

El esfuerzo del viento, su rotacional y el transporte de Sverdrup en el Atlántico sur

A. da S. Mascarenhas, Jr.¹, O. Tiemi Sato², E. Gil Silva¹ y S. Larios Castillo¹

¹ Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Universidad Autónoma de Baja California. Apartado 453.

Ensenada, Baja California, México. Correo electrónico: asmj@uabc.mx

² Instituto de Pesquisas Espaciais, INPE. S. J. dos Campos, São Paulo, Brasil.

Recibido en octubre de 1999. Aceptado en enero de 2001.

RESUMEN

Se utilizaron valores promedios mensuales del esfuerzo del viento de Hellerman y Rosenstein (HR) y ocho secciones oceanográficas distribuidas en el Atlántico sur, a diferentes latitudes, para verificar la relación de Sverdrup. Se muestran mapas medios estacionales del esfuerzo del viento y se observa la migración zonal y la partición del centro atmosférico de alta presión del Atlántico sur, así como otros cambios estacionales del campo del viento. El mapa del rotacional del esfuerzo medio del viento muestra una línea con valor cero extendiéndose desde la costa oeste de África hasta la costa nordeste de Brasil, con valores negativos al norte de esta línea y positivos al sur de la misma. El mapa del promedio anual del transporte de Sverdrup muestra la misma característica, con transportes hacia el Norte por debajo de esa línea y hacia el Sur por encima de ella. Se calculan los valores zonales del transporte de Sverdrup (S), geostrófico (G) y de Ekman (E), así como el transporte total ($R = G + E$). No se observa una relación establecida entre los transportes de Sverdrup y total y la latitud. Dentro del intervalo de error calculado ($\pm 1,2$ Sv para G y $\pm 2,3$ Sv para S), existe una buena concordancia entre R y S en las latitudes 9°, 11°, 16° y 24° S. Los valores del transporte geostrófico de la corriente de Brasil a diferentes latitudes están más cerca de los valores de transporte de Sverdrup en la frontera oeste. El incremento con la latitud del transporte geostrófico de la corriente de Brasil, hacia el Sur, no es observado en el transporte de Sverdrup.

Palabras clave: Transporte de masa de Sverdrup, océano Atlántico sur, esfuerzo del viento.

ABSTRACT

Wind stress curl and Sverdrup transport in the South Atlantic

Monthly mean values of Hellerman and Rosenstein (HR) wind stress and eight oceanographic transects of the South Atlantic Ocean obtained at different latitudes were used to test the Sverdrup relationship. Seasonal mean wind-stress charts for each season are presented. The zonal migration and splitting of the South Atlantic atmospheric high-pressure centre can be observed, as well as other seasonal changes of the wind field. Charts of the mean wind stress curl show a line of zero curl sloping northeastward across the South Atlantic basin, with negative values north of this line and positive values south of it. The annual mean chart of the Sverdrup mass transport show the same feature, with northward transport below this line and southward transport above it. Zonal values of Sverdrup (S), Geostrophic (G), and Ekman (E) transports, as well as the total transport ($R = G + E$), were calculated. There is no established relationship between the Sverdrup and total transport with latitude. Within the calculated interval of error (± 1.2 Sv for G and ± 2.3 Sv for S), a good qualitative agreement between R and S was attained at 9°, 11°, 16° and 24° S. The Brazil Current geostrophic transports, at different latitudes, are close to the Sverdrup transport values at the western boundary. However, the poleward increase of the Brazil Current transport with latitude is not presented by the Sverdrup transport.

Key words: Sverdrup mass transport, South Atlantic Ocean, wind stress.

INTRODUCCIÓN

En la zona oceánica entre los vientos alisios y los vientos del Oeste el transporte de Ekman es convergente, induciendo el hundimiento del agua por debajo de la capa de acción del esfuerzo del viento. Una columna de agua, comprimida desde la superficie por el efecto de hundimiento del agua forzada por el viento, tiene que desplazarse en dirección al Ecuador para conservar su vorticidad potencial. El transporte debido a este flujo masivo de agua en una profundidad por debajo de la superficie, es llamado transporte de Sverdrup (Sverdrup, 1947). Éste puede ser expresado como un balance entre la advección de la vorticidad planetaria y el término de estiramiento de tubos de vórtice

$$\beta v = f \frac{\partial w}{\partial z} \quad [1]$$

donde β es la variación meridional del parámetro de Coriolis, v es la velocidad geostrofica meridional, f el parámetro de Coriolis y w la velocidad vertical. El resultado de la integración vertical de la ecuación [1] desde la superficie hasta una profundidad donde la velocidad vertical es igual a cero, sumado al transporte ageostrofico de Ekman (Wunsch y Roemmich, 1985), lleva a la relación conocida

$$\beta V = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{\tau} \quad [2]$$

donde V es el transporte total (suma del geostrofico y el de Ekman) relativo a la profundidad de integración y τ es el esfuerzo del viento. La interpretación física de la ecuación [2] es el desplazamiento de la columna de fluido a una nueva latitud (nuevo valor de vorticidad planetaria f) con velocidades que compensan la tasa a la cual el esfuerzo del viento suministra vorticidad al océano. Wunsch y Roemmich (1985) discuten ampliamente las ideas involucradas en las ecuaciones [1] y [2].

Hasta hoy se han realizado numerosos estudios que determinan el transporte de Sverdrup (TS_v), entre los que podemos citar: Reid (1948), donde discute las corrientes del Pacífico este en función del esfuerzo del viento; Welander (1959), que calculó el transporte de Sverdrup para los océanos entre 50° N y 35° S utilizando el campo medio anual del esfuerzo del viento basado en los datos de Scripps Institution of Oceanography, sugiriendo la posibilidad de inexistencia del TS_v y proponiendo una ecuación de transporte más general; Stommel (1964), utilizando mapas de topografía dinámica media y campos de

corriente, buscó una correlación de éstos con el campo medio del esfuerzo de viento; Evenson y Veronis (1975) construyeron mapas del rotacional del esfuerzo del viento para estimar transportes oceánicos de larga escala; Leetmaa, Niiler y Stommel (1977) realizaron una comparación entre el transporte geostrofico en latitudes seleccionadas del Atlántico norte y el transporte teórico derivado de la relación de Sverdrup, concluyendo que esos transportes concordaban, dentro de los errores estimados, en el giro tropical; Leetmaa y Bunker (1978), utilizando los valores del esfuerzo del viento para el océano Atlántico norte, calcularon las velocidades verticales medias estacionales y anuales que resultan de la convergencia en la capa de Ekman, construyeron mapas de los transportes geostrofico y total (el geostrofico más el de Ekman) utilizando la relación de Sverdrup y encontraron una buena concordancia entre los rasgos observados y los computados a partir de los patrones de circulación de larga escala.

Más recientemente, Mayer y Weisberg (1993), utilizando el conjunto de datos CODAS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) entre 30° S y 60° N, estudiaron la naturaleza regional de la circulación generada por el viento en el océano Atlántico y su variabilidad anual e interanual con la función de corriente de Sverdrup, definiendo los giros de circulación; Hautala y Roemmich (1994), utilizando datos hidrográficos de una sección zonal a 24° N (anónimo, 1991), demostraron que el transporte geostrofico baroclínico, en la escala de la cuenca, está de acuerdo con la relación de Sverdrup en el Pacífico norte subtropical.

La motivación de ese trabajo es realizar una comparación entre el transporte geostrofico sumado al de Ekman, a través de latitudes seleccionadas, con aquél derivado de la relación de Sverdrup [2] en la región del giro subtropical del Atlántico sur. Además, puesto que la relación de Sverdrup proporciona el transporte neto total hacia el Ecuador en el interior, es razonable suponer que la corriente de Brasil representa el flujo de regreso que compensa el transporte neto total.

DATOS

Datos de viento

Los datos de viento utilizados en este trabajo se han obtenido de Hellerman y Rosenstein (1983)

(en adelante HR) como es el caso de los valores medios mensuales de las componentes meridional y zonal del esfuerzo del viento dentro de una caja de 2° de latitud por 2° de longitud. Para obtener una distribución más representativa del esfuerzo del viento y de su rotacional, y con el objetivo de obtener una mejor resolución en el transporte calculado por medio de la ecuación [2], se utilizó la interpolación *bicubic spline* para obtener el esfuerzo del viento con una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$. El coeficiente de arrastre utilizado por HR considera la velocidad del viento y la estabilidad de la base de la columna de aire a través de la diferencia de temperatura en la interfaz aire/mar, y esto fue aproximado utilizando un polinomio de potencias de estos dos parámetros. El rotacional del esfuerzo del viento fue calculado utilizando un esquema centrado de diferencias finitas de segundo orden.

Utilizando la dinámica de Sverdrup y tres conjuntos de datos de vientos distintos (procesados en la Universidad del Estado de Florida, en el Centro de Oceanografía Numérico de la Armada de los Estados Unidos y en la Universidad de Hawai, respectivamente), Landsteiner, McPhaden y Picaut (1990) mostraron que las estimaciones del transporte de Sverdrup en la región del Pacífico tropical son sensibles al conjunto elegido de datos del esfuerzo del viento. Esto también fue señalado por Böning, Döscher e Isemer (1991), que compararon los valores medios del esfuerzo del viento y el transporte de Sverdrup en el Atlántico norte utilizando datos climatológicos de HR e Isemer y Hasse (1987, 1991) (en adelante IH). Observaron incrementos significativos en los valores estimados de τ utilizando la climatología de IH en muchas partes de la cuenca oceánica, aplicaron a los datos un factor de corrección, basado en la revisión de los equivalentes de la escala Beaufort y en la forma de los coeficientes de arrastre, y encontraron que la influencia del factor de corrección para la velocidad del viento es más pronunciada en las regiones subtropical y ecuatorial, resultando un incremento en las estimaciones del esfuerzo relativo a HR. La climatología aplicada en el presente estudio es la de HR.

Datos oceanográficos

Los datos oceanográficos utilizados en los cálculos fueron recogidos por el B. O. *Meteor* (1925-1927) de estaciones oceanográficas a lo largo del

Atlántico sur. También se emplearon algunos datos obtenidos durante el año internacional de Geofísica (1957-1958), así como de estaciones oceanográficas realizadas durante 1983 por el B. O. *Oceanus*. La densidad de los datos y el número de estaciones en los transectos de la última expedición mejoraron sensiblemente a los anteriores. Se puso especial cuidado en el cambio de la escala de salinidad en los conjuntos de datos antiguos. Se utilizaron en total ocho transectos para calcular los transportes geostrofos integrados en la profundidad; las secciones se muestran en la figura 1. La profundidad de la capa de movimiento nulo se determinó utilizando el método de Defant (1961) y también el de espiral β para cada par de estaciones (Stommel y Schott, 1977; Schott y Stommel, 1978).

RESULTADOS

Gráficas del esfuerzo del viento promedio

Sato (1989) elaboró mapas del esfuerzo promedio mensual del viento, y en este trabajo se presenta la media estacional calculada a partir de las medias mensuales. En las figuras se presentan las condiciones de primavera, verano, otoño e invierno del hemisferio sur. El esfuerzo medio del viento utilizado en los cálculos fue el interpolado a $1^\circ \times 1^\circ$. Para mejorar la presentación en las figuras, el esfuerzo representado en las gráficas corresponde a los datos originales de HR representados por un vector en el centro de una caja de $2^\circ \times 2^\circ$ y con lon-

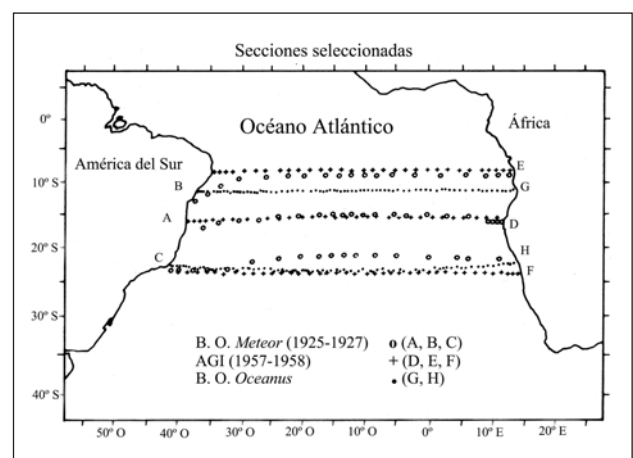


Figura 1. Secciones oceanográficas utilizadas para el cálculo del transporte geostrofo a través del océano Atlántico sur.

gitud proporcional al valor absoluto de τ en unidades de 10^{-1} N m^{-2} . Es importante destacar que sólo se consideraron los valores oceánicos y no los datos de estaciones costeras.

En la figura 2 se muestra el promedio del esfuerzo del viento para el verano. La porción oeste de la ITCZ (zona de convergencia intertropical) yace cerca del Ecuador, mientras la porción este yace aproximadamente a 5° N . El centro de alta presión del Atlántico sur se localiza en 30° S , 10° O . Vientos del Sudoeste cubren el golfo de Guinea, y los vientos a lo largo de la costa sudeste brasileña son del Noreste, produciendo una surgencia local a lo largo de la costa de Cabo Frío, 180 km al oeste de Río de Janeiro (aproximadamente a 23° S). Mientras a lo largo de la costa sudeste brasileña los vientos son del Este y producen un transporte de Ekman en la dirección de la corriente de Brasil, en la costa del sur de África podemos apreciar vientos del Oeste, de alta intensidad en comparación con los vientos del Oeste de baja intensidad percibidos a lo largo de la costa argentina. Una característica interesante es la presencia de una franja de vientos del Sudeste en el centro de la cuenca que se extiende en la dirección Sudeste-Noroeste desde 30° S hacia el Ecuador; esta característica persiste durante todo el año. Se observa, también, una región zonal de calma hacia afuera de la costa de Argentina, alrededor de los 35° S y extendiéndose hasta los 40° O . Esta zona es la llamada zona de convergencia del Atlántico sur (SAC).

El esfuerzo medio del viento para el otoño se muestra en la figura 3. Después de la migración hacia el Sur durante el verano, la ITCZ se desplaza a

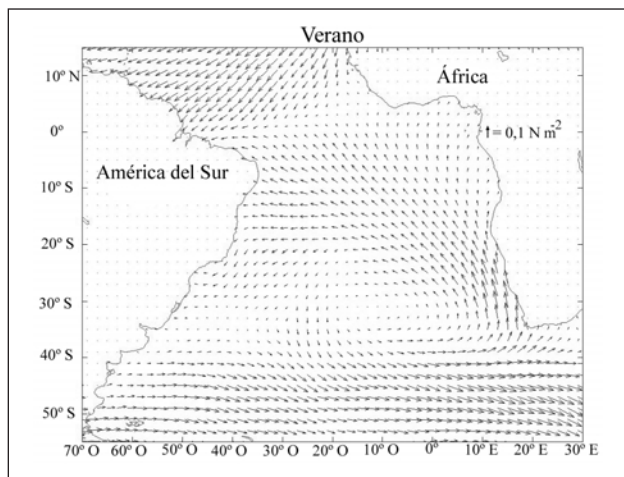


Figura 2. Promedio del esfuerzo del viento para el verano en 10^{-1} N m^{-2} .

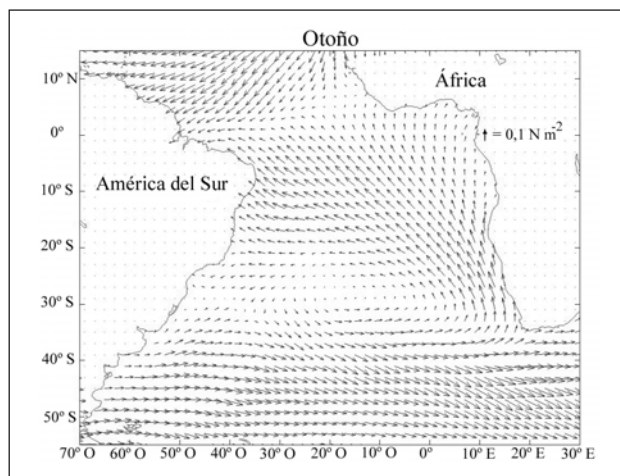


Figura 3. Promedio del esfuerzo del viento para el otoño en 10^{-1} N m^{-2} .

su máxima posición sureña; después, tiende a regresar a su posición media en el hemisferio norte. El centro de alta presión del Atlántico sur se alarga y se desplaza hacia el Oeste, empezando a mostrar características de separación en dos centros. Los vientos en el golfo de Guinea mantienen las mismas características de la primavera. Los vientos a lo largo de la costa sudeste brasileña cambian a dirección Este y Sudeste, pero los vientos del Oeste del sur de África mantienen sus características. Fuertes vientos del Sudoeste empiezan a soplar afuera de la costa noreste argentina. La zona SAC frente la costa argentina cambia ligeramente su posición y tiende a alargarse alrededor de los 33° S .

El esfuerzo medio del viento para el invierno se muestra en la figura 4. La ITCZ está completamente desplazada hacia el hemisferio norte, mientras que el centro de alta presión está localizado alrededor de los 28° S , 27° O , después de haber alcanzado su posición más cercana al continente suramericano durante el mes de mayo. Los vientos del Sudoeste en el golfo de Guinea se intensifican, mientras que los vientos a lo largo de las costas sudeste y noreste brasileñas mantienen su dirección, pero incrementan su intensidad (este incremento se produce en toda la porción noroeste del giro). Los vientos del Oeste del sur de África mantienen sus características y no presentan grandes variaciones estacionales en esta región. Frente a la costa argentina, la SAC está bien perfilada por vientos más fuertes, exhibiendo un patrón de meandros hacia el sudeste.

El esfuerzo promedio del viento para la primavera se muestra en la figura 5. El giro de los vientos

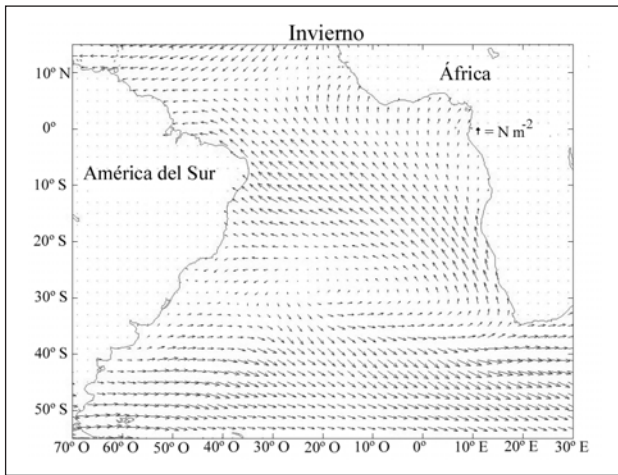


Figura 4. Promedio del esfuerzo del viento para el invierno en 10^{-1} N m^{-2} .

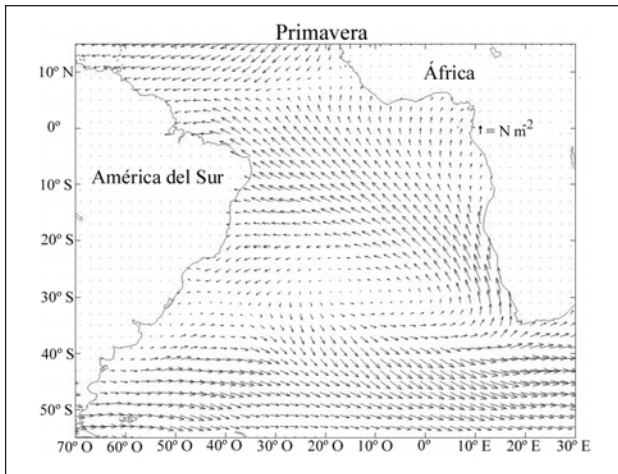


Figura 5. Promedio del esfuerzo del viento para la primavera en 10^{-1} N m^{-2} .

en la parte oeste del Atlántico (frente a la costa del Amazonas, $1-2^\circ \text{ S}$ aproximadamente), indica que la ITCZ se mueve hacia el Sur. El centro de alta presión aun muestra una forma alargada, con sus centros a lo largo de los 30° S : el centro oeste situado alrededor de 19° O y el este alrededor de 10° O . Los vientos del Sudoeste en el golfo de Guinea empiezan a mostrar signos de pérdida de intensidad. Esto mismo sucede con respecto a los vientos a lo largo de la costa sudeste brasileña, con un ligero cambio en la dirección hacia el Este y el Sudeste. La zona SAC muestra un patrón complejo de circulación frente a la costa de La Plata (Argentina, alrededor de los 31° S , 40° O), donde se observa una línea de convergencia zonal.

El promedio anual del rotacional del esfuerzo del viento

Para calcular el rotacional del esfuerzo del viento, como se ha mencionado, se utilizó un esquema de diferencias finitas centrado de segundo orden (Roache, 1976). En la figura 6 se muestra el valor medio anual y su unidad es 10^{-8} N m^{-3} ($10^{-8} \text{ Pa m}^{-1}$). Una isolínea de dirección Sudeste-Noroeste y de rotacional igual a cero se extiende aproximadamente desde los $26^\circ-27^\circ \text{ S}$, alejado de la costa de África, hasta los 12° S , afuera de la costa de América del Sur. Esta línea está asociada a la zona de vientos del Sudeste, que se mantiene más o menos constante durante todo el año en la zona central del Atlántico sur, como se muestra en las figuras 2 a 5. Al sur de esta línea, el rotacional es positivo, significando una rotación anticiclónica (vorticidad positiva); al norte de ella, el rotacional es negativo, significando una rotación ciclónica (vorticidad negativa). Gordon y Bosley (1991) identifican un giro ciclónico con el mismo patrón en el este del Atlántico sur, centrado próximo a los 13° S , 5° E . Más lejano hacia el sur, en 45° S , se presenta otra región del rotacional del esfuerzo del viento cuyo valor es cero, indicando un cambio de signo en el rotacional (vorticidad) en altas latitudes.

La media anual del transporte de Sverdrup

El valor medio anual del transporte de masa de Sverdrup se muestra en la figura 7. La unidad es el Sverdrup (Sv) ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Se calculó el

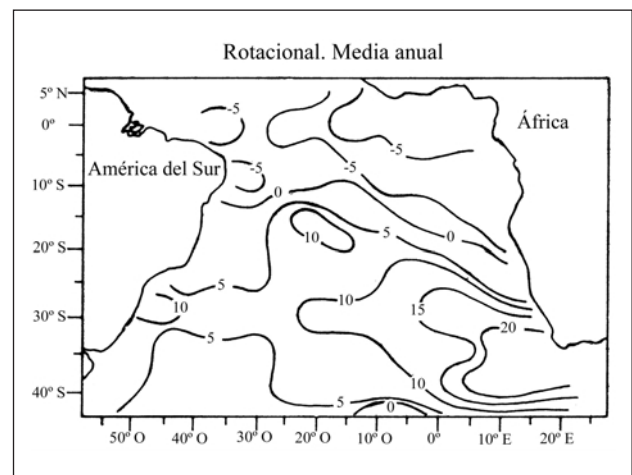


Figura 6. Promedio anual del rotacional del esfuerzo del viento en 10^{-8} N m^{-3} .

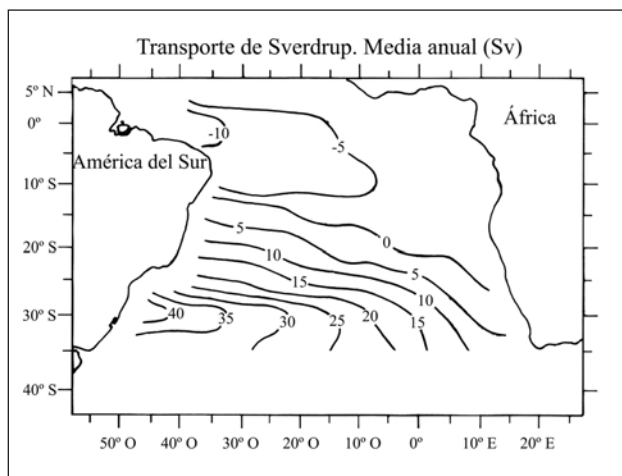


Figura 7. Promedio anual del transporte de Sverdrup en Sv (1 Sv = 10⁻⁶ m³ s⁻¹).

transporte de masa en cada latitud de las secciones oceanográficas mediante la expresión

$$\frac{1}{\beta} \int_x^{África} (\vec{k} \cdot \nabla \times \vec{\tau}) dx \quad [3]$$

donde x es la distancia zonal a partir de la costa africana, y en ella el transporte se asume igual a cero. Como se ha mencionado, el transporte en la frontera oeste debe representar el flujo de retorno que compensa el transporte neto de masa en el interior, y está dado por los valores de la función de corriente de transporte de masa de Sverdrup. Utilizando la dinámica de Sverdrup y los esfuerzos medios mensuales del viento, se observó que el transporte en la frontera oeste exhibe una fluctuación estacional a lo largo de la costa sudeste sudamericana de cerca de 10 Sv, y mayor en el invierno. Este rasgo es contrario a la evidencia constatada de un gran transporte en verano (Mascarenhas, Jr., inédito). En la figura observamos un contorno de transporte cero subiendo desde la costa suroeste africana (aproximadamente a 30° S) hacia la costa noreste brasileña (aproximadamente a 10° S). En ambos lados del contorno de valor cero el flujo se dirige hacia esta línea de contorno. Aunque la aplicación de la teoría de Sverdrup está limitada al interior del océano, se proseguirá con la especulación del flujo de retorno. El transporte de masa de Sverdrup alcanza sus máximos de $40 \times 10^{12} \text{ g s}^{-1}$, o 40 Sv, en la parte suroeste del Atlántico sur, alrededor de los 30° S, donde se cree que la corriente de Brasil tiene su transporte máximo (Garfield, 1990). El mismo autor reporta transportes del orden de

18 Sv en los 31° S, indicando que este valor es un límite mínimo debido a cuestiones de muestreo. La variación estacional del transporte de Sverdrup muestra otra línea de transporte cero al norte de la región aquí considerada, desde diciembre hasta mayo y asociada al desplazamiento hacia el norte de la ITCZ. Es esperable que de abril a noviembre ocurra un incremento en el transporte hacia el Sur en el Atlántico ecuatorial oeste, debido al incremento en la inclinación zonal de la topografía de la superficie del mar como resultado del apilamiento del agua junto a la costa de América por la acción de los alisios del Sudeste, consecuencia del desplazamiento de la ITCZ.

El transporte geostrófico sumado al de Ekman

Las ocho secciones oceanográficas utilizadas para calcular el transporte geostrófico se muestran en la figura 1. Se entiende que un procedimiento más efectivo para obtener un patrón del estado estacionario sería utilizar un mayor número de datos y tratar éstos de manera estadística; desafortunadamente, el número de estaciones accesibles era muy limitado. Se computó el nivel de movimiento nulo de acuerdo con los métodos de Defant y de la espiral β (Stommel y Schott, 1977). Las pendientes de las isopicnas requeridas por el método de la espiral β fueron determinadas numéricamente utilizando regresión lineal. Calculado según ambos métodos, se observaron discrepancias en el valor de la función de corriente del transporte de masa integrado zonalmente sobre la cuenca. Estas discrepancias se incrementan monótonamente, alcanzando un valor máximo en la frontera oeste, donde la función de corriente calculada a partir de las velocidades derivadas del método de la espiral β proporcionaban valores superiores al doble de aquéllos determinados por las velocidades derivadas del método de Defant. Las discrepancias entre los dos métodos son probablemente debidas a la integración zonal del transporte, tomando en consideración el ajuste lineal de la pendiente de las isopicnas. Se decidió optar por el método de Defant, pues las variaciones de mesoescala en las isopicnas introducían perturbaciones en la determinación de la pendiente.

No se utilizó un valor fijo para el nivel de referencia; en lugar de éste, se utilizó un nivel de referencia variable obtenido por el método de Defant. El nivel de movimiento nulo fue calculado para ca-

da par de estaciones, de tal modo que su valor cambia a lo largo de la sección. Por ejemplo, el nivel de referencia para la sección A (15° S) fue de 800 m en la parte próxima a la costa brasileña y de 1 050 m cerca de la costa africana.

El transporte geostrófico, por definición, es la cantidad de masa a través del área rectangular determinada por la distancia entre dos estaciones y la profundidad de movimiento nulo por unidad de tiempo. Cuando se calculó el transporte, se realizaron ajustes en los cálculos del área con el objetivo de tomar en consideración la variación de la profundidad del nivel de movimiento nulo, evitando así una posible subestimación o sobrestimación del transporte. Los transportes geostrófico, de Sverdrup, de Ekman, así como el transporte total (el geostrófico más el de Ekman) para las secciones oceanográficas a través del Atlántico sur se muestran en las figuras 8 a 15.

Las secciones oceanográficas

La función de corriente del transporte de masa para la sección A a lo largo de 15° S se muestra en la figura 8. Se observa un buen acuerdo cualitativo entre el transporte de Sverdrup (S) y el transporte total (R: suma del geostrófico más el de Ekman). Todavía cuantitativamente hay una diferencia que empieza desde cero, por imposición de la condición de frontera, y se incrementa hacia el Oeste, pues el transporte aumenta proporcionalmente a la

distancia. En el lado oeste de la cuenca, la diferencia alcanza un valor de cerca de 10 Sv. En el océano real, el transporte no se incrementa hacia el Oeste tan rápidamente como sugiere la relación de Sverdrup y, además, en el lado oeste de la cuenca se requiere una dinámica de orden superior en las ecuaciones. La suavidad de la curva del transporte de Sverdrup, comparada con las variaciones en el transporte total, se debe al hecho de que, mientras el rotacional del esfuerzo del viento se calculó a partir de valores medios estacionales, el transporte total es calculado a partir de los transectos oceanográficos aislados, donde las características de mesoescala no fueron filtradas. Ambos transportes son positivos hacia el Norte, mientras que el transporte de Ekman es negativo a lo largo de la sección. El efecto de una climatología diferente, por ejemplo la de IH, resultaría en una subestimación del transporte de Ekman, y en un transporte de Sverdrup en 15° S reflejaría valores más pequeños que aquéllos obtenidos con la climatología HR aquí utilizada.

La función de corriente del transporte de masa para la sección B a lo largo de 9° S se muestra en la figura 9. Se observa la misma tendencia y rasgos generales de la figura anterior, pero, en este caso, los transportes S y R son hacia el Sur, sugiriendo que esta sección está al norte de la línea de transporte de masa de Sverdrup cero. El transporte geostrófico, en este caso, es hacia el Norte a lo largo de toda la sección, pero es menor que el transporte de Ekman hacia el Sur.

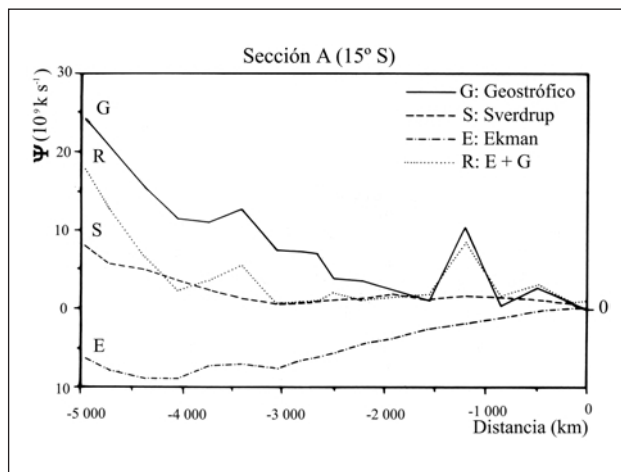


Figura 8. Función de corriente del transporte de masa a lo largo de la sección A (15° S). Transporte geostrófico (G): —; de Sverdrup (S): - · - · -; de Ekman (E): - · - · -; total (geostrófico más el de Ekman) (R): ······.

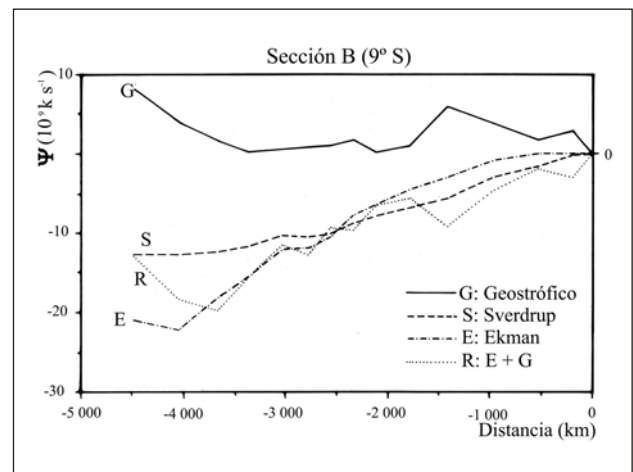


Figura 9. Función de corriente del transporte de masa a lo largo de la sección B (9° S). Transporte geostrófico (G): —; de Sverdrup (S): - · - · -; de Ekman (E): - · - · -; total (geostrófico más el de Ekman) (R): ······.

La función de corriente del transporte de masa para la sección C (22° S) se muestra en la figura 10. Se observa una mejor correlación entre el transporte de Sverdrup y el total. La diferencia en el lado oeste de la cuenca es aproximadamente de 3 a 4 Sv. En las figuras 2 a 5, en la distribución del esfuerzo del viento, se puede observar que el centro del giro se sitúa alrededor de los 30° S. Bryden (1980) proporciona evidencias, constatadas por la observación, de la validez del balance de vorticidad [1], base teórica del balance de vorticidad de Sverdrup [2] para el Atlántico norte.

Este autor utilizó datos de un anclaje localizado en 31° 35' N, 54° 56' O, aproximadamente en el centro del gran giro del Atlántico norte, y calculó los valores para los términos derecho e izquierdo de la ecuación [1]. En el Atlántico sur, la latitud 30° S pasa por el centro del gran giro; al no disponer de datos semejantes para la verificación, suponemos que el balance [1] también es válido en el Atlántico sur. Por tanto, secciones próximas de 30° S deberán proporcionar una mejor concordancia. En este caso, ambos transportes (R y S), así como G, son hacia el Norte, mientras que el transporte de Ekman es hacia el Sur.

La función de corriente del transporte de masa para la sección D (16° S) es mostrada en la figura 11. Aquí se observa un patrón algo diferente. El transporte R es hacia el Norte en el oeste de la cuenca (a partir de los 4200 km) y hacia el Sur en la parte central y este de la cuenca, de acuerdo con la figura presentada por Peterson y Stramma

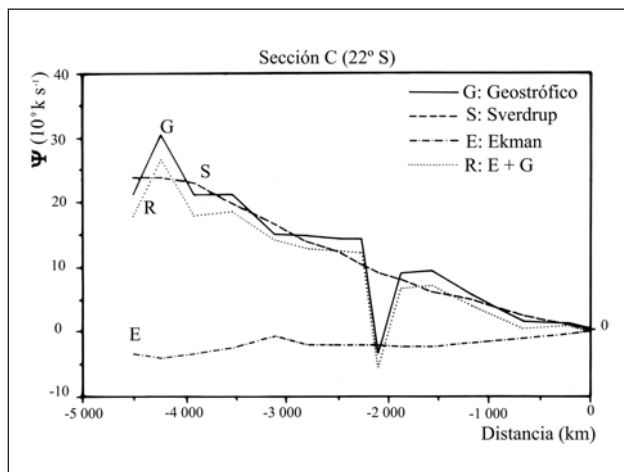


Figura 10. Función de corriente del transporte de masa a lo largo de la sección C (22° S). Transporte geostrófico (G): —; de Sverdrup (S): - - - -; de Ekman (E): - · - · -; total (geostrófico más el de Ekman) (R): ······.

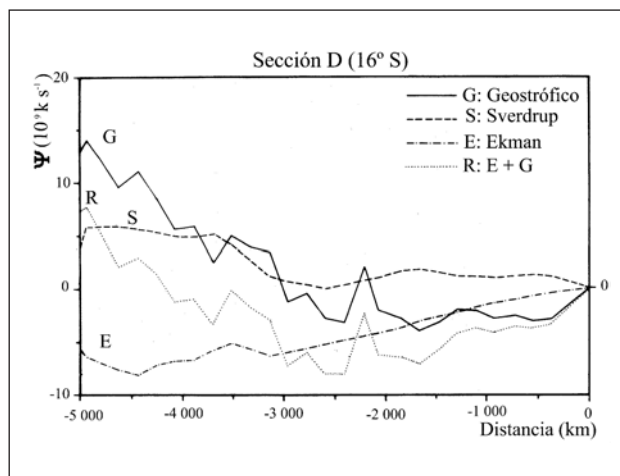


Figura 11. Función de corriente del transporte de masa a lo largo de la sección D (16° S). Transporte geostrófico (G): —; de Sverdrup (S): - - - -; de Ekman (E): - · - · -; total (geostrófico más el de Ekman) (R): ······.

(1991). Esta sección cruza la línea del rotacional del esfuerzo del viento cero. Al otro lado, el transporte S es hacia el Norte, y la diferencia entre el transporte de Sverdrup y el total, en el extremo oeste, es aproximadamente 6 Sv, aunque haya discrepancias en toda la cuenca.

La figura 12 muestra la función de corriente a lo largo de la sección E (8° S). Una vez más, los transportes S y R son hacia el Sur, como en el caso de la sección B (9° S), indicando nuevamente el régimen en la porción norte de la línea de transporte de masa de Sverdrup igual a cero. En este caso, el transporte geostrófico muestra valores positivos y

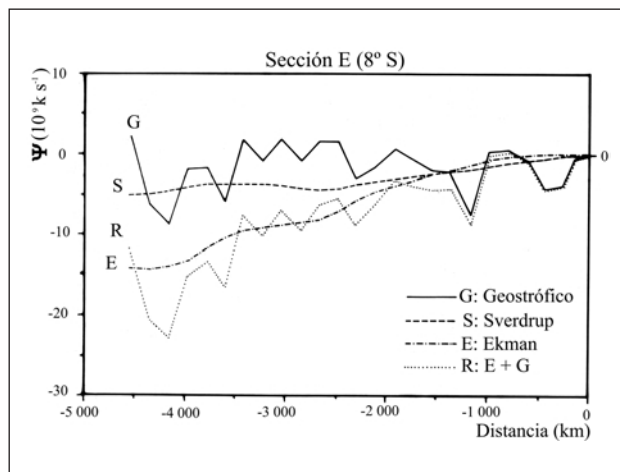


Figura 12. Función de corriente del transporte de masa a lo largo de la sección E (8° S). Transporte geostrófico (G): —; de Sverdrup (S): - - - -; de Ekman (E): - · - · -; total (geostrófico más el de Ekman) (R): ······.

negativos alrededor del valor cero, resultando en un pequeño transporte neto hacia el Sur.

La figura 13 muestra la función de corriente para la sección F (24° S). Como en las secciones A y C, los transportes R y S son hacia el Norte, así como el transporte G, a través de la cuenca. En este caso la diferencia entre el transporte R y S en la frontera oeste es de alrededor de 5 Sv.

La figura 14 muestra la función corriente a lo largo de la sección G (11° S). Como en la sección B (9° S), alrededor de esta latitud los transportes S y R son negativos, significando un transporte hacia el Sur con un transporte geostrófico hacia el Norte, probablemente indicando un flujo que cruza el

Ecuador. En el caso de la sección E (8° S), los transportes S y R son negativos, pero G no muestra una dirección preferencial como en otros casos.

La sección H también se sitúa a lo largo de la latitud 24° S, pero fue ocupada más recientemente (1983) con estaciones espacialmente más cercanas, como se muestra en la figura 15. La tendencia es la misma que en la sección F y la diferencia entre los transportes R y S en la frontera oeste es de aproximadamente -2 Sv. Todos los transportes, excepto el de Ekman, son hacia el Norte, indicando una buena concordancia a lo largo de las secciones próximas al centro del giro subtropical. En la figura 1 se puede ver que las secciones F y H son cercanas, pero no coincidentes. La sección F estaría más cerca de 24° S que la H. Así, los valores de esfuerzo del viento interpolados a 1° × 1° son ligeramente diferentes para cada caso, resultando valores de E y S ligeramente distintos en la figura.

CONCLUSIONES

De acuerdo con lo citado por Evenson y Veronis (1975), es precario interpretar los cálculos del estado estacionario de la circulación oceánica a partir de los esfuerzos de viento y sus rotacionales promediados en tiempo, aun con el incremento de datos de observación producido en los últimos años. A pesar de esto, y considerando la naturaleza respectiva de los conjuntos de datos utilizados, la forma de las curvas de la función de corriente

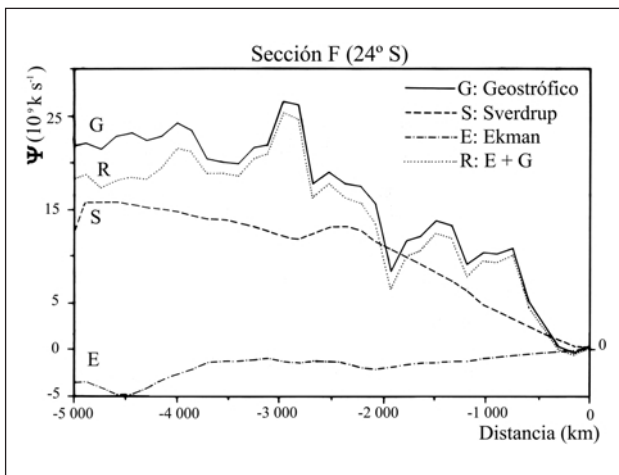


Figura 13. Función de corriente del transporte de masa a lo largo de la sección F (24° S). Transporte geostrófico (G): —; de Sverdrup (S): ·····; de Ekman (E): - - - -; total (geostrófico más el de Ekman) (R): ······.

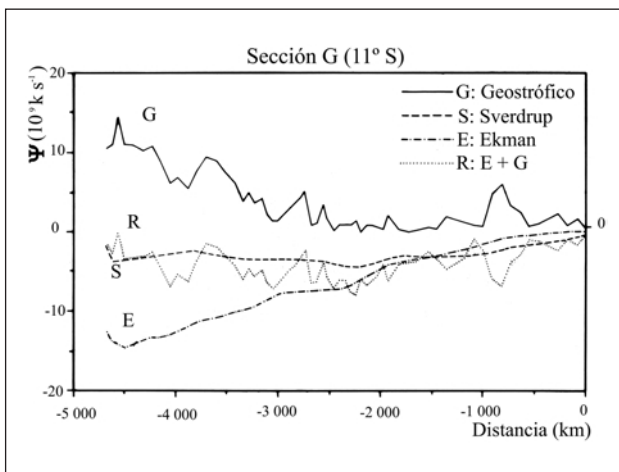


Figura 14. Función de corriente del transporte de masa a lo largo de la sección G (11° S). Transporte geostrófico (G): —; de Sverdrup (S): ·····; de Ekman (E): - - - -; total (geostrófico más el de Ekman) (R): ······.

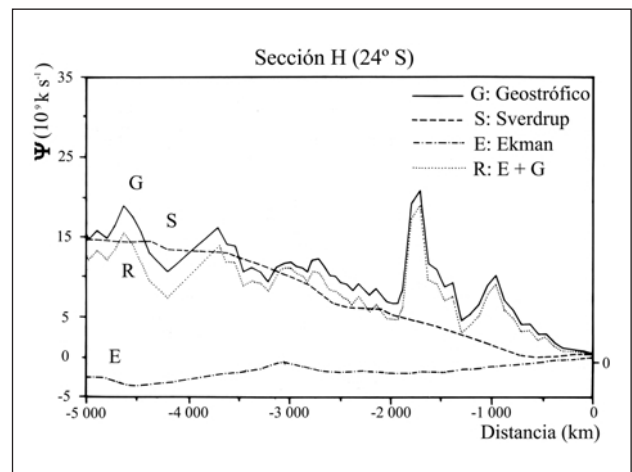


Figura 15. Función de corriente del transporte de masa a lo largo de la sección H (24° S). Transporte geostrófico (G): —; de Sverdrup (S): ·····; de Ekman (E): - - - -; total (geostrófico más el de Ekman) (R): ······.

muestra un buen acuerdo para las secciones que ocupan el centro de los grandes giros, dentro del rango de error estimado de $\pm 1,2$ Sv.

Si la relación de Sverdrup fuera válida para toda la cuenca, se esperaría una caída en el transporte geostrofico en el lado oeste de la cuenca debido a la contribución de la corriente de Brasil, que es contraria al transporte de Sverdrup en la región. Sin embargo, esto carece de validez porque en la frontera oeste se demanda una dinámica de orden superior, debido a la importancia de los términos de fricción en esa zona. Entre los 17° S y 20° S, el banco de Abrolhos interfiere con el flujo de la corriente de Brasil hacia el Sur. Todavía este proceso de interacción corriente-topografía no está bien entendido. Después del banco de Abrolhos, el flujo hacia el Sur se reorganiza nuevamente alrededor de los 21° S. Una característica interesante observada en las secciones A, C, F y H, es la señal de un gran giro de meso-escala en la parte este de la cuenca y alrededor de los 25° S. No está claro si estos rasgos están relacionados con la variación estacional del campo del esfuerzo del viento.

Examinemos algunas estimaciones del error en el cálculo de la función de corriente del transporte de masa. Las fuentes de error son: i) observaciones de viento muy dispersas en el Atlántico sur; ii) estimaciones de la velocidad del viento basados en observaciones a bordo de buques en el océano; iii) cálculo del coeficiente de arrastre para el esfuerzo del viento; iv) ambigüedades relacionadas con la

elección del nivel de referencia; y v) el hecho de que los conjuntos de datos oceanográficos no son sinópticos. El error en la velocidad geostrofica se estimó según Fomin (1964), proporcionando un resultado de $\pm 0,01$ m s⁻¹ mientras el error estimado en el transporte de masa es de $\pm 1,2$ Sv para cada par de estaciones oceanográficas. Por otro lado, el error estimado en el transporte de Sverdrup es muy sensible a la climatología utilizada, en nuestro caso se podría esperar un error de $\pm 2,6$ Sv.

La tabla I muestra un resumen de los valores del transporte de Sverdrup, geostrofico, de Ekman y total (el geostrofico más el de Ekman) así como mediciones *in situ* de transporte de la corriente de Brasil en función de la latitud. Valores positivos indican transporte hacia el Norte. Los datos no muestran una relación definida entre el transporte de Sverdrup y el total con respecto a la latitud. En cinco de las ocho secciones el transporte total es mayor (en valores absolutos) que el transporte de Sverdrup. Dentro del rango de error estimado en el transporte de masa ($\pm 1,2$ Sv) sólo las secciones C y H muestran diferentes comportamientos, pues la diferencia R - S para la sección G es 1 Sv. El transporte de Ekman es negativo en todas las latitudes, siendo mayor en las bajas (8° S a la 11° S) donde la acción de los vientos alisios es importante. Un buen acuerdo entre los valores de S y R se obtuvo en latitudes 9° S, 11° S, 16° S y 24° S (esta última con datos de 1983). Los transportes S y R son negativos hasta los 11° S, indicando la región de vorticidad negativa suministrada por el viento. El

Tabla I. Valores de transporte geostrofico medidos *in situ* en el lado oeste del Atlántico sur. (S): transporte de Sverdrup; (G): geostrofico; (E): de Ekman; (R): total (geostrofico más Ekman). [Valores tomados de la tabla 2 de Peterson y Stramma (1991) y de la tabla 1.1 de Garfield (1990).]

Sección	Latitud	Transportes en Sverdrup				Observaciones <i>in situ</i> (Sv)	Nivel de referencia (dbar)	Autores
		S	G	E	R			
E	8° S	-5	2	-14	-12	4,6	500	Stramma <i>et al.</i> (1990)
B	9° S	-12	8	-21	-13	4,7	500	Stramma <i>et al.</i> (1990)
G	11° S	-2	11	-12	-1	-1	500	Stramma <i>et al.</i> (1990)
A	15° S	8	24	-6	18	-6	500	Stramma <i>et al.</i> (1990)
D	16° S					-5,6	500	Stramma <i>et al.</i> (1990)
D	19° S					-6,5	500	Miranda y Castro (1981)
D	19° S	4	13	-6	7	-5,3	500	Evans <i>et al.</i> (1983)
C	$21^\circ 40'$ S	24	22	-3	19	-3,8/-6,8	500	Evans <i>et al.</i> (1983)
C	22° S					-5,2	500	Signorini (1978)
F	24° S	13	22	-4	18	-9,6	600	Stramma (1989)
F	24° S					-4,1/-7,8	500-1 000	Evans <i>et al.</i> (1983)
H	24° S	15	15	-3	12	-14	500	Signorini (1978)

transporte de Sverdrup negativo corresponde al giro definido por Gordon y Bosley (1991).

El transporte geostrófico de la corriente de Brasil es mucho más parecido a los valores del transporte de Sverdrup en la frontera oeste que al transporte geostrófico integrado a través de la cuenca. Esto es probablemente debido al hecho de que el transporte geostrófico incluye el desplazamiento termohalino de las masas de agua hacia el Norte. De acuerdo con Evans y Signorini (1985), alrededor de los 23° S (estación 5) existe un flujo hacia el Sur de agua caliente (corriente de Brasil) sobre un flujo hacia el Norte de Agua Antártica Intermedia, con el flujo hacia el Norte, aproximadamente a la misma velocidad del flujo superficial hacia el Sur. El incremento observado del transporte de la corriente geostrófica de Brasil con la latitud (Garfield, 1990), no es exactamente seguido por el transporte de Sverdrup.

La circulación total es forzada por el esfuerzo del viento y los efectos termohalinos. El transporte total calculado (R) incluye una parte geostrófica (G) que representa el transporte hasta el nivel de movimiento nulo. La concordancia cualitativa que se observa en algunas de las secciones no se debe considerar como una prueba de la relación de Sverdrup, sino solamente como un indicio de la cantidad relativa de la circulación total debida a la parte forzada por el viento. El transporte de la corriente de Brasil representaría el flujo de retorno (o una parte de éste), el cual produce el balance del transporte neto total de masa hacia el Norte en el interior. La concordancia entre el transporte de Sverdrup (S) y el transporte de la corriente de Brasil observada en algunas latitudes sugeriría que la contribución de la parte de la circulación forzada por el viento es de alguna manera mayor que la parte termohalina de ésta.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestra gratitud al Dr. Sol Hellerman por los datos de esfuerzo del viento proporcionados a través el Dr. David L. Evans, al Dr. Henry Stommel por los datos históricos, al Dr. Newell Garfield por los datos de CTD, al Dr. Luiz B. de Miranda por sugerencias importantes, al Dr. Paulo Simionatto Polito por los programas de elaboración de gráficas. Deseamos agradecer también al Dr. Dean Roemmich y la Dra. Tereza Chereskin

por sus aportaciones a la aclaración de conceptos en versiones anteriores de este trabajo. Agradecemos también a dos revisores anónimos que con sus importantes sugerencias ayudaron a mejorar la calidad del trabajo. Los dibujos fueron realizados por José Flavio Moraes, Ramón Moreno y Gilberto Fuentes. O. Tiemi Sato agradece a la Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) (Brasil) y a la Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nivel Superior (CAPES) (Brasil) por el apoyo proporcionado durante el desarrollo de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Anónimo. 1991. *Processing of Oceanographic station data*. Publicación del JPOTS. Panel. Unesco. París: 138 pp.
- Böning, C. W., R. Döscher y H. J. Isemer. 1991. Monthly mean wind stress and Sverdrup transports in the North Atlantic: A comparison of the Hellerman-Rosenstein and Isemer-Hasse climatologies. *J. Phys. Oceanogr.* 21: 221-235.
- Bryden, H. L. 1980. Geostrophic vorticity balance in mid ocean. *Journal of Geophysical Research* 85 (C5): 2825-2828.
- Defant, A. 1961. *Physical Oceanography. Vol. 1*. Pergamon Press. Oxford: 745 pp.
- Evans, D. L. y S. R. Signorini 1985. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature* 315: 48-50.
- Evenson, A. J. y G. Veronis. 1975. Continuous representation of wind stress and wind stress curl over the world ocean. *J. Mar. Res.* 33 suppl.: 131-144.
- Fomin, L. M. 1964. *The Dynamic Method in Oceanography*. Elsevier. New York: 212 pp.
- Garfield, N. 1990. *The Brazil current at subtropical latitudes*. Tesis doctoral. Universidad de Rhode Island. Narragansett: 122 pp.
- Gordon A. L. y K. T. Bosley. 1991. Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep-Sea Res.* 38 suppl.1: S323-S343.
- Hautala, S. L. y D. H. Roemmich. 1994. Is the North Pacific in Sverdrup balance along 24° N?. *J. Geophys. Res.* 99 C8: 16041-16052.
- Hellerman, S. y M. Rosenstein. 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.* 13: 1093-1104.
- Isemer, H. -J. y L. Hasse. 1987. *The Bunker climate atlas of the North Atlantic ocean. Vol. 2. Air-Sea Interactions*. Springer-Verlag. Nueva York, EE UU: 256 pp.
- Isemer, H. -J. y L. Hasse. 1991. The Scientific Beaufort Scale: Effects on Wind Statistics and Climatological Air-Sea Flux Estimates in the North Atlantic Ocean. *Journal of Climate* 4 (8): 819-836.
- Landsteiner, M. C., M. J. McPhaden y J. Picaut. 1990. On the sensitivity of Sverdrup transport estimates to the specification of wind stress forcing in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.* 95 C2: 1681-1691.
- Leetmaa, A., P. Niiler y H. Stommel. 1977. Does the Sverdrup relation account for the Mid-Atlantic circulation?. *J. Mar. Res.* 35 (1): 1-10.

- Leetmaa, A. y A. Bunker. 1978. Updated charts of the mean annual wind stress, convergences in the Ekman layers, and Sverdrup transports in the North Atlantic. *J. Mar. Res.* 36 (3): 311-321.
- Mayer, D. A. y R. H. Weisberg. 1993. A description of COADS surface meteorological fields and the implied Sverdrup transports for the Atlantic Ocean from 30° S to 60° N. *J. Phys. Oceanogr.* 23: 2201-2221.
- Peterson, R. G. y L. Stramma. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 26: 1-73.
- Reid, R. O. 1948. The equatorial currents of the eastern Pacific as maintained by the stress of the wind. *J. Mar. Res.* 7: 75-99.
- Roache, P. J. 1976. *Computational fluid dynamics*. Hermosa Publishers, Albuquerque, Nuevo México, EE UU: 446 pp.
- Sato, O. T. 1989. *A relação de Sverdrup no Atlântico Sul*. Tesis de Maestría en Oceanografía Física. Instituto Oceanográfico de la Universidad de Sao Paulo. Brasil: 162 pp.
- Schott, F. y H. Stommel. 1978. Beta spirals and absolute velocities in different oceans. *Deep-Sea Res.* 25: 961-1010.
- Stommel, H. 1964. Summary charts of the mean dynamic topography and current field at the surface of the ocean, and related functions of the mean windstress. En: *Studies in Oceanography*. K. Yoshida (ed.). Universidad de Washington Press. Seattle: 568 pp.
- Stommel, H. y F. Schott. 1977. The beta spiral and the determination of the absolute velocity fields from the hydrographic station data. *Deep Sea Res.* 24: 325-329.
- Sverdrup, H. U. 1947. Wind driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the Eastern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci. (USA)* 33: 318-326.
- Welander, P. 1959. On the vertically integrated mass transport in the ocean. In: *The atmosphere and the sea in motion*. B. Bolin (ed.). The Rockefeller Institute Press and Oxford University Press: 95-101.
- Wunsch, C. y D. Roemmich. 1985. Is the North Atlantic in Sverdrup balance?. *J. Phys. Oceanogr.* 15: 1876-1880.