

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA
ES CUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS

CIR CULACION INDUCIDA POR EL VIENTO
EN LA ZONA COSTERA

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
O C E A N O L O G O
PRESENTA:
RAFAEL HERNANDEZ WALLS

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA MEXICO, OCTUBRE DE 1986.

'' CIRCULACION INDUCIDA POR EL VIENTO
EN LA ZONA COSTERA''

TESIS
QUE PRESENTA:
RAFAEL HERNANDEZ WALLS

Aprobada por:

GUSTAVO ALVAREZ

Presidente del jurado
M.C. Luis G. Alvarez S.

[Signature]
Sinodal propietario
M.C. Hector S. Velez M.

[Signature]
Sinodal Suplente
Oc.. Ruben Castro V.

Javier Sandoval M.
Sinodal Propietario
Oc. Francisco Sandoval M.

[Signature]
Sinodal Suplente
Oc. Armando Trasviña C.

RESUMEN

Se discute un modelo analítico propuesto por Jeffreys (1923) en el cual se determinan los perfiles verticales de las velocidades horizontales de la corriente, que son inducidas por el viento y que se ven obstruidos por una costa. Mediante el modelo se construyen diagramas de componentes de rapidez de la corriente ($Q-\alpha$) en los cuales se varia tanto la rapidez del viento Q ($1-10 \text{ ms}^{-1}$) como el ángulo de incidencia del mismo α ($0^\circ-180^\circ$). Además se aplica el modelo a datos obtenidos en dos zonas costeras cercanas entre si pero de diferente morfología (Bahía de Todos Santos y Playas de Tijuana). Por último, se propone trabajar a la Bahía en forma esquematizada con trazos rectos, aplicando el modelo en forma individual a cada uno de ellos para dos tipos de viento locales (brisa marina y condición Santa Ana).

Se encontró que a media agua, las corrientes son generalmente paralelas a la costa. Esto se observó en los días de medición para Bahía de Todos Santos, mientras en Playas de Tijuana se observó una influencia de la topografía en las trayectorias de los cuerpos de deriva. Para el ensayo de la Bahía esquematizada, se encontró que lo reportado en este trabajo concuerda cualitativamente con lo observado por otros autores.

A MIS PADRES

Guadalupe Walls de Hernández

y

Rafael S. Hernández Cruz

AGRADECIMIENTOS

Al M.C. Luis G. Alvarez S. por los consejos y la amistad brindada durante la realización del presente trabajo.

A los miembros del comité de tesis, por las sugerencias dadas al presente trabajo.

A todas las personas que de alguna manera hicieron posible la realización del presente trabajo, en especial al grupo de Circulación y Dispersión Costera.

Este trabajo fue posible gracias a una beca otorgada por CICESB bajo un proyecto especial financiado por CONACYT (PCECBNA-021263).

Circulación inducida por el viento en la zona costera.

CONTENIDO

	pág.
1 INTRODUCCION	1
1.1 ANTECEDENTES	
1.1.1 Bahía Todos Santos	6
1.1.2 Playas de Tijuana	9
2 TEORIA	
2.1 ANTECEDENTES HISTORICOS	11
2.2 SISTEMA DE REFERENCIA Y MODELO	13
3 OBSERVACIONES	
3.1 CORRIENTES	17
3.2 VIENTOS	19
3.3 FUENTES DE ERROR	19
4 RESULTADOS	
4.1 CORRIENTES, TRAYECTORIAS Y VIENTOS OBSERVADOS	22
4.2 MODELO CON VALORES ARBITRARIOS DE Q Y α	47
4.3 MODELO CON LOS VIENTOS OBSERVADOS PROMEDIADOS EN EL TIEMPO	47
5 DISCUSION	
5.1 VALORES ARBITRARIOS DE Q Y α EN EL MODELO	51
5.2 PLAYAS DE TIJUANA	53
5.3 BAHIA TODOS SANTOS	54
6 CONCLUSIONES	63
7 REFERENCIAS	65
APENDICE	67

SIMBOLOS UTILIZADOS

A	Constante
B	Constante
C	Constante
C_d	Coefficiente de fricción entre aire-agua (2×10^{-3})
C_b	Coefficiente de fricción entre agua-fondo (3×10^{-3})
D	Constante
E	Constante
f	Parámetro de Coriolis ($2\Omega \sin(\theta)$)
g	Aceleración gravitacional
G	Término análogo a la velocidad geostrofica
h	Profundidad total
i	$(-1)^{\frac{1}{2}}$
j	$(1 + i)$
K	Coefficiente vertical de viscosidad turbulenta o coeficiente de intercambio de momentum en dirección vertical (K=cte.)
p	Fluctuaciones de la presión resultante del movimiento del fluido
Q	Magnitud de la velocidad del viento
q	$(f/2K)^{\frac{1}{2}}$
R	Magnitud de la corriente cerca del fondo
S	Constante
t	Tiempo
u	Componente de la velocidad en la dirección x
\bar{U}	La velocidad de la corriente $\bar{U} = \hat{i}u + \hat{j}v + \hat{k}w$
v	Componente de la velocidad en la dirección y
w	Componente de la velocidad en la dirección z
W	$u + iv$
x	Eje horizontal
y	Eje horizontal
z	Eje vertical
α	Angulo de incidencia del viento respecto a la costa
ϵ	Coefficiente lateral de viscosidad turbulenta
η	Elevación de la superficie no perturbada del nivel del mar
λ	$q/2h$
ρ	densidad del agua de mar ($1.025 \text{ gr. cm}^{-3}$)
σ	densidad del aire ($1.25 \times 10^{-3} \text{ gr. cm}^{-3}$)
θ	Latitud
Ω	Velocidad angular de la tierra
V	Operador nabla
τ_s	Esfuerzo del viento sobre la superficie del mar
τ_b	Esfuerzo de la corriente sobre el fondo

LISTA DE FIGURAS

No.	Pág.
1	Localización del área de estudio: Bahía Todos Santos 3
2	Area de estudio: Playas de Tijuana 4
3	Sistema de referencia utilizado 16
4	Niveles de medición sobre una sección del área de estudio 17
5	Esquema del remolque y equipo de radar 18
6	Fotografía del soporte de la cámara ya instalada sobre el radar 21
7a	Trayectorias de los cuerpos de deriva frente a Playas de Tijuana B.C. correspondientes al día 20-III-85 a diferentes profundidades 23
7b	Idem.7a, 20-III-85 24
8	Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento medido. Para el día 20-III-85 25
9	Idem.7, 21-III-85 28
10	Idem.8, 21-III-85 29
11a	Trayectorias de los cuerpos de deriva en la Bahía Todos Santos correspondientes al día 20-VIII-83 a diferentes profundidades 31
11b	Idem.11a, 20-VIII-83 32
12	Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento para el día 20-VIII-83 33

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

No.	Pág.
13 Idem.11a, 20-IX-83	34
14 Idem.12, 20-IX-83	35
15 Idem.11a, 22-IX-83	38
16 Idem.12, 22-IX-83	39
17 Idem.11a, 20-X-83	41
18 Idem.12, 20-X-83	43
19 Idem.11a, 20-X-83	44
20 Idem.12, 7-III-84	45
21 Diagramas Q- α para las componentes u y v de la velocidad de la corriente (cms^{-1}) para distintas profundidades	48
22 Idem.21	49
23 Idem.21, pero utilizando el modelo sin el término de Coriolis	50
24 Bahía Todos Santos representada en cuatro trazos rectos	56
25 Resultados gráficos del modelo en condiciones de brisa marina en las diferentes costas idealizadas de Bahía Todos Santos, θ (---) es el ángulo formado por la corriente con respecto al sistema de referencia	58
26 Idem.25, con viento E	59

LISTA DE TABLAS

No.		Pág
1	Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 4 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = -30^\circ$ para el día 20-III-85	26
2	Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 3 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = -29^\circ$ para el día 21-III-85	26
3	Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 5 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = 67^\circ$ para el día 20-VIII-83	36
4	Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 5.5 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = 169^\circ$ para el día 20-IX-83	36
5	Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 0 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = 0^\circ$ para el día 22-IX-83	40

LISTA DE TABLAS (Continuación)

No.		Pág.
6	Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 3.6 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = 93^\circ$ para el día 20-X-83	40
7	Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 3.5 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = 68^\circ$ para el día 7-III-84	46
8	Valores de las velocidades obtenidas por el modelo (cms^{-1}) en las diferentes costas esquematizadas en Bahía Todos Santos.	60
9	Valores de las velocidades obtenidas por el modelo (cms^{-1}) en las diferentes costas esquematizadas en Bahía Todos Santos.	61

1.

INTRODUCCION

Entre las fuerzas generadoras de corrientes costeras, el esfuerzo del viento es una de las más importantes ya que la energía que transmite tangencialmente al mar, produce un movimiento horizontal de las aguas. Debido a esto y como un primer paso para describir la dinámica costera, el propósito primordial de este trabajo es determinar las velocidades de las corrientes inducidas por el esfuerzo del viento en la superficie del mar y la distribución vertical de dichas velocidades en dos regiones costeras: Bahía de Todos Santos y Playas de Tijuana, con mediciones lagrangeanas y verificando estos resultados con un modelo teórico. La gran diferencia de la geomorfología entre las dos zonas de estudio hacen indispensable un análisis por separado de cada región.

Este tipo de estudios ha sido motivado en parte porque las corrientes influyen en el proceso de dispersión de los contaminantes que son vertidos en el agua de mar, los cuales afectan tanto a la economía como a la ecología de la zona costera.

Este trabajo es parte de un programa de observaciones que efectúa el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), que comprende mediciones de magnitud y dirección del viento así como del comportamiento de las corrientes. Estas mediciones se efectuaron en: a) Bahía de Todos Santos y b) Playas de Tijuana. La primera está localizada entre los $31^{\circ} 40'$ y los $31^{\circ} 35'$ de latitud norte y los $116^{\circ} 36'$ y $116^{\circ} 50'$ de longitud oeste (figura 1). Es una Bahía semi-prottegida con un área aproximada de 166 km^2 . Las isobatas superiores a 50 m son irregulares y sólo a partir de la isobata de 20 m tienden a ser paralelas a la línea de costa, especialmente en el región este, constituida por playas arenosas.

La localidad de Playas de Tijuana se encuentra al occidente de la Ciudad de Tijuana B.C. a los $32^{\circ} 32'$ y $32^{\circ} 28'$ de latitud norte y a los $117^{\circ} 08'$ y $117^{\circ} 06'$ de longitud oeste (figura 2). En contraste con Bahía Todos Santos es una costa expuesta, recta y con isobatas casi paralelas a la línea de costa. Su orientación es aproximadamente norte-sur y es una zona somera con profundidades menores a los 40 m.

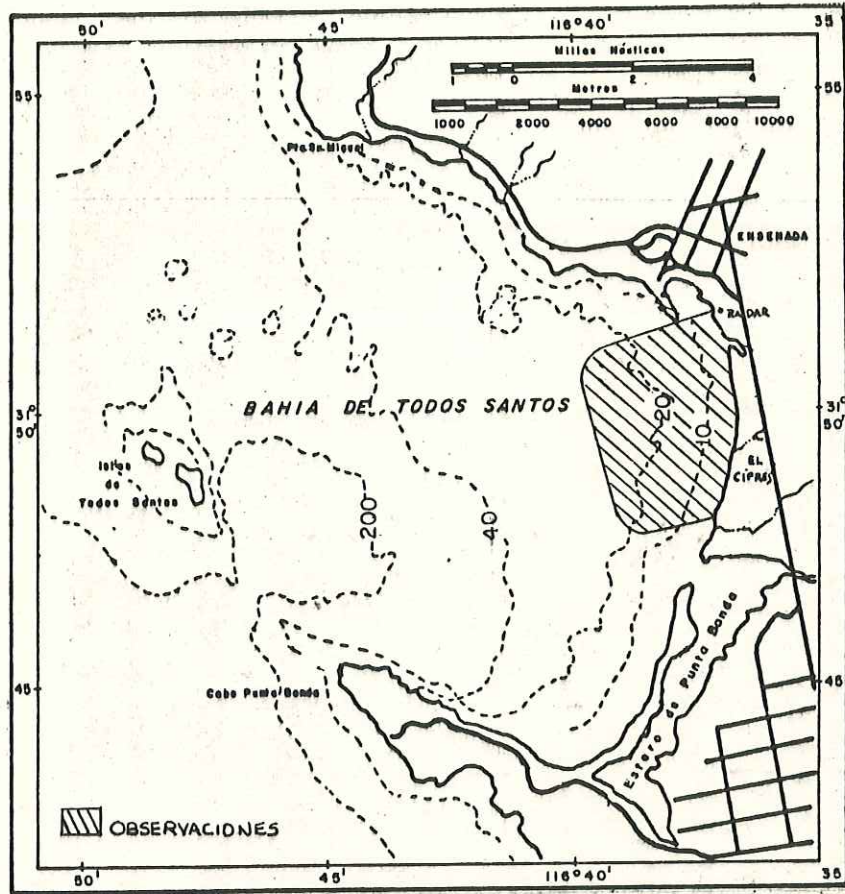


Fig.-No. 1 Localización del área de estudio: Bahía de Todos Santos.

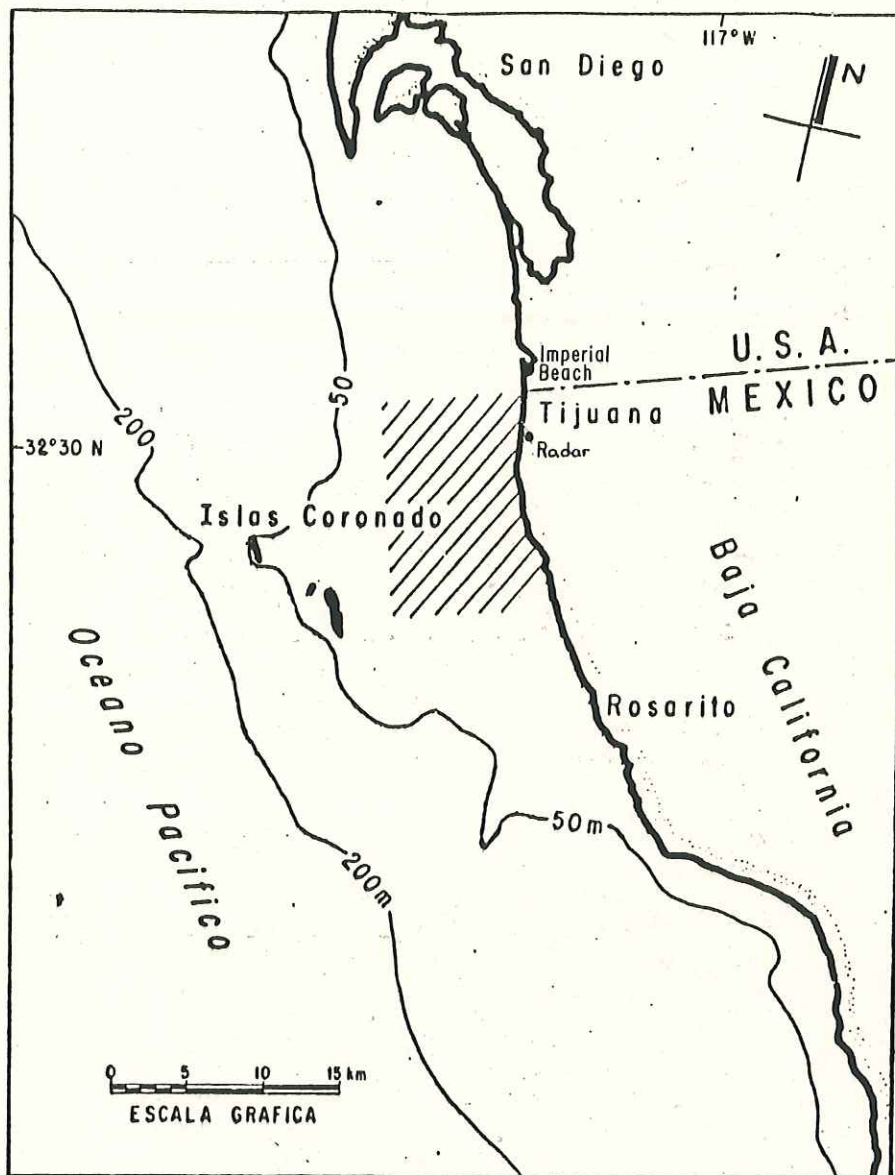


Fig. Nº 2 .- Area de estudio: Playas de Tijuana .

Se estudiaron las corrientes en las regiones costeras citadas. Una de ellas como una costa cóncava, protegida y la otra de forma recta y más expuesta a las condiciones oceánicas. En el capítulo 3 se plantea el método utilizado para la medición de corrientes y los vientos. Además se describen las probables fuentes de error en los resultados obtenidos.

Como una primera aproximación para describir la circulación en las dos zonas costeras, se utilizó un modelo analítico hidrodinámico, en el cual el balance está dado por los gradientes de presión, los esfuerzos viscosos y por la fuerza de Coriolis (capítulo 2 y apéndice I). Como única fuerza externa se aplicó el esfuerzo del viento. En el capítulo 4 se describen los diagramas de contornos de componentes de velocidad de la corriente con base en el modelo. Dichos diagramas proporcionan la magnitud de la corriente en función la de rapidez del viento y su ángulo de incidencia. En el capítulo 5 se comparan y discuten los resultados obtenidos en el campo con los obtenidos por el modelo. Además como un ensayo de modelación para explicar el comportamiento de las corrientes que han sido observadas en la Bahía de Todos Santos, se propone trabajarla en forma esquematizada como 4 costas rectas y modelando individualmente cada una de éstas, aplicando 2 tipos de viento. a) brisa marina y b) condición Santa Ana.

1.1 ANTECEDENTES.

1.1.1 Bahía de Todos Santos.

a) Corrientes.

El Instituto de Investigaciones Oceanológicas (1967) efectuó un estudio de corrientes en la zona eulitoral al sur del puerto de Ensenada, en el mes de febrero, determinando una rapidez promedio de la corriente de 37 cms^{-1} en dirección SE.

Alvarez (1971) hizo un estudio de corrientes en la parte norte de la Bahía de Todos Santos y encontró que en general el agua entra a la Bahía por ese lado, y propone que las corrientes de deriva van hacia el interior de la Bahía, paralelas a la línea de costa en la región norte.

Argote et al. (1975) haciendo uso de datos hidrográficos tomados en la Bahía de Todos Santos en aguas de profundidades mayores de 30 m, en los niveles de 10 m y 30 m y apoyándose de datos de viento, concluyen que existen 3 tipos de circulación dependiendo de la dirección del viento, a continuación se cita sólo uno de ellos.

'... a) cuando los vientos tienen componente N, (...), las

aguas fluyen hacia el interior de la Bahía por la parte norte girando hacia el exterior por la zona de las islas. En la parte sur las aguas penetran a la Bahía por la zona adyacente a Punta Banda y fluyen hacia el exterior a la altura de las islas...'

Una de sus limitantes fue la de trabajar sólo para aguas de profundidad mayor a los 30 m, no pudiendo dar alguna conclusión acerca de la circulación costera para aguas de menor profundidad.

Alvarez et al. (1982) por observaciones directas de corrientes superficiales utilizando métodos Lagrangeanos en la parte sur de la Bahía de Todos Santos y en profundidades menores de 50 m, concluye que en esa región, el patrón de circulación superficial consiste de una celda, con corrientes a partir de Punta Banda a lo largo de toda la costa hasta la boca del estero de Punta Banda.

b) Vientos.

Alvarez (1977) estudiando datos de viento proporcionados por la base aérea El Ciprés B.C. encuentra que en general, los vientos dominantes en la Bahía de Todos Santos tienen una dirección NW, con una rapidez promedio de 4 ms^{-1} . Reporta que en otoño e invierno se presenta la mayor

variación de la dirección del viento.

Pavía (1979) trabajando con datos de la estación meteorológica de la Escuela Superior de Ciencias Marinas encontró que la dirección predominante para la brisa marina es del SW. Tomando este resultado y lo observado por Alvarez (1977) propone la hipótesis de que el viento que entra a la Bahía es dispersivo por la forma concava que ésta tiene.

Reyes y Parés (1983) analizaron los datos de viento superficial de cuatro estaciones meteorológicas en la Bahía de Todos Santos y encontraron que la brisa marina es, en promedio, dos veces más intensa que la brisa terrestre, además de que la brisa marina es más persistente que la brisa terrestre. Encontraron evidencia de la dependencia entre la dirección de la brisa marina y la dirección de la línea de costa, apoyando así la hipótesis de un régimen dispersivo de brisas en la Bahía.

Pavía y Reyes (1983) utilizando datos de viento superficial obtenidos en tres puntos de la Bahía de Todos Santos y el viento sinóptico estimado para la región durante 1979, encontraron que la brisa marina está mejor desarrollada durante invierno que durante verano, esto debido a que fue un período relativamente poco lluvioso

durante Febrero y la presencia de condiciones Santa Ana durante Septiembre. Encontraron que los vientos locales en la Bahía de Todos Santos son principalmente generados por las características físicas de la región, pero estos son grandemente afectados por la situación meteorológica general. Por último concluye que los mecanismos generadores del viento no actúan en forma homogénea en toda la Bahía.

1.1.2 Playas de Tijuana.

a) Corrientes.

Entre las corrientes más estudiadas cercana al área de estudio se encuentra la corriente de California la cual ha sido estudiada en una franja de más de 100 millas de amplitud a partir de 5 ó 10 millas de la costa para establecer el flujo promedio. Winant (1980) discutiendo sobre la circulación costera y las corrientes inducidas por el viento, indica que corrientes debidas al viento local han sido observadas fuera de Baja California, México, pero no da la referencia de dicha afirmación. Sañudo y Suárez (1984) en forma de antecedentes para la zona costera de Playas de Tijuana afirman que existe una corriente costera hacia el N, pero no dan la referencia del origen de dicha cita. Se han efectuado otros estudios sobre corrientes costeras pero en el área de los Estados Unidos de Norteamérica, en cuales

cabe citar a Gaul y Stewar (1960), Sounthern California Coastal Water Research Project (SCCWRP, 1973), Winant y Bratkovich (1981), y Lentz (1984), entre otros. De donde se puede concluir que existen dos flujos persistentes, uno en tiempo de invierno el cual es hacia el S, y el otro en verano en sentido contrario.

b) Vientos.

Las estadísticas del viento en la zona sur de California indican que el flujo promedio del viento es del NW debido principalmente a un centro de alta presión situado al NW de la costa de California, SCCWRP (1973). No se han reportado estudios sobre la variación del viento local en Playas de Tijuana.

2.1 ANTECEDENTES HISTORICOS

Desde tiempo atrás es conocido por los marineros que el viento que sopla sobre la superficie del mar crea un movimiento del agua y debido a esto en alguna forma comienzan las corrientes marinas. La primera teoría elaborada fue sugerida por el físico alemán Zoppritz en 1878, la cual indica en que el viento a través de la fricción con el agua (fuerza de arrastre), debe producir un movimiento de la superficie del mar en la misma dirección del viento. Debido a la fricción interna, el movimiento de la capa superior hace lo mismo con la capa inferior más profunda y esta a su vez a una más profunda y así sucesivamente. En el transcurso del tiempo (un tiempo muy largo, porque los cálculos de Zoppritz solamente toman la fricción molecular, la cual es relativamente pequeña), la velocidad disminuye proporcionalmente con el incremento de la profundidad.

Alrededor del año de 1900, Fridtjof Nansen trabajando con resultados de sus investigaciones en los movimientos del hielo polar, observó que cuando el viento soplaba en una cierta dirección por algún tiempo, el hielo empezaba a derivar entre 20 y 40 grados a la derecha de esa dirección. El llegó a la conclusión que la acción deflectora era debida

a la rotación de la tierra. Intuyó que las capas más profundas probablemente se movían en una dirección desviada a la derecha relativa a las capas superiores.

En 1905 Walfrid Ekman estudió el problema matemáticamente, desarrollando así la teoría de corrientes de deriva debidas al viento y afectados por la rotación de la tierra. Esta teoría indica que la corriente iniciada por el viento se desvía 45 grados de la dirección del viento en la superficie, notando que es a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. La teoría además confirma las conclusiones de Nansen de que el movimiento del agua se desvía a la derecha al incrementarse la profundidad, de aquí que a cierta profundidad el sentido sea en dirección contraria a la del viento. Encontró que la velocidad de la corriente decrece considerablemente con el incremento de la profundidad.

De esta teoría con fricción interna se cambió a una teoría con viscosidad turbulenta. Esto fue porque si se consideraba la fricción molecular, la profundidad a la cual la corriente se invertía resultaba únicamente de 1/2 metro, así que la única manera de salvar esta teoría era de tomar un valor grande para la fricción interna. Una de sus limitantes fué el considerar un océano con profundidad infinita.

En 1923 H. Jeffreys se dedicó a estudiar el efecto que causa una costa recta sobre las corrientes debidas al viento, pero llegó a unas ecuaciones (ecuación 1) cuya solución necesita de métodos numéricos para resolverse y en aquella época eso requería de mucho tiempo, por lo que simplificó estas ecuaciones para aguas someras y aguas profundas. En el presente trabajo se usó la solución de Jeffreys, modificada por Murray (1975). Debido a que el trabajo de Murray tiene un error tipográfico en uno de los términos de la ecuación 4 del título 2.2, se modificó la solución y se trabajó según la nueva corrección. Hanhn (1975) estudió las mismas ecuaciones de movimiento usadas por Murray pero eliminó el término de Coriolis y sólo utiliza la componente u de la corriente (paralela a la costa). Esta solución se utiliza también en el presente trabajo, como una manera de comparar los resultados obtenidos por el modelo propuesto por Murray (1975).

2.2 SISTEMA DE REFERENCIA Y MODELO.

Se considera una playa recta con isobatas paralelas a la costa, y un sistema de coordenadas Cartesiano, como se muestra en la figura 3.

Para el cálculo de los perfiles de velocidad se utilizó la

solución dada por Jeffrey s (1923) al siguiente sistema de ecuaciones de movimiento:

$$K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = -f v$$

$$K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + f u$$

1

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \rho g$$

Donde u es la componente de la velocidad en la dirección paralela a la costa, v es la componente de la velocidad en la dirección perpendicular a la costa, K es el coeficiente de viscosidad turbulenta, η es la elevación de la superficie no perturbada del nivel del mar, ρ es la densidad del agua de mar, g es la aceleración gravitacional y f es el parámetro de Coriolis.

La solución para el caso de una costa recta y un viento incidente estacionario (ver apéndice I), es:

$$W = G + A \operatorname{senh}(jqz) + jC \frac{\cosh(jqz)}{\operatorname{senh}(j\lambda)}$$

2

donde A y C son las constantes a determinar con las condiciones de frontera.

$$A = \frac{-(C_b R^2 \exp(i\gamma) + (\frac{\sigma}{\rho}) C_d Q^2 \exp(i\gamma))}{2 K j q \cosh(j\lambda)}$$

$$C = \frac{-(C_b R^2 \operatorname{sen}(\gamma) - (\frac{\sigma}{\rho}) C_d Q^2 \cos(\alpha))}{4 K q}$$

La solución de las ecuaciones de movimiento (ecuación 2) presenta la siguiente forma:

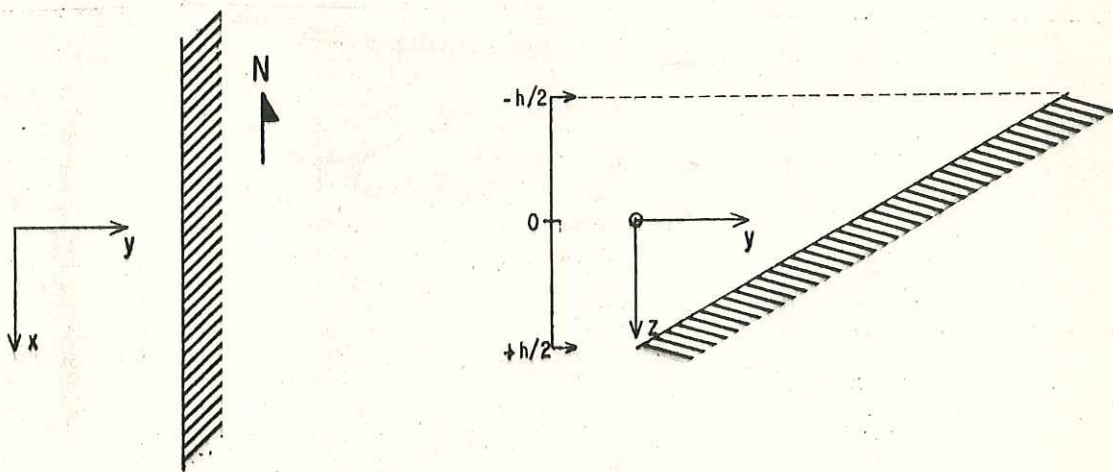
$$W = F(D) + F(T) \quad 3$$

Donde $F(T)$ es la solución independiente debida a los esfuerzos del viento, y $F(D)$ es la solución debida a el efecto secundario del viento que se manifiesta como los gradientes de presión generados por la obstrucción de la costa. Esto también se conoce como marea de viento (El término G en la ecuación 2). Con sólo los valores de rapidez y dirección del viento, además de especificar la latitud, la profundidad y los coeficientes de fricción, se pueden calcular los perfiles de velocidad de la corriente debidos al esfuerzo del viento. Para esto es necesario encontrar numéricamente el valor del ángulo (γ) que forma la corriente en el fondo con respecto a la costa. La ecuación

de donde se busca el valor de γ se obtiene del manejo de la solución para casos particulares (ver apéndice I). De la ecuación 2 tenemos:

$$\begin{aligned} & (\cosh(4\lambda) - \cos(4\lambda)) \operatorname{sen}(\gamma) \left(\frac{\rho}{\sigma} \cos(\alpha) \cos(\gamma) \right)^{\frac{1}{2}} q^{2\frac{1}{2}} K / C_b \\ & + Q(\cos(\alpha) (\operatorname{sen}(\gamma - \frac{\pi}{4}) \operatorname{senh}(4\lambda) - \cos(\gamma - \frac{\pi}{4}) \operatorname{sen}(4\lambda)) \\ & - 2\cos(\gamma) (\operatorname{sen}(\alpha - \frac{\pi}{4}) \operatorname{senh}(2\lambda) - \cos(\alpha - \frac{\pi}{4}) \cosh(2\lambda) \operatorname{sen}(2\lambda))) = 0. \end{aligned} \quad 4$$

El valor de γ se encontró aplicando el método de Newton-Raphson a la ecuación 4, apoyándose en el método de aproximación por cambio de signo. A continuación se encuentran los valores de R, G (como se muestra en el apéndice I). Con estos valores se calcularon las constantes A y C involucradas en la ecuación 2, y mediante ésta se encuentran los perfiles verticales de la velocidad horizontal de la corriente debida al esfuerzo del viento.



a) plano horizontal.

b) plano vertical.

Fig.3.- Sistema de referencia utilizado.

OBSERVACIONES

3.1 CORRIENTES

En este trabajo se midieron corrientes utilizando cuerpos de deriva con las mismas características de las que manejaron Alvarez, et al. (1982), pero colocándolos a diferentes profundidades (0, 4, 9 y 14 m), como se ilustra en la figura 4. La distancia inicial entre cada flotador que se lanzó fué de aproximadamente 250 m a una distancia de 3 km de la costa.

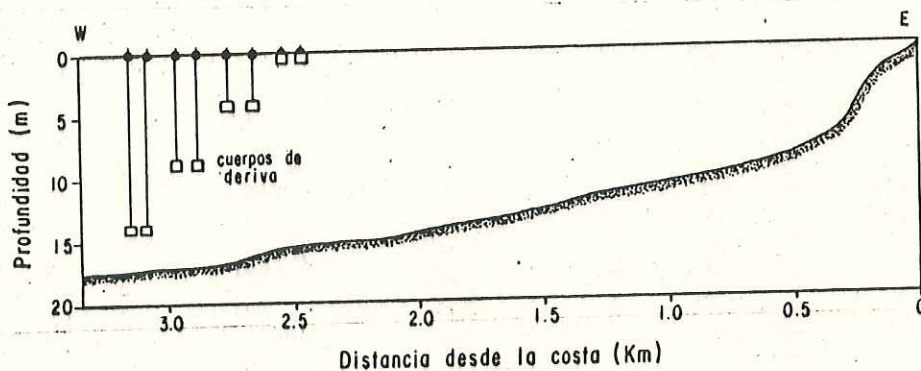


Fig4.-NIVELES DE MEDICION SOBRE UNA SECCION DEL AREA DE ESTUDIO (Lat. 31° 50'N)

Los cuerpos de deriva fueron localizados individualmente mediante un radar en la costa. En este trabajo se manejaron rangos máximos de 5 km. Una diferencia más entre el método utilizado por Alvarez et al. (1982) y el empleado en el presente trabajo fué la de tomar fotografías de la pantalla

del radar con el fin de poder localizar un número mayor de boyas (cuerpos de deriva). Para esto se instaló una cámara fotográfica en un soporte a una distancia de 1 metro por encima de la pantalla del radar (figuras 5 y 6). Las fotografías se tomaron a intervalos de 15 minutos usando un tiempo de exposición de 6 a 10 segundos.

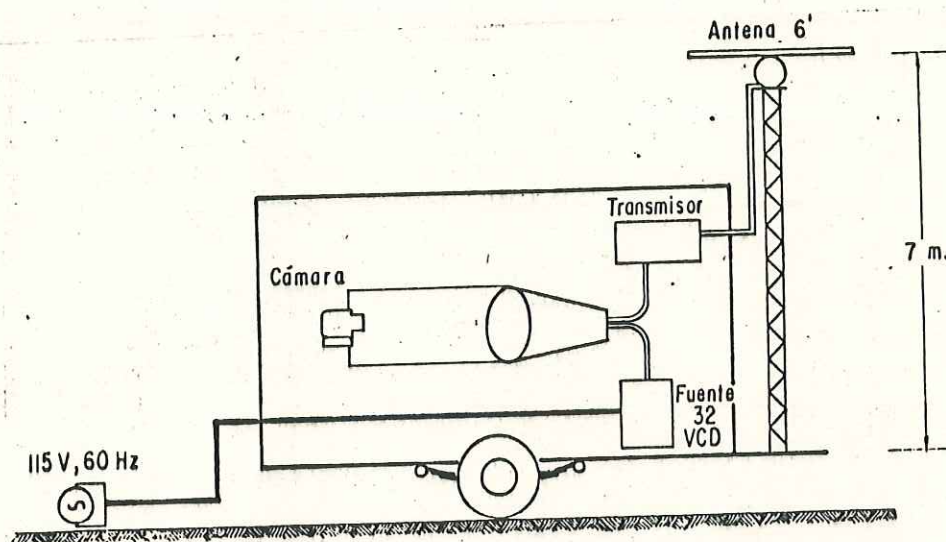


Fig 5.-ESQUEMA DEL REMOLQUE Y EQUIPO DE RADAR (MODIFICADO DE ALVAREZ, et al., 1982)

Los cuerpos de deriva en la imagen de los negativos fueron digitizados y se encontraron las coordenadas cartesianas relativas al radar, y se continuó con el cálculo de las velocidades cuyos valores representan el promedio cada 15 minutos.

Los experimentos se efectuaron entre las 10 y las 18 horas, cuando la brisa marina hace presencia. Se realizaron

mediciones de corrientes en la región sur del puerto de Ensenada B. C. durante los días del 20 de Agosto, 20 y 22 de Septiembre, 20 de Octubre de 1983 y el 7 de Marzo de 1984. En el caso de Playas de Tijuana se analizaron las mediciones solamente de los días 20 y 21 de Marzo de 1985.

3.2 VIENTOS

En Bahía Todos Santos se instaló un anemógrafo en la costa, cercano a la estación del radar. Estos datos se complementaron con los registros de viento tomados cada hora en la base aérea de El Ciprés B. C. En Playas de Tijuana no se contó con registros de viento durante los días de medición, pero se usaron los datos horarios proporcionados por la base aérea de Imperial Beach, California. Los datos de las dos regiones se analizaron por componentes según el sistema de coordenadas utilizado en el capítulo 2.

3.3 FUENTES DE ERROR

En el presente trabajo no se realizó un análisis de error, pero se distinguieron varias fuentes posibles de éste, tanto en las mediciones como en el procesamiento de los datos.

a) Error producido por arrastre de viento.

Murray (1975) en base a mediciones con flotadores libres y corrientómetros determinó una relación funcional entre las dimensiones de los elementos de deriva y el viento. Concluye que la máxima sobreestimación producida por el viento sobre la velocidad de la corriente es de 1 a 2 cms^{-1} . Alvarez et al. (1982) utilizando flotadores con área expuesta al viento (reflector de radar) y sin área expuesta, reporta que la máxima sobreestimación es de 3 cms^{-1} en condiciones aproximadamente estacionarias de viento (4.6 a 6 ms^{-1}). Esto concuerda con los cálculos de Murray.

b) Error de localización por el uso del radar.

La resolución en el radar utilizado (FURUNO 1064) produce un error de posición de ± 20 m en distancia radial y ± 20 m en la tangencial. El error en la velocidad de la corriente producido por la incerteza en la localización puede ser reducido a cms^{-1} , si se trabaja simultáneamente con varios flotadores (Durazo, 1983).

c) Error por digitizado.

Esta fuente de error se puede dividir en 3 tipos.

i) Error por identificación del flotador en la imagen de los negativos, estos errores son independientes de una foto a otra.

ii) Error al transferir la posición del flotador del negativo al papel en donde se grafica la trayectoria.

iii) Error por superposición de puntos de otro origen en el negativo (por ejemplo el oleaje) en los puntos correspondientes a los cuerpos de deriva en el seguimiento de la trayectoria.

A partir de la experiencia obtenida en el digitizado, se encontró que el error por digitizado es menor que el error de localización del radar.



Fig.-No. 6 Fotografía del soporte de la cámara instalada.

RESULTADOS

4.1 CORRIENTES, TRAYECTORIAS Y VIENTOS OBSERVADOS.

Las componentes de velocidad de la corriente y del viento se graficaron según el sistema de referencia utilizado en el capítulo 2.

a) Playas de Tijuana.

En Playas de Tijuana las observaciones se realizaron el 20 y 21 de Marzo de 1985. En el experimento del día 20 se efectuaron 2 series de mediciones en las cuales se cubrió un tiempo aproximado de 5 horas en total. Las figuras 7a y 7b muestran las trayectorias de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades, cuyas trayectorias recorrieron de 3 a 6 km.

En la primera serie se lanzó un cuerpo de deriva en cada una de las profundidades de 0, 4, 9 y 14 m, mientras que para la segunda serie se lanzaron dos elementos de deriva a las mismas profundidades con excepción de 14 m. El movimiento de los trazadores fue muy regular, con un desplazamiento neto hacia el S, aproximadamente paralelo a la línea de costa. En la figura 8 se muestran las velocidades de la corriente registradas durante el

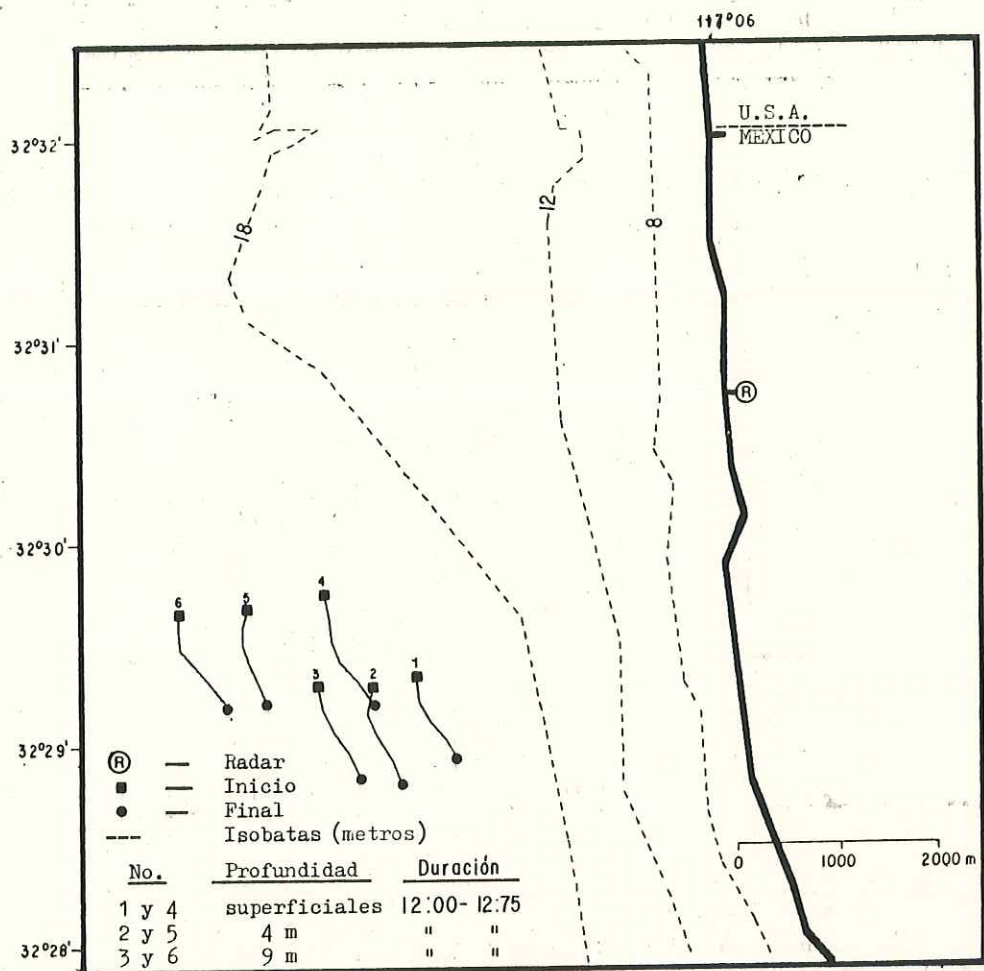


Fig. N^o 7a.- Trayectorias de los cuerpos de deriva frente a Playas de Tijuana B.C. correspondientes al día 20 de Marzo de 1985 a diferentes profundidades.

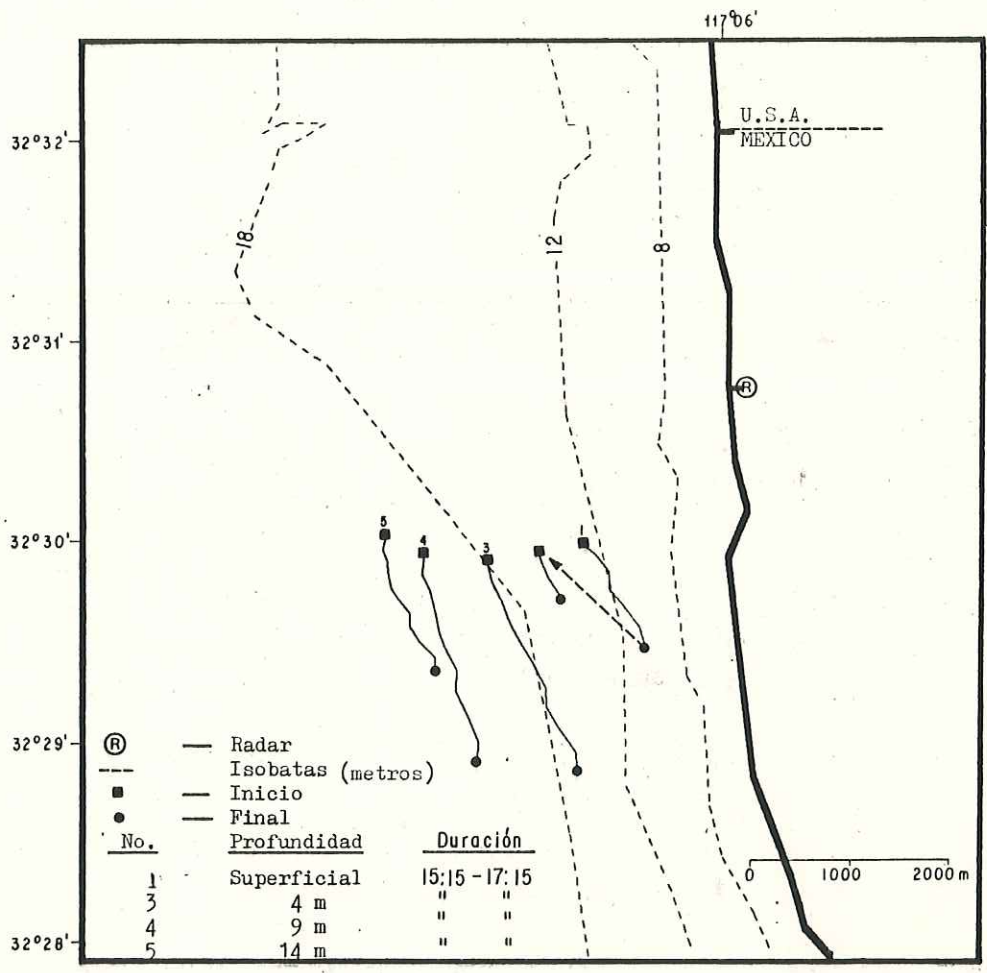


Fig. N° 7b.- Idem.7a, 20 de Marzo de 1985.

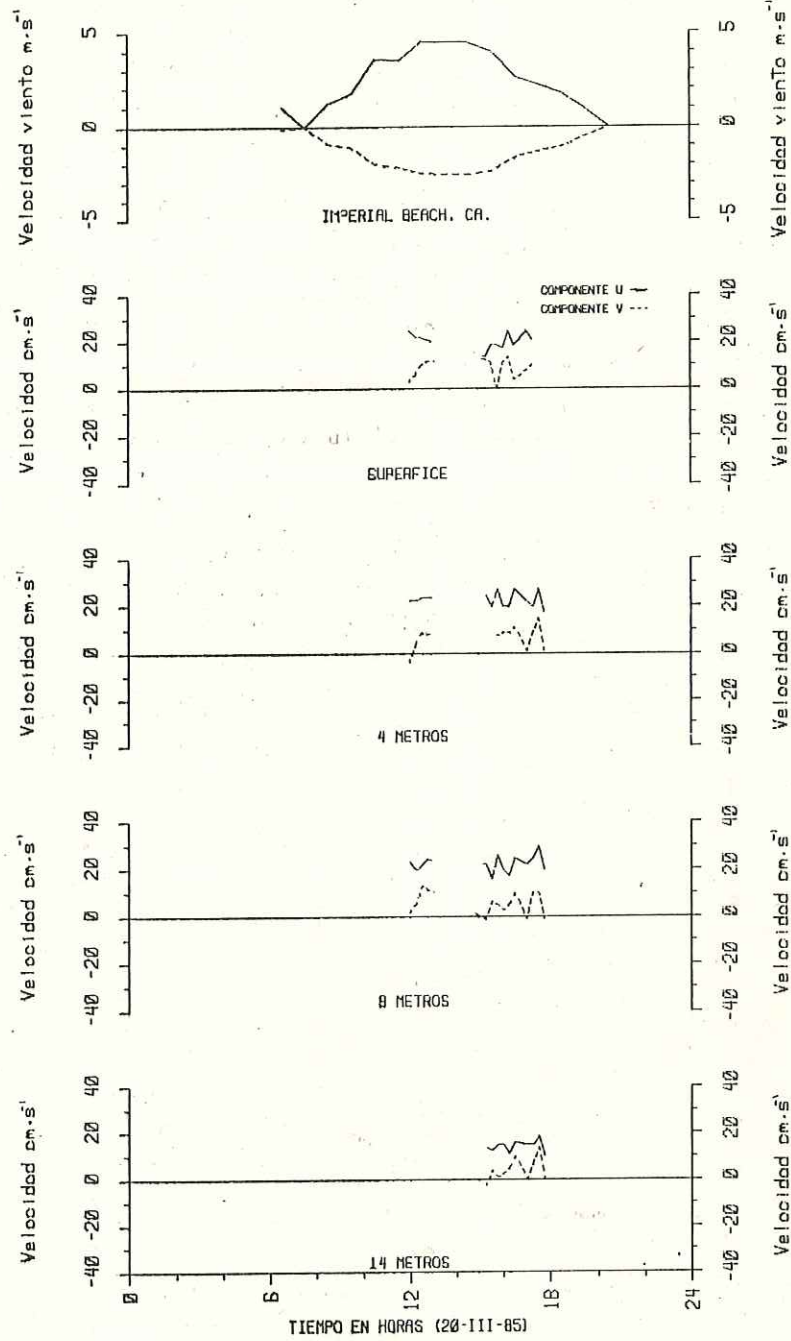


Fig. N^o 8.- Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento medido en La estación aérea de Imperial Beach, Ca. para el día 20 de marzo de 1985.

Tabla 1.- Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 4 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = -30^\circ$. Donde σ es la desviación estandar de la rapidez observada.

20 de marzo de 1985 Playas de Tijuana (12-17 horas)

Profundidad metros	Componente U cms^{-1}			componente V cms^{-1}		
	U_m	U_o	σ	V_m	V_o	σ
0.0	18.0	20.5	3.4	-3.5	8.2	4.3
4.0	16.0	22.5	3.2	-2.0	6.4	4.7
9.0	14.2	22.2	3.6	-0.2	5.4	4.9
14.0	12.0	14.0	2.5	1.6	4.1	4.9

Tabla 2.- Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 3 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = -29^\circ$. Donde σ es la desviación estandar de la rapidez observada.

21 de marzo de 1985 Playas de Tijuana (15-19 horas)

Profundidad metros	Componente U cms^{-1}			componente V cms^{-1}		
	U_m	U_o	σ	V_m	V_o	σ
0.0	13.1	18.8	5.2	-4.3	10.5	8.0
4.0	11.2	20.0	3.7	-2.4	10.0	5.7
9.0	10.2	10.1	3.9	-0.1	7.6	3.6
14.0	9.2	5.2	3.8	1.9	6.7	4.2

experimento, en la tabla 1 se indica la rapidez promedio y la desviación estándar de dichas velocidades. Los vientos registrados durante el período del experimento fueron predominantemente del NNE ($\alpha = -30^\circ$) con una rapidez promedio de 4 ms^{-1} .

En el segundo experimento, el día 21, sólo se realizó una serie de 4 horas de duración en el cual se lanzaron 2 elementos de deriva en cada profundidad de 0 m, 4 m, y 9 m y sólo una de 14 m. Cabe indicar que la boya de 14 m permaneció menos tiempo que las demás. Estos cuerpos de deriva se lanzaron a 2 km fuera de la costa, tratando de abarcar un ancho de 3 km. Las trayectorias muestran un comportamiento similar a los experimentos anteriores (figura 9), en los cuales se notó que las trayectorias siguieron la batimetría de la zona. Las velocidades de estos cuerpos de deriva, mostraron una rapidez muy similar a la anterior (figura 10 y tabla 2). En Imperial Beach se registró un viento con una rapidez promedio de 3 ms^{-1} proveniente del NNE ($\alpha = -29^\circ$).

b) Bahía de Todos Santos.

En Bahía Todos Santos las observaciones se llevaron a cabo en los días 22 de Septiembre de 1983, los días 20 de los meses de Agosto, Septiembre y Octubre de 1983 y el 7 de

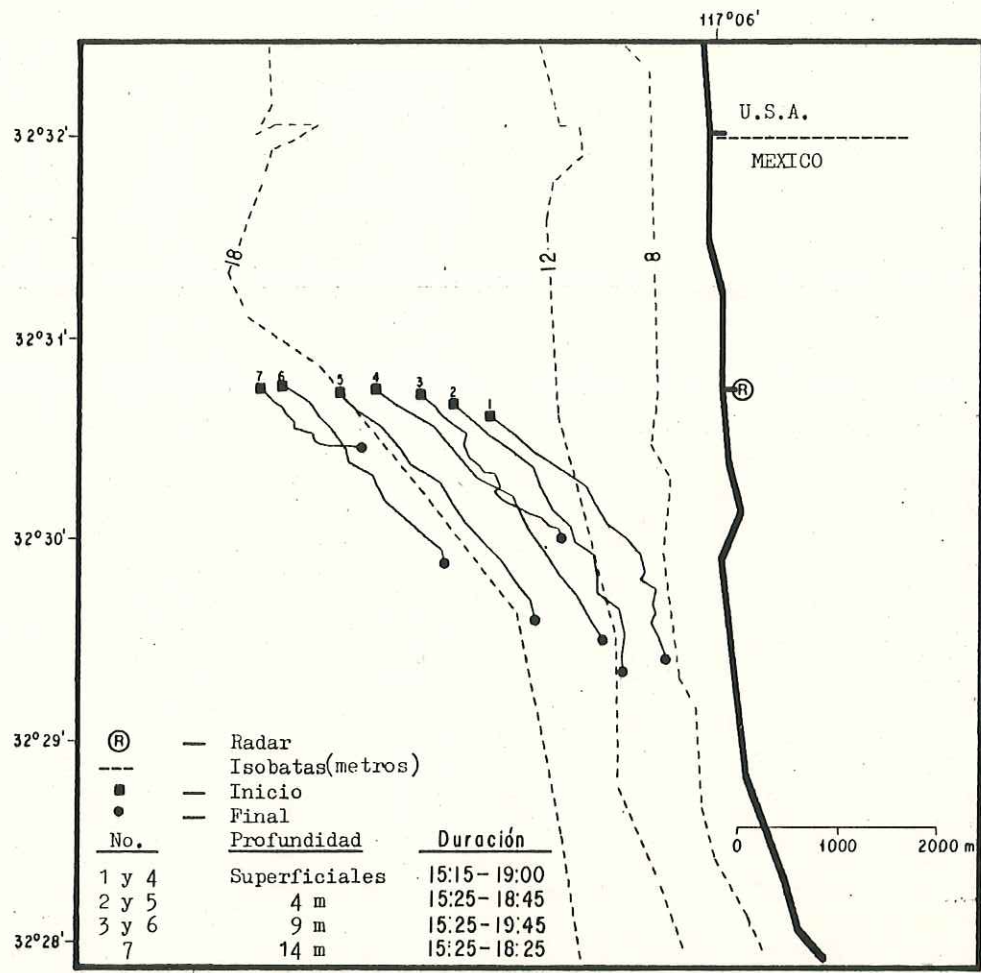


Fig.Nº 9.- Idem.7, día 21 de Marzo 1985.

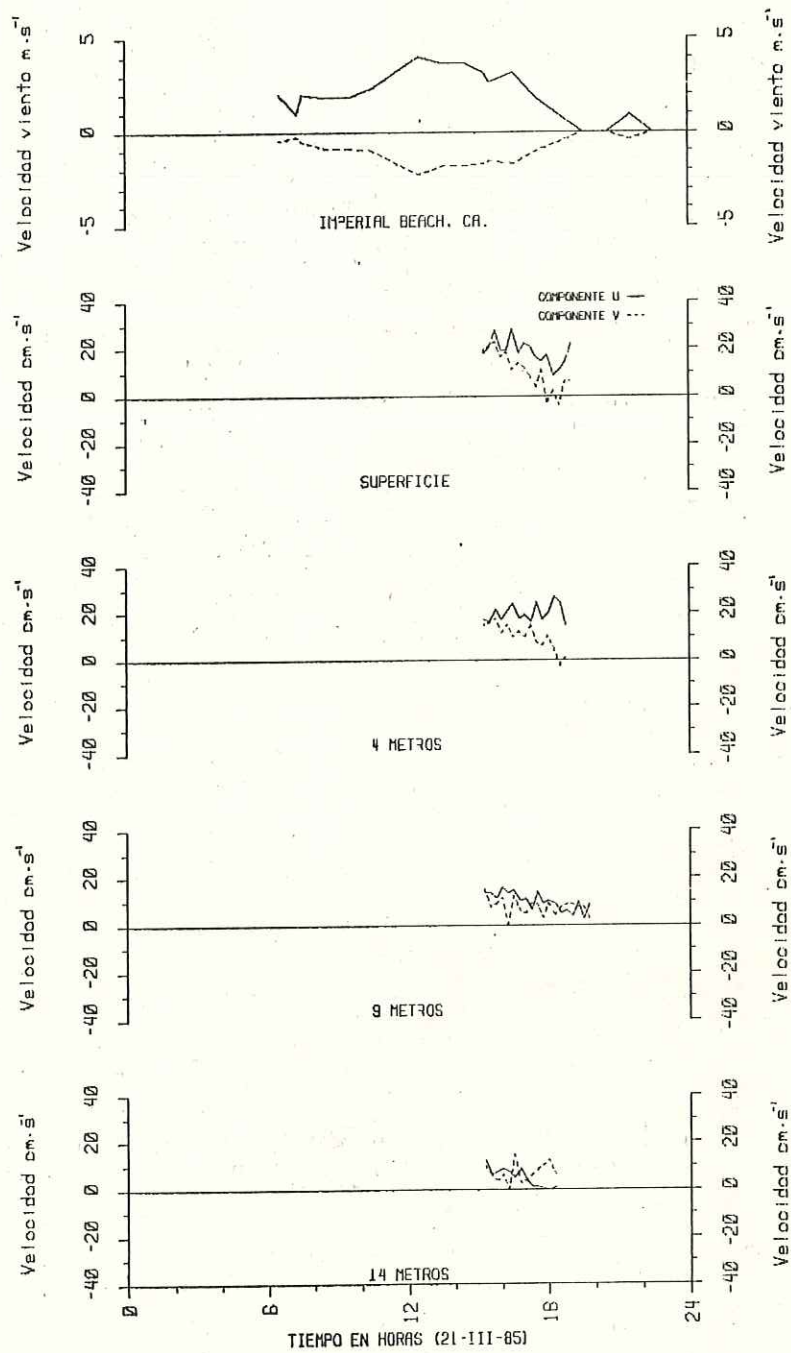


Fig. N.º 10 - Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento medido en La estación aérea Imperial Beach, Ca. Para el día 21 de marzo de 1985.

Marzo de 1934.

Se realizaron dos series en el día 20 del mes de Agosto, con una duración aproximada de 7 horas, en las cuales sólo se utilizaron 2 cuerpos de deriva superficiales y sólo un elemento de deriva a 4 m de profundidad. Se observó una tendencia del movimiento al S con una fuerte componente hacia la costa (figura 11a y 11b). Estos cuerpos de deriva fueron lanzados a una distancia de 1 a 2 km de la costa. La rapidez promedio así como la desviación estándar se muestra en la tabla 3. Durante el experimento se observó un viento aproximado del NW ($\alpha = 67^\circ$) en condiciones casi estacionarias, con una rapidez promedio de 5 ms^{-1} (figura 12).

En el mes de Septiembre se realizaron 2 series de experimentos durante los días 20 y 22. El día 20 se efectuó un experimento de duración de 5 horas aproximadamente en el cual se lanzaron 2 boyas para cada profundidad de 0 m, 4 m, 9 m y sólo una de 14 m, las trayectorias fueron irregulares pero con un movimiento hacia la costa y con una componente pequeña hacia el N (figura 13). En la figura 14 se aprecia la magnitud de las velocidades alcanzadas en el transcurso del experimento y en la tabla 4 se indican en forma numérica. El viento tuvo, en promedio, una rapidez de 5.5 ms^{-1} con un $\alpha = 169^\circ$, con desviación estándar de 25° en

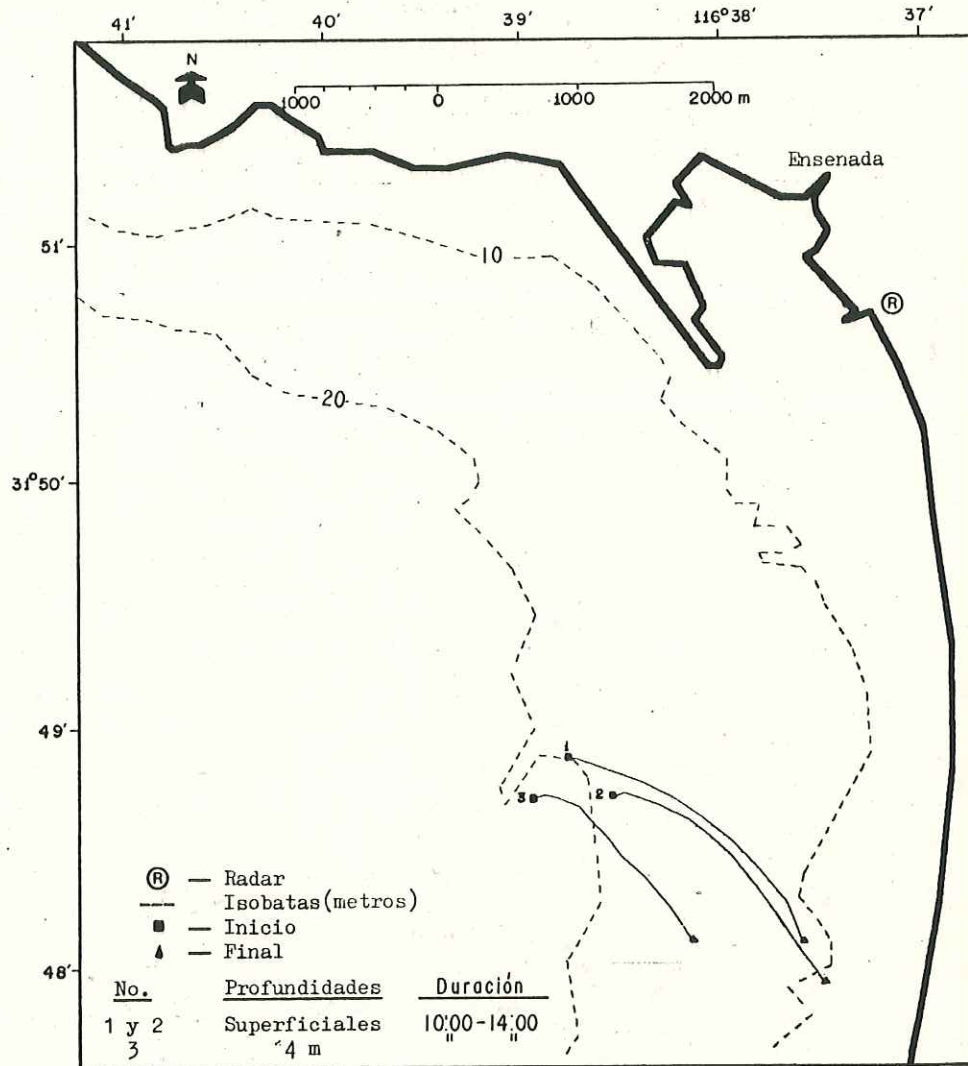


Fig. N^o 11a.- Trayectorias de los cuerpos de deriva en la Bahía de Todos Santos correspondientes al día 20 Agosto de 1983 a diferentes profundidades.

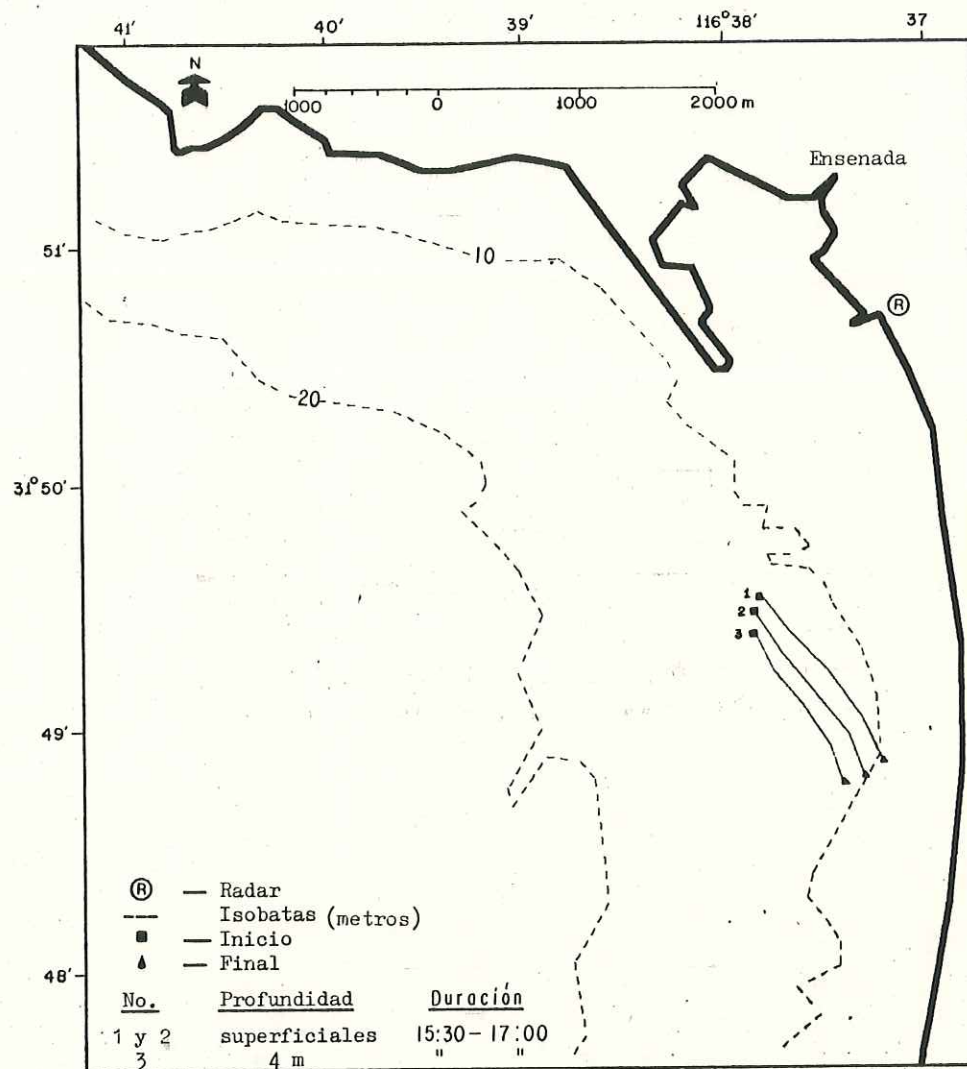


Fig. N^o 11b.- Idem. 11a, 20 de Agosto de 1983.

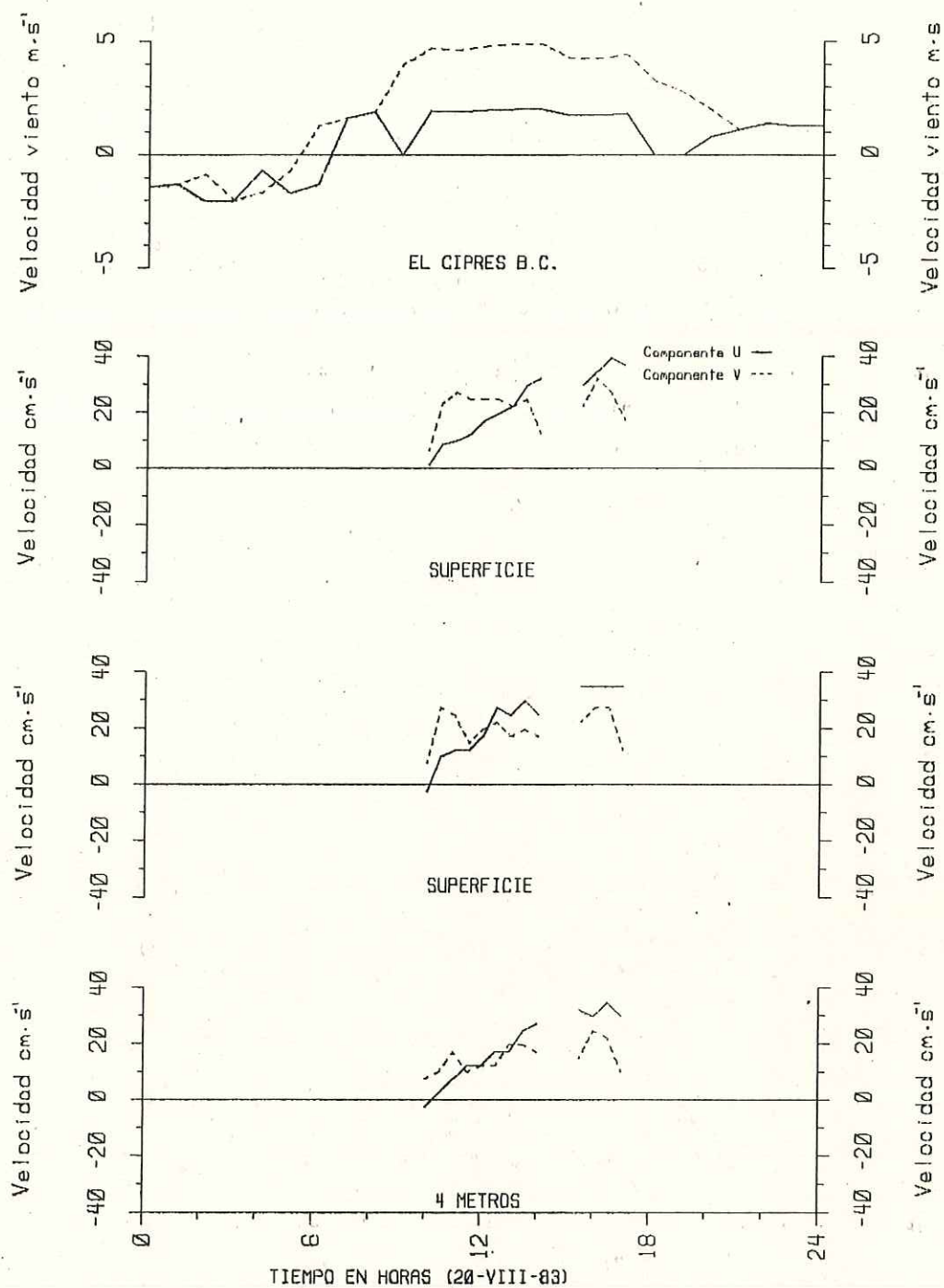


Fig N^o 12.- Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento medido en El Ciprés B.C. para el día 20 de agosto de 1983.

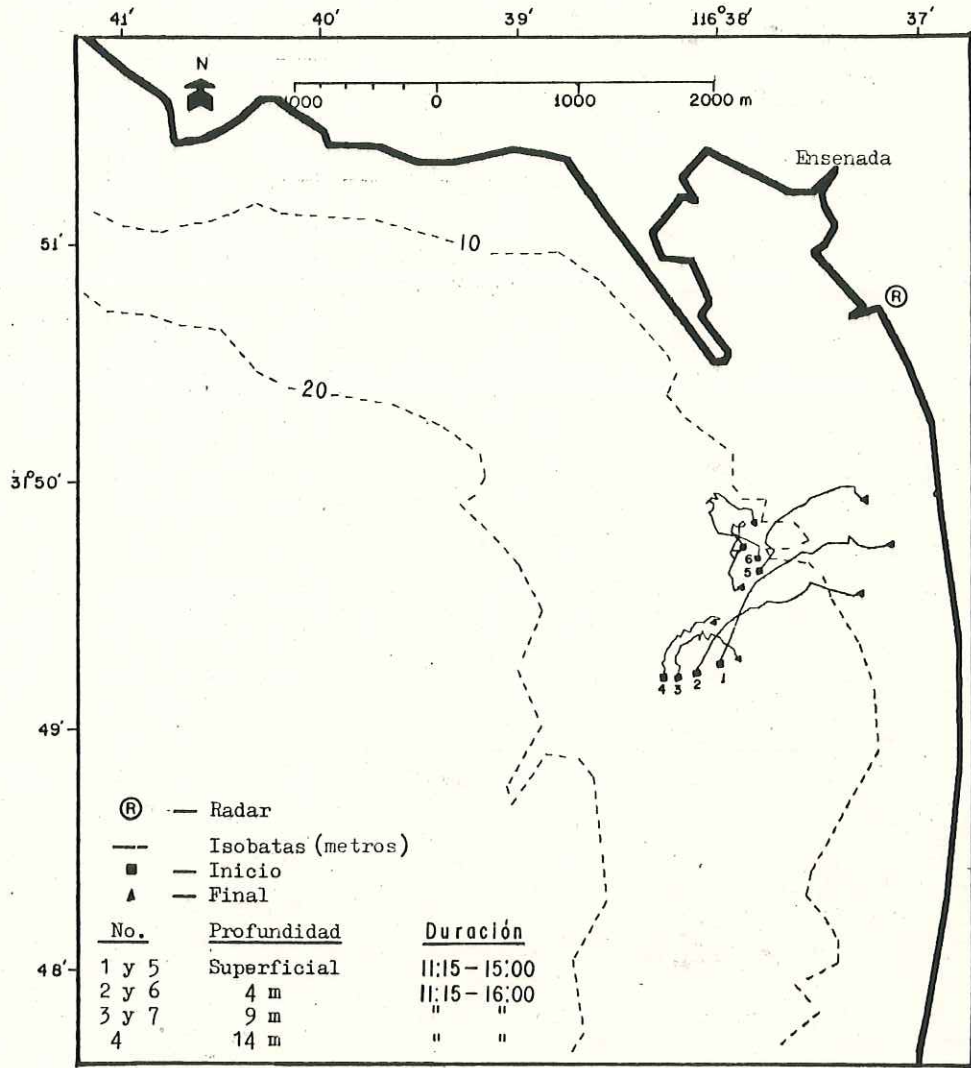


Fig.Nº 13.- Idem.II, 20 de Septiembre de 1985.

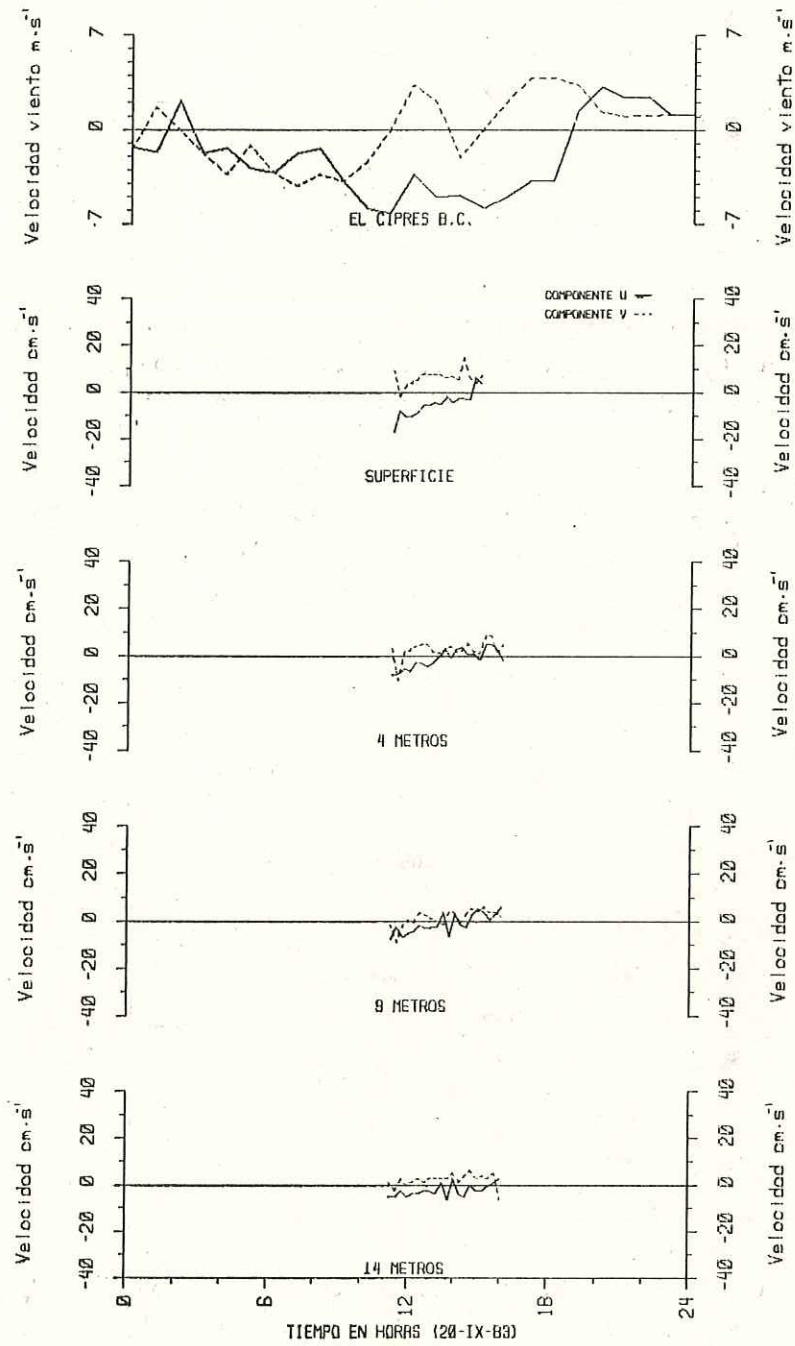


Fig. N^o 14.- Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento medido en El Ciprés B. C. para el día 20 de septiembre de 1983.

Tabla 3.- Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q=5 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha=67^\circ$. Donde σ es la desviación estandar de la rapidez observada.

20 de agosto de 1983 Bahía de Todos Santos (10-17 horas)

Profundidad metros	Componente U			componente V		
	U_m	U_o	σ	V_m	V_o	σ
0.0	14.8	22.6	11.8	2.9	21.0	6.4
4.0	13.7	18.8	11.9	1.1	15.2	5.4
9.0	12.2	0.0	0.0	-0.3	0.0	0.0
14.0	10.7	0.0	0.0	-0.9	0.0	0.0

Tabla 4.- Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q=5.5 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha=169^\circ$. Donde σ es la desviación estandar de la rapidez observada.

20 de septiembre de 1983 Bahía de Todos Santos (11-16 horas)

Profundidad metros	Componente U			componente V		
	U_m	U_o	σ	V_m	V_o	σ
0.0	-24.2	-4.9	5.4	2.0	6.3	3.5
4.0	-22.0	-1.0	4.0	1.3	3.0	3.8
9.0	-19.4	-0.9	4.1	0.2	1.5	3.3
14.0	-16.8	-2.3	2.6	-0.9	2.0	2.6

dirección. Esto nos da una idea de lo irregular del viento durante el experimento.

En el experimento del día 22 del mismo mes se lanzaron dos boyas en cada una de las profundidades 0 m, 4 m, 9 m y 14 m a una distancia de 2 km de la costa (figura 15). Las trayectorias muestran que los cuerpos de deriva de 0 m y 4 m se comportan de igual manera, con un movimiento neto hacia fuera de la costa, mientras que los cuerpos de deriva de 9 m y 14 m se comportaron con un movimiento neto hacia el N paralelo a la costa. En la figura 16 y tabla 5 se puede ver los datos de las velocidades de la corriente para las diferentes profundidades estudiadas. Durante el experimento prevaleció condición de calma.

En el mes de Octubre sólo se realizó una serie con 2 boyas para cada profundidad de 0 m, 4 m, 9 m y 14 m, que se cubrió en un período de tiempo de 5 horas. Se lanzaron a una distancia de 1 a 2 km de la costa. Las trayectorias muestran en las boyas superficiales un movimiento general hacia la costa, con una componente pequeña hacia el S (figura 17). En cambio los cuerpos de deriva a 4 m muestran un movimiento hacia la costa pero con una mayor componente hacia el S, mientras que en los de 9 m el movimiento fue solamente hacia el S.

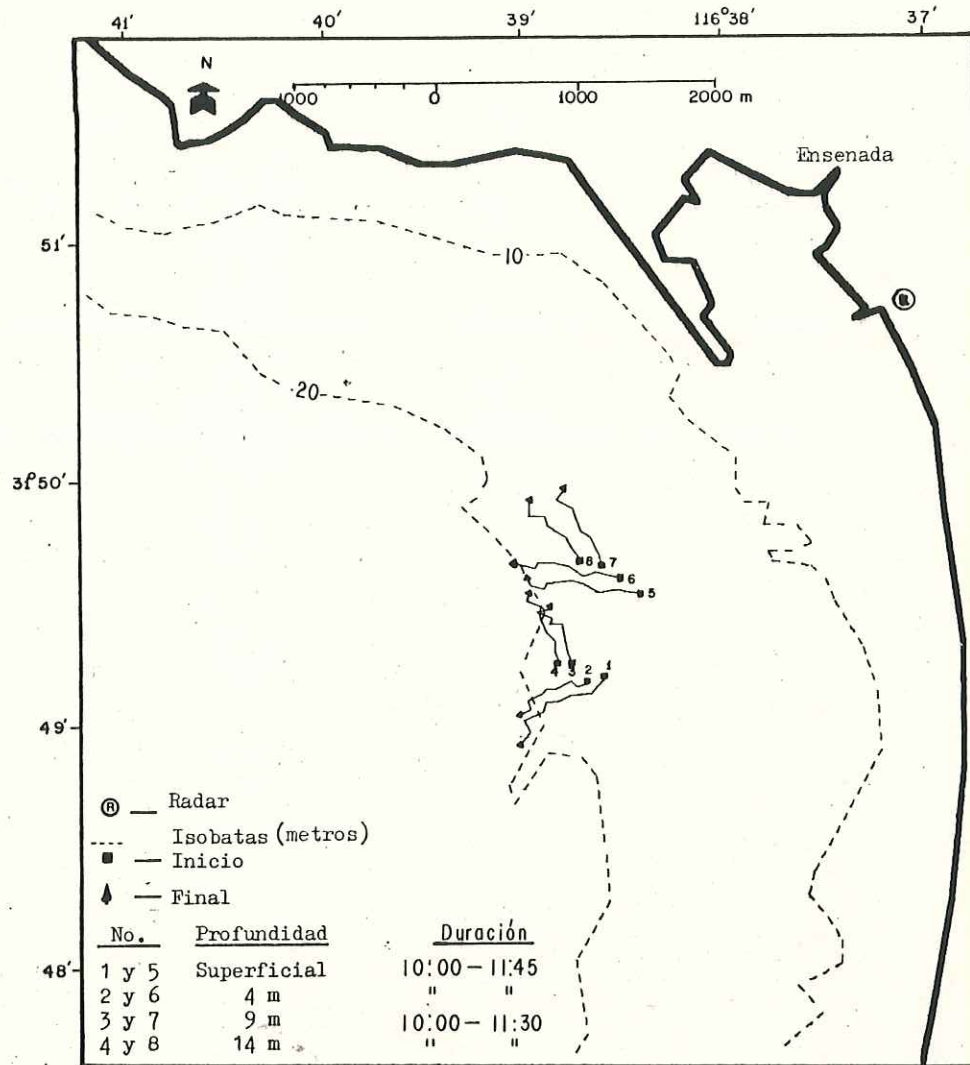


Fig. N^o 15.- Idem. II, 22 de Septiembre de 1983.

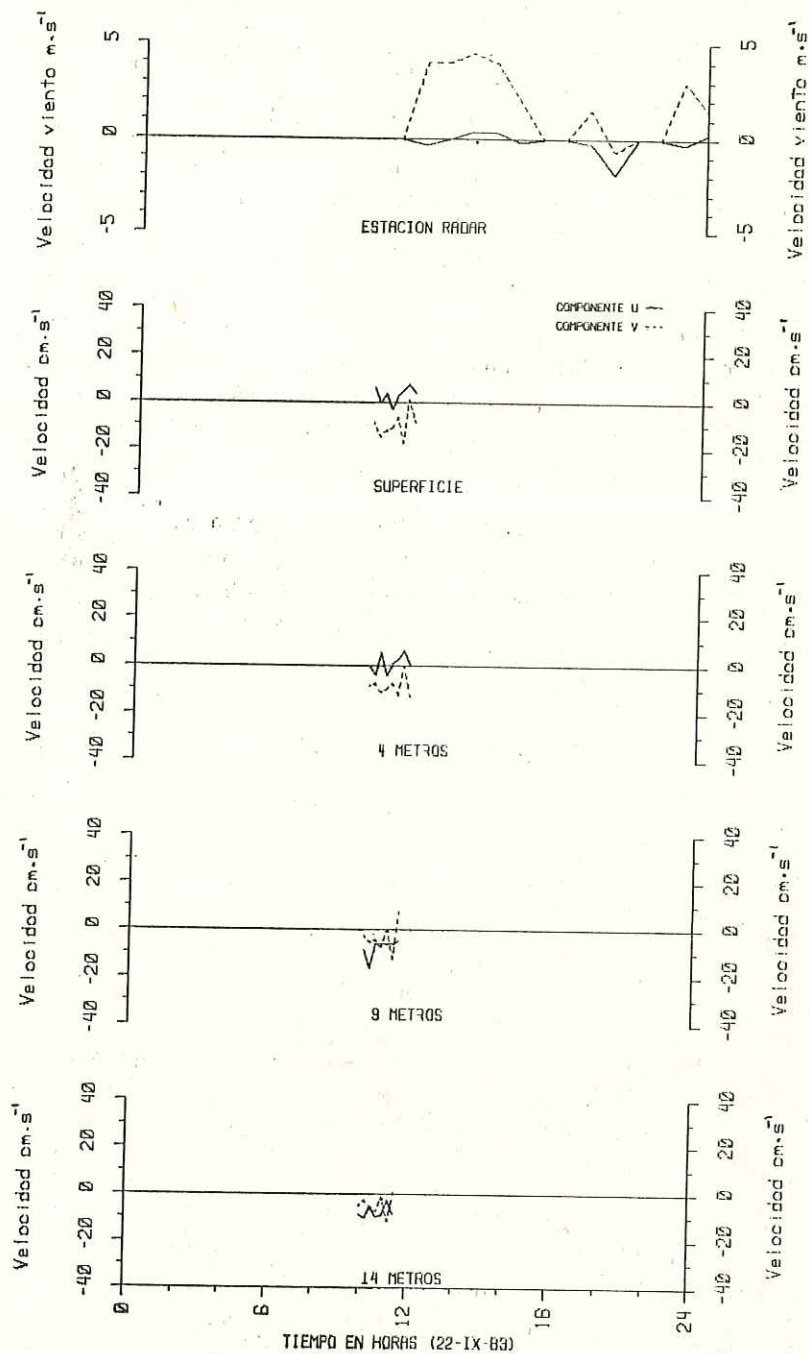


Fig. N^o 16.- Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento medido en la estación de radar para el día 22 de septiembre de 1983.

Tabla 5.- Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q=0 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha=0^\circ$.
Donde σ es la desviación estandar de la rapidez observada.

22 de septiembre de 1983 Bahía de Todos Santos (15-19 horas)

Profundidad metros	Componente U			componente V		
	U_m	U_o	σ	V_m	V_o	σ
0.0	0.0	3.5	5.4	0.0	-9.7	6.1
4.0	0.0	1.0	4.8	0.0	-8.7	4.7
9.0	0.0	-7.7	4.6	0.0	-3.5	6.4
14.0	0.0	-7.6	3.5	0.0	-4.7	4.4

Tabla 6.- Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q=3.6 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha=93^\circ$.
Donde σ es la desviación estandar de la rapidez observada.

20 de octubre de 1983 Bahía de Todos Santos (10-15 horas)

Profundidad metros	Componente U			componente V		
	U_m	U_o	σ	V_m	V_o	σ
0.0	0.1	1.4	3.5	4.0	5.5	3.4
4.0	-0.1	2.8	3.0	1.6	2.3	3.9
9.0	-1.0	5.0	2.0	-0.3	-1.0	2.4
14.0	-1.8	1.0	2.8	-1.3	-0.5	2.9

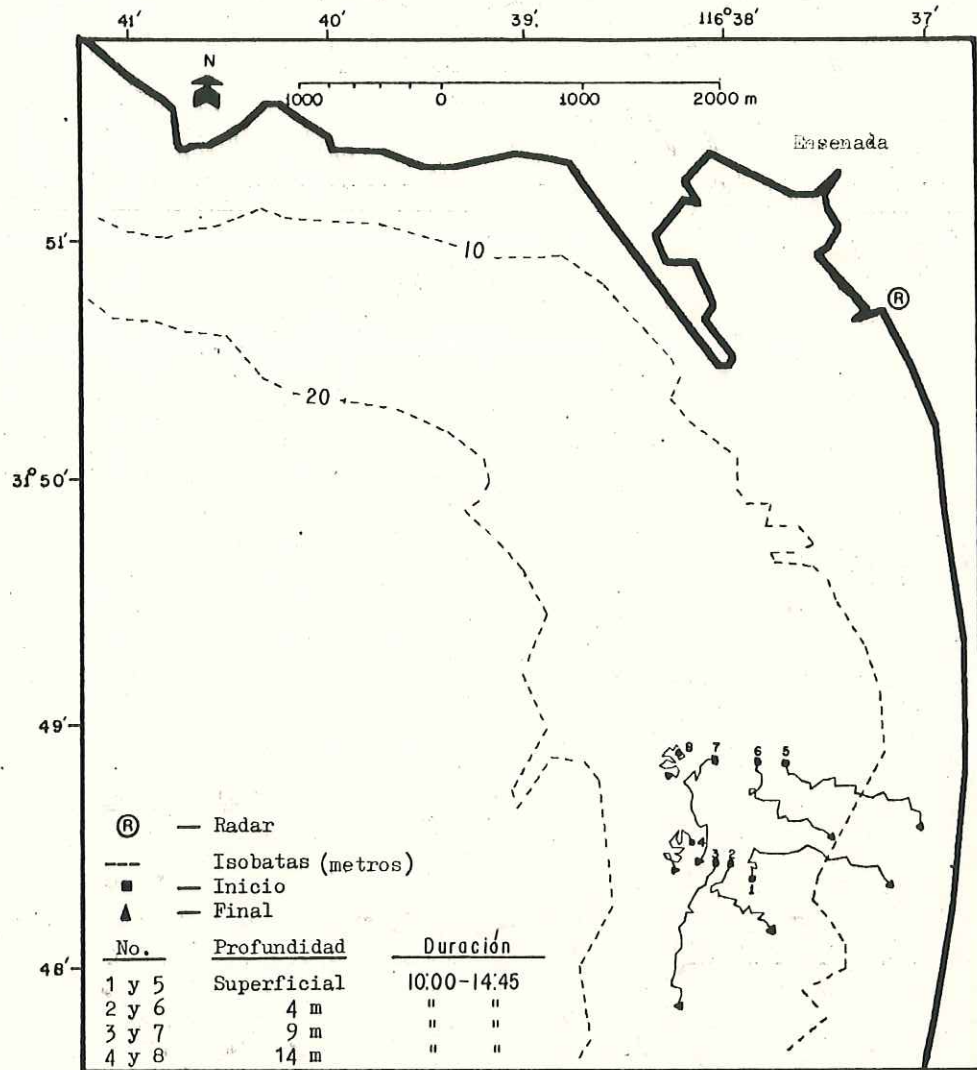


Fig.Nº 17.- Idem.II, 20 de Octubre de 1983.

Las boyas de 14 m se comportaron con un movimiento errático hacia el S con una tendencia hacia afuera de la costa. En la tabla 6 se pueden observar la rapidez promedio en cada profundidad. El viento se comportó de una manera casi estacionaria del W ($\alpha = 93^{\circ}$) con una rapidez promedio de 3.6 ms^{-1} (figura 18).

En el experimento del día 7 de Marzo de 1984 se lanzaron 7 boyas a 1 km de la costa, con 2 elementos de deriva en cada profundidad de 0 m, 4 m y 9 m y sólo una de 14 m. La duración de la observación fue de aproximadamente 3.5 horas. En las trayectorias se puede observar un movimiento general hacia el SE (figura 19). La rapidez promedio de la corriente en cada profundidad se muestra en la tabla No.7. El viento que se registró fue aproximadamente del NW ($\alpha = 68^{\circ}$) durante el período de medición, con una rapidez promedio de 3.6 ms^{-1} (figura 20).

Este estudio sólo se realizó para vientos menores a los 7 ms^{-1} , ya que cuando el viento excedía los 7 ms^{-1} se generaba oleaje tal que era imposible la localización de los cuerpos de deriva. Porcentualmente, las series aquí analizadas representan el 62 % de las observaciones.

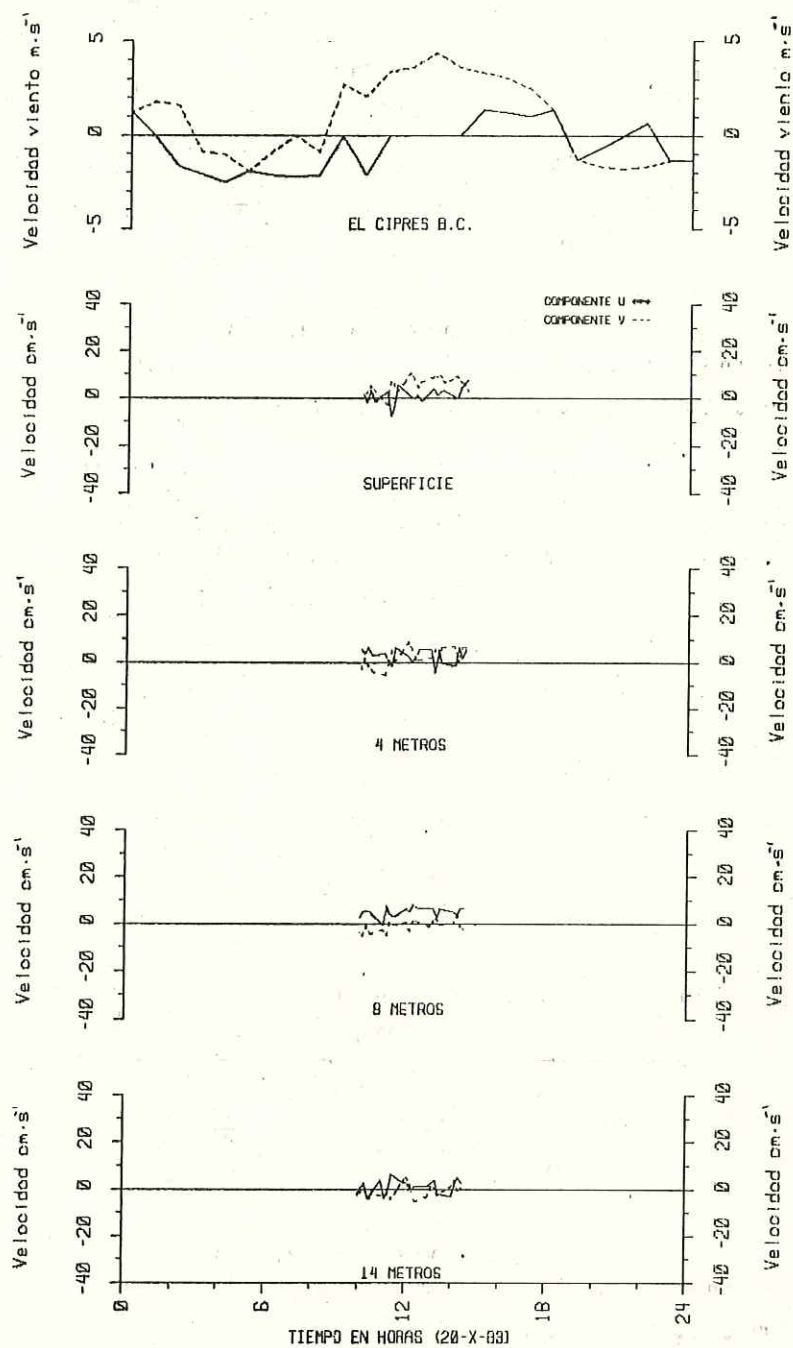


Fig. N^o 18.- Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento medido en El Ciprés B.C. para el día 20 de octubre de 1983.

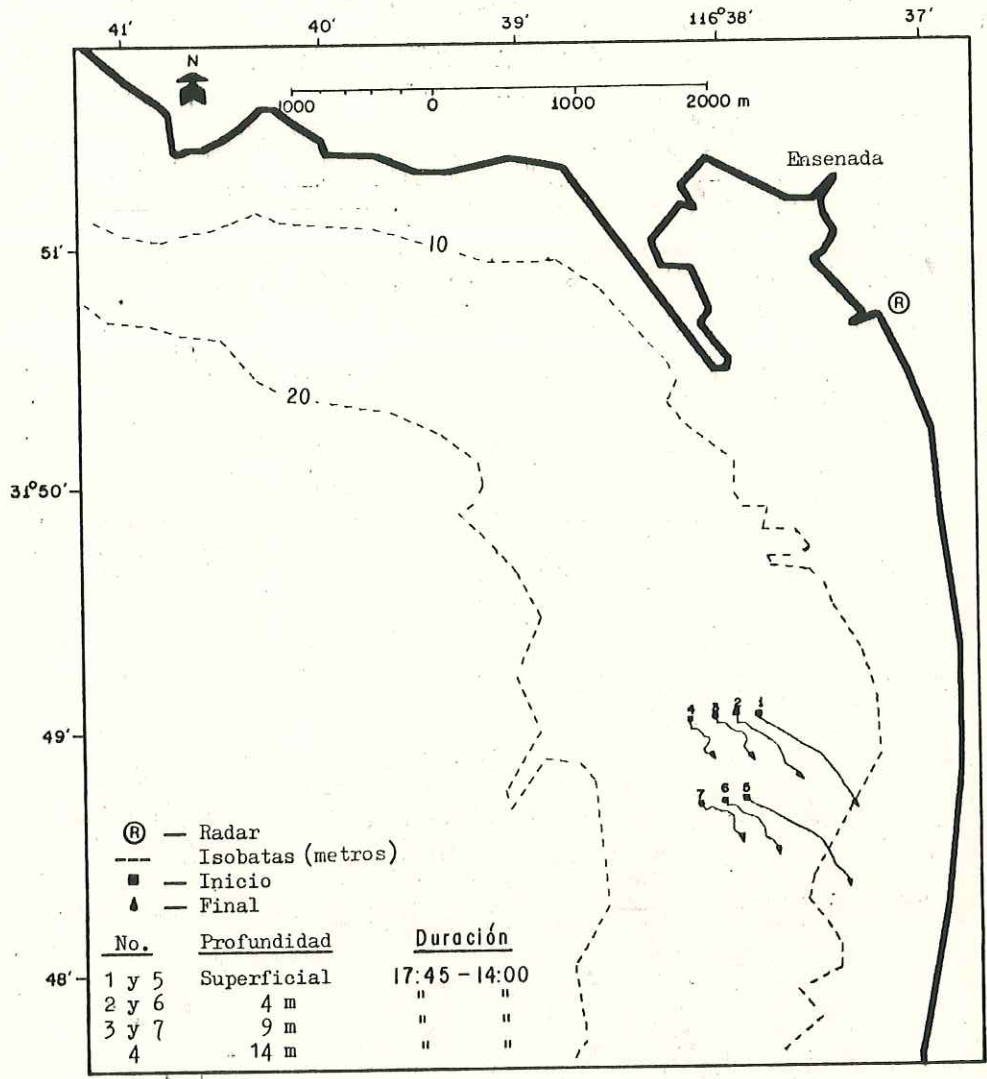


Fig.Nº 19.- Idem. II, 7 de Marzo de 1984.

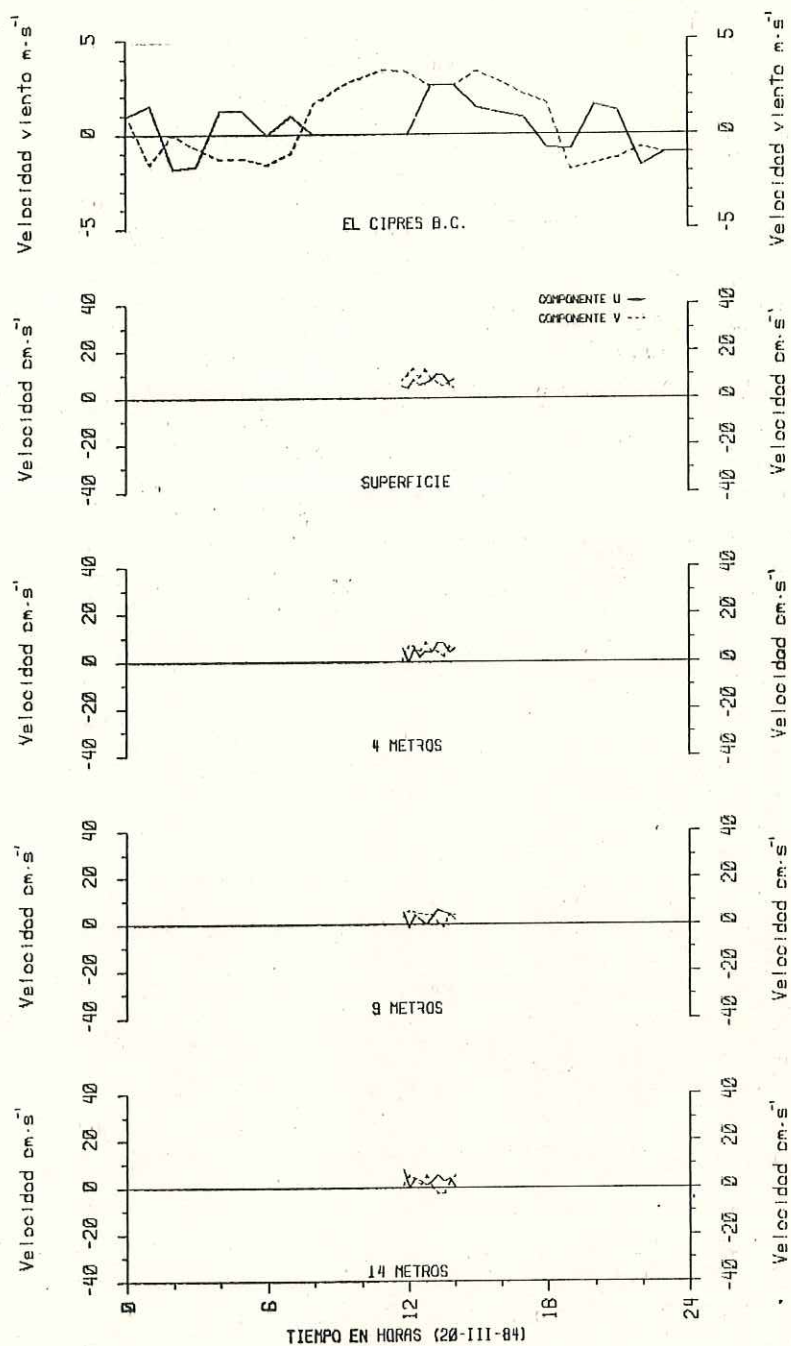


Fig. N^o 20.- Velocidades de los cuerpos de deriva a diferentes profundidades y velocidades del viento medido en El Ciprés B.C. para el día 7 de marzo de 1984.

Tabla 7.- Comparación de las componentes de la corriente promedio observadas (U_o , V_o) con las obtenidas por el modelo (U_m , V_m) para un viento promedio de rapidez $Q = 3.5 \text{ ms}^{-1}$ y un $\alpha = 68^\circ$. Donde σ es la desviación estandar de la rapidez observada.

7 de marzo de 1984 Bahía de Todos Santos (11-14 horas)

Profundidad metros	Componente U			componente V		
	U_m	U_o	σ	V_m	V_o	σ
0.0	12.3	7.2	2.0	2.3	8.2	2.9
4.0	11.0	4.5	2.3	0.4	4.7	2.2
9.0	9.1	2.9	2.3	-0.5	3.3	2.0
14.0	7.5	2.8	2.2	-0.4	1.9	2.9

4.2 MODELO CON VALORES ARBITRARIOS DE Q Y α

El modelo se usó con distintas condiciones de viento arbitrarias, en donde se varió tanto la rapidez del viento (Q) como el ángulo de incidencia del mismo (α). Q varió entre 1 y 10 ms^{-1} y α entre 0° y 180° . Se calculó la rapidez de la corriente por componentes en profundidades de 0 m, 4 m, 9 m y 14 m y se graficaron los resultados en diagramas de isolneas de rapidez de la corriente (figuras 21-22).

Como una forma complementaria a lo anterior, se manejó el modelo, pero sin el término de Coriolis, y continuando con la construcción de diagramas similares a los de las figuras 21-22 (figura 23). Esto con el fin de hacer comparaciones entre ambos resultados gráficos.

4.3 MODELO CON LOS VIENTOS OBSERVADOS PROMEDIADOS EN EL TIEMPO

Con base al modelo descrito en el Capítulo 2 y los vientos promediados durante el período de medición (o el lapso de tiempo que existió cierta estacionaridad), se calcularon las velocidades de la corriente inducidas por el viento y se compararon con las observados en los experimentos (tablas 1 a la 7). Para el caso de los eventos de Playas de Tijuana

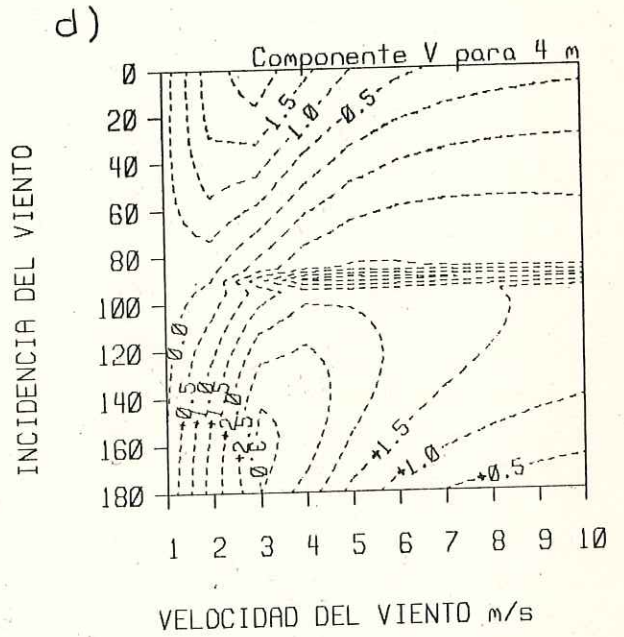
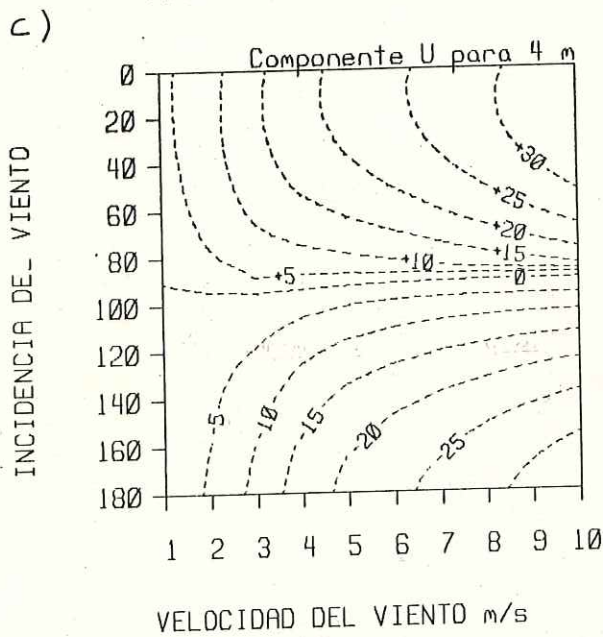
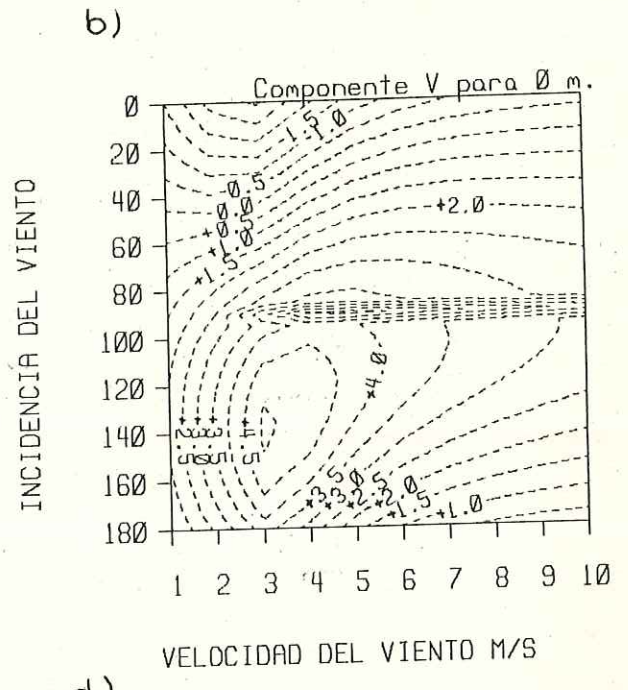
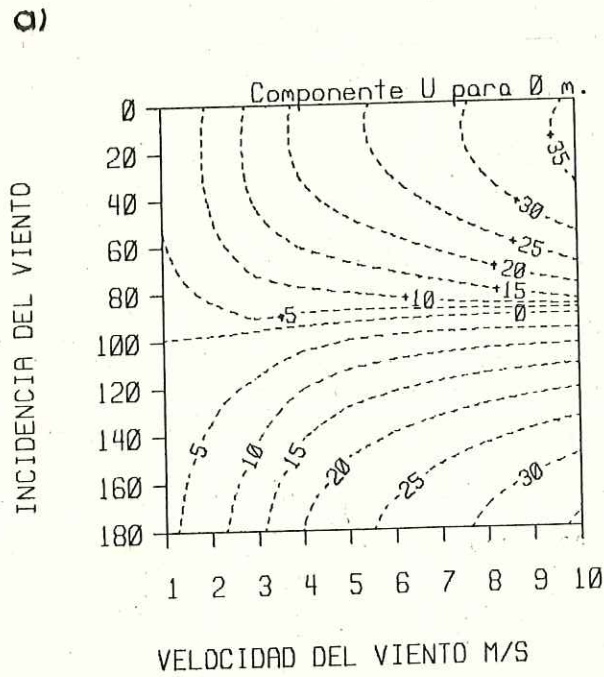


Fig. N° 21.- Diagramas α -Q para las componentes u y v de la velocidad de la corriente (cm s^{-1}) para distintas profundidades.

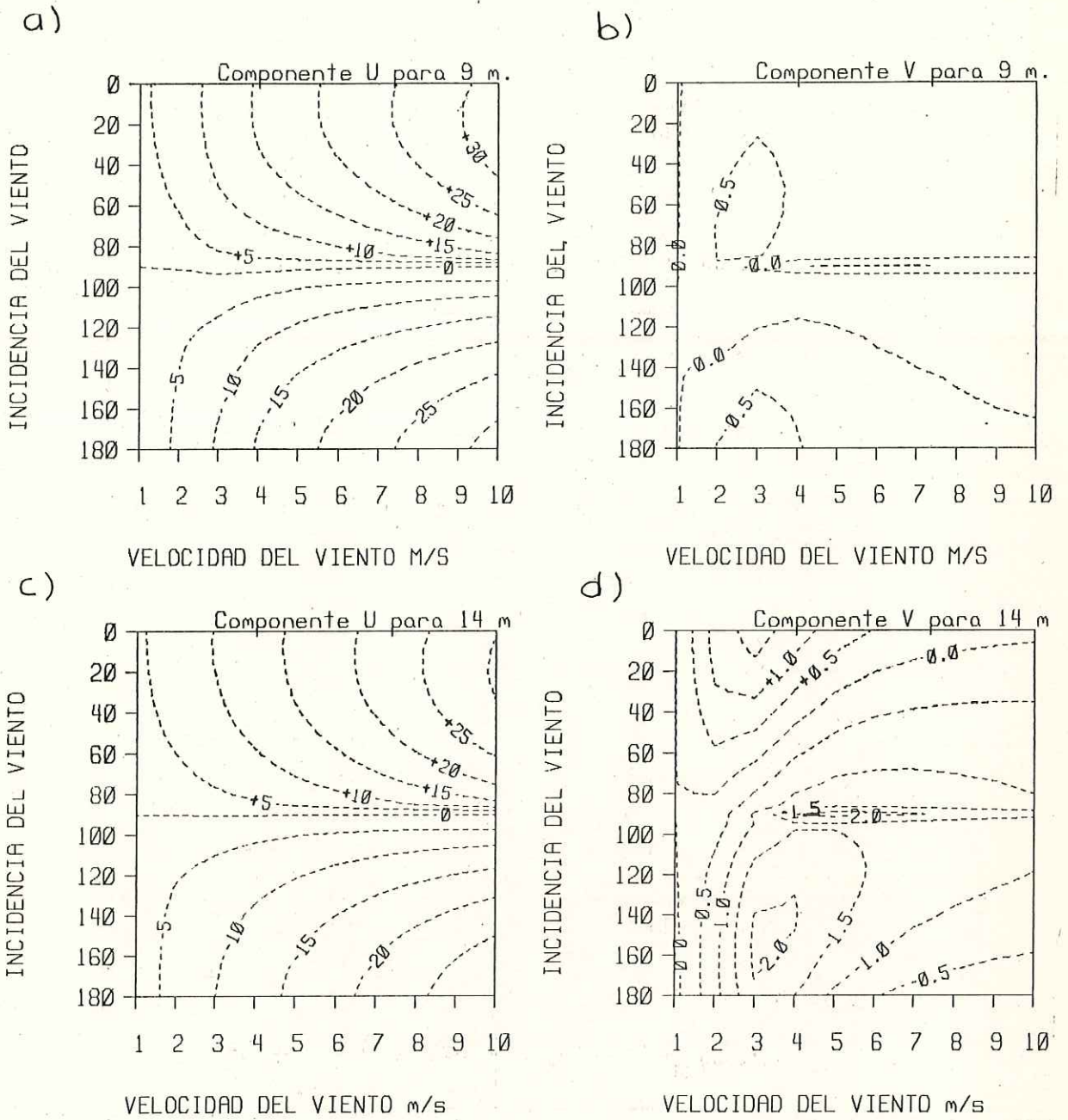


FIG. Nº 22.- Diagramas $\alpha-Q$ para las componentes u y v de la velocidad de la corriente (cm s^{-1}) para distintas profundidades.

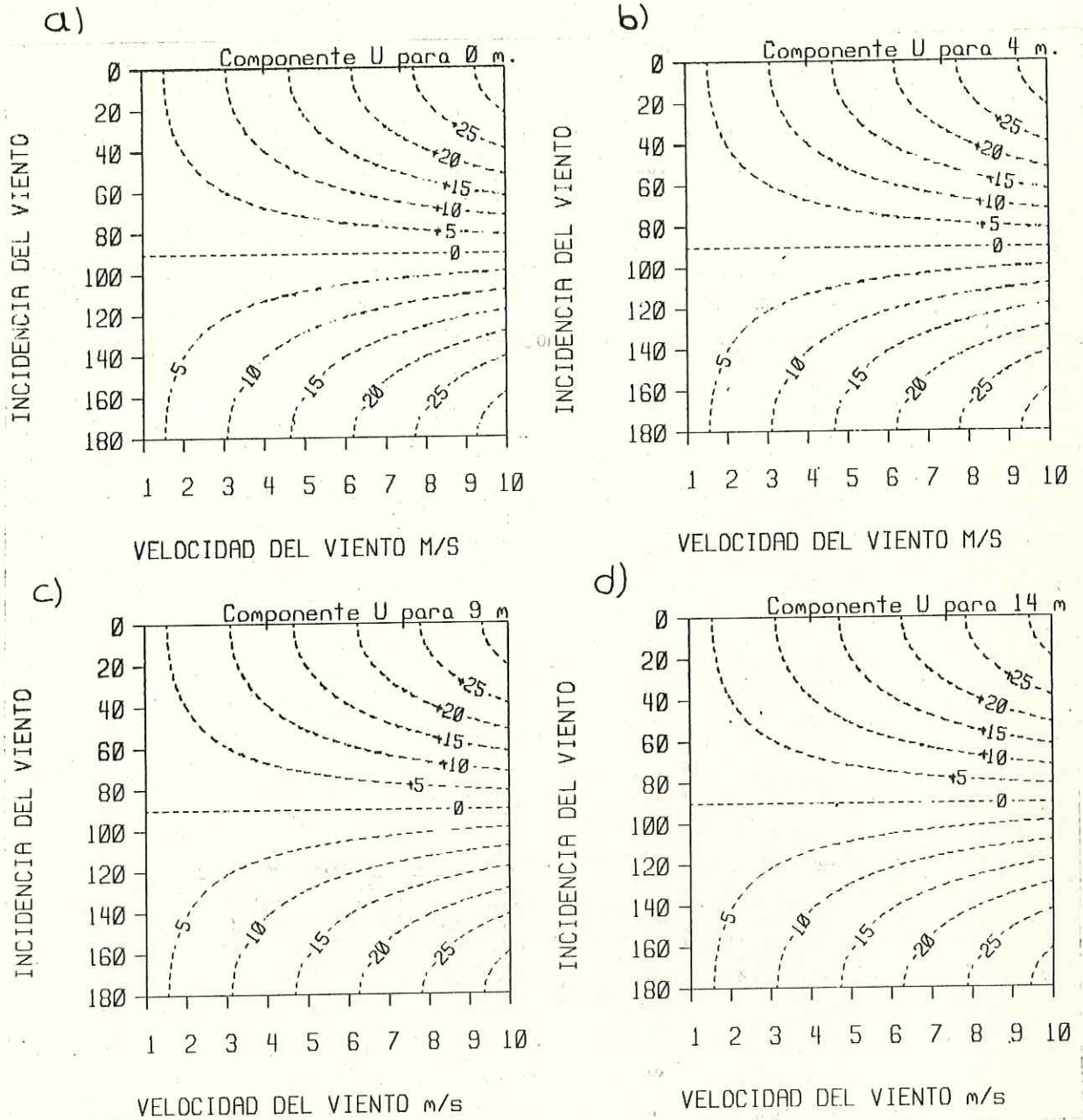


FIG. N^o 23.- Diagramas α -Q para la componente u de la velocidad de la corriente (cm s^{-1}) para distintas profundidades utilizando el modelo sin el término de Coriolis.

se usaron los datos de viento registrados en la base aérea de Imperial Beach. En Bahía Todos Santos los vientos fueron obtenidos en la base aérea de El Ciprés B.C.

5

DISCUSIONES

5.1 VALORES ARBITRARIOS DE Q Y a EN EL MODELO

Las figuras 21 y 22 muestran los resultados obtenidos para valores arbitrarios en el modelo. En la componente u se puede ver una asimetría con respecto al ángulo de incidencia de 90° que indica viento perpendicular a la costa. Esto es, con valores menores de 90° se obtienen valores más grandes de la componente u que los obtenidos en valores mayores de 90° .

Si a las ecuaciones generales se les elimina el término de Coriolis (figuras 23a-23d) se puede observar una simetría con respecto al ángulo de 90° , por lo que la asimetría observada en el modelo original se atribuye al efecto de la aceleración de Coriolis. Este efecto se manifiesta como la intensificación de la componente u cuando el viento sopla de una dirección entre los primeros 90° (0° a 90°), comparado con la componente u cuando el viento sopla entre los 90° y 180° . En las figuras 21a-21d y 22a-22d se observa que

cuando el viento es perpendicular a la costa ($\alpha = 90^\circ$), el modelo indica una componente v mayor que la componente u , por lo que bajo estas condiciones la corriente tiene un movimiento neto hacia la costa en la superficie. En las mismas figuras se puede observar que para la profundidad de 9 m la componente v es casi nula, y si suponemos una profundidad del fondo de 20 m, esta sería aproximadamente la mitad de la profundidad. Por lo que podemos decir que a mitad de la profundidad la corriente es totalmente paralela a la costa, lo que no se observa en las otras profundidades.

Las figuras 21a-21d y 22a-22d indican que con viento casi paralelo a la costa (entre los 0° y 15°). En la superficie se observa que la corriente tiene una componente notable hacia fuera de la costa mientras que cerca del fondo hay una componente hacia la costa. Esto indica una condición de surgencia costera. Se observa que está limitada sólo para ciertas velocidades de viento y que para la profundidad total de 20 m, estas velocidades están entre los 2 y los 5 ms^{-1} . Este sería un rango de velocidad de viento crítica para la generación de surgencias en aguas de profundidad de 20 m. No se encontró evidencia bibliográfica sobre esta observación analítica por lo que no se concluye en forma rigurosa.

5.2 PLAYAS DE TIJUANA

Las observaciones efectuadas en esta localidad para el mes de Marzo no concuerdan con lo citado por Sañudo y Suárez (1984) en lo que respecta a la dirección de la corriente costera y en cambio concuerda con las observaciones de los otros autores de que para el período de muestreo la corriente es generalmente hacia el S.

El viento medido en la estación meteorológica en Imperial Beach California a 6 km al norte de Playas de Tijuana y 1 km tierra adentro, no concuerda en dirección con las observaciones visuales en Playas de Tijuana (mientras que en Playas de Tijuana se midió con brújula la dirección aparente del viento en 30° en Imperial Beach fue de -30°), de lo que se puede concluir que, aún en distancias pequeñas el viento no es uniforme a lo largo de la costa, pero por no contar con datos de rapidez del viento se manejaron dichos registros.

Los resultados obtenidos por el modelo aplicado a Playas de Tijuana explica satisfactoriamente los valores observados de la componente paralela a la costa (tabla 1 y 2). Sin embargo no explica los valores en la componente v.

5.3 BAHIA DE TODOS SANTOS

En contraste con las observaciones de Playas de Tijuana, en Bahía Todos Santos se observaron diferentes direcciones de viento, y con esto, una dirección variable de la corriente y además del viento como fuerza inductora, existen otros tipos de fuerzas generadoras de corriente, como fue evidente para el día 22 de Septiembre en donde existió condición de calma durante el período del experimento, y donde existieron corrientes con rapidez de 8 cms^{-1} aproximadamente. Se observó, además un importante efecto de corte ya que cuando en la superficie y a 4 m la corriente fue hacia el E, en 9 m y 14 m, la corriente fue hacia el N (figura 15).

El patrón general de corriente en la región al sur del puerto de Ensenada B.C. se puede sintetizar como un movimiento superficial neto hacia la costa, con una pequeña componente hacia el S, a excepción del día 20 de Septiembre de 1983, en donde se tuvo condición de viento del SSW, lo cual se manifestó con una corriente hacia el N y trayectorias poco uniformes de los cuerpos de deriva.

El patrón observado en Bahía Todos Santos concuerdan con los resultados del modelo cuando el viento incidente es del oeste, como se observó el día 20 de Octubre de 1983. La

corriente en media agua (~ 9 m) que se observó fue generalmente paralela a la línea de costa, lo que esta de acuerdo con la teoría. En general el modelo no explica cuantitativamente la rapidez de la corriente, como en el caso de Playas de Tijuana.

La topografía del lugar tuvo que ver en el comportamiento de las corrientes, manifestándose en cambios de las trayectorias de los cuerpos de deriva.

En virtud de la poca concordancia entre las observaciones y el modelo, se optó por ensayar las corrientes inducidas por el viento en la Bahía de Todos Santos, para lo cual se esquematizó la Bahía en 4 trazos rectos (figura 24).

A estas cuatro costas rectas se les aplicó el modelo en forma independiente. Cabe aclarar que en lo que sigue no se trata de un modelo de la Bahía sino un ensayo considerando las distintas orientaciones de la costa.

Se aplicó un régimen de viento característico de la brisa marina descrita en trabajos previos, así que a la costa No.1 se le aplicó un viento SW, el cual es característico para dicha zona (Pavía, 1979; Reyes y Parés, 1983). A las costas No.2 y No.3 se les aplicó un viento W, representativos para esos lugares (Reyes y Pares, 1983) y

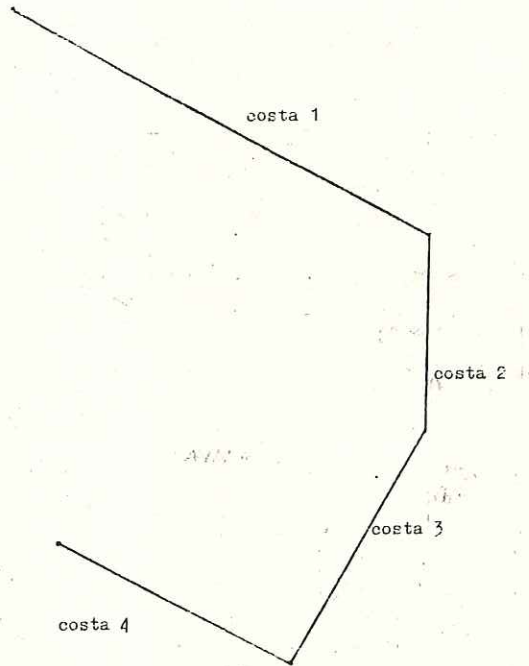
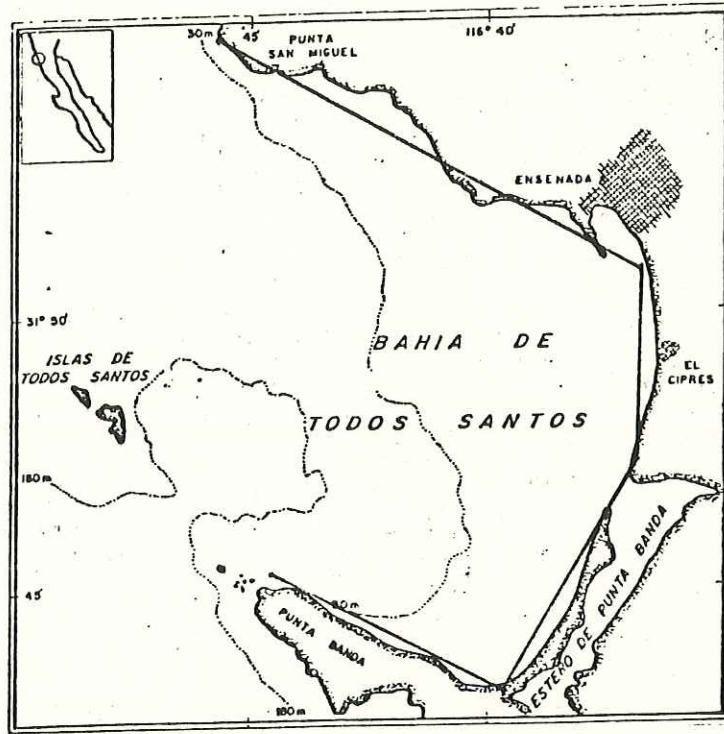


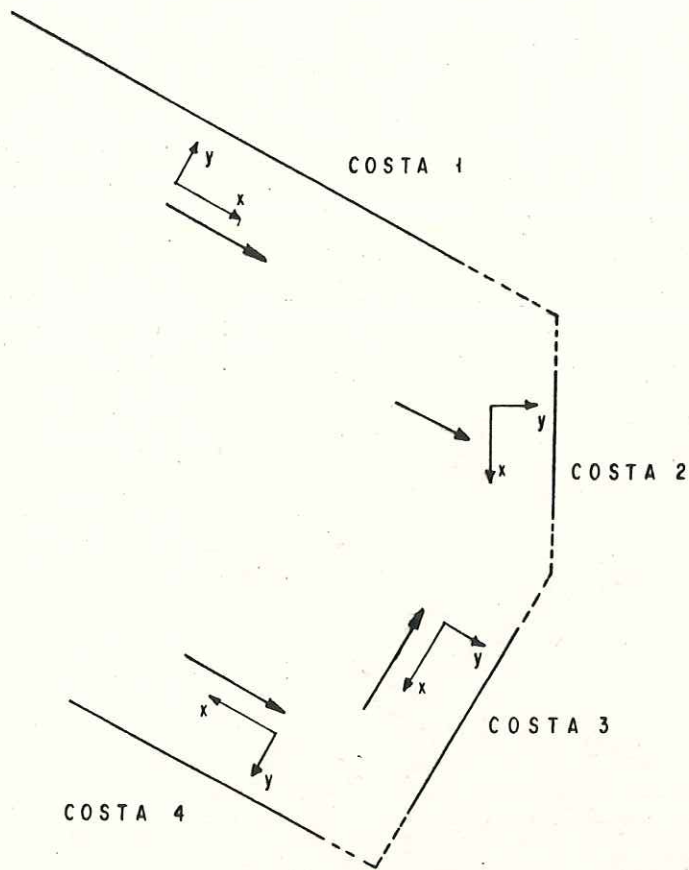
FIG. N° 24.- Bahía de Todos Santos representada por cuatro trazos rectos.

por último se le aplicó un viento NW a la costa No.4, el cual por su posición geográfica y por su orografía parece ser el más indicado (Pavía, comunicación personal).

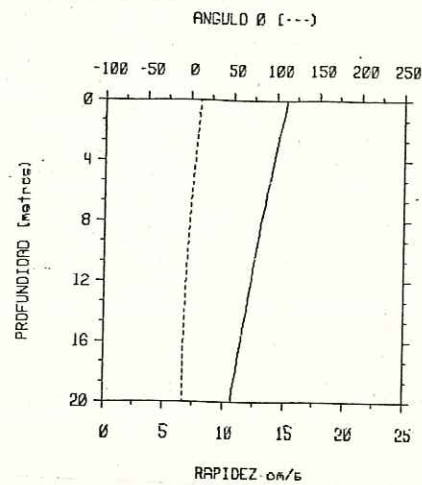
También se aplicó un viento E, característico de una condición Santa Ana. La rapidez fue de 6 ms^{-1} en ambos casos y se tomó una profundidad promedio de 20 m. Los resultados se observan en la tabla 8 así como en la tabla 9 y en las figuras 25 y 26. Los valores que se encuentran en las tablas 8 y 9 están dados para las costas trabajadas individualmente, así que la componente 'u' es paralela a la costa, positivas a la izquierda de ella, viendo de la costa al mar, y la componente 'v' positiva hacia la costa (ver capítulo 2). Se muestra que mientras en condiciones de brisa marina las corrientes convergen cerca de la boca del estero de Punta Banda, en condiciones Santa Ana éstas divergen en ese punto. Las mayores magnitudes de velocidad se esperan en la parte de la costa 4 y corrientes con mayor magnitud perpendicular a la costa se esperan en la costa 2.

El modelo aplicado a las diferentes costas idealizadas para la Bahía presenta el siguiente patrón para la brisa marina.

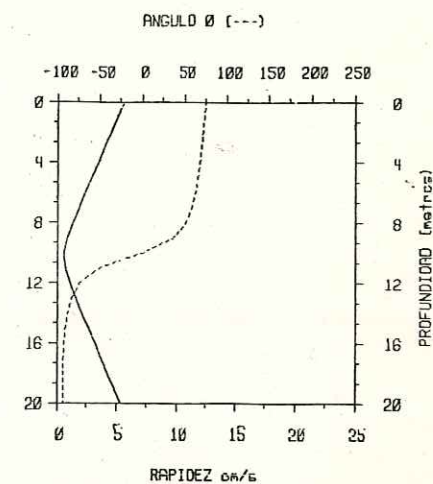
a) Para la costa No.1 el movimiento predominante es hacia dentro de la Bahía paralelo a la línea de costa, concordando



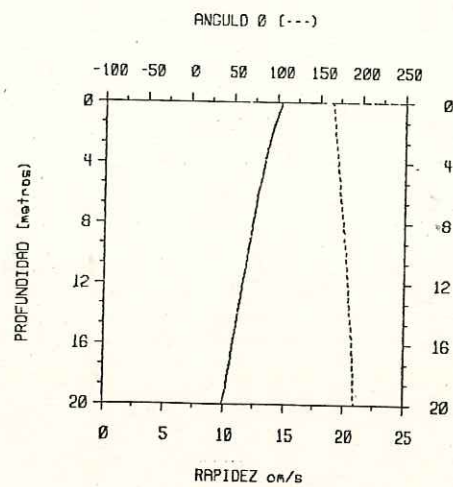
costa No.1



costa No.2



costa No.3



costa No.4

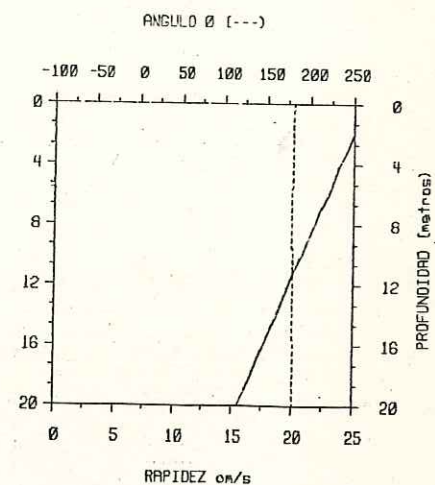
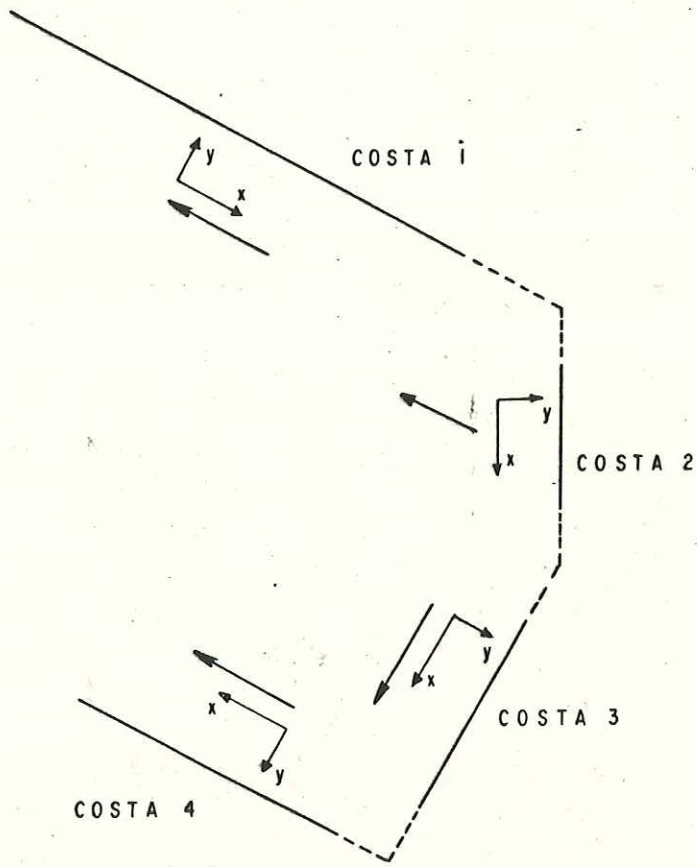
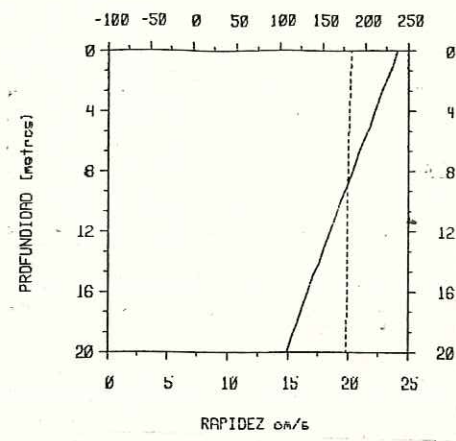


Fig. 25.- Resultados graficos del modelo en condición de brisa marina, en las diferentes costas idealizadas, para la Bahía de Todos Santos, \ominus (---) ángulo formado por la corriente con respecto al sistema de referencia.



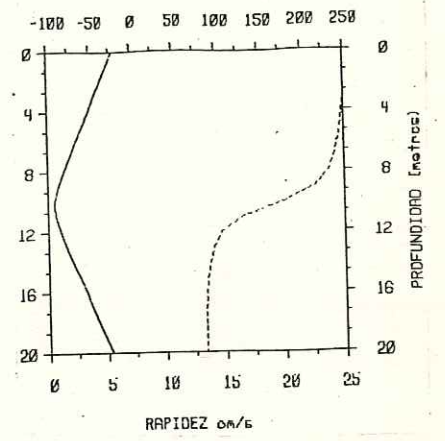
costa No.1

ANGULO θ (---)



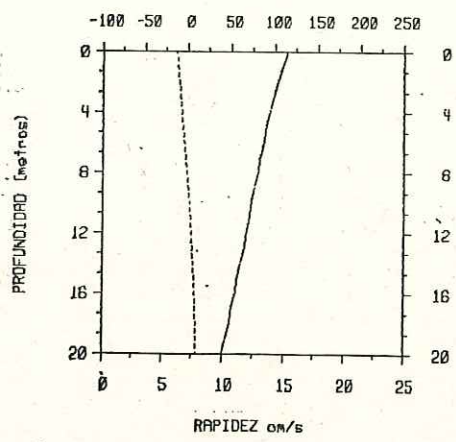
costa No.2

ANGULO θ (---)



costa No.3

ANGULO θ (---)



costa No.4

ANGULO θ (---)

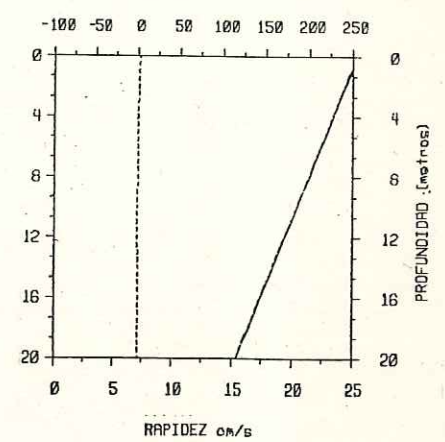


Fig. 26.- Resultados graficos del modelo con viento Este (Santa ana), en las diferentes costas idealizadas, para la Bahía de Todos Santos, θ (---) ángulo formado por la corriente con respecto al sistema de referencia.

Tabla 8.- Valores de la rapidez de las componentes de la velocidad de la corriente calculadas por el modelo (cm s^{-1}) en las diferentes costas de la Bahía esquematizada. (U_s, V_s) y (U_b, V_b) son las componentes de la corriente en la superficie y en el fondo respectivamente.

No. Costa	Viento incidente	Angulo	U_s	V_s	U_b	V_b
1	SW	72	14.8	3.13	10.7	-1.29
2	W	90	1.47	5.42	-.293	-5.42
3	W	119.5	-14.2	3.74	-9.67	-2.26
4	NW	199	-26.1	-.327	-15.5	-.305

Tabla 9.- Valores de la rapidez de las componentes de la velocidad de la corriente calculadas por el modelo (cm s^{-1}) en las diferentes costas de la Bahía esquematizada. (U_s , V_s) y (U_b , V_b) son las componentes de la corriente en la superficie y en el fondo respectivamente.

No. Costa	Viento incidente	Angulo	U_s	V_s	U_b	V_b
1	E	217	-24.1	-1.5	-14.9	0.45
2	E	270	-1.47	-5.42	0.29	5.42
3	E	302	14.9	-3.45	9.8	1.7
4	E	27	25.4	0.86	15.3	-0.02

con lo observado por Alvarez (1971).

b) Para la costa No.2 el movimiento es predominantemente hacia la costa con una tendencia hacia el S. Esto concuerda cualitativamente con las observaciones efectuadas en el presente trabajo.

c) En las costas No.3 y No.4. el movimiento es hacia adentro de la Bahía por la costa No.4 y paralela y hacia el N en la costa No.3, esto concuerda con las observaciones de Argote et. al. (1975) y Alvarez et al. (1982).

Para un régimen de condición Santa Ana, no se han reportado trabajos referentes a corrientes en la Bahía, pero existe evidencia que en la parte norte de la Bahía (costa No.1) se invierte la dirección de la corriente al entrar la condición Santa Ana (observación personal).

CONCLUSIONES

a) En el período de muestreo, y con vientos aproximadamente del NNE, la corriente que se observó en Playas de Tijuana, fue hacia el S, paralela a las isobatas, con una rapidez promedio de 22 cms^{-1} .

En Bahía Todos Santos las corrientes que se observaron en la parte sur del puerto de Ensenada B.C., manifestaron un patrón general hacia la costa y con una pequeña componente hacia el S, con vientos generalmente del NW y W, mostrando un amplio rango de velocidades, pero en general de poca intensidad (11 cms^{-1} como promedio).

b) Bajo condiciones de viento W, el modelo en Bahía Todos Santos explica satisfactoriamente las observaciones directas de corriente. Para otras condiciones de viento sólo se encontró concordancia entre la componente v medida y la calculada por el modelo.

En Playas de Tijuana el modelo explicó satisfactoriamente la componente paralela a la costa para vientos del NNE.

c) Las observaciones y el modelo concuerdan en que a mitad de agua la corriente es paralela a la costa.

d) El tomar a la Bahía como 4 trazos rectos y colocar vientos representativos para cada uno de los trazos, explica cualitativamente los rasgos de la circulación indicados por observaciones previas. Esto concuerda con lo propuesto por Argote et al. (1975), Alvarez (1971), Alvarez et al. (1982), y con lo observado en el presente trabajo.

e) Con base en los resultados del modelo en una costa recta, se encontró que el viento paralelo a la costa tiene un rango de velocidad de 2 a 5 ms^{-1} determinante para que exista el transporte normal a la costa. Este rango de velocidad podría ser crítico para la formación de surgencias en aguas con profundidad de 20 metros.

- Alvarez, L.G., 1971. Medición de corrientes superficiales en la Bahía de Todos Santos, B. C. Tesis Profesional. Escuela Superior de Ciencias Marinas, U. A. B. C.
- Alvarez, L.G., 1977. Vientos en la Bahía de Todos Santos, B. C., Ciencias Marinas, 4(1): 81-89
- Alvarez, L.G., M. Uyeji, y R. Durazo, 1982. Observaciones de corrientes costeras superficiales mediante trazadores Lagrangeanos. I.- Bahía Todos Santos, B. C. (1980-81). Informe Técnico OC-82-03 CI CESE.
- Argote, M. L., A. Amador, C. Morales, 1975. Distribución de los parámetros salinidad y temperatura y tendencias de circulación en la Bahía de Todos Santos, B. C. Memorias de la Primera Reunion de CIBCASIO, pp. 3-30.
- Durazo, R., 1983. Circulación superficial y cinemática de la región sur de la Bahía Todos Santos, B. C. Tesis de Licenciatura Escuela Superior De Ciencias Marinas, U. A. B. C.
- Ekman, V. W., 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents, Ark. Mat. Astron Fys. 2:1-53
- Gaul, R. y B. Stewar. 1960. Nearshore ocean current off San Diego California. J. Geophys. Res. 65(5): 1543-1556
- Hahn, A. y P. Hupfer, 1975. Determination of the stationary longshore wind-drive current in the offshore zone of a tideless sea. 16:459-462
- Instituto de Investigaciones Oceanológicas, U.A.B.C., 1967. Estudio Oceanológico de la Bahía de Todos Santos, Parte I. Trabajo presentado en el III Congreso Nacional de Oceanografía, México.
- Jeffreys, H., 1923. The effect of a steady wind on the sea level near a straight shore, Phil. Mag., 46: 115-125
- Large, W.G., y S. Pond, 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. J. of Phys. Oceanogr. 11: 324-336.

- Lentz, S., 1984. Subinertial motions on the Southern California Continental Shelf. Tesis de doctorado en Ciencias. Universidad de California. San Diego.
- Liggett, J. A., 1970. Cell method for computing lake circulation. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 96 No. HY3
- Murray, S.P. 1975. Trajectories and speeds of wind-driven currents near the coast. J. of Phys. Oceanogr. 5: 347-360
- Newman, G. y Pierson, W., 1966. Principles of Physical Oceanography. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J.
- Pavía, E., 1979. Brisas en la Bahía de Todos Santos B. C., durante los meses de marzo a agosto de 1978. ES CM UABC, Tesis profesional.
- Pavía, E. y S. Reyes. 1983. Variaciones espaciales y estacionales del viento superficial en la Bahía de Todos Santos, B. C., Ciencias Marinas 9(1):151-167
- Reyes, S. y A. Parés, 1983. Análisis de componentes principales de los vientos superficiales sobre la Bahía de Todos Santos. Geof. Int. 22(2):179-203
- Sañudo, S.A., y C.E. Suárez. 1984. Variación temporal de la carga orgánica en las aguas residuales de la ciudad de Tijuana, Baja California, México. Ciencias Marinas 10(2):107-118.
- S. C. C. W. R. P. 1973. The Ecology of the Southern California Bight: Implication for water quality management. U.S. Department of Commerce. National Technical Information Service PB-274467.
- Winant, D. C., 1980. Coastal circulation and wind-induced currents. Annual Reviews Inc. 271-301
- Winant, C. y A. Bratkovich. 1981. Temperature and currents on the Southern California Shelf: A description of the variability. J. of Phys. Oceanogr. 11(1): 71-86.
- Zoppritz, K. 1878. Zur Theorie der Meeresströmungen. Ann. d. Phys., III.

APENDICE I

I.1.- Teoría

Se considera una playa recta con isobatas paralelas a la costa, y un sistema de coordenadas Cartesiano, como se muestra en la figura 3.

Para conocer el campo de velocidades en las aguas costeras, se acostumbra utilizar las ecuaciones de movimiento con la tierra rotando (plano f y fluido newtoniano), escritas de la siguiente manera (Liggett, 1970):

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \rho^{-1} \frac{\partial p}{\partial x} + fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\epsilon \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\epsilon \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ \frac{dv}{dt} &= \rho^{-1} \frac{\partial p}{\partial y} - fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\epsilon \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\epsilon \frac{\partial v}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad 1.1$$

$$\rho g = \frac{\partial p}{\partial z}$$

las ecuaciones anteriores (1) pueden simplificarse suponiendo.

1) Flujo estacionario $\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = 0$.

2) Las fuerzas inerciales son pequeñas cuando son

comparadas con la fuerza de Coriolis, esto es, cuando el número de Rossby es pequeño. En este caso las ecuaciones pueden ser linealizadas.

3) La difusión horizontal de momentum es pequeña comparada con la difusión vertical

$$\frac{\partial}{\partial x}(\epsilon \frac{\partial v}{\partial x}) = 0 \quad ; \quad \frac{\partial}{\partial y}(\epsilon \frac{\partial u}{\partial y}) = 0 \quad ; \quad \text{etc.}$$

4) La componente vertical de la viscosidad turbulenta se puede suponer constante

$$\frac{\partial}{\partial z}(K \frac{\partial v}{\partial z}) = K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad ; \quad \text{etc.}$$

Con todas estas simplificaciones y condiciones, el sistema de ecuaciones que describen el movimiento horizontal nos queda como:

$$-\rho f v = -\frac{\partial p}{\partial x} + K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\rho f u = -\frac{\partial p}{\partial y} + K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

12

$$\rho g = \frac{\partial p}{\partial z}$$

donde K es obtenida de una ecuación propuesta por Newman y Pierson (1966):

$$K = 0.1825 \times 10^{-4} Q^{\frac{5}{2}} \rho^{-1} \quad \text{i.3}$$

Q es la rapidez del viento. Si la elevación de la superficie del mar no perturbada es η y se integra la ecuación hidrostática, tenemos:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -\rho g \frac{\partial \eta}{\partial x}; \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -\rho g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad \text{i.4}$$

y si el viento es suficientemente uniforme a lo largo de la costa, podemos esperar que la elevación sea la misma en la dirección 'x' por lo que se supone que $\frac{\partial p}{\partial x} \approx 0$. Sustituyendo las velocidades por una velocidad compleja de la forma:

$$W = u + iv \quad \text{i.5}$$

las ecuaciones de movimiento nos quedan como:

$$K \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} - ifW = ifG \quad \text{i.6}$$

donde $G = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}$

I.2. Modelo analítico (Jeffreys).

Jeffreys (1923) resolvió la ecuación I.6 observando que G es independiente de z, la solución es de la forma

$$W = G + A \sinh(jqz) + B \cosh(jqz) \quad (i.7)$$

donde $q^2 = \frac{f}{2K}$; $j=1+i$; A y B son constantes.

Podemos decir que q y G son reales y que A y B pueden ser complejos. No deberá haber flujo resultante a través del plano paralelo a la costa porque si esto ocurre, el agua se estaría acumulando o bien disipando a las vecindades de la costa, y el sistema no entraría en un estado estacionario, de aquí que:

$$\int_{-h/2}^{h/2} v dz = 0.$$

1.8

Tomando sólo los términos lineales vemos que $\int_{-h/2}^{h/2} \omega dz$ es puramente real; de aquí que $B \sinh(qh/2)/jq$ es real. Si llamamos C/j a éste término y hacemos $q\frac{h}{2} = \lambda$, la solución queda

$$W = G + A \sinh(jqz) + jC \frac{\cosh(jqz)}{\sinh(j\lambda)} \quad 1.9$$

Las condiciones de frontera están dadas por la relación del esfuerzo tangencial con la intensidad del viento, considerando la superficie del océano como rugosa, los esfuerzos del viento se estiman usando la ley cuadrática de arrastre, según Large y Pond (1981):

$$\tau_s = K\rho \frac{\partial W}{\partial z} = -C_d \sigma Q^2 \exp(ia)$$

donde Q es la velocidad del viento, σ es la densidad del aire, a es el ángulo de incidencia del viento con respecto a la costa. Large y Pond (1981) encuentran que el coeficiente de arrastre C_d es una función lineal de la rapidez del viento para velocidades mayores a 11 ms^{-1} y constante para velocidades menores que 11 ms^{-1} . El C_d se considera constante (.002) en este estudio porque las velocidades de viento no excedieron a los 11 m s^{-1} .

En el fondo se relaciona el esfuerzo tangencial con la intensidad de la corriente, y utilizando una ley cuadrática para dichos esfuerzos tenemos:

$$\tau_b = K\rho \frac{\partial W}{\partial z} = -C_b \rho R^2 \exp(i\gamma)$$

donde R es la corriente cercana al fondo que tiene un ángulo γ con respecto a la costa, C_b es el coeficiente de arrastre entre el fondo y el agua (.003) y ρ es la densidad del agua de mar.

Aplicando las condiciones de frontera, se encuentra que las constantes son

$$A = \frac{-(C_b K^2 \exp(i\gamma) + (\frac{\sigma}{\rho}) C_d \alpha^2 \exp(i\gamma))}{2 K j q \cosh(j\lambda)}$$

$$C = \frac{-(C_b K^2 \sin(\gamma) - (\frac{\sigma}{\rho}) C_d \alpha^2 \cos(\alpha))}{4 K q}$$

Pero aún falta obtener R y γ . Mediante estas ecuaciones, se encuentra la relación

$$\begin{aligned} & (\cosh(4\lambda) - \cos(4\lambda)) \sin(\gamma) \left(\frac{\rho}{\sigma} \cos(\alpha) \cos(\gamma) \right)^{\frac{1}{2}} q^{\frac{1}{2}} K / C_b \\ & + Q(\cos(\alpha) (\sin(\gamma - \frac{\pi}{4}) \sinh(4\lambda) - \cos(\gamma - \frac{\pi}{4}) \sin(4\lambda)) \\ & - 2\cos(\gamma) (\sin(\alpha - \frac{\pi}{4}) \sinh(2\lambda) - \cos(\alpha - \frac{\pi}{4}) \cosh(2\lambda) \sin(2\lambda)) = 0. \end{aligned}$$

que puede ser resuelta numericamente para γ .

G se determina de la siguiente ecuación de recurrencia, la cual se obtiene del manejo de la parte real de la solución:

$$\begin{aligned} G &= R \cos(\gamma) + D(\cos(\gamma - \frac{\pi}{4}) \sinh(4\lambda) + \sin(\gamma - \frac{\pi}{4}) \sin(4\lambda)) / S \\ & - 2E(\cos(\alpha - \frac{\pi}{4}) \sinh(2\lambda) \cos(2\lambda) + \sin(\alpha - \frac{\pi}{4}) \cosh(2\lambda) \sin(2\lambda)) / S \end{aligned}$$

donde:

$$S = \cosh(4\lambda) - \cos(4\lambda) \quad ; \quad E = D \cos(\gamma) / \cos(\alpha)$$

$$D = C_d K^2 / 2^{\frac{1}{2}} q K \quad ; \quad R = Q (C_d \sigma \cos(\alpha) / C_b \rho \cos(\gamma))^{\frac{1}{2}}$$

Así que con este modelo se pueden determinar los perfiles de las velocidades u y v en función de Q , K , profundidad, y latitud, y de los coeficientes de fricción.