

VARIACION ESTACIONAL DEL BALANCE GEOSTROFICO EN LA REGION ECUATORIAL

M. FIGUEROA*

P. RIPA*

(Recibido: 30 de mayo, 1987)

(Aceptado: 26 de enero, 1988)

RESUMEN

Utilizando datos hidrográficos obtenidos durante el experimento "NORPAX Hawaii-Tahiti Shuttle" (febrero de 1979 a junio de 1980), se estudia la variabilidad estacional del campo de corrientes geostroficas en una región del Océano Pacífico Central; el estudio incluye el ecuador y su vecindad, donde la validez del balance geostrofico está aún sujeta a controversia.

Con la energía potencial como métrica, se descompone el campo de desplazamiento vertical de las isopícnas en funciones empíricas ortogonales y se encuentra que la mayor parte de la energía (92%) está contenida en los tres primeros modos. La estructura del primer modo (85% de la energía) corresponde al promedio temporal, mientras que el segundo y el tercero indican claramente la existencia de una señal anual que contiene el 48% de la viariabilidad, es decir, el 15% restante del total. La posición, intensidad y dirección de las corrientes obtenidas usando sólo estos tres modos, así como su variación estacional, concuerdan muy bien con los resultados de otros trabajos. Las corrientes geostroficas son comparadas con mediciones directas y se encuentra que para el promedio y las fluctuaciones anuales no hay diferencias significativas.

ABSTRACT

Using hydrographic data gathered during the "NORPAX Hawaii-Tahiti Shuttle" (Feb. 1979 - Jun. 1980) the seasonal variability of the geostrophic current field in a region of the central Pacific Ocean is studied. The study area includes the equator and its neighborhood, where the validity of the geostrophic balance is still a matter of controversy.

* *Oceanología, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C.*

With potential energy as a metric, the isopycnal vertical displacement field is decomposed into empirical orthogonal functions. Most of the energy (92%) is found to be contained in the first three modes. The structure of the first mode (85% of the energy) corresponds to that of the temporal average, whereas the second and third modes clearly show the existence of an annual signal which contains 48% of the variability, that is, of the remaining 15%. Position, magnitude and direction of the currents obtained using only these three modes, as well as their seasonal variations, agree very well with the results of other studies. The differences between the geostrophic currents and those directly measured are not found to be significant for both the mean and the annual fluctuations.

INTRODUCCION

Fuera de la banda comprendida entre 2°N y 2°S, el método geostrofico ha sido ampliamente utilizado para estudiar las corrientes oceánicas y, en general, los resultados concuerdan (excepto muy cerca de la superficie, donde domina la circulación debida directamente al viento) con aquéllos obtenidos de mediciones directas (Leetmaa y Molinari, 1984; Wyrtki y Kilonsky, 1984). En la banda entre 2°N y 2°S, se ha recurrido más a mediciones directas que a cálculos geostroficos; esto se debe a que el parámetro de Coriolis toma valores muy bajos a esas latitudes y se anula en el ecuador; en consecuencia, para calcular corrientes geostroficas es necesario medir gradientes meridionales de presión muy pequeños, por lo que los términos ageostroficos y los errores inducidos en el cálculo pueden llegar a ser tanto o más importantes que los geostroficos. Diferencias de geopotencial del orden de 0.22 m²/s² entre 0° y 1°N o 1°S corresponden a una corriente del orden de 1 a 1.5 m/s; Knauss (1960) y Hayes (1982) señalan que medir gradientes de tal magnitud es muy difícil debido a la presencia de perturbaciones ageostroficas en el campo de densidad y, lo que es más importante, la expresión usual para el cálculo de corrientes geostroficas se indetermina en el ecuador, haciendo necesario recurrir a expresiones alternas que permitan salvar esta dificultad.

Dado lo conveniente del método geostrofico, se han hecho esfuerzos para probar la existencia o inexistencia de este balance en la región ecuatorial. Jerlov (1953) fue el primero en proponer el uso de la derivada meridional de las ecuaciones de geostrofia para evitar la indeterminación del método dinámico en el ecuador, pero no logró mostrar la existencia de la Subcorriente Ecuatorial. Hidaka (1955) y Tsuchiya (1955) propusieron técnicas detalladas para el cálculo de corrientes geostroficas; sólo el segundo probó su técnica con datos hidrográficos y sus resultados demuestran la presencia de la Subcorriente Ecuatorial a 160°E pero no a 172°W. Knauss (1960) señala que la Subcorriente Ecuatorial se encuentra en balance geostrofico, pero en mediciones posteriores (Knauss, 1966) no logra discernir la estructura de densidad

asociada con este balance. Hayes (1982) encuentra diferencias del 20% entre velocidades calculadas y velocidades medidas directamente. Wyrтки (1982a) no encuentra correlación alguna entre la variación del transporte de la Subcorriente Ecuatorial evaluado a partir de cálculos geostrofos y la del obtenido de mediciones directas. Nava (1982) usa una versión suavizada del campo de densidad y obtiene las características principales del sistema de corrientes ecuatoriales. Lukas y Firing (1983) obtienen diferencias medias del orden de 6 cm/s o 23% entre velocidades calculadas y mediciones directas y concluyen que la Subcorriente Ecuatorial está en balance geostrofo. Wyrтки y Kilonsky (1984), usando los mismos datos que Lukas y Firing (1984), encuentran discrepancias entre los transportes medidos y los calculados usando geostrofia en el ecuador. Finalmente, Carrasco (1985) ajusta polinomios de segundo, tercero y cuarto órdenes a las superficies geopotenciales para calcular corrientes en el ecuador y encuentra en algunos casos errores inherentes al cálculo de las derivadas de hasta el 100%.

En resumen, la validez del balance geostrofo en la región ecuatorial es un tema sujeto a controversia. En este trabajo se pretende utilizar un conjunto de datos hidrográficos con una cobertura espacial y temporal muy amplia para realizar cálculos geostrofos y comparar los resultados con mediciones directas del campo de corrientes.

DATOS

Entre febrero de 1979 y junio de 1980, en la región del Océano Pacífico central delimitada por los paralelos 20°N y 16°S y los meridianos 158°W y 150°W (figura 1) se realizó como parte del proyecto NORPAX (North Pacific Experiment) el experimento "The NORPAX Hawaii-Tahiti Shuttle". El objetivo principal consistió en obtener información sobre las variaciones subinerciales que ocurren en el sistema de corrientes ecuatoriales, además de determinar la relación entre topografía dinámica, estructura térmica, nivel del mar y flujo geostrofo (Wyrтки *et al.*, 1981). Una descripción completa del experimento puede encontrarse en Cutchin (1982).

El experimento comprendió la realización de 15 cruceros, cada uno con duración aproximada de un mes. En la figura 1 se muestra la ruta seguida entre Hawaii y Tahití; ésta incluye tres secciones que cruzan el ecuador siguiendo los meridianos 158°W, 153°W y 150°W, las cuales en algunos cruceros estuvieron conectadas por secciones zonales tomadas sobre 4°S y 12°N.

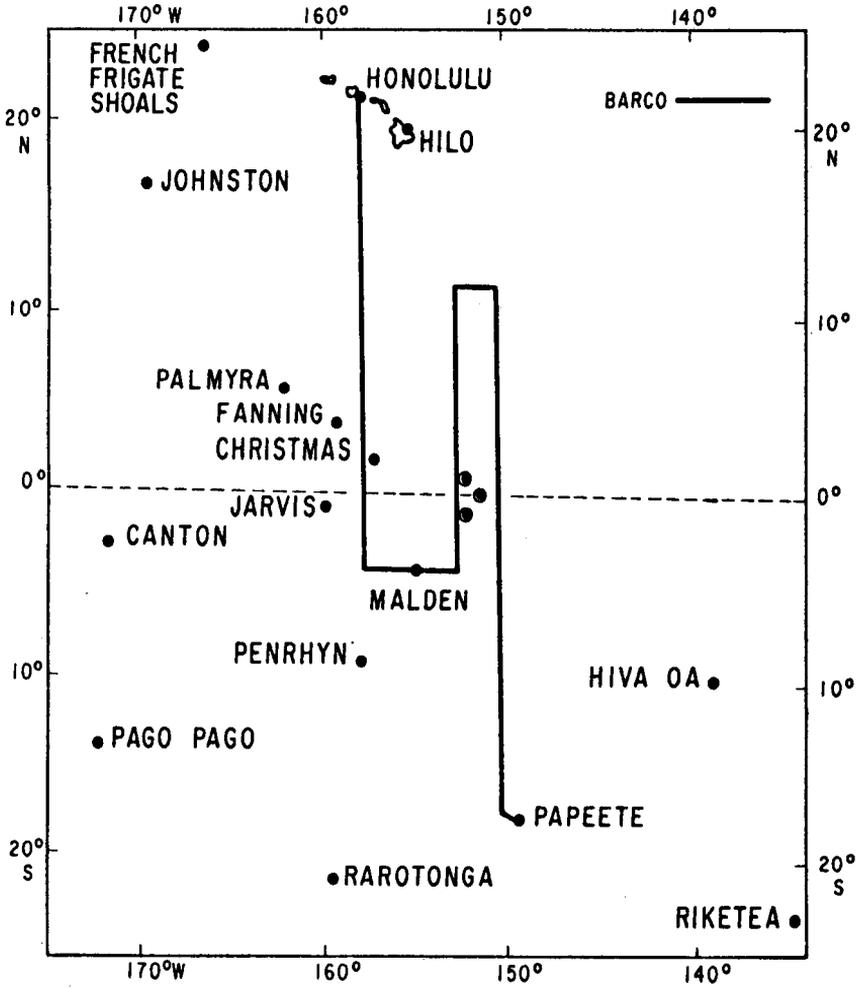


Fig. 1. Ruta sobre la cual se realizaron los cruceros hidrográficos. Los círculos indican la posición de los corrientímetros. (Tomada de Cutchin, 1982).

A lo largo del trayecto, por cada grado de longitud o latitud en su caso, se efectuaron estaciones para tomar perfiles verticales de temperatura, conductividad y oxígeno disuelto, usando para el efecto un CTD marca Neil Brown Mark III. En la mayoría de los lances se tomaron muestras hasta la profundidad de 1 000 m, con resolución vertical de 20 cm. Posteriormente los datos fueron interpolados cada 2.5 db. Además de coleccionar información hidrográfica, desde abril de 1979 hasta junio de 1980, se mantuvieron en operación tres anclajes de correntímetros (figura 1) tipo VACM ("Vector Averaging Current Meter"). Los correntímetros estuvieron colocados a 15, 50, 100, 150 y 250 m de profundidad, y las posiciones de los anclajes fueron: 153°W 0°40'N, 153°W 0°40'S y 152°W 0°00'. En el presente trabajo se utilizan como base de los datos las series temporales obtenidas de los anclajes y los datos hidrográficos, excluyendo los del primer crucero, ya que en éste no se cubrió la totalidad de la ruta seguida en los demás.

ECUACIONES DE MOVIMIENTO

Se usan las ecuaciones de un océano incompresible; cada vez que se hable de "densidad", deberá entenderse que se trata de la densidad potencial (ρ). La coordenada "vertical" es σ , o sea, la diferencia entre ρ y el valor fijo de 1 000 kg/m³.

En vez de trabajar con los valores absolutos de los campos de densidad y de presión, es más conveniente usar alguna medida de sus desviaciones relativas respecto a sus valores en algún estado de referencia. En este estudio se utiliza el desplazamiento vertical (ξ), definido por:

$$\rho = \rho_0(z - \xi), \quad (1)$$

para representar la desviación del campo de densidad, donde denotamos, mediante un subíndice cero, el valor de las variables en el estado de referencia. Asimismo usamos el "potencial de aceleración" (p'),

$$p' = p - p_0(z - \xi) + pg\xi, \quad (2)$$

para representar la desviación del campo de presión, variable más adecuada cuando se usa la densidad como coordenada vertical; aquí, (p) representa la presión total.

Se define el perfil de densidad en el estado de referencia como el inverso de la función:

$$Z_0(\sigma) = \iint z(x, y, \sigma, t) dx dy / \iint dx dy, \quad (3)$$

la cual se calcula promediando en x la profundidad de cada isopicna. Ripa (1981) considera esta definición muy conveniente, ya que como consecuencia de la conservación de la masa resulta independiente del tiempo.

En un marco de referencia mixto (euleriano en la horizontal y langrangiano en la vertical) como el analizado por Ripa (1981), el balance geostrófico zonal puede expresarse por:

$$\rho fu + \partial p' / \partial y = 0, \quad (4)$$

y en la vertical se tiene un balance entre la derivada del potencial de aceleración y el desplazamiento vertical:

$$\partial p' / \partial \sigma - g\xi = 0 \quad (5)$$

En este contexto, la densidad de energía potencial está dada por:

$$dE = (g\xi^2/2) dx dy d\sigma, \quad (6)$$

expresión que es exacta independientemente de la magnitud de los desplazamientos.

El cálculo de corrientes geostróficas zonales en la región tropical mediante la ecuación (4) presenta dos limitaciones básicas:

a) El campo del potencial de aceleración (o geopotencial en su caso) no puede ser determinado en forma absoluta. Esto es, si integramos la ecuación (5), p' se obtiene al menos de una constante que, para cada lance, depende de la latitud y del tiempo,

$$p'(x, y, \sigma, t) = \tilde{p}(x, y, t) + g \int_{\sigma_0}^{\sigma} \xi(x, y, \sigma', t) d\sigma', \quad (7)$$

donde σ_0 es una densidad de referencia. Ante la imposibilidad de determinar \tilde{p} , ésta, arbitrariamente, se considera igual a cero y en consecuencia las velocidades obtenidas de la ecuación (4) son relativas a aquéllas en la isopicna de densidad σ_0 . Esto es similar, aunque no estrictamente idéntico, a lo que se hace en el método dinámico clásico de fijar en cero la velocidad para cierta profundidad de referencia.

b) La aplicación directa del método geostrófico en la región ecuatorial no es posible, ya que como el parámetro de Coriolis tiende a cero conforme la latitud (y) hace lo mismo, la ecuación (4) se indetermina y la velocidad diverge, salvo que el gradiente meridional de presión se anule exactamente en el ecuador (en cuyo caso el valor

de la velocidad está indeterminado). No obstante, algunos investigadores (ver introducción) han realizado cálculos geostroficados en la región ecuatorial usando para ello la derivada meridional de las ecuaciones de geostrofia,

$$\rho\beta u = -\partial^2 p' / \partial y^2 \quad (\text{para } y = 0), \quad (8)$$

donde $\beta (= 2.289 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1})$ es el gradiente meridional del parámetro de Coriolis. En esta técnica se supone que la velocidad geostrofica fuera del ecuador está suavemente conectada con la velocidad geostrofica en el mismo, y que la componente meridional de la aceleración sigue siendo despreciable en el ecuador.

En lo sucesivo, el término "balance geostrofico" se usa en el sentido de la ecuación (4) para $y \neq 0$, y de la ecuación (8) para $y = 0$. No se espera que la velocidad meridional esté en balance geostrofico en la zona ecuatorial.

ESTADO DE REFERENCIA

Dado que los datos nos fueron proporcionados a presión constante (cada 2.5 db), se procedió, primero, a interpolarlos linealmente con valores predeterminados de densidad. Como las isopicnas no son superficies horizontales, no todo el intervalo de densidad resultó común a todos los lances, por lo que se eliminaron los datos cuya densidad fuera mayor que la máxima común ($\sigma_1 = 27.34 \text{ kg/m}^3$). En la superficie se supuso, para cada lance, la presencia de todas las isopicnas a partir de la mínima en las observaciones, $\sigma_0 = 21.40 \text{ kg/m}^3$, hasta la mínima en ese lance particular, "comprimidas" en una capa de espesor nulo. Desde la densidad mínima hasta la isopicna de 26 kg/m^3 la interpolación se hizo a intervalos de 0.02 kg/m^3 , y desde allí hasta la densidad máxima el intervalo fue de 0.1 kg/m^3 . Esto se hizo con la intención de tener una mejor resolución en la parte superior de la columna, donde se localizan los gradientes verticales más intensos.

A fin de obtener una sección longitudinal promedio para cada crucero, los datos entre 12°N y 4°S se promediaron zonalmente, y aquéllos al norte de 12°N o al sur de 4°S se usaron bajo la suposición de que en esa banda de latitudes las variaciones zonales son poco importantes. El promedio entre 12°N y 4°S se realizó pesando los datos en función de la distancia entre cada lance.

Una vez obtenidas las secciones longitudinales promedio para cada crucero, cada una de éstas se promedió en la dirección meridional, obteniéndose un perfil prome-

dio para cada crucero. Posteriormente, los perfiles obtenidos se promediaron en el tiempo para obtener el perfil promedio de todos los datos. Los pesos para el promedio temporal se calcularon en función de la duración de cada crucero.

En resumen, una vez promediados los datos en la dirección zonal, las integrales indicadas en la ecuación (3) fueron calculadas mediante la suma:

$$Z_0(\sigma) = \sum_{yt} w_0(y)w_1(t)z(y, \sigma, t), \quad (9)$$

donde $w_0(y)$ es la función de pesos en la dirección meridional, y $w_1(t)$ es la función de pesos temporal. Estas funciones están definidas por:

$$w_0(y) = D_i/D \quad (10)$$

donde D_i es la suma de la mitad de la distancia entre el lance "i" y el anterior con la mitad de la distancia entre este mismo lance y el siguiente, D es la longitud total de cada transecto promedio y

$$w_1(t) = T_i/T_c, \quad (11)$$

donde T_i es la duración de cada crucero y T_c es la suma de todos los T_i .

$$(\text{N.B.}, \sum_y w_0(y) = \sum_t w_1(t) = 1).$$

El perfil de densidad obtenido se muestra junto con su desviación estándar en la figura 2, donde puede apreciarse que la región de máximo gradiente vertical se localiza en los primeros 200 m, y asimismo se observa que en los 50 m superiores la función $\rho_0(z)$ es multivaluada. Esto parece ser consecuencia de haber supuesto la presencia de todas las isopícnas en cada lance. De aquí que, cerca de la superficie, la definición de perfil de referencia utilizada no sea muy adecuada; no obstante, el campo de desplazamiento vertical se calculó usando todo el perfil de densidad, en el entendido de que los resultados para los primeros 50 m deben tomarse con cautela. Por otra parte, tan cerca de la superficie, la hipótesis de conservación de densidad resulta incorrecta y cualquier definición de "perfil de referencia" es relativamente arbitraria. Por debajo de los 200 m, la densidad cambia muy suavemente y la variabilidad es mínima. El campo de desplazamiento vertical se calculó como la diferencia entre la profundidad de cada isopícnica en el estado de referencia y la correspondiente a las observaciones.

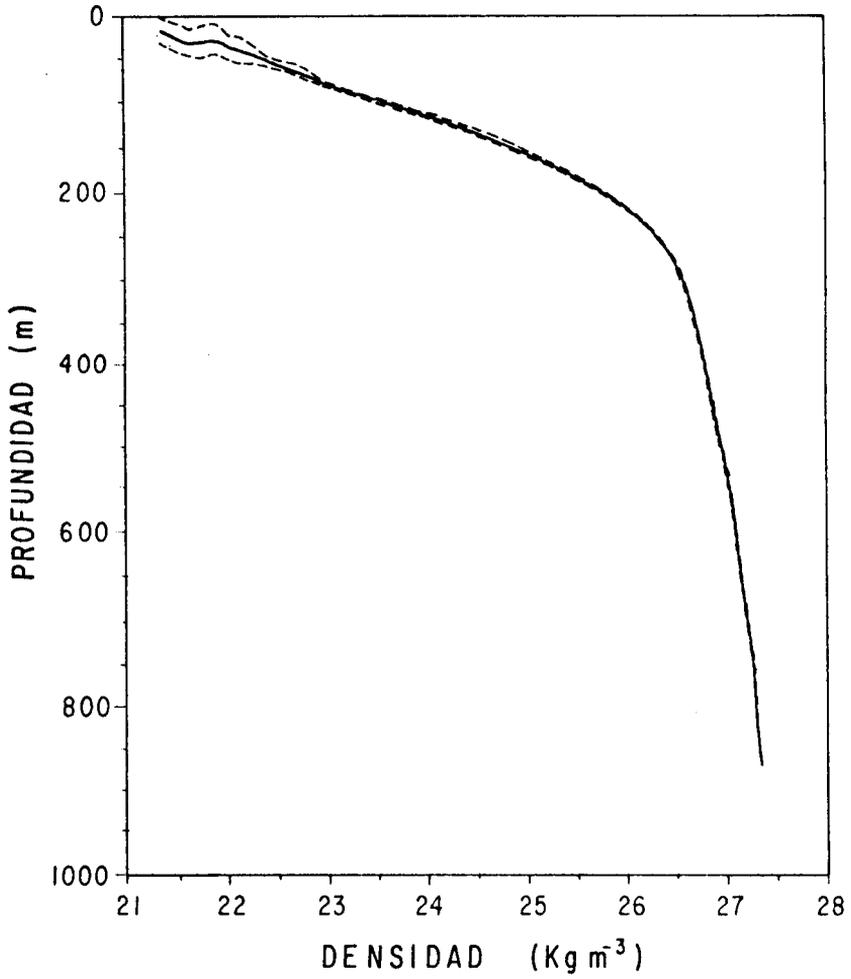


Fig. 2. Perfil vertical de (z) y su desviación estándar (línea de trazos).

FUNCIONES EMPIRICAS ORTOGONALES

Para extraer la estructura dominante en el campo de desplazamiento vertical, se hizo una descomposición en funciones empíricas ortogonales del tipo

$$\xi(y, \sigma, t) = \sum_{\alpha=1}^M S_{\alpha}(y, \sigma) T_{\alpha}(t) + r(y, \sigma, t), \quad (12)$$

donde N es el número de cruceros ($N = 14$) y $r(y, s, t)$ el error cometido al aproximar el campo de desplazamiento mediante ($M \leq N$) funciones; en caso de que $M = N$, la representación es exacta, $r(y, s, t) = 0$, mientras que para $M < N$, la energía potencial contenida en (r) es mínima. La forma en que se calcularon las funciones empíricas ortogonales se detalla en el apéndice A, y las características que hacen de éstas una selección adecuada para representar los datos se enumeran enseguida:

a) Una descomposición del tipo (12) permite aproximar eficientemente la información usando menos parámetros que los existentes en el conjunto completo de datos.

b) Las funciones $T_{\alpha}(t)$ y las amplitudes son ortogonales conforme a

$$\sum w_1(t) T_{\alpha}(t) T_{\alpha'}(t) = \delta_{\alpha\alpha'}, \quad (13)$$

$$\sum_{y\sigma} w_0(y) w_2(\sigma) S_{\alpha}(y, \sigma) S_{\alpha'}(y, \sigma) = \delta_{\alpha\alpha'} E_{\alpha'} \quad (14)$$

donde E_{α} representa la energía contenida por el modo α -ésimo, y la energía potencial total está dada por la suma

$$E_p = \sum_{\alpha=1}^M E_{\alpha}, \quad (15)$$

que, en caso de una representación exacta ($M = N$), debe de ser igual a

$$E_p = \sum_{\sigma y t} w_1(t) w_0(y) w_2(\sigma) [\xi(y, \sigma, t)]^2 / 2 \quad (16)$$

En las fórmulas (13) a (16), $w_0(y)$ y $w_1(t)$ son las funciones de peso definidas en la sección anterior, y $w_2(\sigma)$ se calcula usando el incremento de densidad empleado en la interpolación.

c) Si E_{α} es una medida apropiada de la varianza contenida en cada modo, cabe esperar que los modos cuya variabilidad es menos significativa sean aquéllos con los valores más pequeños de E_{α} . En consecuencia, una representación como (12) que incluya sólo los M modos más dominantes contiene, en el sentido de la energía, el mínimo error cuadrático medio. Cabe hacer notar que las funciones empíricas ortogonales no tienen ningún significado físico "a priori"; es decir, no se exige que los datos se ajusten a una estructura determinada, sino se espera que, de existir, ésta se haga evidente por el análisis.

La descomposición en funciones empíricas ortogonales se realizó sin extraer el promedio de los datos, y los resultados se resumen en la tabla I. Se observa primeiramente que la energía calculada a partir de los desplazamientos, ecuación (16), es igual a la suma de la energía contenida en los autovalores, ecuación (15). En cuanto a la distribución de dicha energía, la mayor parte se encuentra en el primer modo y es igual a la energía calculada al usar el desplazamiento vertical promedio en la ecuación (16); ésto es, el primer modo contiene la energía de la estructura media del campo de densidad, mientras que la parte variable está en los modos restantes. De éstos, sólo los cuatro primeros contienen porcentajes mayores que el 1% del total de la energía, y los dos primeros son significativamente mayores que el cuarto y el quinto. La distribución de la parte variable de la energía (energía total menos la del primer modo, 14.7%) se muestra también en la tabla I, donde se aprecia que los dos primeros modos contienen cerca del 48% de la variabilidad.

Tabla I

Distribución de la energía potencial. En la columna 1 se muestra el porcentaje correspondiente a cada modo, en la columna 2 el porcentaje acumulado y en la columna 3 el porcentaje de la parte variable.

| COEF. | 40' N | 0° | 40' S |
|---------------|-------|-------|-------|
| \tilde{A}_0 | 0.22 | -0.23 | 0.18 |
| \tilde{A}_1 | -0.17 | -0.19 | 0.02 |
| \tilde{A}_2 | 0.12 | 0.23 | 0.17 |

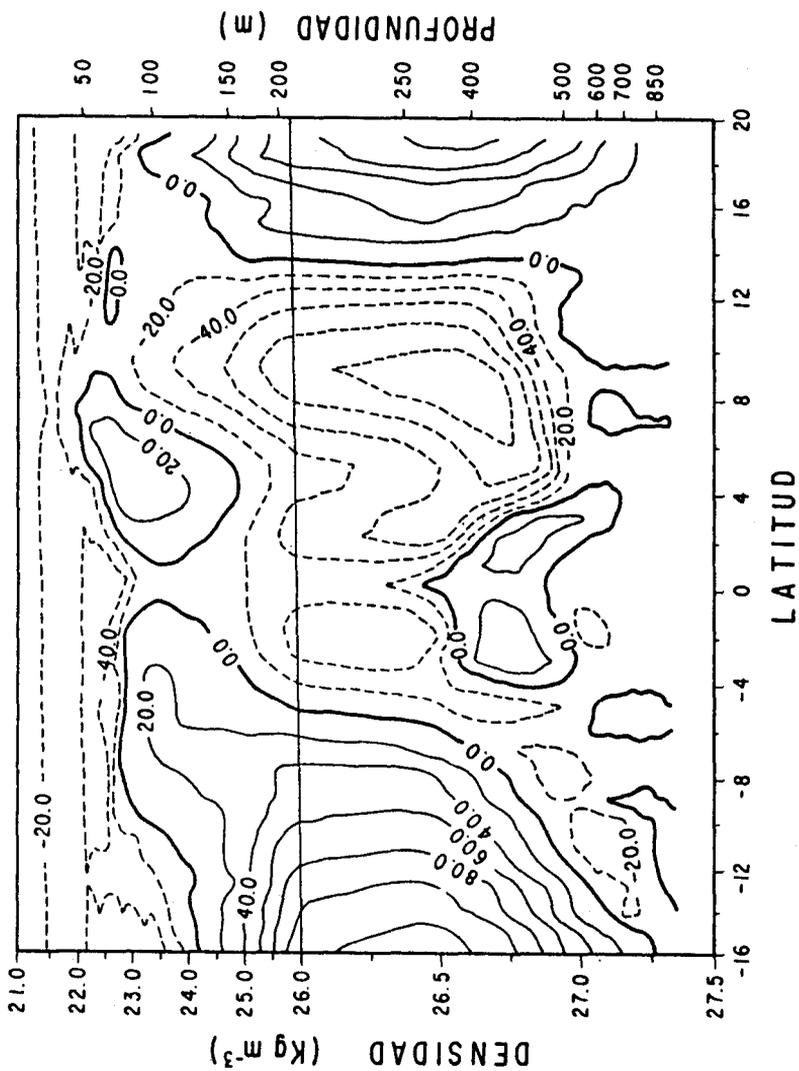


Fig. 3. Estructura del primer eigenvector $S_1(\sigma, y)$. Las líneas de contorno en trazo discontinuo indican valores negativos y el intervalo entre éstos es de 20 metros.

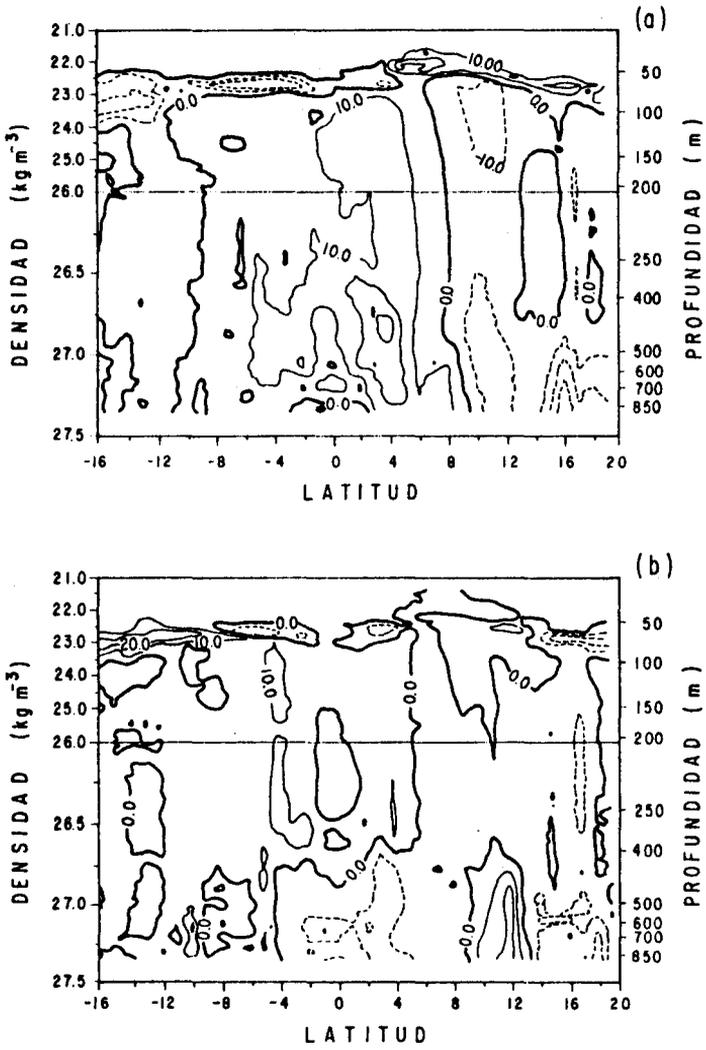


Fig. 4. (a) Estructura del segundo eigenvector y (b) del tercero. El intervalo entre contornos es de 10 metros.

En relación con la estructura de las funciones empíricas ortogonales, es notoria la similitud entre la amplitud del primer modo (figura 3) y el promedio de los desplazamientos (no mostrado), los cuales son prácticamente iguales. De los restantes, sólo el segundo y el tercero (figura 4) tienen una estructura ordenada y con amplitudes significantes (± 10 m), mientras que del cuarto en adelante (no mostrados), la estructura es cada vez más ruidosa, y las amplitudes más pequeñas.

La primera de las funciones temporales es prácticamente una constante (figura 5a) de valor cercano a uno, mientras que las funciones 2 y 3 (figuras 5b y c) tienen la estructura de una senoide con período del orden de un año; el valor mínimo de la función dos se presenta a mediados de abril y el máximo a mediados de noviembre. Entre la función dos y la tres hay un desfase aproximado de 90° , y las magnitudes son del mismo orden. Las funciones restantes (no mostradas) tienen una estructura complicada.

En resumen, la descomposición en funciones empíricas ortogonales (calculadas usando como métrica la integral de energía potencial) revela claramente las estructuras correspondientes a las siguientes formas de evolución temporal: *constante* (primer modo 85.3% de la energía potencial) y *senoide anual* (segundo y tercer modos, 48.2% de la energía potencial restante). Por supuesto, podría haberse extraído una señal de este tipo "a priori" mediante un ajuste con energía mínima en los residuos. Lo interesante es que haya aparecido en forma tan nítida en los primeros modos, calculados usando criterios relativamente poco subjetivos (de ahí el nombre de "empíricas"). Los once modos restantes (7.6% de la energía potencial total, y un poco más de la mitad de la parte variable), al parecer no presentan estructura coherente alguna, y serán considerados "ruido" en el resto de este trabajo.

CAMPO DE VELOCIDAD

Velocidad geostrófica

La velocidad geostrófica se calculó usando las ecuaciones (4) y (8), en las cuales se sustituyó el desplazamiento vertical por la descomposición indicada en la ecuación (12); así, para $y \neq 0$ se tiene la expresión:

$$u(y, \sigma, t) = -p^{-1} f^{-1} \sum_{\alpha=1}^M T_{\alpha}(t) \left[\int_{\sigma_0}^{\sigma} \partial_y S_{\alpha}(y, \sigma) d\sigma' \right], \quad (17)$$

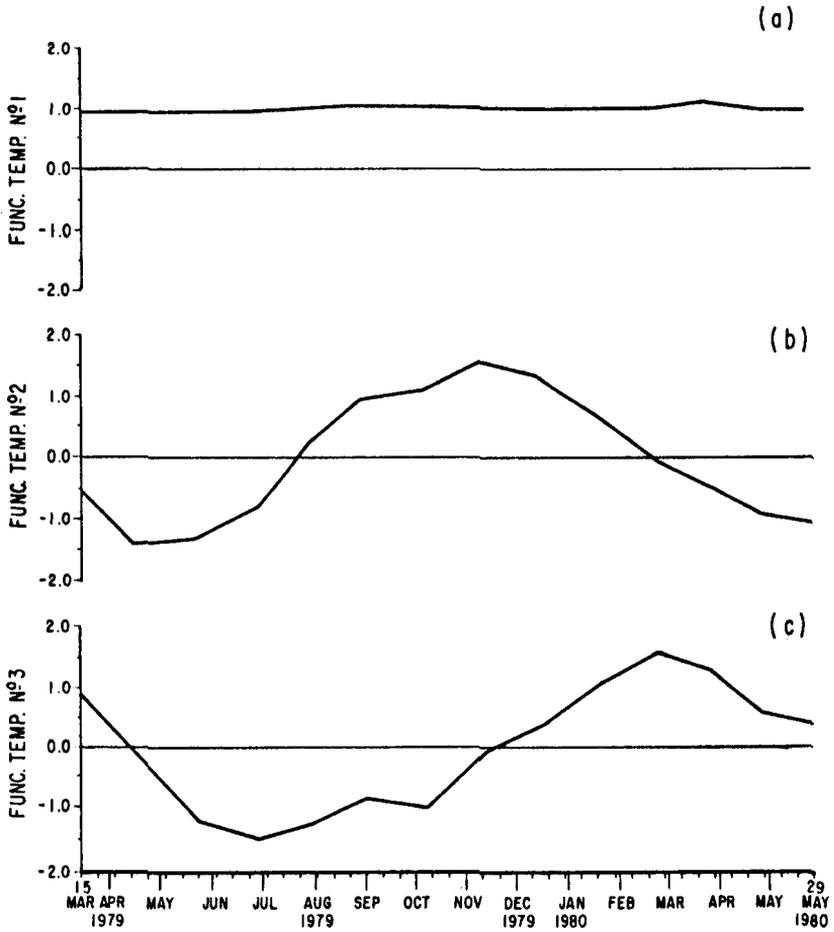


Fig. 5. Funciones temporales asociadas con: (a) el primero, (b) el segundo y (c) el tercer eigenvector.

mientras que para $y = 0$ la expresión será:

$$u(y, \sigma, t) = -\rho^{-1}\beta^{-1} \sum_{\alpha=1}^M T_{\alpha}(t) \left[\int_{\sigma_0}^{\sigma} \partial_{yy} S_{\alpha}(y, \sigma) d\sigma' \right] . \quad (18)$$

Con base en los resultados obtenidos de la descomposición en funciones empíricas ortogonales, se usaron sólo los tres primeros modos ($M = 3$) para reconstruir el campo de desplazamiento vertical; de esta manera, se obtiene una versión suavizada de dicho campo, pero que contiene su estructura dominante.

La integral en las ecuaciones (17) y (18) se calculó usando la regla del trapecio, y las derivadas mediante un esquema de diferencias finitas centradas, excepto para los puntos extremos (16°S y 19°N) donde se usaron diferencias hacia atrás y hacia adelante, respectivamente.

A continuación se analizan las características más notables de cada una de las corrientes, las cuales se muestran en las figuras 6 a 13.

En promedio, la Corriente Norecuatorial se localiza entre 9°N y 18°N , y desde la superficie hasta alrededor de los 300 m de profundidad fluye permanentemente hacia el Oeste (figura 6). Esta corriente presenta dos núcleos de distinta intensidad claramente distinguibles en todas las secciones (figuras 7 a 13); el más débil tiene una velocidad promedio del orden de 10 cm/s y comprende desde 16°N hasta 18°N , mientras que el más intenso se ubica entre 9°N y 16°N y tiene una velocidad máxima promedio de 18 cm/s. El primer núcleo es sumamente estable y tanto su ubicación como su intensidad pueden considerarse constantes durante el año; no así para el segundo, que aunque no cambia notablemente de posición, sí presenta variaciones apreciables en magnitud, la cual, luego de permanecer constante (~ 15 cm/s) de marzo a julio (figuras 7 y 8), se incrementa ligeramente a partir de agosto (figura 9) para alcanzar un máximo cercano a 25 cm/s durante septiembre y permanecer así hasta diciembre (figuras 9 a 11). Posteriormente, durante febrero y marzo, decae hasta alcanzar un mínimo cercano a 15 cm/s en abril (figuras 12 y 13). Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Wyrтки (1974) y Wyrтки y Kilonsky (1984), que también detectan la presencia de un flujo hacia el Este localizado al norte de 18°N , mismo que es evidente en las figuras 6 a 13. Dicho flujo, así como la presencia de ligeras inversiones en el sentido de la corriente, localizadas a 16°N durante noviembre y enero (figuras 9 y 10), podrían estar asociadas a remolinos de escala intermedia como los descritos por Patzert (1969) y Wyrтки (1982b).

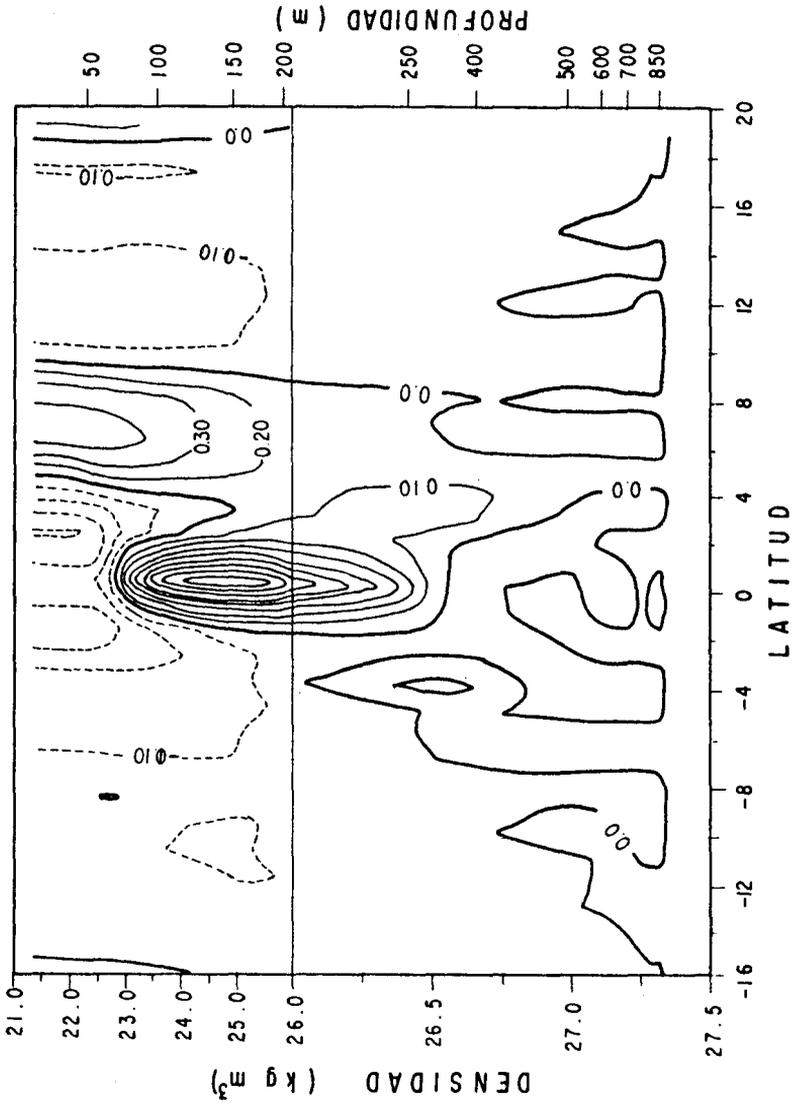


Fig. 6. Campo promedio de velocidad geostrofica calculada del primer eigenvector. Las líneas de contorno discontinuas indican flujos hacia el oeste y el intervalo es de 10 cm/s.

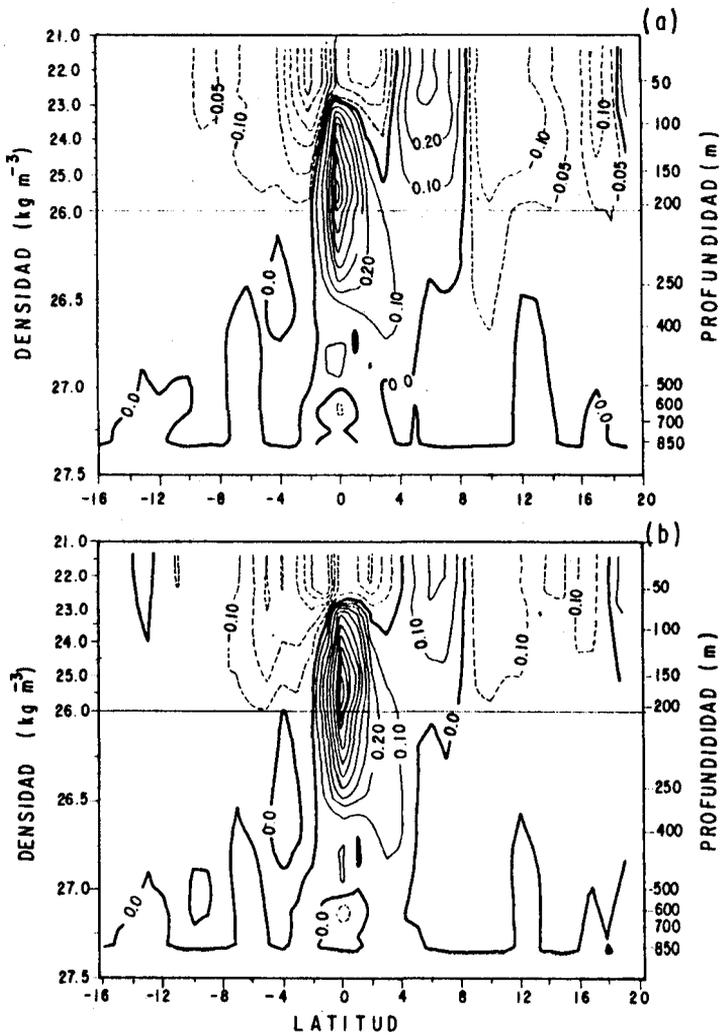


Fig. 7. Campo de velocidad geostrófica calculado de los 3 primeros eigenvectores. (a) marzo de 1979, (b) abril de 1979. La separación entre contornos es de 10 cm/s.

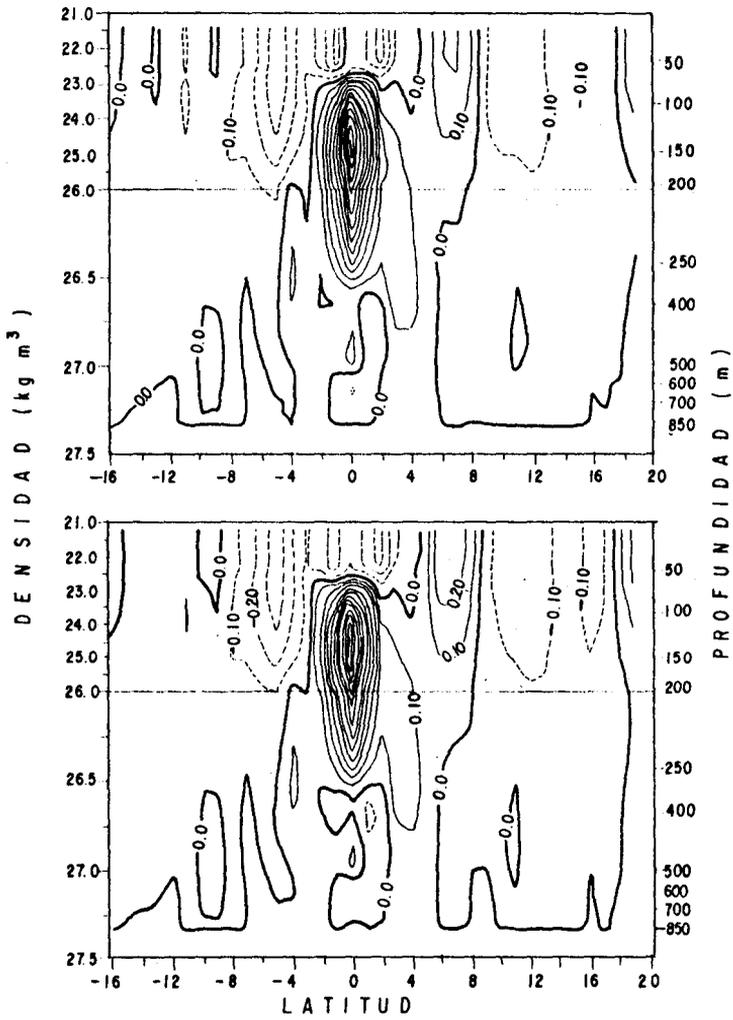


Fig. 8. Como la figura 7; pero para: (a) mayo-junio de 1979, (b) junio-julio de 1979.

Más al sur, entre 4°N y 9°N , fluye hacia el Este la Contracorriente Norecuatorial (figura 6), que se extiende desde la superficie hasta la isopicna de 26 kg/m^3 , aproximadamente a 200 m de profundidad, donde en su parte más septentrional se encuentra conectada con la Contracorriente Subsuperficial Norte, que también fluye hacia el Este. El límite entre estas dos corrientes no es muy claro; Hayes *et al.* (1983) consideran que para secciones tomadas a 110°W , éste puede fijarse sobre la isopicna de 25 kg/m^3 ($\sim 100 \text{ m}$); mientras que Wyrcki y Kilonsky (1984), para 153°W lo ubican a 170 m de profundidad. En cuanto a su velocidad, la Contracorriente Norecuatorial presenta un máximo que en promedio es de 35 cm/s y se ubica a 6°N y a 50 m de profundidad; de marzo a junio (figuras 6 y 8) la corriente es más débil que el promedio, y decae hasta 20 cm/s aproximadamente. A partir de julio se intensifica hasta alcanzar un máximo de 50 cm/s en noviembre (figura 10), y decae luego gradualmente hasta 25 cm/s en abril (figura 13). Estos resultados coinciden con los obtenidos por Wyrcki y Kendall (1967).

La Corriente Sudecuatorial fluye hacia el Oeste y se localiza entre 4°N y 16°S (figura 6). Presenta tres núcleos, uno de ellos, entre el ecuador y 4°N , otro entre el ecuador y 8°S , y el tercero (oscurecido en el promedio por la Contracorriente Sudecuatorial) entre los 9°S y los 16°S . Esta misma división es observada por Wyrcki y Kilonsky (1984), no así por Cantos-Figuerola y Taft (1983), quienes ubican los límites en otras latitudes: al norte de 2°N , entre 2°N y 2°S y al sur de 2°S . El núcleo más septentrional es el menos profundo, su extensión vertical máxima es de 150 m entre 2°N y 4°N , mientras que de 0° a 2°N no va más allá de 75 m, coincidiendo con el flanco norte de la Subcorriente Ecuatorial. La velocidad de este núcleo varía en fase con la del núcleo de la Contracorriente Norecuatorial, aunque la velocidad de este último es ligeramente más intensa (entre 30 y 45 cm/s de marzo a junio, aumentando hasta 65 cm/s en noviembre, disminuyendo luego hasta 30 cm entre abril y mayo). En cuanto al núcleo intermedio, cuya profundidad va desde 75 m entre 0° y 2°S hasta unos 250 m entre 2°S y 8°S , la velocidad varía en contrafase con la del núcleo situado al norte, y los máximos y mínimos de la velocidad son del mismo orden. Finalmente, el núcleo al sur es bastante débil ($\sim 5 \text{ cm/s}$) y en algunos transectos se encuentra separado del núcleo intermedio por la Contracorriente Sudecuatorial, la cual no está bien definida en todos los transectos. De julio a enero, esta corriente se manifiesta como un flujo hacia el Este, localizado entre 8°S y 12°S y desde la superficie hasta cerca de 150 m de profundidad, con velocidad que rara vez excede los 5 cm/s .

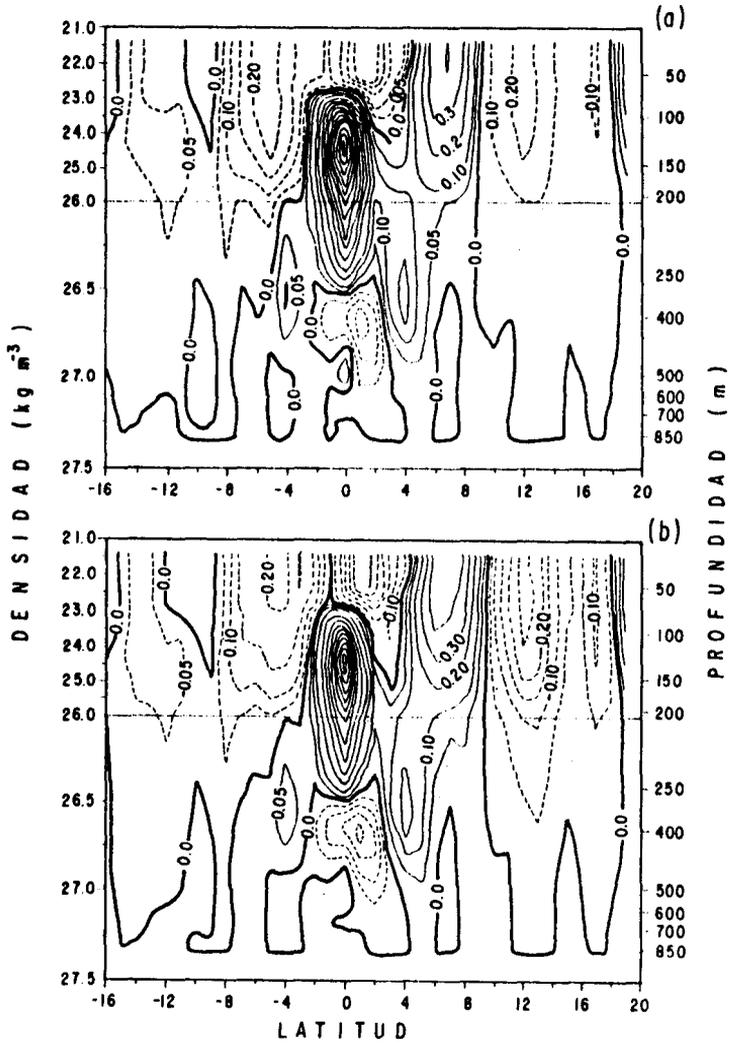


Fig. 9. Como la figura 7, pero para: (a) julio-agosto de 1979, (b) agosto-septiembre de 1979.

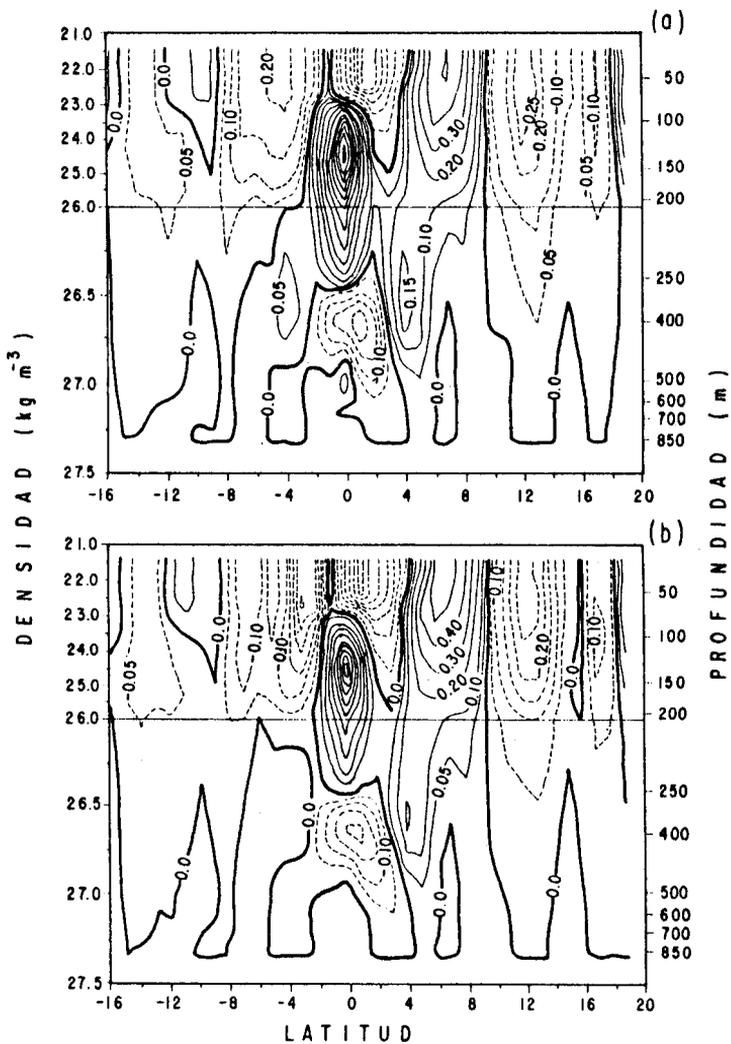


Fig. 10. Como la figura 7, pero para: (a) septiembre-octubre de 1979, (b) noviembre de 1979.

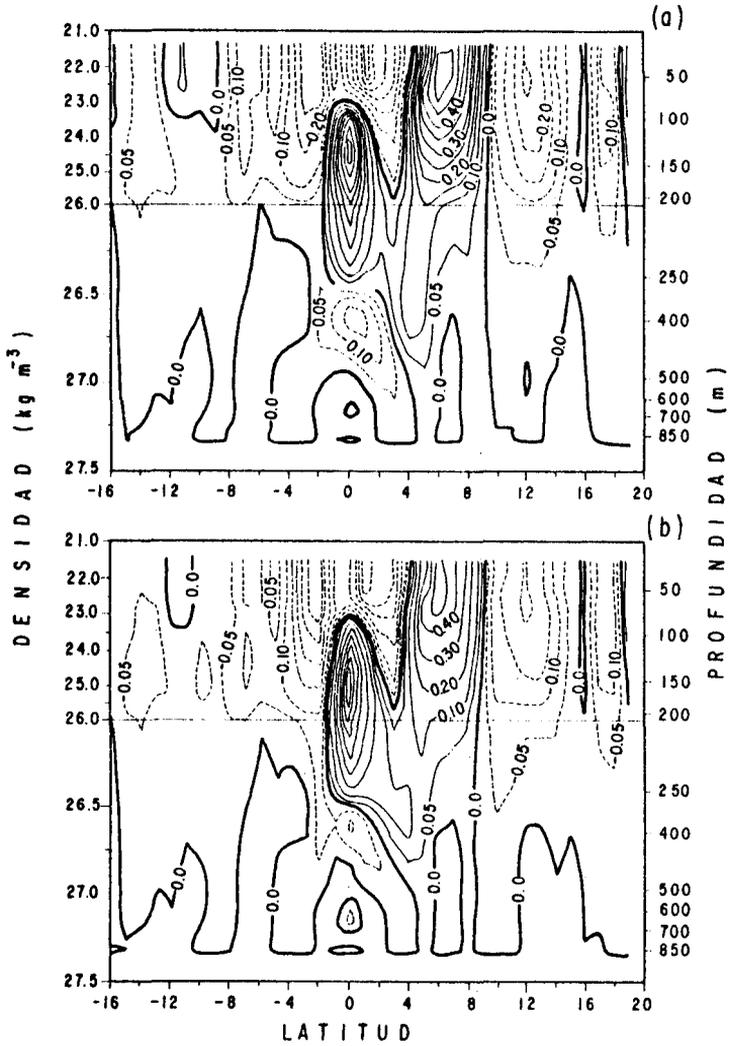


Fig. 11. Como la figura 7, pero para: (a) diciembre de 1979, (b) enero de 1980.

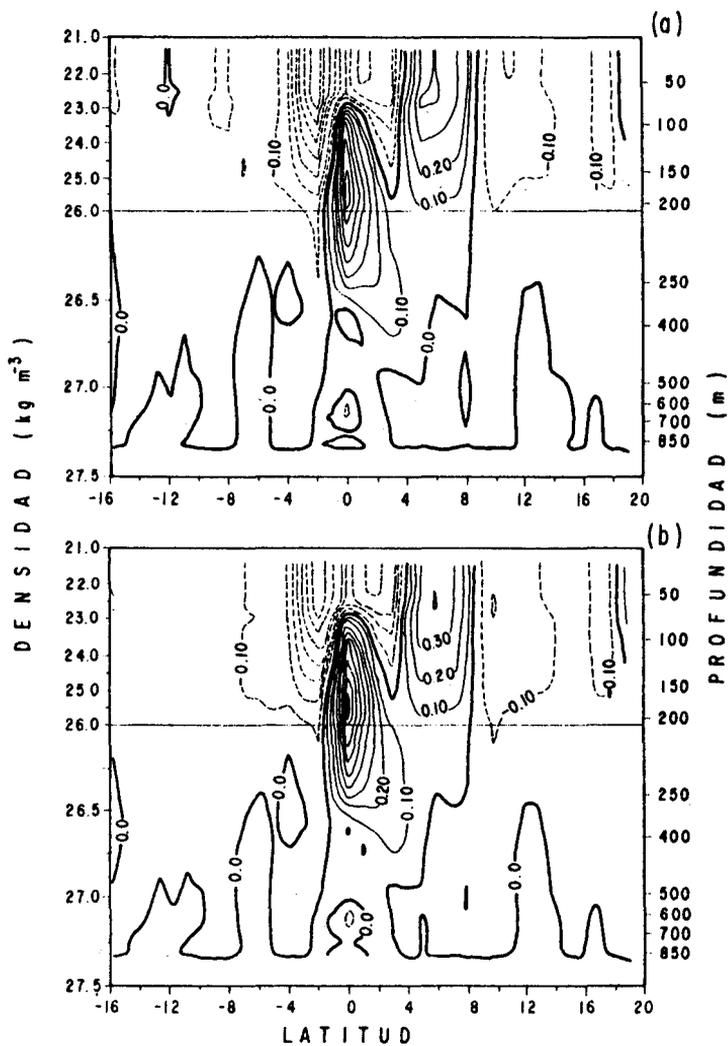


Fig. 12. Como la figura 7, pero para: (a) febrero-marzo de 1980, (b) marzo-abril de 1980.

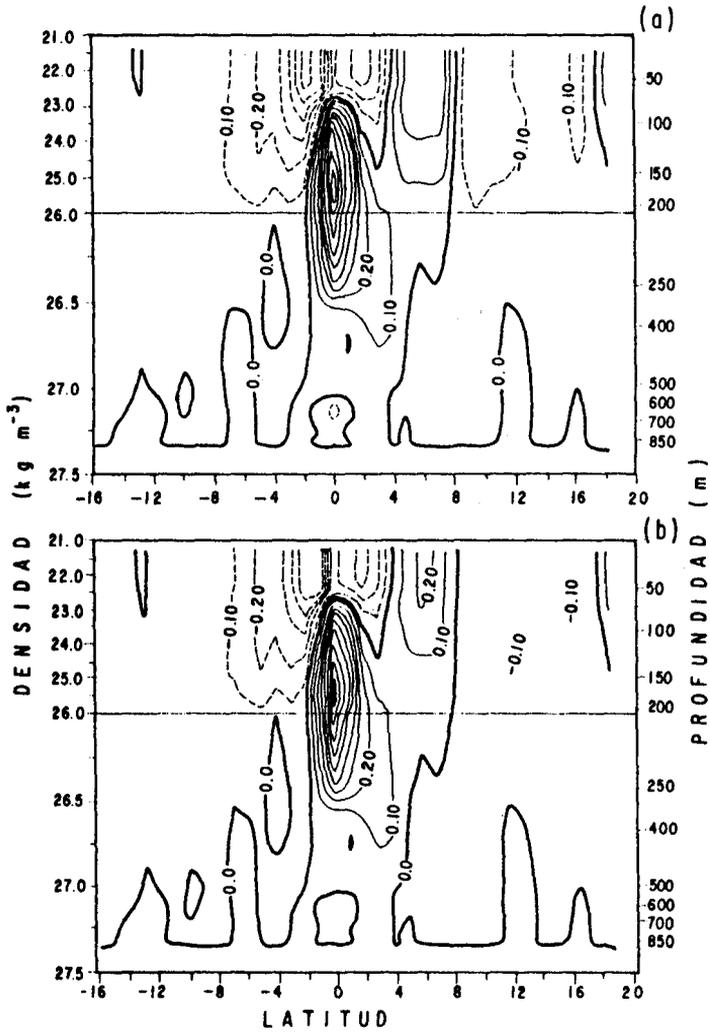


Fig. 13. Como la figura 7, pero para: (a) abril-mayo de 1980, (b) mayo-junio de 1980.

De las corrientes subsuperficiales destaca primeramente la Subcorriente Ecuatorial (figura 6). Localizada en promedio entre 75 y 300 m de profundidad, fluye hacia el Este entre 2°S y 2°N y tiene un núcleo de velocidad máxima promedio del orden de 90 cm/s situado en el ecuador y a 150 m de la superficie. Si bien la posición del máximo de velocidad es bastante estable, su magnitud varía en el transcurso del año; así, luego de un cambio brusco entre marzo y abril (figura 7), en que el máximo pasa de 75 cm/s a 150 cm/s, la corriente se debilita gradualmente hasta un mínimo de 75 cm/s en enero (figura 11) para luego aumentar hasta 100 cm/s en mayo y junio (figura 13). La posición de la Subcorriente Ecuatorial es también muy estable, pero de agosto a noviembre, coincidiendo con el debilitamiento del núcleo central de la Corriente Sudecuatorial, se prolonga hasta la superficie en forma de un flujo muy estrecho localizado a 2°S (figuras 9 y 10). Durante estos mismos meses, la Corriente Ecuatorial Intermedia, que fluye por debajo de la Subcorriente Ecuatorial, alcanza un máximo de 20 cm/s y aparece muy bien definida entre 300 y 850 m de profundidad; no así durante el resto del año, ya que sólo alcanza 10 cm/s y se encuentra confinada entre 600 y 850 m. Se observa además la presencia de otros dos flujos ubicados simétricamente respecto al ecuador (centrados a 4°S y 4°N) conocidos como la Contracorriente Subsuperficial Sur y la Contracorriente Subsuperficial Norte, respectivamente. Ambos fluyen hacia el Este a una profundidad que varía entre 200 y 450 m. La Contracorriente Subsuperficial Sur se encuentra separada de la Subcorriente Ecuatorial en todos los transectos, y presenta un máximo de velocidad ligeramente mayor de 5 cm/s de abril a octubre (figuras 7 a 10 y 13), mientras que durante los otros transectos no alcanza los 5 cm/s. Por otro lado, la Contracorriente Subsuperficial Norte no está muy bien separada de la Subcorriente Ecuatorial y su máximo (~ 15 cm/s) es casi constante durante el año.

Otros flujos subsuperficiales localizados entre 400 y 850 m de profundidad, están en la mayoría de los transectos a 10°S , 7°N y 16°N ; la velocidad de estos flujos es siempre menor de 5 cm/s, y no hay manera de distinguir si se trata de un flujo organizado o simplemente es un efecto espurio de la forma en que se trataron los datos.

Comparación entre velocidades absolutas y relativas

Los resultados que se muestran en la sección anterior concuerdan bastante bien aun en la región ecuatorial, con el esquema general que se tiene del sistema de corrientes ecuatoriales (Wyrтки y Kilonsky, 1984). Si bien se logra determinar la estructura media del sistema de corrientes, y aún el de sus fluctuaciones anuales, dada

la incertidumbre que se tiene respecto a la validez del balance geostrófico en y cerca del ecuador, es necesario comparar estos resultados con mediciones directas del campo de velocidad. Desde el 24 de abril de 1979 hasta el 2 de junio de 1980, simultáneamente a la realización de los cruceros hidrográficos, se mantuvieron en operación tres anclajes de correntímetros; uno sobre el ecuador a 152°W y los dos restantes a 153°W cerca de 40' S y 40' N respectivamente. En cada anclaje se colocaron correntímetros a 15, 50, 100, 150 y 250 m de profundidad, pero debido a mal funcionamiento de algunos de los instrumentos, sólo se obtuvieron 8 series de tiempo completas: 3 a 40°N 153°W (15, 100 y 150 m), 3 en el ecuador a 152°W (50, 100 y 250 m) y 2 a 40°S 153°W (100 y 250 m). Estos datos se emplean para comparar con los resultados de cálculos geostróficos.

Antes de proceder a comparar la velocidad obtenida de los cálculos geostróficos (U_g) con las mediciones directas (U_c), es conveniente recordar que los datos provienen de fuentes esencialmente distintas, ya que mientras que las mediciones directas se tomaron a profundidad constante y representan observaciones instantáneas de la velocidad absoluta, los cálculos geostróficos son una estimación indirecta del campo promedio de la velocidad relativa y se realizaron a densidad constante.

Por otro lado, en los datos obtenidos de los correntímetros (cuya razón de muestreo fue de un dato cada 30 minutos) cabe esperar que la influencia de fenómenos de alta frecuencia (tales como la marea y las ondas internas) sea considerable; mientras que en los datos hidrográficos estos mismos fenómenos aparecerán principalmente como ruido insuficientemente muestreado y su contribución no puede ser evaluada.

Con base en lo anterior, la comparación entre U_g y U_c tiene sentido para el promedio y las fluctuaciones de baja frecuencia, de entre las cuales, conforme a la descomposición en funciones empíricas ortogonales, destaca la componente anual. De aquí que para extraer este tipo de fluctuación, los datos de correntímetro se ajustaron mediante cuadrados mínimos a la función:

$$U_c(y, z, t) = A_0(y, z) + A_1(y, z)\cos\omega t + A_2(y, z)\sin\omega t, \quad (19)$$

donde t es el tiempo en días a partir del 24 de abril de 1979, (y) y (z) son respectivamente la profundidad y la latitud donde se colocaron los correntímetros. A_0 es el promedio de los datos, A_1 es la amplitud de la componente real, mientras que A_2 lo es de la componente imaginaria, y $\omega = 2\pi/365$ días. Los resultados del ajuste se resumen en la tabla II.

Tabla 2

Coefficientes del ajuste por cuadrados mínimos realizado a los datos de mediciones directas de velocidad. En la primera columna se indica la profundidad del correntímetro, en la segunda el promedio, en la tercera y en la cuarta se muestran los coeficientes de la parte real y la imaginaria, respectivamente. En la quinta aparece el porcentaje de energía cinética explicado por el ajuste. El origen en el tiempo es el 24 de abril de 1979.

| 40' N 153° W | | | | |
|----------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|---------------------|
| PROFUN. (m) | A ₀ m/s | A ₁ m/s | A ₂ m/s | % DE E. CINETICA |
| 15 | -0.17 | -0.14 | 0.29 | 56.7 |
| 100 | 0.81 | -0.18 | 0.43 | 90.4 |
| 150 | 0.75 | -0.04 | 0.12 | 88.3 |
| 0° 152° W | | | | |
| 50 | 0.32 | -0.19 | 0.34 | 70.0 |
| 100 | 1.06 | -0.26 | 0.32 | 94.0 |
| 250 | 0.13 | 0.05 | 0.02 | 44.5 |
| 40' S 153° W | | | | |
| 100 | 0.76 | -0.28 | 0.29 | 87.3 |
| 250 | -0.02 | 0.02 | 0.05 | 29.7 |

Un ajuste similar se hizo para el campo de desplazamiento vertical, sólo que en este caso los coeficientes son función de la latitud y la densidad.

$$\xi(y, \sigma, t) = \tilde{A}_0(y, \sigma) + \tilde{A}_1(y, \sigma) \cos \omega t + \tilde{A}_2(y, \sigma) \sin \omega t \quad (20)$$

La contribución de cada coeficiente a la velocidad se calculó mediante las ecuaciones (4) y (8).

Como las observaciones directas de la velocidad se realizaron a profundidad constante, para poder compararlas con los cálculos geostróficos fue necesario determinar el rango de densidades presentes a cada profundidad. Esto se hizo calculando el perfil promedio para las latitudes 1°N , 0° y 1°S , y se consideró como su variación a la magnitud de la componente anual del desplazamiento vertical. Los resultados para el ecuador se muestran en la figura 14b, y en las figuras 14a y 14c se muestran los perfiles para 40°N y 40°S , obtenidos de interpolar linealmente entre el perfil del ecuador y los de 1°N y 1°S respectivamente.

Las velocidades geostróficas también se interpolaron a 40°S y 40°N , los resultados se muestran en las figuras 15 a 17. En estas figuras se graficó la contribución de cada coeficiente contra la densidad. En línea continua se muestra la velocidad geostrófica y con un asterisco la magnitud de los coeficientes correspondientes a mediciones directas. Sobre los asteriscos se muestra con una barra el rango de densidades correspondiente a la profundidad del correntímetro. En cada una de estas figuras se muestra con línea punteada el origen de las velocidades relativas, el cual se desplazó de tal manera que se minimizan las diferencias entre las velocidades observadas y las relativas; dicho desplazamiento es en la mayoría de los casos del orden de 20 cm/s (tabla III). Freitag y Firing (1984), siguiendo un procedimiento semejante para comparar datos de perfilómetro con los mismos datos de correntímetro usados en este trabajo, encuentran diferencias promedio del orden de 15 cm/s .

Para el promedio, la coincidencia entre velocidad medida y velocidad geostrófica puede considerarse excelente, sobre todo en el ecuador y a 40°N . En cuanto a la componente anual, la amplitud de la parte real (que corresponde a la variación del 1o. de enero o 1o. de julio) concuerda bastante bien en las tres latitudes, no así para la parte imaginaria (que corresponde a la variación del 1o. de abril o 1o. de octubre) donde las diferencias son considerables. Estas diferencias pueden deberse además de a los factores antes mencionados, a la interpolación realizada entre 0° y 1°N o 1°S , pues es precisamente en esa región donde se presentan los gradientes horizontales de velocidad más fuertes. Freitag y Firing (1984) estiman que éstos son del orden de $5 \times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$ a 100 m de profundidad y a $40'$ del ecuador. Adicionalmente, Halpern *et al.* (1981) consideran que en anclajes de correntímetros suspendidos de boyas superficiales, la magnitud de la velocidad puede ser incrementada desde un 5 hasta un 15% de su valor real.

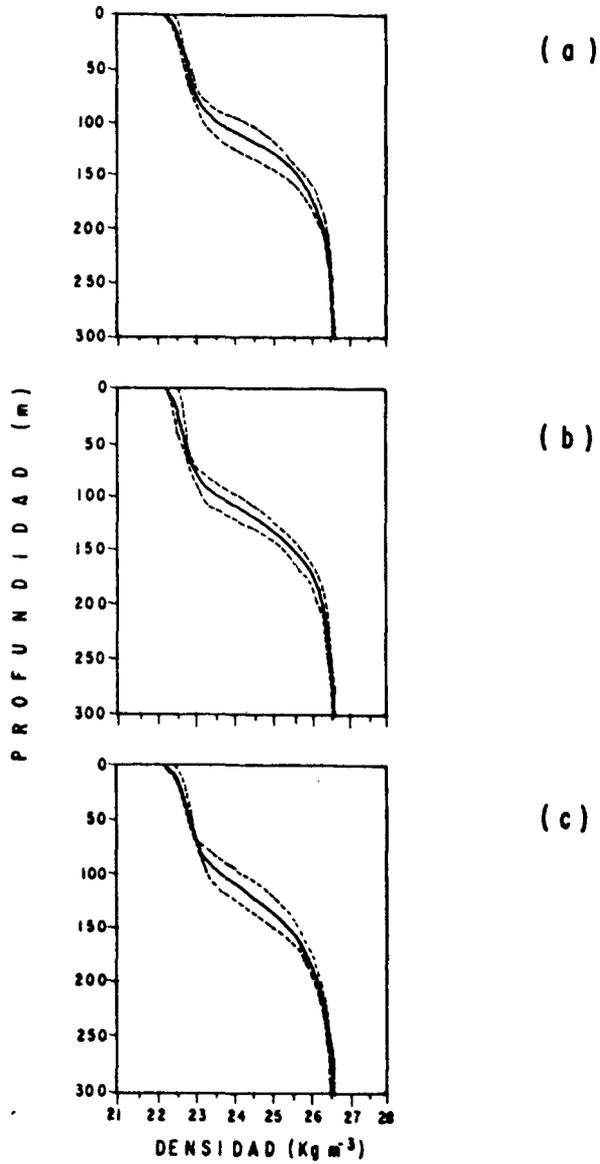


Fig. 14. Variación anual del perfil de densidad promedio (línea discontinua) para: a) 40°N , b) 0° , c) 40°S .

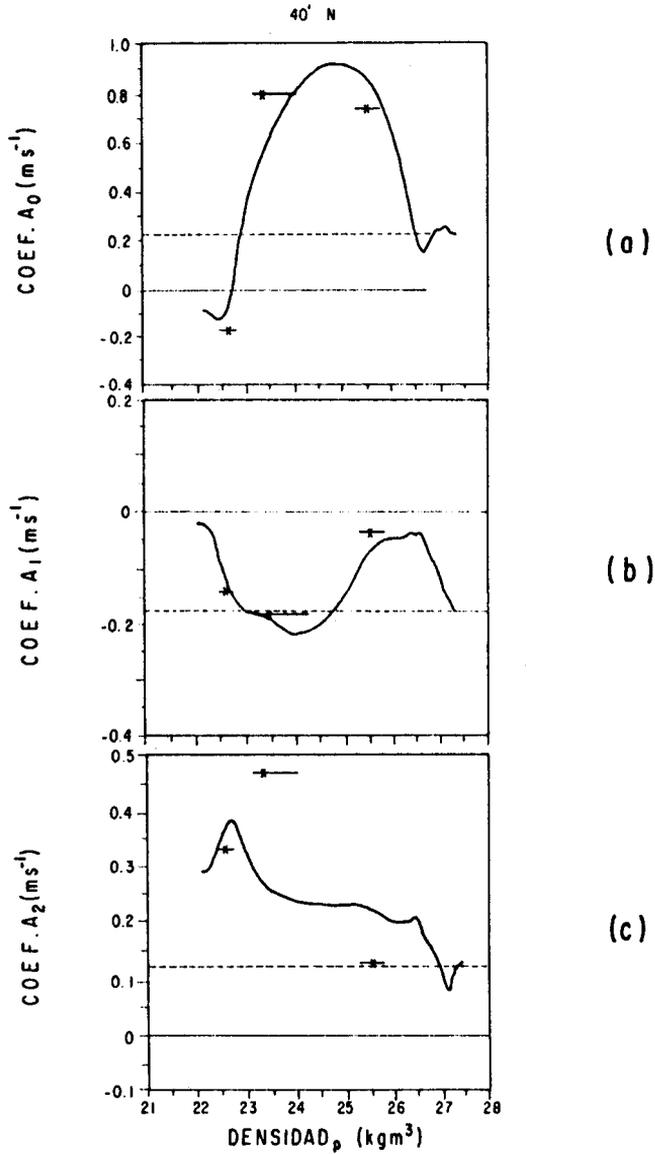


Fig. 15. Contribución de los coeficientes A_0 , A_1 y A_2 a la velocidad geostrofica (línea continua) a 40'N. Los asteriscos indican el valor del coeficiente correspondiente a la velocidad absoluta. La línea discontinua indica el corrimiento del origen en la velocidad geostrofica.

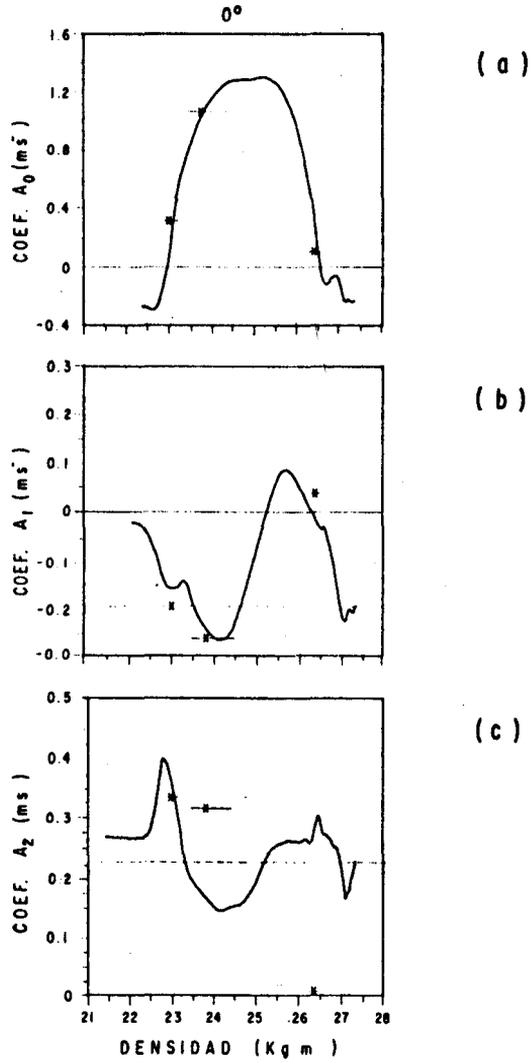


Fig. 16. Como la figura 15, pero en el ecuador.

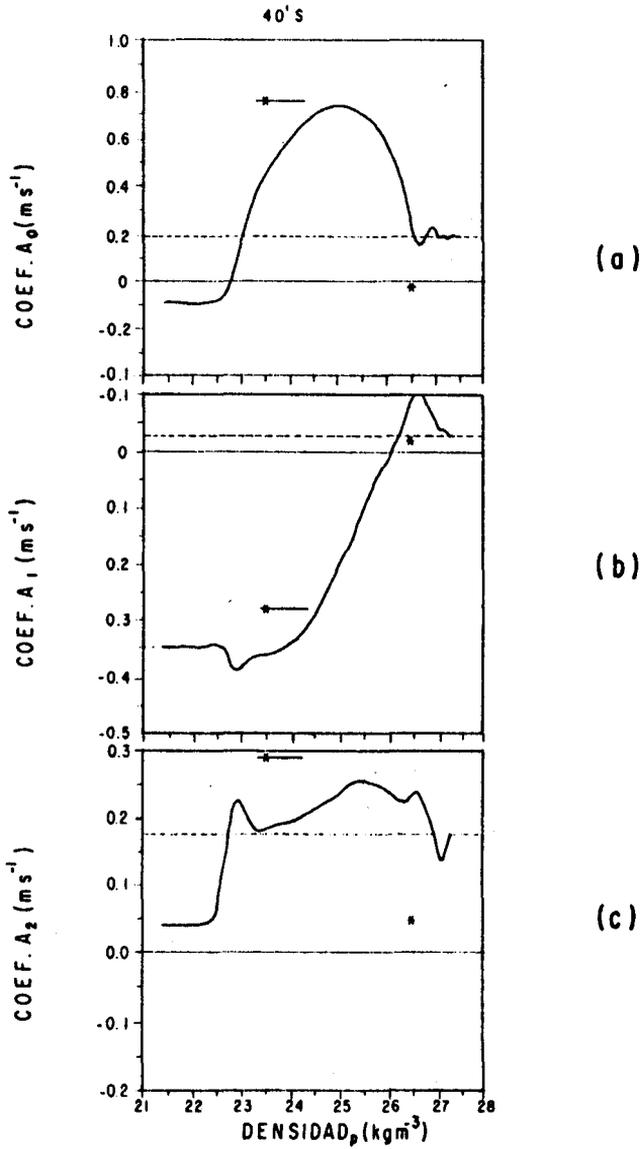


Fig. 17. Como la figura 15, pero a 40'S.

Tabla 3

Corrimiento del origen en m/s para los perfiles de velocidad geostrófica en cada uno de los coeficientes del ajuste.

| MODO NUMERO | % DE E. POTENCIAL | % DE E. ACUMULADO | % DE E. VARIABLE |
|----------------|----------------------|----------------------|---------------------|
| 1 | 85.33 | 85.33 | 0.00 |
| 2 | 4.80 | 90.13 | 32.74 |
| 3 | 2.27 | 92.40 | 15.49 |
| 4 | 1.42 | 93.83 | 9.70 |
| 5 | 1.12 | 94.95 | 7.63 |
| 6 | 0.89 | 95.84 | 6.10 |
| 7 | 0.80 | 96.65 | 5.50 |
| 8 | 0.76 | 97.41 | 5.21 |
| 9 | 0.57 | 97.99 | 3.94 |
| 10 | 0.49 | 98.49 | 3.36 |
| 11 | 0.42 | 98.91 | 2.88 |
| 12 | 0.40 | 99.32 | 2.79 |
| 13 | 0.37 | 99.69 | 2.53 |
| 14 | 0.30 | 100.00 | 2.06 |

CONCLUSIONES

Al usar coordenadas isopicnales, debido a su carácter no horizontal se pueden llegar a introducir estructuras ajenas al campo de densidad en los primeros metros del perfil de referencia, esto se manifestó como una región en la que el perfil resulta multivaluado. Por otro lado, dada la dinámica misma de la capa superficial, cabe esperar problemas ahí, independientemente de la forma en que se defina el perfil de referencia y de las coordenadas que se usen.

De la descomposición en funciones empíricas ortogonales del campo de desplazamiento vertical, utilizando a la energía potencial como "métrica", se obtiene que: el primer modo, con 85% de la energía potencial total, es igual, con excelente aproximación, al promedio temporal; el segundo y tercer modo, con 48% del resto de la energía (que corresponde a la variación temporal), representan la señal anual del campo de densidad; los modos superiores son ignorados por no contener información física evidente.

Usando los tres primeros modos para calcular el campo de velocidad geostrófica zonal, se logra obtener las características principales del sistema de corrientes ecuatoriales. La posición de éstas, así como su intensidad y sus fluctuaciones de baja frecuencia, coinciden con los resultados de otros trabajos, aun para la región cercana al ecuador, donde cabría esperar problemas debido a que el parámetro de Coriolis toma valores muy bajos.

Los resultados de la comparación entre mediciones directas del campo de velocidad y la velocidad geostrófica apoyan la validez del balance geostrófico zonal en la región ecuatorial. No obstante, dada la intensidad del corte horizontal de velocidad en el área, hubiera sido deseable que al menos entre 1°N y 1°S los muestreos hidrográficos se hubieran realizado más densamente.

Al no disponer de los datos de perfilómetro de corriente (con mejor resolución meridional-vertical), no se puede opinar sobre el porqué Wyrcki (1982a) no obtiene valores consistentes con las observaciones directas al calcular el transporte de la Subcorriente Ecuatorial por el método geostrófico.

BIBLIOGRAFIA

- CANTOS-FIGUEROLA, A. and B. A. TAFT, 1983. The South Equatorial Current during the 1979-80 Hawaii-Tahiti Shuttle. *Tropical Newsletter*, 19, (Manuscrito sin publicar).
- CARRASCO, A. C., 1985. Incerteza en el cálculo de corrientes geostroficas en una sección a lo largo de 110°W en febrero de 1979. Tesis Profesional. Universidad Autónoma de Baja California, Escuela Superior de Ciencias Marinas. 72 pp.
- CUTCHIN, D. L., 1982. Data Shuttle Experiment, UCSD-SIO Ref. #82-20. 23 pp.
- FREITAG, H. P. and E. FIRING, 1984. Comparison of profiling and moored current measurements in the Equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 89, 3724-3728.
- HALPERN, D., R. A. WELLER, M. G. BRISCOE, R. E. DAVIS and J. R. McCULLOUGH, 1981. Intercomparison test of moored current measurements in the upper ocean. *J. Geophys. Res.*, 86, 419-428.
- HAYES, S. P., 1982. A comparison of geostrophic and measured velocities in the Equatorial Undercurrent. *J. Marine Res.*, 40 (Suppl.), 219-229.
- HAYES, S. P., J. M. TOOLE and L. J. MANGUM, 1983. Water-mass and transport variability in the Equatorial Pacific. *J. Phys. Ocean.*, 13, 153-168.
- HIDAKA, K., 1955. Dynamical computation of ocean currents in a vertical section occupied across the Equator. *Jap. J. Geophys.*, 1, 57-60.
- JERLOV, N. G., 1953. Studies of the equatorial currents in the Pacific. *Tellus*, 5, 308-314.
- KNAUSS, J. A., 1960. Measurements of the Cromwell Current. *Deep-Sea Res.*, 6, 265-286.
- KNAUSS, J. A., 1966. Further measurements and observations on the Cromwell Current. *J. Mar. Res.*, 24, 205-240.
- LEETMAA, A. and R. L. MOLINARI, 1984. The cross-equatorial sections at 110°W. *J. Phys. Ocean.*, 14, 255-263.
- LUKAS, R. and E. FIRING, 1983. The geostrophic balance of the Pacific Equatorial Undercurrent. *Deep-Sea Res.*, 31, 61-66.
- NAVA, C., 1982. Campos de densidad y velocidad geostrofica en el Océano Pacífico Ecuatorial. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C., Mex., 96 pp.
- PATZERT, W. C., 1969. Eddies in Hawaiian waters. *University of Hawaii, Rep. HIG-69-8*, 50 pp.

- RIPA, P., 1981. Symmetries and conservation laws for internal gravity waves. pp. 281-386, *in*: Nonlinear properties of internal waves (B. West, Ed.). A. I. P. Proceedings, New York.
- TSUCHIYA, M., 1955. On a simple method of estimating the current velocity at the Equator. *J. Ocean. Soc. Japan*, 11, 1-4.
- WYRTKI, K., 1974. Equatorial currents in the Pacific from 1950 to 1970 and their relations to trade winds. *J. Phys. Ocean.* 4, 372-380.
- WYRTKI, K., 1982a. An attempt to monitor the Equatorial Undercurrent. *J. Geophys. Res.*, 88, 775-777.
- WYRTKI, K., 1982b. Eddies in the Pacific North Equatorial Current. *J. Phys. Ocean.*, 12, 746-749.
- WYRTKI, K., D. HALPERN, R. KNOX, G. J. McNALLY, W. C. PATZERT, E. D. STROUP, B. A. TAFT and R. WILLIAMS, 1981. The Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment. *Science*, 211, 22-28.
- WYRTKI, K. and R. KENDALL, 1967. Transports of the Pacific Equatorial Counter-currents. *J. Geophys. Res.*, 72, 2073-2076.
- WYRTKI, K. and B. KILONSKY, 1984. Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *J. Phys. Ocean.*, 14, 242-214.

APENDICE

Funciones empíricas ortogonales

El propósito de este apéndice es explicar brevemente la forma en la que se realizó la descomposición en funciones empíricas ortogonales indicada por la ecuación (12).

Si definimos la matriz de co-energía mediante:

$$C(t, t') = \sum_{y\sigma} w_0(y)w_2(\sigma)\xi(y, \sigma, t)\xi(y, \sigma, t') , \quad \text{A.1}$$

y sustituimos en esta ecuación el desplazamiento vertical dado por la ecuación (12), resulta de acuerdo con la ecuación (14), que:

$$C(t, t') = \sum_{\alpha=1}^M T_{\alpha}(t)T_{\alpha}'(t)E_{\alpha} . \quad \text{A.2}$$

Multiplicando A.2 por $w_1(t')T_\alpha(t')$ y sumando sobre t' se obtiene que:

$$\sum_t C(t, t')w_1(t')T_\alpha(t') = E_\alpha T_\alpha(t) , \quad \text{A.3}$$

esto es, las funciones $w_1(t)^{1/2}T_\alpha(t)$ son los eigenvectores de la matriz $w_1(t)^{1/2}C(t, t')w_1(t')^{1/2}$ y E_α son los eigenvalores correspondientes.

Las funciones $S_\alpha(y, \sigma)$ se obtienen, luego de ordenar los T_α de acuerdo con el valor de E_α , multiplicando la ecuación (12) por $T_\alpha'(t)w_1(t)$ y sumando sobre t , de donde usando la ecuación (13) resulta:

$$S_\alpha(y, \sigma) = \sum_t w_1(t)T_\alpha(t)\xi(y, \sigma, t) . \quad \text{A.4}$$