



Dirección General Adjunta de Oceanografía,
Hidrografía y Meteorología

MANUAL DE MAREAS



2005

GC 302.3
.M 35



SM-H-008

Lcat-2011
R015489

002954

UNAM GC 302.3
.M35



Dirección General Adjunta de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología

Ej-1/2017



MANUAL DE MAREAS



SECRETARIA DE MARINA
DIRECCION GENERAL
DE OCEANOGRAFIA,
HIDROGRAFIA Y METEOROLOGIA
INSTITUTO GENERAL DE INVESTIGACIONES Y ESTUDIOS
CIENTIFICOS Y TECNOLÓGICOS

1/108

DERECHOS DE PROPIEDAD

Esta publicación se encuentra inscrita en el registro público del derecho de autor, por lo que se prohíbe la reproducción total o parcial por cualquier medio electrónico, mecánico de fotocopiado, grabación u otros métodos sin la autorización expresa de la Secretaría de Marina.

Todos los derechos reservados.

© SECRETARIA DE MARINA- 2005 INSCRIPCIÓN No. 03-2005-053113261800-01 del 14 de junio de 2005.

IMPRESO

Secretaría de Marina-Armada de México.
Dirección General de Investigación y Desarrollo.
Dirección General Adjunta de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología.
Talleres Gráficos de la Dirección de Hidrografía.
1/ra. reimpresión julio del 2005.

INDICE

INTRODUCCIÓN.....	iv
CAPÍTULO 1 MAREAS Y OLAS.....	1
1.1 ¿QUÉ ES LA MAREA?.....	1
1.2 OLAS.....	1
1.3 OLAS DE GRAVEDAD DE SUPERFICIE.....	3
1.4 OLAS LARGAS Y CORTAS DE PEQUEÑA AMPLITUD.....	5
1.5 ACELERACIÓN DE CORIOLIS.....	8
1.6 SISTEMAS ANFIDRÓMICOS.....	10
1.7 MAREAS Y CORRIENTES DE MAREAS.....	12
1.8 EFECTOS DE AGUA BAJA.....	13
CAPÍTULO 2 FUERZAS DE MAREA ASCENDENTE.....	17
2.1 INTRODUCCIÓN.....	17
2.2 FUERZAS DE MAREA ASCENDENTE DEBIDAS AL SOL.....	17
2.3 FUERZAS DE MAREA ASCENDENTE DEBIDAS A LA LUNA.....	21
2.4 POTENCIAL DE MAREA Y MAREA DE EQUILIBRIO.....	22
2.5 MAREAS DE EQUILIBRIO DIURNA Y SEMIDIURNA.....	25
2.6 MAREAS DE EQUILIBRIO DE LARGOS PERÍODOS.....	30
2.7 ANÁLISIS MATEMÁTICO DE LA MAREA DE EQUILIBRIO.....	30
2.8 MAREAS VIVAS Y MUERTAS.....	32
2.9 CLASIFICACIÓN DE LAS MAREAS.....	33
CAPÍTULO 3 ANÁLISIS DE MAREAS Y PREDICCIÓN.....	37
3.1 INTRODUCCIÓN.....	37
3.2 EL TEOREMA DE FOURIER.....	37
3.3 ANÁLISIS ARMÓNICO DE MAREAS.....	38
3.4 MODULACIÓN DE DIECINUEVE AÑOS DE LOS CONSTITUYENTES LUNARES.....	41
3.5 CONSTITUYENTES DE AGUAS BAJAS.....	43
3.6 REGISTRO DE LONGITUD E INTERVALO MUESTRA.....	44
3.7 ANÁLISIS ARMÓNICO DE LA CORRIENTE DE FLUJO.....	46
3.8 MÉTODO ARMÓNICO DE PREDICCIÓN DE MAREA.....	47
3.9 PREDICCIÓN DE MAREA Y CORRIENTE EXTREMA.....	47
3.10 CARTAS COTIDALES.....	48
3.11 MODELOS NUMÉRICOS DE MAREAS.....	49

CAPÍTULO 4 INFLUENCIAS METEOROLÓGICAS Y OTRAS NO RELACIONADAS CON MAREAS.....	58
4.1 INTRODUCCIÓN.....	58
4.2 CORRIENTES IMPULSADAS POR EL VIENTO.....	58
4.3 INFLUENCIA DEL VIENTO.....	59
4.4 EFECTO DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	60
4.5 INFLUENCIA DE TORMENTAS.....	61
4.6 SEICHES.....	62
4.7 PRECIPITACIÓN, EVAPORACIÓN Y DESBORDAMIENTO.....	63
4.8 EFECTO DE LA FUERZA CORIOLIS SOBRE LAS CORRIENTES.....	64
4.9 CIRCULACIÓN DE ESTUARIO.....	65
4.10 PUNTOS DE FUSIÓN Y CONGELAMIENTO.....	69
4.11 TSUNAMIS.....	69
4.12 FENÓMENOS DE EL NIÑO Y LA NIÑA.....	70
CAPÍTULO 5 DATUMS Y CONTROL VERTICAL.....	72
5.1 DATUMS VERTICALES.....	72
5.2 EQUI-GEOPOTENCIAL O SUPERFICIE DE NIVEL.....	73
5.3 GEOPOTENCIAL, DINÁMICA Y ELEVACIONES ORTOMÉTRICAS.....	73
5.4 DATUM GEODÉSICO.....	75
5.5 DATUMS DE CARTAS HIDROGRÁFICAS.....	75
5.6 SUPERFICIES DE MAREA ESPECIALES.....	77
5.7 NIVELACIÓN TERRESTRE Y TRANSFERENCIA AL AGUA.....	79
5.8 PROPÓSITO E IMPORTANCIA DE LOS BANCOS DE NIVEL.....	80
CAPÍTULO 6 INSTALACIÓN DE MAREÓGRAFOS TEMPORALES.....	82
6.1 INTRODUCCIÓN.....	82
6.2 POZOS DE AMORTIGUACIÓN.....	82
6.3 PROTECCIÓN PARA EL MAREÓGRAFO.....	85
6.4 MAREÓGRAFOS DE FLOTADOR.....	87
6.5 MAREÓGRAFOS DE PRESIÓN - TIPO DE DIAFRAGMA.....	88
6.6 MAREÓGRAFOS DE PRESIÓN - TIPO DE BURBUJA.....	90
6.7 REGLA DE MAREA.....	91
6.8 SELECCIÓN DEL SITIO PARA INSTALAR UN MAREÓGRAFO.....	94
6.9 BANCOS DE NIVEL - GENERALIDADES.....	95
6.10 BANCOS DE NIVEL - DESCRIPCIONES.....	96
6.11 NIVELACIÓN - GENERALIDADES.....	98
6.12 NIVELACIÓN - MÉTODO Y TERMINOLOGÍA.....	98
6.13 NIVELACIÓN - EQUIPO.....	99
6.14 NIVELACIÓN - INSTRUMENTOS.....	100
6.15 NIVELACIÓN - AJUSTES DEL INSTRUMENTO.....	103
6.16 NIVELACIÓN.....	106
6.17 PRECISIÓN DE UNA NIVELACIÓN.....	107
6.18 POSICIONANDO EL CERO DEL MAREÓGRAFO.....	108

CAPÍTULO 7 OPERACIÓN DEL MAREÓGRAFO Y REDUCCIÓN DE SONDEOS.....	110
7.1 INTRODUCCIÓN.....	110
7.2 DATUM DE LOS SONDEOS A PARTIR DE BN's EXISTENTES.....	110
7.3 DATUM DE LOS SONDEOS POR TRANSFERENCIA EN EL AGUA - AGUAS DE MAREA.....	111
7.4 DATUM DE LOS SONDEOS POR TRANSFERENCIA EN EL AGUA - LAGOS.....	113
7.5 DATUM DE LOS SONDEOS POR TRANSFERENCIA EN EL AGUA - RIOS.....	113
7.6 INSPECCIÓN DIARIA DEL MAREÓGRAFO.....	116
7.7 DOCUMENTACIÓN DE LOS REGISTROS DEL MAREÓGRAFO.....	117
7.8 NOTAS DEL DATUM Y HOJAS DE CAMPO.....	118
7.9 ENVÍO DE REGISTROS Y DOCUMENTOS.....	118
7.10 REDUCCIÓN DE LOS SONDEOS - GENERALIDADES.....	119
7.11 REDUCCIÓN DE LOS SONDEOS - CARTAS COTIDALES.....	119
7.12 REDUCCIÓN DE LOS SONDEOS - AGUAS SIN INFLUENCIA DE MAREAS.....	122
7.13 REDUCCIÓN DE LOS SONDEOS - MAREÓGRAFOS LEJOS DE LA COSTA.....	123
APÉNDICES.....	125
APÉNDICE A: VERIFICACIÓN DE "C".....	126
APÉNDICE B: NIVELACIÓN DE TRES ALAMBRES.....	130
APÉNDICE C: PRINCIPALES CONSTIYUYENTES ARMÓNICOS.....	134
APÉNDICE D: ESTABLECIMIENTO DE PUERTO.....	135
APÉNDICE E: CORRIENTES INERCIALES.....	142
BIBLIOGRAFÍA.....	144

INTRODUCCIÓN

El comportamiento del mar es muy diverso y complejo; entre ello, tenemos las fluctuaciones cotidianas de su nivel, situación que se observa y es más palpable a lo largo de las costas.

Para quienes habitan o desarrollan actividades en el entorno marítimo - costero, esto puede ser de interés o de preocupación, según las condiciones o las causas que prevalezcan.

Así se puede observar la oscilación vertical en la regla de mareas, como también cuando está sucediendo una inundación del mar en las áreas bajas, producto de la marea alta o puede ser preocupante la erosión que la corriente marina está provocando en las playas.

Entre las actividades que se desarrollan en el mar, está la que realizan los hidrógrafos, cuyo interés entre otros, es el de conocer las fluctuaciones del nivel del mar, para realizar sus levantamientos; con ello, podrán plasmar sondeos de calidad para su trabajo terminal, que es la carta náutica.

La información del nivel del mar, la proporcionan entre otros los mareógrafos, aparatos que trabajan en forma permanente o temporal, según sea la exigencia portuaria o para una tarea específica en el área del levantamiento hidrográfico respectivamente.

El contenido de este *Manual de Mareas*, fué recopilado y en parte traducido de diversas publicaciones especializadas en la materia, por el C. Tte. de Navío C.G. RAFAEL A. PONCE URBINA, Jefe del Departamento de Mareografía.

Está diseñado para proporcionar un conocimiento teórico y práctico, como apoyo al trabajo de campo que realizan hidrógrafos, oceanólogos, navegantes y para quien desee conocer un poco más del comportamiento de las mareas.

Sobre los instrumentos y técnicas utilizados en la medición de mareas, se hace énfasis en los principios básicos; pero con respecto a otros manuales para instrumentos o rutinas específicas no se mencionan; con esto, se pretende que el presente manual no llegue a la obsolescencia en un corto tiempo, dado los avances tecnológicos que se dan día a día.

Se han empleado un mínimo de cálculos matemáticos, intentando explicar los resultados de manera sencilla. Para aquel lector que no sienta predilección por las matemáticas, se le recomienda leer los conceptos escritos entre las fórmulas, para tratar de comprender las ideas básicas; sin embargo, no es conveniente omitir esto completamente.

El presente manual obedece a las políticas del *Alto Mando de la Secretaría de Marina - Armada de México*, para poner al alcance de su personal, herramientas que lo apoyen en la realización más eficiente de las tareas científico-técnicas que se asignan; con ello, la Institución participa en pro del desarrollo de la Nación.

CAPITULO 1

MAREAS Y OLAS

1.1 ¿QUE ES LA MAREA?

Todo lector de este libro deberá tener alguna noción de lo que significa la palabra "marea" aplicada al océano. Algunos pensarán en la subida y bajada del nivel de marea diariamente o dos veces al día con relación a la cara rocosa de un acantilado o en los pilotes de un muelle, otros pensarán en el avance y retroceso del agua en profundidades bajas próximas a la playa, y quizás otros piensen en el flujo variable horizontal del agua que lleva su buque fuera del rumbo, algunas veces en una dirección, algunas veces en otra. La marea es todas estas cosas, pero de forma más generalizada definiremos a las mareas oceánicas como la *respuesta del océano a las fluctuaciones periódicas de las fuerzas de atracción de la Luna y del Sol*. Esta respuesta se da en forma de olas largas que son generadas en todo el océano. Estas se propagan de un lugar a otro, son reflejadas, refractadas y disipadas como lo son otras olas largas. Por lo cual la marea observada en un lugar en particular no es generada localmente, sino la suma de olas de mareas llegando de todas partes del océano, cada una modificada de acuerdo a lo que experimenta a lo largo de su recorrido. Para entender mejor las mareas se considerarán las características de las olas largas así como aquellas de las fuerzas de atracción que las producen.

1.2 OLAS

Cuando una onda de sonido viaja en el aire, las partículas experimentan vibraciones de vaivén, y la fuerza restaurativa es provista por el gradiente de presión. Cuando una onda de sonido viaja a través de un sólido, las partículas también experimentan una vibración de vaivén y la fuerza restaurativa es provista por la elasticidad del material. Cuando una onda viaja a lo largo de una cuerda tensada, las partículas experimentan una vibración transversal, y la fuerza restaurativa es provista por la tensión de la cuerda. Cuando una onda viaja a lo largo de una superficie de un cuerpo de agua las partículas experimentan vibraciones tanto de vaivén como de sube y baja, y la fuerza restaurativa es provista por una combinación de la gravedad (actuando a través de la presión hidrostática) y de la tensión de superficie. La tensión de superficie es la fuerza restaurativa dominante para ondulaciones o pequeñas ondas con una distancia entre crestas de 2 cm. o menos, llamadas "olas capilares". Para todas las olas de mayor longitud la fuerza restaurativa dominante es la gravedad, y por esta razón son llamadas "olas de gravedad". El movimiento corto e irregular de la superficie, incremento en el volumen de agua de mar, tsunamis y mareas son todas clasificadas como olas de gravedad.

La terminología utilizada para describir las olas es ilustrada en la fig. 1a y 1b. En la figura 1a la forma de la ola es vista perpendicular a su dirección de desplazamiento a un instante determinado; en la fig. 1b muestra la variación en el nivel de agua en una posición fija sobre un intervalo de tiempo mientras la ola pasa. La *longitud de onda* (λ) es la distancia entre *crestas* sucesivas o *senos* sucesivos. La *altura* (R) es la distancia

vertical de la cresta sobre el seno, o la *pleamar* (HW) sobre la *bajamar* (LW) del agua. Los términos cresta y seno son más comúnmente usados en conexión con olas, ya que son palabras lo suficientemente cortas para revelar la forma de la ola al ojo humano. Los términos HW y LW son más comúnmente usados en conexión con las olas de mareas, las cuales son mucho más largas como para ser reveladas al ojo humano. La *amplitud* (H) es la mitad de la altura. El *período* (T) es el intervalo entre el pasaje de dos crestas sucesivas, o entre dos HW's: senos sucesivos u otra parte cualquiera de la ola que sea identificable. La *frecuencia* (f) es el número de períodos (o ciclos) que ocurren por unidad de tiempo; por lo tanto $f = 1/T$. La *velocidad de la ola* (c) es el rango de avance horizontal de todas las partes constitutivas de la forma de la ola (crestas, senos, etc.). Ya que la ola avanza una longitud de onda en un período, $c = \lambda / T$.

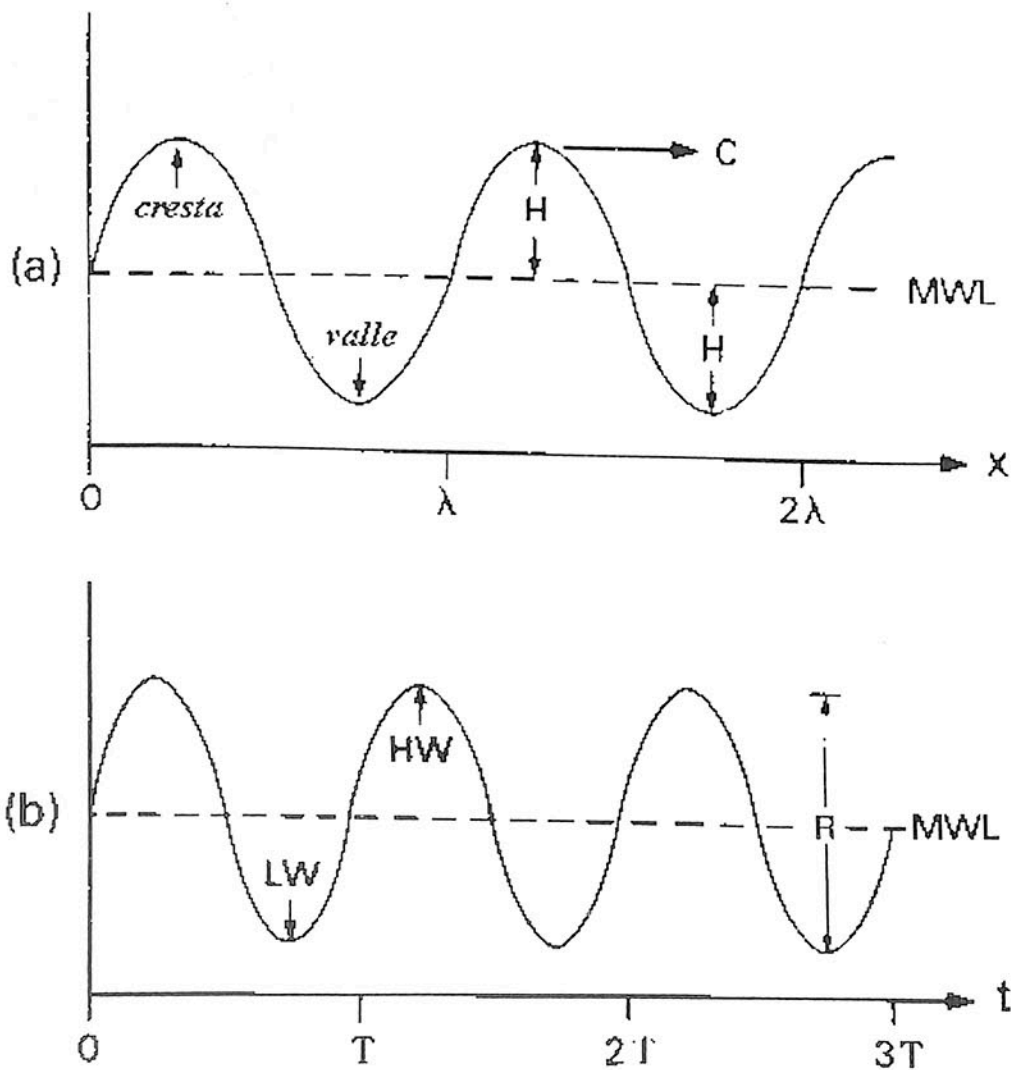


Fig. 1. Onda de forma sinusoidal como es vista (a) en el espacio al instante t de tiempo y (b) en un lugar fijo sobre un intervalo de tiempo.

La ola de forma sinusoidal, como la de la figura 1, puede ser generada como el producto de la amplitud por el seno o coseno de un ángulo incrementándose continuamente, llamada la *fase*.

El ángulo por el cual una ola se retarda con respecto a la fase de una ola de referencia es llamado *retardo de fase*. En el trabajo con mareas, la forma de coseno es la más comúnmente usada, así que en la fig. 1b la altura sobre el nivel medio del mar (MWL) se expresará de la siguiente forma:

$$h(t) = H \cos \left(2\pi ft - \frac{\pi}{2} \right)$$

Con respecto a la ola con fase $2\pi ft$, $h(t)$ puede decirse que tiene un retardo de fase de $\pi/2$. El rango al cual la fase se incrementa es llamado *velocidad angular* (ω), y $\omega = 2\pi f$ radianes por unidad de tiempo. En términos de mareas la velocidad angular es usualmente nombrada en grados por hora y se le da el símbolo "n". El *número de la ola* (k) es el rango al cual la fase cambia con la distancia, y $k = 2\pi/\lambda$ radianes por unidad de distancia.

1.3 OLAS DE GRAVEDAD DE SUPERFICIE

Sería raramente admitido que la superficie del mar fuera representada por una simple onda sinusoidal como en la fig. 1. De cualquier forma, los estados de la mar complicados pueden ser representados como un compuesto de olas, cada una con su propia amplitud, longitud de onda y dirección de propagación. Un largo incremento en el volumen de agua de mar corriendo en contrasentido de un mar en calma cercano denota una sola componente de onda. Debido a que la marea puede ser usualmente representada adecuadamente como la superposición de un número manejable de estas componentes de olas, centraremos nuestra investigación de olas de gravedad de superficie a aquellas de forma sinusoidal.

La ola que se mueve a través de la superficie como un tren de crestas y senos paralelos es llamada *ola progresiva*. Si ésta se mueve en dirección positiva del eje x , la altura a la distancia x y a un tiempo t es dado por

$$\begin{aligned} (1.3.1) \quad h_1(x,t) &= H \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{x}{\lambda} \right) \\ &= H \cos (\omega t - kx) \end{aligned}$$

Esta expresión puede ser verificada considerando que para un observador viajando con la velocidad de la ola $c = \lambda/T$ la fase permanecerá constante, porque el

incremento debido al incremento en t es derivado del decremento debido al incremento de x . Si el tren de olas es en sentido negativo en el eje x , la altura será:

$$(1.3.2) \quad h_2(x,t) = H \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} + \frac{x}{\lambda} \right)$$

$$= H \cos (\omega t + kx)$$

La superposición de dos olas progresivas que tienen la misma amplitud y frecuencia pero que viajan en direcciones opuestas producen lo que se llama *ola estacionaria* (es una ola en la cual la amplitud de la resultante de una ola transmitida y una ola reflejada es estacionaria en tiempo y en la cual parte de la energía de la ola transmitida es absorbida por el límite de la reflejada). Sumando las ecuaciones (1.3.1) y (1.3.2), efectuando algunas relaciones trigonométricas, se obtiene la siguiente expresión para la forma de la ola estacionaria:

$$= (2H \cos 2\pi \frac{x}{\lambda}) (\cos 2\pi \frac{t}{T})$$

$$(1.3.3) \quad h_s(x,t) = h_1 + h_2$$

La figura 2 ilustra la formación de una ola estacionaria de dos olas progresivas dirigidas en forma opuesta. De la ecuación 1.3.3 y la fig. 2 está claro que el período y la longitud de onda de una ola estacionaria son iguales que aquellos de las olas progresivas componentes, donde la amplitud de la subida y bajada de la superficie varía desde cero hasta $2H$ de acuerdo al valor del $\cos kx$, y que la fase de la subida y bajada es la misma u opuesta en todas partes de acuerdo con el signo del $\cos kx$. Los lugares de la ola estacionaria donde la amplitud es cero son llamados *nodos*, y donde es máxima son llamados *anti-nodos*. El espacio entre nodos es llamado *semicírculo*. Dentro de cada *semicírculo* la fase es la misma, pero difiere en 180 grados de los *semicírculos* adyacentes. Una onda estacionaria está formada frecuentemente por la reflexión de una ola progresiva regresando sobre sí misma, por lo cual la marea usualmente muestra las características de una ola estacionaria en bahías y entradas en la costa. En la práctica nunca se encontrará una ola progresiva o estacionaria pura; todas las olas tendrán algunas características unas de otras.

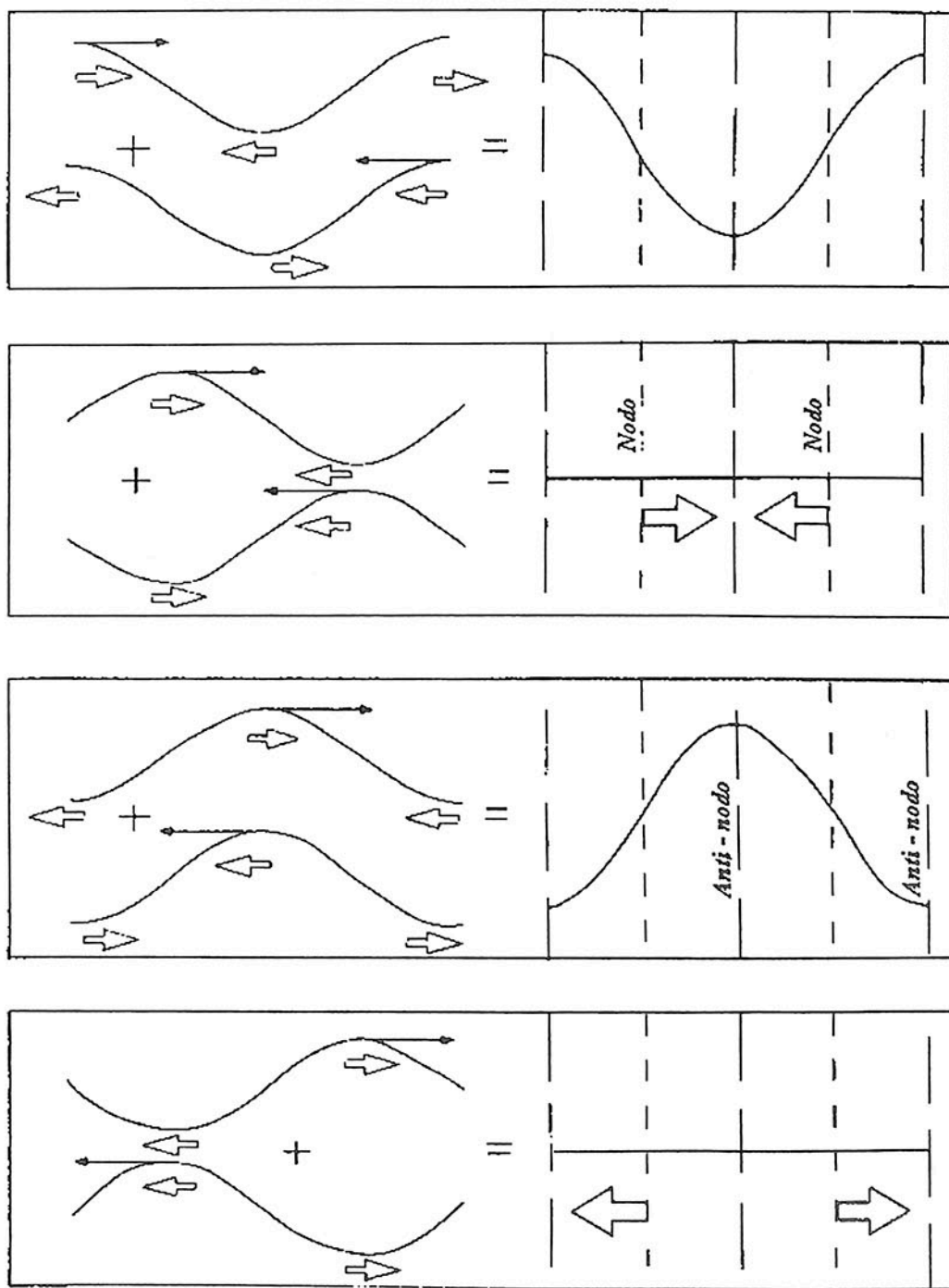


Fig. 2 Formación de una onda estacionaria desde dos ondas progresivas dirigidas en sentido opuesto. Las flechas huecas representan las velocidades de la partícula; las flechas de línea sencilla muestran la dirección de propagación de la onda.

1.4 OLAS LARGAS Y CORTAS DE PEQUEÑA AMPLITUD

En nuestra consideración teórica de olas asumiremos implícitamente que la amplitud es pequeña con respecto tanto a la longitud de onda como a la profundidad. La amplitud de una ola de marea es siempre pequeña con respecto a su longitud de onda,

pero no siempre respecto a su profundidad, por lo cual debemos esperar cierta distorsión en nuestros resultados en aguas poco profundas. Puede mostrarse que la velocidad de onda de una ola sinusoidal en una profundidad total D es:

$$(1.4.1) \quad c = [(g/k) \tanh kD]^{1/2}$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad, el movimiento horizontal de la partícula (corriente de la ola) y la presión asociada con el paso de la ola decrecen exponencialmente con la profundidad por el factor $\exp(-kz)$, siendo z la profundidad desde la superficie. La magnitud de kD ($= 2\pi D/\lambda$) por lo tanto provee un criterio a través del cual se categorizan las olas. *Olas cortas* (o de gran profundidad) son aquellas por las cuales la longitud de onda es mucho menor que la profundidad y olas largas (o de baja profundidad) son aquellas por las cuales la longitud de onda es mucho mayor que la profundidad. Debe recordarse que los términos son relativos, no absolutos y que una ola corta puede volverse ola larga cuando entre en aguas poco profundas. Para olas cortas kD es muy grande y $\tanh kD$ es cerca de la unidad, entonces la velocidad de la ola es $c_s = (g/k)^{1/2}$. Para olas largas el valor de kD es muy pequeño y la $\tanh kD$ es aproximadamente igual a kD , por lo cual la velocidad de la ola es $c_L = (gD)^{1/2}$. Debido a que en las olas cortas la velocidad depende en la longitud de onda, estas experimentan *dispersión*, las olas de componentes más largos viajan más rápido y se dispersan de las olas de componentes cortos. Este es el por qué de los grandes incrementos en el volumen del agua de mar (corredores frontales) provenientes de una tormenta distante llegan primero. Las olas largas no experimentan dispersión, su velocidad de onda depende solo de la profundidad del agua. Sin embargo, sí experimentan *refracción* si una parte frontal de la ola está viajando en aguas menos profundas que otras. La parte frontal de la ola en aguas menos profundas disminuye su velocidad, permitiéndole al resto de la parte frontal de dicha ola pivotear, cambiando la dirección de propagación. Como se ilustra en la figura 3, la refracción es responsable de la orientación de olas paralelas a la costa antes de que rompan en la playa. Las olas cortas no experimentan refracción; pero, por supuesto, éstas pueden volverse olas largas cuando entran en aguas poco profundas y entonces serán refractadas como se ve en la figura 3.

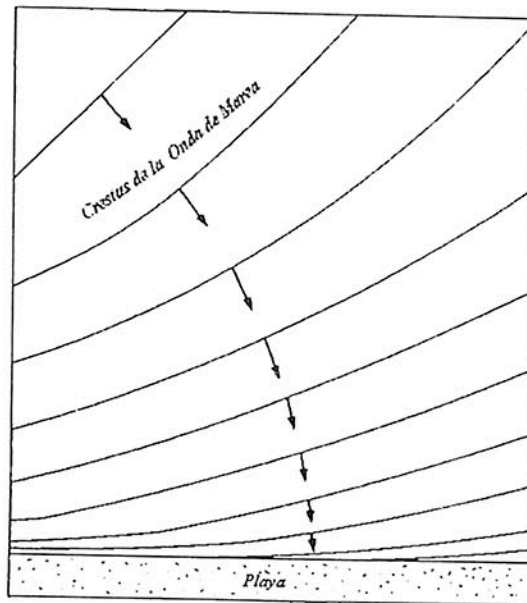


Fig. 3. Orientación de ondas paralelas a la playa, por refracción.

El movimiento de partículas y la fluctuación de presión asociadas con el paso de una ola corta decrece rápidamente con la profundidad, siendo sólo de alrededor del 4% de sus valores de superficie a una profundidad de media longitud de onda. El movimiento de partículas y la fluctuación de presión asociada con el paso de una ola larga son, virtualmente uniformes sobre la profundidad (excepto por el efecto friccional cerca del fondo). Estos son factores importantes a considerar cuando se planea efectuar mediciones de presión de subsuperficie o de corrientes. Ya que las mareas de superficie son olas largas incluso en las partes oceánicas más profundas, su señal puede ser detectada a cualquier profundidad debido a que las señales de olas cortas son filtradas eficientemente por debajo de una profundidad de la mitad de una longitud de onda. Las propiedades de las olas largas y cortas están sintetizadas en la tabla 1. Hay, por supuesto, olas que son intermedias entre las largas y cortas y su velocidad de ola está dada por la ecuación 1.4.1.

Tabla 1. Propiedades de olas largas y cortas.

	Olas cortas (aguas profundas)	Olas largas (aguas bajas)
Definición	$\lambda \ll D$	$\lambda \gg D$
Velocidad de onda	$(g/k)^{1/2}$	$(gD)^{1/2}$
Movimiento de partículas	Decrece con la profund.	Uniforme con profund.
Presión de la ola	Decrece con la profund.	Uniforme con profund.
Dispersión	Si	No
Refracción	No	Si

1.5. ACELERACION DE CORIOLIS

Las clásicas leyes de Newton del movimiento son aplicadas sólo cuando todas las medidas son hechas con respecto a un sistema coordenado inercial, que no es ni acelerado ni rotativo. Por lo tanto, cuando las medidas son hechas relativas a un sistema coordenado fijo a la Tierra, debe hacerse una consideración permisible para la rotación de la Tierra sobre su eje. Esto se hace proporcionando dos "fuerzas ficticias", la *fuerza centrífuga* y la *fuerza de Coriolis*, sumadas a las fuerzas aparentes que causan la aceleración de un cuerpo relativas a la superficie de la Tierra. Una masa en reposo en la superficie de la Tierra está realmente girando alrededor de su eje en un círculo de latitud una vez cada día y por lo tanto se está acelerando hacia el centro de ese círculo. La inercia de la masa resiste esta aceleración centrípeta y, para un observador mirando hacia la Tierra, la masa aparenta ser jalada alejándose del eje por el que él lo llama la fuerza centrífuga. Ya que esta varía con la latitud y no con el tiempo, la fuerza centrífuga (CF) es convenientemente combinada con la atracción gravitacional de la Tierra (G), lo que conocemos como "gravedad" (g). La figura 4 muestra la suma de vectores de las dos fuerzas que dan como resultado la gravedad, con el relativo tamaño del vector de la fuerza centrífuga exagerado grandemente para hacer más claro el ejemplo. La fuerza centrífuga es obviamente mayor en el ecuador y cero en los polos, contribuyendo al hecho de que la gravedad es menor en el ecuador que en los polos.

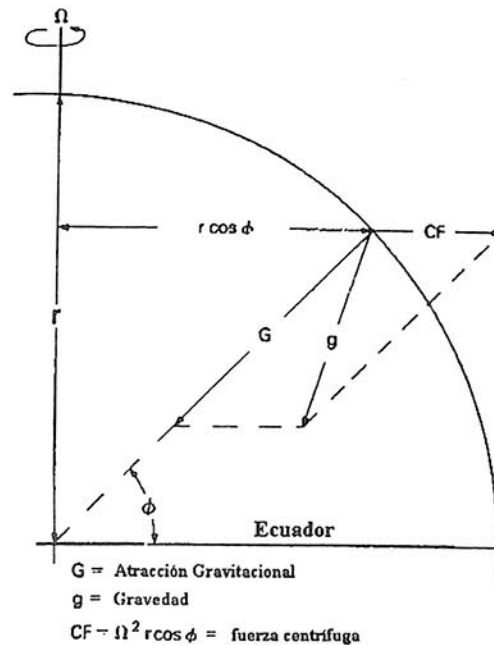


Fig. 4. Suma vectorial de la atracción gravitacional terrestre (G) y la fuerza centrífuga debido a la rotación de la Tierra (CF) para producir "gravedad" (g).

Un cuerpo en movimiento relativo a la superficie de la Tierra experimenta una aceleración a la derecha de su dirección horizontal de movimiento en el Hemisferio Norte (a la izquierda en el Hemisferio Sur), una aceleración que es proporcional a su velocidad y al seno de la latitud. Esta aceleración es también el resultado del movimiento de rotación de la Tierra y es proporcionado por la fuerza de Coriolis. La figura 5 pretende ilustrar el origen de esta fuerza. Hay una fuerza de Coriolis en objetos moviéndose

verticalmente y una componente vertical de esta fuerza en objetos moviéndose horizontalmente, pero solamente consideraremos la componente horizontal en objetos moviéndose horizontalmente. Imagine la Tierra cubierta por una película antifriccional, superficie la cual conforma un sólo nivel de la misma (en todas partes normal a la dirección de la gravedad). El N y el S son los polos norte y sur y Ω ("omega") es la velocidad angular de la Tierra. Si un cuerpo se mueve a mayores latitudes, la velocidad al este de la superficie de la Tierra decrece y por lo tanto la velocidad del cuerpo relativa a la Tierra se incrementa. Esto es visto como una aceleración a la derecha en el Hemisferio Norte y a la izquierda en el Hemisferio Sur. Existen casos especiales mostrados para un cuerpo proyectado al sur desde N y para uno proyectado al norte desde S. Visto desde un sistema coordenado inercial ambos cuerpos viajarán a lo largo del círculo máximo NS, sin velocidad este-oeste. Relativo a la Tierra, sin embargo, estos cuerpos aparentan seguir las rutas NM y ST, adquiriendo componentes de velocidad al oeste al moverse a latitudes bajas y por lo tanto acelerándose a la derecha en el Hemisferio Norte y a la izquierda en el Hemisferio Sur.

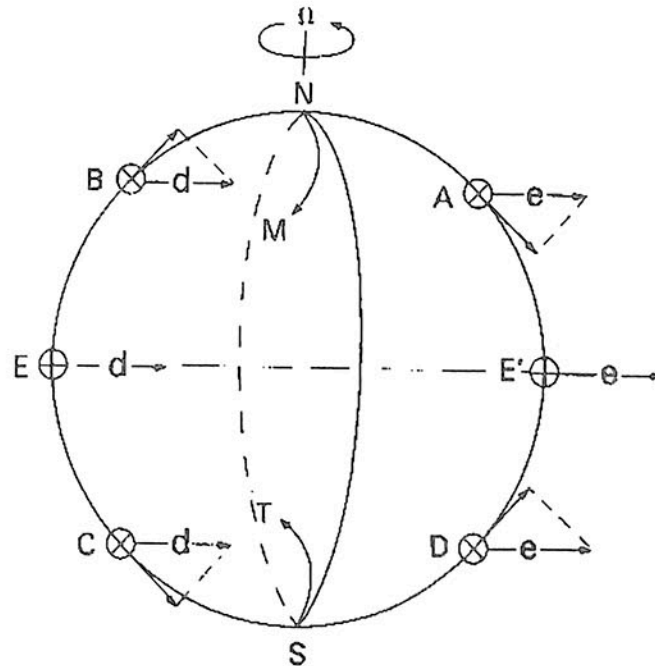


Fig.5. Diagrama que ilustra el origen de la Fuerza o aceleración de Coriolis.

La fuerza de Coriolis debida a la componente de velocidad este-oeste se incrementa por el hecho de que un cuerpo moviéndose al este experimenta una fuerza centrífuga en exceso incluida en la gravedad y esta fuerza centrífuga en exceso tiene una componente que acelera el cuerpo a lo largo del nivel de superficie hacia el ecuador. Similarmente, un cuerpo moviéndose al oeste experimenta una fuerza centrífuga menor que la gravedad y es acelerada a lo largo del nivel de superficie hacia el polo. Estas aceleraciones son también vistas a la derecha de la velocidad en el Hemisferio Norte y a

la izquierda en el Hemisferio Sur. Este efecto es ilustrado en los puntos A y D para velocidades al este y en los puntos B y C para velocidades al oeste. El vector velocidad en cada punto es dirigido hacia dentro de la página. Los vectores **d** representan un déficit y los vectores **e** un exceso de la fuerza centrífuga sobre la que es permitida por la gravedad para un cuerpo en reposo en la superficie. Sus componentes horizontales son las fuerzas de Coriolis horizontales. Los puntos E y E' muestran para una velocidad este-oeste en el ecuador que la fuerza de Coriolis tiene sólo una componente vertical. No hay fuerza de Coriolis horizontal para una velocidad norte-sur en el ecuador porque el rango de cambio de la velocidad de la superficie de la Tierra con la latitud es cero ahí. Todo esto puede ser sumado estableciendo que la componente horizontal de la fuerza de Coriolis actuando en un cuerpo moviéndose a una velocidad v sobre la superficie de la Tierra actúa a la derecha de la velocidad en el Hemisferio Norte y a la izquierda en el Hemisferio Sur y tiene una magnitud $2\Omega v \sin\phi$, donde ϕ es la latitud. $2\Omega \sin\phi$ es llamado el *parámetro de Coriolis*, usualmente denominado con la letra f .

La fuerza de Coriolis es difícilmente detectable en medidas a escala de laboratorio pero muy significativa en movimientos geofísicos de gran escala como los vientos, corrientes oceánicas y mareas. Es esta fuerza la que imparte la circulación ciclónica y anti-ciclónica a la atmósfera alrededor de regiones de altas y bajas presiones y que cambia los sistemas de corrientes oceánicas en grandes giros circulares. También actúa en las corrientes de flujo, cambiando la dirección de propagación y el aspecto de las olas de mareas. Cuando la marea se propaga como una ola progresiva a lo largo de un canal en el Hemisferio Norte (HN), el rango de la marea observada es mayor en la costa a la derecha de la dirección de propagación. Esto es debido a que las corrientes de flujo en pleamar (HW) son en la dirección de propagación y la fuerza de Coriolis actuando en éstas, mueve el agua a la derecha hasta que es creada una inclinación de la superficie para balancearla. Esto incrementa la pleamar (HW) en la parte de la derecha de la costa y disminuye en la parte izquierda. Durante la bajamar (LW) las corrientes de flujo están en dirección opuesta y la inclinación de superficie creada para balancear la fuerza de Coriolis disminuye a la bajamar en la parte derecha de la costa y la incrementa en la parte izquierda. Cuando el ancho del canal es pequeño comparado con la longitud de onda de la marea, sólo se requieren corrientes de flujo transversales al canal insignificantes para crear las inclinaciones de superficie referidas arriba. La mayoría de los canales son mucho más angostos que la mitad de la longitud de onda de la marea de superficie requerida para resonancia, pero muchas tendrán un ancho comparable con la mitad de la longitud de onda de una marea interna, (Ver Apéndice 3).

1.6 SISTEMAS ANFIDROMICOS

La palabra *anfidromo* proviene del griego para la expresión "un rumbo de carrera redonda", y describe un sistema en el cual las crestas de las olas se propagan como rayos de una rueda de bicicleta alrededor de un punto anfidrómico central, con la amplitud de onda incrementándose hacia afuera desde cero en el centro. La fig. 6 ilustra la formación de un sistema anfidrómico en una conformación costera en forma de bahía por la acción de la fuerza de Coriolis, lo que de otra manera sería una simple ola estacionaria. Supongamos que la bahía en cuestión es mas grande que un cuarto de

longitud de onda, por lo cual en ausencia de rotación en la Tierra habría una línea nodal a través de la bahía en BB' , con pleamar (HW) en A coincidiendo con la bajamar (LW) en A' y viceversa. Incluyamos ahora la rotación de la Tierra y sigamos la oscilación a través de un período (T), empezando con HW en A a un tiempo $t = 0$.

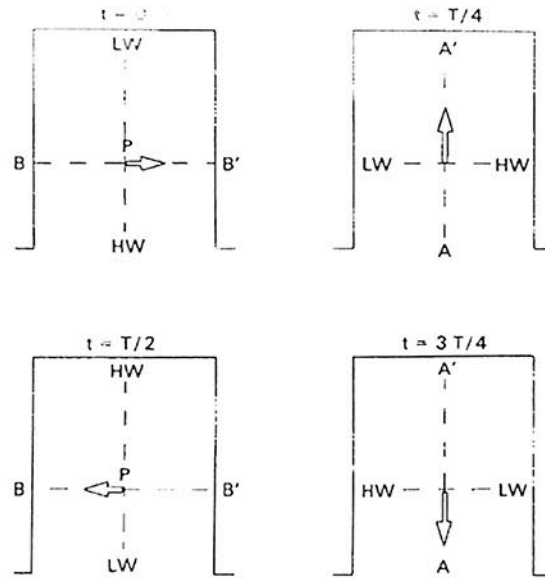


Fig. 6. Sistema Anfidrómico en una bahía costera. Las flechas huecas muestran las corrientes de marea (velocidades de partícula).

Desde $t = 0$ hasta $t = T/2$, hay un flujo axial a través de P desde A hasta A' y la fuerza resultante de Coriolis a la derecha establece una componente de flujo cruzada desde B hasta B' suficiente para crear una inclinación de superficie que balancea la fuerza de Coriolis. Debido a que el flujo axial es mayor en $t = T/4$, la inclinación de superficie a través de la bahía es también mayor, dando una HW en B' y una LW en B en $t = T/4$. En $t = T/2$ HW está en A' y LW en A, como en la ola estacionaria ordinaria. En $t = 3T/4$ el flujo axial a través de P desde A' hasta A es máximo y HW estará en B con LW en B' , para proporcionar la inclinación de superficie necesaria para balancear la fuerza de Coriolis en el agua fluyendo hacia afuera. Por lo tanto, en el Hemisferio Norte la rotación de la Tierra puede convertir una simple ola estacionaria en un pequeño cuerpo de agua encerrado en un sistema anfidrómico (o anfidromo), en el cual la cresta viaja en sentido contra-horario alrededor del perímetro del cuerpo de agua encerrado, con relación a un punto pivote P, llamado *punto anfidrómico*. La amplitud vertical es cero en P y la velocidad de las partículas es máxima ahí, pero ahora el vector velocidad de las partículas gira en sentido contra-horario trazando una elipse. Las amplitudes de las olas en B y B' y la velocidad de las partículas a través del cuerpo de agua depende de la geometría y tamaño de dicho cuerpo de agua y la longitud del período de oscilación relativa a la mitad de un día pendular. El origen y naturaleza de los anfidromos en mar abierto son menos simples que los anteriormente descritos, y algunas veces el sentido de rotación es opuesto a aquel que se produce en una bahía. La figura 29 muestra un

sistema anfidrómico de olas semidiurnas en el Golfo de St. Lawrence, y la fig. 30 muestra un anfidromo de olas diurnas en el Océano Atlántico fuera de Nueva Escocia.

1.7 MAREAS Y CORRIENTES DE MAREAS

Ya que la marea se propaga como un grupo de olas largas en el océano, mucho de su carácter en sus movimientos vertical y horizontal ha sido descrito en las consideraciones previas sobre las olas largas. Los términos definidos en la sección 1.2 para describir las características de las olas también se aplican a las mareas, sin embargo también se utilizan otros términos. Las definiciones que aquí se dan se aproximan lo más posible al uso común en la literatura de mareas canadiense. En una ola, el movimiento horizontal (velocidad de la partícula), es llamado *corriente de marea*. El movimiento vertical de la marea es llamado de *ascenso* y *caída*, y la corriente de marea, es llamada de *flujo* y *retroceso* del agua. Si la marea es progresiva, la dirección del flujo es en la dirección de propagación de la ola: si la marea es una ola estacionaria, la dirección del flujo es hacia Tierra o en dirección a la costa, llamado "corriente ascendente". El *flujo* es el movimiento horizontal neto del agua en un tiempo dado por cualquier causa. La simple palabra "corriente" es utilizada frecuentemente como sinónimo de "flujo", pero el término *corriente residual* es utilizado para la porción del flujo no contemplada por las corrientes de marea. Una corriente de marea es *rectilínea* si fluye hacia adelante y hacia atrás en una línea recta, y es *rotatoria* si su vector velocidad describe una elipse. Con excepción de algunos pasajes costeros restringidos, la mayoría de las corrientes de marea son rotatorias, sin embargo, la forma de la elipse y la dirección de rotación pueden variar. La elipse descrita por un vector de corriente de marea es llamada *elipse de marea*. El término *estoa* se refiere a cero flujo en un régimen de marea. La *marea estática* es el intervalo alrededor de la pleamar o bajamar donde hay un pequeño cambio en el nivel del agua: esto no quiere decir que deba coincidir necesariamente con la estoa.

En una marea de superficie puramente progresiva, el máximo flujo ocurre en la pleamar y el máximo retroceso, en la bajamar; y la estoa ocurre a la mitad del ascenso y caída del agua. En una superficie de marea puramente estática, las estoas ocurren en la pleamar y en la bajamar, el máximo flujo ocurre a la mitad de la marea creciente y el máximo retroceso ocurre a la mitad de la marea decreciente. Esto ocurre en olas largas en general. Excepto por cierto efecto friccional cerca del fondo, las corrientes de mareas asociadas con una marea de superficie son iguales desde la superficie hasta el fondo. Si se observa que las corrientes de mareas varían en velocidad, fase o dirección sobre la columna de agua, esto indica la presencia de una marea interna. El promedio de la corriente de marea en este caso pertenece a la marea de superficie, y las diferencias a varias profundidades desde este promedio son las corrientes de mareas pertenecientes a la marea interna. Esta situación presenta la posibilidad para que ocurra una estoa a diferentes tiempos a diferentes profundidades. La figura 7 ilustra varios tipos de flujos que pueden resultar de la suma vectorial de una corriente residual y de una corriente de marea rectilínea o rotatoria. Se ha visto que una corriente de marea experimenta una estoa dos veces durante cada período (fig.7a) a menos que sea acompañada por (1) una

corriente residual en la misma dirección pero con mayor velocidad que la amplitud de la corriente de marea, en este caso el flujo es unidireccional con velocidad variable (fig.7b), o (2) una corriente residual en una dirección diferente de aquella de la corriente de marea, en cuyo caso el flujo cambia de dirección a través de un pequeño ángulo (fig.7c). También se puede ver en la fig. 7 que una corriente de marea rotatoria raramente experimenta una estoa, sino que su dirección cambia a través de 360° en cada ciclo (fig.7d) a menos que la velocidad de la corriente residual exceda o sea igual a la amplitud de la corriente de marea en esa dirección (fig.7e y f). En los casos posteriores, la dirección del flujo oscila hacia adelante y atrás a través de un ángulo menor o igual a 180° .

Ya que la marea observada consiste no sólo de una ola simple, sino de una superposición de muchas olas de mareas de diferentes frecuencias y amplitudes, nunca coincidirá exactamente con alguna de nuestras descripciones simples. Debido a esto, no podemos esperar que las alturas de pleamares o bajamares sucesivas sean idénticas, aunque ocurran el mismo día. Por lo tanto, las dos pleamares y las dos bajamares que ocurren en un mismo día son designadas como la más alta y la más baja pleamar (HHW y LHW), y la más alta y la más baja bajamar (HLW y LLW). Se puede decir que sólo la corriente de marea asociada con una ola de marea de frecuencia simple traza una elipse de marea perfecta. La composición de la corriente de marea cada día traza un camino más parecido a una espiral doble, sin ningún camino idéntico de un día a otro. También, ninguna marea es puramente de ola progresiva o puramente de ola estática, debido a esto, la estoa no debe esperarse que ocurra en el mismo intervalo antes de la pleamar (HW) o bajamar (LW) en todo lugar.

1.8 EFECTOS DE AGUA-BAJA

Una de nuestras aseveraciones en la discusión de las olas largas de forma sinusoidal fué que la amplitud era mucho menor que la profundidad.

Cuando la marea se propaga en aguas bajas, esta aseveración ya no será válida, y, como quizás sea esperado, la forma de la ola será distorsionada de su forma sinusoidal original. En dichas aguas bajas la cresta se propaga más rápido que la parte intermedia de la ola, produciendo un ascenso precipitado y una más gradual caída del nivel de agua mientras pasa la ola. La figura 8 demuestra este efecto en la marea del río St. Lawrence entre Neuville y Trois Rivières. El flujo del río y la fricción en el fondo contribuyen a la distorsión de la ola. La marea en esta parte del río St. Lawrence es atenuada por la fricción mientras progresa la corriente y no se refleja para producir una ola estática.

Las mareas en mar abierto son de una amplitud mucho menor que aquellas a lo largo de la costa. Como se mencionó anteriormente, esto es parcialmente debido a la amplificación por reflexión y resonancia. Esto es, más generalmente el resultado de la disminución de la profundidad, cuando la ola se propaga en aguas poco profundas, la velocidad de la ola disminuye y la energía contenida entre crestas es comprimida dentro de una profundidad menor y una longitud de onda mas corta. La altura de la marea y la fuerza de la corriente de marea deben incrementarse proporcionalmente entre sí. Si,

además, la marea se propaga hacia una entrada cuya anchura disminuye hacia la cabeza de esta, la energía de la ola será comprimida lateralmente. Este efecto, llamado *de embudo*, también causa un incremento en la altura de la marea.

Algunas veces, el frente de una marea ascendente se propaga río arriba como un “*bore*”, onda de marea la cual se mueve río arriba. Ocurre principalmente en estuarios y ríos de poca profundidad, donde el rango de la marea es alto. Esta onda choca bruscamente con el agua que se mueve río abajo, formando un abrupto frente turbulento. La creación de un bore requiere de un largo aumento de la marea en la desembocadura de un río, algunas barreras de arena u otras restricciones a la entrada que impidan el avance inicial de la marea y un fondo del río bajo y con poca inclinación. Simplemente se establece que, el agua no se puede esparcir uniformemente sobre una vasta área interior lo suficientemente rápido como para que fuera proporcional al rápido aumento a la entrada. La fricción en la base del frente que avanza, más la resistencia del flujo de retroceso del agua que continúa saliendo del río, causa que la parte superior del frente que avanza caiga hacia adelante, algunas veces le da al bore la apariencia de una cascada viajera. Hay bores espectaculares de un metro o más de altura en muchos ríos y estuarios del mundo.

Dos veces durante cada ciclo de mareas, cuando los niveles de agua dentro y fuera de un desfiladero son iguales, el agua dentro de este es tranquila y navegable. La superficie del agua en el desfiladero cerca de los flujos pico (pleamar y bajamar) es violentamente agitada y la velocidad del flujo es demasiado rápida y turbulenta como para permitir la navegación a través del desfiladero. Este fenómeno es llamado una *carrera de la marea* en otras situaciones menos notorias.

Una *marea de ruptura* o *desbordamiento* es un área de olas rompientes o de agitación violenta de superficie que puede ocurrir a ciertas etapas de la marea en presencia de un fuerte flujo de marea. Esto puede ser causado por un flujo rápido sobre un fondo irregular, por la conjunción de dos flujos opuestos, o por el apilamiento de olas o el incremento en el volumen del agua contra un flujo de marea en dirección opuesta. Si las olas se desplazan contra una corriente, la forma y energía de la ola son comprimidas dentro de una longitud de onda más corta, causando un crecimiento y mayor inclinación de las olas. Si la corriente es lo suficientemente fuerte, las olas quizás se inclinen al punto del rompimiento y disipen su energía con una furia salvaje en el mar. De esta manera se pueden formar violentas mareas de ruptura.

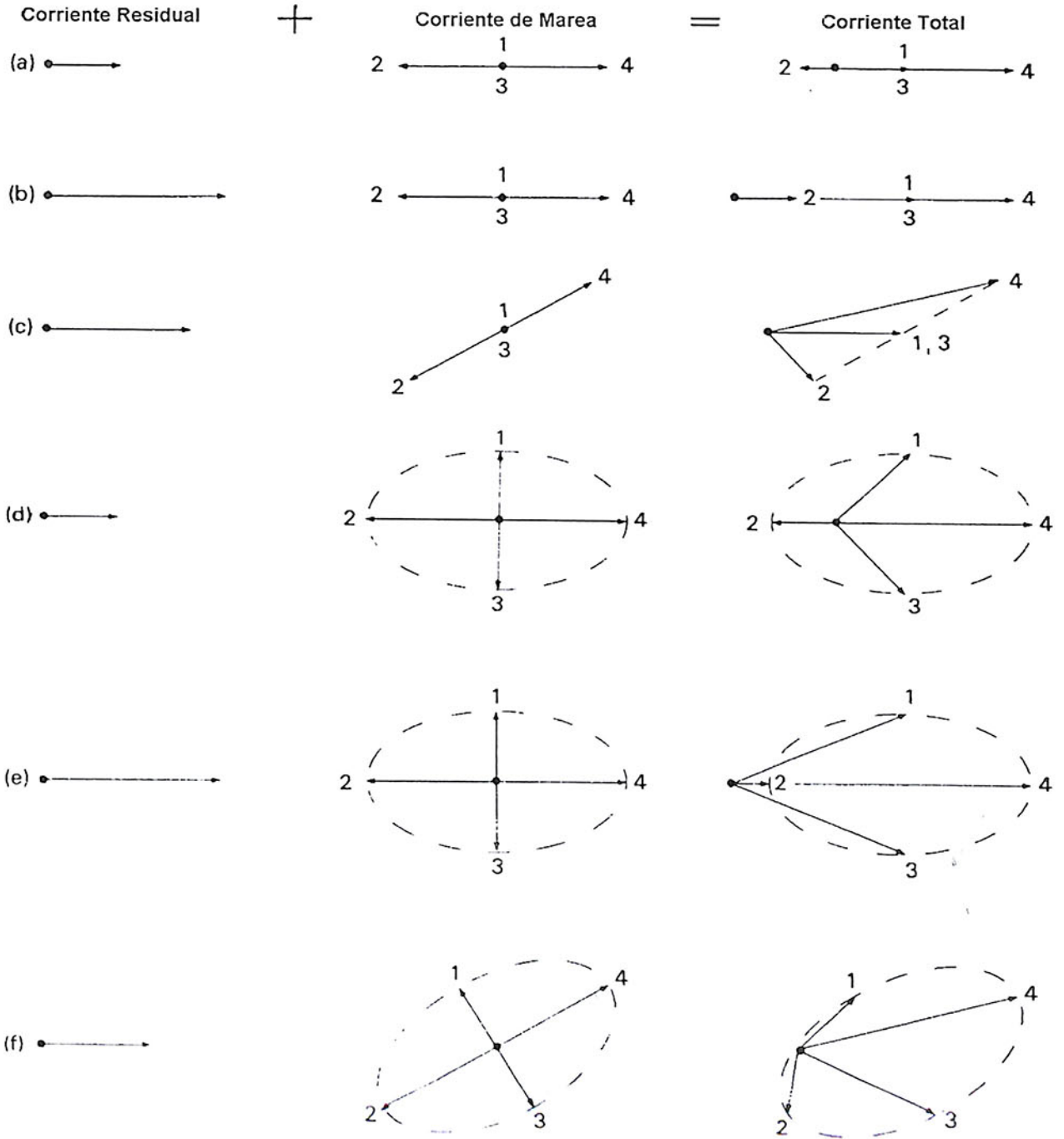


Fig. 7. Patrones de flujo resultante de la combinación de varias corrientes residuales con corrientes de marea rectangulares y rectilíneas.

ST. LAWRENCE RIVER
 OBSERVACIONES MAREOGRAFICAS SIMULTANEAS
 NEUVILLE - TROIS-RIVIERES

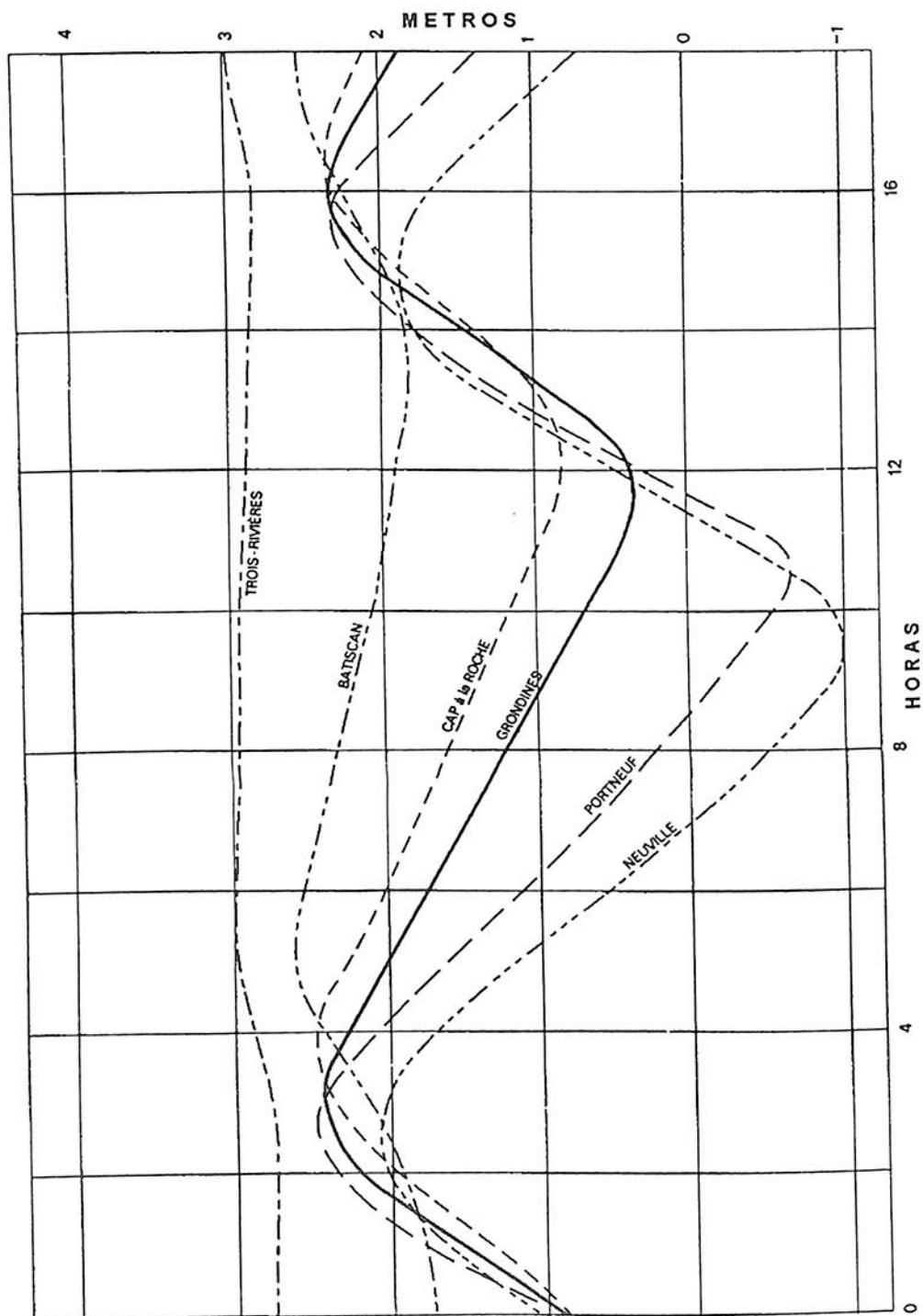


Fig. 8. Distorsión de la onda de marea en aguas poco profundas del Río St. Lawrence, entre Neuville y Trois Rivières.

CAPITULO 2

FUERZAS DE MAREA ASCENDENTE

2.1 INTRODUCCION

Fué explicado en el Capítulo 1 que la marea local resulta de la superposición de olas largas de frecuencias de marea generadas a través del océano por las fuerzas de marea ascendente de la Luna y del Sol. Falta investigar estas fuerzas, particularmente con la finalidad de determinar las frecuencias que caracterizan sus fluctuaciones. Ha sido asumido razonablemente y posteriormente establecido por la experiencia, que estas son también las frecuencias de las olas de marea generadas en el océano y por lo tanto son las frecuencias principales presentes en las fluctuaciones de la marea local. La distorsión de aguas poco profundas, de todos modos, puede esperarse que añadan múltiplos y combinaciones de estas frecuencias (sobre-mareas) al espectro de una marea costera. Las fluctuaciones en la marea o en la fuerza de marea a una frecuencia particular es llamada el *constituyente armónico* a esa frecuencia. Las amplitudes y retardos de fase de los constituyentes son las *constantes armónicas* de la marea, o sea, el retardo de marea usualmente referido a la fase del correspondiente constituyente en la fuerza de marea ascendente en Greenwich. Mientras se espera que los constituyentes armónicos presentes en el espectro de las fuerzas de marea ascendente estén presentes en el espectro de la marea local, no debe esperarse que estén presentes en la misma proporción o con la misma relación de fase. Esto es debido a que algunas fosas oceánicas y bahías costeras son más cercanamente resonantes a algunas frecuencias de marea que a otras, ya que los nodos y anfídomos ocurren en diferentes lugares para constituyentes de diferentes frecuencias y porque procesos como la transferencia de energía desde la marea de superficie hasta la marea interna pueden ser de frecuencia selectiva en diferentes situaciones.

Las fuerzas de marea ascendente son simplemente las porciones de la atracción gravitacional de la Luna y el Sol que no están balanceadas por la aceleración centrípeta de la Tierra en su movimiento orbital. En el centro de masa de la Tierra y sólo en este punto, hay un balance exacto entre las atracciones gravitacionales y las aceleraciones centrípetas, lo cual es la condición para el movimiento orbital. La gravedad de la Tierra, la cual incluye la fuerza centrífuga debida a la rotación de la Tierra sobre su eje, determina la forma de los niveles de superficie y por lo consiguiente la forma del nivel medio del mar; pero no contribuye con las fuerzas de marea ascendente porque no varía con el tiempo. De cualquier forma, como se verá posteriormente, *la Luna tiene un mayor efecto sobre la marea que el causado por el Sol*, será entonces conveniente considerar primero la contribución del Sol, ya que los parámetros orbitales son más fáciles de identificar para el sistema Tierra-Sol.

2.2 FUERZAS DE MAREA ASCENDENTE DEBIDAS AL SOL

En esta sección requerimos de las leyes de Newton del movimiento y de gravitación universal y un entendimiento de la aceleración centrípeta. La ley de

movimiento establece que la aceleración de un cuerpo es igual a la fuerza actuante en él por unidad de masa, o

$$(2.2.1) \text{aceleración} = \frac{\text{fuerza}}{\text{masa}}$$

La ley de la gravitación universal establece que un cuerpo de masa M experimenta una atracción gravitacional en una unidad de masa a una distancia r de

$$(2.2.2) \quad F_g = \frac{G M}{r^2}$$

donde G es la constante de gravitación universal. La aceleración centrípeta es la aceleración de un cuerpo hacia el centro de curvatura del camino a lo largo del cual se está moviendo, y para un cuerpo con velocidad v a lo largo de un camino con radio de curvatura r, es

$$A_c = \frac{v^2}{r}$$

Comparemos ahora la atracción gravitacional del Sol sobre la Tierra y aquella de la Luna. La masa del Sol es 27 millones de veces mayor que la Luna y la distancia del Sol desde la Tierra es 390 veces la de la Luna. Usando esta información en la ecuación 2.2.2 da

$$\frac{F_g(\text{sol})}{F_g(\text{luna})} = \frac{27 \times 10^6}{390^2} = 178$$

por lo tanto la atracción gravitacional del Sol sobre la Tierra es 178 veces mayor que la de la Luna. Esto puede mostrarse a simple vista de manera sorprendente, ya que todos sabemos que la Luna es más efectiva produciendo mareas; *pero es sólo la porción de la fuerza gravitacional no balanceada por la aceleración centrípeta en el movimiento orbital de la Tierra, la que produce mareas.* Esta porción no balanceada será mostrada posteriormente proporcional al inverso del cubo en vez del inverso del cuadrado de la distancia desde la Tierra, pero sigue siendo proporcional a la masa como en la ecuación 2.2.2. Por lo tanto, *las fuerzas de marea ascendente del Sol son de alrededor de 178/390 = 0.46 veces las de la Luna.*

La figura 9 muestra una porción de la órbita de la Tierra alrededor del Sol, con la sección transversal a través de la Tierra exagerada con respecto al tamaño y distancia del Sol. Debido a que la aceleración relativa a la rotación axial de la Tierra ya está considerada en la fuerza de gravedad de la misma, nuestro planeta debe ser pensado aquí, manteniendo una orientación fija en el espacio durante su revolución alrededor del Sol; por lo tanto, *cada parte de la Tierra experimenta la misma aceleración centrípeta hacia el Sol*. En particular, la aceleración centrípeta al centro de la Tierra, O, es exactamente igual a la atracción gravitacional del Sol en ese punto, esta es la condición para el movimiento orbital. La aceleración centrípeta, siendo constante en todas partes, es por lo tanto igual a la atracción gravitacional en el centro, GS/r^2 , donde S es la masa del Sol y r su distancia desde el centro de la Tierra.

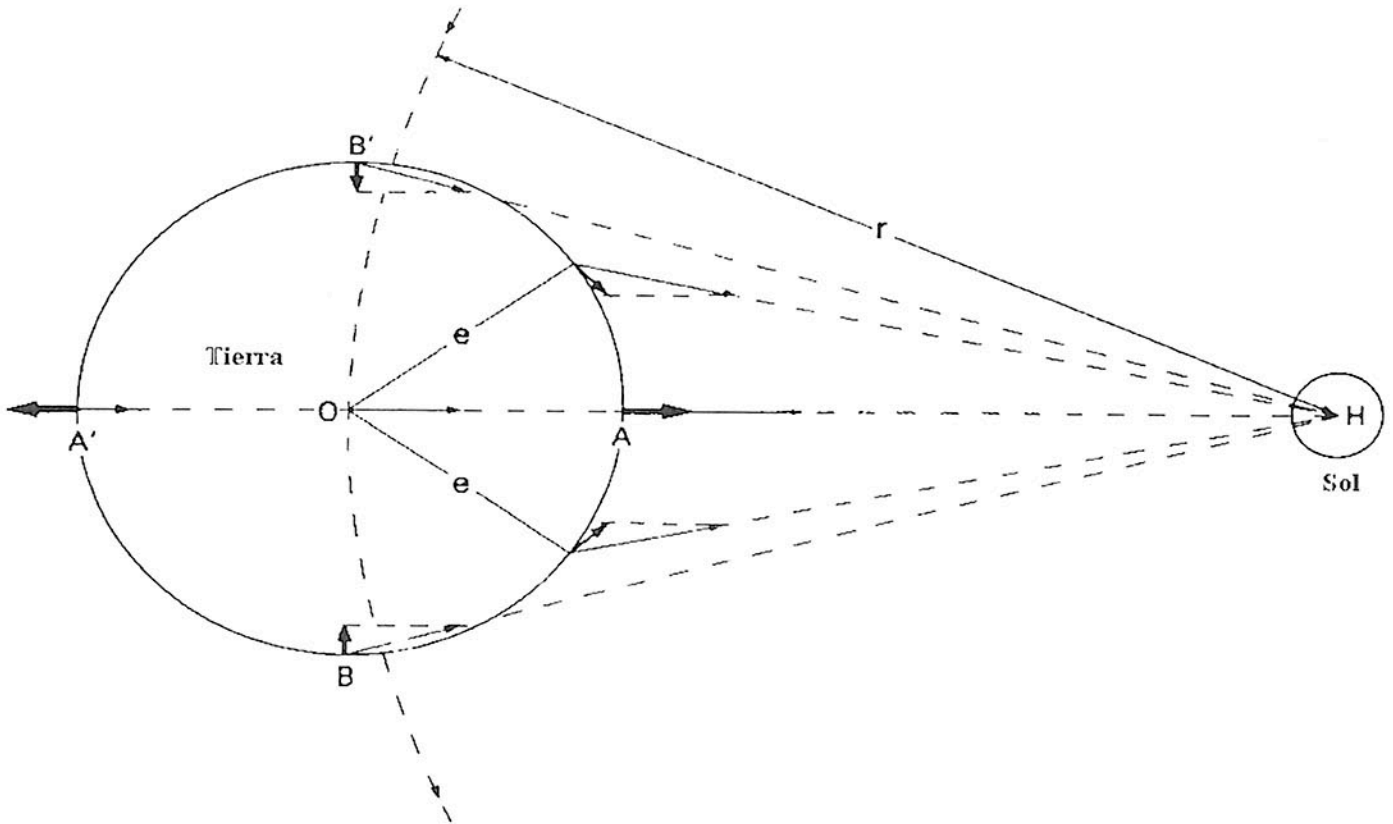


Fig. 9. Origen de las fuerzas productoras de marea del Sol (flechas gruesas) como diferencia entre la atracción gravitacional del Sol a la aceleración centrípeta de la Tierra en la órbita solar.

En un punto como A, que está más cercano al Sol, la atracción gravitacional es mayor que en el centro, O, teniendo entonces una componente no balanceada que intenta acelerar una masa en A, alejándose de O y hacia el Sol. En un punto como A', que está más lejos del Sol, la atracción gravitacional es menor que en O, y la componente no balanceada intenta acelerar una masa en A' alejándose de O y del Sol. En B y B' de la fig.9, la atracción gravitacional tiene casi la misma magnitud que en O, pero es dirigida hacia el Sol a lo largo de una línea ligeramente diferente, de tal manera que las componentes no balanceadas están ambas actuando hacia O. Estas componentes no balanceadas de la atracción gravitacional son las fuerzas de marea ascendente del Sol. En A, A', B y B' éstas son verticales, pero en puntos intermedios son inclinadas con

respecto a la vertical. En cuatro de los puntos intermedios las fuerzas son enteramente horizontales. Las componentes horizontales de las fuerzas de marea ascendente son llamadas *fuerzas de atracción* ya que son éstas las que aceleran el agua alejándose de B y B' hacia A y A' en un intento por mantener a la superficie en todas partes normal al vector suma de la gravedad y de la fuerza de marea ascendente. Esta superficie ideal, referida al nivel medio del mar definida solamente por la gravedad, es llamada *marea de equilibrio*. Para mostrar la marea de equilibrio del Sol en tres dimensiones, imagine las formas que se trazan al hacer girar la fig. 9 alrededor del eje AA'. Las mareas oceánicas son significativas mayormente porque el agua se mueve relativa a la superficie sólida de la Tierra. Si la Tierra fuera lo suficientemente maleable, también cambiaría su forma para conformar la superficie de marea de equilibrio, así habría muy poco o ningún movimiento relativo del agua. La Tierra no es perfectamente rígida y cambia ligeramente su forma en respuesta a las fuerzas de marea, pero estas *mareas de Tierra* son lo suficientemente pequeñas para no considerarse en esta discusión mayormente cualitativa.

Ahora podremos estimar la magnitud de las fuerzas de marea ascendente. Como ya se estableció anteriormente, la atracción gravitacional del Sol en O en la fig. 9 es GS/r^2 . En A es $GS/(r - e)^2$, en A' es $GS/(r + e)^2$, y en B y B' es $GS/(r^2 + e^2)$, donde e es el radio de la Tierra. Todas las atracciones son dirigidas desde el punto hacia el centro H del Sol. Ya que la fuerza de marea ascendente en un punto es la diferencia entre la atracción local del Sol y su atracción al centro de la Tierra, tenemos la fuerza de marea ascendente F_t , en el punto A como

$$(2.2.3) \quad F_t(A) = \frac{GS}{r^2} (1 + 2\frac{e}{r} + \dots - 1) = 2\frac{GSe}{r^3}$$

En 2.2.3 y 2.2.4 se utiliza la expansión binomial para $(1 - e/r)^{-2}$ y $(1 + e/r)^{-2}$ y se omiten los cuadrados y potencias mayores de e/r, ya que es muy pequeño. En A',

$$(2.2.4) - F_t(A') = \frac{GS}{r^2} (1 - 2\frac{e}{r} + \dots - 1) = -2\frac{GSe}{r^3}$$

En 2.2.3 y 4, y en lo que sigue, se ha adoptado la convención del signo positivo para una fuerza dirigida verticalmente hacia arriba. Esto explica el signo menos en el lado izquierdo de 2.2.4 y 2.2.5. En B y B', la resta vectorial de la atracción del Sol en O de aquella para B y B' da, con la misma aproximación de arriba, solo una componente de fuerza de marea ascendente dirigida hacia O, y

$$(2.2.5) \quad -F_t(B) = -F_t(B') = \left[\frac{GS}{r^2} \left(1 + \frac{e^2}{r^2} \right)^{-1} \right] \text{sen} \beta = \frac{GSe}{r^3}$$

donde $\beta = \angle OHB = \angle O'HB$.

En 2.2.5 despreciamos e^2/r^2 y se aproximó el $\text{sen} \beta$ como e/r . De las expresiones de arriba vemos que las fuerzas de marea son proporcionales a la masa del Sol y al inverso del cubo de su distancia, y que las fuerzas de compresión alrededor del círculo máximo BB' , a la mitad del camino entre A y A' , son la mitad de la magnitud de las fuerzas de expansión en dichos puntos A y A' , en la cual el Sol está en el zenit y en el nadir, respectivamente.

2.3 FUERZAS DE MAREA ASCENDENTE DEBIDAS A LA LUNA

En la sección anterior se habló de la Tierra orbitando alrededor del Sol, pero realmente la Tierra y el Sol están ambos orbitando alrededor de un centro de masa común, el cual es menor a los 500 km, desde el centro del Sol. De manera similar, la Luna y la Tierra están orbitando alrededor de un centro de masa común, el cual está dentro de la Tierra, a unos 1 700 km debajo de la superficie. Esta revolución de la Tierra en esta pequeña órbita es la contraparte de su revolución alrededor del Sol, la cual fué considerada en la sección 2.2. Con esto en mente, con r la distancia de la Luna y M su masa, reemplazando S , aplicaremos la lógica de la sección 2.2 directamente al sistema Luna-Tierra (con H en la fig. 9 siendo ahora el centro de la Luna). Esto nos permite inmediatamente escribir expresiones para las fuerzas de marea ascendente debidas a la Luna. Las fuerzas de expansión en los puntos para los cuales la Luna está en el zenit y en el nadir son

$$(2.3.1) \quad F_t(A) = F_t(A') = 2 \frac{GMe}{r^3}$$

y las fuerzas de compresión en el círculo máximo alrededor de la superficie de la Tierra a la mitad entre estos dos puntos son

$$(2.3.2) \quad F_t(B) = F_t(B') = -\frac{GMe}{r^3}$$

Ya hemos anotado en la sección 2.2 que las fuerzas de marea ascendente del Sol son solo alrededor de la mitad de aquellas producidas por la Luna. Quizá sea de interés comparar las fuerzas de marea ascendente debidas a la Luna con la fuerza de gravedad en la superficie de la Tierra. Discriminando la fuerza centrífuga debida a la rotación axial, la fuerza de gravedad de superficie es

$$(2.3.3) \quad g = \frac{GE}{e^2} \quad \text{entonces} \quad G = \frac{ge^2}{E}$$

donde E es la masa de la Tierra. La máxima fuerza de marea Lunar es la que se expresa en la ecuación 2.3.1, la cual, con la ayuda de la ecuación 2.3.3 puede ser escrita de nuevo como

$$(2.3.4) \quad F_r(A) = 2g\left(\frac{M}{E}\right)\left(\frac{e}{r}\right)^3$$

$M/E = 1/80$ y $e/r = 1/60$, los cuales se sustituyen en la ecuación 2.3.4 y dan la fuerza lunar máxima de 10^{-7} g. Entonces la fuerza de marea es generalmente una diezmillonésima parte de la fuerza de gravedad de superficie. Estas son pequeñas fuerzas, sin embargo actúan en cada partícula de agua a través de la profundidad del océano, acelerándolas hacia el punto sublunar (o subsolar) en el lado cercano de la Tierra y hacia su antípoda en el lado lejano. Las ondulaciones producidas en el océano son, de hecho, un poco suaves y sólo son prominentes cuando su energía es comprimida vertical y horizontalmente mientras se va acercando dentro de aguas poco profundas y zonas costeras restringidas.

2.4 POTENCIAL DE MAREA Y MAREA DE EQUILIBRIO

Muchos campos de fuerza pueden ser expresados como el gradiente negativo de un campo escalar, llamado el "campo potencial". Dichos campos de fuerza se dice que son conservativos, ya que el trabajo hecho contra la fuerza en movimiento desde un punto A hasta un punto B depende sólo de la posición de los dos puntos, y no del camino seguido moviéndose entre ellos. Esta cantidad constante de trabajo requerido para mover una unidad de masa (o unidad de carga, etc.) desde A hacia B es la diferencia en potencial entre A y B. El campo de la fuerza de gravedad de la Tierra es un campo conservativo cuyo potencial es denominado con el nombre *geopotencial*. La diferencia geopotencial entre puntos es el trabajo hecho contra la fuerza de gravedad moviendo una unidad de masa de un punto a otro. Las superficies equi-geopotenciales son superficies de nivel común, a las cuales las superficies de agua, libres, se conformarán en ausencia de fuerzas que no sean las de gravedad.

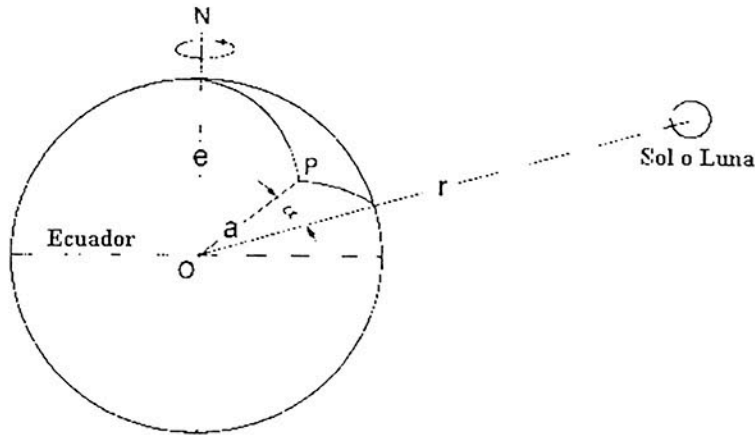


Fig. 10. Triángulo esférico formado por el Polo Norte, el punto en la Tierra directamente abajo del Sol (o Luna) y el punto general P en la superficie terrestre.

Las fuerzas de marea ascendente de la Luna y el Sol también son conservativas y pueden ser expresadas como el gradiente negativo del *potencial de marea*. Ya que la suma de uno o más campos de fuerza conservativos puede ser expresada como el gradiente negativo de la suma de sus potenciales, podemos añadir el potencial de marea al geopotencial e interpretar las superficies equipotenciales en los campos combinados como superficies "de nivel" en los campos de fuerza de gravedad y de marea combinados. En particular, una de estas superficies equipotenciales será la superficie de la *marea de equilibrio*, la superficie a la cual el agua se conformará si puede responder lo suficientemente rápido para cambiar las fuerzas de marea. Ya que el geopotencial no varía con el tiempo y porque estamos interesados en la variable de tiempo de las mareas, necesitamos considerar solamente el potencial de marea e interpretar sus variaciones como variaciones en el potencial total en el nivel medio del mar.

Los potenciales de marea p , en el punto P (fig.10) están dados de manera muy cercana por las expresiones

$$(2.4.1) \quad -p_l(\text{luna}) = \frac{GMa^2}{2r_m^3}(3\cos^2\alpha_m - 1) \quad -p_l(\text{sol}) = \frac{GSa^2}{2r_s^3}(3\cos^2\alpha_s - 1)$$

donde r_m y r_s son las distancias a la Luna y al Sol desde la Tierra, los ángulos α_m y α_s son sus ángulos zenitales (co-altitudes) y a es la distancia desde el centro de la Tierra al punto P (igual al radio de la Tierra, e , si P está en la superficie). Los demás símbolos ya han sido definidos previamente. Los signos "menos" se requieren para conformar de acuerdo a la convención de que la fuerza es el gradiente negativo del potencial. La diferenciación de 2.4.1 con respecto de a da la componente vertical de la fuerza de marea. Con el $\cos\alpha = 1$, se reproduce la expresión 2.2.3 para la fuerza de marea en A (fig. 9) y con el $\cos\alpha = 0$, se reproduce la expresión 2.2.5 para la fuerza de marea en B.

La superficie de marea de equilibrio debe ser una superficie equipotencial en el campo combinado de las fuerzas de gravedad y de marea, por lo tanto, a cualquier incremento en el potencial de marea debe corresponder un decremento en el geopotencial (una caída en la superficie) y a cualquier decremento en el potencial de marea debe corresponder un incremento en el geopotencial (una subida en la superficie). Usando este hecho podemos calcular la altura de la marea de equilibrio sobre el nivel medio del mar. Permitamos que la altura de la marea de equilibrio sea h , la cual corresponde a un incremento de $g\Delta h$ en geopotencial. Para mantener una superficie equipotencial, este incremento debe ser igual y opuesto al potencial de marea, p_t , entonces

$$(2.4.2) \quad \Delta h = -\frac{p_t}{g}$$

Substituyendo las expresiones para G de 2.3.3 y para p_t de 2.4.1 en 2.4.2 se obtendrán las alturas de las mareas de equilibrio lunar y solar como

$$(2.4.3) \quad \Delta h(\text{luna}) = \frac{Me^4}{2Er_m^3}(3\cos^2\alpha_m - 1)$$

$$\Delta h(\text{solar}) = \frac{Se^4}{2Er_s^3}(3\cos^2\alpha_s - 1)$$

Substituyendo de 2.4.1 ponemos a igual que e porque la marea de equilibrio es para puntos que se encuentran en la superficie de la Tierra. Los valores extremos de Δh ocurren para $\alpha = 0^\circ$ y $\alpha = 90^\circ$. usando

$$e = 6\,400 \text{ km}, M/E = 0.012,$$

$$e/r_m = 0.017, S/E = 3.3 \times 10^5,$$

$$e/r_s = 4.3 \times 10^{-5},$$

2.4.3 da los valores extremos para las alturas de la marea de equilibrio como

$$(2.4.4) \quad \Delta h(\text{luna}) = 0.38 \text{ m}, \text{ y } -0.19 \text{ m}$$

$$\Delta h(\text{solar}) = 0.17 \text{ m}, \text{ y } -0.08 \text{ m}$$

El rango entre el máximo valor lunar y el mínimo valor solar en 2.4.4 es 0.46, el mismo que para el rango de los valores extremos de las fuerzas ascendentes de marea del Sol y

la Luna (ver sección 2.2). De hecho, la marea de equilibrio refleja todas las características importantes de las fuerzas ascendentes de marea y, siendo escalar en vez de un vector, es una referencia mucho más conveniente para observaciones de marea local y predicciones.

2.5 MAREAS DE EQUILIBRIO DIURNA Y SEMIDIURNA

Las superficies de equilibrio solar y lunar definidas por expresiones matemáticas en 2.4.3 son óvalos de revolución centrados en el centro de la Tierra y con ejes dirigidos hacia la Luna y el Sol. Aparentemente tienen un movimiento de rotación de este a oeste como la Tierra gira diariamente sobre su eje con respecto a la Luna y al Sol. *La inclinación de sus ejes norte y sur del ecuador cambia con la declinación de la Luna y del Sol, en un ciclo mensual para la Luna y anual para el Sol. Los óvalos también cambian en su forma ya que las distancias orbitales, r_m y r_s cambian en ciclos mensual y anual respectivamente.* En un estudio formal de mareas las características de la marea de equilibrio son determinadas del análisis matemático de la expresión 2.4.3 y los parámetros astronómicos conocidos. Es también de gran utilidad, obtener un entendimiento intuitivo de cómo varios constituyentes armónicos de marea surgen, y así es como procederemos ahora.

La figura 11 muestra la marea de equilibrio del Sol superpuesta en la superficie equi-geopotencial del nivel medio del mar, (a) para el Sol en el ecuador, (b) para el Sol en su declinación norte máxima, y (c) para el Sol en su máxima declinación sur. En (a) se puede ver que con el Sol en declinación cero un observador en el ecuador gira con la Tierra una vez cada día solar con respecto a la marea de equilibrio del Sol, pasando por bajamar (LW) en los puntos B y B' (B' está en el lado opuesto de la Tierra desde B) y por pleamar (HW) en los puntos A y A'. De hecho, un observador en cualquier latitud experimentará una LW cuando su meridiano pase por B y B', y por HW cuando pase por A y A', sin embargo, las alturas de las HW irán decreciendo con el aumento de latitud al norte o al sur del ecuador. Este es el origen del *constituyente solar semidiurno* con una frecuencia que es de dos ciclos por día ($30^\circ/h$); designado como S_2 . Si simplemente se reemplaza el Sol con la Luna en la discusión de arriba, tendremos la explicación para el origen del *constituyente lunar semidiurno* (M_2). Su frecuencia es dos ciclos por día lunar ($28.98^\circ/h$). El día lunar es alrededor de 50 minutos más largo que el día solar, porque la Luna avanza alrededor de 12.5° en su órbita cada día con respecto a la posición del Sol.



SECRETARÍA DE MARINAS
UNIDAD DE HISTORIA
Y CULTURA MARITIMA
BIBLIOTECA CENTRAL

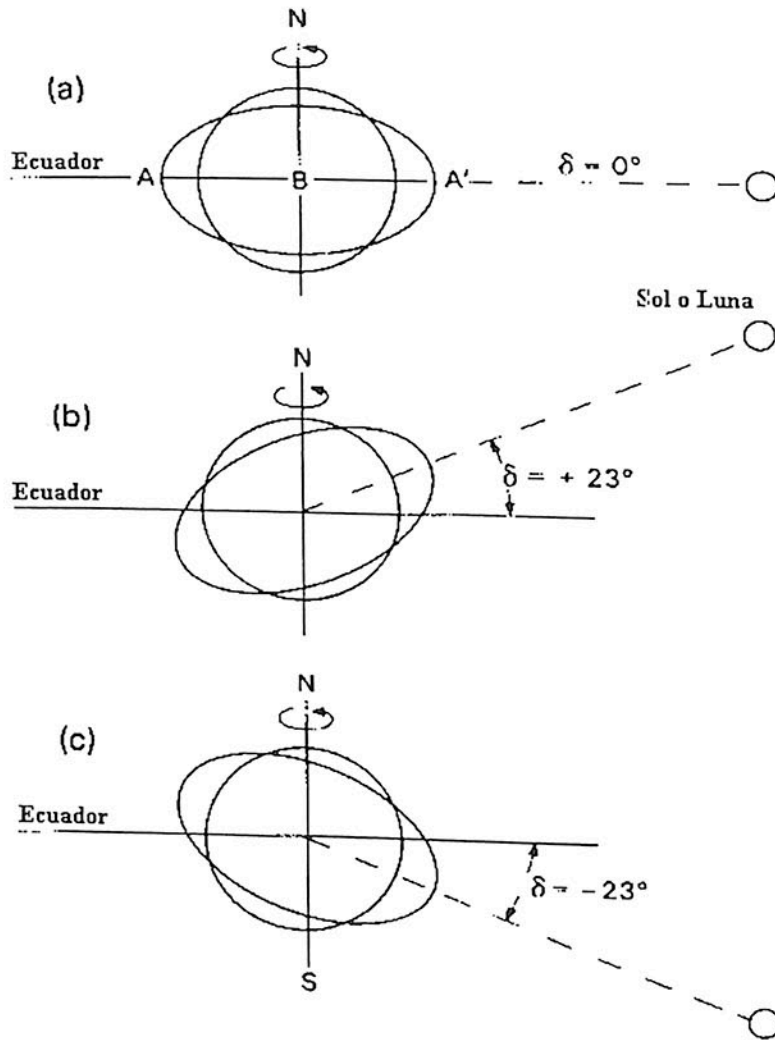


Fig. 11. Superficie de marea de equilibrio (AA') para el Sol o la Luna (a) en el Ecuador, (b) al norte del Ecuador y al sur del Ecuador.

Cuando el Sol está al norte o al sur del ecuador, un centro de HW para su marea de equilibrio es norte y el otro es sur, según se muestra en la fig.11b y c. En estos casos, un observador moviéndose junto con la Tierra, en el ecuador continuará experimentando dos HW iguales y dos LW iguales por día, sin embargo las HW's no serán tan altas como en el caso (a). Un observador en una latitud norte, experimentará la más alta pleamar (HHW) al medio día y la más baja pleamar (LHW) a la media noche en (b), mientras un observador en una latitud sur experimentará HHW a la media noche y LHW al medio día. En el caso (c), habrá la misma desigualdad en la dos HW's para observadores separados del ecuador pero el observador al norte experimentará ahora HHW a la media noche, etc. En la marea de equilibrio las dos LW's tendrán la misma altura (pero no necesariamente la tendrán en la marea real). La diferencia en altura entre HHW y LHW es llamada *desigualdad diurna*, y se incrementa con la declinación del Sol y con la latitud del observador (norte o sur) para una marea de equilibrio. De hecho, si la declinación del Sol es δ , la banda de la bajamar alrededor de la Tierra en la marea de equilibrio no se extiende más allá de la latitud $90^\circ - \delta$, y observadores en latitudes más altas que estas verán sólo una marea diurna distorsionada, con una HW verdadera y un período

extendido de bajamar. Una marea semidiurna con desigualdad diurna puede ser considerada como la suma de una marea diurna y semidiurna. Esto se ilustra en la fig.12, la cual muestra la combinación de las contribuciones diurna y semidiurna para producir la marea de equilibrio del Sol en declinación de 23° , para un observador en latitud (a) 15° , (b) 35° , (c) 55° y (d) 75° .

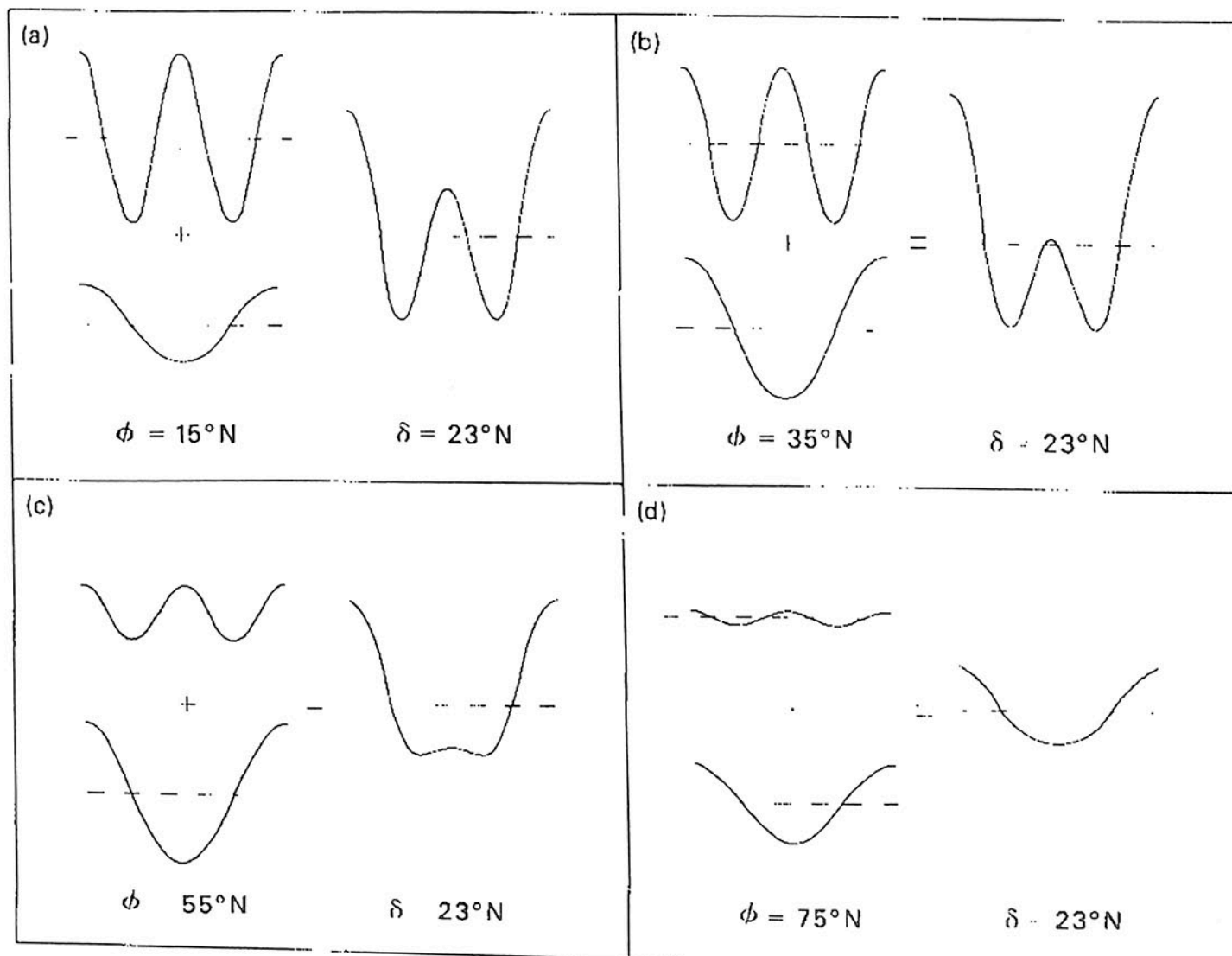


Fig. 12. Representación de una marea de equilibrio solar como la suma de contribuciones semidiurna y diurna para el Sol con declinación de 23° y para latitudes (a) 15° , (b) 35° , (c) 55° y (d) 75° .

Debido a que la marea diurna debe reforzar la HW de mediodía cuando el Sol y el observador están en el mismo lado del ecuador, cae a cero cuando el Sol está en el ecuador y refuerza la HW de medianoche cuando el Sol está en el lado opuesto del ecuador, es claro que se requiere más que un constituyente diurno simple. Aplicando principios trigonométricos tenemos la relación

$$(2.5.1) \quad \cos (n_1 + n_0)t + \cos (n_1 - n_0)t = 2(\cos n_0t)(\cos n_1t)$$

Si n_1 es la velocidad angular de 360° por día solar ($15^\circ/h$) y n_0 es 360° por año ($0.04^\circ/h$), el segundo término de la ecuación 2.5.1 es visto como una oscilación diurna de

frecuencia n_1 cuya amplitud es modulada a la frecuencia anual n_0 , cayendo a cero en $n_0 t = 90^\circ$ y 270° , y teniendo una máxima amplitud pero con fase opuesta en $n_0 t = 0^\circ$ y 180° . La fig.13 muestra un ploteo de 2.5.1 para algunos ciclos de n_1 alrededor de $n_0 t = 90^\circ$ para ilustrar el cambio en amplitud y el giro de fase. Este es el origen de los dos *constituyentes diurnos declinacionales del Sol*, P_1 con frecuencia de $14.96^\circ/h$, $(n_1 - n_0)$, y K_1 con frecuencia de $15.04^\circ/h$, $(n_1 + n_0)$. Debido a que la velocidad de rotación de la Tierra sobre su eje con respecto a las "estrellas fijas" es igual a su velocidad de rotación con respecto al Sol más su velocidad de revolución orbital alrededor del mismo, la frecuencia de K_1 es un ciclo por día sidéreo.

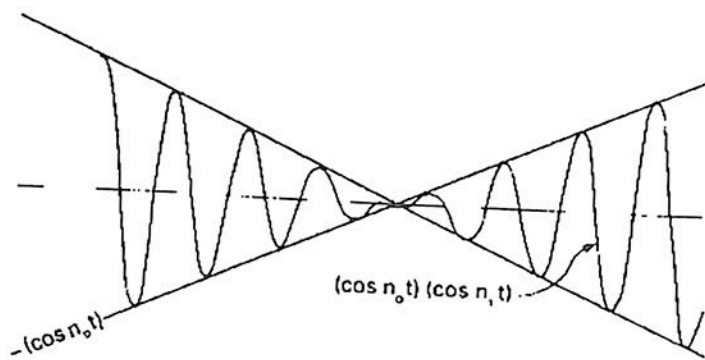


Fig. 13. Gráfica de $\cos (n_1 + n_0)t + \cos (n_1 - n_0)t = 2(\cos n_0 t)(\cos n_1 t)$ para algunos ciclos en cada lado de $n_0 t = 90^\circ$

La marea de equilibrio lunar cambia con la declinación de la Luna en el período de un mes de la misma manera que la marea solar cambia con la declinación del Sol en un año. Esto, por lo tanto, da lugar a dos *constituyentes diurnos declinacionales lunares* con frecuencias de un ciclo por día lunar más/menos un ciclo por mes lunar. La frecuencia de ésta alrededor de la Tierra con respecto a la Luna más la frecuencia de la revolución orbital de uno de los constituyentes de la Luna es también igual a un ciclo por día sidéreo, de tal manera que para el Sol, K_1 . Debido a esto, K_1 tiene una doble función y es llamado el *constituyente diurno declinacional luni-solar*. El otro constituyente lunar del par es O_1 , con velocidad angular de $13.94^\circ/h$ (No confundir el constituyente O_1 con el origen O de la fig. 14).

el constituyente principal, con velocidad angular n , RS es el primer constituyente de satélite, con velocidad $n_1 = n + n'$, y ST es el segundo constituyente de satélite con velocidad $n_2 = n - n'$. La suma de los tres constituyentes es OT y relativa al vector rotatorio OR, el punto T traza una elipse con centro en R. Su semi-eje mayor es igual a la suma de las amplitudes de satélite y su semi-eje menor es igual a su diferencia. Esto puede verse en la fig.14, donde T se mueve alrededor de la elipse una vez cada ciclo del constituyente principal, la amplitud del vector suma, OT, oscila entre OP y OP', y la fase oscila con referencia a OR a través del ángulo QOQ'. Si las amplitudes del satélite son iguales, la elipse se colapsa formando una línea y sólo hay modulación de amplitud. Este es el origen de los *constituyentes semidiurnos elípticos lunares grande y pequeño* N_2 (velocidad de $28.44^{\circ}/h$) y L_2 (velocidad de $29.53^{\circ}/h$), respectivamente, y también de los *constituyentes semidiurnos elípticos solares grande y pequeño* T_2 (velocidad de $29.96^{\circ}/h$) y R_2 (velocidad de $30.04^{\circ}/h$). R_2 es tan pequeña que generalmente es omitida.

2.6 MAREAS DE EQUILIBRIO DE LARGOS PERIODOS

Aquí se discutirán los constituyentes de marea cuyos períodos son comparables a los períodos orbitales de la Luna o el Sol. Es importante distinguir entre un constituyente de período largo y una modulación de período largo de un constituyente de período corto. La modulación de período largo cambia el rango de la marea a lo largo de dicho período, pero no cambia el nivel medio del mar, mientras que un constituyente de período largo no cambia el rango de la marea, pero introduce una fluctuación de período largo en el nivel medio del mar. Para demostrar el origen de los constituyentes de marea de período largo miremos de nuevo la fig.11. Para un observador cerca del polo Norte o Sur experimentará una elevación de la marea de equilibrio diaria promedio inferior cuando el cuerpo que ocasiona la marea ascendente (Sol o Luna) está en el ecuador como en (a) que cuando está al norte o al sur del ecuador como en (b) o (c). Aunque es más fácilmente apreciable para latitudes altas, este efecto también está presente en otras latitudes. Esto resulta en la introducción del constituyente quincenal lunar M_f (velocidad $1.10^{\circ}/h$), en la marea de equilibrio lunar, y el constituyente semi-anual solar S_{sa} (velocidad $0.08^{\circ}/h$) en la marea de equilibrio solar. M_f y S_{sa} son por lo tanto relativos a los cambios cíclicos en declinación de la Luna y el Sol. Existe también un constituyente mensual lunar, M_m (velocidad $0.54^{\circ}/h$), y un constituyente anual solar, S_a (velocidad $0.04^{\circ}/h$) estos son relativos a los cambios en la distancia lunar y solar en un mes y en un año, respectivamente.

2.7 ANALISIS MATEMATICO DE LA MAREA DE EQUILIBRIO

En las discusiones previas hemos considerado a la marea de equilibrio como la envolvente de igual potencial de marea rodeando la Tierra en un momento dado. Ahora será expresado como una función de tiempo variable en un punto fijo de la Tierra. Para hacer esto, debemos expresar $\cos\alpha$ en 2.4.3 en términos de la latitud local así como de la declinación y ángulo horario del Sol y la Luna. El ángulo horario de un cuerpo celeste es su ángulo de longitud al oeste de la longitud del observador. En la fig.15, PSN es un triángulo esférico en una esfera rodeando la Tierra y con su centro en el centro de la Tierra, O; P es la proyección de la posición del observador desde el centro de la Tierra sobre la esfera, N es la proyección del Polo Norte y S es la intersección con la esfera, de

En la discusión de la ecuación 2.7.2 nos referiremos sólo a la Luna, pero la misma lógica se aplica para el Sol y su marea de equilibrio. El primer término a la derecha de 2.7.2 presenta los componentes de período largo de los constituyentes, ya que B varía en el período de un mes y el $\cos 2\delta$ varía en el período de medio mes. El segundo término a la derecha de 2.7.2 presenta los componentes diarios del constituyente ya que el ángulo horario (H) avanza a una frecuencia de un ciclo por día lunar. La multiplicación por el $\sin 2\delta$ divide los componentes en constituyentes cuyas frecuencias difieren por dos ciclos por mes, como se muestra en 2.5.1 y en la fig.13 desde una aproximación diferente. El tercer término a la derecha de 2.7.2 presenta los componentes semidiurnos del constituyente, ya que $2H$ avanza a una frecuencia de dos ciclos por día lunar. La multiplicación por B modula los componentes a una frecuencia de un ciclo por mes, elevando los constituyentes N_2 y L_2 como se definen en la sección 2.5. El factor $\cos 2\delta$ también modula una porción de los componentes semidiurnos a una frecuencia de dos ciclos por mes, presentando un par de constituyentes semidiurnos declinacionales lunares que no han sido discutidos previamente. Sus frecuencias son dos ciclos por día lunar más/menos dos ciclos por mes. El constituyente de más alta frecuencia es también el más largo del par, y tiene la misma frecuencia que el correspondiente constituyente solar, ambos siendo equivalentes a dos ciclos por día sidéreo. Esto es llamado el *constituyente semidiurno declinacional lunisolar* o K_2 (velocidad $30.08^\circ/h$). Muchos otros constituyentes pueden ser descubiertos examinando la modulación de los constituyentes declinacionales por B y tratando la eliminación de algunos de los factores desde funciones de tiempo sinusoidales verdaderas. Las amplitudes relativas de los constituyentes en la marea de equilibrio pueden ser determinadas también desde el análisis de 2.7.2 y la sustitución de los parámetros de valores. El propósito de ésta sección es simplemente demostrar algunas de las técnicas empleadas en identificar las frecuencias de marea importantes. El análisis numérico en las computadoras provee las herramientas para la investigación de la marea de equilibrio que no fué posible durante los primeros días del desarrollo de la teoría de mareas. Ahora es factible generar desde 2.7.2 la marea de equilibrio combinada para el Sol y la Luna como una serie de elevaciones en tiempo cubriendo muchos años, y para analizarla numéricamente en sus constituyentes, identificando su frecuencia, fase y amplitud. En el Apéndice A está un listado de algunos de los constituyentes de la marea de equilibrio, junto con sus frecuencias (como velocidad angular) y sus amplitudes relativas a las de M_2 .

2.8 MAREAS VIVAS Y MUERTAS

No se debe uno preocupar mucho de que en ningún lugar de la Tierra la marea real es igual a la marea de equilibrio en ese lugar. Sin embargo, muchas de las características de las dos son similares excepto por su magnitud y tiempo. La *marea viva* de equilibrio ocurre en el día en que las HW's del Sol y la Luna caen en el mismo meridiano, lo cual, como se muestra en la Fig. 16, ocurre durante la Luna llena y nueva. Las HW's ocurren cerca del medio día y media noche local y son mayores que el promedio debido al reforzamiento de las dos. Las dos LW's también se refuerzan, pero en sentido opuesto, haciéndolas inferiores al promedio. El resultado, entonces, es un rango mayor que el promedio de la marea semidiurna de equilibrio en marea viva. La *marea muerta* de equilibrio ocurre en el día en que las HW's del Sol y la Luna coinciden lo

más cercanamente con sus correspondientes LW's, como se muestra en la Fig. 16, ocurre en el primer y último cuarto de la Luna. El resultado es un rango de mareas menor que el promedio en la marea muerta. El rango de la marea solar y lunar combinada no cambia, por supuesto, repentinamente en mareas viva y muerta pero es modulada sinusoidalmente en el período de medio mes entre mareas vivas o muertas sucesivas. Partiendo de los constituyentes de marea, es la interacción de M_2 y S_2 entrando y saliendo de fase entre ellas lo que produce las mareas vivas y muertas. La modulación quincenal de la marea semidiurna es prominente en los registros de la marea real así como en los de la marea de equilibrio, de hecho en muchas partes del mundo HW y LW en las mareas vivas son tomadas como estándares de los extremos de pleamar y bajamar. Este no es un caso invariable, porque en otras partes del mundo puede haber otra marea característica que domine sobre la marea viva. En la Bahía de Fundy, Canadá por ejemplo las *mareas perigeas* (las grandes mareas semidiurnas asociadas con el perigeo de la Luna) son igualmente significativas que las mareas vivas. En regiones como la costa del Pacífico canadiense y parte del Golfo de St. Lawrence es la desigualdad diurna la que produce las alturas de la marea viva simple de una manera no satisfactoria como estándares de las pleamares y bajamares extremas.

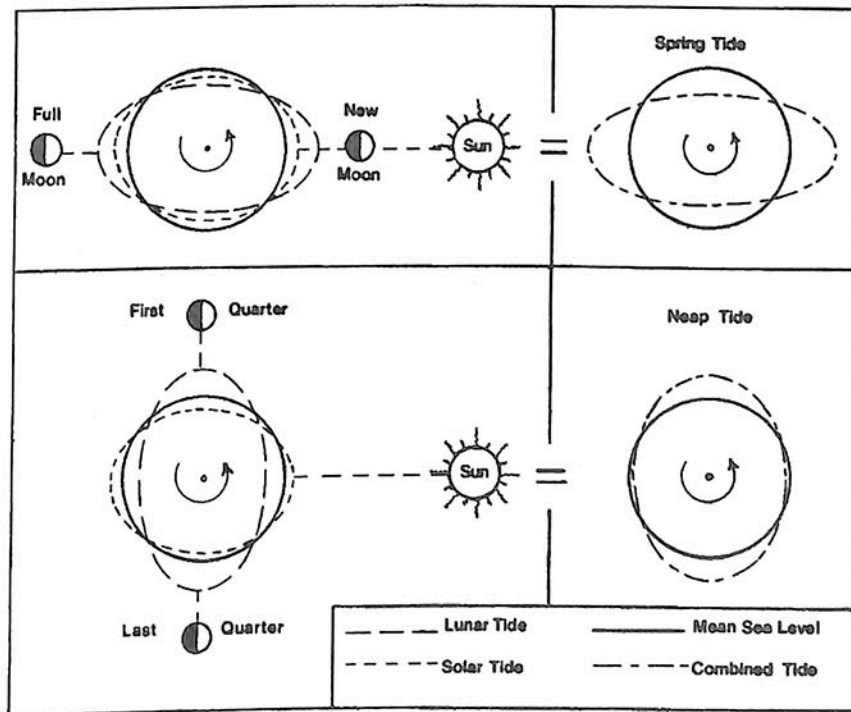


Fig. 16. Contribución de las mareas de equilibrio lunar y solar para producir mareas vivas en Luna Nueva y Luna Llena y mareas muertas en Cuarto Creciente y Cuarto Menguante.

2.9 CLASIFICACION DE LAS MAREAS

Las mareas son frecuentemente clasificadas de acuerdo con la desigualdad diurna que muestran, como un medio que provee una descripción simple del caracter de la marea en varias regiones. La clasificación formal es usualmente hecha en la base del rango de alguna combinación de los constituyentes armónicos diurnos sobre una

combinación de los constituyentes semidiurnos. Un criterio que es comunmente utilizado es el rango de la amplitud de la suma de O_1 y K_1 sobre la amplitud de la suma de M_2 y S_2 . El propósito de definir un rango es para automatizar la clasificación una vez que los constituyentes son conocidos, evitando la necesidad de buscar largos períodos de los registros visualmente. Sin importar el método utilizado, el intento es clasificar las mareas en cuatro grupos, cualitativamente descritos como sigue:

Semidiurna (SD): Dos HW's casi iguales y dos LW's casi iguales aproximadamente, espaciadas uniformemente en cada día lunar.

Mixta, principalmente Semidiurna (MSD): Dos HW's y dos LW's cada día lunar, pero con marcadas desigualdades en altura e irregularidades en espaciamiento.

Mixta, principalmente Diurna (MD): Algunas veces dos HW's y LW's desiguales con espaciamiento irregular en un día lunar, algunas veces solo una HW y una LW en un día.

Diurna (D): Solo una HW y una LW cada día lunar.

Ya que la marea de equilibrio es la misma para todos los puntos en la misma latitud, la Tierra puede ser dividida en bandas de latitud conformando la clasificación ya descrita, con mareas de equilibrio en latitudes menores a 10° de SD, aquellas en latitudes entre 10° y 40° de MSD, aquellas en latitudes entre 40° y 60° de MD y aquellas en latitudes mayores a los 60° de D. Las mareas reales, por supuesto, reflejan el caracter de las olas de marea propagadas desde muy lejos y no debe esperarse que conformen las mismas clasificaciones dentro de las bandas de latitud. La Fig. 17 muestra un ejemplo de curvas de marea para un mes en cuatro lugares del Canadá que ilustran las cuatro clases definidas anteriormente. Debe notarse que los cuatro lugares caen dentro de la misma banda de tres grados de latitud. La Fig. 18 indica en un mapa del Canadá las regiones en las cuales varios tipos de mareas dominan. De todos modos la Costa Este es predominantemente una región de marea semidiurna, encontramos los únicos ejemplos de marea diurna en el Golfo de St. Lawrence. Esto es porque dichos puntos caen cerca de un punto anfodrómico de la marea semidiurna. Debemos también notar que la marea observada en el Archipiélago Artico es grandemente semidiurna en caracter, diferente de la marea de equilibrio para esas latitudes, esto es porque mucha de la marea en el Artico Canadiense se ha propagado a través de pasajes desde el Océano Atlántico Norte.

| E | | PN | E | A | S | E

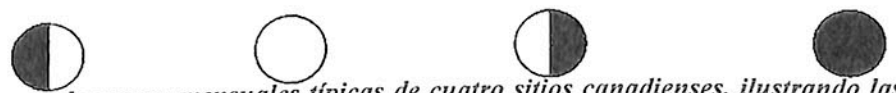
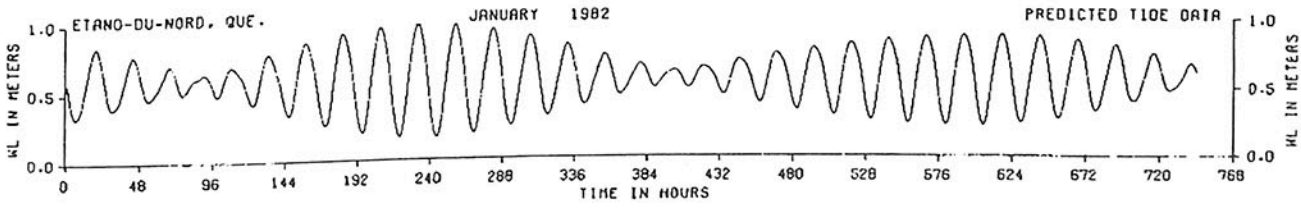
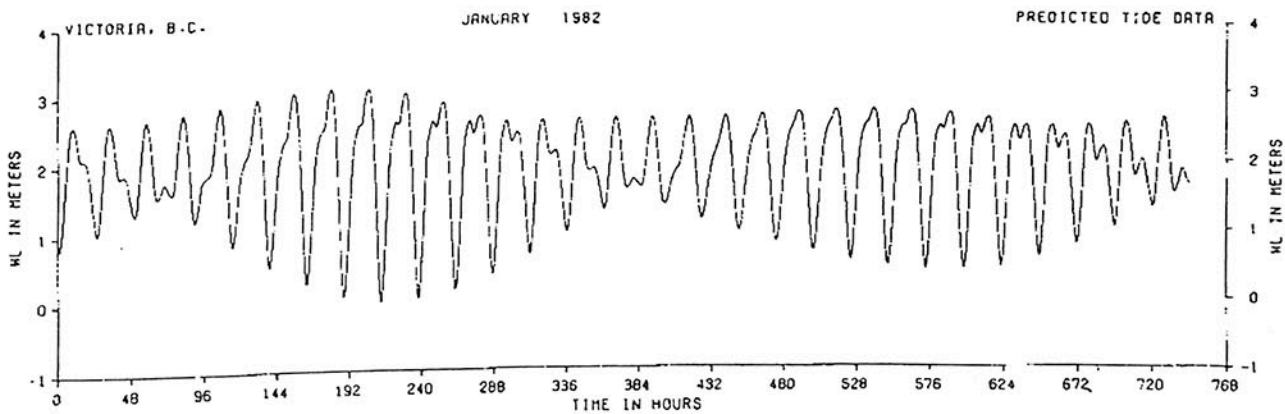
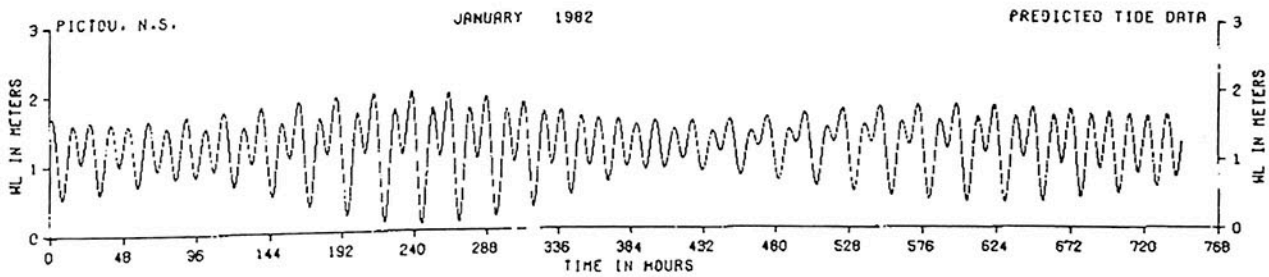
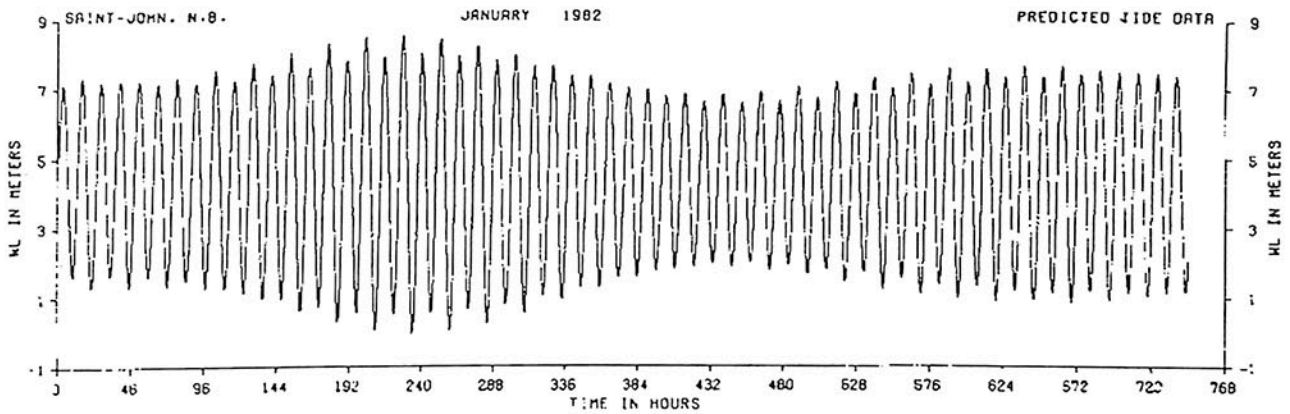


Fig. 17. Curvas de marea mensuales típicas de cuatro sitios canadienses, ilustrando las clases de marea. (a) es SD, (b) es MSD, (c) es MD y (d) es D. Las letras A y P indican Apogeo y Perigeo. E, N y S indican si la Luna está sobre, al N o al S del Ecuador. Los círculos indican las fases de la Luna.

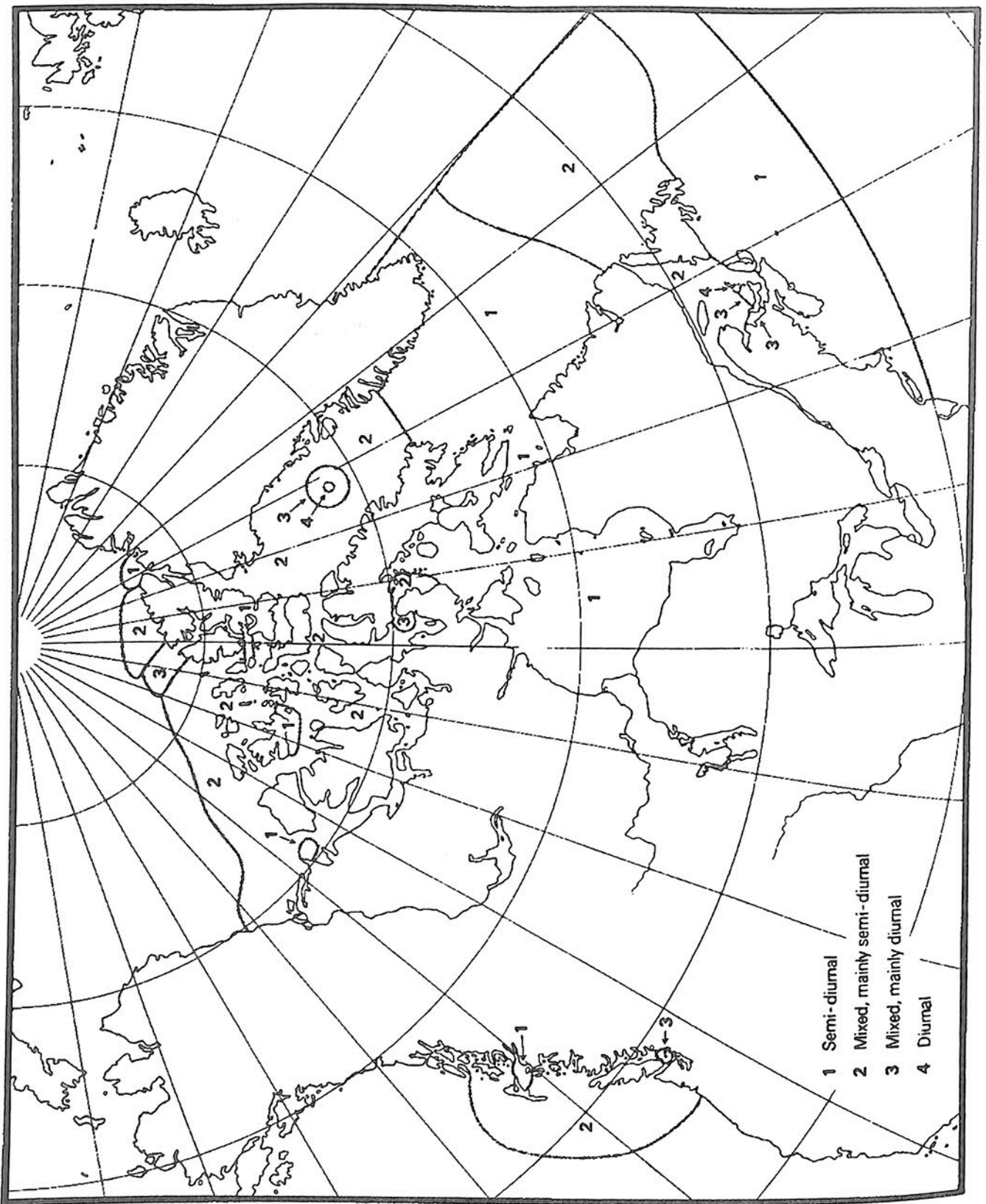


Fig. 18. Clasificación de las mareas en aguas canadienses.

CAPITULO 3

ANALISIS DE MAREAS Y PREDICCIÓN

3.1 INTRODUCCION

Se ha demostrado en el Capítulo 2 como identificar las frecuencias de marea fundamentales presentes en el espectro de la marea de equilibrio y hemos especulado que estas deben ser las frecuencias fundamentales presentes en cualquier registro de marea real. Básicamente, el análisis de marea consiste en la identificación en un registro de marea las amplitudes de todos los constituyentes armónicos importantes y sus retardos de fase con respecto a las fases de los constituyentes correspondientes en la marea de equilibrio. La predicción de marea consiste de la recombinación de estos constituyentes en la relación de fase apropiada para los constituyentes correspondientes en la marea de equilibrio en los tiempos deseados. Ambos, análisis y predicción requieren un conocimiento de las fases de los constituyentes armónicos en la marea de equilibrio en el tiempo especificado, lo cual puede ser extraído de tablas o calculado por fórmulas que involucran los parámetros astronómicos. Sin embargo, es usualmente más fácil separar las cosas que ponerlas juntas otra vez, los principios de la predicción de marea son mucho más simples que aquellos del análisis de marea. Empezaremos con la consideración del análisis de marea, separando al registro de marea en las partes que lo componen. Inicialmente, echar un vistazo al teorema de Fourier será de gran ayuda.

3.2 EL TEOREMA DE FOURIER

Este Teorema establece que si $F(t)$, una función de la variable t , es definida en el rango de $t = -T/2$ a $t = T/2$, entonces $F(t)$ puede ser expresada como una constante mas una serie infinita de sinusoides de frecuencias (o números de onda, si t es pensada como una distancia) $1/T, 2/T, 3/T, \dots i/T \dots$ etc.. La oscilación sinusoidal con frecuencia $1/T$ es llamada la *fundamental*, y las oscilaciones cuyas frecuencias son múltiplos de $1/T$ son llamadas *armónicas* de la fundamental. Cada armónica que es sumada a la serie incrementa la precisión para la cual se reproduce $F(t)$ en el rango $-T/2$ a $T/2$. Fuera de este rango, las series de sinusoides podrán producir la misma imagen de $F(t)$ entre $T/2$ y $3T/2$ y repetirlo otra vez para cada intervalo de longitud T . A menos que $F(t)$ sea considerada periódica con el período T para todos los valores de t , estas repeticiones son simplemente ignoradas, y la serie de sinusoides es usada solo para reproducir valores de $F(t)$ dentro del rango definido $-T/2$ a $T/2$. Las instrucciones también están incluidas en el Teorema para la evaluación de los términos en la serie. El término constante es simplemente el valor promedio de $F(t)$ en el rango definido. La evaluación de la fundamental o una de las armónicas involucra multiplicar cada punto en $F(t)$ por el seno y el coseno de esa frecuencia armónica multiplicada por t , y formando el promedio de estos productos sobre T . El Teorema de Fourier se establece de manera mucho más compacta en su forma matemática como sigue:

Si $F(t)$ es definida entre $-T/2$ y $T/2$, entonces

$$(3.2.1) \quad F(t) = H_0 + \sum_{i=1}^{\infty} H_i \cos\left(2\pi i \frac{t}{T} - \theta_i\right)$$

donde H_0 = promedio sobre T de $F(t)$,
 $H_i \text{ sen } \theta_i$ = promedio sobre T de $2F(t) \text{ sen } 2\pi i t/T$
 $H_i \text{ cos } \theta_i$ = promedio sobre T de $2F(t) \text{ cos } 2\pi i t/T$

Sería conveniente si el ciclo de marea se repitiera así mismo exactamente en intervalos regulares ya sea en un mes o en un año, porque entonces una serie de Fourier podría formarse según se describió arriba para proveer predicciones para todo tiempo, sin importar ninguna otra teoría de mareas. Ciertamente una serie de Fourier puede ser formada para reproducir cualquier registro de mareas finito para cualquier exactitud deseada, pero ya que las mareas no se repiten exactamente después de cualquier intervalo conocido, la serie no puede ser usada para predecir valores para cualquier tiempo fuera del registro y sería de poco valor. Entonces ¿Cuál es la pertinencia del teorema de Fourier en el análisis de mareas? Si, en 3.2.1, permitimos a T ser infinita, la frecuencia fundamental se convierte en infinitesimal, y el intervalo de frecuencia entre las armónicas también se convierte en infinitesimal; es decir todas las frecuencias se convierten en candidatos para la inclusión en la serie de Fourier. Nuestro conocimiento de las frecuencias presentes en la marea de equilibrio nos dice que miremos solo aquellas frecuencias fuera del espectro de Fourier de todas las frecuencias posibles. Las últimas dos ecuaciones de 3.2.1. son entonces utilizadas para estimar las amplitudes y retardos de fase de los constituyentes de marea a partir de los registros de marea observada. Los registros de marea no son infinitamente largos, de todos modos, y se requiere de cierta ingenuidad para formar promedios significativos para las expresiones en 3.2.1 a partir de registros de marea cortos. Este es el reto del análisis de las armónicas de marea.

3.3 ANALISIS ARMONICO DE MAREAS

El método armónico de análisis ataca cada registro de marea consistiendo de una suma de *constituyentes armónicos* de frecuencia conocida más "ruido" no mareográfico. Esto puede ser expresado como

$$(3.3.1) \quad h(t) = \sum_{i=0}^n H'_i \cos(E'_i - g_i) + \text{"ruido"}$$

$$= H'_0 + \sum_{i=1}^n H'_i (\cos E'_i \cos g_i + \text{sen} E'_i \text{sen} g_i) + \text{"ruido"}$$

en el cual $h(t)$ es la altura instantánea, H'_i es la amplitud del constituyente i th, E'_i es la fase del constituyente de equilibrio en Greenwich en Tiempo Medio de Greenwich (GMT) numéricamente igual al tiempo de observación local, y g_i es el retardo de fase del

constituyente detrás de la fase de Greenwich, E'_i . Es importante notar que la fase de Greenwich usada aquí es la fase real del constituyente de equilibrio en Greenwich solo si las observaciones son registradas en GMT. Si son registradas en horas z de la zona de tiempo al W de Greenwich, entonces E'_i es la fase del constituyente en z horas de Greenwich más temprano. Esto puede verse confuso al principio, pero evita la necesidad de convertir los tiempos de observación a GMT, y lo que se escogió como fase de referencia puede ser un poco arbitrario mientras avance a la velocidad apropiada y sea aplicado consistentemente en todos los cálculos. Es por lo tanto, necesario registrar la zona de tiempo cuidadosamente seguido de los resultados de cualquier análisis de marea para asegurar consistencia en la referencia de fase. El significado de las "primas" en H'_i y E'_i será aclarado posteriormente. El subíndice i , es simplemente una identificación para los n constituyentes armónicos considerados necesariamente para representar la señal de marea adecuadamente; H'_0 representa el promedio del nivel de agua durante el registro (frecuencia cero, $E'_0 = g_0 = 0$).

El objetivo del análisis armónico es determinar los valores de todos los H'_i y los g_i . H'_0 es simplemente el promedio de todas las observaciones, y es usualmente denominado como Z_0 en terminología mareográfica. Si cada valor de $h(t)$ es multiplicado por el $\cos E'_1$ y el promedio tomado sobre la longitud del registro, 3.3.1 nos da

$$(3.3.2) \text{ promedio } \{ (\cos E'_1)h(t) = H'_1 \cos g_1 (\cos^2 E'_1) \\ + H'_2 \cos g_2 (\cos E'_1 \cos E'_2) \\ + H'_1 \text{sen} g_1 (\cos E'_1 \text{sen} E'_1) \\ + H'_2 \text{sen} g_2 (\cos E'_1 \text{sen} E'_2) \\ + \text{etc.} + (\cos E'_1) (\text{" ruido"}) \}$$

y si cada valor de $h(t)$ es multiplicado por $\text{sen} E'_1$, el promedio da

$$(3.3.3) \text{ promedio } \{ (\text{sen} E'_1)h(t) = H'_1 \text{sen} g_1 (\text{sen}^2 E'_1) \\ + H'_2 \text{sen} g_2 (\text{sen} E'_1 \text{sen} E'_2) \\ + H'_1 \cos g_1 (\text{sen} E'_1 \cos E'_1) \\ + H'_2 \cos g_2 (\text{sen} E'_1 \cos E'_2) \\ + \text{etc.} + (\text{sen} E'_1) (\text{" ruido"}) \}$$

Los términos "ruido" son considerados para promediar a cero, su señal es asumida aleatoria con respecto a las frecuencias de marea. Si todos los constituyentes n pudieran completar un número exacto de ciclos en la misma longitud del registro, todos los coeficientes promediados en 3.3.2 y 3.3.3 serían cero excepto por el $\cos^2 E'_1$ y $\text{sen}^2 E'_1$, cuyos valores promedio serían 0.5. Esto dará la solución Fourier simple de 3.2.1, llamándola

$$(3.3.4) \quad H'_1 \sin g_1 = \text{promedio de } 2h(t) \sin E'_1$$

$$H'_1 \cos g_1 = \text{promedio de } 2h(t) \cos E'_1$$

Por supuesto que los constituyentes de marea no pueden todos completar un número exacto de ciclos en la misma longitud del registro, y debemos tratar con los términos residuales en 3.3.2 y 3.3.3 en lugar de asumir la solución simple de 3.3.4. Repitiendo el proceso de arriba de multiplicación por el seno y coseno de E'_i y promediando para los otros constituyentes $n - 1$ completa un juego de $2n$ ecuaciones de las $2n$ desconocidas (la $H'_i \sin g_i$ y la $H'_i \cos g_i$). Como una cuestión de interés estas son las mismas "ecuaciones normales" $2n$ que serían producidas si el problema fuera resuelto por el "método de mínimos cuadrados", por lo tanto su solución para H'_i y g_i da una mejor aproximación a los datos en un sentido de "mínimos cuadrados". Mientras la generación de los coeficientes $4n^2$ y la solución de las ecuaciones simultáneas $2n$ en $2n$ desconocidas es factible con la alta velocidad de hoy, de las computadoras de gran memoria, lo cual no era posible en los días en que se efectuaban los cálculos manuales. Una simplificación que es frecuentemente usada para los cálculos manuales es la de reemplazar los multiplicadores de seno y coseno por las funciones "carro-caja" iguales a +1 cuando el correspondiente seno y coseno es positivo, iguales a -1 cuando estos son negativos e igual a cero cuando el seno o el coseno es cero. La Fig. 19 ilustra cómo la multiplicación por el carro-caja equivalente de la función seno o coseno produce una contribución promedio de $2/\pi$ veces el correspondiente (seno o coseno) componente de un constituyente de la misma frecuencia, cero veces el componente complementario (coseno o seno) de un constituyente de la misma frecuencia y cero veces ambos componentes seno y coseno de un constituyente exactamente el doble de la frecuencia. El principio por el cual los multiplicadores de seno y coseno puros arrojan los coeficientes de 3.3.3 y 3.3.4 es el mismo que aquel por el cual sus carros-caja análogos trabajaron en la Fig. 23. Los multiplicadores de carro-caja, de cualquier forma, son más efectivos separando una especie de marea de otra (diurna, semidiurna, etc.) pero para la separación de constituyentes de la misma especie los multiplicadores de seno y coseno puros produce un mejor comportamiento del juego de coeficientes.

Constituent Component	X Box-car analogue of sine ωt	X Box-car analogue of cosine ωt

Fig. 19. Filtraje numérico de los constituyentes de marea por multiplicación de signo por funciones de caja.

3.4 MODULACION DE DIECINUEVE AÑOS DE LOS CONSTITUYENTES LUNARES

La órbita de la Luna alrededor de la Tierra está en un plano siempre inclinado 5° aproximadamente al plano de la órbita de la Tierra alrededor del Sol (la eclíptica), pero la línea de intersección de los dos planos se mueve una vez cada 18.6 años alrededor del polo de la eclíptica. La Fig. 20 muestra una esfera celeste (una esfera de radio infinito con el centro de la Tierra en su centro) en la cual se proyecta el Ecuador terrestre y su eje polar, el plano de la eclíptica y su eje y el plano de la órbita de la Luna y su eje. La pantalla esférica de un planetario es un modelo de una porción de la esfera celeste. La línea NN' es la intersección del plano de la órbita de la Luna con la eclíptica y, N y N' están referidas como "nodos". N es el "nodo ascendente", ya que la Luna se está moviendo de Sur a Norte de la eclíptica mientras pasa N. Como el eje de la órbita de la Luna gira alrededor del eje de la eclíptica, describiendo el cono de 5° una vez cada 18.6 años, el punto N se mueve alrededor de la eclíptica de Este a Oeste en el mismo período. Desde que la Luna viaja en su órbita en sentido opuesto (W a E), esto es referido como la "regresión del nodo ascendente de la Luna", y tiene una influencia mayor en la declinación de la Luna en el período de aproximadamente 19 años. La inclinación de la eclíptica hacia el Ecuador es 23.5° , entonces en el curso de un año el Sol cambia de declinación entre 23.5° Norte en el verano y 23.5° Sur en el invierno. Ya que la órbita de la Luna está inclinada a 5° de la eclíptica, la declinación de la Luna cambiará en el transcurso de un mes entre 28.5° ($23.5^\circ + 5^\circ$) Norte y Sur durante una parte del ciclo de 19 años, y entre solo 18.5° ($23.5^\circ - 5^\circ$) 9.5 años después del ciclo. El giro mensual máximo de la Luna en declinación ocurre cuando su nodo ascendente, N, coincide con el equinoccio vernal, y su mínimo giro ocurre cuando su nodo ascendente coincide con el equinoccio otoñal. El equinoccio vernal (γ) es el punto al cual el Sol cruza el Ecuador en su camino al Norte, y el equinoccio otoñal es el punto al cual lo cruza en su camino al Sur.

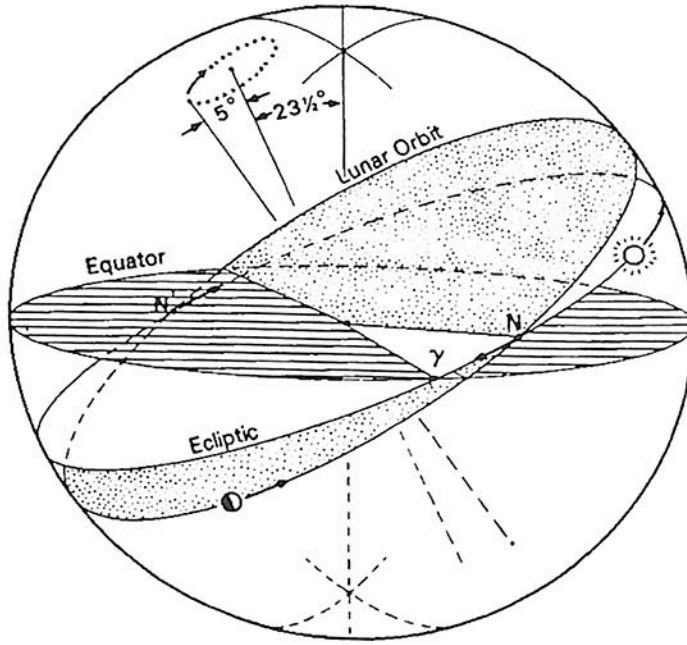


Fig. 20. Esfera Celeste, mostrando Ecuador, eclíptica, órbita lunar y regresión del nodo ascendente N.

La regresión del nodo ascendente de la Luna tiene el efecto de modular la amplitud y la fase de los constituyentes de marea lunar en un período de 19 años. Debido a que el período es tan largo, se asume que la modulación de los constituyentes en la marea real es la misma que aquella de los constituyentes de equilibrio. La modulación de amplitud es representada por un *factor nodal*, f , el cual varía alrededor de un valor medio de unidad en el período de 18.6 años. La modulación de fase es representada por una *corrección nodal*, u , la cual varía alrededor de un valor medio de cero en el mismo período. No hay modulación nodal de los constituyentes solares, y los valores f y u son diferentes para cada constituyente lunar. Los valores de los parámetros nodales son tabulados, y pueden también ser computados a partir de las fórmulas que involucran las variables astronómicas; f de K_2 varía entre alrededor de 0.75 y 1.30, mientras f de M_2 varía solo entre 0.96 y 1.04; u de K_2 varía entre mas/menos 17° , mientras que u de M_2 varía solo entre mas/menos 2° .

Para conformar lo anterior, la fase de equilibrio, E'_i , utilizada en el análisis armónico debe ser la fase del constituyente de equilibrio medio, E_i , mas la corrección nodal, u , para ese constituyente en ese tiempo. La amplitud, H'_i , que resulta del análisis será la amplitud del constituyente medio, H_i , multiplicado por el factor nodal, f_i , para ese constituyente en ese tiempo. Entonces, en la sección 3.3

$$E'_i = E_i + u_i, \text{ y } H'_i = f_i H_i$$

Las constantes de marea que son obtenidas del análisis son las amplitudes de los constituyentes medios ($H_i = H'_i/f_i$) y los retardos de fase de los constituyentes medios (g_i).

3.5 CONSTITUYENTES DE AGUAS BAJAS

La Fig. 8 de la Sección 1.8 ilustra, la distorsión de una ola de marea que viaja en aguas bajas. El Teorema de Fourier sugiere que esta distorsión puede ser representada sumando armónicas de las frecuencias de marea fundamentales, un procedimiento que es atractivo porque es compatible con los métodos de análisis de armónicas y predicción. Esto es, el origen de los *constituyentes de aguas bajas* {algunas veces llamadas "sobremareas" (over-tides)}. Estas son introducidas como una conveniencia matemática para representar la distorsión de la ola de marea y que no se incrementa directamente de las fuerzas de marea. Como un ejemplo, M_6 es la segunda armónica del constituyente de marea fundamental M_2 , con tres veces su velocidad angular. Los constituyentes de aguas bajas más comunes son los cuarto-diurnos M_4 y MS_4 , con frecuencias del doble de M_2 y la suma de aquellas de M_2 y S_2 , respectivamente. Su combinación produce una marea cuarto-diurna cuya amplitud es modulada en su diferencia de frecuencia, la cual es la misma que la modulación de frecuencia de la marea semidiurna producida por la combinación de M_2 y S_2 . La Fig. 21 muestra gráficamente la distorsión producida en una constituyente fundamental mediante la suma de su primera armónica. Esto puede ser comparado con la distorsión de la marea semidiurna en el Río St. Lawrence, mostrada en la Fig. 12. Los constituyentes de aguas bajas pueden ser incluidos en el procedimiento de análisis armónicos descritos en la Sección 3.3.

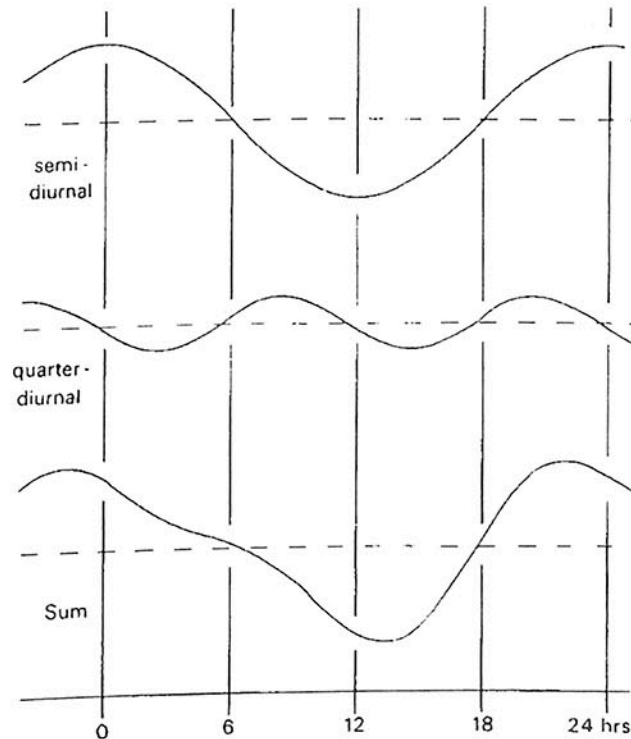


Fig. 21. Representación de la distorsión de aguas poco profundas por adición de un primer armónico a la frecuencia fundamental.

3.6 REGISTRO DE LONGITUD E INTERVALO MUESTRA.

Teóricamente, si un registro de nivel de agua contiene solo señales puras de marea consistentes en las contribuciones de n constituyentes de marea puros, las amplitudes y retardos de fase de los n constituyentes pueden ser determinados desde casi cualquier grupo de $2n$ puntos de observación. Por supuesto, nada en este mundo es completamente puro, y los registros de marea están contaminados con "ruido", de origen meteorológico y observacional. Es por esto que es necesario apoyarse en promedios estadísticos y filtrado de registros de marea de períodos largos, como se describió en la Sección 3.3, para resolver la señal de marea del ruido de fondo y para distinguir los constituyentes armónicos individuales. En la práctica, el constituyente de frecuencia más baja que puede ser distinguido en un registro de marea es aquel cuyo período es igual a la longitud del registro, y el constituyente de frecuencia más alta es aquél cuyo período es el doble del intervalo muestra. El que dos constituyentes contiguos puedan ser separados en un análisis depende de la diferencia de sus frecuencias y de la longitud del registro. El "Criterio de Rayleigh" para la separación de dos constituyentes requiere que ellos puedan cambiar de fase entre sí por lo menos 360° durante el período de registro. Si n_1 y n_2 son las velocidades angulares de los constituyentes en grados por hora y T es la longitud del registro en horas, el Criterio de Rayleigh para la separación es

$$(3.6.1) \quad (n_1 - n_2)T \geq 360^\circ$$

Algunas veces, si un registro se ve relativamente libre de ruido, este criterio puede ser relajado, y el lado correcto de 3.6.1 puede ser considerado 180° . Los constituyentes diurnos pueden ser separados a partir de los constituyentes semidiurnos basados en el registro de un solo día, pero la separación de constituyentes de la misma especie requiere un registro mucho más largo. Como un ejemplo, considere la longitud del registro requerido para permitir la separación de los constituyentes M_2 y S_2 . Del apéndice A podemos ver que sus diferencias en velocidad es $1.016^\circ/\text{h}$, por lo tanto, 3.6.1 da la longitud del registro necesario para separarlos como $T = 360/1.016 = 354$ h, o 14.8 días. Pero, para separar N_2 de M_2 se deberá, bajo el mismo razonamiento, requerir de un registro con longitud de $T = 360/0.544 = 662$ h, o 27.6 días; y para separar K_2 de S_2 se requerirá $T = 360/0.082 = 4390$ h, o 183 días. No debería ser sorprendente que los períodos de separación se eliminan para ser los períodos astronómicos básicos o fracciones de ellos, ya que a partir de aquí los constituyentes heredaron sus frecuencias.

Cuando un registro es demasiado corto para permitir la separación de todos los constituyentes que se sabe contribuyen de manera significativa a la marea en determinada región, deben asumirse las relaciones entre los constituyentes inseparables. Esto es llamado *relaciones regionales*, porque la justificación para su adopción es que las olas de frecuencias tan cercanamente iguales deben comportarse muy similares y por lo tanto mantener casi la misma relación entre sí en una extensa región. El rango de amplitudes y diferencia de retardos de fase de los dos constituyentes son asumidos los mismos que aquellos observados en el lugar comparable más cercano para el cual está disponible un análisis más completo. En cualquier análisis de marea, todo constituyente armónico debe (a) ser incluido directamente en el análisis, (b) estar permitido para

relaciones regionales con otros constituyentes o (c) omitido porque es conocido que puede ignorarse en la región de observación. Mientras más largo es el registro de marea, mayor será el número de constituyentes que pueden ser analizados y mayor será también, la precisión de su determinación. Para mareógrafos temporales instalados, la longitud de registro mínima recomendada es de 1 mes.

El análisis de mareas es usualmente realizado basado en datos que han sido leídos en intervalo horario del registro original. Una serie de registros cuyo intervalo es de una hora es lo suficientemente corto para detectar los constituyentes de interés de frecuencia más alta en la mayoría de los trabajos de mareas. De cualquier forma, si son detectadas frecuencias más altas, quizás no sean de interés directo y deben ser suavizadas antes de que sean tomados los valores horarios para el análisis. Esto es para prevenir el proceso conocido como *enmascaramiento (aliasing)*, en el cual las frecuencias mayores que la frecuencia ejemplo pueden enmascararla como frecuencias menores. La fig. 22 ilustra el principio de enmascaramiento. Usualmente es más importante suavizar las muestras de un registro corto que las de uno largo, porque la señal enmascarada es fortuita con respecto a la señal de marea y puede por lo tanto ser eliminada adecuadamente en el proceso de promediado y filtrado del análisis largo. Los programas de computadora de hoy en día para el análisis de mareas son lo suficientemente flexibles para aceptar datos que han sido muestreados a intervalos irregulares, así como también datos con períodos de interrupción de varios días. De hecho, dos registros tomados en tiempos diferentes pueden ser de mayor valor que un solo registro continuo de su longitud combinada. Por ejemplo, un día de registro de marea viva y un día de registro de marea muerta permitirá la separación de M_2 y S_2 , donde dos días de registro continuo no lo permitirían. Un solo registro continuo cubriendo todo el período desde marea viva hasta marea muerta, desde luego que podrá ser de mayor valor.

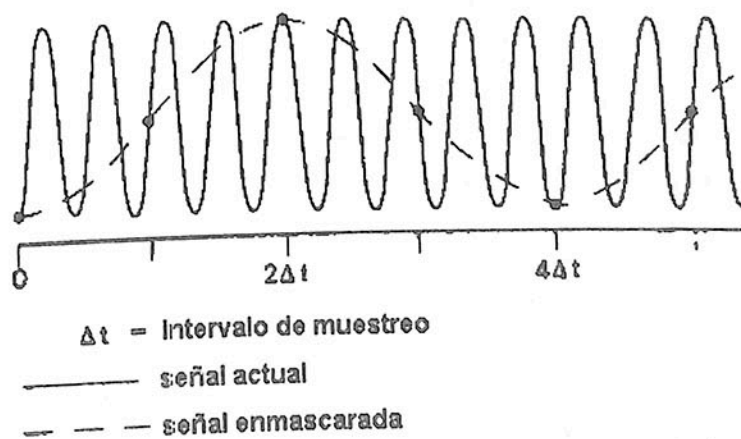


Fig. 22. "Enmascaramiento" para una frecuencia menor por un oscilación cuyo período es menor que el intervalo muestra.

3.7 ANÁLISIS ARMÓNICO DE LA CORRIENTE DE FLUJO

La única diferencia entre el análisis de un registro del nivel de mar y el análisis de un registro de medición de corriente es que los datos de velocidad y dirección de la corriente deben ser resueltos primero en dos componentes vectoriales horizontales mutuamente perpendiculares. Entonces, dos análisis armónicos separados son desarrollados, uno en cada serie de tiempo de los componentes de velocidad. La manera de escoger las dos direcciones de los componentes es arbitraria, mientras sea bien anotado lo que son. Una elección común, y que es muy recomendada, es aquella de los azimuts verdaderos Norte y Este. Si las observaciones de la corriente fueron tomadas en un canal o estrecho bien definido, las direcciones a lo largo y a través del canal pueden ser escogidas por los componentes. El resultado del análisis de un registro de corriente es dos sistemas de constantes armónicas (amplitudes y retardos de fase), uno para cada componente de dirección. Aunque sea conocido que las dos direcciones son perpendiculares entre sí, es importante citar a ambas, para prevenir una posible incertidumbre de 180° . Algunas veces las constantes para cada constituyente armónico son utilizadas para calcular ese constituyente de elipse de marea (ver sección 1.7). La elipse puede ser descrita por la dirección de su eje mayor, la amplitud y retardo de fase de la componente de corriente de flujo en esa dirección, la amplitud de la corriente de flujo en la dirección del eje menor y el establecimiento del sentido de rotación del flujo que puede ser horario o contra horario. En la forma de la elipse de marea, el retardo de fase en el eje menor es siempre 90° diferente de aquel en el eje mayor. El sentido de rotación de la corriente dice como se debe aplicar la diferencia. No hay objeción, por supuesto, para establecer explícitamente la dirección del eje menor y el retardo de fase así como la amplitud para esa dirección. La forma de la elipse de marea para los resultados del análisis de la corriente de flujo tiene algunas ventajas si se desea mostrar los constituyentes armónicos individuales graficamente, pero tiene una desventaja significativa ya que los componentes de la corriente se resuelven en direcciones diferentes para cada constituyente armónico.

La corriente de flujo refleja la presencia de mareas internas así como mareas de superficie y, debido a las propiedades de las olas internas discutidas en el Apéndice 3, la corriente de flujo puede variar en profundidad, puede variar estacionalmente con los cambios en estratificación y puede variar en espaciamiento en un camino diferente de aquel de la marea de superficie. Por estas razones, la coherencia entre los registros de corriente de flujo tomados en diferentes amarraderos en tiempos diferentes, es usualmente pobre, y los registros no deben ser combinados en un solo análisis. Incluso, si se obtiene un registro largo de corriente de un solo amarradero, es mejor partir el registro en períodos de un mes para análisis separados. Se debe tener cuidado en aplicar las relaciones regionales para los constituyentes en un análisis de corriente de flujo, debido a la mayor variabilidad en las corrientes de flujo que en las mareas de superficie en la misma región.

3.8 METODO ARMONICO DE PREDICCION DE MAREA

La predicción de la altura de la marea en cualquier momento deseado, t , involucra la suma de contribuciones de todos los constituyentes armónicos importantes en su fase apropiada para ese momento y añadiendo dicha suma al nivel medio del mar, Z_0 . Expresado matemáticamente, esto es:

$$(3.8.1) \quad h(t) = Z_0 + \sum_{i=1}^n f_i H_i \cos (E_i + u_i - g_i)$$

donde los símbolos tienen el mismo significado que en las secciones 3.3 y 3.4. Los parámetros nodales, f y u , y la fase de Greenwich de cada constituyente de equilibrio, E , puede ser obtenida para el tiempo t ya sea de tablas o de la fórmula involucrando parámetros astronómicos conocidos. De acuerdo con la convención explicada en la sección 3.3, los valores de E deben ser obtenidos para GMT numéricamente igual a t , para t en la misma zona de tiempo del cual los retardos de fase, g , son referidos. Los valores para los constituyentes de amplitud y retardo de fase, H y g , se obtienen del análisis armónico de los datos de marea previamente registrados en ese lugar, o quizás, de la interpolación de valores conocidos en lugares cercanos. No hay un modelo para las mareas del mundo que sea lo suficientemente exacto o detallado para proveer predicciones de marea local a partir de los primeros principios. Las observaciones previas de la marea en una región, son un prerequisite en su predicción. La palabra "predicción" como se utiliza aquí incluye los cálculos de las alturas de marea para tiempos pasados (historial) como para tiempos futuros (predicción).

La predicción de corrientes de flujo es básicamente la misma que la predicción de mareas, excepto que las predicciones deben ser hechas separadamente en las dos direcciones y después combinadas vectorialmente para dar la velocidad y componentes de dirección y después combinadas vectorialmente para dar la velocidad y dirección. En 3.8.1, Z_0 puede ser la componente de la corriente fija en esa dirección. Muchos de los requerimientos para la predicción de la corriente y corriente de flujo son para canales en los cuales el flujo es casi rectilíneo a lo largo del eje del canal. En estos casos es posible limitar las predicciones a una componente de dirección, a lo largo del eje del canal.

3.9 PREDICCION DE MAREA Y CORRIENTE EXTREMA

La predicción de las horas y alturas de pleamares y bajamares (HW y LW) usualmente se hace generando una serie de alturas predichas a intervalos horarios y revisandolos para cambios en su tendencia. Cuando un cambio en tendencia (incrementando o decreciendo la altura) ocurre, se insertan predicciones intermedias hasta que la altura extrema a la cual la tendencia se revierte es localizada en un intervalo angosto. La hora y la altura del extremo (HW o LW) es entonces interpolada en el intervalo. En el pasado se utilizó un ingenioso aparato mecánico analógico para generar las series de tiempo y la interpretación fué hecha visualmente. Hoy, la tarea es

acompañada casi exclusivamente por computadoras programadas para desarrollar todos los pasos.

La mayoría de los lugares para los cuales se hacen las predicciones de corrientes son canales o pasajes donde la corriente es casi rectilínea a lo largo del eje del canal. Las predicciones son usualmente publicadas solo para las horas y velocidades de máximo flujo y retroceso del agua así como para las horas de agua estática. Usando el grupo de constantes armónicas para la componente de dirección a lo largo del canal, se genera una serie de horas de velocidades de la corriente, con signo positivo para la dirección de flujo y signo negativo para el retroceso del agua. Esta serie puede ser interpretada para identificar la máxima y la mínima en el valor absoluto de la velocidad (sin considerar el signo). Cuando es encontrado el máximo, el signo de la velocidad a esas horas las identifica como flujos (+) o retroceso del agua (-). La velocidad mínima normalmente ocurre en cero y por lo tanto nos dá la hora del agua estática. Sin embargo, cuando hay una corriente residual grande, quizás la corriente de flujo no sea lo suficientemente grande para causar que se invierta el sentido del flujo, y la mínima no sea cero. En estos casos la mínima se identifica como flujo mínimo o retroceso del agua de acuerdo al signo de la velocidad, por lo que no existe el momento de agua estática ni "hora de cambio de sentido."

Para lugares en donde las corrientes no son rectilíneas, una serie de horas de vectores de corriente puede ser producida a partir de los dos grupos de componentes de constantes armónicas y buscar la máxima y mínima en magnitud (velocidad) del vector. Ya que los conceptos de flujo y retroceso del agua son inexactos cuando la corriente no es rectilínea, el extremo debe ser identificado por la hora, velocidad y dirección. Para darle valor numérico a la dirección de la corriente se usa la convención opuesta a la de la dirección del viento: la dirección de la corriente es hacia la cual está fluyendo. Para la dirección del viento: la dirección de la corriente es hacia la cual está fluyendo. La figura 7 ilustra algunos de los muchos caminos que pueden resultar de la combinación de una corriente dirigida con una corriente de flujo rectilínea o rotatoria. Y si hay una gran desigualdad diurna en la corriente de flujo, los caminos pueden ser todavía más variables.

3.10 CARTAS COTIDALES

Las cartas cotidales de los mayores constituyentes armónicos de la marea son construidas frecuentemente para ilustrar sus diferentes caminos de propagación y para asistir en la interpolación de las constantes armónicas en lugares donde no existen observaciones. Una carta cotidal consiste de un grupo de líneas de la misma fase (co-fase) y un grupo de líneas de la misma distancia (co-distancia) dibujadas en la misma carta. Cada línea de co-fase traza el lugar geométrico de puntos en los cuales el constituyente tiene un retardo de fase particular y cada línea de co-distancia traza el lugar geométrico de los puntos en los cuales tiene una amplitud particular. Ya que se provee el suficiente información, no hay límite para el tamaño de un área cubierta por una carta cotidal para un sólo constituyente armónico y algunas de estas cartas han sido construidas cubriendo la totalidad de los mares del mundo. Las figuras 23 y 24 muestran cartas cotidales de las bahías Hudson y James (Canadá) para los constituyentes M_2 y K_1

respectivamente. La marcada diferencia entre los dos refleja el hecho de que la dársena responde diferente para ondas de diferentes frecuencias. Las cartas de los constituyentes de la misma especie de marea usualmente se asemejan entre sí de manera bastante aceptable en regiones relativamente grandes, y pueden ser combinadas para componer cartas cotidales para especies diurnas y semidiurnas separadamente. Las figuras 25 y 26 respectivamente, muestran las cartas cotidales para las mareas semidiurna y diurna de la Costa Este del Golfo de St. Lawrence (Canadá). Las figuras 27 y 28 muestran lo mismo para la Costa Oeste. Se notan grandes diferencias entre las cartas semidiurnas y diurnas, respecto a la localización de puntos anfidrómicos y otras características. Claramente, donde la marea es del tipo mixta (MSD o MD), una carta cotidal que intente combinar los dos tipos para representar la marea total, podrá cubrir solamente una región muy pequeña.

Las cartas cotidales deben ser regularmente preparadas para usarse en la reducción de sondeos del datum, en levantamientos lejos de la costa. Ya que usualmente intentan representar la marea total, la extensión de la región que intentan cubrir depende de la extensión en la cual la marea es del tipo mixta. En las cartas cotidales para reducción de sondeos, las horas y alturas son normalmente referidas a la marea del puerto de referencia más cercano. La región es dividida en dos grupos de zonas traslapadas, un grupo de zonas está constituido por aquellas en las cuales el rango es considerado como de valor constante con relación al puerto de referencia, y el otro grupo de zonas, el tiempo de arribo de la marea es considerado que difiere por una constante con relación al puerto de referencia.

3.11 MODELOS NUMERICOS DE MAREAS

La utilización de modelos numéricos está siendo cada vez más común en los estudios de mareas modernos, incrementados por las cada vez más poderosas computadoras. Los modelos incorporan los principios físicos de las ecuaciones de movimiento y de continuidad, una descripción de configuración y de la batimetría de la dársena y un grupo de condiciones limítrofes que deben ser conservadas. Las condiciones limítrofes consisten en las constantes armónicas en todos los lugares donde hay mareógrafo y corrientímetro para los cuales existe el análisis y el establecimiento del carácter de la marea a lo largo de cualquier límite abierto. La región es dividida en un grupo de puntos coordinados, lo suficientemente cercanos y espaciados para definir las características que están siendo investigadas. La computadora es programada para comenzar con un grupo inicial de elevaciones en todos los puntos coordinados y para cambiar las elevaciones progresivamente de acuerdo con los principios físicos y condiciones limítrofes. De esta manera, la progresión de la marea puede ser modelada tantos ciclos como se deseen. Las corrientes de marea también son modeladas en la misma operación, mediante la aplicación del principio de continuidad. Las cartas cotidales de las figuras 23 y 24 son el resultado del modelo numérico de las mareas en la Bahía Hudson. La figura 29 muestra los vectores de corriente para un nivel de la marea en la Bahía Chignecto y la Dársena de Minas, como fueron deducidas de la elaboración del modelo matemático y la figura 30 muestra un resultado similar del modelo numérico en los estrechos de Georgia y Juan de Fuca, todos ellos en el Canadá.

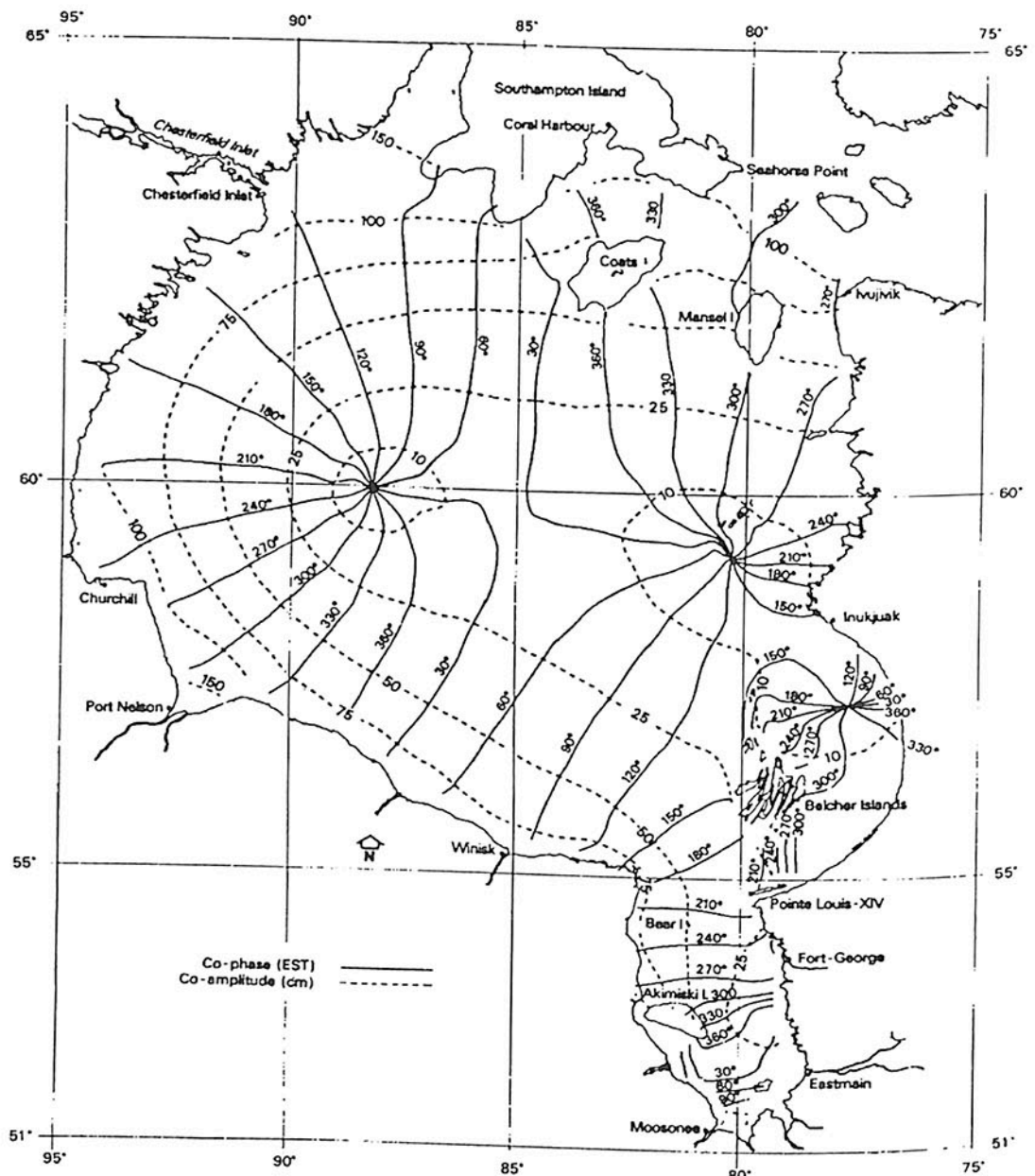


Fig. 23. Carta Cotidal del constituyente M2 en las Bahías de Hudson y James por modelación numérica

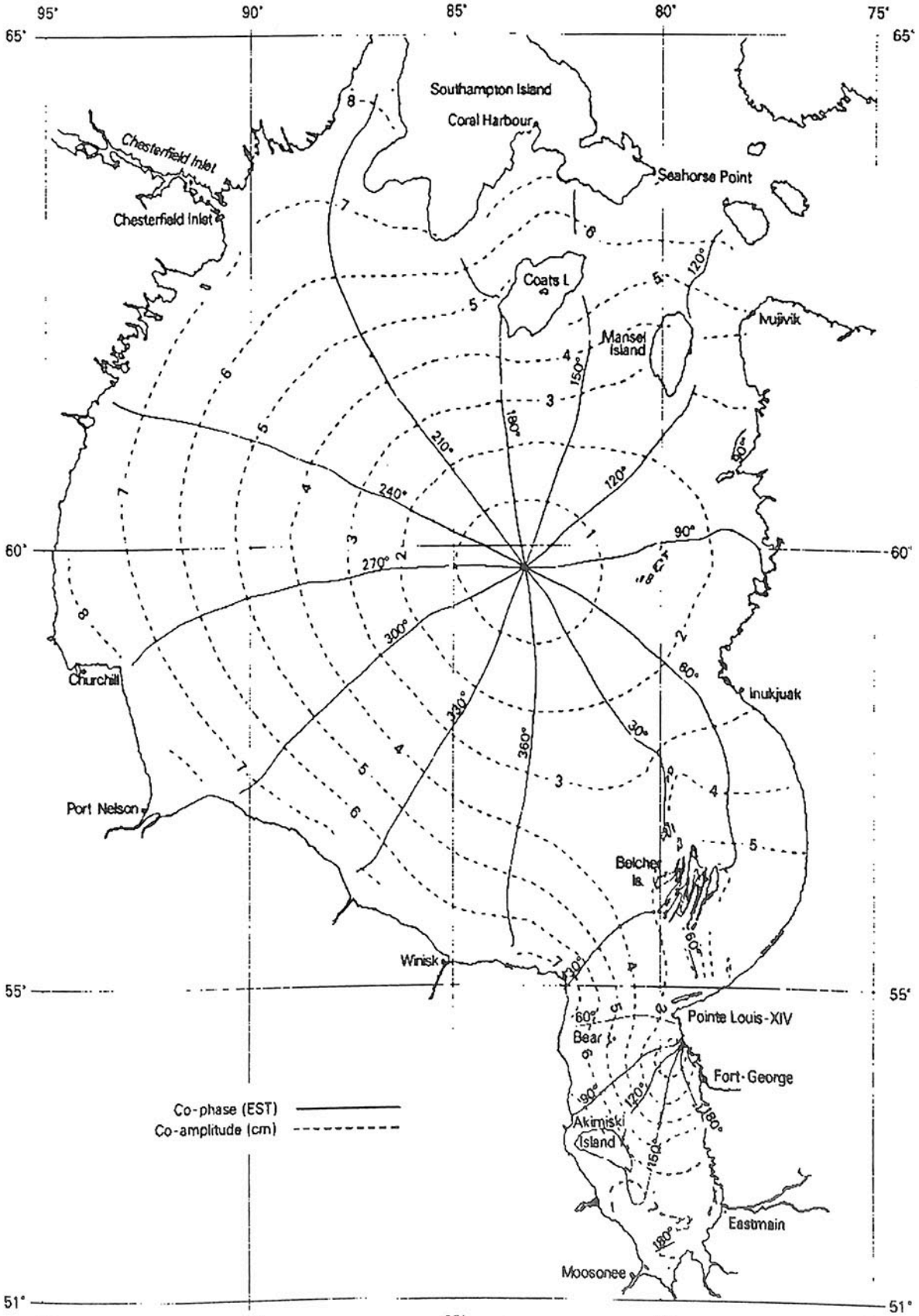


Fig. 24. Carta Cotidal del Constituyente K_2 en las Bahías de Hudson y James en Canadá realizada por modelaje numérico.

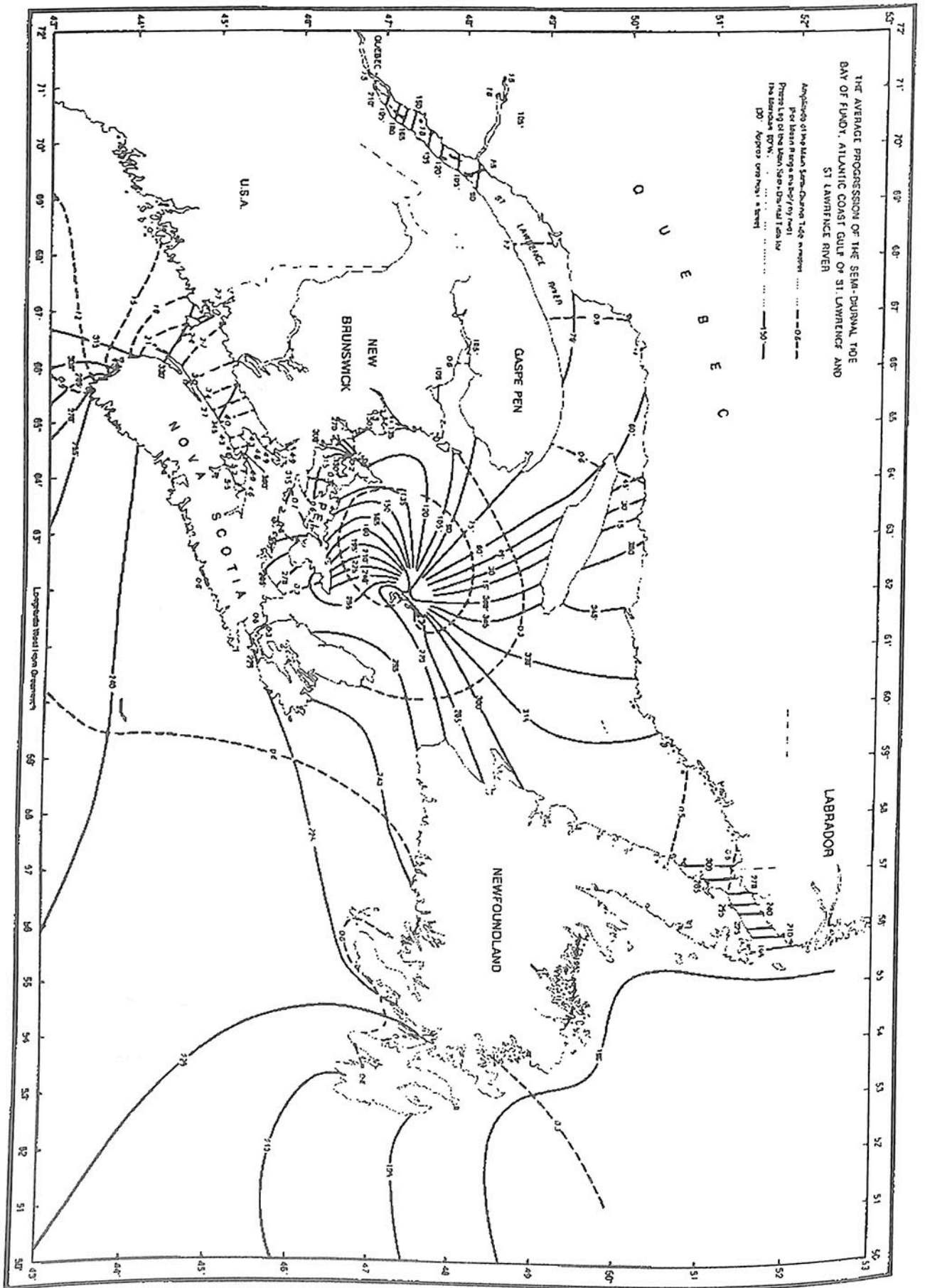


Fig. 25. Carta cotidiana de marea semidiurna en la costa este de Canadá

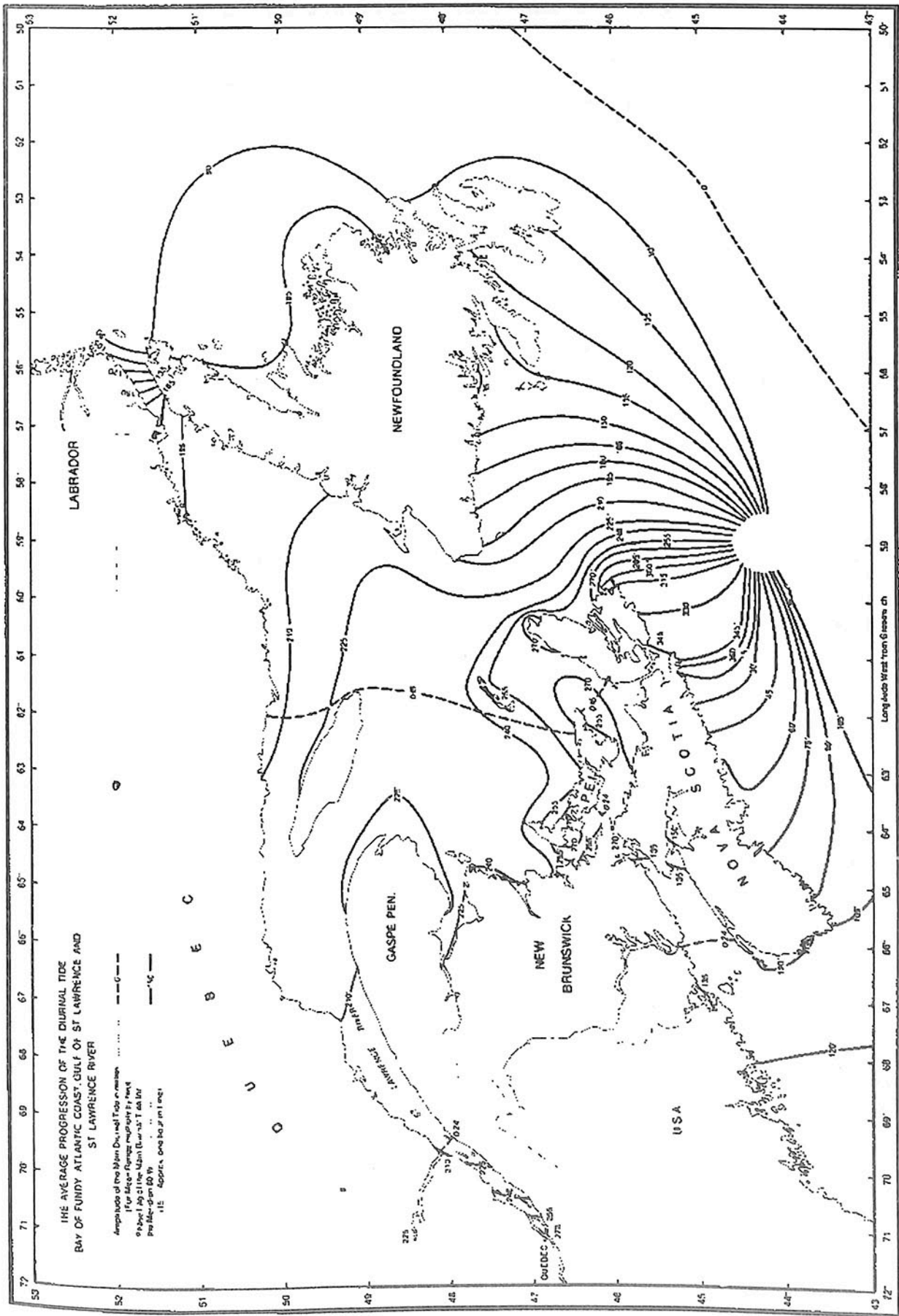


Fig. 26. Carta Cotidal de marea diurna en la costa Este de Canadá

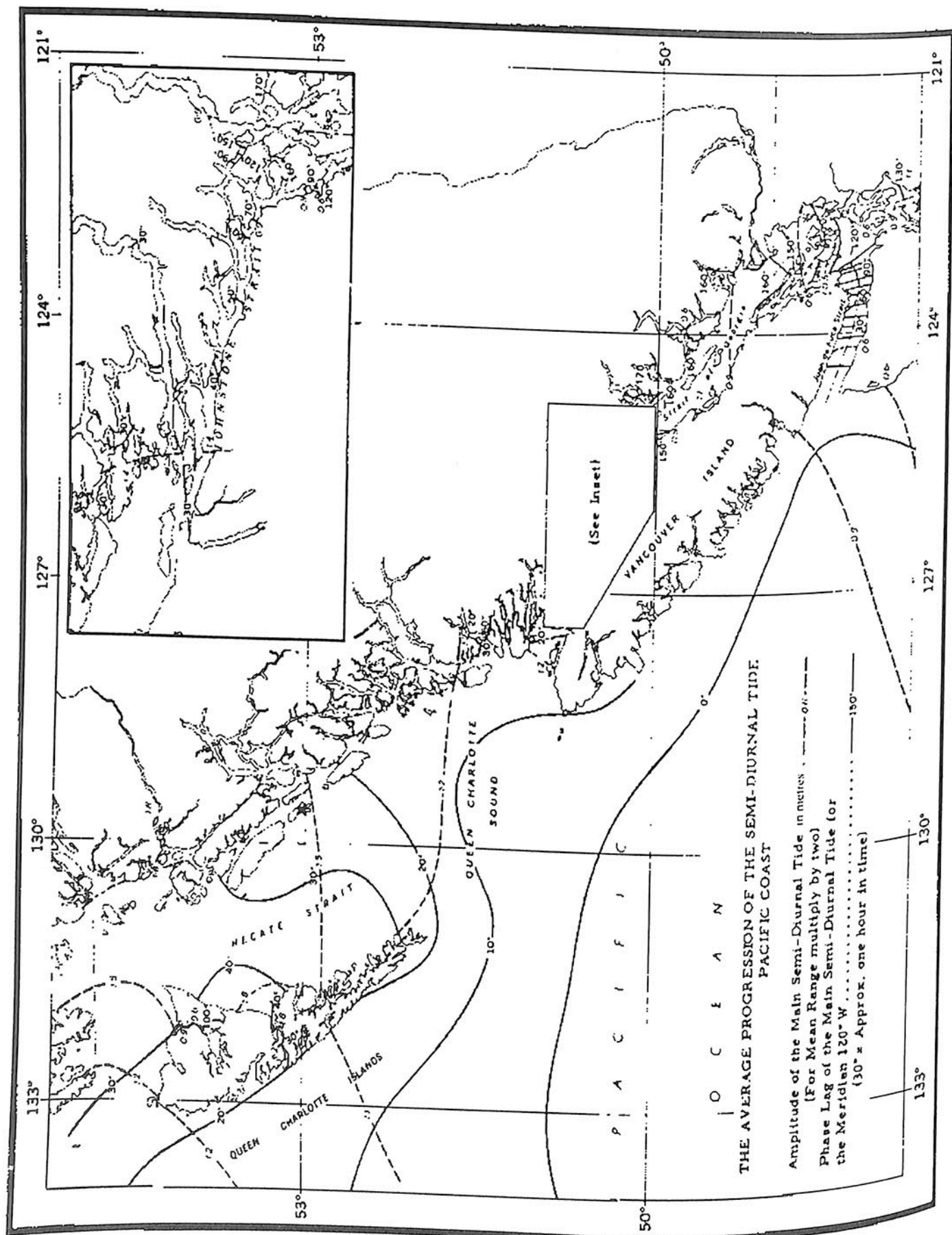


Fig. 27. Carta cotidal de marea semidiurna en la costa oeste de Canadá

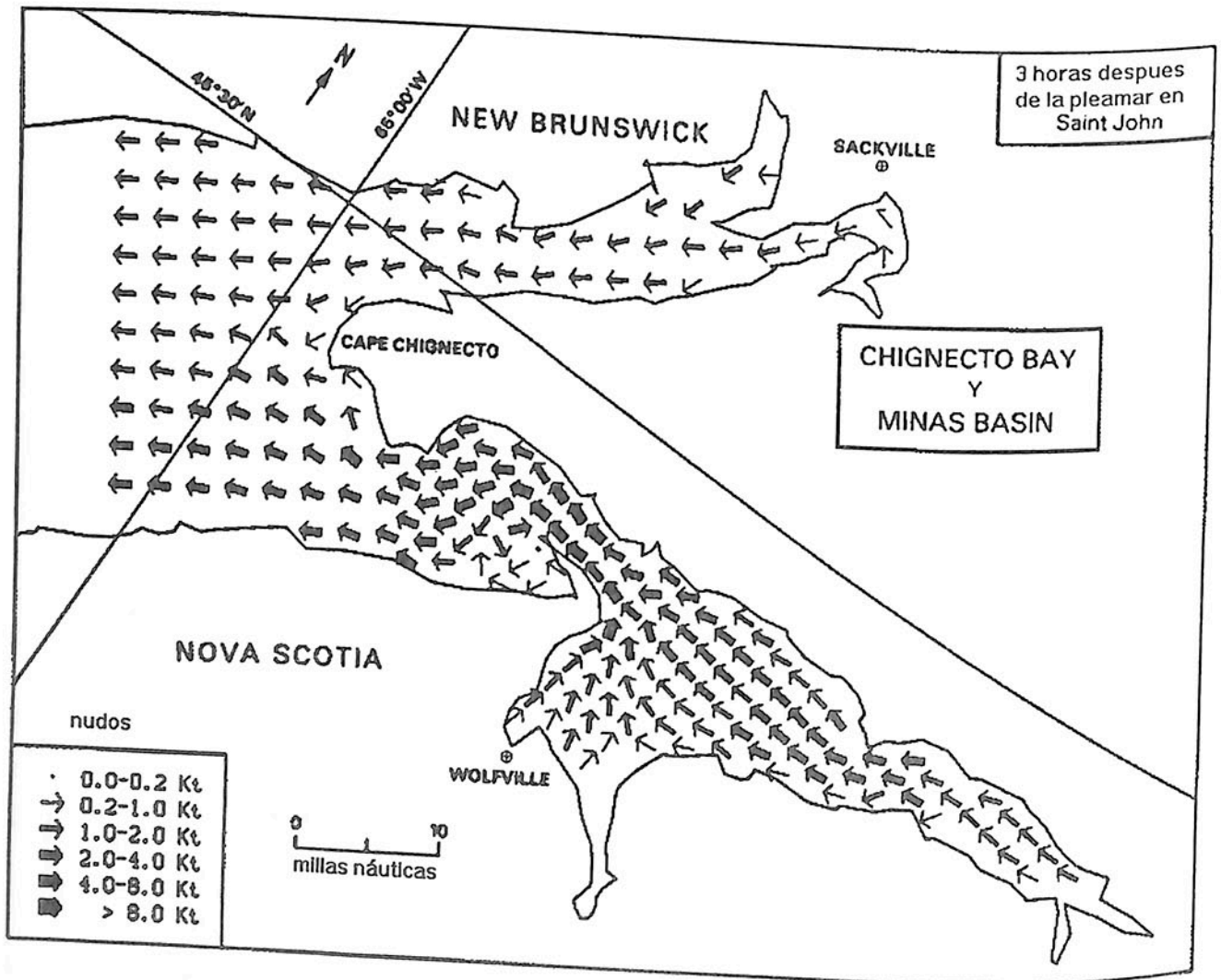


Fig. 29. Ejemplo de información de corriente de marea a partir de un modelo numérico en la Bahía de Chigneto y en la Dársena de Minas, Canadá.

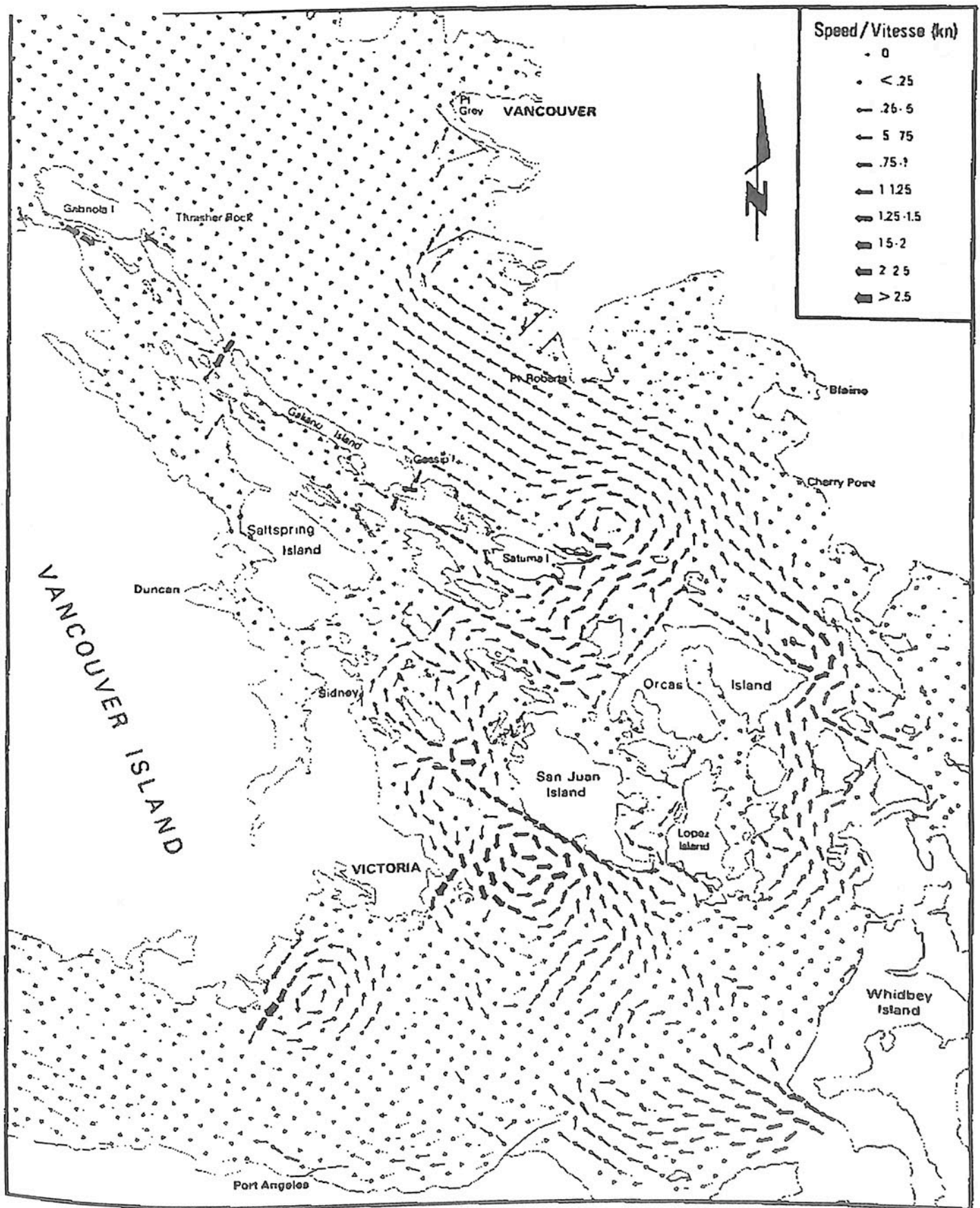


Fig. 30. Ejemplo de información de corriente de marea a partir del modelaje numérico en los Estrechos de Georgia y de Juan de Fuca.

CAPITULO 4

INFLUENCIAS METEOROLOGICAS Y OTRAS NO RELACIONADAS CON MAREAS

4.1 INTRODUCCION

Debido a que las mareas usualmente dominan las fluctuaciones en el espectro del nivel de agua y de la corriente a lo largo de las aguas costeras, es común pensar en fluctuaciones no relacionadas con las mareas, de las que la mayoría están en conexión con aguas interiores. La marea en el océano profundo, sin embargo, puede ser insignificante, las corrientes de marea son completamente despreciables desde el punto de vista de la navegación. Por otro lado, las corrientes de superficie impulsadas por el viento, son de mayor importancia para la navegación. Los niveles del mar a lo largo de aguas costeras son tan necesariamente afectados por la presión atmosférica y por el viento como lo son los cuerpos de aguas interiores a lo largo de la costa. Sin embargo, su rango es generalmente pequeño comparado con el de la marea en la costa y su influencia quizá no se note sino hasta que una condición extrema de las fluctuaciones no relacionadas con la marea coincida con una condición extrema (pleamar o bajamar) de la fluctuación de la marea. Cuando se utilizan datos de mareas predichas, debe tenerse en mente que éstas no contienen consideraciones para los efectos de influencias no relacionadas con mareas, a excepción del promedio estacional para los cambios en el nivel de mar. Las influencias no relacionadas con las mareas son discutidas más adelante, con referencia a los océanos y a las aguas interiores.

4.2 CORRIENTES IMPULSADAS POR EL VIENTO

Los mayores sistemas de corrientes del océano son conducidas por la acción del viento sobre su superficie. Los principales sistemas de corriente de superficie de los océanos Atlántico y Pacífico forman un largo giro que ocupa la mayor parte del ancho de dichos océanos y son en el sentido de las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte y contrario a las manecillas del reloj en el Hemisferio Sur. La aceleración de Coriolis es responsable de este camino circular, desviando tanto los vientos como las corrientes producidas por estos.

Ekman, matemático y oceanógrafo sueco, demostró que, en ausencia de barreras que limiten el flujo, la corriente de superficie deberá fluir en una dirección 45° a la derecha del impulso del viento en el Hemisferio Norte y que sobre toda la columna de agua deberá haber un transporte neto de agua 90° a la derecha del impulso del viento. Las observaciones indican que la corriente de superficie generada por el viento fluye alrededor de 20° a 25° a la derecha del viento medido diez metros por encima de la superficie y con una velocidad de alrededor del dos por ciento de aquella del viento. Si se está en el Hemisferio Norte, el viento fluye paralelo a la línea de costa a su derecha, el transporte de agua analizado por Ekman, amontona agua contra la costa hasta que se crea una inclinación de la superficie para balancear la fuerza de Coriolis; entonces la corriente fluye paralela a la costa en la dirección del viento. Si la costa está a la izquierda del viento, la superficie de agua es desplazada alejándose de esta y aguas

más profundas aparecen para reemplazarla. Esta “subida” del nivel de agua es de importancia biológica ya que brinda los nutrientes químicos de regreso a la zona eufótica (profundidad penetrada por el sol), donde pueden ser utilizados en el crecimiento de la vegetación marina.

4.3 INFLUENCIA DEL VIENTO

El término influencia del viento se refiere a la inclinación de la superficie del agua en dirección de la fuerza de empuje del viento.

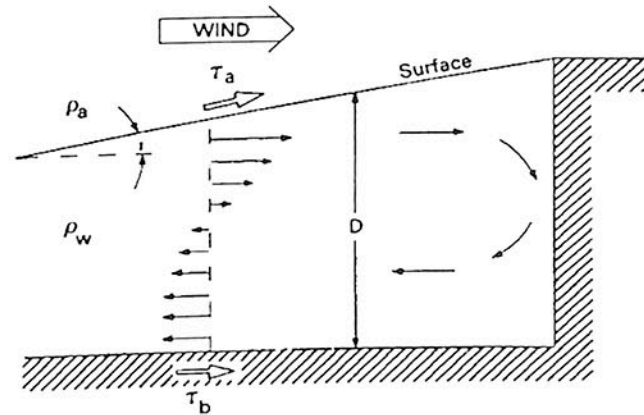


Fig.31. Circulación del agua y balance de fuerzas asociadas con la configuración del viento.

La pendiente perpendicular al viento que sopla a lo largo de la costa, mencionada en la sección previa, balancea la fuerza de Coriolis de la corriente producida por dicho viento a lo largo de la costa. Este es un efecto indirecto del viento, pero usualmente no se piensa en él como influencia del mismo. Cuando el viento comienza a soplar a través de la superficie del agua, la fuerza del viento es ocupada inicialmente en acelerar el agua. Cuando se alcanza un estado constante y el agua ya no se acelera más, habrá un balance de fuerzas entre la fuerza del gradiente de presión debida a la inclinación de la superficie de agua y a la fricción tanto de superficie como del fondo sobre el agua (debida al arrastre del viento y del fondo). La figura 31 ilustra el balance de fuerzas en la dirección de la fuerza del viento cuando este sopla hacia la costa, o a lo largo del eje de un lago o bahía. El gradiente de presión causado por la inclinación de superficie es el mismo a todas las profundidades y por debajo de ciertas profundidades se genera un flujo de regreso. A este flujo se le opone la fuerza del fondo o arrastre. La fuerza total de arrastre en una columna de agua de unidad de sección transversal y abarcando la totalidad de la profundidad, D , es $\tau_a + \tau_b$, donde τ_a es la fuerza del viento de superficie y τ_b es la fuerza del fondo. El gradiente de presión horizontal es $\rho_w g i$, donde ρ_w es la densidad del agua, g es la gravedad y siendo i , la inclinación de la superficie en la dirección del viento. La fuerza del gradiente de presión en el volumen total de la misma columna de agua es por lo tanto $\rho_w g i D$. La fuerza del fondo es

usualmente considerada pequeña y proporcional a la fuerza del viento, siendo el balance de fuerzas aproximadamente:

$$(4.3.1) \quad \tau_a = \rho_w g i D$$

La fuerza del viento es igual al coeficiente de arrastre para el aire en el agua, C , multiplicado por la densidad del aire, ρ_a , multiplicado por el cuadrado de la velocidad del viento, W . Por lo que la ecuación 4.3.1 puede escribirse como:

$$(4.3.2) \quad i = \frac{C \rho_a W^2}{\rho_w g D}$$

El coeficiente de arrastre no es una constante precisa, pero tiene un valor aproximado de 2×10^{-3} , ρ_a/ρ_w es 1.3×10^{-3} y g es 10 m/s^2 . Por lo tanto, se sustituye en 4.3.2, quedando:

$$(4.3.3) \quad i = 2.6 \times 10^{-7} \left(\frac{W^2}{D} \right)$$

para W en metros por segundo y D en metros. Tomando un valor experimental más grande para la constante y expresando i , como $\Delta h/L$, donde Δh es la diferencia en el nivel de agua sobre una longitud L , 4.3.3 dará:

$$(4.3.4) \quad \Delta h = 4.5 \times 10^{-7} \left(\frac{W^2 L}{D} \right)$$

con todas las cantidades indicadas en metros y en segundos.

De esta última ecuación podemos ver la diferencia en elevación entre dos extremos de un lago, causado por el viento soplando a lo largo de su longitud, el cual es proporcional al cuadrado de la velocidad del viento y la longitud, pero es inversamente proporcional a la profundidad. Por lo tanto la influencia del viento es de particular importancia en cuerpos de agua poco profundos con una gran extensión horizontal.

4.4 EFECTO DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La depresión que sufre la superficie del agua bajo una alta presión y su elevación en una baja presión atmosférica, es frecuentemente referida como el efecto del "barómetro invertido". En un barómetro standard de mercurio, una atmósfera de presión soporta 0.76 m de mercurio; si el agua fuera usada en lugar del mercurio en el barómetro, la altura de la columna soportada sería de 10 metros. Ya que una atmósfera es equivalente a 100 kilopascales (kPa), tenemos una equivalencia barométrica de 10 cm. de agua y 1 kPa (o 1 milibar de presión y 1 cm. de agua). Por supuesto que si el nivel del agua se incrementa en un lugar, debe de disminuir en otro; claramente, el nivel

en un vaso de agua no cae 10 cm. cuando la presión atmosférica se incrementa en 1 kPa. Es la inclinación o curvatura de la superficie del agua la que ajusta el gradiente de presión atmosférica a lo largo de dicha superficie, así que en la ausencia de otras fuerzas, si la presión atmosférica en A excede a la de B por 1 kPa, el nivel de agua en B excederá al de A por 10 cm. Poniéndolo de otra forma, considerando nuevamente la ausencia de otras fuerzas, el nivel de agua en cualquier lugar de un cuerpo de agua difiere del nivel medio de la superficie por una cantidad equivalente (pero en sentido opuesto) a la diferencia entre la cantidad de presión atmosférica local y el promedio sobre el mismo cuerpo de agua. El océano es lo suficientemente grande como para considerar que es aceptablemente seguro asumir que el promedio de la presión atmosférica sobre su superficie es constante, y que el efecto de barómetro invertido es por lo tanto experimentado totalmente en cada lugar. En lagos, sin embargo, no puede asumirse un valor constante de promedio de presión y las diferencias en el nivel del agua de un lugar a otro deben ser tratadas en lugar de cambiadas en un solo lugar.

El cambio en el nivel del agua causado por el cambio de presión no puede ser fácilmente separado de aquel causado por la influencia del viento, ya que los vientos son conducidos por los gradientes de presión y ambos están correlacionados. Es usualmente mejor asumir que la compensación de presión es completa y acreditar al viento la inclinación remanente de la superficie. La justificación de asumir que la compensación de presión es completa es que la perturbación de la superficie viaja a la velocidad de una ola larga, $(gD)^{1/2}$, la cual es lo suficientemente rápida para mantener el paso con sistemas atmosféricos en movimiento. Un resultado interesante y muy útil del efecto de barómetro invertido es observado en los registros obtenidos de los registradores de presión que son anclados en el fondo del océano. Ya que estos registradores no son compensados por presión atmosférica, registran la suma de la presión atmosférica y la presión hidrostática. La compensación para los cambios en la presión atmosférica por cambios en la presión hidrostática, provista por el efecto del barómetro invertido, es tan completa que mucho del "ruido" usualmente encontrado en un registro de marea desaparece. Ya que no hay señal de marea significativa en las fluctuaciones del nivel del agua impuesta por las variaciones en la presión atmosférica, la pérdida de esta parte del registro del nivel de agua simplemente deja un registro más limpio para el análisis de la marea. Esto no es, por supuesto, una herramienta deseable si se desea registrar los niveles del agua reales para propósitos de navegación o para la elaboración de cartas.

4.5 INFLUENCIA DE TORMENTAS

Como lo sugiere el nombre, la influencia de las tormentas generan incrementos pronunciados en el nivel del agua. Mucho de este incremento es el resultado directo de la influencia del viento y del efecto del barómetro invertido bajo un área de baja presión cerca del centro de una tormenta. Existe, sin embargo, otro proceso por el cual la influencia pudiera ser mas exagerada de lo que se pudiera anticipar de estos dos efectos solos. Así como la depresión de la tormenta viaja sobre la superficie del agua, una ola larga de superficie viaja junto con ella. Si el camino de la tormenta es tal que dirige a la ola hacia tierra, esta avanzará y crecerá como resultado de la poca

profundidad, de acuerdo a lo que ya fué discutido para las olas largas en general en la sección 1.8. El término "influencia negativa" es algunas veces usado para describir un decrecimiento pronunciado ajeno a la marea, en el nivel del agua. Esto puede ser asociado con los vientos hacia fuera de la costa y a los sistemas de alta presión viajando, los cuales no son usualmente tan extremos como la influencia de las tormentas. Las influencias negativas pueden, sin embargo, ser de preocupación considerable para los marinos, ya que pueden generar aguas inusualmente bajas si llegan a ocurrir cerca de la bajamar del lugar.

4.6 SEICHES

Seiche es el nombre francés que se dá a las ondas estacionarias causadas por las fluctuaciones en la presión atmosférica, el esfuerzo de mareas, por las fuerzas de atracción lunisolares o por la reflexión de las corrientes de marea. Generalmente, ocurren seiches en zonas costeras confinadas, bahías, lagos y aún en costas abiertas, observándose uno, dos o tres nodos en la oscilación. El movimiento estacionario del seiche está siempre superpuesto al de la marea oceánica que llega a la zona en cuestión. Estas oscilaciones generalmente se superponen a la onda normal de marea y poseen períodos de unos cuantos minutos hasta varias horas (siempre menor que los períodos de la marea).

Un seiche es una oscilación libre del agua en una dársena cerrada o semi-cerrada en su período natural. Pueden ser también causados por el paso de un sistema de presión sobre la dársena o por la fuerza del viento y la subsecuente calma. Siguiendo a la iniciación del seiche, el agua se agita de un lado al otro hasta que la oscilación se detiene por fricción. Los seiches no suceden en zonas costeras oceánicas de gran profundidad, probablemente porque no hay fuerza suficientemente coordinada sobre el océano como para poner a un seiche en movimiento. Las mareas no son seiches, sino oscilaciones forzadas a determinadas frecuencias de mareas. Si el período natural, o período seiche está cerca de un período de marea determinado, los constituyentes de ese tipo (diurno o semi-diurno) será mas amplificado por resonancia que otros tipos. El constituyente más cercano al período del seiche será el más amplificado de todos, pero la respuesta sigue siendo una oscilación forzada, mientras que un seiche es una oscilación libre.

Pueden aparecer una variedad de períodos de seiche en el mismo registro de nivel de agua debido a que el cuerpo principal de agua puede oscilar longitudinalmente o lateralmente a diferentes períodos, también puede oscilar en los modos abierto y cerrado si el lado abierto está de alguna manera restringido, y las bahías y dársenas fuera del cuerpo principal de agua pueden oscilar localmente a sus períodos de seiche en particular. Los seiches tienen generalmente media vida de solo algunos períodos, pero frecuentemente son regenerados. Las amplitudes de seiches más grandes son usualmente encontradas en bajos cuerpos de agua de gran extensión horizontal, probablemente porque la iniciación de la influencia del viento puede ser mayor bajo estas condiciones.

4.7 PRECIPITACIÓN, EVAPORACIÓN Y DESBORDAMIENTO

La precipitación y evaporación que se consideran aquí, ocurren en la superficie del agua, no en ninguna otra parte del flujo de la dársena. El flujo de entrada está constituido de toda el agua que fluye dentro del sistema de agua en cuestión, por lo tanto, es la red resultante de la precipitación, evaporación y absorción de agua sobre la porción de tierra del flujo de la dársena. En la cantidad de agua de un sistema, la precipitación es un término positivo, la evaporación un término negativo y el flujo de entrada usualmente es un término positivo. En regiones muy áridas, el flujo de entrada pudiera ser negativo debido a la absorción de agua en la tierra reseca a lo largo de la costa. Si la cantidad de entrada de agua al sistema resultante de la suma de los tres términos excede a la cantidad de flujo de salida en la desembocadura, los niveles de agua dentro del sistema deberá aumentar y, por el contrario, si el flujo de salida excede a la cantidad de entrada de agua, los niveles de agua descenderán. Si no hay control en el flujo de salida del sistema, como el proveniente de una presa, atascamiento de troncos flotantes o hielos, el flujo de salida se incrementará o decrecerá sin interrupción con el incremento y decremento del nivel de agua hasta que sea alcanzado un equilibrio entre la entrada y la salida. Esta es la base para establecer las "relaciones de etapas de descarga" desde las cuales el flujo puede ser juzgado a partir del nivel del agua; estas relaciones son válidas en lugares bajo los cuales no hay estructuras de control o barreras.

Hay variaciones de temporada en precipitación y evaporación que se reflejan en el nivel del agua y flujo de salida provenientes de sistemas de aguas interiores, pero los cambios más dramáticos son aquellos asociados con los cambios en el flujo de entrada. Este flujo de entrada refleja las precipitaciones sobre todo el flujo de la dársena el cual cubre varias veces el área real de la superficie del agua. Durante una lluvia fuerte y sostenida, sólo una porción del agua puede ser absorbida por la tierra y el flujo de entrada proveniente de una gran área de flujo puede causar una "inundación repentina" del sistema de agua. El sistema de los Grandes Lagos es inusual ya que tiene una área de flujo muy pequeña en relación con su gran superficie de agua, por lo que no hay cambios dramáticos en el nivel o flujo de salida en ese sistema. La capacidad de almacenamiento de agua del área de tierra de un flujo de dársena se incrementa en invierno, cuando mucha de su superficie y "aguas terrestres" están atrapadas en forma de hielo y la precipitación se acumula como una cubierta de nieve. Cuando el hielo y la nieve se mezclan en primavera, el flujo de entrada se incrementa rápidamente, resultando en un "fresco" de primavera en corrientes y ríos, así como en los niveles de agua aumentados del sistema.

El nivel del mar a lo largo de costas abiertas no es afectado de manera apreciable por las precipitaciones, evaporación o por flujo de entrada, debido a que el promedio para todo el océano es lo suficientemente cercano a cero por lo que no se afecta el nivel de una superficie tan grande. Los registros de nivel del agua de la bahía en la bocana de un río puede, sin embargo, reflejar fluctuaciones en el flujo de entrada. Mientras que el promedio del incremento de la cantidad de agua para el océano es básicamente cero. Los incrementos locales no lo son, y el agua debe moverse de un

lugar a otro para minimizar la formación de crestas y senos en la superficie. Entonces se forman corrientes significativas en los océanos para dispersar el agua de regiones de alta precipitación y/o flujo de entrada y para desviar el agua hacia regiones de exceso de evaporación (los "desiertos" del océano). Estas corrientes no fluyen directamente de regiones de incrementos excedentes a regiones con déficit de incrementos, sino que son deflectadas, como todas las corrientes, por la fuerza de Coriolis.

4.8 EFECTO DE LA FUERZA CORIOLIS SOBRE LAS CORRIENTES

El flujo de entrada de agua dulce proveniente de tierra provee otro ejemplo de la fuerza de Coriolis en acción. En lugar de continuar fluyendo directamente hacia afuera de la costa, esta agua se deflecta hacia la derecha (NH) y forma una corriente costera fluyendo a lo largo de la costa a la derecha, para un observador viendo hacia el mar en el Hemisferio Norte (a la izquierda en el Hemisferio Sur). En lagos grandes, bahías y golfos, el flujo de entrada y la fuerza de Coriolis contribuyen a una circulación ciclónica y alrededor de una isla grande, estos contribuyen a una circulación anticiclónica. El término "ciclónico" se refiere a la rotación en el mismo sentido en que gira la tierra sobre su eje. Es contra las manecillas del reloj cuando se vé desde el Hemisferio Norte y en el mismo sentido de las manecillas del reloj, visto desde el Hemisferio Sur. El término "anticiclónico" tiene el significado opuesto. El uso de estos términos evita la continua referencia al hemisferio para los lectores. Los giros principales de las corrientes oceánicas impulsadas por el viento son, en esta terminología, anticiclónicos. El efecto de Coriolis en las corrientes se ilustra en las cartas de corrientes de superficie del Atlántico norte y Pacífico (fig. 32).

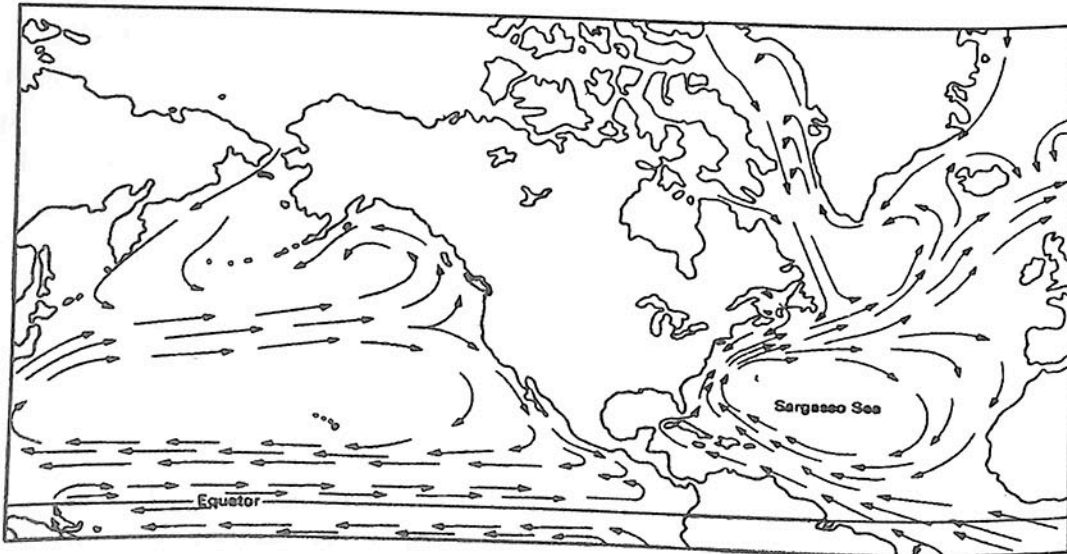
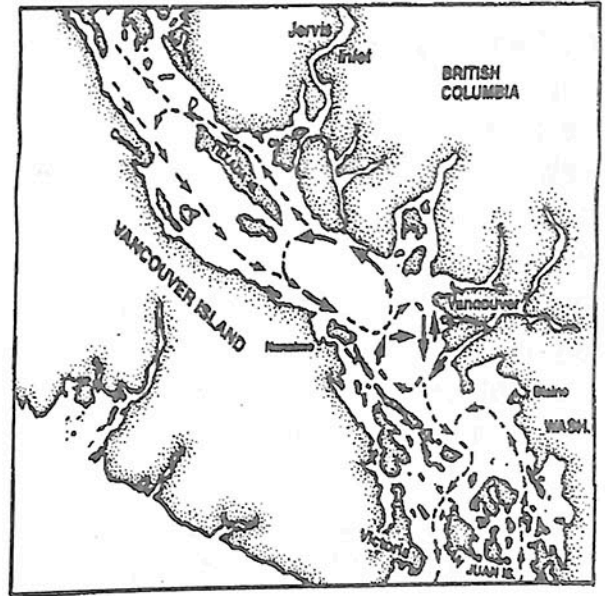


Fig. 32. Circulación superficial en los océanos Atlántico Norte y Pacífico.



Fig. 33. Circulación superficial en el Golfo de Lawrence y fuera de la Costa Este, Canadá.



Estrecho de Georgia, Canadá.

Debe recordarse que la fuerza de Coriolis no produce corrientes, no las acelera: su acción es siempre perpendicular al movimiento y por lo tanto solo puede cambiar la dirección del flujo. Los principales giros anticiclónicos en ambos océanos al sur de la latitud 45° N son conducidos por la fuerza anticiclónica del viento y son reforzados en su camino anticiclónico por la fuerza de Coriolis. Los giros ciclónicos menores al norte de la latitud 45° N tienen este camino parcialmente debido a la forma de la batimetría y de la línea de costa y parcialmente porque los vientos tienen un camino más ciclónico en latitudes más altas.

Las corrientes inerciales (ver Apéndice E), son mencionadas aquí debido a que frecuentemente aparecen en los registros de corrientes provenientes de amarraderos oceánicos. Estas corrientes pueden ser reconocidas en un registro por sus frecuencias características, $(12/\text{sen}\phi)$ horas, donde ϕ es la latitud. Las oscilaciones inerciales no son continuas en la mayoría de los registros, pero pueden aparecer varias veces, a manera de seiche en un registro de nivel de agua. La firma inercial está casi siempre presente en los registros de corrientes de océanos profundos, pero raramente se ven en registros de regiones de aguas costeras bajas. El sentido de rotación es siempre anticiclónico alrededor del círculo inercial.

4.9 CIRCULACIÓN DE ESTUARIO

Un estuario es, para nuestros propósitos, cualquier cuerpo de agua semi-cerrado que tiene libre acceso al mar, una entrada significativa de agua de mar y un flujo entrante de agua dulce. Las bocas de los ríos que fluyen hacia el mar son del tipo estuario hasta los límites de la penetración de sal en el flujo del agua dulce. Y la mayoría de las bahías de puertos reciben suficiente agua dulce para ser clasificadas como estuarios. La circulación de estuario es un sistema de corrientes de superficie y

de fondo opuestas, conducidas por la mezcla del flujo de agua dulce de salida con la capa interior de agua salada. La figura 35a ilustra de manera simplificada los principios de una circulación de estuario; el agua dulce es mostrada como si sólo entrara en la cabeza del estuario (R). La superficie del estuario tiene una pendiente hacia el mar y el agua más dulce de la superficie fluye hacia el mar, disminuyendo su gradiente de presión, convirtiéndose en más salada mientras se mezcla con las capas inferiores de agua a lo largo de su camino. La cantidad de mezcla de agua dulce con salada tiene lugar dependiendo de los efectos del viento y la acción de la marea, pero, cualitativamente por lo menos, el resultado es la intermitencia de las líneas de igual salinidad en superficie (isosalinidad) hacia la cabeza del estuario, según se muestra. La densidad promedio, la cual es aproximadamente proporcional a la salinidad, es menor para una columna de agua en la cabeza del estuario que para una columna de agua en la desembocadura. Debido a esto, la presión hidrostática se incrementa más rápidamente con la profundidad en la desembocadura que en la cabeza del estuario y la pendiente hacia el mar del gradiente de presión cerca de la superficie, puede ser reemplazado por un gradiente de presión en la dirección opuesta en profundidades mayores. Este gradiente de presión horizontal en profundidad conduce un flujo de retorno de agua más salada dentro del estuario debajo del flujo de salida de agua más dulce. Si las condiciones permanecen sin cambio por un período suficientemente largo, se alcanzará un estado constante en el cual aunque entre gran cantidad de agua salada en las capas profundas, ésta es transportada hacia afuera en la capa de superficie y el flujo de salida del agua excede al de entrada por la cantidad exacta de agua dulce de entrada al estuario. Sin consideraciones posteriores de las dinámicas (las fuerzas involucradas), encontraremos una interesante relación a partir de los principios de continuidad (la conservación de la materia y la naturaleza continua del líquido).

Se considera una sección transversal vertical del estuario a través del flujo y siendo S_0 y S_i la salinidad promedio del agua entrante y saliente respectivamente, V_0 y V_i su transporte de volumen y R el rango de volumen de entrada de agua dulce. Para conservar un estado constante para el volumen de agua dentro del estuario,

$$(4.9.1) \quad V_0 - V_i = R$$

y para conservar un estado constante para la cantidad de sal dentro,

$$(4.9.2) \quad S_0 V_0 = S_i V_i$$

La solución de 4.9.1 y 2 para V_0 y V_i da

$$(4.9.3) \quad V_0 = R[S_i / (S_i - S_0)] \quad y,$$

$$V_i = R[S_0 / (S_i - S_0)]$$

El transporte de volumen hacia dentro y hacia afuera del estuario depende fundamentalmente de su diferencia de salinidad así como la cantidad de agua dulce de

entrada. La cantidad de agua dulce y salada mezclada es por lo tanto, muy importante, ya que determina la diferencia de salinidad. Si imaginamos una situación irreal en la cual no hay mezcla, donde el agua dulce simplemente fluye sobre el agua salada sin perturbarla, S_0 sería cero y 4.9.3 daría $V_0 = R$ y $V_i = 0$.

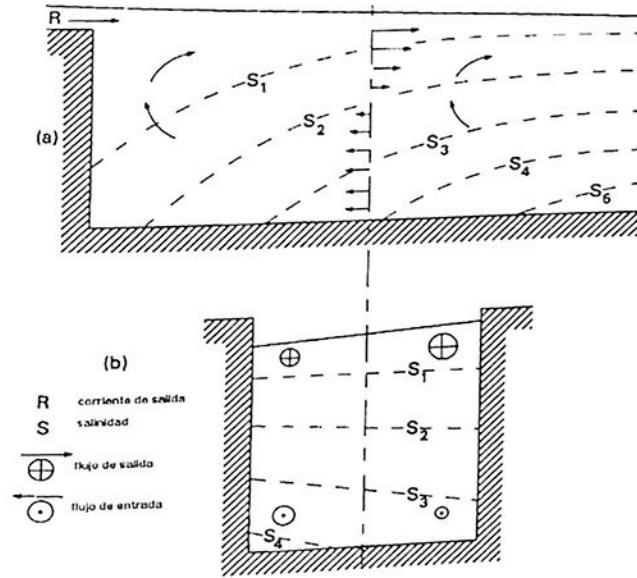


Fig. 35. Patrones de circulación y salinidad de circulación en estuarios, (a) en una sección vertical a lo largo del estuario y (b) en una sección vertical a través del estuario.

El efecto de la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis) en una circulación simple de estuario es mostrada en la fig. 35b, una vista de sección transversal del estuario. La superficie tiene una pendiente ascendente a través del canal hacia el lado derecho del flujo de salida y las líneas de isosalinidad tienen una pendiente descendente hacia el mismo lado. El flujo de salida más fuerte en la superficie es en el lado derecho (Hemisferio Norte) viendo hacia afuera. El flujo de entrada más fuerte es en su lado derecho viendo hacia adentro, sin embargo no es siempre el más fuerte en el fondo. El flujo de salida de la Corriente Gaspé (fig. 33) es por lo menos parcialmente, el resultado de la intensificación del flujo de salida estuarino de superficie a lo largo de la costa Gaspé debido a la rotación de la Tierra.

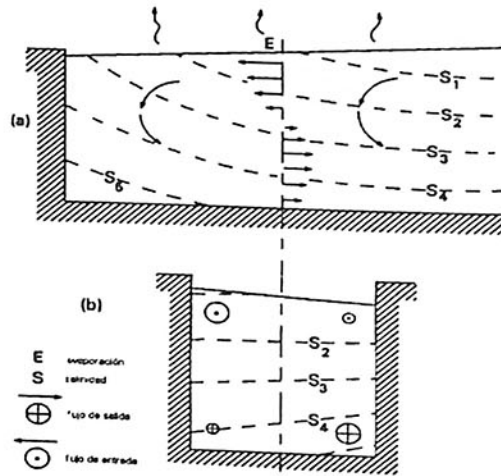


Fig. 36. Patrones de salinidad y circulación para mares como el Mediterráneo, en el cual la evaporación excede a la precipitación, (a) en una sección vertical a lo largo del eje y (b) en una sección vertical transversal al eje.

El mar Mediterráneo es un ejemplo de un cuerpo de agua en el cual la evaporación excede la suma de la precipitación y la corriente de entrada. Dicho cuerpo de agua no entra en nuestra definición como un estuario, sin embargo, algunas veces se aplica el término "estuario negativo" y la fórmula 4.9.3 puede ser utilizada con el valor negativo de R para calcular cuál es ahora un volumen de transporte de superficie hacia el interior y un volumen de transporte de profundidad hacia afuera. Lo que físicamente sucede en este caso es que la evaporación disminuye el nivel de la superficie, causando que el agua de superficie procedente del océano exterior, fluya hacia adentro de la pendiente. La evaporación también incrementa la salinidad del agua interior, haciendo el promedio de densidad de una columna de agua en el interior mayor que la correspondiente columna de agua en el exterior. Por debajo de cierta profundidad, esto revierte la dirección del gradiente de presión y conduce un flujo profundo de agua de alta salinidad moviéndose del mar cercano a la costa hacia el océano exterior. El efecto de rotación de la Tierra, es mover de manera intermitente la superficie de agua hacia arriba en el lado derecho del flujo de entrada y produce de manera intermitente el movimiento de las líneas de isosalinidad en sentido opuesto. La figura 36a y b ilustra la situación cuando R es negativo. La figura es en muchos sentidos similar a la figura 35a y b, pero con las direcciones de flujo inversas. El agua tibia y salada que fluye hacia afuera desde el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar puede ser detectada a profundidades intermedias lejos en medio del Atlántico. En la anterior discusión no se ha mencionado a la temperatura como un factor para determinar la densidad del agua de mar. En el mar abierto, donde las diferencias de salinidad son pequeñas, la temperatura es, de hecho, el factor de control para la densidad, y el agua mas fría casi siempre pasa por debajo del agua mas caliente. En estuarios y otras regiones costeras, sin embargo, son comunes las grandes variaciones en salinidad y es esta la que

usualmente determina la densidad, con inversiones de temperatura que ocurren frecuentemente.

4.10 PUNTOS DE FUSIÓN Y CONGELAMIENTO

Cuando el agua de mar se congela, sólo lo hace aquella que se transforma en cristales de hielo. La sal, entonces, queda atrapada en los cristales de hielo y forma salmuera que eventualmente se sale, dejando al hielo casi puro flotando en la superficie, rodeado de agua con una salinidad y densidad incrementadas. Ya que el hielo desplaza su propio peso en el agua mas densa, no desplaza más volumen del que ocupaba antes de congelarse. Debido a esto, el congelamiento tiene un efecto similar al de la evaporación -baja el nivel del agua e incrementa la densidad y salinidad de superficie. Por lo tanto el agua de superficie deberá fluir hacia una región de congelamiento, mientras que el agua salada fría que se forma, se hunde y fluye alejándose de la región. En las regiones polares, particularmente en la Antártida, el congelamiento produce agua salada fría que se hunde y fluye recorriendo el fondo del océano por miles de kilómetros. Cuando el hielo de mar se fusiona, se libera principalmente agua dulce y esto reduce la densidad y salinidad del agua circundante. Por lo tanto, la fusión del agua de mar, tiene un efecto similar al de la precipitación pluvial -incrementa el nivel de agua decreciendo la densidad y salinidad de la superficie. Entonces el agua de superficie fluirá alejándose de una región de deshielo. La velocidad de las corrientes asociadas con los procesos de congelamiento y fusión no son significativos en el océano.

4.11 TSUNAMIS

Un *tsunami* es una perturbación de la superficie del agua causada por el desplazamiento del fondo marino o deslizamiento de tierra bajo el agua, usualmente provocado por un sismo o erupción volcánica bajo el agua. La perturbación de superficie viaja desde el centro de origen de manera similar al comportamiento de una onda cuando una piedra cae en un estanque o un charco. En algunas direcciones, las olas disipan su energía casi inmediatamente, al chocar con zonas costeras cercanas, mientras que en otras direcciones, la onda puede viajar libremente por miles de kilómetros a través del océano como un tren de varias decenas de olas con grandes crestas. Siendo olas largas, éstas viajan a una velocidad $(gD)^{1/2}$, dándoles una velocidad superior a los 700 km/h (casi 400 nudos) cuando se desplazan en una profundidad de 4000 m. El período entre las crestas puede variar desde unos minutos hasta una hora, debido a esto en una profundidad de 4000 m la distancia entre crestas variará desde menos de cien kilómetros hasta varios cientos de kilómetros. Las alturas de las olas en mar abierto son solo del orden de un metro y una longitud de onda de varios cientos de kilómetros, esto no constituye una distorsión significativa de la superficie del agua. Cuando estas olas llegan a aguas bajas, su energía es concentrada por la baja profundidad y posiblemente formen un "tubo" (sección 1.8), provocando que se eleven varios metros de altura. No solo son altas las olas de los tsunamis, sino que también son masivas cuando arriban a la costa y son capaces de producir destrucciones de grandes magnitudes en áreas pobladas. Debido a la relativa

suavidad de los tsunamis en aguas profundas, los buques deberán siempre dejar la bahía y aproarse lejos de la costa hacia dichas aguas para estar seguros cuando sea dada una señal de alerta de tsunami que se aproxima. El origen de la palabra es, de hecho, procedente de la expresión japonesa para "ola de bahía". Este nombre ha sido adoptado para reemplazar la expresión "ola de marea" cuyo uso fué deshechado debido a que no hay ninguna influencia de la marea en un tsunami. Otra expresión algunas veces utilizada para este tipo de olas es "onda sísmica marina", sugiriendo el origen sísmico o de terremoto de la mayoría de los tsunamis.

Ha sido establecido por los Estados Unidos un sistema de alerta de tsunamis para el Pacífico con su centro de operaciones en Honolulu, Hawaii. Este centro de alerta recibe información inmediata procedente de estaciones de monitoreo sísmico establecidos en el Pacífico de cualquier temblor que pudiera generar un tsunami; se calcula el epicentro, la intensidad del movimiento telúrico y el tiempo de arribo del tsunami hipotético a todas las estaciones mareográficas de la red; se inicia una "guardia de tsunami" en todas las estaciones mareográficas que están en el camino de dicho tsunami hipotético por un amplio intervalo alrededor de la hora estimada de arribo y dirigen "alertas de tsunami" a las autoridades apropiadas de los lugares en peligro si las interpretaciones del nivel del mar indican que un tsunami se está generando.

4.12 FENÓMENOS DE EL NIÑO Y LA NIÑA

El Niño y La Niña son dos fases complementarias de la Oscilación del Sur. Durante El Niño, la superficie de alta mar incrementa su temperatura, mientras las zonas atmosféricas de convección del Pacífico tropical se expanden y emergen de tal manera que hay una tendencia hacia condiciones espacialmente homogéneas. La Niña es asociada con bajas temperaturas de la superficie del mar cerca del ecuador, con zonas de convergencia atmosférica aisladas unas de otras y con escalas espaciales menores que aquellas de El Niño. Ha sido propuesto que ambas fases de la Oscilación del Sur puedan ser atribuidas a interacciones inestables entre el océano tropical y la atmósfera. Durante El Niño, el incremento en la liberación de calor latente a la atmósfera promueve la inestabilidad. Durante La Niña, cuando el calor de la atmósfera decrece, la compresión de la convección en áreas cada vez más pequeñas permite una inestabilidad que intensifica los vientos alisios y las corrientes oceánicas. Las interacciones inestables aire-mar son moduladas por los movimientos estacionales de las zonas de convergencia atmosférica y esto determina algunas de las características de las perturbaciones que pueden ser amplificadas. La zona integral de vientos a lo largo del ecuador, en vez de los vientos que fluyen sobre una parte relativamente pequeña del Pacífico como la región al oeste de la línea de tiempo, es identificado como un indicador muy útil de desarrollos subsecuentes en el Pacífico.

Es decir, los períodos durante los cuales la temperatura de la superficie del mar en las zonas central y oriental del Océano Pacífico tropical son más calidas de lo normal, son referidas como El Niño. Dichos períodos son, por supuesto, separados por intervalos durante los cuales la temperatura de la superficie del mar es más fría de lo normal. El término La Niña es opuesto para esos períodos fríos debido a que las

condiciones oceanográficas y meteorológicas durante El Niño y La Niña son altamente complementarios. Esta fluctuación interanual entre las condiciones complementarias de El Niño y La Niña, conocida como la Oscilación del Sur, es muy irregular.

Según los oceanógrafos, los vientos ecuatoriales normales del Este que soplan en el Pacífico, inducen una corriente oceánica de superficie que propende a acumular agua caliente en la parte occidental del Pacífico produciendo una capa térmica mezclada de unos 300 metros de profundidad. La circulación oceánica está complementada por la corriente submarina ecuatorial que fluye de Oeste a Este y una región de corriente ascendente relativamente fría y rica en elementos nutritivos a lo largo de las costas del ecuador en la cual la capa mezclada alcanza únicamente una profundidad media de 100 metros. Cuando no soplan los alisios del Pacífico (viento del Este), desaparece el mecanismo motor y la circulación pierde velocidad o puede incluso invertirse. Entonces aparecen islotes térmicos anormales en el océano - se cree que esta anomalía se propaga de Oeste a Este mediante ondas kelvin internas y crea gradualmente una capa mezclada más caliente y profunda en la región del Pacífico Oriental, haciendo desaparecer de ese modo la región de corrientes ascendentes rica en elementos nutritivos.

En lo que respecta a la atmósfera, es conocido el desprendimiento térmico sensible y latente desde los trópicos hacia latitudes superiores - que son parte principal del mecanismo térmico atmosférico. El hecho de que el efecto del aporte adicional originado por la convección inducida por un islote térmico oceánico del Pacífico tenga fuerza suficiente para que pueda verse por encima del ruido atmosférico normal (variabilidad) dependerá principalmente de la potencia y de la persistencia de la anomalía así como del estado de la circulación atmosférica en ese momento.

CAPITULO 5

DATUMS Y CONTROL VERTICAL

5.1 DATUMS VERTICALES

Aparentemente, la elevación de un lugar solo puede expresarse en relación a otro lugar, ya sea que la elevación de referencia sea el centro de la tierra, la superficie media del mar, la órbita de un satélite o simplemente un conjunto de tornillos debajo del fondo rocoso. El cero escogido al cual otras elevaciones son referidas es llamado *datum de referencia vertical* o simplemente *datum vertical*. El segundo término es el más utilizado, pero no debe ser mal interpretado como que el datum es vertical. El plural de "datum" es "datums" en este contexto, para distinguirla de la palabra "datos", que significa cualquier grupo de valores observados de un parámetro. Si el datum es definido sobre un área determinada, es llamado *datum de superficie*.

Usualmente se hace una distinción entre el concepto escogido para definir un datum vertical y la realización del concepto en la práctica. Por ejemplo, dos autoridades o compañías diferentes pueden escoger el nivel medio del mar como su superficie de referencia y determinar de manera independiente un valor para la elevación del mismo banco de nivel. Debido a diferencias en la técnica empleada y a errores de observación, los dos valores casi siempre serán diferentes. Por lo que los dos datums diferirán en cierta cantidad en el lugar del banco de nivel, sin embargo, los dos afirmarán tener la misma superficie ideal de referencia. No es inusual tener varias elevaciones asignadas para el mismo banco de nivel por diferentes organizaciones con actividades de levantamientos.

5.2 EQUI-GEOPOTENCIAL O SUPERFICIES DE NIVEL

Son superficies a lo largo de las cuales no se efectúa trabajo por o contra la gravedad en movimiento de un punto al otro. El concepto de una fuerza potencial fue mencionado en la sección 2.4, y el equi-geopotencial o superficies de nivel son simplemente superficies de potencial constante en el campo gravitatorio de la tierra. La gravedad actúa en todas partes perpendicularmente a las superficies de nivel y son las superficies en las cuales todos los niveles del agua se conformarán en ausencia de todas las fuerzas que no sean la de gravedad. La *geoide* es la superficie de nivel que se ajusta mejor a la superficie media de los océanos en el mundo. El término "Nivel Medio del Mar" (NMM) o MSL por sus siglas en inglés, es utilizado frecuentemente, sin una definición clara de lo que se intenta significar; para nuestros propósitos, la superficie de NMM será definida idéntica a la geoide. Por esta definición queda claro que la elevación media de la superficie del mar en un lugar en particular no necesita ser la misma a la elevación del NMM, ya que la elevación del NMM (la geoide) podría ser determinada solo ajustando una superficie de nivel para observaciones de nivel de marea de la superficie del mar sobre todo el océano. El nivel medio del agua (NMA) o bien MWL por sus siglas en inglés, parte del NMM en el océano debido a las pendientes de superficie causadas por la influencia de los caminos seguidos por el

viento, las anomalías persistentes en la distribución de precipitación, evaporación, congelamiento, fusión, calentamiento y enfriamiento, y por la deflección de las corrientes oceánicas debido a la fuerza de Coriolis.

5.3 GEOPOTENCIAL, DINÁMICA Y ELEVACIONES ORTOMÉTRICAS

La diferencia en geopotencial entre dos superficies de nivel iguala el trabajo hecho en elevar una unidad de masa desde una superficie baja hasta una superficie alta. Ya que esta cantidad de trabajo, iguala la distancia vertical entre las dos superficies, multiplicada por el promedio de gravedad a lo largo de la trayectoria vertical, dividido por el valor estándar de gravedad (el valor promedio de gravedad al nivel del mar para una latitud específica) dá un número igual a la separación vertical lineal de las dos superficies en ese lugar cuando la gravedad iguala a la gravedad estándar. Este número es la diferencia en la *elevación geopotencial*, y es dado en metros geopotenciales. Todos los puntos con la misma elevación geopotencial por encima de la geode (NMM) deben, por definición, caer en la misma superficie de nivel, ya que la geode es por sí misma una superficie de nivel. Para desarrollar nivelación geopotencial en el campo, se requiere tener conocimiento del valor de gravedad a lo largo de la nivelación. Para obtener diferencias en elevación geopotencial, todas las diferencias en elevación observadas instrumentalmente a lo largo de la línea deben ser multiplicadas por el rango de la gravedad local para la gravedad estándar.

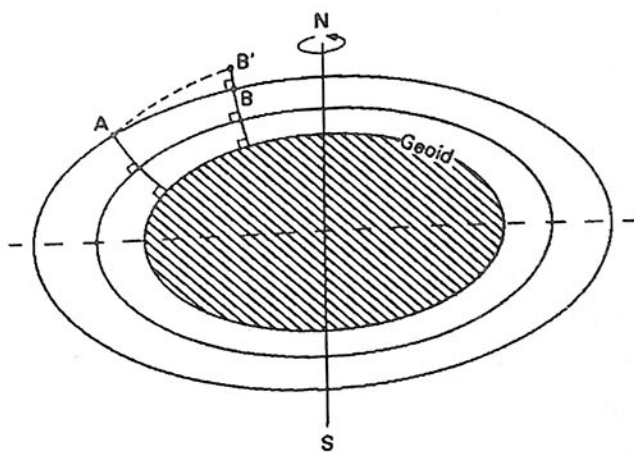


Fig. 37. El geode y superficies de nivel más altas, ilustrando la corrección requerida para obtener elevación ortométrica.

El concepto de elevación dinámica es precisamente el mismo que el de la elevación geopotencial, la única diferencia es que la nivelación geopotencial usa un valor observado de gravedad local para corregir las diferencias instrumentales en elevación, considerando que, la nivelación dinámica usa un valor calculado a partir de una fórmula de gravedad involucrando solamente a la latitud y altitud. Las anomalías de la gravedad local pueden por lo tanto introducir errores locales en la nivelación

dinámica, sumado al error instrumental. Los errores introducidos por anomalías tienden a cancelarse cuando estas pasan y no se acumulan sobre una línea larga de nivelación.

El nombre dado al concepto de distancia lineal vertical sobre la geoide es *elevación ortométrica*. Aunque parezca que a primera vista esta definición sea la mas acertada, se verá mas adelante que tiene ciertos aspectos que pueden pasar desapercibidos. La configuración promedio de un nivel de superficie en la Tierra es el de una esferoide achatada por los polos, con su centro en el centro de la Tierra y su eje de revolución a lo largo del eje de la Tierra. La familia de las superficies de nivel son concéntricas, pero no todas tienen la misma forma, su forma esferoidal es progresivamente mas achatada con la distancia desde el centro de la Tierra. Este achatamiento progresivo se ilustra en la figura 37, y simplemente sigue la definición de geopotencial y el hecho de que la gravedad es mayor en los polos y decrece con la latitud, siendo la menor en el ecuador. Este decremento de la gravedad con la latitud resulta del incremento de la fuerza centrífuga cerca del ecuador y de la forma aplanada de la misma Tierra, la cual es probablemente atribuible a la fuerza centrífuga durante su período de formación. El achatamiento de todas las superficies en la fig. 37 está exagerado para ilustrar el principio, ya que dibujarlo a escala real, la reducción sería indistinguible de una esfera. Las anomalías en la gravedad local causan incrementos o decrementos locales en la separación entre superficies de nivel contiguas, pero esto no se ilustra en la fig. 37.

Para demostrar la corrección a las diferencias instrumentales en elevación que se requiere para obtener diferencias ortométricas, considérese una línea de nivelación que corre de sur a norte a lo largo de la superficie de nivel de A a B en la fig. 37. Ya que la nivelación es a lo largo de una superficie de nivel, no habrá una diferencia en elevación detectada instrumentalmente; sin embargo, debido a las superficies de nivel que cubren la carrera hacia el norte, B está a una elevación ortométrica inferior a A. La corrección ortométrica a la diferencia instrumental observada en la nivelación de A a B es la altura BB' , donde AB' cae a lo largo de la superficie que es paralela a la geoide. La cantidad a corregir es calculada a partir de fórmulas que involucran variables de latitud, altitud y de la línea norte-sur. Las fórmulas para las correcciones dinámica y ortométrica están basadas en el mismo modelo de gravedad de la Tierra, haciendo a los dos sistemas mutuamente convertibles. Las anomalías de gravedad local introducen errores locales en la nivelación ortométrica, pero, como en nivelación dinámica, los errores tienden a cancelarse cuando estas anomalías pasan y no se acumulan a lo largo de la línea de nivelación.

La mas grande objeción para un sistema de elevaciones ortométricas es que puntos con la misma superficie de nivel no dan la misma elevación si están a diferentes latitudes. Esto es particularmente perturbante para estudios hidráulicos e hidrodinámicos en lagos y rios. Cuando se trabaja a nivel de mar, no se aplica ninguna corrección ortométrica o dinámica, ya que ambas correcciones son aproximadamente proporcionales a la altitud. En pequeños levantamientos locales, como entre los bancos de nivel de control y el mareógrafo, probablemente nunca se tendrá la necesidad de

corregir las diferencias instrumentales para los sistemas dinámico y ortométrico, ya que los rangos de elevación y latitud serán muy pequeños como para generar correcciones significativas.

5.4 DATUM GEODÉSICO

El Datum Geodésico (DG) es la superficie de referencia con la que se efectúan los levantamientos hidrográficos. Está referido como un datum de nivel de mar ya que contiene el concepto de geoide, el cual también es llamado Nivel Medio del Mar. En la práctica, por supuesto, solo puede ser una aproximación a la geoide y su localización física es precisamente definida solo con referencia a bancos de nivel Geodésicos en una región. El Datum Geodésico existe solo como un concepto en regiones que no están incluidas en la Red Geodésica de control vertical. Las elevaciones por encima del Datum Geodésico son siempre consideradas en el sistema ortométrico. Ya que la superficie media del mar se sabe que no es una superficie de nivel (sección 5.2), el Datum Geodésico parte inmediatamente del concepto preciso de geoide. Fue razonado realísticamente, sin embargo, que los errores introducidos igualando el Nivel Medio del Agua en un lugar determinado (NMA) con el Nivel Medio del Mar (NMM), eran menores que aquellos en que se incurre en líneas de nivel largas realizadas en tierra firme.

5.5 DATUMS DE CARTAS HIDROGRÁFICAS

Las profundidades y elevaciones mostradas en cartas hidrográficas deben estar por debajo y por encima del datum especificado. Para propósitos de seguridad a la navegación, las profundidades son referidas a un datum de bajamar y las elevaciones a un datum de pleamar, por lo que muy raramente podría haber menor profundidad o menor espacio debajo de un puente que el indicado por la carta. Las medidas registradas por mareógrafos y las predicciones de mareas deben referirse a un datum específico. Es una práctica universal referir estos datos al mismo datum utilizado para las profundidades representadas en las cartas, por lo que la suma de los niveles de la superficie del mar observados o predichos, con la profundidad de la carta darán la profundidad correcta total.

Datum de la Carta (DC) es el datum al cual están referidas las profundidades en una carta, todas las predicciones de marea y la mayoría de los niveles de superficie del mar. En 1926 los estados miembros de la Organización Hidrográfica Internacional acordaron que el datum de la carta "debe ser un plano lo suficientemente bajo para que la marea esté raramente por debajo de él". Estas palabras indican que la resolución fué formulada solo con las aguas de marea en mente y, ya que la palabra "raramente" se dejó indefinida, el criterio para escoger el datum de la carta es una instrucción cualitativa. Los tres criterios siguientes ponen mayor restricción para ser escogido: El datum de la carta debe ser

- 1) un plano lo suficientemente bajo para que la marea esté raramente por debajo de él,

- 2) no tan bajo que provoque que las profundidades de la carta sean irrealmente bajas, y
- 3) deberán variar solo gradualmente de un área a otra de una carta a la siguiente, para evitar significativas faltas de continuidad.

En las cartas de los Estados Unidos, el datum de la carta es tomado como el promedio del nivel de la bajamar inferior (PNBI) o MLLW por sus siglas en inglés. En la mayoría de las cartas del Canadá se ha adoptado la superficie de la bajamar mínima inferior en la marea más larga (LLWLT por sus siglas en inglés), sin embargo el término "la más baja bajamar normal" (LNT por sus siglas en inglés) se ha mantenido en las cartas ya que abarca gran variedad de opciones para el datum de la carta en ciertas cartas antiguas. LLWLT es un poco inferior a MLLW. Existe un acuerdo entre ambos países para las cartas que cubren aguas compartidas, donde las aguas canadienses tienen el datum canadiense y las aguas norteamericanas tienen el datum de Estados Unidos sin importar cuál de los dos países edite la carta. Esta política causa cierta discontinuidad en el datum de la carta a lo largo de sus límites internacionales, pero mantiene el principio de que las cartas que cubren aguas de la misma región todas tienen el mismo datum, el cual es el mismo que el utilizado para la predicción de mareas en esas aguas. En México, se utiliza tanto para Datum de la Carta como para la predicción de mareas, en el Océano Pacífico, el promedio de la bajamar inferior o Nivel de Bajamar Media Inferior (NBMI), equivalente a MLLW en inglés y en el Golfo de México y Mar Caribe, es el Nivel de Bajamar Media (NBM), que es el promedio de todas las bajamares, incluyendo las mayores e inferiores por un período determinado, generalmente de 19 años de observaciones.

Escoger un datum para una carta es usualmente más difícil para aguas interiores que para aguas costeras ya que las aguas interiores no tienen la influencia estabilizadora de la gran masa oceánica referida al nivel medio del mar. Mientras que un registro de mareas dos meses en una zona costera provee suficiente información mareográfica para determinar con razonable exactitud el datum de la carta, se requiere de muchos años de registro para proveer información de las fluctuaciones estacionales y seculares en el nivel medio del agua para establecer el datum de la carta en lagos y ríos. Las fluctuaciones de corta duración, como las debidas a seiches e influencia del viento pueden ser consideradas para establecer un datum de la carta, sin embargo, esta información puede ser obtenida en un período relativamente corto. Los períodos de sequía y lluvias en muchas dársenas (como los Grandes Lagos) parecen ocurrir en ciclos casi regulares de varios años, causando períodos correspondientes de bajamares y pleamares en los sistemas de flujo de agua en dichas dársenas. Los datums para cartas en este tipo de áreas, deben ser establecidos con los años de etapas bajas en mente y quizá aparezcan de manera pesimista por varios años de etapas altas. Afortunadamente hay pocas aguas interiores para las cuales el datum de la carta es establecido fácilmente -aquellas donde el nivel mínimo del agua es controlado durante la temporada de navegación. Una guía que en ocasiones se sigue para determinar datums de la carta en aguas interiores es que el nivel del agua caiga por debajo del datum el 5% del tiempo, sin embargo, quizá esto no sea suficiente si el nivel del agua tiene grandes fluctuaciones. Es preferible tomar como guía que el nivel

medio del agua nunca caiga mas de 0.2 m por debajo del datum de la carta para efectos de navegación.

Es notorio que un datum de la carta no necesariamente se mantendrá como la misma superficie de nivel en toda la extensión de una sola carta. A lo largo de un rio, el datum de la carta tendrá una pendiente que coincide aproximadamente con la pendiente de la superficie de agua del rio en etapa baja. También a lo largo de la costa, donde no hay una pendiente apreciable del nivel medio del agua, la superficie del datum de la carta debe tener una pendiente descendente de regiones de pequeña amplitud de marea hacia regiones de gran amplitud de marea para acomodar las bajamares inferiores. En la mayoría de los lagos, sin embargo, es común adoptar una sola superficie de nivel como datum de la carta en todo el lago.

Datum de los sondeos, es simplemente el datum al cual son reducidos los sondeos cuando se compila una hoja de campo en un levantamiento hidrográfico. Puede permanecer o no como el datum de la carta. Mientras el datum de los sondeos puede ser determinado arbitrariamente para facilitar el inicio inmediato del levantamiento, pero es muy importante que su elevación y la del cero para cualquier registro de nivel del agua sea referenciado a bancos de nivel permanentes en tierra. Esto se requiere para permitir el ajuste de los sondeos al datum de la carta final y para permitir la recuperación de dicho datum en levantamientos futuros de la misma región.

El *datum para elevaciones* en una carta, es la superficie a la cual están referidas las elevaciones de blancos prominentes (luces, faros, campanarios, chimeneas, etc.) y espacio bajo obstáculos (puentes, tuberías, etc.). Es usualmente el mismo datum de pleamar utilizado para determinar la línea de costa en una carta.

5.6 SUPERFICIES DE MAREA ESPECIALES

Es útil definir y nombrar varios promedios de elevaciones de marea que pueden ser usados para comparar características mareográficas de lugar en lugar. Algunas de estas definiciones ya han aparecido previamente en este texto. Para una sola estación mareográfica solo puede ser determinada una elevación para cada definición, sin embargo, es apropiado pensar de cada elevación como solo un instante en una superficie de marea continua en todo el océano. A continuación se presentan las superficies de marea más comunes, se incluye entre paréntesis las siglas en inglés:

NMA (MWL):

PMMMG (HHWLT):

NPMS (HHWMT):

NBMI (LLWMT):

nivel medio del agua: promedio de todos los niveles de marea horarios sobre el registro de un período disponible.
pleamar máxima de la marea más grande: promedio de las máximas pleamares, una cada 19 años de predicción.
nivel de pleamar media superior: promedio de todas las pleamares superiores a partir de 19 años de predicción.
nivel de bajamar media inferior: promedio de todas las bajamares inferiores a partir de 19 años de predicción.

- NBIMMA (LLWLT): nivel de bajamar inferior de la marea mas amplia: promedio de las mínimas bajamares, una cada 19 años de predicción.
- BNI (LNT): bajamar normal inferior: actualmente es sinónimo de NBIMMA, pero en cartas antiguas se refiere a una gran variedad de datums de bajamar en las cartas.

De las superficies de marea mencionadas, el NMA es el único cuya elevación es determinada en la práctica por aplicaciones directas de la definición. Las otras son calculadas actualmente a partir de fórmulas semi-empíricas que involucran las constantes armónicas de la mayoría de los constituyentes de marea. Sin embargo, las computadoras de alta velocidad de hoy día, poseen la capacidad de generar 19 años de predicción y aplicar las definiciones directamente sin mayor dificultad. Otra posibilidad es la de generar sólo un año de predicciones, siendo un año en el cual la luna experimenta su promedio de movimientos en declinación (factores nodales, f , cerca de la unidad) y toma los promedios apropiados y extremos solamente de ese año de predicción. Estas opciones están bajo consideración, pero mientras tanto, el método semi-empírico de cálculo proporciona valores que han sido mostrados para simular las definiciones muy bien. La figura 38 ilustra estas superficies de marea y su relación con los datums de la carta y otros aspectos de la misma.

Existen una gran variedad de otras superficies de marea, que han sido definidas y usadas por diferentes agencias hidrográficas en diversos países. El Datum de la carta para los Estados Unidos tanto en las costas del Atlántico como en del Pacífico está determinado por el promedio de la bajamar mínima inferior (MLLW, por sus siglas en inglés), el cual es definido como el promedio de todas las bajamares inferiores en un período de 19 años específico. Antes de 1980, el datum de la carta en los Estados Unidos para las costas del Atlántico fué definido como bajamar media (MLW, en inglés), el promedio de todas las bajamares en el período específico de 19 años inmediatamente anterior. Debido a la pequeña desigualdad diurna en la costa este y debido a una diferencia en el nivel del mar entre los dos períodos de 19 años, el cambio de MLW a MLLW ha provocado solo un cambio menor en el datum de la carta de la costa este, el cual no se refleja en las profundidades de la carta. La discontinuidad en los datums entre cartas contiguas de Estados Unidos y Canadá permanece. El Datum de la carta para los británicos es definido por la superficie de marea de la bajamar mínima astronómica (LAT), la cual es el nivel de la bajamar mínima predicha en un período de 19 años. Debido parcialmente a que esto es difícil de determinar y parcialmente para acomodar cartas antiguas, la definición del datum de la carta es flexible para permitir que sea 0.1 m. por encima de una LAT rigurosa. Otra superficie de marea utilizada para definir el datum de la carta en muchas cartas antiguas del Almirantazgo Británico, que incluyen algunas aguas canadienses, es el promedio de la bajamar viva (MLWS). Este es el promedio de todas las observaciones disponibles de bajamar en el momento de la marea viva y se aplica solo donde la desigualdad diurna es pequeña. Mientras que ya no está en uso, MLWS provee un ejemplo sencillo de como las constantes armónicas pueden ser usadas para aproximar las elevaciones de las superficies de mareas. MLWS se aproxima a la altura de MWL

en el datum de la carta menos la suma de las amplitudes de los constituyentes semidiurnos lunar y solar, o, simbólicamente,

$$MLWS = Z_0 - (M_2 + S_2).$$

Las fórmulas semi-empíricas utilizadas para aproximar LLWLT, etc. son mucho mas complicadas, y no serán analizadas aquí.

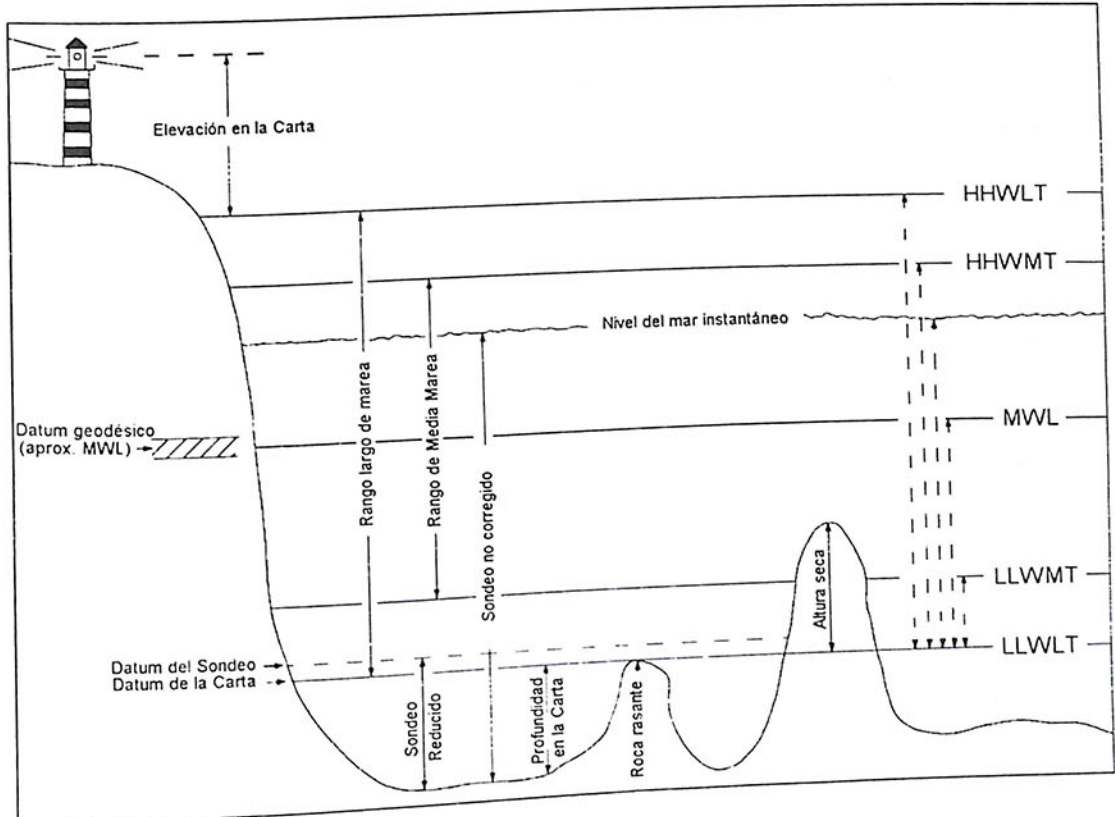


Fig. 38. Relación entre planos de marea, datum de carta y características físicas

5.7 NIVELACIÓN TERRESTRE Y TRANSFERENCIA AL AGUA

Cualquiera que instale y opere un mareógrafo, debe asegurarse de que el cero del equipo esté siempre referenciado correctamente a un banco de nivel local. Esto se hace por medio de una nivelación estándar en una red cerrada entre el mareógrafo y los bancos de nivel existentes. Es conveniente, que alguno de los bancos de nivel sea Banco Geodésico.

La instalación de un mareógrafo es usualmente esencial para una transferencia al agua confiable, debido a que se requieren registros razonablemente largos para obtener los promedios de actividades de seiches y para medir una variedad de condiciones meteorológicas, cuyos efectos puedan ser evaluados. Las transferencias al agua son empleadas principalmente sobre lagos de gran extensión, ya que en el

promedio sus superficies se aproximan bastante a las superficies de nivel. Las transferencias al agua del datum de la carta a lo largo de la superficie de caída de un río pueden ser llevadas a cabo, pero ya que la transferencia no es a lo largo de la superficie de nivel, las elevaciones solo pueden ser determinadas con respecto a la pendiente del datum de la carta, no con respecto al nivel del mar. Para realizar una transferencia al agua a lo largo de un río, debe efectuarse una interpolación entre dos mareógrafos de referencia a lo largo del mismo, debido a que la pendiente del río quizá no sea la misma con respecto a la pendiente del datum de la carta a todos los niveles. La transferencia al agua del datum de los sondeos de un mareógrafo al otro a lo largo de la costa oceánica es también una práctica común. Esto también es la transferencia de una pendiente en vez de un datum de nivel y se basa en la suposición de que las curvas de marea de mareógrafos contiguos tienen la misma forma, pero aquel mareógrafo que coincida en tiempo con el otro, quizá difiera en su escala vertical (diferencia en rango). Solo donde la marea tiene una pequeña desigualdad diurna, las suposiciones tendrán cierta validez. Es parcialmente por esta razón de que se refiere aquí como transferencia del datum de los sondeos, en vez de datum de la carta, ya que el datum final de la carta estará casi siempre basado en un análisis del registro total de marea disponible al final del levantamiento, en vez de la transferencia al agua preliminar.

5.8 PROPÓSITO E IMPORTANCIA DE LOS BANCOS DE NIVEL

El propósito de los Bancos de Nivel Hidrográficos Permanentes, es el de identificar localmente la elevación de la superficie física del datum de la carta. Ya que todos los demás datums y superficies de marea están referidos al datum de la carta, los BNs Hidrográficos son las referencias fundamentales para el control vertical cuando se hace una carta y se coloca un mareógrafo en aguas navegables. Mientras que algunas agencias o servicios geodésicos frecuentemente establecen sus BNs Hidrográficos dentro de sus propias redes y les proveen de elevaciones referidas a sus propios datums, permanece la elevación del BN referido al datum de la carta, el cual es básico en los procedimientos de elaboración de una carta y colocación de mareógrafos. Sólo la autoridad Hidrográfica responsable puede asignar o alterar la elevación asignada para un BN referido al datum de la carta. Aunque no es necesario para propósitos cartográficos, es recomendable que el datum de la carta sea referenciado al Datum Geodésico, y así la elevación Geodésica del datum de la carta pueda ser proporcionada a ingenieros que la requieran y sea documentada en las cartas. Los ajustes subsecuentes de la red Geodésica pueden proveer nuevas elevaciones geodésicas para los BNs Hidrográficos y los datums de la carta, pero no afectarán los valores dados a las elevaciones de los BNs respecto del datum de la carta.

Como parte del procedimiento de instalación de cualquier mareógrafo, se deben establecer un mínimo de tres bancos de nivel en los alrededores del aparato (1/2 km), evitando colocar dos en la misma estructura. La diferencia en elevación entre el cero preliminar del mareógrafo y cada uno de los BNs debe ser determinada por medio de una nivelación precisa. Donde la elevación del datum de la carta es seleccionado finalmente con respecto al cero preliminar del mareógrafo, las elevaciones de los BNs

son convertidas y registradas en sus descripciones como elevaciones referidas al datum de la carta. Si el mareógrafo es del tipo permanente, su cero deberá ser establecido con respecto al datum de la carta. Los BNs proveen una fuente de información importante para recuperar el datum de la carta en levantamientos futuros y para tener consistencia en la colocación del cero de algún mareógrafo para todo tipo de mediciones del nivel del agua en ese sitio.

Un solo BN colocado en algún sitio es insuficiente, ya que no habrá manera de hacer una comparación por medio de la cual se pueda verificar la estabilidad del mismo a través del tiempo desde su instalación. Dos BNs también son insuficientes, debido a que si uno es encontrado con cierto desplazamiento con respecto al otro, no habrá manera de saber cual de los dos o si ambos, se han movido. La colocación de tres BNs nos dá la posibilidad de identificar algún elemento inestable del grupo. Esta es la razón por la que deben colocarse por lo menos tres BNs para control en el lugar de instalación del mareógrafo. Por supuesto que sería deseable instalar más de tres BNs ya que no hay garantía de que solo un BN sea encontrado inestable, pudiendo ser dos de los tres, aunque esto es poco probable si los sitios donde se colocan son bien elegidos y su instalación es realizada adecuadamente. Cuando un BN es encontrado inestable, debe ser destruido y reemplazado por uno nuevo en un lugar diferente. La elevación de este nuevo BN con respecto al datum de la carta debe ser determinada por medio de una nivelación diferencial a partir de un BN estable y la elevación y descripción de aquel debe ser registrada, así como el aviso de la destrucción del anterior BN inestable.

Debe hacerse notar que el datum de la carta debe estar referenciado a otros datums de manera precisa (milímetros de tolerancia), como por ejemplo el Datum Geodésico (DG), solo en aquellas estaciones mareográficas donde dichos datums han sido incluidos en los BNs Hidrográficos. Esto debe hacerse por las razones siguientes: primeramente, porque lejos del mareógrafo el datum de la carta es determinado por la transferencia al agua desde la estación mareográfica a lo largo de la superficie del agua y la forma de la superficie de esta con respecto a la geoide no está determinada como parte del levantamiento de sondeos, por lo tanto no es posible definir de manera continua la superficie del datum de la carta en términos de su elevación precisa con respecto al Datum Geodésico u otros datums útiles al levantamiento, por lo que la relación es solo conocida de manera exacta en la estación mareográfica.

CAPÍTULO 6

INSTALACIÓN DE MAREÓGRAFOS TEMPORALES

6.1 INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista del hidrógrafo de campo, la función inmediata de un mareógrafo temporal es la de proveer la información necesaria para la transferencia o establecimiento del datum de los sondeos (y eventualmente el datum de la carta) y para la reducción de dichos sondeos a este datum. Sin embargo, si es apropiadamente registrada y documentada, la información de estos mareógrafos puede servir para otras funciones, como la obtención de constantes armónicas para la predicción de mareas y para información de corto plazo en las fluctuaciones del nivel del agua. Aunque el hidrógrafo quizá no sepa cual será el uso del nivel del agua y de su correspondiente BN en el futuro, el cuidado que ponga en la instalación y operación del mareógrafo no debe estar limitado solo para alcanzar la precisión requerida en la reducción de sondeos. Por esta razón, algunos de los estándares de precisión que se recomiendan mas adelante pueden aparecer a primera vista innecesariamente severos: estos pueden ser alcanzables, sin embargo, teniendo cuidados moderados. Debe hacerse un esfuerzo para obtener por lo menos un mes de registros de marea, para permitir el análisis de marea a partir de los datos obtenidos. Uno de los beneficios extra que se puede alcanzar en el campo del hidrógrafo, como resultado del cuidado adicional que se tenga en la instalación y operación de mareógrafos es el perfeccionamiento y actualización de cartas cotidales para uso en levantamientos futuros de la misma área o áreas cercanas.

6.2 POZOS DE AMORTIGUACIÓN

Es un recipiente vertical semi-cerrado, con acceso limitado a las aguas exteriores que lo rodean; su propósito es el de amortiguar la mayor parte de las oscilaciones rápidas verticales de la superficie del agua cuya elevación es medida. Un pozo de amortiguación siempre será requerido para usarse con un mareógrafo del tipo de flotador ya que si existiera un movimiento vertical brusco de la superficie del agua, el flotador podría tener una tensión abrupta de su cable y causar que este salte de la polea o, en el peor de los casos que falte por la excesiva tensión. Otro de los problemas que pueden ser reducidos significativamente, con la instalación de un pozo de amortiguación, es la oscilación excesiva de la pluma sobre el papel del registro mareográfico, así como lecturas dispersas en caso de tener en servicio un registrador digital. Es bastante útil tener un pozo de amortiguación portátil cuando se desea nivelar con relación a la superficie del agua, como en la verificación del cero del sensor de presión sumergido, en el caso de un mareógrafo bórico. Este tipo de pozo de amortiguación portátil, puede ser simplemente un tubo de plástico o metal, sellado en uno de sus extremos, excepto por un pequeño orificio de entrada de agua lo suficientemente alejado por encima del extremo sellado. Si se coloca el pozo de amortiguación portátil verticalmente en aguas bajas cerca de la orilla (asegurado por rocas u otros objetos utilizados como soporte temporal), podrá colocarse un estadal mas fácil y adecuadamente dentro del tubo que en su parte exterior.

Para un mareógrafo de registro automático, es mas conveniente la instalación de un pozo de amortiguación mas substancial. Este puede ser construido de tablonces de madera, metal o tubería de plástico (PVC), etc. *Debe ser vertical y tener suficiente área de sección transversal para acomodar el flotador y el contrapeso libres de rozamiento* de las paredes laterales interiores del pozo en todos los niveles de la superficie del agua; este tubo debe extenderse desde más abajo de la bajamar mínima inferior hasta más arriba de la pleamar máxima superior que se espera puedan suceder (incluyendo la acción de las olas fuera del pozo); excepto para el pequeño orificio de entrada, debe de ser estanco en toda la porción del tubo que se encuentra sumergido y debe ser construido y montado con la suficiente rigidez para resistir el golpe de las olas sin sufrir movimiento significativo. Se debe tener especial cuidado en reforzar la parte inferior del tubo, ya que un movimiento repentino (hacia arriba o hacia abajo) de la superficie del agua en la parte exterior produce una presión (dentro o fuera) contra el fondo del pozo de 0.1 atmósferas por metro de oleaje.

El orificio de entrada del agua al pozo debe ser colocado de tal forma que permanezca dentro del agua todo el tiempo, pero no debe estar tan bajo que pudiera ser bloqueado por la acumulación de sedimentos dentro o fuera del tubo. Algunas veces resulta difícil encontrar un lugar que sea a la vez, conveniente y accesible para la construcción de un pozo de amortiguación. Por ejemplo, el lado vertical de un muelle provee una superficie muy conveniente en la cual colocar dicho pozo, así como un fácil acceso al mareógrafo; pero en regiones con grandes amplitudes de mareas, el área alrededor del muelle puede quedar seca en algunas bajamares. En este caso, podría realizarse una excavación más profunda que la bajamar inferior para el pozo de amortiguación y alimentarlo durante esta etapa a través de la acción de un sifón por donde pasará agua mediante una manguera procedente de aguas mas profundas lejos de la costa; dicha manguera o tubería pasará a través de la pared del pozo en cualquier punto conveniente cerca del fondo del mismo, sin embargo, debe asegurarse de que ambos extremos de la manguera o tubería, tanto dentro como fuera del pozo permanezcan sumergidos en todo momento. Se puede hacer un arreglo similar cuando existen problemas de acumulación de arena cerca del fondo del pozo, alimentándolo a través de una manguera o tubería cuyo extremo exterior está asegurado en aguas mas profundas donde no hay problemas de acumulación de arena.

La acción amortiguadora de un pozo de amortiguación está en función de la relación del área de sección transversal del interior del pozo sobre aquella del orificio de entrada, mientras mas grande sea la relación, mayor será el amortiguamiento. La figura 39, muestra para diferentes relaciones de entrada de agua, el valor de ajuste del nivel de la misma en el interior del pozo para oleaje repentino y para oleaje sostenido en el nivel exterior.

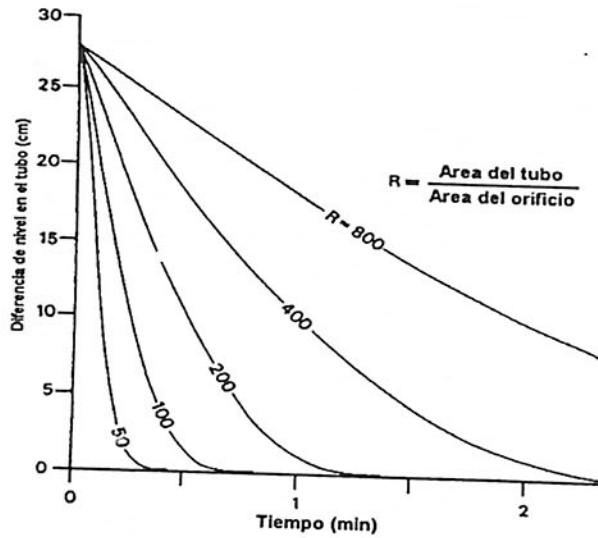


Fig. 39. Respuestas del nivel del agua en el pozo amortiguador a oleajes sostenidos y súbitos del nivel del agua exterior para varios radios de orificio.

Mientras la caída del rango de la diferencia de nivel no es estrictamente exponencial, está lo suficientemente cerca de las curvas para dar el concepto de una respuesta significativa en tiempo. Haciendo el tiempo de respuesta del pozo como el tiempo requerido por el nivel del agua interior para ajustar la mitad del movimiento sorpresivo y sostenido del oleaje en el exterior. La fig. 39 muestra los siguientes tiempos de respuesta para pozos de amortiguación de varios rangos de entrada, R:

- 6 segundos para R = 50
- 11 segundos para R = 100
- 22 segundos para R = 200
- 45 segundos para R = 400
- 90 segundos para R = 800

Los datos para la figura 39 fueron obtenidos midiendo en una sección de pipeta plástica cuya área de sección transversal era de 900 cm² y el espesor de sus paredes de 3 mm. Este espesor y la uniformidad de la superficie de entrada pueden influenciar el tiempo de respuesta. Se recomienda que el área de entrada sea 1/100 del área del pozo (R = 100), o bien, que el diámetro de la entrada sea 1/10 del diámetro del mismo. Si se emplea una tubería larga de entrada, el área pertinente para dicha entrada es la menor sección transversal a lo largo de toda su longitud. Ya que la fricción a lo largo de dicha tubería de entrada incrementa el tiempo de respuesta del pozo, la sección transversal de una tubería muy larga debe ser mayor que la indicada por R = 100. La fig. 40 ilustra el efecto de amortiguación de un pozo con R = 100 en olas de 1/2 m de amplitud y períodos de 12 horas, 6 minutos y 6 segundos, respectivamente. Estos tres períodos

fueron escogidos para representar una posible ola de marea, seiche de bahía e incremento de superficie. Se ve que el pozo amortigua el oleaje de alta frecuencia de manera efectiva, mientras que deja pasar la mayor parte de la frecuencia intermedia de un seiche y la totalidad de la baja frecuencia de la señal de marea.

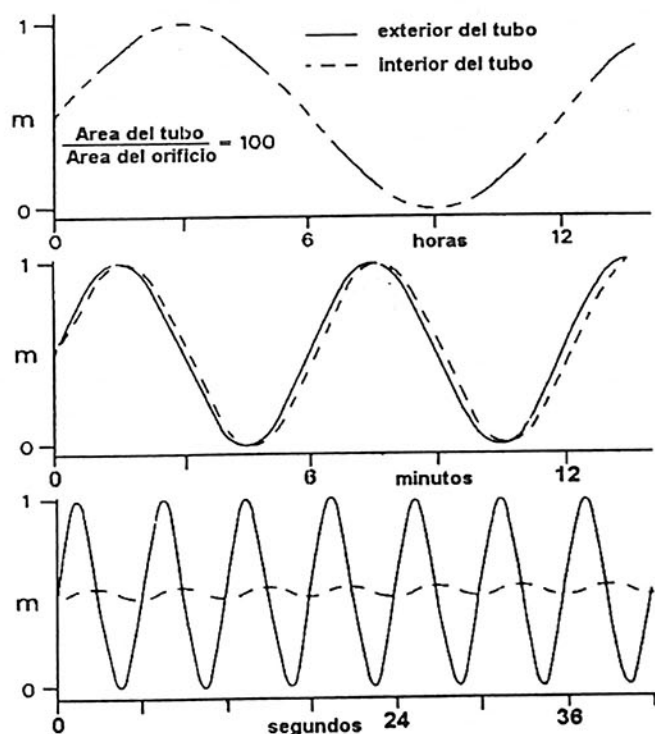


Fig. 40. Efecto de amortiguamiento del tubo del flotador con razón de entrada de 100, para oscilaciones con período de (a) 12 horas, (b) 6 minutos y (c) 6 segundos.

No se presentan aquí instrucciones detalladas para la instalación de pozos de amortiguación debido a que cada situación presenta sus propios retos y se requiere de cierto ingenio para asegurarse de que el pozo quede vertical, rígido y sin movimiento, accesible, protegido contra daños potenciales por embarcaciones que circulan en su cercanía y libre de enarenarse de manera excesiva, mientras que se coloca lo suficientemente profundo para que su orificio de entrada esté por debajo del mínimo nivel de agua. La fig. 41 ilustra esquemáticamente el uso de un pozo de amortiguación en conjunción con un mareógrafo de flotador.

6.3 PROTECCIÓN PARA EL MAREÓGRAFO

La mayoría de las instalaciones requerirán la construcción de algún tipo de protección del mareógrafo contra las inclemencias del tiempo y la depredación de la gente. En mareógrafos permanentes, se coloca normalmente un tipo de caseta cuyas dimensiones permiten que una persona pueda entrar, pero para mareógrafos temporales, es suficiente colocar algún tipo de panel donde quepa únicamente el aparato registrador. Si el mareógrafo requiere de un pozo de amortiguación, la caseta protectora debe ser asegurada en la parte superior de dicho pozo y conectados de

manera estanca. Los orificios que se puedan practicar en el piso de la caseta no deben ser demasiado grandes, sino lo suficiente para permitir el paso de cables, hilos y todo aquel aditamento necesario para la conexión del sensor con el registrador. Se debe proveer de una puerta de inspección en la parte superior del pozo para permitir el acceso a limpieza, reparación o reemplazo del flotador u otro componente del sensor. Se debe evitar en lo posible los orificios grandes a través de los cuales se puede perder alguna herramienta u objeto extraño que ponga en riesgo al mecanismo sensor. La fig. 41 muestra un mareógrafo típico con su alojamiento de protección en conjunción con un pozo de mortiguación y flotador.

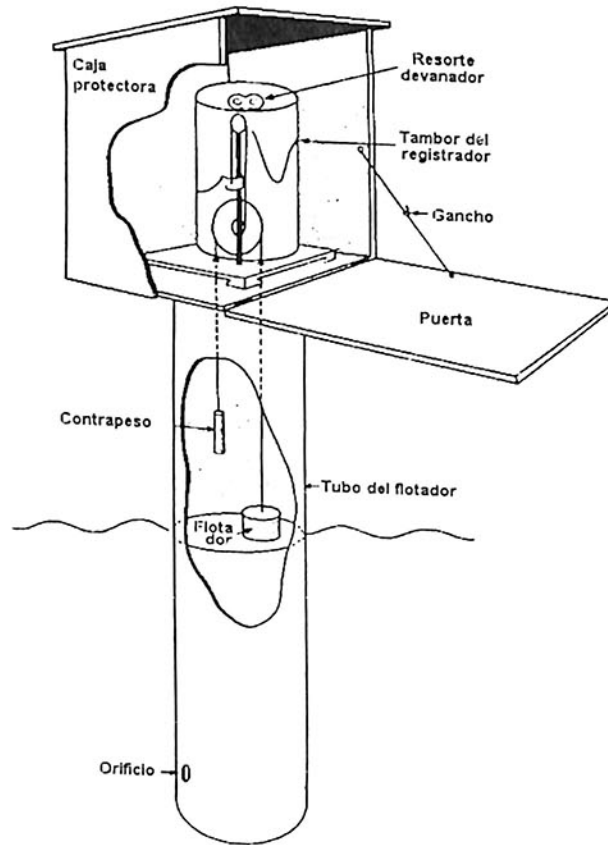


Fig. 41. Mareógrafo de flotador, tubo del flotador, caja protectora y tambor del registrador.

Cuando el mareógrafo se instala en lugares inhabitados o donde circula la gente, se debe tener un cuidado particular en hacer bien visible la construcción, esto incluye el pintado de su alojamiento protector y de cualquier estructura soporte. Cuando no se esté trabajando con el mareógrafo, deberá cerrar su alojamiento con llave. Es probable que colocándole un letrero identificando la instalación como un mareógrafo y una breve descripción de su función dejará satisfechos a la mayoría de los curiosos, disminuyendo el riesgo de la depredación.

6.4 MAREÓGRAFOS DE FLOTADOR

Este tipo de mareógrafo ha sido el estándar durante mucho tiempo para la medición precisa de los niveles del agua. Proporciona una medida directa del nivel de la superficie del agua, por lo que no requiere de calibración de su rango de operación, sin embargo, el ajuste de su cero de referencia debe ser monitoreado regularmente. Su principal inconveniente es quizá el requerimiento de un pozo de amortiguación, lo cual puede ser un problema para ciertos lugares. La figura 41 ilustra el principio de operación de un mareógrafo de flotador. Esta figura no pretende mostrar algún modelo en particular, por lo cual, los componentes, conexiones, etc. que tienen los equipos reales pueden diferir considerablemente de este ejemplo simple.

La información del nivel del agua es transmitida del flotador al registrador a través del cable, el cual está hecho firme de un extremo al flotador, pasando por la polea y el registrador y por el otro extremo está hecho firme al contrapeso. El flotador es generalmente de forma cilíndrica en su parte central y esférico en sus extremos; es muy liviano y el nivel al cual flota puede ser ajustado quitando o poniendo balines en su interior. Cuando está flotando, la línea de agua en este debe estar alrededor de la mitad de su sección cilíndrica, para asegurar un cambio lineal de flotación con el cambio de profundidad. Incrementando el área de sección transversal del flotador, se incrementa la sensibilidad del mareógrafo a los cambios de nivel del agua, pero el límite práctico en su tamaño, está determinado por el tamaño del pozo y su compuerta de inspección. El contrapeso debe ser lo suficientemente pesado para mantener la tensión en el cable del flotador y prevenir que dicho cable se tensione súbitamente si sufre un deslizamiento de la polea, pero no debe ser tan pesado que propicie que el flotador se eleve demasiado sobre el agua. Debe estar hecho de plomo o material similar, con el fin de evitar que flote en caso de que llegue al agua en algún evento de pleamar. Ya que el flotador puede sumergirse ligeramente más cuando su contrapeso se sumerge en el agua que cuando está en el aire, puede introducirse cierto error sistemático en las lecturas cerca de la pleamar, el cual no existirá durante la bajamar, donde el contrapeso estará totalmente fuera del agua. En las instalaciones permanentes de mareógrafos este error debe evitarse, ya sea montando al instrumento lo suficientemente alto por encima de la más alta pleamar de tal manera que el contrapeso nunca toque el agua, o bien, colocando dicho contrapeso dentro de un tubo estanco a manera de pozo seco separado. Estos aditamentos no son necesarios en instalaciones temporales, pero si el rango de mareas es pequeño, será más sencillo colocar el mareógrafo en una posición elevada y cortar el cable del flotador y contrapeso de tal manera que éste último no toque nunca el agua. El cable del flotador debe ser fuerte pero ligero. Debe ser particularmente ligero cuando el rango de marea es grande, ya que el peso efectivo del contrapeso es incrementado por el peso del cable de su lado de la polea y reducido del lado del flotador. Existe una gran variedad de registradores utilizados en mareógrafos de flotador, en la fig. 41 se muestra un registrador del tipo de papel y tambor.



6.5 MAREÓGRAFOS DE PRESIÓN - TIPO DE DIAFRAGMA

La presión hidrostática a una profundidad h en una columna de agua es ρgh , donde ρ es la densidad promedio del agua en la columna sobre la profundidad h , y g es la aceleración de la gravedad. La gravedad puede ser considerada constante para el propósito de medir el nivel del agua, sin embargo, la diferencia de densidad de un lugar a otro puede ser importante, particularmente si ocurren grandes cambios en salinidad. La diferencia de densidad del agua oceánica a 0°C y agua dulce a 25°C es de alrededor de 3%, siendo 2.5% debida a la diferencia de salinidad y 0.5% debida a la diferencia de temperatura. Se puede ver claramente, si se van a interpretar los niveles de agua a partir de medidas hidrostáticas de presión, se requerirán diferentes escalas de calibración para agua dulce y salada. El uso de sensores de presión en vez de flotadores para medir los niveles de agua de manera temporal para el control de levantamientos hidrográficos ha venido a ser una práctica estándar. Esto debido a que su instalación es mucho mas simple, especialmente si no hay un muelle disponible. Normalmente no se requiere de un pozo de amortiguación cuando se utiliza un sensor de presión, cualquier amortiguación requerida usualmente es proporcionada por el mismo diseño de la cabeza del sensor y por el amortiguamiento natural de la señal de presión de olas cortas con la profundidad (ver sección 1.4). La figura 42 ilustra la amortiguación de la señal de presión para una onda sinusoidal de 6 segundos y de 12 segundos a profundidades de 10, 20 y 30 metros. La escala vertical de la fig.42 es mostrada en metros, después de la conversión a partir de unidades de presión. No hay amortiguación de la señal de presión a partir de olas largas (mareas, seiches, etc.).

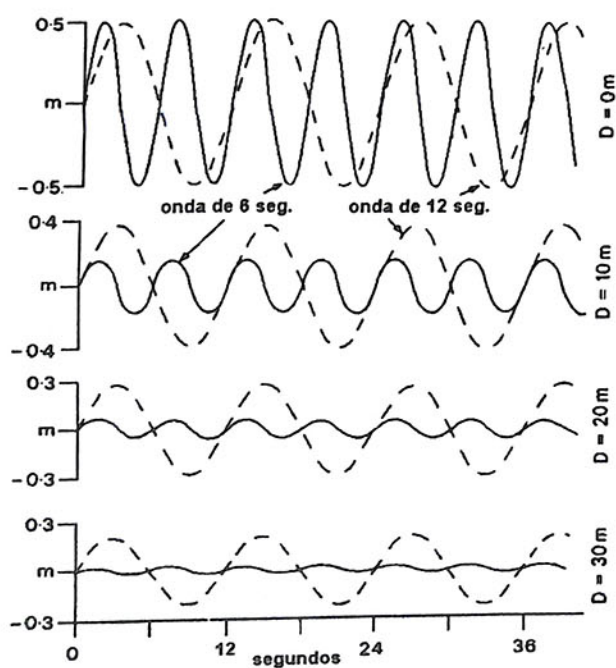


Fig. 42. Amortiguamiento de la señal de presión con la profundidad, para ondas sinusoidales de 6 y 12 segundos.

La fig.43 muestra esquemáticamente un mareógrafo de presión del tipo de diafragma. El sensor de presión es un diafragma de hule flexible fijado de un lado a un recipiente que sirve como cámara de aire; la cara exterior del diafragma es expuesta a la presión del agua a través de orificios en su alojamiento. Ajustando el tamaño de dichos orificios se controla el amortiguamiento de la respuesta a los cambios de nivel tanto como con un pozo de amortiguación, utilizado en mareógrafos de flotador. La cámara de aire en la cara posterior del diafragma tiene una conexión estanca al exterior a través de un pequeño tubo capilar (1-2 mm de diámetro interior) hacia un tubo Bourdon, a un fuelle o cámara aneroide y de ahí al registrador. Estos dispositivos transforman los cambios de presión diferencial (interior vs exterior) en un movimiento el cual puede ser llevado por varios tipos de enlace al registrador. El tubo Bourdon se desenrolla ligeramente cuando su presión interior se incrementa, el fuelle se extiende y la tapa aneroide incrementa su forma convexa. El mareógrafo mostrado en la fig.43 tiene un fuelle conectado al brazo de la pluma el cual escribe en el registrador tipo de tambor, sin embargo se pueden hacer otros arreglos. El alojamiento del diafragma debe ser montado con su cara hacia abajo en alguna estructura soporte por debajo de la más baja bajamar, de tal manera que no tenga movimiento (especialmente vertical) durante el período de registro. Si existe un muelle en el sitio de instalación, el sensor debe asegurarse a un pilote del mismo, pero como la distancia entre sensor y registrador puede ser de 200 m o mas, puede construirse algún alojamiento razonablemente protegido en tierra firme. El principio de operación de este tipo de mareógrafo de presión se basa en que el aire estático a presión es uniforme dentro de cualquier sistema cerrado (excepto para el peso de la columna vertical de aire, el cual es despreciable). Por lo tanto, mientras todos los sellos sean estancos, la presión en el interior del fuelle iguala la presión en el diafragma, la cual consiste de la presión hidrostática debida a la columna de agua mas la presión atmosférica en la superficie de la misma. Ya que la presión fuera del fuelle es la presión atmosférica, la diferencia de presión a la cual dicho fuelle responde es la presión hidrostática debida a la columna de agua sobre el diafragma.

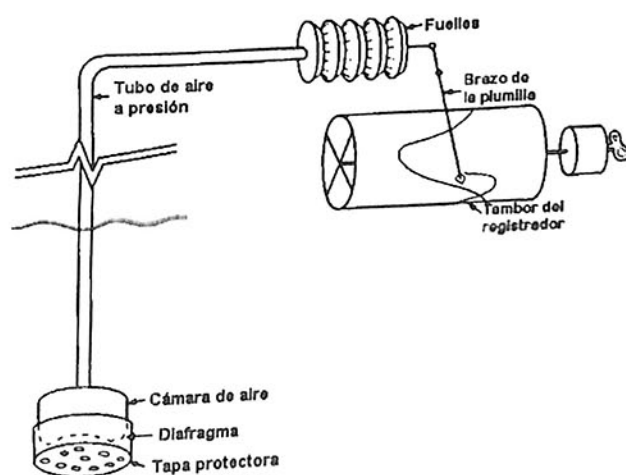


Fig. 43. Mareógrafo de presión tipo diafragma, transductor de presión de fuelles y tambor de registrador.

6.6 MAREÓGRAFOS DE PRESIÓN - TIPO DE BURBUJA

También llamados *mareógrafos de gas purgado*, tienen muchas de las ventajas presentadas para los *de diafragma*, ya que tampoco requieren de un pozo de amortiguación y el sensor de presión puede ser instalado a una distancia horizontal considerable del registrador. La fig.44 muestra esquemáticamente el sistema de un mareógrafo de presión del tipo de burbuja. El sensor de presión es simplemente el orificio en el lado de agua de la manguera estanca al aire. Dicha manguera puede ser mas larga que en los mareógrafos de diafragma debido a que el volumen de gas contenido en el sistema no es un factor limitante; se recomienda un diámetro interior de 5 mm. En el registrador continuamente se introduce el aire a presión o nitrógeno al sistema proveniente del cilindro (A) a través de una válvula de reducción (B), la cual disminuye la presión del gas a los rangos de operación del registrador y demás componentes. La presión del lado de alta y de baja de la válvula reductora es mostrada en los manómetros (C y D). La presión en el lado de baja (D) debe exceder siempre a la mayor presión hidrostática que pudiera presentarse en el orificio. El gas pasa posteriormente a través de una válvula de control (E), la cual es similar a las utilizadas en los equipos de respiración bajo el agua y que mantienen un flujo constante de aire sin importar los cambios de presión en el extremo del orificio. En este punto el tubo se divide en dos brazos, uno va al registrador y el otro continúa hacia el orificio (F). En algún punto conveniente del sistema por debajo de la válvula de control, se instala una cámara de burbuja (G) la cual contiene aceite o agua de tal manera que el gas purgado puede ser monitoreado y controlado a razón de una burbuja por segundo. Mientras el gas sea enviado desde el orificio a este ritmo, la presión a través de todo el sistema será sensiblemente uniforme e igual a la presión del agua en el orificio. Aquí también pueden utilizarse diferentes tipos de registradores, la fig. 44 muestra un tubo Bourdon conectado al brazo portapluma de un registrador del tipo de tambor. Ya que la presión exterior del tubo Bourdon es atmosférica, la diferencia de presión a la cual este responde es igual a la presión hidrostática debida a la columna de agua sobre el orificio. Si el flujo de aire se detiene, el agua fluirá a través del orificio hacia dentro del tubo, lo que daría una lectura incorrecta; y si el flujo de aire es muy rápido, habrá una ligera caída de presión a o largo del tubo hacia el orificio, dando una lectura ligeramente alta. Un cilindro de gas puede operar al mareógrafo por cuatro o cinco semanas.

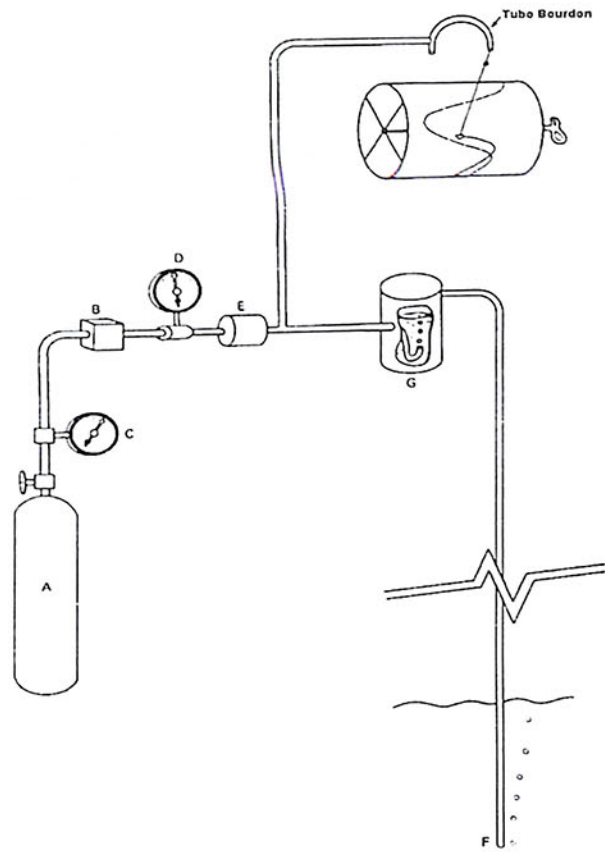


Fig. 44. Mareógrafo de presión tipo burbuja, transductor de presión de Tubo Bourdon y tambor de registrador.

6.7 REGLA DE MAREA

Una regla de mareas es simplemente una regla graduada (usualmente marcada en metros, decímetros y centímetros), montada verticalmente en el agua con el cero por debajo de la bajamar más baja. Se construye normalmente de metal o madera prefabricados en secciones de un metro de largo. Si existe un muelle en el lugar, la regla de mareas puede ser colocada en uno de los pilotes del mismo. De no existir un muelle, será necesario construir una base de madera con rocas o cemento como lastre o una especie de tripié para la regla, de tal manera que quede fija al suelo. En algunos tipos de fondo, la regla podrá enterrarse hasta que quede firme y asegurada por lo menor con tres vientos de alambre anclados. En algunas ocasiones cuando la amplitud de mareas es amplia y la inclinación del fondo es muy pequeña, la zona intermareal es tan amplia que será necesario instalar dos reglas de marea, una cerca de tierra firme para leer durante la parte alta de la marea y una alejada de la costa para ser leída durante la parte baja de la misma. Es posible que en algunos lugares se requiera mas de dos reglas en circunstancias excepcionales. Cuando se utiliza mas de una regla de mareas, deben estar relacionadas entre sí de tal manera que exista un traslape en parte de la amplitud que cubren, por lo que darán la misma lectura durante el período de traslape.

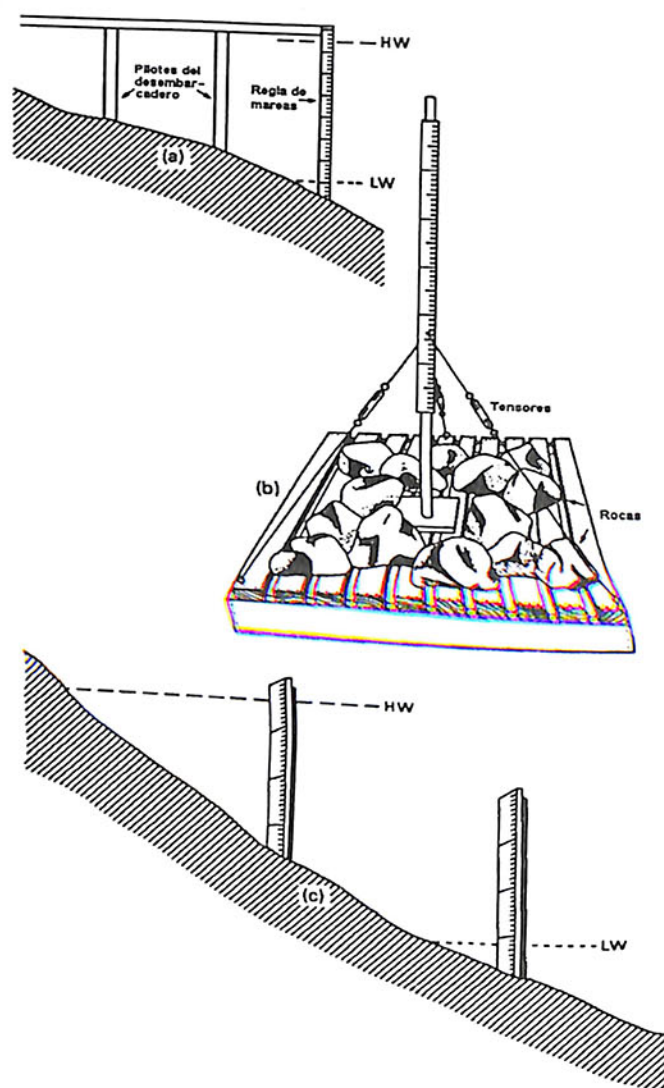


Fig. 45. Instalaciones de Regla de Mareas (a) sobre pilotes de embarcadero, (b) sobre una plataforma sumergida y (c) sobre una playa larga de pendiente pronunciada.

La fig.45 muestra varias instalaciones posibles de una regla de mareas, sin embargo, el ingenio de los hidrógrafos puede producir otras; todas serán satisfactorias mientras sean rígidas, estables y de fácil acceso para su lectura.

Se requiere instalar una regla de mareas en cada lugar donde exista un mareógrafo, o bien donde sea necesario medir las mareas de manera temporal, ya que puede ser el único medio local durante un breve levantamiento en un lugar donde ya se tienen las constantes armónicas, o en aguas de marea muerta, sin embargo el monitoreo continuo del nivel del agua es necesario durante el sondeo. Donde se tiene instalado un mareógrafo automático, se colocará la regla como un medio de verificación de la exactitud operativa del mismo.

Instalación de una Regla de Mareas:

Una regla de mareas debe ser colocada verticalmente sobre una superficie rígida con una escala por lo menos igual a la máxima amplitud de mareas esperada en el

lugar. Es decir, la bajamar mínima no debe estar por debajo del cero de la regla y la pleamar máxima no debe sobrepasar el límite superior de la misma. Esta deberá colocarse basándose en observaciones previas del comportamiento de la marea del lugar. El cero de la regla será colocado en una posición arbitraria, tomando sólo en consideración las condiciones ya mencionadas.

Para poder geo-referenciar el cero de la regla, es necesario efectuar una nivelación diferencial desde algún banco de nivel cercano a la misma, cuya altura es conocida, esto será indispensable en caso de la realización de un levantamiento hidrográfico donde se tenga que reducir los sondeos al datum local o datum de la carta, sin embargo, se puede prescindir de este valor si sólo se desea observar el comportamiento de la marea en el lugar, pudiéndose determinar posteriormente con personal capacitado y equipo específico para nivelación diferencial.

El diseño de regla de mareas actualmente en uso en la red clase "A" del Reino Unido es la mostrada en la figura 46. Los colores usados son negro y amarillo para brindar un buen contraste y así facilitar la lectura.

El material de que está hecha una regla de mareas debe ser resistente y libre de problemas serios de corrosión. También debe ser sencilla de limpiar. el tipo de regla como la mostrada en la figura 46 es de plástico reforzado. En caso de instalarse con el propósito de verificar un mareógrafo, debe instalarse tan cerca de este como sea posible y posicionarse de tal manera que pueda leerse con facilidad, preferentemente desde el mareógrafo. No debe instalarse en lugares donde pueda sufrir daños provocados por buques o embarcaciones menores que pasen por sus inmediaciones o bien que no sea visible cuando atracar un buque en el muelle donde se encuentra instalada. Es muy importante que la regla sea instalada verticalmente. Si esto no es posible, debido a que la pared de instalación (muro o pilote del muelle) tiene cierta inclinación y no existe otro sitio más factible, la graduación de la regla debe ser ajustada para corregir la escala en función del ángulo de inclinación de dicha pared.

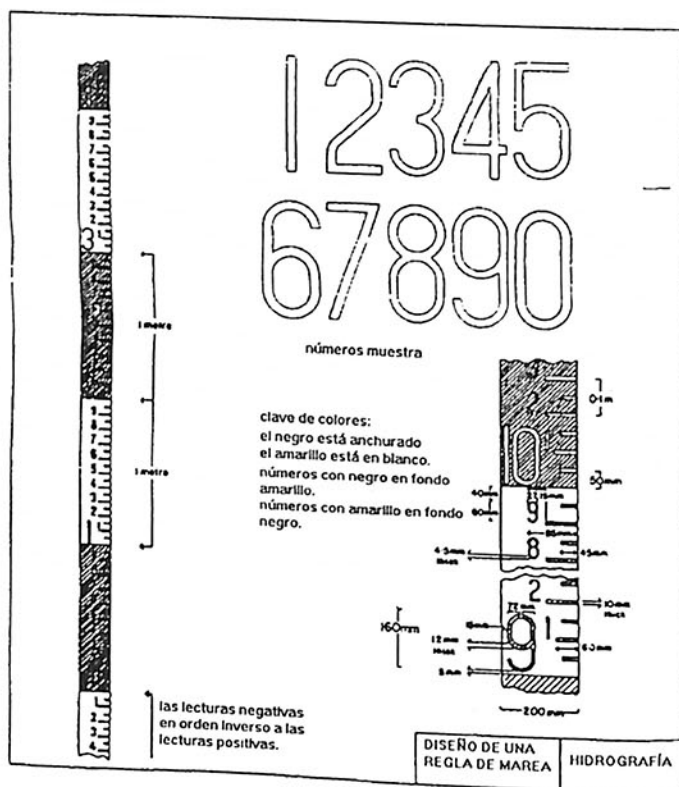


Fig. 46. Regla de mareas.

La manera de fijar la regla de mareas puede hacerse con diferentes métodos: con taquetes de expansión sobre la superficie de instalación; con abrazaderas en caso de ser factible alrededor del pilote de un muelle, etc. Esto dependerá de las características físicas específicas del sitio. Lo importante es asegurarse que se mantenga fija y vertical aún en las peores condiciones meteorológicas.

Puede ser difícil leer una regla de mareas bajo ciertas condiciones por lo que las lecturas anotadas pueden ir acompañadas por el posible error de banda al momento de la lectura. Cuando hay presencia de oleaje, la tendencia es la de tomar el promedio entre las lecturas máxima y mínima y esto puede producir un error ya que no todas las olas son simétricas en su forma. Por lo que es preferible tomar un valor de lectura mayor al del promedio real. Como una regla de mareas es un objeto sólido, causará una obstrucción en el agua que fluye a su alrededor, lo que resultará en cierta perturbación del nivel de la superficie, este nivel tenderá a subir durante la cresta de la ola y a bajar durante su seno. Cuando la regla es vista desde un ángulo agudo, fácilmente se puede cometer un error en la lectura indicada, particularmente con luz solar muy intensa y cuando el agua es clara. El ángulo óptimo para tomar las lecturas de la regla es de 20° con respecto a la superficie del agua.

6.8 SELECCIÓN DEL SITIO PARA INSTALAR UN MAREÓGRAFO

La primera consideración para escoger el sitio de instalación de un mareógrafo para el control vertical en un levantamiento hidrográfico debe estar en función de qué

tan bien las fluctuaciones en el nivel del agua reflejan aquellas en el área del levantamiento. Esto dependerá no solo de la distancia entre el mareógrafo y el área del levantamiento, sino también del rango al cual el carácter de la marea cambia en la región, el cambio de inclinación de un río a lo largo de su cauce, la respuesta de un lago a la influencia del viento y seiches, etc. Si un levantamiento cubrirá una larga región costera, quizá sea necesario tener dos mareógrafos trabajando simultáneamente e ir recorriéndolos a lo largo de la costa conforme el levantamiento progrese. También es posible requerir dos mareógrafos en un levantamiento donde exista una entrada de marea larga, ya que el carácter de la marea puede cambiar significativamente entre la entrada y el interior. Normalmente se requiere más de un mareógrafo a lo largo de un estrecho que une dos cuerpos de agua de diferentes características de marea ya que las mareas cambian rápidamente a lo largo de este. La pendiente de superficie a lo largo de un río puede ser diferente a diferentes etapas del flujo, por lo que no siempre será paralela a la pendiente de la etapa de bajamar escogida como datum de la carta: por esta razón, serán necesarios dos mareógrafos, uno río arriba y otro río abajo a lo largo del área del levantamiento, sin rápidos, cascadas u otros factores discontinuos del datum entre ambos. La localización aproximada de un mareógrafo temporal debe ser planeada antes de efectuar los trabajos de campo.

La selección detallada del lugar de instalación debe hacerse con las siguientes consideraciones en mente:

- (1) Facilidad de instalación: La existencia de estructuras ya hechas, a las cuales poder adaptar el mareógrafo y la regla de mareas (muelle, pilotes de un puente, etc.); la presencia de un fondo firme sobre el cual pueda construirse un apoyo para el mareógrafo si no hay una estructura ya hecha disponible; la presencia de suficiente profundidad de agua cerca de la costa para asegurar que el mareógrafo no se queda "seco" o bien, que el agua que le rodea no quede en forma de charco en una bajamar; disponibilidad de materiales para construir las estructuras soporte; accesibilidad del sitio ya sea por agua o por tierra; y posibilidad de establecer en su cercanías, en tierra firme, bancos de nivel.
- (2) Facilidad de mantenimiento y operación: protección natural contra el impacto de oleaje y corrientes; así como contra el asolve alrededor de la entrada del sensor; posibilidad de daños u obstrucción producidos por tráfico marítimo; y accesibilidad al mareógrafo por embarcación y a pié.

6.9 BANCOS DE NIVEL — GENERALIDADES

Los bancos de nivel son marcadores de elevaciones fijas contra los cuales el cero establecido del mareógrafo es verificado durante su operación, a partir del cual los hidrógrafos pueden recuperar el datum de la carta para batimetrías futuras y además a través de ellos los topógrafos e ingenieros pueden relacionar sus levantamientos y estructuras a dicho datum de la carta. La función e importancia de los bancos de nivel, y la razón por la cual se requiere un mínimo de tres son requeridos en el lugar de instalación de un mareógrafo, ha sido comentado en la sección 5.9. Los bancos de

nivel (BN's) deben colocarse cuando el mareógrafo es puesto en operación. Para minimizar la longitud de las líneas de nivelación, debe intentarse mantener los tres BN's dentro de un radio de medio kilómetro de distancia del mareógrafo. La consideración primaria, sin embargo, es de que deben ser colocados sólidamente en estructuras estables, roca o tierra firme. No debe colocarse dos BN's en la misma estructura o dentro de una distancia de 70 mts. entre sí horizontalmente, para minimizar que dos BN's tengan la misma posible inestabilidad.

Las superficies de roca sólida normalmente proveen los mejores lugares para los BN's, sin embargo las estructuras con cimentación substancial (edificios públicos, torres de agua, puentes, etc.) también pueden ser excelentes. Por supuesto que deben obtenerse los permisos correspondientes antes de colocar algún BN en una estructura privada. Un BN jamás debe colocarse en un bado o depresión del terreno en la cual pueda acumularse agua producto de la lluvia u otros factores y que en algunos sitios pudiera llegar a congelarse, ya que será muy difícil de recuperar para trabajos posteriores o será, prácticamente irrecuperable. Se debe tener especial cuidado en darle al BN un acabado final adecuado, ya que esto reflejará indirectamente la credibilidad de otros aspectos relacionados con el levantamiento o la nivelación efectuada para futuros trabajos. Cuando se coloca un BN sobre una superficie de roca, debe tratarse en la medida de lo posible, de instalar cerca de algún aspecto distintivo de dicha roca o bien, cerca de alguna marca en la tierra que sea fácil de describir. Pueden existir BN's establecidos por otras instituciones, en la vecindad del mareógrafo, los cuales podrían servir como BN's de referencia para éste, siempre y cuando reúna las condiciones estándar de accesibilidad y estabilidad requeridas. Además, el uso de dichos BN's, es recomendable, ya que estos pueden determinar la relación local entre el datum de la carta y otros datums empleados en el levantamiento. Se pueden obtener los BN's existentes en el área de interés para colocar un mareógrafo, solicitándolos a instituciones dedicadas a la realización de levantamientos, como por ejemplo el INEGI.

6.10 BANCOS DE NIVEL — DESCRIPCIONES

La superficie de cada BN debe ser estampada con su número y el año de establecimiento (ver fig. 47). El marcado del disco de BN debe realizarse antes de ser colocado en su sitio. Ya que los BN's hidrográficos no forman una red continua, pero existen en mojoneras discretas en los alrededores de un mareógrafo, es aceptable repetir el mismo grupo de números (1, 2, 3, etc.) para los BN's de sitios separados. Si un banco de nivel es destruido o perdido, su número debe ser retirado, y el BN que se instale para reemplazarlo debe recibir el siguiente número que no haya sido utilizado antes para el grupo de BN's instalados en los alrededores del mareógrafo. Para poder recuperar un BN y ser utilizado en el futuro, se debe efectuar una descripción completa de su apariencia y localización y ser anotadas en la libreta de la "Estación Mareográfica - Descripción - Instalación - Record de Nivelación" (ver formatos de ejemplo para el Reporte de la Estación Mareográfica, en el Anexo I). Se deberá tener copias de dichos reportes en los Institutos y Estaciones de Investigación Oceanográfica para el asignados mareógrafos bajo su custodia, los cuales harán las actualizaciones pertinentes y las reportarán a la Dirección General de Oceanografía Naval, Dirección de

Hidrografía, Departamento de Mareografía oportunamente. En todos los reportes, el nombre del BN debe aparecer exactamente igual al que está estampado en el disco (por ejemplo, BN 1, 1998). La descripción de todo BN consiste de tres elementos:

- (a) una descripción escrita,
- (b) uno o varios diagramas de los alrededores del mareógrafo y
- (c) en la medida de lo posible, fotografías del disco del BN y de sus alrededores.

La descripción escrita debe indicar el tipo de BN, su número, cómo y dónde ha sido colocado, su distancia y dirección desde cualquier marca o punto fácilmente identificable (por ejemplo, la esquina de un edificio) y cualquier otra información que ayude a su recuperación e identificación. Los diagramas deben ser lo más simples posibles, sin embargo, deben incluir por lo menos la siguiente información básica: la dirección del norte verdadero, escala de distancia, la línea de pleamar, áreas secas y su tipo (por ejemplo, rocas, arena, pastos), estructuras prominentes u otras características del lugar y sus nombres, y las distancias entre BN's y desde BN's a estructuras notables. Se pueden tomar también dos fotografías, una como "close up" o acercamiento para mostrar el disco de nivel y la superficie o estructura en donde fué instalado y otra a una mayor distancia donde pueda verse el BN con relación a su alrededor, particularmente objetos identificables, como edificios, la línea de costa o incluso árboles. En la segunda fotografía, alguien deberá señalar con la mano o sostener un estadal sobre el BN de tal forma que no haya duda de su localización.

Si se visita una estación mareográfica ya existente y se localizan los BN's originales, deberán verificarse sus características previamente descritas, así como la exactitud de su nivel con respecto al datum local de referencia y la posibilidad de cambios ocurridos con el tiempo. Las revisiones efectuadas a las estaciones mareográficas deberán anotarse en sus correspondientes libretas de registro y descripción de las mismas. Si un BN antiguo se encuentra destruido, deberá ser reemplazado por uno nuevo en una posición diferente del anterior. Si se determina que un BN antiguo es inestable, como lo demostraría un cambio en su nivel con respecto a los BN's que le rodean, deberá ser destruido y reemplazado por uno nuevo con un número también nuevo. Se deberá anotar en la libreta de registro correspondiente, la destrucción del BN y la descripción del de reciente instalación con su número nuevo de identificación, con objeto de mantener actualizado un catálogo de BN's.

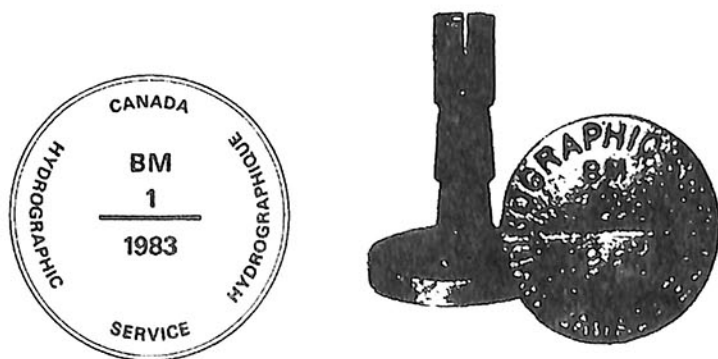


Fig. 47. Placas de Bancos de Nivel comunes a la mayoría de los Servicios Hidrográficos.

6.11 NIVELACIÓN — GENERALIDADES

La Nivelación es una parte esencial en los procedimientos de instalación de una estación mareográfica, cuya función es la de establecer las elevaciones de los BN's con respecto a sí mismos, con respecto a la regla de mareas (donde ésta existe) y con respecto al cero del sensor del mareógrafo. Cuando se decide tomar el datum de los sondeos relativo al cero del mareógrafo, su elevación puede entonces referirse a los BN's. Cuando el datum de la carta es confirmado, las elevaciones catalogadas para los diferentes BN's con respecto a dicho datum de la carta dependerán de la precisión obtenida de la nivelación efectuada durante la instalación del mareógrafo y de nivelaciones posteriores efectuadas periódicamente durante el funcionamiento del mismo. Debido a la importancia de la Nivelación, aquí se discutirán sus principios y procedimientos básicos; sin embargo, un principiante, deberá consultar un manual de levantamientos o de ingeniería civil para obtener información más detallada. Los tres sistemas para el cálculo de elevaciones sobre el nivel del mar que fueron discutidos en la sección 5.3 (geopotencial, dinámica y ortométrica) deben ser entendidas por el hidrógrafo, pero no deben preocuparle con relación a la nivelación local realizada en el lugar de instalación del mareógrafo. Esto se debe a que no habrá diferencias significativas en los tres sistemas en distancias cortas y las pequeñas elevaciones involucradas y es aceptable utilizar directamente los valores observados. Si los BN's Hidrográficos son medidos posteriormente por otra institución y ligados a una red de niveles más extensa, sus elevaciones sobre el datum de dicha institución serán medidas en uno de los tres sistemas de la sección 5.3, pero esto no producirá cambios en las elevaciones ya obtenidas sobre el datum de la carta, para las cuales, la Dirección General de Oceanografía Naval es la única responsable.

6.12 NIVELACIÓN — MÉTODO Y TERMINOLOGÍA

El método tradicional de nivelación, emplea un instrumento de nivel (o simplemente "nivel") con un telescopio, el cual es colocado sobre un trípode entre dos puntos cuya diferencia en elevación será determinada. Con el eje óptico horizontal del telescopio, se toma una lectura sobre un estadal graduado colocado verticalmente en uno de los puntos; posteriormente se coloca dicho estadal en un segundo punto, el telescopio se gira hacia éste manteniendo su horizontalidad y se toma otra lectura. La diferencia entre ambas lecturas dará la diferencia en elevación entre ambos puntos, el punto con la lectura mayor es el punto más bajo. Si la distancia entre ambos puntos es grande, si la diferencia entre sus elevaciones es mayor que la longitud de los estadales o si estos no son visibles desde una sola posición del instrumento de nivel, el proceso deberá efectuarse por pasos, utilizando puntos intermedios usualmente llamados *puntos de giro* entre los extremos de una línea. Esto se ilustra en la fig. 50. Si la nivelación procede desde BN1 hacia BN2, las líneas de mira sobre el estadal que están más cerca de 1 son llamadas *lectura atrás*, y aquellas más cercanas a 2 son llamadas *lectura adelante*. La diferencia en elevación entre 1 y 2 debe ser siempre medida dos veces, una vez desde 1 hacia 2 y otra vez desde 2 hacia 1. La discrepancia entre los valores obtenidos es llamada *error de acercamiento*, o el *acercamiento*. Este método de nivelación ha sido referido por mucho tiempo como "nivelación de alcohol"

(spirit leveling es el término en inglés del cual se toma la traducción), debido a que la horizontalidad del telescopio es colocada con referencia a una burbuja dentro de un recipiente de alcohol contenido usualmente en el mismo instrumento y llamado "nivel de alcohol" (spirit level). Muchos de los instrumentos de nivel actuales tienen un sistema óptico suspendido en fibras para eliminar la necesidad del nivel de alcohol, sin embargo el nombre persiste. Un nombre descriptivo más apto para este método es el de *nivelación diferencial*.

6.13 NIVELACIÓN — EQUIPO

Aunado al instrumento de nivel en si mismo, los siguientes componentes también son requeridos para el buen desarrollo de una nivelación diferencial: un trípode, estadales de nivelación, nivel de estadal, cincel para el banco de nivel, y una herramienta para marcar los puntos provisionales durante la nivelación (otro cincel, por ejemplo). El trípode es usualmente diseñado para un instrumento de nivel en particular. La mayoría tienen piernas telescópicas, por lo que debe tenerse especial cuidado de que todas sus "mariposas" estén bien apretadas después de que el trípode ha sido colocado. El plato base donde asienta el instrumento de nivel, algunas veces cuenta con un nivel esférico, cuya burbuja debe ser aproximada al centro cuando el plano de dicho plato está lo más próximo posible al plano horizontal. Si no cuenta con dicho nivel de burbuja, deberá hacerse una nivelación aproximada del plato base con relación al horizonte. En un terreno disparejo, es permisible colocar las piernas del trípode a diferentes longitudes para obtener una posición más estable.

El estadal de nivel puede ser hecho de madera, con su base de metal y una regla interior graduada también metálica montada en su cara anterior, con el cero de la graduación al pie de dicho estadal. La mayoría de los estadales tienen una sección deslizante que puede ser extendida y asegurada, para hacer su longitud del doble de la original; cuando se hace esto, debe extenderse en su totalidad y asegurarse bien en su posición para que la graduación se continúe correctamente. No obstante que sería conveniente llevar un estadal de repuesto, deberá de utilizarse el mismo estadal para toda la nivelación, ya que si la base de este no coincide con el cero de la graduación, este error de cero se cancelaría en la diferencia entre las lecturas hacia adelante y hacia atrás.

Es importante mantener el estadal lo más aproximado a la vertical cuando se efectúa la lectura. Para ayudar al estadalero en esta tarea, se le debe proporcionar un nivel de burbuja para estadal. Este consiste de una pieza de metal de alrededor de 10 cm. de largo formado de dos hojas colocadas en ángulo recto en toda su longitud y un pequeño nivel de burbuja en uno de sus extremos. El estadalero deberá colocar dicho nivel de burbuja contra una de las esquinas del estadal por debajo del nivel del ojo y mover el estadal hasta que la burbuja esté centrada, de esta forma, dicho estadal se encontrará en su posición vertical. El observador podrá ver a través de los hilos cruzados del telescopio del instrumento de nivel si el estadal está realmente en posición vertical con respecto a sus lados, pero no podrá verificarlo con relación al frente y atrás del mismo; por esta razón, algunas veces se le pide al estadalero que

mueva ligeramente el estadal hacia adelante y hacia atrás de tal manera que el observador puede tomar la lectura más baja, la cual debe corresponder a la posición vertical del estadal. El uso de un nivel de burbuja facilita mucho el trabajo, especialmente cuando se desarrolla una nivelación de tres alambres, como se describirá más adelante.

Un cincel de banco de nivel es una pieza de metal plana de alrededor de 3 cm. de ancho y 30 cm. de largo, con un extremo tipo de cuchillo para ajustarse a la ranura de la cara inferior del disco del BN, donde se coloca verticalmente. El otro extremo del cincel forma un ángulo recto formando una especie de maneral, donde se monta un nivel pequeño para indicar que se encuentra horizontal. Cuando el cincel se coloca dentro de la ranura en la cara inferior del disco de nivel y está posicionado horizontalmente, este forma la base donde se coloca el estadal mientras es leído. Si el estadal no está completamente extendido o si no hay mucho viento, el estadalero puede llevar a cabo su función sin problemas; de lo contrario, podrían requerirse dos elementos, uno para detener el estadal y otro para detener el cincel.

Es recomendable utilizar un cincel para marcar los puntos intermedios (puntos de giro) durante la nivelación entre los puntos terminales o extremos. Cuando la superficie donde se efectúa la nivelación es tierra, arena, pasto u otra superficie relativamente "suave", deberá enterrarse el cincel lo suficiente para que no se mueva cuando se coloca el estadal sobre este durante todo el proceso de lectura sobre ese punto. Cuando el punto de giro está sobre una superficie "dura" donde no es posible clavar el cincel, se puede marcar con el mismo, una cruz en el suelo o bien, simplemente colocar dicho cincel en el suelo, con su cabeza sobre el punto de giro y sobre esta, la base del estadal y no mover dicho cincel para no perder esta referencia mientras se efectúa la lectura. Es recomendable llevar un marro o martillo para clavar el cincel donde es posible hacerlo.

6.14 NIVELACIÓN — INSTRUMENTOS

Hay dos tipos de instrumentos de nivel utilizados hoy en día, el "nivel de alcohol" (spirit level) y el "nivel automático" (o de autonivelación). Se examinará primero las características comunes de ambos. Ambos tienen tres tornillos de nivelado y un pequeño nivel esférico (de burbuja) en la base del instrumento, por medio del cual se nivela sobre el trípode. Ambos tienen un retículo con un hilo vertical al centro, cruzado por tres hilos horizontales equidistantes (o líneas muy finas sobre el cristal). Sus telescopios tienen un lente objetivo para enfocar la imagen del estadal sobre el plano del retículo, y una pieza ocular para ver el retículo y la imagen del estadal. Algunos instrumentos tienen tornillos de seguro de azimuth, los cuales deben ser aflojados cuando el instrumento es girado a través de un ángulo horizontal grande, debiendo apretarse cuando se utiliza el tornillo tangencial de azimuth para ajuste fino o cuando se toman las lecturas. Algunos otros instrumentos quizá sólo tengan el tornillo tangencial de azimuth y que la rotación es lo suficientemente apretada como para no requerir el tornillo seguro.

El instrumento de nivel de alcohol (o spirit level), cuenta con un recipiente de nivel sensitivo alargado montado en el tubo del telescopio, que mediante tornillos de ajuste se coloca en paralelo el eje horizontal de dicho recipiente de nivel con el eje óptico del telescopio. La diferencia de paralelismo entre ambos ejes es llamado error de colimación. En algunos instrumentos de nivel de alcohol, el telescopio y el conjunto del nivel alargado pueden ser movidos 180° sobre sus ejes longitudinales; esta característica es utilizada solamente durante el procedimiento de reducción del error de colimación, según se describe más adelante. En instrumentos antiguos la burbuja puede verse a través de un espejo basculante y es centrada entre graduaciones pintadas sobre el cristal del recipiente alargado del nivel. En instrumentos modernos, la burbuja es vista con un cristal óptico dividido, de tal manera que la mitad de un extremo de la burbuja es yuxtapuesta a lo largo de su otra mitad del extremo opuesto en el campo de visión. El telescopio estará nivelado cuando ambas mitades de la burbuja se alinean a lo largo de sí mismas sobre el campo de visión, por medio de los tornillos basculantes, según se muestra en la fig. 48. La iluminación del recipiente alargado de nivel puede ser por medio de una luz de batería diseñada en el instrumento, o por medio de luz solar dirigida sobre este a través de un espejo basculante.

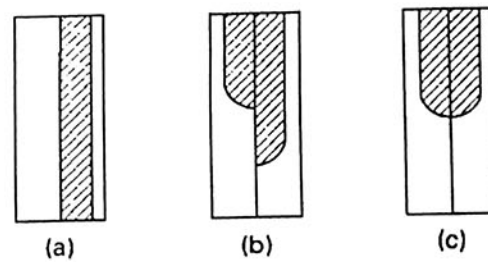


Fig. 48. Nivel de burbuja como es visto a través del visor óptico cuando el instrumento está (a) fuera de nivel, (b) cercanamente a nivel y (c) a nivel.

El nivel automático no cuenta con un recipiente alargado de nivel como el descrito anteriormente. En lugar de esto cuenta, como parte de su tren óptico, con una ingeniosa combinación de prismas y/o espejos, por medio de los cuales cada rayo de luz que entra al sistema horizontalmente es desviado (reflejado y/o refractado) hasta que queda paralelo con el eje del telescopio. Podría decirse que en el nivel de alcohol, el eje del telescopio es colocado paralelo con los rayos horizontales de luz, mientras que en el nivel automático los rayos horizontales de luz son colocados paralelos con el eje del telescopio. En ambos sistemas los rayos horizontales son enfocados en el centro del retículo. El principio del compensador óptico se ilustra en la fig. 49. Todos los componentes se muestran como espejos, sin embargo, en la práctica, pueden utilizarse prismas con una cara plateada. Los dos espejos superiores están hechos firmes al tubo del telescopio, mientras que el espejo inferior está suspendido mediante cuatro filamentos desde la parte superior del tubo. La geometría de la suspensión es tal que, cuando el eje del telescopio bascula hacia arriba o abajo con un ángulo θ a partir de la horizontal, el espejo suspendido basculará también hacia arriba o abajo con un ángulo exactamente igual a $3\theta/2$. En la fig. 49 el camino seguido por un rayo de luz horizontal a través del sistema es mostrado en (a) con el eje del telescopio horizontal, (b) con el eje del telescopio girado hacia arriba y (c) con el eje del telescopio girado hacia abajo.

Los ángulos de giro en la fig. 49b y c están exagerados para propósitos de demostración, el rango operativo real es de alrededor de ± 10 minutos de arco. Este rango operativo es suficiente mientras el nivel de burbuja esférico de la base del instrumento haya sido centrado utilizando sus tornillos de nivel. Debe hacerse notar, que la nivelación del instrumento con sus tornillos de la base no debe realizarse entre las lecturas adelante y atrás en un proceso de nivelación, ya que esto podría cambiar la altura del instrumento y generar mediciones incorrectas.

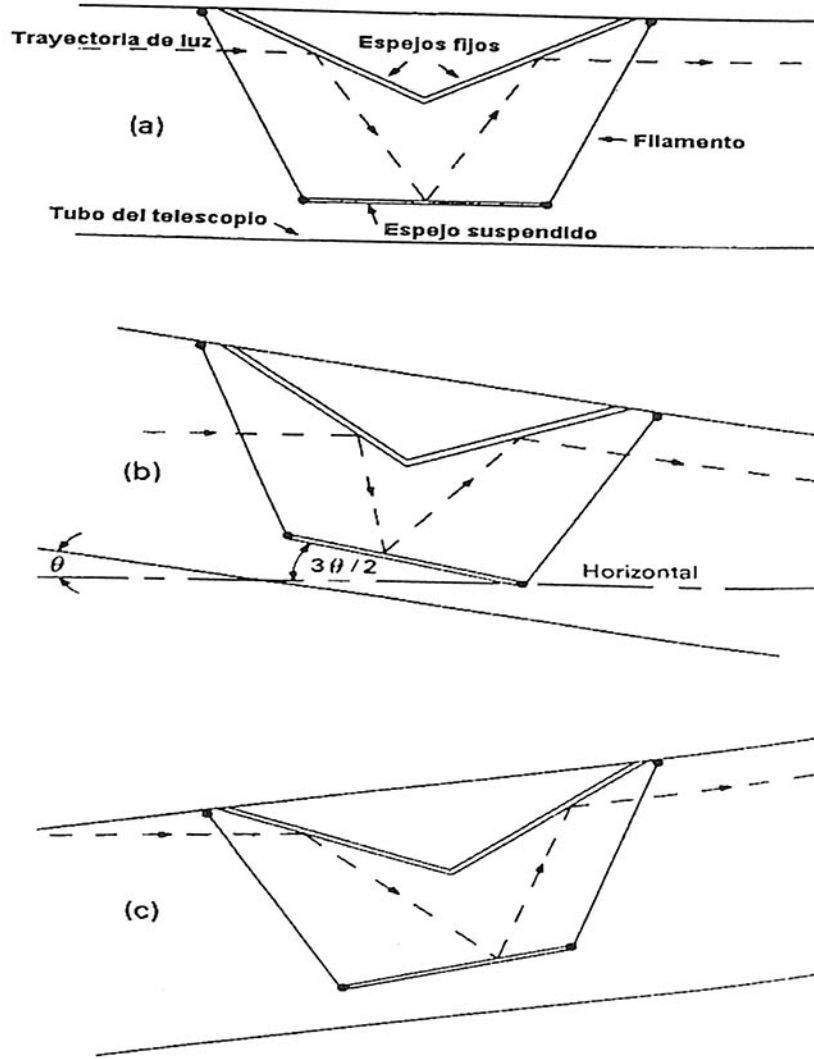


Fig. 49. Ilustración de la compensación óptica en instrumentos de auto-nivelación para (a) telescopio nivelado, (b) telescopio levantado un ángulo θ y (c) depresado un ángulo θ .

6.15 NIVELACIÓN — AJUSTES DEL INSTRUMENTO

El ajuste del nivel esférico en la base del instrumento debe verificarse primero. Para esto, el telescopio debe ser posicionado sobre uno de los tornillos de nivelación y la burbuja debe ser centrada en el nivel esférico por medio de dichos tornillos. Después el telescopio debe ser girado 180° en azimut y, si la burbuja no permanece en el centro del círculo, debe traerse a la mitad de la distancia del centro por medio de los tornillos de nivelación. El instrumento deberá estar nivelado y el nivel esférico puede ser ajustado centrandó la burbuja el resto del camino por medio de sus tornillos de ajuste. El ajuste debe verificarse regresando el telescopio a su azimut original; la burbuja deberá permanecer centrada. La razón de posicionar el telescopio sobre uno de los tornillos de ajuste al principio es proveer una referencia para su azimut recíproco y facilitar el centrado de la burbuja con los tornillos de ajuste.

La colimación del instrumento debe ser probada posteriormente, y ajustada si es necesario. Para un nivel de alcohol esto involucra la colocación del eje del frasco del nivel principal paralelo al eje óptico del telescopio; para un nivel automático esto significa hacer coincidir los hilos del retículo con el eje del compensador óptico. El primer paso es establecer una línea de mira verdaderamente horizontal. Algunos niveles de alcohol están diseñados para que el telescopio pueda ser rotado 180° sobre su eje longitudinal, permitiendo lecturas del estadal invertidas. Ya que el error de colimación aparece con el signo opuesto en las dos lecturas, su promedio es la altura real del instrumento sobre el punto de referencia en el que se encuentra el estadal. Con el telescopio posicionado en su posición normal, se mueve con el tornillo de ajuste de inclinación para leer el promedio de las dos lecturas previas del estadal. El telescopio debe tener ahora su eje óptico horizontal, permaneciendo sólo para ajustar el eje del frasco de nivel preciso moviendo su tornillo de ajuste hasta que la burbuja es centrada. La distancia del instrumento desde el punto de referencia debe ser de alrededor de 40 mts. Ya que sólo se requiere de un punto y una estaca enterrada en la tierra sobre el mismo como referencia, este procedimiento es generalmente llamado como "la prueba de una estaca".

Los instrumentos que no pueden girar su telescopio sobre su ángulo longitudinal requieren lo que se llama "prueba de dos estacas" para el ajuste de colimación; algunos niveles de alcohol y todos los niveles automáticos caen en esta clase. La diferencia real en elevación entre dos puntos de referencia (estacas) se establece primero colocando el instrumento exactamente equidistante de los dos puntos y leyendo el estadal en cada uno de ellos. Ya que el error de colimación aparecerá en ambas lecturas con el mismo signo y magnitud, la diferencia entre las lecturas dará la diferencia real en elevación de los dos puntos. El instrumento es entonces colocado tan cerca como sea posible de un punto mientras se mantiene la habilidad de enfocar al estadal, tomándose una lectura de éste en dicho punto. Aplicando la diferencia conocida en elevación de los dos puntos a esta lectura dá la lectura que debe ser obtenida en el estadal a esa distancia si no existiera error. El instrumento es apuntado al estadal más distante y, si es un nivel automático, el retículo se ajusta en posición hasta que el hilo central horizontal está posicionado a la lectura de estadal requerida y

el frasco de nivel preciso es ajustado hasta que la burbuja quede centrada. La distancia entre los dos puntos en la prueba debe ser de alrededor de los 50 mts. Cuando se toma la lectura muy cerca del estadal, sólo algunas divisiones de este podrían ser visibles, por lo que sería conveniente que el estadalero verifique la lectura aproximada señalándola con un lápiz cuando el observador dice en voz alta su lectura.

Se debe efectuar una prueba de colimación en el instrumento al comienzo de cada jornada de nivelación, después de que este ha sido transportado y cuando se sospeche de que ha recibido algún golpe o movimiento brusco. El efecto de cualquier error de colimación que no haya sido detectado puede ser reducido grandemente manteniendo la distancia total entre las lecturas atrás y adelante lo más cercanas posibles en cada línea de nivelación. La descripción detallada de la localización y métodos de manipulación de varias partes de un instrumento en particular serán encontradas en el manual de instrucción que acompaña a dicho instrumento.

A continuación se explica el método para realizar una "Verificación de C" de un instrumento de nivel y una "Nivelación Diferencial" conforme a los formatos estándar (Ver apéndices "A" y "B"):

INSTRUCCIONES PARA LA VERIFICACION DE "C"

Coloque los estadales aproximadamente a 100 m. de distancia con los puntos donde se colocará el instrumento a una distancia aproximada de 10 m. de estos. Anote las lecturas de los estadales para tres espacios decimales para los tres hilos, si la diferencia es mayor que 0.003 m, observe nuevamente. Determine el promedio de la lectura del hilo central para cuatro espacios decimales y sume los intervalos para cada observación. Multiplique la suma de intervalos para cada lectura adelante por 100 (factor de intervalo de estadia) para determinar la longitud de la observación en metros. Use esta distancia para encontrar las correcciones del estadal en la Tabla siguiente para cada lectura adelante. Use la fórmula indicada abajo para calcular el valor de "C" para cuatro decimales. Los valores mayores que +/-0.004 requieren que el instrumento sea ajustado.

$$"C" = \frac{(\text{suma de prom. atras} - \text{suma de prom. corregidos adelante})}{(\text{suma de intervalos adelante} - \text{suma de intervalos atrás})}$$

TABLA DE CORRECCIONES DEL ESTADAL
 DISTANCIA CORRECCION AL
 EN METROS ESTADAL EN M.

00 A 27	-0.0000
28 A 47	-0.0001
48 A 60	-0.0002
61 A 72	-0.0003
73 A 81	-0.0004
82 A 90	-0.0005
91 A 98	-0.0006
99 A 105	-0.0007

INSTRUCCIONES PARA LA NIVELACION

- 1) Haga todas las anotaciones con tinta.
- 2) Anote las lecturas del hilo para tres espacios decimales.
- 3) Siempre comience la línea de nivel con el estadal en la estación mareográfica como lectura atrás.
- 4) Determine todas las distancias entre los lugares donde se pondrán los estadales antes de colocar el instrumento. Balancee todas las distancias adelante y atrás. Mantenga las distancias adelante y atrás dentro de 10 metros. La máxima distancia no deberá exceder los 90 metros. La misma persona debe efectuar todas las lecturas para una corrida completa y saber su longitud antes de empezar.
- 5) Las lecturas individuales no balanceadas pueden ser corregidas sumando algebraicamente las correcciones de colimación y curvatura a las diferencias de altura observadas entre los puntos de giro.
 - a) La corrección de colimación es determinada usando la fórmula:

 Col.Corr.="C"(suma intervalos adelante - suma intervalos atrás).
 Para una longitud adelante donde:
 "C"= valor de verif. "C"(error de colimación del instrumento).
 - b) Las correcciones de curvatura (r) son calculadas usando la fórmula:
 $r = -(\Delta s^2 / d)$ donde:
 Δs = La distancia de la lectura no balanceada en metros.
 $d = 12,756,000$ m diámetro de la tierra.
- 6) Reste la diferencia de elevación total de la carrera adelante de la carrera de regreso para determinar el error de acercamiento (E.C.). Calcule el error permisible (A.E.) con la siguiente fórmula:

A.E. = $\pm 0.012m \cdot k$ donde k es la distancia en kilómetros de la pierna más corta del tránsito.

En el Apéndice "A" se muestra un ejemplo completo de una "verificación de C".

6.16 NIVELACIÓN

Supongamos que se va a hacer una nivelación de BN1 a BN2. El instrumento se coloca en su tripié en un punto a no más de 30 mts. de BN1 y en dirección de BN2. El telescopio es enfocado hasta dar una imagen clara de los hilos cruzados, si es posible contra un campo visual libre de objetos, como podría ser el cielo. Entonces el estadal es sostenido para permanecer verticalmente sobre BN1, el telescopio es apuntado y enfocado sobre este mediante el tornillo del lente de enfoque. La prueba para un enfoque apropiado del lente objetivo es aquella en la que no debe haber paralaje entre los hilos cruzados y la imagen del estadal; por ejemplo, cuando el observador mueve la posición de visión de su ojo arriba y abajo ligeramente, no debe haber movimiento relativo de la imagen y de los hilos cruzados. Cuando se alcanza esto, no debe hacerse ningún ajuste posterior de los lentes de objetivo durante la lectura, pero la imagen y los hilos cruzados del objetivo deben aclararse por un ajuste posterior del objetivo si es necesario. La lectura se hace sobre el estadal en la posición de los tres hilos horizontales (superior, medio e inferior) y son registradas como A, B y C en la columna de "atrás" del formato estándar para nivelaciones diferenciales (ver Apéndice "B"). Si se utiliza un nivel de alcohol, la burbuja debe estar centrada en cada lectura que se tome, utilizando el tornillo de ajuste correspondiente. Si la imagen en el estadal es vista a través del telescopio de manera invertida, el "hilo superior" es aquel que da la lectura más alta del estadal, aunque aparentemente está en la parte baja del campo visual.

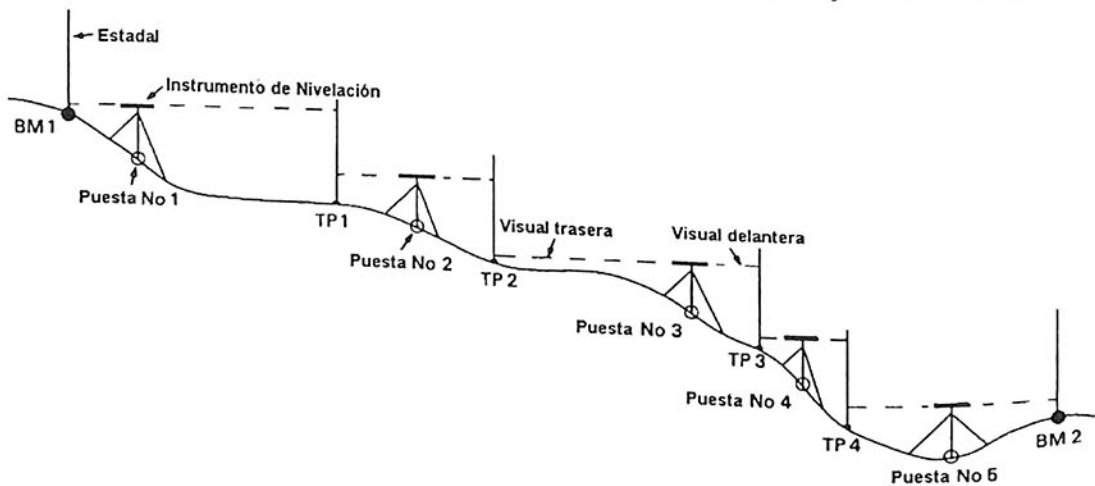


Fig. 50. Ilustración del procedimiento de una nivelación diferencial.

Una vez que el elemento que está tomando las lecturas determina que las diferencias en el par de lecturas, A - B y B - C es menor a 3 mm., el estadalero deberá dirigirse al siguiente punto provisional, normalmente denominado P1 en dirección de BN2 a una distancia no mayor a 30 mts. del instrumento. Las lecturas se toman en el

estadal que se encuentra sobre P1 de la misma manera anteriormente descrita y se anota en el formato en la columna de "adelante" del formato estándar, completando las lecturas para la primera posición del instrumento. Es esencial que la altura del instrumento no cambie entre la toma de lecturas atrás y adelante, lo cual significa que ni el tripié ni los tornillos de ajuste deben moverse durante este intervalo. Después de asegurarse de que A - B y B - C están bien, el instrumento será transportado al siguiente punto en dirección de BN2 a una distancia no mayor a 30 mts. del estadal en P1. Este proceso se continúa hasta llegar a la última lectura adelante tomada sobre BN2. La serie de posicionamientos del instrumento se ilustra en la fig. 50. Los cálculos para las cantidades remanentes en el formato estándar correspondientes a la columna "suma de intervalos" (sum. de int., ver el Apéndice "B") finalizan la corrida hacia adelante de la nivelación. Sin embargo, la línea debe ser corrida nuevamente, ahora en sentido opuesto (de BN2 a BN1). Si se obtienen valores satisfactorios de la corrida adelante y de la corrida atrás, la diferencia de la suma de los promedios atrás y la suma de promedios adelante, es la diferencia en elevación entre BN1 y BN2. Dicha diferencia en la corrida hacia adelante se denomina FDE y en la corrida hacia atrás se denomina BDE. La diferencia entre FDE y BDE, es el *error de acercamiento* denominado EC. El *error permisible* (AE), de una nivelación se calcula con la siguiente fórmula:

$$AE = \pm 0.012m (k)^{1/2}$$

donde k es la distancia en kilómetros de la pierna más corta del tránsito, ya sea la corrida adelante o la corrida atrás (de BN1 a BN2 ó de BN2 a BN1). El error de acercamiento deberá ser menor o igual al error permisible ($EC < AE$), de lo contrario, la nivelación no será confiable.

Posteriormente, se hará un "abstracto de la nivelación" y se obtendrá la "diferencia de elevación" entre los bancos de nivel involucrados en la nivelación, como se muestra en el Apéndice "B".

6.17 PRECISIÓN DE UNA NIVELACIÓN

La precisión requerida en una nivelación hidrográfica excede las necesidades requeridas para la reducción de los sondeos, ya que la información puede ser utilizada también para otros propósitos, debido al incremento en la precisión, se puede identificar alguna marca inestable más rápidamente. También, una pequeña inversión extra en tiempo y esfuerzo no incrementa en forma significativa el tiempo y esfuerzo requeridos para estándares inferiores.

El error de colimación quizá no sea eliminado completamente de un instrumento. Si el error encontrado no excede más de los 20 segundos de arco, lo que corresponde a un error de lectura de 3 mm en una distancia de 30 mts., no se requiere hacer algún tipo de ajuste para la colimación, con esto, se debe tener cuidado de balancear las sumas de las distancias adelante y atrás para que estén dentro de los 10 mts. por cada segmento de la línea entre puntos primarios.

La precisión de las lecturas en el estadal es juzgada mediante las siguientes reglas:

- a.- si el primer intervalo es mayor que el segundo, de las tres lecturas tomadas al estadal:
 - a.1 si la diferencia es 1, se suma 0.0003 a la lectura central.
 - a.2 si la diferencia es 2, se suma 0.0007 a la lectura central.
 - a.3 si la diferencia es 3, se suma 0.001 a la lectura central.

- b.- si el primer intervalo es menor que el segundo, de las tres lecturas tomadas al estadal:
 - b.1 si la diferencia es 1, se resta 0.0003 a la lectura central.
 - b.2 si la diferencia es 2, se resta 0.0007 a la lectura central.
 - b.3 si la diferencia es 3, se resta 0.001 a la lectura central.

El cálculo resultante se anota en la columna "Promedio". Si el intervalo es el mismo entre las tres lecturas, se toma la lectura central directamente como promedio. Si la diferencia de intervalo es mayor a 3, entonces se deberá repetir la observación.

6.18 POSICIONANDO EL CERO DEL MAREÓGRAFO

Usualmente hay dos ceros del mareógrafo para determinar, uno de la regla y otro del instrumento propiamente dicho. El cero de la regla normalmente se determina primero y después el del instrumento para que coincidan entre sí. Sin embargo, si se siente que el cero de la regla ha sido colocado muy alto, el cero del mareógrafo puede colocarse más abajo para evitar tener lecturas negativas; si se hace esto, la diferencia en ceros debe ser un valor pequeño, de alrededor de 20 o 30 cm. Ambos ceros no deberán modificarse una vez que se hayan referenciado a algún banco de nivel (BN) y que ha comenzado el registro del nivel del mar.

Si el sitio donde se instaló el mareógrafo ya había sido ocupado por otro anteriormente, es posible que se puedan recuperar los BN's antiguos, cuyas elevaciones sobre el datum de la carta son conocidas. Mediante una nivelación diferencial desde uno de los BN's, la altura del instrumento de nivel sobre el datum se encuentra colocándolo a una distancia donde el estadal sea visible. Dicho estadal se ajusta y se asegura en su posición cuando la lectura en el instrumento sobre este, es igual a la altura del mismo sobre el datum. Ya que esta operación no puede desarrollarse de manera perfecta, el cero real del estadal debe permanecer referenciado a los BN's repitiendo la nivelación y la información debe ser registrada en el formato de los Datos del Mareógrafo Temporal así como en las hojas del levantamiento.

En algunas regiones la relación entre el datum de la carta y el Datum Geodésico o IGLD puede ser establecida lo suficientemente bien que los BN's en una de las redes

pueden ser usadas para colocar el cero del mareógrafo, aún cuando no haya habido un mareógrafo instalado antes en el sitio.

Cuando no sea posible colocar el cero del mareógrafo a partir de la elevación conocida de un BN, el cero de la regla puede ser colocado arbitrariamente, considerando únicamente que quede por debajo (alrededor de medio metro) de la marea predicha más baja. Unas cuantas observaciones en una regla de mareas temporal pueden ser comparadas con niveles de marea observada o predicha en sitios cercanos para ayudar en la decisión de dónde colocar la regla. Entonces, el cero de la regla de mareas debe ser relacionado con los BN's disponibles por medio de una nivelación estándar. El cero de un mareógrafo automático puede ser colocado en coincidencia con el cero de la regla y deberá ser verificado de vez en cuando.

En todos los casos, las elevaciones de los ceros de diferentes mareógrafos con respecto a ellos mismos y a los BN's deberán ser registrados en el formato de Datos de Mareógrafo Temporal.

OPERACIÓN DEL MAREÓGRAFO Y REDUCCIÓN DE SONDEOS

7.1 INTRODUCCION

En este capítulo se tratarán los procedimientos generales que deben seguirse cuando se opera un mareógrafo temporal, aplicando la información para la reducción de los sondeos tomados en la vecindad del equipo. Las instrucciones detalladas para un modelo de mareógrafo en particular serán obtenidas de los manuales de instrucción que acompañan a cada instrumento. Existen diversos métodos por medio de los cuales se puede determinar de manera satisfactoria el datum de los sondeos, dichos métodos serán descritos, sin embargo siempre aparecerán situaciones en las que ningún método será el que se adecúe completamente. En estas situaciones, es posible que los principios que aquí se explican sean combinados con un poco de sentido común para sugerir una solución en particular. Es altamente deseable que el datum de los sondeos escogido esté lo más cerca posible del datum final de la carta, sin embargo se reconoce que habrá ocasiones en que los sondeos deban comenzar antes de que se tenga suficiente información del nivel del agua que permitiera hacer una elección elegante del datum de los sondeos. Dicho datum de los sondeos no debe ser alterado durante un levantamiento, ya que esto incrementaría el error en la reducción final para el datum de la carta que si se escoge un datum de los sondeos pobre y se mantiene igual durante todo el levantamiento. Las cartas cotidales para la reducción de los sondeos en aguas que no están en la vecindad del mareógrafo son tratadas aquí desde el punto de vista del usuario en el campo, no desde aquel del oficial de mareografía, el cual debe prepararlas. Sin embargo, es importante que el hidrógrafo de campo le diga al oficial de mareografía sus requerimientos de cartas cotidales con suficiente anticipación al levantamiento y las discuta con él, para obtener la información cotidial más adecuada.

7.2 DATUM DE LOS SONDEOS A PARTIR DE BN's EXISTENTES

Usualmente, cuando un área es levantada otra vez, es posible recuperar los BN's del levantamiento previo, cuyas elevaciones han sido determinadas con respecto al datum de la carta. Cuando este es el caso, los ceros del mareógrafo se colocan con respecto a dicho datum de la carta como fué descrito en la sección 6.23 y el datum de los sondeos en el sitio donde se encuentra el mareógrafo es el cero del mismo. Presumiblemente el datum de los sondeos y el datum de la carta podrían ser idénticos en cuyo caso, pero hasta que sea confirmado por el oficial correspondiente (que podría ser denominado como el Oficial de Mareas Regional u oficial encargado de las mareas de una Estación o Instituto Oceanográfico) el datum de los sondeos deberá permanecer sin alteración alguna. Si existen BN's Geodésicos o IGLD en la vecindad inmediata del mareógrafo y si la relación local entre el datum de la carta y estos datums es conocida aproximadamente, entonces se podrá referenciar los ceros del mareógrafo y los datums de los sondeos a estos BN's, como en la sección 6.23. El datum de los sondeos y el cero del mareógrafo estarán entonces lo suficientemente cerca, pero no serán idénticos al datum de la carta.

7.3 DATUM DE LOS SONDEOS POR TRANSFERENCIA EN EL AGUA — AGUAS DE MAREA

Cuando el datum de los sondeos no pueda ser determinado a partir de BN's existentes, podrá ser obtenido por transferencia en el agua desde un sitio cercano donde haya estado o esté en operación un mareógrafo y para el cual el datum de la carta ya ha sido establecido. El método descrito aquí para la transferencia del datum en aguas de marea requiere de tres o cuatro días de pleamares y bajamares medidas con respecto al cero del mareógrafo en el nuevo sitio para este y un grupo correspondiente de alturas de pleamares y bajamares (observadas o predichas) con respecto al datum de la carta en el lugar del mareógrafo de referencia. El método es más exacto si el conjunto de alturas puede ser obtenido cuando el rango de marea es largo, usualmente alrededor de la marea viva. Se asume que los niveles medios del agua en los dos sitios en este corto período son iguales como pudieran ser en el promedio de un período largo y donde las curvas de marea en los dos lugares tienen la misma forma, sin embargo, pueden diferir en rango y en tiempo de arribo. Ya que la distancia del datum de la carta por debajo del nivel medio del agua se determina mediante el rango alcanzado por una marea grande, se continúa asumiendo que la razón de estas distancias en los dos sitios debe ser la misma que la razón de los rangos de la marea en dichos lugares. Si la marea en los dos lugares es semi-diurna o mixta semi-diurna, todas las pleamares y bajamares son promediadas para dar la media de pleamares y la media de bajamares para cada sitio. El nivel medio del agua (MWL) se considera igual que el nivel de marea media (MTL), es decir, a la mitad del camino entre la media de las pleamares (MHW) y la media de las bajamares (MLW). El rango promedio en un corto período de tiempo que ha sido tratado es la media de las pleamares menos la media de las bajamares. La distancia del datum de los sondeos por debajo del nivel medio observado en el nuevo sitio es entonces tomado como la distancia del datum de la carta por debajo del nivel medio en el sitio de referencia multiplicado por la razón del rango (nuevo / referencia). Restando la altura observada del nivel medio de este valor dá la distancia del datum de los sondeos por debajo del cero del mareógrafo en el nuevo lugar. Todos estos cálculos y valores deben ser asentados en el formato de Datos del Mareógrafo Temporal. El cero del mareógrafo no debe ser cambiado para que concuerde con el datum de los sondeos, ya que hay una menor posibilidad de error si todos los niveles del agua son registrados sobre el mismo cero del mareógrafo durante todo el levantamiento.

El método es menos exacto y lo que se asume es menos fácil de justificar, cuando el carácter de la marea es mixta diurna o diurna. Los cálculos no pueden ser realizados de la misma forma como fué descrito para mareas semi-diurnas, con excepción de que sólo las más altas pleamares (HHWL) y las más bajas bajamares (LLWL) en cada grupo sean incluidas en el promedio. Es importante que exista una correspondencia "uno a uno" entre las HHW's y las LLW's en el nuevo sitio y aquellas en el sitio de referencia. Reconocer los pares concordantes en ambos sitios no siempre es fácil, particularmente si el sitio de referencia se encuentra lejos. Debe tenerse cierto cuidado al hacer la selección, sin embargo, los cálculos deberán producir un datum de los sondeos satisfactorio, no obstante quizá se requiera un ajuste posterior al datum de la carta cuando se tenga un registro completo del nivel del agua. Cuando se tengan alternativas de posibles lugares de referencia, es mejor escoger aquel que tenga el mayor rango de marea.

Las tablas 2 y 3 muestran ejemplos de la determinación del datum de los sondeos por transferencia en el agua en regímenes de marea con pequeñas y grandes desigualdades, respectivamente. R y r son los rangos en el sitio de referencia y el nuevo sitio respectivamente; M es la MWL en el sitio de referencia sobre su datum de la carta; m es la MWL en el nuevo sitio

sobre su cero del mareógrafo; y $m' = Mr / R$ es la distancia calculada del datum de los sondeos en el nuevo sitio por debajo de su MWL. La altura del cero del mareógrafo sobre el datum de los sondeos en el nuevo sitio es entonces $d = m' - m = (Mr / R) - m$. Se debe anotar en la forma de Datos del Mareógrafo Temporal los valores y cálculos mostrados en las tablas. También deben anotarse los cálculos del datum de pleamar para el cual las elevaciones son referidas. Este datum en el sitio de referencia es HHWLT y su altura sobre el datum de la carta, al cual llamaremos H , debe estar disponible tanto en las Tablas de Mareas como en la información del Oficial de Mareas Regional. La altura del datum para elevaciones en el nuevo sitio es calculada como $h = Hr / R$, sobre el datum de los sondeos y por lo tanto es $h - d$ sobre el cero del mareógrafo. Como el datum de los sondeos es provisional, dependiendo de la determinación final del datum de la carta, también lo es el datum para las elevaciones, dependiendo de la determinación final cuando todos los datos son ya disponibles.

Tabla 2. Transferencia del Datum en aguas de marea con pequeña desigualdad diurna.

<u>Nuevo lugar del mareógrafo</u> (metros, rel. al cero del mareógrafo)		<u>Lugar de referencia del mareógrafo</u> (metros, rel. al datum de la carta)	
HW	LW	HW	LW
1.40	0.46	2.19	0.70
1.58	0.70	2.07	0.43
1.40	0.46	2.23	0.70
1.58	0.70	2.10	0.40
1.40	0.43	2.23	0.70
1.58	0.67	2.10	0.43
Suma 8.94	3.42	Suma 12.92	3.36
Prom. 1.49	0.57	Prom. 2.15	0.56
$m = (1.49 + 0.57) / 2 = 1.03$		$M = (2.15 + 0.56) / 2 = 1.36$	
$r = (1.49 - 0.57) = 0.92$		$R = (2.15 - 0.56) = 1.59$	
$m' = Mr / R = 0.79; d = (m' - m) = - 0.24$			

Tabla 3. Transferencia del Datum en aguas de marea con gran desigualdad diurna.

<u>Nuevo lugar del mareógrafo</u> (metros, rel. al cero del mareógrafo)		<u>Lugar de referencia del mareógrafo</u> (metros, rel. al datum de la carta)	
HW	LW	HW	LW
2.59*	0.30*	2.87*	0.43*
2.44	2.23	2.35	2.13
2.47*	0.49*	2.71*	0.58*
2.26	2.10	2.44	2.04
2.50*	0.73*	2.53*	0.82*
2.26	1.89	2.53	1.92
Suma 7.56*	1.52*	Suma 8.11*	1.83*
Prom. 2.52*	0.51*	Prom. 2.70*	0.61*

$$m = (2.52 + 0.51) / 2 = 1.51$$

$$r = (2.52 - 0.51) = 2.01$$

$$m' = Mr / R = 1.60; d = (m' - m) = + 0.09$$

$$M = (2.70 + 0.61) / 2 = 1.66$$

$$R = (2.70 - 0.61) = 2.09$$

Nota: Sólo los valores marcados con (*) son usados en los cálculos.

7.4 DATUM DE LOS SONDEOS POR TRANSFERENCIA EN EL AGUA — LAGOS

El datum de la carta en lagos es escogido usualmente como un nivel de superficie, cuya elevación sobre uno de los datums del levantamiento (Geodésico o IGLD) es conocida. Sólo cuando el datum de los sondeos no puede ser encontrado por medio de una nivelación a partir de uno de los BN's o a partir de un BN Hidrográfico previamente establecido, debe utilizarse el método de transferencia en el agua. Para transferir un datum por transferencia en el agua en un lago se requiere de un mareógrafo de referencia en operación en ese momento localizado en el lago donde el datum de la carta ha sido ya establecido: no hay equivalente para los valores predichos que puedan ser usados en aguas de marea. Los datos de entrada requeridos son un conjunto de niveles horarios del agua (o con mayor frecuencia) sobre el datum de la carta para un período de dos o tres días en el mareógrafo de referencia y un conjunto simultáneo de niveles del agua sobre el cero del mareógrafo en el nuevo mareógrafo. Los datos deben ser obtenidos en los días en los que el viento es ligero y la acción de un seiche es pequeña. Normalmente el viento es el factor más importante, ya que en un promedio de dos o tres días se filtrarán la mayor parte de los efectos de un seiche, sin embargo, no eliminará el efecto del viento constante sobre la superficie del agua. Se asume que la media de la superficie de un lago en el período de muestreo es una superficie de nivel y por lo tanto es la misma distancia sobre el datum de la carta en todas partes. Si M es el nivel medio del agua en el mareógrafo de referencia sobre el datum de la carta y m es el nivel medio del agua en el nuevo mareógrafo sobre el cero de aquel, entonces la distancia del datum de los sondeos debajo del cero del mareógrafo en el nuevo sitio es $d = M - m$. Si se ha establecido un datum de pleamar para las elevaciones en el sitio de referencia, entonces el datum para las elevaciones en el nuevo sitio deben ser establecidas a la misma distancia sobre el datum de los sondeos que en el sitio de referencia sobre el datum de la carta.

7.5 DATUM DE LOS SONDEOS POR TRANSFERENCIA EN EL AGUA — RIOS

Una vez más, si el datum de la carta es conocido con precisión o aproximado con respecto a BN's locales, el datum de los sondeos debe establecerse por medio de una nivelación desde un BN. Si esto no puede hacerse, el datum debe ser establecido por transferencia en el agua a partir de un mareógrafo de referencia en operación, de manera similar a como fué descrito en la sección 7.4 anterior. El mareógrafo de referencia no sólo debe estar en el mismo río, sino que debe estar en el mismo ancho del río, sin cambios mayores en la sección transversal entre este lugar y el nuevo mareógrafo. Esto es debido a que se asume que el nivel del agua tiene la misma distancia sobre el datum de la carta en ambos mareógrafos, para cualquier descarga de río dada (es decir, la relación del estado de descarga del río es la misma en ambos sitios). Debido a que se asumió esto, la mecánica para la determinación del datum de los sondeos en un río por transferencia a partir de un sólo mareógrafo de referencia son las mismas que en un lago y, utilizando la terminología de la sección 7.4, $d = M - m$. Desafortunadamente, la pendiente de la superficie de un río no es la misma en todos los niveles altos y bajos, por lo que no puede esperarse que sea exactamente igual que la pendiente del datum de la carta, excepto cuando fué escogido el nivel bajo del río para definir el datum de la carta. Por esta razón es deseable tener dos mareógrafos de

referencia, uno arriba y uno abajo del nuevo mareógrafo y para interpolar la transferencia del datum entre ellos. Siendo L_U y L_D las distancias de los flujos ascendentes y descendentes respectivamente en el sitio de referencia a partir del nuevo sitio, M_U y M_D , los niveles medios del agua sobre sus respectivos datums de la carta para el período de interés y m es el nivel medio del agua sobre el cero del mareógrafo para el mismo período en el nuevo sitio. Si m' es la distancia del datum de los sondeos debajo del nivel medio del agua en el nuevo sitio del mareógrafo, tenemos:

$$m' = L_U M_D + L_D M_U / L_U + L_D$$

Esto se obtiene simplemente de sopesar las contribuciones de los dos mareógrafos de referencia en proporción inversa a sus distancias desde el nuevo mareógrafo. La distancia del datum de los sondeos debajo del cero del mareógrafo es entonces $d = m' - m$.

La figura 51 intenta ilustrar los principios y consideraciones asumidas implicadas en la transferencia del datum de los sondeos en aguas de marea, lagos y ríos. CD es el datum de la carta en el mareógrafo de referencia y SD es el datum de los sondeos en el nuevo mareógrafo. Sin duda habrá situaciones donde no existan BN's y tampoco mareógrafos de referencia. Por lo tanto el hidrógrafo deberá examinar los datos limitados que tenga del nivel del agua y cualquier otra información que haya podido conseguir antes de comenzar los sondeos y escoger lo que le parezca razonable como datum de los mismos.

La colocación de un mareógrafo y la verificación minuciosa de su operación, antes, durante y después de efectuar el levantamiento de los sondeos será de gran ayuda para la eventual selección del datum de la carta.

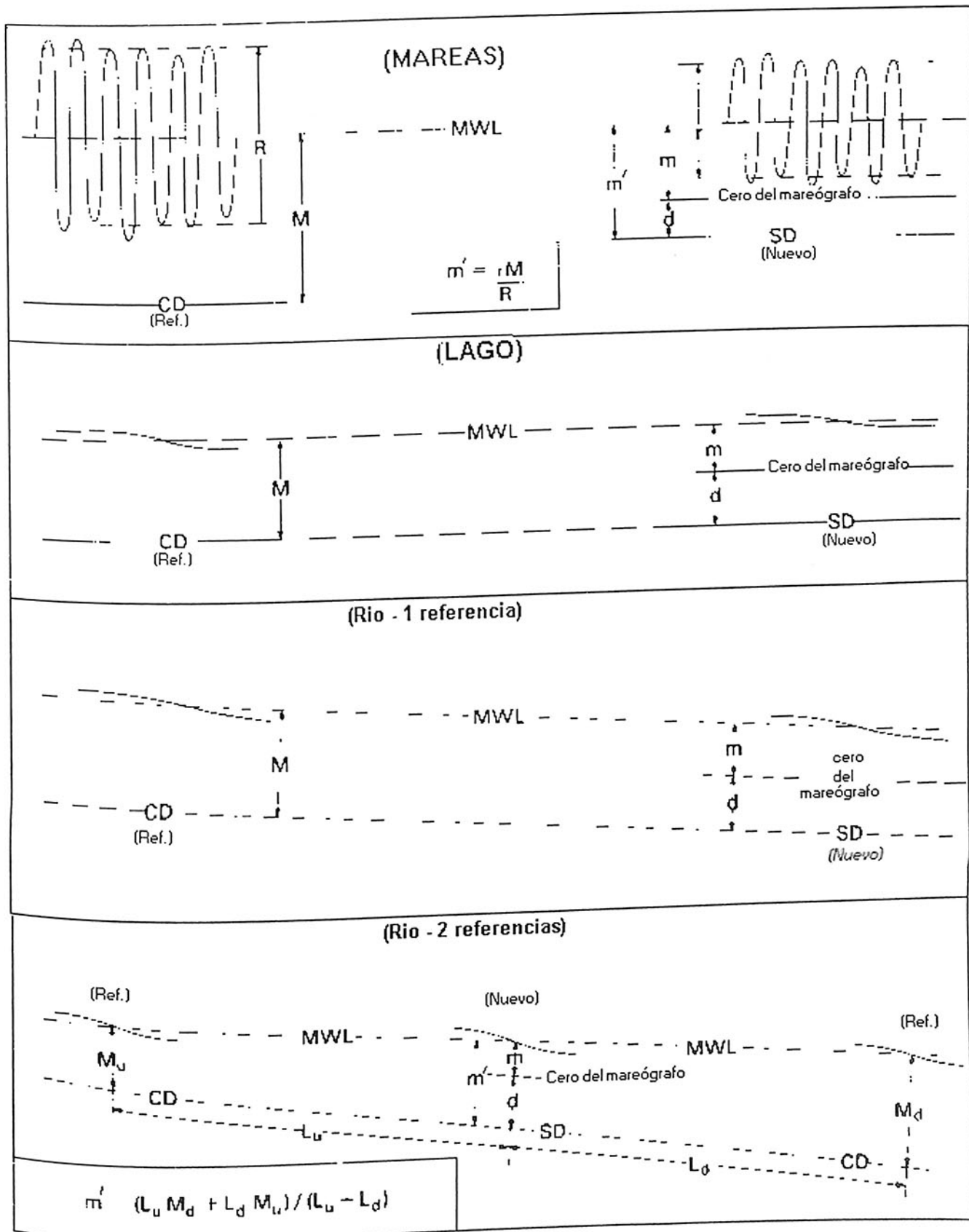


Fig. 51. Transferencia del datum de los sondeos por transferencia en el agua en (a) aguas de marea, (b) lago, (c) rio con un solo mareógrafo de referencia y (d) rio con dos mareógrafos de referencia.

7.6 INSPECCIÓN DIARIA DEL MAREÓGRAFO

Cualquier mareógrafo debe ser inspeccionado por lo menos una vez al día. En aguas de marea, debe verificarse cerca de la pleamar y cerca de la bajamar en días alternados. El primer aspecto de la inspección consiste de una verificación visual superficial para ver si alguna parte de la instalación ha sido modificada, cambiada o destruida (la regla de mareas, el pozo de amortiguamiento, el sensor de presión o el flotador, etc.). Si se nota que la regla ha sido movida de su posición original, deberá verificarse su cero nuevamente efectuando una nivelación diferencial hacia los BN's. Cuando se requiere efectuar alguna alteración a la instalación, deberán hacerse dos grupos de lecturas comparativas y registrarse como se describe en el siguiente párrafo, un grupo de lecturas antes y el otro después de efectuar la alteración.

La figura 52 muestra un ejemplo del Formato de Comparación de un mareógrafo de uso común por la Dirección de Hidrografía para el registro de la información producida en la inspección diaria del mismo. El formato se explica por sí mismo, pero el proceso comparativo requiere de cierta elaboración. En vez de llenar el formato en orden desde la columna 1 a la 15, se recomienda la siguiente secuencia:

- 1) Escriba la información general en las columnas de la 1 a la 3 y de la 12 a la 15, asegúrese de que el encabezado de la hoja haya sido llenado.
- 2) Lea el nivel del agua en la regla de mareas y anótelos en la columna 9; anote la hora real de la lectura en la columna 7. Se toma primero esta lectura debido a que las lecturas tanto de la regla como del mareógrafo deben tomarse lo más "simultáneamente" posible y leer la regla requerirá un poco más de tiempo para filtrar mentalmente las fluctuaciones del oleaje y reverberación en la superficie del agua para obtener una lectura apropiada, que simplemente leer en forma directa lo que marque el mareógrafo.
- 3) Haga una pequeña marca con la pluma del mareógrafo sobre el papel de registro, paralela al eje de altura de la marea. En un mareógrafo de presión a gas (como el Metercraft), esto se hace moviendo ligeramente el brazo de la pluma; en un mareógrafo operado por flotador, se hace girando la polea hacia adelante y atrás. La hora real de esta operación se anota en la columna 5.
- 4) Si se instala una mira de mareógrafo (mareógrafo de cinta), la lectura debe anotarse en la columna 8.
- 5) Mire nuevamente la marca hecha con la pluma del instrumento indicada en el paso (3); lea la hora del diagrama donde se localiza la marca y anótela en la columna 4; lea la altura del agua en el diagrama en el punto de la marca y anótela en la columna 10. El paso (4) se inserta antes del paso (5) para hacer las lecturas de altura en la regla y las lecturas del mareógrafo de cinta lo más simultáneamente posible.
- 6) Anote el error en tiempo en la columna 6, su valor es la columna 4 menos la columna 5. Anote la diferencia en alturas del nivel del agua en la columna 11; ya que los mareógrafos de cinta no se instalan comúnmente como temporales; esto se toma como columna 9 menos columna 10 y por lo tanto es una medida de la altura del cero del mareógrafo automático sobre el cero de la regla de mareas.
- 7) Si se considera conveniente marcar en el mareograma sin interrumpir el funcionamiento normal del equipo, anote la hora real (de la columna 5) y la fecha, en el lado opuesto al de la marca hecha con la pluma en el paso (3). Para esto deberá utilizarse una pluma suave para que las anotaciones sean ligeras.

La inspección no estará completa hasta que los indicativos de que existe un problema hayan sido investigados. Si el registro en el mareograma se ve inusualmente suave (con poca amplitud en crestas y valles), si la amplitud de marea se ve sospechosamente pequeña o si no tiene coincidencia con la lectura de la regla (no necesariamente con el cero de esta, sino también con la diferencia que pudiera existir con el cero del mareógrafo), esto podría indicar que los orificios del pozo de amortiguamiento o los conductos del sensor de presión están tapados o parcialmente tapados. Espacios en blanco en el mareograma indican que el pozo de amortiguamiento o el hilo del flotador están muy cortos, que la entrada o sensor de presión está expuesto a profundidades bajas, que el agua que rodea al sensor se estanca durante la bajamar, que existe una fuga en las conexiones de la manguera o bien, porque está restringido el movimiento del diafragma del elemento sensor por alguna obstrucción. Existen algunos otros problemas que son característicos del tipo de mareógrafo que se utilice, como lo son el taponamiento de la plumilla, atascamiento o interrupción del papel, etc. Estos problemas deben ser atendidos junto con el mantenimiento (cambio o relleno de la plumilla, cuerda del reloj, etc.). Cuando se hace algún ajuste o alteración que pudiera cambiar la hora o altura en las lecturas del instrumento, se deberá realizar una comparación de mareógrafo (pasos del 1 al 7 anteriores) inmediatamente antes, deberá hacerse una nota en la forma de comparación describiendo la alteración y hacer otra nota inmediatamente después de efectuada la alteración.

Las pequeñas discrepancias en altura o en tiempo que pueden ser toleradas con la precisión requerida en la reducción de los sondeos no deben ser eliminadas ajustando el mareógrafo o el registrador. Esto es debido a que un registro con un pequeño error continuo es más fácil de tratar en el análisis final que uno con frecuentes ajustes. ¿Que tan grande puede ser un error permisible antes de que se haga necesario un ajuste? Pues bien, esto es relativo y su decisión se deja al hidrógrafo de campo, dentro de ciertos límites esto podría ser sugerido por el Oficial de Mareas Regional.

7.7 DOCUMENTACIÓN DE LOS REGISTROS DEL MAREÓGRAFO

Los formatos para un Mareógrafo Temporal, para la Comparación, las hojas de nivelación y los sumarios de localización tendrán información bien documentada cuando se llenan correctamente. El primer paso cuando se llena un formato nuevo debe ser siempre anotar la información del encabezado (nombre de la estación, localización, fecha, etc.). Si esto no se hace al principio, puede olvidarse hacerlo posteriormente y la información quedaría huérfana en el futuro. Es más importante aún identificar cada pieza del registro de marea (hoja o rollo) con el nombre de la estación, fecha y hora de inicio inmediatamente después de que se ha iniciado el registro. La palabra "Inicio" debe ser anotada al comienzo del rollo y la palabra "Fin" debe anotarse al final; también debe anotarse al final el nombre de la estación, la fecha y la hora de finalización, para prevenir que un registro pueda dejarse sin identificación. Si durante el levantamiento se cortan partes del registro, cada pieza de registro debe identificarse al final de este. Cuando se ha terminado de registrar, todas las piezas de registro deben ser capturadas o efectuadas copias de respaldo, asimismo, cada pieza debe ser marcada exteriormente con su número consecutivo y con el número total de piezas (por ejemplo, No. 1 de 5) y todas estas deberán ser guardadas juntas. Esto es aplicable sólo a los registros de mareógrafos temporales, ya que los registros de mareógrafos permanentes no deberán ser llevados por el hidrógrafo de campo.

Lo anterior ha sido escrito teniendo en mente los mareógrafos de rollo (Metercraft), que son los más comúnmente usados como temporales en los levantamientos hasta el momento en que se escribieron estas líneas. Sin embargo, los principios permanecen iguales sin importar el

método de registro, ya sea de rollo perforado, cinta magnética, bancos de datos de estado sólido, o lo que sea: cada pieza de registro y cada documento de apoyo (formatos) deben ser identificados con su nombre de estación, fecha, hora (incluyendo zona de tiempo) y cualquier otro parámetro que se considere apropiado.

7.8 NOTAS DEL DATUM Y HOJAS DE CAMPO

Cada hoja de campo donde se anotan los sondeos deben tener una nota sobre el datum definiendo la elevación del datum de los sondeos utilizado en la reducción de dichos sondeos. En levantamientos realizados en aguas profundas alejadas de la costa quizá no se considere necesario o práctico efectuar la reducción de los sondeos, o que un valor constante sea sustraído para cada sondeo simplemente para darle mayor seguridad a la información. En estos casos no existe un formato estándar para la nota del datum, sin embargo deberá de anotarse algo así:

"Reducido al datum de los sondeos el cual es la superficie (o "x" metros por debajo de la superficie) del agua a la hora de los sondeos".

Hay un formato estándar para la nota de los sondeos que serán utilizados cuando la reducción de estos se hizo con referencia al nivel del agua en un lugar en particular. La nota básica en este caso sería;

"Reducido a un datum de los sondeos el cual en (nombre del lugar donde se encuentra el mareógrafo) es "x" metros por debajo del BN (nombre del banco de nivel)".

Debe añadirse un suplemento a la nota básica, señalando cómo fué obtenida la reducción en el lugar de los sondeos (por ejemplo, aplicada directamente o calculada de una carta cotidal).

Cuando ha sido determinado el datum de los sondeos en el sitio del mareógrafo por medio de una nivelación desde un banco de nivel de la Red Geodésica Nacional (RGN) establecida por INEGI, es recomendable añadir lo siguiente a la nota básica de los sondeos:

"La elevación del BN (nombre del banco de nivel) fué determinada en (año) y es de y metros sobre el RGN".

Esto es para respetar las elevaciones establecidas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), ya que la Dirección de Hidrografía sólo asigna elevaciones a sus bancos de nivel con respecto a sus datums de la carta.

7.9 ENVÍO DE REGISTROS Y DOCUMENTOS

Todos los registros, documentos, información explicativa concerniente a la operación del mareógrafo, el establecimiento de bancos de nivel y el método de realización de la reducción de los sondeos deben remitirse al Oficial Regional de Mareas (en el Instituto o Estación Oceanográfica correspondiente) en la primera oportunidad una vez que se ha terminado esta fase del levantamiento. Esto no es una invitación para terminar la operación del mareógrafo antes de obtener el registro de datos suficiente que permita el uso adecuado del análisis de mareas (como mínimo permisible de 15 días; aunque es deseable un mínimo de 29 días). El material que debe remitirse incluye lo siguiente:

- 1) Formato del Mareógrafo Temporal, mostrando la determinación del datum de los sondeos y relación con el cero del mareógrafo y los BN's, la descripción de los BN's y sus bosquejos, así como información general descriptiva;
- 2) Fotografías de los BN's;
- 3) Formatos de Comparación del mareógrafo;
- 4) Los registros completos del mareógrafo (rollo marcado por pluma, rolo perforado, cinta magnética, impresión de los datos almacenados en memoria o lo que corresponda);
- 5) Notas de la nivelación y resúmenes y
- 6) Notas del datum a partir de las hojas de campo.

Siempre será oportuno hacer varias copias de los registros y guardar los originales separados de dichas copias.

7.10 REDUCCIÓN DE LOS SONDEOS — GENERALIDADES

La reducción de los sondeos basada en elevaciones de la superficie del agua registradas en el lugar del mareógrafo es muy similar en el principio para la determinación del datum de los sondeos por transferencia en el agua de un mareógrafo a otro, como se describió en las secciones 7.3, 4 y 5. El datum de los sondeos es, en efecto, obtenido por transferencia en el agua desde el mareógrafo a la localización de los sondeos. La transferencia en el agua, en este caso, se basa solamente en una lectura en cada final de la línea y no tiene el beneficio del promedio de varios días de registro como en el caso previo. Debido a esto, cuando se requieren reducciones de sondeos más precisos, la región donde se realizan dichos sondeos no debe estar muy lejos del mareógrafo de control. No es posible especificar una distancia fija desde el mareógrafo, más allá de la cual los sondeos no deban de realizarse. Esa decisión deberá tomar en cuenta ciertos factores, como la precisión requerida del levantamiento y las pendientes de la superficie del agua locales que puedan ser generadas por el viento, seiches, descarga de ríos, etc.

7.11 REDUCCIÓN DE LOS SONDEOS — CARTAS COTIDALES

Las cartas cotidales ya fueron discutidas en la sección 3.10. Su aplicación a la reducción de los sondeos es generalmente en regiones lejos de la costa, donde no es posible colocar un mareógrafo lo suficientemente cerca del área donde se realizarán los sondeos y donde puede tolerarse una menor precisión en la reducción. Las cartas cotidales más comunmente usadas para la reducción de los sondeos, asumen implícitamente que la forma de la curva de marea en cualquier punto de la carta es exactamente igual a aquella en el mareógrafo de control, pero puede diferir en tiempo e incrementarse o reducirse en la escala vertical. Esta suposición puede ser válida sobre una región extensa cuando la marea es principalmente semi-diurna, pero sólo sobre una región restringida cuando la marea es fuertemente diurna. Una carta cotidal es preparada y provista por el Departamento de Mareografía, de la Dirección General de Oceanografía Naval, después de platicar con el hidrógrafo de campo sobre la precisión requerida, extensión del levantamiento, mareógrafos propuestos, etc. El área cubierta por la carta se divide en dos grupos de zonas, un grupo se define de acuerdo a las diferencias de tiempo y el otro grupo se define de acuerdo a los factores de amplificación (razones de rangos), relativos a la marea en el mareógrafo de control.

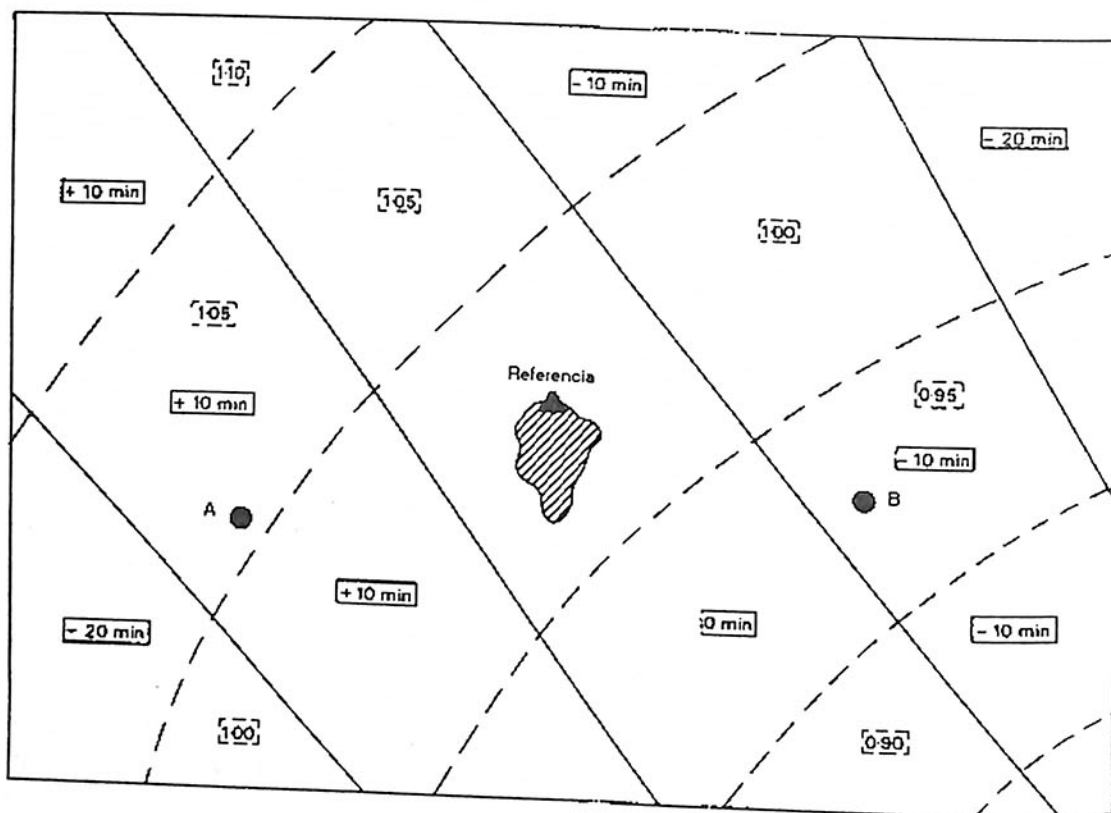


Fig. 53. Muestra de una carta cotidal de una región ficticia.

La figura 53 muestra una carta cotidal para una región ficticia. Los límites entre las zonas de diferencia de tiempo se muestran como líneas sólidas y aquellas entre zonas de amplificación (zonas de rango) como líneas punteadas. Cada zona de tiempo es marcada con el promedio de minutos que tarda la ocurrencia de un evento de marea (HW, LW, etc.) dentro de la zona, con respecto de la ocurrencia del mismo evento en el mareógrafo de control. Cada zona de rango es marcada con el promedio de los rangos de marea dentro de la zona para el rango de marea en el mareógrafo de control. El tamaño del paso entre las zonas de tiempo y entre las zonas de rangos deben escogerse de acuerdo con la precisión requerida de los sondeos y el rango promedio de la marea. Si por ejemplo, la marea es semi-diurna con un rango de 5 m, una variación de 10 minutos en el tiempo produce un cambio en el promedio de altura de 0.13 m, y un cambio máximo de 0.21 m; una variación de 0.1 en el factor de rango produce para la misma marea un cambio en la altura promedio de 0.32 m y un cambio máximo de 0.50 m. Se puede obtener una mayor precisión en el uso de las cartas cotidales si los valores son interpolados, en vez de tomarlos como una constante en toda la zona.

Cuando la localización de un sondeo está más cerca de un límite que de la línea central de una zona, el valor escogido debe ser el promedio de aquellos en ambos lados de dicho límite. Para ayudar a ilustrar el método de reducción, la Tabla 4 contiene un grupo hipotético de datos de nivel del agua que se supone han sido leídos del mareógrafo de control para la carta cotidal de la fig. 53. Las horas mostradas en la tabla son tomadas directamente del registro (o diagrama), corregidas sólo por el error del reloj del mareógrafo, si es que existe.

Los siguientes dos ejemplos en la siguiente página, demuestran como calcular la reducción de los sondeos a partir de la información y datos de nivel del agua en una carta cotidal.

Tabla 4. Control de lecturas del mareógrafo para la reducción de los sondeos.

Hora del diagrama del mareógrafo	Nivel del agua sobre el datum de los sondeos (metros)
10:40	4.05
11:00	3.70
11:20	3.35
11:40	2.90
12:00	2.50
12:20	2.10
12:40	1.65
13:00	1.30
13:20	0.95

Ejemplo (a):

A las 11:05 (hora del diagrama del mareógrafo) se toma una sonda de 9.6 m en el punto A de una carta cotidal. De la fig.53, el retraso de tiempo de la marea en A relativa a la marea en el mareógrafo de control es interpolada aproximadamente como $T = 12$ min. y el factor de rango como $R = 1.03$. Ya que el retraso de tiempo es positivo, debe restarse de la hora de los sondeos para obtener la hora del diagrama a la cual ocurre la fase de marea correspondiente en el mareógrafo. Entonces, la lectura del mareógrafo debe ser tomada a las $11:05 - 00:12 = 10:53$. Por interpolación entre las dos primeras lecturas en la Tabla 4, la lectura del mareógrafo a las 10:53 es $4.05 - 0.35 \times (13/20) = 3.82$ m. Esto multiplicado por el factor de rango dá la altura del nivel del agua en A como $3.82 \times 1.03 = 3.93$ m sobre el datum de los sondeos. La reducción de los sondeos, aproximada al decímetro, es entonces de 3.9 m, y la sonda corregida es $9.6 - 3.9 = 5.7$ m por debajo del datum de los sondeos en el punto A.

Ejemplo (b):

A las 12:45 (hora del diagrama del mareógrafo) se toma una sonda de 12.3 m en el punto B de la carta cotidal. De la fig.53, $T = -7$ min. y $R = 0.95$. Ya que el retraso de tiempo es negativo, los eventos de marea llegan a B antes de que lleguen al mareógrafo de control y por lo tanto T debe ser sumado a la hora de los sondeos para obtener la hora apropiada en el diagrama. La lectura del mareógrafo es entonces tomada a las $12:45 + 00:07 = 12:52$. Por interpolación entre la séptima y octava lecturas en la Tabla 4, la lectura del mareógrafo a las 12:52 es $1.65 - 0.35 \times (12/20) = 1.44$ m. Esto multiplicado por R dá el nivel del agua en B como $1.44 \times 0.95 = 1.37$ m sobre el datum de los sondeos. La reducción de los sondeos, aproximada al decímetro, es entonces, 1.4 m y la sonda corregida es $12.3 - 1.4 = 10.9$ m por debajo del datum de los sondeos en el punto B.

Como una alternativa a la carta cotidal dibujada en la fig.53, puede realizarse un pequeño programa de computadora para calcular R y T como funciones de una rejilla de coordenadas y realizar la reducción de sondeos a partir de la hora en que estos fueron tomados

y las lecturas tabuladas del mareógrafo. Acoplando a este sistema un mareógrafo con equipo de comunicación, se podría obtener la información en tiempo real y hacer la reducción de los sondeos automáticamente y en tiempo real. Cuando no es posible tener un mareógrafo operando para controlar la reducción de los sondeos, podrán utilizarse mareas predichas junto con la carta cotidal o un programa de computadora. Los niveles predichos del agua para el sitio de control no incluyen las fluctuaciones ajenas a la marea que pudieran ser detectadas por un mareógrafo en operación, pero tampoco las oscilaciones independientes de la marea se comportan como lo indica la carta cotidal.

Los levantamientos que cubren un área extensa en la que la marea muestra grandes desigualdades diurnas, no servirá un tipo de carta cotidal como la descrita anteriormente, ya que se asumen constantes retrasos de tiempo y los factores de amplificación no están justificados. En estos casos es necesario realizar una carta cotidal por separado para cada una de las mayores constantes armónicas (usualmente M_2 , S_2 , O_1 y K_1). En las cartas cotidales, la amplitud de las constantes y los retrasos de fase para el área inmediata de los sondeos podrá ser leída, asimismo, se podrán hacer predicciones en la forma descrita en la sección 3.8. No hay un sitio de mareógrafo de control involucrado directamente en este procedimiento de campo, pero podrá utilizarse la información de varios mareógrafos instalados en sitios cercanos para preparar las cartas cotidales. Existen programas de computadora, que pueden utilizarse para graficar las cartas cotidales, en los que se generan las constantes de marea como funciones de un sistema coordinado, calculan el datum de los sondeos relativo al nivel medio del agua (MWL), predicen el nivel del agua relativo al datum de los sondeos y también proporcionan automáticamente correcciones para los sondeos. En el procedimiento anterior, la distancia del datum de los sondeos debajo del MWL usualmente será tomado como una simple suma de las amplitudes de las constantes más importantes.

7.12 REDUCCIÓN DE LOS SONDEOS — AGUAS SIN INFLUENCIA DE MAREAS

El datum de los sondeos en un lago se escoge como un nivel de superficie, cuya elevación es definida relativa a los BN's en el lugar donde se encuentra el mareógrafo de control. La corrección de los sondeos es tomada usualmente en forma directa como la elevación del agua sobre el datum de los sondeos en el mareógrafo. Esta corrección tendrá precisión sólo en la medida en que la superficie del agua entre el mareógrafo y los sondeos esté nivelada al mismo tiempo. Se puede mejorar la precisión interpolando entre valores de dos mareógrafos de control, sopesando cada valor en proporción inversa a la distancia de los sondeos desde un mareógrafo en particular. Sin embargo, este procedimiento no provee una compensación para la pendiente de superficie conforme se aleja de la orilla, a menos que alguno de los mareógrafos de control esté colocado en un sitio alejado de la orilla. Debido a esto, los sondeos no deben realizarse lejos del mareógrafo de control en un lago donde la influencia del viento es importante o que se sospeche la existencia de actividad de un seiche; esto es particularmente cierto para lagos con aguas bajas o poco profundas y con grandes extensiones horizontales (ver secciones 4.3 y 4.6).

El datum de los sondeos en un río debe ser una superficie que se aproxime lo más posible a la superficie real del agua cuando el río esté en su nivel mas bajo de su temporada navegable. Si una corrección de sondeos es directamente transferida desde un sólo mareógrafo en el río, sólo tendrá precisión en la medida en que la pendiente del río al momento de los sondeos sea paralela a la pendiente del río cuando se encuentra en su nivel bajo. En este caso, será necesario establecer dos mareógrafos de control e interpolar las correcciones

de los sondeos entre ellos, excepto cuando los sondeos pueden hacerse en o cerca de el nivel bajo. El método de interpolación y su justificación son los mismos que aquellos dados para la determinación del datum de los sondeos por transferencia en el agua en los rios (sección 7.5).

7.13 REDUCCIÓN DE LOS SONDEOS — MAREÓGRAFOS LEJOS DE LA COSTA

En general, los sondeos lejos de la costa no requieren de gran precisión como en el caso de sondeos cercanos a la costa, esto es debido a las grandes profundidades que se tienen normalmente lejos de la costa. Sin embargo, hay ocasiones en que los sondeos deben realizarse lejos de la costa en aguas bajas, ya sea en arrecifes lejanos o bancos de arena. En estos casos, la reducción de los sondeos tomada desde un mareógrafo en la costa, ya sea por transferencia directa o por medio de una carta cotidal puede no ser lo suficientemente exacto. Deberá hacerse algún tipo de medición en el sitio para control de los sondeos. Si el agua es muy baja, quizá sea posible insertar un poste en el fondo y colocar en este una regla de mareas; muy probablemente no será factible estacionar una embarcación para leer la regla cada hora, pero podría visitarse dos o cuatro veces al día cerca de las horas de pleamar y bajamar para observar los máximos y mínimos, a partir de los cuales se podrá hacer una curva adecuada de marea. Si no es posible colocar una regla de mareas, una embarcación podría adecuarse con un equipo de sondeo y fondearse sobre cierto nivel del fondo, para tomar una serie de sondeos en una posición fija. La embarcación actuaría como un mareógrafo de flotador invertido y la serie de sondeos será el registro del nivel del agua. Alternativamente, podría emplearse un mareógrafo de presión colocado en el fondo del tipo descrito en la sección 6.6. Los registros de estos mareógrafos requieren la resta de un grupo correspondiente de medidas de presión atmosférica antes de ser interpretados como niveles del agua (sección 4.4). El registro de presión es almacenado en el mareógrafo, pero también debe ser monitoreado acusticamente desde una embarcación para tener un uso inmediato en la reducción de los sondeos. Ya que no es posible referenciar los datums lejanos a la costa con respecto de BN's en esta, los registros serán de gran utilidad en estudios de mareas y en la preparación de futuras cartas cotidales. Por lo tanto, dichos registros deberán ser remitidos al Departamento de Mareografía de la misma forma que los otros registros y documentos.

APENDICES

APÉNDICE A

VERIFICACIÓN DE "C"

No. de serie Inst. 01234
 Cond. Climáticas caluroso, claro, calma

Fecha agosto 26 de 1988
 Hora 09:30 local (+3 GMT)

PUNTO	ATRÁS	PROMEDIO	INTERVALO	SUMA	OBSERV.
	1.611		0.048		
A	1.563	1.5630		0.096	
	1.515		0.048		
	4.689				
	1.773		0.058		
B	1.715	1.7147		0.117	
	1.656		0.059		
	9.833				
SUMAS A=		3.2777			
			B=	0.213	

$$"C" = \frac{A - B(C + E)}{D - B}$$

$$"C" = \frac{3.2777 - (3.3073 - 0.0012)}{1.837 - 0.213}$$

$$"C" = -0.017$$

DESAJUSTADO
 CÁLCULOS CORRECTOS
 Agosto 26, 1988.

"C" DEBE SER MENOR QUE ± 0.004

Formato para efectuar la verificación de "C", hoja "uno", cuando el instrumento está desajustado.

VERIFICACIÓN DE "C"

Observador J. Sánchez
 Estatal R. Gómez

Anotador Gpo. Mareografía.
 Int. X 100 = Distancia en metros

ADELANTE	PROMEDIO	INTERVALO	SUMA	DISTANCIA	CORR.
2.800		0.465			
2.335	2.3350		0.930	93 m	-0.0006
1.870		0.465			
7.005					
1.426		0.454			
0.972	0.9723		0.907	90.7 m	-0.0006
0.519		0.453			
9.922					
C= 3.3073		D= 1.837		E= -0.0012	

Corrección = "C" X (total intervalos adelante)
 $-0.015 = -0.017 \times 0.907$

Aplicar la corrección a la última lectura del alambre central

$$0.972 - 0.015 = 0.957 \text{ (nueva lectura del alambre)}$$

Después del ajuste repita la verificación de "C"

"C" DEBE SER MENOR QUE ± 0.004

Formato para efectuar la verificación de "C", hoja "dos", cuando el instrumento está desajustado.

VERIFICACIÓN DE "C"

No. de serie Inst. 01234
 Cond. Climáticas caluroso, claro, calma

Fecha agosto 26 de 1988
 Hora 09:30 local (+3 GMT)

PUNTO	ATRÁS	PROMEDIO	INTERVALO	SUMA	OBSERV.
	0.517		0.041		
A	0.476	0.4760		0.082	
	0.435		0.041		
	1.428				
	1.029		0.066		
B	0.963	0.9630		0.132	
	0.897		0.066		
	4.317				
SUMAS A=		1.4390	B=	0.214	

$$"C" = \frac{A - B(C + E)}{D - B}$$

$$"C" = \frac{1.4390 - (1.4383 - 0.0011)}{1.839 - 0.214}$$

$$"C" = - 0.001$$

AJUSTADO
 CÁLCULOS CORRECTOS
 Agosto 26, 1988.

"C" DEBE SER MENOR QUE ± 0.004

Formato para efectuar la verificación de "C", hoja "uno", cuando el instrumento está ajustado.

VERIFICACIÓN DE "C"

Observador J. Sánchez
 Estadal R. Gómez

Anotador Gpo. Mareografía.
 Int. X 100 = Distancia en metros

ADELANTE	PROMEDIO	INTERVALO	SUMA	DISTANCIA	CORR.
1.427		0.470			
0.957	0.9570		0.940	94 m	-0.0006
0.487		0.470			
2.871					
0.931		0.450			
0.481	0.4813		0.899	89.9 m	-0.0005
0.032		0.449			
4.315					
C=	1.4383	D=	1.839	E=	-0.0011

"C" DEBE SER MENOR QUE ± 0.004

Formato para efectuar la verificación de "C", hoja "dos", cuando el instrumento está ajustado.

APÉNDICE B

NIVELACIÓN DE TRES ALAMBRES				
PROYECTO: Est. mareográfica Jambo			LUGAR: Safari Creek, Kenya	
FECHA: Febrero 2 de 1988			HORA: 1000 local (GMT +3)	
DESDE: Nivel del mareógrafo			HASTA: BN1	
ESTACIÓN	ATRÁS	PROMEDIO	INTERVALO	SUM. DE INT.
Estadal en nivel	0.956		0.063	
hacia	0.839	0.8923		0.128
BN3	0.828		0.063	
	2.677	0.8923		0.128
BN3	2.017		0.087	
hacia	1.930	1.9300		0.174
BN2	1.843		0.087	
	8.467	2.8223		0.302
BN2	1.887		0.078	
hacia	1.809	1.8093		0.155
BN1	1.732		0.077	
	13.895	4.6316		0.457
Sum. prom. atrás	4.6316			
-Sum. prom. adelan.	- 5.0540			
Dif. en elevación	- 0.4224 =	FDE		
		FDE	-0.4224	
		BDE	0.4200	
		EC=	0.0024	

Primera página del formato para Nivelación de Tres Alambres.

NIVELACIÓN DE TRES ALAMBRES

OBSERVADOR: Mtre. Pérez		ANOTADOR: Mtre. López		
ESTADAL: Cabo Rodríguez		INSTRUMENTO: Top Con. # 01234		
COND. CLIMÁTICAS: Calor, húmedo, brisa ligera.				
ADELANTE	PROMEDIO	INTERVALO	SUM.DE INTERV	OBSERVACIONES
2.044		0.084		Corrida adelante, con el estadal a 2 m de altura del sensor del mareógrafo en el cero de la regla.
1.960	1.9600		0.168	
1.876		0.084		
5.880	1.9600		0.168	
2.294		0.091		
2.203	2.2033		0.181	
2.113		0.090		
12.490	4.1633		0.349	
0.964		0.074		
0.890	0.8907		0.146	
0.818		0.072		
15.162	5.0540		0.495	Sum. de interv. adelante
			0.457	Sum. de interv. atrás
			0.952 x 100 =	Long. de tránsito
		Dist. adelante =	95.2 m	0.0952 km
AE = 0.012	(0.0926) ^{1/2}			
AE =	0.0036 m			
	AE > EC	Correcto	Feb. 2, 89	

Segunda página del formato para Nivelación de Tres Alambres.

NIVELACIÓN DE TRES ALAMBRES

PROYECTO: Est. mareográfica Jambo		LUGAR: Safari Creek, Kenya		
FECHA: Febrero 2 de 1988		HORA: 1100 local (GMT +3)		
DESDE: BN1		HASTA: Nivel del mareógrafo		
ESTACIÓN	ATRÁS	PROMEDIO	INTERVALO	SUM. DE INT.
BN1	1.513		0.080	
hacia	1.433	1.4323		0.162
BN2	1.351		0.082	
hacia	4.297	1.4323		0.162
BN2	1.660		0.089	
hacia	1.571	1.5713		0.177
BN3	1.483		0.088	
hacia	9.011	3.0036		0.339
BN3	1.522		0.072	
hacia	1.450	1.4507		0.142
Estadal en nivel	1.380		0.070	
hacia	13.363	4.4543		0.481
Sum. prom. atrás	4.4543			
-Sum. prom. adelan.	- 5.0343			
Dif. en elevación	- 0.4200 =	BDE		
		FDE	-0.4224	
		BDE	0.4200	
		EC=	0.0024	

Tercera página del formato para Nivelación de Tres Alambres.

NIVELACION DE TRES ALAMBRES

OBSERVADOR: Mtre. Pérez		ANOTADOR: Mtre. López		
ESTADAL: Cabo Rodríguez		INSTRUMENTO: Top Con. # 01234		
COND. CLIMÁTICAS: Calor, húmedo, brisa ligera.				
ADELANTE	PROMEDIO	INTERVALO	SUM.DE INTERV	OBSERVACIONES
2.410		0.058		Corrida de regreso, el estadal a 2 m. de altura del sensor del mareógrafo en el cero de la regla.
2.352	2.3523		0.115	
2.295		0.057		
7.057	2.3523		0.115	
1.387		0.089		
1.298	1.2983		0.177	
1.210		0.088		
10.952	3.6506		0.292	
0.460		0.076		
0.384	0.3837		0.153	
0.307		0.077		
12.103	4.0343		0.445	Sum. de interv. adelante
			0.481	Sum. de interv. atrás
			0.926 x 100 =	Long. del tránsito
		Dist. atrás =	92.6 m	0.0926 km.

Cuarta página del formato para Nivelación de Tres Alambres.



SECRETARIA DE MARINA
 DIRECCION DE SISTEMAS
 Y DE INGENIERIA NAVAL
 BOGOTA, COLOMBIA

APÉNDICE C

PRINCIPALES CONSTITUYENTES ARMÓNICOS

Esta no es por ningún motivo una lista completa de todos los posibles constituyentes armónicos, pero contiene a los más grandes.

El "rango" en la columna 2 es la amplitud del constituyente en la marea de equilibrio dividida por la amplitud del constituyente M_2 en la marea de equilibrio. La "velocidad" en la columna 3 es la velocidad angular del constituyente en grados por hora solar.

Descripción	Símbolo	Rango	Velocidad
Valor promedio	Z_0	—	0.0000 °/h
Constituyente anual (ver sección 2.6)	S_a	0.013	0.0411
Constituyente semi-anual (ver sección 2.6)	S_{sa}	0.080	0.0821
Constituyente mensual (ver sección 2.6)	M_m	0.091	0.5444
Constituyentes catorcenales (ver sección 2.6)	M_f	0.172	1.0980
	MS_f	0.009	1.0159
Constituyentes diurnos (ver sección 2.5)	K_1	0.584	15.0411
	O_1	0.415	13.9430
	P_1	0.193	14.9589
Constituyentes semidiurnos (ver sección 2.5)	M_2	1.000	28.9841
	S_2	0.465	30.0000
	N_2	0.194	28.4397
	K_2	0.127	30.0821
	L_2	0.028	29.5285
	T_2	0.027	29.9589
Constituyentes de aguas bajas cuarto-diurno (ver sección 3.5)	M_4	—	57.9682
	M_4	—	58.9841

APÉNDICE D

ESTABLECIMIENTO DE PUERTO

1.- INTERVALOS LUNA - MAREA

Un intervalo luna - marea de Greenwich es la diferencia absoluta de tiempo entre el paso de la luna por el meridiano de Greenwich y la hora en que ocurre la siguiente pleamar o bajamar en cualquier punto. Los intervalos para la bajamar y pleamar deben obtenerse separadamente. Un intervalo luna - marea local es la diferencia de tiempo entre el paso de la luna por el meridiano local y la hora de la siguiente pleamar o bajamar en un punto del mismo meridiano. Los intervalos de Greenwich tienen la ventaja de que facilitan un medio directo de obtener la diferencia en la hora de las mareas en diversos puntos.

2.- ESTABLECIMIENTO DE PUERTO

Es el promedio de los intervalos luna - marea para la pleamar en los días de sisigias, o sea, en los días de luna nueva y luna llena. Este establecimiento se llama algunas veces establecimiento vulgar, común o inglés.

El Establecimiento de Puerto Medio o Corregido, es el promedio de los intervalos luna - marea para la pleamar para todas las etapas de la marea o fases de la luna; en otras palabras, durante una lunación. El establecimiento ya corregido suele ser de 10 a 15 minutos menor que el establecimiento común o inglés.

3.- FORMULARIO PARA LOS INTERVALOS LUNA - MAREA

El formulario (Tablas 1 y 2), en el que se tabulan las plamares y bajamares, está dispuesto para el cómputo de los intervalos luna - marea, tanto en pleamares como en bajamares. Los tránsitos de Greenwich en horas y décimos de hora, los cuales pueden calcularse en el Almanaque Náutico Americano y de Efemérides, donde se dan en horas y minutos, se han de registrar en la columna de "Tránsitos de la Luna"; los tránsitos inferiores se distinguen de los superiores por estar anotados entre paréntesis.

A la hora de cada pleamar o bajamar réstese la hora del primer tránsito anterior de la luna, anótese la diferencia en la columna apropiada del formulario sobre la misma línea de la marea de la cual se obtuvo. En caso de que la hora de la bajamar y la pleamar sea casi la misma del tránsito de la luna, tómese del tránsito que precede a la marea en unas 12 horas, pero en ningún caso deberá usarse el mismo tránsito para dos pleamares o dos bajamares consecutivas. El tránsito inferior de la luna es aplicable tanto a la pleamar como a la bajamar, del mismo modo que el tránsito superior. Cuando el tránsito lunar ocurre en un día y la siguiente pleamar o bajamar acontece al siguiente día, hay que añadir 24 horas a la hora de esta marea antes de intentar la resta de la hora del tránsito. Los intervalos de la pleamar serán por lo general como 6 horas mayores o menores que los intervalos de la bajamar, pero los intervalos para cada fase de la marea por lo general corresponden entre sí con sólo una diferencia de

PLEAMARES Y BAJAMARES

Formato Mareografía
Estación: SEATTLE, WASHINGTON **Lat.:** 47° 37' N
Comienzo de observaciones: _____ **final:** _____ **Long:** 122° 20' W
Meridiano: 120° W **Altura del datum:** CERO REGUA el cual es 29.56 sobre BN 7

FECHA AÑO	Trans. Luna Greenwich	Hora de		Inter valo Luna Marea		Altura de		Observaciones
		Pleamar	Bajamar	Pleamar	Bajamar	Pleamar	Bajamar	
Mes día	hr. dec	hr. dec	hr. dec	hr. dec	hr. dec	pies	pies	
ENERO 1	(6.7)	11.4	4.5	(4.7)	10.2	20.2	11.6	
	19.1	—	18.4	—	(11.7)	—	9.5	
2	(7.5)	0.9	5.8	5.8	10.7	15.7	13.1	
	20.0	12.0	19.1	(4.5)	(11.6)	19.8	7.7	
3	(8.4)	2.4	7.0	6.4	11.0	17.0	14.6	
	20.9	12.9	20.0	(4.5)	(11.6)	19.6	6.7	
4	(9.4)	3.5	8.2	6.6	11.3	17.9	15.0	
	21.8	13.8	20.9	(4.4)	(11.5)	19.2	5.8	
5	(10.3)	4.3	9.3	6.5	11.5	19.2	15.6	
	22.8	14.5	21.7	(4.2)	(11.4)	19.5	5.0	
6	(11.4)	5.2	10.4	6.4	11.6	19.7	15.6	
	23.9	15.3	22.4	(3.9)	(11.0)	19.0	4.1	
7	—	6.0	11.1	6.1	11.2	19.8	15.1	
	(12.4)	16.0	23.0	(3.6)	(10.6)	18.9	4.3	
8	0.9	6.7	12.0	5.8	11.1	19.9	15.0	
	(13.3)	17.0	23.9	(3.7)	(10.6)	18.8	4.9	
9	1.8	7.3	—	5.5	—	20.1	—	
	(14.2)	17.8	13.0	(3.6)	11.2	18.4	14.8	
10	2.7	8.0	0.5	5.3	(10.3)	20.0	5.5	
	(15.1)	18.5	14.0	(3.4)	11.3	17.3	14.2	
11	3.5	8.3	1.0	4.8	(9.9)	19.9	6.5	
	(15.8)	19.7	15.0	(3.9)	11.5	16.6	13.5	
12	4.2	9.1	1.9	4.9	(10.1)	19.8	8.1	
	(16.6)	20.5	15.7	(3.9)	11.5	16.0	13.1	
13	4.9	9.7	2.6	4.8	(10.0)	20.2	9.8	
	(17.3)	21.8	16.7	(4.5)	11.8	15.3	12.5	
14	5.6	10.3	3.3	4.7	(10.0)	19.4	11.2	
	(17.9)	23.2	17.3	(5.3)	11.7	14.8	10.8	
15	6.3	10.9	4.3	4.6	(10.4)	18.6	12.4	
	(18.6)	—	18.0	—	11.7	—	9.6	
16	7.0	1.0	5.3	(6.4)	(10.7)	15.1	13.6	
	(19.3)	11.5	18.9	4.5	11.9	17.9	8.6	
17	7.7	2.5	6.9	(7.2)	(11.6)	15.8	14.5	
	(20.0)	12.3	19.7	4.6	12.0	17.4	7.9	
Sumas	hacia adelante			159.0	366.2	586.8	350.2	

Tabla 1.—Formato para la anotación de pleamares y bajamares (frente).

PLEAMARES Y BAJAMARES

Mareografía

Formato

Estación: SEATTLE, WASHINGTON

Marea más alta: fecha: 1 y 13 Altura: 20.2 Marea más baja: fecha: 6 Altura: 4.1 PIES

$(K_1 + O_1) + M_2$ ó $2(DHQ + DLQ) + Mn =$ 1.2 $F(Mn) =$ 1.004 $F_1 =$ 0.85

FECHA AÑO	Trans. Luna Greenwich	Hora de		Inter valo Luna Marea		Altura de		Observaciones
		Pleamar	Bajamar	Pleamar	Bajamar	Pleamar	Bajamar	
Mes día	hr. dec	hr. dec	hr. dec	hr. dec	hr. dec	pies	pies	
ENERO 18	8.4	3.4	8.0	(7.4)	(12.0)	16.7	15.0	
	(20.4)	13.0	20.3	4.6	11.9	17.2	7.1	
19	9.2	4.2	9.0	(7.4)	(12.2)	17.5	15.4	
	(21.7)	13.8	20.9	4.6	11.7	17.3	6.5	
20	10.1	4.9	9.8	(7.2)	(12.1)	18.2	15.4	
	(22.6)	14.3	21.7	4.2	11.6	17.6	6.2	
21	11.0	5.5	10.5	(6.9)	(11.9)	19.0	15.9	
	(23.5)	15.0	22.2	4.0	11.2	18.3	6.2	
22	11.9	6.0	11.1	(6.5)	(11.6)	19.7	15.8	
	—	16.0	22.9	4.1	11.0	18.6	5.7	
23	(0.4)	6.4	11.9	(6.0)	(11.5)	19.6	15.0	
	12.9	16.7	23.4	3.8	10.5	18.1	5.3	
24	(1.3)	7.0	—	(5.7)	—	19.5	—	
	13.8	17.3	12.4	3.5	(11.1)	18.1	14.4	
25	(2.2)	7.5	0.1	(5.3)	10.3	19.6	5.6	
	14.6	18.1	13.1	3.5	(10.9)	17.7	13.6	
26	(3.0)	8.0	0.9	(5.0)	10.3	19.4	6.3	
	15.5	19.0	14.0	3.5	(11.0)	16.8	12.4	
27	(3.9)	8.5	1.6	(4.6)	10.1	19.5	7.1	
	16.3	20.2	15.0	3.9	(11.1)	16.4	11.6	
28	(4.7)	9.0	2.3	(4.3)	10.0	20.0	9.0	
	17.1	21.5	16.0	4.4	(11.3)	16.1	10.7	
29	(5.5)	9.9	3.3	(4.4)	10.2	20.1	11.2	
	17.9	23.2	16.9	5.3	(11.4)	16.0	9.5	
30	(6.3)	10.7	4.3	(4.4)	10.4	19.5	13.2	
	18.8	—	17.8	—	(11.5)	—	8.1	
31	(7.2)	0.9	6.0	6.1	11.2	16.6	14.7	
	19.7	11.4	18.4	(4.2)	(11.2)	19.9	7.3	
Sumas				⁵⁹ 293.8	⁶⁰ 667.4	⁵⁹ 1079.8	⁶⁰ 634.4	HHW LLW
				4.98	11.12	18.30	10.57	31 29 599.7 204.7
	Intervs. no redu	cidos						Sumas
	Intervs. de Gre	enwich		0.56	6.70	10.57		Promedio
	Intervs. Locales			4.54	10.68	7.73	Mn	Mn DHQ DLQ
						14.44	MTL	Observ. 7.73 1.05 3.51
								Factor 1.004 0.85 0.85
								Corregido 7.76 0.89 2.98
Tabulado por:	P. L. B.	Fecha:	FEB. 15, 1928	Verif. por	F. C. M.			
Reducido por:	E. C. M.	Fecha:	FEB. 16, 1928	Verif. por	W. H. M.			

Tabla 2.—Formato para la anotación de pleamares y bajamares (Posterior).

una o dos horas. Los intervalos de los tránsitos inferiores de la luna se han de indicar por medio de paréntesis. Los intervalos de pleamar y bajamar para el mes de calendario se suman por separado y los promedios se llevan hasta dos puntos decimales.

En estos cálculos se dan los tránsitos de la luna en hora de Greenwich, mientras que las pleamares y bajamares se dan en la hora estándar del lugar en que se hacen las observaciones. Por lo tanto, para obtener los intervalos luna - marea de Greenwich es necesario aplicar una corrección que corresponda al meridiano de tiempo del lugar de observación, sumando esta corrección cuando se trata de longitud oeste y restándola cuando se trata de longitud este.

4.- INTERVALOS LUNA - MAREA LOCALES

Para reducir el intervalo de Greenwich al intervalo local, se hace necesario aplicar una corrección equivalente al tiempo requerido para que la luna pase del meridiano de Greenwich al meridiano del lugar en que se hacen las observaciones. Se ha preparado la Tabla 4 que da la corrección para cada grado de longitud desde el 1° hasta el 180° y el valor de cada minuto del arco desde el 1' hasta el 60' para interpolarlo entre los grados completos. Al cambiar de Greenwich a intervalos locales, debe substraerse el valor tabular si el lugar de observación está en longitud oeste y sumarse si está en longitud este. A fin de que los intervalos locales sean positivos y menores que el medio día lunar, puede sumarse o substraerse el período lunar semi-diurno de 12.42 horas, según se desee. Para evitar resultados en cifras negativas, a los intervalos de Greenwich se añade, primeramente, el período semi-diurno y después se resta la diferencia de horas.

5.- PROCEDIMIENTO PARA EL CÁLCULO DEL ESTABLECIMIENTO DE PUERTO CORREGIDO DEL PUERTO DE SALINA CRUZ, OAX. EN EL MES DE ABRIL DE 1993.

En la Tabla 3 se tabulan las pleamares y está dispuesta para el cómputo de los intervalos luna - marea para Pleamares.

Los Tránsitos de Greenwich pueden tomarse del Almanaque Náutico, donde se dan en horas y minutos, se registran en la columna de "Tránsitos Lunares" y también su conversión en hora y décimos de hora; Los tránsitos inferiores se distinguen de los superiores por ser encerrados entre paréntesis o subrayados.

Los tiempos de pleamar deben tomarse de datos reales o en su defecto, de las tablas de predicción de mareas, donde se dan en horas y minutos, se registran en la columna de "Tiempo de Pleamar" y también su conversión a horas y décimos de hora.

De la hora de cada pleamar, réstese la hora del primer tránsito anterior de la luna y anótese la diferencia en la columna apropiada de la Tabla 3 en la misma línea de la marea de la cual se obtuvo. En caso de que la hora de la pleamar sea casi la misma del tránsito, tómese el tránsito lunar que precede a la marea en unas 12 horas, pero en ningún caso se utilizará el mismo tránsito para dos pleamares consecutivas. Cuando el tránsito lunar ocurre en un día y la siguiente pleamar acontece el día siguiente, hay que añadir 24 horas a la hora de esta marea antes de intentar la resta de la hora del tránsito. Los intervalos de los tránsitos inferiores de la

luna se indican encerrándolos entre paréntesis o subrayándolos. Los intervalos de pleamar para el mes calendario se suman y el promedio se lleva hasta dos cifras decimales.

En estos cálculos se dan los Tránsitos de la luna en hora de Greenwich, mientras que las pleamares se dan en la hora local del puerto, en este caso, Salina Cruz. Por lo tanto, para obtener los intervalos luna - marea de Greenwich es necesario aplicar una corrección que corresponda al meridiano de tiempo del puerto de observación, *sumando esta corrección* cuando se trata de longitud *oeste* y *restándola* cuando se trata de longitud *este*.

En la Tabla 3, el promedio no reducido de los intervalos para pleamares para Salina Cruz, Oax. durante el mes de abril de 1993 es de 2.36 horas. Como el meridiano de tiempo para Salina Cruz es de 90°W , o sea, 6 horas oeste, deberá aplicarse al promedio no reducido una corrección de +6 hrs., lo que dá 8.36 horas, que es el valor del Establecimiento de Puerto Medio referido al meridiano de Greenwich.

Para reducir el Establecimiento de Puerto Medio referido a Greenwich al Establecimiento de Puerto Medio referido al meridiano local, se hace necesario aplicar una corrección equivalente al tiempo requerido para que la luna pase del meridiano de Greenwich al meridiano del puerto en que se hacen las observaciones.

Al cambiar de Establecimiento de Puerto Medio de Greenwich a Local, debe *restarse el valor tabular* si el puerto en observación está en una longitud *oeste* y *sumarse* si está en longitud *este*. La longitud de Salina Cruz, Oax. que se usa como ejemplo, es $95^{\circ}12.2'\text{W}$.

En la Tabla 4 se encontrarán las correcciones correspondientes a 95° y $12'$, que son 6.555 horas y 0.014 horas, respectivamente. Sumándolas se obtendrá 6.569, que es la diferencia entre el Establecimiento de Puerto Medio referido a Greenwich y el Establecimiento de Puerto Medio referido al Meridiano Local de Salina Cruz y ya que este puerto está situado en longitud oeste, la diferencia debe restarse del Establecimiento de Puerto Medio referido a Greenwich, lo que dá un resultado de 1.79 horas ó 1 hora 47' 24" como el Establecimiento de Puerto Medio referido al Meridiano Local de Salina Cruz, Oax.

ESTABLECIMIENTO DE PUERTO

ESTACION: SALINA CRUZ, OAX.
 MERIDIANO DE TIEMPO: 90 ° W
 AÑO: 1993 MES: ABRIL

LAT.: 16° 09.6 ' N
 LONG.: 95° 12.2 ' W

DIA	TRANSITOS LUNARES		TIEMPO DE PLEAMAR		INTERVALO LUNA-MAREA
	GMT		LMT		HH
	HH:MM	HH	HH:MM	HH	
1	7:10	7.2	9:00	9	1.8
	19:37	19.2	21:30	21.5	2.3
2	8:04	8.1	10:00	10	1.9
	20:31	20.5	22:26	22.4	1.9
3	8:58	9	11:00	11	2
	21:25	21.4	23:30	23.5	2.1
4	9:51	9.9	12:06	12.1	2.2
	22:18	22.3			
5	10:45	10.8	0:30	0.5	2.2
	23:12	23.2	13:07	13.1	2.3
6	11:40	11.7	1:32	1.5	2.3
			14:07	14.1	2.4
7	0:08	0.1	2:30	2.5	2.4
	12:36	12.6	15:06	15.1	2.5
8	1:05	1.1	3:30	3.5	2.4
	13:34	13.6	15:56	15.9	2.3
9	2:03	2.1	4:23	4.4	2.3
	14:32	14.5	16:48	16.8	2.3
10	3:01	3	5:14	5.2	2.2
	15:30	15.5	17:37	17.6	2.1
11	3:59	4	6:06	6.1	2.1
	16:26	16.4	18:26	18.4	2
12	4:53	4.9	6:53	6.9	2
	17:20	17.3	19:18	19.3	2
13	5:45	5.8	7:44	7.7	1.9
	18:10	18.2	20:06	20.1	1.9
14	6:34	6.6	8:36	8.6	2
	18:57	19.0	20:53	20.9	1.9
15	7:19	7.3	9:30	9.5	2.2
	19:41	19.7	21:45	21.8	2.1
16	8:02	8	10:23	10.4	2.4
	20:23	20.4	22:41	22.7	2.3
17	8:44	8.7	11:23	11.4	2.7
	21:04	21.1	23:37	23.6	2.5

DIA	TRANSITOS LUNARES		TIEMPO DE PLEAMAR		INTERVALO LUNA-MAREA
	GMT		LMT		HH
	HH:MM	HH	HH:MM	HH	
18	9:24	9.4	12:18	12.3	2.9
	21:45	21.8			
19	10:05	10.1	0:36	0.6	2.8
	22:26	22.4	13:11	13.2	3.1
20	10:48	10.8	1:30	1.5	3.1
	23:09	23.2	14:00	14	3.2
21	11:31	11.5	2:18	2.3	3.1
	23:54	23.9	14:41	14.7	3.2
22	12:17	12.3	3:00	3	3.1
			15:21	15.4	3.1
23	0:41	0.7	3:41	3.7	3
	13:06	13.1	16:00	16	2.9
24	1:31	1.5	4:21	4.4	2.9
	13:57	14	16:37	16.6	2.6
25	2:23	2.4	5:00	5	2.6
	14:50	14.8	17:18	17.3	2.5
26	3:17	3.3	5:41	5.7	2.4
	15:44	15.7	18:00	18	2.3
27	4:11	4.2	6:25	6.4	2.2
	16:38	16.6	18:41	18.7	2.1
28	5:05	5.1	7:11	7.2	2.1
	17:31	17.5	19:30	19.5	2
29	5:58	6	8:00	8	2
	18:24	18.4	20:15	20.3	1.9
30	6:50	6.8	8:48	8.8	2
	19:16	19.3	21:06	21.1	1.8
31					

SUMA DE INTERVALOS LUNA-MAREA (58) = 136.8
 PROMEDIO = 2.359
 CORRECCION PARA PASAR TOTALMENTE A GMT = + 6.000
 CORRECCION DE TIEMPO DE PASO DE LA LUNA DE LA LUNA DE GMT A LMT = - 1.790
ESTABLECIMIENTO DE PUERTO MEDIO LOCAL (1 HORA 47 MIN. 24 SEG.)

Tabla 3

TABLA 4 PARA REDUCIR INTERVALOS DE GREENWICH A INTERVALOS LOCALES

LONGITUD	CORRECCION	LONGITUD	CORRECCION	LONGITUD	CORRECCION	LONGITUD	CORRECCION	LONGITUD	CORRECCION	LONGITUD	CORRECCION	LONGITUD	CORRECCION	LONGITUD	CORRECCION
HORA		HORA		HORA		HORA		HORA		HORA		HORA		HORA	
1	0.001	31	0.036	1	0.069	31	2.139	61	4.209	91	6.279	121	8.349	151	10.420
2	0.002	32	0.037	2	0.138	32	2.208	62	4.278	92	6.348	122	8.418	152	10.489
3	0.003	33	0.038	3	0.207	33	2.277	63	4.347	93	6.417	123	8.487	153	10.558
4	0.005	34	0.039	4	0.276	34	2.346	64	4.416	94	6.486	124	8.556	154	10.627
5	0.006	35	0.040	5	0.345	35	2.415	65	4.485	95	6.555	125	8.625	155	10.696
6	0.007	36	0.041	6	0.414	36	2.484	66	4.554	96	6.624	126	8.694	156	10.765
7	0.008	37	0.043	7	0.483	37	2.553	67	4.623	97	6.693	127	8.763	157	10.834
8	0.009	38	0.044	8	0.552	38	2.622	68	4.692	98	6.762	128	8.832	158	10.903
9	0.010	39	0.045	9	0.621	39	2.691	69	4.761	99	6.831	129	8.901	159	10.972
10	0.012	40	0.046	10	0.690	40	2.760	70	4.830	100	6.900	130	8.970	160	11.041
11	0.013	41	0.047	11	0.759	41	2.829	71	4.899	101	6.969	131	9.039	161	11.110
12	0.014	42	0.048	12	0.828	42	2.898	72	4.968	102	7.038	132	9.108	162	11.179
13	0.015	43	0.049	13	0.897	43	2.967	73	5.037	103	7.107	133	9.177	163	11.248
14	0.016	44	0.051	14	0.966	44	3.036	74	5.106	104	7.176	134	9.246	164	11.317
15	0.017	45	0.052	15	1.035	45	3.105	75	5.175	105	7.245	135	9.315	165	11.380
16	0.018	46	0.053	16	1.104	46	3.174	76	5.244	106	7.314	136	9.384	166	11.455
17	0.020	47	0.054	17	1.173	47	3.243	77	5.313	107	7.383	137	9.453	167	11.524
18	0.021	48	0.055	18	1.242	48	3.312	78	5.382	108	7.452	138	9.522	168	11.593
19	0.022	49	0.056	19	1.311	49	3.381	79	5.451	109	7.521	139	9.591	169	11.662
20	0.023	50	0.058	20	1.380	50	3.450	80	5.520	110	7.590	140	9.660	170	11.731
21	0.024	51	0.059	21	1.449	51	3.519	81	5.589	111	7.659	141	9.729	171	11.800
22	0.025	52	0.060	22	1.518	52	3.588	82	5.658	112	7.728	142	9.798	172	11.869
23	0.026	53	0.061	23	1.587	53	3.657	83	5.727	113	7.797	143	9.807	173	11.938
24	0.028	54	0.062	24	1.656	54	3.726	84	5.796	114	7.866	144	9.936	174	12.007
25	0.029	55	0.063	25	1.725	55	3.795	85	5.865	115	7.935	145	10.005	175	12.076
26	0.030	56	0.064	26	1.794	56	3.864	86	5.934	116	8.004	146	10.074	176	12.143
27	0.031	57	0.066	27	1.863	57	3.933	87	6.003	117	8.073	147	10.143	177	12.214
28	0.032	58	0.067	28	1.932	58	4.002	88	6.072	118	8.142	148	10.212	178	12.283
29	0.033	59	0.068	29	2.001	59	4.071	89	6.141	119	8.211	149	10.281	179	12.352
30	0.035	60	0.069	30	2.070	60	4.140	90	6.210	120	8.280	150	10.351	180	12.421

APÉNDICE E

CORRIENTES INERCIALES

El péndulo de Foucault es uno de los pocos experimentos de laboratorio que puede demostrar el efecto de rotación de la Tierra (la fuerza de Coriolis) sobre un cuerpo en movimiento. Este experimento consiste en una masa pesada suspendida por un filamento largo moviéndose libremente en un pequeño arco. El plano vertical de la oscilación es observado en su rotación de 360° en un período de $(24/\text{sen}\varphi)$ horas, cuyo período es referido como el *dia pendular*. Los mejores lugares para observar este fenómeno son los polos Norte y Sur, colocándolo sobre estos puntos y haciéndolo mover adelante y atrás en un plano fijo en el espacio, mientras la Tierra gira una vez en 24 horas debajo de dicho péndulo. Si fuera posible diseñar un péndulo que tuviera un período de oscilación igual a un día pendular, se observaría un movimiento circular una vez cada medio día pendular. Este movimiento pendular, sobre los polos comenzaría a trazar un círculo en el centro de su movimiento de "swing" y completaría dicho círculo cuando éste regrese al centro, medio período después; para entonces la Tierra ya habría rotado 180° , por lo tanto el círculo trazado por el péndulo en el siguiente medio período caerá encima del primer círculo. Para explicar este movimiento circular en un sistema coordenado fijo a la Tierra, será necesario hacer mención, además de la gravedad, la fuerza centrífuga debida al movimiento circular y la fuerza de Coriolis debida al movimiento relativo a la superficie.

Los anteriores razonamientos son pertinentes para la consideración de lo que es llamado *corrientes inerciales*. El agua de los océanos que ha sido puesta en movimiento y que está derivando bajo su propia inercia puede esperarse que sea desviada a la derecha en el hemisferio norte (HN) o a la izquierda en el hemisferio sur (HS) hasta que alcanzan un movimiento circular (en sentido de las manecillas del reloj en el HN y contra las manecillas del reloj en el HS) debido a esto la fuerza centrífuga que se aleja del centro del círculo balancea la fuerza de Coriolis que es hacia el centro. Esto es llamado *círculo inercial*. El tiempo que se lleva completar este círculo es el *período inercial* y debe ser visto igual a medio día pendular. Si el agua se mueve a una velocidad v en un círculo de radio r , la fuerza centrífuga alejándose del centro es v^2 / r . Siendo f el parámetro de Coriolis en la latitud φ ($f = 2\Omega \text{sen } \varphi$), por lo tanto la fuerza de Coriolis hacia el centro es fv . El balance de fuerzas es entonces

$$(1) fv = v^2 / r, \text{ donde } r = v / f$$

La circunferencia del círculo inercial es por lo tanto $2\pi r = 2\pi v / f$, y el tiempo tomado para viajar alrededor de la circunferencia es el período inercial, T_1 , entonces

$$(2) T_1 = 2\pi r / v = 2\pi / f = 2\pi / 2\Omega \text{sen}\varphi$$

ya que $\Omega = 2\pi / 24$ horas, $T_1 = 12 / \text{sen}\varphi$ horas

El período inercial es visto como la mitad de un día pendular anticipado. Este es un período frecuentemente detectado en la medición de corrientes oceánicas. En lat. 45° es de

17 horas, en lat. 30° es de 24 horas y en 75° es de 12.4 horas (igual que el período de marea semidiurna). A partir de (1) el radio del círculo inercial es proporcional a la velocidad de la corriente para una latitud dada. En lat. 45° el radio para una corriente de 1 km/h es de 2.7 km y en el polo es de 1.9 km. En el ecuador el radio es infinito, lo que significa que no hay círculos inerciales ya que la fuerza de Coriolis es cero. Debe notarse que el movimiento en un círculo inercial no es como el de un remolino y toda su masa de agua se mueve en la misma dirección, al mismo tiempo en movimiento inercial.

BIBLIOGRAFÍA

Dr. W. D. Forrester. Canadian Tidal Manual. Department of Fisheries and Oceans. Canadá. 1983.

Lic. Carlos Luis Bracho Magdaleno. Diccionario de Mareas y Corrientes. Ministerio de la Defensa. Dirección de Hidrografía y Navegación. República de Venezuela. 1988.

S. G. H. Philander. Artículo El Niño y La Niña. Periódico de las Ciencias Atmosféricas, Laboratorio de Dinámicas Geofísicas de Fluidos de la Universidad de Princeton. 1985.

M. G. G. Foreman y R. F. Henry. Tidal Analysis Based on High and Low Water Observations. Instituto de Ciencias del Océano. Patricia Bay, Sidney, B. C. Canadá. 1993.

U. S. Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey. Manual of Tide Observations. Publication 30-1. 1965.

Secretaría de Marina - Armada de México. El Niño/Oscilación Suriana Posible Presencia en las Costas del Pacífico Mexicano. 1997.