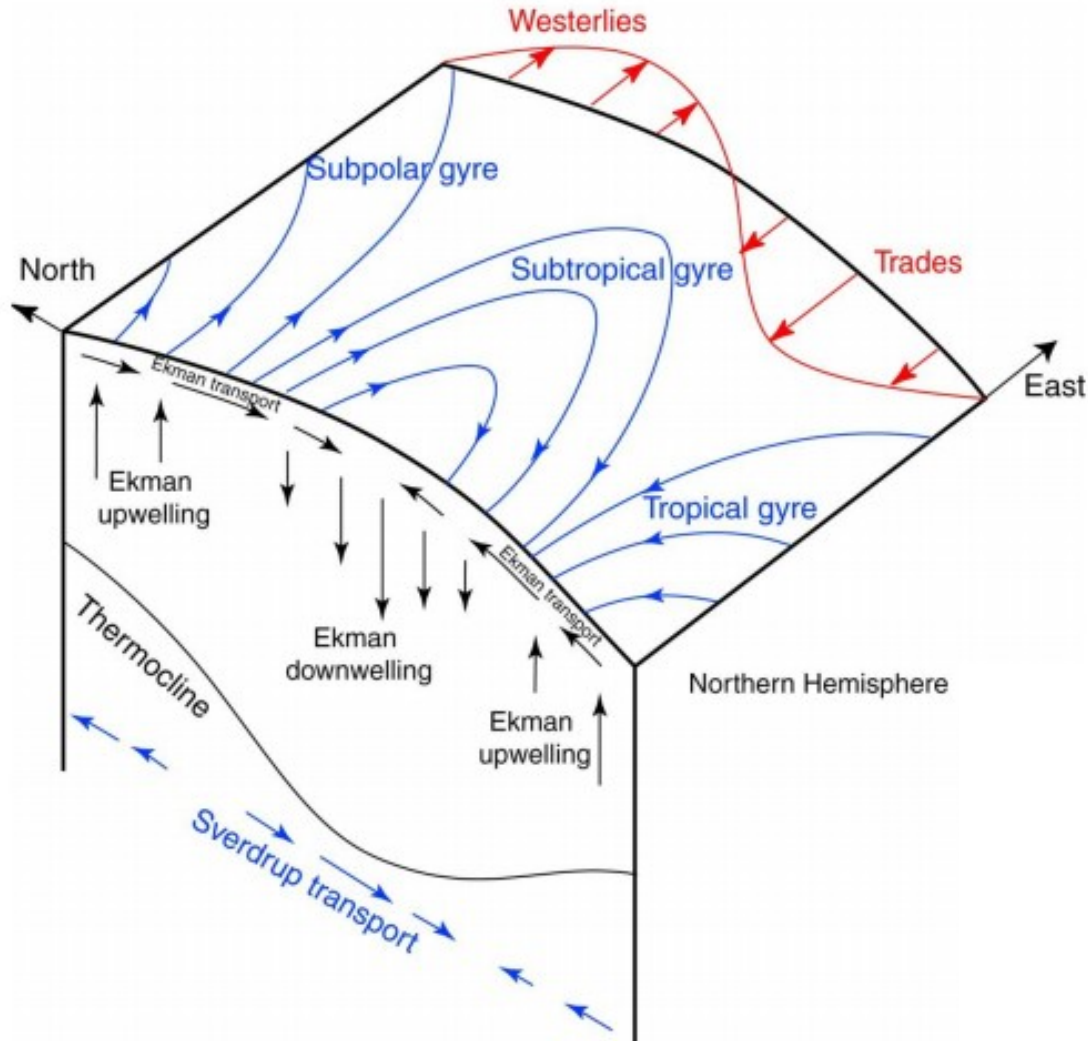


Circulación forzada por el viento



Capa de Ekman

$$U_E = \frac{1}{\rho f} \tau_y$$

$$V_E = \frac{-1}{\rho f} \tau_x$$

Interior Oceánico

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$fu = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

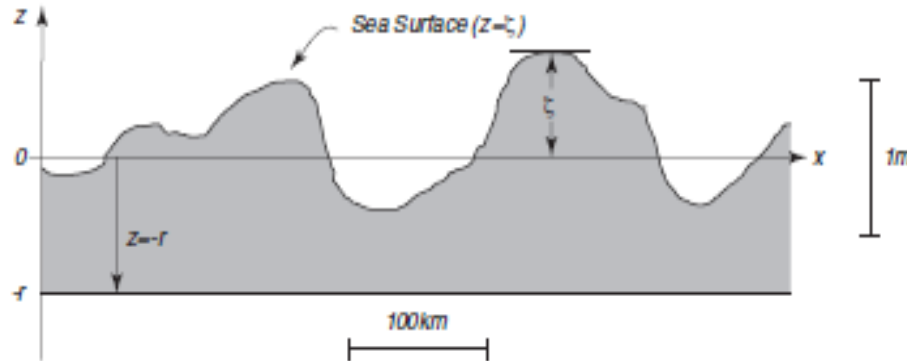
Corrientes geostróficas en superficie

En superficie esas ecuaciones se pueden escribir como

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

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

η = altura del nivel del mar



Cálculo de corrientes en profundidad

Usamos el viento térmico:
cambio de la velocidad
geostrófica con la
profundidad

Mediciones hidrográficas
de T y S permiten calcular
 ρ

Es necesario elegir un
nivel de referencia.

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

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

Integrando entre z_1 y z_2 podemos obtener el cambio de velocidad de las corrientes como

$$f(v_2 - v_1) = g \frac{\partial h'}{\partial x}$$

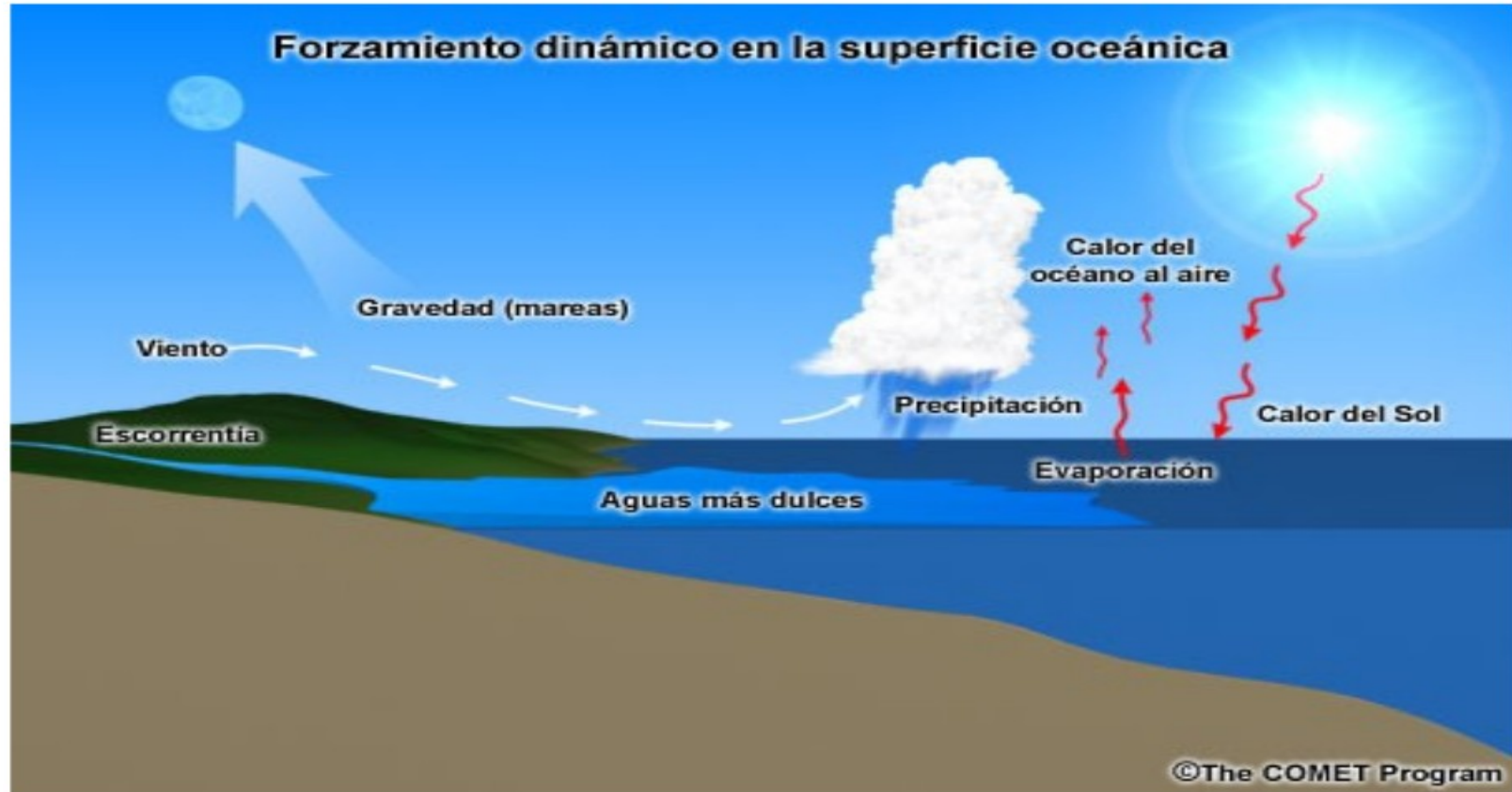
$$f(u_2 - u_1) = -g \frac{\partial h'}{\partial y}$$

$$h' = -\left(\frac{1}{\rho_0}\right) \int \rho dz$$

El nivel z_1 es el nivel de referencia. En general se considera que z_1 representa un nivel de no movimiento ($\sim 2000\text{m}$).

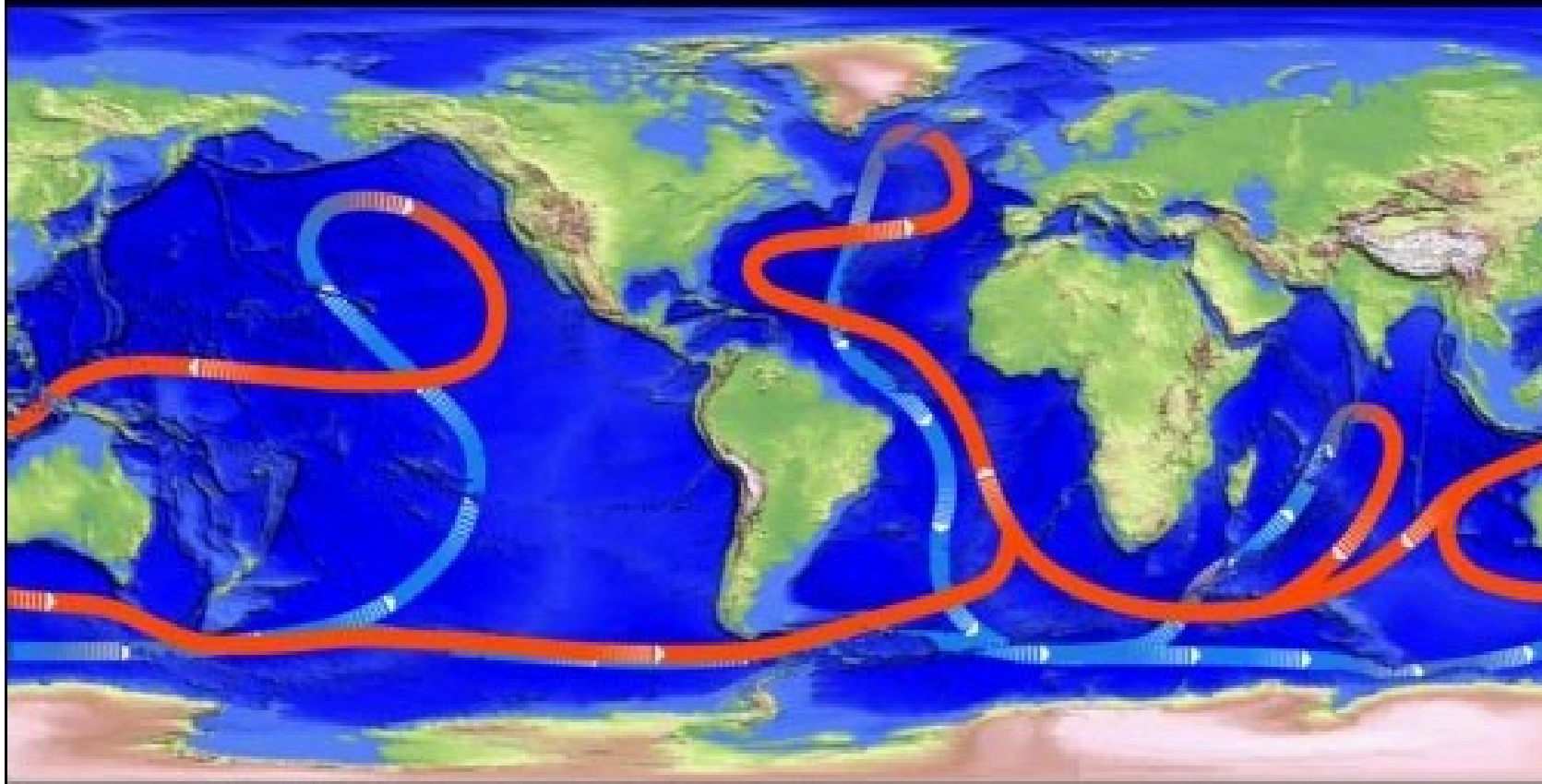
Una mejor alternativa es considerar un nivel donde se conoce la velocidad de las corrientes en base a mediciones in-situ.

Forzantes del movimiento oceánico



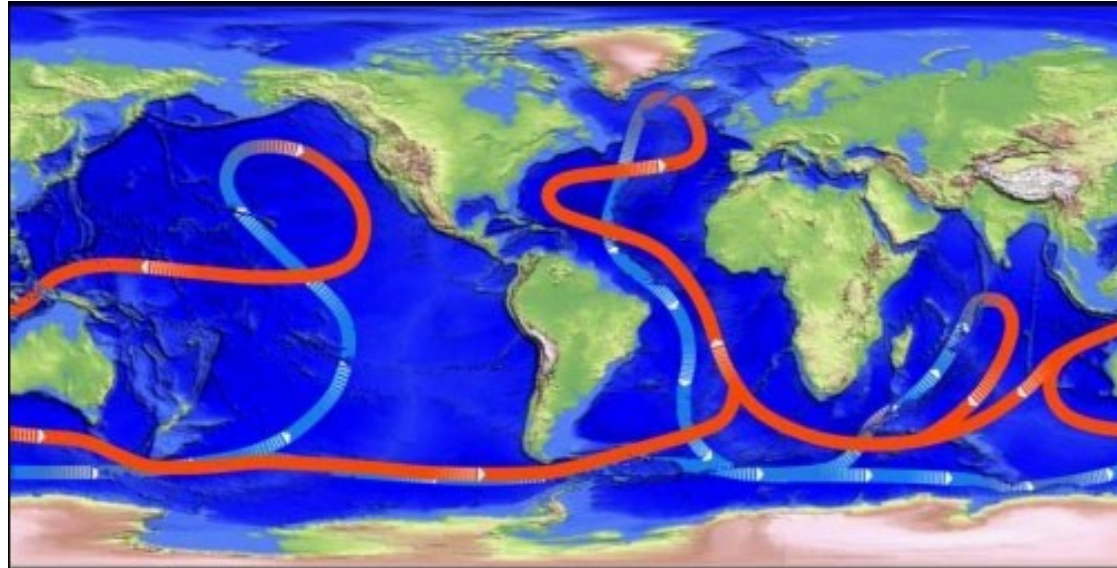
Estructura vertical del océano y circulación profunda

Circulación Termohalina



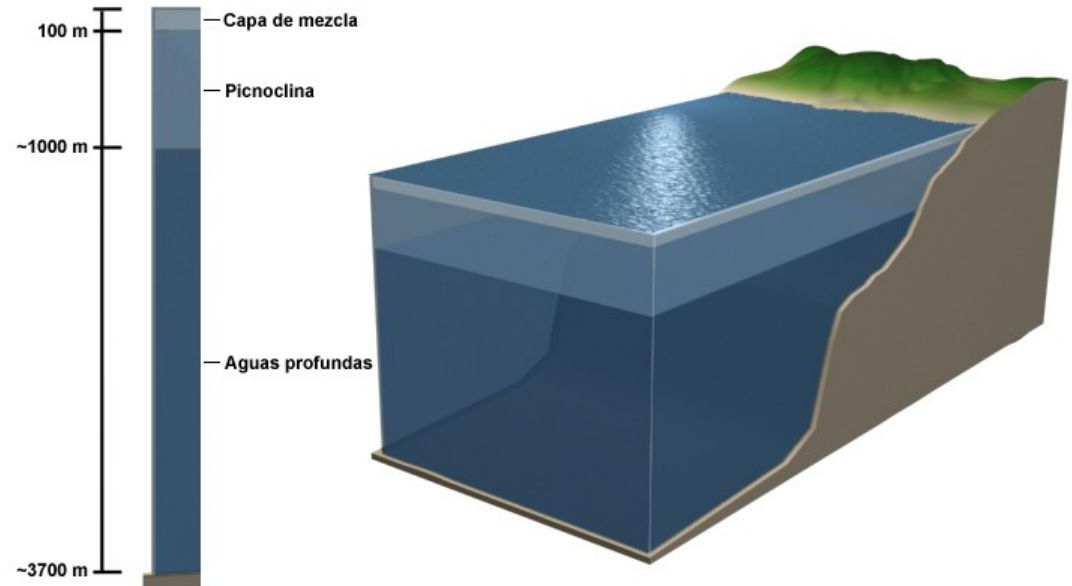
Circulación Termohalina

- En profundidad los océanos se caracterizan por la existencia de la circulación termohalina, que da vuelta al mundo con tiempos característicos de 1000 - 2000 años
- Movimiento debido a diferencias de densidad.

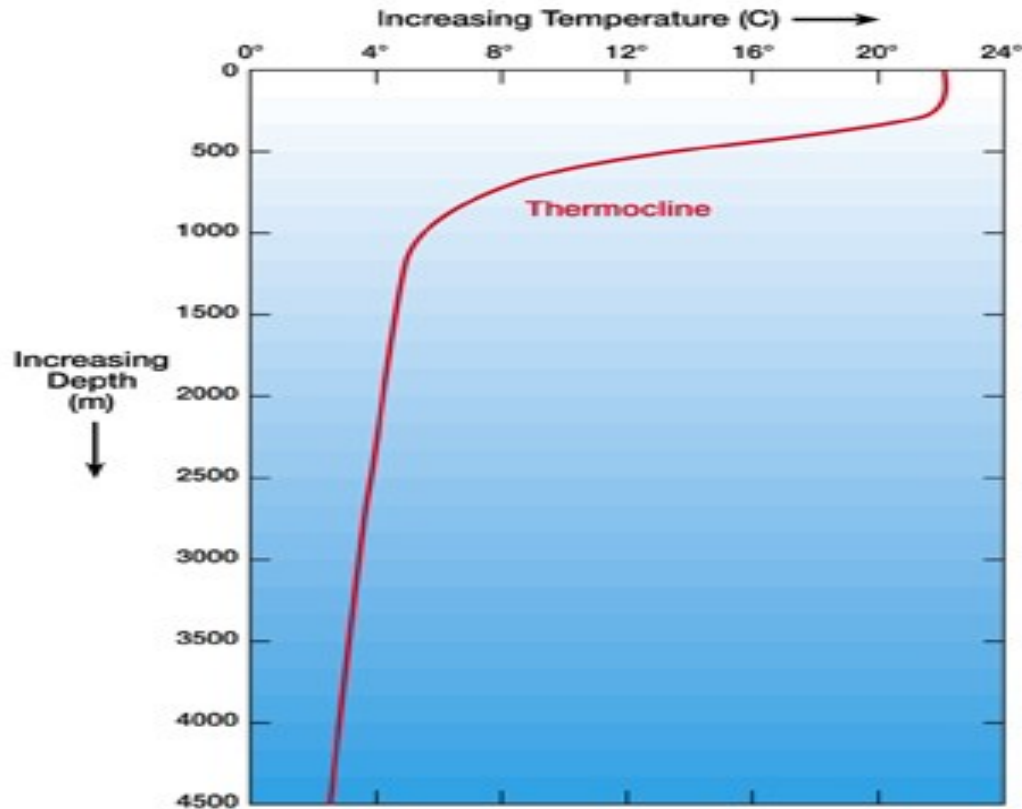


Estructura vertical del océano

- En las aguas oceánicas se distinguen **tres capas** verticales bien definidas: la capa de mezcla, la pycnoclina y la capa profunda.
- La capa de mezcla oceánica se define como los 100 metros superiores del océano. Esta es la parte del océano que se ve afectada directamente por el viento.



ESTRUCTURA VERTICAL DE TEMPERATURA



- Aguas superficiales son más cálidas.
- Existe un gran gradiente vertical de temperatura entre los 500 y 1000m: **termoclina**
- En profundidad la temperatura de los océanos es casi uniforme

CAPA LÍMITE OCEÁNICA

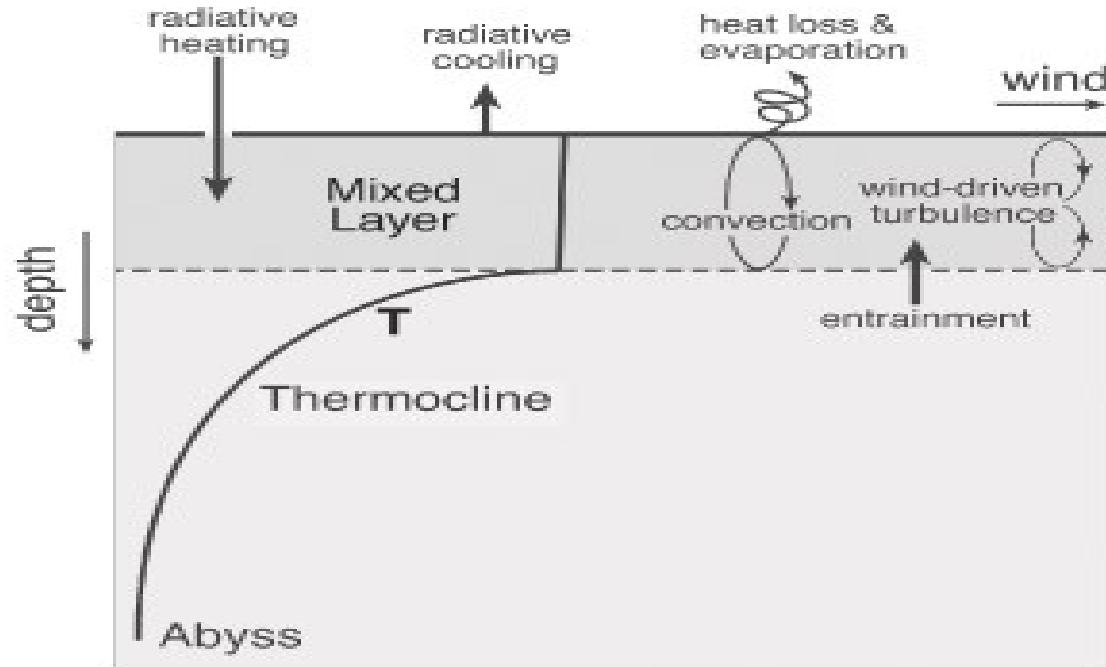
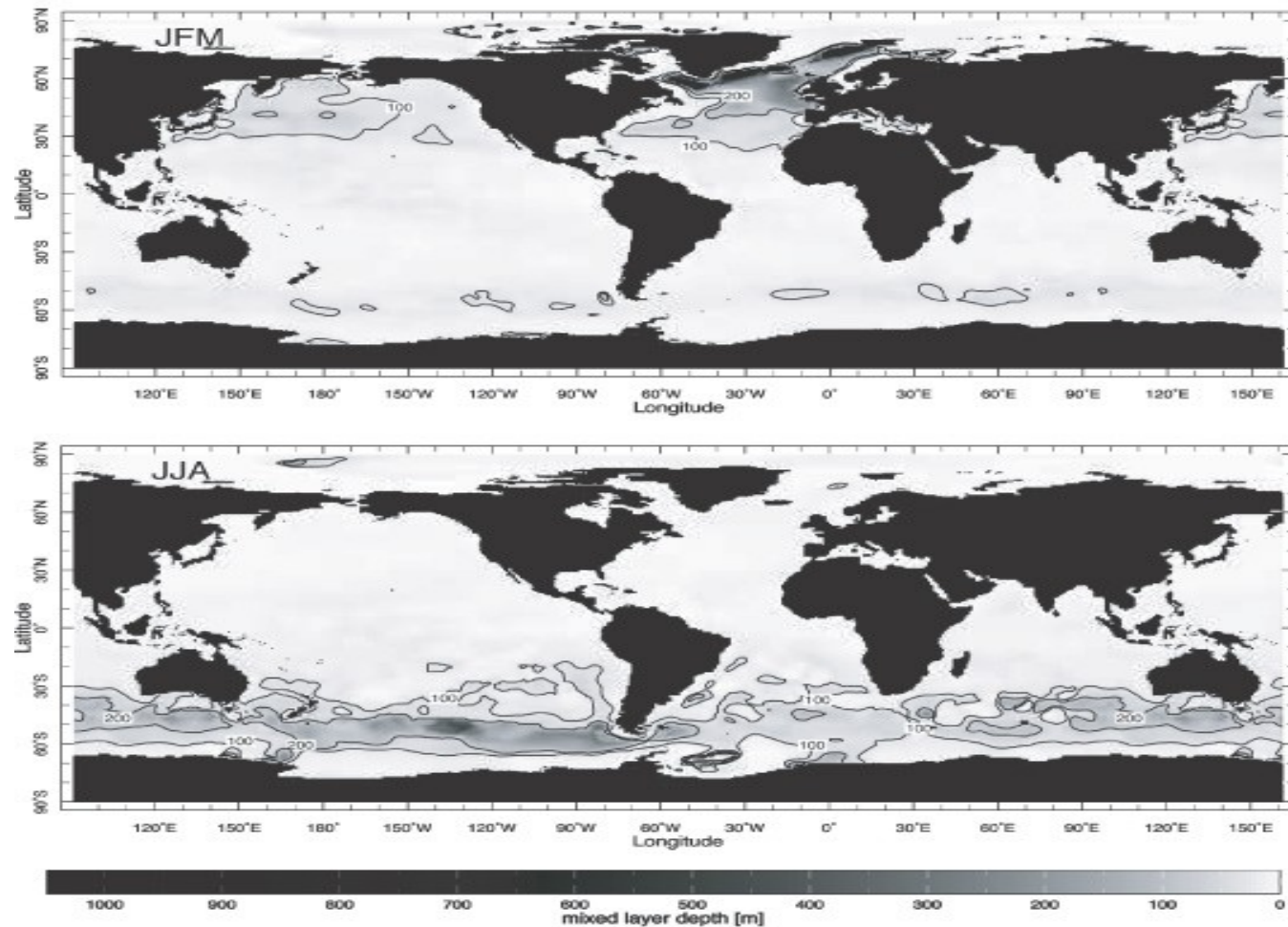


Figure 9.11: A schematic diagram showing processes at work in the mixed layer of the ocean. Note that the vertical scale of the mixed layer relative to the thermocline is greatly exaggerated.

Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.

Mixed Layer Depth (m)

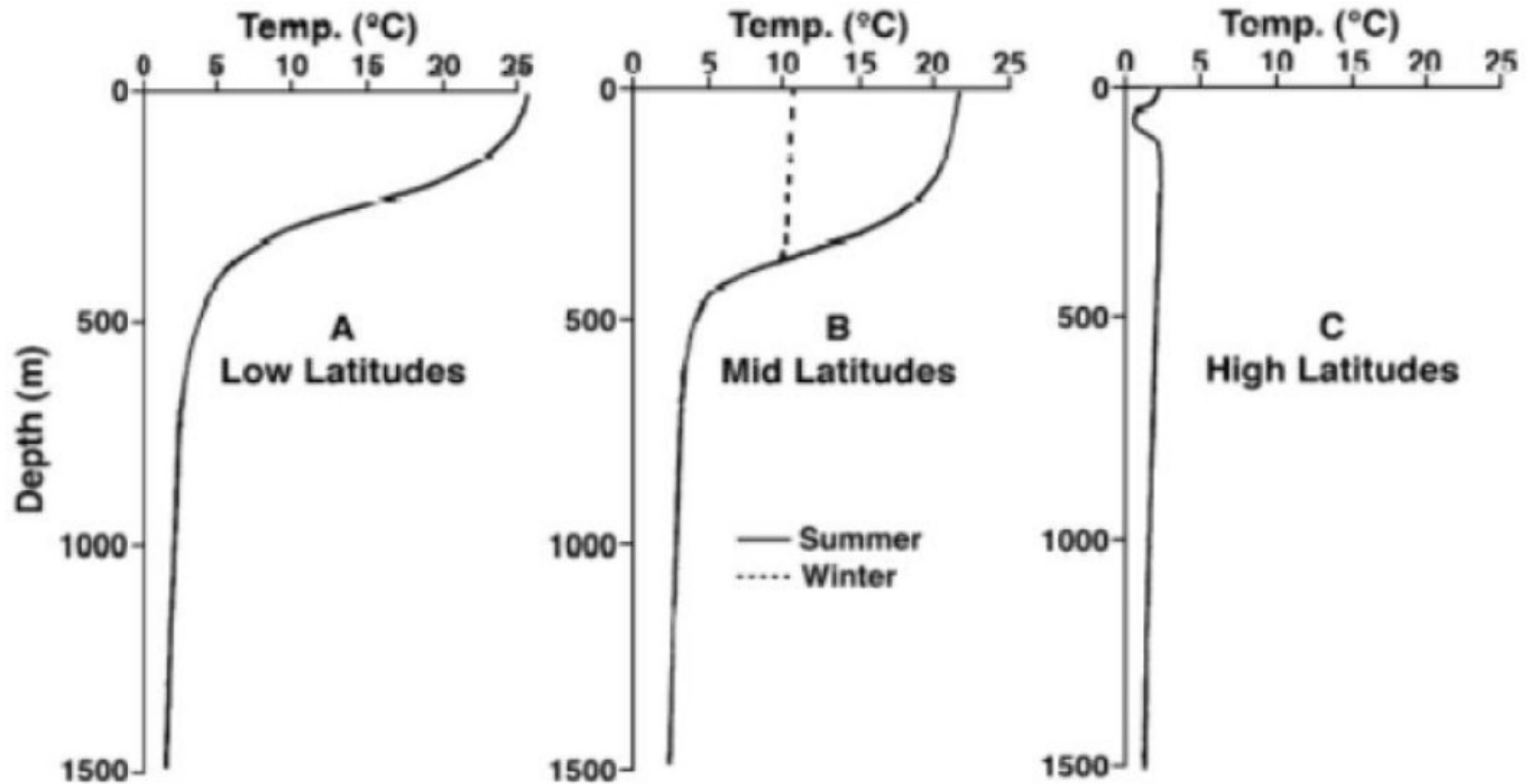


La capa
límite
oceánica
es más profunda
en invierno

Figure 9.10: Mixed layer depth (in m) in (top) JFM (January, February, March, northern hemisphere winter) and (bottom) JJA (June, July, August, Southern hemisphere winter). Black contours mark the 100 and 200 m mixed layer depth isopleths.

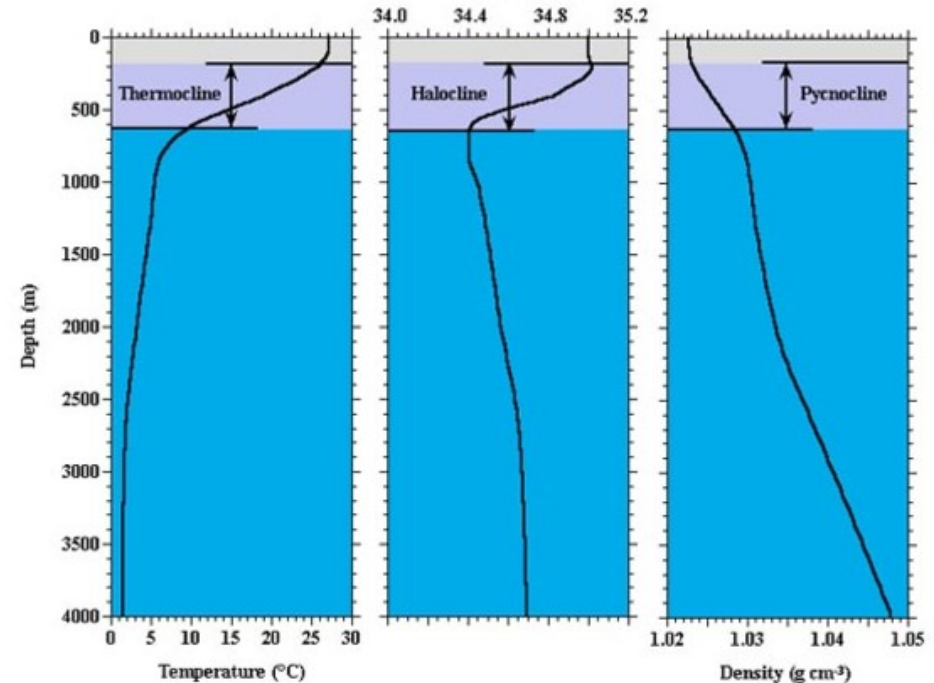
(Data from the Levitus World Ocean Atlas 1994.)

Estructura vertical del océano Temperatura

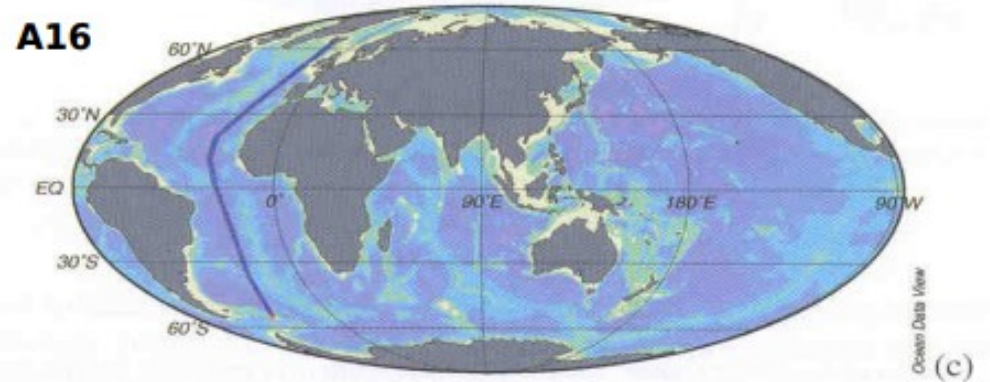
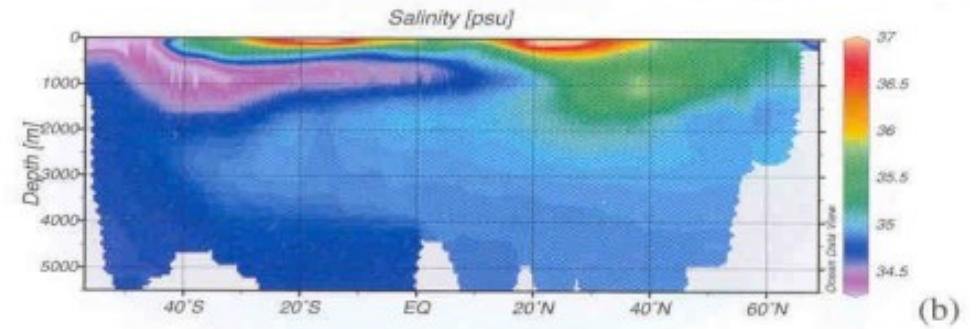
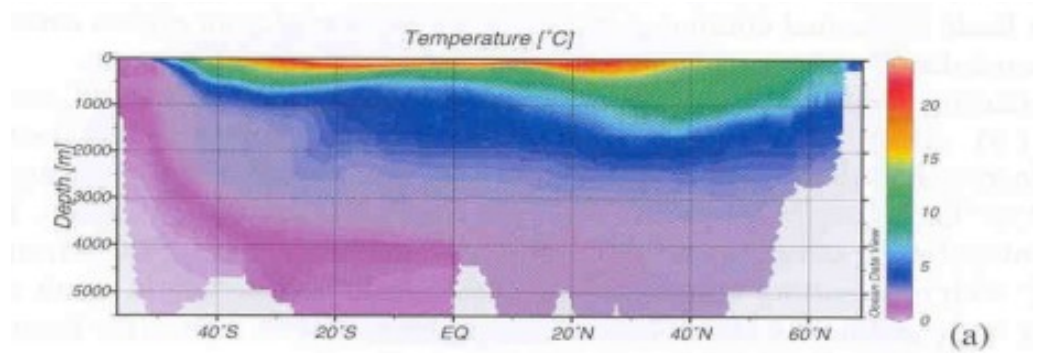


En LM el océano está estratificado verticalmente y se pueden diferenciar tres regiones:

- Capa límite superficial: propiedades uniformes debido a la mezcla vertical por los vientos y flujos de calor en superficie
- Termoclina: Una zona de rápida disminución de la temperatura:
- Océano profundo: T varía relativamente poco (el 75% del agua tienen T entre 0 y 4°C).



Bajo la capa límite se distinguen distintas masa de agua

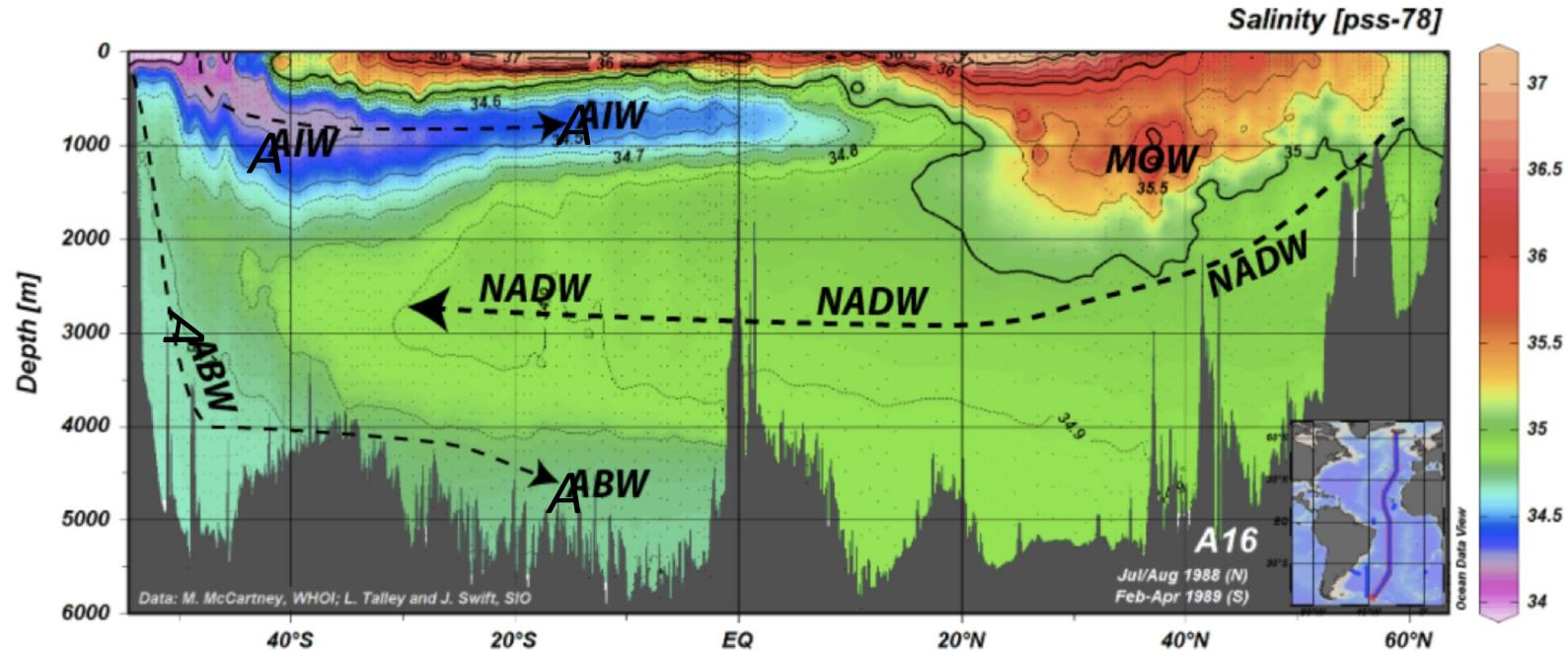


Por debajo de la capa límite es posible distinguir masas de agua

Masa de Agua: cuerpo de agua con un historial de formación (hundimiento) común

- Cuando el agua se hunde en altas latitudes y se esparce a lo largo de superficies de igual densidad, lleva consigo estas propiedades. En la columna de agua se mezcla muy lentamente con las masas de agua circundantes, de modo que es posible rastrearlas

Una masa de agua se denomina según el nivel al que circulan y el sitio donde sucede el hundimiento. Se abrevia por sus iniciales en inglés (ej. NADW: Aguas Profundas del Atlántico Norte)



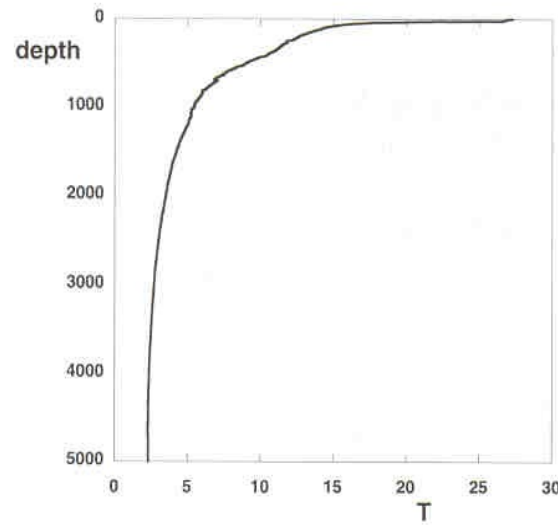
Bajo la capa superficial en contacto con la atmósfera, T y S se conservan permitiendo la identificación de masas de agua.

T y S lejos de la superficie solo pueden cambiar a través de la fricción y advección.

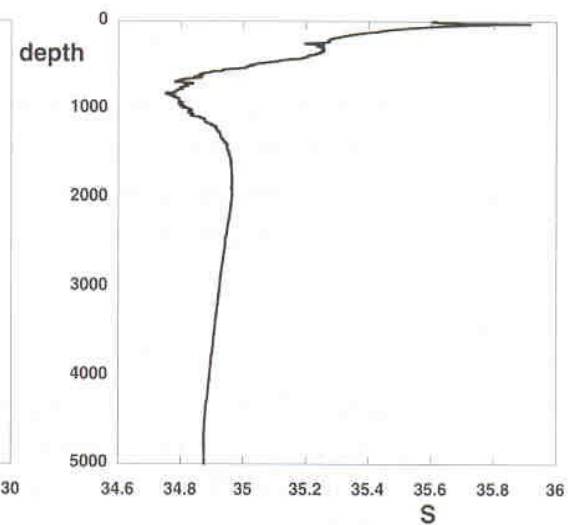
- Algunas masas de agua
 - Aguas Profundas del Atlántico Norte (NADW)
 - T=2-4 C, S=34.9-35
 - Aguas Antárticas de Fondo (AABW)
 - T=-0.5-0 C, S=34.6-34.7
 - Aguas Antárticas Intermedias (AAIW)
 - T=3.0-4.0 C, S=34.2-34.3

DIAGRAMA TS

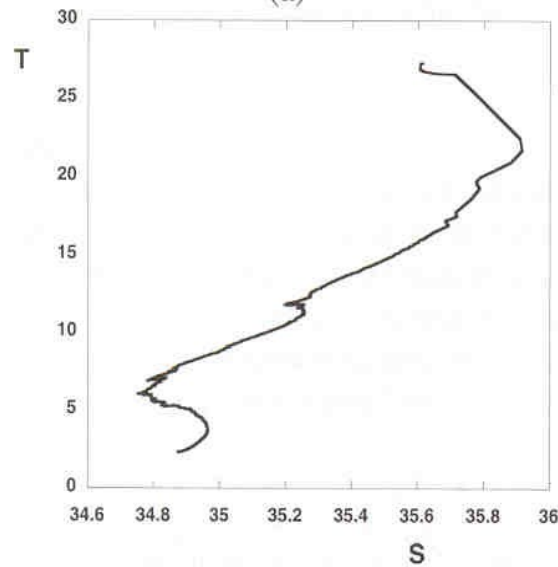
12N, A16



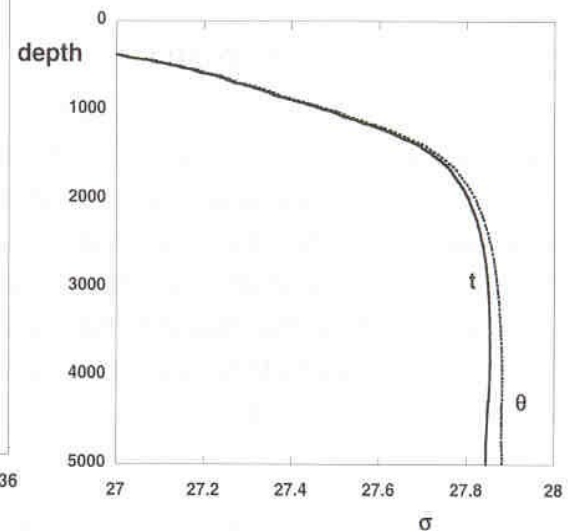
(a)



(b)

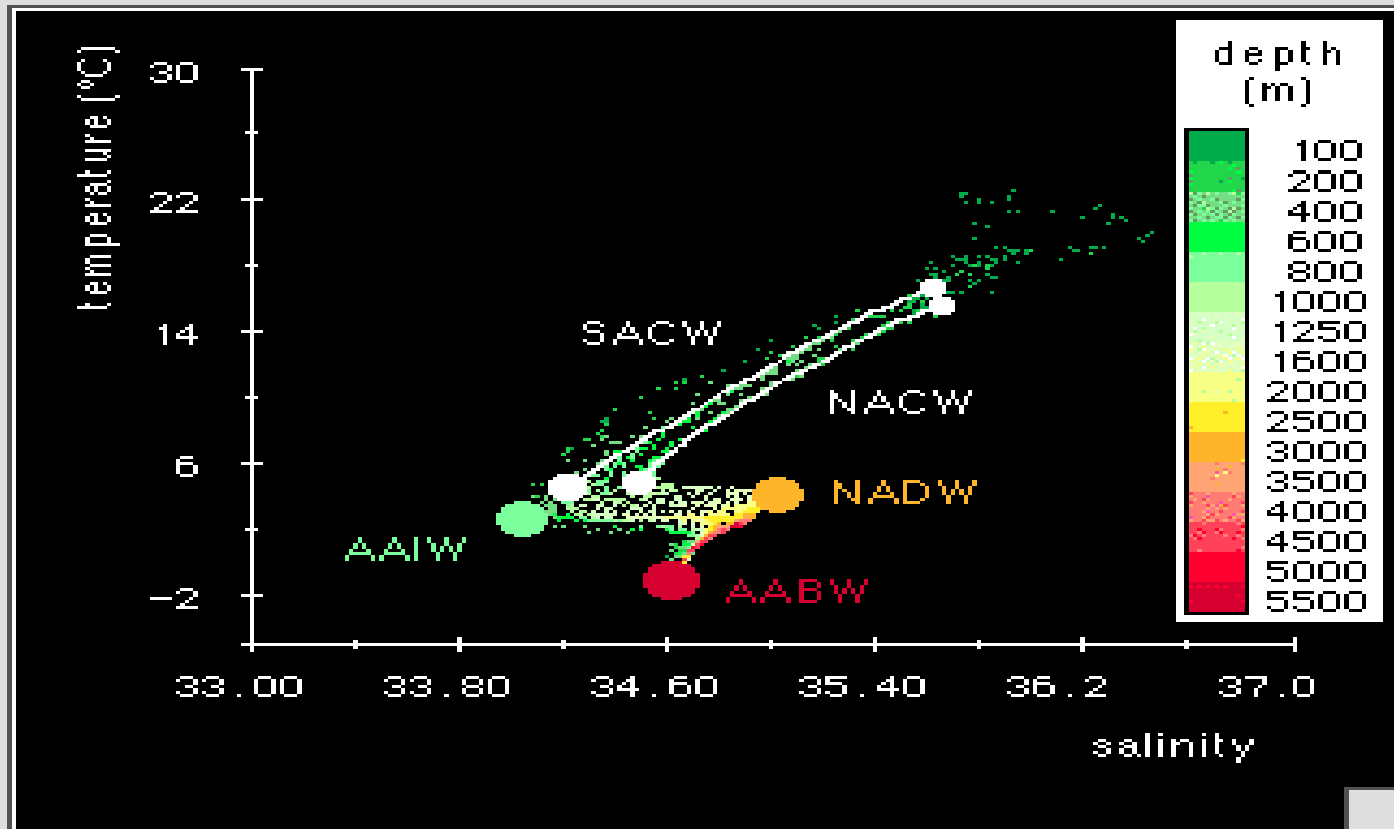


(c)



(d)

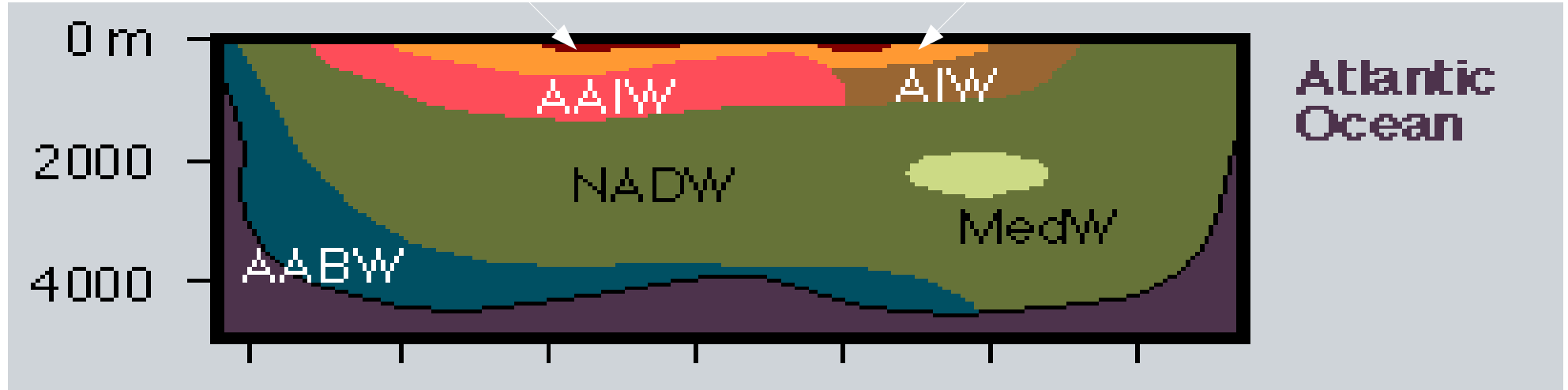
TS-diagram (Atlantic Ocean)

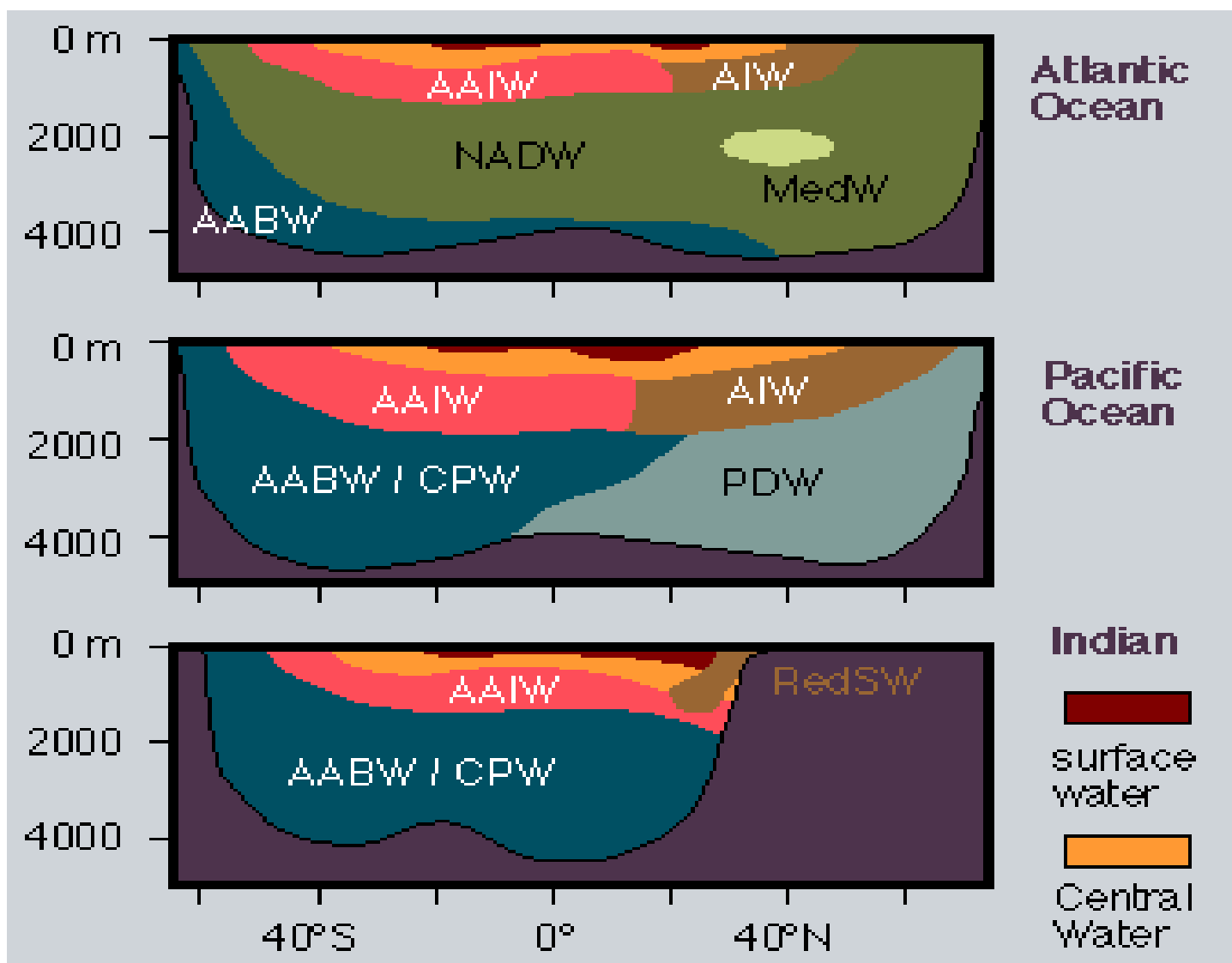


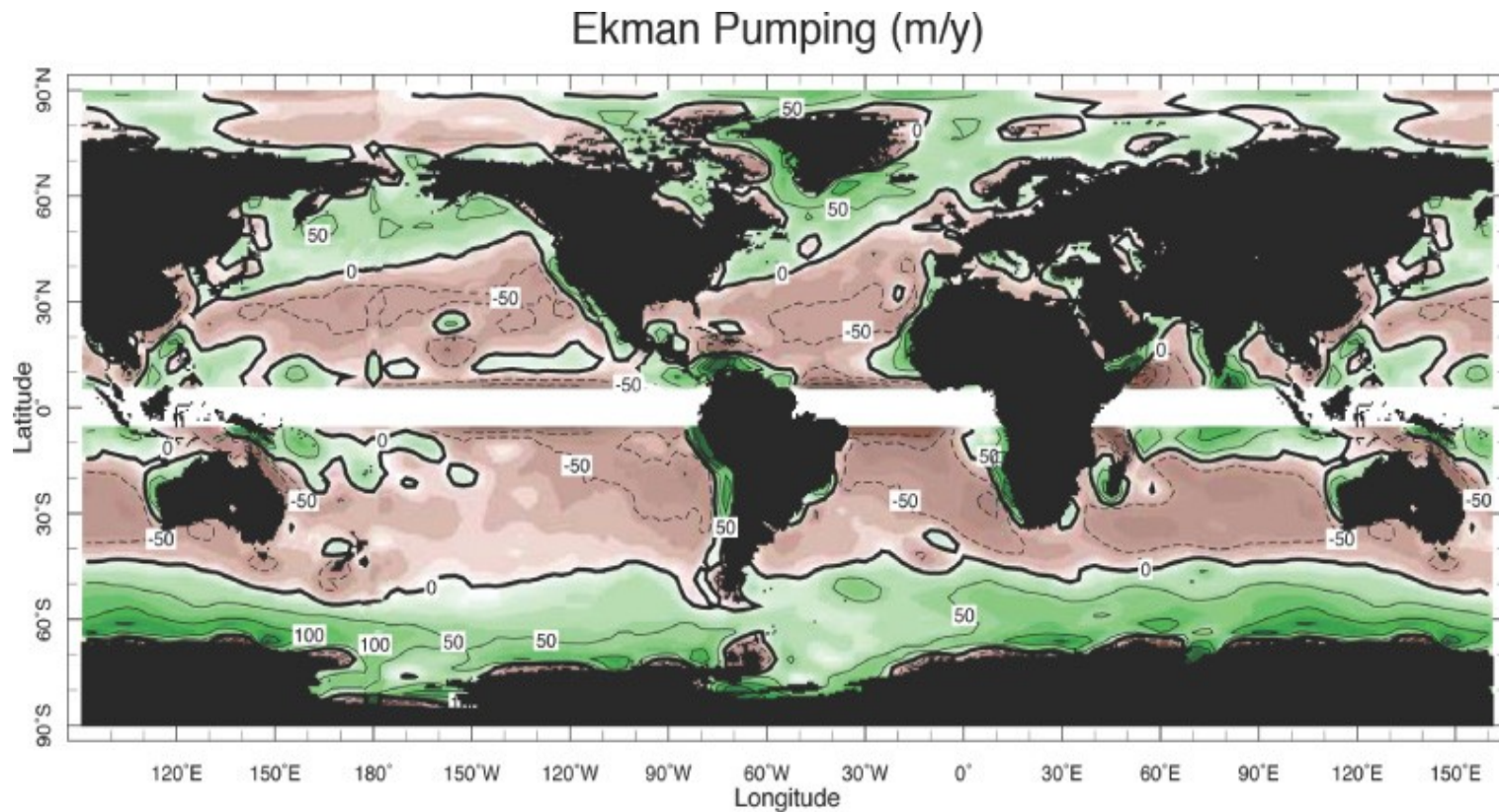
Algunas masas de agua varían sus características con la profundidad y por lo tanto están representadas por líneas en el diagrama T-S.
Ejemplo: aguas centrales de la termoclina permanente

Surface Waters

Central Waters







Copyright © 2008, Elsevier Inc. All rights reserved.

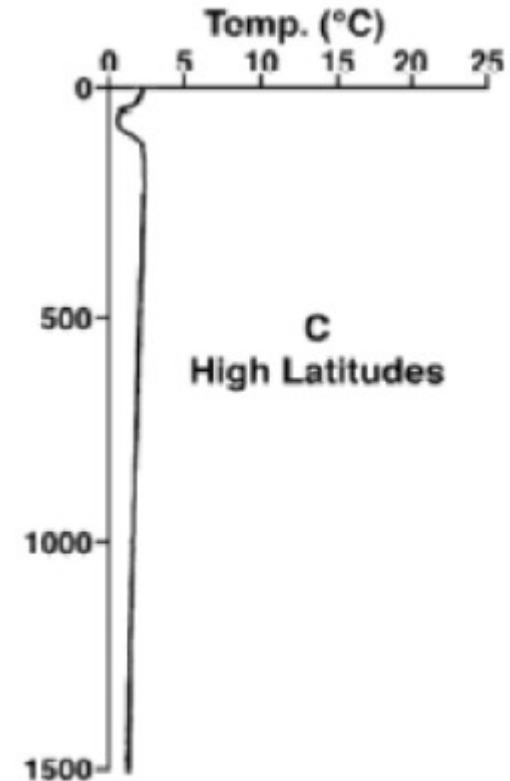
El bombeo de Ekman juega un papel importante en la creación de las Aguas Centrales de la termoclina pues bombea agua de superficie fuera de la capa límite (Iselin 1939).

Masas de agua profundas se forman en latitudes altas donde no hay estratificación vertical de T.

Una pequeña adición de sal causa que las aguas superficiales se hundan.

Dos procesos pueden provocar la convección oceánica:

- Evaporación: saca moléculas de agua pura, sin sal, dejando aguas oceánicas mas saladas.
 - Ocurre durante el invierno cuando masas de aire frías y secas se mueven sobre un océano mas cálido. Aguas superficiales se enfrían, se vuelven mas salinas y se hundan.
- Formación de hielo: al congelarse las sales quedan el agua líquida, aumentando S de los océanos.



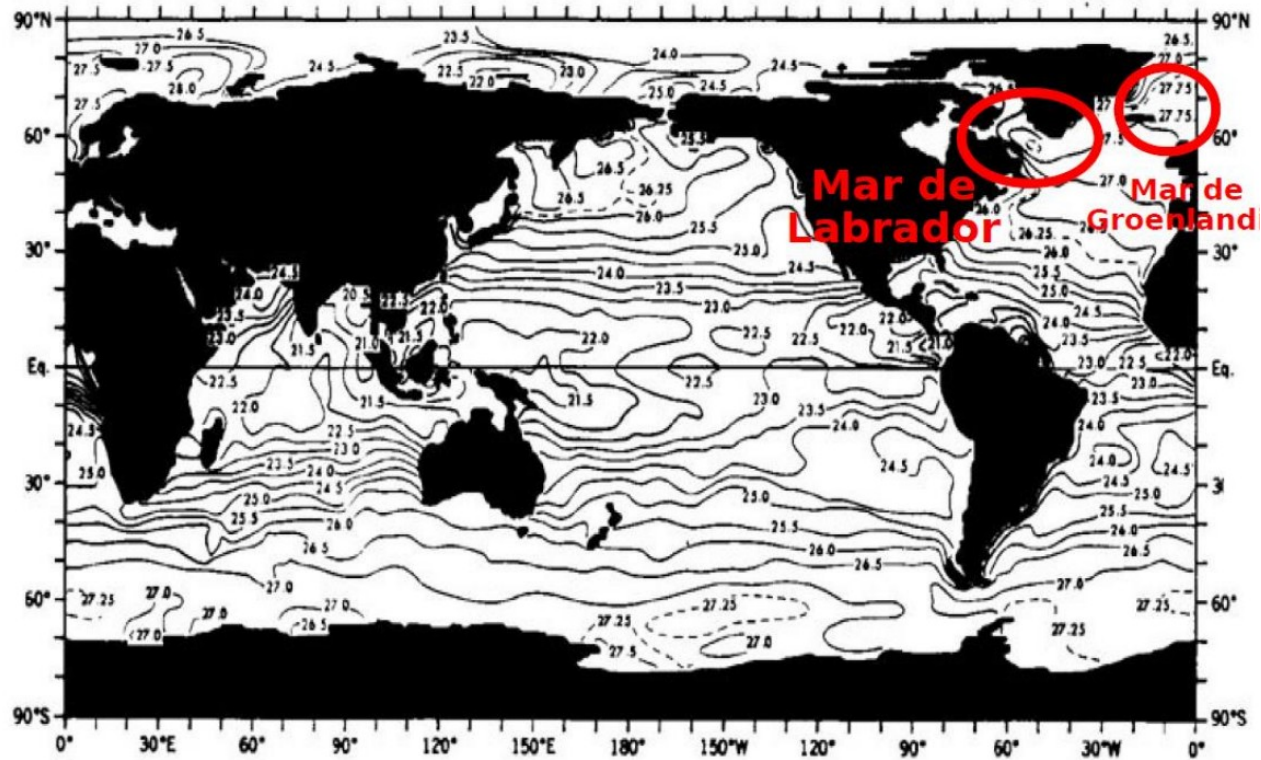
Sitios de formación de aguas profundas

- La sal representa el 3.5% de la masa de los océanos, es de gran importancia afecta la densidad.
- En latitudes altas donde la diferencia de T entre las aguas superficiales y las subsuperficiales es chica una pequeña adición de sal causa que las aguas superficiales se hundan.
- Dos procesos pueden provocar este procesos de convección oceánica:
 - Evaporación, saca moléculas de agua pura, dejando aguas oceánicas mas saladas. Ocurre durante el invierno cuando masas de aire frías y secas se mueven del continente hacia un océano mas cálido, calienta el aire y absorbe humedad, las aguas superficiales se enfrían, se hacen más salinas y se hunden.
 - 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.

Sitios de formación de aguas profundas:

En HN: la formación de aguas profundas ocurre 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 S en profundidades medias como una corriente de contorno oeste, cruza el ecuador y conecta con las masas de agua del oceano Austral.

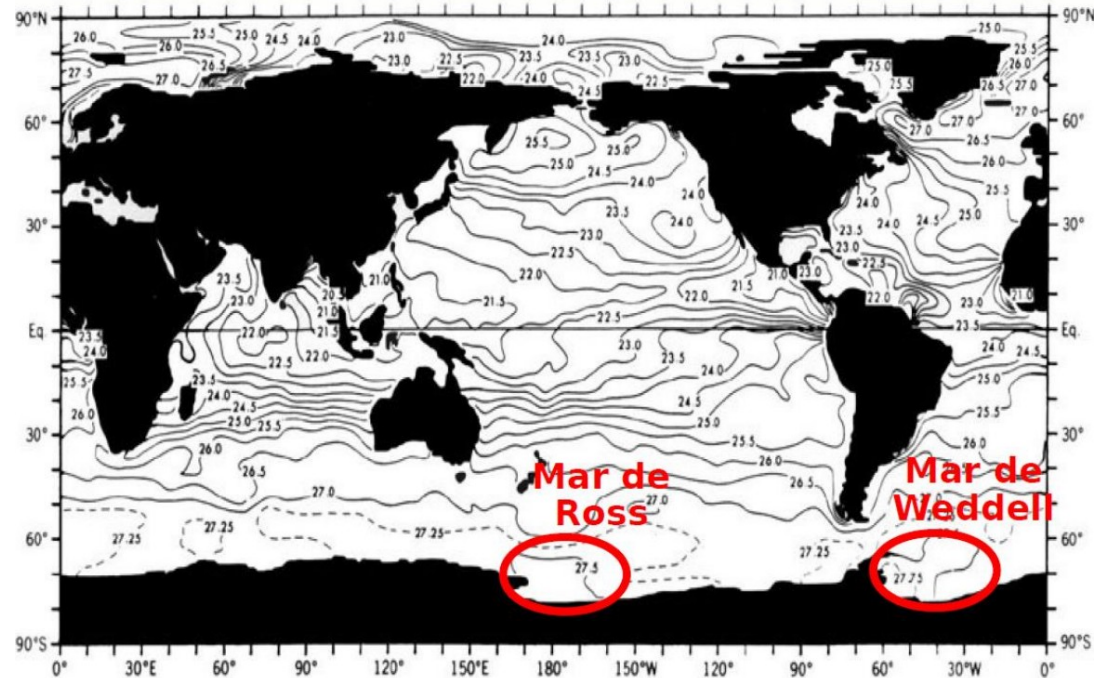


Sitios de formación de aguas profundas:

En HS: en 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), fluye cerca del fondo oceánico y Aguas Antárticas Intermedias (Antarctic Intermediate Water, AAIW) que fluye en profundidades medias.

El flujo de NADW desde el N es compensado por un flujo de superficie de aguas provenientes del océano Indico y a través del estrecho de Drake



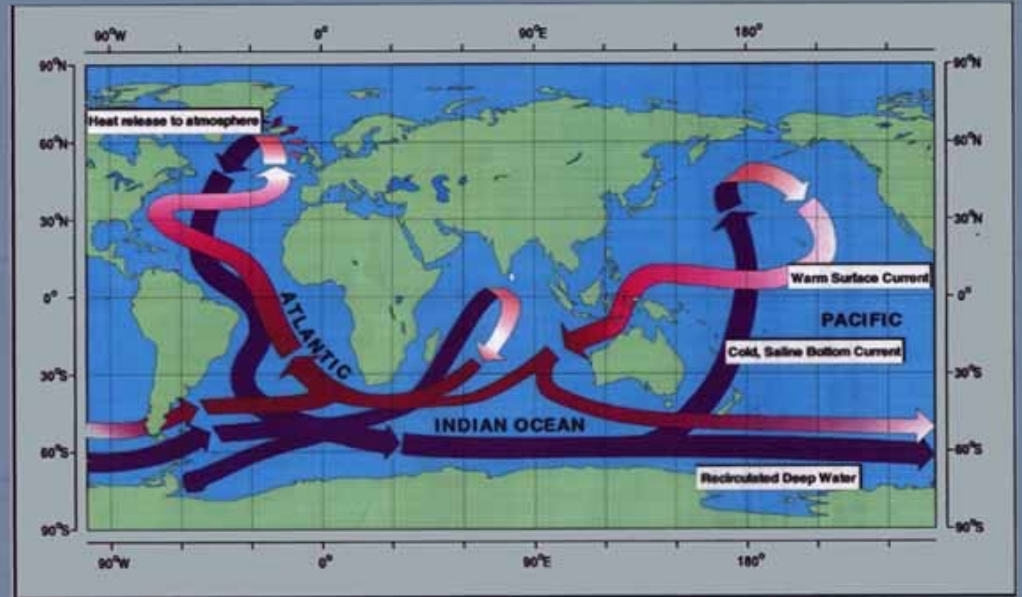
Luego de hundirse en el Atlántico N, las aguas profundas fluyen hacia el S, atraviesan el ecuador, y se unen a la CCA.

Parte de esa corriente, a su vez, se bifurca hacia el océano Índico y luego hacia el océano Pacífico, donde ascienden y vuelven como aguas superficiales hacia el Atlántico N.

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.

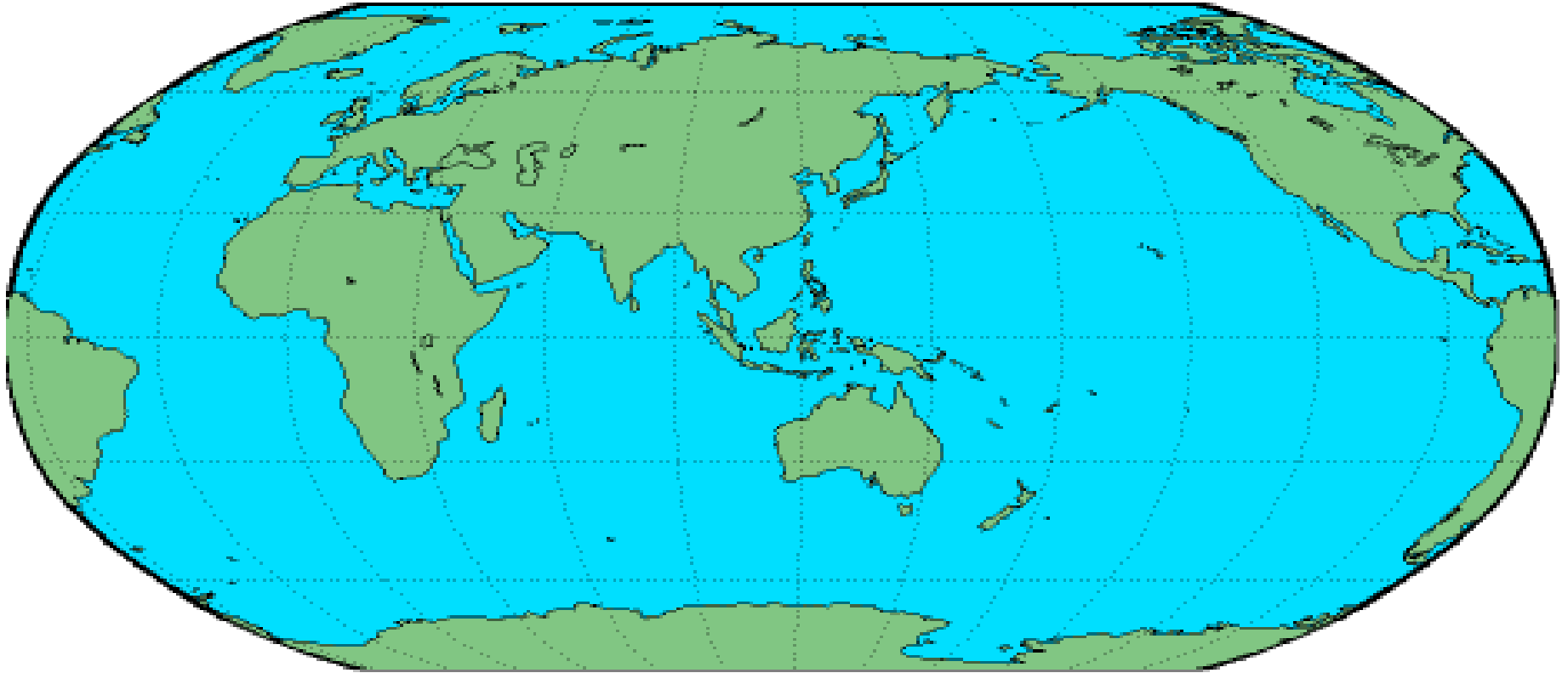
The Atlantic Thermohaline Circulation

- A key Element of the Global Oceanic Circulation -



Schematic diagram of the global ocean circulation pathways, the 'conveyor' belt (after W. Broecker, modified by E. Maier-Reimer).

Circulación termohalina



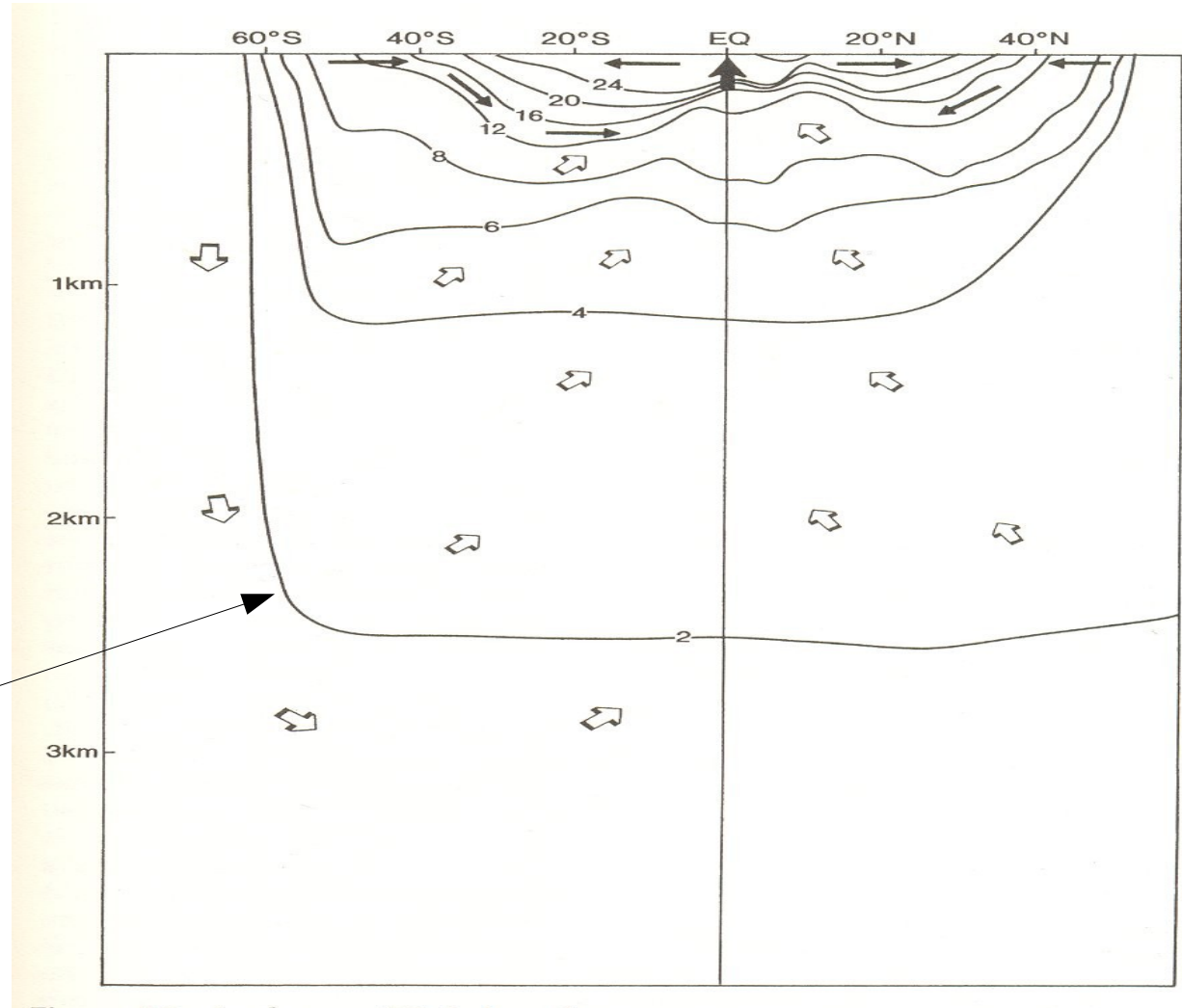
Azul – trayectoria de masas de agua en profundidad
Rojo – trayectoria de masas de agua en superficie

Sección longitudinal
muestra las dos
circulaciones:

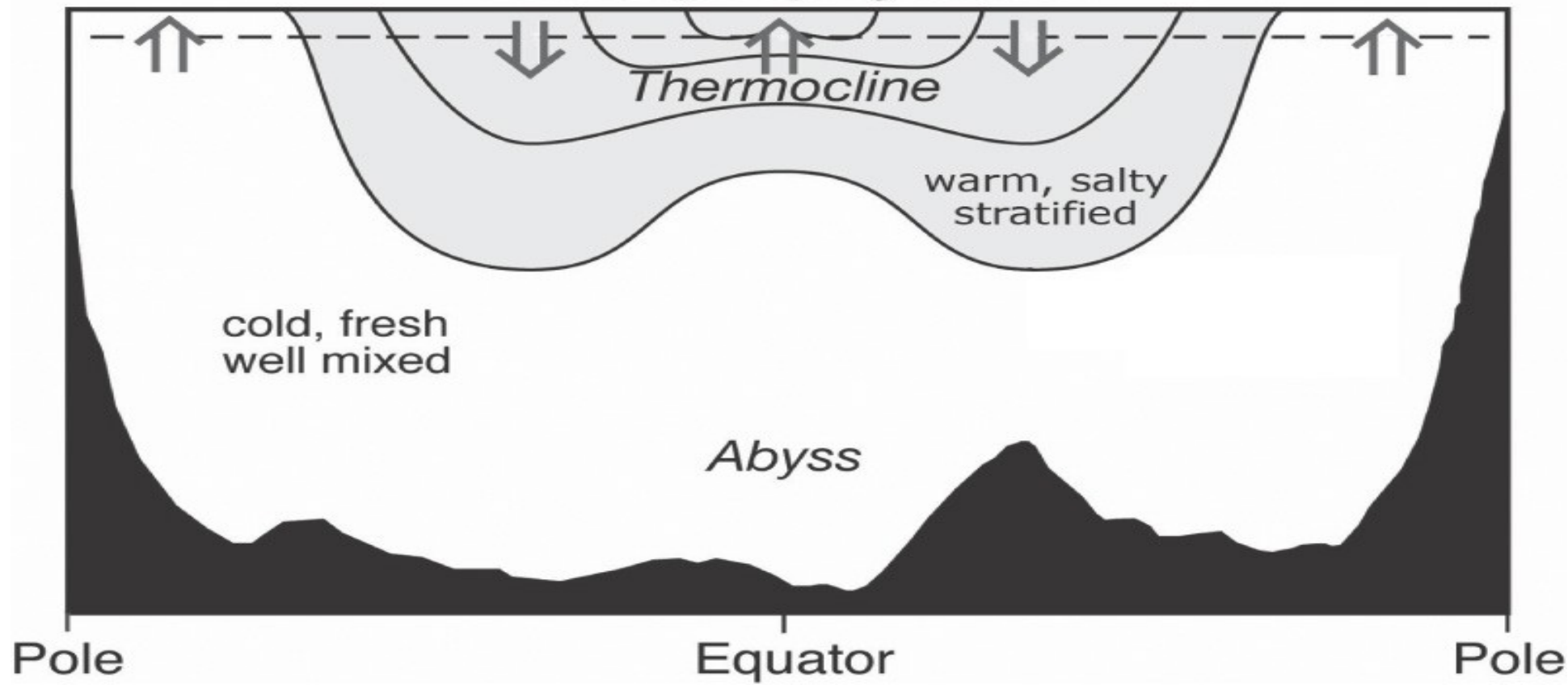
Termohalina

Circulación somera.

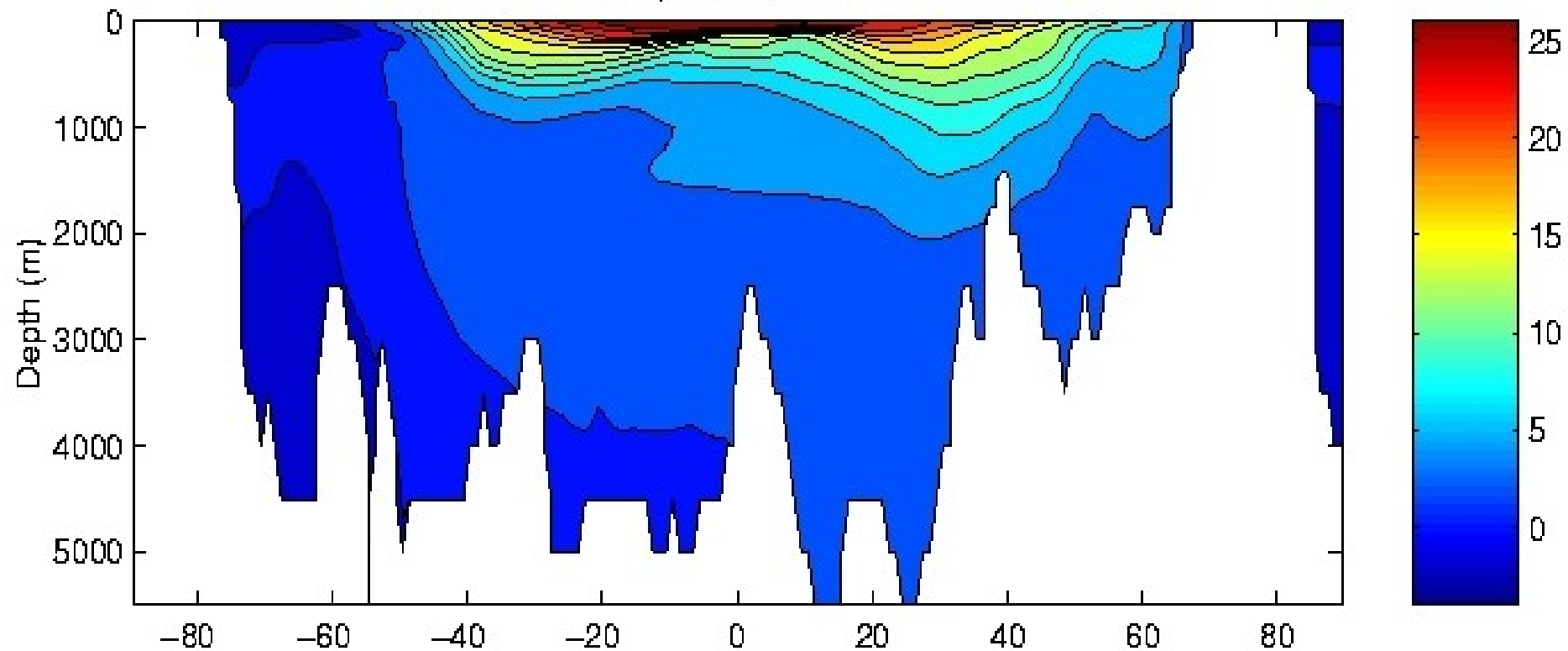
Isotermas



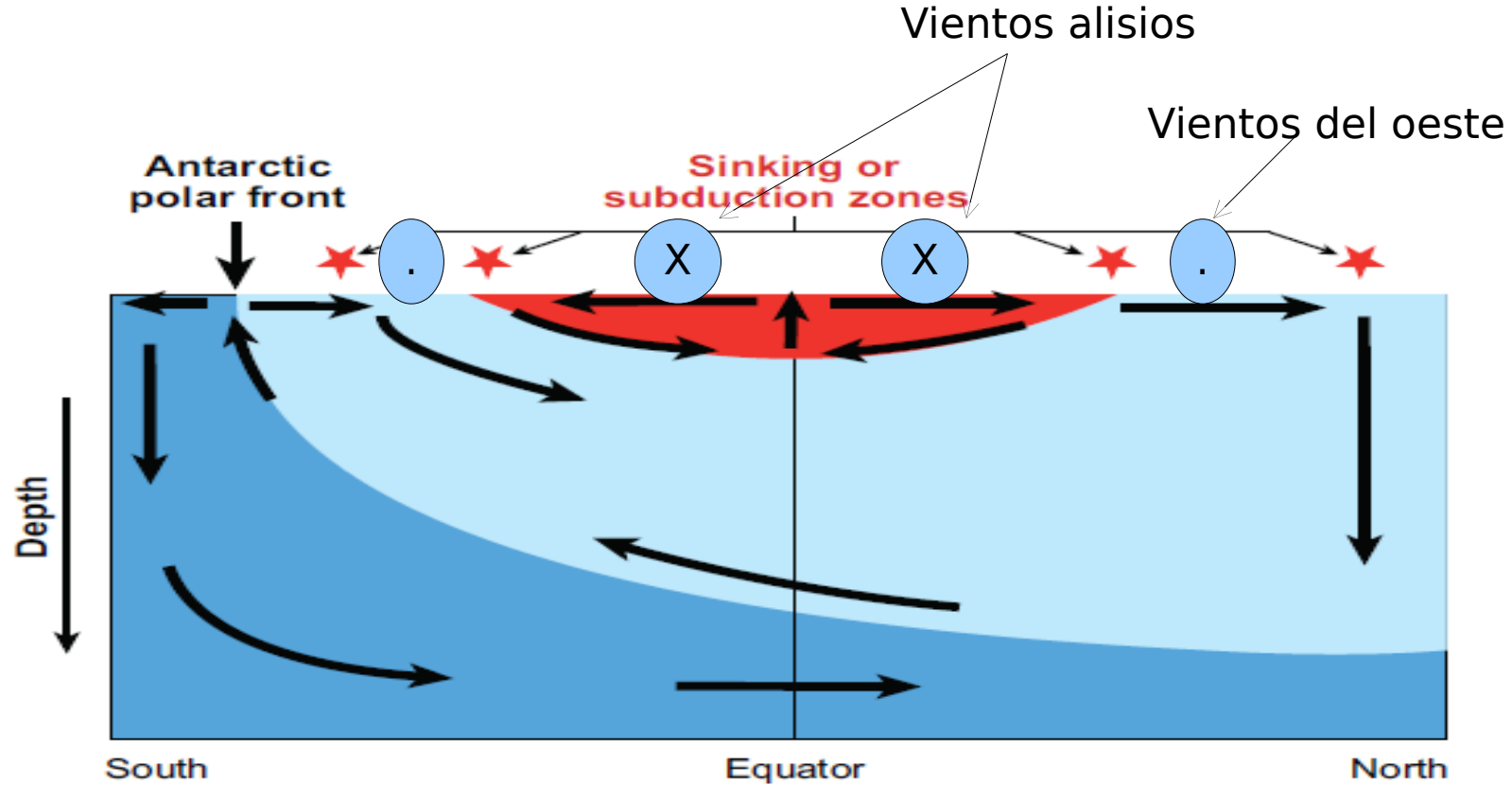
Ekman pumping/suction



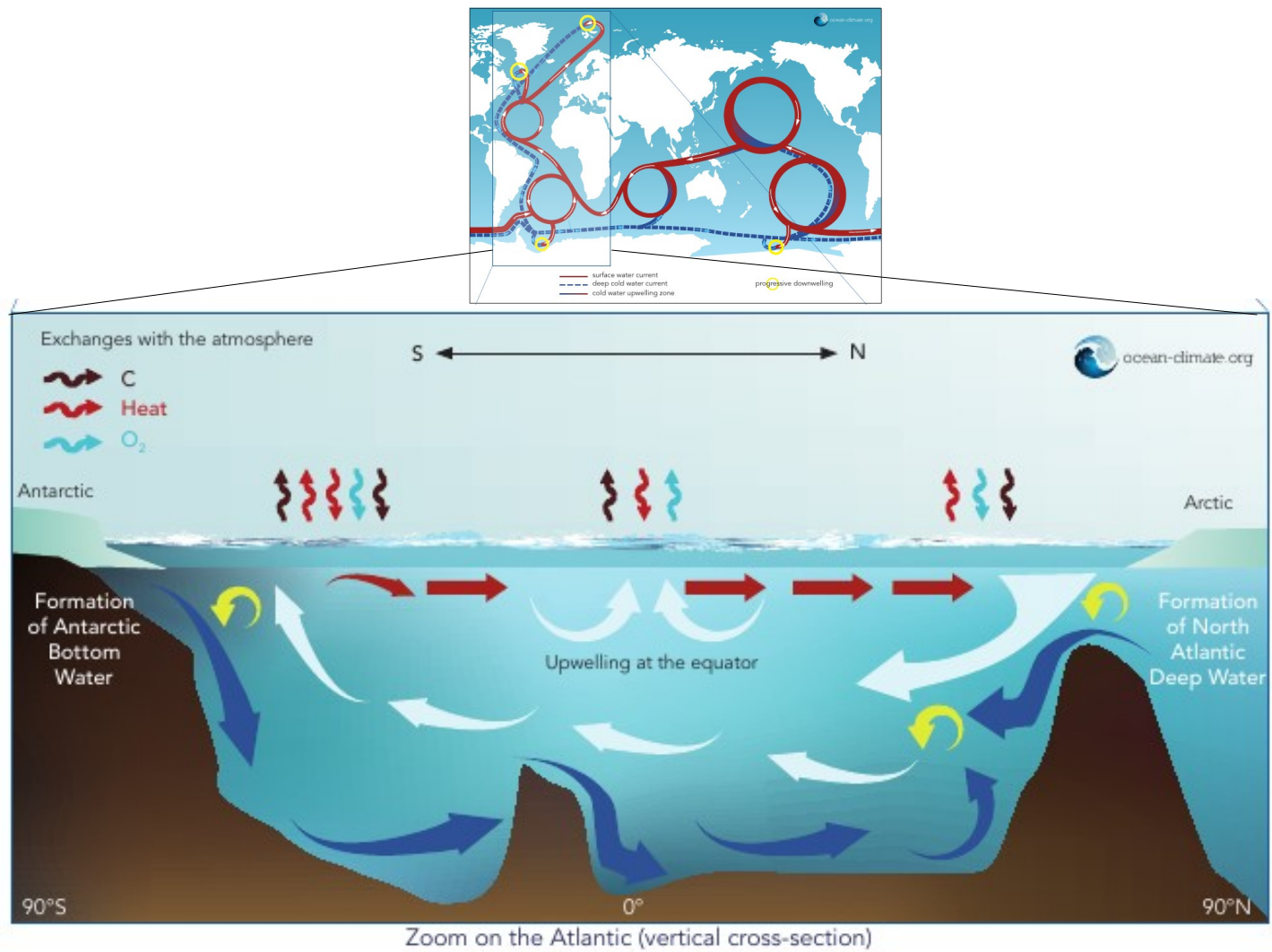
Temperature at 30W

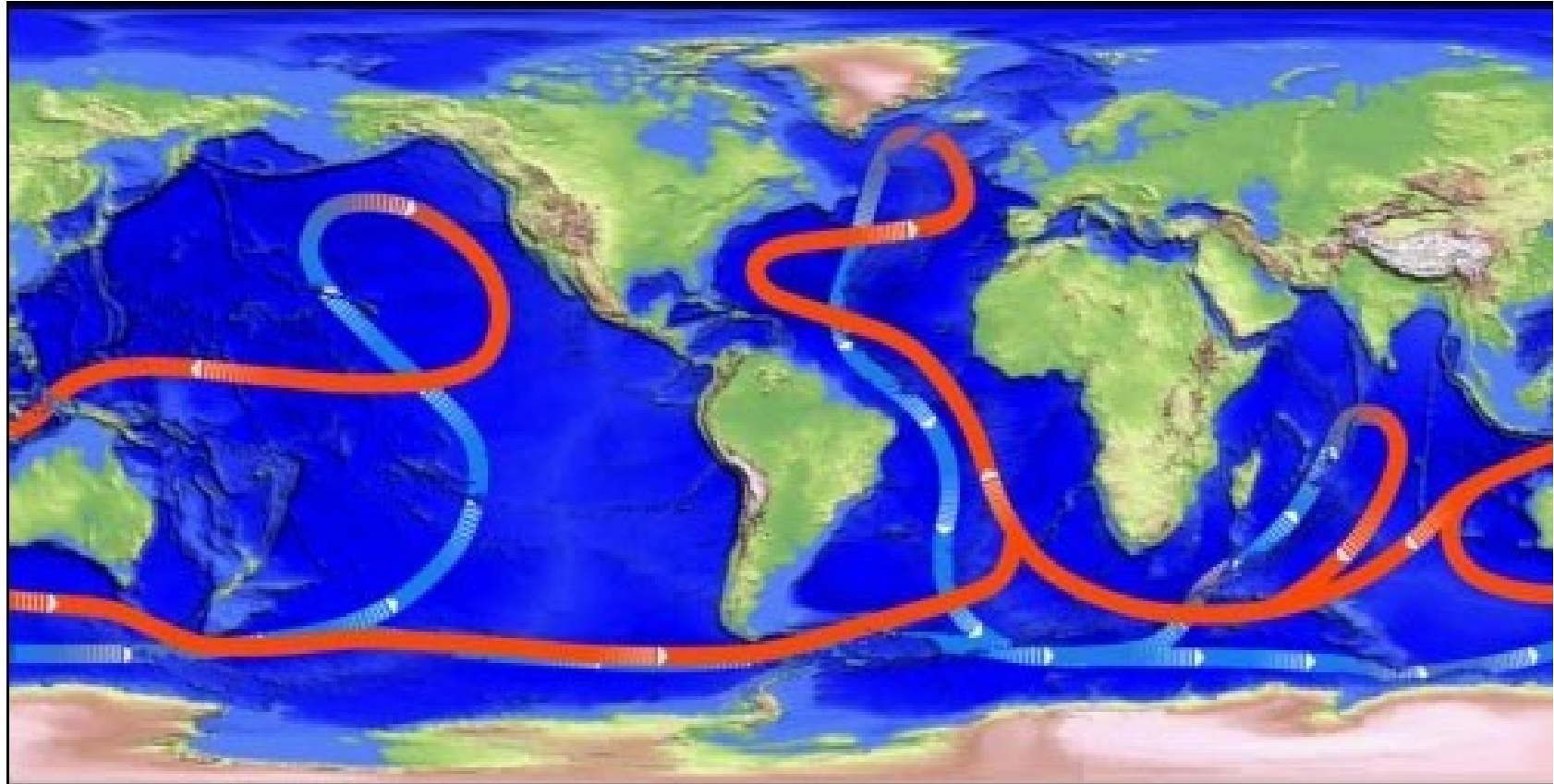


Esquema de la circulación general oceánica



las regiones de mayor absorción del calor y de CO₂ antropogénico en el océano se da en las regiones del Atlántico norte y alrededor de la Antártida





Circulación Termohalina

Evidencia de creación de aguas profundas:

- *Distribución de propiedades no conservativas de las masas de agua (se modifican dentro de la masa de agua) pueden ser muy buenos rastreadores.

- *Distribución de otros elementos e.g. tritio en el Atlántico Norte.

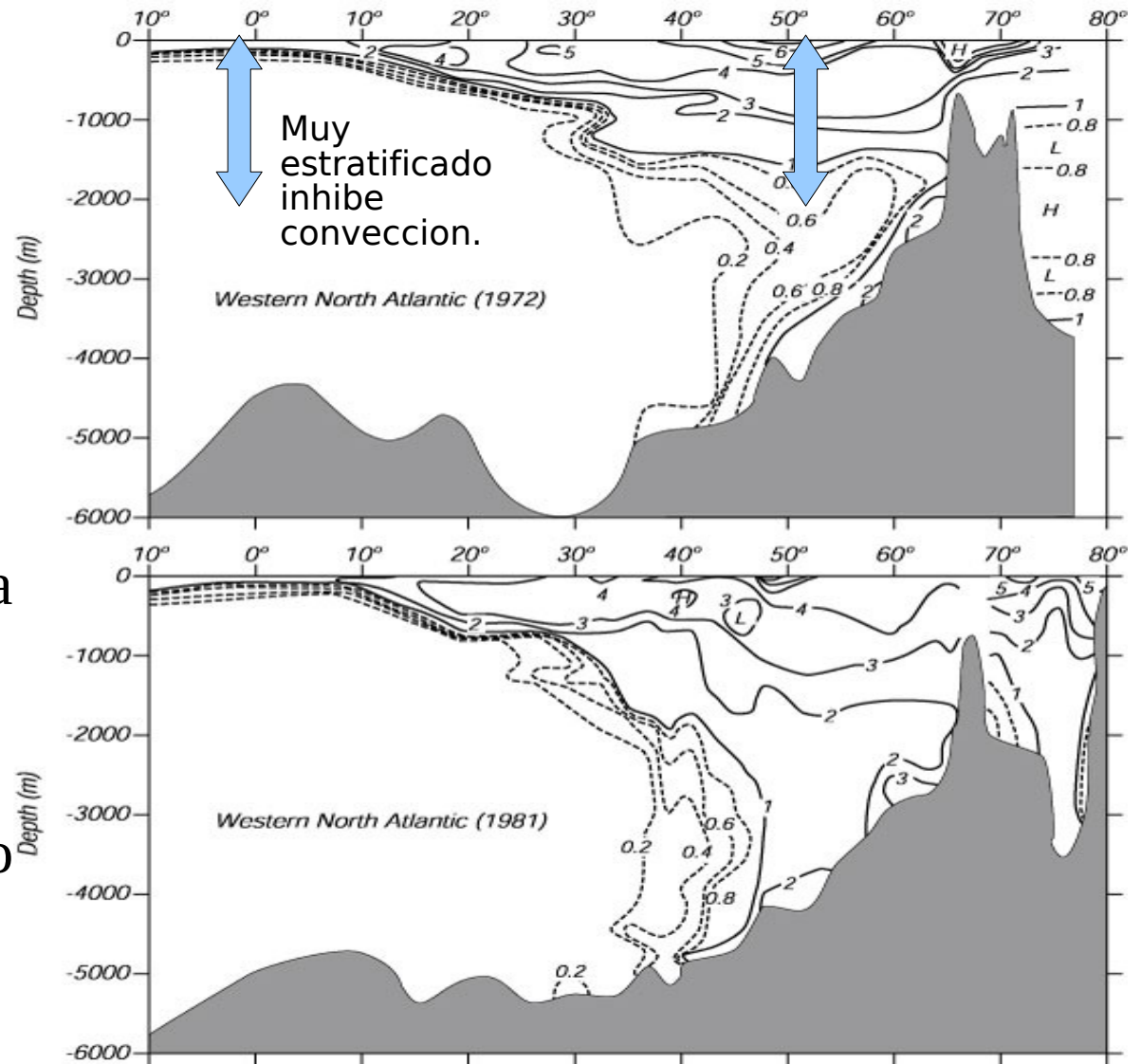
El tritio entró al océano por causa de pruebas con bombas atómicas. Se observa que, en 10 años, aumentó la cantidad de tritium en aguas profundas.

Evidencia de creacion de masas de agua profundas:

Distribución de tritio en el Atlántico Norte

El tritio entró al océano por causa de pruebas con bomba atómicas.

Se observa que en 10 años aumentó la cantidad de tritio aguas profundas

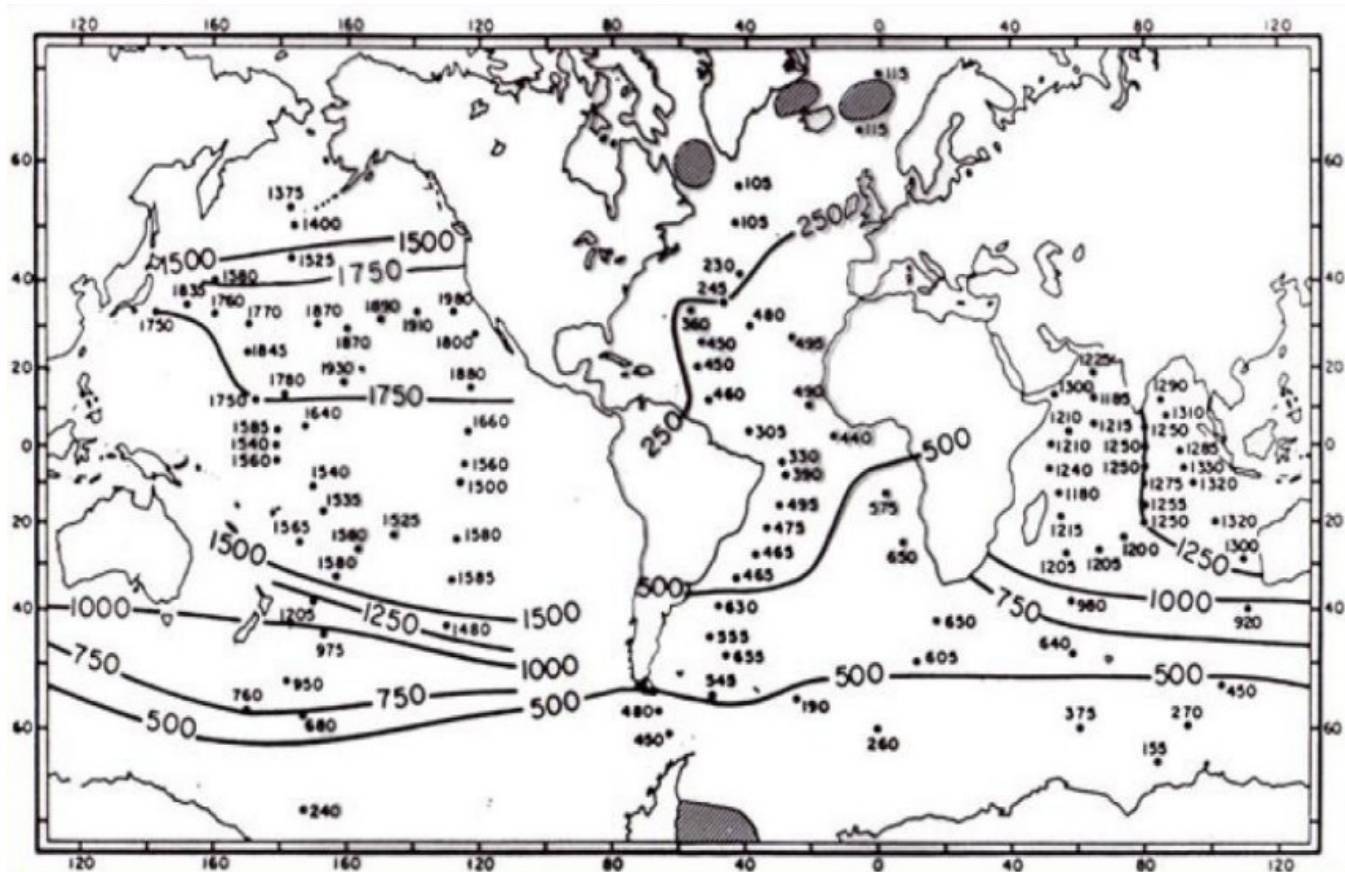


Más evidencia:

Distribución de edades del agua a 3km de profundidad.

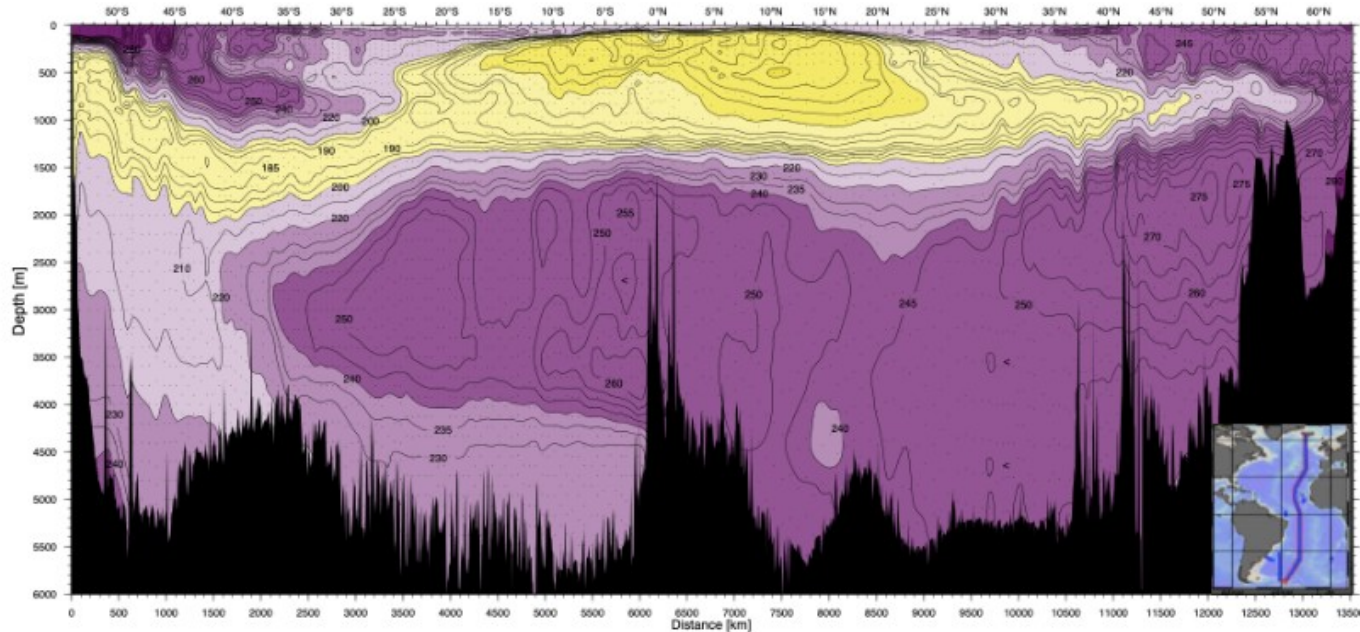
Los puntos indican dónde se tomaron las medidas del contenido de C14 (Broecker, 1985)

- C 14 es creado en la atmósfera alta debido a los rayos cósmicos.
- Entra al océano a través de la absorción de CO₂, y una vez debajo de la superficie decae.
- Sitios de formación de aguas profundas muestran las edades más jóvenes.



Más evidencia:

- Otras propiedades no conservativas (se modifican dentro de la masa de agua) pueden ser muy buenos rastreadores, ya que pueden dar una idea no solo del origen sino también de la edad
- Ejemplo 1: Oxígeno. Luego de perder contacto con la atmósfera, una masa de agua solo pierde O_2



(WOCE., 2000)

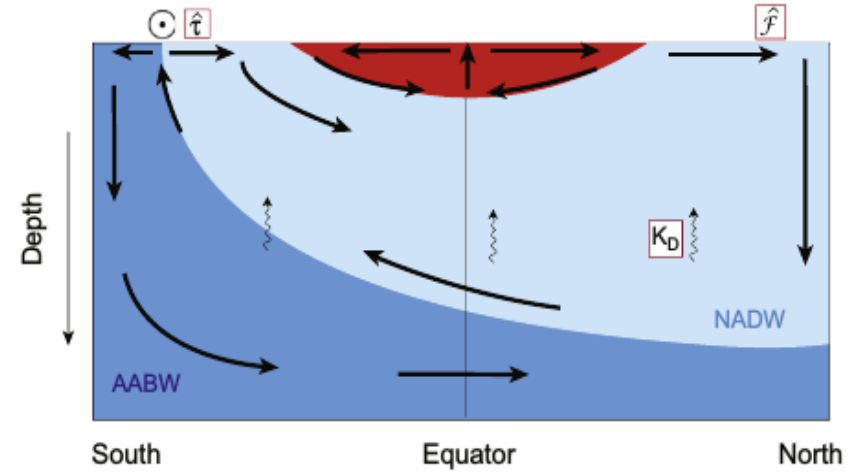
Mas evidencia: distribución de nutrientes.

La concentración de nutrientes es mínima en el Atlántico N:

- El agua recién llegó de la superficie donde los nutrientes son consumidos por el fitoplancton.

La concentración de nutrientes es máxima en el Pacífico N:

- En su camino las corrientes profundas son enriquecidas de nutrientes de la descomposición de MO que se muere y hunde.



Circulación Termohalina

El agua que se hunde es densa por su alta salinidad y su baja temperatura.

- Si la salinidad es suficientemente alta, el agua se hundirá aún si su temperatura aumenta un poco.
- La manifestación atmosférica del calentamiento global es menor si los océanos absorben el calor y lo “guardan” en capas profundas.
- La capacidad calorífica del agua es tan grande que aún un pequeño aumento de T en el océano profundo puede representar un gran sumidero de calor.

La sensibilidad de la circulación termohalina a perturbaciones (qué se requiere para que la circulación se detenga o comience a funcionar en forma diferente)

Es un tema de gran actividad de investigación mundial actual.

Se estudia mediante modelos climáticos numéricos y el estudio de paleoclimas.

Existen muchas hipótesis sobre el rol de la circulación termohalina en la historia climática terrestre

Ha captado la imaginación de la gente de tal manera que Hollywood le hizo su propia película (“El día después de mañana”).



Balance energético en el tope de la atmósfera.

La atmósfera recibe
más radiación solar
en los trópicos y menos
en los polos.

La distribución de
energía NETA evidencia
un balance que no es por
columna atmosférica y
por lo tanto implica un
transporte.

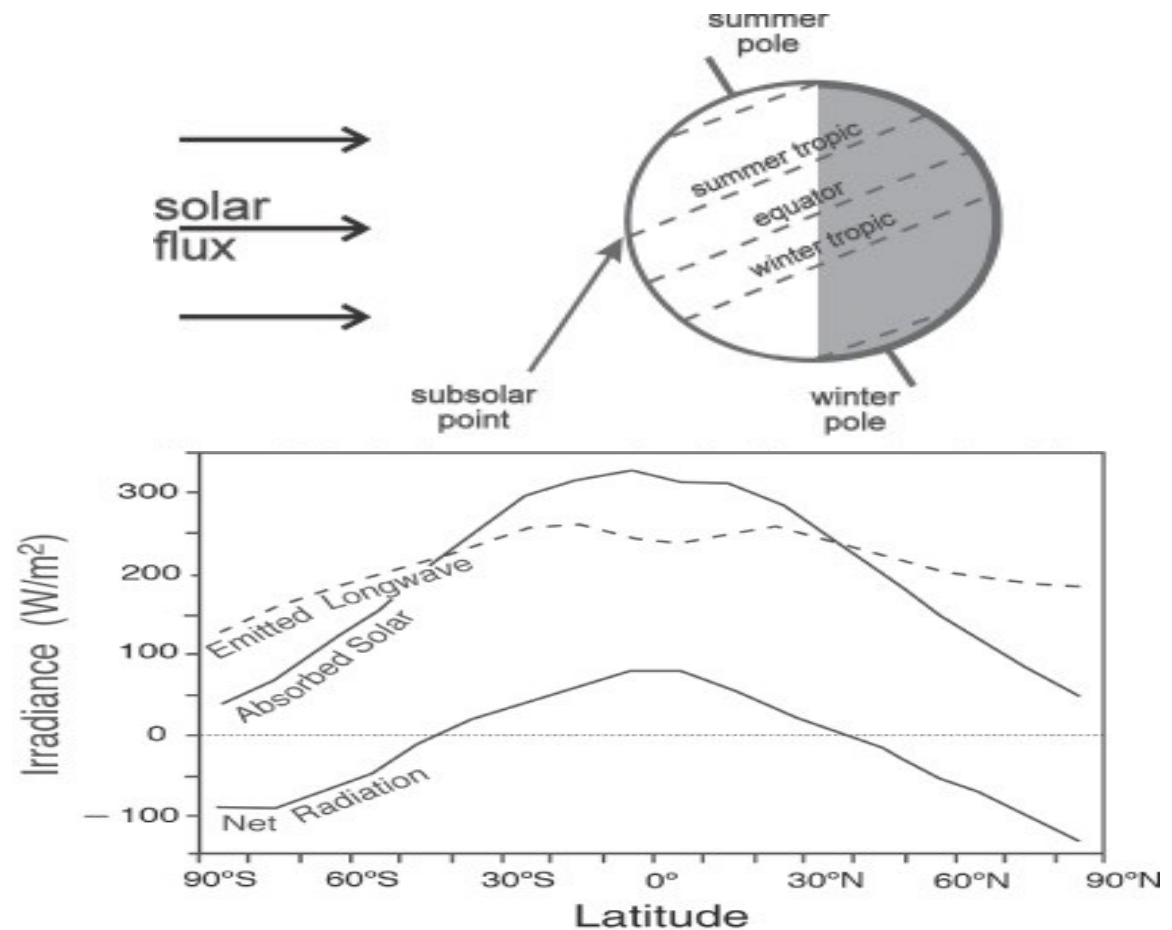


Figure 5.5: Annual mean absorbed solar radiation, emitted long-wave radiation, and net radiation, the sum of the two. The slight dip in emitted long-wave radiation at the equator is due to radiation from the (cold) tops of deep convecting clouds, as can be seen in Fig. 4.26.

¿Cuanto calor transportan los océanos?

Para mantener el balance energético terrestre la atmósfera y el océano deben transportar energía

Transporte de energía por atm+ocn

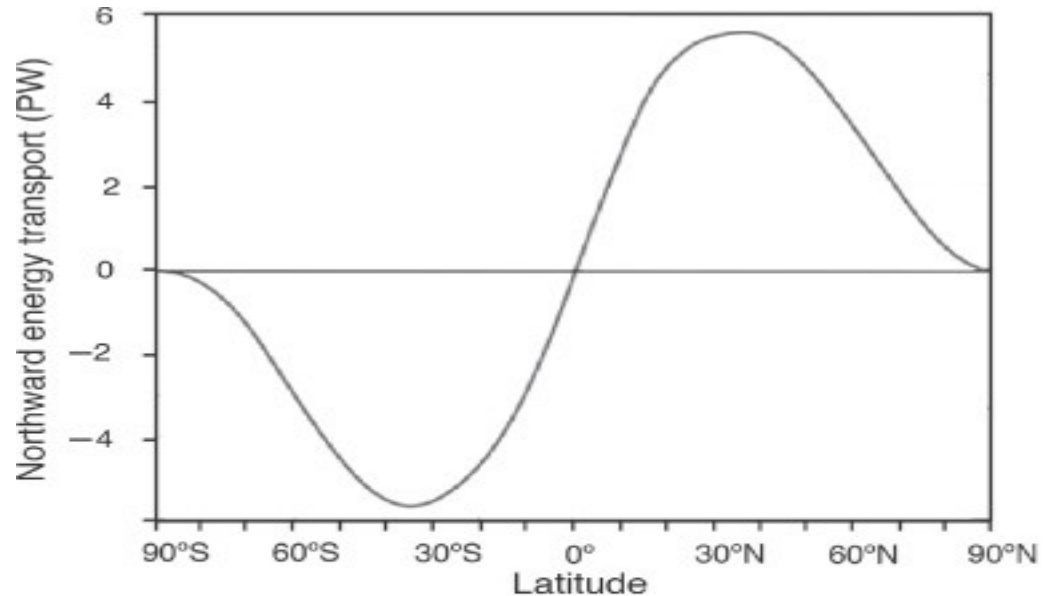
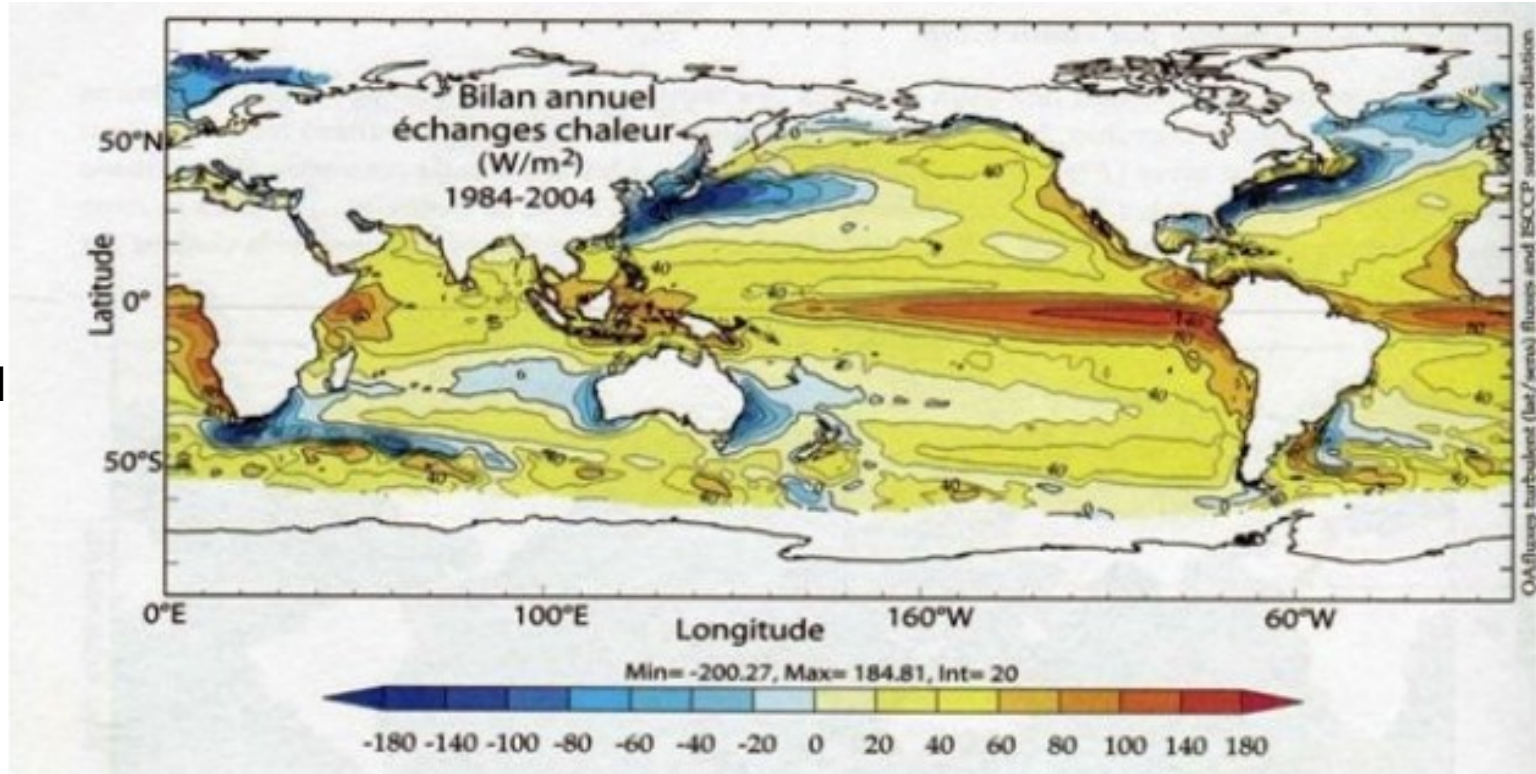


Figure 5.6: The northward energy transport deduced by top of the atmosphere measurements of incoming and outgoing solar and terrestrial radiation from the ERBE satellite. The units are in $PW = 10^{15}W$ (see Trenberth and Caron, 2001). This curve is deduced by integrating the “net radiation” plotted in Fig. 5.5 meridionally. See Chapter 11 for a more detailed discussion.

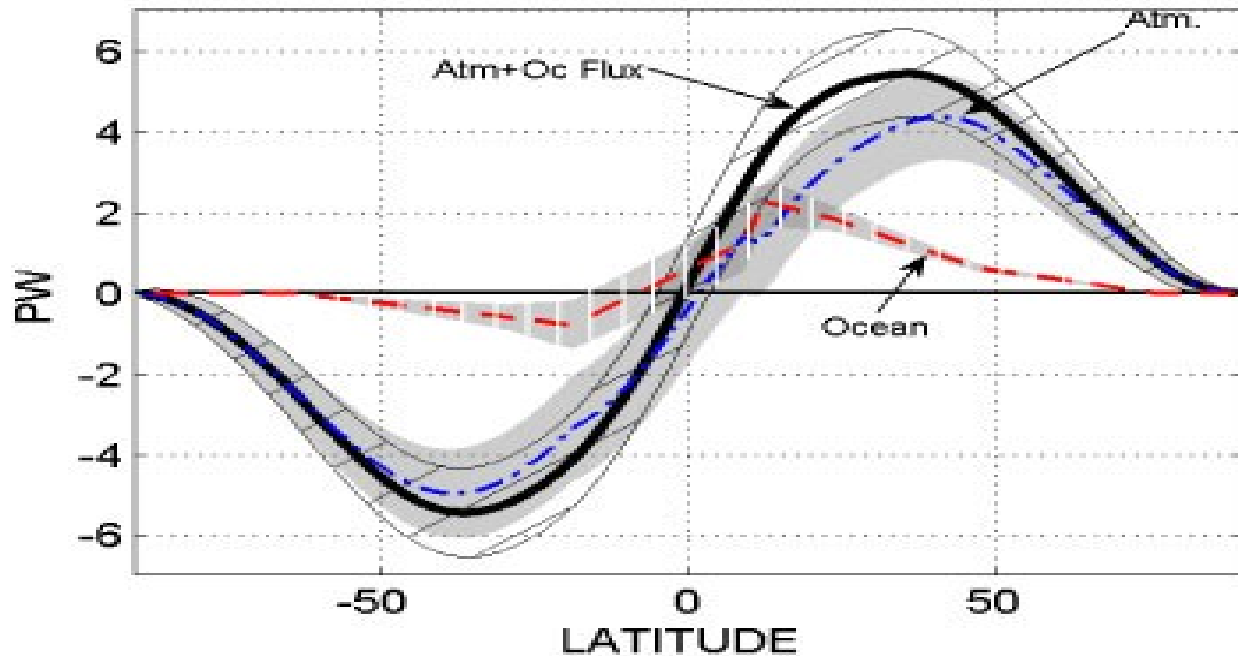
La pérdida de calor desde el océano a la atmósfera es más intensa cerca de las corrientes extratropicales mas intensas donde la energía se pierde en forma de QL y QS asociados a la evaporación y a la diferencia de temperatura (mar-aire)

Flujo neto de energía en superficie del océano



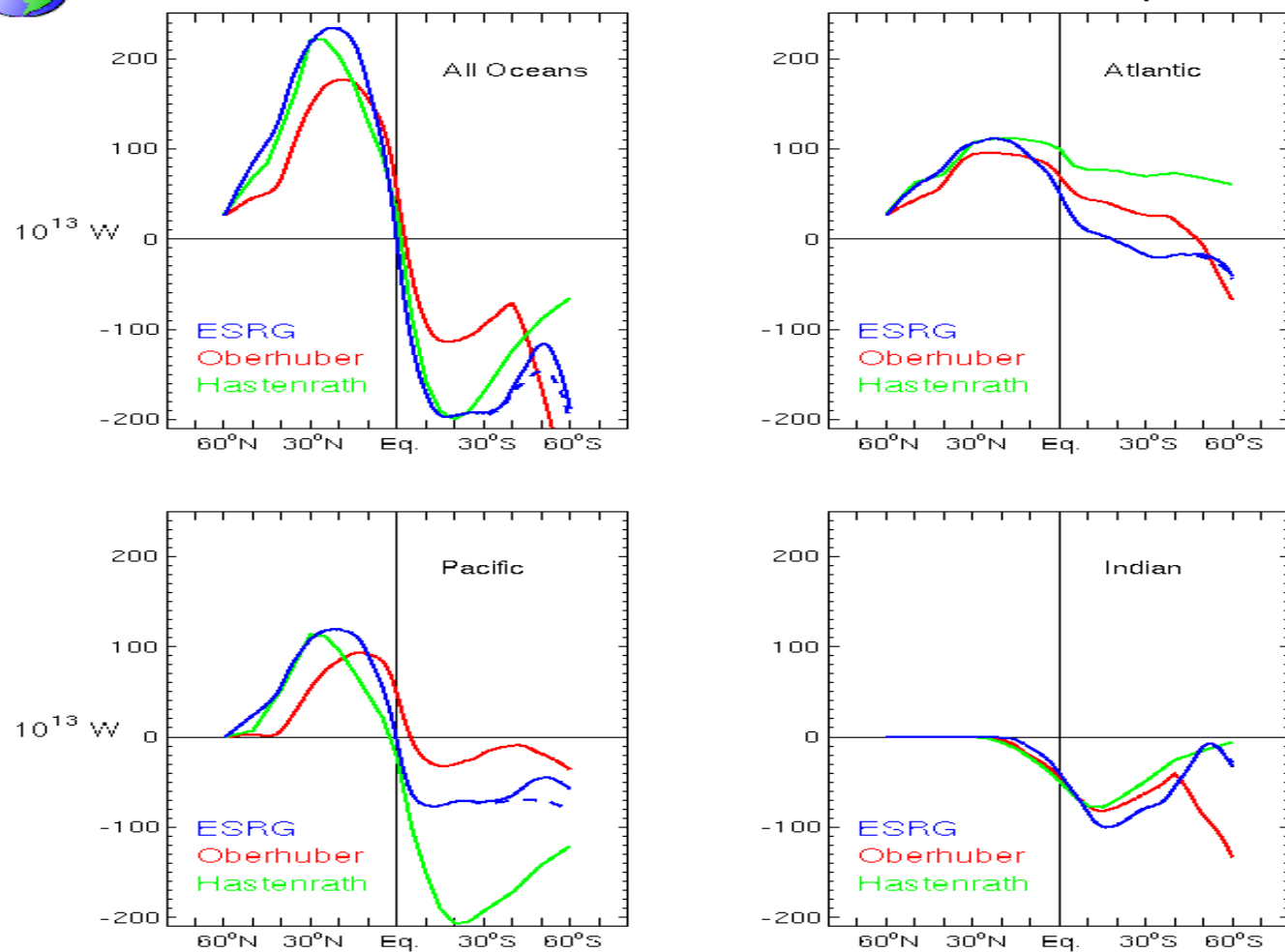
Transporte de calor medio anual

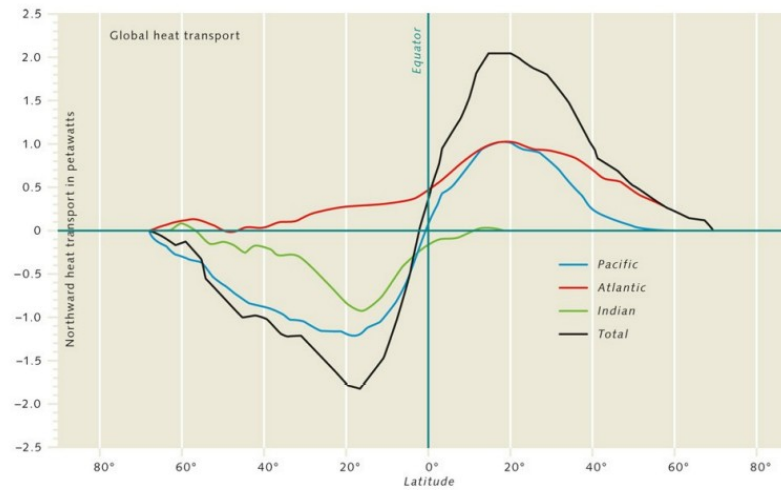
Excepto en los tropicos, la atmosfera domina el transporte de calor





Annual mean northward meridional heat transport

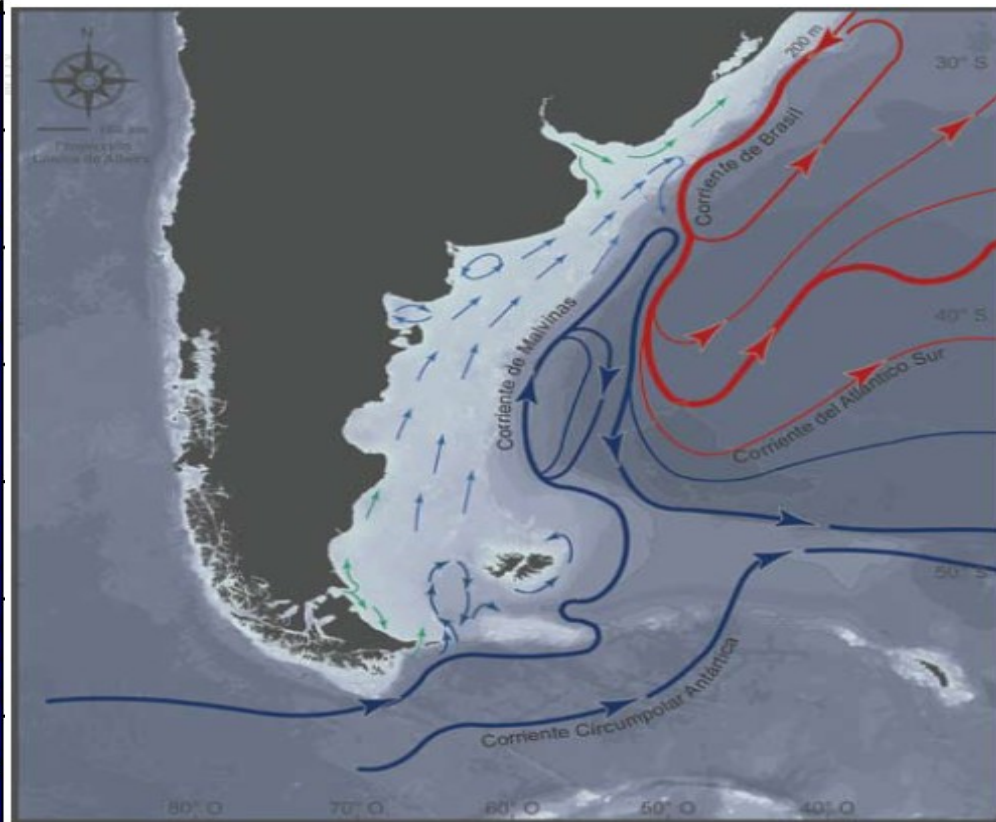
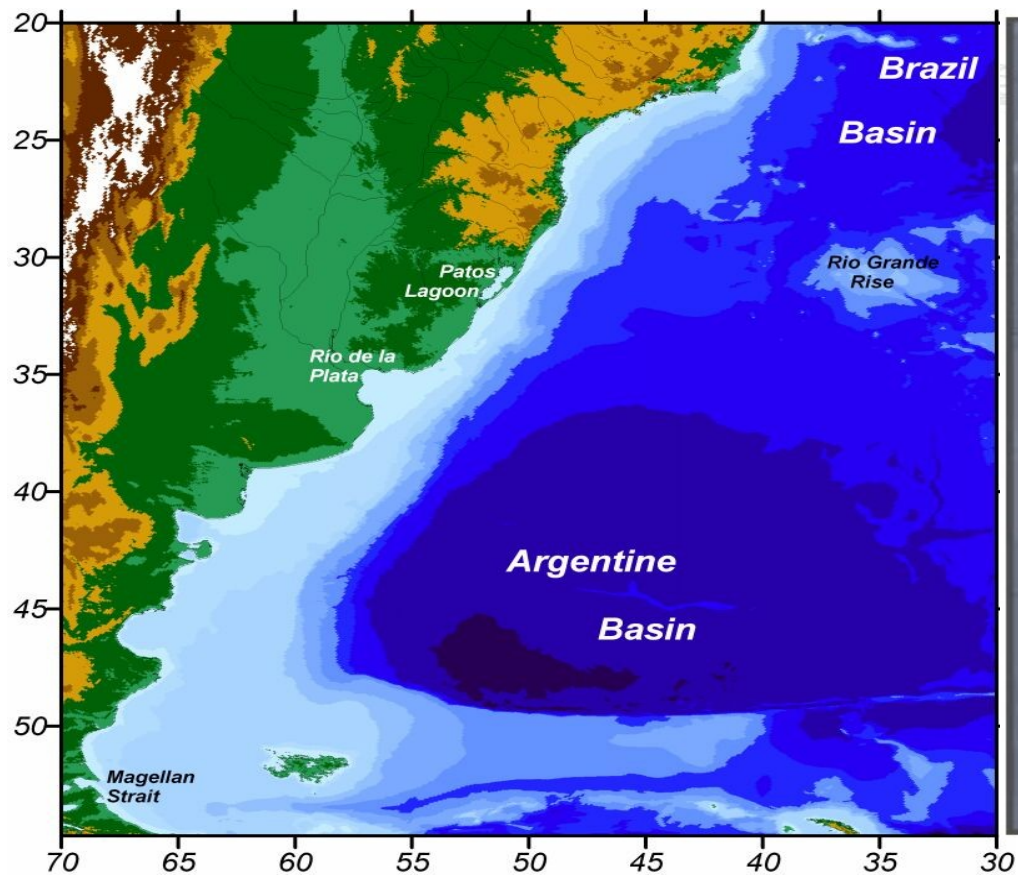


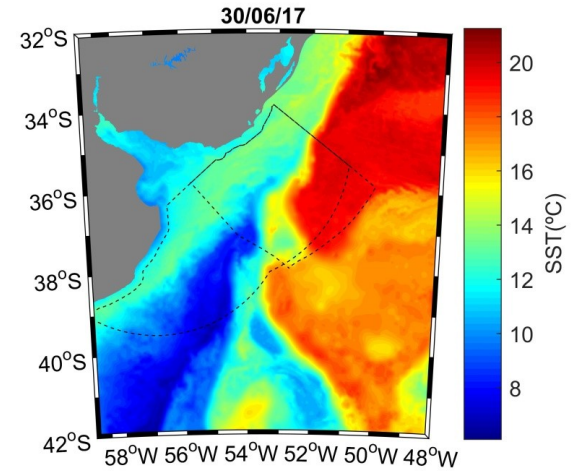
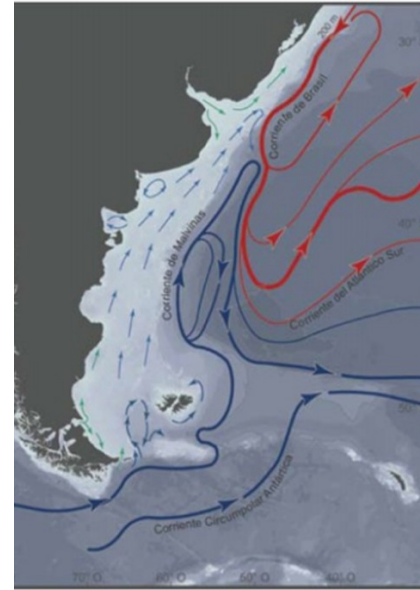
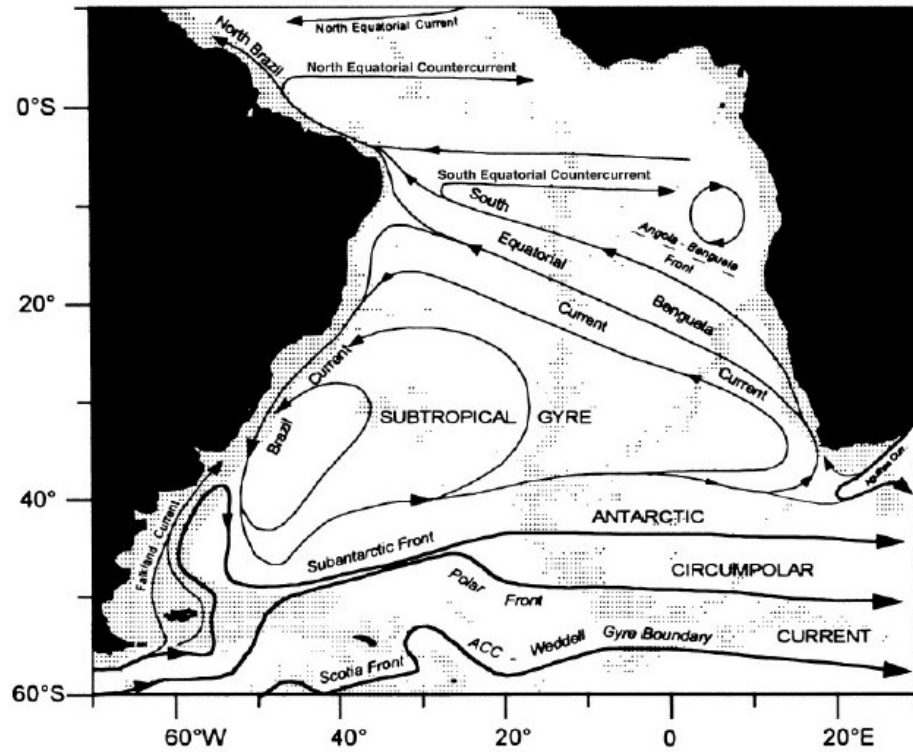


- El transporte realizado por la circulación general oceánica, asociado a su gran inercia térmica e intercambios con la atmósfera, se realiza a velocidades mucho menores que el transporte de energía realizado por la atmósfera a través de los vientos.
- El máximo tiempo de vida de una perturbación atmosférica es de un par de semanas, las perturbaciones oceánicas pueden persistir y dominar las condiciones en superficie por varios meses y por varios siglos en profundidad.
- Esta característica vuelve a los océanos tan importantes para entender el clima y su variabilidad desde escalas estacionales a milenios.

Circulación oceánica en el Atlántico Suroccidental

Circulación regional

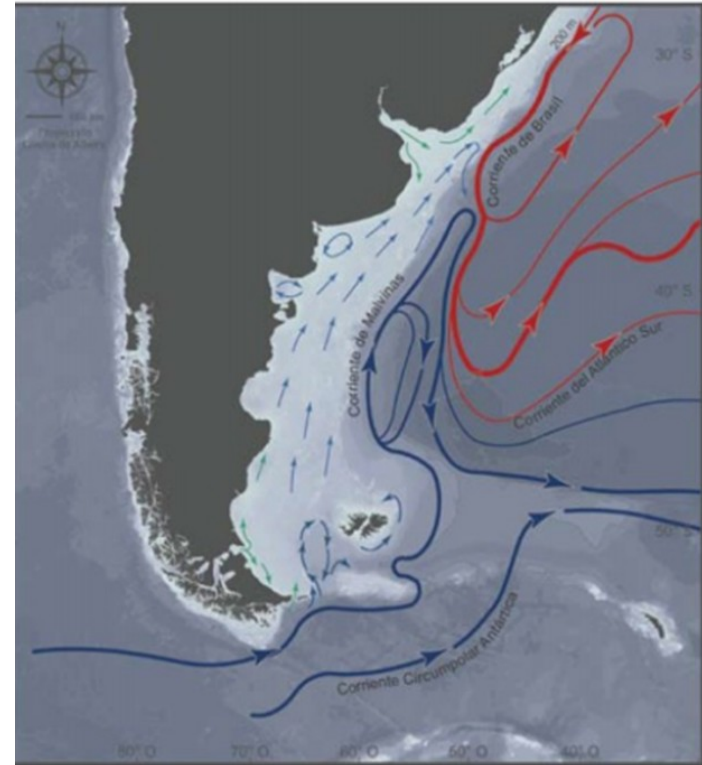




Corriente de Brasil (AT y AST AAI)
Corriente de Malvinas (ASA AAI)

Corriente de Brasil

- La CB se extiende hacia el sur a lo largo del talud
- Transporta dos masas de agua:
 - a) Agua Tropical (TW, $T > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S > 36$) hasta los 200m
 - a) Agua Central de Atlántico Sur o Agua subtropical (SACW o STW, $6\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $34,6 < S < 36$).



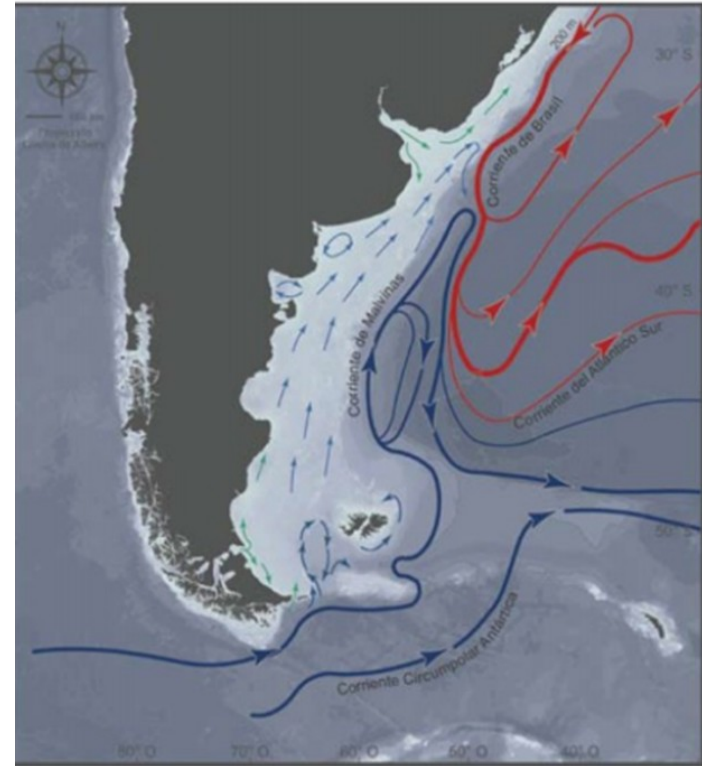
Corriente de Malvinas

- Se origina de la rama norte de la Corriente Circumpolar Antártica
- Aguas relativamente diluidas y frías
- Fluye por el talud hacia le N, hasta que alcanza a la CB

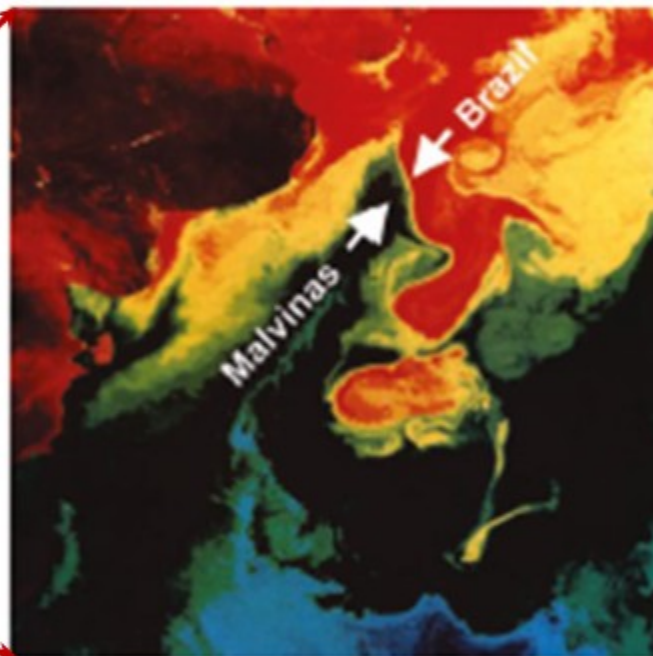
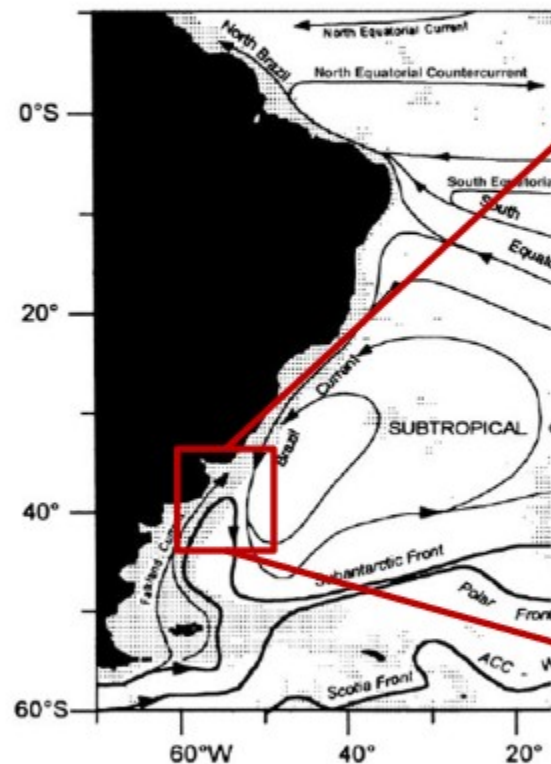
Transporta

Aguas subantárticas: $2^{\circ}\text{C} > T < 8^{\circ}\text{C}$, son aguas ricas en oxígeno y nutrientes y Agua antártica Intermedia.

- La zona donde ocurre es altamente productiva debido a que allí ocurre un proceso de surgencia.



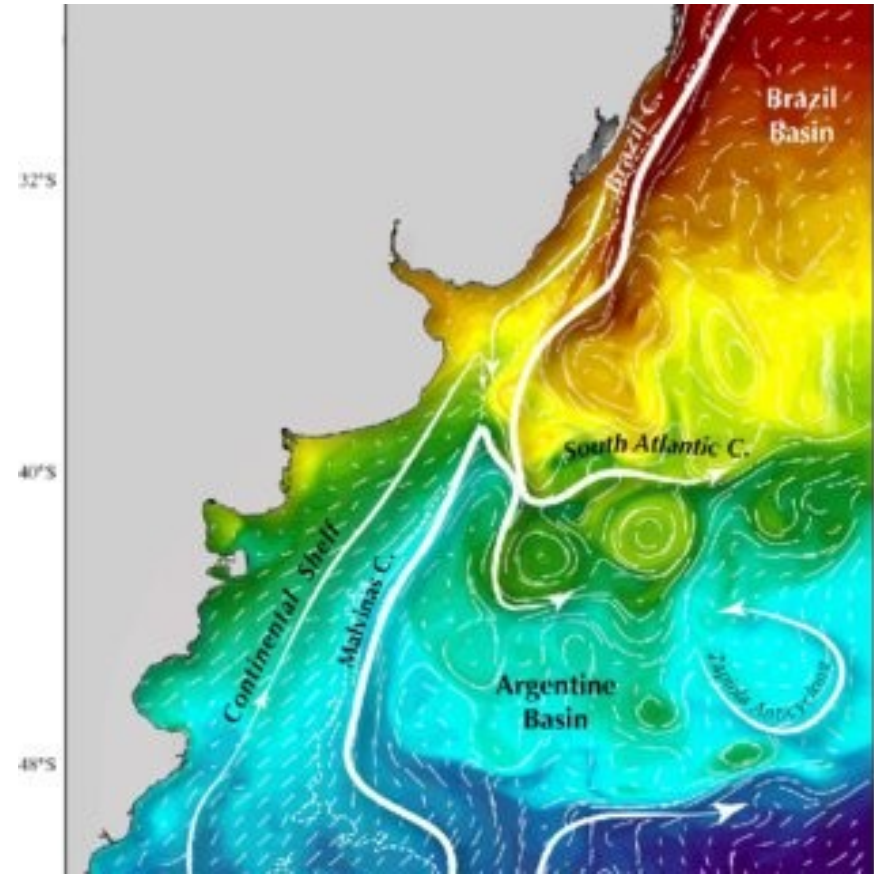
Confluencia Brasil-Malvinas (~38°S)



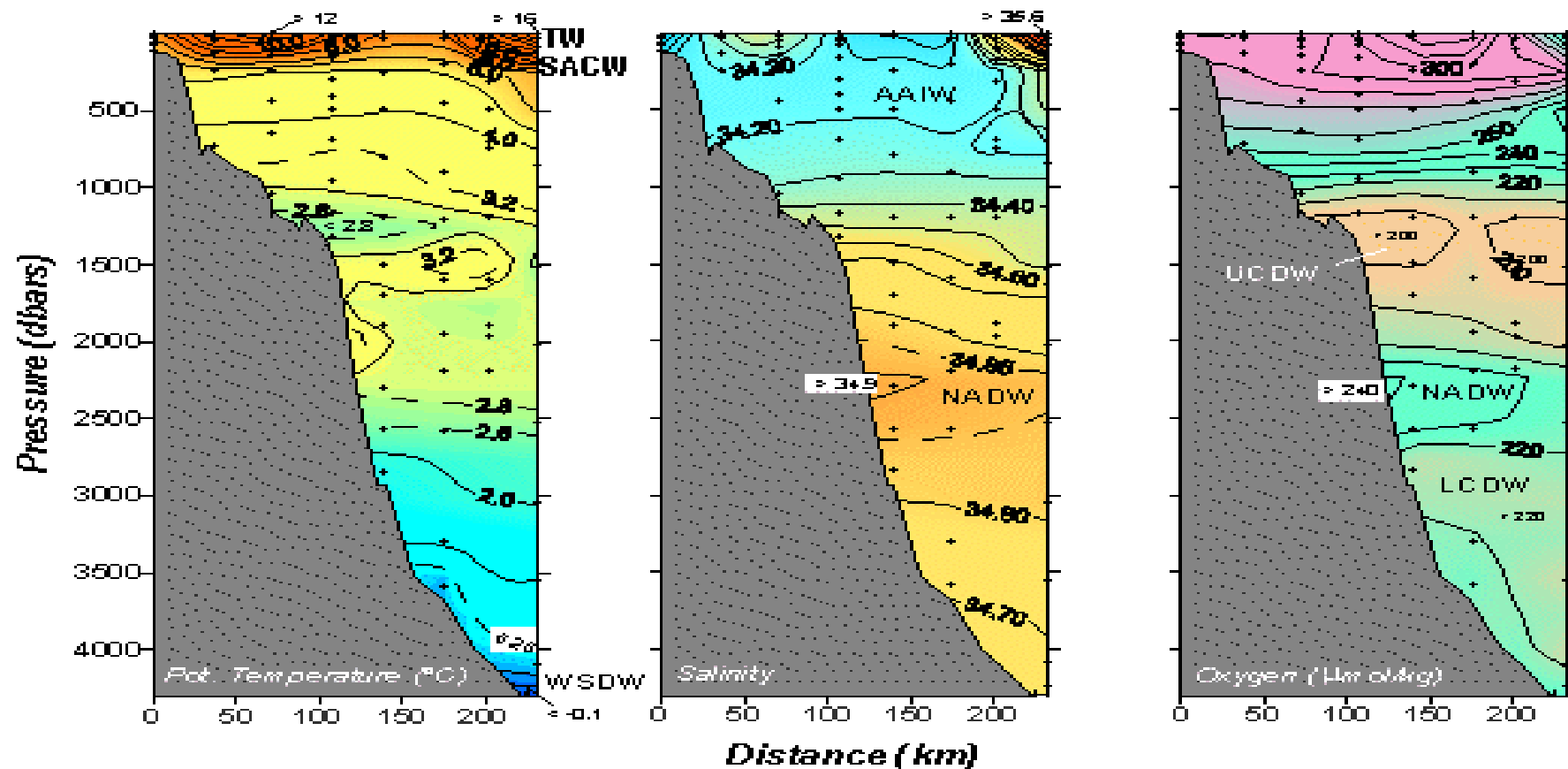
- Característica oceanográfica que más se destaca en la región
- Zona de convergencia de masas de aguas de diferentes características.
- Es una de las zonas más energéticas del océano global.

La convergencia genera inestabilidades y desprendimientos, generando lentes de agua con características térmicas y halinas diferentes a las aguas circundantes (eddies).

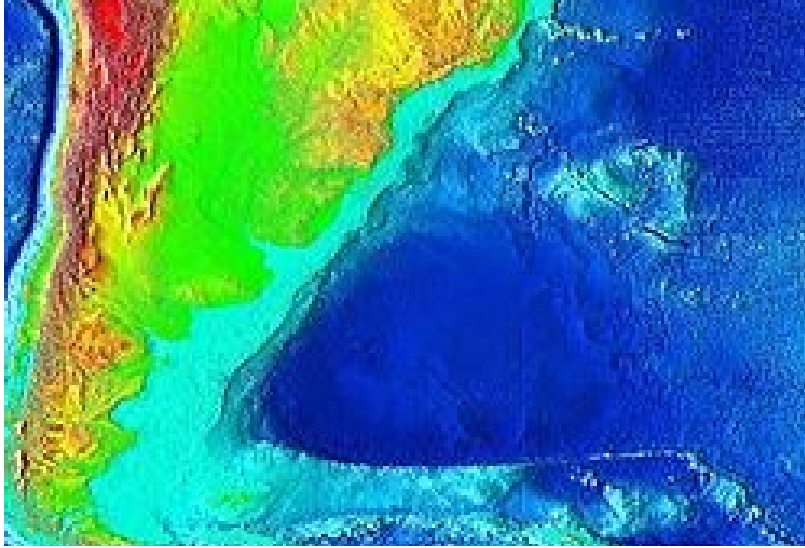
Los eddies de núcleo cálido pueden tener una anomalía de T de 10°C , duración de dos meses y 500km de diámetro.



La confluencia de Brasil Malvinas determina una compleja estructura vertical de masas de agua sobre la plataforma del ASO.



Plataforma



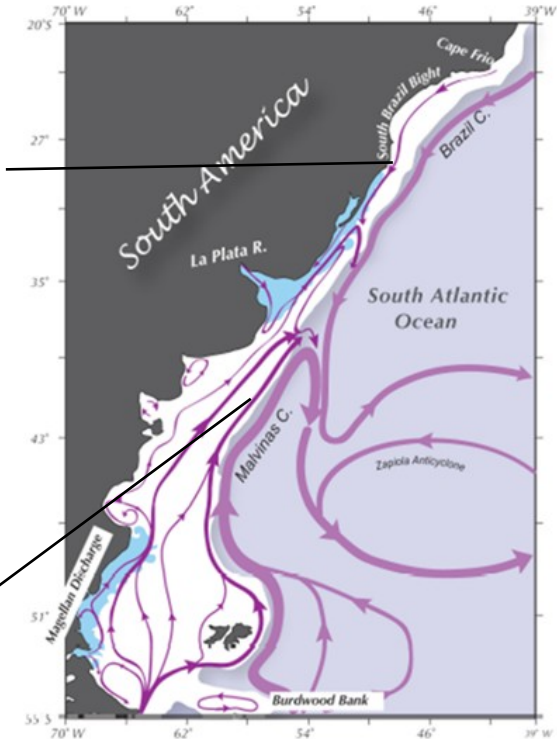
La plataforma del ASO se extiende desde Cabo Frío, Brasil (23°S) al Banco Burdwood (55°S).

Se ensancha hacia el sur, llegando a un máximo de 860km en 51°S

Nos vamos a centrar en los procesos de plataforma

Flujo hacia el S de
aguas cálidas

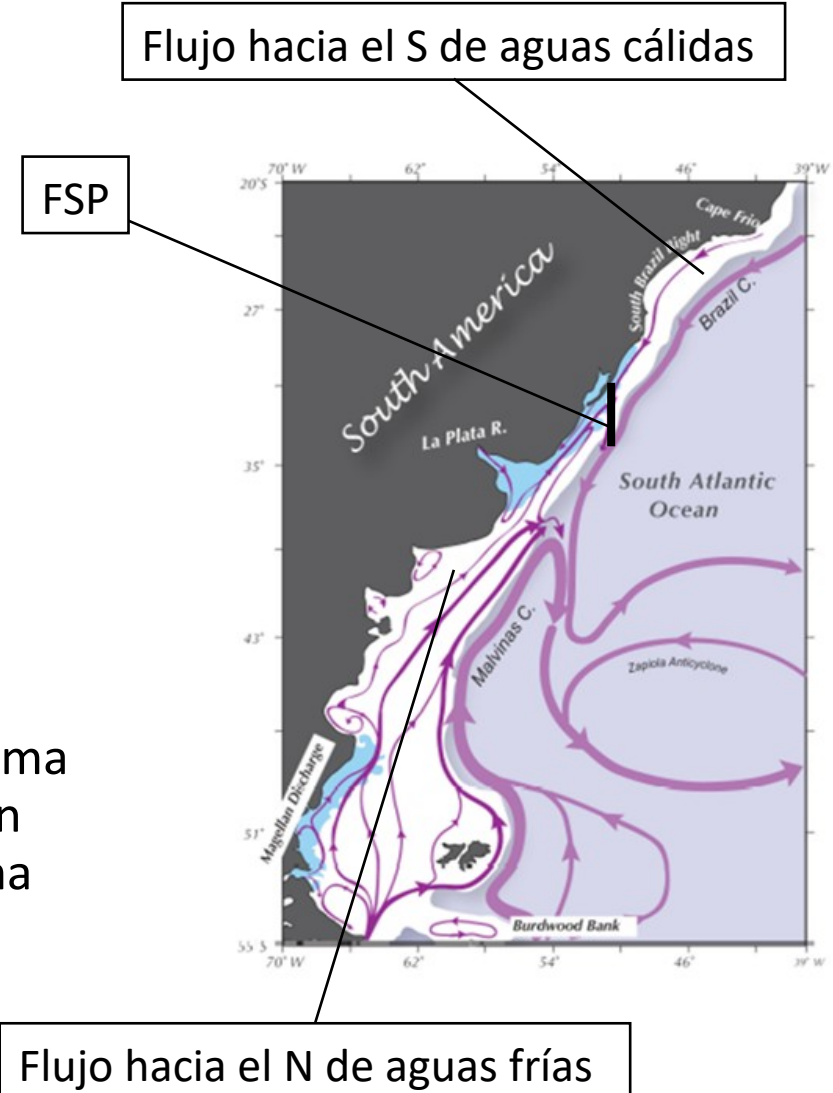
Flujo hacia el N de
aguas frías



Masas de agua de plataforma

Se originan por dilución de las aguas oceánicas

- Agua Subantártica de Plataforma (ASAP)
 - Dilución de ASA en el Pacífico Sur por exceso de precipitación y escorrentía superficial
- Agua Subtropical de Plataforma (ASTP)
 - Dilución de AST por escorrentía de la costa brasilera
- Aguas costeras (salinidades < 33.2)
 - La descarga del RdIP y la Laguna de los Patos forma una lengua de baja S que determina una dilución adicional de las aguas superficiales de plataforma

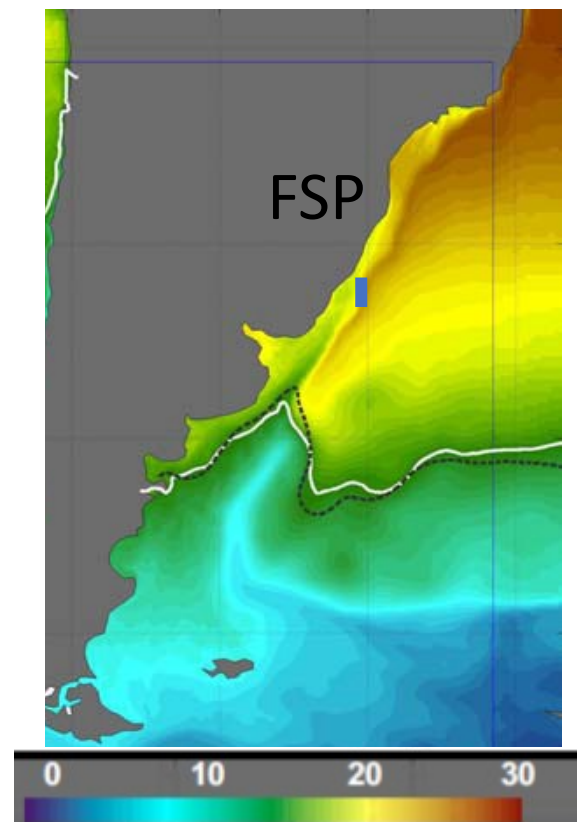
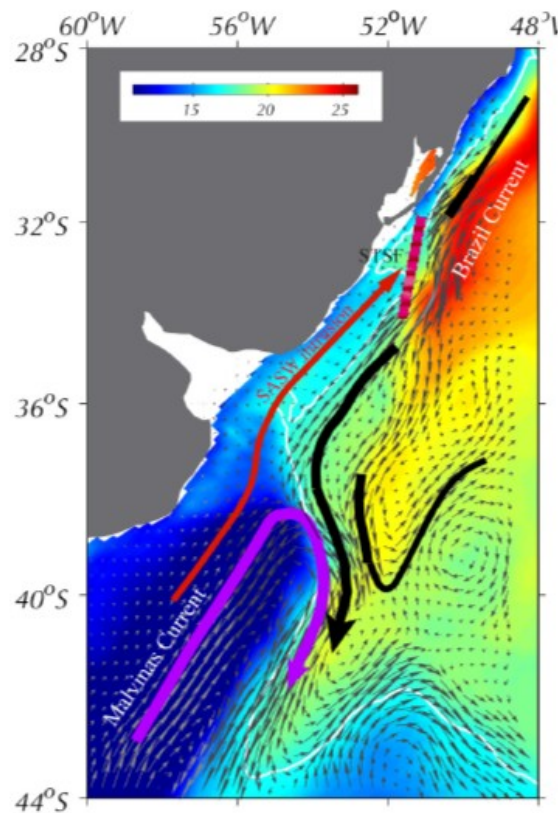


Frente Subtropical de Plataforma (FSP)

- Aparece como una extensión de la CBM en la plataforma
- Localizado aprox. isobata 50m
- Compensado en densidad
- Divide la plataforma en dos regiones :

Norte: con agua cálida, salada y oligotrófica de origen tropical y subtropical

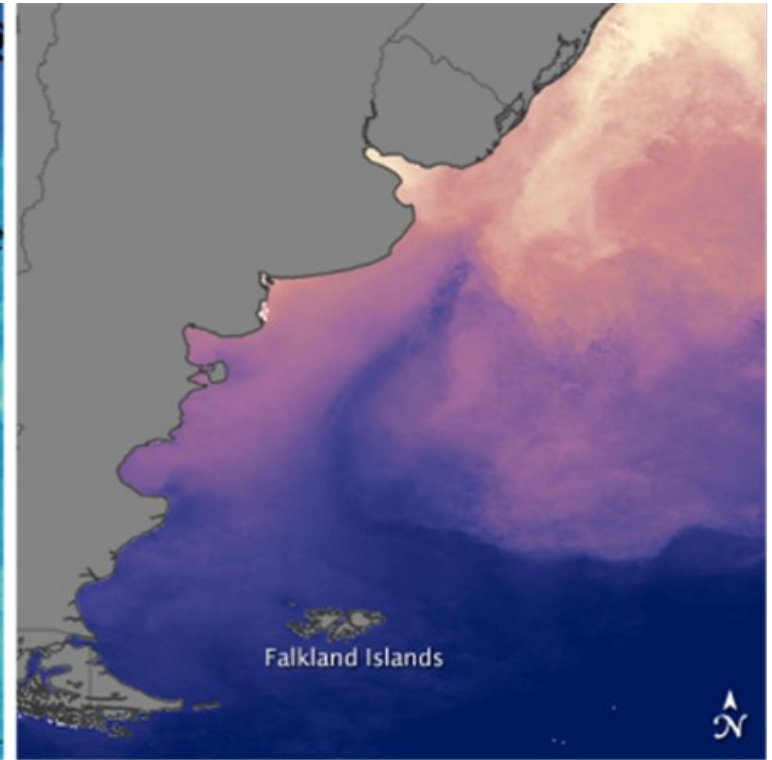
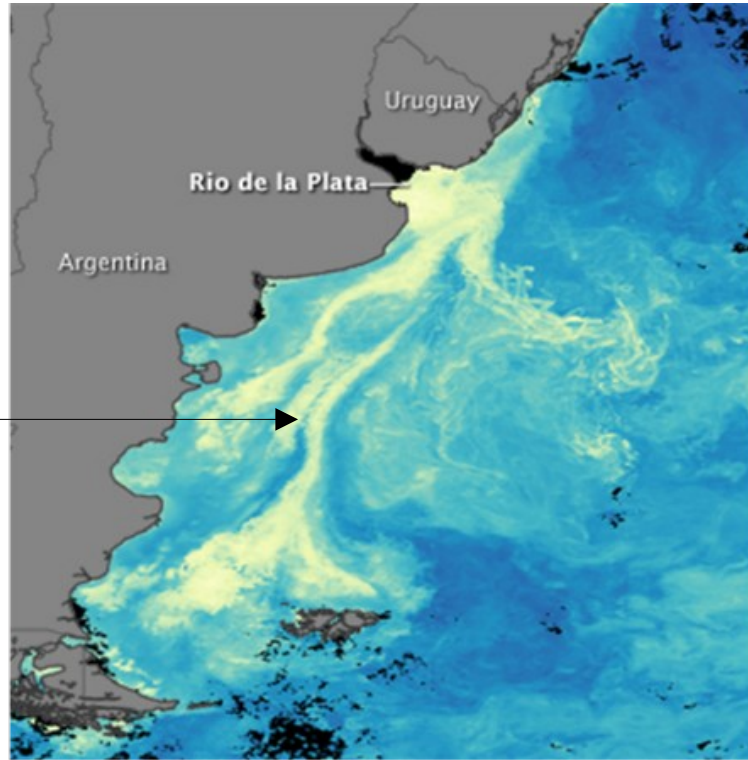
Sur: con aguas más ricas en nutrientes, de menor salinidad y frías de origen subantártico



Al S del FSP

Los máximos de clorofilas de esta zona son sintomáticos de surgencias de agua ricas en nutrientes, surgencias de quiebre de talud

máximo de clorofila sobre la isóbata de los 200m



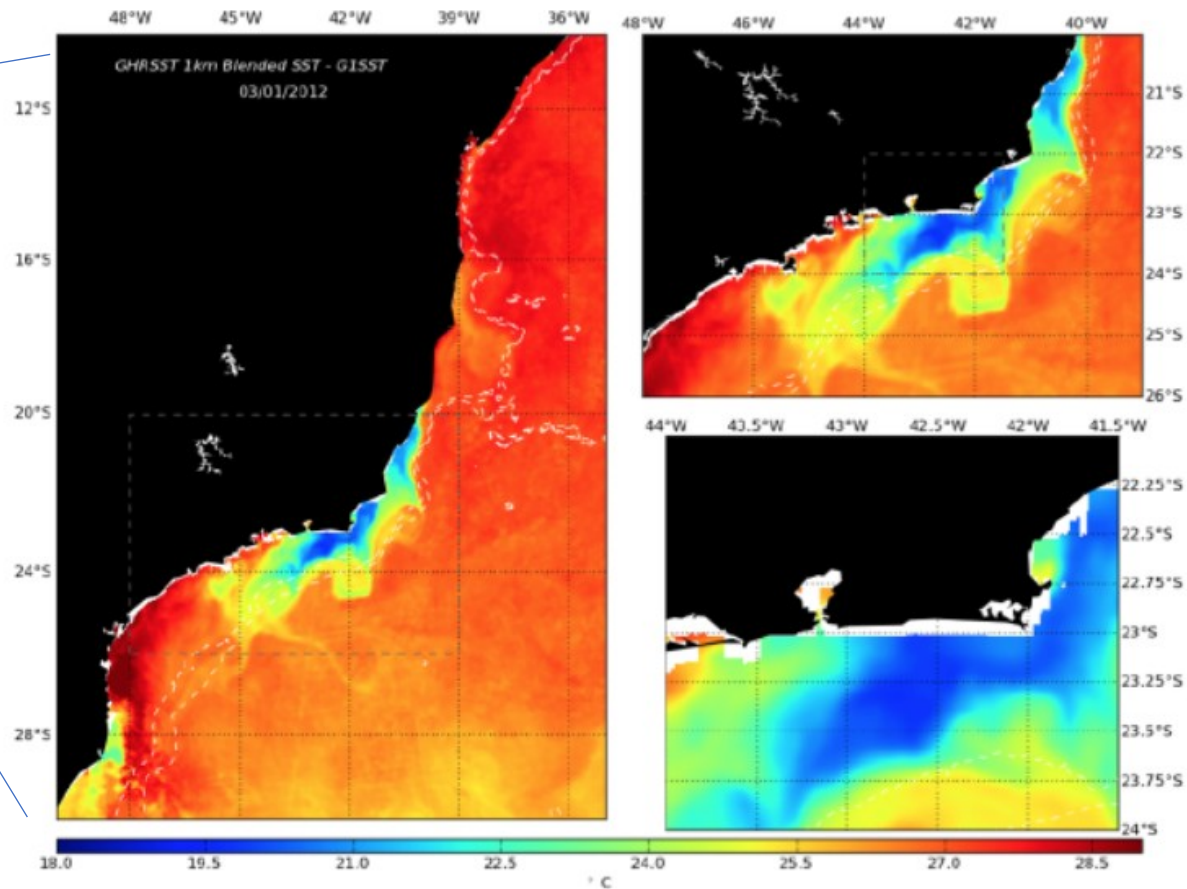
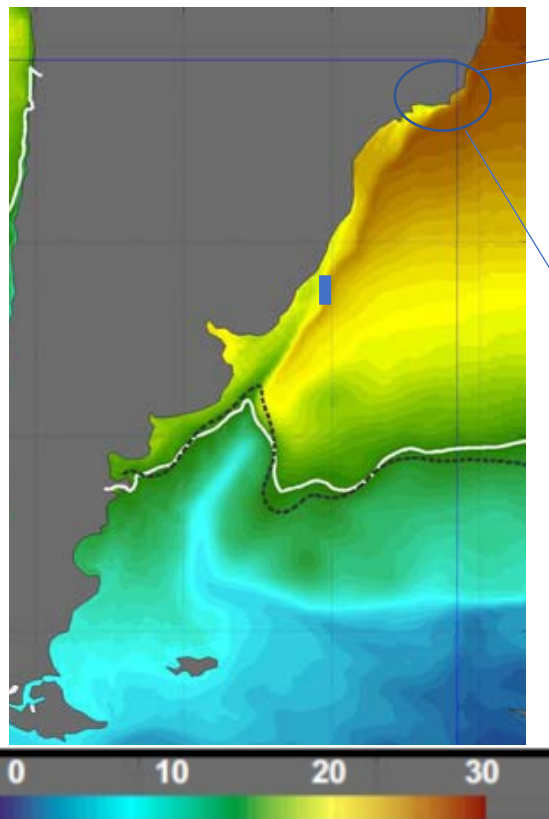
Chlorophyll Concentration (mg/m³)



Sea Surface Temperature (°C)



Región Norte de la plataforma del ASO



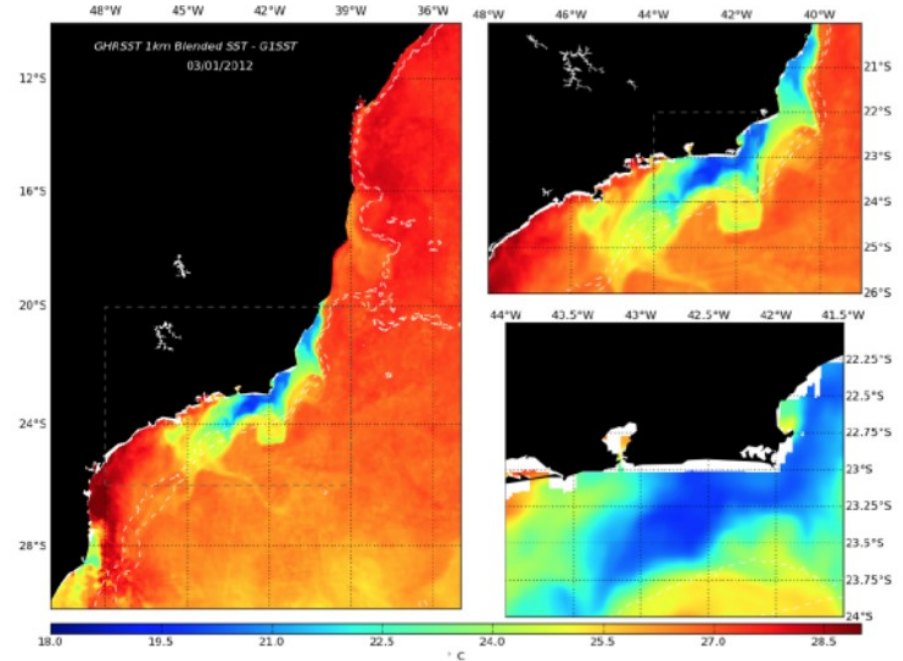
Surgencia de Cabo Frío

Cambio en dirección de la Costa de N-S a E-W
Vientos N-NE

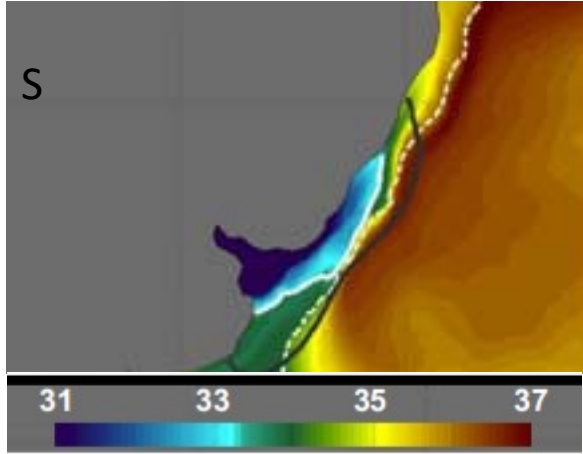
Surgencia de ACAS

Plataforma continental angosta (70 km)

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



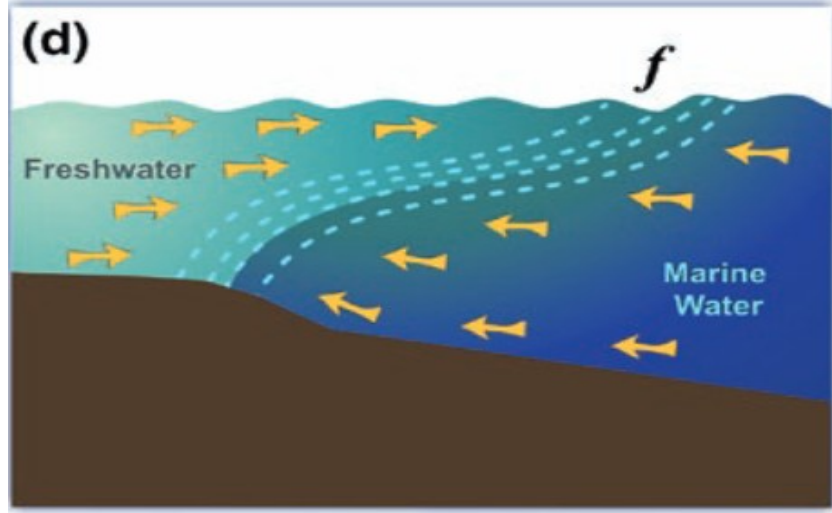
EN PLATAFORMA URUGUAYA



- En la región destaca la presencia del del RdIP con el mayor flujo de agua dulce en el área ($\sim 34^\circ\text{S}$) con una descarga promedio de $22.000\text{m}^3\text{s}^{-1}$
- El caudal de descarga depende de los Ríos Paraná y Uruguay
- No presenta variabilidad estacional en el caudal, pero sí gran variabilidad interanual $\rightarrow$ eventos ENOS

Filamentos de la descarga del RdIP pueden alcanzar la zona de la CBM

Frente del Río de la Plata



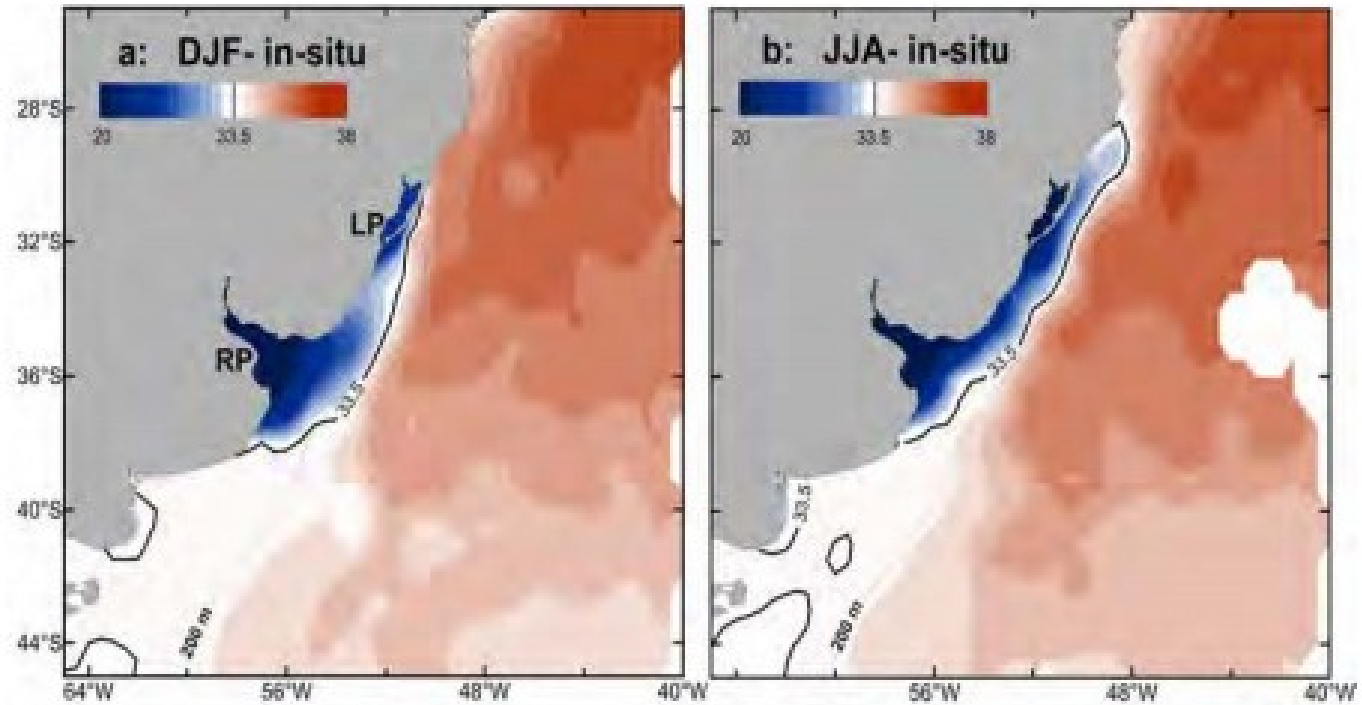
*El agua de plataforma forma una cuña bajo la descarga continental.

*Frente salino de fondo: El máximo gradiente de turbidez (floculación de material en suspensión en el límite de la intrusión salina)

*Frente salino de superficie

*Se forma una pluma de descarga y frentes costeros en el estuario

- Presenta variabilidad estacional en forma y extensión que ocupa el flujo de agua que ingresa a la región de plataforma → variación estacional de los vientos superficiales en la región

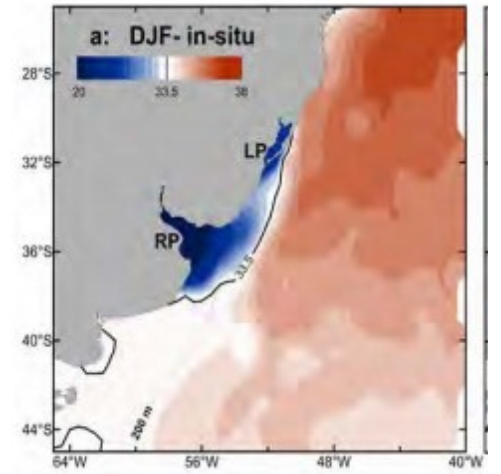
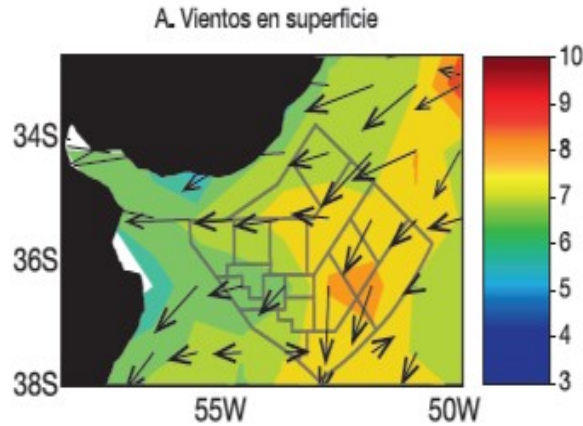


Primavera-verano

Vientos NNE dominantes

Coriolis-Flujo hacia Argentina

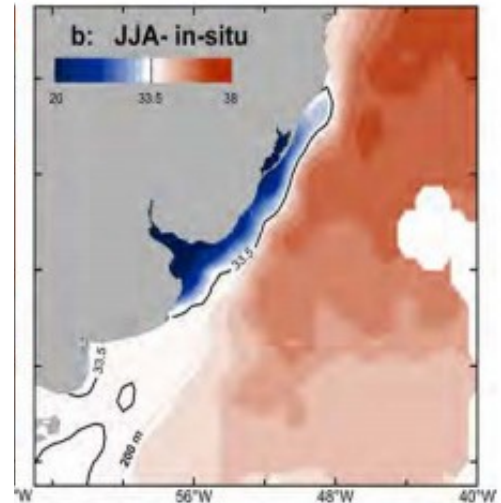
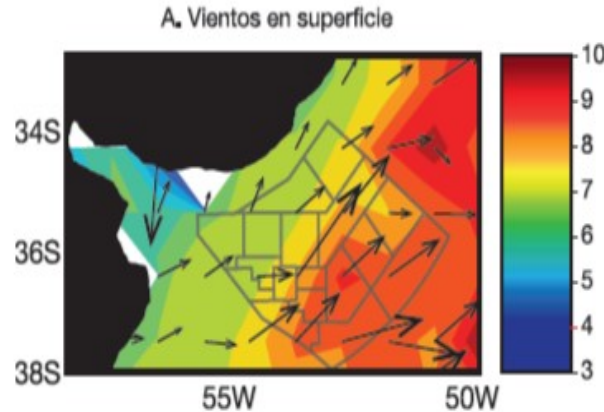
Surgencia de aguas oceánicas sobre la costa uruguaya



En otoño - invierno

Menor influencia de los vientos

Coriolis- Flujo NNE sobre la costa.



Surgencias en la costa uruguaya

Vientos NE- Surgencia oceánica
(entre Pdel E y C polonio)

Vientos del E surgencia estuarina
(entre Mvd y PdeIE)

Cambios en dirección de la costa +
vientos favorables

