

Circulación general oceánica

Curso Climatología – DCAFO, Facultad de Ciencias

El océano y la atmósfera intercambian flujos de calor, momento y masa, veremos cómo el intercambio de estas cantidades genera la circulación oceánica. Pero antes, un poco de historia sobre la observación oceánica.

En el siglo XIX el norteamericano Maury (1806-1873) realizó los primeros mapas detallados de vientos y corrientes en superficie y escribió el primer libro de Oceanografía Física llamado “The Physical Geography of the Sea”. Se convirtió así en el primer oceanógrafo físico.

Entre 1872 y 1876 se realizó la famosa expedición en el Challenger, motivada

fundamentalmente por cuestiones de biología marina. Una de las hipótesis de la época era que no existía vida en el océano profundo (en este caso por debajo de los 540 m) debido a la inexistencia de luz y la gran presión, la llamada “hipótesis azoica” propuesta por E. Forbes. Bajo el liderazgo de W. Thomson se realizaron gran cantidad de medidas incluyendo 492 perfiles de temperatura a lo largo de la ruta. Se descubrieron 4717 especies nuevas y la “hipótesis azoica” fue demostrada incorrecta. Los resultados de la expedición fueron descritos en un reporte de 50 volúmenes conteniendo una increíble cantidad de información sobre los océanos.

Recién en 1925 se realizó la primera expedición dedicada a la oceanografía física. Entre 1925 y 1927 la expedición alemana en el Meteor realizó mediciones de temperatura y salinidad sobre una gran región del Atlántico. El buque estaba equipado con un sonar que permitió por primera vez el reconocimiento del fondo marino en el océano Atlántico sur.

El CTD (Conductivity, Temperature, Depth), el instrumento que permite medir en forma simultánea y precisa la conductividad del agua de mar (y por lo tanto la salinidad) y la temperatura (además de la profundidad) fue inventada recién en 1955 por Bruce Hamon y Neil Brown. El CTD mide la temperatura a través de un termómetro de resistencia, mientras que las medidas de profundidad se hacen con un sensor de presión. El CTD es sumergido en una caja protectora y en general se lo usa en conjunto con otros instrumentos como una roseta de botellas Niskin para recolectar muestras de agua en diferentes profundidades a los efectos de medir sus propiedades químicas (figura 1). Una vez en el agua el CTD transmite en tiempo real, a través de un cable, los datos de las propiedades físicas del agua de mar a la

computadora del barco.

Durante el Año Internacional de la Geofísica en 1957-1958 la cooperación entre varios países permitió realizar medidas sobre grandes dominios oceánicos y no restringirse únicamente a una de las cuencas. Como se menciona más arriba, durante este año, por ejemplo, se encontró que las anomalías de temperatura de superficie del mar asociadas al fenómeno de El Niño (justo ocurrió un evento en 1957!) cubrían una región mucho mayor del océano Pacífico que lo que se pensaba. Este descubrimiento permitió a Jacob Bjerknes conectar cambios en los vientos alisios con cambios en la temperatura de superficie del mar en el Pacífico este, convirtiéndose más tarde El Niño en el primer ejemplo claro de la importancia de la circulación oceánica en el sistema climático.

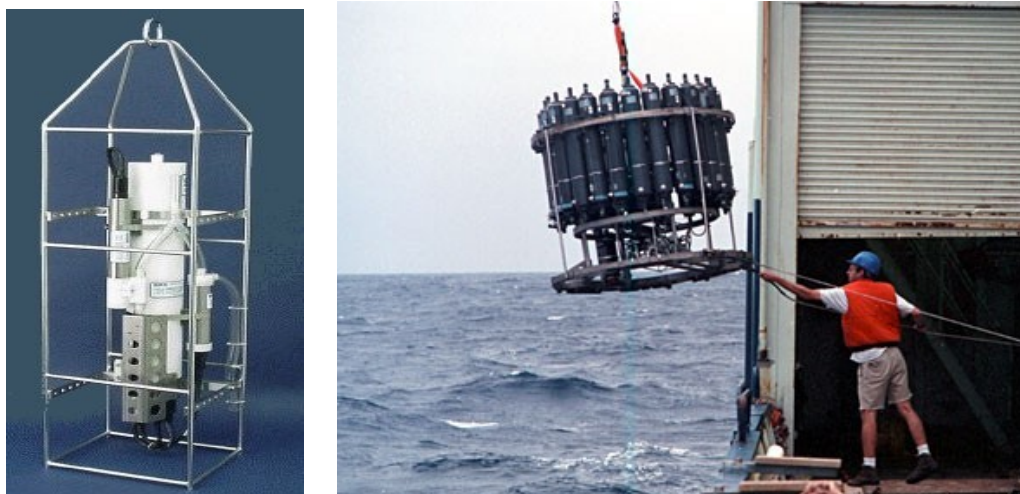


Figura 1

El World Ocean Circulation Experiment (WOCE), operacional desde 1985 a 1995, tuvo como finalidad medir, describir, modelar y comprender la circulación oceánica global. Se realizaron muchísimos transectos midiendo temperatura y salinidad en todos los océanos, muchos de los cuales fueron repetidos para determinar variaciones de largo plazo en estas variables. Los datos están disponibles en el sitio web <http://whpo.uscd.edu/> y pueden ser analizados usando el Ocean Data View software o el Java Ocean Atlas. La componente de modelación del programa dió lugar a una serie de modelos de circulación general oceánica que están disponibles para la comunidad.

Otros programas internacionales donde el estudio de los océanos forma parte integral fueron el TOGA (Tropical Ocean Atmosphere Program), PIRATA, RAMA y el CLIVAR (Climate Variability) que aún están funcionando. El primer satélite para investigación oceanográfica, el SEASAT, fue lanzado en 1978 y, aunque estuvo en funcionamiento sólo por un mes, se realizaron importantes medidas de la topografía de la superficie del mar usando altimetría con radar. Hoy día se realizan medidas de la altura de superficie del mar (TOPEX, ERS), concentración de clorofila en superficie (SeaWiifs) y temperatura de superficie del mar (AVHRR) en forma rutinaria y con cobertura global. Estos datos están disponibles para la comunidad, por ejemplo en <http://topex-www.jpl.nasa.gov/>.

En las últimas décadas se ha venido dando pasos para un sistema de monitoreo global de los océanos. Por ejemplo, ARGO es un programa que consiste en mas de 3000 boyas a la deriva que miden temperatura y salinidad de 0 a 2000 m de profundidad (ver Figura 28). Esto permite, por primera vez, el monitoreo global y continuo de temperatura, salinidad y velocidad de las corrientes de los océanos globales. Desde 2017 algunas de estas boyas son también capaces de medir variables biogeoquímicas. Los datos son transmitidos por cada boya y disponibles al público muy rápidamente (<http://www.argo.ucsd.edu/>).

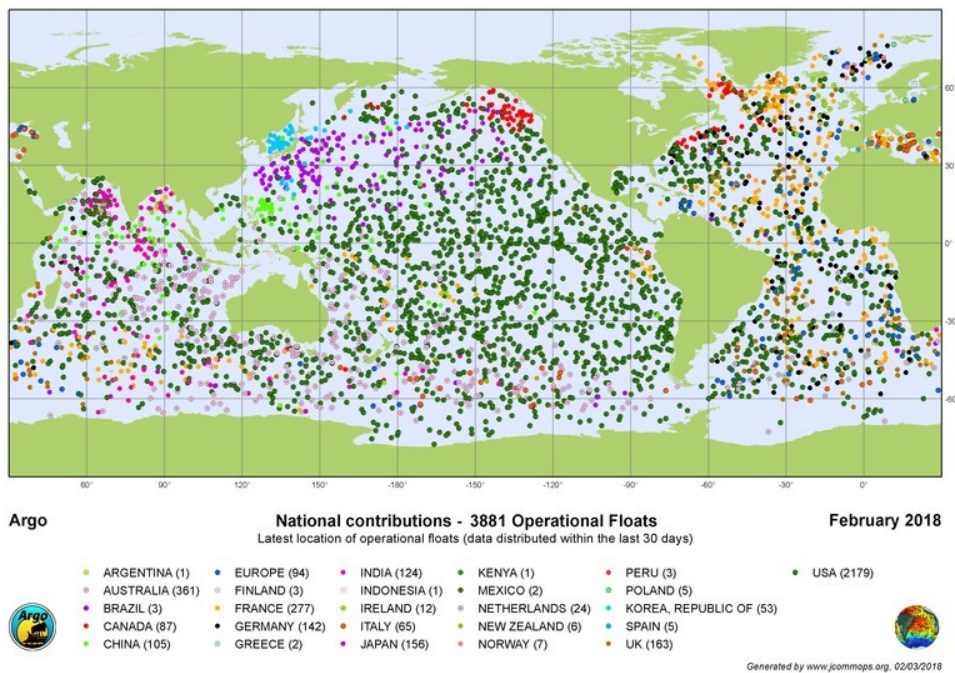
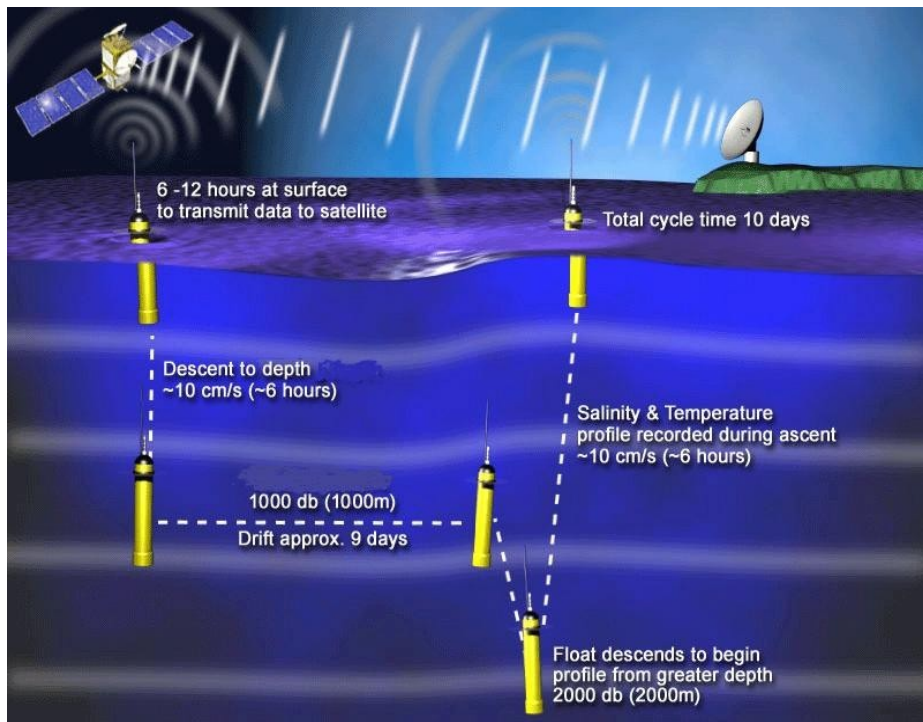


Figura 2 – Esquema de operación de una boya ARGO y cobertura espacial en febrero de 2018.

En general, existen varias metodologías para medir corrientes: directas e indirectas. Una forma directa de medir corrientes es a través de la velocidad de un objeto que se mueve con la corriente usando, por ejemplo, un sistema de monitoreo satelital para saber la ubicación del objeto con el tiempo. Las boyas ARGO son un ejemplo de estos instrumentos lagrangianos, que pueden inclusive posicionarse en un nivel dado de densidad (figura 2).

Medidas directas de corrientes pueden también realizarse con un correntómetro sujeto a una cuerda en la columna de agua, lo cual mide la velocidad euleriana. El correntómetro consiste en un rotor para medir la velocidad y una veleta para medir la dirección del flujo (figura 3).

En los últimos años se ha empezado a medir corrientes usando instrumentos acústicos que miden la velocidad del agua por medio del efecto Doppler (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP). Este instrumento usa pulsos de sonido y cambios en la frecuencia al ser reflejado por partículas suspendidas en el agua: la frecuencia del pulso aumenta si el agua se acerca y disminuye cuando el agua se aleja.

La forma indirecta para medir corrientes en la columna de agua usa medidas hidrográficas de temperatura y salinidad y se basa en la relación geostrofica entre corrientes y presión. Las corrientes de superficie pueden a su vez ser estimadas mediante el uso de altimetría por satélites, también basado en el equilibrio geostrofico entre corrientes y altura de nivel del mar (ver mas adelante).

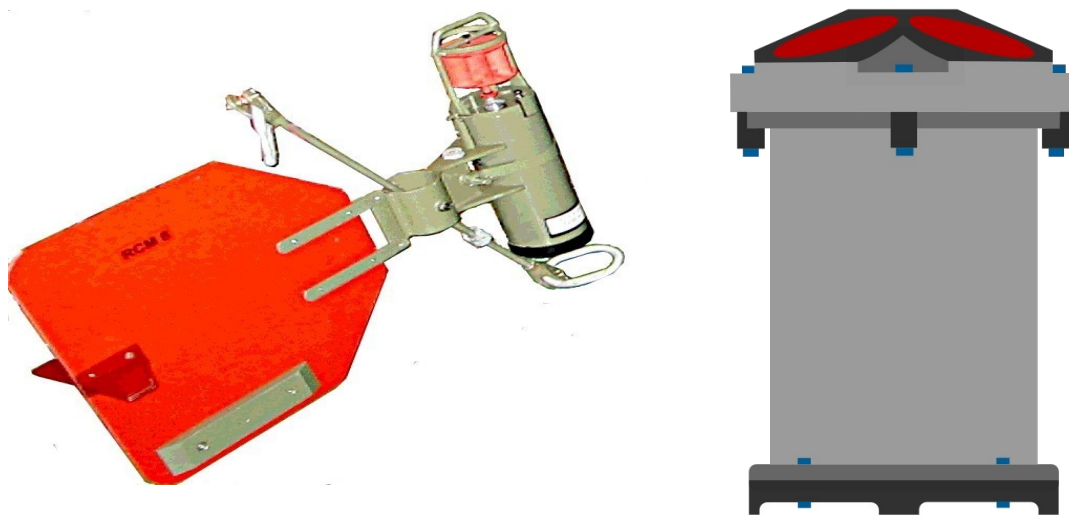


Figura 3 – Correntómetro de rotor (izquierda) y Acoustic Doppler Current Profiler (derecha).

La circulación oceánica es forzada fundamentalmente por los vientos y los flujos de calor en superficie (dejando de lado el forzante astronómico de las mareas). En un primer acercamiento es conveniente dividir la circulación oceánica en dos componentes: la circulación forzada por el viento y la circulación termohalina. La primera es directamente forzada por los vientos en superficie, mientras que en el caso de la segunda variaciones en la densidad debido a la distribución de T y S juegan el rol mas importante. Así, para la circulación termohalina son fundamentales el intercambio de calor y masa con la atmósfera.

Circulación forzada por el viento

La figura 4 muestra un esquema de las corrientes superficiales y los vientos en superficie. Lo primero a notar es que las corrientes en superficie siguen los patrones de vientos medios; en particular hay corrientes hacia el oeste en el ecuador y hacia el este en latitudes medias lo cual da

lugar a los “giros” subtropicales (antihorarios en el H.S. y horarios en el H.N.) en los océanos Atlántico y Pacífico, así como a giros subpolares.

La forma en que los vientos generan estas corrientes es bastante mas complicada que simplemente suponer que son producto directo del esfuerzo de los vientos sobre la superficie oceánica. Si ese fuera el caso se esperaría que la intensidad de las corrientes y su dirección estuvieran directamente correlacionadas con los vientos y eso no ocurre; los giros oceánicos son asimétricos. Las corrientes en las margenes oeste de los océanos son muy intensas y profundas, como por ejemplo, las corrientes del Golfo y Kuroshio en el hemisferio norte, y en menor medida la corriente de Brazil y la de Agulhas en el hemisferio sur. Por el contrario las corrientes en los bordes este de los océanos son mas débiles, como por ejemplo las corrientes del Perú y de California. En nuestra región, cerca de los 38°S convergen las corrientes de Brasil (cálida) con la corriente de Malvinas (fría) en la llamada Zona de Confluencia. La convergencia de las corrientes genera inestabilidades oceánicas que dan lugar a remolinos o anillos oceánicos teniendo como resultado una región de gran variabilidad espacial y temporal.

Es bueno resaltar que las corrientes no son estacionarias y constantes en el tiempo. Mientras que siempre existen las corrientes mas importantes, la intensidad y dirección de las mismas cambia constantemente en escalas de días, semanas y años. También se pueden desarrollar anillos que luego se separan de las corrientes principales. Como ejemplo se muestra el trayecto que recorrió una boya derivante en el Atlántico Sudoccidental (figura 5).

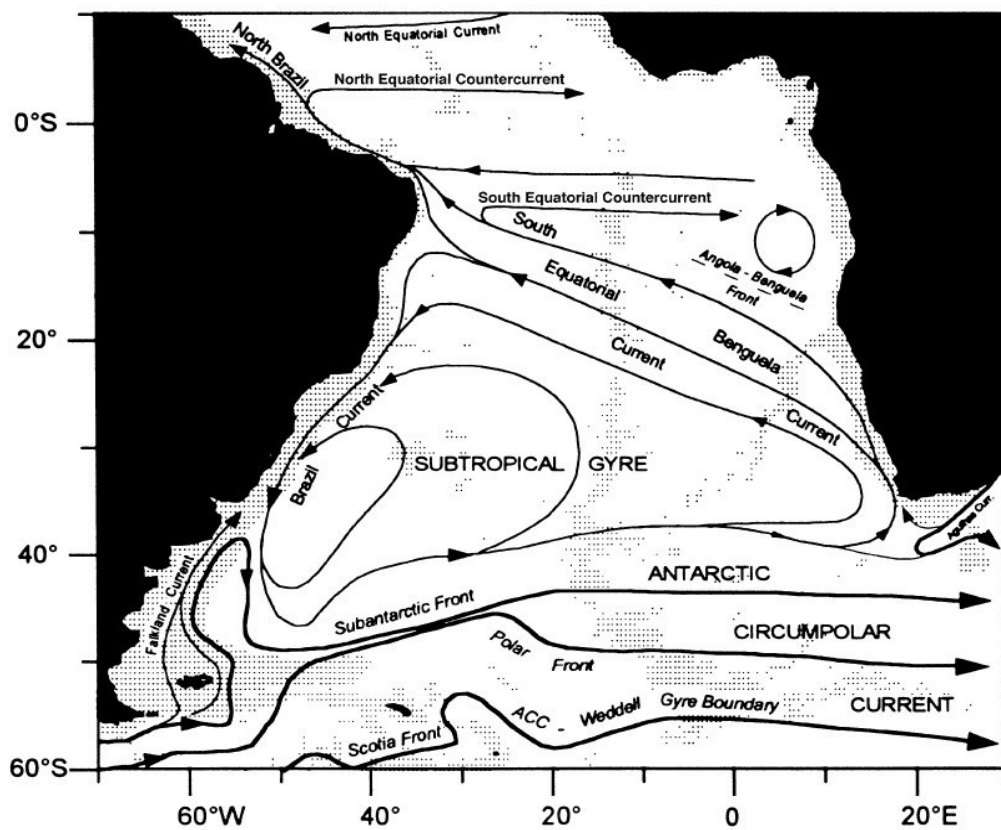
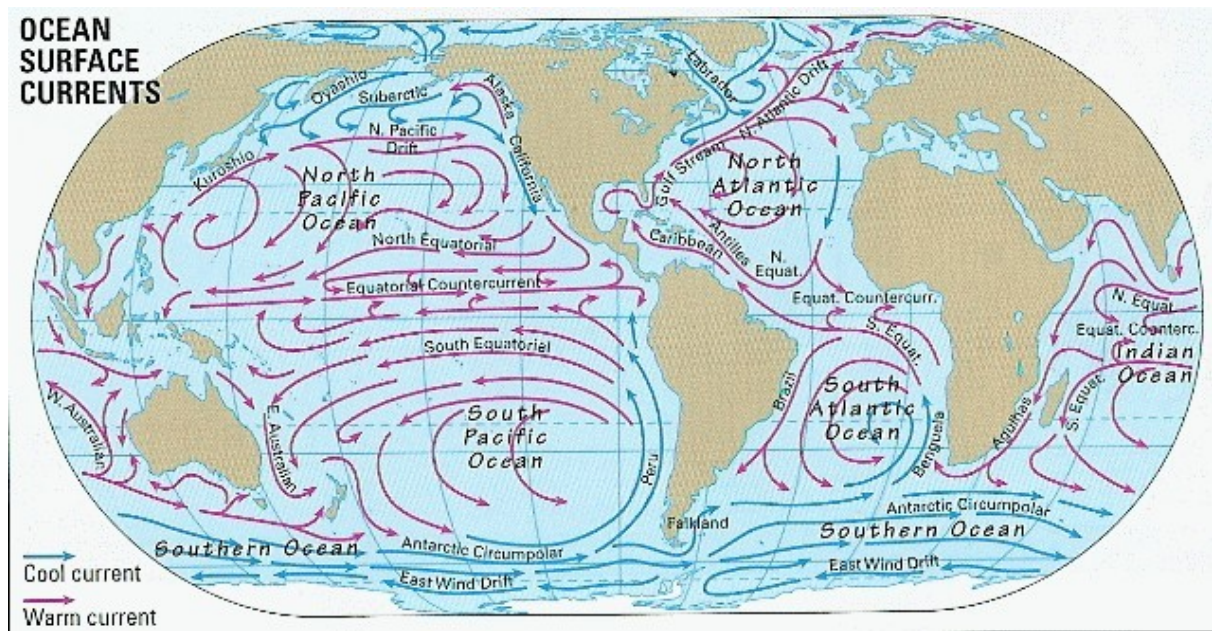


Figura 4– Esquema de corrientes en superficie (arriba), en el Atlántico sur (medio) y vientos medios anuales a 10 m de altura (abajo).

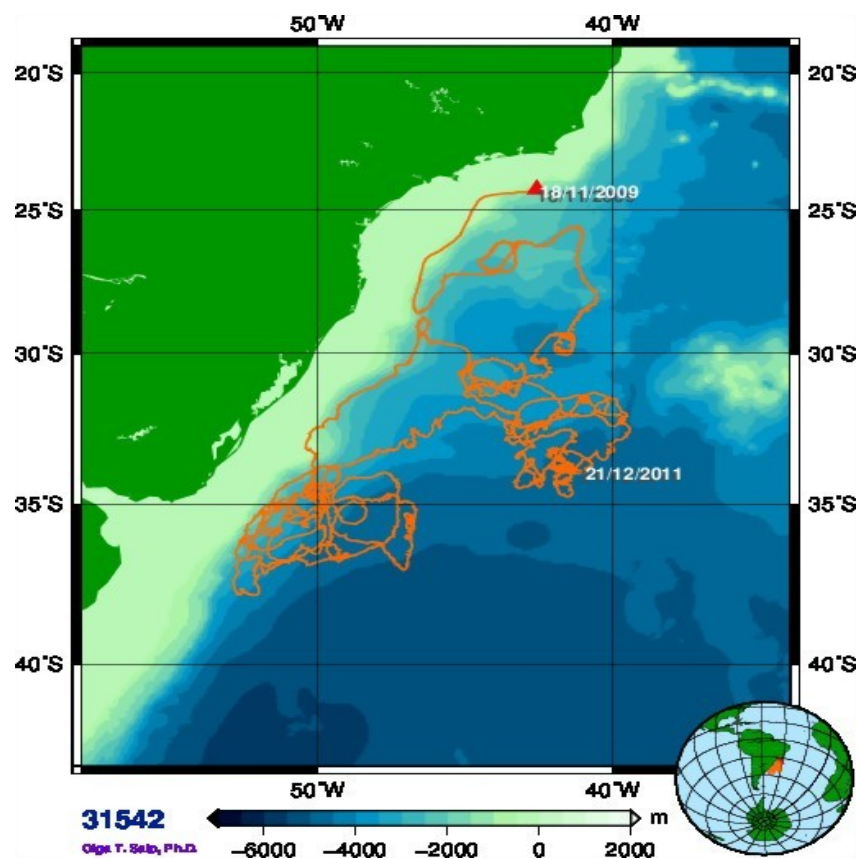
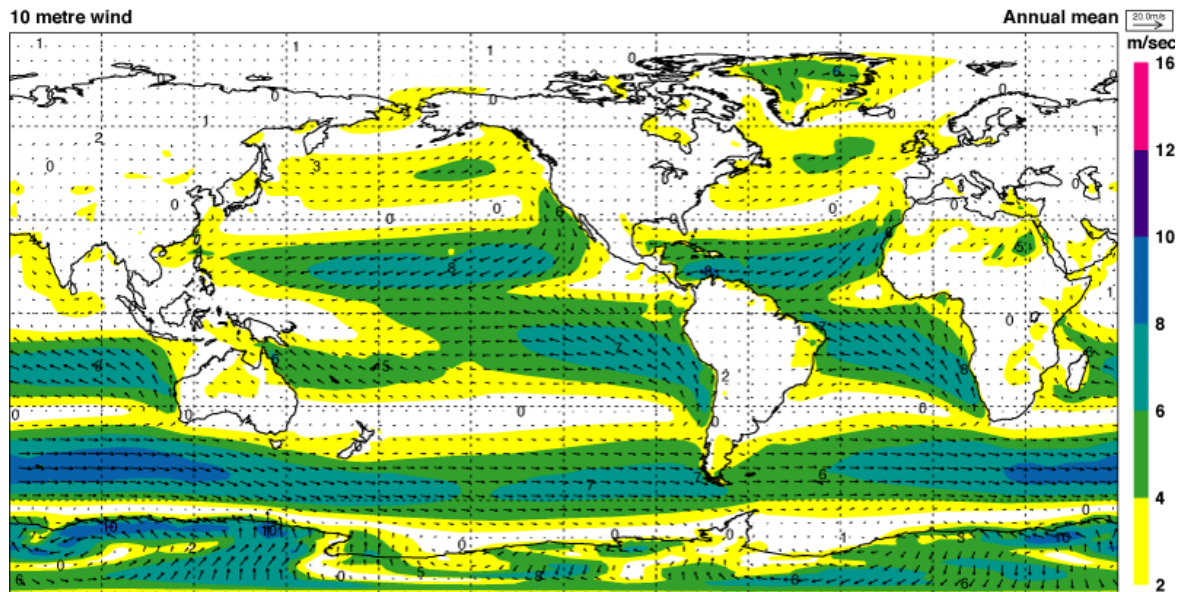


Figura 5 – Trayectoria de una boya lanzada el 18/11/2009 (triángulo rojo) hasta el 21/12/2011.

Para caracterizar la intensidad de las corrientes se usa el concepto de transporte de masa o de volumen (a diferencia de la atmósfera donde se habla de velocidades de los vientos). El transporte volumen es el flujo a través de una sección de área unidad por unidad de tiempo (ver figura 6)

$$\vec{Q} = \int \int \vec{u} \cdot \vec{n} dA$$

donde u es la velocidad horizontal y n es un versor normal al plano A . Por ejemplo para medir el transporte de la corriente de Brazil en 30°S se hace

$$\vec{Q} = \int \int_{z=0}^{z=2000m} \vec{u} \cdot \vec{n} dz dx$$

siendo x la distancia perpendicular a la costa.

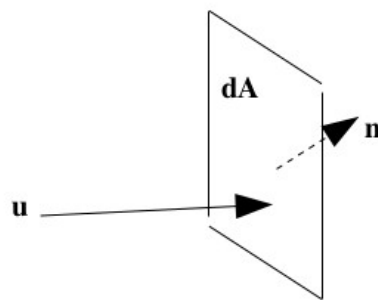


Figura 6 – Esquema de transporte de volumen

La tabla 1 muestra el transporte de volumen de las corrientes mas importantes medido en Sverdrup (Sv) donde 1 Sv = 106 m3/s.

De las corrientes de contorno oeste, la corriente del Golfo es la que transporta mayor volumen (88 Sv), seguida por la corriente de Agulhas. Notar que el ancho zonal de las corrientes es mucho mas pequeño que el ancho de la cuenca oceánica en todos los casos. En los lados este de las cuencas oceánicas existen corrientes mucho mas débiles que aquellas de contorno oeste y son generalmente mas anchas. Ejemplos estas corrientes son: la de California (12 Sv), de Canarias y de Benguela.

En la zona ecuatorial existen corrientes intensas tanto en el Pacífico como en el Atlántico: la corriente ecuatorial del sur y la corriente ecuatorial del norte. Cerca de 4°N existe la contracorriente ecuatorial que va en dirección contraria a los vientos de superficie.

Por ultimo, la Corriente Circumpolar Antártica es la corriente dominante en el hemisferio sur que atraviesa el océano Austral, en la única región del planeta donde el océano no tiene barreras meridionales. El transporte de esta corriente es cercana a los 140 Sv, el mayor de los océanos.

Transportes típicos de las mayores corrientes		
Corriente	Ubicacion	Valor
Agulas	31°S, Indico	70 Sv
Golfo	26°N, Atlantico	32 Sv
Golfo	38°N, Atlantic	88 Sv
Brazil	28°S, Atlantic	22 Sv
Kuroshio	25°N, Pacifico	22 Sv
Kuroshio	33°N, Pacifico	57 Sv
Este de Australia	30°S, Pacifico	22 Sv
CCA	150°E, Austral	147 Sv
CCA	60°E, Austral	137 Sv

Tabla 1 – Transporte de volumen de algunas corrientes

Dinámica de Ekman

¿Cómo fuerzan los vientos el movimiento oceánico? Cerca de la superficie oceánica, en la capa límite, los vientos ejercen un esfuerzo directo sobre el océano a través de la fricción. Esa dinámica genera una respuesta oceánica en una capa de espesor de unos 3070 m, llamada capa de Ekman donde el balance de fuerzas en la dirección horizontal se da entre las fuerzas de fricción y de Coriolis. El comportamiento estacionario de las corrientes en la capa de Ekman (u_E, v_E) se muestra en la figura 7 y consiste en una espiral con velocidades menores a medida que descendemos en la columna de agua. En superficie la corriente forma 45° con la dirección del viento, siendo el sentido del giro dependiente del hemisferio: a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur.

Si integramos verticalmente las corrientes en la capa de Ekman encontramos el transporte de Ekman. Este transporte es siempre perpendicular a la dirección de los vientos siendo hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur (figura 8). La expresión matemática del transporte de Ekman (U_E, V_E) es

$$U_E = \int_{-\infty}^0 u_E(z) dz = \frac{1}{\rho_0 f} \tau_y$$

$$V_E = \int_{-\infty}^0 v_E(z) dz = \frac{-1}{\rho_0 f} \tau_x$$

donde $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ es el esfuerzo de los vientos medido en N/m². El esfuerzo de los vientos es la fuerza tangencial que realizan los vientos sobre la superficie oceánica. La densidad $\rho_0 = 1025$ kg/m³ se considera constante, y f es el parámetro de Coriolis.

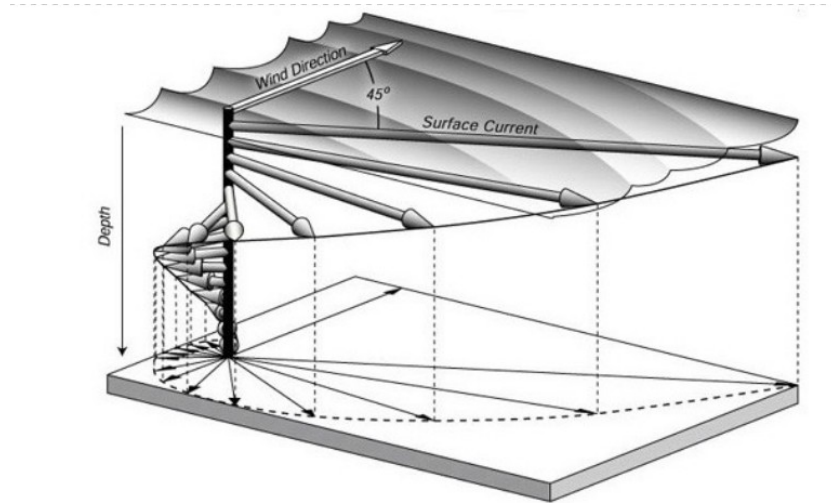


Figura 7 – Espiral de Ekman en el hemisferio norte.

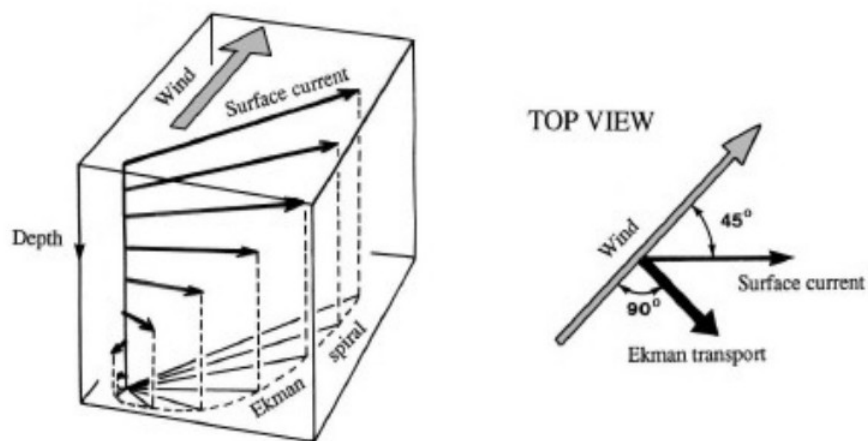


Figura 8– Transporte de Ekman en el hemisferio norte.

El transporte de Ekman depende de los vientos en superficie y como los vientos varían espacialmente, también lo hará el transporte ($U_E(x,y), V_E(x,y)$). ¿Pero que pasa si el transporte varía horizontalmente? Supongamos que tenemos la situación mostrada en la figura 9 con vientos paralelos pero con sentido opuesto en el HN. Como el transporte neto inducido por los vientos es perpendicular, los casos mostrados en la figura puede dar lugar a convergencia o divergencia en el transporte. En el caso que se tiene convergencia, como el agua no puede subir, deberá descender hacia el interior oceánico (“bombeo de Ekman”). El bombeo de Ekman se puede calcular en dos pasos. Primero calculamos la divergencia del transporte de Ekman.

$$\nabla \cdot \mathbf{U}_E = \left(\frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \right) = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{\rho_0 f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{\rho_0 f} \right) \right]$$

y luego por continuidad de masa, esa divergencia debe ser igual a la velocidad vertical w_E generada por las variaciones espaciales del transporte de Ekman. O sea

$$w_E = \frac{1}{\rho_0} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{f} \right) \right]$$

donde la densidad se saca para fuera de las derivadas pues se considera constante. Por lo tanto, teniendo el campo de vientos en superficie es posible calcular las regiones del océano donde existe movimiento vertical a la profundidad de la capa de Ekman.

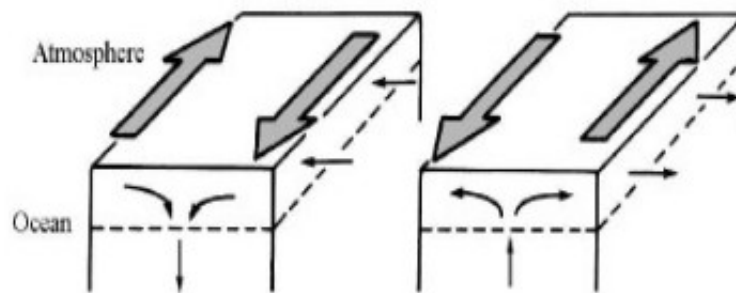
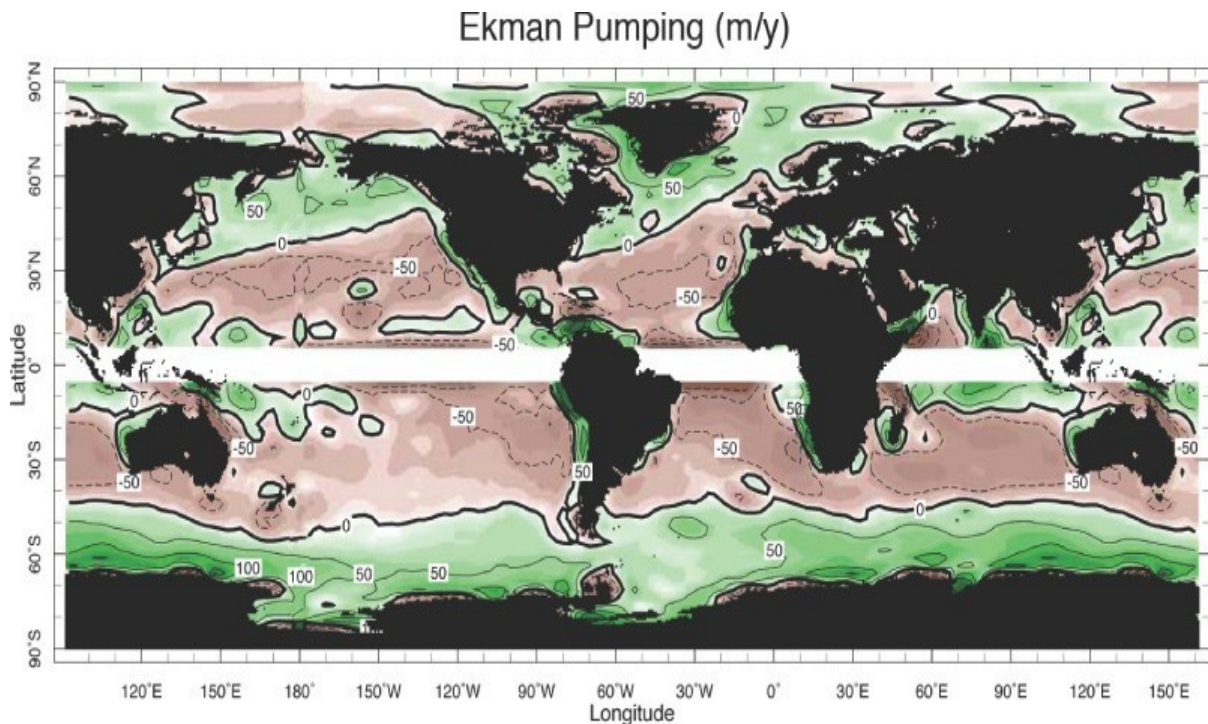


Figura 9 – Panel izquierdo (derecho) muestra la situación de convergencia (divergencia) en el transporte de Ekman. Caso para el HN. La profundidad de la capa de Ekman se muestra con una línea punteada.

Usando los vientos de la figura 30 en la ecuación para el bombeo de Ekman (w_E) se obtiene el mapa de la figura 10. La figura muestra grandes regiones subtropicales de descenso y regiones subpolares con ascenso de agua. Notar que las velocidades son muy pequeñas.



Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.

Figura 10 – Velocidades verticales negativas en gris, positivas en verde.

En las costas oestes de los continentes la figura 36 muestra regiones de ascenso. ¿Por que? Como consecuencia del transporte de Ekman cuando soplan vientos en forma paralela a la costa puede ocurrir el fenómeno de afloramiento costero. Debido a la existencia del anticiclón semipermanente en el Pacífico subtropical soplan vientos del sur a lo largo de la costa de Peru. Por dinámica de Ekman esos vientos inducirán un transporte hacia la izquierda de tal forma que el agua en superficie se trasladará hacia el oeste lejos de la costa. Esta agua sólo puede ser reemplazada por agua que está por debajo de la capa de Ekman: el afloramiento (figura 11). Dado que las aguas que emergen son frías, el afloramiento da lugar a una región de aguas frías en la superficie a lo largo de la costa (figura 12). Estas aguas frías modulan el clima regional de tal forma que esta regiones tienden a tener niebla, nubes bajas en forma de stratos, y una atmósfera muy estable con poca convección y lluvia.

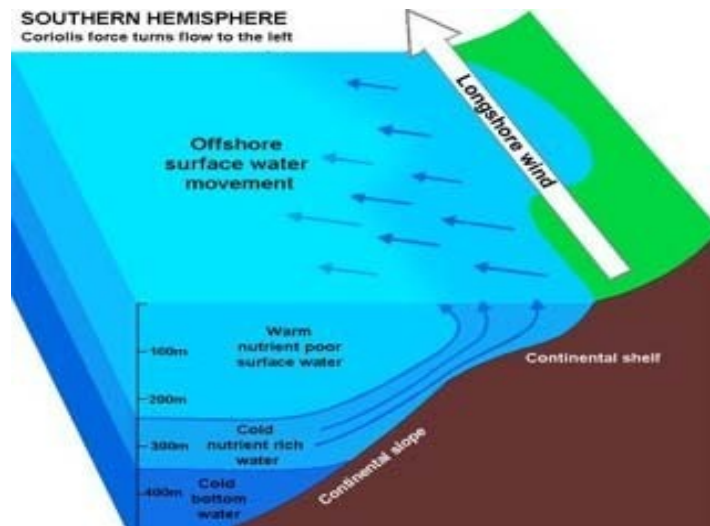


Figura 11 – Esquema de afloramiento costero en el H.S.

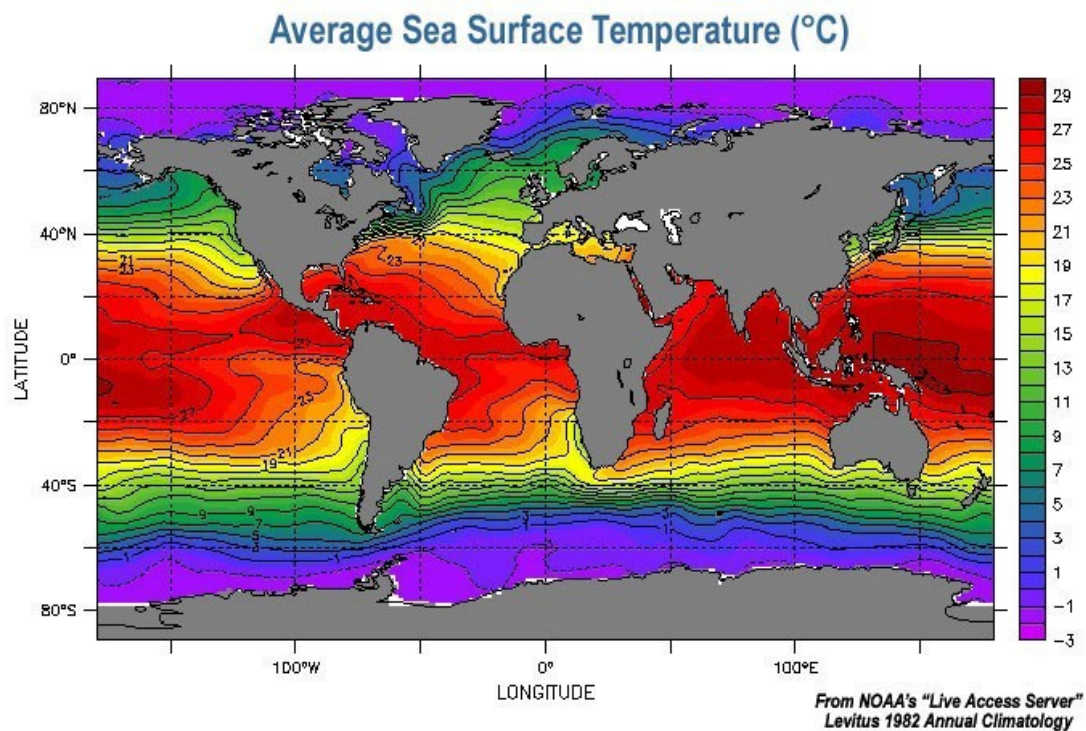


Figura 12 – Temperatura media anual de superficie del mar.

El agua que aflora no es sólo mas fría que la de superficie sino que también tiene una mayor concentración de nutrientes. Los nutrientes fertilizan al fitoplancton aumentando la productividad primaria en la capa límite la cual se transfiere a lo largo de la cadena trófica. Así, las regiones con afloramiento costero son aguas muy productivas y donde se encuentran las zonas pesqueras mas importantes a nivel mundial: Peru, California, Somalia, Marruecos y Namibia (figuras 13, 14).

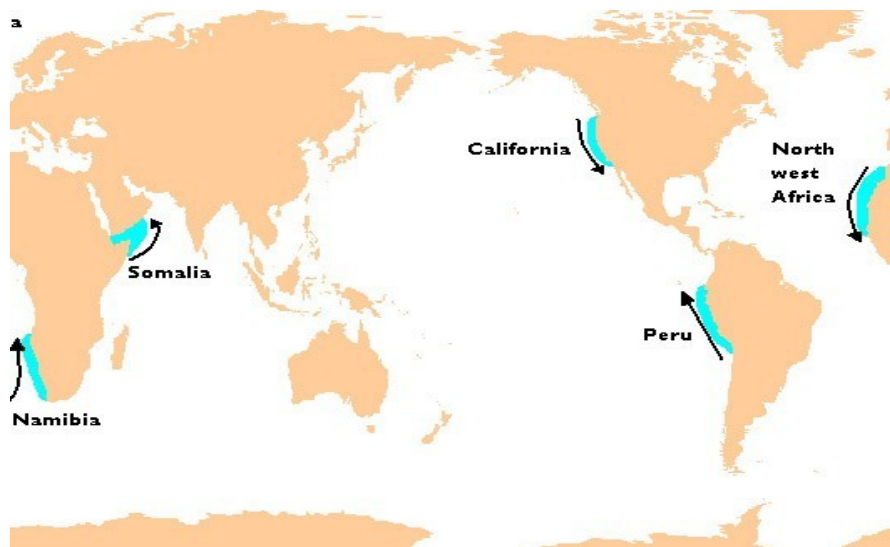


Figura 13- Principales regiones de afloramiento costero

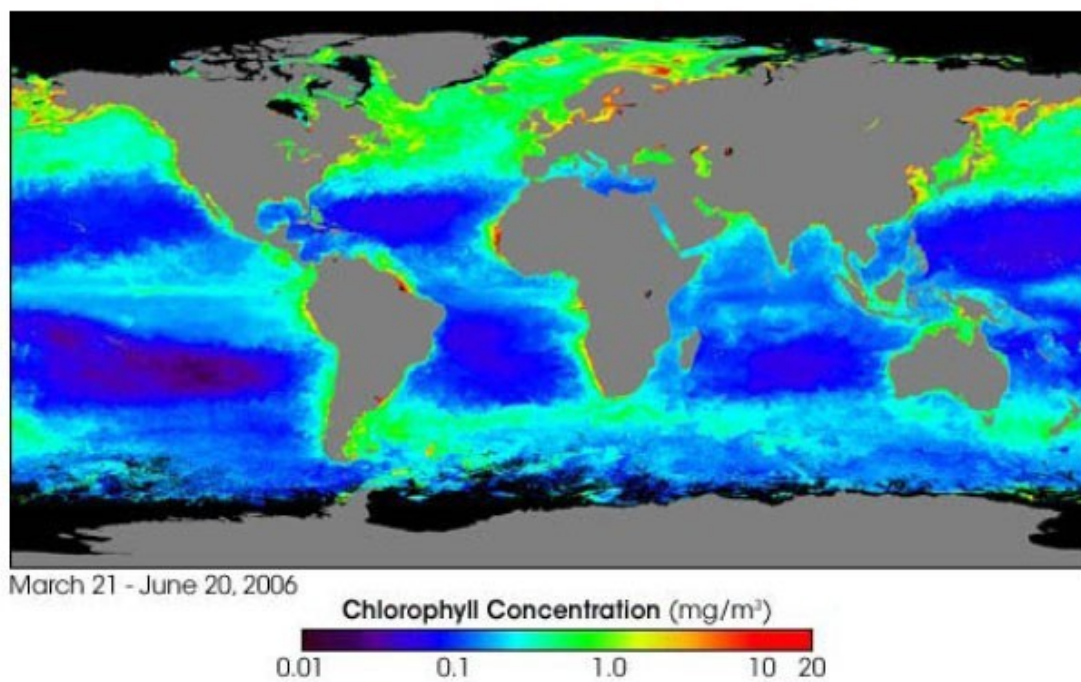


Figura 14 – Concentración de clorofila en el océano durante primavera boreal.

En la region ecuatorial no vale la expresión que encontramos para el bombeo de Ekman pues el parámetro de Coriolis $f=0$. No obstante, existe afloramiento debido al esfuerzo de los vientos alisios y al cambio de signo de la fuerza de Coriolis. Un poco al sur del ecuador la fuerza de Coriolis no es nula y desvía las corrientes inducidas por los vientos alisios hacia el sur, mientras que un poco al

norte del ecuador lo hace hacia el norte. Así el ecuador es una zona de divergencia en superficie y este vacío debe ser llenado con aguas subsuperficiales mas frías y con mas nutrientes (figura 15).

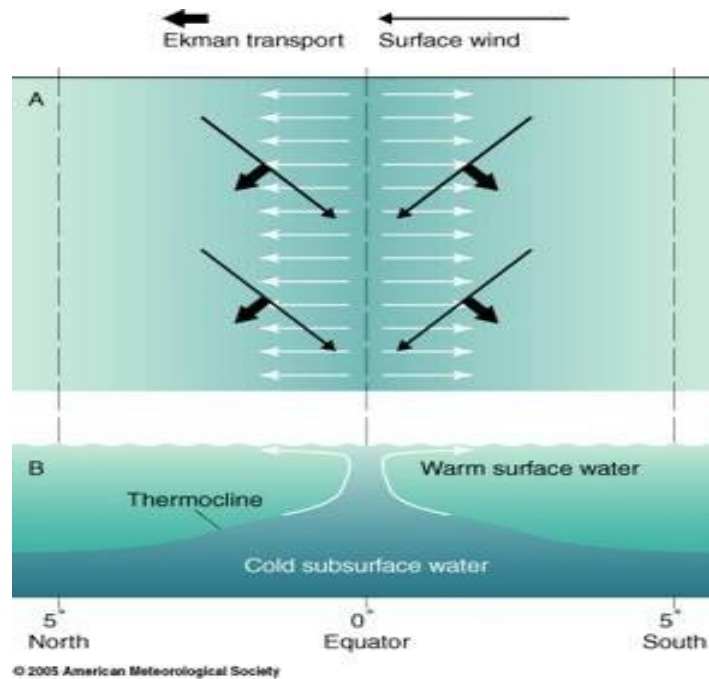


Figura 15 – Afloramiento ecuatorial.

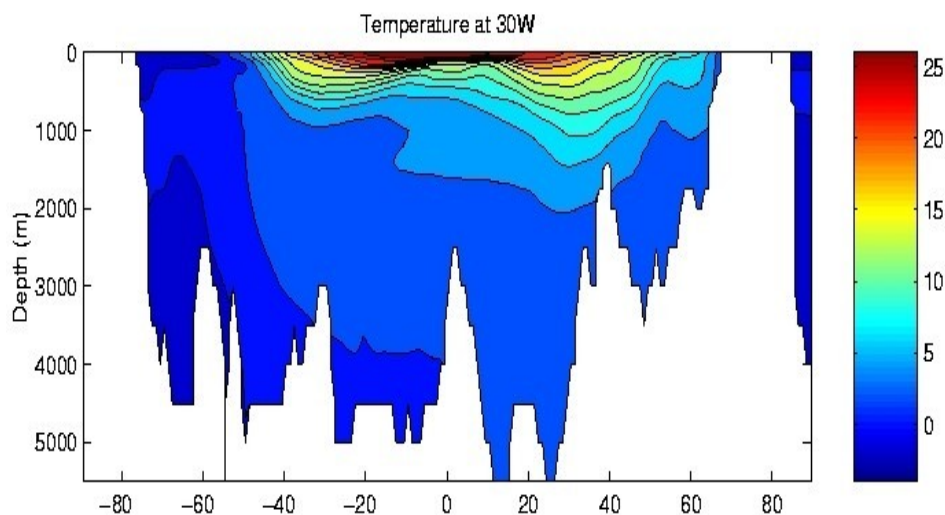


Figura 16

Si promediamos en la dirección longitudinal los valores del bombeo de Ekman de la figura 10 en el océano Atlántico podemos explicar en parte la estructura vertical de temperatura observada (figura 16), donde se destaca la existencia de la termoclina que es mas profunda en los subtrópicos (bombeo hacia abajo) que en la región ecuatorial (surgencia).

Nivel del mar y corrientes geostróficas en superficie

La dinámica de Ekman juega un rol importante en la existencia de los giros oceánicos que se observan en la figura 30. Consideremos la cuenca del Atlántico sur. De acuerdo a la figura 30 los vientos al norte de 30°S son hacia el noroeste (los alisios) y al sur de 30°S son hacia el este. Por lo tanto el transporte de Ekman al norte de 30°S es hacia el suroeste, mientras que al sur de 30°S es hacia el norte, generando una convergencia cerca de los 30°S. Así, el transporte de Ekman causa una acumulación de agua en 30°S, elevando el nivel del mar mas de 0.5 m (figura 43). En otras regiones subtropicales actúa el mismo proceso y eleva la altura del nivel del mar en mas de 1m (figura 17).

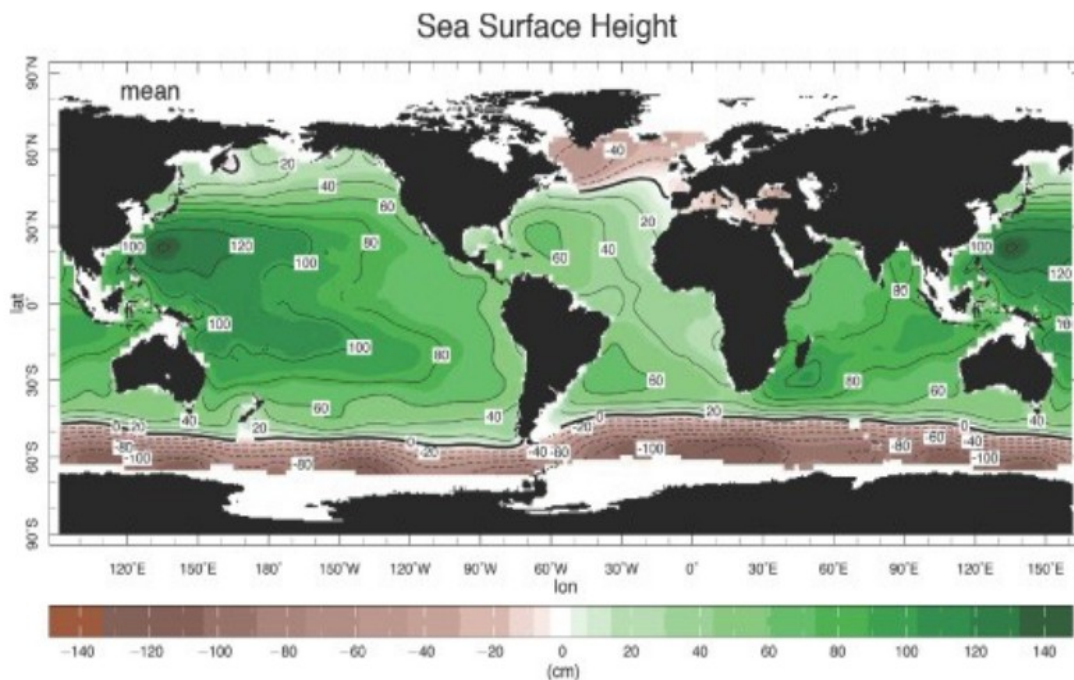


Figura 17

Pero, a mayor altura de la columna de agua es esperar mayor presión. Así, la fuerza gradiente de presión horizontal intenta sacar el agua del centro hacia afuera, pero, al igual que ocurre en la atmósfera, el agua es desviada por la fuerza de Coriolis y las corrientes resultantes tenderán hacia el equilibrio geostrófico. En este equilibrio, al igual que en la atmósfera, las corrientes giran alrededor del centro de alta presión (nivel del mar alto) en sentido antihorario en el hemisferio sur. Este proceso genera así corrientes que tienden a seguir la dirección de los vientos en superficie, pero no son consecuencia directa del arrastre de los mismos. Esto ocurre en todas las cuencas generando los giros oceánicos subtropicales y subpolares.

Veremos a continuación que conociendo la altura del nivel del mar es posible calcular las corrientes geostróficas. Para ello recordemos primero que al igual que la atmósfera, en el océano vale el balance hidrostático en la dirección vertical, o sea que

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_o g$$

Si consideramos que las corrientes horizontales (u_g, v_g) están en equilibrio geostrófico, vale

$$v_g = \frac{1}{f \rho_0} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$u_g = \frac{-1}{f \rho_0} \frac{\partial p}{\partial y}$$

y podemos relacionar la presión con la altura del nivel del mar η usando la ecuación hidrostática, según

$$dp = \rho_0 g d\eta$$

ya que a mayor elevación, mayor presión. Sustituyendo encontramos las expresiones para las corrientes geostróficas en superficie en función de la altura del nivel del mar

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$u_g = \frac{-g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

Esas expresiones dicen que la intensidad de las corrientes geostróficas son proporcionales a la pendiente en la altura del nivel del mar (figura 18). Por lo tanto corrientes intensas, como la del Golfo o Kuroshio estarán asociadas a cambios abruptos en la altura del mar.

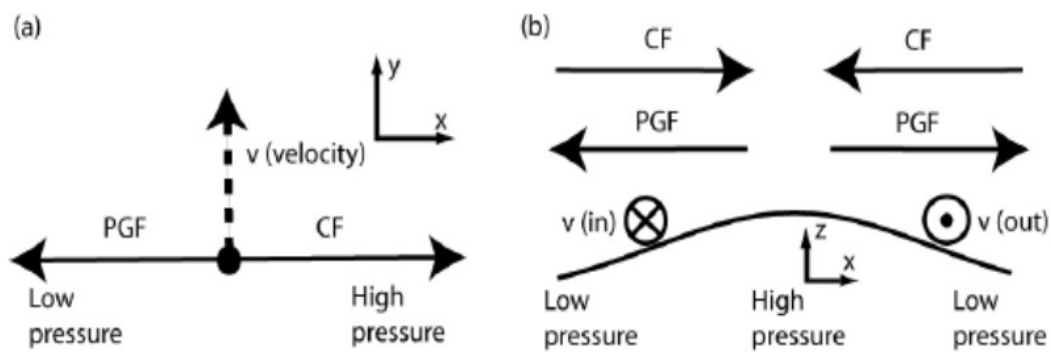


Figura 18 – Esquema de la relación entre altura del nivel del mar y corrientes geostróficas (H.N.).

Hoy día es posible calcular las corrientes en superficie usando medidas de altimetría por satélites. Desde hace unos años los satélites han comenzado a proveer mediciones directas de las variaciones en la altura del nivel del mar. Usando geostrofismo es posible así calcular las corrientes, de la misma forma que calculamos los vientos. Por ejemplo, el nivel del mar es más alto en la porción oeste de las cuencas oceánicas, marcando la existencia de los giros, como mencionamos arriba. A su vez, se ve que el gradiente de altura es mayor cerca de las costas oestes. Asociando un mayor nivel del mar a una alta presión, podemos deducir la existencia de las intensas corrientes en las costas oestes subtropicales que viajan hacia los polos y las débiles corrientes que viajan hacia el ecuador en el lado este de las cuencas (figura 19).

En vista de lo anterior en superficie las corrientes totales serán entonces la suma de las corrientes geostróficas y las corrientes de Ekman. Un ejemplo se muestra en la figura 45 donde claramente se ve la predominancia de las corrientes geostróficas. Las corrientes de Ekman responden en escalas de días a los vientos generando cambios en el nivel del mar y las corrientes geostróficas asociadas. Por debajo de la capa de Ekman las corrientes son fundamentalmente geostróficas.

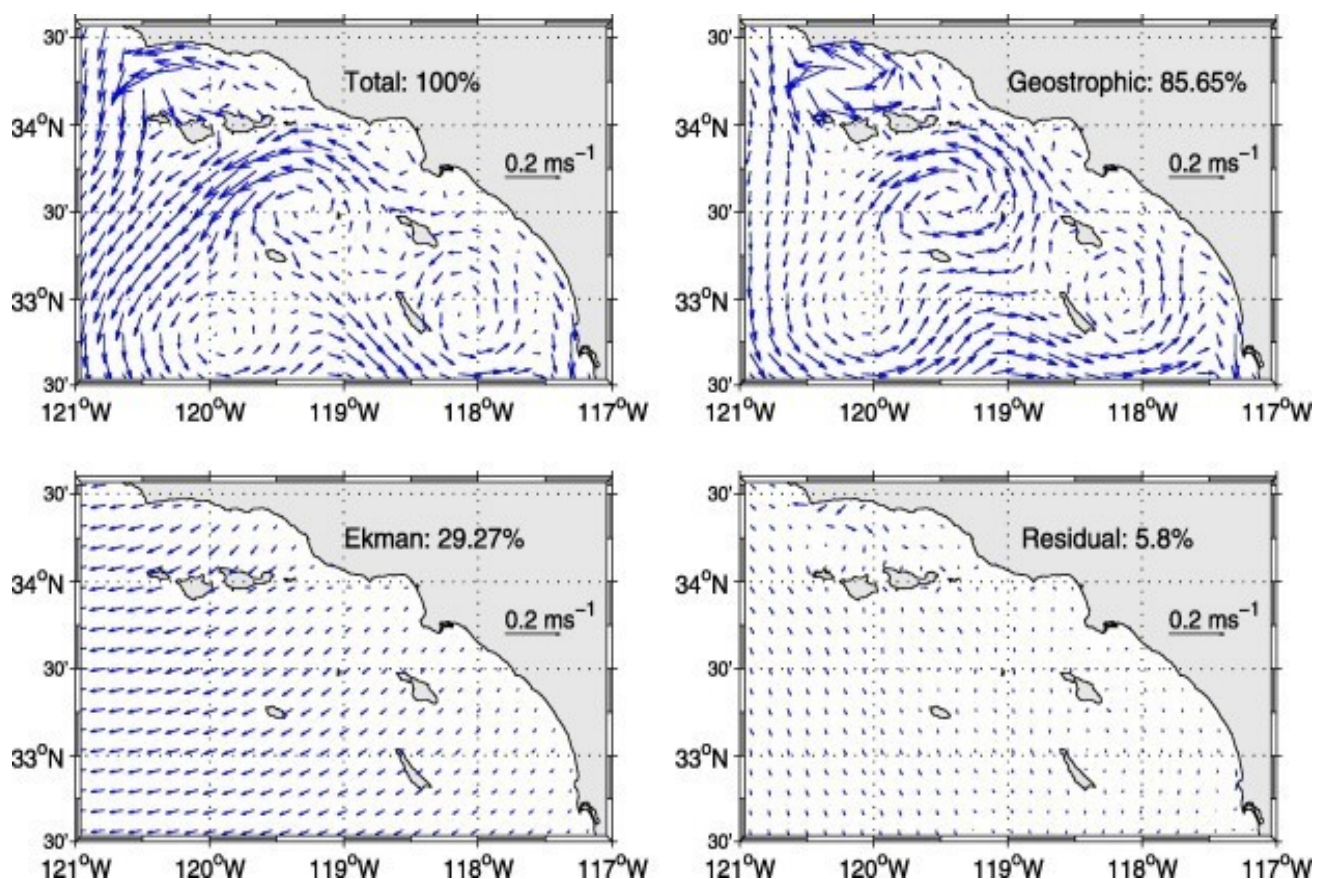


Figura 19 – Descomposición de la corriente total en componentes geostrófica (85%) y de Ekman (19%), (Dong et al 2009).

La altura del nivel del mar es 50 cm mayor en el Pacífico ecuatorial oeste que en el este debido al arraste realizado por los vientos alisios. Fuera del ecuador la fuerza de Coriolis impide que el agua fluya de mayor a menor altura (presión). No obstante, sobre el ecuador, donde la fuerza de Coriolis se vuelve despreciable es posible para el agua desplazarse de mayor a menor presión. No obstante, los vientos que prevalecen en el ecuador, los alisios, van de este a oeste y, como dijimos antes, conducen el agua en esta dirección. Por lo tanto, la corriente ecuatorial que fluye de oeste a este ocurre por debajo de la superficie. Esta corriente, llamada Corriente Subsuperficial Ecuatorial es comparable en intensidad a la corriente del Golfo. Fluye justo por debajo de la superficie, teniendo su máximo a una profundidad de 100 m. Su ancho es de sólo 200 km, pero se extiende a lo largo de los 15.000 km de extensión del Pacífico (figura 20).

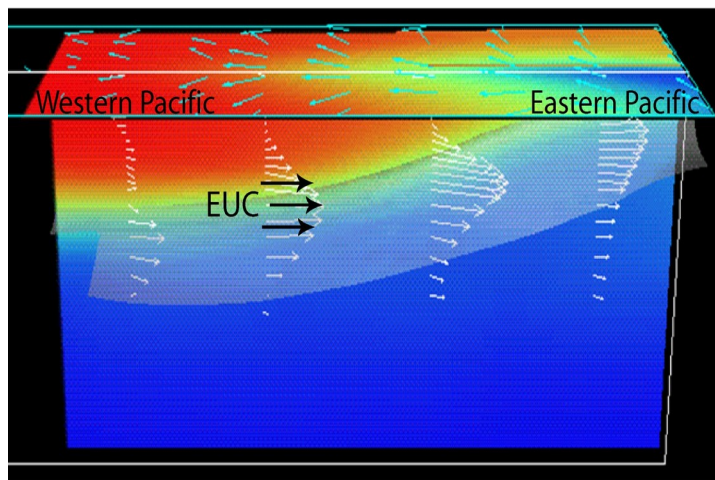


Figura 20 – Transecta a lo largo del Pacífico ecuatorial. EUC=Equatorial Undercurrent.

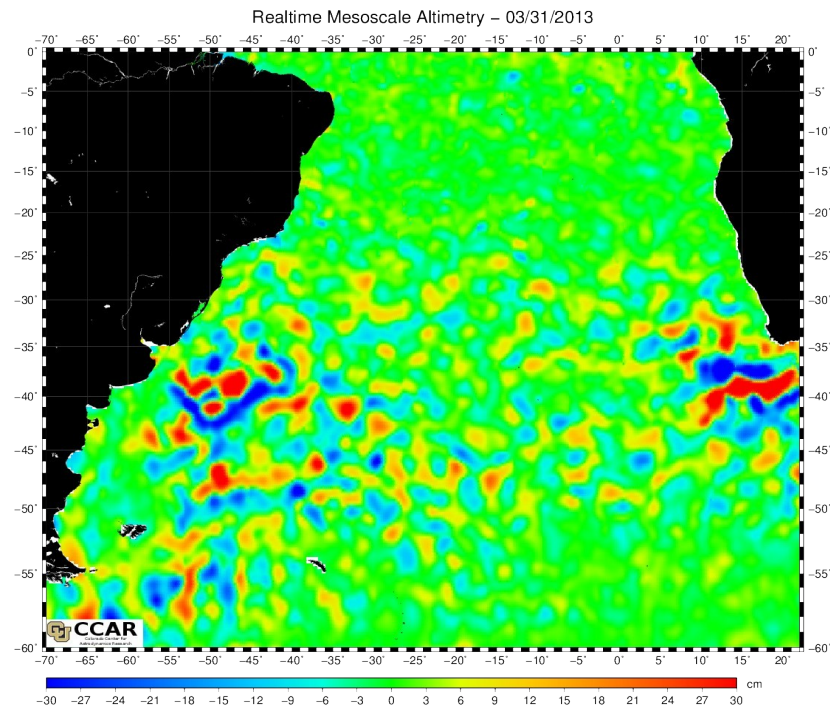


Figura 21– Anomalías de nivel del mar el 31/3/2013

(http://argo.colorado.edu/~realtime/global_realtime/geovel.htm).

Las desviaciones del nivel del mar con respecto a su climatología permiten observar cuan dinámico es el océano. Por ejemplo, la figura 21 muestra el campo de anomalías de nivel del mar para el 31/3/2013 en el Atlántico Sur. La región de la Confluencia Brasil-Malvinas se aprecia muy claramente caracterizada por la existencia de anillos de diferente tamaño.

Recordando que las anomalías de altura de nivel del mar se pueden asociar a anomalías de presión, se puede usar la relación geostrófica para calcular las corrientes geostróficas anómalas en superficie. Por ejemplo, el máximo relativo de altura de nivel del mar entre [37S-40S, 50W-45W] tendrá asociado corrientes en sentido antihorario alrededor del centro.

Circulación termohalina

Para estudiar la circulación termohalina es necesario considerar las variaciones de densidad con la temperatura y la salinidad. Las variaciones de temperatura las vimos antes pero, ¿qué es la salinidad y cómo se distribuye en el océano?

La salinidad se define como la cantidad de sales minerales disueltas en el agua. En el océano es de cerca de 35 g por litro, por lo que se dice que tiene una salinidad $S=35$ en promedio. La salinidad no tiene unidades, pero a veces se usa la “practical salinity units” (psu). La figura 22 muestra la distribución media de salinidad en superficie. Se observan máximos subtropicales y mínimos ecuatoriales en el campo de salinidad... ¿por qué? Para responder notemos que la distribución de salinidad está acoplada en forma fundamental con los patrones de evaporación, precipitación y descarga de agua dulce por ríos y derretimiento de los hielos. Se observa también que la salinidad tiende a disminuir con la latitud desde los subtrópicos, y que en el Atlántico norte la salinidad es relativamente alta comparada con las mismas latitudes en el Pacífico.

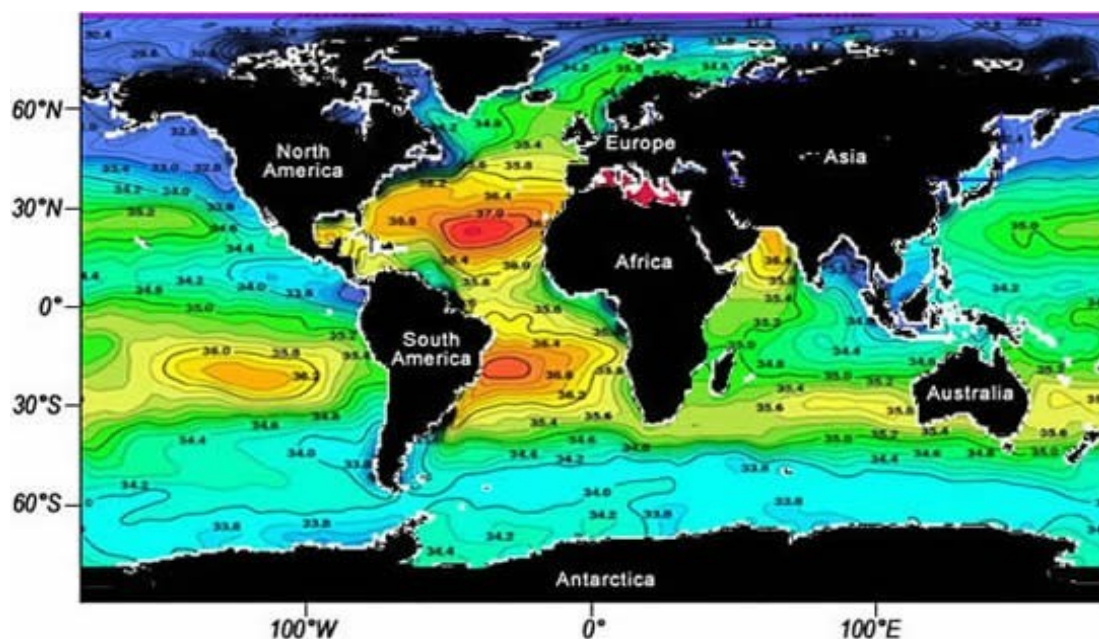


Figura 22 – Salinidad de superficie media.

La densidad del agua en los océanos depende de la T, S, y p en forma no-lineal. Para calcularla se usan tablas. No obstante, dado que el agua es cerca de incompresible o sea que la densidad casi no varía con la presión a menos que estemos a grandes profundidades, la dependencia con la presión se puede despreciar en una primera aproximación. Asimismo, es posible aproximar la dependencia de la densidad con la T y S según la siguiente fórmula

$$\rho = \rho_{ref} (1 - \alpha_T (T - T_0) + \beta_S (S - S_0))$$

Donde

$$\rho_{ref} = 1000 \text{ kg/m}^3$$

β_S α_T son coeficientes que dependen de T y S.

En general, en latitudes medias el océano está estratificado verticalmente y se pueden diferenciar tres regiones: (1) la capa límite superficial que tiene propiedades uniformes debido a la mezcla vertical producida por la acción mecánica de los vientos y de los flujos de calor en su superficie, (2) una zona de rápida disminución de la temperatura llamada termoclina y (3) el océano profundo donde la temperatura varía relativamente poco (Figura 23). Es de resaltar que cerca del 75% de las aguas en los océanos tienen temperaturas entre 0 y 4°C.

La termoclina generalmente coincide con la haloclina (zona de rápida variación de la salinidad con la profundidad) y con la pycnoclina (zona de gran gradiente vertical de densidad).

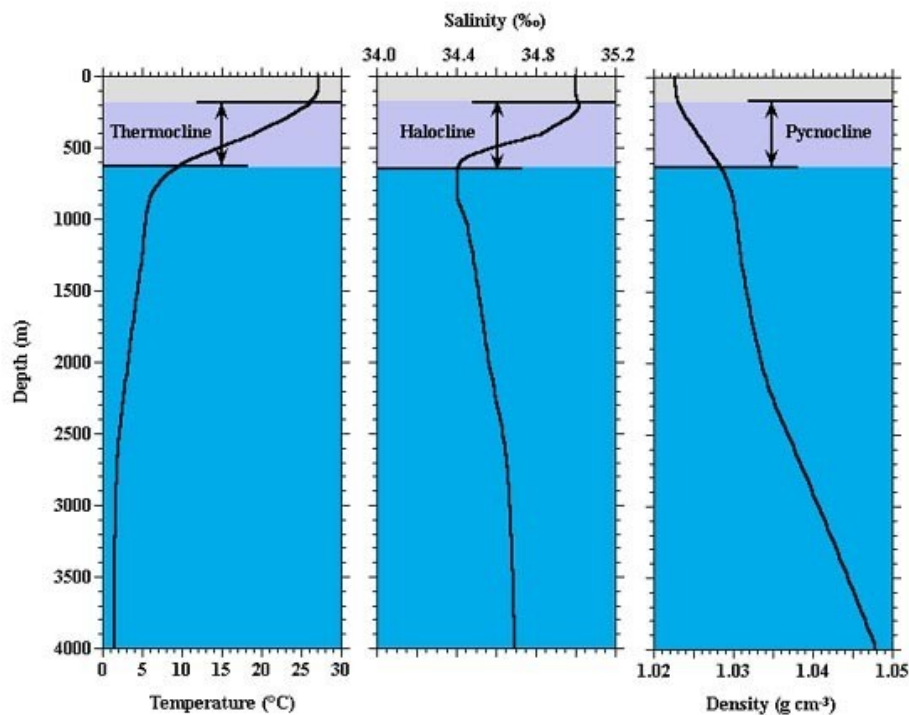


Figura 23 – Perfiles típicos de temperatura, salinidad y densidad en el océano abierto.

Una razón importante de la existencia de aguas cálidas confinadas a la superficie es que el océano absorbe la radiación del sol. Mas del 50% de la radiación que llega a la superficie es absorbida en el primer metro de la columna de agua y aún en las aguas mas claras menos del 1% de la radiación incidente penetra hasta 100 m. En regiones costeras donde donde hay sedimentos en suspensión y alta productividad biológica el 99% de la radiación es absorbida en los primeros 10 m.

En oceanografía descriptiva se usa comúnmente el concepto de masa de agua, que en realidad se origina en meteorología. V. Bjerknes, un meteorólogo noruego, fue el primero en describir las masas de aire frías y secas que se forman en las regiones polares. Mostró que esas masas de aire se mueven hacia el sur, donde se encuentran con masas de aire mas cálidas y húmedas formando frentes. De forma similar masas de agua de diferentes T y S se forman en diferentes regiones del océano y están separadas por frentes.

Tomczak (1999) define las masas de agua como un cuerpo de agua con una historia común de formación y que tiene origen en una región definida del océano. En su región de formación las masas de agua son las únicas existentes; en otras regiones del océano las masas de agua se mezclan.

Las masas de agua se forman en la superficie (capa de mezcla) donde las propiedades (T, S) dependen del intercambio con la atmósfera, o sea a través de procesos de calentamiento, enfriamiento, lluvia y evaporación. Una vez que las aguas se hunden por debajo de la capa límite T y S solo pueden cambiar a través de la mezcla con otras masas de agua adyacentes. Como los procesos de mezcla vertical en el océano son muy débiles la relación de T y S de una masa de agua se mantiene y las masas de agua pueden ser seguidas a grandes distancias de su región de formación.

Así, temperatura y salinidad son propiedades conservativas pues no hay fuentes de calor o sal en el interior oceánico. Otras propiedades, como el oxígeno son no conservativas pues puede cambiar por oxidación de materia orgánica y respiración.

A pesar de que la sal representa únicamente el 3% de la masa de los océanos, es de gran importancia pues afecta la densidad. En la ausencia de sal, aguas cálidas flotarían siempre sobre aguas frías. No obstante, si la densidad de las aguas cálidas aumenta por la adición de sal, estas se hundirían aún siendo mas cálidas que las capas inferiores. El efecto neto es la formación de aguas profundas (figura 24). Esto ocurre principalmente en latitudes altas donde la diferencia de temperaturas entre las aguas superficiales y las profundas es chica, de tal forma que una pequeña adición de sal causa que las aguas superficiales se hundan. Dos procesos pueden provocar la convección oceánica. Uno es la evaporación, que saca moléculas de agua pura, sin sal, dejando aguas oceánicas mas saladas. Esto ocurre durante el invierno cuando masas de aire muy frías y secas se mueven del continente hacia un océano mas cálido, lo cual calienta el aire y absorbe humedad, provocando que las aguas superficiales se enfríen, se hagan mas salinas y se hundan. El otro proceso que aumenta la salinidad de las aguas es la formación de hielo: el hielo se forma únicamente con moléculas de agua, dejando las sales en el agua líquida, aumentando así la salinidad de los océanos.

En el hemisferio norte, la formación de aguas profundas ocurre únicamente en el Atlántico norte, en los mares de Labrador y de Groenlandia donde se forman las Aguas Profundas del Atlántico Norte (North Atlantic Deep Water, NADW). Luego, la NADW es transportada hacia el sur en profundidades medias como una corriente de contorno oeste, cruza el ecuador y conecta con las masas de agua del oceano Austral.

En el Pacífico norte no existe formación de aguas profundas pues las aguas en superficie están relativamente diluídas. Por otro lado, existe formación de aguas profundas cerca del continente Antártico en los mares de Weddell y Ross. Las masas de agua que entran al Atlántico desde el sur se denominan Aguas Antárticas de Fondo (Antarctic Bottom Water, AABW) que fluye cerca del fondo oceánico y Aguas Antárticas Intermedias (Antarctic Intermediate Water, AAIW) que fluye en profundidades medias (figura 24). El flujo de NADW desde el norte es también compensado por un flujo de superficie de aguas provenientes del océano Índico y a través del estrecho de Drake. Los rangos de las propiedades que definen las masas de agua mencionadas se muestran en la Tabla 2.

Masa de agua	T (°C)	S (ppt)
North Atlantic Deep Water (NADW)	2.0 – 4.0	34.9 - 35.0
Antarctic Bottom Water (AABW)	-0.5 – 0	34.6 – 34.7
Antarctic Intermediate Water (AAIW)	3.0 – 4.0	34.2 – 34.3

Tabla 2

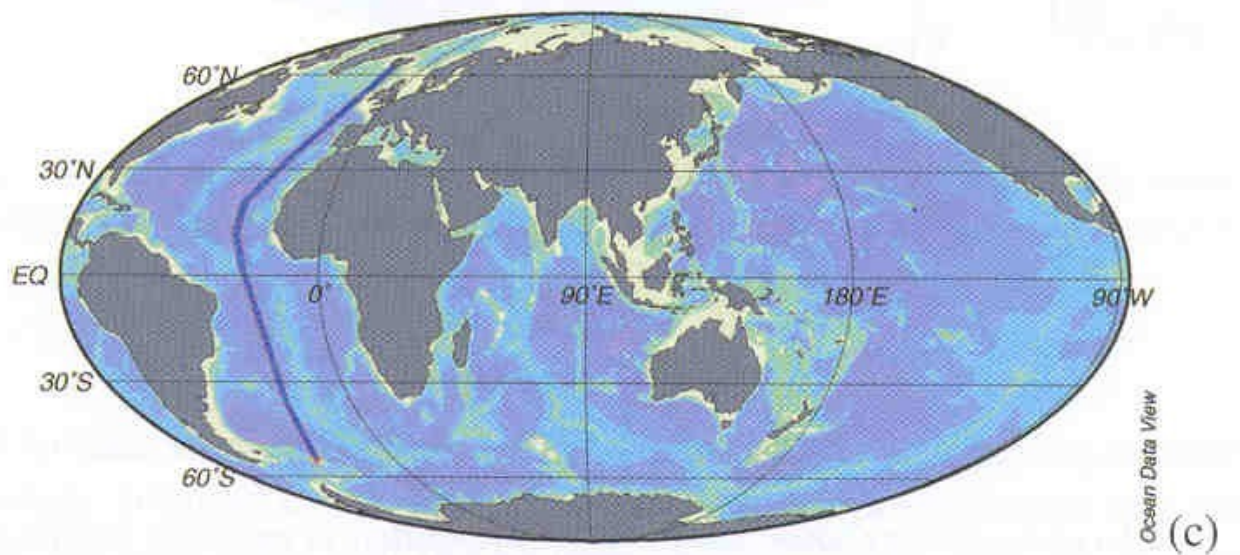
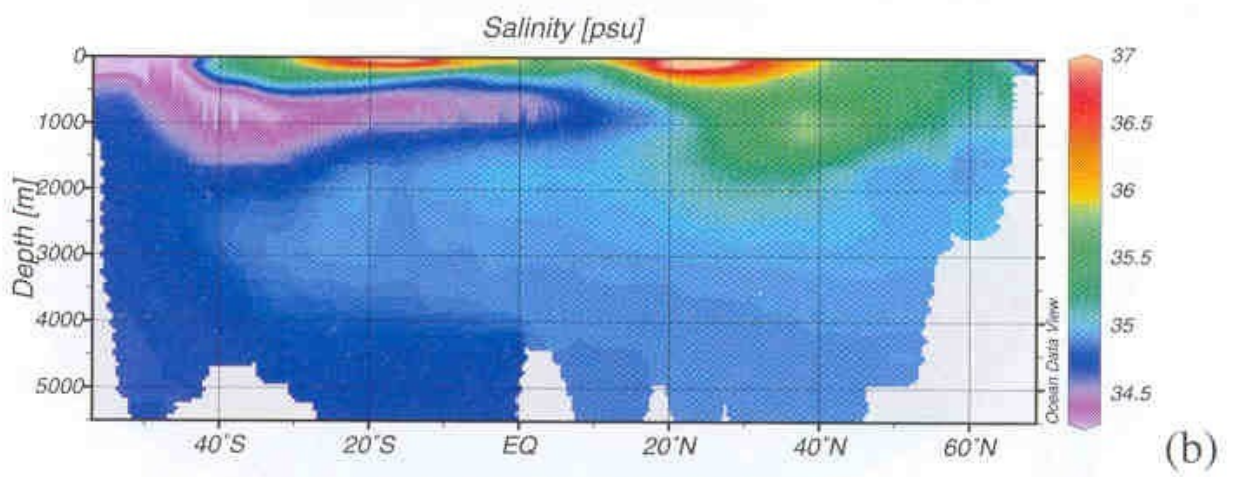
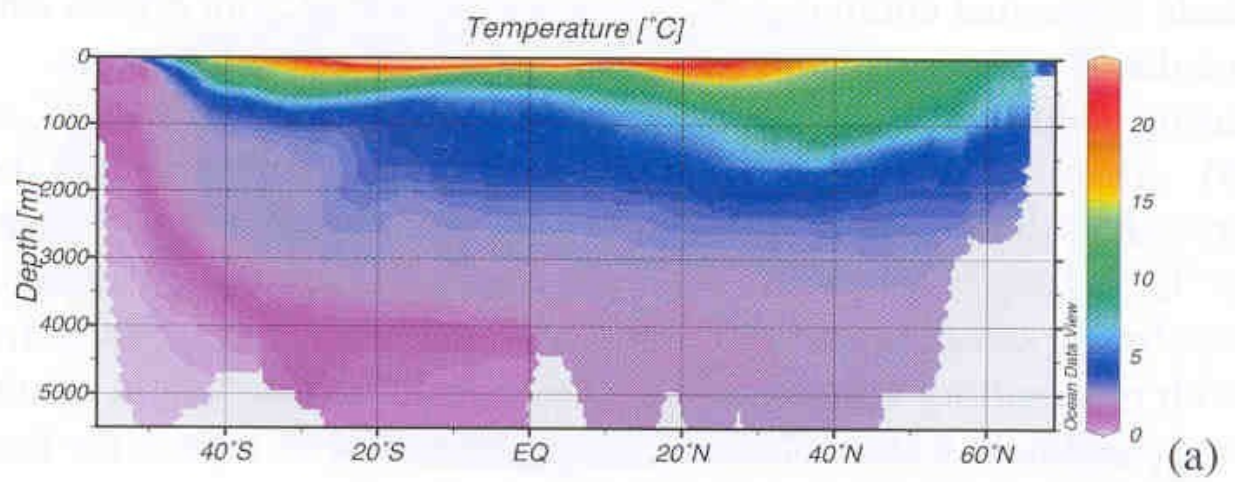


Figura 25 – Sección hidrográfica A16 WOCE Atlas.

De las figuras podemos notar las diferentes masas de agua mencionadas mas arriba. Se observa que la lengua de baja salinidad que caracteriza la AAIW cuyo origen es en la Antártida; la lengua que viene del Atlántico norte en capas profundas con salinidad cercana a los 35 psu (NADW) y las aguas en el fondo con salinidad uniforme al sur del Ecuador (AABW). La circulación de estas masas de agua forman la circulación termohalina. Una descripción esquemática de la circulación termohalina sería la siguiente.

Luego de hundirse en el Atlántico norte, las aguas profundas fluyen hacia el sur, atraviesan el ecuador, y se unen a la corriente circumpolar Antártica. Parte de esa corriente, a su vez, se bifurca hacia el océano Indico y luego hacia el océano Pacífico, donde ascienden y vuelven como aguas superficiales hacia el Atlántico norte (figura 26). Notar que el agua densa y fría que se hunde en latitudes altas se expande sobre el fondo oceánico y mantiene el océano profundo a temperaturas muy frías.

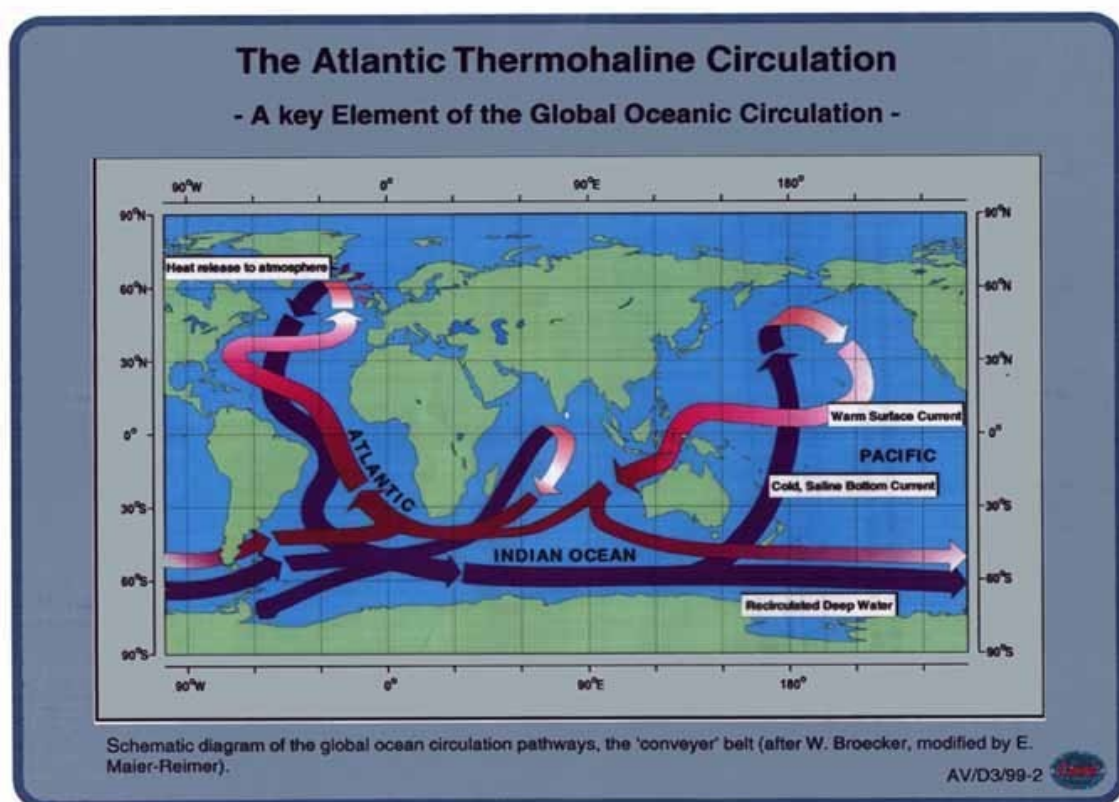


Figura 26 – Esquema de la circulación termohalina.

La velocidad de las corrientes que forman la circulación termohalina son muy pequeñas y difícil de medir, en particular las que ocurren en aguas profundas. Por ello, una parcela de agua tardaría al menos 1000 años en completar toda la circulación. Entonces, ¿cómo sabemos que existe esta circulación? La prueba mas clara viene de medir el contenido de carbono 14 en aguas profundas. El

^{14}C es creado en la atmósfera alta por los rayos cósmicos y entra al océano cuando éste absorbe CO_2 . Una vez en el océano el ^{14}C queda aislado y comienza a decaer. Conociendo su vida media podemos saber cuando fue la última vez que una parcela de agua estuvo en contacto con la superficie y asignarle una edad en el océano. Las parcelas ubicadas en los lugares de formación de aguas profundas serán las mas jóvenes. El oceanógrafo W. Broecker sintetizó todas las medidas de ^{14}C disponibles de aguas a 3000 metros de profundidad y construyó la siguiente figura 27 que muestra las edades de las parcelas de agua. Claramente, las aguas mas jóvenes se encuentran en el Atlántico norte y la Antártida, y las aguas más viejas en el Pacífico norte, llegando a estar aisladas de la atmósfera 1750 años.

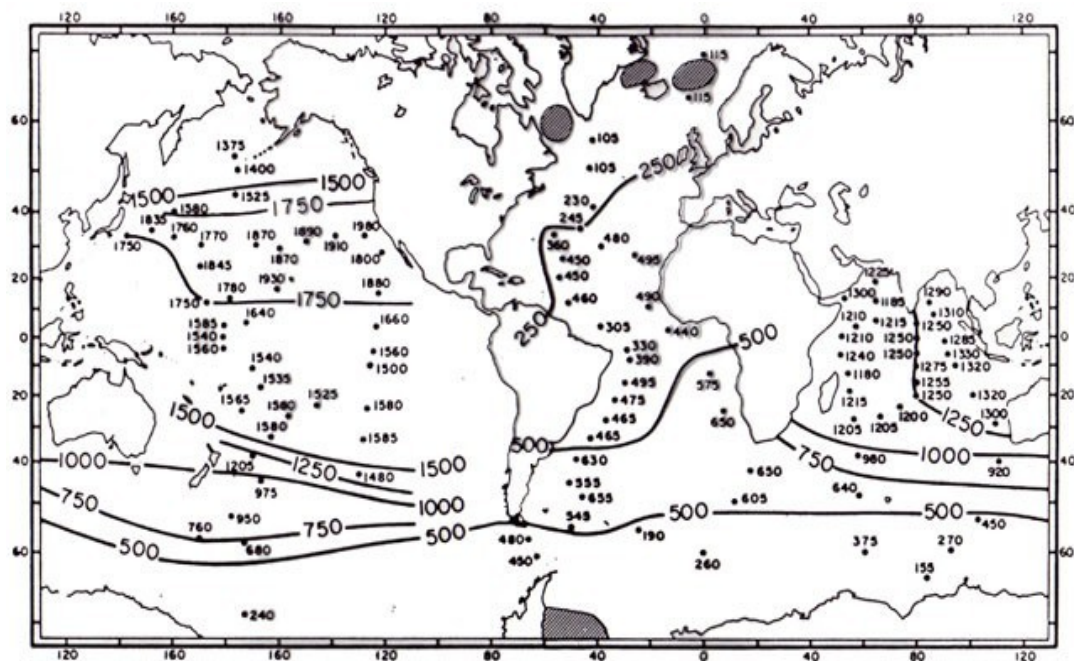


Figura 27 – Edades del agua a 3 km de profundidad basadas en ^{14}C .

Mas evidencia en favor de la existencia de esta circulación viene de la distribución de nutrientes. La concentración de nutrientes es mínima en el Atlántico norte ya que ahí el agua recién llegó de la superficie donde los nutrientes son consumidos por el fitoplankton. Contrariamente la concentración de nutrientes es máxima en el Pacífico norte pues a lo largo de su camino las corrientes profundas son enriquecidas de nutrientes de la descomposición de materia orgánica que se muere y hunde.

Las corrientes en profundidad son geostróficas y es posible calcularlas midiendo T y S en toda la columna de agua. Si medimos las variaciones de T y S en las direcciones horizontal y vertical es posible determinar el campo de densidades a partir de la ecuación de estado y luego el campo de presiones a partir de la ecuación de equilibrio hidrostático. Por último, podemos usar la relación de equilibrio geostrófico para vincular el campo de presión con las corrientes. La combinación de las ecuaciones de equilibrio geostrófico, equilibrio hidrostático y ecuación de estado necesaria para calcular las corrientes en profundidad da una relación que se conoce como ecuación de “viento térmico” cuyo nombre refiere a la atmósfera pero se aplica a ambos medios. Las ecuaciones de “viento térmico” son

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial y}$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{-g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

y dan la razón de cambio de las corrientes geostróficas con la profundidad. Para calcular las corrientes en toda la columna de agua es necesario conocer el valor de las corrientes a una profundidad dada. En general se considera que en el océano existe un nivel de no movimiento, que está cercano a los 2000 m y se calcula las corrientes oceánicas con respecto a ese nivel. Esto es claramente una aproximación, que si bien es muy buena en muchos casos, no es la solución ideal.

La sensibilidad de la circulación termohalina a perturbaciones – qué se requiere para que la circulación se detenga o comience a funcionar en forma diferente – no se conoce. Este es un tema de gran actividad de investigación mundial actual. Para determinar esto los científicos se basan en modelos climáticos numéricos y en el estudio de climas pasados – paleoclimas. Existen muchas conjeturas sobre el papel de la circulación termohalina en la historia climática terrestre, y ha captado la imaginación de la gente de tal manera que Hollywood le hizo su propia película (“El día después de mañana”).

Para terminar, la figura 28 muestra un esquema de la circulación media meridional oceánica en la cuenta Atlántica, desde el polo norte al polo sur. Se indican las regiones donde hay descenso de aguas (formación de aguas profundas) y zonas de ascenso. Teniendo esto en cuenta, es fácil ver porqué las regiones de mayor absorción del calor extra generado por la acción humana y de CO₂ antropogénico en el océano se da en las regiones del Atlántico norte y alrededor de la Antártida.

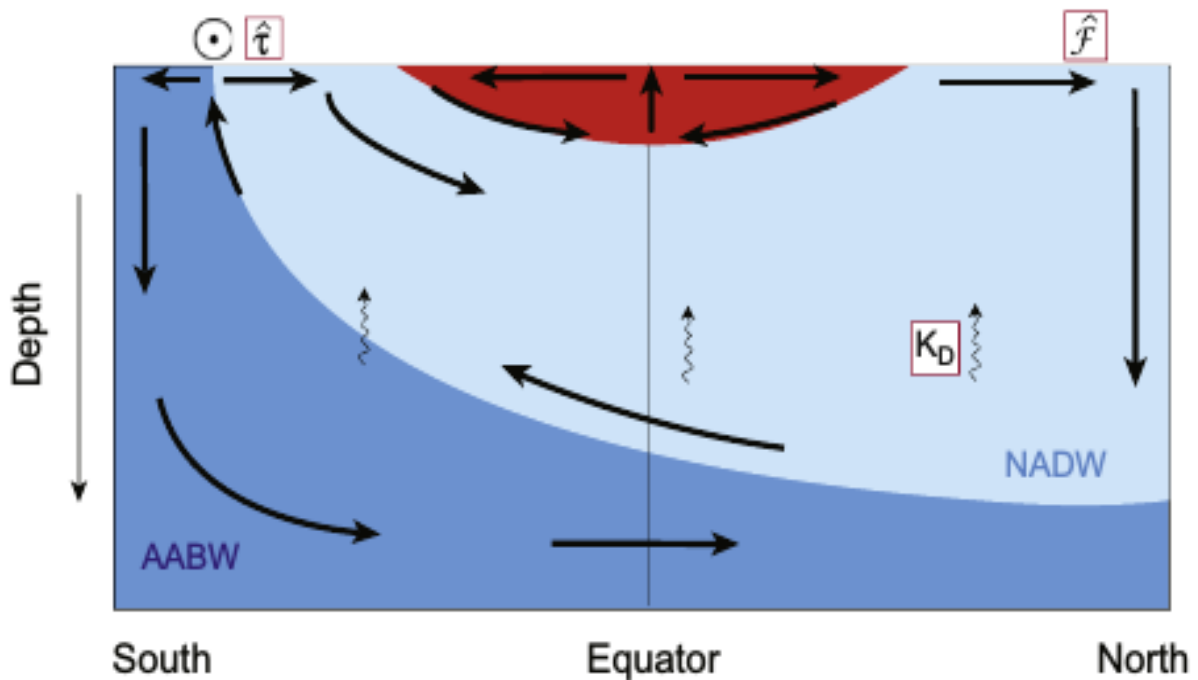


Figura 28

Bibilografía principal

Introduction to Physical Oceanography, Bob Stewart