

COMPARACION DEL NIVEL MEDIO DEL MAR ENTRE
ENSENADA E ISLA GUADALUPE Y SU RELACION CON
EVENTOS METEOROLOGICOS Y OCEANOGRAFICOS.

Tesis Profesional presentada a la Unidad de Ciencias
Marinas, Universidad Autónoma de Baja California.

Para obtener el título de:

O C E A N O L O G O

Por:

Nicolás Rodríguez Saldaña

Febrero de 1978

Ensenada, B. C.

AGRADECIMIENTOS:

Quiero hacer presente mi agradecimiento muy especial al Dr. Niels Christensen, Jr., por su valiosa ayuda en la elaboración de los programas de computadora necesarios para este trabajo, además por sus sugerencias y correcciones.

También agradezco al Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. por hacer disponible sus datos de nivel del mar de Isla -- Guadalupe y Ensenada.

Al Centro de Cálculo del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE); a Margarita Pérez Ochoa por pasar a máquina la tesis.

Al Físico Felipe Salinas, M. en C. Alberto Amador Buenrostro, M. en C. Luis Gustavo Alvarez, M. en C. Román Lizarraga Arciniega y Dr. Saúl Alvarez Borrego, por sus correcciones y sugerencias en el formato.

Estoy agradecido con los Sres. Héctor Santos y Manuel Santana por su asistencia técnica.

A todos ellos muchas gracias.

Este trabajo fue hecho en la Sección de Mareografía del C.I.C.E.S.E.

INDICE

CAPITULO		PAGINA
I.	INTRODUCCION	1
II.	ANTECEDENTES	3
II.1	Las Mareas	6
II.2	Eventos Meteorológicos	7
II.2A	Presión Atmosférica	7
II.2B	Vientos	8
II.3	Eventos Oceanográficos	10
II.3A	Surgencias	10
II.3B	Corriente de California	10
III.	EQUIPO Y METODOS	13
III.1	Instalacion de una estación mareográfica permanente, su funcionamiento y obtención de datos.	13
III.2	Interpolaciones	20
III.3	Datos Meteorológicos	23
III.4	Métodos Numéricos	25
III.5	Correlaciones	28
IV.	RESULTADOS Y DISCUSION	29
V.	CONCLUSIONES	35
VI.	BIBLIOGRAFIA	36

LISTA DE FIGURAS

FIGURA		PAGINA
1	Vista esquemática de la instalación del mareógrafo automático de tipo standard.	15
2	Pozo del flotador	16
3	Mareógrafo digital	17
4	Mareógrafo automático standard (con cubierta)	18
5	Mareógrafo automático standard (vista lateral posterior)	19
6	Interpolación de alturas horarias por el método gráfico	21
7	Variación en tiempo de la componente del viento en la dirección de 330°	24
8	Variación en tiempo de la diferencia de presión entre I. Guadalupe y Ensenada ($\Delta p = P_G - P_E$)	24
9	Alturas horarias de niveles de mar	25
10	Ventana del filtro numérico D51 (Groves 1955)	26
11	Area de estudio	31
12	Variación del nivel medio del mar en Isla Guadalupe, GI	32
13	Variación del nivel medio del mar en Ensenada, EI	32
14	Diferencia relativa del nivel medio del mar entre Isla Guadalupe y Ensenada, $\Delta H = GI - EI$	32
15	Coeficientes de correlación, r , del N.M.M. entre I. Guadalupe y Ensenada, a diferentes faces con ciclo anual.	33
16	Coeficientes de correlación, r , entre I. Guadalupe y Ensenada a diferentes faces sin ciclo anual	33
17	Coeficientes de correlación, r , entre la diferencia de nivel y viento a diferentes faces	34
18	Coeficientes de correlación, r , entre la diferencia de presión y la diferencia de nivel a diferentes faces.	34

La velocidad de la corriente es el parámetro más importante en la mayoría de los estudios en Oceanografía Física, y es el más difícil de medir. Entre Isla Guadalupe y la costa de Baja California fluyen corrientes de frontera del este del Océano Pacífico del Norte, a las cuales se les llama Corriente de California y Contracorriente de California, sus variaciones en tiempo y espacio no han sido comprendidas completamente.

Ciertamente, las corrientes superficiales registran variaciones en el nivel del mar en esta isla y la costa adyacente, como sucede con otros fenómenos. Este trabajo es parte de un proyecto para medir velocidad de corrientes superficiales y el propósito de este estudio es el de analizar las causas de las fluctuaciones en el nivel medio del mar entre Isla Guadalupe y Ensenada a períodos superiores a dos días.

Las hipótesis sobre las causas de estas fluctuaciones son:

Advección horizontal por corrientes.

Fluctuaciones de presión atmosférica.

Levantamiento en la dirección del viento.

Ondas de largo período.

Transporte de Ekman.

Calentamiento por el sol.

Para observar estas fluctuaciones, se usaron datos de nivel del mar simultáneos para las dos estaciones, Ensenada e Isla Guadalupe, estos datos son del 9 de Junio de 1958 al 2 de Enero de 1959, los cuales fueron proporcionados por el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. Las mareas astronómicas fueron anuladas por un filtro numérico y la serie resultante fue muestreada cada doce horas. La diferencia de nivel de las dos estaciones se correlacionó con vientos y gradientes de presión atmosférica, a diferentes faces, también se correlacionaron -- las series de tiempo de las dos estaciones a diferentes faces.

Los datos de vientos y presión que también corresponden a la misma fecha de los registros de marea, fueron obtenidos de cartas meteorológicas, las cuales dan un valor diario, estos datos fueron incrementados por interpolación lineal a dos valo

res diarios y posteriormente se filtraron.

El nivel medio del mar o marea meteorológica (contribución meteorológica) esta superimpuesta sobre la marea astronómica, esta se puede eliminar de dos maneras:

(i) 1o. Método: Consiste en substraer la marea predicha de -
la marea observada.

Para aplicar este método es necesario primero hacer -
las predicciones de la marea para el intervalo desea-
do, al efecto se requiere el conocimiento de las cons-
tantes armónicas de la estación.

(ii) 2o. Método: Este método consiste en tomar promedios espe-
ciales utilizando un filtro numérico que consta de 51
valores (Groves 1955).

El procedimiento será explicado en el capítulo de mé-
todos numéricos. Las ventajas de este método sobre -
el primero son:

(i) Se eliminan todas las frecuencias en el rango de las
mareas diurnas y semidiurnas y las frecuencias más al-
tas, quedando únicamente aquellas de período largo, -
que es lo que yo estoy buscando.

(ii) Este método es más práctico y sencillo.

Recientemente Eugénice Lizitzin (1974) publicó un libro llamado SEA LEVEL CHANGES en el cual resume los trabajos realizados sobre cambios de nivel del mar en el cual indica que: - Uno de los primeros trabajos que resume los factores que influyen el nivel del mar fue el de Nomitsu y Okomoto en 1927 el cual discute las fluctuaciones en el nivel del mar alrededor de Japón; las que son divididas en dos grupos principales, el primer grupo referido a las causas internas, el segundo grupo a las causas externas. De acuerdo a estos autores las principales características de las causas internas son debidas al cambio de propiedades del agua de mar. Tales como la temperatura y salinidad del agua del mar, incluye a este grupo precipitación, evaporación y la descarga de los ríos.

Al grupo de los factores externos pertenecen: la presión atmosférica, los diferentes efectos causados por el viento y el efecto del parámetro de Coriolis en el movimiento de las masas de agua.

Diecisiete años después, Hela (1944) también estableció dos grupos principales que caracterizan las causas de la variación del nivel del mar, también les llamo causas internas y externas. Entre las causas externas, además de las mareas, Hela menciona condiciones meteorológicas tales como presión atmosférica, vientos, seiches, precipitación, evaporación, descarga de los ríos y transporte de masas de agua.

Dietrich (1954) las divide en tres largos sistemas. El primero de estos cubre el efecto de los cuerpos astronómicos sobre las aguas de los océanos, el segundo sistema concierne al océano, la corteza terrestre y cambios en la topografía del fondo del océano, así como cambios verticales de la corteza terrestre; y el tercer sistema corresponde a las interacciones océano-atmósfera.

Un intento posterior para clasificar las causas de las variaciones de nivel del mar fue hecho por Galerkin (1960) el propone tres secciones principales. La primera de ellas trata de las propiedades físicas del agua, las cuales son prácticamente idénticas con los cambios de densidad. La segunda sec-

ción cubre las fluctuaciones en la cantidad de agua, el cual puede ser caracterizado como su equilibrio. Esta sección incluye los factores tales como la descarga de los ríos, precipitación, evaporación y transporte de agua. La tercera sección incluye presión atmosférica, esfuerzo tangencial del viento y la fuerza de Coriolis.

Klaus Wyrtyk (1973) estudió las variaciones estacionales de la topografía dinámica relativa a 500 decibares en el oeste del Pacífico Ecuatorial, usando datos de 6900 estaciones hidrográficas. Estas variaciones fueron comparadas con las fluctuaciones estacionales de nivel del mar en once islas, mostrando que los cambios de perfil medio del nivel del mar están correlacionados con los cambios de intensidad de las grandes corrientes oceánicas, medidas por una velocidad o por transporte geostrofico; la corriente ecuatorial del norte y la de la contracorriente varían sincronizadamente, siendo ambas fuertes en el otoño y débiles en la primavera. La corriente ecuatorial del sur varía exactamente fuera de fase con las del hemisferio norte, pero parece estar en fase con la corriente interna o profunda.

Posteriormente Wyrtyk (1974) estudió las fluctuaciones de la topografía dinámica relativa a 500 decibares en el Océano Pacífico, graficó las variaciones anuales medias y fueron investigadas usando aproximadamente 66,600 estaciones hidrográficas, encontró que las fluctuaciones anuales están asociadas con el sistema de la corriente ecuatorial y este fenómeno es debido probablemente al desplazamiento vertical de la termoclina en respuesta al cambio del campo de vientos, además encontró que en los giros subtropicales y en latitudes altas, la topografía dinámica varía estacionalmente en respuesta al ciclo anual de temperatura de la superficie, pero la altura dinámica no varía mucho entre verano e invierno.

Barbara Hickey (1974) hizo correlaciones entre nivel del mar con roce del viento y temperatura superficial a varios defasamientos. Estas correlaciones fueron usadas para determi-

5.

nar la relación entre estos parámetros en la región del Pacífico Ecuatorial en las latitudes 10 N a 10 S. y se encontró - que la variación estacional del nivel del mar a lo largo y al sur del ecuador (aproximadamente a 110 W) depende particularmente de la temperatura del agua transportada de la región de surgencias en la costa.

II.1 Las Mareas

La marea astronómica en un punto puede ser representada como una suma de oscilaciones armónicas de la superficie del mar, en forma aproximada se puede representar por una serie finita tomando en cuenta únicamente los principales armónicos

$$Z(t) = \sum_{K=1}^N C_k \cos (K^2 \pi f t - \theta_k)$$

aquí:

f = frecuencia

θ_k = Angulo de fase

C_k = amplitud

t = tiempo

K = índice de los armónicos

Las fuerzas gravitacionales de la luna y el sol sobre los océanos, son las principales fuerzas productoras de mareas, de acuerdo con la ley de Newton sobre la gravitación universal estas fuerzas estan dadas por:

$$F = \frac{G m_1 m_2}{r^2}$$

donde

F = magnitud de la fuerza de atracción gravitacional

r = Distancia entre las dos masas

m_1 y m_2 = las masas interactuando

G = es la constante de gravitación universal

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \left(\frac{\text{Newtons} \cdot (\text{metro})^2}{\text{kilogramo}^2} \right)$$

La marea en un punto oscila generalmente con una frecuencia de dos ciclos por día, y es llamada marea semidiurna; en algunos lugares donde la oscilación que esta formada por la suma de los armónicos es de un ciclo por día, se denomina comunmente marea diurna.

En un punto determinado la ocurrencia de pleamares y bajamares presentan diferencias en altura y tiempo. La diferencia en altura es debido principalmente al cambio de distancia angu

lar entre el sistema tierra, luna, sol, presentando su máxima amplitud cuando los tres astros estan en conjunción o línea - recta, su mínima cuando estan en cuadratura, es decir una distancia angular de 90 grados, llamándose mareas vivas y mareas muertas respectivamente.

La variación en tiempo de la ocurrencia de los máximos y mínimos en un punto determinado en el océano es debida, a un desplazamiento angular de la luna de 12.2° al este del sol cada día. Si el mes solar es de 29.53 días y el mes lunar es - 28.53, entonces tenemos $\frac{29.53}{28.53} \times 24 \text{ horas} = 24 \text{ horas } 50.47 \text{ - minutos}$. Por lo tanto el retardo de la luna en promedio es - de 50.47 minutos por día, varía de 38 a 66 minutos, debido a la órbita elíptica de la luna.

Las frecuencias f_k en la ecuación (1) corresponden a los siguientes seis períodos básicos en el movimiento de la tierra que son: un día es el período de la rotación de la tierra al rededor del sol, la cual da una velocidad angular de $g = - - - 15.0411^\circ/\text{hora}$, un mes es el período del movimiento orbital de la luna. $S = 0.5490^\circ/\text{hora}$, un año es el período del movimiento de la tierra alrededor del sol ($e = 0.04107$). 8.85 años es eñ período de perigeo lunar ($P = 0.0046$). 18.61 años es el - período de regresión de los nodos lunares 20,900 años es el - período del perigeo solar, para descripción más detallada ver Lisitzin (1974) Tabla I y II.

II.2. Eventos Meteorológicos.

II.2A Presión Atmosférica. La presión atmosférica es uno de - los numerosos elementos que puede contribuir a las desviaciones de la superficie del mar, con respecto a un nivel de referencia.

Las superficies isobáricas en el mar se deben nivelar con respecto al nivel de referencia en áreas de baja presión atmosférica, la superficie del mar debe ser alta y en áreas de presión atmosférica alta, la superficie del mar debe de ser baja con respecto al nivel de referencia.

El incremento en presión atmosférica correspondiente a un milibar, resulta un decremento de un cm. en la superficie del mar y viceversa, esto se conoce como efecto del barómetro invertido.

A cualquier profundidad h abajo de la superficie en estado de reposo, la presión, P_h debe ser constante.

$$P_h = P_a + \rho g (h + H_{(x,t)}) = c t e .$$

donde P_a es la presión atmosférica, g la aceleración de gravedad, ρ la densidad constante del agua de mar y H la elevación o depresión de la superficie del mar como $P_h = c t e$, y $h = c t e$, la inclinación de la superficie del mar a lo largo de una distancia horizontal $d x$, debe ser:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = - \frac{1}{g\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x}$$

Así la inclinación de la superficie en una dirección dada es proporcional a la variación de presión atmosférica en la misma dirección.

II.2B Vientos.

Los efectos del viento sobre la superficie del mar, se acusan de diferentes maneras; tal como la formación de olas dentro de un rango de frecuencias, las cuales afectan la superficie del mar, (estas no son de interés para cambios en nivel del mar) generación de corrientes de deriva, que trae como resultado un ascenso o descenso del nivel del mar.

Las variaciones más acentuadas en el nivel del mar, pueden ser atribuidas principalmente a los vientos, asociados a depresiones atmosféricas.

De la fuerza de fricción del viento sobre la superficie del agua, resulta un acarreo del agua en dirección del viento. Debido a la rotación de la tierra, las masas de agua en movimiento son deflectadas hacia la derecha en el hemisferio norte cuando la costa esta a la izquierda de la dirección del viento hay un transporte de agua mar afuera de ésta, re-

sultando un descenso en el nivel del mar, si la costa esta a la derecha el nivel de mar se incrementa. En el Hemisferio Sur las deflecciones son contrarias.

En la ecuación $\tau = K "a" W^2$
 τ es el esfuerzo cortante del viento, K es un coeficiente de arrastre, "a" es densidad del aire. El coeficiente de arrastre fue determinado por Palmen y Lavrilla (1938) como 2.4×10^3 .

La inclinación de la superficie del agua $\partial H/\partial x$ debido al roce del viento es determinado por la fórmula:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\lambda \tau}{g \rho_w h} \quad (1)$$

Donde H es la elevación de la superficie del agua; x la coordenada horizontal en la dirección del viento, g es la aceleración de gravedad, ρ_w la densidad del agua y h la profundidad promedio del mar, en esa área. El factor λ varía entre los límites 1 y 3/2 dependiendo de la profundidad y la condición de fricción al fondo del mar. Si la profundidad no es muy baja, se puede asumir que λ es cerca de la unidad.

Asumiendo que la densidad promedio del aire es 1.3×10^{-3} g/cm³ y la del agua 1 g/cm³, y usando para $g = 980$ cm/s² y para el valor λ el valor de 1, la ecuación (1) puede ser escrita

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{3.2 \times 10^{-9} W^2}{h}$$

donde la velocidad del viento es expresada en cm/seg.

La inclinación de la superficie del agua que es la consecuencia del roce de un viento estacionario actuando sobre la superficie del mar ha sido determinada teóricamente por diferentes autores (Nomitsu, 1935; Hellstiom, 1941).

Para casos más complicados las fórmulas simples no son válidas, y las computaciones deben ser basadas en ecuaciones diferenciales de hidrodinámica las cuales representan el movimiento del mar como una función de la presión atmosférica y fricción del viento.

II.3. Eventos Oceanográficos

II.3A Surgencias

Dado que las surgencias son un fenómeno que afecta el nivel del mar en forma substancial, se da una breve explicación al respecto.

Las surgencias son efectos locales que tienen un rango de duración del orden de cinco a diez días y se caracterizan por un desplazamiento del agua superficial hacia mar abierto que es reemplazada por aguas más profundas, frías y densas. Dicho fenómeno es ocasionado por vientos dominantes del N W para la costa occidental de Baja California.

Según Smith (1968) una apreciación del resultado de Ekman (1905), llevó a la primera explicación física satisfactoria para surgencias. En base a dicho resultado es posible calcular el orden de magnitud de la velocidad del agua hacia afuera de la costa durante la surgencia.

Bakun y Nelson (1973) basándose en un análisis de esfuerzos del viento y transportes de Ekman, para una red de cuadros de 1° de latitud y longitud, a partir de observaciones de barcos desde 1946-71 consideran que la costa de Baja California presenta condiciones propicias para surgencia durante todo el año, con épocas de mayor efecto durante la primavera, generalmente. Este efecto de surgencias en la Corriente de California parece intensificarse al sur de cabos y puntas. Así Cabo Mendocino, Punta Concepción y Punta Eugenia son regiones de surgencias más intensas que el resto de la costa.

II.3B Corriente de California.

El sistema de la Corriente de California es una parte de la gran circulación en el sentido del reloj del Océano Pacífico del Norte. En altas latitudes las aguas se mueven hacia el este bajo la influencia de fuertes vientos del Oeste, y -- cerca de la costa de Norte América se divide en dos ramas. La parte más pequeña gira hacia el norte y entra en el Golfo de Alaska, y la parte mayor gira para convertirse en la Corriente de California. En general las temperaturas en el océano --

abierto disminuye hacia el norte debido a esto la corriente - que entra al Golfo de Alaska, es considerada como una corriente caliente.

El agua que es acarreada por el sistema de la Corriente de California es fría con respecto a las aguas más alejadas de la costa; conforme va viajando al sur, incrementan su temperatura. Cerca de la latitud de los 25°N gira al oeste y sus aguas forman parte de la Corriente Ecuatorial del Norte. En dicha corriente cerca de la costa, se encuentran algunas perturbaciones en la circulación.

Un pequeño remolino es usualmente encontrado afuera de la costa de Cabo Mendocino, en la mayor parte del año, otro similar se encuentra entre la Isla Guadalupe y la costa, y un tercero en la contracorriente del sur de California, desde -- Punta Concepción, extendiéndose hacia el sur.

Una corriente profunda por abajo de los 200 metros, fluye al noroeste a lo largo de la costa de Baja California hasta algún punto más allá de Cabo Mendocino, que transporta -- aguas de mayor temperatura y salinidad. Cuando los vientos del norte son débiles o cesan de soplar (a fines de Otoño y a principios del Invierno), la contracorriente se forma en la superficie cerca de la costa y se extiende desde el extremo de Baja California hasta el norte de Punta Concepción. Las causas de la contracorriente y su aparición en la superficie en Invierno no son bien entendidas.

Algunas de las corrientes medidas por el programa CALCOFI (California Cooperative Fisheries Investigation), son computadas a partir de la distribución de la densidad del agua -- bajo las siguientes hipótesis:

- a) Que la distribución de densidades y corrientes sean estacionarias.
- b) La fricción del viento sobre la capa del océano sea nula.
- c) Que la fricción con el fondo no exista.
- d) Que exista una profundidad donde la corriente sea nula -- (1000 m de profundidad).

e) Que la medición de densidades este referida al nivel de no movimientos.

Además debido a que el efecto de las irregularidades de la costa no pueden ser ignoradas, tampoco la variación de la profundidad, ni el movimiento vertical que es muy significativo en las regiones de emergencias así como las oscilaciones de ondas internas, se combinan para hacer que la medición de corrientes por la distribución de la densidad sea menos precisa y poco útil.

Ciertamente las corrientes oceánicas superficiales, como la corriente de California y las corrientes de surgencias, causan variaciones en el nivel de la superficie del mar. Las variaciones del nivel del mar causadas por la corriente de California puede ser resultado de los cambios de velocidad en ésta, las cuales pueden ser producto de la variación en la circulación del Océano Pacífico.

III. EQUIPO Y METODOS

III.1 Instalación de una Estación Mareográfica Permanente, su Funcionamiento y Obtención de Datos.

Las estaciones mareográficas permanentes figuras 1 - 5 -- constan principalmente de: Mareógrafo

Tubo del flotador

Caseta para proteger el mareógrafo.

Bancos de Nivel

Actualmente en México existen en uso común dos tipos de - mareógrafos; automáticos standar y digitales.

En el mareógrafo automático estandar, un flotador se mueve dentro de un tubo vertical llamado pozo del flotador, este último acusa el ascenso y descenso de las mareas; el oleaje es amortiguado considerablemente al llegar al interior del pozo, debido al diámetro relativamente pequeño de la abertura de las aguas.

El ascenso y descenso del flotador acciona un tornillo -- sin fin montado en el mareógrafo que a su vez imparte movimiento de avance o retroceso a un lápiz cuya punta descansa sobre una tira ancha de papel que avanza movida por un mecanismo de relojería. El movimiento combinado del papel y lápiz va trazando una curva continua que indica el ascenso y descenso de la - marea.

El Mareógrafo Digital. Es un registrador de nivel que emplea un medio mecánico para convertir la posición angular de - una flecha rotatoria, dentro de un código digital de salida y perfora estos valores digitales en cinta de papel a intervalos seleccionados, los cuales pueden ser de 15, 30 ó 60 minutos. -

Este instrumento ha sido específicamente asignado para medir el nivel del líquido por medio de un cable, un tambor y un flotador ensamblados. Este ensamblaje puede ser engranado al instrumento para obtener una proporción conveniente entre la - rotación de la flecha de entrada del registrador y la rotación de la unidad de la flecha primaria actuadora, el instrumento -

opera con una pila de 7.5 v. y es autosuficiente, tiene rango máximo de operación de 100 pies y registra niveles con exactitud hasta 0.01 de pie; esta diseñado para operar con un mínimo de cuidado para observadores con pocos conocimientos técnicos.

La cinta de papel puede ser interpretada con cierta facilidad, cada fila horizontal de perforaciones representa la altura de la marea en forma digital al tiempo de perforación, - esta altura esta referida al cero de la regla de mareas.

Una vez obtenido el registro mensual o mareograma, de los datos en un formato rutinario establecido, cada aparato tiene una escala de reducción de acuerdo con la amplitud de las mareas en la región donde se instala y a la regla de mareas.

Al instalar originalmente un mareógrafo automático estandar y todos los días después durante su funcionamiento se debe inscribir una recta comparativa del mareómetro de vara o escala de mareas y del tiempo, la que ha de indicarse claramente en el punto correspondiente de la curva gráfica que trace el instrumento. Esto es esencial a fin de tener la correcta relación de tiempo, y para establecer los planos de referencia de las mareas.

La nota comparativa debe marcarse con una flecha, indicando la hora correcta, correspondiente según lo indique el reloj del mareógrafo, y la lectura tomada directamente del mareómetro de vara, o regla de mareas. A la nota se deben añadir las condiciones del tiempo, la dirección y velocidad del viento y el nombre del observador que hace la nota. El punto exacto - de la curva a que se refiere la nota se deberá indicar moviendo el lápiz para que trace una corta línea vertical, las alturas horarias de la marca se anotan en formatos de series anuales; la ocurrencia de las pleamares y bajamares debe expresarse en horas y minutos de 0 a 24 horas; en formatos diferentes.

Para tener puntos de referencia y de control vertical en estaciones mareográficas, se construyen mojoneras fijas, notables en lugares convenientes. Estos puntos se llaman Bancos

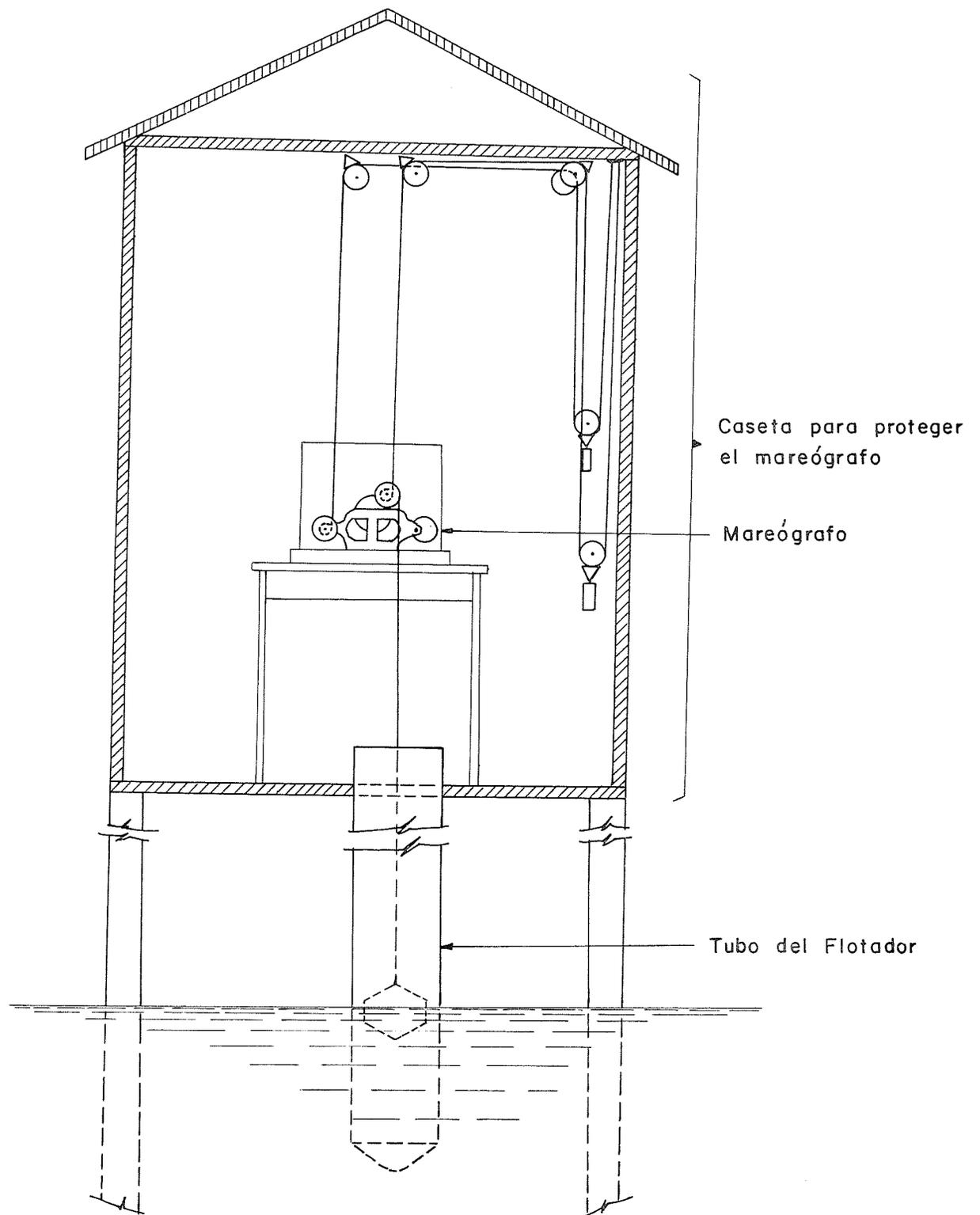


FIG. 1.- Vista esquemática de la instalación del Mareógrafo automatico tipo standard.

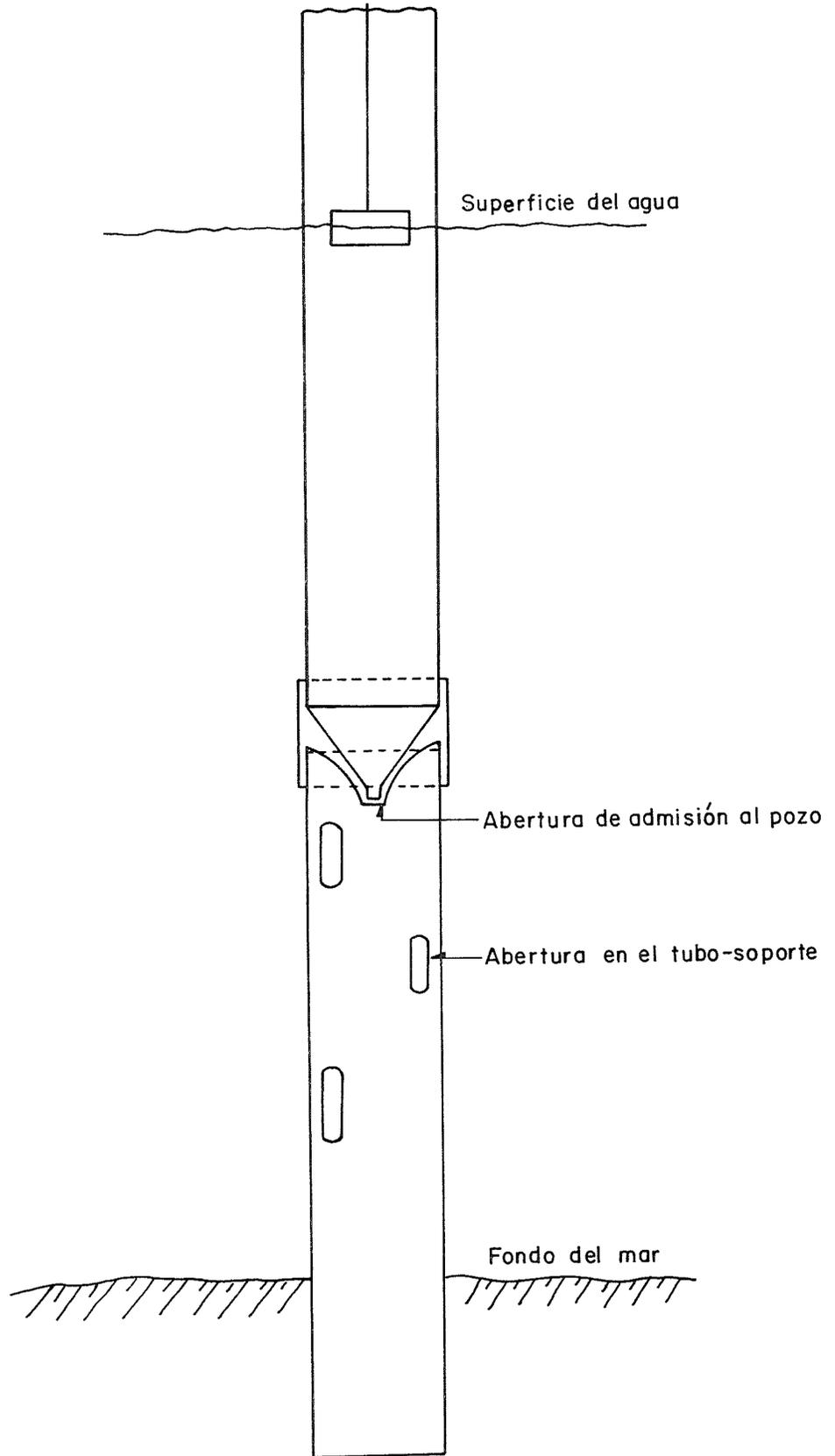


FIG. 2.— Pozo del flotador.

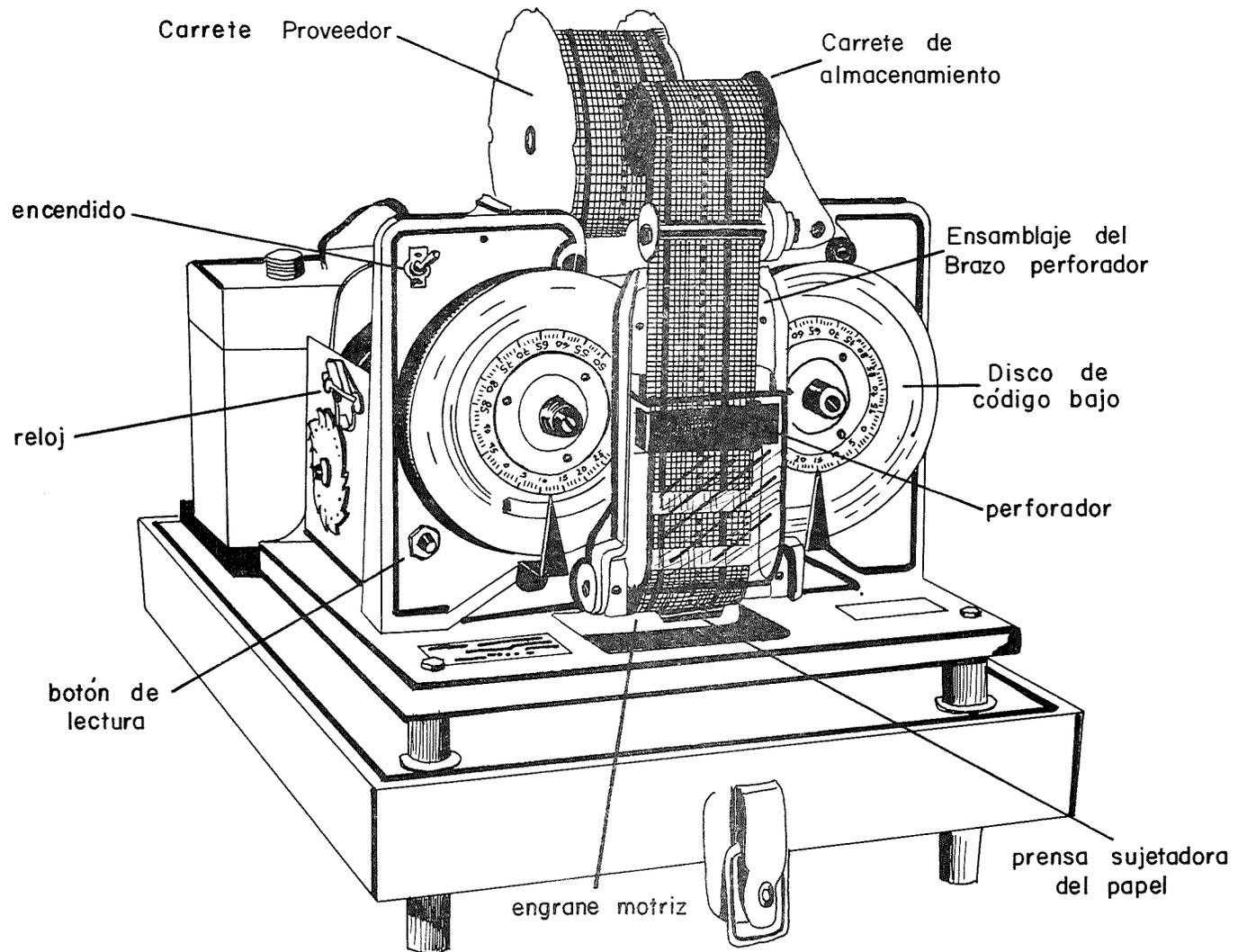


FIG. 3.- MAREOGRAFO DIGITAL (FISCHER & PORTER - 1550)

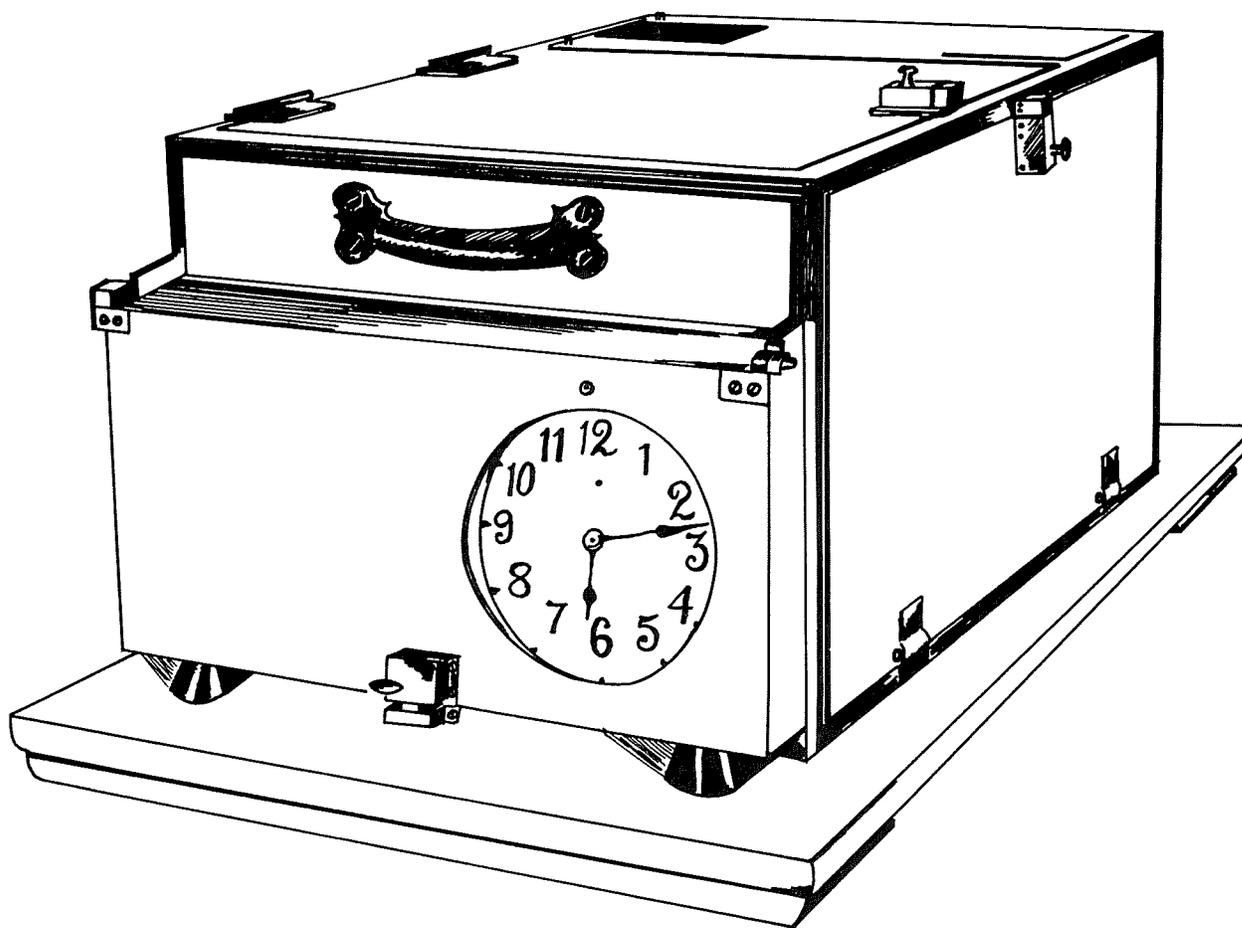


Fig. 4 .- Mareógrafo automático standard (con su cubierta).

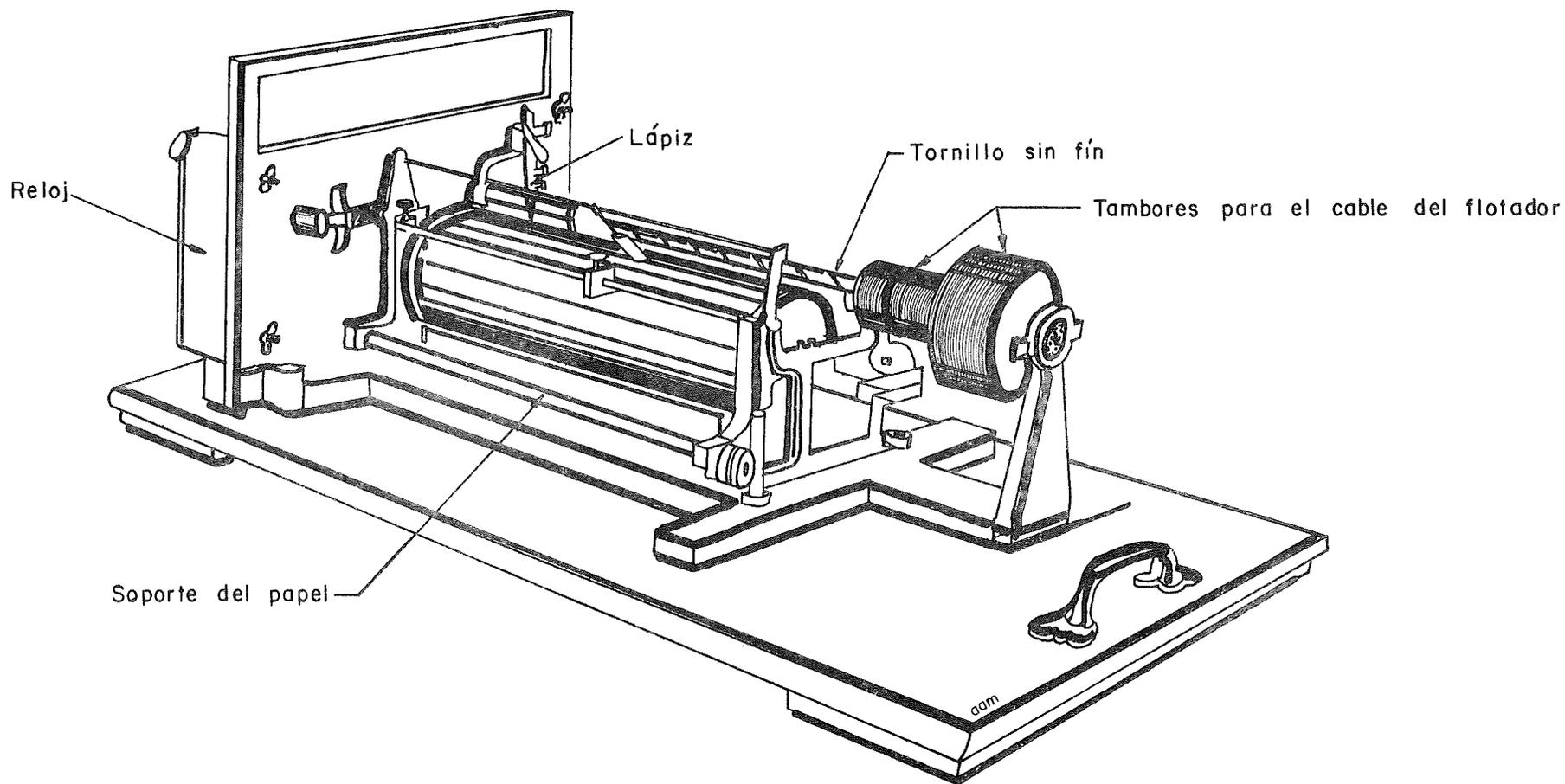


Fig. 5.- Mareógrafo automático standard (vista lateral posterior).

de Nivel, son generalmente de concreto, con una varilla o una saliente que defina el punto de cota conocida y permite ligar el cero de la regla de mareas.

III.2 Interpolaciones.

Es muy frecuente que los mareógrafos automático estandard presenten interrupciones por fallas mecánicas, por lo cual se pierden muchos datos y para conocerlos se recurre a dos métodos:

a) método gráfico y b) método de mínimos cuadrados.

a) El método gráfico consiste en graficar varios días de alturas horarias antes y después de la interrupción, se grafican en papel milimétrico a escala, auxiliados con las tablas de mareas se fijan los puntos máximos y mínimos de la interrupción, por similitud de gráficas se trazan curvas semejantes y se leen las alturas a interpolar, ver ejemplo en la figura 6.

En el período de estudio los aparatos fallaron en Isla Guadalupe 4 veces y en Ensenada 3 veces con duraciones de 14, 11, 4, 9-10, 34 y 5 horas respectivamente. Para interpolar estos datos se recurrió a los dos métodos, quedando estos datos con una precisión de ± 0.1 pie, lo cual no afecta las series de datos de nivel medio del mar, ya que el filtro anula las altas frecuencias.

b) Método de Mínimos Cuadrados: Consiste en predecir un intervalo de tiempo corto basados en valores antes y después de la interrupción, utilizamos generalmente cuatro frecuencias, dos diurnas y dos semidiurnas; se utiliza un computador para resolver las ecuaciones.

sea el Interpolador

$$y'(t) = A + B t + a_1 \cos(\omega_1 t - \alpha_1) + a_2 \cos(\omega_2 t - \alpha_2) + a_3 \cos$$

$$(\omega_3 t - \alpha_3) + a_4 \cos(\omega_4 t - \alpha_4)$$

utilizando la identidad trigonométrica $a \cos(\omega t - \alpha) =$

$$[\cos \omega t \cos \alpha + \sin \omega t \operatorname{sen} \alpha]$$

definiendo las constantes como:

LORETO B.C.S.

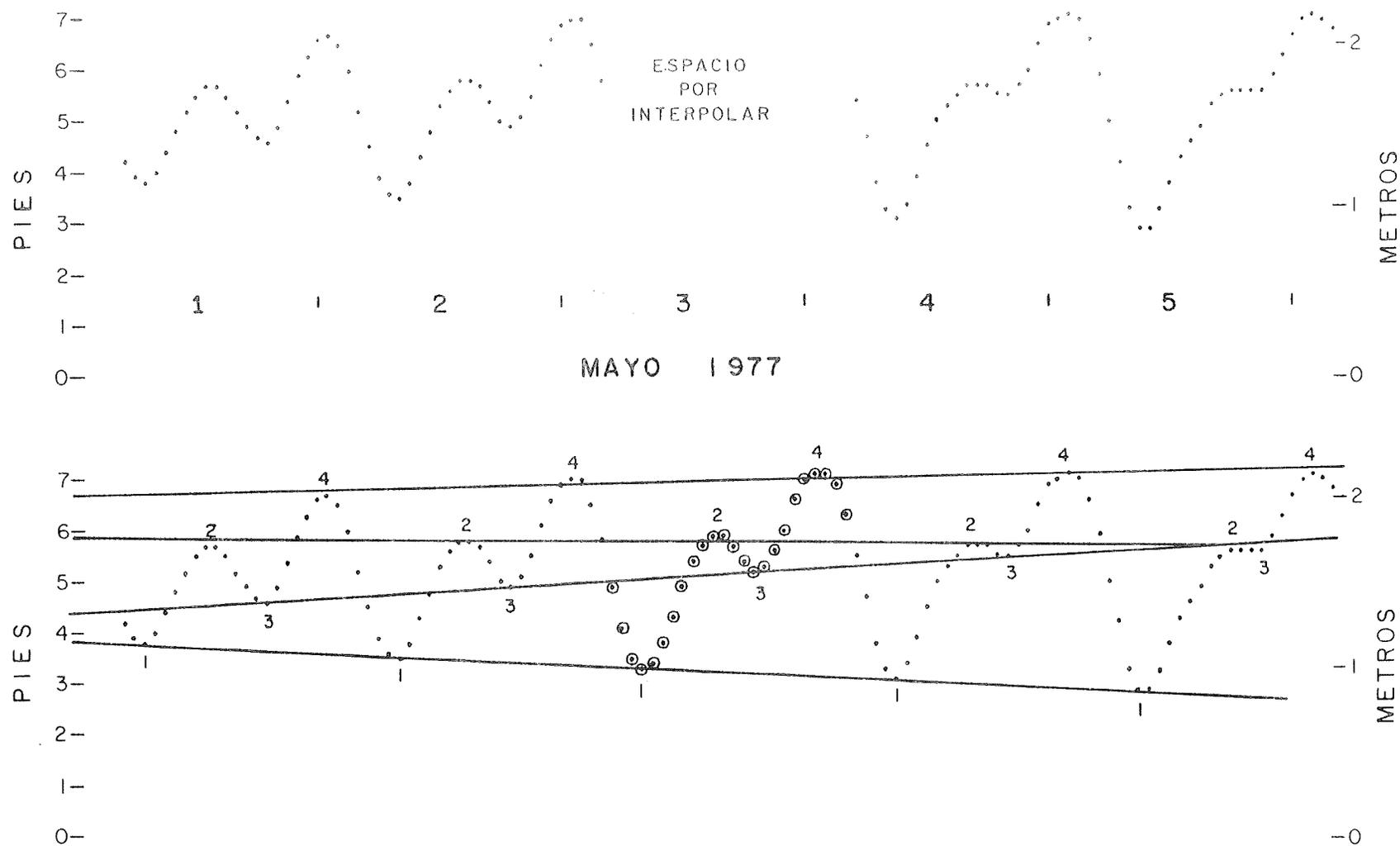


FIG. 6.- INTERPOLACION POR EL METODO GRAFICO.

22.

$$S_1 = \text{Sen } \omega_1 t$$

$$S_2 = \text{Sen } \omega_2 t$$

$$S_3 = \text{Sen } \omega_3 t$$

$$S_4 = \text{Sen } \omega_4 t$$

$$A X = B$$

$$C_1 = \text{Cos } \omega_1 t$$

$$C_2 = \text{Cos } \omega_2 t$$

$$C_3 = \text{Cos } \omega_3 t$$

$$C_4 = \text{Cos } \omega_4 t$$

$$\begin{bmatrix}
 n & \Sigma ti & \Sigma C_1 & \Sigma S_1 & \Sigma C_2 & \Sigma S_2 & \Sigma C_3 & \Sigma S_3 & \Sigma C_4 & \Sigma S_4 \\
 \Sigma ti & \Sigma ti^2 & \Sigma C_1 & \Sigma S_1 & \Sigma C_2 & \Sigma S_2 & \Sigma C_3 & \Sigma S_3 & \Sigma C_4 & \Sigma S_4 \\
 \Sigma C_1 & \Sigma C_1 & \Sigma C_1^2 & \Sigma C_1 S_1 & \Sigma C_1 C_2 & \Sigma C_1 S_2 & \Sigma C_1 C_3 & \Sigma C_1 S_3 & \Sigma C_1 C_4 & \Sigma C_1 S_4 \\
 \Sigma S_1 & \Sigma S_1 & \Sigma S_1 C_1 & \Sigma S_1^2 & \Sigma S_1 C_2 & \Sigma S_1 S_2 & \Sigma S_1 C_3 & \Sigma S_1 S_3 & \Sigma S_1 C_4 & \Sigma S_1 S_4 \\
 \Sigma C_2 & \Sigma C_2 & \Sigma C_2 C_1 & \Sigma C_2 S_1 & \Sigma C_2^2 & \Sigma C_2 S_2 & \Sigma C_2 C_3 & \Sigma C_2 S_3 & \Sigma C_2 C_4 & \Sigma C_2 S_4 \\
 \Sigma S_2 & \Sigma S_2 & \Sigma S_2 C_1 & \Sigma S_2 S_1 & \Sigma S_2 C_2 & \Sigma S_2^2 & \Sigma S_2 C_3 & \Sigma S_2 S_3 & \Sigma S_2 C_4 & \Sigma S_2 S_4 \\
 \Sigma C_3 & \Sigma C_3 & \Sigma C_3 C_1 & \Sigma C_3 S_1 & \Sigma C_3 C_2 & \Sigma C_3 S_2 & \Sigma C_3^2 & \Sigma C_3 S_3 & \Sigma C_3 C_4 & \Sigma C_3 S_4 \\
 \Sigma S_3 & \Sigma S_3 & \Sigma S_3 C_1 & \Sigma S_3 S_1 & \Sigma S_3 C_2 & \Sigma S_3 S_2 & \Sigma S_3 C_3 & \Sigma S_3^2 & \Sigma S_3 C_4 & \Sigma S_3 S_4 \\
 \Sigma C_4 & \Sigma C_4 & \Sigma C_4 C_1 & \Sigma C_4 S_1 & \Sigma C_4 C_2 & \Sigma C_4 S_2 & \Sigma C_4 C_3 & \Sigma C_4 S_3 & \Sigma C_4^2 & \Sigma C_4 S_4 \\
 \Sigma S_4 & \Sigma S_4 & \Sigma S_4 C_1 & \Sigma S_4 S_1 & \Sigma S_4 C_2 & \Sigma S_4 S_2 & \Sigma S_4 C_3 & \Sigma S_4 S_3 & \Sigma S_4 C_4 & \Sigma S_4^2
 \end{bmatrix}
 \begin{bmatrix}
 A \\
 B \\
 C_{11} \\
 C_{12} \\
 C_{21} \\
 C_{22} \\
 C_{31} \\
 C_{32} \\
 C_{41} \\
 C_{42}
 \end{bmatrix}
 =
 \begin{bmatrix}
 \Sigma Y_i \\
 \Sigma ti Y_i \\
 \Sigma Y_i C_1 \\
 \Sigma Y_i S_1 \\
 \Sigma Y_i C_2 \\
 \Sigma Y_i S_2 \\
 \Sigma Y_i C_3 \\
 \Sigma Y_i S_3 \\
 \Sigma Y_i C_4 \\
 \Sigma Y_i S_4
 \end{bmatrix}$$

todas las sumas son sobre i ó $ti = t_0 + i \Delta t$

$$\begin{array}{ll}
 C_{11} = a_1 \cos \alpha_1 & C_{12} = a_1 \sin \alpha_1 \\
 C_{21} = a_2 \cos \alpha_2 & C_{22} = a_2 \sin \alpha_2 \\
 C_{31} = a_3 \cos \alpha_3 & C_{32} = a_3 \sin \alpha_3 \\
 C_{41} = a_4 \cos \alpha_4 & C_{42} = a_4 \sin \alpha_4
 \end{array}$$

y sustituyéndolas en el interpolador queda:

$$\begin{aligned}
 y' = & A + Bt + C_{11} \cos \omega_1 t + C_{12} \sin \omega_1 t + C_{21} \cos \omega_2 t + C_{22} \sin \omega_2 t \\
 & + C_{31} \cos \omega_3 t + C_{32} \sin \omega_3 t + C_{41} \cos \omega_4 t + C_{42} \sin \omega_4 t
 \end{aligned}$$

se desea minimizar las diferencias cuadradas de la altura observada, y_i , y la altura interpolada, y'_i :

$$\frac{\partial}{\partial c_j} \sum_i (y_i - y'_i)^2 = 0$$

que es equivalente a:

$$\sum \frac{\partial y'_i}{\partial c_j} y'_i = \sum \frac{\partial y_i}{\partial c_j} y_i$$

donde $c_j = A, B, C_{11}, C_{12}, \dots$

e i implica $t = t_0 + i \Delta t$, donde $t = 0$ es el primer tiempo de la serie de mediciones y Δt es el incremento en tiempo (en este caso $\Delta t = 1$ hora).

Esta ecuación aplicada al interpolar genera diez ecuaciones simultáneas con diez incógnitas, su representación en forma de matrices ($A x = B$): se resuelve la matriz y se interpola el intervalo de tiempo deseado.

Utilizando cuatro frecuencias hay un límite de predicción de 120 valores horarios, de los cuales solo 40 pueden ser interpolados, ya que hay que dar 40 valores antes y 40 valores después al período a interpolar. Se pueden predecir mayor número de valores aumentando el número de frecuencias.

Este método se emplea para elaborar los calendarios de predicción de mareas, utilizando un número mayor de frecuencias.

III.3 Datos Meteorológicos.

Hay una posibilidad de que eventos que ocurren en la Isla Guadalupe no ocurran simultáneamente en la estación de Ensenada, para tratar de observar estos posibles defasamientos se --

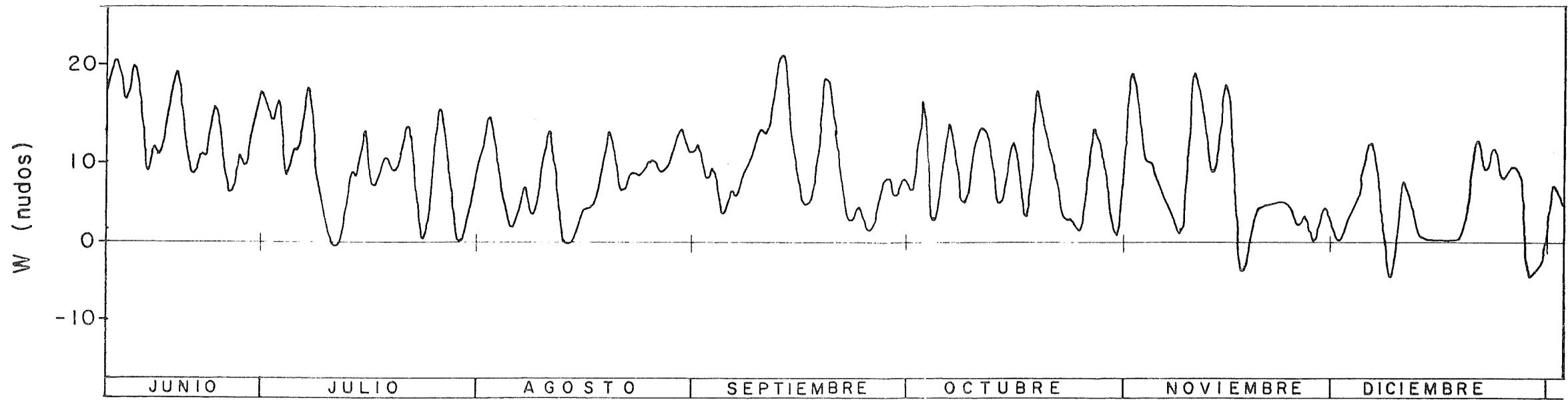


Fig. 7 - Variación en tiempo de la componente del viento en la dirección de 330°.

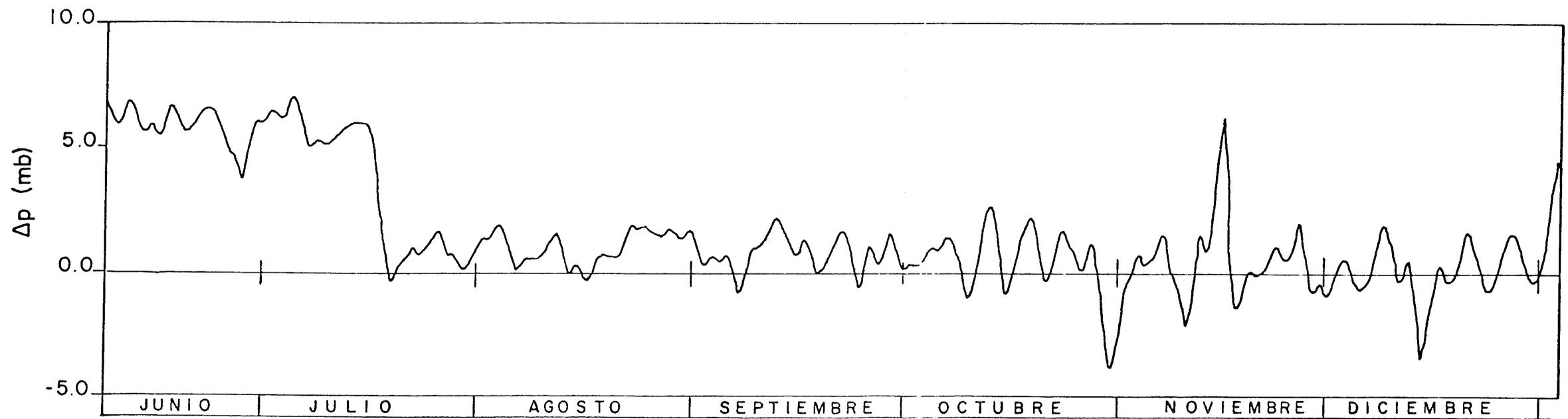


Fig. 8 - Variación en tiempo de la diferencia de presión entre I. Guadalupe y Ensenada ($\Delta p = P_G - P_E$).

usaron datos de vientos y presión atmosférica, Fig. 7 y 8 respectivamente.

Estos datos fueron tomados de cartas meteorológicas publicadas por U. S. Weather Bureau, las cuales dan un valor diario, se duplicaron por interpolación lineal, para darnos una serie de datos cada 12 horas, posteriormente se filtraron con un filtro numérico teniendo la misma respuesta que el de Groves D51, el cual se describe posteriormente. Estos datos se consideran pobres, ya que las altas frecuencias (variaciones con períodos menores que uno por día) no fueron anulados antes del muestreo.

III.4 Métodos Numéricos.

Para filtrar una serie finita de alturas horarias de marea $y(t)$,

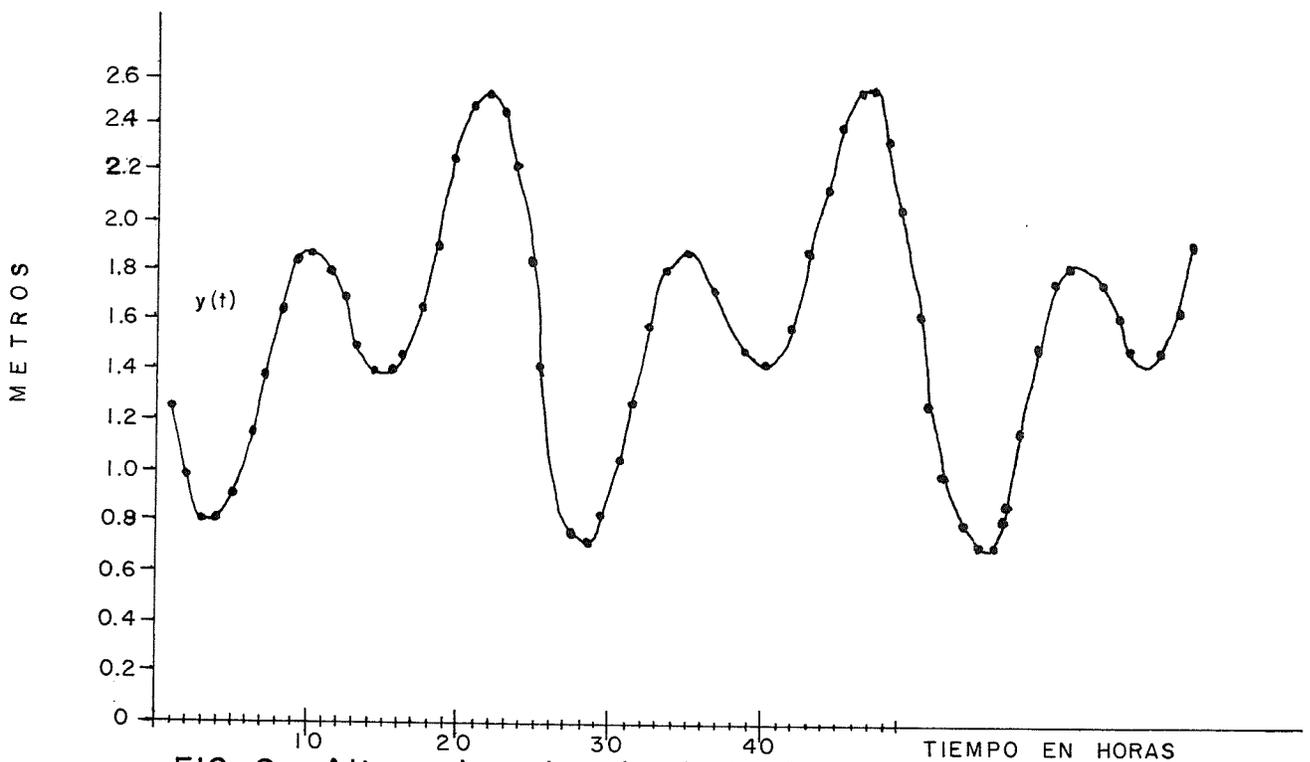


FIG. 9.- Alturas horarias de nivel del mar.

se utilizó un filtro numérico simétrico de 51 valores D51 (Groves 1955).

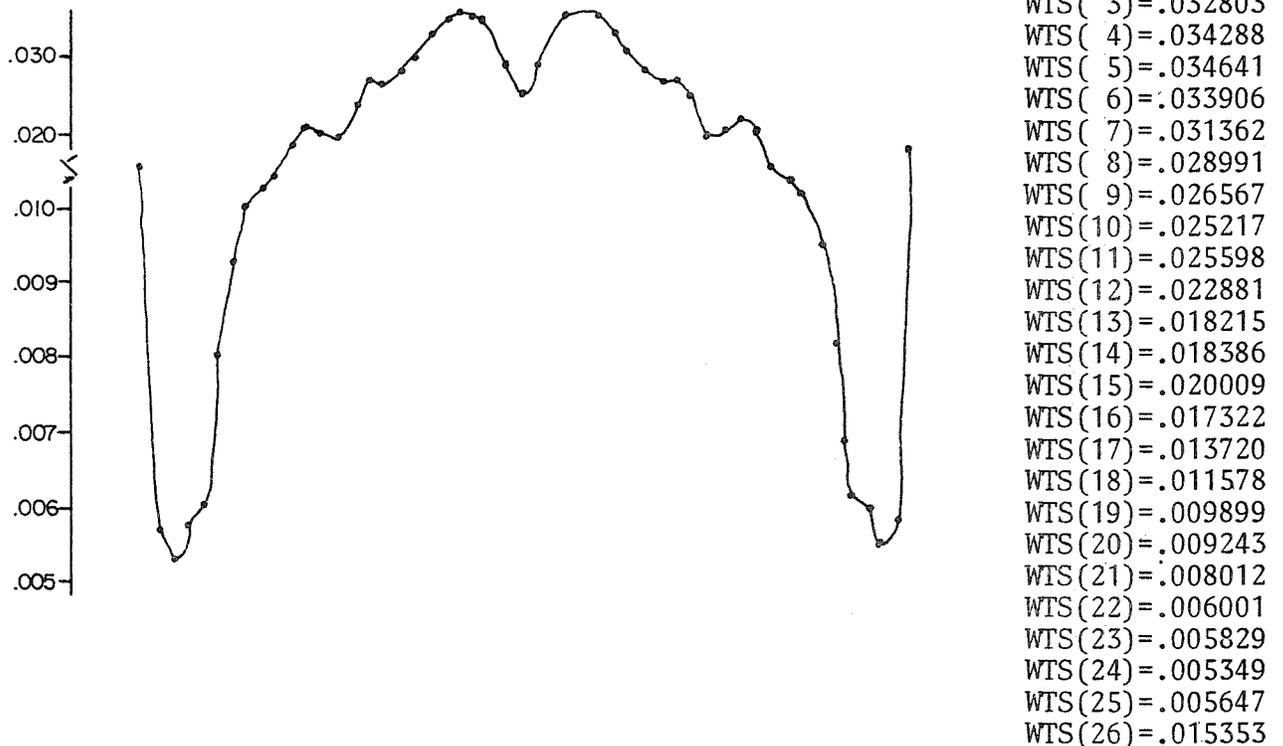


FIG. 10.- Ventana y valores del filtro numérico. D51 (Groves, 1955).

La altura a filtrar se multiplica por el valor central del filtro, se toman 25 valores a cada lado de ésta y se multiplica por los demás pesos del filtro, la suma de estos productos es el valor filtrado de la altura en proceso, esto es de acuerdo a:

$$Y(t) = \sum_{i=-N}^N W_i y(t_i - A t_i) \quad (1)$$

donde (t) es el dato de entrada que incluye el ruido propio de éste, W_i los N pesos a cada lado del valor central ($N = 25$) del filtro 0 factor, $Y(t)$ es la respuesta del filtro y puede ser llamado NIVEL MEDIO DEL MAR o marea meteorológica y $2N + 1$, - representa el número de valores sumados, para este caso - - - $2N + 1 = 51$. Los pesos o factores son normalizados de acuerdo a

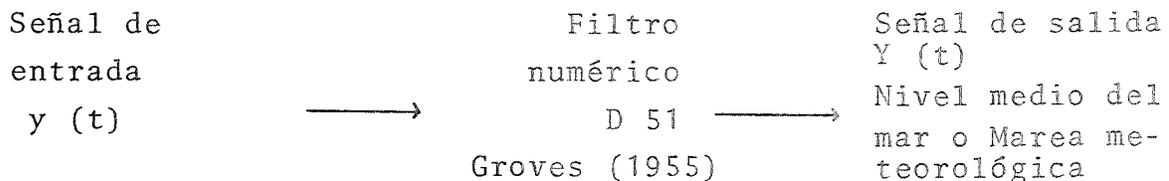
$$\sum_{i = -N}^N W_i = 1 \quad (2)$$

Ecuación (2) es condición que debe cumplir todo filtro, para dar respuesta unitaria para un componente de período infinito.

Para los primeros valores de una serie finita, se toman 25 valores hacia adelante y el número de valores hacia atrás, varía de 0 a 25, cero para el primer valor, uno para el segundo, dos para el tercero, etc. en el extremo final es lo contrario se toman 25 atrás, el número de valores después a $Y(t)$ varía de 25 a 0, esto es porque en este caso el número de valores que se suman es 51, de ahí viene el nombre del filtro - D51, los valores filtrados a los extremos, no están debidamente convulsionados pero se procede de la manera anterior para que el número de datos que entran sea el mismo que salen.

En las series de datos de nivel medio del mar de las figuras 12, 13 y 14, únicamente el primer valor y el último se ven afectados por este efecto, ya que la respuesta del filtro fue muestreada cada 12 horas, para trabajar con un número menor de datos.

El procedimiento anterior puede ser sintetizado por el esquema siguiente:



Este proceso de convertir $y(t)$ a $Y(t)$ (Ec.1) es una convolución de una función discreta.

Eliminando así todas las frecuencias diurnas, semidiurnas y altas frecuencias quedando únicamente las frecuencias pequeñas que son de período grande, en este caso de acuerdo a la longitud del filtro cualquier evento con período mayor de 2 días debe de mostrarse.

III.5 Correlaciones.

Para realizar las correlaciones con los diferentes parámetros que se muestran en las Figs. 15, 16, 17 y 18 se usó el siguiente algoritmo:

$$r(\tau) = \frac{N \sum_i x(t_i) y(t_i - \tau) - \sum_i x(t_i) \sum_i y(t_i - \tau)}{\{N \sum_i x^2(t_i) - \left[\sum_i x(t_i) \right]^2\}^{1/2} \{N \sum_i y^2(t_i - \tau) - \left[\sum_i y(t_i - \tau) \right]^2\}^{1/2}}$$

donde τ es la función de fase $x(t_i)$, $y(t_i)$ son series de datos para tiempo continuo.

Las sumas de t_i son tomadas sobre N valores de datos.

Ejemplo:

$x_1, x_2, x_3, x_4, x_5, x_6, \dots, x_n$	
<hr/>	
$y_1, y_2, y_3, y_4, y_5, y_6, \dots, y_n$	fase 0
$x_1, x_2, x_3, x_4, x_5, x_6, \dots, x_n$	
<hr/>	
$y_1, y_2, y_3, y_4, y_5, y_6, \dots, y_n$	fase -1
$x_1, x_2, x_3, x_4, x_5, x_6, \dots, x_n$	
<hr/>	
$y_1, y_2, y_3, y_4, y_5, y_6, \dots, y_n$	fase 2
etc.	

IV. RESULTADOS Y DISCUSION.

Las series de tiempo de nivel medio del mar presentados - en las Figs. 12 y 13, de las dos estaciones presentan una tendencia anual, esta fue calculada por mínimos cuadrados y se restaron de las series originales para mostrar mejor el máximo de correlación entre Isla Guadalupe y Ensenada. Los ciclos anuales estan fuera de fase y presentan sus máximos con 26 días de diferencia.

La Fig. 14 representa la diferencia relativa de las dos - estaciones, Isla Guadalupe menos Ensenada.

Para un flujo geostrófico el efecto de Coriollis asociado con la corriente de superficie esta en equilibrio aproximado - con el gradiente de presión transversal, requiriendo una diferencia de nivel a través de la corriente.

$$\Delta H = \frac{f L}{g} \bar{V}_s$$

para la región en estudio $\frac{1}{fL/g} = .84$, entonces tenemos que:

$$\bar{V}_s = .84 \Delta H \text{ cm /seg}$$

Donde \bar{V}_s es el valor promedio a través de la corriente, L distancia entre las estaciones, f es el parámetro de Coriollis. Esta figura es representativa de variaciones en los cambios de flujo medio superficial de la corriente de California entre la isla y Ensenada, ya que al restar una de otra se anulan los efectos locales, y nos da un promedio de los eventos entre la isla y la costa y de acuerdo, a la ecuación anterior de flujo geostrófico, estas alturas son proporcionales a las velocidades de corrientes; es necesario establecer un nivel de referencia común a las dos estaciones, para así determinar la magnitud de la corriente.

Observando la Fig. 14 se puede mirar que hay dos tipos de eventos u oscilaciones en la Corriente de California con duración de 5 - 7 días y de 15 - 30 días y que hay un máximo a mediados de septiembre y un mínimo a fines de noviembre y principi

pios de diciembre, este podría explicar-el por que de la contra corriente de la Corriente de California o Corriente de Davidson y la diferencia de fase en los ciclos anuales.

Las diferencias de nivel del mar se relacionan unicamente a la velocidad de la corriente superficial, se asume que esta es variación del transporte total.

La condición geostrófica se aplica unicamente a cambios - con períodos mayores de 2 días.

Estos eventos no tienen contraparte en el clima local y - aparentemente representan influencias de todo el océano.

La Fig. 15 y Fig. 16 muestran las curvas de correlación - entre Isla Guadalupe y Ensenada, a diferentes fases, de -50 a 50 días con ciclo anual y sin ciclo anual respectivamente, se hizo esto para observar en que fase se encontraba mayor correlación en el intervalo común; como lo muestran las figuras, se encontró que la mayor correlación es en la fase cero; se tomó esta fase para restarse una de otra.

La Fig. 17 muestran las correlaciones entre la diferencia de nivel de las dos estaciones ($\Delta H_I = G_I - E_I$) y vientos (W 330), se observa un máximo a tres días antes de la fase cero, de la - cual se infiere que el océano, tarda en responder al esfuerzo - tangencial del viento dos o tres días.

Las correlaciones del gradiente de presión ($\Delta P_I = P_G - P_E$) con la diferencia de nivel (ΔH_I) en la Fig. 18 muestra muy poca correlación entre éstas.

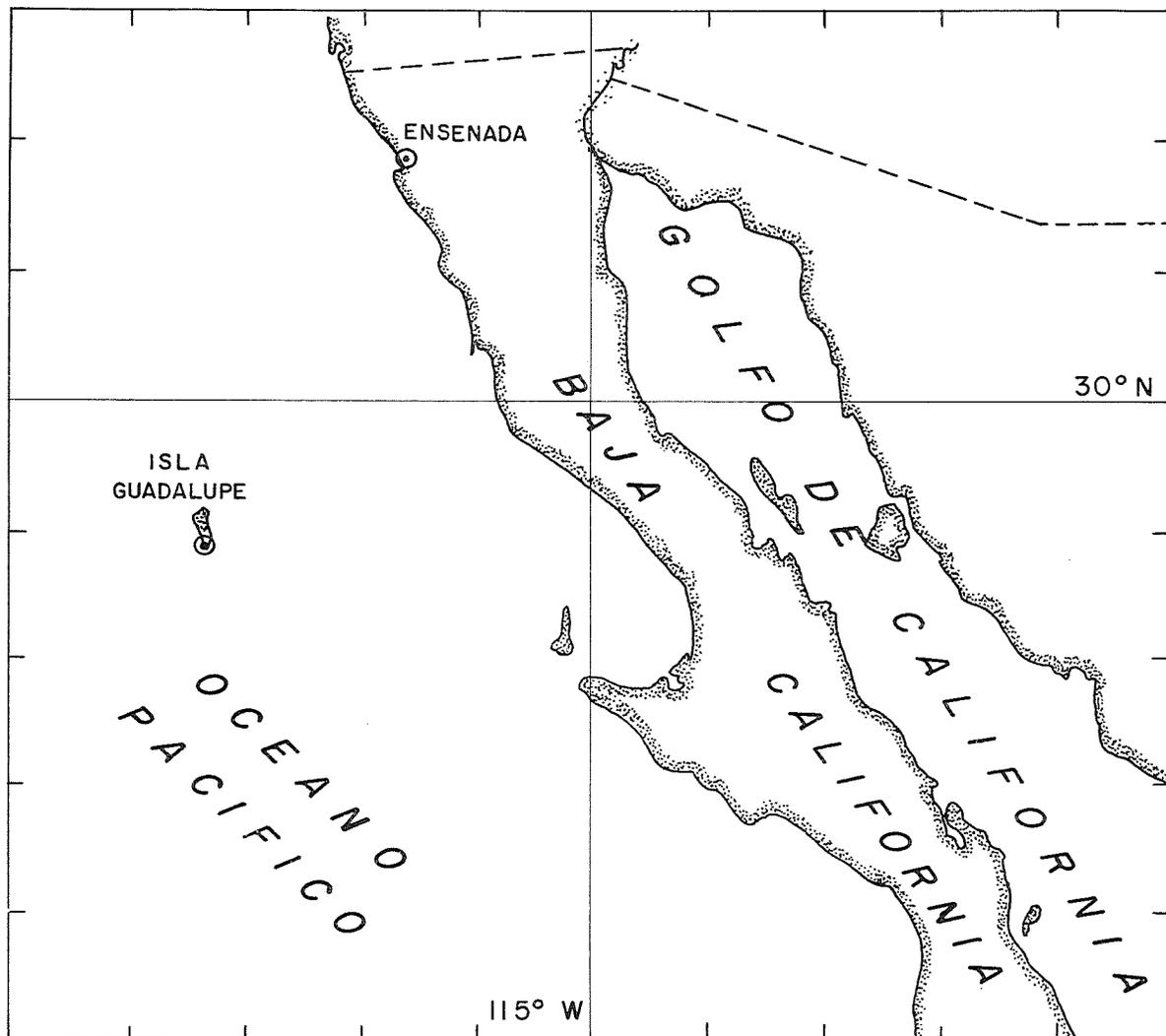


FIG. II .- AREA DE ESTUDIO .

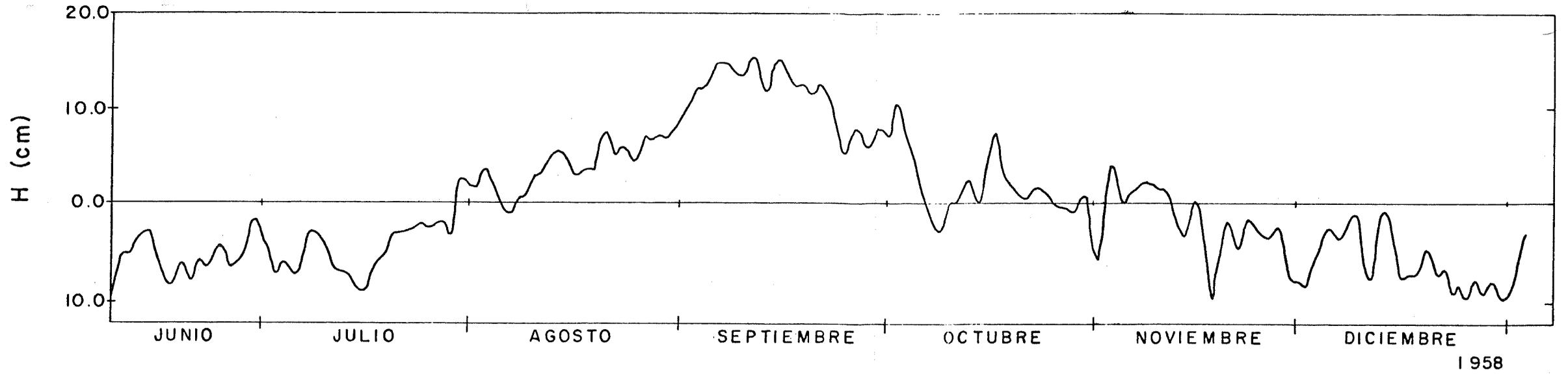


FIGURA 12.-VARIACION DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN ISLA GUADALUPE, G₁.

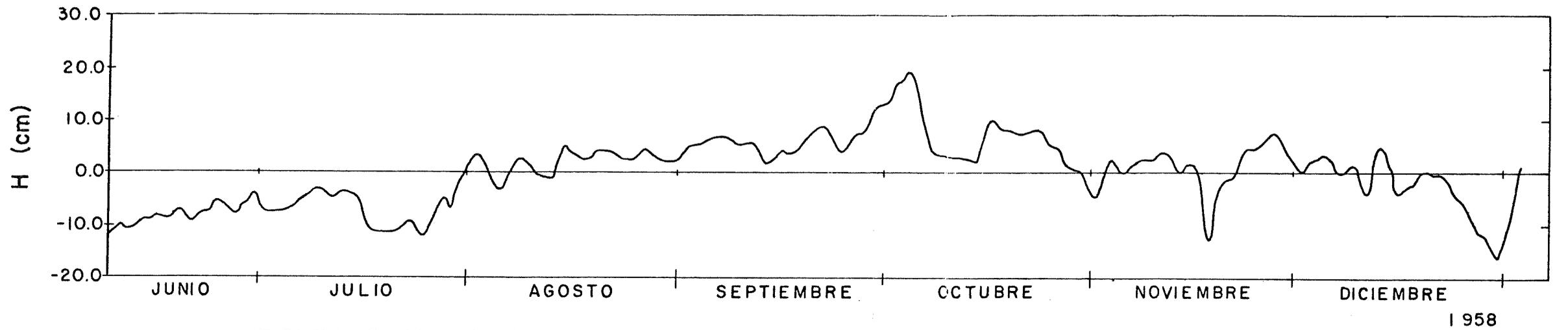


FIGURA 13.-VARIACION DEL NIVEL MEDIO DEL MAR EN ENSENADA, E₁.

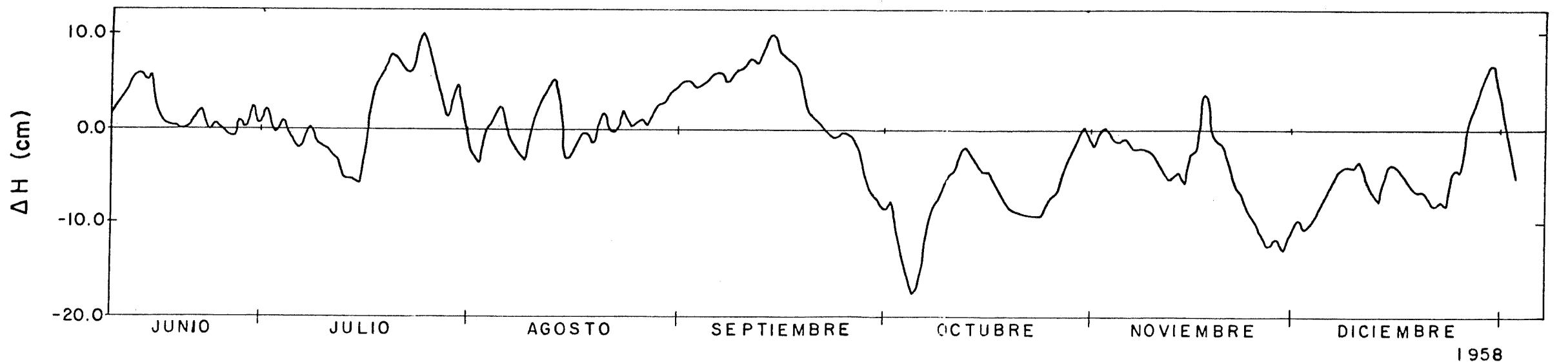


FIGURA 14.-DIFERENCIA RELATIVA DE NIVEL MEDIO DEL MAR ENTRE ISLA GUADALUPE Y ENSENADA, $\Delta H = G_1 -$

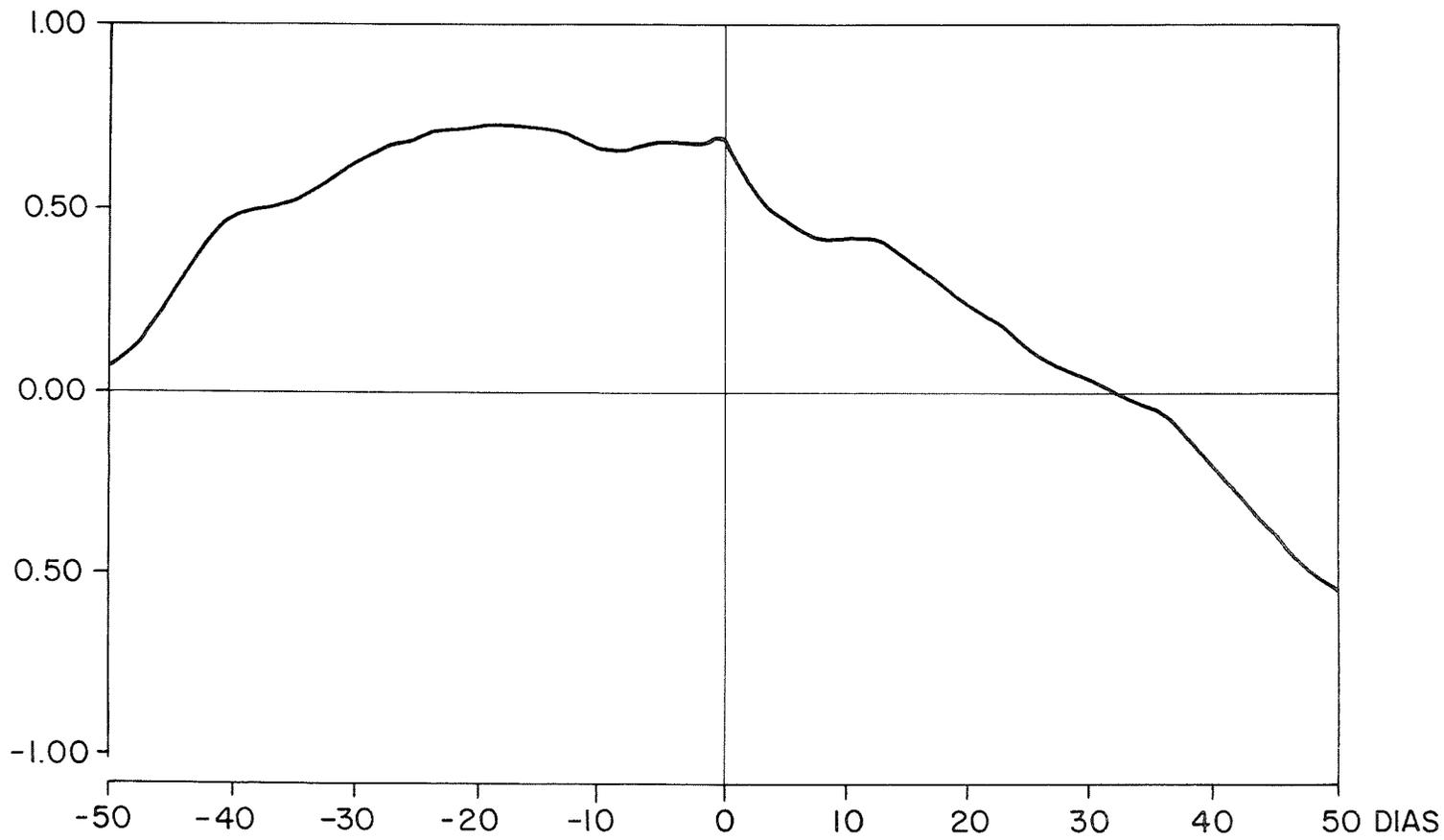


Fig.15.- Coeficientes de correlaciones, r , del N.M.M. entre I. Guadalupe y Ensenada, a diferentes faces con ciclo anual.

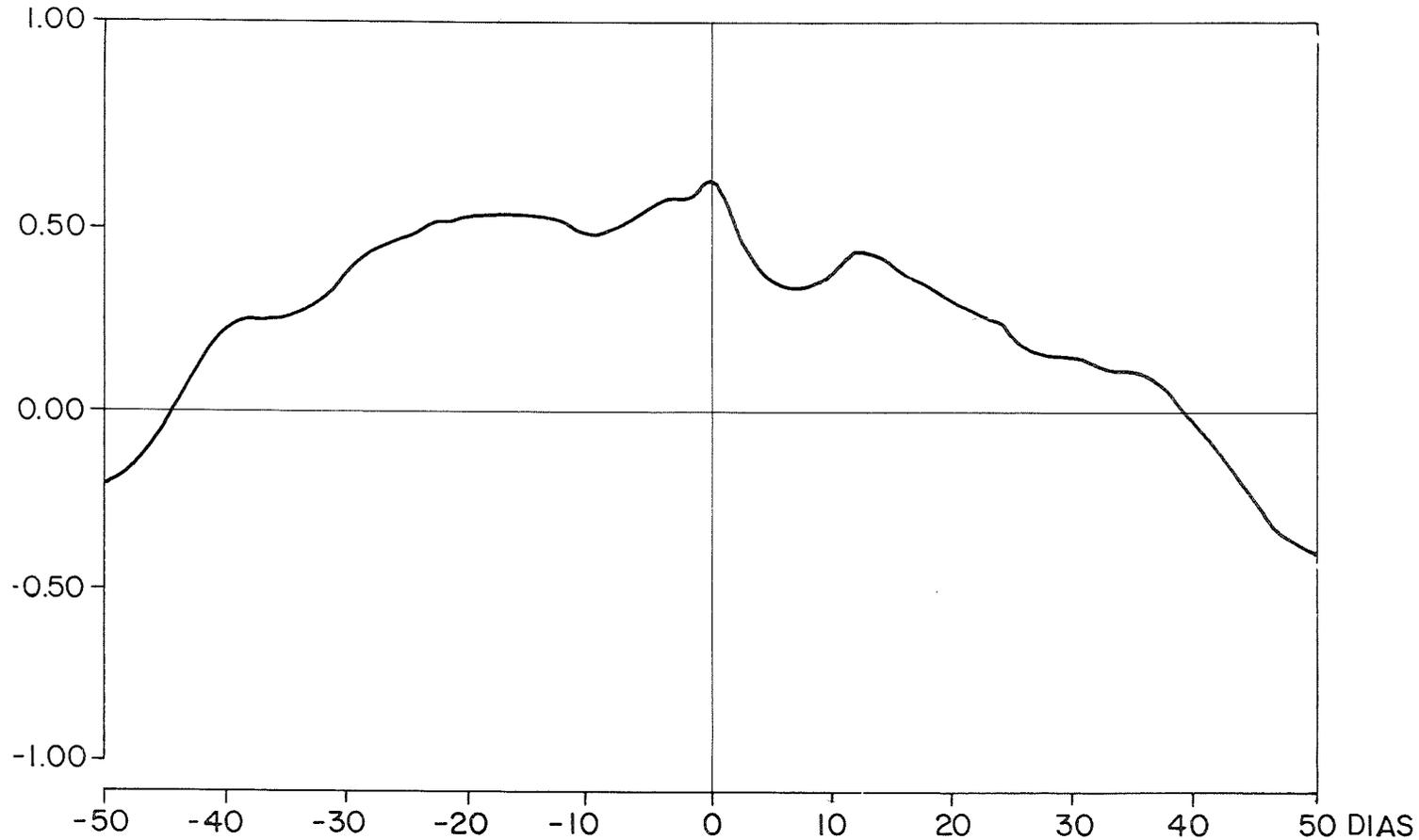


Fig.16.- Coeficientes de correlaciones, r , del N.M.M. entre I. Guadalupe y Ensenada, a diferentes faces sin ciclo anual.

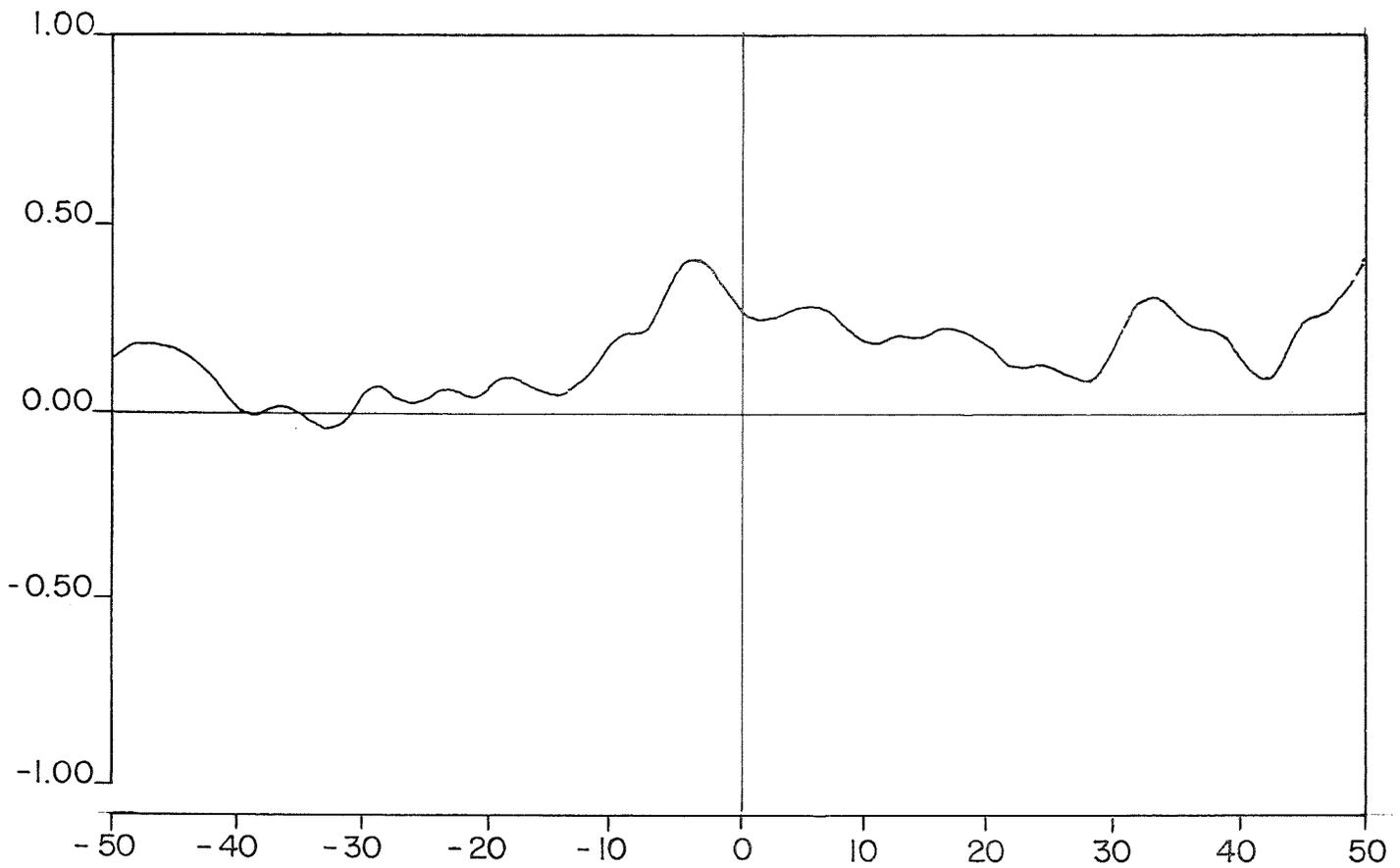


Fig. 17 - Coeficientes de correlaciones, r , entre la diferencia de nivel y viento a diferentes faces.

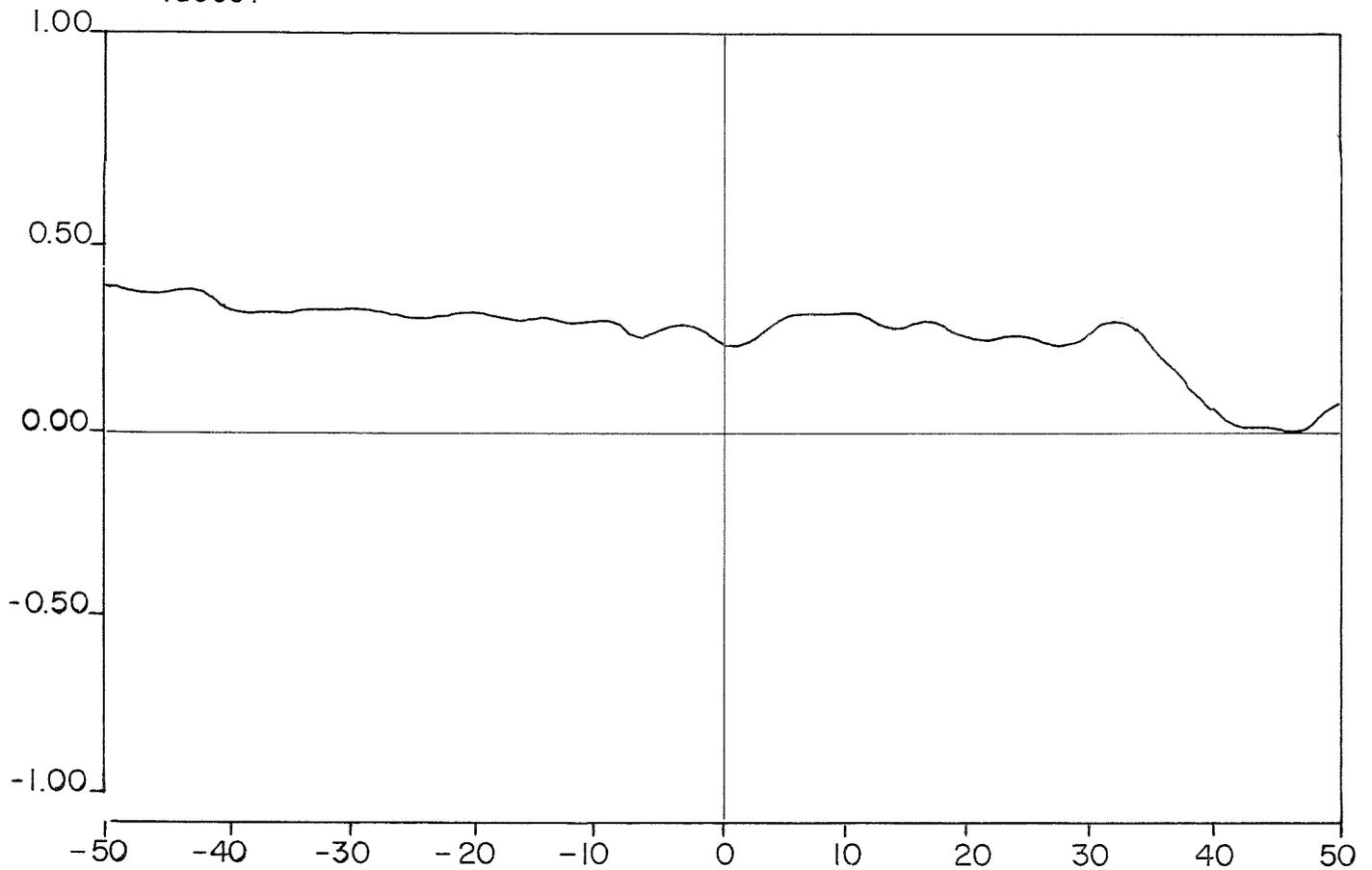


Fig. 18 - Coeficientes de correlaciones, r , entre la diferencia de presión y la diferencia de nivel a diferentes faces.

V. CONCLUSIONES

De acuerdo a los propósitos de este estudio los resultados son satisfactorios y se puede concluir tentativamente de acuerdo a los resultados anteriores lo siguiente:

Los fenómenos meteorológicos locales no determinan completamente las fluctuaciones de nivel del mar.

El océano tarda en responder al esfuerzo tangencial del viento dos o tres días.

El efecto del barómetro invertido producido por los cambios de presión sobre el mar es casi nulo en la región de estudio.

Hay tres tipos de variaciones en la Corriente de California que son: un ciclo anual, oscilaciones de 5 - 7 días y de 15 - 30 días.

VI. BIBLIOGRAFIA.

- Bakun, A., 1973, Coastal Upwelling Indices, West Coast of North America 1946-1971, NOAA Technical Report NMFS SSRF - 671.
- Bevington, Philip R., 1979, Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences, Mc Graw-Hill, Inc., New York, 134, 163.
- Christensen N., Jr., Rodríguez N. Un estudio de Nivel del mar y las Corrientes de Baja California. (en preparación).
- Clancy, E. P., 1968. The Tides, Doubleday & Company, Inc. 11-40.
- Groves, G. W., 1955. Numerical filters for discriminating against tidal periodities. Trans. Amer. Geophys. Union, 36.1073 - 1084.
- Hickey, N., 1975. The Relationship Fluctuation in Sea Level, Wind stress and sea surface temperature in the Equatorial Pacific. J. Phys. Ocean. 6,460 - 475.
- Lisitzin, E., 1974. Sea level changes, Elsevier Scientific Publishing Co., New York. pp. 1-100.
- Newman G. Pierson, Jr. W. J., 1966. Principles of Physical Oceanography, Prentice-Hall, 137 - 138.
- Reid, J. L., Roden G. I. y Wyllie J. G., 1958. Studies of the California Current System. CALCOFI progress Report, 1956 - 1958: 27-56.
- Smith, R. L., 1968. Upwellingf Oceanography Marine Biol. Ann. Rev. 6: 11-46.
- Smith R. L., 1974. A Description of Current wind, and sea level variations during Coastal Upwelling off the Oregon Coast, July-August 1972. J. Phys. Ocean. 79, No. 3 435 -443.
- Sverdrup, H. V., Johnson M. W. and Fleming R. H., 1942. The Oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice-Hall, Inc. 545-564.
- U. S. Department of Commerce Coast and Geodetic Survey, 1941. Manual of Tide Observations, special publication No. 196. 1 -92.

- Wunsch, C., D. V. Hensen, and B. D. Zetler, 1969. Fluctuations of the Florida Current inferred from sea level records. *Deep-Sea Res.*, 16, 447-470.
- Wyrтки, K., 1973. Sea level and the seasonal fluctuations of the Equatorial Currents in the Western Pacific Ocean. *J. Phys. Ocean.* 4, 91-103.
- Wyrтки, K., 1974. Fluctuations of the Dynamic Topography in the Pacific Ocean. *J. Phys. Ocean.* 5, 450-459.