

22
Lij



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

**ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS PROFESIONALES
ACATLAN**

ESTABILIDAD DE BOCAS

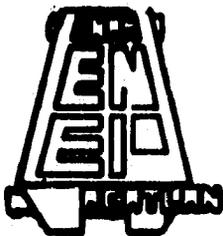
T E S I S

DE GRADO PARA OBTENER EL TITULO DE

INGENIERO CIVIL

P R E S E N T A

MIGUEL TONATIUH MONDRAGON CARDENAS



SANTA CRUZ ACATLAN, EDO. DE MEX.

1996

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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.

LE AGRADEZCO A MIS PADRES, HERMANOS, TÍOS Y AMIGOS POR EL APOYO QUE ME HAN BRINDADO PARA SUPERARME Y PODER FINALIZAR ESTE TRABAJO DE TESIS PROFESIONAL.

LE AGRADEZCO A TODOS LOS PROFESORES DE LA CARRERA DE INGENIERÍA CIVIL.

LE AGRADEZCO A MIS ASESORES

LE AGRADEZCO A MI JEFE DE TRABAJO (VADESA) POR EL APOYO QUE ME BRINDO PARA LA REALIZACIÓN DE ESTE PROYECTO.

DIOS..... GRACIAS

CUANDO TIENES UN TITULO PROFESIONAL PUEDES ESTAR SEGURO DE ALGO, " QUE TIENES UN TITULO PROFESIONAL"



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MÉXICO

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS PROFESIONALES "ACATLÁN"
PROGRAMA DE INGENIERÍA CIVIL

SR. MIGUEL TONATIUH MONORAGON CARDENAS.
ALUMNO DE LA CARRERA DE INGENIERÍA CIVIL.
P R E S E N T E

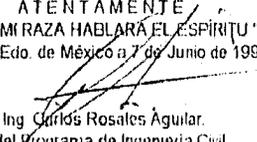
De acuerdo a su solicitud presentada con fecha 22 de junio de 1994, me complace notificarle que esta Jefatura de Programa tuvo a bien asignarle el siguiente tema de tesis titulado "ESTABILIDAD DE BOCAS" que el cual se desarrollará como sigue

INTRODUCCION

- I. DEFINICION Y CLASIFICACION
 - II. FACTORES QUE AFECTAN LA HIDRODINAMICA DE LAS LAGUNAS
 - III. HIDRODINAMICA DE LAS BOCAS Y SU ESTABILIDAD
 - IV. EJEMPLO DE APLICACION.
- CONCLUSIONES.

Así mismo fue designado como asesor de tesis el ING. RAUL CORREA ARENAS profesor de la esta escuela. Ruego a usted, tomar nota en cumplimiento de lo especificado en la Ley de profesiones, deberá prestar Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses, como requisito básico para sustentar examen profesional, así como de la disposición de la Dirección General de Servicios Escolares en el sentido de que se imprima en lugar visible de los ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado. Esta comunicación deberá imprimirse en el interior de la tesis.

ATENTAMENTE
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Acatlán Edo. de México a 7 de Junio de 1996


Ing. Carlos Rosales Aguilar.
Jefe del Programa de Ingeniería Civil



ENEP-ACATLÁN
JEFATURA DEL
PROGRAMA DE INGENIERÍA CIVIL

INDICE

TEMA:

ESTABILIDAD DE BOCAS EN UN SISTEMA LAGUNARIO, TIPO ESTUARINO

INTRODUCCIÓN

I.- DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN

I.1.- DEFINICIÓN DEL TEMA

I.2.- DEFINICIÓN DE TÉRMINOS

I.3.- DEFINICIÓN DE ESTABILIDAD

I.4.- CLASIFICACIÓN DE LAS LAGUNAS EN LAS COSTAS MEXICANAS

I.4.1.- SEGÚN LANKFORD

I.4.2.- SEGÚN CARRANZA - EDWARDS

II.- FACTORES QUE AFECTAN LA HIDRODINÁMICA DE LAS LAGUNAS

II.1.- CARACTERÍSTICAS DEL OCEANO Y SUS AGITACIONES

II.2.- AGITACIÓN POR HURACANES

II.3.- FLUCTUACIONES DEL MOVIMIENTO MARINO

II.3.1.- MAREAS ASTRONÓMICAS

II.3.2.- SOBREELEVACIÓN POR TORMENTA

II.3.3.- NIVELES DE LAGUNA

II.3.4.- FUERZA DE CORIOLIS

II.3.5.- APORTES DE AGUA CONTINENTAL

II.4.- FRICCIÓN EN EL FONDO

III.- HIDRODINÁMICA DE LAS BOCAS Y SU ESTABILIDAD

III.1.- MÉTODO DE KEULEGAN

III.1.1 APORTACIONES AL MÉTODO DE KEULEGAN

III.2.- MODELO MATEMÁTICO DE PROPAGACIÓN DE MAREAS EN LAGUNAS COSTERAS

III.3.- RASGOS ESTRUCTURALES

III.4.- MÉTODO DE ESCOFFIER

III.5.- MÉTODO DE IIRUUN

III.6.- ESTRUCTURA DESIGNADA

III.6.1.- GENERALIDADES

III.6.2.- ESCOLLERAS

III.6.3.- ASPECTOS GENERALES

III.6.4.- TRANSFERENCIA MEDIANTE ARREGLOS Y EQUIPOS

III.6.5.- DRAGADO DEL CANAL

III.6.6.- VERTEDORES EN ESCOLLERAS

III.6.7.- ROMPEOLAS PARALELOS A LA COSTA

IV.- EJEMPLO DE APLICACIÓN

ESTABILIDAD DE BOCAS EN UN SISTEMA LAGUNARIO TIPO ESTUARINO

INTRODUCCIÓN.-

El presente trabajo está enfocado en cumplir con el requisito de titulación, como lo marcan los reglamentos de la Universidad Nacional Autónoma de México. Por tal motivo se presenta a continuación el tema de este trabajo: "ESTABILIDAD DE BOCAS EN UN SISTEMA LAGUNARIO TIPO ESTUARINO".

OBJETIVO.-

El objetivo fundamental del presente estudio consiste en determinar las obras que se requieren para lograr la estabilidad de la desembocadura. Dicho estudio puede ser utilizado como elemento del sistema integral que permitirá impulsar el tráfico en las zonas portuarias

Se analizará el tema ESTABILIDAD DE BOCAS EN UN SISTEMA LAGUNARIO TIPO ESTUARINO, el cual es sumamente amplio y complejo, debido a la gran cantidad de elementos y variables que intervienen en su comportamiento. Por tal razón, serán objeto de análisis en el presente trabajo, aquellos aspectos genéricos sobre el desarrollo y estabilidad de las bocas, en sistemas lagunarios tipo estuarino en donde los aportes de agua dulce no son de relevancia, desde el punto de vista del comportamiento de la comunicación laguna-mar.

Este escrito se enfoca básicamente a los aspectos cualitativos, en el aprovechamiento de estas zonas costeras, así como métodos de cálculo para el diseño de canales de mareas estables. También se tratan también aspectos sobre posibles soluciones de mejoramiento en el comportamiento de las entradas costeras.

Se tratará de hacer comprender la importancia que tienen los puertos para el comercio marítimo, mismos que se iniciaron cuando el hombre trató de proteger sus barcos contra la fuerza de los elementos naturales, primero trató de utilizar las ensenadas, las bahías y las desembocaduras de los ríos, sin embargo, se encontró con el problema de las mareas, ya que en pleamar podía entrar y salir de estos lugares de abrigo naturales, pero en bajamar y con el azolve que generalmente se presenta en estas áreas, sus embarcaciones quedaban estancadas, sin posibilidades de hacerse a la mar.

Otro problema con el que se enfrentó el hombre antiguamente, fue el de proteger su aldea, contra distintas invasiones de otros hombres, y empezó a rodear sus rústicas instalaciones portuarias con "empaladizas", haciendo posteriormente muros, hasta llegar a las grandes fortalezas.

Este esfuerzo culminó con la construcción de los puertos artificiales, con los que el hombre protegía sus "zonas costeras" por medio de diques, muelles, y otras instalaciones. Los puertos artificiales fueron proliferando en todas las costas del mundo.

Actualmente se considera, además de los "puertos naturales", que se han instalado en las bahías u otras zonas costeras cerradas, el llamado puerto artificial, concepto que implica la existencia de complejas instalaciones especializadas cuyo diseño y estructura ha ido cambiando de acuerdo con las necesidades que el desarrollo de la humanidad ha ido planteando, hasta llegar a instalaciones de inmenso valor y complejidad. Esta transformación de los puertos, ha sido paralela a la de los medios de transporte terrestre y marítimo que confluyen en el puerto, buscándose la mayor rapidez y eficacia en los servicios y rentabilidad en las inversiones

Las instalaciones generales con las que en la actualidad cuenta un puerto se pueden dividir en cuatro grandes grupos.

- 1.- OBRAS DE ABRIGO Y ACCESO
- 2.- OBRAS DE ATRAQUE, ALMACENAMIENTO, Y TRÁFICO
- 3.- EQUIPO DE MANIOBRA DE LA CARGA
- 4.- INSTALACIONES PARA LA REPARACIÓN Y MANTENIMIENTO
DE LOS BARCOS

Las obras de abrigo y acceso son las destinadas a proporcionar protección contra la acción de los elementos naturales. Estos son los "Diques de abrigo" o "rompeolas", fundamentalmente de dos clases, según el modo en que resistan el oleaje; "escolleras", que rompen la ola, y "diques verticales", que se encargan de reflejarla.

Las escolleras están formadas por elementos sueltos depositados en el mar, que pueden ser de rocas grandes, bloques de concreto que en ocasiones se construyen con cuatro brazos, llamándoles tetrapodos, y en los últimos tiempos se utilizan costales de fibra rellenos de cemento arena y agua, colocados uno sobre el otro dentro del agua y al fraguar se endurecen quedando sólidamente unidos, formándose así la escollera de bolsacreto. Una vez que queda bien asentada, es posible pavimentar sobre ella un camino por donde pueden circular vehículos y personas.

Los diques verticales están contruidos con elementos rígidos, en forma de grandes cajones de hormigón armado que se fondean sobre una base de cimentación y se entrelazan originando una pared vertical por el lado del mar, en donde la ola refleja, regresando así el oleaje.

Los geólogos y los geofísicos marinos han descrito la historia y la constitución de las dos terceras partes de la superficie terrestre que se encuentra bajo las aguas oceánicas. El mayor margen continental o precontinental, incluye la zona donde los continentes y los océanos están en relación, es decir, corresponde a aquellos sectores de los fondos marinos que clásicamente se han denominado "*plataforma y talud continental*", y que hacen que el paso de los continentes a las profundidades oceánicas, no sea repentino cualquier perfil del borde precontinental aparece estructuralmente como una depresión de la corteza terrestre, que a través de los años cambia conforme se va rellorando de sedimentos. Su borde interno está constituido por la zona costera que forma parte del dominio continental y contiene diversos detalles topográficos, como son las playas, las líneas de costa, los acantilados, las lagunas litorales y los esteros, entre otros. Su borde externo hace contacto con los fondos oceánicos; en esta área, se distinguen tres grandes provincias: *plataforma continental, talud continental, borde continental.*

De las provincias de los márgenes continentales, la que mejor se ha estudiado es la zona costera, puesto que en ella se efectúa el más alto número de actividades humanas: Esta zona puede dividirse en cuatro unidades: la costa, la ribera, la línea de costa y la playa.

Los agentes externos son los que pertenecen al medio ambiente y que actúan sobre el litoral, como el oleaje, las corrientes, el viento, la acción del congelamiento y deshielo, los procesos químicos y la actividad de los seres vivos. El impacto del oleaje suele recaer sobre los materiales de la costa y transformarlos. La fuerza de las olas adquiere intensidades, según la potencia del viento, la profundidad y características del fondo. Esta fuerza puede ser de 30 toneladas por metro cuadrado. Se ha calculado que a 70 metros de profundidad las olas ejercen todavía una acción.

Los cambios en el perfil de las costas, ocurren como consecuencia del golpe directo de las olas, que ejercen una fuerza muy grande, especialmente durante los fuertes temporales. A esta fuerza, se suma la presión generada por el aire comprimido que va por delante de la ola. Los fragmentos que las olas van arrancando a las rocas o a los materiales que ya existían en el fondo del mar, son lanzados por las olas una y otra vez, contribuyendo enérgicamente al modelado de la costa.

Entre las corrientes que intervienen en la configuración de la costa, destacan a saber, las originadas por el ir y venir de las olas, que genera las corrientes de incidencia y de resaca, las cuales desgastan las rocas y transportan los materiales resultantes de este desgaste; en otro caso sobresalen las de marea, que pueden alcanzar fuerza cuando se desplazan por lugares estrechos, adquiriendo mayor velocidad; por último están las que descargan, originadas al ocurrir, una invasión de agua dulce al mar.

El viento es uno de los factores que ha hecho cambiar más la fisonomía de las costas. Así, al soplar desde mar adentro hacia tierra, y a la inversa, provoca alteraciones en el nivel del agua. El viento se fortalece en épocas de ciclones y tifones. Los agentes internos, corresponden a las características propias de la estructura de las rocas de la costa, como la naturaleza y grado de dureza de las mismas, la abundancia y tamaño de los materiales sueltos, la profundidad del mar en las proximidades de la orilla.

Los ríos y los vientos transportan los productos de la erosión, desde el continente hasta la costa, donde las olas y las corrientes los distribuyen, además de cambiar la energía que interviene en el proceso. Se considera que el flujo de energía de los océanos en las aguas costeras es de 5,000 millones de kilowatts.

En el modelado de la costa también resulta importante el movimiento de los sedimentos a lo largo de las orillas. Por ejemplo, la cantidad de arena de playa que se

transporta sobre varias costas puede alcanzar un volumen superior al millón de metros cúbicos por año.

La cantidad de sedimentos de erosión acumulados en una área determinada puede obtenerse mediante la evaluación de los aportes y las pérdidas sedimentarias, tomando en cuenta su relación con las diferentes fuentes que las originan y con los mecanismos de transporte. Los geólogos marinos han calculado estos índices de erosión y decantación, lo que ha sido muy útil para conocer las características de la costa, a fin de comprender los procesos que han intervenido en la formación de los litorales.

En las zonas de aguas poco profundas, se depositan arenas o cantos en el lugar donde el oleaje, la resaca y las mareas, alcanzan un punto de equilibrio, formando las barras costeras, las cuales, según sus características, pueden recibir diversos nombres, como cordones litorales, restingas, o flechas, que son salientes de la costa conformadas por arena gruesa.

Los materiales que se concentran inicialmente, están cubiertos por el agua, pero conforme pasa el tiempo aumentan su altura hasta sobresalir de la superficie del agua y dar origen a la barra. Con frecuencia, estas barras crecen a partir de la punta de un promontorio y, por efecto de las mareas y el oleaje, pueden emigrar hacia la costa, cerrando una ensenada o una bahía, lo que origina una "laguna litoral o albufera".

Con el paso de los años, la albufera se llena de sedimentos marinos y/o fluviales. En ese momento, sus bocas que comunican al mar se cierran y tienden a desaparecer. Además de los depósitos de material exclusivamente marino, deben considerarse los depósitos fluvio marinos, que son cúmulos mixtos, resultantes de la superposición del mar y de los ríos en la desembocadura de éstos. En estas regiones se forman los deltas, los estuarios y las marismas.

Las aguas de la costa y de los estuarios son la porción del océano que predomina sobre el quehacer cotidiano de la humanidad. Alrededor de dos terceras partes de la población mundial vive cerca de las costas, donde se recibe la influencia de los oleajes, provocados por los cambios meteorológicos bruscos, y de las mareas, que ocasionan marcados altibajos en el nivel del mar. Y es precisamente por esto que las playas y los estuarios, son aprovechados para construir ciudades y puertos donde se puedan desempeñar actividades industriales, recreativas y comerciales.

En esas aguas poco profundas se establece la relación entre el aire, el mar y la tierra. Los fenómenos costeros, se inician en ella con la mezcla, la separación y el transporte de los

sedimentos y de las aguas que escurren desde la tierra. Las olas, los vientos y las corrientes, en combinación con los fenómenos que ocurren en la tierra - como las lluvias y la transportación del agua de los continentes hasta el mar., determinan la configuración de la costa y la batimetría, es decir, la distribución de las profundidades.

La orilla del océano representa la zona donde se encuentran los bancos de arena y de coral, las fuertes corrientes y las olas destructivas; por eso constituye una zona de peligro para la navegación. En consecuencia, los marineros deben conocerla con el fin de cuidar a sus embarcaciones y tripulación.

El hombre ha logrado aprovechar cada vez más los fenómenos que ocurren en las zonas costeras. Sólo así han podido incrementarse actividades que permiten utilizar los recursos existentes en dichas zonas; tal es el caso del tráfico de embarcaciones y del acceso a las profundidades oceánicas. Sin embargo, con el exceso de construcciones y de dragados costeros, con la pesca indiscriminada y las descargas de desechos, el hombre también ha contribuido a la perturbación de las zonas costeras. (Ecología Costera)

La planicie costera (que es donde se inicia la zona costera y donde se hacen los primeros depósitos de arena); ahí existe una vegetación inicial a la que se llama pionera. Esta planicie se continúa con la ribera u orilla, que es la superficie sólida y sedimentaria, relacionadas con las corrientes producidas por el oleaje.

La ribera alcanza la playa, la cual esta cubierta por grandes cantidades de arena que forman los cordones de médanos; su extensión y tamaño, dependen de la longitud y altura de las olas, de la amplitud de las mareas y de las dimensiones de los componentes sólidos que depositan las olas. Esta ribera se extiende del lado de la tierra, hasta la planicie costera, que bordea la orilla posterior de la playa.

Entre los cordones de médanos y la planicie costera, se pueden contar lagunas litorales, en donde los ríos desembocan propiciando la formación de estuarios o esteros..

Toda la anterior introducción, ha servido, para darse cuenta, que con la formación de las lagunas se crea una importante zona donde el hombre puede explotar los recursos marinos. Así corresponde al mismo hombre, estudiar las zonas costeras, para lograr crear los puertos más seguros posibles, y las distintas ramas de la ingeniería, (ayudadas por otras muchas profesiones, dedicadas a lograr la explotación de los recursos marinos de una forma adecuada para la humanidad), lograrán darle esa seguridad a esta zona costera.

Dentro del primer capítulo se hablará sobre las definiciones de algunos términos que se manejarán: en este trabajo, a su vez, se dará una explicación de la clasificación de las lagunas y sus principales fenómenos que intervienen.

El segundo capítulo tratará los factores que afectan la hidrodinámica de las lagunas, se hablará acerca de algunas de las causas que afectan a las mismas, por lo que la explicación se hará en los subíndices que componen este capítulo.

El tercer capítulo estará enfocado a la hidrodinámica de las bocas y su estabilidad, dentro del mismo, se hablará de algunos de los métodos que existen para dar una estabilidad a las bocas y se comentan algunos mejoramientos que se les pueden dar a las mismas.

El cuarto y último capítulo se mostrará un ejemplo de aplicación sobre la estabilidad de bocas. con los pasos a seguir en los análisis para estabilizar el acceso, y a su vez se presentaran unas gráficas para determinar o ahondar en los estudios, no se presenta una solución de estabilidad, solamente se basa el estudio en presentar la problemática y los siguientes pasos para llegar a una solución.

CAPÍTULO I

DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN

1.1.- DEFINICIÓN DEL TEMA.

Las lagunas costeras son masas de agua que se encuentran separadas del mar por un cordón litoral, el cual puede estar segmentado en una o varias zonas, llamadas bocas o accesos ; cuando esto sucede en forma permanente, las masas de agua se comportan como un estuario; es decir, una masa de agua conectada libremente con el mar y con aportación de escurrimientos terrestres.

Las lagunas costeras y los estuarios, representan en su mayoría un potencial de recursos naturales de considerable magnitud. La complejidad ambiental que se da en estos ecosistemas, hace de su ecología un fenómeno típico multidisciplinario que no es fácil de entender en términos simples.

El grado de avance en las técnicas empleadas para el estudio, aprovechamiento y explotación de las lagunas costeras es muy variado; en ciertos aspectos se conoce y dominan los métodos respectivos, en tanto que en otros, se pasa aún por la fase de experimentación o la especulación técnico-científica.

En general, el aprovechamiento de esos sistemas requiere de la concurrencia interdisciplinaria de Ingenieros, Biólogos, Geólogos, etc., esto en sí , crea una cierta confusión con relación a la definición de lo que se entiende por estuario, aguas estuarinas, lagunas costeras, etc.

Desde el punto de vista de la Ingeniería Hidráulica, el aprovechamiento de las zonas estuarinas y lagunarias radica en asegurar un sistema circulatorio adecuado de las aguas, principalmente las marinas, donde el factor determinante en la circulación estuarina, es el papel desempeñado por las corrientes de mareas, con relación a los aportes de agua dulce.

La salud de los sistemas estuarios, está en función de una buena mezcla de agua dulce y agua salada; si domina una de las dos masas, pueden presentarse los siguientes problemas.

- *Dominante dulceacuicola*.- Propicia una sobreconcentración de nutrientes, lo que provoca una eutroficación.

- *Dominante marina*.- hay lavado de extracción constante hacia el océano de elementos nutritivos y producción primaria, así como insumo de especies depredadoras en el interior de la laguna.

Este balance, es una de las cuestiones más difíciles de establecer, en razón de lo complejo del fenómeno de transporte litoral, de aquí que las obras de mejoramiento que se propongan, puede conducir a situaciones extremas de cambios incontrolados de la ecología del conjunto, que se reflejarían en un retardo considerable en la iniciación de su aprovechamiento o inclusive en procesos irreversibles que en el mejor de los casos, podría obligar a un cambio de estrategia acuacultural y en el peor, a la pérdida del sistema como elemento productivo.

De lo anterior, se puede establecer tentativamente que mientras mayor sea la preponderancia de la dinámica marina, podrán aplicarse mejor, ciertos principios de ingeniería costera e hidráulica para el manejo del hábitat, en tanto que cuando haya una muy marcada influencia de los aportes fluviales, las bases técnicas se modifican substancialmente.

Por tal motivo, se enfocará la tesis a la revisión de un sistema lagunario tipo estuario. Así que se empezará con algunos términos y su respectiva definición.

I.2. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS

En este subtema denominado "definición de términos", es de importancia, hacer notar que el significado que tiene cada uno de éstos, influye bastante en la interpretación que se le da, para que de este modo se pueda continuar en los siguientes capítulos, todos con la misma idea sobre los términos que se manejarán.

ESTUARIO.-

Proviene del latín que significa marea, y en forma general el término se aplica a una formación costera en la cual, la marea juega un papel importante. Históricamente se le ha definido como estuario, a la parte baja de los ríos sujeta a los efectos de la marea.

Integrando más ampliamente el concepto, se 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.

LAGUNA COSTERA.-

Son masas de agua que se encuentran separadas del mar por un cordón litoral, el cual puede estar segmentado en una o varias zonas llamadas bocas o acceso, cuando esto sucede en forma permanente, las masas de agua se comportan como un estuario (una masa de agua conectada libremente con el mar y con aportación de escurrimiento terrestre.).

Una laguna costera desde el punto de vista geomorfológico, se define como: depresión que contiene agua dulce y salada, localizada en el borde del litoral. La separación puede hacerse por un obstáculo físico o natural y a menudo existen canales que ponen en comunicación al cuerpo de agua con el mar. (denominada también albufera, ya que esta última denominación, se emplea para lagunas litorales en comunicación con el mar).

VASO PRINCIPAL.-

Es la zona en donde las áreas de agua, tienen una extensión sensiblemente mayor a la sección transversal del canal de comunicación. En un sistema estuarino típico, esta parte la constituyen tramos muy amplios del río mismo. Comúnmente denominados ESTEROS.

Para el sistema combinado o con dominio lagunario, el vaso principal es la laguna propiamente dicha, según las características de la marea, la presencia salina tendrá mayor o menor influencia, pero en general los procesos de mezclado son más débiles y la salinidad tiende a ser menor, salvo el caso de las lagunas híper - salinas. En los sistemas lagunarios los escurrimientos de tierra firme, sea en forma de corrientes permanentes o intermitentes, desembocan en ella, siendo ésta, la causa del abatimiento de la salinidad.

VASOS SECUNDARIOS, PLANICIES DE INUNDACIÓN Y MARISMAS.-

Estas partes, se localizan en la zona más alejada del mar y constituyen el extremo interior del sistema. Se integran por pequeños vasos y zonas bajas que están sujetas a inundación, sea en época de avenidas para sistemas estuarinos puros o por efecto de variación de marea en sistemas lagunarios. Existe también una barra interior que lo separa del sistema principal, su liga a él puede ser a través de pequeños canales o cuando el agua rebasa la cota superior de la barra.

BOCA.-

Una boca puede definirse como un canal corto y estrecho, ligado a una bahía, laguna, o cuerpo de agua similar a otro cuerpo de agua principal, de grandes dimensiones.

CANAL DE COMUNICACIÓN CON EL MAR.-

Puede ser la desembocadura del río del sistema o la liga de la laguna con el mar. En el primer caso, la laguna puede estar integrada completamente con ese canal o comunicarla a su vez con el río, a través de un segundo canal. En el sistema estuarino más simple, la parte baja del río se amplía considerablemente, en comparación al resto del cauce. Para el segundo caso, la liga puede tener únicamente una longitud equivalente al ancho del cordón litoral que separa a la laguna del mar o constituir un brazo de mar de varios kilómetros de extensión.

Desde el punto de vista de la mezcla de aguas dulces y saladas, el primer caso presenta características bien definidas, aunque variables; puede 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 de toda la sección, sin inversión de flujo. En el segundo caso, el fenómeno de mezcla es menos acentuado y el sentido de la corriente de flujo y reflujó es bien definido, entendiéndose como flujo, a las corrientes que van del mar hacia el interior de la laguna y reflujó a las corrientes en el sentido inverso.

PLEAMAR.-

Ascenso máximo de la marea.

BAJAMAR.-

Descenso máximo de la marea.

MARISMA.-

Zona baja de terreno que se inunda con el agua del mar.

MÉDANOS.-

Cúmulo de arena que se deposita en la costa.

ESCOLLERA.-

En general, una escollera es una estructura masiva que sirve para contener la energía de las olas, ya que su resistencia está hecha para este propósito, el tipo de escollera que se determina, es de acuerdo al análisis de estabilidad que se haya elaborado.

VIENTOS.-

Según una definición rudimentaria, de este concepto, es el movimiento del aire atmosférico en una dirección determinada, ahora una explicación más detallada sobre el significado de viento, es la siguiente: el viento fluye con una dirección que va del lugar de mayor presión atmosférica al de menor presión. En la dirección de los vientos interviene el movimiento de rotación de la tierra, y las velocidades de éstos se modifican por el razonamiento con la superficie, tanto de los continentes como de los océanos.

DUNAS.-

El significado de la formación de las dunas, es la acumulación de arena en grandes cantidades, que llegan a presentar una obstáculo para la estabilidad de la zona costera (Esta arena es transportada por distintos agentes).

1.3 DEFINICIÓN DE ESTABILIDAD

ESTABILIDAD.-

Este significado, presenta grandes interpretaciones, por lo que el autor de esta tesis, presentará su idea general de lo que significa esta palabra, pues de este principio, nace su mismo trabajo de titulación. La estabilidad es la calidad de mantener en equilibrio una situación, o un sistema de acciones, con las cuales podremos manejar en mejores condiciones dicha situación. en este caso hablamos de mantener estable un sistema lagunario.

Posteriormente, cuando se traten los aspectos centrales de la estabilidad, se hará continuamente referencia a algunos términos introducidos por Per Bruun. Este investigador indica la conveniencia de estudiar a una boca costera en cuatro zonas.

- **La Garganta.-** Es el canal que pasa a través del cordón litoral conectando al océano con la laguna, por ende es la sección mas estrecha del acceso.
- **La Entrada Oceánica.-** Es la parte del canal que se interna en el océano. Puede pasar sobre una barra o bajos y también puede incluir canales secundarios, generados por las corrientes de flujo en la proximidad del cordón litoral.
- **La Sección Intermedia.-** es la parte del canal que se encuentra entre la garganta y la sección oceánica.
- **El Canal o Canales de la Laguna.-** Estos pueden pasar sobre o a través de los bajos lagunarios en la proximidad del cordón litoral.

La razón de realizar esta subdivisión, es que en cada una de ellas existirán características físicas específicas, y por ello deben ser diseñadas acordemente con las fuerzas actuantes principales de cada zona.

1.4. - CLASIFICACIÓN DE LAS LAGUNAS EN LAS COSTAS MEXICANAS

La geología regional y la fisiografía de alto relieve, característica de la República Mexicana, es el efecto de la tectónica de placas. Los márgenes costeros de todos los Continentes, han sido afectados por este fenómeno que clasifican Inman y Nordstrom; Shepard por su parte, clasifica las costas por su genética y morfología. En México la clasificación de las costas fue realizada por Carranza - Edwards, basándose en las dos anteriores y posteriormente por Lankford (1977).

Las dos costas mexicanas difieren grandemente; el Pacífico se considera "costa de colisión", consecuencia de los movimientos entre la placa americana y la de Cocos; el Golfo de México, se ubica como una "costa de mares marginales", exceptuando a la península de Yucatán, la cual difiere del resto por ser una plataforma que se origino por la depositación de carbonatos que posteriormente emergieron.

La morfología y la evolución de las lagunas costeras, se deben principalmente a 5 factores:

1. Origen de las lagunas
2. Componentes físicos como mareas, ríos, lluvias, vientos, acarreo litoral, etc..
3. Componentes biológicos tales como: manglares, pastos marinos, pantanos, marismas, etc..
4. Edad de la laguna.
5. Influencia del hombre.

Hay seis consideraciones que permiten tipificar una laguna costera:

1. Historia del nivel del mar.- Las lagunas modernas brotan en su mayoría a partir de una elevación del nivel del mar ocurrido durante los últimos 6 u 8 mil años. Algunas barreras arenosas lagunares, empezaron a surgir durante una pausa del levantamiento postglacial en el nivel del mar, aproximadamente 7 mil años antes de nuestra era.
2. Asociación con ríos.- Las lagunas se asocian con ríos, actual o antiguamente activos, Los valles de antiguos ríos, constituyen a veces una parte de las cuencas de las lagunas; éstas son llanuras costeras de degradación.

3. Forma.- La forma básica de una laguna, se da inicialmente con una barrera o cordón litoral construida por las olas; ésta tiene un talud ligero hacia la línea de costa y es una cuenca alargada paralela a la misma. Puede modificar ésto, una cuenca normal que desemboca en la costa, como consecuencia de un valle de río que se corta a un nivel del mar más bajo. Una laguna puede formarse por varias cuencas, conectadas entre sí.

4. Canales.- El canal principal y más profundo, cuando existe, es contiguo y más normalmente, a través del cordón litoral y presenta un sistema bifurcado de canales a lo largo de toda la laguna. En muchas áreas, los depósitos de sedimentos ocultan el sistema de canales y son más someros en la parte más intema de la cuenca. La proporción de intercambio de agua y las velocidades de las corrientes, están en relación al tamaño, la forma, el número y la longitud de las bocas; a la amplitud de las mareas; al número y magnitud del flujo de los ríos, que mientras mayores sean las velocidades de corriente, los canales serán más profundos y la laguna permitirá la navegación y el intercambio de las masas de agua.

5. Sedimentos.- Los sedimentos más gruesos se hallan en la boca, donde las velocidades de las corrientes son máximas. Los sedimentos más finos, están las partes más alejadas de la cuenca, donde las velocidades se aproximan a cero. El flujo de un río caudaloso hacia una laguna, generalmente produce sedimentos finos a lo largo de toda la cuenca, excepto cerca de la boca. En su mayor parte, las lagunas tienden a azolverse por los sedimentos aportados, por lo que las lagunas son efímeras en términos geológicos y deben considerarse como eventos o procesos de una costa progrande.

6. Agentes dinámicos.- La permanencia del canal sobre la barra de entrada, depende de la variación mareal, del flujo de ríos y del tamaño de las olas que alcanzan la costa. El tamaño y el cierre de las bocas, es efecto de la dinámica de dos procesos fundamentales: el transporte litoral y el prisma de marea. El tamaño de las bocas se relaciona entonces, con el volumen de agua que fluye a través de ella y de la arena acarreada por el oleaje hasta ella.

I.4.1.- SEGÚN LANKFORD

La clasificación de las lagunas costeras mexicanas, realizada por Lankford, R.R., las divide en siete regiones; las cuales son descritas a continuación, esta clasificación se basa principalmente en la geomorfología de las costas mexicanas.

REGIÓN A:

Comprende la costa del Pacífico de Baja California, desde la frontera con los Estados Unidos hasta Cabo San Lucas. Existen 18 lagunas costeras cuyas principales características geomorfológicas son: línea de costa con relieve entre intermedio y alto, poco derrame de agua, muchos valles secos con pequeñas cuencas. El clima de la costa y la montaña es seco y árido; en el norte, la precipitación ocurre en invierno; en el sur, durante el verano. Las lluvias aumentan con la latitud. La plataforma continental es estrecha, generalmente menor de 20 km., aunque la porción más amplia, tiene de 50 a 70 km. En las regiones central y sureste, la energía del oleaje es alta en costas abiertas y la energía mareal presenta velocidades elevadas en las corrientes de refluo.

La corriente de California (proveniente del norte) y la contracorriente Ecuatorial influyen en la costa de la península. Ambas convergen a los 20° de latitud norte, aproximadamente. La de California, se clasifica como agua subártica de transición, mientras que la segunda forma parte de la masa del pacífico ecuatorial. Lo anterior, tiene como consecuencia que tal región abunde en nutrientes, lo que la convierte en un área altamente productiva; de hecho, es la zona atunera, sardinera y anchovetera, más rica del país. (fig. 1.1)

REGIÓN B:

Comprende el litoral interior de la península de Baja California, desde el paralelo 32° hasta Cabo San Lucas, existiendo 6 lagunas costeras. Esta región muestra usualmente, un frente montañoso de muy alto relieve, planicies costeras angostas y abruptas en los extremos Norte y Sur, un derrame de agua extremadamente escaso y muchos cañones escarpados. El clima, tanto costero como montañoso, es muy árido. La precipitación en el norte, se presenta en invierno, mientras que en el sur lo hace en verano; también aquí se incrementan las lluvias

con la altitud. Los escurrimientos son raros, excepto el río Colorado, la plataforma continental es muy estrecha, casi inexistente, aunque en sus parte más amplia (en el norte), llega a medir 40 a 80 km. La energía del oleaje va de baja a muy baja y la energía mareal es muy alta, con fuertes velocidades de reflujo en el norte. (fig. 1.2)

REGIÓN C:

Comprende las costas continentales del golfo de California, desde el río Colorado hasta Mazatlán y tiene 41 lagunas costeras. Se señala por un relieve costero que va de intermedio a alto, por planicies costeras de amplitud variable y por un derrame limitado de agua. Abundan los ríos con cuencas de drenaje pequeñas, tanto en las costas como en las montañas, el clima es árido en el norte y semiárido en el sur, por lo que los ríos de volumen pequeño, intermedio y mayor, llegan a secarse. La plataforma continental es generalmente angosta e irregular y va de 5 a 25 km. , se ensancha en el norte hasta 70 km. La energía mareal varía de intermedia en el sur, con velocidades de reflujo altas, a extremadamente alta en el norte, donde la velocidad de inundación es considerable. (fig. 1.3)

REGIÓN D:

Se encuentra en la costa del océano pacífico y comprende desde Mazatlán hasta la frontera con América Central; cuenta con 36 lagunas costeras. Las características geomorfológicas de la región, son relieves altos de la línea de costa, mínimo derrame de agua y numerosos ríos con pequeñas cuencas de drenaje. El clima de la costa, varía de semiárido a subhúmedo y llega a ser muy húmedo en el sur, en verano la precipitación se incrementa con la altitud y hacia el sur; Los ríos de pequeño volumen y flujo estacional muy marcado, permanecen secos en invierno, la plataforma continental es muy estrecha, generalmente de 5 a 10 km.; no obstante, en ocasiones llega a ser amplia en el Noreste y Sureste; la energía mareal es elevada y tiene velocidades de flujo significativas. (fig. 1.4)

REGIÓN E:

Comprende las costas del Golfo de México, desde la frontera con Estados Unidos hasta la plataforma de Yucatán; tiene 31 lagunas costeras, relieve costero típicamente bajo y ancho, que llega a medir de 30 a 150 km., presenta acantilados marinos, bajos de importantes escurrimientos de agua, así como ríos caudalosos, clima costero semiárido en el norte y subhúmedo en el sur, precipitación en verano que aumenta con la elevación de los ríos de gran volumen; la plataforma continental tiende a ser estrecha, aunque varía de 10 km. en la porción norte a 150 km. en la vecindad de la península de Yucatán; la energía de las olas va de intermedia a baja, excepto por los huracanes de verano y nortes de invierno; la energía mareal es baja. (fig 1.5)

REGIÓN F:

Se encuentra en las costas del Golfo de México, desde la plataforma de Yucatán hasta Cabo Catoche en el lado de Quintana Roo; está constituida por 8 lagunas costeras y por un relieve extremadamente bajo de suelo carbonatado; sufre derramamientos de agua internos debido a la topografía y no presenta ríos superficiales; tiene costas en el interior con clima de árido a subhúmedo y lluvias en verano (no intensas); posee una plataforma continental notablemente ancha, con promedio de 125 km. y poco profunda. La energía de las olas es baja, excepto en los márgenes de la plataforma continental y arrecifes durante el verano, por los huracanes, y en invierno por los nortes; la baja energía de mareas varía por las tormentas. (ya que éstas ejercen gran influencia en el comportamiento del movimiento marino) (fig 1.6)

REGIÓN G:

Se ubica en las costas del Caribe, desde la península de Yucatán en Cabo Catoche, hasta la frontera con América Central; tiene 6 lagunas costeras y bajo relieve de plataforma carbonatada; posee costas bajas, en ocasiones escarpadas, y un derrame de agua interno, debido a la topografía; los ríos superficiales son escasos y de poco caudal; están cercanos a Belice; el clima de las costas va de árido a subhúmedo; la precipitación en verano, se incrementa hacia el sur; la plataforma continental irregular tiene aproximadamente 10 km. de ancho; es baja la energía de las olas, solo alta durante el verano, por la acción de huracanes y la energía mareal es baja (fig 1.7)

REGION "A"



FIG. 1.1

REGION "B"



FIG. 1.2

REGION "C"



Fig. 1.3

REGION "D"



Fig. 1.4

REGION "E"

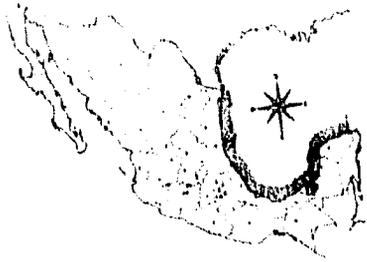


Fig. 1.5

REGION "F"



Fig. 1.6

REGION "G"



Fig. 1.7

I.4.2.- SEGÚN CARRANZA - EDWARDS

En esta clasificación de las costas mexicanas, se establecen nueve unidades morfotectónicas continentales, apoyándose en la caracterización tectónica de Inman y Nordstrom, así como en la genética geomorfológica de Shepard. La relevancia de esta clasificación y por lo que se consideró conveniente incluirla, se basa en el hecho de que pondera características esencialmente regionales que implican claras distinciones entre las diferentes unidades. Queda claro, por otra parte, que ciertas unidades son similares desde el punto de vista tectónico, diferenciándose sin embargo, genética y morfológicamente.

UNIDAD I:

Se extiende desde el río Bravo Tamps., hasta Punta Delgada, Ver., destacándose la presencia de la Laguna Madre, extenso sistema que ocupa el tercio boreal de la unidad y que se halla en un estado de evolución avanzado.

En la llanura costera, afloran rocas clásticas terciarias, características de ambientes litorales. Tectónicamente se puede considerar a esta unidad y a las tres siguientes como costas de mares marginales debido a que están protegidas del Océano Atlántico por el Arco del Caribe. (fig. 1.8)

Según la clasificación geomorfológica y genética, posee dos tipos principales de costas:

- A) primarias.-** son aquellas con depositación subaérea, producida por los sedimentos provenientes de los ríos, formando complejos deltáicos.
- B) secundarias.-** contienen depositación marina, generando costas e islas de barrera.

UNIDAD II :

Se extiende desde Punta Delgada, Ver. hasta las inmediaciones de Coatzacoalcos, Ver., fisiográficamente comprende la parte central de la zona de Veracruz.

Los sedimentos mas abundantes en la llanura costera son plio - pleitoscenicos y los constituyen esencialmente piroclasticos derivados posiblemente del área volcánica de los Tuxtlas o de Pico de Orizaba. (fig. 1.9)

Desde el punto de vista tectónico, esta unidad tiene costas de mares marginales, morfológicamente se pueden caracterizar tres tipos.

A) **primarias volcánicas.**- contienen flujo de lava y de tefra

B) **secundarias.**- construidas por organismos: arrecifes coralinos, dentro del subtipo de costas de arrecifes bordeantes, como los que se hallan frente a Veracruz.

C) **primarias con depositación subaérea.**- producida por viento (costas de dunas), presentes en el norte de Veracruz.

UNIDAD III :

Se ubica entre Coatzacoalcos, Ver. y la porción Oriental de la laguna de Términos en Campeche. Fislográficamente queda en la parte sur de la zona de Veracruz y en la zona pantanosa de Tabasco.

Esta unidad cuenta con gran parte de sedimentos clásicos de grano fino, acumulados desde el terciario en los complejos deltáicos de los ríos Tonalá, Grijalva y San Pedro - San Pablo. La llanura costera, se amplía y tiene pendiente moderada, con lomeríos bajos de suave relieve, formados en sedimentos del Mioceno.

En la porción oriental de la Laguna de Términos, se aprecia aumento de la cantidad de aporte en carbonato de calcio, que permite dar un límite en esa zona a la unidad.

Tectónicamente, representa una costa de mares marginales, genética y geomorfológicamente se trata de costas primarias, con depositación subaérea por acción de ríos que originan costas de complejos deltáicos, Un ejemplo es el delta del río Grijalva. (fig. 1.10)

UNIDAD IV :

Esta unidad costera comprende el borde de la Península de Yucatán, desde la cercanía de Isla Aguada, Camp. hasta Chetumal, Quintana Roo; está comprendida dentro de la plataforma Yucateca.

La unidad se forma de sedimentos carbonatados del cuaternario tardío y presenta topografía Kárstica, con ausencia de sistemas superficiales de drenaje.

De acuerdo con el catálogo tectónico, corresponde también a costas de mares marginales y contiene costas primarias de erosión terrestre, con topografía Kárstica sumergida; secundarias por depositación marina, de playas, islas y ganchos de barrera; y también secundarias construidas por organismos y arrecifes coralinos. (fig. 1.11)

UNIDAD V :

Comprende el litoral Pacífico de la Península de la Baja California. En la mitad sur, abundan depósitos de aluvión, médanos y salitrales del reciente y del pleistoceno. En la mitad boreal, predominan rocas carbonatadas del cretácico superior y volcánicas del cenozoico medio.

Se trata de costas de colisión continental; éstas se presentan en los márgenes continentales cuando una placa continental gruesa choca con una oceánica delgada.

Geomorfológica y genéticamente, aparecen tres clases de costas: (fig. 1.12)

- A) Primarias por depositación subaérea: provocadas por vientos, dando lugar a costas con dunas (área Bahía Magdalena)
- B) Secundarias por erosión del oleaje: promontorios cortados por olas, subdivididas en costas de línea de falla y costas de terrazas elevadas, cortadas por oleaje.
- C) Secundarias por depositación marina: son las playas, islas, ganchos y bahías de barrera.

UNIDAD VI :

Comprende el litoral Oriente de la Península de la Baja California, únicamente está bien desarrollada en la porción Norte, debido al vasto aporte de sedimentos del Río Colorado, posee principalmente, rocas ígneas intrusivas y extrusivas del cenozoico medio.

Tectónicamente, hay costas de arrastre de neo - eje, formadas en áreas de falla, por sus características geomorfológicas y genéticas, se dan los siguientes tipos:

- A) Primarias por movimientos distróficos: costas de fallas en el subtipo de valles
- B) Secundarias por erosión de oleaje: son promontorios cortados por olas en materiales homogéneos y otras irregulares a causa de erosión en formaciones heterogéneas. (fig 1.13)

UNIDAD VII :

El litoral de los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit, comprende la Unidad VII. Presenta en su parte Norte, al igual que la unidad anterior, sedimentos deltáicos del río Colorado. Se encuentra con una plataforma continental amplia, de posible carácter deposicional y con talud moderado, salvo en la parte media, donde el talud se profundiza rápidamente.

Las rocas asociadas son muy variables, tanto litológica como cronológicamente, en los dos tercios septentrionales. Hacia el tercio sur, dominan rocas volcánicas terciarias.

Tectónicamente, se constituye por costas de arrastre de neo - eje. Desde un punto geomorfológico y genético, se pueden incluir cuatro tipos: (fig 1.14)

- A) Primarias por depositación subaérea: son mediante ríos que forman costas de complejos deltáicos (deltas de los ríos San Lorenzo y Culiacán en Sinaloa)
- B) Primarias por depositación subaérea: producida por vientos, dando origen a las costas de dunas, (área del río Yaqui, Son.,)
- C) Primarias formadas por movimientos diatróficos: son costas de falla en el subtipo de valle
- D) Secundarias por depositación marina; se encuentran en el grupo de planicies aluviales

UNIDAD VIII :

Cubre desde Puerto Vallarta, Jalisco, hasta Tehuantepec, Oaxaca. Frente a ésta unidad se tiene una plataforma continental muy angosta, que se ensancha ligeramente en las cercanías del delta del Río Balsas y del Batolito de Oaxaca. La línea de costas, es paralela a la fosa México - Mesoamericana.

En lo general, aparecen costas rocosas, abruptas, a excepción de algunas áreas donde por influencia de corrientes fluviales, existe una incipiente planicie costera. Las rocas más abundantes en la parte continental, son metamórficas e ígneas, con edades paleozóicas y posiblemente precámbricas.

Predominan las costas primarias, formadas por movimientos diastróficos; costas de escarpes de falla. No obstante, se dan en menor escala, costas secundarias de erosión por olas (terrazas elevadas cortadas por oleaje) y costas secundarias por depositación marina: playas y ganchos de barrera (ejemplo: la porción costera del estado de Guerrero). (fig. 1.15)

UNIDAD IX :

Se extiende desde las vecindades de Tehuantepec, Oaxaca, hasta los límites con la República de Guatemala. En esta unidad, crece una llanura costera de amplitud moderada, en contraste con una plataforma continental amplia, de talud levemente pronunciado. Quizá existe un control de subsuelo submarino por el Batolito Cretáceo de Chiapas, que parece influir genéticamente en esta unidad.

Se trata de costas de colisión continental. Esta unidad y la anterior sufren tectónicamente por el contacto entre las placas de Cocos y de América.

Las costas de esta unidad se pueden considerar como secundarias por depositación marina; playas, islas, ganchos de barrera y costas de planicies aluviales. (fig. 1.16)

REGION "I"



Fig. 1.8

REGION "II"



Fig. 1.9

REGION "III"



Fig. 1-10

REGION "IV"



Fig. 1-11

REGION "V"



Fig. 1.12

REGION "VI"



Fig. 1.13

REGION "VII"



FIG. 1.14

REGION "VIII"



FIG. 1.15

REGION "IX"



FIG. 1.16

CAPÍTULO II

FACTORES QUE AFECTAN LA HIDRODINÁMICA DE LAS LAGUNAS

Los principales agentes generadores de los movimientos del agua que pueden observarse en una laguna costera son las mareas, las sobreelevaciones por tormenta, los aportes de agua continental, los vientos locales, la fuerza de Coriolis, el oleaje, así como la diferencia de densidades y temperaturas de la masa de agua.

Todas ellas, de alguna u otra forma, aportan energía a las aguas de la laguna, que se emplea por una parte en compensar las pérdidas por fricción (principalmente en el fondo) y por otra parte, en producir el mezclado del agua salada proveniente del mar. A continuación se comentan algunos aspectos de cada uno de estos fenómenos.

II.1.- CARACTERÍSTICAS DEL OCÉANO Y SUS AGITACIONES

La discusión más temprana sobre la idealización de las olas, es el modelo de las olas monocromas. El modelo de olas sobre cualquier cuerpo de agua expuesto a vientos, generalmente contiene olas de muchos periodos.

Los registros típicos grabados durante el periodo de olas, indican que las alturas, y los periodos de las olas verdaderas no son constantes como se presume en teoría; las longitudes de onda y direcciones de propagación son también variables. Adicionando que el perfil de la superficie es de mucha importancia, pues la ola rompe de acuerdo a la inclinación de la superficie, las crestas pueden ser estrechas y los valles planos. Las olas reales en los océanos son tan complejas que una idealización es requerida.

1. PERIODO SIGNIFICANTE Y ALTURA DE LAS OLAS.

Una descripción idealizada de las olas del océano, han postulado una altura significativa que representará las características del mar verdadero, en forma de olas monocromas. (el significado de una ola monocroma es de una por una), La representación de un campo de ola por el periodo y altura significativa, tiene la ventaja de retener mucho del conocimiento ganado, desde el estudio teórico. Su valor se ha demostrado en la solución de muchos problemas de ingeniería. Para algunos problemas, esta representación aparece como la adecuada; para otras es útil, pero no enteramente satisfactorio.

Al aplicar los conceptos sobre la ola, es necesario definir la altura de ésta y sus parámetros del periodo, característicos de esta observación. Munk (1944) definió el significado de la altura de la ola, como la altura promedio de las olas más grandes, éstas tienen que ser observadas por alguien experimentado en esta materia.

Esta definición puede ser útil, pero tiene algunas desventajas en el análisis del registro de las olas ya que las irregularidades en los registros no son siempre aclaradas; deberá contarse el total de las olas para comparar la altura promedio de las olas más altas. El significado de la altura de la ola se escribe como: $H_{1/3}$ o simplemente H_s .

El periodo significativo obtenido por observaciones directas de las olas, es usual un periodo de 10 a 15 olas, destacadas y consecutivas. Cuando se determina desde donde, se usarán los registros, el periodo significativo es idóneo a ser el promedio de todas las olas cuyos valles están más adelante y cuyas crestas están por encima del nivel del agua (el método up-crossing) la mayoría de los análisis modernos de registros, proveen un periodo de ola que corresponde al pico del espectro altísimo, que tienen importancia en el significado de la dinámica del periodo aunque los dos parámetros son generalmente comparables.

LA VARIABILIDAD DE LAS ALTURAS DE LAS OLAS

El registro de las alturas de las olas individuales sobre aguas profundas, se lleva a cabo de las más altas a las más bajas, la frecuencia de ocurrencia de las olas, produce cualquier valor determinado, se da el acercamiento por la forma acumulativa, según la distribución que propuso Rayleigh, este hecho puede usarse para estimar la altura promedio de las olas más altas, o para estimar la altura de una ola de cualquier frecuencia arbitraria, esto desde un conocimiento de las alturas significantes de las olas.

Un acuerdo a la distribución de Rayleigh, la probabilidad que la altura de la ola H es mayor que algún valor arbitrario de H , referido como \hat{H} es dada por:

$$P(H > \hat{H}) = e^{-(\hat{H} / H_{rms})^2} \dots\dots\dots (3.1)$$

Donde: H_{rms} es un parámetro en la distribución

$P(H > \hat{H})$ es el número n de olas mas altas que \hat{H} , dividido por el total de N olas en los registros .

La probabilidad P está en función de n / N

El significado de "r m s " es: el menor valor de la solución de la ecuación cuadrada

- r .- root (raiz)
- m .- mean (inferior)
- s .- square (cuadrada)

El valor de H_{rms} esta definido por :

$$H_{rms} = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum H_j^2 \right)} \dots\dots\dots (3.2)$$

El total de Energía por unidad en un área determinada, está dada por la altura H y su ecuación es la siguiente:

$$E = \frac{\rho g H^2}{8}$$

El promedio de energía por unidad de área, es el número de olas con variación de alturas y está dado por la siguiente ecuación:

$$(\bar{E})_A = \frac{\rho g}{8} \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N H_j^2 \dots\dots\dots (3.3)$$

Donde H_j es la altura de las olas individuales consecutivas, y (E) será el promedio de las energías por unidad de área en la superficie de las olas consideradas. Así H_{rms} es una medida de energía promedio de las olas

La ecuación (3.2) es algo más subjetiva que la evaluación directa de las H_s . Se debe poner más énfasis en las olas más grandes, ya que éstas definen mejor el análisis. El cálculo de H_{rms} puede hacerse más objetivo por sustituciones de $n \div N$, por la probabilidad de $P(H > ^A H)$ en la ecuación (3.1), aplicando logaritmos por ambos lados para obtener

$$\ln(n) = \ln(N) - (H_{rms}^{-2}) (^A H)^2 \dots\dots\dots (3.4)$$

realizando la sustitución

$$y(n) = \ln(n)$$

$$a = \ln(N)$$

$$b = -H_{rms}^{-2}$$

$$x(n) = ^A H^2(n)$$

La ecuación (3.4) se escribiría como:

$$y(n) = a + bx(n)$$

Las constantes **a** y **b** pueden encontrarse en las gráficas o adaptando el menor valor de la solución cuadrática en una regresión lineal de las observaciones. Los parámetros N y H_{rms} puede computarse desde **a** y **b**.

El valor de N encontrado de esta manera es el valor que provee el mejor ajuste entre la distribución observada y las olas identificadas, así se determina que la distribución de Rayleigh funciona. Esto es poco más grande que el número de olas realmente identificado en el registro.

Esto parece razonable, ya que las olas pequeñas, se descuidan a la hora de anotarlas en los registros. Cuando las alturas observadas son escaladas dentro de H_{rms} ; hechos los cálculos, se divide cada una de las alturas registradas entre H_{rms} ; después se grafican los puntos cada 15 minutos, el muestreo se realiza para ver las observaciones individualmente.

Los 72 datos escalados cada 15 minutos representan 11 678 olas observadas que se han combinado de esta manera para producir una figura . La altura teórica parece ser 5 % mayor que la altura observada y nos da una probabilidad de 0.01 y con 15 % mayor se obtiene una probabilidad de 0.0001. Es posible que la diferencia entre las alturas real y la teórica se deba a que las olas revientan antes de alcanzar la zona costera. De aquí en adelante, la distribución de Rayleigh puede tomarse como una distribución aproximada en las aguas someras, pero esto es probablemente conservador.

La ecuación (3.1) puede establecerse rigurosamente para condiciones restrictivas y empíricas, para una gama mucho más amplia de condiciones. si la ecuación (3.1) se usa, la función de densidad de probabilidad puede obtenerse en la forma:

$$f[(^A H - \Delta H) \leq H \leq (^A H + \Delta H)] = (2 \div H_{rms}^2) H e^{-(^A H \div H_{rms})^2} \dots\dots\dots(3.6)$$

La altura de la ola con cualquier probabilidad determinada de $n \div N$, puede determinarse aproximadamente desde la ecuación:

$$(^A H \div H_{rms}) = [\text{Ln}(n \div N)]^2 \dots\dots\dots(3.7)$$

El promedio de la altura de las olas mayores que $^A H$, denotada $H(^A H)$, puede obtenerse desde la ecuación:

$$H(^A H) = \frac{\int H^2 e^{-(H \div H_{rms})^2} dH}{\int H e^{-(H \div H_{rms})^2} dH} \dots\dots\dots(3.8)$$

Alternadamente, la relación $H(^A H) \div H_{rms}$ Puede estimarse desde la curva b en la figura (3.5) donde P es la probabilidad de $^A H$ siendo excedida. Colocando $^A H=0$, todas las olas son consideradas y se encuentra que la altura promedio esta dada por:

$$H = 0.886 H_{rms} \dots\dots\dots(3.9)$$

y la altura importante de la ola, está dada por:

$$H_s = 1.416 H_{rms} \approx \sqrt{2} H_{rms} \dots\dots\dots(3.10)$$

El sistema de análisis usado por CERC, desde 1960 a 1970, y las grabaciones digitales, no pueden ser usados; el periodo promedio de unas pocas de las mejores olas formadas, se selecciona como el periodo importante . Un número estimado de las olas

equivalente en el registro es obtenida por dividir la duración de los registros importantes en periodos. Las olas mas altas, entonces se colocan en orden, con la ola más alta en primer lugar.

La altura de la ola mas alta es colocada 0.135 en un tiempo total del numero de olas. Se toma el mas significativo en la ola más alta, la derivación de esta técnica, es con base en la suposición de que la distribución de Rayleigh es la mas exacta.

POR EJEMPLO:

Basándonos en un análisis de registros de olas de una localidad costera, el significado de la ola más alta H_s se estimo a 3 metros. Si:

- a) H_{10} (Promedio de las mas altas 10 % de todas las olas)
- b) H_1 (Promedio de las mas altas 1% de todas las olas)

SOLUCIÓN:

$$^H = H_s = 3 \text{ metros}$$

Usando la ecuación (3.10)

$$H_s = 1.416 H_{rms} \quad \text{o}$$

$$H_{rms} = H_s \div 1.416$$

SUSTITUYENDO:

$$H_{rms} = 3 / 1.416$$

$$H_{rms} = 2.12 \text{ mts.}$$

a) De la figura 3.5, la curva b se ve para $P = 0.1$ (10 %)

$$\frac{H_{10}}{H_{rms}} \approx 1.80$$

$$H_{10} = 1.80 H_{rms}$$

$$1.80(2.12) = 3.82 \text{ mts.}$$

b) Similarmemente para $P(0.01) = 1\%$

$$\frac{H_1}{H_{rms}} \approx 2.36$$

$$H_1 = 2.36 H_{rms}$$

$$H_1 = 2.36 (2.12)$$

$$H_1 = 5.00 \text{ mts.}$$

Nótese para:

$$\frac{H_{10}}{H_s} = \frac{3.82}{3}$$

$$\text{o } H_{10} = 1.27 H_s$$

$$\frac{H_1}{H_s} = \frac{5.0}{3}$$

$$\text{o } H_1 = 1.67 H_s$$

II.2.- AGITACIÓN POR HURACANES:

1.- OLAS PROVOCADAS POR HURACANES:

Cuando se trata de predecir la formación de las olas provocadas por huracanes, la determinación de la duración del huracán y de los vientos provocados por éste, es más difícil que cuando se encuentra en condiciones normales.

Esta dificultad proviene de los cambios grandes en cuanto a dirección y velocidad de los vientos y el tiempo y ubicación de estos, la estimación libre de éstos campos debe acercarse mediante modelos matemáticos a causa de la escasez de observaciones en tormentas severas. Sin embargo, el perfil vertical de la temperatura y las características atmosféricas de turbulencia, asociadas con huracanes, difieren poco de una tormenta a otra, así la relación entre los vientos libres de aire y los vientos de superficie, es menos variable para huracanes que para otras tormentas.

DESCRIPCIÓN DE OLAS DE HURACÁN

Dentro del área en que la dirección y velocidad del viento permanecen razonablemente constantes son siempre pequeñas, nunca se encontrará un estado donde el mar este totalmente prevenido o quieto, dentro de la zona de tormenta donde los vientos son altos, sin embargo, los periodos largos y las características de las olas pueden desarrollarse dentro de 15 a 30 kilómetros y con una duración de unas cuantas horas. El campo de la ola, tanto en frente como al lado, o en el centro de la tormenta, consiste en un campo totalmente generado dentro del mar y a través de otras regiones de la tormenta.

Este tipo de espectros de ola se computan y se obtienen picos grandes, sin embargo en el centro del huracán, pueden generarse registros de picos grandes provocados por las olas que pueden exceder los 15 metros en las aguas profundas.

Un indicio de la distribución de olas a lo largo de un huracán, puede ser obtenido por la elaboración de mapas compuestos de observaciones de olas. La posición de un informe es determinada por su distancia, desde el centro de la tormenta y su dirección. Los cambios en la forma e intensidad de la tormenta son frecuentemente pequeños, suficientes para permitir

todas las observaciones obtenidas durante el periodo de 24 a 36 horas y se plasman sobre un mapa único.

Goodknigh y Russell (1963) dan una tabulación del periodo y alturas importantes para olas registradas sobre una plataforma petrolera, con una profundidad aproximada de 10 metros y a 25 kilómetros de la costa. Estos registros de ola son de varios huracanes y se usa para evaluar la distribución de Rayleigh y ver si su función es adecuada para derivar las funciones H_s , H_{10} , H , etc., con la exactitud suficiente, para elaborar un proyecto de ingeniería, pero su aceptación como una ley básica para la altura de la ola y sus distribuciones, es discutible.

MODELOS DE PRESIÓN Y VIENTOS PARA EL CAMPO DE HURACANES.

Muchos modelos matemáticos se han propuesto para estudiar los huracanes. Como se diseñan para fingir algún aspecto de la tormenta con precisión y sin ningún error excesivamente grande, y se pueden descubrir otros aspectos de la tormenta. Cada modelo conduce a una especificación, ligeramente diferente del campo de viento de la superficie. Los datos disponibles del viento, son suficientes para mostrar que algún duplicado de modelos presentan ciertos aspectos del campo mejor que ciertos otros modelos, pero no existen datos suficientes para una determinación de un modelo para todos los propósitos.

Uno de los modelos más simples para huracanes, es el Vértice de Rankine. Para este modelo, se presume que:

$$U = Kr \quad \text{para } r \leq R$$

$$U = \frac{KR^2}{r} \quad \text{para } r \geq R \quad \dots\dots\dots 3.55$$

Donde: U = Vértice de Rankine

K = es una constante.

R = la distancia radial desde el centro de la tormenta a la región de máxima velocidad del viento.

r = la distancia radial desde el centro de la tormenta a cualquier punto específico en el sistema de la tormenta.

Este modelo puede mejorarse agregando un componente de traslación, para rendir cuentas del movimiento de la tormenta y un término que produce una cruz - isobara corriente hacia el centro de la tormenta.

Las extensiones de este modelo todavía están siendo usadas en algunos estudios de ingeniería. (Collins y Viehman 1971). Este modelo da una discontinuidad artificial en el gradiente horizontal de la zona de vientos rápidos en el radio de vientos máximos y no reproduce el área conocida de vientos tranquilos cerca del centro de la tormenta.

Un modelo más ampliamente usado era dado por Myers, (1954). Una descripción matemática concisa de este modelo, está dado por Harris (1958), como se indica a continuación.

$$\frac{P - P_o}{P_n - P_o} = e^{-R/r} \dots\dots\dots(3.56)$$

$$(U_{gr}^2 \cdot r) + fU_{gr} = (1 + \rho_a) (P_n - P_o) (R + r^2) e^{-R/r} \dots\dots(3.57)$$

Donde:

P = Presión en un punto localizado a una distancia r del centro de la tormenta

P_o = Presión central

P_n = Presión en el borde de la tormenta

ρ_a = Densidad del aire

U_{gr} = Gradiente de vientos rápidos

f = Parámetro de Coriolis.

r = Distancia radial desde el centro de la tormenta a cualquier punto específico en el sistema de la tormenta.

El arreglo entre este modelo y las características de una buena observación del huracán, se muestra en la fig. 3.42 en la inserción en el mapa de la vía de la tormenta; los puntos indican la presión observada en varias estaciones, la línea marcada en la figura 3.42a

da el perfil teórico de la presión, adaptado a tres puntos dentro de los 80 kilómetros del centro de la tormenta. El perfil correspondiente del viento teórico es dado por la figura 3.42b.

Los vientos observados en una estación son indicados por puntos más adelante en la curva. La línea marcada se ha obtenido mediante el trazo a simple vista para tener un perfil liso. La velocidad observada del viento varía de una manera sistemática desde 65 % de la velocidad computada del viento, fuera del borde es la velocidad a casi 90% del valor predecido, en la zona máxima de vientos. Acuerdo razonablemente bueno, entre la velocidad de viento observado y la teórica, ésto se ha obtenido únicamente en pocas tormentas.

Esta carencia de acuerdo entre los vientos observados y teóricos es vencida en parte a la naturaleza elemental del modelo, pero quizás igualmente a la carencia de los registros precisos de viento cerca al centro del huracán. De los parámetros obtenidos, se tenía que adaptar este modelo al número de tormentas grandes, era dado por Myers (1954) Los parámetros para estas tormentas (y tormentas adicionales) son dadas por Harris (1958).

La ecuación (3.57) requiere de alguna forma una corrección para una tormenta móvil. Este modelo es puramente empírico pero se ha usado extensivamente y provee acuerdos razonables basados en la observación de muchas tormentas. Otro modelo igualmente valioso podría derivarse, sin embargo, los modelos alternativos no deberían adoptarse sin la prueba extensiva.

En el hemisferio Norte, las velocidades de viento a la derecha de la vía de la tormenta son siempre más altas que a la izquierda, y en cualquier modelo se necesita una corrección al ser usado para una tormenta móvil. El efecto de movimiento en una tormenta, está sobre las disminuciones del campo donde actúa el viento en una sección determinada con la distancia a la zona de velocidades altísimas del viento.

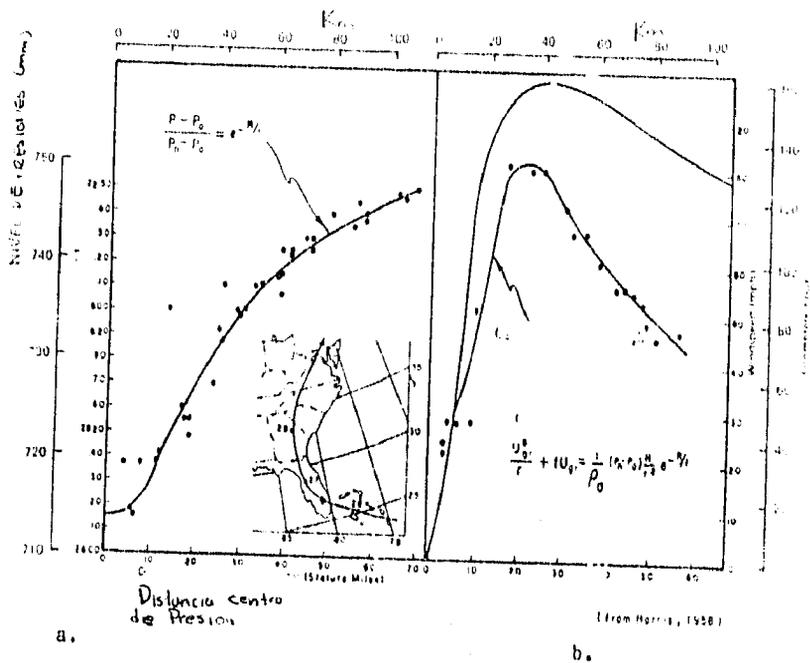
Así la adición vectorial del movimiento de la tormenta, a la tormenta estacionaria no es satisfactorio. Jalesnianski (1968) sugiere la siguiente forma simple para la corrección:

$$U_{sm}(r) = (Rr \div R^2 + r^2) V_f$$

Donde:

V_f = La velocidad en el centro de la tormenta

$U_{sm}(r)$ = Término convectivo que será agregado vectorialmente a la velocidad del viento en cada valor de r .



a) PERIL TEORICO DE LA PRESION

b) PERIL TEORICO DE VIENTO

Fig. 3.42 PRESIONES y VIENTOS

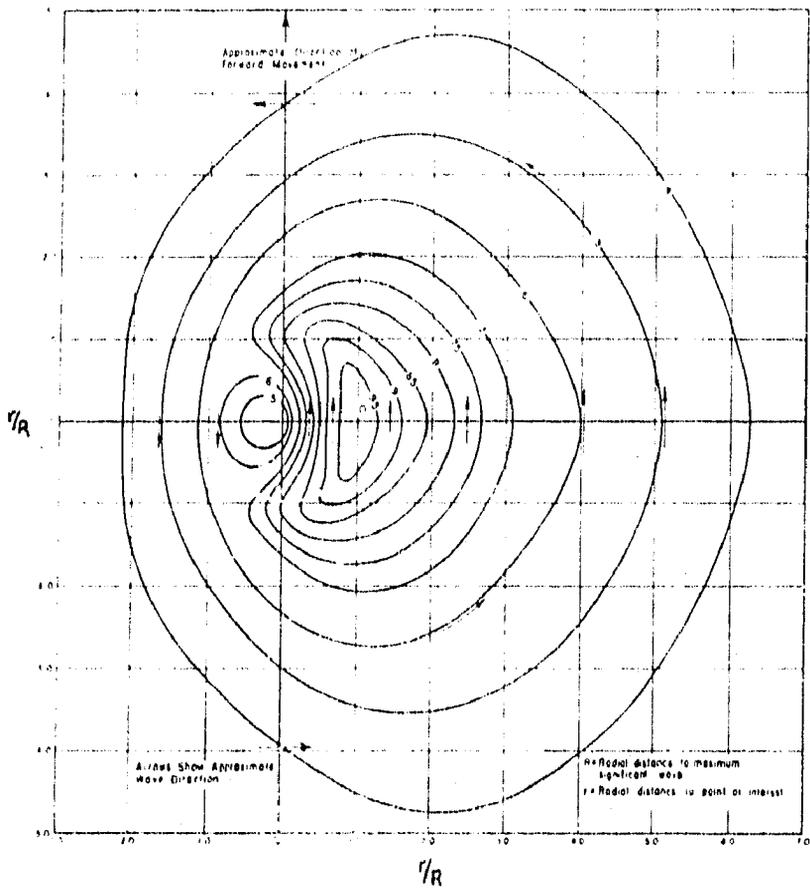


FIG 343

Wilson (1955 , 1961) y Bretschneider (1959, 1972) sugieren otros términos de corrección.

TÉCNICAS DE PREDICCIÓN

El mejor método para calcular las condiciones de una ola de huracán no es usar un modelo matemático como se ha venido diciendo, sin embargo para un huracán que se mueve lentamente, las fórmulas siguientes pueden usarse para obtener una estimación en aguas profundas con un periodo significativo y una altura de ola en el punto de los vientos máximos.

$$H_o = 5.03 e^{(R \Delta p \div 4700)} [1 + ((0.29 \alpha V_f) \div \sqrt{U_R})] \dots\dots\dots(3.59)$$

$$T_s = 8.6 e^{(R \Delta p \div 9400)} [1 + ((0.145 \alpha V_f) \div \sqrt{U_R})] \dots\dots\dots(3.60)$$

Donde: H_o = altura de olas en aguas profundas

T_s = Periodo de ola en segundos

R = Radio de máximos vientos en Kilómetros

$\Delta p = P_n - P_o$: Donde P_n = es la presión normal de 760 mm. de mercurio

P_o = Presión en el centro del huracán

V_f = Velocidad delantera del huracán en metros por segundo

U_R = Máximo tiempo de vientos rápidos en metros por segundo (calculado para 10 metros arriba de la superficie del mar y radio R donde:

$$U_R = 0.865 U_{max.} \text{ (Para huracanes sin movimiento)}$$

$$U_R = 0.865 U_{max.} + 0.5 V_f \text{ (Para huracanes con movimiento)}$$

$U_{max.}$ = Máximo gradiente de vientos a 10 metros por encima de la superficie marina.

$$U_{max.} = 0.447 [14.5 (P_n - P_o)^{1/2} - R(0.31 f)] \dots\dots\dots(3.63)$$

f = Parámetro de Coriolis

$$f = 2 \omega \sin \phi \qquad \omega = \text{Velocidad angular de la tierra}$$

$$\omega = 2\pi \div 24 \text{ radianes por hora}$$

Latitud (ϕ)	25°	30°	35°	40°
f (rad./Hr.)	0.221	0.262	0.300	0.337

α = Un coeficiente que depende de la velocidad delantera del huracán y el aumento efectivo, trae la longitud porque el huracán se está moviendo, se sugiere para un movimiento lento del huracán un valor de $\alpha = 1.0$

Una vez que H_0 se determina para el punto de viento máximo, desde la ecuación (3.59) es posible obtener una profundidad significativa de la altura de la ola, H_0 para otras áreas del huracán por el uso de la figura 3-43.

El correspondiente periodo aproximado de la ola, se obtiene por.

$$T = 12.1 \sqrt{(H_0 \div g)} \dots\dots\dots 3.64$$

Donde

H_0 : Es la altura de la ola en aguas profundas, significativas en metros o pies, (derivada desde datos empíricos mostrando que la escarpa de la ola ($H \div (gT^2)$) estará sobre 0.0068

Ejemplo:

Dado un Huracán con Latitud 35° N y $R = 67$ kilómetros, $\Delta p = 760 - 701 = 59$ milímetros de mercurio y una velocidad delantera $V_f = 14$ m.p.s., se asume por simplicidad $\alpha = 1.0$.

Obtener la altura de la ola y su periodo.

Solución:

Empleando la ecuación 3.63

$$U_{max} = 0.447 (14.5 (\Delta p)^{0.5} - R (0.31 f))$$

$$U_{max} = 0.447 (14.5(59)^{0.5} - 67 (0.31 (.300)))$$

$$U_{max} = 47.00 \text{ m.p.s.}$$

Usando la ecuación 3.62

$$U_R = 0.865 U_{max} + 0.5 V_F$$

$$U_R = 0.865 (47) + 0.5 (14)$$

$$U_R = 47.66 \text{ m.p.s.}$$

Usando la ecuación 3.59

$$H_0 = 5.03 e^{(R \Delta p) : 4700} [1 + ((0.29 \alpha V_F) \div \sqrt{U_R})]$$

La solución del exponente será:

$$R \Delta p \div 4700 = 67(59) \div 4700 = 0.841 \dots\dots e^{0.841} = 2.32$$

Por lo que

$$H_0 = 5.03 (2.32) [1 + ((0.29(1)(14)) \div \sqrt{47.66})]$$

$$H_0 = 18.5 \text{ m.}$$

Usando la ecuación 3.60

$$T_s = 8.6 e^{(R \Delta p \div 9400)} [1 + ((0.145 \alpha V_F) \div \sqrt{U_R})]$$

Donde el valor del exponente será:

$$R \Delta p \div 9400 = 67(59) \div 9400 = 0.421 \dots e^{0.421} = 1.52$$

por lo que

$$T_s = 8.6 (1.52) [1 + ((0.145(1)(14)) \div \sqrt{47.66})]$$

$$T_s = 16.9 \text{ seg.}$$

Alternativamente la ecuación 3.64

$$T_s = 12.1 \sqrt{(18.5 \div 9.81)} = 16.6 \text{ seg.}$$

Computando los valores de la altura de la ola y el periodo de las tres figuras significantes, no se puede intentar implicar el grado de exactitud de este método, por lo que es necesario reducir el error computado.

Refiriéndonos a la figura 3-43, $H_0 = 18.5$ metros, corresponde al significado de la ola más alta, adquiriendo el valor de 1.0 pues la relación de $r \div R = 1.0$, el punto de vientos

máximos localizados, para este ejemplo fue de 67 kilómetros por la derecha del huracán y el periodo de la ola fue de 16 segundos, siendo que $r \div R = 1.0$, a la izquierda del centro del huracán, observando la figura 3.43 el radio es relativamente significativo a la altura, es cercano a 0.62, cuando

$H_0 = 0.62(18.5)$; $H_0 = 11.5$ metros. Esta ola se mueve en dirección contraria a la ola de 18.5 metros. El significado del periodo de la ola es de 11.5 segundos

$$T_s = 12.1 \sqrt{(11.5 \div 9.81)}$$

$$T_s = 13.1 \approx 13.0 \text{ segundos.}$$

La ola más probable es asumida, por que depende del número de olas consideradas aplicables, $H_0 = 18.5$ metros, este número N depende de la longitud de la sección del huracán por la cercanía del lugar existente y la velocidad delantera del huracán. Estas condiciones máximas encontradas son las que ocurren en una distancia igual al radio de máximos vientos. El tiempo es tomado del radio de máximo viento, al paso del punto en particular.

$$t = R \div V_f \dots\dots\dots 3.65$$

$$t = 67000 \text{ m} \div 14 \text{ mps}$$

$$t = 4780 \text{ seg.}$$

El número de olas puede ser:

$$N = t \div T_s \dots\dots\dots 3.66$$

$$N = 4780 \div 16.66$$

$$N \approx 288$$

La máxima probabilidad de olas puede obtenerse mediante

$$H_n = 0.707 H_0 \sqrt{(\ln N \div n)} \dots\dots\dots 3.67$$

Para este ejemplo, la máxima probabilidad de obtener la altura de la ola es haciendo $n=1$ y usando la ecuación 3.67

$$H_1 = 0.707 (18.5) \sqrt{\ln (288 \div 1)}$$

$$H_1 = 31.1 \text{ m.} \approx 31 \text{ metros.}$$

Asumiendo que el valor de 31 metros de la ola ocurrió, entonces la segunda ola más alta será, haciendo $n = 2$, y la tercera será haciendo $n = 3$, etc.

$$H_2 = 0.707 (18.5) \sqrt{\text{Ln} (2.88 \div 2)}$$

$$H_2 = 29.2 \approx 29 \text{ m.}$$

Aplicando la ecuación para la altura tres:

$$H_3 = 0.707 (18.5) \sqrt{\text{Ln} (2.88 \div 3)}$$

$$H_3 = 27.9 \approx 28 \text{ m.}$$

II.3.- FLUCTUACIONES DEL MOVIMIENTO MARINO

Los cambios de las predicciones de las olas, hacia las fluctuaciones del nivel del agua en los océanos y otros cuerpos de agua donde los periodos son substancialmente largos y están asociados con las olas y conocemos el proceso físico que combina la causa de este largo término de variaciones del nivel del agua.

La expresión NIVEL DEL AGUA es usado para indicar la elevación del liquido de un promedio del periodo de un tiempo bastante largo (cerca de un minuto) para eliminar altas frecuencias oscilatorias causadas por la fuerza de atracción en la superficie del agua. En la discusión acerca de la atracción, el nivel del agua se refiere únicamente al nivel estático del agua (SWL - Still - Water - Label) que indica la elevación del agua si no se presenta la atracción en las olas. En el campo, el nivel del agua está determinado por la medición en las superficies de elevación donde las respuestas rápidas se producen por la atracción de las olas y son filtradas fuera, hasta aquí las reflexiones únicamente del nivel del agua.

Las fluctuaciones del movimiento marino, se podrían clasificar de acuerdo a las características y tipos de movimiento con las que podemos identificar:

- II.3.1.- Mareas astronómicas
- II.3.2.- Sobreelevación por tormenta
- II.3.3.- Niveles de laguna
- II.3.4.- Fuerza de Coriolis
- II.3.5.- Aportes de agua continental

II.3.1.- MAREAS ASTRONÓMICAS

Las mareas astronómicas son movimientos periódicos de elevación y descenso del nivel del agua del mar, producidas principalmente por la atracción que ejercen la Luna y el Sol sobre las grandes masas de agua de los océanos de la tierra; sin embargo el tipo y rango de marea que se presenta en las distintas costas, no son solo el resultado de dichas atracciones,

sino también del comportamiento dinámico de las masas de agua a través de las cuencas oceánicas.

La acción de la gravedad y de la fuerza centrífuga, ocasionada por la rotación de la tierra, tiene débil influencia en la variación de las mareas, debido a que se encuentran distribuidas en forma continua sobre toda la superficie terrestre.

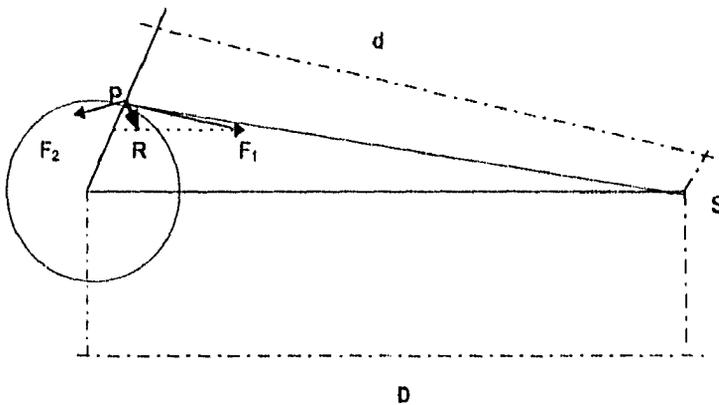


figura 2.1

Consideremos el equilibrio de una partícula P de la superficie de la tierra, que esta sujeta a la atracción del sol F_1 , que es proporcional a la masa de sol e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia d entre el sol y el punto considerado, también estará sujeta a la fuerza de inercia que corresponde al movimiento de conjunto, es decir, una fuerza F_2 de sentido contrario a la atracción que es su reacción, es la fuerza centrífuga producida por el movimiento de la tierra alrededor del sol, proporcional al cuadrado de la distancia D entre el sol y el centro de la tierra. (fig. 2.1)

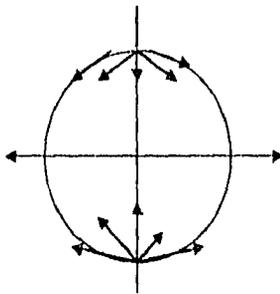
$$F_1 = KM \div d^2$$

K = Constante de atracción

$$F_2 = KM \div D^2$$

M = Es la masa del sol

La fuerza resultante R de F_1 y F_2 nos indican en magnitud y dirección la tendencia del agua a moverse (fig. 2.2)



Este fenómeno es análogo al tratarse de la atracción de la luna

fig. 2.2

Si la luna y el sol están en sicigias (conjunción en L_1 y oposición a luna llena L_2), sus acciones se suman produciendo las mareas mas altas del ciclo, a este tipo de mareas se les denomina **mareas vivas**. (fig 2.3)

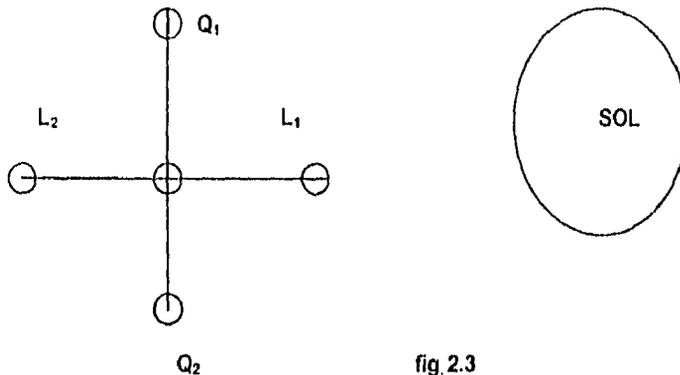


fig. 2.3

Lo anteriormente expuesto da una idea del fenómeno de las mareas, sabiendo que las mareas (ondas) sufren una serie de retrasos por la topografía del lugar y otros factores.

- **NIVEL MEDIO DEL MAR.**- Es el promedio de las mareas altas y bajas diarias en el periodo de tiempo considerado.
- **MAREA ALTA MEDIA.**- es el promedio de las mareas altas diarias en el tiempo considerado.

- **NIVEL MEDIO DE MAREAS MÁXIMAS.**- Es el promedio de las máximas mareas en sicigias, o sea el promedio de las máximas mareas en " mareas vivas ", en el tiempo considerado.
- **MAREA MÁXIMA MAXIMORUM.**- Es la máxima marea observada en el tiempo considerado.
- **MAREA BAJA MEDIA.**- Es el promedio de las mareas bajas diarias en el tiempo considerado.
- **NIVEL MEDIO DE MAREAS MÍNIMAS.**- Es el promedio de las mínimas mareas en sicigias, o sea el promedio de las mínimas mareas en " mareas vivas ", en el tiempo considerado. Este nivel es el que se toma como plano de comparación.
- **MÍNIMA MAREA OBSERVADA.**- Como su nombre lo indica, es la marea más baja observada en el tiempo considerado.

Las mareas en una laguna costera no se deben directamente a la acción de las fuerzas de atracción de los astros, ya que su masa por lo regular es relativamente pequeña. Se producen entonces, como consecuencia de la presentación de las mareas oceánicas que se propagan a través de las bocas de comunicación y son las responsables directas del llenado y vaciado alternativo de la laguna.

La onda de marea en una laguna presenta, dos características peculiares:

1. Existe un retraso en las oscilaciones de la laguna con respecto a la onda de marea generada en el océano; a este fenómeno se le denomina técnicamente desfasamiento.
2. La amplitud de la marea, ya en el interior de la laguna, es generalmente mucho menor que en el mar, debido a la fricción en el fondo, llamándose " amortiguamiento ".

La elevación y descenso periódico del nivel del agua, genera movimientos notables en la masa líquida (corrientes de marea) en las entradas de una laguna costera fluyendo en dos sentidos: cuando está subiendo el nivel del agua del mar, el movimiento es hacia el interior de la laguna (flujo) y cuando está descendiendo, éste es hacia el mar (reflujo); las velocidades máximas obtenidas en estas zonas normalmente están en fase con respecto a los momentos de presentación de las pleamares o bajamares en el océano.

El presente trabajo considerara el efecto de la marea astronómica en los análisis de las condiciones de equilibrio como primera aproximación.

En México el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. es el encargado de operar el Sistema Mareográfico Nacional y de editar las "Tablas de predicción de mareas", indicando las amplitudes entre los diferentes planos de mareas deducidos. Cabe señalar que algunos de los datos que aparecen se estiman, no son suficientemente representativos. dado el poco tiempo de medición.

En esta tabla, se puede apreciar que las mareas de menor rango, se presentan en el Caribe (de 14 a 18 cm. considerando pleamares y bajamares medios); le siguen en orden las del Golfo de México, desde 40 cm. en Alvarado, Ver., hasta 60 cm. en Lerma, Camp., encontrándose el valor promedio en el puerto de Coatzacoalcos, Ver., con 48 cm. ; las mareas que se presentan en el Océano Pacífico, varían desde 38 cm. en Lázaro Cárdenas, Mich., hasta 1.33 m. en San Carlos, B.C.S., correspondiendo a Isla Guadalupe, B.C.N., el valor promedio de 99 cm.; por último las mareas de mayor amplitud se presentan en el Golfo de California, cuyos valores van desde 57 cm. en Loreto, B.C.S., hasta 3.58 m. en Puerto Peñasco, Son.

Lo anterior tiene importancia en la estabilidad de bocas, ya que el parámetro principal en lagunas y estuarios con poco escurrimiento continental, es el prisma de marea (Ω), que se define como el volumen de agua que entra o sale por el canal de comunicación laguna - mar en un ciclo de marea, el cual es directamente proporcional a la amplitud de la marea oceánica. Este prisma, es el causante del transporte de sólidos a través de la boca en combinación con el oleaje.

II.3.2.- SOBREELEVACION POR TORMENTA

Es el incremento del nivel del agua causado por la acción del viento sobre la superficie del mar o laguna. El aire al soplar sobre la superficie líquida, ejerce sobre ella una fuerza horizontal que genera una corriente, desplazando parte de la masa.

Se diferencian dos tipos de sobreelevación del nivel del agua, los cuales se conocen como "mareas de tormenta" y "mareas de viento". El primero se presenta cuando los ciclones generados en altamar producen el desplazamiento de la masa líquida hacia la costa. Por su parte, la marea de viento es ocasionada por la acción del aire sobre un cuerpo de agua confinado de relativas pequeñas dimensiones.

Dependiendo de la ubicación particular de cada laguna, tendrá importancia uno u otro tipo. En zonas como el Pacífico Norte las mareas de tormenta desempeñan un papel más importante que el viento, lo cual se invierte en el Golfo de México en su porción Norte donde los vientos locales son de mayor frecuencia y por lo tanto de más influencia en el comportamiento del canal a marea.

En las lagunas la dirección del viento es importante, pongamos el caso de la Laguna de Tamiahua, en la costa Norte del estado de Veracruz. Esta laguna actualmente tiene tres bocas, al Norte se localiza la boca de Tampachiche, y al Sur las Bocas de Corazones y de Galindo. Los vientos de mayor frecuencia - intensidad son los "NORTES", cuya dirección es precisamente Norte a Sur. Cuando se presentan dichas perturbaciones, el nivel en la zona de Tampachiche baja considerablemente (superior a los 50 cm.; equivalente a la marea astronómica) aquí el efecto de sobreelevación por tormenta es negativo; en el extremo opuesto en las barras de Corazones y Galindo, se presenta la sobreelevación positiva.

Si la laguna tiene una superficie pequeña y además sobre el cordón litoral existen manglares o cualquier otro tipo de vegetación que sirva de obstáculo a la acción directa del viento, el efecto de sobreelevación no es de mucha influencia en la estabilidad de la boca. Por el contrario en lagunas extensas como la Laguna Madre este efecto debe ser tomado en cuenta, sin embargo, en la práctica la evaluación es realmente difícil, debido a la falta de dispositivos de medición (anemógrafos) en los sitios próximos donde se requiere conocer su influencia y de limnigrafos para correlacionar las velocidades y direcciones del viento, con el incremento del nivel de agua.

Una forma sencilla de calcular la sobreelevación para el caso de una bahía, laguna o mar limitado, es mediante la expresión de Bretschneider:

$$S = (C_v V_6^2 F_1 \cos \theta) \div (h_o)$$

Donde:

S = Sobreelevación (m)

C_v = Coeficiente = 0.4×10^{-6} (seg²/m)

V_6 = Velocidad del viento a 6 metros sobre el nivel medio del mar (m / seg.)

F_1 = Fetch o longitud del área de agua sobre la cual el viento esta soplando

θ = Ángulo entre la dirección del viento y el eje del área considerada (radianes)

h_o = Profundidad promedio (ponderado) del área considerada, medida a lo largo del eje del Fetch (m.)

II.3.3.- NIVELES DE LAGUNA

Los niveles de laguna son afectados por diversas causas, existen los llamados pleamar y bajamar, los cuales afectan la laguna, pues hay un aporte y un retiro de las aguas por las diferentes acciones de las mareas (Tema que ya fue tratado con anterioridad), también existe un cambio en el nivel provocado por la acción del viento, éste hace variar lo que es el nivel por las distintas acciones que provoca por ejemplo cuando existe un huracán o un norte, éstos afectarán los niveles de la entrada y por lo tanto los niveles de la laguna.

Estos temas se han estado viendo con anterioridad en lo que va de la presente tesis profesional, por lo que al tratar de repetir la información, se provocaría un trabajo tedioso y repetitivo, así se da por hecho que al entender los anteriores capítulos y también los subsecuentes, se facilitará el entendimiento general de este tema, que no tiene mayor complicación, ya que al entender que la laguna está sujeta a los cambios provocados por diferentes agentes, estos niveles cambian, por lo que en el presente trabajo me interesa evaluar dichos cambios para así, poder estabilizar la entrada y con esto, hacer más tranquilos los cambios dentro de la laguna y así, hacerla funcionar para los fines que más convengan a la población del lugar.

II.3.4.- FUERZA DE CORIOLIS

En la dirección que siguen las corrientes oceánicas, intervienen el llamado efecto de CORIOLIS, que consiste en que todas las masas fluidas que se mueven en la tierra, se desvían lateralmente en sus trayectorias teóricas previstas. Dicho efecto se debe a que la rotación del planeta es mayor en los polos y disminuye hacia el Ecuador. Por este efecto, se observa que las corrientes en el hemisferio Norte, se desvían hacia la derecha, mientras que en el hemisferio sur lo hacen hacia la izquierda.

Normalmente la aceleración de Coriolis, se pasa por alto ya que el valor es despreciable en cuerpos de agua pequeños, pero cuando se trabaja con grandes masas de agua, como los océanos y algunas lagunas costeras, es necesario considerar su efecto en el movimiento de las partículas de agua.

Dado que la tierra no es una esfera, la aceleración de la gravedad para cada sitio en particular debe ser ajustada unos cuantos minutos de ángulo, según la latitud, hasta hacer coincidir la dirección de la gravedad aparente con la componente horizontal de la aceleración verdadera. Esta última componente, cancela las componentes horizontales de la aceleración centrífuga y la componente vertical de la fuerza de gravedad se combina con la componente vertical de la aceleración centrífuga, para dar la gravedad aparente (g).

II.3.5.- APORTES DE AGUA CONTINENTAL

La precipitación al llegar a la superficie terrestre, pasa a formar parte de los escurrimientos superficiales, subterráneos y de aguas freáticas. Estos escurrimientos se desplazan hacia las depresiones (Canales de desagüe) por donde circula el agua, durante y después de una lluvia. Se puede clasificar en ríos y arroyos.

Un río corre por valles anchos y en su desembocadura al mar, suele tener comunicación con la laguna, su caudal aún en periodos de estiaje, es considerable. Los números afluentes que corren por su extensa cuenca y que alimentan su caudal, son la causa de que las tormentas o aguaceros aislados y locales, sean incapaces de producir crecidas de importancia, no así las lluvias prolongadas u otros fenómenos meteorológicos que afectan una gran parte de la cuenca, provocando crecidas (avenidas importantes) que iniciarán con lentitud y serán de larga duración.

Los ríos acarrear materiales sólidos que suelen depositarse en el fondo de las lagunas.

Los arroyos cercanos a la laguna son depresiones por donde escurre agua, cuyas aportaciones repentinas, suelen provocar un gran gasto que tendrá que ser tomado en cuenta.

Por lo que se acaba de mencionar, es de importancia tomar en cuenta este tipo de aportación de agua a la laguna, ya que el nivel de ésta varía conforme al tiempo o estación en que se encuentre, el gasto que se estaría aportando ya sea por medio de un arroyo superficial o por medio del nivel freático y se conocería por medio de las ecuaciones ya establecidas para estos casos.

II.4.- FRICCIÓN EN EL FONDO

Se ha comprobado que el movimiento del agua en cualquier conducto, se produce con una disipación de energía, causada por la resistencia que presentan las fronteras sólidas al movimiento.

Tal resistencia se debe a la fricción entre las capas de agua y las fronteras sólidas; el esfuerzo cortante generado entre el fluido y la pared es mayor al que hay entre las capas de agua adyacentes.

Por lo anterior, es necesario introducir en la formulación de las ecuaciones matemáticas, un término que represente la parte de la energía disipada.

Las expresiones empíricas de Chezy, Manning y Darcy-Weisbach, originalmente derivadas de mediciones de flujo uniforme en canales o tuberías, se modificaron para ser aplicadas a un flujo no uniforme bidimensional. Las expresiones se relacionaron con el esfuerzo cortante de la descarga por unidad de ancho, como se muestra a continuación:

En la dirección "X"

$$\tau_x^b = c_f \rho (q_x^2 + q_y^2)^{1/2} (q_x \pm H^2)$$

En la dirección "Y"

$$\tau_y^b = c_f \rho (q_x^2 + q_y^2)^{1/2} (q_y \pm H^2)$$

Donde:

$c_f =$	$1/8 f_w$	DARCY - WEISBACH
	g / c^2	CHEZY
	$(n^2 / H^{1/3}) g$	MANNING

Los valores de "n" que se conocen hoy en día, se obtuvieron para un flujo turbulento rugoso totalmente desarrollado, lo cual concuerda con las características del flujo en áreas costeras. En el cuadro II.1 se muestran algunos valores de "c_f" para algunos "n" y valores de profundidad.

El valor " f_w " se puede obtener usando el diagrama de Moody.

RUGOSIDAD DEL FONDO K _s (m)	n	PRO FUN DI DAD								
		1	2	5	10	20	30	40	50	100
PIEDRAS 0.07	0.026	0.0061	0.0040	0.0036	0.0028	0.0023	0.0023	0.0016	0.0017	0.0013
ROCAS PEQUEÑAS 0.20	0.030	0.0066	0.0070	0.0052	0.0041	0.0036	0.0028	0.0026	0.0024	0.0010
DUNAS 0.50 1.10	0.036	-	0.0096	0.0070	0.0056	0.0044	0.0039	0.0036	0.0033	0.0026
	0.040	-	-	0.0002	0.0073	0.0088	0.0061	0.0046	0.0043	0.0034

CUADRO II.1 VALORES DE LOS COEFICIENTES DE FRICCIÓN C_f

CAPÍTULO III

III.- HIDRODINÁMICA DE LAS BOCAS Y SU ESTABILIDAD.

El diseño preliminar para abrir o modificar un canal de comunicación entre un cuerpo de agua continental y el mar, requiere un análisis de las características hidráulicas del sistema y la determinación del área probable de la sección transversal "estable" del canal.

Estos análisis pueden ser de tres tipos básicos: el primero y más sencillo, es el método analítico, le siguen en orden de complejidad los modelos matemáticos y los físicos, aunque estos últimos, se emplean con poca frecuencia debido a su costo de construcción y operación.

El método analítico se conforma por una serie de ecuaciones que tratan de representar el fenómeno, mediante un sistema unidimensional. Por su parte los modelos matemáticos se aplican, con el auxilio de los procesadores electrónicos en la evaluación de ecuaciones más complejas, producto de un análisis bidimensional del problema. Por último, los modelos físicos son la representación a escala del prototipo en estudio; en él, las fuerzas actuantes se desarrollan, al igual que en la naturaleza, en un sistema tridimensional.

La utilidad de estos tipos de análisis, es de importancia en el estudio de cualquier problema, ya que aunque se cuente con los medios necesarios para la aplicación de un modelo físico, siempre tendrá que estudiarse en primera instancia a través de un método analítico y de ser posible, con el auxilio de modelos matemáticos que ayuden al entendimiento de alguna parte del fenómeno en su conjunto.

Por lo general, se han tratado de resolver los problemas referentes a la hidrodinámica de bocas, solo a través de métodos analíticos; sin embargo como es de esperarse los resultados que se generan, dan solo una serie de índices del comportamiento del flujo en el canal de comunicación, cuya aproximación es relativamente baja, en comparación a los elementos de juicio que arrojan los modelos matemáticos y físicos. Por lo anterior, es de esperarse que las soluciones que se deriven de un modelo analítico, tengan un gran porcentaje de riesgo, sobre todo cuando el ingeniero encargado de interpretar los resultados, no cuenta con la experiencia necesaria para hacerlo.

Por otra parte, como se dijo, la aplicación de modelos físicos, requiere de grandes inversiones para las instalaciones, equipos de medición y operación, así como de personal capacitado en los laboratorios, sin olvidar la parte fundamental que son los gastos necesarios en las campañas de medición para la calibración de los modelos.

Una razón por la que se han empleado con frecuencia los métodos analíticos, aparte del aspecto económico, es la rapidez de su aplicación, ya que contando con toda la información requerida (la cual es menor en comparación con los otros tipos), la aplicación no requiere más de unos cuantos días para las distintas combinaciones, los modelos ya sean de uno o de otro tipo, requieren de una gran cantidad de información, así como de tiempos mayores para la obtención de resultados.

Puede decirse que en México, se está en posibilidades de pasar a la etapa en que los análisis se apliquen generalizadamente mediante modelos matemáticos, ya que la disposición y empleo de las computadoras, tanto en la iniciativa privada como en organismos gubernamentales, es cada vez mayor.

El sistema boca-laguna constituye un todo interdependiente que precisa de ser tratado en conjunto, por lo cual existen numerosos estudios que abordan la problemática de manera integral. A continuación, se hace mención de algunos trabajos de este tipo, dando especial relevancia al de Keulegan.

En 1928, Earl Y. Brown presentó a la ASCE (American Society of Civil Engineers) un estudio que durante muchos años constituyó la base de los trabajos en este campo, analizando no solo el comportamiento hidrodinámico del sistema boca-laguna, sino también los problemas relativos a la fisiografía de la boca propiamente dicha. Se hace una breve referencia en lo que respecta al primero de estos aspectos.

En la esquematización del sistema físico, este autor hace las siguientes hipótesis principales (comunes a todos los trabajos posteriores):

- El canal de la boca es prismático, siendo constante el área de su sección, ya que como afirma Brown "... el tomar en cuenta su variación con el estado de marea, complicaría excesivamente la solución."
- El área de la laguna es constante para todos los estados de la marea.
- El nivel interior varía uniformemente en todo el vaso lagunar.

Pero, además de eso, considera que la marea oceánica y la marea lagunar (y en esta hipótesis reside la originalidad del método) tiene comportamiento sinusoidal puro, aunque reconoce que en cuanto a la laguna, ésto no es estrictamente acorde con la realidad.

Teniendo fija la forma de las curvas de marea exterior e interior, es posible la determinación del volumen del escurrimiento a lo largo de la llenante o vaciante, en función de un parámetro (que puede ser la amplitud interior o equivalente, como el desfaseamiento entre las dos curvas) ya que son conocidas las características físicas y geométricas del canal de la boca. Este volumen (prisma de marea) es determinable por el producto del área de la laguna por la semi-amplitud de la marea interior. El autor obtiene la solución, mediante la expresión:

$$2 H_b = (B (4 H_o^2 + B) - B)^{1/4}$$

Donde:

H_b = amplitud de la marea lagunar.

H_o = amplitud de la marea oceánica.

B = parámetro que condensa la influencia de las características físicas y geométricas del sistema: área de la laguna, perímetro mojado , área de la sección transversal, longitud y rugosidad del canal.

Las reservas reconocidas por el autor, que puede tener este método, resultan de las hipótesis simplificadoras aceptadas, muy en especial la relativa al carácter sinusoidal de la marea lagunar, tanto menos verdadero cuanto más desfavorables sean las condiciones ofrecidas por la boca.

En 1951, Keulegan presentó un nuevo trabajo sobre el mismo tema, bajo la forma de "Progress Report" del National Bureau of Standards, utilizando una vía bastante más elaborada que la anterior. En 1967 ese mismo trabajo, previamente revisado y ampliado, fue presentado bajo la forma de boletín técnico del "Comité de Hidráulica Mareográfica" .

Keulegan no impone "a priori", ninguna ley a la marea lagunar, más hace las siguientes hipótesis simplificadoras:

- a) El canal de comunicación es relativamente corto
- b) Las márgenes de la laguna son verticales

- c) La profundidad del canal es muy superior a la altura de la marea.
- d) No hay caudal fluvial y por tanto, tampoco hay corrientes de densidad.
- e) La curva de marea interior es la misma para todos los puntos de la laguna.

El objetivo del estudio fue la determinación de:

- ⇒ La altura de la marea interior.
- ⇒ El desfaseamiento entre las mareas interiores y exteriores.
- ⇒ La máxima velocidad media en el canal de comunicación.

Puesto el problema en ecuaciones, se resuelve el sistema de manera laboriosa, involucrando el desenvolvimiento en series de Fourier de la función $\sqrt{\text{sen } \phi}$, el cálculo de los coeficientes en dos aproximaciones sucesivas, etc. los resultados los presenta bajo la forma de tablas que al ser graficadas relacionan los valores del coeficiente de llenado K con los correspondientes valores de la amplitud adimensional de la marea interior y con los de un coeficiente C, que relaciona la velocidad media máxima en la boca.

Aunque el esquema de Keulegan representa un avance considerable en relación al de Earl Brown, por no impedir a la marea lagunar una determinada forma, su aplicación a los casos prácticos tiene que ser tomada con reservas, principalmente porque la profundidad en el canal de la boca, no es normalmente "muy superior" a la altura de la marea.

Respecto a la hipótesis de una marea oceánica senoidal, en la que la curva de marea lagunar, los rangos de llenante y vaciante, son simétricos y que el nivel medio en la laguna es el mismo al del mar, son elementos que se apartan siempre de la realidad, tanto más cuanto menor es la profundidad en la boca.

A pesar de las reservas que deben tomarse, se considera al esquema de Keulegan como el que mejor se presta a las aplicaciones prácticas, en el caso de las lagunas en que sea posible admitir la uniformidad de la ley de niveles y cuando el objetivo es la apreciación del prisma de marea, correspondiente a determinada "geometría" del canal. En este sentido, los resultados no son muy afectados por la hipótesis de la no variación del área y el radio hidráulico del canal.

En 1957, Baines presentó una solución de tipo analítico. Las hipótesis iniciales son en todo, idénticas a las de Keulegan, incluyendo el ya nombrado valor relativo de la altura de marea y de la profundidad en el canal; además de esas, aún considera despreciable el término de la aceleración convectiva en la boca.

La linealización del término de las pérdidas de carga continuas, permite al autor, la utilización del método de la transformada de Laplace, para la integración de la ecuación diferencial característica del sistema y conduce a una solución de tipo sinusoidal para la marea lagunar.

Como acontece para todas las soluciones analíticas obtenidas a costa de adaptaciones de las ecuaciones diferenciales, la interpretación cuantitativa en un caso real deberá ser tomada con reservas, mayores cuanto mas se aparte el problema en cuestión de las condiciones teóricas. La interpretación cualitativa es perfectamente viable, siendo posible detectar la influencia de los diversos parámetros sobre el fenómeno global.

El aspecto de mayor interés en la solución, se refiere a su aptitud para señalar la posibilidad de ocurrencia del fenómeno de resonancia de la marea lagunar, conduciendo a amplitudes interiores mayores que las exteriores, siempre que el coeficiente C3 deducido por Baines, se aproxime a la unidad:

$$C3 = \frac{g T^2 A_c}{4 \pi^2 L A_b}$$

Donde:

g = Aceleración de la gravedad

T = Período de la marea (seg)

A_c = Área de la sección transversal del canal (m²)

A_b = Área de la laguna (m²)

L = Longitud del canal de comunicación. (m)

Sin embargo, por lo general se tiene que C3 >> 1. A manera de ejemplo considérese el siguiente caso que se estima probable:

T = 12h. 25 min. = 44,700 seg. (marea semidiurna).

A_c = 250 m²

$$L = 800 \text{ m.}$$

$$A_b = 5 \text{ km.}^2 = 5,000,000 \text{ m}^2$$

para tal sistema se obtiene:

$$C3 \approx 31.$$

En este trabajo, Baines presenta una solución del mismo tipo para el caso de una laguna constituida por dos vasos ligados por un estrechamiento.

En 1967, Van de Kreeke, presentó una solución para la hipótesis de la existencia de un canal fluvial descargando en la laguna, quitando el posible efecto de corriente de densidad en el boca. Las hipótesis hechas en la esquematización del sistema boca-laguna aún son consideradas en los esquemas anteriores, incluyendo la nombrada no variación del área de la sección transversal del canal.

Para poder tomar en cuenta la naturaleza cuadrática de las pérdidas de carga continuas en el canal a marea, este autor utiliza un método numérico en la integración de las ecuaciones diferenciales características del sistema.

En 1970, Shemdin y Forney presentan una solución analítica bastante elaborada, cuyo interés se estima limitado por las restricciones inherentes a las hipótesis simplificativas. Todas las hipótesis admitidas por Keulegan están presentes; pero además de eso, los autores recurren al artificio de la linealización de los términos cuadráticos, lo que les permite llegar a una solución armónica.

Abordan el problema de una manera periódica no sinusoidal pura, a través de una solución por desenvolvimiento en serie; tratan igualmente el problema de una laguna constituida por dos vasos ligados por estrangulamiento.

Sin embargo, la aplicación práctica de las soluciones, resulta afectada por la complejidad de las expresiones analíticas. A través de los casos anteriores, puede observarse que las dificultades del tratamiento analítico del problema, quedan patentes a través de la necesidad de una gran esquematización del sistema físico y de un cierto número de hipótesis simplificativas. Dando como resultado:

⇒ En general la onda de marea no podrá ser considerada como "pequeña perturbación" al propagarse en el canal principal y en las áreas de almacenamiento.

⇒ Si es verdad que en una laguna de morfología más o menos regular, el pequeño valor de las velocidades interiores es acorde a la hipótesis de que toda la carga cinética, se pierde a la entrada de la laguna en el flujo, y en el mar durante el reflujó, por lo que se estima que no existen resistencias por fricción dentro de la laguna, en los casos reales tales resistencias normalmente no podrán ser ignoradas.

⇒ La linearización de las resistencias tipo cuadrático, conjuntamente con la hipótesis de la "pequeña perturbación", conduce a una propagación sin distorsión de la onda de marea, aspecto incongruente con la realidad.

Con lo anterior, se pretende solamente indicar las dificultades de las vías de análisis utilizadas. A pesar de todo, los métodos de este tipo son valiosos, ya que toman claros ciertos aspectos físicos del fenómeno, revelando cómo y en que sentido, intervienen los principales parámetros condicionantes.

La llegada del cálculo automático, torna viable el tratamiento numérico de la propagación bidimensional de la onda de marea en una laguna, sin necesidad de grandes esquematizaciones de la morfología lagunar, ni de simplificación de las ecuaciones descriptivas del fenómeno.

La primera, morfología lagunar, se resume al admitir como constante la cota media del fondo, dentro de cada una de las áreas elementales definidas por la malla de cálculo y al esquematizar la margen siguiendo una sucesión de tramos rectilíneos paralelos a los ejes de referencia. Por lo que respecta a las condicionantes resultantes de la capacidad del computador y del tiempo de cálculo, el sistema físico podrá ser representado con buena fidelidad mediante una adecuada escala de la dimensión de la malla de cálculo.

Cuando los elementos de cálculo apartan las dificultades de la programación mediante las ecuaciones de la derivada parcial y las simplificaciones ántes referidas, la representación de los fenómenos podrán ser consideradas en su expresión más completa. Restando solamente los problemas de convergencia y estabilidad, inherentes a todos los métodos de cálculo numérico.

⇒ Concluyendo, se espera que algún día la herramienta matemática y los modelos hidráulicos, sean capaces de analizar las fluctuaciones de los niveles de agua en las lagunas y el área cambiante del canal de comunicación con el mar, considerando todas las siguientes condiciones:

- ⇒ Forma y batimetría de la laguna
- ⇒ Pendiente de las riberas
- ⇒ Aportes de agua dulce
- ⇒ Número de conexiones con el mar
- ⇒ Resistencia hidráulica con los canales de acceso e interiores
- ⇒ Tipo de marea
- ⇒ Relación entre el rango de la marea y la profundidad del canal
- ⇒ Presencia o ausencia de corrientes de densidad
- ⇒ Cuantía y tipos de aporte sedimentológicos, bien sean fluviales, litorales y/o eólicos.

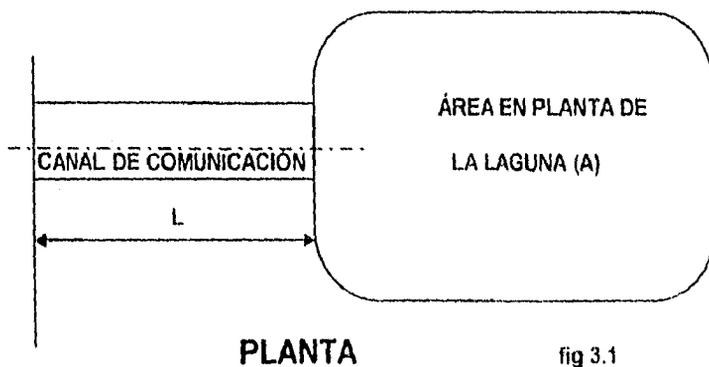
Además, deberá realizarse de modo accesible al ingeniero proyectista y no solo a la gente dedicada a la investigación pura. Por el momento, el objetivo del presente capítulo es describir el método analítico desarrollado por Garbis H. Keulegan, así como las aportaciones a dicho método, realizadas por Martín A. Sánchez y en forma breve el modelo matemático.

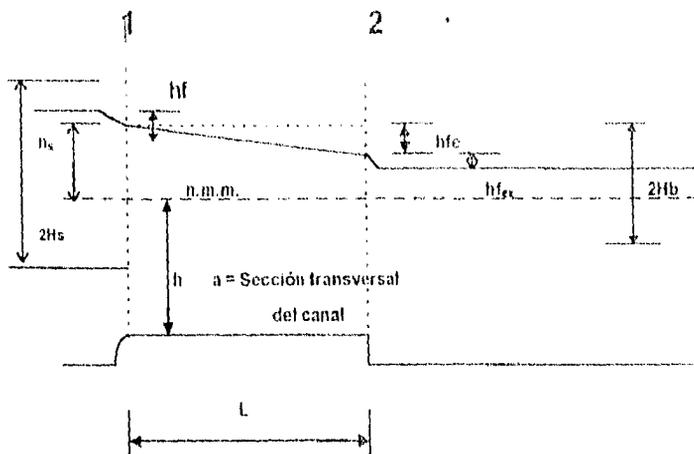
III.1.- MÉTODO DE KEULEGAN.

Como se mostró en el punto anterior, el problema de la hidrodinámica en los accesos costeros ha sido estudiado por diversos investigadores. Cada uno de ellos, consideró la hipótesis que estimó pertinente, conforme a la herramienta matemática y de cálculo a su alcance.

En México, se ha utilizado el método de Keulegan por la sencillez de su aplicación, el cual se auxilia de gráficas. A continuación se muestra el planteamiento realizado por este investigador.

La figura 3-1 muestra un sistema idealizado de un canal de comunicación. El canal tiene una longitud L , un ancho B , profundidad media h , área de la sección transversal del canal A_c (tomada bajo el nivel medio del mar), y una velocidad instantánea V . El flujo en el sistema, es generado por la marea con periodo T , y semiamplitud a_o , que provoca variaciones de nivel en el cuerpo de agua, teniendo el mismo periodo, con una semiamplitud a_b . Las variaciones instantáneas del nivel del agua en el mar y en el cuerpo lagunar son η_o y η_b , respectivamente. El tiempo que separa a la pleamar en el cuerpo de agua con la pleamar en el océano, es definido por el desfase ϵ (dado en grados). Ab es el área del cuerpo de agua y $2Ab a_b$ el volumen de agua que entra o sale del cuerpo lagunar en un ciclo de marea, comúnmente denominado prisma de marea Ω . Los parámetros necesarios para definir la hidráulica del canal incluyen los coeficientes de pérdida de entrada y salida k_{en} y k_{ex} ; un coeficiente de fricción λ (Weisbach) en función de los coeficientes C de Chezy, n de Manning o f de Darcy-Weisbach y el radio hidráulico R .





PERFIL

fig 3.2

Keulegan hizo un planteamiento combinando las ecuaciones de hidrodinámica y continuidad, hasta llegar a la ecuación diferencial de llenado, que indica que el cambio de niveles en el interior del vaso es igual a la raíz cuadrada del desnivel de la superficie del agua entre el mar y el vaso, multiplicado por un coeficiente de llenado K que considera a las condiciones locales del vaso, el canal de acceso y las características de la marea, para lo cual asumió las siguientes simplificaciones:

1. La propagación de la marea en el cuerpo de agua interior, es uniforme en todos los puntos.
2. Las riberas de la laguna se consideran verticales, por lo tanto la superficie Ab , se estima constante e independiente a la variación del nivel del agua.
3. El acceso litoral tiene una sección transversal prismática
4. Las oscilaciones del nivel del agua en el mar, están dadas por una onda senoidal.
5. La longitud del acceso litoral, está bien definida
6. El cuerpo de agua interior, está comunicado al mar por un solo canal
7. No existen aportaciones superficiales al vaso

8. En el canal de comunicación la profundidad es varias veces mayor a la amplitud de la marea

9. No se presentan corrientes de densidad

10. En la ecuación hidrodinámica se desprecia el termino correspondiente a la aceleración local (se considera régimen permanente)

La ecuación de la energía (Bernoulli) para un régimen permanente es:

$$\eta_o + \alpha (V_1^2 \div 2g) = \eta_b + \alpha (V_2^2 \div 2g) + H_f \dots\dots\dots (1)$$

Donde:

η_o y η_b = niveles instantáneos de la superficie libre del agua en el mar y el vaso respectivamente

α = Coeficiente de corrección para la distribución de velocidades en el canal.

V = Velocidad media en el canal

g = Aceleración de la gravedad

H_f = Pérdidas por fricción

La carga de velocidad tal y como se representa ($V^2 \div 2g$), pero aquí puede existir el signo negativo, que es precisamente el indicador del refluo.

Ahora bien, para evaluar α puede emplearse la siguiente expresión:

$$\alpha = 1 + 3 E^2 - 2 E^3$$

Donde:

$$E = (V_{\text{maxima}} \div V) - 1$$

Algunos valores de E obtenidos por Rehbock son:

MATERIAL DEL CANAL	E	α
--------------------	---	----------

Limo y arena	0.21 a 0.54	1.11 a 1.56
Grava fina	0.30	1.22
Grava gruesa	0.41	1.37
Grava gruesa y piedras	0.43 a 0.72	1.40 a 1.81

Por lo que respecta a las pérdidas por fricción, éstas pueden evaluarse mediante el criterio de Darcy-Weisbach. Considerando un canal prismático (sección constante), H_f se define de la siguiente manera:

$$\text{si se asume la hipótesis de } V_1 = V_2$$

Entonces:

$$\eta_o = \eta_b \pm H_f$$

Despejando H_f :

$$\pm H_f = \eta_o - \eta_b$$

Ahora bien, H_f puede evaluarse mediante:

$$H_f = C_f V |V| \div 2g$$

Donde el coeficiente de fricción (C_f) vale:

$$C_f = (k_n + k_{ex} + \lambda (L \div R))$$

$$H_f = (k_n + k_{ex} + \lambda (L \div R)) ((V |V|) \div 2g) \dots\dots\dots 3$$

Donde:

k_{en} = coeficiente de pérdidas por entrada en el canal.

k_{ex} = Coeficiente de pérdida por salida del canal

λ = Coeficiente de fricción de Weisbach.

L = Longitud efectiva del canal.

R = Radio hidráulico del canal de comunicación.

En el caso de flujo entrando en el canal, se tienen pérdidas de carga resultantes de los vectores convergentes del flujo, su valor no es significativo, especialmente si las secciones de entrada al canal son en transición, para este caso $k_{en} = 0.05$ o menor. Deán (1971), sin embargo, da valores de 0.05 a 0.25 para accesos litorales reales. Para flujo saliendo del canal (k_{ex}), ocurre mucha disipación de energía debido a la turbulencia libre, después de que el fluido sale del canal e ingresa al cuerpo de agua lagunar, considerándose que el total de la energía cinética es disipada, de esta manera $k_{ex} = \alpha$ donde α es el coeficiente resultante, debido a la distribución de velocidades en el perfil ya mencionado. Un valor medio de $k_{en} + k_{ex}$ es 1.25. Mei, Ippen y Liu (1974) a partir de estudios analíticos concluyeron que el valor máximo de $k_{ex} + k_{en}$, normalmente no sobrepasa los 2.8.

λ se determina mediante el coeficiente de rugosidad de Manning (n):

$$\lambda = \frac{n^2 2g}{R^{(1.49)}}$$

Y con el coeficiente de Darcy - Weisbach (f):

$$\lambda = f \div 4$$

Algunos valores de n para canales dragados son:

	Minimo	Normal	Máximo
En tierra, forma recta y uniforme:			
1. Limpio y recientemente terminado	0.016	0.018	0.020
2. Limpio y después de intemperismo	0.018	0.022	0.025
3. Grava, sección uniforme y limpia	0.022	0.025	0.030
4. Con poco pasto y poca hierba	0.022	0.027	0.033
En tierra con curvas y en régimen lento			
1. Sin vegetación	0.023	0.025	0.030
2. Pasto y algo de hierba	0.025	0.030	0.033
3. Hierba densa o plantas acuáticas en canales profundos	0.030	0.035	0.040
4. Plantilla de tierra y mampostería en los lados	0.028	0.030	0.035
5. Plantilla rocosa y hierba en los bordos	0.025	0.035	0.040
6. Plantilla empedrada y bordos limpios	0.030	0.040	0.050
Excavado o dragado en línea recta.			
1. Sin vegetación	0.025	0.028	0.033
2. Pocos arbustos en los bordos	0.035	0.050	0.060
Cortes en rocas			
1. Lisos y uniformes	0.025	0.035	0.040
2. Astillado e irregular	0.035	0.040	0.050

Según Ven Te Chow el coeficiente de fricción de Manning, depende del perfil de velocidades α . En algunos casos de lagunas litorales, es muy común que la corriente en el fondo sea nula e incluso en sentido contrario a la superficie, esto es conocido como estratificación del perfil de velocidades. Partiendo de éstos, se puede aseverar que los fondos de los accesos litorales son hidráulicamente más rugosos que los ríos para una misma naturaleza de materiales, las rugosidades según Larras, difieren casi al doble de acuerdo con el perfil de velocidades α adoptado.

Simons y Richardson dan los siguientes coeficientes de fricción (f de Darcy - Weisbach y n de Manning) en función de la forma del fondo, obtenidos mediante experimentación en un canal de olas.

Por otra parte, el coeficiente de fricción de la fórmula de Weisbach, se relaciona con el coeficiente de C de Chezy de la siguiente manera:

$$\lambda = 2 g + C^2$$

C queda de la siguiente manera:

$$C = 30 + 5 \text{ Log } A_c$$

Donde:

$$A_c = \text{Área del canal respecto al nivel medio del mar (en m}^2\text{)}$$

Sustituyendo y despejando la velocidad:

$$V = ((2g) \div (k_{en} + k_{ex} + \lambda L/R))^{1/2} (\eta_0 - \eta_b)^{1/2} \dots\dots\dots(4)$$

Por otra parte la ecuación de continuidad se puede escribir como:

$$A_b (d \eta_b \div d t) = A_c V \dots\dots\dots(5)$$

Dejando la variación del nivel del agua en la laguna respecto al tiempo, en un miembro de la expresión se tiene:

$$d \eta_b \div d t = (A_c \div A_b) V \dots\dots\dots(6)$$

Para resolver la derivada, se tiene que definir primeramente la función η_b . Dado que esta función representa la variación de la marea en el cuerpo lagunar y esta, depende de la propia en el mar y del desfaseamiento resultante; a continuación se hace una breve explicación al respecto

Una onda senoidal se encuentra definida por una expresión del tipo:

$$Y \text{ Sen } (\phi - \tau)$$

Donde Y modula la amplitud de la onda; ϕ es el ángulo de fase y τ el valor de la curva donde corta al eje de las ordenadas. De lo anterior, la función que genera la onda senoidal para la marea en el mar, se puede escribir de la siguiente forma:

$$\alpha_o \text{ Sen } (\phi)$$

Donde

$$\phi = (t \div T) 2 \Pi$$

Por lo tanto la onda de marea en el mar es:

$$\eta_o = \alpha_o \text{ Sen } (t 2\Pi / T)$$

Por conveniencia matemática (valores adimensionales):

$$H_o = (\eta_o \div \alpha_o) = \text{Sen } ((t \div T) 2\Pi) \dots\dots\dots(7)$$

Análogamente para la marea lagunar:

$$H_b = \eta_b \div \alpha_o \dots\dots\dots(8)$$

Sin embargo, H_b no se puede expresar en función de una onda senoidal pura, debido a que la resistencia por fricción en el canal de comunicación, varía con el cuadrado de la velocidad.

Recordando la ecuación (6):

$$\frac{d \eta_b}{d t} = V \frac{A_c}{A b}$$

Sustituyendo η_b por H_b se tiene:

$$\frac{d H_b}{d t} = \frac{d (\eta_b \div \alpha_o)}{d t} = V \frac{A_c}{A b \alpha_o} \dots\dots\dots(9)$$

Sustituyendo V de la ecuación (4) en la (9)

$$\frac{d H_b}{d t} = \frac{A_c}{A_b \alpha o} \left(2 g \div (k_{en} + k_{ex} + \lambda L / R) \right)^{1/2} (H_o - H_b)^{1/2} \dots (10)$$

Realizando la derivada de Hb por el ángulo de fase ϕ en lugar del tiempo, se tiene:

$$t = T\phi \div 2\pi$$

$$\frac{d H_b}{d (T\phi \div 2\pi)} = \frac{d H_b}{(T \div 2\pi) d\phi}$$

Sustituyendo en la ecuación (10), multiplicando y dividiendo el segundo término por $\alpha o^{1/2}$ se tiene:

$$\frac{d H_b}{d \phi} = \frac{T}{2\pi \alpha o} \frac{A_c}{A_b} \left((2 g \alpha o) \div (k_{en} + k_{ex} + \lambda L / R) \right)^{1/2} (H_o - H_b)^{1/2} \dots (11)$$

Debido a que se consideran como valores constantes: A_c , A_b , αo , L , R , k_{en} , k_{ex} , T , g , se define el cociente de llenado K como:

$$K = (T \div 2\pi \alpha o) (A_c \div A_b) \left((2 g \alpha o) \div (k_{en} + k_{ex} + \lambda L / R) \right)^{1/2} \dots (12)$$

Keulegan sumaria en el coeficiente de llenado K , las características del canal de comunicación, las del cuerpo de agua interior y las de la marea.

A partir de las expresiones (11) y (12), se generan las ecuaciones diferenciales de la fluctuación de la marea en la laguna, llamadas ecuaciones de almacenamiento, las cuales se expresan como:

$$\frac{d H_b}{d \phi} = K (H_o - H_b)^{1/2} \text{ para } H_o > H_b \text{ (flujo)} \dots (13)$$

$$\frac{d H_b}{d \phi} = -K (H_o - H_b)^{1/2} \text{ para } H_o < H_b \text{ (reflujo) } \dots\dots\dots(14)$$

Para solucionar las ecuaciones de almacenamiento se parte de la observación de las variaciones del nivel en el cuerpo de agua y en el mar sobre un eje común en el tiempo; el origen del tiempo se ha tomado cuando $H_o = H_b$.

Se considera que durante un tiempo $T/2 = \pi$, la superficie del agua en el mar es igual a la superficie en el vaso, de esta forma:

$$H_o > H_b \quad \text{para} \quad 0 < \phi < \pi$$

$$H_o < H_b \quad \text{para} \quad \pi < \phi < 2\pi$$

Para el primer lapso se tiene:

$$H_o = \text{Sen} (\phi - \tau)$$

Para el segundo:

$$\phi = \pi + \beta$$

$$H_o = \text{Sen} (\pi + \beta - \tau)$$

$$H_o = -\text{Sen} (\beta - \tau)$$

Donde τ es la fase inicial de la oscilación del nivel del mar y β una variable auxiliar.

Haciendo intervenir una tercera curva "Z" definida por:

$$Z = H_o - H_b \quad \text{para} \quad 0 < \phi < \pi$$

y

$$Z = H_b - H_o \quad \text{para} \quad \pi < \phi < 2\pi$$

Ahora bien, recordando la expresión (13) :

$$\frac{d H_b}{d \phi} = K (H_o - H_b)^{1/2}$$

$$\frac{d H_b}{d \phi} = K (Z)^{1/2}$$

$$H_b = H_o - Z$$

$$\frac{d H_b}{d \phi} = \frac{d H_o}{d \phi} - \frac{d Z}{d \phi} = K (Z)^{1/2} \dots\dots\dots(15)$$

Despejando la derivada de Z se tiene:

$$\frac{d Z}{d \phi} = -K (Z)^{1/2} + \frac{d H_o}{d \phi} \dots\dots\dots(16)$$

Sustituyendo el valor de Ho para el primer rango se tiene:

$$\frac{d Z}{d \phi} = -K (Z)^{1/2} + \frac{d (\text{Sen } (\phi - \tau))}{d \phi} \dots\dots\dots(17)$$

Auxiliándose de la siguiente identidad trigonométrica:

$$\text{Sen } (\phi - \tau) = \text{Sen } \phi \text{ Cos } \tau - \text{Cos } \phi \text{ Sen } \tau$$

Derivando esta expresión:

$$\frac{d (\text{Sen } \phi \text{ Cos } \tau - \text{Cos } \phi \text{ Sen } \tau)}{d \phi} = \text{Cos } \phi \text{ Cos } \tau + \text{Sen } \phi \text{ Sen } \tau$$

Sustituyendo en la ecuación (17)

$$\frac{dZ}{d\phi} = -K(Z)^{1/2} + \cos\phi \cos\tau + \sin\phi \sin\tau \dots\dots\dots(18)$$

Cuyas condiciones de frontera son:

$$Hb = Ho \quad \text{para } \phi = 0$$

$$Hb = Ho \quad \text{para } \phi = \pi$$

Para el segundo rango:

$$\frac{dHb}{d\phi} = -K(Hb - Ho)^{1/2}$$

$$\frac{dHb}{d\phi} = -K(Z)^{1/2}$$

$$Hb = Z + Ho$$

$$\frac{dHb}{d\phi} = \frac{dHo}{d\phi} + \frac{dZ}{d\phi} = -K(Z)^{1/2} \dots\dots\dots(19)$$

Despejando la derivada de Z:

$$\frac{dZ}{d\phi} = -K(Z)^{1/2} - \frac{dHo}{d\phi} \dots\dots\dots(20)$$

Sustituyendo el valor de Ho para el segundo rango y derivando respecto a β :

$$\frac{dZ}{d\beta} = -K(Z)^{1/2} - \frac{d(-\text{Sen}(\beta - \tau))}{d\beta} \dots\dots\dots(21)$$

$$\frac{dZ}{d\beta} = -K(Z)^{1/2} + \cos\beta \cos\tau + \sin\beta \sin\tau \dots\dots\dots(22)$$

Cuyas condiciones son:

$$Z = 0 \quad \beta = 0$$

$$Z = 0 \quad \beta = \pi$$

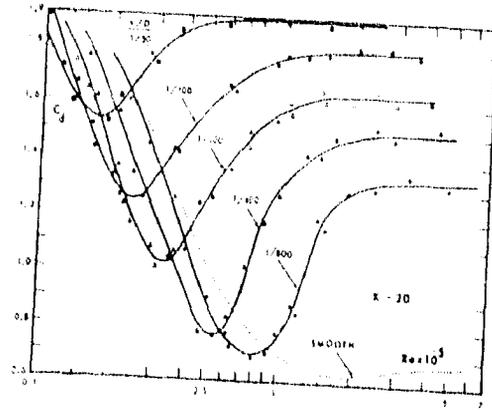
Comparando las ecuaciones (18) y (22), se nota que será suficiente obtener la solución de Z, solo para el primer rango. El comportamiento de Z para el segundo rango, puede ser obtenido a partir de la transformación $\phi = \pi + \beta$.

La determinación de la forma de Z que satisface a la ecuación diferencial implícita (18), puede ser resuelta por varios métodos, como el de polinomios de ϕ , o en términos de una función circular de ϕ , ya que están involucrados cambios cíclicos, debido a las características de la periodicidad, propias de la marea oceánica, es preferible obtener Z conforme a una función circular.

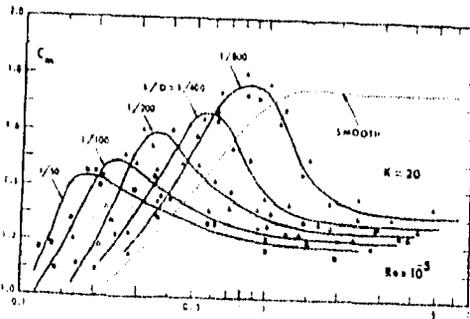
Las series de Fourier son la herramienta adecuada en la representación matemática de una función periódica, ya que mediante sumatorias de funciones sencillas de senos y cosenos, es posible representar cualquier función periódica. La forma general de una serie trigonométrica es:

$$f(x) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos nx + b_n \sin nx)$$

Siendo:



COEFICIENTE DE INERCIA C_d
 $N_{Re} = K = 20 (8)$ con Número de Reynolds



COEFICIENTE DE INERCIA C_m con
 NÚMERO DE REYNOLDS

$f(x)$ = Cualquier función periódica

a_0, a_n, b_n = Constantes

a_0 es el valor de la ordenada cuando la abscisa vale cero. En este caso la función z pasa por el origen, por lo tanto $a_0 = 0$

Keulegan propone z de la siguiente manera:

$$z = \sum_{n=1}^{\alpha} (a_n \text{Sen } n\phi + \sum_{n=1}^{\alpha} b_n (\text{Cos } n\phi - \text{Cos } (n+2)\phi)) \dots\dots\dots (23)$$

para $n=1,2,3,6,\dots,2m+1$

Siendo:

m = Cualquier número entero positivo

ϕ = Ángulo de fase desde 0 hasta π .

En el primer término de la serie, la cantidad predominante es $(a_1 \text{ Sen } \phi)$. En la ecuación (18) aparece el término $(z^{1/2})$ el cual puede analizarse mediante la expresión de Fourier de $(\text{Sen}\phi)^{1/2}$, obteniendo como resultado:

$$(\text{Sen } \phi)^{1/2} = N_1 \text{ Sen } \phi + N_3 \text{ Sen } 3\phi + N_5 \text{ Sen } 5\phi \dots\dots\dots (24)$$

Donde las constantes valen:

$$N_1 = 1.1107$$

$$N_3 = 0.1580$$

$$N_5 = 0.0711$$

El método de Keulegan da una solución aproximada pero solo considera los dos primeros términos, encontrando finalmente que la solución de Z puede escribirse como:

$$Z = a_1 \text{ Sen } \phi + a_1 b_3 (\text{Cos } \phi - \text{Cos } 3\phi) + a_1 a_3 \text{ Sen } 3\phi \dots\dots\dots(25)$$

Derivando Z:

$\frac{dZ}{d\phi}$

$$= a_1 \text{Cos } \phi + a_1 b_3 (-\text{Sen } \phi + 3 \text{ Sen } 3\phi) + 3 a_1 a_3 \text{ Cos } 3\phi \dots\dots\dots(26)$$

Además:

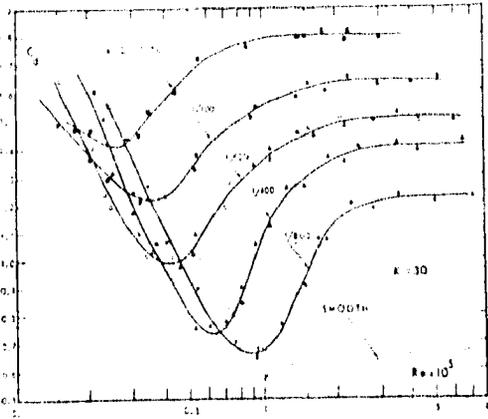
$$Z^{1/2} = \alpha^{1/2} (N_1 \text{ Sen } \phi + N_3 \text{ Sen } 3\phi + \frac{b_3 N_1}{2} (\text{Cos } \phi - \text{Cos } 3\phi) + \frac{a_3 N_1}{2} \text{ Sen } 3\phi \dots\dots\dots(27)$$

Recordando la expresión (18):

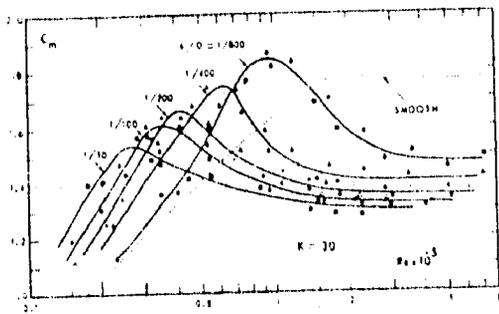
$$\frac{dZ}{d\phi} = -K(Z)^{1/2} + \text{Cos } \phi \text{ Cos } \tau + \text{Sen } \phi \text{ Sen } \tau$$

y sustituyendo (26) y (27) en ella:

$$a_1 \text{Cos } \phi + a_1 b_3 (-\text{Sen } \phi + 3 \text{ Sen } 3\phi) + 3 a_1 a_3 \text{ Cos } 3\phi = -K \alpha^{1/2} (N_1 \text{ Sen } \phi + N_3 \text{ Sen } 3\phi + \frac{b_3 N_1}{2} (\text{Cos } \phi - \text{Cos } 3\phi) + \frac{a_3 N_1}{2} \text{ Sen } 3\phi + \text{Cos } \phi \text{ Cos } \tau + \text{Sen } \phi \text{ Sen } \tau \dots\dots\dots(28)$$



$N_{Re} = K = 30 (CB)$ C_d



$N_{Re} = K = 30 (CB)$ C_m

Factorizando $\text{Sen } \phi \text{ Cos } \phi \text{ Sen } 3\phi$ y $\text{Cos } 3\phi$, después se multiplica por $\text{Sen } \phi \, d\phi$, $\text{Cos } \phi \, d\phi$, $\text{Sen } 3\phi \, d\phi$, y $\text{Cos } 3\phi \, d\phi$. se integra entre los límites de 0 y π , se obtienen las siguientes expresiones:

$$a_1^{1/2} N_1 K - a_1 b_3 - \text{Sen } \tau = 0 \quad (30)$$

$$a_1^{1/2} \frac{N_1 K}{2} b_3 + a_1 - \text{Cos } \tau \quad (31)$$

$$a_1^{1/4} K (N_3 N_1 a_3) - 3 a_1 b_3 \quad (32)$$

$$\frac{2}{2}$$

$$- a_1^{1/2} N_1 K b_3 + 3 a_1 a_3 \quad (33)$$

$$\frac{2}{2}$$

En la tablas se muestran los valores de estas constantes en función del coeficiente de llenado K. En base a esto, es posible definir cualquiera de las curvas Z. En las figuras, se muestra la curva Z para coeficientes de llenado K = 0.5 y 1 respectivamente; en estas se puede observar que a mayor valor de K menor es la amplitud de Z, dando como resultado menor amortiguamiento y desfaseamiento de la marea lagunar.

Una vez determinadas las curvas Z, es posible calcular el desfaseamiento entre las pleamares (ξ), la semi amplitud ab , la velocidad media máxima que se presenta en el canal de comunicación (V_m) y el prisma de marea (Ω).

Por lo que respecta a la semi amplitud de la marea lagunar, recuérdese que los máximos y mínimos niveles, corresponden a $Z = 0$; para $\phi = 0$ y $\phi = \pi$, ya que $H_o = H_b$. H_o se define como:

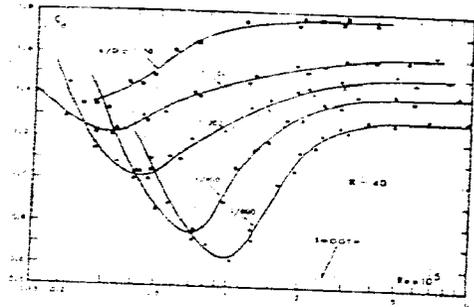
$$H_o = \text{Sen } (\phi - \tau) \quad \text{y como } \phi = \pi$$

$$H_o = \text{Sen } (\pi - \tau)$$

$$H_o = \text{Sen } \tau$$

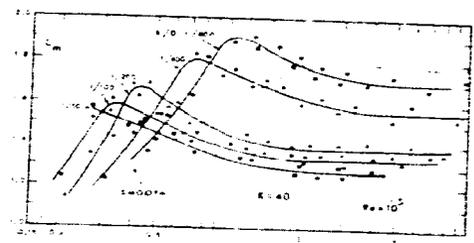
Por lo tanto:

$$H_b = \text{Sen } \tau$$



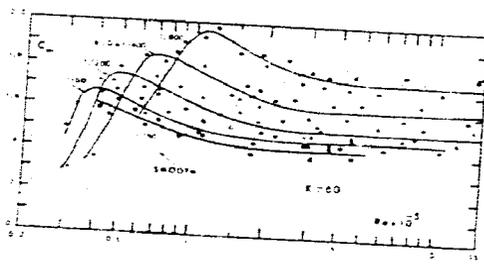
K=40

C_L



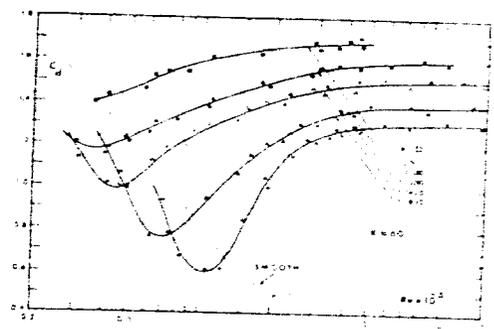
K=40

C_m



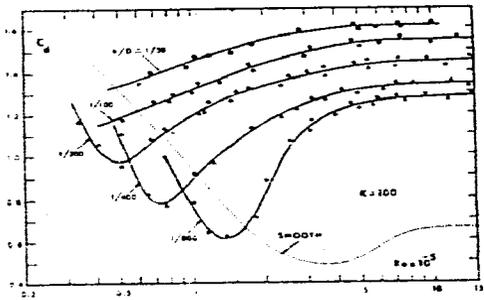
K=60

C_L

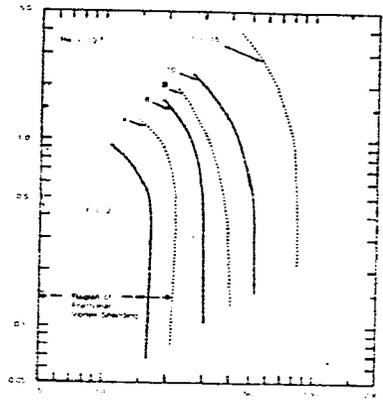


K=60

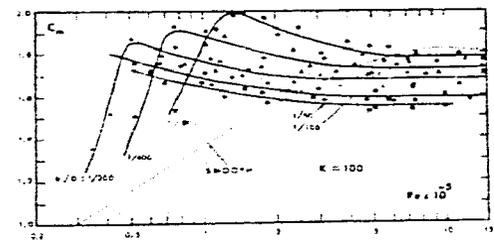
C_m



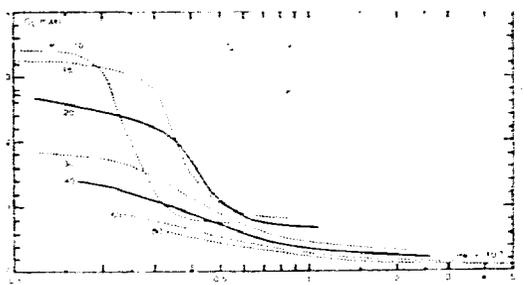
K=100 Cd



$f = f(Re, K)$
 f = f(Re, K)
 f = f(Re, K)



K=100 Km



K = f(Re, K)

Además

$$\eta b$$

$$a_0 = Hb$$

Por lo que:

$$\eta b_{(max)} = ab = a_0 \text{ Sen } \tau \dots\dots\dots(34)$$

Como τ puede relacionarse con el valor de K, la fig. indica la relación ab/a_0 obtenida a partir de la columna Sen τ .

La siguiente cuestión es evaluar el desfase ξ . La pleamar en el océano se presenta en ϕ_0 :

$$\phi_0 = (\pi/2) + \tau$$

La pleamar en la laguna ocurre cuando:

$$\phi b = \pi$$

Por lo tanto el desfase es:

$$\xi = \phi b - \phi_0$$

$$\xi = \pi - (\pi/2) - \tau$$

$$\xi = (\pi/2) - \tau \dots\dots\dots(39)$$

De la misma manera, para cada valor de K corresponderá un determinado retraso de la marea ξ

Para el prisma de marea se tiene que, si se relaciona a Q_m con el máximo flujo de descarga del canal durante medio ciclo de marea, entonces:

$$Q_m = A_c V_m$$

Como el prisma de marea es la integral de :

$$\Omega'' = A_c \int_0^{T/2} V dt$$

De la ecuación se observa que:

$$V = (Z)^{1/2}$$

Por lo tanto:

$$Vm = (Z) m^{1/2}$$

Ahora:

$$(Qm \div \Omega'') = (Ac (Z) m^{1/2} \div Ac \int_0^R Z^{1/2} dt)$$

Siendo:

$$2\pi dt = T d\phi$$

$$T Qm = (Z)^{1/2} m$$

$$\frac{T Qm}{2\pi \Omega''} = \frac{(Z)^{1/2} m}{Ac \int_0^R Z^{1/2} dt} = C$$

Donde:

$$C = 1 - (4 N_3 \div 3 N_1) + 8 \div (1-9 a_3) b_3^2 - (2 \div 3) a_3 \dots\dots\dots (40)$$

También, el prisma de marea puede ser evaluado como se definió, solo que tomando en cuenta únicamente medio ciclo de marea:

$$\Omega'' = Ab ab$$

Siendo:

$$ab = ao \text{ Sen } \tau$$

Se tiene que

$$\Omega'' = Ab ao \text{ Sen } \tau \dots\dots\dots (41)$$

Para la velocidad máxima:

$$Vm = (Qm \div Ac) = (C 2\pi \Omega'' \div T Ac) = C 2\pi ((Ab ao \text{ Sen } \tau) \div (T Ac))$$

Haciendo:

$$V''m = C \text{ Sen } \tau \dots\dots\dots(42)$$

Donde $V''m$ es la velocidad media máxima adimensional relacionada con K , de lo anterior se tiene que la velocidad media máxima en la boca es:

$$Vm = V''m (2\pi Ab a_0) : (T Ac) \dots\dots\dots(43)$$

III.1.1 APORTACIONES AL MÉTODO DE KEULEGAN

En el punto anterior se explico en forma general el planteamiento matemático realizado por G.H. Keulegan en 1967. En esta parte del tema se muestra en forma muy breve las aportaciones realizadas por M. A. Sánchez Angulo en 1988.

Las limitantes del planteamiento efectuado por Keulegan son principalmente:

- a) La curva de marea en el mar se considero senoidal
- b) No existen aportaciones superficiales al vaso
- c) Comunicación solo entre el mar y un vaso
- d) Coeficiente de llenado K constante
- e) Perdidas por fricción estimadas para un régimen permanente

Sánchez Angulo llego a soluciones similares a las de Keulegan resueltas para:

- a) Perfil de marea diurno o de cualquier otro tipo
- b) Aportaciones de agua continental constantes
- c) Sistemas de dos vasos en serie
- d) Coeficiente de llenado K uniformemente variado
- e) Ecuación de almacenamiento que incluye el termino de inercia

la solución numérica que empleo fue la de una ecuación diferencial de almacenamiento, que a diferencia del primer autor, no desarrollo un método de solución analítica, sino que se auxilio del método de diferencias finitas.

La comprobación de la solución planteada por S. Angulo se baso en la comparación de resultados para el caso de una onda de marea senoidal.

Sustituyendo a las ecuaciones (14) y (15) del punto anterior por una sola en términos de diferencias adelantadas en el tiempo, por medio de las series de Taylor se obtuvo la siguiente expresión:

$$(Hb_{(n+1)} + Hb_{(n)}) \div (\Delta\phi) = \text{SGN} (Hb_{(n)} - Hb_{(n)}) K (Hb_{(n)} - Hb_{(n)})^{1/2}$$

Donde la función SGN (X) (Signo de X), toma los siguientes valores:

$X > 0$	$\text{SGN} (X) = 1$
$X = 0$	$\text{SGN} (X) = 0$
$X < 0$	$\text{SGN} (X) = -1$

Una vez comprobada la eficacia del método, realizó curvas similares empleando una onda de marea del tipo diurno, encontrando diferencias substanciales en comparación a las gráficas de Keulegan. Por ejemplo, las velocidades superan grandemente a las obtenidas con una onda de marea senoidal y además, se encuentra que éstas son distintas en el flujo y reflujos para valores de K entre 0.03 y 2.0, siendo mayores en el reflujos. Esto es debido a que una marea diurna, produce niveles muy superiores a los provocados por una marea senoidal.

Otra aportación es que no considera al coeficiente de llenado K como una constante, Recordando como se obtiene este parámetro:

$$K = ((T A c) \div (2 \pi H o A b)) ((2 g H o) \div (k e n + k o x + \lambda L / R) ^ { 1 / 2 }$$

Como puede verse, los valores del área de la laguna, área de la sección transversal del canal y consecuentemente el radio hidráulico, no permanecen constantes a través del tiempo, provocando que existan diferentes valores del coeficiente K.

Lo anterior, obliga a realizar mediciones de campo, a fin de conocer como varía el área de la laguna (Ab) respecto a los ciclos de marea. No es recomendable estimar esta variación de un plano topohidrográfico, como en él no se conoce el área de influencia de una boca, es necesaria la instalación de limnigrafos distribuidos en el vaso, a fin de correlacionar curvas batimétricas y niveles de marea.

Conforme a lo antes mencionado, se pueden presentar dos condiciones. La primera es cuando esta área Ab varía mas rápidamente que Ac. La segunda es el caso inverso. Por lo que K será:

$$\overline{K} = K : (1 + (\eta b / H_o) VAR)$$

Donde:

$$VAR = vab \div vac$$

vab = Variación del área de la laguna en L^2 / T

vac = Variación del área del canal en L^2 / T

De lo anterior, se concluye que se tendrán curvas de \overline{K} para diferentes "VAR".

La siguiente hipótesis simplificativa superada, es la referente a los escurrimientos provenientes del continente. S. Angulo, introduce en la ecuación de continuidad un término que involucra una aportación constante al vaso:

$$Ab (d \eta b \div d t) = Ac V + Q$$

La cual al combinarla con la ecuación hidrodinámica, llega a la siguiente ecuación de llenado:

$$(d Hb \div d t) = SGN (H_o - Hb) K (H_o - Hb)^{1/2} + kQ$$

Donde:

$$kQ = T Q : (2 \pi H_o Ab)$$

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Las ecuaciones anteriores consideran una onda de marea senoidal y en base a ellas, se obtienen varias figuras.

Respecto al término de inercia (fuerza que se opone a todo cambio de velocidad), Keulegan lo estima despreciable, ya que la velocidad varía muy lentamente en el canal.

S. Angulo considera que en el análisis de las fuerzas actuantes sobre la partícula del agua y la aceleración resultante, se obtiene la siguiente ecuación:

$$(d H_b + d \phi) = K (H_o - H_b - \zeta (d^2 H_b + d \phi^2))^{1/2}$$

Donde el termino:

$$\zeta (d^2 H_b + d \phi^2)$$

Es precisamente el correspondiente a la aceleración local. ζ puede evaluarse mediante la siguiente expresión:

$$\zeta = (2\pi / T)^2 (L A_b + g A_c)$$

Al considerar el término de inercia con una onda de marea senoidal, genero gráficas.

Por ultimo S. Angulo, resuelve el sistema de ecuaciones para vasos en serie, conectados a través de un segundo canal. En las que relaciona el coeficiente de llenado del primer canal (K_1) con el del segundo (K_2) para ciertos valores de A_{b2} / A_{b1} .

Como puede verse, existe una gran variedad de parámetros inmersos en el comportamiento hidráulico de una laguna, por ello S. Angulo elaboró un programa de computadora en lenguaje Basic para la elaboración de gráficas del tipo Keulegan, donde puede ser analizada cualquier tipo de marea, o bien, introducir las características de un problema en especial y así obtener los niveles máximos y mínimos de marea en la laguna analizada, así como, las velocidades máximas que pueden esperarse durante el flujo y el refluo en el (o los) canal (canales) de comunicación.

Una de las limitantes del método analítico empleado por Keulegan, es el de considerar al nivel medio en el mar igual al medio de la laguna, lo cual nunca es cierto, sin embargo al hacer intervenir una onda de marea no senoidal en el programa de computadora y ser corrido en varios ciclos se elimina dicho error.

la tesis de S. Angulo no menciona la comprobación de las gráficas en función de mediciones de campo, por lo que al igual que todos los métodos matemáticos, los resultados deberán ser tomados con cierta reserva.

III.2.- MODELO MATEMÁTICO DE PROPAGACIÓN DE MAREAS EN LAGUNAS COSTERAS

Los modelos matemáticos usados en la simulación de fenómenos hidráulicos, pueden clasificarse en tridimensionales, bidimensionales y unidimensionales. Es tridimensional cuando las características del flujo varían en el espacio, o sea que los gradientes de velocidad y/o presión, existen en las tres dimensiones. Es bidimensional cuando las características del flujo son idénticas sobre una familia de planos paralelos, no habiendo componentes en la dirección perpendicular a dichos planos, o bien ellas permanecen constantes; es decir, que el flujo tiene gradientes de velocidad o de presión (o ambos) en dos direcciones únicamente. Es unidimensional cuando las características del flujo, varían de acuerdo a la función del tiempo y de una coordenada curvilínea en el espacio, usualmente es la distancia medida a lo largo del eje del flujo.

El movimiento de un flujo real no puede ser completamente unidimensional, debido al efecto de la viscosidad, y a que la velocidad en la frontera sólida es igual a cero, sin embargo, considerando los valores medios de las características del flujo en cada sección, se puede analizar unidimensionalmente.

A pesar de que los modelos matemáticos datan desde tiempos inmemorables, es la aparición y perfeccionamiento incesante de las computadoras, así como el uso de métodos numéricos que permiten resolver aproximadamente las ecuaciones que no tienen una solución analítica, los que han conducido a una transformación de la ciencia en general. Se ha cambiado la tecnología de la investigación científica, aumentando inmensamente las posibilidades de los estudios teóricos - prácticos, el pronóstico de procesos complejos y de la proyección de las construcciones de ingeniería. Con el uso de modelos numéricos, ha sido posible resolver problemas hidráulicos de flujos no permanentes, tales como el tránsito de avenidas, cámaras de oscilación, planicies de inundación, golpe de ariete, propagación de la onda de la marea y difusión de contaminantes entre otros.

Este método es especialmente adecuado para el estudio de cada caso en particular y más o menos eficaz en estudios de validez general, en los que el fenómeno es descrito, siendo por lo tanto, un instrumento valioso para el ingeniero proyectista y mas o menos valioso para el investigador.

La solución al problema de la propagación de la onda de marea en estuarios y lagunas costeras, ha tenido un rápido desarrollo en estas últimas décadas, debido a que la herramienta matemática y los procesadores, permiten considerar elementos que no eran posibles de incluir en los esquemas analíticos como el de Keulegan.

El M.C. Arturo B. Juárez León en su tesis de maestría, desarrolló un modelo matemático bidimensional para el análisis hidrodinámico de las lagunas costeras, empleando el método de diferencias finitas en una malla regular.

La ventaja que ofrece este modelo es que permite considerar los siguientes aspectos:

- ⇒ La existencia de varias bocas y la interrelación de éstas, en el sentido hidráulico
- ⇒ Aportes continentales no permanentes, determinados por una gráfica
- ⇒ Cálculo de los niveles y vectores de velocidad en cualquier punto de la laguna, en función de la batimetría interior y de cualquier tipo de onda de marea.

La principal desventaja es la gran capacidad de memoria requerida en el equipo de cómputo, la cual es parcialmente inutilizada en la cuadrícula de la zona de tierra que circunscriben a la laguna y que son parte de la malla general planteada para el análisis.

Como todo modelo, debe pasar por la etapa de calibración, la cual requiere de mediciones de campo, referentes a los niveles y velocidades en distintos puntos del interior del cuerpo de agua, así como a la entrada y salida de cada uno de los canales de comunicación en forma simultánea y de ser posible la medición de elementos complementarios como viento, precipitación, evaporación y gastos de afluentes principalmente.

Con estos elementos puede correrse el programa y ser calibrado en base a un solo parámetro: el coeficiente de fricción, en función de las velocidades y niveles medidos, en campo.

III.3.- RASGOS ESTRUCTURALES

Las estructuras costeras deben diseñarse para satisfacer un número de criterios que en algunas ocasiones son conflictivos, deben incluirse la estabilidad estructural, el desempeño funcional, el impacto ambiental (En nuestro tiempo, el requisito de impacto ambiental es de suma importancia, ya que si todos nuestros cálculos para la estabilidad y funcionalidad son adecuados para la formación de un puerto, y en el caso de no obtener el permiso correspondiente de Impacto Ambiental, toda nuestra obra en proceso podría cancelarse), el ciclo de vida de la costa, y las diversas tareas que integran el desafío para lograr la estabilidad. Los criterios estructurales de estabilidad son más frecuentemente constatables desde el punto de vista de las condiciones extremas que una estructura costera debe sobrevivir sin llegar a presentarse un daño importante. Las condiciones incluyen comúnmente las de algún tipo de ola con alguna frecuencia.

El tiempo de vida de la estructura debe ser en promedio, de 50 o 100 años dentro de las condiciones y se puede presentar un suceso sísmico (un sismo o en algunos casos un tsunami aunque son escasos en las costas de la república mexicana), un cambio en la profundidad de las aguas, o el impacto de una embarcación grande. En el alcance al cual está la supervivencia, los criterios pueden estar limitados, ya que esto también influye y de manera importante, en el costo reductor de la construcción. El análisis puede probar que los costos por mantenimiento son más caros que la misma obra, por lo que se deben tomar en cuenta para una mejor elección de la obra a construirse.

Los criterios funcionales de desempeño, son constatables desde el punto de vista del efecto deseado de la estructura sobre el ambiente cercano, o de su función a la cual fue destinada. Por ejemplo, para una escollera los criterios de desempeño destinados para proteger un puerto en su sotavento, deberían ser constatables desde el punto de vista de la ola más extrema en el área del puerto; es entonces cuando los criterios para el diseño de la escollera son tomados en cuenta. El costo alto de la construcción de la mayoría de las estructuras costeras requiere que vida y análisis de riesgo - costeo, sea una parte integral del diseño.

La altura de la ola, comúnmente derivada del análisis estadístico de mapas sinópticos de tiempo u otros datos históricos para representar las condiciones de ola en un suceso extremo, es la altura significativa de la ola. Con esta altura se diseña la protección que le dará el acceso al puerto.

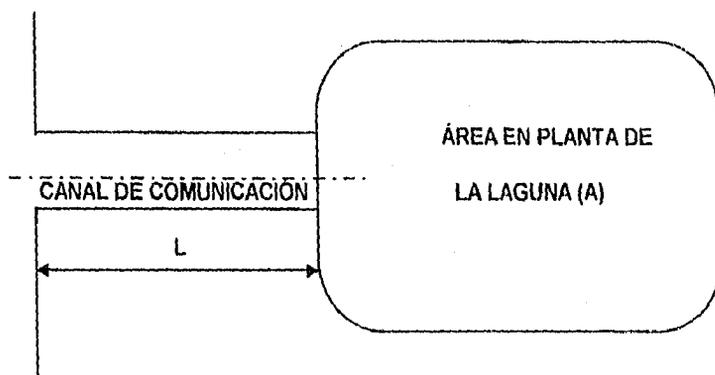
III.4.- MÉTODO DE ESCOFFIER

El método de Escoffier, consiste en encontrar el área crítica o área de estabilidad del canal que es aquella que mantiene un equilibrio entre las erosiones causadas por las corrientes de marea, los depósitos ocasionados al reducirse estas corrientes y predominar el oleaje. Para lograr lo anterior, se apoya en el modelo propuesto por Keulegan.

Keulegan hizo un planteamiento, combinando las ecuaciones hidrodinámicas y de continuidad, hasta llegar a la ecuación diferencial de llenado que es la que rige las variaciones del nivel del agua en el vaso, para lo cual asumió las siguientes simplificaciones:

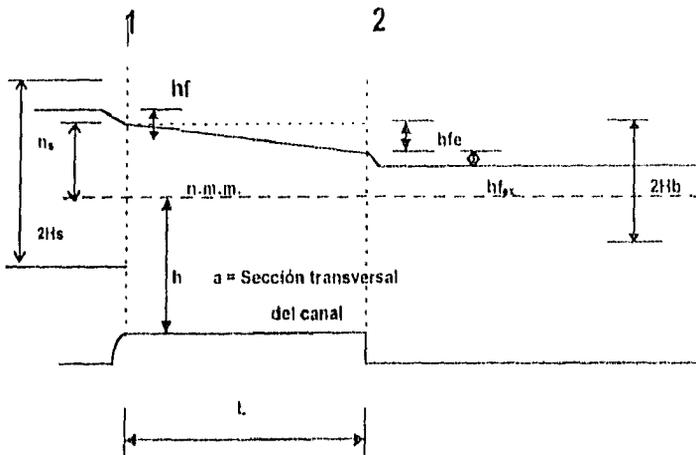
1. La propagación de la marea en el cuerpo de agua interior, es uniforme en todos los puntos.
2. El acceso litoral tiene una sección transversal prismática.
3. Las oscilaciones del nivel del agua en el mar, están dadas por una onda senoidal.
4. No existen aportaciones superficiales al vaso.
5. En el canal de comunicación, la profundidad es varias veces mayor a la amplitud de marea.
6. No se presentan corrientes de densidad.

En la figura 3.3 y 3.4 se muestra la esquematización del modelo de Keulegan.



PLANTA

fig. 3.3



PERFIL

fig. 3.4

Finalmente se define el coeficiente de llenado (K) como:

$$K = (T \div (2 H_s \pi)) (a \div A) ((2 g H_s) \div (K_{en} + K_{ex} + W L/R))^{1/2}$$

$$K = ((T A c) \div (2 \pi H_o A b)) ((2 g H_o) \div (k_{en} + k_{ex} + \lambda L/R))^{1/2}$$

Donde:

- A; Ab Es el área de la superficie libre del cuerpo de agua (m²)
- a; Ac Es el área de la sección transversal del canal (m²)
- g Es la aceleración de la gravedad (9.81 m/seg²)
- H Es la profundidad de desplante del canal al N.B.M.
- Hs; Ho Es la amplitud de marea en el mar (m)
- K Es el coeficiente de llenado de Keulegan
- K_{en} Es el coeficiente de pérdidas por entrada al canal
- K_{ex} Es el coeficiente de pérdidas por salida del canal

- L Es la longitud del canal de comunicación (m)
- R Es el radio hidráulico del canal de comunicación (m)
- T Es el periodo de la marea (seg)
- W; λ Es el coeficiente de fricción de Weisbach.

La Velocidad Media Máxima es entonces:

$$V_{max} = \left(\frac{2 H_s \pi A}{T a} \right)^{1/2} (V'm)$$

Donde (V'm) es la velocidad Máxima Adimensional a partir del coeficiente de llenado (K). Es posible conocer también la amplitud de marea en el vaso (Hb) y el desfaseamiento (SEN θ)

Algunos puntos que se deben considerar al aplicar el método de Keulegan son los siguientes:

- a) COEFICIENTE DE FRICCIÓN.- El coeficiente de fricción de la formula de Weisbach (W), se relaciona con el coeficiente de rugosidad (n) de la formula de Manning de la siguiente manera:

$$W = \left(\frac{n^2 2 a}{R} \right)^{1/3}$$

y con el coeficiente de Chezy (CHZ) de la manera:

$$W = 2 g + CHZ^2$$

- b) PÉRDIDAS LOCALES.- En el caso de flujo entrando en el canal, se tienen pérdidas de carga cuyo valor no es significativo, especialmente si la sección de entrada al canal está en transición. Para flujo saliendo del canal, ocurre mucha disipación de energía, debido a la turbulencia libre; después de que el fluido sale del canal e ingresa al cuerpo de agua, el total de la energía cinética es disipada, de esta forma $K_{ex} = m$, donde (m) es un coeficiente resultante debido a la distribución de velocidades en el perfil.

Figura 5.- Variación de Hb/Hs con el coeficiente de llenado, K , de Keulegan. Solución de Keulegan y numérica.

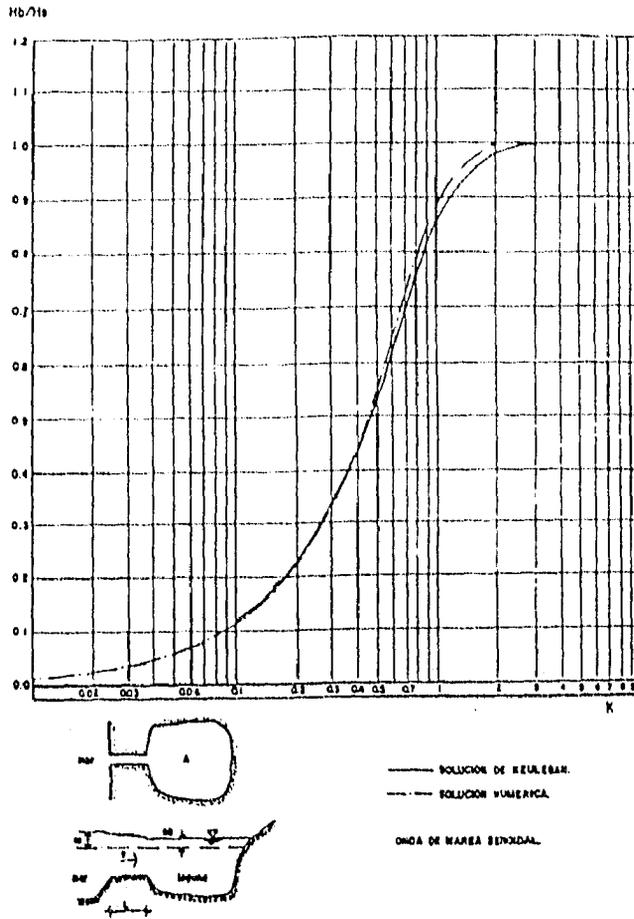
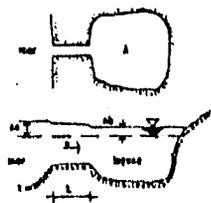
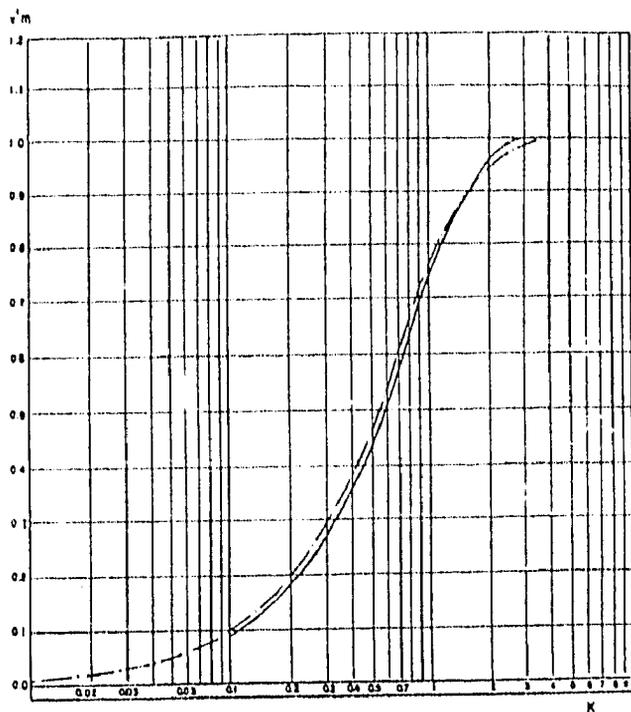


Figura Variación de la velocidad máxima adimensional con el coeficiente de llenado, K , de Keulegan. Solución de Keulegan y numérica.



— SOLUCION DE KEULEGAN.
 - - - SOLUCION NUMERICA.
 ORCA SENONCAL.

Según Mei, Ippen y Lui (1974) el valor máximo de $(K_{on} + K_{or})$ no sobrepasa 2.8 ; un valor medio de $(K_{on} + K_{or})$ es de 1.25

PROCEDIMIENTO DE ANÁLISIS

El procedimiento de análisis con el criterio descrito es el siguiente:

1. Para un área se determina su coeficiente de llenado (K)
2. Con el coeficiente de llenado y en base a las gráficas de Keulegan, se obtienen los valores de $(V'm)$ y (Hb/Hs) necesarios para determinar la velocidad Media Máxima (V_{max}) , el prisma de marea $(PM (\Omega))$ y el Gasto Máximo (Q_{max}) .
3. Se elabora una gráfica cuyas abscisas son el área propuesta y las ordenadas, la Velocidad Media Máxima obtenida.
4. Se propone una nueva área, mayor o menor que la anterior a la que se aplican nuevamente los pasos 2 y 3, ya descritos.
5. Se obtiene para cada valor del área propuesta una (V_{max}) respectiva; un nuevo punto para la gráfica.
6. Al unir los puntos obtenidos, se logra una curva tal que para la velocidad Media Máxima maxímorum , existirá un área crítica o de estabilidad, de manera que para cualquier incremento del área, aumente la Velocidad Máxima Adimensional y resulte una tendencia a la erosión o bien cualquier disminución del área tienda a reducir las velocidades y resulte una tendencia al azolve. La parte derecha de la curva es estable y la izquierda inestable. Así para fines de proyecto, el área crítica deberá ser el área de proyecto.

III.5.- MÉTODO DE BRUUN

Este criterio consiste en determinar un área estable que propicie un funcionamiento hidráulico adecuado y que depende del cumplimiento de una serie de relaciones de estabilidad, las cuales tienen por objeto conocer la situación existente o que puede presentarse en una boca: indicando el grado de estabilidad, la forma de paso del material de un lado a otro del acceso y la capacidad de autoconservación del canal.

GRADO DE ESTABILIDAD

La relación que da el mejor índice, es la establecida entre el Prisma de Marea (PM(Ω)) y el Acarreo Litoral Neto (Mn); así tenemos que si

PM / Mn < 100 Existirá una gran tendencia a la formación de bajos y la capacidad de autodragado de las corrientes de marea será muy baja, de hecho esta situación creará una tendencia a la divagación e inclusive bifurcación del canal disminuyendo, en consecuencia, la eficiencia hidráulica de la sección.

PM / Mn > 150 a 200 El grado de estabilidad es aceptable, siendo óptimo cuando el valor es superior a 300

El prisma de Marea (PM), que es el volumen en el vaso comprendido entre el nivel de mareas bajas y de mareas altas (marea viva), se obtiene a partir de la expresión siguiente, cuyas variables fueron definidas anteriormente.

$$PM = 2 H_s A (H_b / H_s)$$

Así mismo, el Transporte Litoral Neto (MN), se obtiene del análisis realizado del mismo: también es necesario considerar el efecto que tendrán las escolleras en este aspecto, ya que en términos generales, se estima que las escolleras pueden reducir en un 33 % el material que entra a las bocas.

El cociente (PM / Mn) proporciona también un criterio para la selección del Esfuerzo Cortante de Estabilidad (Zs) .

SI:	ENTONCES:
$(PM / Mn) \geq 600$	$Zs (Kg. / m^2) = 0.46$
$150 < (PM / Mn) < 600$	$Zs (Kg. / m^2) = 0.50$
$(PM / Mn) \leq 600$	$Zs (Kg. / m^2) = 0.51$

FORMA DE PASO DEL MATERIAL.

En la naturaleza, se observan dos formas típicas de paso del material de un lado a otro de la boca:

- Paso por Barra:** 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.
- Paso por Corrientes de Marea:** Como medio de transporte, el material es arrastrado hacia el canal por las corrientes que entran y regresan al mar, del otro lado de la boca, con las que salen. Estas condiciones son en extremo favorables, siempre y cuando las características del canal sean tales que no se produzcan depósitos en su extremo inferior.

La forma de paso está determinada, según Bruun, por la relación entre el Gasto Máximo (Q_{max}) y el acarreo litoral Neto (Mn), Donde:

$$r = (Mn \div Q_{max})$$

- 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.

El Gasto Máximo (Q_{max}) durante una fase de marea, se obtiene de la relación entre el prisma de marea (PM) y el Periodo en Flujo (Tf):

$$Q_{max} = PM \div Tf$$

CAPACIDAD DE AUTOCONSERVACIÓN DEL CANAL.

El análisis de esta capacidad, puede hacerse tomando en cuenta diversas relaciones: para nuestro caso consideraremos la relación entre esfuerzos cortantes, dada por:

$$0.8 < (Z \div Zs) < 1.2$$

Donde:

Z Es el esfuerzo cortante que se produce en el canal definido por:

$$Z = P_{esp} (V_{max} \div CHZ)^2$$

P_{esp} Es el peso específico del agua de mar; para este caso se considera de 1.030 Kg. / m³

CHZ Es el coeficiente de Chezy definido por

$$CHZ = 30 + 5 \text{ Log } (a)$$

Z Es el esfuerzo cortante de estabilidad, puede interpretarse como el valor para el cual no hay problema de movimiento o como aquel para el cual, el material que entra por la sección considerada, es igual al que sale de ellas.

III.6.- ESTRUCTURA DESIGNADA

Para la designación de una estructura que pueda estabilizar la entrada a una laguna (boca), es necesario realizar los estudios anteriores y a su vez los cálculos necesarios para lograr un buen equilibrio en la zona de control; en este capítulo veremos algunas de las maneras en las cuales podemos obtener una manera efectiva de realizar una buena estabilidad en el proyecto que estemos revisando o elaborando, esto es solamente una guía de lo que se puede hacer para la estabilización, cabe hacer hincapié en que es necesario hacer varios cálculos, tanto de factibilidad económica, como de seguridad, para lograr un buen proyecto.

Dentro de los puntos que analizaré en este trabajo, se encuentran las escolleras, vertederos en escolleras, rompeolas paralelos a la costa; cabe destacar que dentro de una buena estabilidad, está el buen manejo del mantenimiento de la entrada; por eso, también mencionaré algunos puntos acerca del dragado del canal.

El aprovechamiento de una laguna, ya sea como vía navegable, fuente de alimentación o elemento de promoción turística, depende grandemente de la situación y comportamiento de su boca, para que el hombre pueda aprovechar al máximo y satisfaga sus necesidades primordiales de alimentación. Generalmente en una boca formada en costas constituidas principalmente de arena, la estabilidad natural, no se da en forma tal que se pueda aprovechar, por eso el hombre se ha visto en la necesidad de estudiar el mar para lograr aprovechar esta fuente de inmensos recursos para la misma humanidad, ya sea para recreo ó para transporte de materiales para la importación o exportación de recursos y pesca.

III.6.1.- GENERALIDADES

Previo al diseño de cualquiera de estas obras o sistemas, es necesario realizar estudios para ver el transporte de sedimentos, tanto a lo largo de la costa como en la boca, los cuales pueden ser investigados mediante batimetría, uso de trazadores o sobre la base de estudios de larga duración (fosas y/o espigones de prueba), conjuntamente con campañas de medición de oleaje y corrientes. Esto puede ser un trabajo muy arduo, pero tal vez pequeño en comparación con los trabajos de mantenimiento.

Los estudios en modelos hidráulicos de fondo móvil o semimóvil, serán de utilidad para proporcionar una información cualitativa, útil para comparaciones, pero la evaluación de la estabilidad aún sería difícil. La mejor aproximación obviamente sería el uso de modelos a escala 1:1 comparando el caso bajo estudio con otros resultados anteriores; pero las comparaciones sólo podrían hacerse si las condiciones en dichos casos son en realidad conocidas con suficiente detalle para hacer correlaciones confiables. Esto requiere del conocimiento de los detalles sobre la distribución del flujo, del oleaje y del arrastre del material.

Algo que no se debe menospreciar, es la capacidad natural de autodragado del canal de comunicación, al combinarse las fuerzas tractivas del oleaje y de las corrientes.

III.6.2.- ESCOLLERAS

Las escolleras son estructuras que impiden el paso y acumulación de sedimentos a la desembocadura de un río o en la comunicación de una laguna con el mar, encauzando el flujo y originando un incremento de la velocidad del agua que llega al océano.

Un canal protegido con escolleras, normalmente tiene una sección transversal trapecial con talud a los lados, variando desde 1:1 para terrenos rocosos hasta de 1:5 o más, para terrenos arenosos. El talud normal depende de las características del material y de la distribución de las corrientes.

Las escolleras son los mejoramientos más comúnmente utilizados. Su eficiencia depende sobre todo de su longitud, en relación a la pendiente del fondo, la exposición al oleaje y del acarreo de sedimentos.

Las escolleras pueden ser sencillas o dobles (una o dos); generalmente es cierto que una sola escollera, no es buena medida de protección. Independientemente del número, su efecto es benéfico " aguas arriba " (de la corriente del transporte litoral), pero ocasiona dos problemas aguas abajo:

a) Erosión de la playa.

b) Azolve de la zona de barlovento de la primera escollera (acumulación formada en el lado protegido por la formación de un remolino, en donde se deposita el sedimento), el cual invade el canal de navegación cuando se incrementa el acarreo aguas arriba.

Normalmente no es recomendable construir una sola escollera, a menos que una configuración natural especial de la boca indique hacerlo, pero de éstos hay muy pocos casos.

Desde el punto de vista de la navegación, la construcción de una sola escollera, ha resultado generalmente en canales estrechos indeseables e inseguros en la proximidad de la estructura. Normalmente, se ha requerido dragado de mantenimiento pocos años después de su construcción, necesiándose de la segunda escollera poco después.

Respecto a la protección por medio de dos escolleras, la longitud de éstas es el parámetro más importante. La longitud es a menudo determinada en base a la distribución normal del acarreo, a lo largo del perfil de playa o del transporte originado fuera de la costa, pero esta distribución sería alterada (a menudo en forma considerable) por la presencia de las estructuras.

Los muros de encauzamiento o las escolleras, constituyen una barrera para el acarreo litoral. La retención de dicho acarreo podrá ser parcial, o quizás completa.

En muchos casos, solo una parte del acarreo es retenido y un cierto porcentaje de éste, se transfiere por medio de un "bypass", entendiéndose como tal, a la forma en que el material, después de una pequeña interrupción causada en la boca, por un canal, una escollera, u otro tipo de barrera, continua con su deriva normal a cierta distancia aguas abajo de ésta.

¿Hasta que punto las escolleras van a mejorar el comportamiento del canal de navegación?. Dependerá de la capacidad de las corrientes de la marea para autodragar el canal y mantener la profundidad deseada. El caso ideal, es cuando las corrientes de refluo son las más fuertes, de tal manera que el material es acarreado hacia el mar y depositado en las profundidades del océano, si el fondo mar adentro es muy pronunciado (con mucha pendiente); o bien, es acarreado a lo largo de la costa, si las corrientes exteriores del canal de navegación son lo suficientemente fuertes para llevar el material aguas abajo.

El problema en el primer caso, es que el material no regresa fácilmente hacia la costa y esto ocasiona una fuerte erosión en el lado protegido, por lo que es necesario, alimentar la playa con arena proveniente de bajos fuera de la costa o de cualquier otro sitio, para disminuir temporalmente el problema.

Una configuración especial de la entrada, puede mejorar las posibilidades para un autodragado y acarrear el material hacia aguas abajo. Es indudablemente de gran valor (donde sea posible), el ajustar la configuración de la entrada, sin causar condiciones inaceptables a la navegación en cuanto a su enfilación. Esto puede ser posible en operaciones a escala relativamente pequeñas o en el caso donde la acción del oleaje no sea demasiado severo. La entrada asimétrica, donde la escollera aguas arriba sea más larga que la de aguas abajo, tiene un efecto similar pero de menor cuantía que los accesos con escolleras curvas.

La pregunta que siempre aparece es: ¿en que grado puede ser recomendable o práctico el "impedir" el acarreo?. Si las escolleras tienen una longitud limitada y su extremo está localizado dentro de la profundidad del acarreo normalmente ininterrumpido, las profundidades por fuera de las escolleras deberán ser mantenidas, ya sea por medio de un autodragado natural o artificial. Las escolleras cambian el patrón del acarreo litoral mediante la generación de nuevas formas de movimiento. ¿Hasta que punto, estos factores se extenderán hacia fuera de las costa?. Depende de los cambios que las escolleras ocasionen en el patrón del acarreo a lo largo de ésta, el cual es una función de la acción combinada del oleaje y las corrientes, tomando en consideración los cambios que resulten en la batimetría mar adentro.

Algunos problemas generalmente se presentan cuando la salida del reflujo es violenta y choca con las corrientes litorales, generando con esto, un patrón de corrientes diferente, al mismo tiempo que altera la acción del oleaje local. Conociendo las condiciones hidráulicas y la acción del oleaje, será más fácil combinar estas acciones con el transporte del sedimento.

La influencia de las corrientes litorales, que se encuentran continuamente variando sobre el transporte de sedimentos, es normalmente considerable. Consecuentemente, una predicción exacta por medio de la teoría, no es posible en la etapa del conocimiento actual.

Un procedimiento de optimización de la longitud de las escolleras, consiste en un balance del costo inicial, con el costo requerido para mantener la profundidad suficiente en la parte exterior del extremo de las escolleras por medio de dragado. Esto puede ser teórico o basado en experiencias prácticas, así como comparaciones con casos similares. No pueden darse reglas generales, pero una combinación de la ciencia con la práctica será muy útil.

Respecto a la longitud de las estructuras, deberá considerarse que el incremento de la capacidad de acumulación de las escolleras aguas arriba, significa también un incremento de la erosión aguas abajo. A menudo poco se gana con escolleras de longitudes "excesivas"; lo que se obtiene es una mayor seguridad contra azolvamientos repentinos, pero este beneficio

puede obtenerse de otras maneras, por ejemplo, mediante la instalación de trampas cuidadosamente mantenidas.

El establecimiento de la longitud de las escolleras está, por lo tanto, únicamente asociado con la cuestión de la transferencia de los sedimentos o, mejor dicho, que tan cortas pueden ser las escolleras, sin que involucren demasiado riesgo de azolvamiento repentino, que pudieran ser difíciles de afrontar oportunamente.

Hasta ahora, el trazo de la entrada requiere de la consideración de la seguridad en la navegación, así como del acarreo litoral y del "bypass" natural y/o artificial.

Con relación a la navegación, es entendible que una enfilación de frente es preferible a una con inclinación. El grado tolerable para las enfilaciones, depende de las condiciones del oleaje, viento y corrientes. Un ángulo de aproximación de solo unos pocos grados, puede incrementar el calado requerido por la embarcación hasta en un 20% de lo normal, lo cual puede poner en juego la seguridad de la embarcación. Esto depende de las características geométricas del buque comparado con el estado del mar.

Otra restricción sobre las condiciones de navegación, puede ser por colisión entre el oleaje y las corrientes. Como las corrientes máximas normalmente serán del orden de 1 a 5 m/seg., presentándose en el centro del canal, esta colisión no es muy severa, a menos que la profundidad este cercana a la costa en la cual las olas rompen. La presentación de este choque no es muy importante para embarcaciones relativamente grandes, pero pueden afectar su maniobra, particularmente en una corriente de flujo. La relación entre la longitud de la ola y la eslora del buque, es al respecto un parámetro importante. Si la eslora del buque iguala o supera a la longitud de la ola, la importancia del oleaje es relativamente pequeña. Sin embargo las embarcaciones menores entrando por bocas de poca profundidad, pueden tender a deslizarse sobre las olas en dirección de la corriente. Esto puede representar un problema muy severo, si la relación de la profundidad del canal entre la altura de la ola es menor que 2. En la práctica, esto se refiere únicamente a los puertos pesqueros y embarcaciones de recreo.

El hombre ha tratado de darle al flujo, una forma aerodinámica en su paso por la entrada. Los resultados no han sido completamente satisfactorios, por lo que comúnmente se ha tenido que dragar, un ejemplo es en Holanda, el llamado Ymuiden Harbor. En este ejemplo, la parte exterior del puerto, funciona como una trampa para que algo del material se transfiera mediante las corrientes de flujo o reflujos.

Algunas veces en el lado aguas arriba de las escolleras, se les construye un pequeño espolón, que no es sino un pequeño espigón colocado perpendicularmente a la escollera principal para atrapar arena e impedir corrientes de retorno producidas por el oleaje.

III.6.3.- ASPECTOS GENERALES

Se analizará el sistema de bypass por medio de una barra o por las corrientes de marea. Sin embargo, la acción de la naturaleza, no siempre satisface las ambiciones del hombre, por lo que este, aprende a obtener las mejores ventajas que la naturaleza le proporciona. Puesto que cada estructura que se extiende en la costa, el construirla requiere de una barrera parcial o completa para el transporte litoral, es hoy en día considerado como una ley a seguir, en la mayoría de los países desarrollados que esta barrera deberá "romperse" mediante un sistema de transferencia, el cual comúnmente es denominado "bypass".

Sucede frecuentemente que la naturaleza, proporciona su propio forma de acceso a la laguna y al combinar los esfuerzos, se han encontrado soluciones satisfactorias.

El desarrollo de la navegación durante la última década, ha excedido la capacidad de la naturaleza de tal manera que se han requerido considerables esfuerzos para garantizar la seguridad y operatividad de los accesos, por lo que se han ideado sistemas de transferencia mediante arreglos y equipos.

BYPASS NATURAL

El bypass natural tiene lugar en menor o mayor grado en casi todas las bocas. El autodragado máximo, ocurre durante las mareas vivas y algunas veces durante periodos especiales como los huracanes y avenidas que desembocan a las lagunas. La situación de la boca y su geometría, juegan un papel importante en su eficiencia. Una localización central del canal, comparado con la geometría de la bahía o en relación con los canales de la bahía, es ventajosa.

Es típico que las mejores bocas que se autodragan a menudo, están situadas aguas abajo de un obstáculo, por ejemplo de un promontorio, de una flecha o de un arrecife rocoso, el cual debido a su configuración, puede ser muy útil para permitir el bypass del sedimento.

Un arrecife rocoso puede interceptar el acarreo, debido a la formación de un tómbolo que funciona parcialmente como una flecha y en otras ocasiones funciona como un puente para el sedimento.

Si la naturaleza no transfiriera la arena a través de las bocas, pasos, canales y accesos en las costas, numerosas formaciones costeras, incluyendo cordones literales, flechas y penínsulas completas, no existirían. Un ejemplo típico de esto, se encuentra en la Florida, la cual se forma de arena acarreada por los ríos y corrientes de los montes Appalachian y transportada hacia el sur, a través de estuarios y bocas hacia su depositación final en la enorme barrera y sistemas de lomeríos que conocemos como la Florida.

Los dos tipos principales de Bypass natural son: el bypass a través de una barra en el mar y el provocado por la acción del flujo de marea. La mayoría de los casos presentan una combinación de estos dos tipos.

Una barra sumergida frente a una boca o entrada de puerto, funcionará normalmente como un "puente", por el cual la arena será acarreada de un lado a otro del acceso. Por lo que es de esperarse que cualquier canal dragado a través de esta barra, estará sujeto a azolvamientos.

El bypass por la acción del flujo de la marea, se presenta cuando los depósitos litorales introducidos por las corrientes de flujo, son expulsados de la boca por las de reflujó, hacia la zona de aguas abajo.

Ambos tipos de bypass incluyen casos con una transferencia irregular de grandes cantidades de material, las cuales se depositan en bajos de arena migratorios y ocasionan cambios en la localización de los canales.

Se puede distinguir entre bocas o accesos, en donde predomine uno u otro tipo de bypass, mediante la siguiente relación:

$$M_{media} / Q_{max} = r$$

En donde:

M_{media} = Transporte litoral medio en yd^3 / año

Q_{max} = Gasto a través de la boca, bajo condiciones de marea viva, en yd^3 / seg.

Si esta relación es grande, el bypass por barra predomina; una relación pequeña indica que las condiciones favorecen para que exista un bypass por flujo de marea.

Se ha observado que bocas con una relación $r < 10$ a 20, tienen un bypass predominantemente por flujo de marea, mientras que bocas con una relación $r > 200$ a 300 tienen un bypass predominantemente por barra

Para que la transferencia pueda o no presentarse, depende de si es o no posible usar el flujo de marea, para acarrear el material en la dirección de aguas abajo; ésto depende, entre otras cosas, de la configuración de la entrada. Las bocas existen en donde las corrientes de marea son capaces de mover los sedimentos, pero las corrientes de reflujo demasiado fuertes desfavorecen a la precipitación del material, ya que el sedimento es expulsado de tal manera que se pierde en el mar.

El bypass del material a través de la barra no es un proceso directo. En la mayoría de los casos, involucra en gran parte la circulación que ocasiona el material del fondo, debido a las corrientes de marea, así como por la acción del oleaje. La extensión y magnitud de la recirculación, depende enormemente de la acción de este último.

Los aspectos de morfología de una barra, no sólo dependen de la relación r , ya que cuando la boca este situada en una costa poco expuesta al oleaje, la configuración de ésta será completamente diferente a la de la situada en playas expuestas. Cuando la acción del oleaje es severa, las barras no llegan a desarrollarse completamente; sin embargo, en las playas no expuestas, llegará a desarrollarse un delta, siempre y cuando haya suficiente volumen de material.

Las posibilidades para el éxito del bypass natural, dependen una vez más del balance entre la cantidad del material que deberá ser acarreado y de la capacidad de transporte de las corrientes y del oleaje (Ω / M_{total}). El resultado se observa en la sección transversal de la

entrada del canal y particularmente en la profundidad de barra. Sin embargo, ambas varían de acuerdo a las condiciones estacionales del clima.

La profundidad sobre la barra, está aparentemente determinada por la combinación de la acción de las corrientes, el oleaje y los sedimentos. En el criterio de Ω / M_{total} , el prisma de marea puede definirse bastante bien, mientras que el transporte litoral total (neto), puede ser difícil de evaluar, debido a la complejidad involucrada.

Una información estadística tiene sus méritos incuestionables, pero su transferencia para otros casos, depende de la disponibilidad de los mismos factores físicos involucrados; sin embargo, esta es la única posibilidad práctica que está disponible hoy en día. Los datos de laboratorio son de una importancia muy limitada. Es debido a la experiencia que se puede decir que el material playero acarreado a la entrada de las bocas, situadas en playas altamente expuestas, es depositado principalmente en bajos de la laguna. En playas menos expuestas, estos, tenderían a permanecer en los bajos de la zona exterior, los cuales tal vez se desarrollen.

La relación Ω / M_{total} como se mencionó anteriormente en la estimación de los grados de estabilidad de una boca, también parece ser un parámetro muy importante para la determinación de la profundidad sobre la barra exterior, donde la acción del oleaje es un parámetro importante. Una indicación de lo que se puede esperar para el caso de bocas pequeñas. El transporte de material hacia la barra depende de la disponibilidad de material y de la característica del oleaje. Sin generalizar, se puede decir que la profundidad sobre la barra, con referencia al Nivel Medio del Mar, puede variar desde αH_s hasta βH_s ($\alpha < \beta$) donde α varía desde casi 0.5 y se incrementa para el caso de condiciones de tormenta, y β puede variar desde casi 1.5 y aumenta dependiendo de la magnitud del arrastre litoral acarreado hacia la barra y de la altura de la ola de tormenta.

Las barras o bajos son generalmente penetrados por uno o más canales, formados por las corrientes de flujo y/o de reflujo. La configuración de estas barras varía por: una acción severa del oleaje que origina barras interrumpidas, mientras que una acción ligera del oleaje origina grandes barras en forma de arco (delta).

Debemos conocer la profundidad sobre la barra exterior en relación al prisma de marea, al acarreo litoral y a la acción del oleaje; sin embargo, debe investigarse mucho más para garantizar una información más exacta sobre las elevaciones de la barra, bajo todas las condiciones existentes.

Esta tabla muestra que no hay una relación entre Ω / M , se deduce que las bocas con un $\Omega / M \leq 60$ tienen bajos o barras de 1 a 3 m. Cuando el $\Omega / M \geq 100$ pero ≤ 150 las profundidades son de 3 a 6 m. Para $\Omega / M \geq 150$, las profundidades son aproximadamente de 5 a 9 m.

III.6.4.- TRANSFERENCIA MEDIANTE ARREGLOS Y EQUIPOS.

En el punto anterior, se trató el aspecto del bypass natural, el cual puede darse por corrientes de marea o mediante el paso por barra; sin embargo, generalmente este último, no es recomendable por razones de navegación y por ello el ingeniero de costas ha planteado soluciones mediante arreglos y equipo.

Cuando existen escolleras en un acceso a marea, representa una barrera parcial o completa para el acarreo litoral, por lo que será necesario establecer un sistema de bypass. La mejor solución al problema de la estabilidad de la boca, es una retención completa del acarreo, prohibiendo que el material entre en ninguna cantidad al canal de navegación o escape, en donde forme un obstáculo, o bien en una transferencia completa del material hacia aguas abajo. Esta última es siempre la solución más cara pero también la mejor, ya que no existirán ni azolves ni erosiones y se restablece el acarreo natural.

Los arreglos y equipos para lograr la transferencia, consisten en sistemas mecánicos, ya sean permanentes o periódicos, los cuales retiran el material de lugares como el canal de navegación, bajos de la laguna y de la barra oceánica, para ser dispuestos en la parte donde no ocasionen problema.

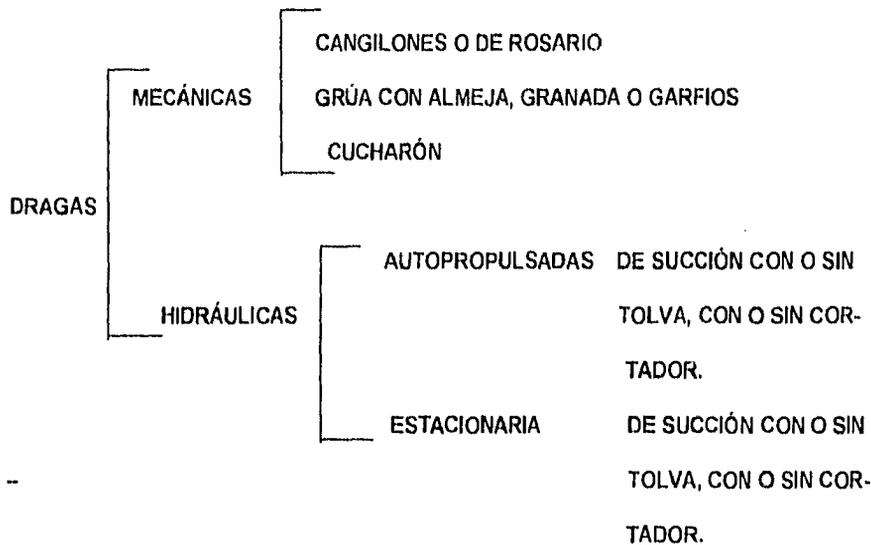
Es posible distinguir entre bypass en canales autodragados y los no autodragados, donde la diferencia se basa únicamente en el hecho de que todos los métodos usados en los canales no autodragados, pueden aplicarse también a los autodragados, mientras que no es posible hacerlo en forma inversa.

En esta tabla se aprecia que los arreglos y equipos pueden clasificarse en periódicos, fijos y especiales.

A) Periódicos.

Los sistemas periódicos son equipos mecánicos y/o hidráulicos para el dragado cuya permanencia en el lugar de operación es temporal.

Las dragas en general pueden clasificarse en:



B) Permanentes.

Los sistemas de dragado permanentes, son equipos mecánicos cuya operación es exclusiva de cada lugar; es decir, las dragas permanecen en un solo acceso, aunque su operación no sea continua a lo largo del año.

Un sistema de bypass permanente, está constituido por: obra de toma o punto de succión del sedimento, la línea de conducción que comunica al lugar de alimentación con las bombas, la línea de descarga que va de las bombas al punto de vertido y por último, la estructura para la disposición final del material.

Con relación al área de extracción, pueden considerarse dos tipos de arreglos: fijos y móviles. Los primeros son aquellos en los que la succión del sedimento, se realiza en un solo lugar; por el contrario, los segundos tienen la facultad de extraer el material dentro de un cierto radio de acción.

Las líneas de conducción, ya sean de alimentación o descarga, pueden ser de tubería de acero o hasta de mangueras flexibles.

Las bombas son del tipo centrífugo horizontal, las cuales generalmente van alojadas en una casa de máquinas, conocida como planta de transferencia, localizada sobre la escollera de aguas arriba.

Respecto a la estructura de vertido, también existen fijas y móviles, estas últimas son ductos sobre pontones cuyo extremo puede estar colocado sobre un cabalote de acero, a fin de elevar el extremo de la tubería y evitar así, el ahogo de la salida del material.

C) Especiales.

Existe otro tipo de arreglo, el cual tiene su planta de transferencia localizada en tierra, ya sea en una casa de bombas o en un vehículo adaptado para tal fin, con lo cual se reemplazan las operaciones con las tuberías flotantes de las dragas; esto, solo es válido para el caso de pequeños accesos, debido a la capacidad de succión de los equipos.

Este sistema consiste de dos bombas centrífugas; la primera es una bomba inyectora denominada "chifón", cuya función es poner en suspensión el sedimento; la segunda es una bomba para "lodos", la cual succiona el sedimento una vez que ha sido levantado del fondo. La succión de la bomba para lodos, está colocada en forma adyacente al chifón y descarga en el lado de aguas abajo de las escolleras.

Una variante de este sistema, se encuentra en *Boca de la Playa México*, Florida, donde la transferencia del material, se hace en el canal de navegación y no de aguas arriba de las escolleras; sin embargo el arreglo de los equipos es el mismo. Los extremos de las líneas son colocados al centro de los criterios A y B a profundidades de -9.15 mts. y -5.03 mts. (N.M.M.) respectivamente. La estación de bombeo consiste en una bomba inyectora de 150 HP y una bomba para lodos de 50 HP, con sus respectivas líneas de entrada, inyección y descarga.

Otro sistema de bypass (derivación ó desvío) muy sencillo se puede realizar mediante una estructura a manera de puente en el lado aguas arriba de una boca para instalar una grúa con almeja para llenar camiones de volteo y así acarrear la arena hacia las playas en el lado de aguas abajo.

III.6.5.- TRAMPAS DE SEDIMENTOS Y DRAGADO DEL CANAL DE NAVEGACIÓN

En el punto anterior, se comentaron algunos sistemas de bypass (derivación ó desvío), sin embargo, el tipo más común de transferencia, se lleva a cabo por medio de trampas (fosas) dragadas en un sitio adecuado dentro del área de acceso, bien sea sobre el canal de navegación o a un lado de ésta.

Por lo general, las fosas son dragadas en la zona donde normalmente se generan los bajos de la laguna. Cuando existe vertedor en algunas de las escolleras, la ubicación de la trampa cambia.

El funcionamiento de las trampas de arena, es mediante la presentación de las condiciones adecuadas para que se facilite la depositación del material en un área en particular. Lo anterior se logra, gracias a que en el lado interno del acceso las fuerzas tractivas del oleaje son mínimas por lo que la capacidad de arrastre decrece grandemente; aunado a esto, la fosa presenta una mayor sección transversal por lo que las velocidades de las corrientes de marea en esta zona también decrece, obligando con ello a la sedimentación de la arena.

Una vez facilitado el azolve en la trampa, se tienen que realizar dragados periódicos de la fosa. Esto hace más económico los trabajos de mantenimiento, ya que en lugar de dragar en toda la longitud del canal de navegación se realizará la transferencia en menor área.

En México, ningún acceso cuenta con un sistema de bypass (derivación ó desvío), ni trampa de arena con mantenimiento regular, sino que se efectúan dragados periódicos de los canales de navegación.

III.6.6.- VERTEDORES EN ESCOLLERAS.

Una escollera "vertedora", difiere de una escollera típica de enrocamiento, debido a que tiene una sección de menor altura que puede servir de entrada para el sedimento; esta sección se localiza del lado del mar a la altura de la inserción de la línea de costa aguas arriba con la escollera; las partes en cada lado de la sección vertedora, generalmente son construidas de la misma forma que las de una escollera típica de enrocamiento.

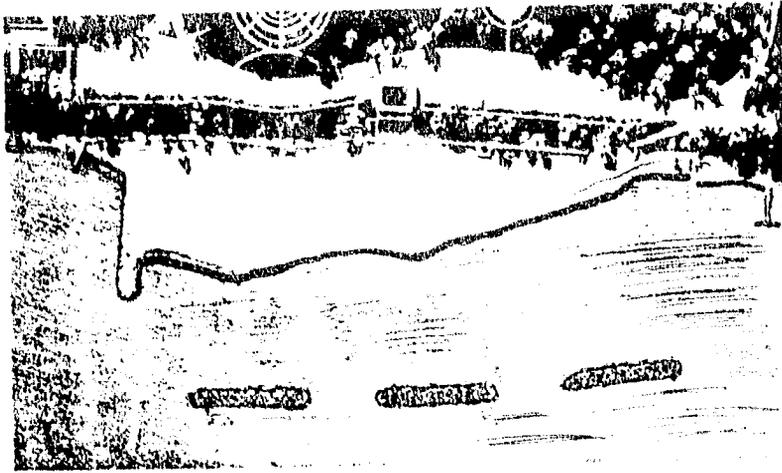
En forma complementaria a la sección de vertido, se draga una fosa para la depositación del material en la parte interior de la boca y en forma adyacente a la sección vertedora de la escollera, esperando que la arena que pasa sobre la escollera, por efecto del oleaje y de las corrientes a lo largo de la costa, se deposite dentro de ésta y de ahí la arena puede removerse por medio de dragas hidráulicas y disponer del sedimento.

Un sistema de bypass (derivación ó desvío), en combinación con una escollera vertedora, compuesta de una planta de transferencia en la zona de tierra, equipada con bombas de chifón y para lodos, cuyos puntos de alimentación están precisamente situados en la trampa ubicada junto al vertedor.

III.6.7.- ROMPEOLAS PARALELOS A LA COSTA

Los rompeolas paralelos a la costa, son estructuras que eliminan o reducen los efectos del oleaje, creando una zona de calma, por lo que en la estabilidad de bocas, tienen aplicación, debido a que pueden usarse como medio para impedir el acarreo litoral, atrapando los sedimentos y formando ellos un émbolo.

Sin embargo, los rompeolas por si solos no favorecen a las corrientes de marea, por lo que se emplean en forma complementaria a las escolleras



POUCO AS PAGES DO LIVRO



ESCRITORES

CAPÍTULO IV.

EJEMPLO DE APLICACIÓN

CARACTERÍSTICAS DEL SISTEMA LAGUNAR.

El sistema lagunar Nichupté, se localiza al noreste de la península de Yucatán, cerca de la ciudad de Cancún, en el estado de Quintana Roo. (Ver figura 4.1)

Este sistema, está integrado por las lagunas Nichupté, Bojorquez, Morales, Caleta y Río Inglés; tiene una superficie aproximada de 49 Km² y un volumen de agua almacenado de 112 millones de m³, referido al nivel medio del mar (N.M.M.). La comunicación con el mar es a través de los canales Cancún y Nizuc, al norte y al sur, respectivamente (Ver figura 4.2)

La problemática general del sistema lagunar es compleja pero se puede reducir a los siguientes puntos.

- 1.- El movimiento de la masa de agua dentro de la laguna es pequeño.
- 2.- Las aportaciones de agua dulce, son mínimas; sus efectos temporales y locales. Esas aportaciones se dan únicamente por el lado oeste de la laguna Nichupté, y no se tienen entradas de agua por el fondo de la laguna.
- 3.- Los vientos juegan un papel importante en la homogenización vertical del agua de la laguna, por medio del oleaje, pero no son de importancia en la homogenización horizontal de la misma, ni tampoco en la generación de corrientes, excepto cuando son muy fuertes los vientos, siendo este efecto temporal.
- 4.- La precipitación y la evaporación del agua tienen poca importancia en la hidrodinámica de la laguna; y son menores a 1/16 del efecto de la marea.
- 5.- La marea aunque de influencia pequeña, es el factor más importante de la hidrodinámica de la laguna, ya que produce un intercambio de agua en cada periodo de 12 a 14 horas, y su efecto es constante en todo el año.

La laguna Bojorquez tiene su equilibrio roto por los dragados, la contaminación excesiva con aguas negras y grises, y elevada eutroficación. La circulación del agua de la laguna está restringida a las corrientes de marea que provienen de Nichupté Norte; la

circulación por viento es mínima aunque puede ser importante en periodos de mal tiempo. Estos dos factores no son suficientes para provocar una renovación adecuada del agua en la laguna, por lo que existen estancamientos semi permanentes en las fosas dragadas.

En la actualidad, la hidrodinámica del sistema lagunar es poco conocida, debido a la carencia de estudios especializados y a que los existentes, son del tipo cualitativo o parciales.

MODELO MATEMÁTICO USADO PARA SIMULAR LA HIDRODINÁMICA DEL SISTEMA LAGUNAR.

Como se mencionó en el inciso anterior, en el sistema lagunar Nichupté, el factor más importante que interviene en su hidrodinámica, son las mareas, por lo que el modelo implementado, solo toma en cuenta ese factor.

Las ecuaciones que describen la hidrodinámica de la laguna, como una consecuencia de la propagación de la onda de marea en su interior, son:

1. La ecuación diferencial de continuidad.

$$(\delta \div \delta t) \eta + (\delta \div \delta x) ((h_0 + \eta) u) + (\delta \div \delta y) ((h_0 + \eta) v) = 0 \dots\dots\dots(1)$$

2.- Las ecuaciones diferenciales de la cantidad de movimiento.

$$(\delta u \div \delta t) - f v = -g (\delta n \div \delta x) - ((g (u^2 + v^2))^h) \div ((c^2 (h_0 + \eta)) u) \dots\dots\dots(2)$$

$$(\delta v \div \delta t) - fu = -g (\delta n \div \delta y) - ((g (u^2 + v^2))^h) \div ((c^2 (h_0 + \eta)) v) \dots\dots\dots(3)$$

MÉTODO DE SOLUCIÓN.

Las ecuaciones diferenciales, se transformaron a un sistema de ecuaciones en diferencias, las cuales se resolvieron mediante el esquema ADI (Dirección Alternada).

Por limitaciones, la malla de discretización del espacio, fue de 40 por 56 cuadros para un total de 2,240. De estos, 789 están dentro de la laguna, el tamaño de cada cuadro del modelo corresponde a uno de 250 metros por lado del prototipo (Fig. 4.3)

Para cumplir con los requerimientos de estabilidad y convergencia, se usó un número de Courant igual a 20, por lo que el incremento de tiempo es igual a :

$$\Delta t = (C_r \cdot k) : (\sqrt{g \cdot h}) = (20 \cdot 250) : (\sqrt{9.81 \cdot 3}) \approx 900 \text{ segundos} \approx 15 \text{ minutos}$$

CONDICIONES INICIALES Y DE FRONTERA

Para obtener la solución de las ecuaciones diferenciales, se requiere especificar las condiciones iniciales y de frontera. En este caso, se tomó como condiciones iniciales una superficie libre del agua horizontal y velocidades iguales a cero en todos los puntos de la malla, ubicados dentro de la laguna; en el siguiente incremento de tiempo, se propagó la onda de marea a través de los canales y por lo tanto, a calcular las alturas y velocidades.

Para minimizar el error producido, el programa es corrido para un tiempo igual a 4 ciclos de marea (48 horas de prototipo).

Como condiciones de frontera se considera, que no hay flujo a través del fondo y las orillas de la laguna, que son conocidos los niveles de agua en cada uno de los accesos a la laguna durante un ciclo marea. Para este fin se utilizaron los datos de las campañas de medición de campo, en la cual se tomaron mediciones de nivel cada hora, en cada una de las secciones de entrada de agua de mar a la laguna y en otros 4 puntos dentro de ella, durante 2 ciclos de marea (24 horas).

En la figura 4.4 se muestra la ubicación de los puntos de medición. La medición de niveles fue hecha mediante reglas de marea, que se usaron como referencia al Nivel Medio del Mar (N.M.M.). En estos, puntos se tomó lectura de los niveles máximos y mínimos cada hora.

La interpretación de estos datos mostró discrepancia hasta de 13 cm, entre diferentes blancos de nivel, por lo cual se requirió efectuar un ajuste.

Cabe aclarar que dada la aproximación con que fueron tomadas las mediciones de velocidad y el corto periodo de las campañas, estos datos tienen limitaciones para ser usados en un análisis generalizado del comportamiento hidrodinámico de la laguna, ya que no están representando las diferentes condiciones del comportamiento de la marea. Sin embargo, estos datos fueron utilizados para hacer un análisis comparativo de velocidades.

La batimetría utilizada para la discretización de la laguna Nichupté fue levantada por FONATUR en 1983, con referencia al Nivel Medio del Mar, el plano está dado a una escala de 1:5000 con curvas batimétricas a cada 50 cm.

CALIBRACIÓN DEL MODELO

El modelo numérico, se alimentó con los datos obtenidos en campo. Los resultados obtenidos de tal simulación, fueron comparados con las mediciones hechas en campo, en los puntos seleccionados para calibración.

En virtud de que en la primera corrida, no existía una buena correlación de datos, que demostrara validez del modelo, el coeficiente de fricción con el fondo, fue el parámetro a calibrar. En este proceso, el coeficiente de fricción, se hizo variar hasta que los niveles del agua obtenidos en el modelo correspondieran a los medidos en el campo.

En la curva de calibración, se distingue que el coeficiente de fricción $n=0.150$, se obtuvo una mejor correlación de datos.

La calibración únicamente se hizo con niveles, por no contar con mediciones simultáneas y confiables de velocidad, en los puntos de calibración de laguna.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

A continuación se analiza y describe el comportamiento hidrodinámico del sistema lagunar Nichupté, debido a la propagación de la onda de marea en su interior.

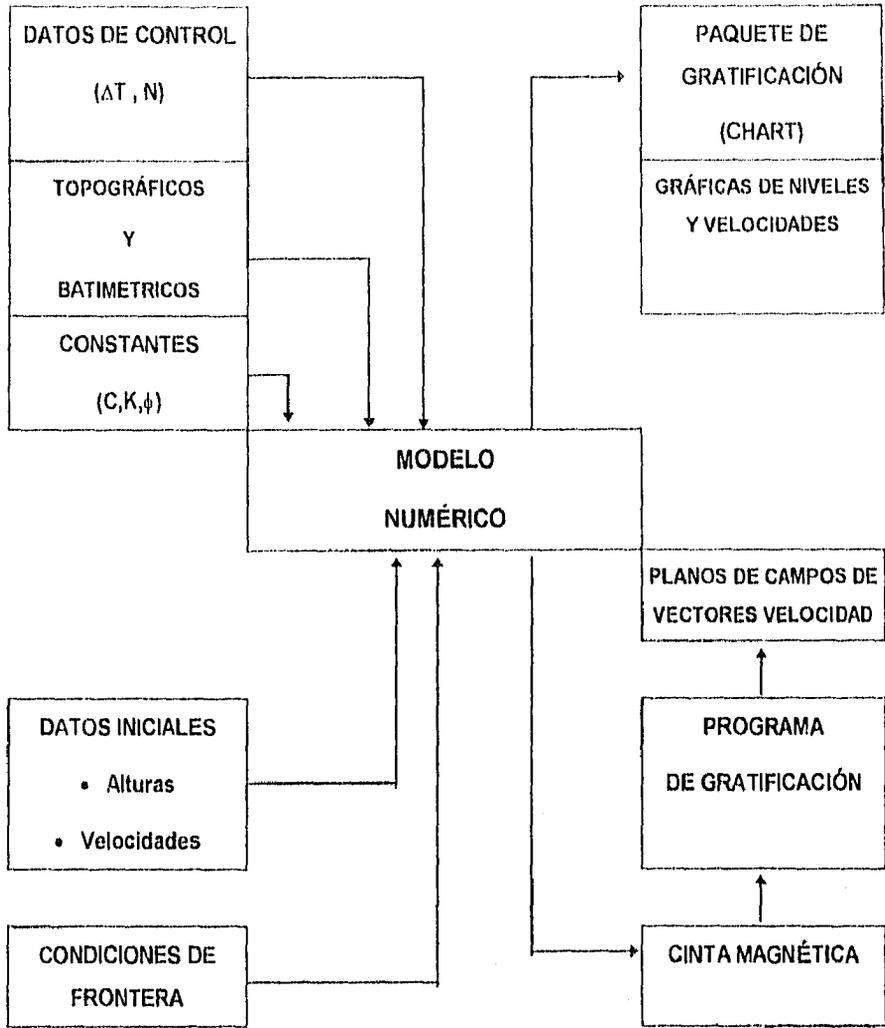
Los resultados obtenidos por medio del sistema de procesamiento de datos, abarca los campos de velocidad y la variación de los niveles dentro del sistema lagunar. Las características de estos datos se presentan a continuación:

a) CAMPO DE VELOCIDADES. En la representación a escala de los 789 vectores de velocidad, de todo el sistema lagunar, muestran el patrón de circulación que permite visualizar el movimiento de las masas de agua y determinan las zonas de baja circulación; además, por comparación, se notan los cambios en dirección y magnitud de los vectores que se producen en ciclo de marea. Ya que este modelo fue calibrado únicamente con niveles de agua por no contar con mediciones simultáneas de velocidad, las magnitudes de éstas, aunque representativas, deben ser tomadas con cierta reserva. Para mayor claridad en la

interpretación, se amplió la escala de los vectores en un orden de 5 veces, con el objeto de mostrar en detalle dos zonas de interés; la zona Bajo Norte y la Laguna Bojórquez.

Como los vectores velocidad son instantáneos, en el anexo A solo se muestran los campos de velocidad de cada dos horas del ciclo marea, con lo cual se tiene una buena idea del comportamiento hidrodinámico actual del sistema lagunar.

ab) NIVELES. Son la variación de la superficie libre del agua con respecto al Nivel medio del agua de la laguna. De los 789 puntos en que fue discretizado el sistema lagunar, se seleccionaron 27 puntos que fueran representativos de algún sitio de interés.



ΔT = INCREMENTO DE TIEMPO

ϕ = LATITUD

N = NUMERO DE ITERACIONES

C = COEFICIENTE DE FRICCIÓN

K = TAMAÑO DE PASO DE LA MALLA

En el cuadro IV.1 se proporciona la lista de dichos puntos, con sus coordenadas de ubicación y su descripción física. En el anexo A se presentan también las figuras que muestran la variación de los niveles y su relación con el flujo o reflujó.

NUMERO	COORDENADAS		UBICACIÓN
	Y	X	
1	24	04	CANAL DE NIZUC
2	26	14	INTERIOR CUENCA SUR
3	21	20	BAJO DE LA "Z"
4	24	30	INTERIOR CUENCA CENTRAL
5	20	33	AL SUR DEL BAJO NORTE
6	18	34	BAJO NORTE
7	16	36	AL NORTE DEL BAJO NORTE
8	10	38	SUROESTE LAGUNA BOJÓRQUEZ
9	12	39	CANAL BOJÓRQUEZ
10	08	40	CENTRO DE LA LAGUNA BOJÓRQUEZ
11	07	42	CENTRO DE LA LAGUNA BOJÓRQUEZ
12	17	42	INTERIOR CUENCA NORTE
13	03	44	NORESTE LAGUNA BOJÓRQUEZ
14	14	44	AL ESTE DE LA CUENCA NORTE
15	03	45	AL NORESTE DE LA LAGUNA BOJÓRQUEZ
16	10	45	CANAL PUENTE BOJÓRQUEZ
17	19	50	CANAL CANCUN

CUADRO VI.1 PUNTOS DE LOS QUE SE PROPORCIONAN RESULTADOS DE VELOCIDAD Y NIVELES

C) INTERCAMBIO DE AGUA - Además de los campos de flujo y la variación de los niveles, se calcularon los volúmenes de intercambio de todo el sistema con el mar y la laguna Bojórquez con la laguna Nichupté. Se define como volumen de intercambio, al volumen que sale o entra del sistema; es decir, el volumen que se mueve durante un ciclo de marea.

D) HIDRODINÁMICA ACTUAL DEL SISTEMA LAGUNAR. - A continuación se describe el movimiento del agua en el sistema lagunar debido al efecto de marea, de acuerdo con la interpretación que se hizo en las gráficas de campos vectoriales. La hora 1 corresponde al inicio de un ciclo de marea; para este caso, la hora 1 equivale a las 22:00 horas de campo. En lo sucesivo, se denomina "flujo" a las entradas de agua a la laguna y "reflujo" a las salidas de agua de la misma.

HORA 1 Última etapa del flujo en los canales de acceso al sistema lagunar; el nivel en el interior de la Cuenca central, es mayor que el registrado en los canales de acceso.

Parte del caudal que entra por el canal Nizuc, alimenta a las lagunas Río Inglés, Caleta y a la Cuenca Sur; el caudal restante circula hacia la cuenca central a través del canal ubicado en el bajo de la "Z", el caudal que no alcanza a pasar, regresa hacia el canal Nizuc, estableciéndose una recirculación en la zona central en la Cuenca Sur. El flujo que pasa por el canal de la "Z", se distribuye en la cuenca central, su acción termina hacia el Bajo Norte como se aprecia en detalle.

El agua que entra por el canal Cancún, se reparte en dos canales; el canal 1 alimenta la parte oeste de la Cuenca Norte y alcanza a llegar hasta el Bajo Norte, regresa hacia el canal 1, estableciéndose una recirculación. El canal 2 alimenta de agua a la laguna Bojórquez y a la zona de la Cuenca Norte; el agua entra por el canal Puente Bojórquez, aunque como se puede ver en detalle, parte de este caudal sale por el canal Bojórquez, uniéndose al agua que alimenta la zona este de la Cuenca Norte.

HORA 3.- Los canales Nizuc y Cancún, se encuentran en reflujo; el nivel en el interior de la laguna es mayor que en los dos canales. Por el canal Nizuc sale el agua almacenada en la Laguna Río Inglés, en la laguna Caleta y en la Cuenca Sur y parte de la almacenada en la Cuenca Central, como se puede apreciar en el detalle del Bajo Norte; el agua restante de la Cuenca Central

se une al Caudal de la Zona Oeste de la Cuenca Norte para salir por el canal 1 y posteriormente por el canal Cancún.

La laguna Bojórquez drena el mayor caudal a través del canal Bojórquez este caudal se une al de la zona éste de la Cuenca Norte y al que proviene de la Cuenca Central y salen por el canal 2 y posteriormente por el Canal Cancún

HORA 5.- Se inicia el flujo en los canales de acceso; el nivel en el interior de la laguna es menor que en los dos canales de acceso. El agua que entra por el canal Nizuc, empieza a circular hacia la Cuenca Central, a través del canal ubicado en el bajo de la " Z. " y pierde su influencia en el movimiento del agua de la cuenca Central, casi inmediatamente.

El agua que entra por el Canal Cancún se divide en dos; el canal 1 empieza a alimentar de agua a la zona oeste de la Cuenca Norte. El canal 2 tiende a alimentar a la zona este de la Cuenca Norte; pero como se alcanza a apreciar en el detalle Laguna Bojórquez. que en esta zona el flujo tiene tendencia hacia el canal 2 produciéndose un choque de masas de agua en frente del canal Puente Bojórquez.

HORA 7.- Los canales de acceso se encuentran en flujo; el nivel en el interior de la laguna es menor que en los canales Nizuc y Cancún.

Por el canal Nizuc entra el caudal que alimenta a la laguna Río Inglés, a la Laguna Caleta, la Cuenca Sur, y una parte de la Cuenca Central. El canal Cancún alimenta de agua a toda la Cuenca Norte, parte de la Cuenca Central y a la Laguna Bojórquez, a través de los canales Bojórquez y Puente Bojórquez

HORA 9.- Los canales de acceso (Nizuc y Cancún) se encuentran en flujo, aunque las velocidades máximas se presentaron una hora antes aproximadamente; el nivel en el interior de la laguna es menor que en los canales de acceso, pero la diferencia es menor si se compara con la hora 7. Aunque la circulación en el interior del sistema lagunar es semejante a esta hora.

HORA 11.- Ultima etapa de flujo en los canales Nizuc y Cancún; el nivel en el interior sigue siendo ligeramente menor que en los canales de acceso. La circulación

en el interior del sistema lagunar es semejante a la hora 7, con las siguientes diferencias:

- a) El Caudal que llega a la Cuenca Central y que proviene del Canal Nizuc, tiene la tendencia a circular por el canal ubicado en el bajo de la " Z "
- b) En el detalle del Bajo Norte se aprecia que parte del gasto que llega a éste y que proviene del canal 1 empieza a tener una tendencia a recircular.
- c) El caudal que alimenta a la Laguna Bojórquez disminuye.

HORA 13.- Los canales de acceso se encuentran en reflujo. El reflujo empezó a la hora 12 aproximadamente en el canal Nizuc, pero el canal Cancún se encontraba en flujo a esta misma hora. El nivel de la laguna es mayor que en los canales de acceso.

Parte del agua de la Cuenca Central, el agua de la Cuenca Sur y el agua de la laguna del Río Inglés, tienden a salir por el canal Nizuc. La otra parte de la Cuenca Central, el agua de la Cuenca Norte y el agua de la Laguna Bojórquez, salen por el canal Cancún; el agua de la Laguna Bojórquez sale por el canal Bojórquez; el canal Puente Bojórquez continúa introduciendo agua, estableciéndose una recirculación entre los dos canales.

HORA 15 El reflujo el máximo en los canales Nizuc y Cancún, el nivel en el interior de la laguna es mayor que en los dos canales. La circulación es similar a la de la hora 13, con la diferencia de que las velocidades son más altas en toda la laguna, y el agua de la laguna Bojórquez, sale por sus dos canales de interconexión.

HORA 17.- Los canales Nizuc y Cancún continúan en reflujo; el nivel en el interior de la laguna es mayor que en los dos canales, pero la diferencia es menor que en la hora 15.

La circulación es similar a la de la hora 15, pero con la diferencia que las velocidades son menores

HORA 19.- Última etapa de reflujo en los canales de acceso; el nivel en el interior de la laguna, es menor que en los dos canales, pero la diferencia es menor que en la hora 21.

El agua que sale por el canal Nizuc, tiende a recircular en la zona central de la Cuenca Sur. En la laguna Bojórquez empieza a entrar agua que procede del este de la Cuenca Norte por el canal Puente Bojórquez. El agua de la parte oeste de la Cuenca Norte sale por el canal 1, aunque en la parte central de esta zona se establece una recirculación.

HORA 21.- El flujo se encuentra casi totalmente desarrollado en los canales de acceso (Nizuc y Cancún); la diferencia del nivel de la laguna y de los canales de acceso es casi máxima, siendo el nivel en el interior de la laguna Nichupté menor.

El agua que entra por el canal Nizuc, alimenta a la Cuenca Sur, a la laguna Río Inglés y parte de la Cuenca Central. El agua que entra por el Canal Cancún, alimenta a la Cuenca Norte, a una parte de la Cuenca Central, y a la Laguna Bojórquez, a través del canal Bojórquez y Puente Bojórquez.

HORA 23.- los canales de acceso continúan en flujo; el nivel de agua en los canales Nizuc y Cancún, es mayor que en el interior de la laguna. La circulación es similar a la de la hora 21, pero con la diferencia de que las velocidades son menores.

Del análisis de estos resultados, se observa lo siguiente

a) CAMPO DE VELOCIDADES.

a.1) Las velocidades máximas se presentan en los canales de acceso, aproximadamente una hora antes de que se presente el nivel máximo de marea. Las velocidades máximas en el ciclo de marea son de 10.5 cm/seg. en el canal Nizuc y 17.2 cm/seg. en el canal Cancún. El modelo mostró que las velocidades en el interior de la laguna son muy bajas, si se comparan con las velocidades de acceso

a.2) El cambio de refluo a flujo, se presenta tres horas antes (aproximadamente) del nivel máximo de la marea y de flujo a refluo aproximadamente 3.5 horas del nivel máximo.

a.3) El funcionamiento hidrodinámico actual mostrado en el modelo, indica que cuando el flujo se encuentra completamente desarrollado en los canales de acceso a la laguna Bojórquez, el agua se mueve hasta las zonas más retiradas, y conforme el flujo va decreciendo, su influencia se va haciendo más local. Además el agua tiende a desplazarse por las partes más profundas de las cuenca.

Cuando el reflujó se encuentra totalmente desarrollado en los canales de acceso, el agua de las zonas más alejadas se mueve, disminuyendo su velocidad conforme se aproxima a la transición de reflujó a flujo.

Se corroboró que actualmente la zona EN de la laguna Bojórquez, tiene una baja circulación además de que, cuando se presenta la transición de flujo a reflujó o viceversa, la circulación es nula.

a.4) Los canales de comunicación al mar afectan el patrón de circulación del sistema lagunar, de la manera siguiente:

- La influencia del canal Nizuc llega hasta la Cuenca Central, cerca del Bajo Norte.
- El Canal Cancún influye en la Cuenca Norte y es el principal abastecedor de la Laguna Bojórquez. Por lo anterior, se puede concluir que el bajo " Z " y el Bajo Norte, constituyen obstáculos para el mezclado de las aguas de las cuencas.

b) NIVELES. La diferencia de niveles entre las lagunas Bojórquez y Nichupté es pequeña, menor de los 3 mm. Un perfil longitudinal de la variación de niveles a lo largo del tiempo y en el sistema lagunar; en dicho perfil se aprecia que la influencia de la marea disminuye considerablemente después de los canales de acceso. El desfase de la marea en el interior de la laguna Nichupté es aproximadamente 3.5 horas con respecto a los canales de acceso.

La variación de niveles en el interior del sistema (Cuenca Central) es aproximadamente 5 cm, y el punto de equilibrio del flujo de las masas de agua (Punto donde se encuentran los flujos de los canales Nizuc y Cancún), se ubica en la parte norte de la Cuenca Central.

El nivel medio de la laguna, se encuentra a 1.3 cm arriba del nivel medio de las bocas del sistema.

c) INTERCAMBIO DE AGUA. El intercambio de volúmenes de agua que se da entre el mar y el sistema lagunar Nichupté, a través de sus canales de comunicación Cancún y Nizuc, es la siguiente:

- Para los datos de marea utilizados se encontró que el máximo volumen del sistema lagunar se obtuvo a la hora 12 del ciclo de marea con 122.41 millones de m^3 , y el volumen mínimo se presentó a las horas 15 y 19 con 119.99 y 120.11 millones de m^3 respectivamente.

De acuerdo con lo anterior, la diferencia con los volúmenes máximo y mínimo, da un prisma de marea de 2.42 millones de m^3 , equivalente a un 2 % aproximadamente del volumen del sistema. Este volumen de intercambio puede parecer pequeño, pero en realidad es significativo en la hidrodinámica del sistema lagunar, ya que su efecto es permanente.

- El intercambio entre las lagunas Bojórquez y Nichupté, se realiza a través de los canales Bojórquez y puente de Bojórquez. El volumen máximo se presenta a la hora 12 con un valor de 6.30 millones de m^3 , y el volumen mínimo a las horas 15 y 19 con 6.16 y 6.17 millones de m^3 respectivamente, por lo que su prisma de marea es de 145,000 m^3 , equivalente aproximadamente a un 2.3 % del volumen de la laguna.

Si se toma el ciclo de marea analizado como representativo, ya que no se conocen mediciones simultáneas de niveles en las lagunas Bojórquez y Nichupté por un periodo mas largo, se tendrá un intercambio de agua igual al volumen de la laguna Bojórquez, en un tiempo menor de 3 meses bajo las condiciones actuales.

En la figura A.34, se muestra la variación del volumen de la laguna para un ciclo de marea.



Fig. 4.1 : LOCALIZACION DEL SISTEMA LAGUNAR NIZHORTE

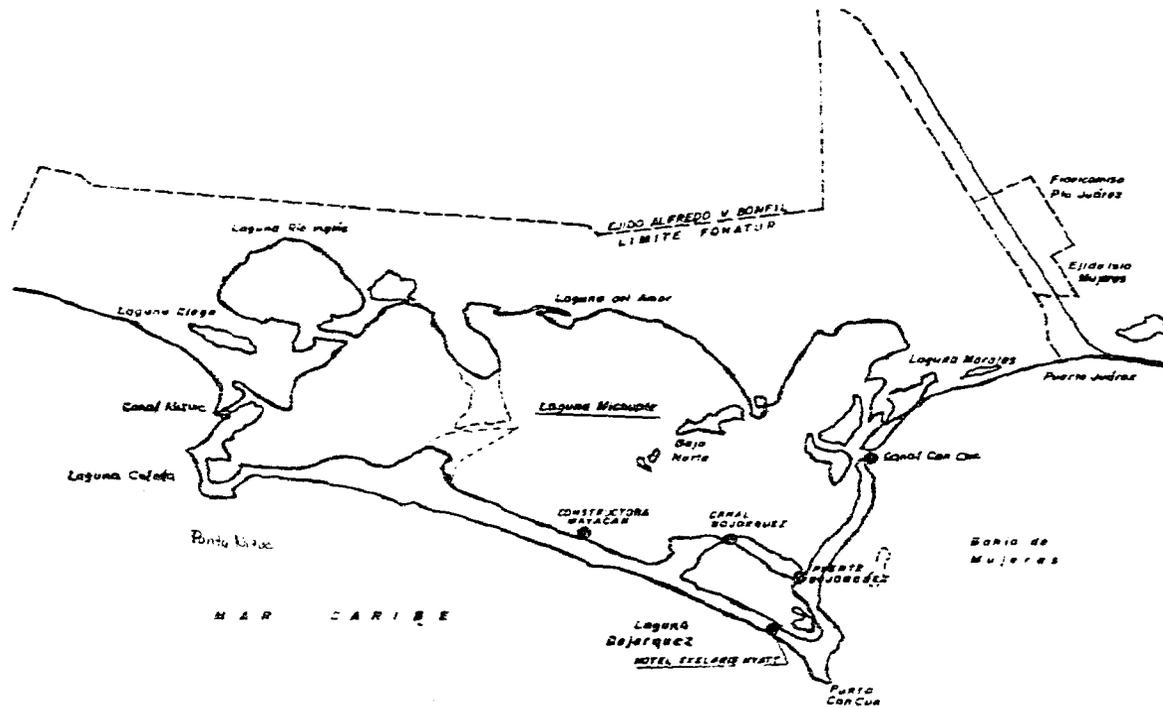
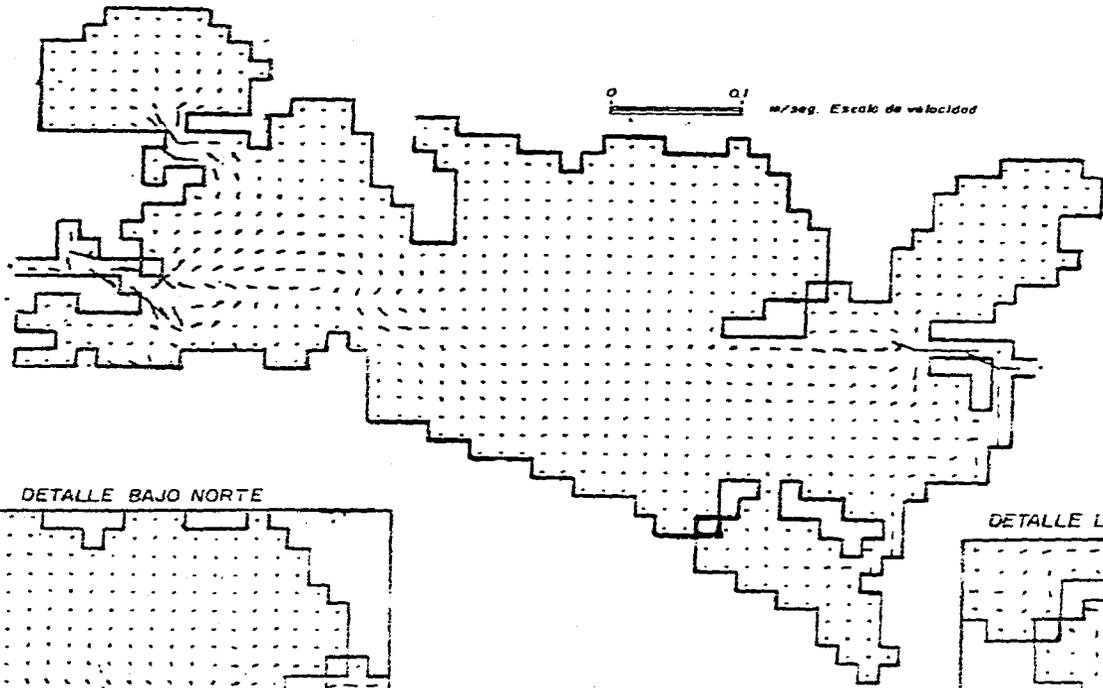
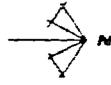


FIG. 4.2
FIG. 4.4

PUNTOS DE MEDICION DE NIVELES DE AGUA

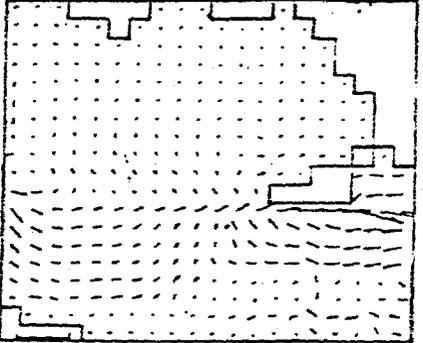


0 0.1 m/seg. Escala de velocidad



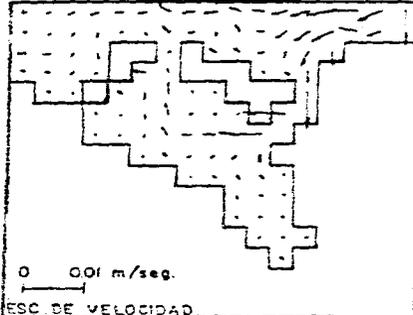
HORA 1

DETALLE BAJO NORTE

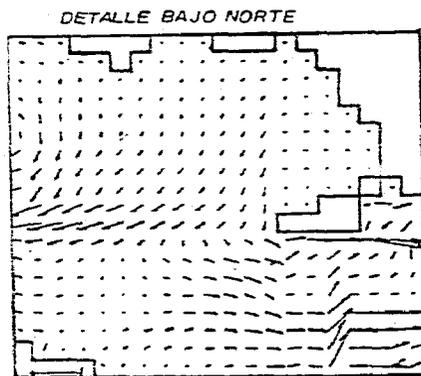
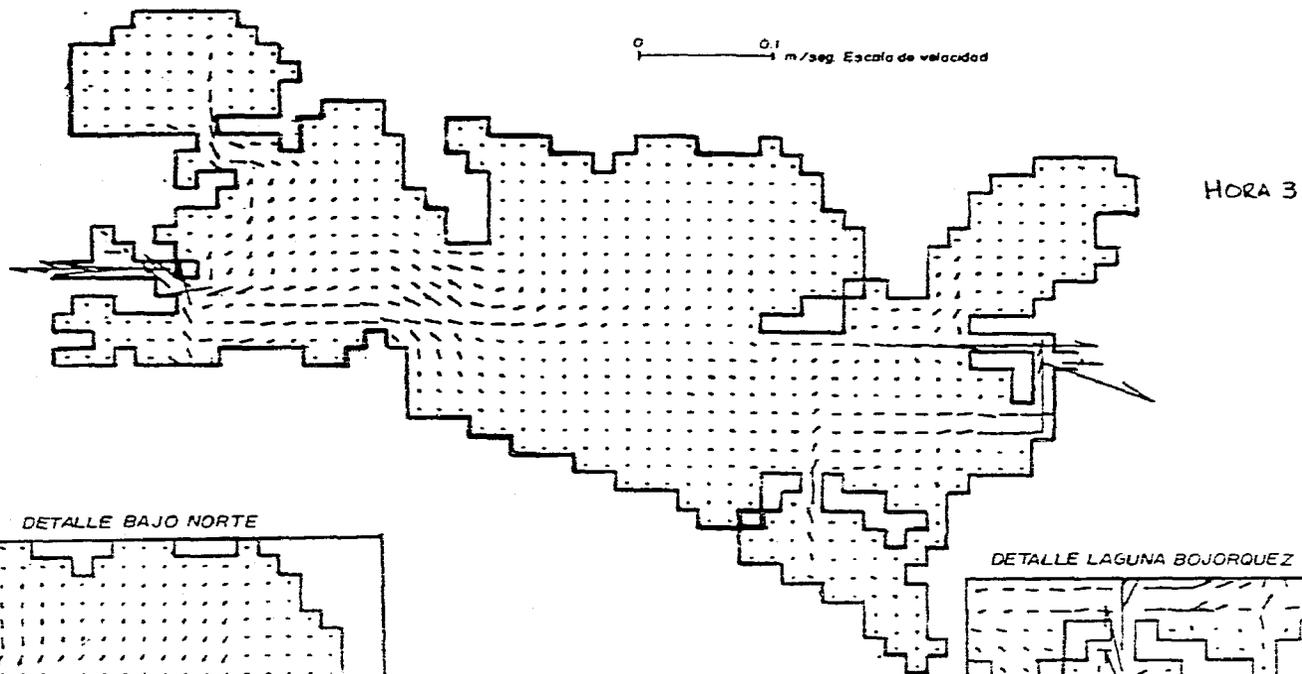


0 0.01 m/seg. Escala de velocidad

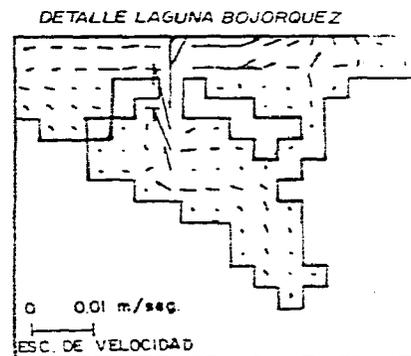
DETALLE LAGUNA BOJORQUEZ



0 0.01 m/seg. ESC. DE VELOCIDAD

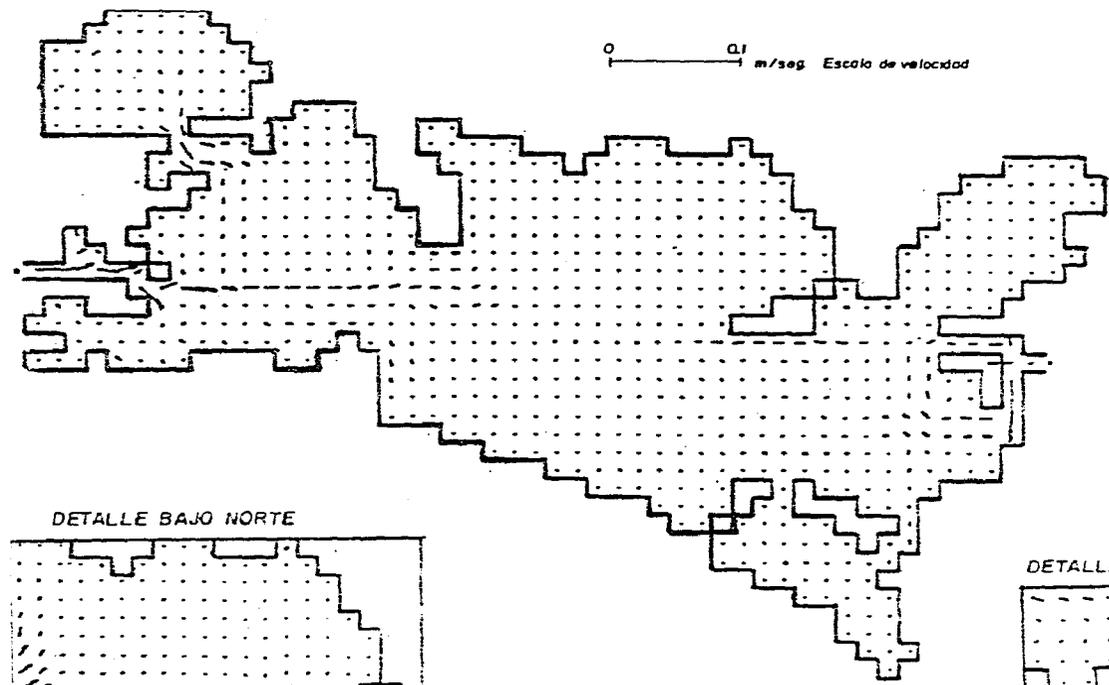


0 0.01 m/seg.
Escala de velocidad



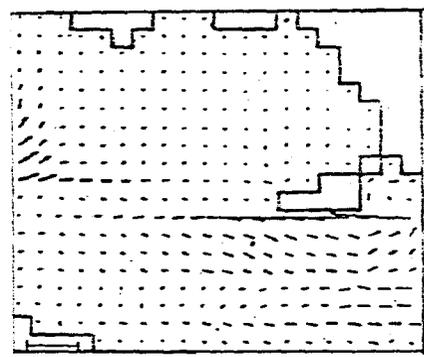
0 0.01 m/seg.
ESC. DE VELOCIDAD

HORA 5



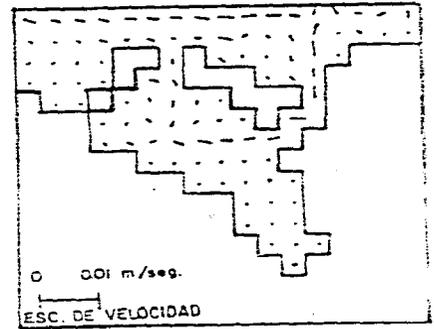
0 0.1 m/seg. Escala de velocidad

DETALLE BAJO NORTE

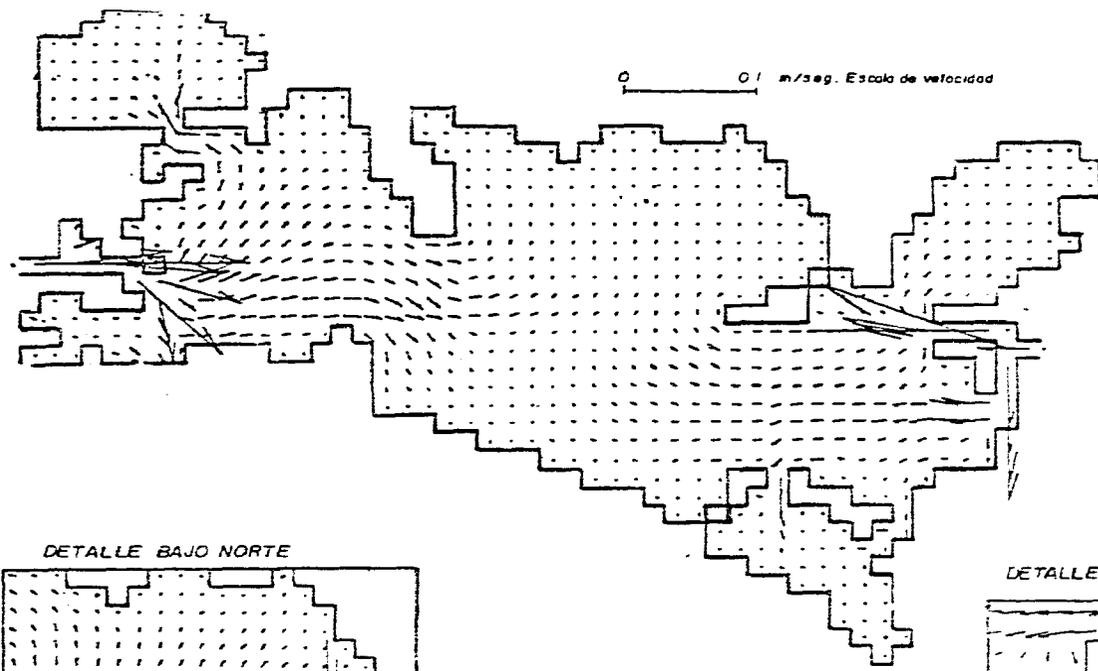


0 0.01 m/seg. Escala de velocidad

DETALLE LAGUNA BOJORQUEZ

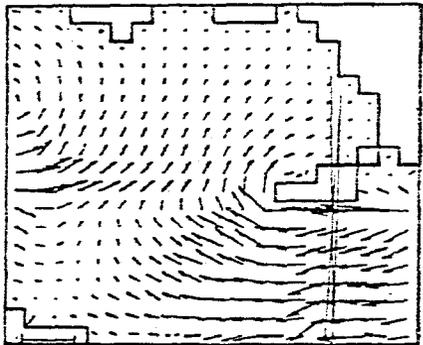


0 0.01 m/seg. ESC. DE VELOCIDAD

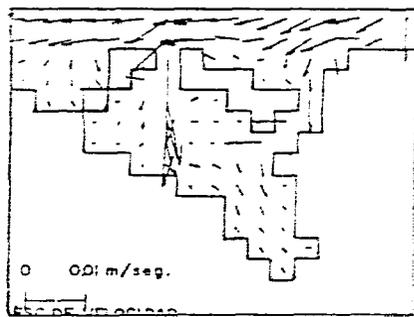


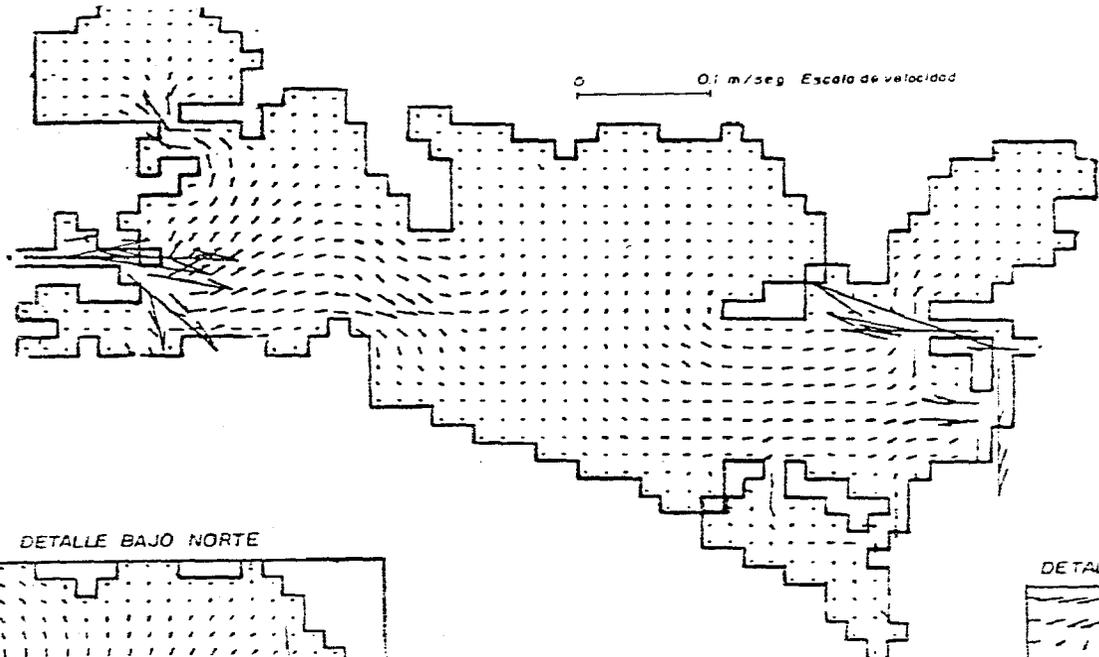
HORA 7

DETALLE BAJO NORTE



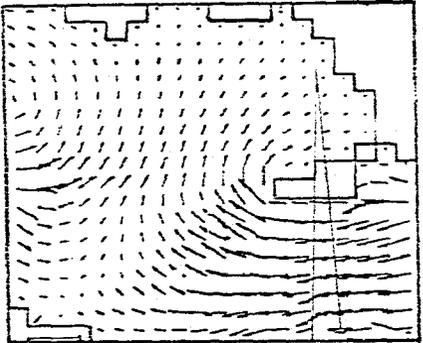
DETALLE LAGUNA BOJORQUEZ





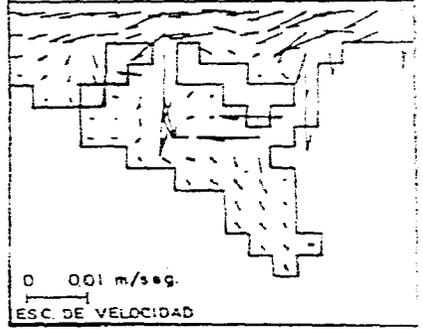
HORA 9

DETALLE BAJO NORTE

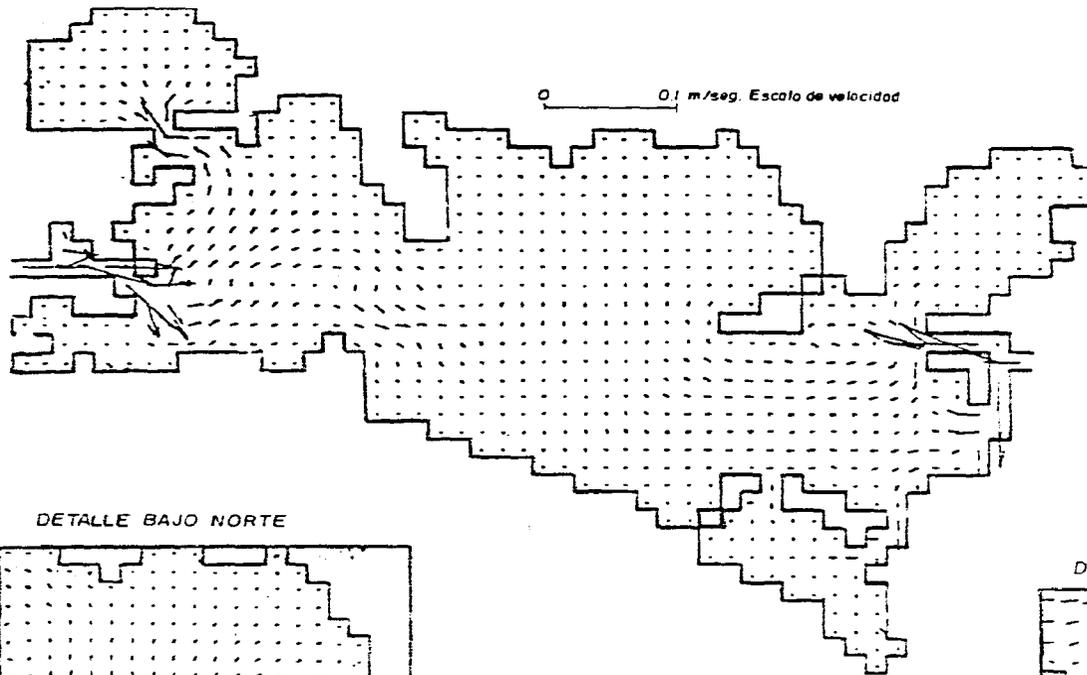


0 0.01 m/seg.
Escala de velocidad

DETALLE LAGUNA BOJORGUEZ

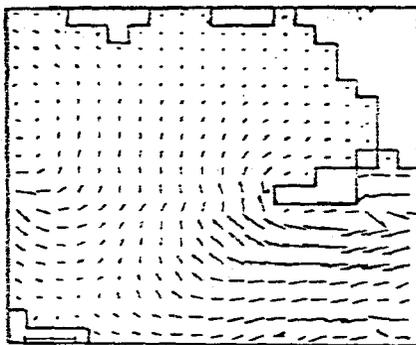


0 0.01 m/seg.
ESC. DE VELOCIDAD

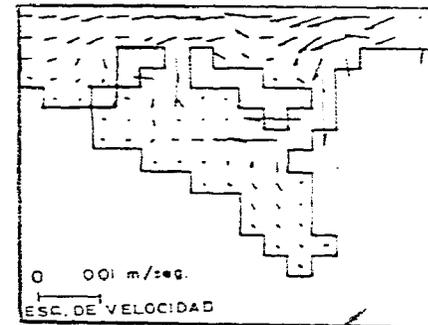


HORA 11

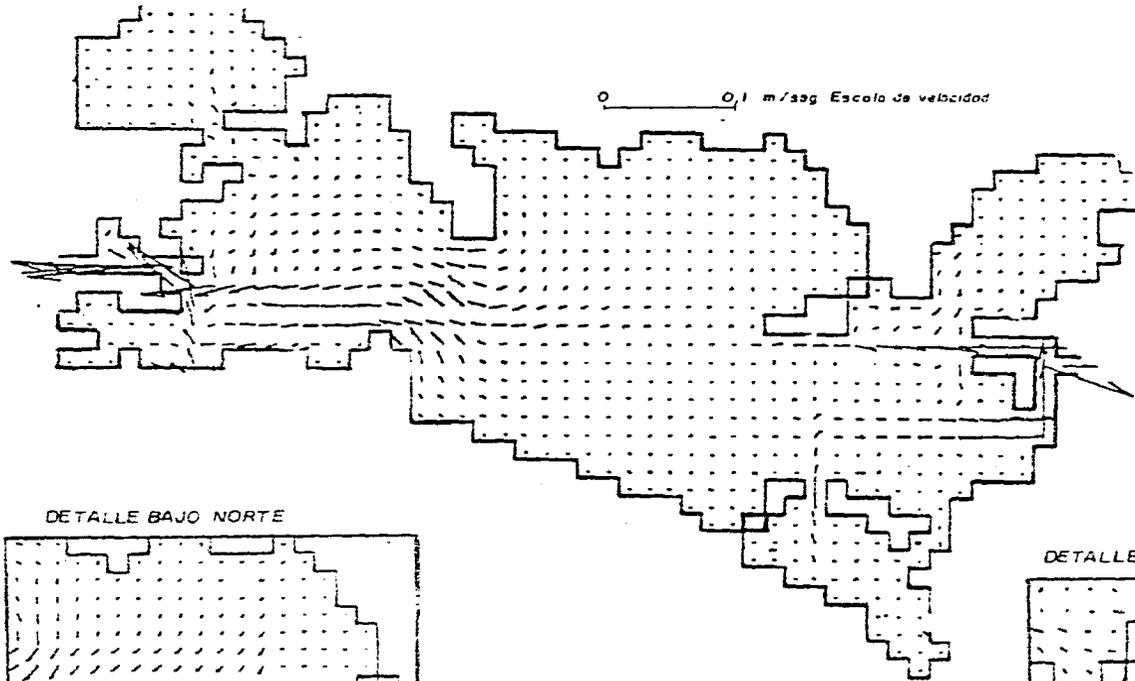
DETALLE BAJO NORTE



DETALLE LAGUNA BOJCRQUEZ

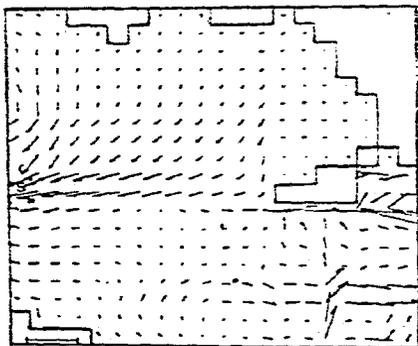


HORA 13



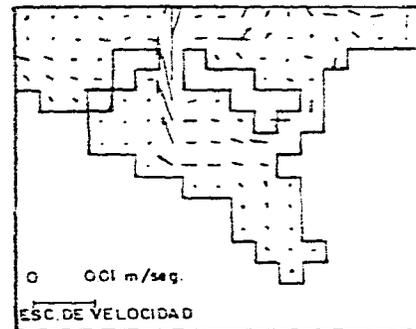
0 0.1 m/seg Escala de velocidad

DETALLE BAJO NORTE

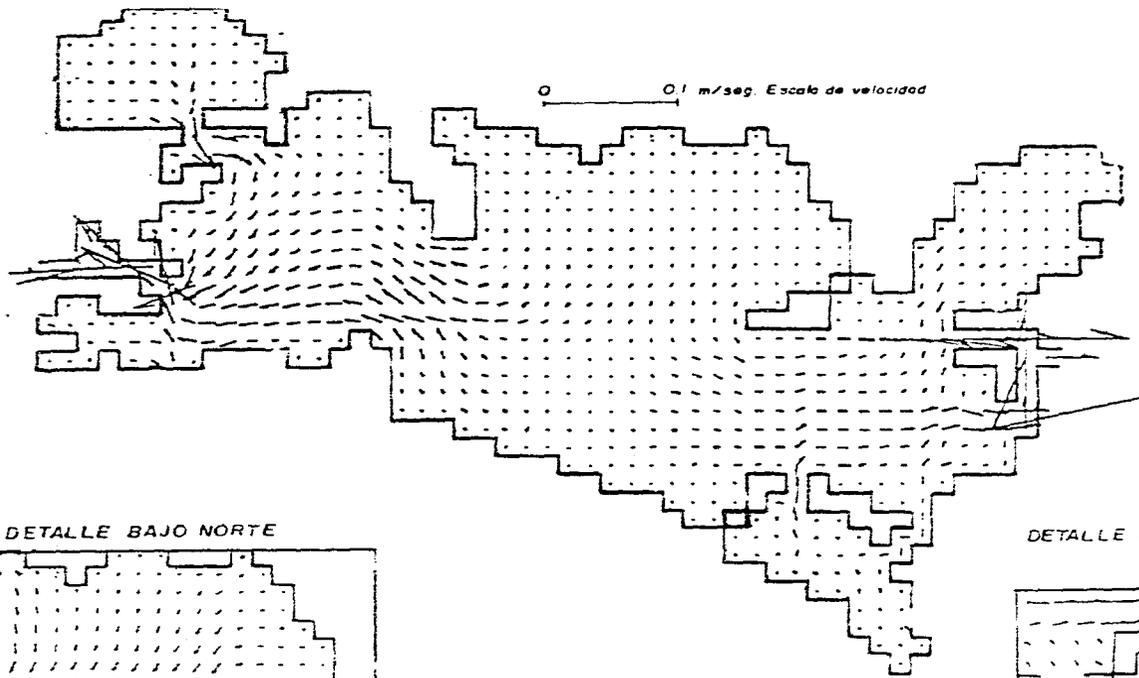


0 0.01 m/seg.
Escala de velocidad

DETALLE LAGUNA BOJORQUEZ

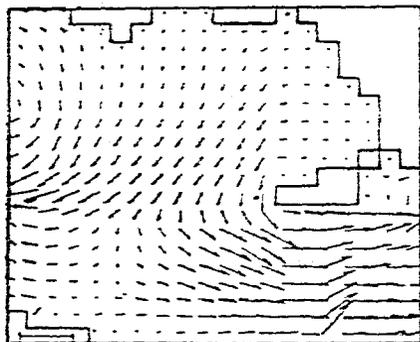


0 0.01 m/seg.
ESC. DE VELOCIDAD



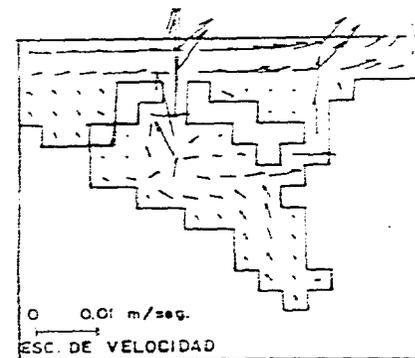
HORA 15

DETALLE BAJO NORTE



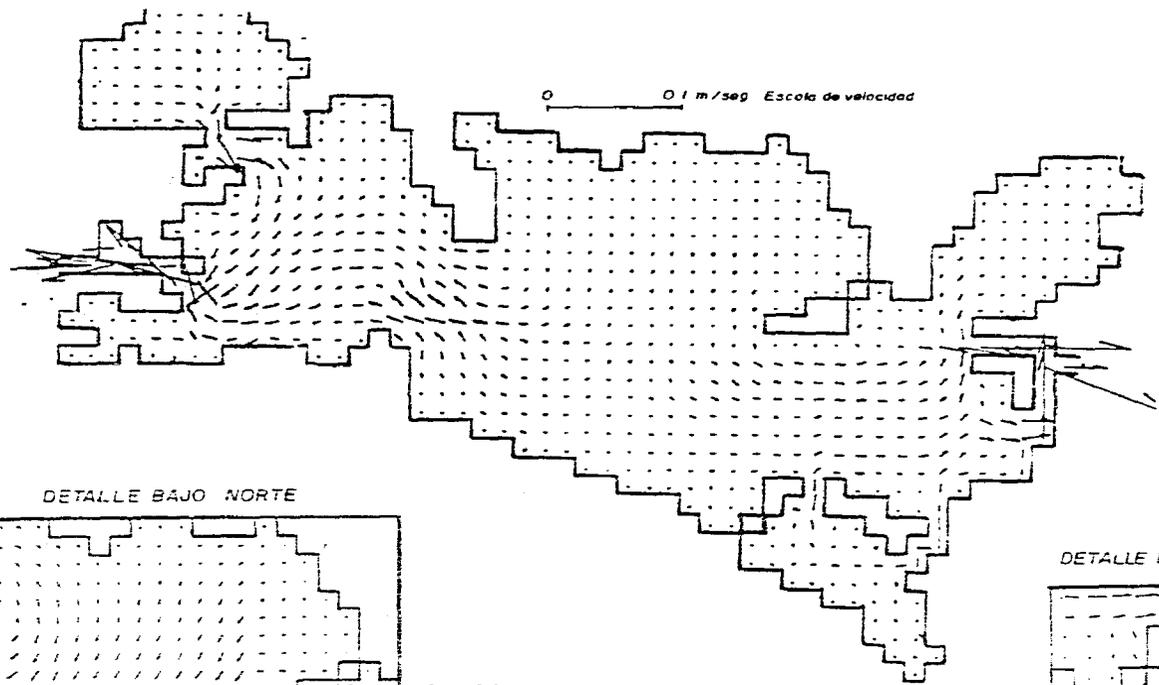
0 0.01 m/seg.
Escala de velocidad

DETALLE LAGUNA BOJORQUEZ

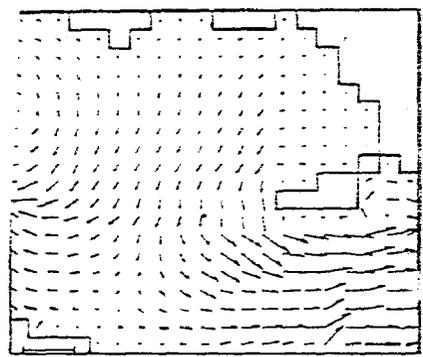


0 0.01 m/seg.
ESC. DE VELOCIDAD

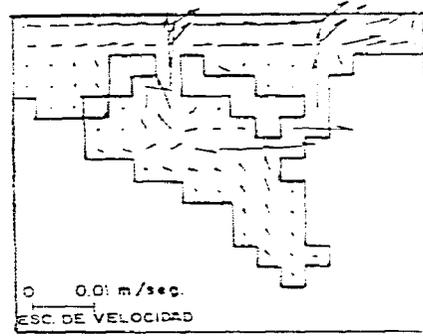
HORA 17



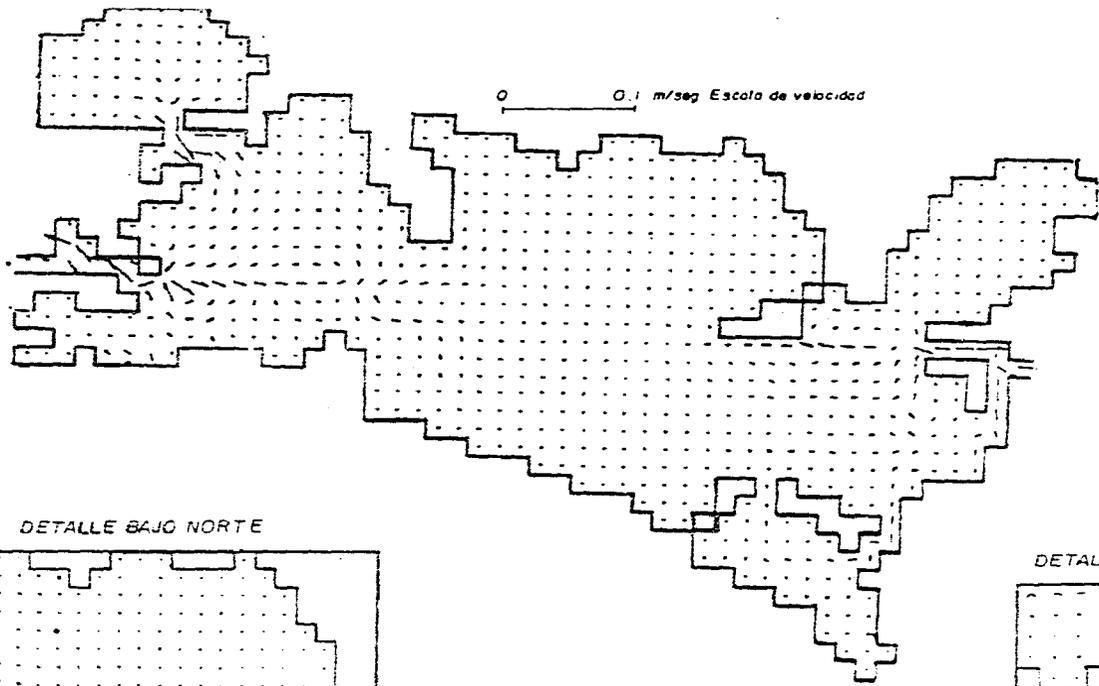
DETALLE BAJO NORTE



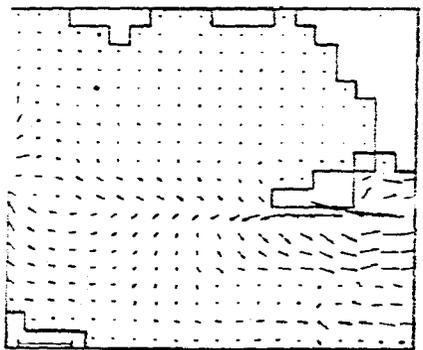
DETALLE LAGUNA BOJORQUEZ



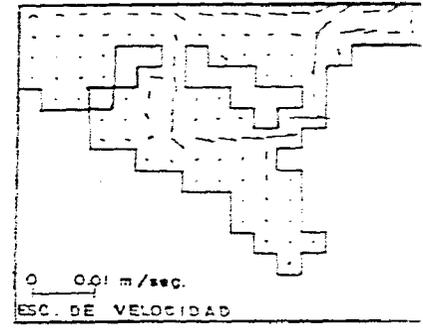
HORA 19



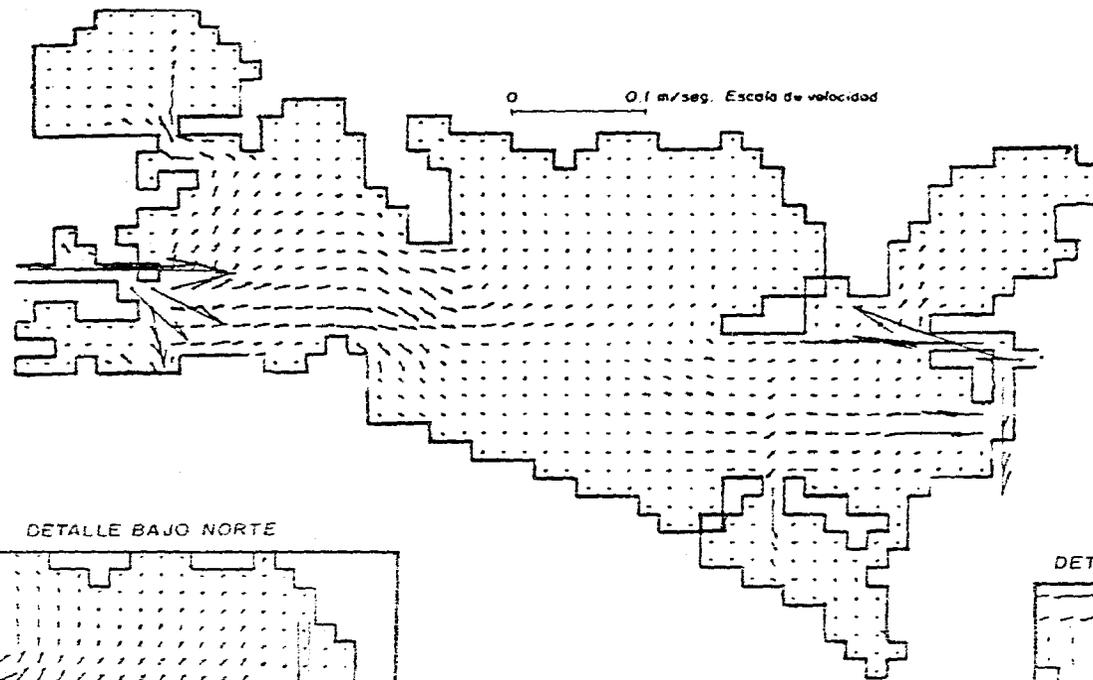
DETALLE BAJO NORTE



DETALLE LAGUNA BOJORQUEZ

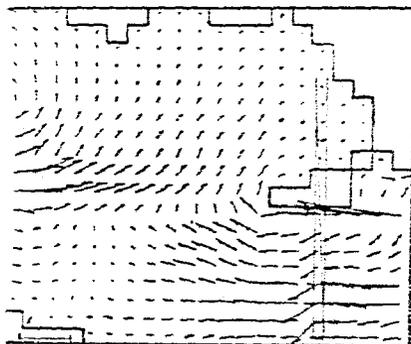


HORA 21



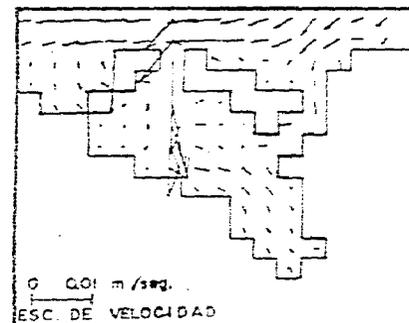
0 0.1 m/seg. Escala de velocidad

DETALLE BAJO NORTE

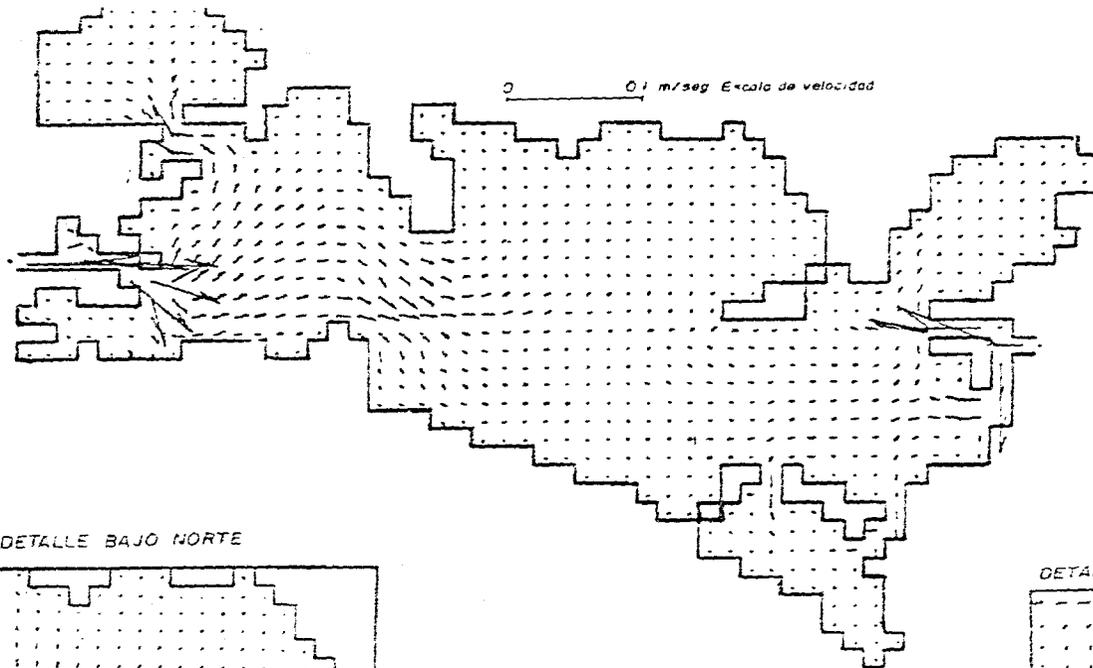


0 0.01 m/seg.
Escala de velocidad

DETALLE LAGUNA BOJORGUEZ

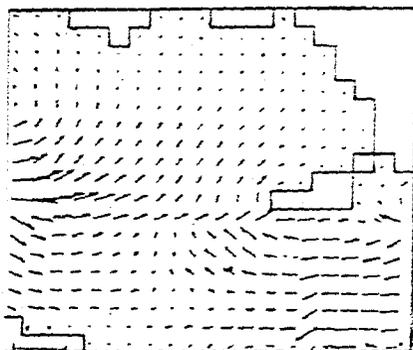


0 0.01 m/seg.
ESC. DE VELOCIDAD



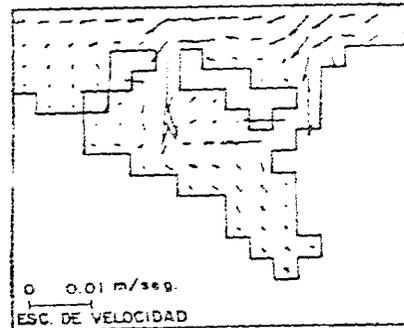
HORA 23

DETALLE BAJO NORTE

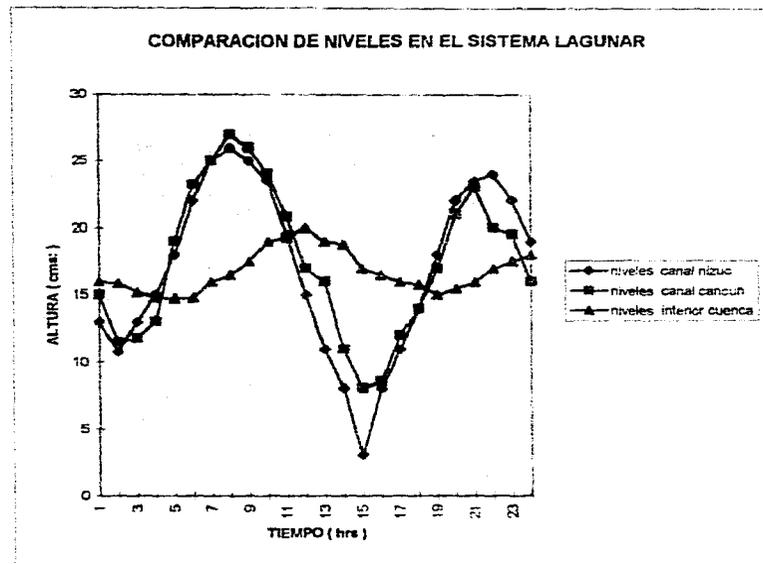


0 0.01 m/seg
Escala de velocidad

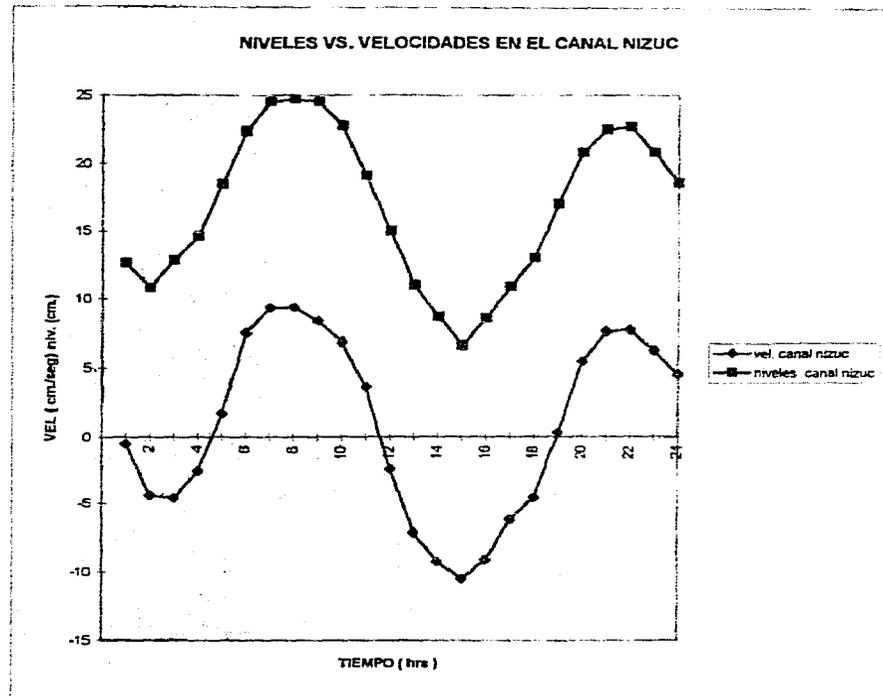
DETALLE LAGUNA BONORQUEZ



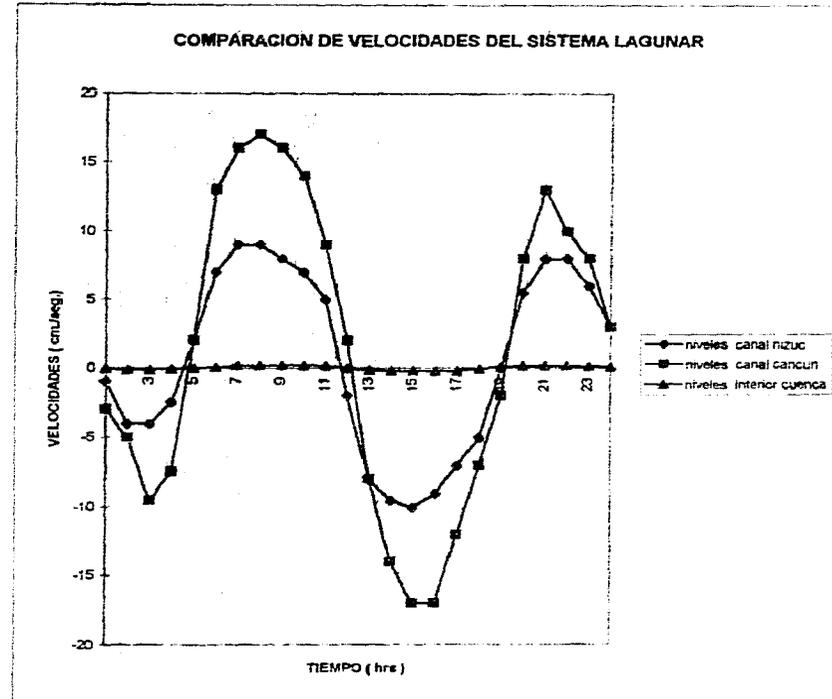
	niveles canal nizuc	niveles canal cancu	niveles interior cuenca
1	13	15	16
2	10.8	11.5	15.9
3	13	11.8	15.2
4	15	13	14.8
5	18	19	14.7
6	22	23.2	14.8
7	25	25	16
8	26	27	18.5
9	25	26	17.5
10	23.5	24	19
11	19.5	20.8	19.3
12	15	17	20
13	11	16	19
14	8	11	18.8
15	3	8	17
16	8	8.5	16.5
17	11	12	16
18	14	14	15.8
19	18	17	15
20	22	21	15.5
21	23.5	23	16
22	24	20	17
23	22	19.5	17.5
24	19	16	18



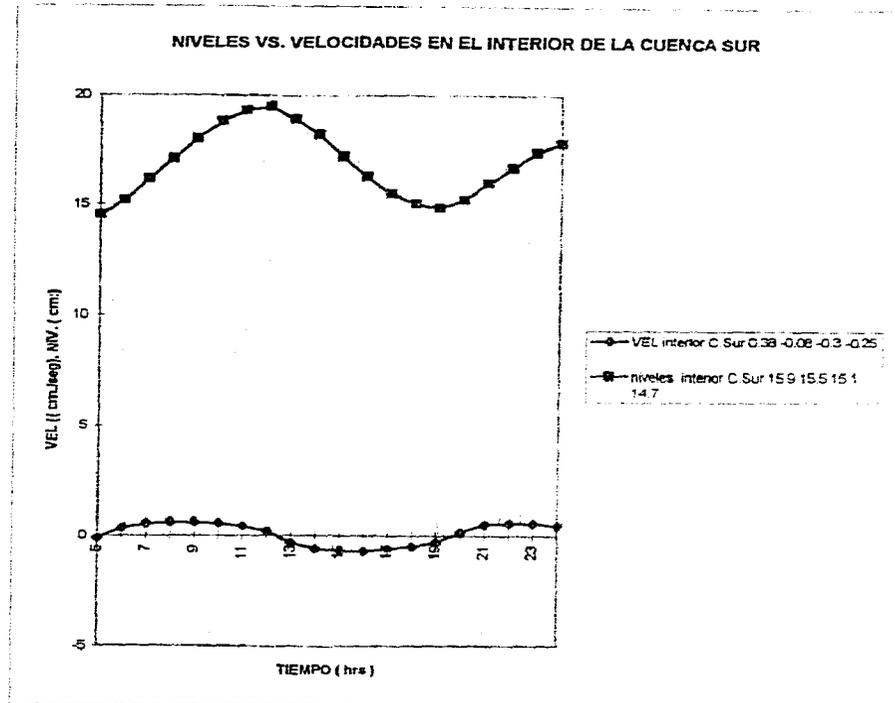
	vel. canal nizuc	niveles canal nizuc
1	-0.51	12.6
2	-4.4	10.8
3	-4.6	12.8
4	-2.6	14.6
5	1.7	18.4
6	7.4	22.3
7	9.3	24.5
8	9.33	24.7
9	8.3	24.5
10	6.8	22.7
11	3.6	19
12	-2.4	15
13	-7.1	11
14	-9.2	8.6
15	-10.5	6.6
16	-9.1	8.5
17	-6.2	10.9
18	-4.6	13
19	0.3	17
20	5.5	20.8
21	7.6	22.5
22	7.7	22.7
23	6.3	20.8
24	4.5	18.5



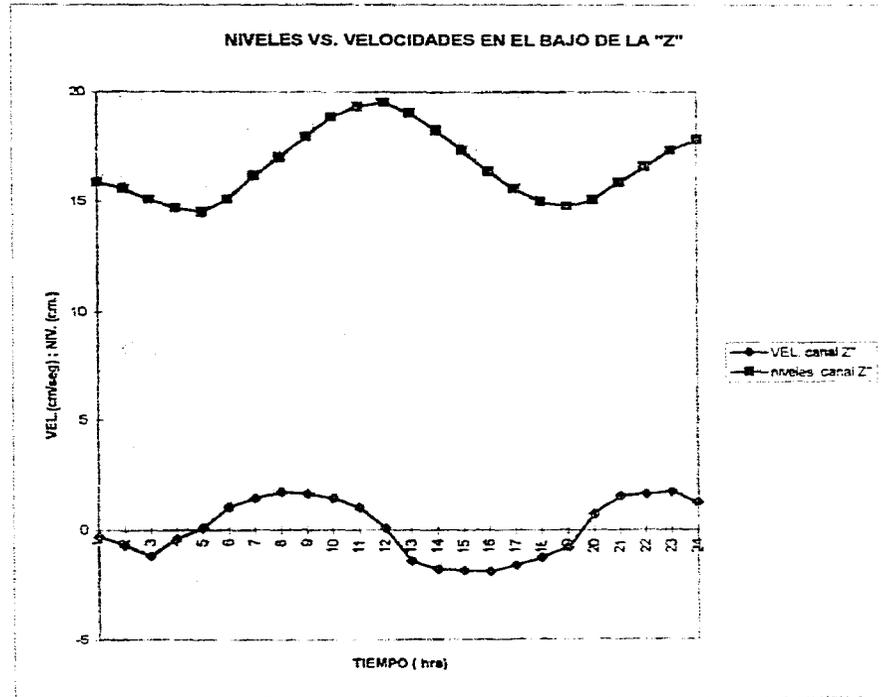
	niveles canal nizuc	niveles canal cancon	niveles interior cuenca
1	-1	-3	-0.02
2	-4	-5	-0.1
3	-4	-9.5	-0.1
4	-2.5	-7.5	-0.05
5	2	2	0
6	7	13	0.05
7	9	16	0.19
8	9	17	0.21
9	8	16	0.23
10	7	14	0.22
11	5	9	0.19
12	-2	2	0
13	-8	-8	-0.15
14	-9.5	-14	-0.2
15	-10	-17	-0.2
16	-9	-17	-0.21
17	-7	-12	-0.2
18	-5	-7	-0.05
19	0	-2	0.1
20	5.5	9	0.18
21	8	13	0.18
22	8	10	0.17
23	6	8	0.15
24	3	3	0.1



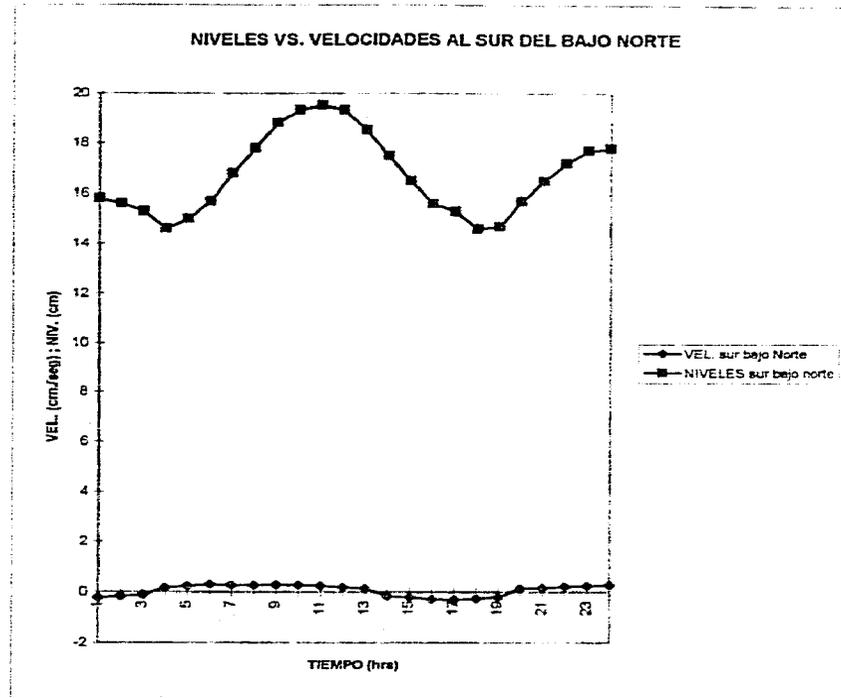
	VEL interior C.Sur	niveles interior C.Sur
1	0.38	15.9
2	-0.08	15.5
3	-0.3	15.1
4	-0.25	14.7
5	-0.1	14.5
6	0.38	15.2
7	0.58	16.2
8	0.65	17.1
9	0.65	18
10	0.6	18.8
11	0.45	19.3
12	0.2	19.5
13	-0.3	18.9
14	-0.58	18.2
15	-0.68	17.2
16	-0.7	16.3
17	-0.6	15.5
18	-0.5	15
19	-0.3	14.8
20	0.15	15.2
21	0.5	16
22	0.55	16.7
23	0.55	17.4
24	0.45	17.8



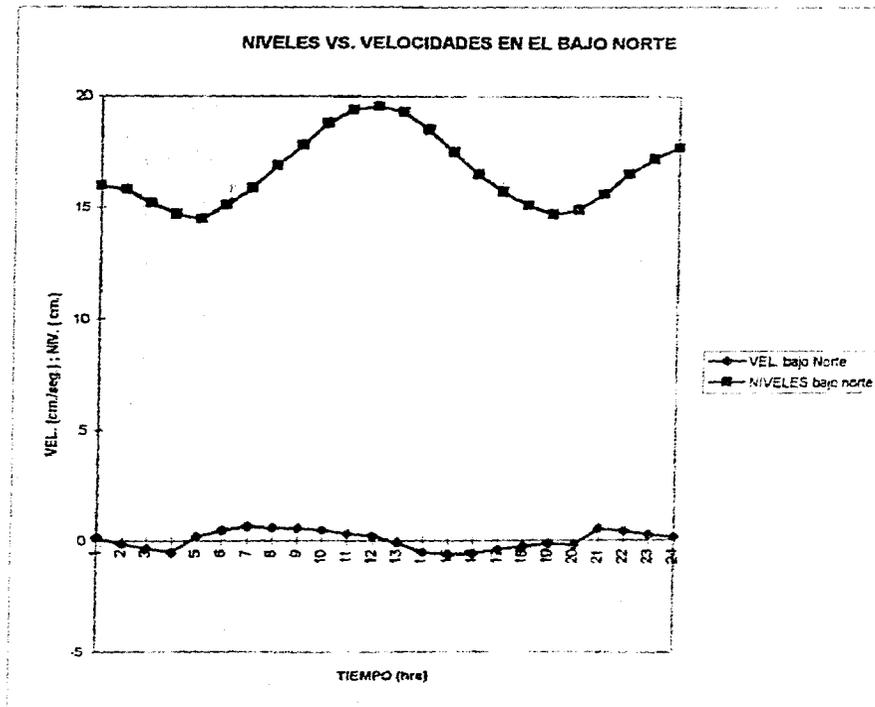
VEL canal Z'	niveles canal Z'	niveles canal Z''
1	-0.3	15.9
2	-0.7	15.6
3	-1.2	15.1
4	-0.4	14.7
5	0.1	14.5
6	1	15.1
7	1.4	16.2
8	1.7	17
9	1.6	17.9
10	1.4	18.8
11	1	19.3
12	0.1	19.5
13	-1.4	19
14	-1.8	18.2
15	-1.85	17.3
16	-1.9	16.4
17	-1.6	15.6
18	-1.25	15
19	-0.8	14.8
20	0.7	15.1
21	1.5	15.9
22	1.8	16.6
23	1.7	17.3
24	1.2	17.8



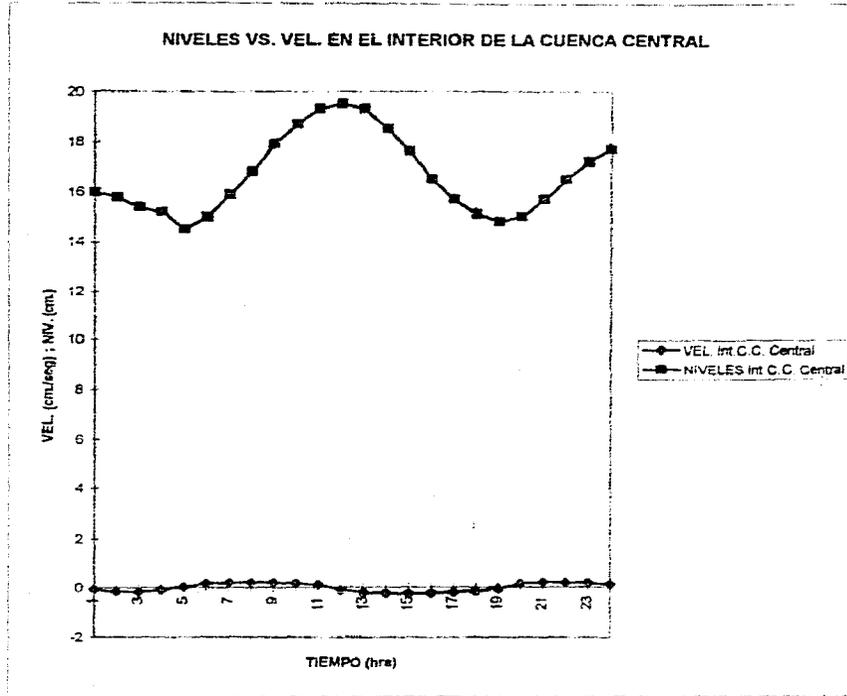
	VEL sur bajo Norte	NIVELES sur bajo norte
1	-0.21	15.8
2	-0.15	15.6
3	-0.11	15.3
4	0.18	14.6
5	0.25	15
6	0.31	15.7
7	0.28	16.8
8	0.29	17.8
9	0.3	18.8
10	0.28	19.3
11	0.26	19.5
12	0.19	19.3
13	0.14	18.5
14	-0.15	17.5
15	-0.2	16.5
16	-0.28	15.6
17	-0.3	15.3
18	-0.25	14.6
19	-0.19	14.7
20	0.15	15.7
21	0.18	16.5
22	0.22	17.2
23	0.25	17.7
24	0.28	17.8



	VEL. bajo Norte	NIVELES bajo norte
1	0.15	16
2	-0.15	15.8
3	-0.35	15.2
4	-0.55	14.7
5	0.2	14.5
6	0.48	15.1
7	0.67	15.9
8	0.61	16.9
9	0.59	17.8
10	0.5	18.8
11	0.21	19.4
12	0.21	19.57
13	-0.1	19.3
14	-0.55	18.5
15	-0.65	17.5
16	-0.6	18.5
17	-0.42	15.7
18	-0.27	15.1
19	-0.15	14.7
20	-0.21	14.9
21	0.53	15.6
22	0.43	16.5
23	0.25	17.2
24	0.14	17.7

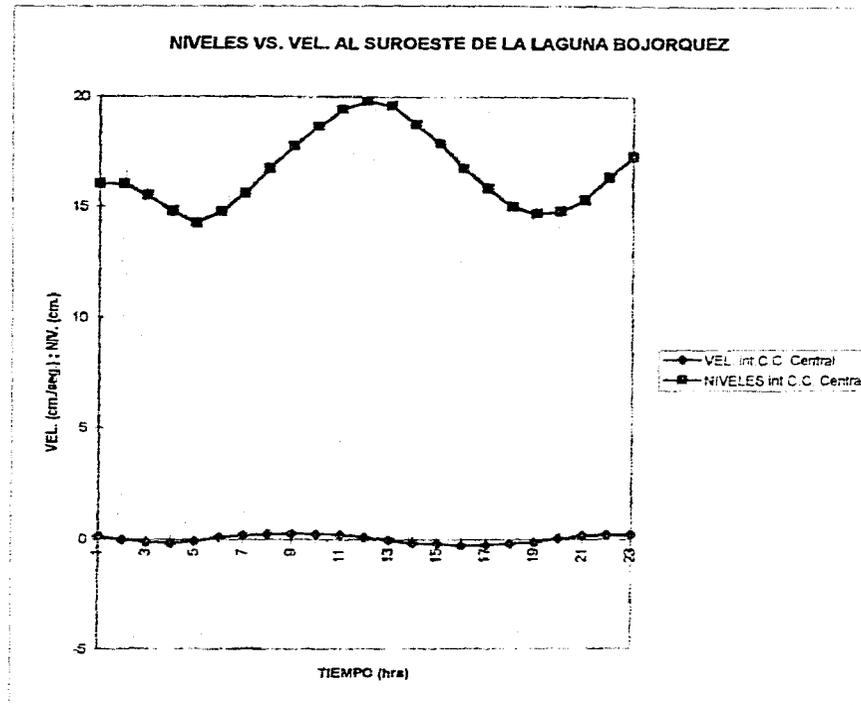


	VEL. int.C.C. Central	NIVELES int C.C. Central
1	-0.06	16
2	-0.14	15.8
3	-0.16	15.4
4	-0.09	15.2
5	0.04	14.5
6	0.17	15
7	0.21	15.9
8	0.22	16.8
9	0.21	17.9
10	0.18	18.7
11	0.12	19.3
12	-0.09	19.5
13	-0.19	19.3
14	-0.23	18.5
15	-0.24	17.6
16	-0.23	16.5
17	-0.18	15.7
18	-0.13	15.1
19	-0.05	14.8
20	0.15	15
21	0.21	15.7
22	0.19	16.5
23	0.17	17.2
24	0.1	17.7

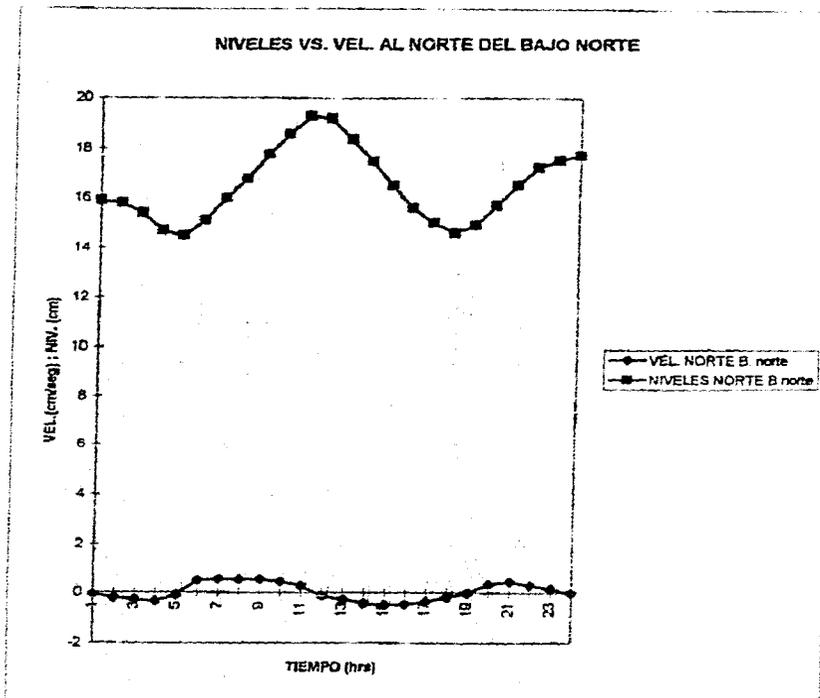


VEL. NIVELES
int.C.C. int C.C.
Central Central

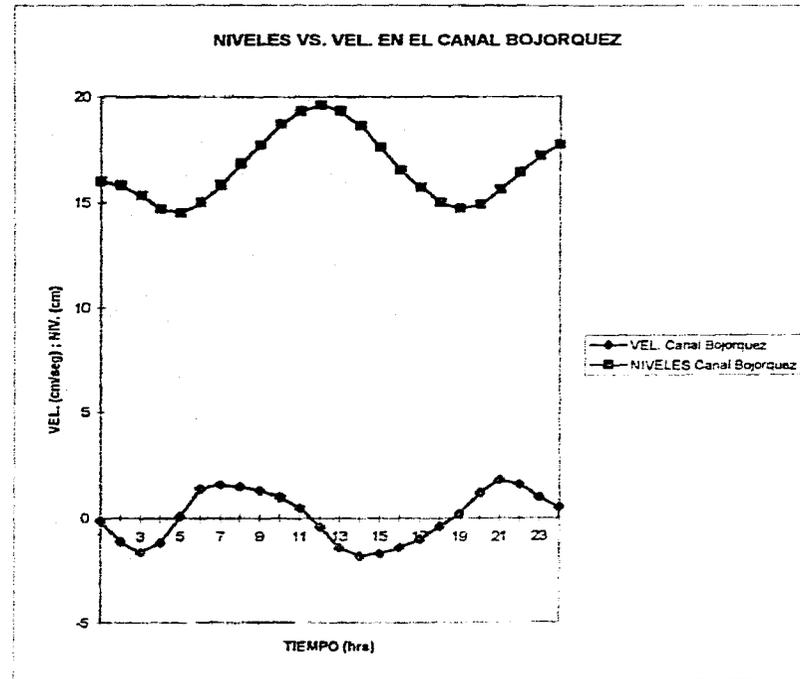
1	0.14	16
2	-0.01	16
3	-0.12	15.5
4	-0.16	14.8
5	-0.07	14.3
6	0.1	14.8
7	0.18	15.6
8	0.24	16.7
9	0.25	17.7
10	0.23	18.6
11	0.2	19.4
12	0.1	19.8
13	-0.04	19.6
14	-0.18	18.7
15	-0.2	17.8
16	-0.28	16.7
17	-0.25	15.8
18	-0.2	15
19	-0.15	14.7
20	0.05	14.8
21	0.15	15.3
22	0.21	16.3
23	0.2	17.2
24	0.17	17.7



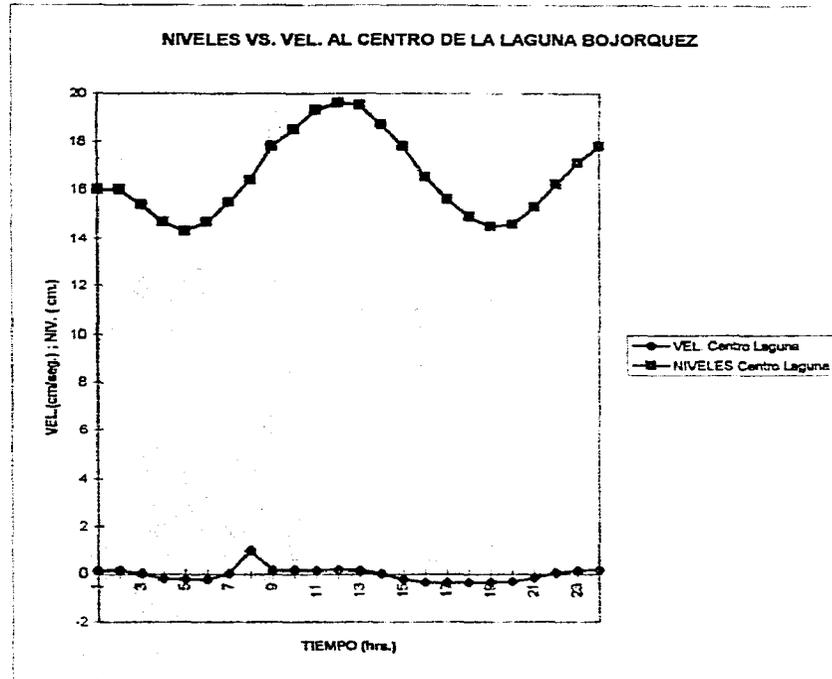
	VEL. NORTE B. norte	NIVELES NORTE B.norte
1	-0.07	15.9
2	-0.2	15.8
3	-0.29	15.4
4	-0.35	14.7
5	-0.1	14.5
6	0.5	15.1
7	0.55	16
8	0.53	16.8
9	0.52	17.8
10	0.44	18.6
11	0.27	19.3
12	-0.13	19.2
13	-0.27	18.4
14	-0.42	17.5
15	-0.49	16.5
16	-0.45	15.6
17	-0.34	15
18	-0.18	14.6
19	-0.02	14.9
20	0.33	15.7
21	0.44	16.5
22	0.28	17.2
23	0.15	17.5
24	0	17.7



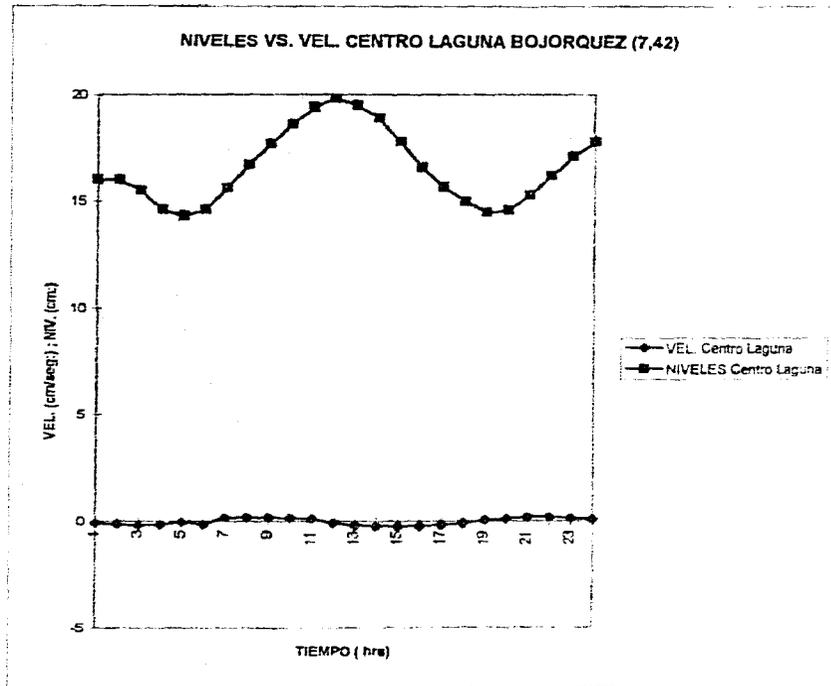
	VEL	NIVELES
Canal	Canal	Canal
Bojorquez	Bojorquez	Bojorquez
1	-0.1	16
2	-1.1	15.8
3	-1.6	15.3
4	-1.15	14.7
5	0.1	14.5
6	1.4	15
7	1.6	15.8
8	1.5	16.8
9	1.3	17.7
10	1	18.7
11	0.5	19.3
12	-0.4	19.6
13	-1.4	19.3
14	-1.6	18.8
15	-1.7	17.6
16	-1.4	16.5
17	-1	15.7
18	-0.4	15
19	0.2	14.7
20	1.2	14.9
21	1.8	15.6
22	1.6	16.4
23	1	17.2
24	0.5	17.7



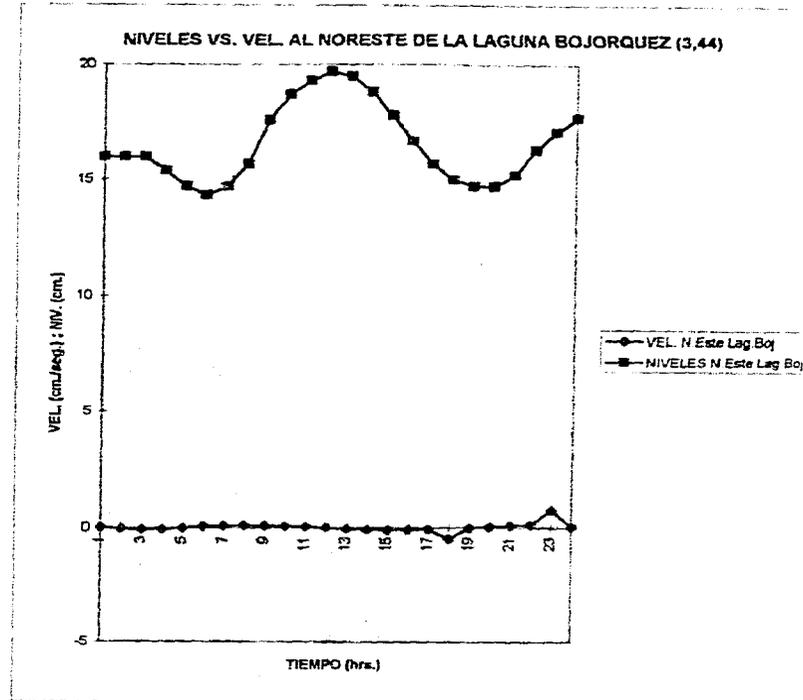
	VEL. Centro Laguna	NIVELES Centro Laguna
1	0.15	16
2	0.17	16
3	0.03	15.4
4	-0.17	14.7
5	-0.21	14.3
6	-0.2	14.7
7	0.04	15.5
8	1	16.4
9	0.16	17.8
10	0.18	18.5
11	0.17	19.3
12	0.19	19.6
13	0.15	19.5
14	0.03	18.7
15	-0.21	17.8
16	-0.33	16.5
17	-0.35	15.6
18	-0.34	14.9
19	-0.33	14.5
20	-0.3	14.6
21	-0.14	15.3
22	0.06	16.2
23	0.15	17.1
24	0.16	17.8



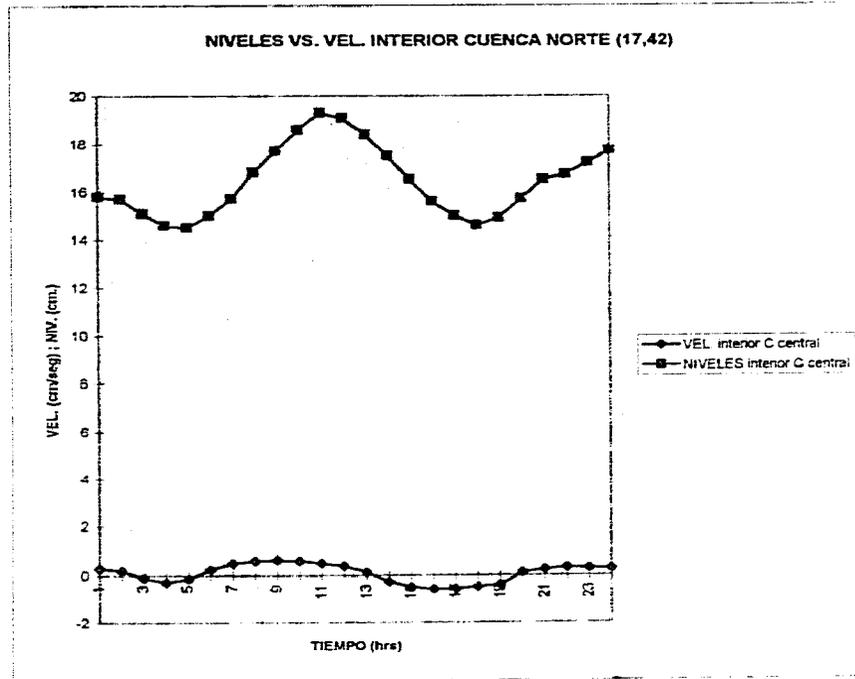
VEL. Centro Laguna	NIVELES Centro Laguna
1	-0.1 16
2	-0.15 16
3	-0.2 15.5
4	-0.17 14.6
5	-0.04 14.3
6	-0.17 14.6
7	0.18 15.6
8	0.19 16.7
9	0.18 17.7
10	0.16 18.6
11	0.12 19.4
12	-0.1 19.8
13	-0.18 19.5
14	-0.23 18.9
15	-0.25 17.8
16	-0.22 16.6
17	-0.17 15.7
18	-0.1 15
19	0.04 14.5
20	0.11 14.6
21	0.2 15.3
22	0.19 16.2
23	0.14 17.1
24	0.09 17.8



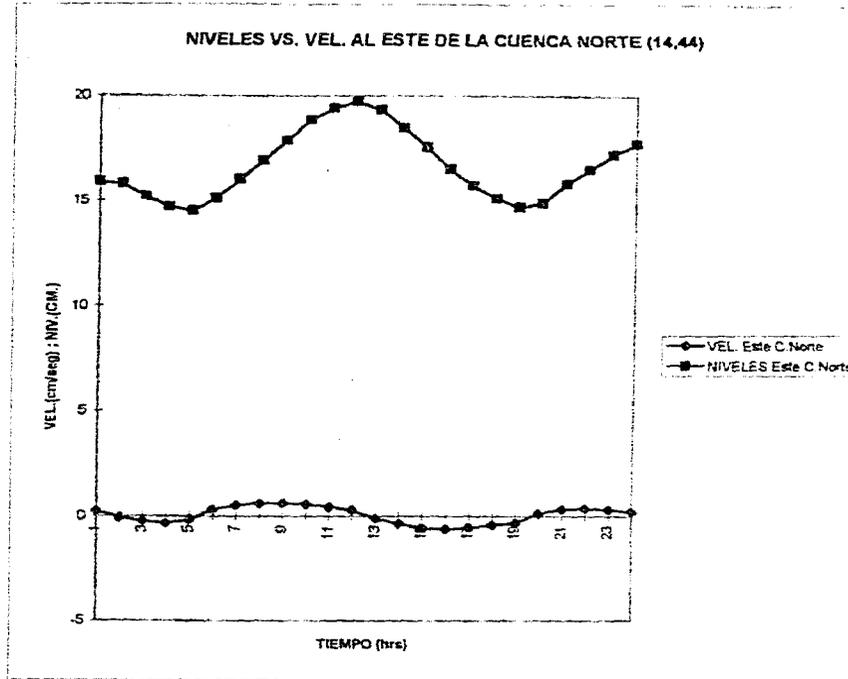
	VEL.	NIVELES
	N.Este	N.Este
	Lag.Boj	Lag.Boj
1	0.03	16
2	-0.03	16
3	-0.07	16
4	-0.06	15.4
5	0	14.7
6	0.07	14.3
7	0.1	14.7
8	0.11	15.7
9	0.1	17.6
10	0.07	18.7
11	0.06	19.3
12	0.01	19.7
13	-0.05	19.5
14	-0.09	18.8
15	-0.1	17.8
16	-0.098	16.7
17	-0.08	15.7
18	-0.48	15
19	-0.01	14.7
20	0.05	14.7
21	0.1	15.2
22	0.12	16.3
23	0.78	17.1
24	0.05	17.7



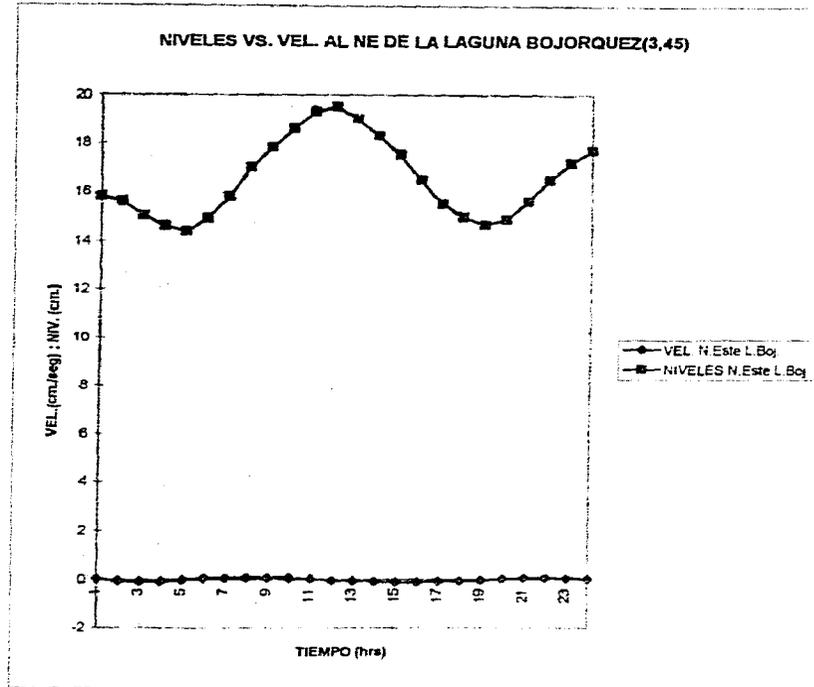
	VEL. interior C.centre	NIVELES interior C.central
1	0.3	15.8
2	0.19	15.7
3	-0.1	15.1
4	-0.28	14.6
5	-0.15	14.5
6	0.24	15
7	0.5	15.7
8	0.6	16.8
9	0.63	17.7
10	0.6	18.6
11	0.5	19.3
12	0.39	19.1
13	0.13	18.4
14	-0.26	17.5
15	-0.48	16.5
16	-0.57	15.6
17	-0.56	15
18	-0.47	14.6
19	-0.38	14.9
20	0.11	15.7
21	0.24	16.5
22	0.32	16.7
23	0.3	17.2
24	0.28	17.7



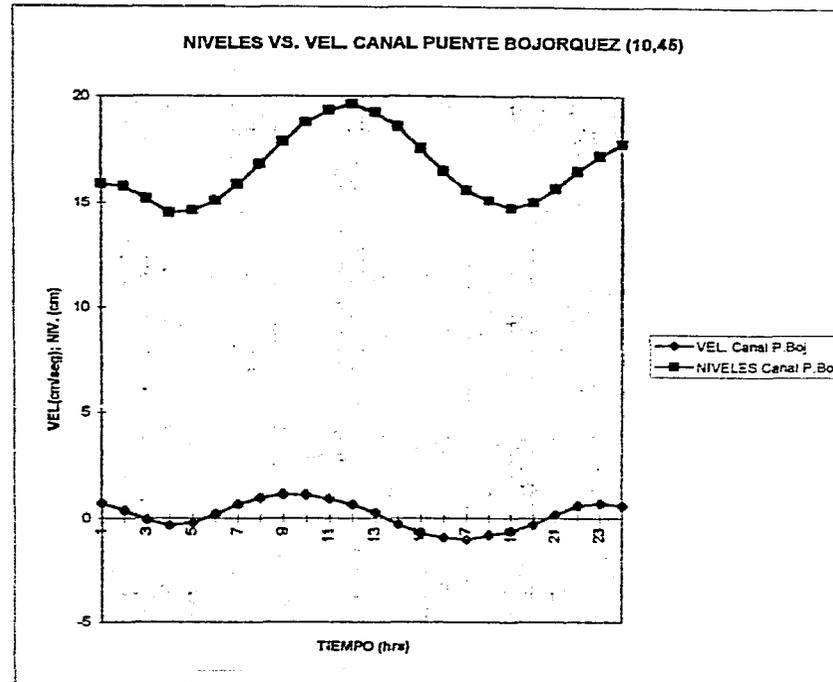
	VEL. Este C.Norte	NIVELES Este C.Norte
1	0.25	15.9
2	-0.05	15.8
3	-0.2	15.2
4	-0.3	14.7
5	-0.15	14.5
6	0.3	15.1
7	0.5	16
8	0.6	16.9
9	0.6	17.8
10	0.55	18.8
11	0.45	19.4
12	0.3	19.7
13	-0.1	19.3
14	-0.35	18.4
15	-0.55	17.5
16	-0.6	16.5
17	-0.53	15.7
18	-0.4	15.1
19	-0.3	14.7
20	0.15	14.9
21	0.35	15.8
22	0.4	16.5
23	0.33	17.2
24	0.23	17.7



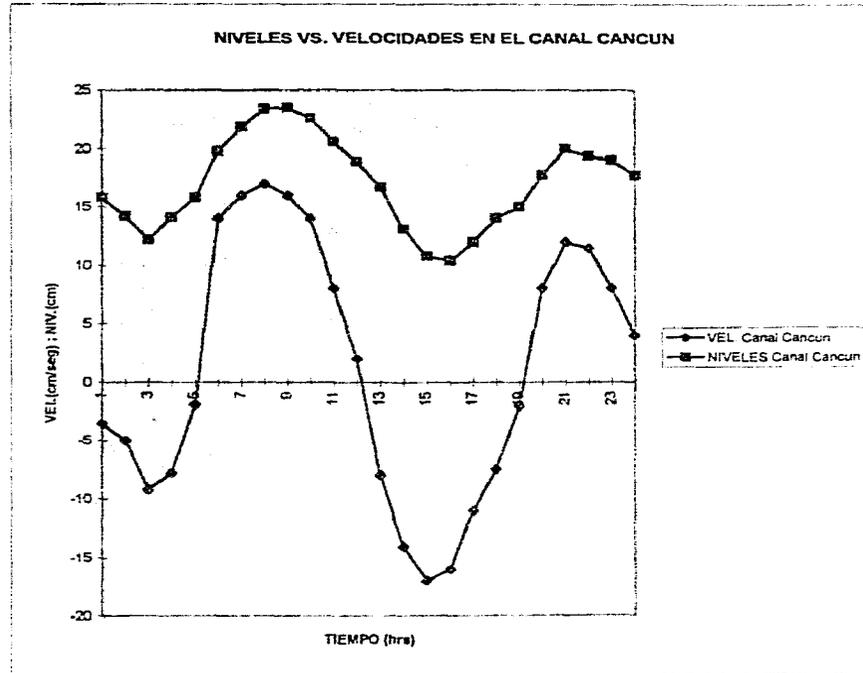
	VEL. N.Este L.Boj.	NIVELES N.Este L.Boj.
1	0.039	15.8
2	-0.038	15.6
3	-0.078	15
4	-0.076	14.6
5	-0.01	14.4
6	0.07	14.9
7	0.093	15.8
8	0.099	17
9	0.096	17.8
10	0.08	18.8
11	0.06	19.3
12	-0.02	19.5
13	-0.04	19
14	-0.08	18.3
15	-0.099	17.5
16	-0.098	16.5
17	-0.08	15.5
18	-0.06	15
19	-0.029	14.7
20	0.037	14.9
21	0.087	15.6
22	0.092	16.5
23	0.07	17.2
24	0.049	17.7



	VEL Canal P.Boj	NIVELES Canal P.Boj
1	0.7	15.9
2	0.38	15.8
3	-0.08	15.2
4	-0.35	14.5
5	-0.23	14.6
6	0.2	15.1
7	0.65	15.9
8	0.94	18.8
9	1.1	17.8
10	1.08	18.7
11	0.9	19.3
12	0.63	19.6
13	0.25	19.2
14	-0.3	18.5
15	-0.7	17.5
16	-0.9	16.5
17	-1	15.6
18	-0.8	15.1
19	-0.6	14.7
20	-0.3	15
21	0.2	15.7
22	0.6	16.5
23	0.7	17.2
24	0.6	17.7

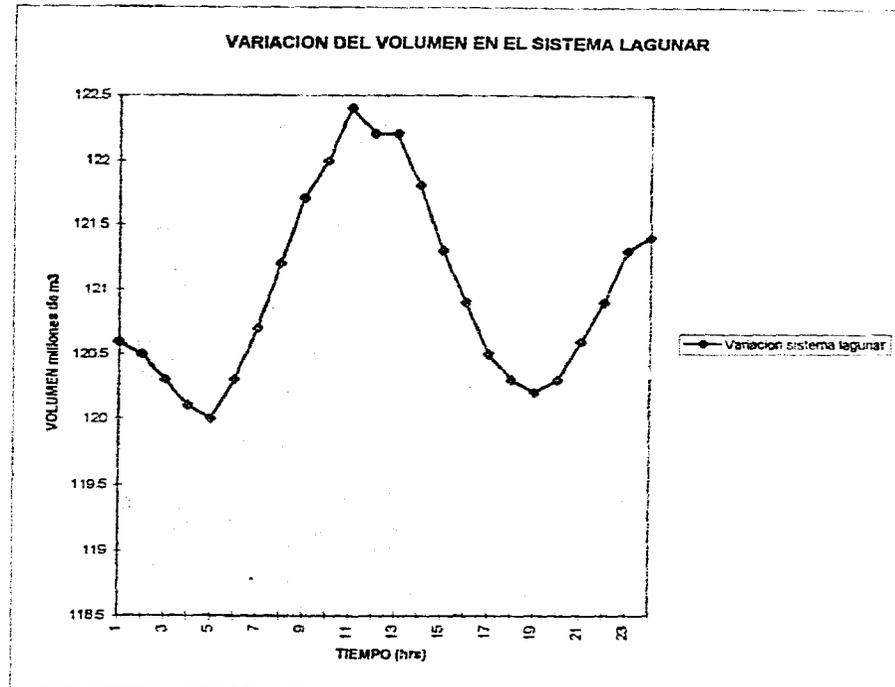


	VEL. Canal Cancun	NIVELES Canal Cancun
1	-3.5	15.8
2	-5	14.2
3	-9.2	12.2
4	-7.8	14.1
5	-1.9	15.8
6	14	19.8
7	16	21.9
8	17	23.4
9	16	23.5
10	14	22.6
11	8	20.6
12	2	18.9
13	-8	16.7
14	-14	13.1
15	-17	10.8
16	-16	10.4
17	-11	12
18	-7.5	14
19	-2	15
20	8	17.7
21	12	20
22	11.5	19.4
23	8	19
24	4	17.7



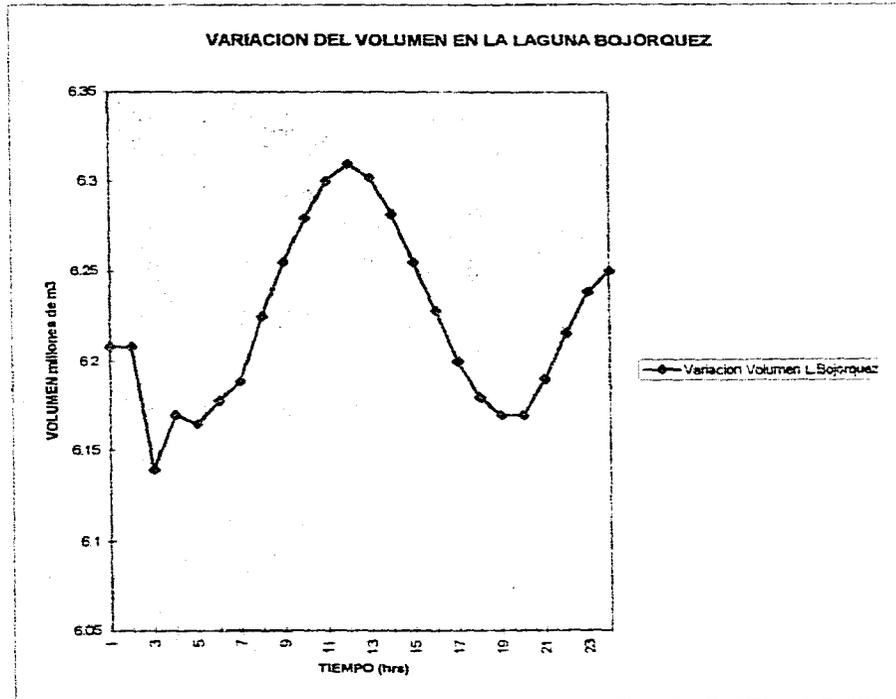
Variacion sistema lagunar

1	120.6
2	120.5
3	120.3
4	120.1
5	120
6	120.3
7	120.7
8	121.2
9	121.7
10	122
11	122.4
12	122.2
13	122.2
14	121.8
15	121.3
16	120.9
17	120.5
18	120.3
19	120.2
20	120.3
21	120.6
22	120.9
23	121.3
24	121.4



Variacion
Volumen
L.Bojorquez

1	6.208
2	6.208
3	6.14
4	6.17
5	6.165
6	6.178
7	6.189
8	6.224
9	6.255
10	6.28
11	6.3
12	6.31
13	6.302
14	6.282
15	6.255
16	6.227
17	6.2
18	6.18
19	6.17
20	6.17
21	6.19
22	6.215
23	6.238
24	6.25



GUIA DE CUADROS Y FIGURAS

CAPITULO I

FIG. 1.1 CLASIFICACION SEGUN LANKFORD REGION A

FIG. 1.2 CLASIFICACION SEGUN LANKFORD REGION B

FIG. 1.3 CLASIFICACION SEGUN LANKFORD REGION C

FIG. 1.4 CLASIFICACION SEGUN LANKFORD REGION D

FIG. 1.5 CLASIFICACION SEGUN LANKFORD REGION E

FIG. 1.6 CLASIFICACION SEGUN LANKFORD REGION F

FIG. 1.7 CLASIFICACION SEGUN LANKFORD REGION G

FIG. 1.8 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION I

FIG. 1.9 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION II

FIG. 1.10 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION III

FIG. 1.11 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION IV

FIG. 1.12 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION V

FIG. 1.13 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION VI

FIG. 1.14 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION VII

FIG. 1.15 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION VIII

FIG. 1.16 CLASIFICACION SEGUN CARRANZA - EDWARDS REGION IX

CAPITULO II

FIG. 2.1 SOBREELEVACION PARTICULA P

FIG. 2.2 DIVISION DEL AGUA

FIG. 2.3 SIGIAS (MAREAS VIVAS)

CAPITULO III

FIG. 3.1 CANAL DE COMUNICACION

FIG. 3.2 PLANTA DE CANAL DE COMUNICACION

FIG. 3.3 CANAL DE COMUNICACION

FIG. 3.4 PLANTA DE CANAL DE COMUNICACION

CAPITULO IV

FIG 4.1 SISTEMA LAGUNAR NICHUPTÉ

FIG 4.2 LAGUNA NICHUPTÉ

FIG. 4.3 RECUADRA

FIG 4.4 PUNTOS DE MEDICION

ANEXO 1 GRAFICAS COMPARATIVAS

BIBLIOGRAFÍA

1. SHORE PROTECTION MANUAL, VOLUME I, DEPARTMENT OF THE ARMY, US ARMY CORPS OF ENGINEERS, WASHINGTON, DC 20314.
2. SHORE PROTECTION MANUAL, VOLUME II, DEPARTMENT OF THE ARMY, US ARMY CORPS OF ENGINEERS, WASHINGTON, DC 20314
3. EL OCEANO Y SUS RECURSOS (CIENCIAS DEL MAR: OCEANOGRAFIA FISICA, MATEMATICA E INGENIERIA) JUAN LUIS CIFUENTES LEMUS, PILAR TORRES GARCIA
4. ANALISIS DE LA LAGUNA CAMARONERA EN EL GOLFO DE MEXICO ,
5. EL OCEANO Y SUS RECURSOS (EL APROVECHAMIENTO DE LOS RECURSOS DEL MAR) JUAN LUIS CIFUENTES LEMUS, PILAR TORRES GARCIA
6. CIENCIAS DEL MAR, COSTAS MEXICANAS
7. MODELO MATEMATICO PARA DETERMINAR LA PROPAGACION DE LA ONDA DE MAREA EN LAGUNAS COSTERAS. ARTURO BRUNO JUAREZ LEON
8. STABILITY OF TIDAL INLETS, PER BRUUN