

ALGUNAS CARACTERISTICAS DEL REGIMEN DE CORRIENTES EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL AL NORTE DE LA PENINSULA DE PARIA

JOSÉ L. PELEGRÍ

*Tecnología de Producción, INTEVEP, S.A., Apartado 76343,
Caracas 1070-A, Venezuela.*

Y

DORIKI PADRÓN

*Núcleo de Nueva Esparta, Universidad de Oriente, Guatamare,
Isla de Margarita, Venezuela.*

RESUMEN : El régimen de corrientes en la plataforma continental al Norte de la Península de Paria es analizado en base a datos recolectados, durante el período 1979-1981, en una estación oceanográfica situada a 10° 47' Lat. N, 62° 15' Long. O. Los datos, correspondientes a profundidades de 6,5 y 50 m, son procesados estadísticamente encontrándose la presencia de una corriente costera hacia el Este durante todo el año. Por medio del análisis armónico de estos datos se calculan las constantes armónicas de las corrientes de marea. Estas corrientes están orientadas preferencialmente sobre el eje ONO-ESE y alcanzan valores máximos de 12 cm/s. Las corrientes generadas por el viento son obtenidas con un modelo numérico tridimensional (COOPER *et al.*, 1981) para un viento de 4 m/s proveniente del Este, que es característico del área. Estas corrientes se orientan preferencialmente hacia el Oeste a todas las profundidades, con su magnitud disminuyendo desde unos 10 cm/s en la superficie a 3,5 cm/s a 50 m de profundidad. Se sugiere que la geomorfología de la zona es la principal responsable de la generación de un giro ciclónico al Norte de la Península de Paria que causa la existencia de la contracorriente cerca de la costa. Otro mecanismo que puede influir sobre esta corriente es el flujo saliente por Boca de Dragón. La velocidad media de la contracorriente en la estación se estima en unos 17 cm/s hacia el Este-Sureste. Ella es claramente visible a 50 m de profundidad pero se encuentra oscurecida a 6,5 m debido a la componente eólica que decrece su intensidad y eventualmente puede ser dominante. La relación entre la intensidad de la contracorriente, la intensidad del viento y la dirección de la corriente resultante en la superficie no es evidente. Se postula que los procesos de surgencia, en cuanto regulan la profundidad de la capa mezclada superficial, pueden ser responsables de la variabilidad en la dirección de las corrientes a 6,5 m.

ABSTRACT : The currents regime in the continental platform north of Paria is analyzed using the data collected between 1979 and 1981 in an oceanographic station located at 10° 47' Lat. N, 62° 15' Long. W. The data, corresponding to depths of 6.5 and 50 m, are statistically processed showing the existence of a eastward coastal current throughout the year. Through the harmonic analysis of these data, the harmonic constants for the tidal currents are calculated. These currents show their main orientation along the WNW-ESE axis and reach maximum values of 12 cm/s. Wind generated currents are obtained using a three-dimensional numerical model (COOPER *et al.*, 1981) for an east wind of 4 m/s, which is characteristic of the area. These currents go mainly westwards at all depths, with its magnitude diminishing from about 10 cm/s at the surface to 3.5 cm/s at 50 m depth.

It is suggested that local geomorphology is the principal factor for the generation of a cyclonic gyre north of the Paria Peninsula, which causes the presence of the countercurrent near the coast. Another mechanism that may be significant is the outflow at Boca de Dragon. An estimate for the mean velocity of this countercurrent at the station gives 16.5 cm/s in the east-southeast direction. It is clearly visible at 50 m depth, but it is hidden at 6.5 m due to the eolic contribution which decreases its intensity and eventually may become dominant. The relationship between the strength of the countercurrent, the intensity of the wind and the direction of the total current at the surface is not evident. It is postulated that upwelling, as it controls the depth of the surface mixed layer, may be responsible for the variability in the 6.5 m depth current direction.

INTRODUCCION

Al norte de las Penínsulas de Araya y Paria la plataforma continental es amplia, con una distancia promedio entre la costa y el inicio del talud continental cercana a los 100 Km. El área está limitada al Oeste por la Isla de Margarita y la cordillera submarina de Las Aves, y al Sur por una costa aproximadamente recta con orientación Este-Oeste. Al Este y Noroeste se localizan las Islas de Tobago y Granada, tras las cuales se encuentra el talud continental. La plataforma continental se inclina gradualmente hacia el Este, desde la Isla de Margarita hasta alcanzar 150 m de profundidad al Norte de Boca de Dragón, sólo alterada por el bajo donde se encuentran las Islas de Los Testigos (Fig. 1).

La corriente permanente que circula sobre el área en consideración forma parte de la corriente del Caribe. Esta corriente en la zona nace como la prolongación de la corriente de Guayana en su paso a través de las Islas de Trinidad, Tobago y Granada; según OKUDA (1974) la corriente norecuatorial sólo contribuye significativamente dentro del Mar Caribe a latitudes mayores. Diversos autores han calculado el valor del transporte geostrófico entre Tobago y Barbados encontrándose en todos los casos dirigidos hacia el Oeste, aunque con gran variabilidad en su magnitud probablemente debido a los cambios en las condiciones meteorológicas e hidográficas: 24 Sverdrups (JOHANESSEN, 1968), 11 y 14 Sverdrups (MAZEIKA, 1973), 13 Sverdrups (FEBRES-ORTEGA y HERRERA, 1976). Esto haría presuponer en la región al Norte de Paria la existencia de una corriente dirigida hacia el Oeste. Sin embargo, nuestras observaciones *in situ* indican que este no es el caso y que, por el contrario, existe una contracorriente dirigida hacia el Este presente durante todo el año.

FEBRES-ORTEGA (1974) y FEBRES-ORTEGA y HERRERA (1975, 1976) han señalado la existencia de una contracorriente costera venezolana en la zona central del país (longitudes mayores de 65° O) asociada a grandes giros ciclónicos en el Mar Caribe. Ellos también señalaron la presencia de una débil contracorriente entre los 13 y 14° Lat. N. FUKUOKA (1965), utilizando

datos de diferentes años para la zona comprendida entre los 60 y 67° Long. O, encontró consistentemente la presencia de una contracorriente geostrófica entre los 13 y 14° Lat. N, y de otra contracorriente geostrófica profunda, más débil, alrededor de los 12° Lat. N. Fukuoka consideró que estas corrientes eran causadas fundamentalmente por la topografía del fondo. Sin embargo, en el conocimiento de los autores no existe ninguna publicación donde se estudien las características de la contracorriente costera en la plataforma continental al Norte de Paria, aparentemente debido a la poca profundidad del agua lo cual impide la utilización del método geostrófico. En un reporte de la DHN (1984) se encuentran datos correspondientes a una estación oceanográfica ubicada en Bahía de Patilla (10° 46' 57" Lat. N, 63° 22' 42" Long. O) que concuerdan con nuestras observaciones, pero que no son analizados.

En este trabajo se presenta un resumen de las observaciones realizadas en la zona durante el período 1979-1981 (Sección 2). En la Sección 3 las mediciones son analizadas como el resultado de la acción de diversos mecanismos. En la Sección 3.1 se cuantifican las corrientes de marea, en la Sección 3.2 se estudian las corrientes generadas por los vientos en la zona y en la Sección 4 se considera el efecto de la corriente de Guayana. Esto permite establecer la importancia relativa de estos factores y determinar posibles causas del origen y variabilidad temporal de la contracorriente costera. (Sección 4).

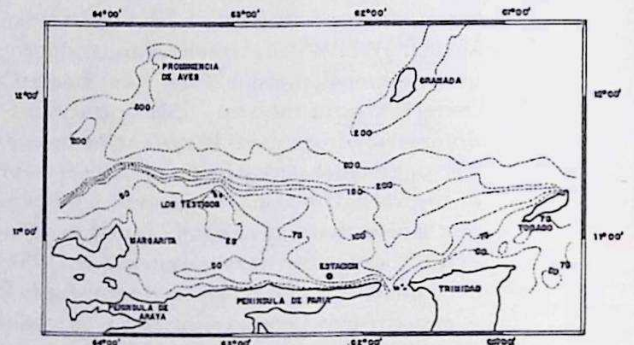


Fig. 1. Mapa batimétrico de la región al Norte de las Penínsulas de Araya y Paria (profundidades en metros).

MEDICIONES DE CORRIENTES

Como parte del programa de mediciones de INTEVEP (Centro de Investigación y Desarrollo de Petróleos de Venezuela) se realizaron mediciones de corrientes en una estación oceanográfica situada en la plataforma continental de la Península de Paria, al Norte de Bahía de Mejillones ($10^{\circ}47'$ Lat. N, $62^{\circ}15'$ Long. O; Fig. 1), durante los años de 1979, 1980 y 1981. Los correntímetros utilizados se instalaron a 6,5 y 50 m de profundidad, formando parte de un sistema de anclaje con boyas sub-superficiales (Fig. 2). Los correntímetros son marca Aanderaa, modelo RCM-4, y registran en cinta magnética los valores de celeridad (promedio) y dirección a intervalos de 10 minutos. El rango del sensor de celeridad es de 1,5 a 250 cm/s, con una precisión de ± 1 cm/s; la precisión del compás magnético es de $\pm 5^{\circ}$. Para evitar pérdidas de equipos se tomaron diversas medidas, incluyendo la colocación de boyas de demarcación. A pesar de ello las pérdidas de equipos, y por ende de información, fueron considerables. Sin embargo, se estima que la información disponible es suficiente para que los análisis realizados sean confiables. En la Tabla 1 se muestran los meses para los cuales existen 10 días o más de registros y que fueron utilizados en nuestro estudio.

ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Los datos una vez procesados son analizados utilizando diversos programas estadísticos, y los resultados de éstos se presentan por medio de histogramas, tablas para las velocidades máximas, medias y mínimas, y rosas de corrientes. A fin de identificar las variaciones estacionales de la circulación los resultados se agruparon por épocas de sequía (febrero-junio) y lluvia (julio-enero). Esta división se basa en la variación del nivel pluviométrico y de los vientos en la zona. Así pues, la época de sequía corresponde a precipitaciones relativamente escasas y vientos más intensos.

Del análisis de los datos puede inferirse que la corriente a 50 m de profundidad tuvo una dirección dominante Este-Sureste, salvo en dos meses en que se

orientó hacia el Este-Noreste. A 6,5 m de profundidad la dirección de la corriente, aún cuando mostró cierta preferencia hacia el Este y Este-Sureste, fue mucho más variable sin mostrar una clara dependencia con la época del año. Las celeridades de mayor frecuencia fueron algo más intensas durante la época de sequía, aun cuando los valores extremos corresponden a la época de lluvias. Adicionalmente, los valores extremos de la celeridad a 6,5 m de profundidad están generalmente orientados hacia el Oeste, y son superiores a aquellos a 50 m los cuales poseen siempre una componente hacia el Este.

El valor máximo de la corriente a 6,5 m fue de 61,4 cm/s hacia el Oeste, mientras que a 50 m

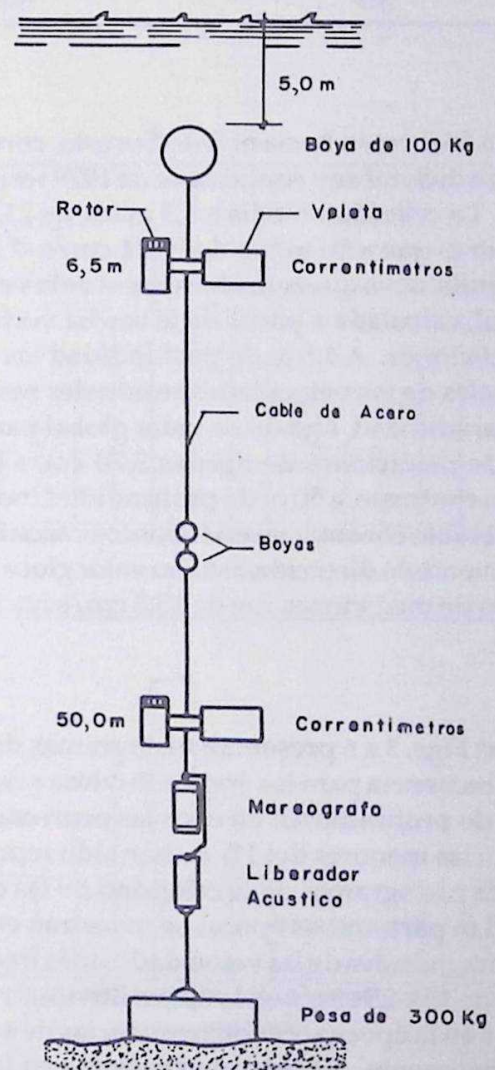


Fig. 2. Esquemas de instalación de los instrumentos utilizados en la estación.

TABLA Nº 1. MESES CON OBSERVACIONES EMPLEADAS PARA ESTE ESTUDIO. SE INDICA SI LOS DATOS CORRESPONDEN A 6,5 M. Y/O 50 M. DE PROFUNDIDAD

Años	Meses												
	E	F	M	A	M	J	Ju	A	S	O	N	D	
1979				6,5 50		6,5	6,5 50	6,5 50	6,5 50			50	6,5
1980	6,5	6,5 50	6,5 50	6,5 50			6,5 50	6,5 50					6,5 50
1981				6,5 50	6,5 50	6,5 50	6,5 50						6,5

alcanzó 56,9 cm/s hacia el Este-Sureste, correspondiendo a diciembre y septiembre de 1979 respectivamente. La celeridad media a 6,5 m fue de 21,41 cm/s, mientras que a 50 m fue de 17,21 cm/s. Un valor más significativo que este último es el de la velocidad residual, calculada a partir de la media vectorial de las mediciones. A 6,5 m de profundidad los valores mensuales de las velocidades residuales mostraron gran variabilidad, siendo su valor global para el período de mediciones de apenas 3,70 cm/s hacia el Sur. En contraste, a 50 m de profundidad mostraron considerable constancia, en todos los casos con una componente de dirección Este; su valor global para el período de mediciones fue de 13,5 cm/s hacia el Sureste.

Las Figs. 3 a 6 presentan histogramas de celeridad y frecuencia para las épocas lluviosa y seca a 6,5 y 50 m de profundidad; en ellos las ocurrencias con frecuencias menores del 1% no han sido representadas. Los histogramas de la celeridad de las corrientes a 6,5 m para ambas épocas se muestran en la Fig. 3. Las magnitudes de las velocidades más frecuentes fueron de 15 a 25 cm/s en la época lluviosa y de 20 a 30 cm/s en la época seca con frecuencias de 44 y 42% respectivamente. La celeridad máxima en la época de lluvias alcanzó valores superiores a los 50 cm/s mientras que en la época seca no pasó de 45 cm/s.

Los histogramas de la dirección de las corrientes a 6,5 m de profundidad durante las épocas lluviosa y seca se presentan en la Fig. 4. En ambos casos la distribución es bimodal, el pico mayor encontrándose dirigido hacia el Este-Sureste con una frecuencia del 13 y 15% respectivamente. El pico secundario para la época de lluvia se encontró entre el Oeste y Oeste-Noroeste, con un 7% de las observaciones, mientras que para la época seca la orientación fue hacia el Noroeste, también con el 7% de las observaciones.

Los histogramas de celeridad a 50 m de profundidad se muestran en la Fig. 5. Para la época de lluvias el pico mayor, entre los 5 y 10 cm/s, correspondió a un 28% de las observaciones; para la época seca el pico mayor, entre los 10 y 15 cm/s, correspondió a un 25% de las observaciones. Las celeridades máximas fueron superiores a los 45 cm/s en la época de lluvias, mientras que en la época seca no pasaron de los 40 cm/s. La Fig. 6 presenta los histogramas de frecuencia de las direcciones de las corrientes a 50 m de profundidad para las épocas lluviosa y seca respectivamente. Para ambas épocas la distribución es unimodal, siendo la dirección predominante hacia el Este-Sureste. La mayor frecuencia corresponde a la época seca, con un 45% de las ocurrencias.

Para una más clara visualización del patrón de circulación de las aguas en la región se elaboraron rosas de corrientes para cada uno de los meses para los cuales se tienen datos. A modo de ejemplo en la Fig. 7 se presentan las rosas de corrientes a 6,5 y 50 m de profundidad, corresponden a frecuencia de observaciones mientras que las barras en blanco corresponden a la celeridad media mensual en esa dirección. Puede observarse que durante este mes la contracorriente costera se mostró claramente a ambas profundidades, especialmente al nivel de 50 m donde el efecto del viento es mucho menor.

MODELAJE DE LAS CORRIENTES

Las fuerzas externas causantes de las corrientes oceánicas son el esfuerzo cortante del viento y las fuerzas generadoras de la marea. La corriente resultante en mar abierto puede ser expresada, en primera aproximación mediante la expresión:

$$\text{corriente total} = \text{corriente eólica} + \text{corriente de marea} + \text{corriente residual}$$

La corriente eólica es la generada por el esfuerzo cortante de los vientos característicos del

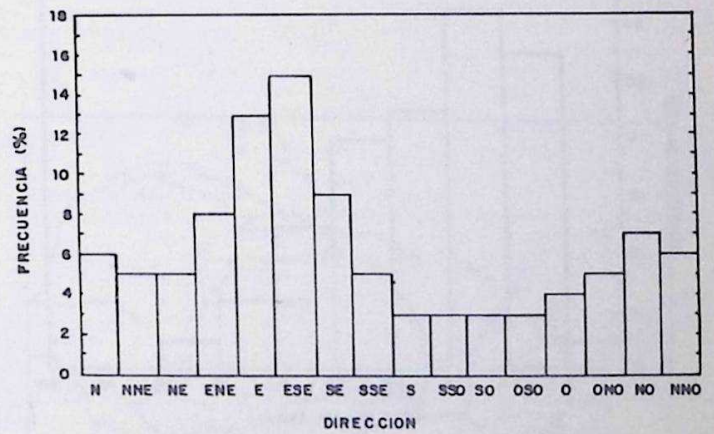
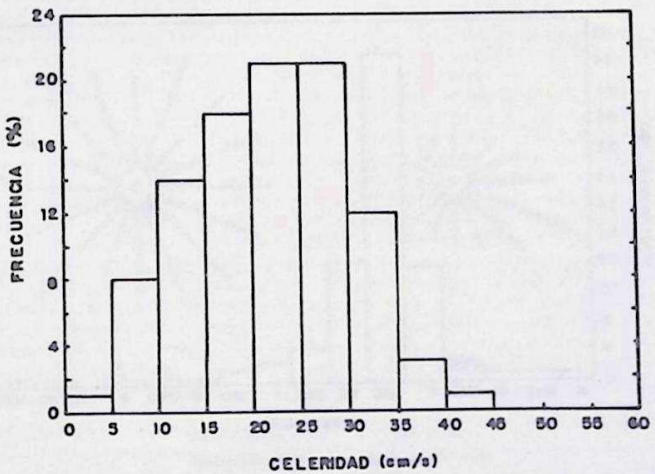
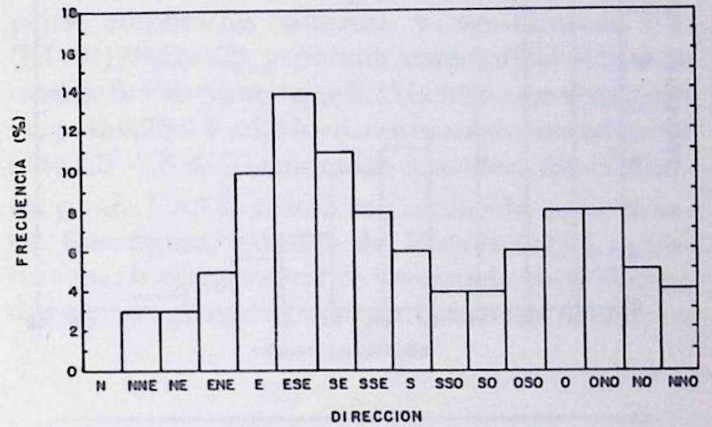
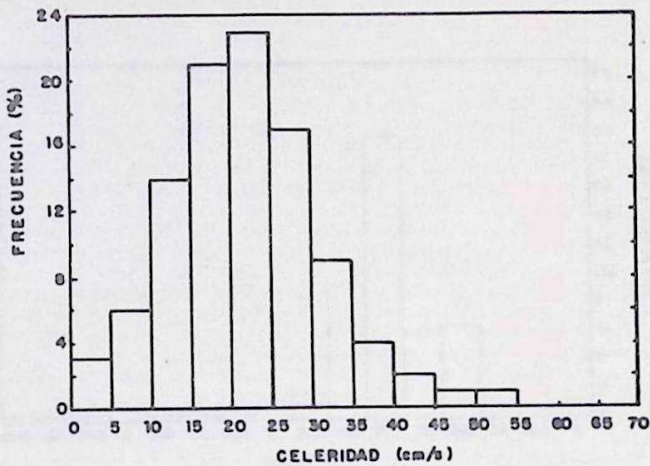


Fig. 3. Histograma de frecuencia de la celeridad de la corriente a 6,5 m de profundidad durante las épocas de lluvia (superior) y sequía (inferior).

Fig. 4. Histograma de frecuencia de la dirección de la corriente a 6,5 m de profundidad durante las épocas de lluvia (superior) y sequía (inferior).

área. La corriente de marea es causada por la variación en la fuerza de atracción de la luna y el sol, debida a los movimientos astronómicos. La corriente residual representa los movimientos de las masas de agua debidos a fuerzas internas (gradientes de presión) y secundarias (fuerzas viscosas y fuerzas aparentes, entre estas últimas la fuerza de Coriolis), y en mar abierto es generalmente de tipo geostrófico, en la que se establece un balance entre los gradientes de presión y la fuerza de Coriolis. Sin embargo, cerca de la costa existen otros factores, tales como la descarga de ríos, que pueden ser importantes. La resultante de estas corrientes está condicionada por la geomorfología de la zona.

Las corrientes eólicas y corrientes de marea pueden ser modeladas con métodos numéricos. La exactitud de las corrientes eólicas así predichas depende de la sofisticación del modelo y las constantes semiempíricas utilizadas. Esta predicción puede ser optimizada mediante un proceso de calibración del modelo a través de la comparación entre observaciones y predicciones. Por su parte la exactitud de la predicción de las corrientes de marea depende de la precisión y longitud de los registros de corriente existentes.

En esta sección nos limitaremos al modelaje de las corrientes eólicas y de mareas. La corriente

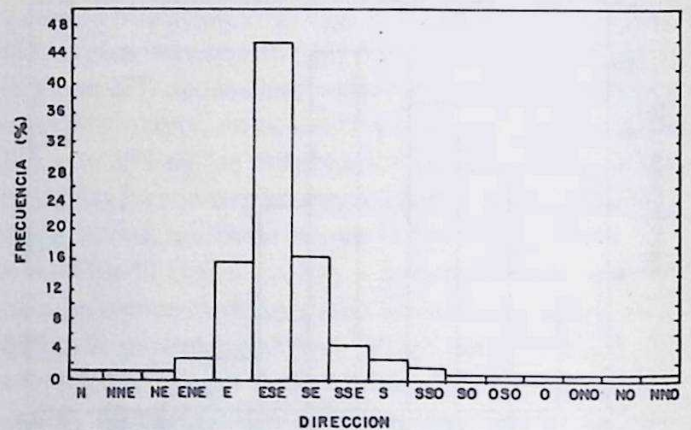
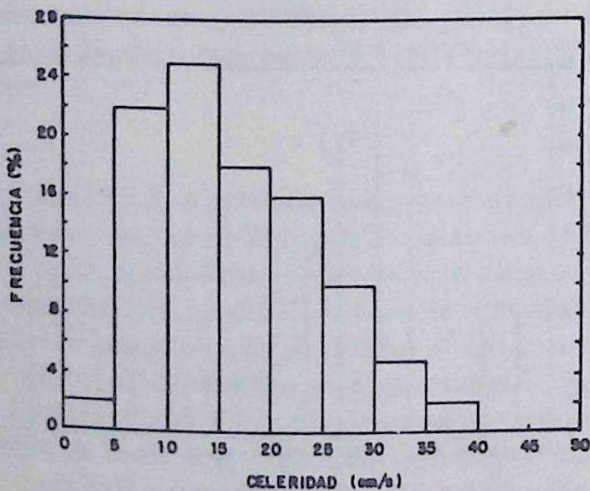
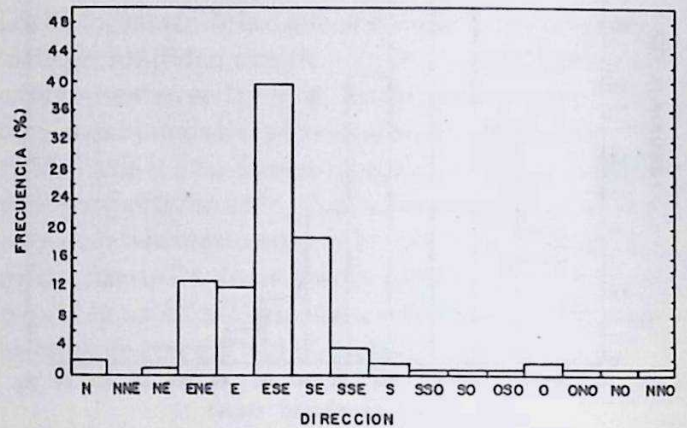
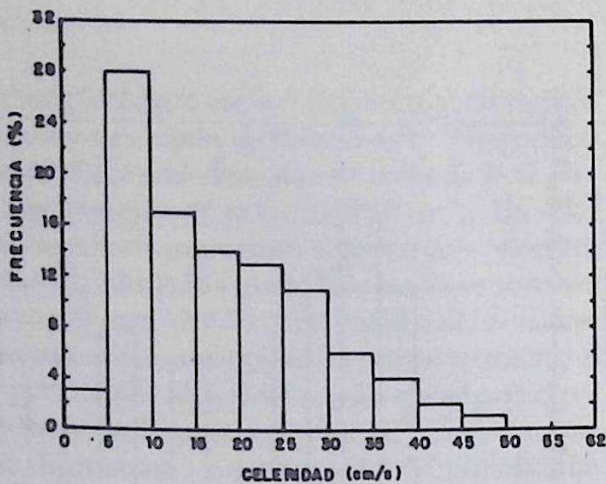


Fig. 5. Histograma de frecuencia de la celeridad de la corriente a 50 m de profundidad durante las épocas de lluvia (superior) y sequía (inferior).

Fig. 6. Histograma de frecuencia de la dirección de la corriente a 50 m de profundidad durante las épocas de lluvia (superior) y sequía (inferior).

residual sólo puede ser modelada mediante la consideración de las características especiales de cada zona y el efecto que pueden tener las diferentes fuerzas que allí actúan. En particular, para determinar la corriente geostrofica se requiere del conocimiento del campo de densidades y elevación del nivel medio del mar.

CORRIENTES DE MAREA

Mareas en el Mar Caribe

La marea puede tener comportamiento de onda progresiva o de onda estacionaria de acuerdo a

que sea generada por el efecto directo de las fuerzas astronómicas o a que se encuentre en cooscilación con un cuerpo de agua colindante. De acuerdo a DIETRICH Y KALLE (1963) en mares marginales la acción directa de las fuerzas astronómicas es de importancia secundaria. En este caso las mareas son originadas principalmente por cooscilación y sus características dependen de la geomorfología del área. La marea en el Mar Caribe muestra una clara relación con la marea del Océano Atlántico Norte (AVILA *et al.*, 1980) lo que sugiere que el mecanismo allí dominante es el de cooscilación. Esta cooscilación en el caso de los componentes semidiurnos ocasiona la presencia de un punto anfidrómico (de amplitud cero) dentro del área.

El régimen de mareas prevaeciente en el Mar Caribe es de tipo diurno y mixto-semidiurno, tal como muestra la Fig. 8 que presenta la distribución espacial del número de forma, F . El número de forma está definido como la proporción de las principales amplitudes diurnas y semidiurnas, $F = (K1+01)/(M2+S2)$, y permite caracterizar el tipo de marea. Si F es menor que 0,25 la marea es semidiurna; para $0,25 \leq F < 1,5$ la marea es mixta-semidiurna; para $1,5 < F \leq 3$ la marea se considera mixta-diurna; y para $F > 3$ la marea es clasificada como diurna. Esta figura, extraída de KJERFVE (1981), muestra como la costa central de Venezuela tiene mareas de tipo diurno que se transforman, hacia el Este, en

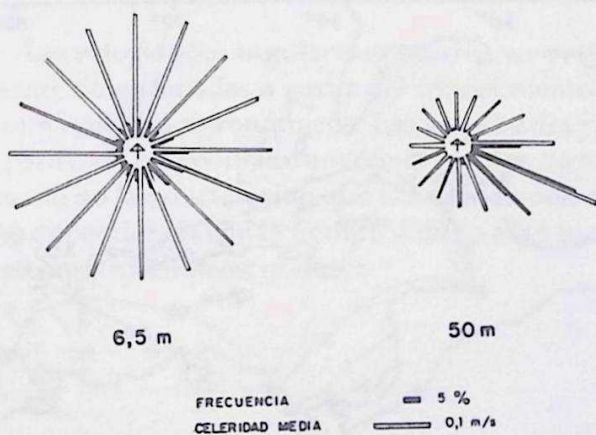


Fig. 7. Rosas de corriente para agosto de 1979 a 6,5 m de profundidad.

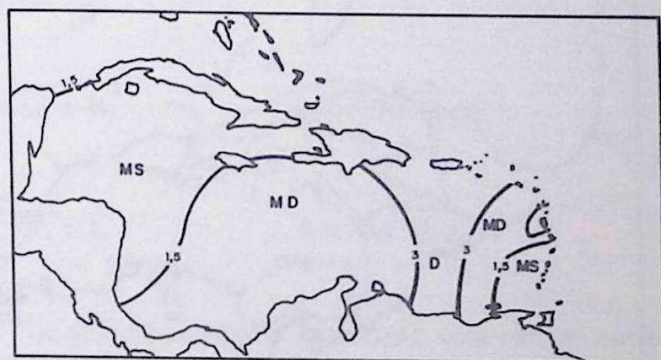


Fig. 8. Distribución del número de forma en el Mar Caribe de acuerdo a KJERFVE (1981).

mareas con las amplitudes de las componentes semi-diurnas progresivamente mayores. Esta característica ya había sido predicha por MICHAELOV *et al.* (1969), por medio de la utilización de un modelo numérico forzado mediante constantes armónicas observadas en los bordes de la región considerada, y respaldada por HERRERA *et al.* (1981), a través de los datos existentes de mareas a lo largo de la costa venezolana. La Fig. 9 muestra los resultados de KJERFVE (1981) para las principales componentes semidiurnas, M₂ y S₂, y diurnas, K₁ y O₁, obtenidos a partir del conocimiento de las constantes armónicas en 45 estaciones del Mar Caribe. En ellas las líneas continuas representan valores de igual fase referida a la hora en Greenwich, mientras que las líneas a trazos representan valores de igual amplitud en centímetros.

De estos resultados hay varios aspectos importantes a señalar:

- 1) Las componentes diurnas son las de mayor amplitud en gran parte del Mar Caribe. Sin embargo, en el extremo suroriental las componentes semi-diurnas se hacen comparables e incluso mayores que las diurnas.
- 2) La fase de las componentes diurnas muestra muy poca variación sobre el área.
- 3) El punto anfidrómico para las componentes semidiurnas está situado al Sureste de Puerto Rico. Las líneas de igual fase giran alrededor de este punto en sentido ciclónico.

Las corrientes de marea guardan una relación muy estrecha con la elevación de la marea. En el caso de mareas cooscilantes esta relación es fácil de visualizar si se considera que en todo momento la corriente de marea debe ser perpendicular a las líneas

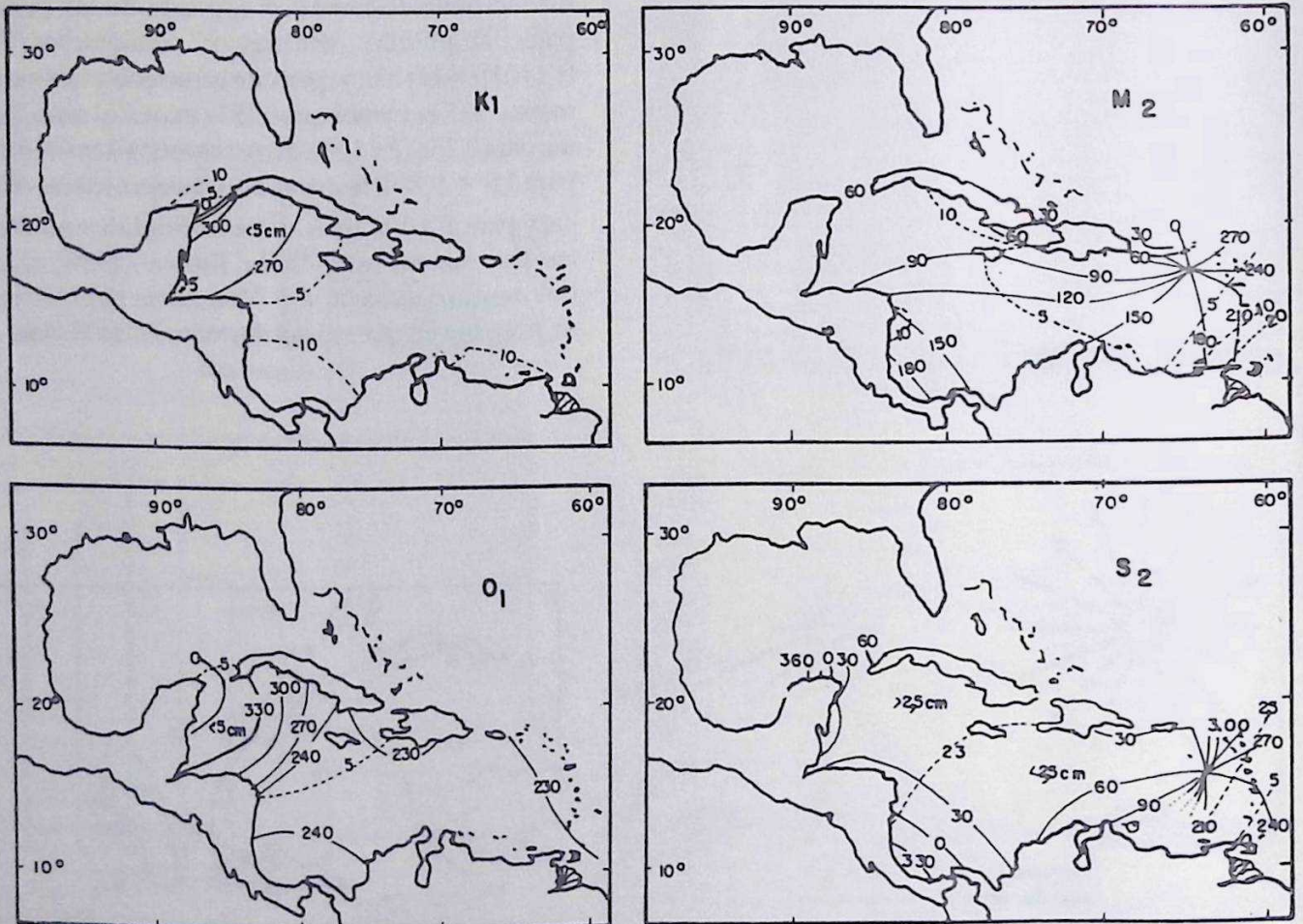


Fig. 9. Mapas para las principales componentes diurnas (K₁ y O₁) y semidiurnas (M₂ y S₂) de la marea en el Mar Caribe de acuerdo a KJERFVE (1981).

corriente de marea debe ser perpendicular a las líneas cotidales y que su intensidad será máxima cuando el gradiente de la amplitud sea máximo. La Fig. 9 muestra como al Norte de la Península de Paria las líneas de igual fase son aproximadamente normales a la costa para todas las componentes. Esto hace esperar que la orientación predominante de las corrientes de marea en la zona será a lo largo del eje E-O. Sin embargo, para predecir con exactitud la dirección es necesario estudiar la amplitud relativa de cada una de las componentes. Las principales componentes en la zona M2 y S2, tienen sus líneas de igual fase orientadas sobre el eje SSO-NNE lo que permite anticipar que las corrientes de marea estarán orientadas sobre el eje ONO-ESE.

Análisis Armónico

Las mareas de origen astronómico pueden ser expresadas matemáticamente como la suma de una serie de números armónicos (Serie de Fourier). La elevación h de la marea al tiempo puede expresarse como:

$$h(t) = H_0 + \sum_{i=1}^N A_i \cos(\omega_i t + \alpha_i) \quad (1)$$

donde H_0 es el nivel de referencia; N es el número de componentes utilizados para representar la marea; A_i, ω_i, α_i son la amplitud, velocidad angular y fase inicial de la componente i .

Las velocidades angulares ω_i pueden ser perfectamente determinadas a partir del conocimiento de los movimientos astronómicos. Las amplitudes y fases para cada componente no sólo dependen de la ubicación de la estación sino que también tienen una lenta dependencia con el tiempo debido a los movimientos astronómicos; es decir:

$$A_i = f_i H_i \quad (2)$$

donde $f_i = f_i(t)$ depende del tiempo, y $H_i = H_i(x)$ depende de la posición; y similarmente:

$$\alpha_i = (V_0 + u)_i - K_i \quad (3)$$

donde $(V_0 + u)_i$ tiene dependencia temporal y $K_i = K_i(x)$ tiene dependencia lineal espacial.

Las corrientes de marea también pueden ser representadas por expresiones armónicas. Sin embargo, para ellas requiere de dos series de Fourier, una para cada una de las coordenadas en el plano horizontal; en coordenadas rectangulares se requiere una para la componente Norte y otra para la componente Este:

$$u(t) = u_0 + \sum_{i=1}^N B_i \cos(\omega_i t + \delta_i) \quad (4)$$

$$v(t) = v_0 + \sum_{i=1}^N C_i \cos(\omega_i t + \epsilon_i) \quad (5)$$

Tal como en el caso de la elevación, las amplitudes y fases de estas series también tienen una dependencia espacial y temporal. Estas ecuaciones pueden reescribirse como:

$$u(t) = u_0 + \sum_{i=1}^N Q_i \cos(\omega_i t) + \sum_{i=1}^N R_i \sin(\omega_i t) \quad (4')$$

$$v(t) = v_0 + \sum_{i=1}^N S_i \cos(\omega_i t) + \sum_{i=1}^N T_i \sin(\omega_i t) \quad (5')$$

donde:

$$B_i^2 = Q_i^2 + R_i^2 \quad \delta_i = \tan^{-1}(Q_i/R_i) \quad (6)$$

$$C_i^2 = S_i^2 + T_i^2 \quad \epsilon_i = \tan^{-1}(S_i/T_i)$$

Se puede observar que cada una de las componentes de marea forma un vector:

$$(u_i, v_i) = (B_i \cos(\omega_i t + \delta_i), C_i \cos(\omega_i t + \epsilon_i)) \quad (7)$$

que describe una eclipse cuya orientación viene determinada por el valor de los coeficientes B_i , F_i y las fases δ_i , ϵ_i . El extremo del vector resultante, producto de las contribuciones de cada componente, describirá una curva elipsoidal, tanto mejor definida cuanto mayor sea la dominancia de una de las componentes. En casos extremos las corrientes de marea pueden ser alternantes o giratorias. Las corrientes alternantes fluyen periódicamente en direcciones opuestas encontrándose que la velocidad aumenta desde cero hasta un valor máximo, disminuye hasta cero, alcanza su valor máximo en dirección opuesta y vuelve a cero, todo ello en un período. En las corrientes giratorias la dirección de la corriente rota entre 0 y 360° durante un período y la velocidad muestra una magnitud aproximadamente constante.

Para el análisis armónico de las corrientes en la estación considerada se utilizó el programa HARMANAL implantado en INTEVEP, que constituye una versión del programa originalmente desarrollado por el U. S. National Ocean Survey, directamente basado en el trabajo de SHUREMAN (1971). Este programa calcula, en base a 29 días de observaciones, la parte de las amplitudes y fases que depende de la posición. Con ellas y el conocimiento de la parte de las amplitudes y fases que depende del tiempo (SHUREMAN, 1971) se pueden utilizar las expresiones anteriores para realizar predicciones de corrientes de marea.

Las constantes armónicas se calcularon utilizando este programa para los datos corrientes a 6,5 m de profundidad correspondientes a julio de 1979, y se muestran en la Tabla 2. En la Fig. 10 se muestra la variación horaria del vector velocidad de corriente de marea predicho para el día 3 de julio de 1979. Se puede observar que la corriente de marea describe una trayectoria elipsoidal con periodicidad semidiurna, con el eje mayor orientado sobre el eje ONO-ESE. El número de forma de ambas componentes es 0,10 y 0,35 sobre los ejes N-S y E-O respectivamente, lo cual resalta el carácter semidiurno de la marea.

En la Fig. 11 se presenta el rango de la corriente de marea correspondiente a julio de

1979. Este rango ocurre aproximadamente sobre el eje mayor de la elipse mostrada en la figura previa (ONO-ESE). Los valores máximos corresponden a 10 cm/s en la dirección Este-Sureste y 12 cm/s en la dirección Oeste-Noroeste. Puede observarse que las amplitudes máximas de la celeridad ocurren durante las mareas vivas (luna nueva y luna llena) mientras que las amplitudes mínimas corresponden a las mareas muertas (cuarto creciente y cuarto menguante). En particular nótese que los resultados antes mostrados para el 3 de julio corresponden a una marea muerta.

CORRIENTES EÓLICAS

Régimen de Vientos

La región al Norte de la Península de Paria, al igual que el resto de la costa venezolana, se encuentra bajo la influencia de los vientos alisios provenientes del Noreste. Las variaciones estacionales son relativamente pequeñas, encontrándose determinadas principalmente por

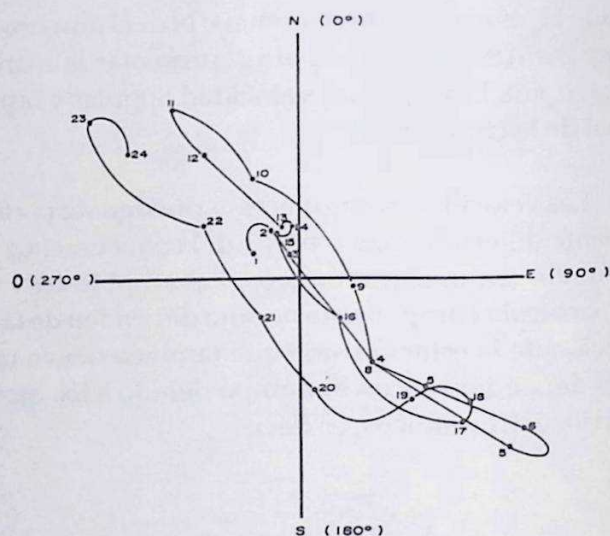


Fig. 10. Predicción de la variación horaria del vector velocidad de corriente de marea para el día 3 de julio de 1979.

Características del Régimen de Corrientes

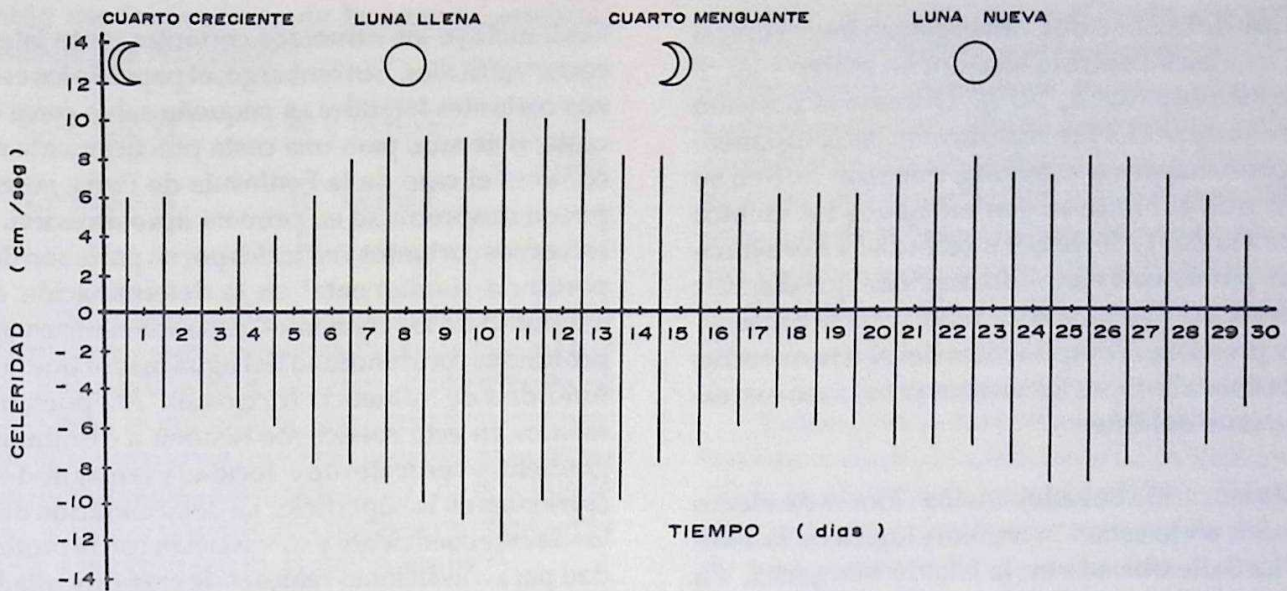


Fig. 11. Valores máximos de las corrientes de marea durante julio de 1979. Los valores positivos corresponden a la dirección ONO y los negativos son en la dirección ESE.

TABLA 2. CONSTANTES ARMONICAS DE LAS CORRIENTES DE MAREA EN LA ESTACION, CALCULADAS A PARTIR DE LAS OBSERVACIONES CORRESPONDIENTES A JULIO DE 1979 A 6,5 MTS. DE PROFUNDIDAD.

Dirección	Norte	Sur	Este	Oeste
Componente	Amplitud	Epoca Local	Amplitud	Epoca Local
M1	0,11	168,84	0,01	84,11
M2	4,81	283,00	2,53	92,81
M4	0,36	147,49	0,35	75,74
M6	0,31	91,82	0,27	208,30
M8	0,08	62,20	0,08	17,30
K1	0,76	210,05	0,21	106,28
K2	0,51	291,02	0,29	118,14
S2	1,91	291,31	1,08	118,42
S4	0,58	325,82	0,10	128,71
S6	0,46	814,88	0,36	112,23
N2	1,62	266,31	0,67	217,74
O1	1,55	127,67	0,13	61,97
O0	0,06	292,42	0,00	150,69
P1	0,25	210,38	0,07	106,61
2Q	0,21	249,56	0,08	343,10
2N	0,04	45,25	0,00	17,62
R2	0,01	291,17	0,00	118,30
T2	0,11	291,51	0,06	118,63
λ	0,03	286,87	0,01	104,44
n	0,31	268,52	0,13	200,89

la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que oscila entre el ecuador en marzo y los 5° N en septiembre (RIEHL, 1979). Durante la posición más sureña de la ZCIT se manifiestan las componentes perpendiculares a la misma, mientras que en su posición más al Norte se ven reflejados los vientos cercanos a la ZCIT, de menor intensidad y aproximadamente paralelos a ella. Ello ocasiona que durante la época seca los vientos sean relativamente más intensos y presentan componentes del Norte mientras que en la época lluviosa los vientos provienen casi exclusivamente del Este.

Esta situación se refleja en los valores de viento observados en la estación meteorológica de la Fundación La Salle ubicada en la Isla de Margarita. La Fig. 12 muestra la variación mensual del valor promedio, para el período 1979-1981, de la celeridad media diaria de los vientos y sus direcciones correspondientes. Puede observarse que los vientos más intensos corresponden a la época seca (febrero-junio) y muestran una componente Norte.

Modelaje Numérico

Las corrientes eólicas son parte fundamental de la circulación oceánica. Para determinar la velocidad de las corrientes generadas por el viento se utilizó el modelo numérico tridimensional GAL desarrollado por INTEVEP (COOPER *et al*, 1981). En este modelo se resuelven las ecuaciones de continuidad y momento (ecuaciones de Navier-Stokes), sujetas a adecuadas condiciones iniciales y de borde, por medio de un esquema de diferencias finitas utilizando la técnica de Galerkin. Una completa descripción de este modelo se encuentra en la referencia mencionada, por lo que aquí nos limitaremos a discutir los valores asignados a las constantes semiempíricas que el modelo utiliza. Estas son el coeficiente de viscosidad turbulenta, N_v , el coeficiente de dragado en la superficie, K , y el coeficiente de fricción el fondo C_b .

El coeficiente de viscosidad aparece en las ecuaciones de momento al suponer que los esfuerzos cortantes (tensiones de Reynolds) pueden expresarse como linealmente proporcionales a las derivadas espaciales de las velocidades; estos coeficientes son dichas constantes de proporcionalidad. El modelo

GAL incluye los esfuerzos cortantes tanto laterales como verticales. Sin embargo, el papel de los esfuerzos cortantes laterales es pequeño salvo cerca de la costa; más aún, para una costa prácticamente recta, como es el caso de la Península de Paria, su efecto puede despreciarse en primera aproximación. Los esfuerzos cortantes verticales por su parte son de importancia fundamental en la determinación de la magnitud de las corrientes, especialmente en aguas profundas (profundidad del agua mayor que la profundidad de influencia friccional). Así pues, incrementos en este coeficiente tienden a disminuir los gradientes verticales de velocidad y la magnitud de las corrientes en la superficie. La determinación del valor de este coeficiente y su variación con la profundidad para condiciones reales es de gran dificultad. En este trabajo hemos seguido el ejemplo de COOPER *et al.* (1981) y este coeficiente se ha supuesto constante con la profundidad, con un valor que puede ser calculado utilizando la expresión de TOWNSEND (1976):

$$N_v = \frac{W^*H}{Re} \quad (8)$$

donde Re es el número de Reynolds, w^* es la velocidad de fricción superficial (cuyo valor está correlacionado con el esfuerzo cortante en la superficie por $\tau = \rho w^*$) y H es la profundidad total del agua. Sin embargo, esta expresión introduce el número de Reynolds cuyo valor tampoco está bien determinado. TOWNSEND (1976) sugiere para canales abiertos un valor para $Re = 13$. Sin embargo, para aguas profundas esta expresión originar valores de N_v excesivamente grandes, por lo que este trabajo se limitó su valor máximo a $0,1 \text{ m}^2/\text{s}$.

La condición de borde en la superficie del oceano especifica al esfuerzo cortante del viento como una función cuadrática de la velocidad del viento:

$$\tau_s = \rho_a K |W| W \quad (9)$$

donde W es la velocidad del viento, ρ_a es la densidad del aire y K es el coeficiente de dragado en la superficie. El valor de este coeficiente puede ser

obtenido mediante el uso de la relación empírica encontrada por Wu (1969)

$$K = \begin{cases} 0,5 \times 10^{-3} W, & W < 14 \text{ m/s} \\ 1,9 \times 10^{-3} W, & W \geq 14 \text{ m/s} \end{cases} \quad (10)$$

El tercer parámetro utilizado para la determinación de las corrientes surge de la condición de borde en el fondo. Este parámetro es el coeficiente de fricción en el fondo, de gran importancia para aguas poco profundas, donde guarda una relación aproximada inversamente proporcional con la velocidad. En el momento GAL se utiliza una relación lineal entre el esfuerzo cortante y la velocidad en el fondo, es decir:

$$\tau_b = \rho C_b u_b \quad (11)$$

COOPER *et al* (1981) utilizaron la expresión de Manning para el coeficiente de fricción en el fondo C_b :

$$C_b = \frac{n^2 u_b g}{H^{1/3}} \quad (12)$$

donde U_b es la velocidad en el fondo, g es la aceleración de gravedad y n es el coeficiente de Manning. Experimentos hidráulicos indican que n puede mostrar gran variabilidad para cursos naturales y canales abiertos, sin vegetación en el fondo con valores que oscilan entre 0,01 y 0,05 (CHOW, 1982). La presencia de la velocidad en esta expresión ocasiona que la relación entre el esfuerzo cortante y la velocidad se convierta en aproximadamente cuadrática.

La escogencia del coeficiente de viscosidad turbulenta vertical y el coeficiente de fricción en el fondo es, en el mejor de los casos, difícil. En principio ello se consigue mediante la calibración del modelo de tal forma que bajo condiciones conocidas del viento se reproduzcan las observaciones de la velocidad de las corrientes. Sin embargo, tal como ya se indicó anteriormente, la corriente total proviene de varias contribuciones. La contribución de las corrientes puede ser adecuadamente identificada y eliminada si se conocen las constantes armónicas para la zona. Esto no es posible para la componente geostrofica a menos que la contribución especial de densidades y del nivel medio del mar sea conocida. En este caso una solución alternativa es la asignar a la componente geostrofica el valor vectorial promedio de la velocidad de la corriente para la época considerada.

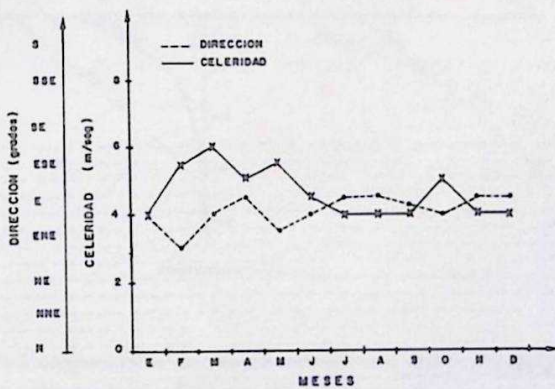


Fig. 12. Variación mensual del promedio (período 1979-1981) de la celeridad media de los vientos y sus direcciones correspondientes de acuerdo a los datos de la Fundación La Salle en la isla de Margarita.

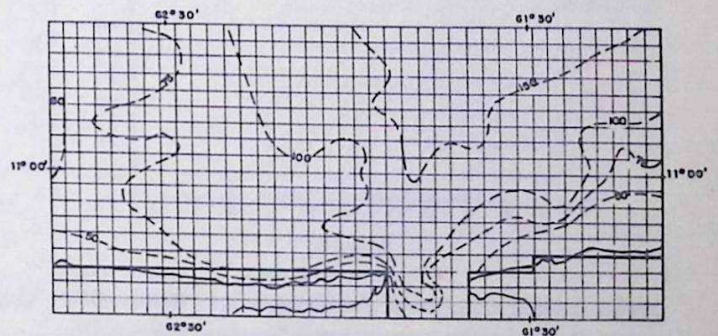


Fig. 13. Reticula empleada en la utilización del modelo GAL.

Para la aplicación del modelo se construyó la retícula que se muestra en la Fig. 13. El proceso de entonado arriba descrito fue aplicado para el mes de agosto de 1979. De acuerdo a la estación meteorológica de la Fundación La Salle en la Isla de Margarita, para este mes los vientos medios provienen del Este con una celeridad media de 4 m/s. Los parámetros finales utilizados para dicho viento fueron los siguientes: $Re = 25$, $n = 0,06$ y $u_b = 0,2$ m/s. La Fig. 14 muestra el campo de corrientes así producido en la superficie y a 50 m de profundidad. Se puede observar que las corrientes sufren una ligera desviación hacia la derecha de la dirección del viento, que se incrementa con la profundidad. Según la teoría clásica de EKMAN (1905) esta desviación sería de aproximadamente 45° en la superficie para un océano de 100 m de profundidad sujeto a vientos de 4 m/s (para este viento la profundidad de influencia friccional es de aproximadamente 65 m por lo que un océano de 100 m de profundidad se comporta esencialmente igual a un océano infinito). Sin embargo, numerosos experimentos de campo y laboratorio han de mostrado que esta desviación es mucho menor, comparado a la que muestran nuestros resultados numéricos.

Los valores medios observados para las corrientes durante el mes de agosto de 1979 fueron de 5,7 cm/s hacia el Este al nivel de 6,5 m de profundidad, y de 15,7 cm/s hacia el Sureste a 50 m de profun-

dididad. Por su parte, las corrientes calculadas con el modelo, para el elemento de retícula correspondiente a la estación, disminuyen en celeridad y se desvían ligeramente hacia el Norte al aumentar la profundidad. Así pues, a 6,5 m de profundidad la corriente eólica es de 9,5 cm/s hacia el Oeste y a 50 m de profundidad se ha reducido a 3,5 cm/s y desviado hacia el Oeste-Noroeste. En la Fig. 15 se compara la proyección de las corrientes observadas y calculadas sobre el eje ONO - ESE. La diferencia en magnitud es significativa y en este caso puede ser atribuida a la contracorriente permanente, supuestamente de tipo geostrófico, existente en la zona. Así pues, tal como se muestra en la figura, la comparación mejora considerablemente cuando a la corriente obtenida con el modelo se le agrega una componente constante hacia el ESE de 17 cm/s (este valor corresponde a la suma de la velocidad de la corriente residual y eólica al nivel de 50 m de profundidad y es justificado en la Sección 4). Conviene destacar que el aparente buen ajuste obtenido es hasta cierto punto fortuito. En la mayoría de los casos este ajuste no es reproducible debido a la gran variabilidad de la corriente superficial que no parece guardar una relación clara con el viento. En esta figura también se incluye la variación de la celeridad (absoluta) con la profundidad de acuerdo a la teoría de EKMAN (1905) para profundidades finitas, aplicada a un océano de 100 m de profundidad.

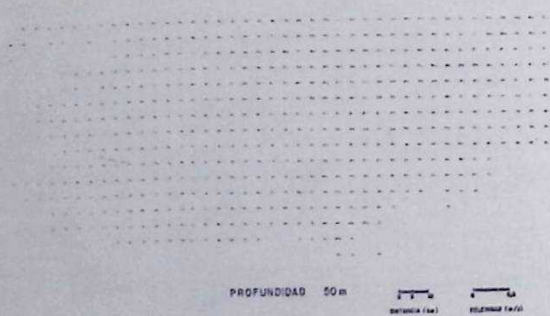


Fig. 14. Corrientes generadas según GAL en la superficie (a) y a 50 m. de profundidad.

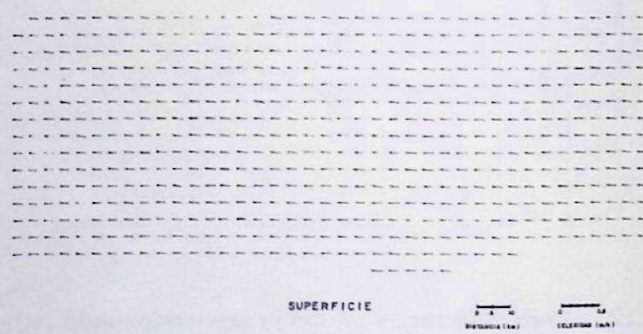


Fig. 14. (b) por un viento de 4 m/s proveniente del Este.

DISCUSION

Las celeridades media y máxima mensuales de la corriente a 50 m de profundidad se han graficado en la Fig. 16. También se presentan los valores medios de la corriente de Guayana para las épocas seca y lluviosa de acuerdo a FUGLISTER (1951). Se puede observar que no parece haber ninguna variación estacional significativa en la contracorriente costera. En la Fig. 17 se han superimpuesto las direcciones preferenciales de las corrientes superficiales a la celeridad y dirección de los vientos en el área de la Isla de Margarita. Se puede apreciar que la presencia de direcciones preferenciales de las corrientes hacia el Oeste no parece guardar relación con la intensidad y/o dirección de los vientos medios en el área.

La variación de la celeridad media (y en algunos casos de la dirección) de la corriente con la profundidad puede interpretarse como la contribución de una corriente eólica, decreciente con la profundidad, a una contracorriente que parece ser de carácter permanente en el área. A pesar de que en la sección pasada se mostró como las observaciones de los valores medios de la corriente en ciertos casos se ajustan a la suma de las tres contribuciones (eólica, de mareas y geostrófica), esto no es normalmente posible debido a la extrema variabilidad de las corrientes

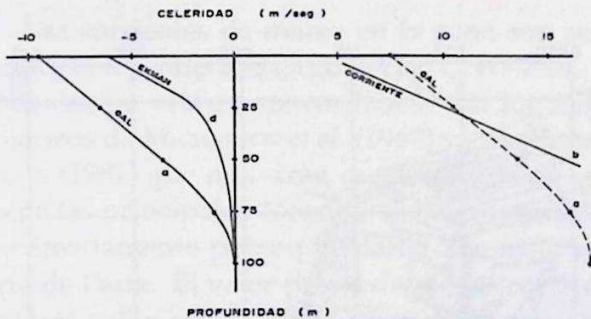


Fig.15. Comparación de las observaciones del perfil de la corriente promedio para los primeros días del mes de agosto de 1979 con las predicciones de a) GAL, b) GAL mas una componente geostrófica de 17 cm/s hacia el Este y c) Ekman (1905) para profundidad finita. Los valores positivos representan corrientes hacia el Este y los negativos corrientes hacia el Oeste.

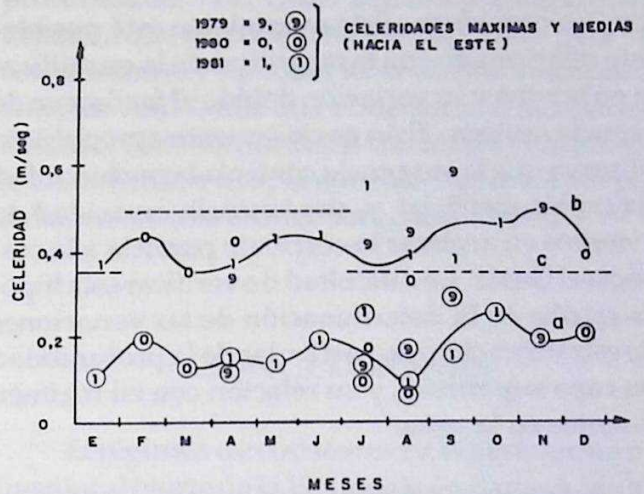


Fig.16. Valores medios y máximos de la celeridad de la corriente a 50 m. de profundidad para los meses de las observaciones. Las curvas representan a) un ajuste sobre las observaciones de la celeridad media, b) un ajuste sobre las observaciones de la celeridad máxima y c) la celeridad media de la corriente de Guayana de acuerdo a FUGLISTER (1941).

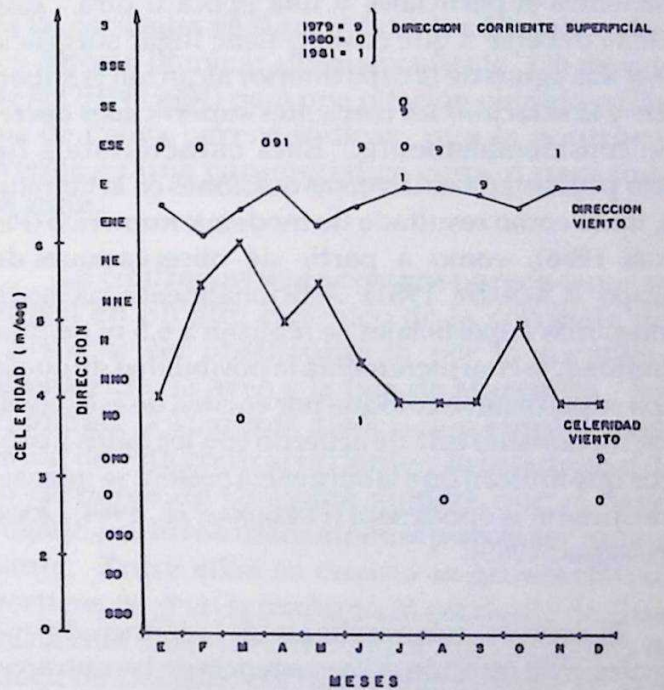


Fig.17. Direcciones preferenciales de la corriente superficial para los meses de las observaciones y celeridad y dirección promedio de los vientos de acuerdo a los datos de la FLS para el período 1979-1981.

superficiales. Esto sugiere que las corrientes generadas por el viento están sujetas a algún mecanismo que el modelo GAL, aplicado a un océano sin estratificar, no considera. Este mecanismo está posiblemente relacionado con la magnitud de la estratificación en la zona y su variación debido al fenómeno de surgencia costera. Esto es claramente apreciable si se observa que la surgencia controla la profundidad de la capa superficial y, por tanto, la capacidad de los vientos en acelerar la corriente paralela a la costa hacia el Oeste. La dificultad de verificar esta hipótesis estriba en la determinación de las variaciones en la estratificación, en particular de la profundidad en la capa superficial, y su relación con el régimen de vientos en la zona.

En principio cabe suponer que durante la época de sequía, cuando los vientos son más intensos, ocurrirá surgencia con mayor intensidad lo cual reducirá la profundidad de la capa superficial e incrementará las corrientes eólicas hacia el Oeste. Esto daría como resultado un aumento en la posibilidad de que las corrientes resultantes superficiales se dirijan en esa dirección. Sin embargo, nuestras observaciones señalan que no parece haber ninguna relación significativa entre la dirección dominante de las corrientes superficiales y una época u otra. Esto puede deberse a que cuando tiene lugar surgencia total (las aguas de la capa inferior alcanzan la superficie y la estación) las corrientes superficiales decrecen considerablemente. Esta característica ha sido presentada en diversas ocasiones en la literatura, tanto como resultado de modelaje numérico (PELEGRÍ, 1986), como a partir de observaciones de campo (CSANADY, 1981). Adicionalmente, las mediciones más superficiales se realizan a 6,5 m de profundidad, lo cual incrementa la posibilidad de que la capa superficial se coloque por encima de este nivel. Este mecanismo está de acuerdo con los datos históricos que indican que la surgencia costera se intensifica durante la época seca (FUKUOKA *et al.*, 1964; LJOEN y HERRERA, 1965).

El aspecto más resaltante del régimen de corrientes en la estación es la existencia de la contracorriente (de Oeste a Este) que es claramente visible a 50 m de profundidad. A partir de la suma vectorial del valor medio de la corriente a 50 m de profundidad (13,5 cm/s hacia el Sureste) y la corriente eólica

ahí presente (3,5 cm/s hacia el Oeste) su velocidad media anual puede estimarse en unos 17 cm/s hacia el Este-Sureste. Esta contracorriente, en el conocimiento de los autores no ha sido previamente analizada. Sin embargo, datos reportados por la DHN (1984) para una estación ubicada en Bahía de Patilla (10°46'57" Lat. N, 63°22'42" Long. O) están en concordancia con los aquí discutidos, y sugieren que este fenómeno no es sólo de carácter local. La presencia de una barrera alrededor de los 64° Long. O formada por la Isla de Margarita y la cordillera submarina de Aves, que se opone a la libre circulación de la corriente de Guayana, pudiera dar origen a un giro ciclónico en la región con la consecuente contracorriente en la plataforma continental al Norte de Paria. Sin embargo, una de las características de esta corriente es que su magnitud media permanece aproximadamente constante todo el año. Esto es sorprendente por cuanto no parece guardar relación con los cambios estacionales de la corriente de Guayana en la que se supone tiene su origen (Fig. 17). Esto indica que la intensidad de la contracorriente pudiera estar afectada por otros factores, tales como el flujo de agua saliente desde Boca de Dragón, el cual aumenta considerablemente en la época lluviosa. El vórtice así causado es sugerido por la Fig. 18 que muestra la distribución superficial de salinidad durante la época lluviosa (tomada de GADE, 1961).

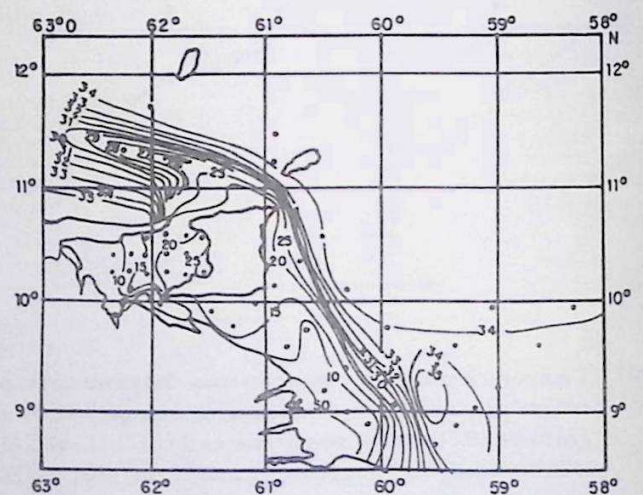


Fig.18. Distribución superficial de la salinidad durante agosto de 1960 de acuerdo a GADE (1961).

Los histogramas de celeridad para ambas épocas (Figs. 3 y 4) permiten identificar el grado de variabilidad de las corrientes a las dos profundidades, y arrojan claridad adicional sobre la dinámica dominante en la zona. En el nivel superficial los valores máximos son atribuibles a los vientos asociados a perturbaciones atmosféricas locales, las cuales se intensifican durante la época de lluvias. Estos vientos no poseen dirección preferente y generalmente no serán causantes de surgencias costeras. Por su parte, la mayor frecuencia de celeridades relativamente altas durante la época de sequía es atribuible a la presencia de vientos alisios más intensos. Sin embargo, esta frecuencia no es excesivamente alta presumiblemente debido a la presencia de surgencia total en el área.

En cuanto a la corriente a 50 m se observa una mayor frecuencia de celeridades relativamente bajas durante la época lluviosa, lo cual respalda la importancia de la corriente de Guayana como mecanismo de generación de la contracorriente costera. Asimismo, los valores máximos extremos correspondientes a esta época apoyan la hipótesis de la presencia de mecanismos alternos, que pueden controlar temporal y espacialmente la localización e intensidad de la contracorriente. Los histogramas de dirección sustentan el análisis de una contracorriente dirigida hacia el Este-Sureste, claramente dominante a 50 m de profundidad pero oscurecida en la superficie debido a la corriente superficial de origen eólico la cual se encuentra dirigida preferencialmente hacia el Oeste.

Las corrientes de marea en la zona son semi-diurnas, orientadas a lo largo del eje ONO-ESE. Esta orientación está en concordancia con los mapas numéricos de MICHAELOV *et al.* (1969) y empíricos de KJERFVE (1981) que muestran que las líneas de igual fase de las principales componentes armónicas son aproximadamente perpendiculares a la costa en el Norte de Paria. El valor promedio de las corrientes de marea sobre el eje ONO-ESE es de aproximadamente 7 cm/s lo cual indica que no pueden considerarse responsables de la presencia en algunas ocasiones de dos modas en los histogramas de frecuencias de dirección, pero sí pueden contribuir a incrementar la variabilidad en los histogramas de frecuencia de celeridad. Las corrientes eólicas calculadas con el modelo numérico GAL para un viento característico

de la zona, están dirigidas predominantemente hacia el Oeste, tanto en la superficie como a 50 m de profundidad. Tal como se indicó anteriormente, debido a que el modelo ha sido aplicado para vientos constantes y sin considerar efectos de estratificación, los resultados que obtienen son incapaces de descifrar la dinámica de las corrientes existentes bajo una situación temporalmente variable y, en particular, cuando se induce surgencia costera.

CONCLUSIONES

El régimen de corrientes en la plataforma continental al Norte de la Península de Paria es analizado en base a los datos recolectados en una estación ubicada al Norte de la Bahía de Mejillones. Los resultados obtenidos muestran la presencia de una contracorriente permanente con una celeridad media de aproximadamente 17 cm/s y dirección hacia el Este-Sureste. A esta corriente se le superimponen las corrientes de marea orientadas principalmente sobre el eje ONO-ESE y las corrientes eólicas dirigidas hacia el Oeste. Estas últimas se oponen a la contracorriente y son responsables de la variabilidad de las corrientes en la superficie donde ambos efectos parecen dominar alternativamente. Un reporte de la DHN (1984) para una estación ubicada en Bahía de Patilla parece indicar que la contracorriente es una característica común para toda la zona.

La contracorriente costera parece tener su origen en un giro ciclónico de la corriente del Caribe al ser obstaculizada por la cordillera submarina de Aves y la Isla de Margarita. Sin embargo, la aparente disociación entre la magnitud de esta contracorriente y la intensidad de la corriente de Guayana sugiere que el papel jugado por otros mecanismos puede ser importante. Entre ellos se cuenta la generación de vórtices de gran tamaño en la corriente de Guayana tras su encuentro con el flujo de salida de Boca de Dragón, el cual se incrementa en la época lluviosa.

La variabilidad de las corrientes superficiales no parece guardar una relación simple

con la intensidad del viento. Se postula que los procesos de surgencia, al regular el espesor de la capa superficial e incluso reducirla a cero en la posición de la estación, son responsables de dicha variabilidad.

Para poder llegar a una conclusión definitiva acerca del origen y naturaleza de la contracorriente costera al Norte de las Penínsulas de Paria y Araya es indispensable el estudio de su distribución espacial, así como de otros parámetros oceanográficos y meteorológicos. Esto permitirá el modelaje de la corriente total en la zona, y en particular de la corriente residual, mediante la especificación de adecuadas condiciones iniciales y de borde.

AGRADECIMIENTOS

Parte de este trabajo corresponde a resultados presentados por DP en su tesis de Maestría en Ciencias Marinas realizada en la U.D.O. Las observaciones de campo, recursos de computación y tiempo de JLP han sido financiados por el proyecto "Meteorología y Oceanografía Regional y de Sitios Específicos" que INTEVEP realizó para CORPOVEN, LAGOVEN Y MARAVEN.

REFERENCIAS

- ÁVILA, R. G., L. E. HERRERA, G. FEBRES & H. TONDA. 1980. Régimen de mareas en las aguas costeras de Venezuela, en especial en la zona del Delta del Orinoco. *Informe Técnico INTEVEP*, 83 pp.
- CHOW, V. T. 1968. *Open Channel Hydraulics* McGraw-Hill Kogakusha, Tokyo, 633 p.
- COOPER, C., G. FEBRES-ORTEGA & J. L. PELEGRÍ. 1981. Numerical simulation of currents generated by hurricanes. *Rev. Tec. INTEVEP*, 1(1): 9-18
- CSANADY, G. T. 1981. Circulation in the coastal ocean, Part 1. *EOS Transactions*. 62: 9-11
- DHN. 1984. Estudio hidro-oceanográfico de Bahía de Patilla - Carúpano, Edo. Sucre, Venezuela. *Dirección de Hidrografía y Navegación*, 205 p.
- DIETRICH, G. & K. KALLE. 1963. *General Oceanography*. John Wiley, 588 p.
- EKMAN, V. W. 1905. On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astron. Fys.*, 2: 1-53.
- FEBRES-ORTEGA, G. 1974. Circulación de las aguas superiores de la Fosa de Cariaco en abril de 1974. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 13(1-2): 79-86.
- FEBRES-ORTEGA, G. & L. E. HERRERA. 1975. Interpretación dinámica de algunas de las características oceanográficas de la Fosa de Cariaco, Mar Caribe. *Ibid.*, 14(1): 3-29.
- _____. 1976. Caribbean Sea circulation and water mass transports near de Lesser Antilles. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 15(1): 83-96.
- FUGLISTER, F. C. 1951. Annual variations in currents speeds in the Gulf Stream system. *J. Mar. Res.*, 10(1): 119-127.
- FUKUOKA, J. 1965. Coastal upwelling near Venezuela (I). Year to year change of upwelling. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 4(2): 223-233.
- _____, A. BALLESTER & F. CERVIGÓN. 1964. An analysis of the hydrographical conditions in the Caribbean Sea (III), especially about upwelling and sinking. *Studies on Oceanography*, Tokyo, 145-149.
- GADE, H. G. 1961. On some oceanographic observations in the south-eastern Caribbean Sea and the adjacent Atlantic Ocean with special reference to the influence of the Orinoco River. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 1(2): 187-342.

- HERRERA, L. E. ; G. FEBRES, & R. G. ÁVILA. 1981. Las mareas en aguas venezolanas y su amplificación en la región del Delta del Orinoco. *Acta Cient. Venezolana*, 32: 299-306.
- JOHANESSEN, O. M. 1968. Preliminary results of some oceanographic observations carried out between Barbados and Tobago, March/April, 1968. *Marine Sciences Manuscript Report N- 8, McGill University, Canada*.
- KJERFVE, B. 1981. Tides of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.*, 86: 4243-4247.
- LJOEN, R. & L. E. HERRERA. 1965. Some oceanographic conditions of the coastal waters of eastern Venezuela. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 4(1): 7-50.
- MAZEIKA, P. A. 1973. Circulation and water masses east of the Lesser Antilles. *Deutsche Hydrogr. Zeitschrift*, 26(2) : 51-73.
- MICHAELOV, V. S., V. P. MELISHKO & G. I. SCHEVELEVA. 1969. Estimation of the tides and tidal currents in the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. *Trudy. Geos. Oceanogr. Inst.*, 96: 146-173.
- OKUDA, T. 1974. Revisión de los datos oceanográficos en el Mar Caribe suroriental, especialmente el margen continental de Venezuela. Capítulo 4. *Cuadernos Azules*, N- 15.
- PELEGRÍ, J. L. 1986. Simulación numérica de afloramientos costeros. En: *II Simposium sobre Aplicaciones del Método de Elementos Finitos en Ingeniería, Barcelona, España, Vol. 3, pag. B85-B100*.
- RIEHL, H. 1979. *Climate and Weather in the Tropics*. Academic Press, London, 611 p.
- SHUREMAN, P. 1971. *Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides. Coast and Geodetic Survey, Special Publication N° 98, pp. 317*.
- TOWNSEND. A. A. 1976. *The Structure of Turbulent Flow*. Cambridge University Press, 429 p.
- WU, J. 1969. Wind stress and surface roughness at the air-sea interface. *J. Geophys. Res.*, 74: 444-445.

(Manuscrito recibido el 5 de febrero de 1986)