots 5.5.1$$

donde C es un número adimensional.

El valor de C es cercano a la unidad, y su valor exacto depende del coeficiente de llenado K. Esta dependencia será determinada después.

Con la máxima velocidad media denotada por V_m

$$Q_m = a V_m$$

También por la condición de continuidad:

$$\Omega = a \int_0^{T/2} v dt$$

ya que $z = h_2 - h_1$:

$$v = \sqrt{z}$$

Y

$$v_m = (\sqrt{z})_m$$

El subíndice m indica que se toman los máximos valores.

Entonces:

$$\frac{Q_m}{\Omega} = \frac{(\sqrt{z})_m}{\int_0^{T/2} z dt}$$

o, ya que $2\pi dt = T d\theta$

$$\frac{T Q_m}{2\pi \Omega} = \frac{(\sqrt{z})_m}{\int_0^{\pi} \sqrt{z} d\theta} \quad \dots\dots\dots 5.5.2$$

Siendo θ_1 el valor de θ que corresponde a z máxima en -- este punto \sqrt{z} es también máximo. Acordando, $dz/d\theta=0$, y de la -- ecuación 5.3.3.

$$\cos \theta_1 + b_3 (-\text{sen} \theta_1 + 3\text{sen} 3\theta_{11}) + 3a_3 \cos 3\theta_1 = 0$$

Ello puede mostrar que la más pequeña raíz de esta ecuación es:

$$\theta_1 = \frac{\pi}{2} + \left\{ \dots\dots\dots 5.5.3 \right.$$

donde:

$$\left\{ = - \frac{4}{1 - 9a_3} b_3$$

$$\begin{aligned} \cos \theta_1 &= - \{ \\ \cos 3\theta_1 &= 3 \} \\ \text{sen} \theta_1 &= 1 \quad , \quad \text{sen} 3\theta_1 = -1 \end{aligned}$$

De la ecuación 5.3.2 el máximo valor de \sqrt{z} es:

$$\begin{aligned} (\sqrt{z})_m &= a_1^{1/2} (N_1 \text{sen} \theta_1 + N_3 \text{sen} 3\theta_1 + \\ &+ \frac{b_3 N_1}{2} (\cos \theta_1 - \cos 3\theta_1) \\ &+ \frac{N_1 a_3}{2} \text{sen} 3\theta_1) \end{aligned}$$

Introduciendo el valor de θ_1 de la ecuación 5.5.3 quedará reducido a lo siguiente:

$$(\sqrt{z})_m = a_1^{1/2} (N_1 - N_3 - 2N_1 b_3) \left\{ - \frac{N_1 a_3}{2} \dots\dots 5.5.4 \right.$$

Nuevamente, de la ecuación 5.3.2 e integrando:

$$\int_0^\pi z^{1/2} d\theta = 2a_1^{1/2} (N_1 + \frac{1}{3} N_3 + \frac{1}{6} N_1 a_3) \dots\dots 5.5.5$$

Sustituyendo estas expresiones, ecuaciones 5.5.4 y 5.5.5 en la ecuación 5.5.2 y tomando en cuenta el hecho de que N_3 , a_3 y b_3 , Z son todas cantidades pequeñas, tenemos:

$$\frac{T Q_m}{\pi \Lambda} = 1 - \frac{4}{3} \frac{N_3}{N_1} - 2b_3 \left\{ - \frac{2}{3} a_3 \right.$$

El miembro de la derecha de la ecuación es expresado -- por C en la ecuación 5.5.1, esto es:

$$C = 1 - \frac{4}{3} \frac{N_3}{N_1} - 2b_3 \left\{ - \frac{2}{3} a_3 \right. \dots\dots\dots 5.5.6$$

Es obvio que C depende de K , ya que a_3 , b_3 y $\left\{ \right.$ dependen de K . Valores de C calculados usando la última expresión están dados en la tabla de la pag. En ella se muestra que para valores de K comprendidos entre 0.1 y 100 el valor de C varía de 0.8106 a 1.0 (ver fig. 5.4.a)

La fórmula para el prisma de mareas es importante para poder evaluar la máxima velocidad media en el canal.

Por la definición de prisma de mareas:

$$\mathcal{A} = 2 h_{lm} AH$$

DONDE h_{lm} es la relación del máximo desplazamiento de la superficie del agua en el vaso, al máximo desplazamiento de la superficie en el mar. Entonces, usando la ecuación 5.4.1:

$$\mathcal{A} = 2AH \text{sen } \zeta$$

como antes;

$$Q_m = V_m a$$

Introduciendo esto en la fórmula del prisma de mareas, la ecuación 5.5.1, nos da:

$$V_m = 2\pi C \frac{A}{a} \frac{H}{T} \text{sen } \zeta \dots\dots\dots 5.5.7$$

Esta es la ecuación que nos relaciona la máxima velocidad media en el canal con la amplitud de marea en el mar, $2H$.

En la expresión H está dada en pies y T en segundos.

6. ESTABILIDAD DE ACCESOS COSTEROS.

Los más imperturbables estuarios son caracterizados por entradas de megaros y bancos de arena, arcilla y limo dentro de su sistema.

Los sedimentos pueden ser depositados sobre sus entradas formando bancos de arena, arcilla y limo, durante el período en que es relativamente bajo el flujo de agua dulce y sólo podrán ser retirados de estas zonas de acceso durante los períodos de alta descarga de aguas fluviales, los bancos podrán entonces virar hacia afuera por la acción de las olas.

Esta situación es típica para lugares como la India, El mar Arabe y la Bahía de Bengala, donde los materiales pueden ser depositados antes o después del período del monzón, estos serán erosionados otra vez cuando el monzón comience más tarde a extenderse.

Generalmente el mecanismo de depósito en los accesos de un estuario tiene el siguiente modelo de distribución de energía: la dirección más común es, primero, el sedimento es erosionado, en seguida, este procede del área de mayor energía contenida en el volumen del flujo por unidad de área de baja energía.

Altas concentraciones de sedimentos pueden entrar hacia un estuario, ya sea que provengan enteramente de un río o del mar, y son debidas a la acción del flujo de marea. Más es--

tuarios tienen como característica principal el número de sistemas de circulación, siendo estas las causas que producen el entrampamiento de partículas.

La existencia esencial de sistemas de circulación cerrados para la materia en suspensión es debido a las características de los movimientos de agua en estuarios y áreas de marea, estos rasgos comunes tienden a causar el entrampamiento de partículas. El agua pasa libremente a través de estas áreas, pero particularmente la materia es atrapada, pero si logra escapar, el agua será abiertamente demorada.

Un ejemplo es el movimiento de la arena en suspensión enfrente de las playas bajo la influencia de olas y la acción de marejadas. Este proceso como siempre está restringido por un escaso despojo de agua, otros dos mecanismos cubren grandes áreas, uno es la acumulación general de granos finos por la acción de las mareas y el otro es el entrampamiento de materia en suspensión en la desembocadura de los ríos y la consecuente formación de áreas de gran turbulencia.

Con respecto al entrampamiento de sedimentos en bancos de arena, arcilla o limo, todos los estuarios tienen en común un flujo neto de entrada de agua en el estrato del fondo y un flujo neto de salida en la superficie del estrato. El modelo de sedimentación es también un rasgo común particularmente cuando los estuarios de tipo parcialmente mezclado y bien mezclado

son comparados. En el tipo de estratificación alta la principal acumulación tiene lugar en la extremidad de la cuña salina, donde el agua salada y el agua dulce chocan.

En un estuario parcialmente mezclado los materiales - gotean en la zona cambiante de marea, limitada por la marea baja hacia aguas abajo del límite y por la marea creciente aguas arriba de los límites del flujo.

En un estuario bien mezclado, la sedimentación toma lugar dentro de la zona total de mezclado, sin tener concentración en áreas grandes, pero con un gran número de bancos individuales, su localización puede determinarse por contracorriente locales, acompañamiento de esfuerzos cortante y la formación de depresiones.

Los acarreos serán transportados solamente durante estas fases de mareas combinadas y corrientes de densidad, generadas cuando las velocidades de arrastre necesarias son excedidas. El peso suspendido será objeto de un proceso de difusión, posible floculación y sedimentación.

Como regla general los sedimentos depositados sobre el fondo de un estuario serán en promedio transportados aguas arriba, donde serán acumulados cerca del fin de la zona de intrusión, creando bancos de arena, arcilla o limo, los cuales también podrán formarse en cualquier lugar donde la velocidad neta del fondo sea cero. La formación de bancos será más inten-

sa cerca del fin de la intrusión para estuarios estratificados, siendo esta formación más uniforme para estuarios parcialmente y bien mezclados.

Como consecuencia de ésta situación, la mejor porción de sedimentos introducidos dentro de un estuario durante condiciones normales será retenido en el propio estuario.

A causa del comportamiento de sedimentos de granos finos suspendidos con una cierta inercia y cambios en la velocidad de la corriente, usualmente se crea un retraso en el regreso de la marea. Cuando la velocidad de la corriente es cero y es en este momento en el cual figura la más baja suspensión de sedimentos estos serán cimentados.

Este retraso puede ser explicado por el acto en el que el período de la velocidad de la corriente decrece, algunas veces es necesario que el material se sedimente. Contrariamente cuando la velocidad de la corriente se incrementa el material es tomado antes de que se sedimente.

El efecto de retraso ha sido usado para explicar el porqué en áreas planas con acción de mareas, la cantidad de materia de granos finos suspendidos es frecuentemente muy alta -- cerca del mar abierto. Adicionalmente también ha sido usado para explicar el porqué en áreas planas de tierra firme con acción de mareas, los sedimentos de granos en el fondo gradualmente llegan a ser muy pequeños.

El decremento de tamaño de los granos en el fondo - es resultado de la reducción promedio y máxima velocidad de - las corrientes desde mar abierto hacia la costa.

En un área comunicada con el mar por esteros teniendo obstaculos de tierra firme, el fondo del área cerca de los esteros consistirá de arena coarsosa, z ya que la arena fina y el limo son arrastrados fuera por las fuertes corrientes. Cerca de la costa y sobre los bajos donde las corrientes son débiles la materia fina prevalece, ya que la arena coarsosa no puede llegar a estos lugares. En un estado estable las fuer--zas de las corrientes decrecen, con esto la materia de gra--nos finos en suspensión no puede llegar hasta la costa produciendo diferentes concentraciones.

Estas concentraciones en suspensión camino hacia la costa se incrementarán si existen áreas planas debido a las - mareas, como ha sido demostrado extensamente en lugares como las costas del mar del norte de Denmark en Alemania y Holanda, así como en el este del Golfo de México en los Estados Unidos. Este incremento se forma cuando el clima está en calma o du--rante tormentas.

Estos fenomenos han sido explicados sobre las bases de efectos de retardo mencionadas anteriormente. Cuando el --agua es acarreada desde tierra adentro através de un canal --de marea durante la avenida, recorriendo grandes distancias, - el flujo será más rápido cuanto más se aleje de tierra conte-

niendo la cantidad de sedimentos apropiada para formar una turbulencia que es debida a su proporción con el flujo. Como la velocidad de la corriente decrece gradualmente y siendo más alta la relación de sedimento que contiene el flujo, entonces este se hundirá en el fondo. Los sedimentos en esta zona se hundirán lentamente pero al ser transportados más lejos en dirección de la avenida, estos se hundirán más rápidamente. Después con el regreso de la marea la masa de agua se moverá en dirección opuesta, como la reacción de los sedimentos es retardada el decremento de la velocidad causa que los sedimentos se asienten en lugares donde la corriente es mucho más débil para poder acarrearlos, por lo cual una cierta fracción de sedimentos son depositados sobre el fondo. Este proceso se repite durante todas las mareas, como resultado el fondo en estas zonas llegará a ser el de mayor sedimentación y el de alta concentración de materia en suspensión en el agua. En un estado inestable los movimientos residuales de los sedimentos están balanceados por la pérdida de estos hacia mar adentro debido al gradiente de sedimentación en el agua.

La más común suspensión de material en estuarios con marea es la mezcla limo-arcilla, con respecto al comportamiento de estos depósitos, experimentos hechos por Partheniades con estas mezclas en un aparato anular rotativo revela las siguientes características importantes de los sedimentos finos.

a. Para una geometría dada, condiciones de sedimento y flujo, se logra la concentración de sedimentos suspendidos - después de un período de relativamente rápida acumulación, un valor constante llamado concentración de equilibrio el cual - es muy cercano a una fracción constante de la concentración -- inicial.

b. El radio de la concentración de equilibrio para - la concentración inicial aparece en la correlación muy bien de finido con el promedio del esfuerzo cortante alrededor del límite del canal, suministrando a este la velocidad del canal y la rotación circular en una dirección que se opone a la del canal son ajustados uniformemente los depósitos através del canal. Esta combinación de velocidades presumiblemente también - produce un modelo similar de un esfuerzo cortante através del canal.

c. Las corrientes secundarias generadas por el movimiento rotacional también tienen un efecto significativo sobre la concentración de equilibrio y la proporción de acumulación.

d. El análisis de un volúmen de material obtenido en la concentración de equilibrio mostro que más del material depositado, fue una fracción del volumen correspondiente de grandes partículas de arcilla e indico que la floculación es más - importante como un agente de establecimiento así como el alto peso de la partícula inicial y la velocidad establecida de las partículas de limo.

Generalmente la floculación parece ser un importante problema en las mareas de los estuarios. La floculación es asociada con la acumulación de minerales de arcilla incluyendo partículas finas de mica y ciertos óxidos metálicos e hidróxidos. Parece ser que depende de la distribución relativa de varios -- componentes minerales y diferentes proporciones de floculación son obtenidas para diferentes mezclas.

Las fuerzas electroquímicas producen que se incrementen los floculos substancialmente como partículas en las que de crece su volúmen. Más del material de la floculación es derivado de la erosión de sedimentos cohesivos, principalmente arcilla. El material cohesivo forma una parte considerable del material movido en un estuario.

The task committes on erosion of cohesive materials - of the ASCE es su reporte publicado en julio de 1968, edición - de ASCE Journal of the hydraulics admite que las propiedades -- con las cuales se controla la resistencia a la erosión de sedimentos cohesivos, no ha sido definida concluyentemente y requiere de un mayor esfuerzo para definir estas propiedades químicas, físicas y del medio ambiente.

Esta determinada resistencia de un sedimento cohesivo a fluir en el agua, la minerología de la fracción de arcilla y el rol de los diferentes cationes asociados con la arcilla causa floculación. También la influencia de sedimentos en suspen--

ción causa efectos sobre la viscosidad del agua, la cual también producirá erosión. Los suelos cohesivos tienen vínculos relacionados con la minerología de los suelos y la química. Consecuentemente The task committee concluye que la clase de agua puede jugar un papel muy importante en el cambio de estos vínculos por la acción de la Química.

Con respecto al área de distribución del transporte de sedimento por las corrientes de densidad en un estuario, los campos de investigación sobre estuarios costeros simples han demostrado que el transporte en la parte mixta de un estuario es directamente hacia aguas abajo principalmente hacia los bancos de arena, arcilla o limo y hacia aguas arriba en el canal central mencionado anteriormente.

La proporción del transporte neto es grande en la parte superior del estuario, sólo superada por la proporción en el fondo del canal. Aguas abajo el transporte hacia bancos por las corrientes de densidad es fortalecida por la agitación del oleaje y la turbulencia de las mareas. Aguas arriba el transporte aumenta en la parte superior del estuario por el flujo de mareas.

Esto produce diferentes establecimientos de partículas en suspensión. El transporte de sedimentos es en parte entrampado sobre bancos de arena, arcilla o limo en la parte media del estuario, donde las corrientes de densidad chocan. Otra

parte es depositada en la base donde el flujo de marea disminuye. Los sedimentos en suspensión cerca de la cabeza del estuario, no siendo la principal consecuencia en la formación de bancos, en cambio la actividad recirculatoria por una turbulencia moderada de mareas y una densidad advectiva, mezcladas y acarreadas aguas arriba en los canales centrales.

6.1 ESTABILIDAD HORIZONTAL.

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

Consideremos una entrada cuyas características estén cerca del ideal, ver figura 6.1.a

En este caso la barra tiene una disposición tal, que su centro de curvatura está muy próximo a la sección principal de salida. El oleaje, por efectos de refracción, generará un sistema de transporte tanto normal como paralelo a la costa y orientado hacia la boca. Dicho material es susceptible de ser arrastrado hacia el interior de la laguna, donde existe un pre-

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

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

Hay que considerar también el efecto que pueda tener sobre la boca la presencia de escolleras. En terminos generales según O'Brien, las escolleras no sólo estabilizan la posición de una entrada, sino que la protegen contra el cierre de ella por acción del oleaje aún más, la dimensión del área puede ser muy reducida siempre y cuando esté debidamente protegida.

También es necesario considerar el efecto que tendrán las escolleras en el régimen costero. Si se constituyen en una barrera completa, las playas adyacentes sufrirán la reorientación típica que se presenta por la presencia de un obstáculo normal a la playa. En términos generales se estima que las escolleras pueden reducir en un 33% el material que entra a las bocas. Cuando un cierto porcentaje pasa de un lado a otro de las escolleras, se presentará una situación similar a la anterior

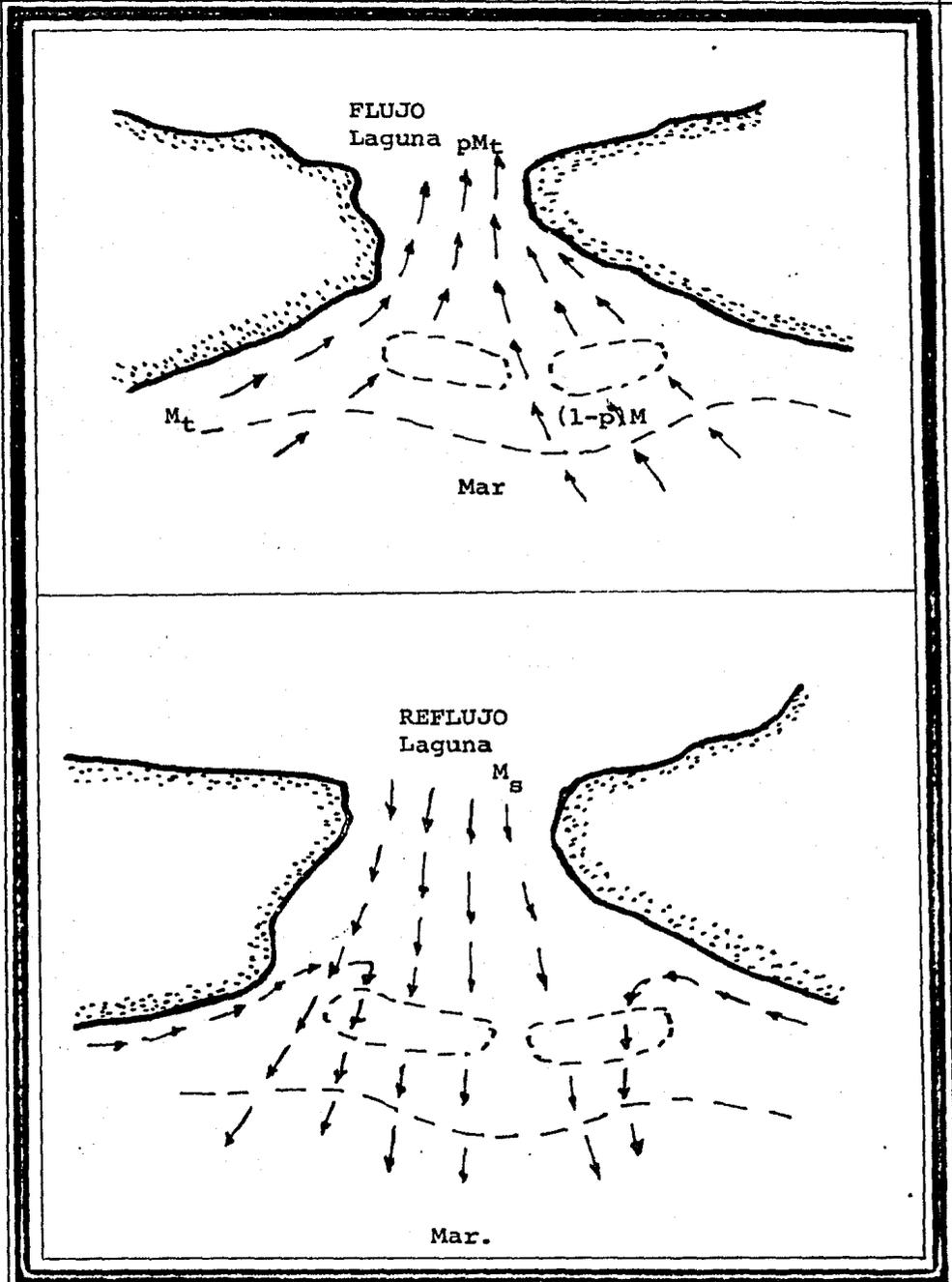


Fig. 6.1.a FORMAS DEL PASO DEL MATERIAL.

dando también lugar a la formación de bajos.

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

6.2 ESTABILIDAD VERTICAL.

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

Los agrupamos en dos tipos fundamentales:

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

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

6.3 FACTORES DE ESTABILIDAD.

Entre ellos, el básico para los análisis, es el prisma de marea que es el volumen en la laguna, comprendido entre el nivel de mareas bajas y el de mareas altas.

Sin embargo, esta definición pierde generalidad a me-

dida que aumenta el área de la laguna debido a: desfases, pérdidas y modificaciones por la configuración del fondo. Es - decir, en general se tiene que la pleamar y la bajamar tienen, en el interior de la laguna, un retardo con respecto a la entrada. Además, el tiempo de flujo es menor a medida que el punto considerado se aleja de la entrada, variando este tiempo de acuerdo con el tipo de mareas y también la amplitud de la misma no es necesariamente menor en el interior de la laguna que en la entrada.

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

Una vez establecido un cierto valor del prisma de marea \mathcal{P} , el área mínima de equilibrio de entrada del canal, con o sin escolleras, está controlada por dicho prisma de marea y por tanto, una reducción en el traerá como consecuencia una reducción en esa área.

Así mismo, cuando existen más de dos bocas en la misma laguna, el cierre de una de ellas traerá como consecuencia,

según O'Brien, un aumento en las dimensiones de las otras.

Este argumento es un tanto cuanto discutible, sobre todo si se piensa en un vaso de gran extensión y con una geometría irregular. Por otra parte, es necesario de acuerdo con las recomendaciones de Krus Abecasis, mantener la entrada lo más cerca posible del centro de masas activas del agua dentro de la laguna. Conservando en mente lo anterior, es conveniente analizar los efectos del gasto máximo Q_m , la velocidad media máxima y el esfuerzo cortante.

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

$$V_{\text{med max}} = R^{1/8} - 0.2 \quad \text{Si } R \geq 5 \text{ mts.} \quad \dots\dots\dots 6.3.1$$

$$V_{\text{med max}} = R^{1/8} - 0.1 \quad \text{Si } R < 5 \text{ mts.}$$

(V en mts/seg; si R en mts.)

Su relación con τ puede hacerse a través de la fórmula de Chezy a saber:

$$\tau = \rho g R s$$

$$V = C R s \quad \dots\dots\dots 6.3.2$$

$$Q = V a$$

El factor τ merece atención particular, no obstante la discrepancia de opiniones sobre la importancia de él en el análisis de estabilidad. Se piensa que los elementos de jui--

cio de Bruun y Gerritsen son más sólidos y por lo tanto se utilizará el criterio de estos autores.

El esfuerzo cortante τ debe analizarse considerando ciertos factores y valores específicos, ellos son el esfuerzo cortante crítico τ_c y el esfuerzo cortante de estabilidad

El valor del esfuerzo cortante se ve directamente afectado por el contenido de material en suspensión en el agua, así como también por el porcentaje "p" de acarreo litoral. Cerca de la entrada el movimiento de arena en el fondo y en suspensión, es complicado debido al doble efecto de corrientes de marea y efecto oscilatorio producido por el oleaje; además que por la refracción producida por la barra el transporte litoral está siempre orientado hacia la boca y en general, de acuerdo con lo indicado en la figura 6.1.a el acarreo litoral tenderá a cerrar la boca, aumentando esta tendencia con una acción severa y prolongada del oleaje, salvo en el caso de algunas tormentas en que la barra puede ser fuertemente erosionada y la boca, ampliada. Es decir, para cada tamaño de entrada, habrá un cierto tipo de oleaje, de altura y duración determinados, que puedan cerrar la boca no obstante el efecto de las corrientes de marea. Hechas las observaciones anteriores Bruun propone los siguientes valores del esfuerzo cortante de estabilidad:

CONDICION	τ_s (Kg/m ²)
- Transporte litoral de fondo y en suspensión considerables.	0.50
- Transporte litoral de fondo y en suspensión medios.	0.45

CONDICION	τ_s (Kg/m ²)
- Transporte litoral y en suspensión bajos	0.35

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

$$a_s = \frac{Q_m}{C \sqrt{\frac{\tau_s}{\rho_g}}} \dots\dots\dots 6.3.3$$

donde:

C = Coeficiente de Chezy = 30 + 5 log a
a en m², C en m^{1/2} /seg.

C, el coeficiente de Chezy, es una medida de la rugosidad hidráulica y ρ_g es el peso específico del agua basados en el conocimiento del tamaño aproximado de la sección transversal y la velocidad de flujo, se obtuvo la expresión que relaciona los valores de C con el área de la sección transversal de bocas de marea, desarrollada en Holanda (C = 30 + 5 log.a).

En cuanto al canal propiamente dicho, tendrá una cierta capacidad de transporte M_s que será función del esfuerzo cortante y consecuentemente de la velocidad media máxima, según Bagnold:

$$q_s = \frac{\tau_0 V}{(\gamma_s - \gamma)} \left[\frac{e_b}{\tan \alpha} + \frac{a_s V}{W} \right] \dots 6.3.4$$

6.4 VARIABLES PARA EL ANALISIS DE ESTABILIDAD.

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

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

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

- Δ - prima de marea para mareas vivas (m^3 / ciclo)
- Q_m - gasto máximo para mareas vivas (m^3 / seg)
- V_m - velocidad máxima media (m/seg)
- M_t - acarreo litoral total (m^3 /año)
- M_n - acarreo litoral neto (m^3 /año)
- M_s - capacidad de transporte de la sección (m^3 /año)
- p - porcentaje del acarreo litoral que entra al canal.
- τ - esfuerzo cortante en el canal (kg/m^2)
- τ_s - esfuerzo cortante de estabilidad (kg/m^2)
- a - área de la sección (m^2)
- a_s - área de la sección estable (m^2)

6.5 FORMA DE PASO DEL MATERIAL.

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

$$r = \frac{M_p}{Q_m} \dots\dots\dots 6.5.1$$

Si $r > 200$ - 300 paso por barra

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

Normalmente pueden presentarse formas de paso combinadas, ya que el intervalo entre 20 y 200 es demasiado grande. En general mientras más regular sea el transporte por una acción moderada o fuerte del oleaje en las playas inmediatas a la boca, existirán mejores condiciones para el paso del mate--

rial. También hay que considerar el efecto de escolleras en la desembocadura. Normalmente el escollerado da lugar a un paso de tipo mixto, dependiendo el predominio de uno sobre otro, si el acarreo se mueve por lo alto de la playa o por corrientes litorales.

6.6 GRADO DE ESTABILIDAD.

La relación que da el mejor índice es lo establecido entre el prisma de marea y el acarreo litoral neto.

Si;

$$\frac{\Omega}{M_n} < 100 \dots\dots\dots 6.6.1$$

Existirá una gran tendencia a la formación de bajos y la capacidad de autodragado de las corrientes de marea será muy bajo; de hecho esta situación creará una tendencia a la divagación e inclusive bifuración del canal disminuyendo, en consecuencia, la eficiencia hidráulica de la sección. Cuando la relación.

$$\frac{\Omega}{M_n} > 150 \text{ a } 200 \dots\dots\dots 6.6.2$$

El grado de estabilidad es aceptable, siendo óptimo cuando el valor es superior a 300. El cociente $\frac{\Omega}{M_n}$ proporciona también un criterio para la selección del esfuerzo cortante de estabilidad τ_s ; el criterio es el siguiente.

$\frac{\Omega}{M_n} > 600$	$150 < \frac{\Omega}{M_n} < 600$	$\frac{\Omega}{M_n} \leq 150$
$\tau_s \text{ (kg/m}^2\text{)} = 0.46$	0.50	0.51

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

6.7 CAPACIDAD DE AUTOCONSERVACION DEL CANAL

El Análisis de esta capacidad puede hacerse tomada en cuenta diversas relaciones. Un primer criterio es comparado el valor de la velocidad de las corrientes de marea con la velocidad crítica del material del canal. A este respecto, la experiencia demuestra que es conveniente que, en general, las velocidades en el canal se conserven superiores a la crítica durante el 60 a 80% del tiempo, es decir, se ha encontrado que la relación $\frac{V_m}{V_c}$ arroja los siguientes valores en cuanto al porcentaje de tiempo de marea en que la corriente es capaz de mantener un autodragado adecuado.

$\frac{V_m}{V_c}$	%
1.05	20
1.30	40
2.00	60
5.75	80

Debe tratarse de que $V_m = 2$ a $5 V_c$ 6.7.1

Por lo que toca a la comparación entre el gasto máximo Q_m y el acarreo neto M_n , se tiene que si:

$$Q_m/M_n > 0.01 \dots 6.7.2$$

Las condiciones de estabilidad son mejores que si es menor de ese valor. El análisis completo es quizás el que se hace tomando en cuenta las relaciones entre la capacidad de transporte M_s con el porcentaje de acarreo litoral p M_t que entra al canal; el esfuerzo cortante de la sección τ y el de estabilidad τ_s ; el esfuerzo cortante τ con las características del material, peso volumetrico y D_{50} ; y finalmente entre el porcentaje p , el área de la sección a y el área de estabilidad a_s .

Inicialmente tendríamos los siguientes valores como los más ventajosos:

$$0.5 < \frac{M_s}{p M_t} < 1.5 \dots 6.7.3$$

$$0.8 < \frac{\tau}{\tau_s} < 1.2 \dots 6.7.4$$

$$1.0 \leq \frac{\tau}{(\gamma_s - \gamma) D_{50}} < 1.5 \dots 6.7.5$$

Los valores límites, sobre todo los inferiores están fuertemente afectados por el valor M_t . En función de él la entrada podrá tender hacia un canal no estable, pero con valores

del esfuerzo cortante inferiores al crítico para el caso de -- que el acarreo total sea pequeño pero si M_t es grande y el -- prisma de marea reducido, el acceso tenderá a cerrarse. Ahora -- bien, si el prisma de marea es grande, será más probable el de sarrollo de una condición de estabilidad.

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

$$0.7 < p \leq 1.6 \dots\dots\dots 6.7.6$$

$$0.8 \leq \frac{a}{a_s} \leq 1.2 \dots\dots\dots 6.7.7$$

$$6 \quad \frac{a}{a_s} > 1.5 \dots\dots\dots 6.7.8$$

La condición ideal es que tanto " p " como la rela-- ción a/a_s se mantengan muy cerca de la unidad. Si a/a_s aumenta considerablemente, el canal tenderá hacia un estado de no ero-- sión que puede representar una situación estable. En cambio, si tiende hacia el límite inferior, existirá una tendencia a la -- formación de barra tanto mejor desarrollada cuanto menor sea -- la relación llegando a cerrarse la entrada, si $a/a_s = 0.4$. Fi-- nalmente, es conveniente señalar que para ambos casos mientras más cercano a la unidad éste el valor de " p " se tendrán mejo-- res condiciones de estabilidad. El valor " p " puede calcular-- se con la expresión:

$$p = \frac{M_s}{M_t} \dots\dots\dots 6.7.9$$

BIBLIOGRAFIA.

Biblioteca de la DIVISION DE ESTUDIOS DE POSTGRADO DE LA FACULTAD DE INGENIERIA.

Resonant Response of Offshore Structures, Solna Lawrence; Cho - David, WW-1.

Per Braun, 1967 Tidal Inlets Housekeeping ASCE Journal of the - Hydraulics Division 93 (HY5); 167-184.

BBrown 1961, Natural Bypassing of Sand at Coastal Inlets ASCE - Transactions 126 (4) 823-54.

Dronkers, J.J., 1959 Tidal Computations on Coastal Areas ASCE -- Journal of the waterways and Harbors Division 85:13-24, 1-2-3-4 Tidal Computation for Rivers, Coastal Areas and Seas ASCE Journal of the Waterways and Harbors Division 1969; 95:29-77, 1-2 - 3-4.

Dronkers, 1964 tidal Computations Amsterdam North Holland Publishing Co. In Rivers and Coastal Waters 627.2,D.

Tidal Hydraulics Symposium 1969 Estuary Hydraulics and Sedimentation ASCE Journal of the Hydraulics Division 95 (HY1), 1-160. ASCE, Task Committee on Sediment Transport, 1971 Sediment Transportation Mechanics: Sediment Discharge Formulas Proceedings of ASCE, Journal of Hydraulics Division 97 (HY4) p.p 523-567.

Johnson, JW. 1974 Characteristics and Behavior of Pacific Coast Tidal Inlets Proceedings ASCE, Journal of the Waterways, Harbor and Coastal Engineering Division, Vol 100 WW, 1-2-3-4. 388-420.

Van de Kreeke, 1967. Water Level Fluctuation and Flow in Tidal Inlets, Proceedings of ASCE, Journal of the Waterways and Harbor Division, Vol 93 WW4 p.p 97-106.

Wicker, CF. 1969 New Horizons in the Field of Tidal Hydraulic Proceedings of ASCE, Journal of the Hydraulics Division Vol 95 HY1 p.p 147-160.

International Association for Hydraulic Research Secretariat: -
Toterdamseweg 185 P.O. Box 177, Delft, the Netherlands.

Brown and Battjes, J.A. 1963 Tidal Inlets and Litoral Drift Proceeding of the international Association of Hydraulic Research 4(1.17) p.p 123-36.

Philpott, K.L. 1963 Basic Experiments on the Development of Coastal Inlets with and Without Wave Action, International Association for Hydraulic Research Congress, London 1963 Paper 1.39.

American Society of Civil Engineers
United Engineering Center 345 east 42Th Street Second Floor
New York, NY. 10017
United States of America.

Brown E.I. 1932 Flow of Water in Tidal Canals Proceedings of --
ASCE 96:747-834.

Garde, R.J. and Ranga Ruja, KG. 1963 Regime Criteria for Alluvial Streams ASCE, Journal of the Hydraulics Division 89 (HY6), pp. 153-64.

Simons and Haushild, W.L. 1962 Depth Discharge Relationship in Alluvial Channels ASCE, Journal of the Hydraulics Division 88 -- (HY5), p.p 57-72.

Bruun, P. Gerritsen F. and Bhakta, N.P. 1975 Evaluation of Overall Entrance Stability of Tidal Entrances, Chapter 91 of Proceedings of 14 Th International Conference on coastal Engineering Copenhagen, printed by the ASCE.

O'Brien, M.P. and Dean R.G. 1963 Hydraulic and Sedimentary Stability of Coastal Inlets, Proceeding of the 13 Th International Conference on Coastal Engineering, Vancouver Printed byn the -- ASCE.

Byrne, R.J. Et Al 1975 Channel Stability In Tidal Inlets a Case Study Chapter 92.

REFERENCIAS.

Jacques C.J. Nihoul editor, Hydrodynamics of Estuaries and Fjords, Proceeding of the 9 Th International Liege Colloquium - on Ocean Hydrodynamics, Elsevier Oceanography Series.

Angel Fernando Vizcaino Hernandez, Universidad Iberoamericana - Analisis de la Intrusion Salina en Estuarios, 1980.

Brown and Gerritsen, F. 1960 Stability of Coastal Inlets, Amsterdam:North Holland Publishing Co.

A.T. Ippen Estuary and Coasline Hydrodynamics, Mc Graw Hill.

Kinsman, Blair Wind Waves Their Generation and Propagation on the Ocean Surface, Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J.--- U.S.A.

Bruun, Per. 1976, Second Edition, Port Engineering, Gulf Publishing Company, Book Publishing Division:Houston, Texas.